

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР  
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ  
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

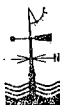
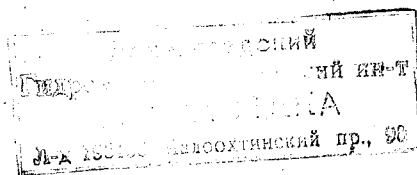
ТРУДЫ  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ  
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

415

РАДИАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
В АТМОСФЕРЕ

Под редакцией  
чл.-корр. АН СССР, д-ра физ.-мат. наук  
К. Я. КОНДРАТЬЕВА  
и канд. физ.-мат. наук  
Н. Е. ТЕР-МАРКАРЯНЦ



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1979

В сборнике представлены результаты теоретических и экспериментальных исследований радиационных процессов в атмосфере, проведенных в отделе радиационных исследований ГГО.

Они включают: аэрозольные исследования, расчеты потоков коротковолновой и длинноволновой радиации в атмосфере, спектральные радиационные характеристики системы подстилающая поверхность — атмосфера, методику измерений содержания малых газовых компонент в атмосфере, а также вопросы методики измерения радиации с самолета и вопросы пиргелиометрии.

Сборник рассчитан на специалистов, работающих в области физики атмосферы.

The collection of papers presents the results of theoretical and experimental radiation studies in the atmosphere carried out in the Radiation Studies Department of the Main Geophysical Observatory.

The studies comprise aerosol measurements; calculations of the shortwave and longwave radiation fluxes in the atmosphere; spectral radiative characteristics of the underlying surface-atmosphere system; techniques for measuring minor gaseous components in the atmosphere; radiation measurements from aircraft, and some problems of pyrheliometry.

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

*К. Я. Кондратьев, В. Ф. Жвалев,  
М. А. Прокофьев, Н. Е. Тер-Маркарянц*

## **ВЛИЯНИЕ АЭРОЗОЛЯ НА РАДИАЦИОННУЮ ЭНЕРГЕТИКУ ТРОПИЧЕСКОЙ АТМОСФЕРЫ**

Самолетные исследования в рамках радиационной подпрограммы АТЭП проводились в условиях, которые могут быть классифицированы по следующим основным типам:

- а) безоблачные условия в отсутствие пылевых выносов;
- б) наличие выраженного аэрозольного слоя — пылевого выноса из Сахары;
- в) однородная слоистообразная облачность;
- г) мощная конвективная облачность;
- д) частичная кучевая облачность.

Измерения в условиях типов а, б, в могли быть выполнены одиочным самолетом, в то время как решение задач радиационной подпрограммы эксперимента в условиях типов г и д требовало одновременного использования нескольких самолетов-лабораторий.

Значительная часть специальных радиационных самолетных измерений по радиационной подпрограмме АТЭП в условиях типов а, б, в была выполнена самолетом-лабораторией Ил-18 ГГО. Такой акцент в использовании самолета-лаборатории Ил-18 ГГО был связан, во-первых, с особенностями комплекса научного оборудования на его борту, во-вторых, с особой важностью задач изучения радиационных эффектов аэрозоля и облачности в тропической атмосфере [5].

Анализ материалов актинометрических измерений, выполненных с борта самолета, показал, что вертикальные профили радиационного притока тепла могут быть классифицированы по определенным типам в зависимости от атмосферных условий.

Рассмотрим основные характерные черты вертикальных профилей радиационного притока тепла и его коротковолновой и длинноволновой составляющих. В условиях безоблачной погоды при отсутствии выноса пыли во всем зондируемом слое атмосферы до 6,1 км наблюдается общее радиационное нагревание (рис. 1):

Максимальные величины притока тепла, отнесенные к километру высоты, наблюдаются в приповерхностном слое атмосферы. Абсолютные величины притока невелики и составляют приблизительно 70—100 Вт/(м<sup>2</sup>·км). Интересно, что ранее проведенные эксперименты по программе КЭНЭКС (измерения велись над однородными поверхностями: пустыней, степью, морем) дали для анало

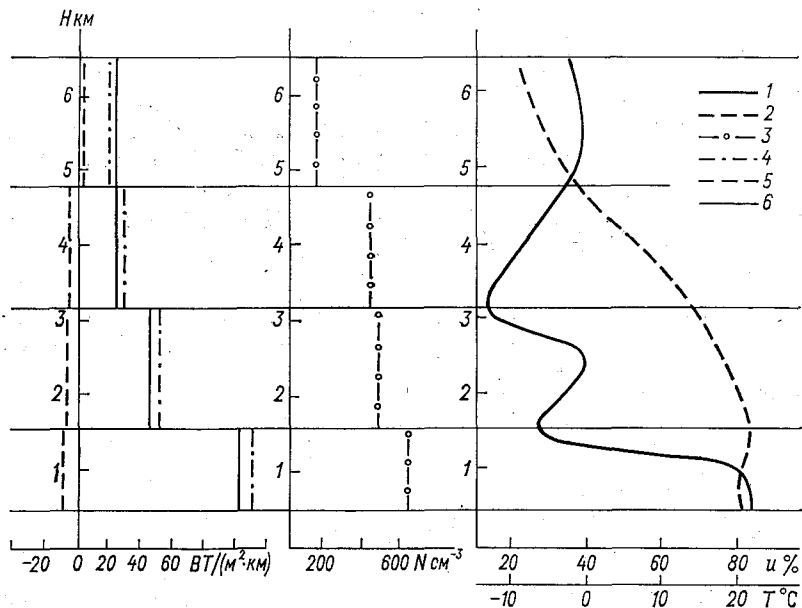


Рис. 1. Радиационный приток и его составляющие при безоблачной чистой атмосфере 13 августа 1974 г., 14 ч 15 мин.

1 — относительная влажность, %; 2 — температура,  $^{\circ}\text{C}$ ; 3 — концентрация аэрозоля  $\text{N} \cdot \text{см}^{-3}$ ; 4 — коротковолновый приток,  $\text{Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{км})$ ; 5 — длинноволновое выхолаживание,  $\text{Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{км})$ ; 6 — полный радиационный приток тепла,  $\text{Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{км})$ .

гичных погодных условий качественно подобные результаты именно: вертикальные профили притока тепла также имели максимум в нижнем слое, хотя абсолютные величины были большими [1, 2, 4]. Вертикальный профиль общего притока тепла в основном формируется за счет коротковолновой составляющей. Длинноволновая радиация дает практически незначительные величины выхолаживания для всех слоев атмосферы до 5—6 км. Общий приток энергии к 6-километровому зондируемому слою составил около 160  $\text{Вт}/\text{м}^2$ .

Вертикальный профиль общего радиационного притока тепла существенно трансформируется при появлении аэрозольного слоя представляющего собой вынос сахарской пыли. Такие выносы

являются характерной чертой погодных условий над северной зоной тропической Атлантики («море мрака») и уверенно обнаруживаются на телевизионных снимках с борта ИСЗ [3]. Типичные вертикальные профили притока, концентрации аэрозоля и метеопараметров для случая такого выноса приведены на рис. 2. Ярko выраженный слой аэрозоля с максимальной концентрацией в слое 3,5—4 км оказывает заметное влияние на профили потоков и притока тепла. Общий радиационный приток тепла до высот 4—4,5 км определяется коротковолновой составляющей, причем в пределах границ аэрозольного слоя отмечается нагревание даже за счет

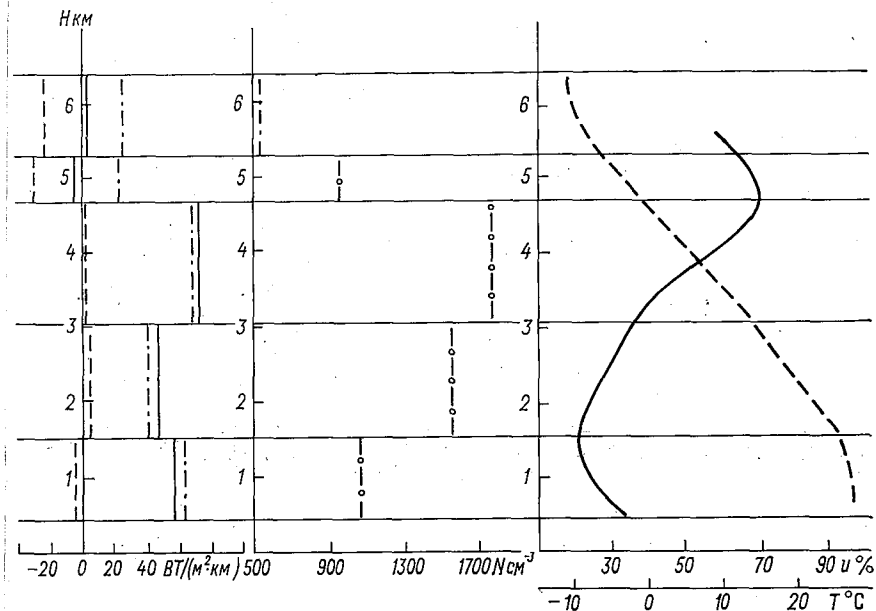


Рис. 2. Радиационный приток тепла и его составляющие при безоблачной атмосфере в присутствии сахарского аэрозольного слоя 4 сентября 1974 г., 12 ч. 30 мин.

Усл. обозн. см. рис. 1.

длинноволновой радиации, хотя его величина по сравнению с эффектом коротковолнового поглощения незначительна. Выше аэрозольного слоя некоторое коротковолновое нагревание компенсируется выхолаживанием за счет длинноволновой радиации, и общий радиационный приток тепла оказывается близким к нулю. Максимальные величины притока наблюдаются в слое атмосферы от 3 до 4,5 км, где максимальна также концентрация аэрозоля (около 90 Вт/(м²·км)). Характерным для анализируемой атмосферной ситуации является также наличие максимума относительной

влажности вблизи верхней границы аэрозольного слоя. Такая связь отмечалась нами ранее [2]. Общий приток тепла к 6-километровому слою достигает  $223 \text{ Вт/м}^2$ .

Еще одним характерным типом вертикального распределения радиационного притока тепла является распределение при наличии в атмосфере сплошной слоистообразной облачности (рис. 3). Нередко слоисто-кучевая облачность в районе АТЭП наблюдалась одновременно с размытым аэрозольным слоем, расположенным выше облаков. Выхолаживание в облачном слое достигает  $175\text{--}210 \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{км)}$ , поглощение коротковолновой радиации аэрозолем выше облачного слоя приводит к нагреванию до  $40\text{--}50 \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{км)}$ .

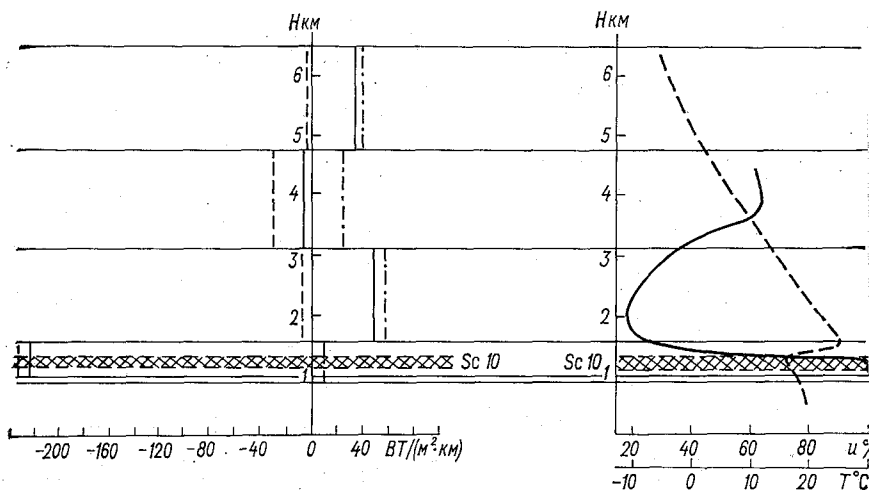


Рис. 3. Радиационный приток тепла и его составляющие при наличии в атмосфере однослойной облачности, Sc 10, 4 августа 1974 г., 11 ч. 30 мин.

Усл. обозн. см. рис. 1.

В ряде случаев было зарегистрировано интенсивное поглощение коротковолновой радиации в облачном слое, связанное как с особенностями микроструктуры тропических облаков (преобладание крупнокапельной фракции), так и с возможным «загрязнением» облачности пылевым аэрозолем, увеличивающим поглощение радиации облаком. В экстремальных случаях величина притока коротковолновой радиации к слою облачности достигала  $0,5\text{--}0,7$  величины длинноволнового выхолаживания, в значительной степени снижая роль облачности как «стока» радиационной энергии в атмосфере.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жвалев В. Ф. и др. Составляющие радиационного баланса в свободной атмосфере /В. Ф. Жвалев, Н. Е. Тер-Маркарянц, М. А. Прокофьев и др.—Труды ГГО, 1975, вып. 366, с. 8—22.
2. Кондратьев К. Я. и др. Опыт осуществления полного радиационного эксперимента /К. Я. Кондратьев, В. Ф. Жвалев, М. А. Прокофьев и др.—Труды ГГО, 1973, вып. 296, с. 70—78.
3. Кондратьев К. Я. и др. Аэрозоль в районе АТЭП и его радиационные свойства /К. Я. Кондратьев, О. Д. Баргенева, О. Б. Васильев.—Труды ГГО, вып. 381, 1976, с. 67—130.
4. Прокофьев М. А., Тер-Маркарянц Н. Е. Актинометрические измерения в свободной атмосфере в экспедиции КЭНЭКС-70.—Труды ГГО, 1972, вып. 276, с. 43—61.
5. Cox S., Kraus H. Gate Radiation Subprogram. Field Phase Report. January 1975, Dept. of Atm. Science, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 151 p.

*В. И. Биненко, К. Я. Кондратьев*

## **О ВЛИЯНИИ АЭРОЗОЛЯ НА ПЕРЕНОС ДЛИННОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ В АТМОСФЕРЕ**

Проведение второго этапа советско-американского аэрозольно-радиационного эксперимента в районе г. Ларами в штате Вайоминг (США) включало осуществление ночных актинометрических измерений длинноволновых (ДВ) потоков радиации перед каждым аэрозольным зондированием атмосферы. Измерения проводились через 2 часа после захода Солнца и за 2 часа до восхода, чтобы исключить влияние коротковолновой радиации на данные измерений.

Подготовительная работа заключалась в стыковке актинометрического радиозонда АРЗ-1 с американским метеорологическим радиозондом, установке порядка опроса измеряемых радиационных и метеорологических параметров атмосферы, лабораторной калибровке и проверке радиозонда в целом. По данным работы [1], среднеквадратическая погрешность измерения ДВ потоков радиации для реальных условий полета составляет  $0,005 \text{ кал}/(\text{см}^2 \times \text{мин})$ , а в определении скорости радиационного изменения температуры воздуха равна  $0,007^\circ\text{C}/\text{ч}$  для  $\Delta p = 100 \text{ мбар}$ .

Целью актинометрического зондирования было: 1) получение вертикальных профилей ДВ потоков радиации, аэрологических параметров и изучение их изменчивости во времени за период проведения эксперимента; 2) рассмотрение возможного влияния аэрозоля и активных газовых компонент на скорость радиационного изменения температуры, используя данные сопутствующих измерений аэрозоля, ядер конденсации, озона; 3) сопоставление полученных данных для разных географических зон.

Выделение вклада тех или иных факторов в скорость радиационного изменения температуры было бы значительно облегчено в случае спектральных измерений, тогда как при актинометрическом (интегральном) зондировании особенно важны результаты сопутствующих аэрологических измерений (в частности, стратификации температуры), данные о содержании водяного пара, аэрозоля, озона и других активных газовых компонентов атмосферы,



например углекислого газа и других. Привлечение этих данных и результатов численного моделирования применительно к условиям эксперимента позволят сделать количественные оценки влияния аэрозоля и других факторов на перенос ДВ радиации.

В табл. 1 приводятся сведения о запусках актинометрических радиозондов. Все они проводились при ясном небе (не более 2—3 баллов облаков) и слабом ветре.

Географические координаты места проведения аэростатных измерений были  $41^{\circ}2'$  с. ш.,  $105^{\circ}5'$  з. д., а высота над уровнем моря  $\approx 2000$  м.

Таблица 1

Сведения о запусках актинометрических радиозондов  
летом 1976 г.

№ выпуска	Дата	Московское время (поясное)		Температура, °С		Давление, мбар	Максимальная высота, км	Время достижения максимальной высоты	
		ч	мин	смоченного	сухого			ч	мин
W=126	31 VII	04	02	15,8	18,2	784,0	22,35	05	26
W=128	03 VIII	22	58	13,5	16,8	784,6	25,09	00	33
W=129	04 VIII	03	58	10,2	13,8	784,5	28,26	05	27
W=131	05 VIII	22	41	13,8	18,2	784,6	29,47	00	41
W=132	06 VIII	04	12	12,1	14,9	784,6	26,65	05	51

Циклоническая деятельность за период проведения аэрозольно-радиационных исследований привела к понижению высоты тропопаузы. Если 31 августа 1976 г. она находилась на уровне 120—130 мбар, то в последующие дни наблюдалось ее расслоение и понижение до уровня, соответствующего 160—180 мбар.

Этот факт особенно примечателен, так как высота тропопаузы оказывает существенное влияние на вертикальный профиль концентрации аэрозоля.

Аэрозольные слои в этой области атмосферы обусловлены отчасти процессами обмена у тропопаузы и в определенной степени порождены вулканической активностью [4]. Здесь же наблюдается подобие профилей отношения смеси аэрозоля и озона и отмечается уменьшение вертикального градиента температуры воздуха. Все это оказывает влияние на перенос ДВ излучения в атмосфере [2] и вертикальное распределение счетной концентрации аэрозоля  $N$  по слоям [3—5] (убывание с высотой в тропосфере, наличие задерживающего слоя в районе тропопаузы, где наблюдается минимум концентрации, и затем наличие аэрозольного слоя с максимумом между 15 и 20 км) (рис. 2).

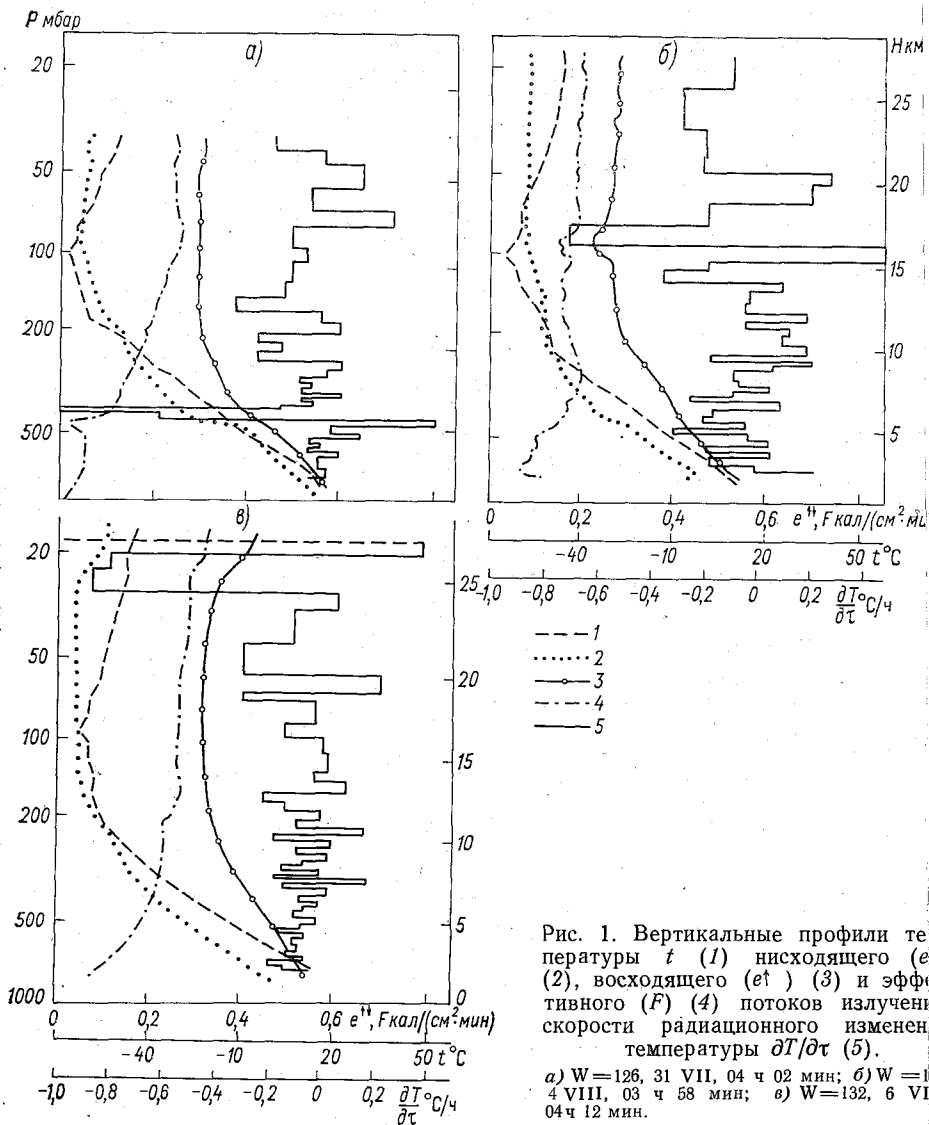


Рис. 1. Вертикальные профили температуры  $t$  (1) нисходящего ( $e$ ) (2), восходящего ( $et$ ) (3) и эффективного ( $F$ ) (4) потоков излучения, скорости радиационного изменения температуры  $\frac{\partial T}{\partial \tau}$  (5).

$a$ )  $W=126$ , 31 VII, 04 ч 02 мин;  $б$ )  $W=14$  VIII, 03 ч 58 мин;  $в$ )  $W=132$ , 6 VI 04 ч 12 мин.

Как видно из рис. 1, преимущественно наблюдается возрастание эффективного потока теплового излучения  $F$  с высотой и, следовательно, радиационное выхолаживание. В области инверсии и подынверсионных слоев, в районе тропопаузы, где, согласно данным американского аэрозольного зонда, находились слои аэрозоля, наблюдалось радиационное нагревание. Например, данные рис. 1  $a$  и 2  $a$  обнаруживают на уровне 460—520 мбар аэрозольный слой с концентрацией частиц размером больше 0,3 мкм по-

рядка  $3 \text{ см}^{-3}$ . Здесь же у основания температурной инверсии наблюдался радиационный нагрев до  $0,43^\circ\text{C}/\text{ч}$ , а затем сильное радиационное охлаждение до  $1,13^\circ\text{C}/\text{ч}$ . В нижней части стратосферы на уровне 70—80 мбар концентрация аэрозольных частиц достигала  $1,8 \text{ см}^{-3}$ , но резкое увеличение термодинамической температуры в этой области, дополнительное влияние за счет озонного поглощения привело к радиационному нагреванию до  $0,27^\circ\text{C}/\text{ч}$  в нижней части аэрозольного слоя и к радиационному охлаждению в его верхней части до  $0,06^\circ\text{C}/\text{ч}$ .

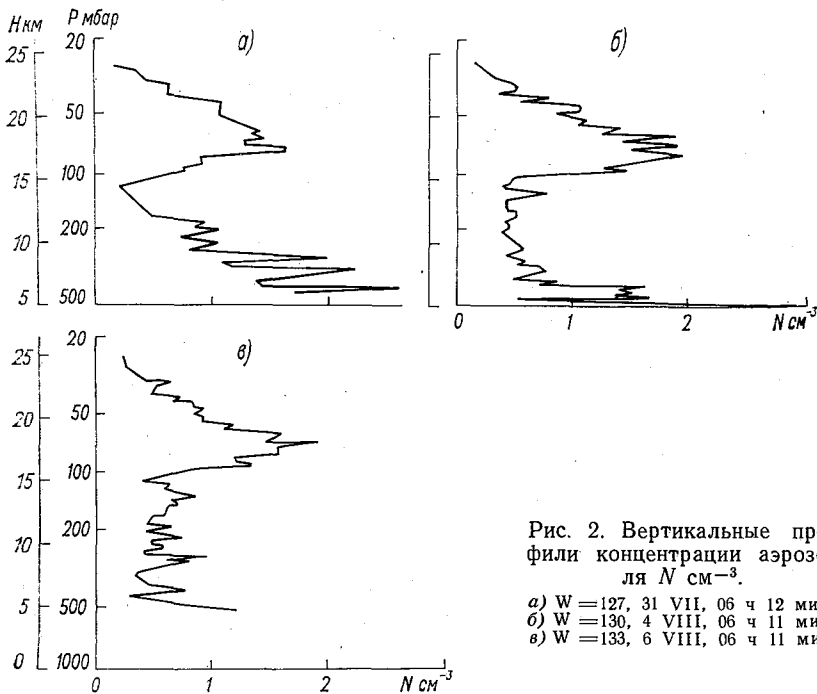


Рис. 2. Вертикальные профили концентрации аэрозоля  $N \text{ см}^{-3}$ .

а) W = 127, 31 VII, 06 ч 12 мин;  
 б) W = 130, 4 VIII, 06 ч 11 мин;  
 в) W = 133, 6 VIII, 06 ч 11 мин.

Такое же подобие вертикального профиля скорости радиационного изменения температуры и счетной концентрации аэрозоля можно видеть на рис. 1 б и в, 2 б и в. Как аэрозольные, так и радиационные измерения показывают, что атмосфера была наиболее сильно запылена 31 июля и 4 августа 1976 г. (по сравнению с запуском 6 августа), а по данным запусков после захода Солнца — 5 августа. Различия в вертикальном распределении радиационных параметров в предрассветные часы и после захода Солнца, по-видимому, связаны с трансформацией метеоусловий, но на основе данных только пяти запусков их трудно интерпретировать.

Имеющиеся данные позволяют предположить, что аэрозольный слой можно сравнить с облаком, которое подобно тепловой «яме» и имеет радиационно активные пограничные слои. В середине слоя радиационное изменение температуры близко к нулю, т. е. осуществляется состояние лучистого равновесия, в то время как верхняя граница соответствует стоку тепла, а нижняя — источнику нагревания.

Сопоставление вертикальных профилей аэрозоля, полученных на основе данных фотоэлектрических измерений и радиационных характеристик атмосферы за соответствующие периоды времени, показывает, что наличие аэрозольных слоев вызывает перемену

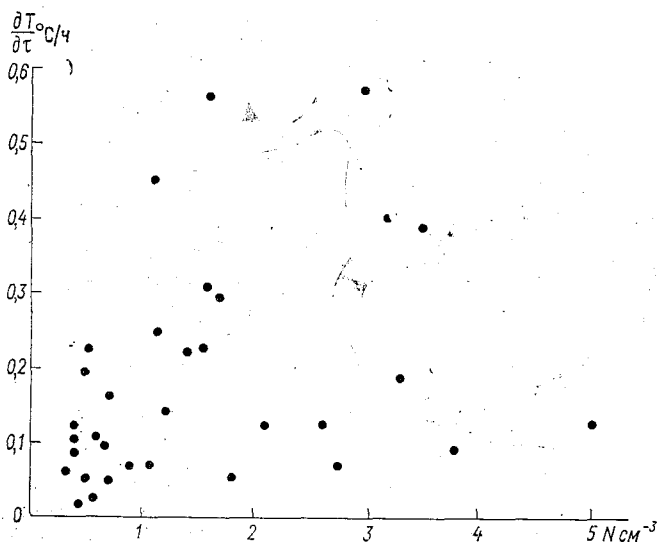


Рис. 3. Распределение точек, соответствующих значениям скорости радиационного нагревания атмосферы, в зависимости от счетной концентрации аэрозоля  $N$ .

знака скорости радиационного изменения температуры. Последнее обстоятельство может служить косвенным признаком для обнаружения аэрозоля по данным актинометрического зондирования.

Была сделана попытка построить на основе имеющихся данных зависимость скорости радиационного изменения температуры от концентрации аэрозоля (диаметром больше 0,3 мкм) на соответствующих высотах в слое выше 300 мбар (чтобы исключить влияние водяного пара, основная часть которого находится в тропосфере). Из рис. 3 видно, что корреляционная связь между этими параметрами очень слаба, что, естественно, объясняется трудностями привязки по высоте, хотя и близких, но разновременных запусков актинометрического и аэрозольного зондов, разной при-

родой оптической активности аэрозоля в различных участках спектра ДВ излучения, влиянием метеорологических факторов, например влиянием изменчивости вертикального профиля влажности, газовых примесей атмосферы. Можно предполагать, что такого рода связи должны иметь более устойчивый характер в области окон прозрачности атмосферы.

Если сравнить результаты актинометрического зондирования, проведенного в Рыльске и Ларами [3], то можно видеть их сходство, но в случае измерений в США отмеченные особенности переноса ДВ излучения проявились наиболее отчетливо: в слое инверсии температуры, в районе тропопаузы, аэрозольный слой по своим поглощательным и излучательным свойствам приближается к облаку, а в отдельных случаях оптически активного аэрозоля его присутствие может быть эквивалентно черному телу.

По данным актинометрического радиозондирования уже давно были обнаружены тонкие слои в атмосфере с чередованием нагревания и выхолаживания при отсутствии облаков. Результаты этого эксперимента позволяют высказать предположение о том, что подобная тонкая структура радиационных свойств атмосферы определяется наличием в ней тонких слоев с повышенной концентрацией оптически активного аэрозоля.

Таким образом, полученные в советско-американском эксперименте результаты дают основания говорить о качественном соответствии данных о концентрации аэрозоля в атмосфере и ее радиационных свойств. Следует считать весьма желательным подробный совместный анализ этих данных с целью получения количественных оценок обнаруженных эффектов.

В заключение авторы считают своим приятным долгом выразить искреннюю благодарность за полезные консультации и помощь при организации данной работы Н. А. Зайцевой, Д. Хофману, Дж. Розену и Н. Кчоме за предоставление материалов об аэрозоле, всестороннюю поддержку и внимание при проведении совместных запусков аэрозольно-радиационной аппаратуры.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зайцева Н. А., Костяной Г. Н. Поле длинноволновой радиации в свободной атмосфере (справочные данные). — М., Гидрометеониздат, 1974.— 148 с.
2. Кондратьев К. Я. Лучистый теплообмен в атмосфере.— Л.: Гидрометеониздат, 1956.— 420 с.
3. Кондратьев К. Я. Климат и аэрозоль.— Труды ГГО, 1976, вып. 381, с. 3—66.
4. Pinnik R. G., Rosen J. M., Hofmann D. J. Stratospheric aerosol measurements. II: Optical model calculations.— J. Atm. Sci., 1976, 32, p. 1457—1462.
5. Rosen J. M., Hofmann D. J. Cooperative stratospheric aerosol research program.— Progress Report, WL-2, October 1975; WL-5, January 1977.—72 p.

*К. Я. Кондратьев, Л. Н. Дьяченко,  
Н. И. Баранова*

## **ЗАВИСИМОСТЬ СРЕДНИХ ЗОНАЛЬНЫХ ТЕМПЕРАТУР ОТ ИЗМЕНЕНИЯ КОЛИЧЕСТВА ОБЛАКОВ**

Океан, покрывающий более чем на 70% поверхность земного шара, является сложной системой, в которой постоянно возникают и исчезают циркуляции различного масштаба, формируются мощные планетарные течения и противотечения, происходит перенос тепла из одних районов в другие. Все эти процессы протекают в условиях постоянной связи океана с атмосферой при непрерывном их взаимодействии.

Одним из важных вопросов теории изменения климата является выяснение зависимости между температурой поверхности океана и облачностью. Несмотря на кажущуюся простоту изучаемого вопроса, до настоящего времени он не может считаться вполне разрешенным.

В последние годы появилось много работ, посвященных влиянию изменения облачности на температурные колебания у земной поверхности. Так, например, в работах М. И. Будыко для оценки влияния облачности на температуру воздуха для средних глобальных условий была использована эмпирическая зависимость длинноволнового уходящего излучения от температуры воздуха и облачности.

Выявление связи между облачностью и температурой воздуха представляет большую трудность в связи с необходимостью учета многочисленных сопутствующих факторов. Необходимо, в частности, учесть радиационных факторов климата. Этот вопрос легче разрешить, по всей вероятности, для отдельных районов и отдельных сезонов, чем для средних глобальных условий. Поэтому нами были рассмотрены зависимости температуры поверхности океана  $t_{п,о}$  и температуры воздуха у поверхности океана  $t_{возд}$  от общей облачности  $N$  в среднем за месяц для отдельных широтных зон.

Данные, на основании которых строились зависимости, заимствованы из американского атласа, где все материалы представ-

лены в глобальной сетке  $4^\circ$  по широте и  $5^\circ$  по долготе в форме за-  
 габулированных величин и машиннопроанализированных карт.  
 Последние, в свою очередь построены по данным корабельных  
 измерений и линейно экстраполировались по широте и долготе  
 в направлении к суше или льду (рассматривалась территория от  
 $66^\circ$  с. ш. до  $66^\circ$  ю. ш.), а также проводилась интерполяция тем-  
 пературных данных между небольшими островами и узкими полу-  
 островами [6].

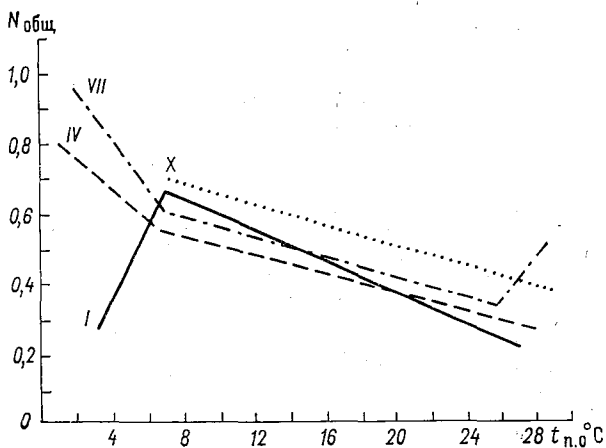


Рис. 1. Зависимость средних зональных температур поверхности океана от общей облачности (в среднем за месяц).

Анализируя зависимость температуры поверхности океана или температуры воздуха над океаном от общей облачности, нельзя утверждать, что рост облачности приводит к значительному понижению температуры. Это справедливо лишь для определенных интервалов температуры и сезонов года. На рис. 1 представлена зависимость средних зональных температур поверхности океана от общей облачности в среднем за месяц для всех сезонов года. Если принять линейную аппроксимацию, то из графика четко видно, что температурную шкалу можно разбить на три интервала, в каждом из которых зависимость температуры от облачности имеет определенный характер и знак, присущий этому интервалу:

I интервал — включает температуры  $\leq 7^\circ\text{C}$ ;

II интервал — наиболее обширный с температурами, изменяющимися примерно от 7 до  $25 \div 26^\circ\text{C}$ ;

III интервал — с температурами  $\geq 25 \div 26^\circ\text{C}$ .

Если полученную зависимость для каждого интервала аппроксимировать прямой линией, несколько смещенной относительно

нулевой точки, то соответствующее уравнение будет иметь следующий вид:

$$N = kt_{п.о} + b,$$

где  $k = \operatorname{tg} \alpha$  — угловой коэффициент и  $b$  — свободный член уравнения. Аналогичные зависимости были получены для южного полушария, но они во всех интервалах температур легли несколько ниже, т. е. при одинаковых значениях облачности температуры поверхности океана во все сезоны года оказалась меньше примерно на 30% в южном полушарии, чем в северном. Это обстоятельство, по всей вероятности, можно объяснить большей океанично

Таблица

**Средняя зональная зависимость температуры поверхности океана от общей облачности в среднем за месяц**

Месяц	Полушарие	<7°C			от 7 до 25 ± 26°C			>25 ± 26°C		
		r	k	b	r	k	b	r	k	b
I	С	1,00	0,100	-0,043	-0,80	-0,021	0,805	—	—	—
	Ю	-0,98	-0,022	0,750	-0,98	-0,022	0,750	0,75	0,016	-0,116
IV	С	-0,97	-0,042	0,845	-1,00	-0,014	0,652	0,71	0,100	-2,480
	Ю	-0,30	0,002	0,495	-1,00	-0,014	0,618	0,67	0,031	-0,563
VII	С	-0,99	-0,068	1,085	-0,93	-0,014	0,700	0,60	0,066	-0,378
	Ю	—	—	—	-1,00	-0,012	0,590	—	—	—
X	С	—	—	—	-0,77	-0,014	0,776	—	—	—
	Ю	-0,88	-0,040	0,855	-0,96	-0,014	0,690	—	—	—

стью южного полушария. Рассматривая аналогичные зависимости температуры воздуха над поверхностью океана для обоих полушарий, можно прийти к такому же выводу. Как видно из рис. 1 в I и II интервалах почти для всех сезонов года существует обратная зависимость температуры поверхности океана от облачности, т. е. с уменьшением облачности температура увеличивается. Здесь, по-видимому, основную роль в изменении температуры играет приход коротковолновой радиации. Исключение составляет I интервал января (зима), когда увеличение температуры сопровождается увеличением облачности — доминирует явление парникового эффекта за счет длинноволновой радиации.

Рассчитав для всех рассмотренных случаев коэффициенты линейного уравнения и коэффициенты корреляции, получим табл. 1 и 2, в которых приведены эти величины для четырех месяцев года для северного и южного полушария. Из табл. 1 видно, что в I и II температурных интервалах корреляция средних зональных величин  $t_{п.о}$  и общей облачности  $N$  в среднем за месяц достаточно высока и изменяется в пределах  $r = 0,77 \div 1,00$ . Исключением



**Средняя зональная зависимость температуры воздуха  
от общей облачности в среднем за месяц**

Месяц	Полушарие	<7°C		от 7 до 25 ± 26°C		>25 ± 26°C	
		k	b	k	b	k	b
I	С	0,031	0,80	-0,015	0,600	—	—
	Ю	-0,004	0,78	-0,023	0,774	0,024	-0,316
IV	С	-0,021	0,64	-0,014	0,626	—	—
	Ю	0,00	0,52	-0,014	0,638	—	—
VII	С	-0,046	1,00	-0,015	0,772	0,040	-0,655
	Ю	—	—	-0,010	0,542	—	—
X	С	—	—	-0,013	0,696	0,061	-1,215
	Ю	—	—	-0,016	0,744	—	—

является апрель в южном полушарии, когда при достаточно низких температурах облачность меняется незначительно, составляя около 5 баллов. При высоких температурах как воздуха, так и поверхности океана имеет место положительная корреляция (рис. 1, габл. 1 и 2), т. е. с увеличением облачности растет и температура. Это справедливо для приэкваториальных широт, где больше высота Солнца, а температура и влажность воздуха имеют незначительный суточный ход.

Нужно подчеркнуть, что температура воздуха измеряется на кораблях надежнее и точнее, чем температура поверхности оке-

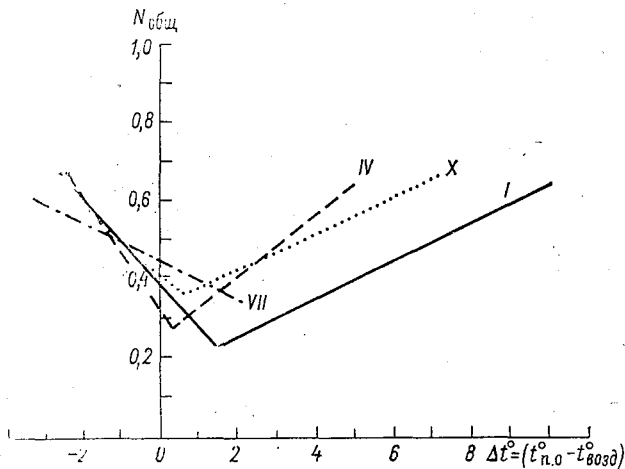


Рис. 2. Зависимость средних зональных величин разности температур океан — воздух от общей облачности (в среднем за месяц).

ана. Поэтому совпадение качественного характера связи между  $t_{п.о}$  и  $N$  и связи между  $t_{возд}$  и  $N$  дает возможность полагать что количественная связь между  $t_{п.о}$  и  $N$  отражает действительность.

На рис. 2 показана средняя зональная зависимость разности температур океан—воздух ( $\Delta t = t_{п.о} - t_{возд}$ ) от общей облачности из которой видно, что, когда воздух теплее поверхности океана; или их температуры практически одинаковы, т. е. когда океан получает тепло за счет радиационных факторов, зависимость от облачности оказывается обратной и  $\Delta t$  уменьшается с увеличением облачности.

В тех случаях, когда поверхность океана теплее воздуха, разность  $\Delta t$  увеличивается с увеличением облачности.

Таблица 3

**Возможные погрешности средних зональных значений температуры поверхности океана и общей облачности в среднем за месяц**

Месяц	Полушарие	$\sigma_{t^{\circ}}$	$\sigma'_{t\%}$	$C_{v_{t^{\circ}}}$	$\sigma_N$	$\sigma'_{N\%}$	$C_{v_N}$
X	С	9,75	12	0,56	0,10	5	0,20
	Ю	9,34	16	0,65	0,16	8	0,31
I	С	8,98	15	0,60	0,13	8	0,32
	Ю	9,67	14	0,58	0,27	10	0,48
IV	С	8,87	12	0,50	0,14	8	0,34
	Ю	9,84	15	0,60	0,10	6	0,26
VII	С	8,39	14	0,56	0,20	7	0,35
	Ю	9,65	16	0,66	0,06	5	0,18

В табл. 3 приводятся возможные погрешности средних зональных значений ( $4^{\circ}$  по широте) температуры поверхности океана и общей облачности. Мерой изменчивости ряда является среднее квадратическое отклонение ( $\sigma_{t^{\circ}}$ ;  $\sigma_N$ ) случайной величины, характеризующее до некоторой степени разброс этих случайных величин около их средних значений. Через  $\sigma'_{t\%}$  обозначена средняя ошибка (в процентах от средней величины), а через  $C_{v_{t^{\circ}}}$ ;  $C_{v_N}$  — коэффициенты вариации для ряда температур ( $t$ ) и облачного ряда ( $N$ ). Из таблицы 3 следует, что  $\sigma'_{t\%}$  составляет 12—16%, тогда как  $\sigma'_N$  изменяется в пределах 5—10%, а коэффициент вариации  $C_{v_{t^{\circ}}}$  колеблется от 0,50 до 0,66,  $C_{v_N}$  — от 0,18 до 0,35. Таким образом, нетрудно сделать вывод, что ряд  $t$  менее устойчив, чем ряд  $N$ .

Как мы видим, нельзя утверждать, что рост облачности приводит к понижению или к повышению температуры воздуха и по-

поверхности океана. Это справедливо лишь для определенных интервалов температур. Важно, кроме того, что достаточно большие величины количества осадков над океанами имеют место как при высоких, так и при сравнительно низких температурах.

Сопоставляя распределение температуры поверхности океана и температуры воздуха над океаном с распределением облачности, можно прийти к заключению, что между этими элементами климата существует безусловная связь, но характер ее достаточно сложен. По-видимому, для более точного изучения вопроса необходим учет специфики радиационных факторов климата. Все же можно сделать предварительный вывод, что при малых величинах солнечной радиации облака, как правило, повышают температуру поверхности океана, а при больших — понижают.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлянд Т. Г., Строкина Л. А. Режим облачности на земном шаре.— Труды ГГО, 1975, вып. 338, с. 3—20.
2. Будыко М. И. Зависимость средней температуры воздуха от изменений солнечной радиации.— Метеорология и гидрология, 1975, № 10, с. 3—10.
3. Будыко М. И. Климат и жизнь.— Л.: Гидрометеиздат, 1971. 472 с.
4. Мусаелян Ш. А. Проблема параметризации процесса передачи лучистой энергии солнца системе океан—атмосфера и долгосрочный прогноз.— Метеорология и гидрология, 1974, № 10, с. 9—19.
5. Paltridge G. W. Global Cloud Cover and Earth Surface Temperature.— J. Atm. Sci., 1974, vol. 31, p. 1571—1576.
6. Schutz C., Cates W. L. Global Climatic Data for Surface 800 mb, 1000 mb: ARPA ORDER No. 189—1. January, R-915-ARPA, 1971, p. 1—173; April, R-1317-ARPA, 1973, p. 1—192; July, R-1029-ARPA, 1972, p. 1—180; October, R-1425-ARPA, 1974, p. 1—192.
7. Schneider S. H. Cloudiness as a Global Climate Feedback Mechanism: The Effects on the Radiation Balance and Surface Temperature of Variations of Cloudiness.— J. Atm. Sci., 1972, vol. 29, p. 1423—1422.

*Л. Н. Дьяченко, Л. Р. Дмитриева*

## **НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ ПОТОКОВ ДЛИННОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ АТМОСФЕРЫ ДЛЯ ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЫ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА ПО ДАННЫМ СУДОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ**

Важность регистрации потока длинноволновой радиации в атмосфере несомненна, хотя сеть актинометрических радиозондовых наблюдений в настоящее время крайне мала, особенно на океанах. Наблюдения на океанах носят эпизодический характер и ряды их чрезвычайно непродолжительны.

Что же касается теоретических расчетов потоков длинноволновой радиации, то они были сложны и недостаточно точны из-за отсутствия информации о распределении поглощающих субстанций атмосферы на океанах. В настоящее время наиболее разработаны методы расчета потоков длинноволновой радиации для безоблачной атмосферы и для некоторых типов однослойной облачности.

Пользуясь методикой, изложенной в работах [1, 2, 3], нами были рассчитаны потоки длинноволновой радиации для тропической и приэкваториальной зон Восточной Атлантики.

Приток длинноволновой радиации в атмосфере определяется профилем температуры, влажности, содержанием углекислого газа, озона и распределением облачности.

Малая временная и горизонтальная изменчивость распределения температуры и поглощающих субстанций в тропиках означает, что основным фактором, вызывающим изменения в радиационных потоках и притоках, является изменение облачности [9, 10].

При расчетах потоков и притоков длинноволновой радиации нами были использованы в качестве исходного материала данные метеорологических радиозондов на НИС «Профессор Визе», «Профессор Зубов» и «Академик Курчатов», полученные в августе 1969 и 1972 гг. Использованный материал был разбит на безоблачные и облачные случаи. Облачные случаи в свою очередь классифицировались по яркости облаков: нижний, средний и верх-

ний ярусы. Нижняя и верхняя границы облачности определялись по профилю влажности и температуры, а также учитывалась информация о форме облаков [3, 6].

Полученные данные классифицировались нами по степени покрытости небесного свода облаками, по балльности облачности:

ясно — облачность 0/0;

полупасмурно — облачность от 1/1 до 5/5;

пасмурно — от 10/8 до 10/10.

Исследуемый район по особенностям циркуляции был разделен на три циркуляционные зоны: пассатную (10—20° с. ш.), внутри-тропическую зону конвергенции (ВЗК) (5—10° с. ш.), экваториальную (0—5° с. ш.).

На основании расчетных данных были получены вертикальные профили потоков восходящей и нисходящей длинноволновой радиации, а также длинноволнового радиационного баланса в ясные ночи над различными точками исследуемой зоны Атлантического океана:

$$B_{\text{д}} = E^{\downarrow} - E^{\uparrow}.$$

Приведем здесь таблицы средних значений вертикальных профилей восходящего ( $E^{\uparrow}$ ) и нисходящего ( $E^{\downarrow}$ ) потоков длинноволновой радиации, а также баланса ( $B_{\text{д}}$ ), полученных при различных условиях облачности в ночное и вечернее время для рассматриваемых циркуляционных зон.

Таблица 1

Средние значения восходящего потока длинноволновой радиации в августе ( $E^{\uparrow}$  кал/(см<sup>2</sup>·мин))

Широта северная, град.	P мбар							Число случаев
	1000	900	800	700	600	500	400	
Ясно (0/0)								
0—5	—	—	—	—	—	—	—	—
5—10	0,65	0,60	0,58	0,53	0,50	0,44	0,39	3
10—20	0,65	0,62	0,60	0,56	0,52	0,47	0,42	6
Полупасмурно (1/1—5/5)								
0—5	0,63	0,58	0,54	0,52	0,48	0,39	0,39	5
5—10	0,64	0,60	0,57	0,54	0,49	0,36	0,38	4
10—20	0,64	0,62	0,56	0,51	0,50	0,38	0,38	2
Пасмурно (10/8—10/10)								
0—5	—	—	—	—	—	—	—	—
5—10	—	—	—	—	—	—	—	—
10—20	0,64	0,60	0,59	0,56	0,52	0,41	0,37	4

Анализируя табл. 1—3, видим, что подстилающая поверхность и атмосфера в исследуемых зонах в основном теряют свое тепло, причем потеря тепла в пассатной зоне ( $10-20^\circ$  с. ш.) несколько больше, чем в ВЗК ( $5-10^\circ$  с. ш.) и экваториальной зоне ( $0-5^\circ$  с. ш.). Видно, что у поверхности океана величина восходящей длинноволновой радиации ( $E^\uparrow$ ) изменяется в пределах  $0,63-0,65$  кал/(см<sup>2</sup>·мин), а на уровне 400 мбар составляет  $0,37-0,42$  кал/(см<sup>2</sup>·мин). Рассматривая вертикальный профиль нисходящего потока длинноволновой радиации ( $E^\downarrow$ ), видим, что его значения с высотой изменяются довольно существенно, уменьшаясь от  $0,53-0,64$  кал/(см<sup>2</sup>·мин) у поверхности океана до  $0,07-0,22$  кал/(см<sup>2</sup>·мин) на высоте 400 мбар.

Таблица 2

Средние значения нисходящего потока длинноволновой радиации в августе ( $E^\downarrow$  кал/(см<sup>2</sup>·мин))

Широта северная, град.	P мбар							Число случаев
	1000	900	800	700	600	500	400	
Ясно (0/0)								
0—5	—	—	—	—	—	—	—	—
5—10	0,55	0,45	0,42	0,35	0,30	0,22	0,18	3
10—20	0,55	0,49	0,44	0,36	0,30	0,28	0,22	6
Полупасмурно (1/1—5/5)								
0—5	0,53	0,48	0,39	0,34	0,28	0,15	0,09	5
5—10	0,57	0,47	0,43	0,36	0,24	0,16	0,07	4
10—20	0,58	0,52	0,38	0,36	0,32	0,18	0,09	2
Пасмурно (10/8—10/10)								
0—5	0,64	0,53	0,51	0,37	0,26	0,14	0,10	1
5—10	—	—	—	—	—	—	—	—
10—20	0,62	0,56	0,54	0,51	0,40	0,28	0,22	3

Таким образом, видно, что как восходящий, так и нисходящий потоки длинноволновой радиации для безоблачного и облачного неба уменьшаются с высотой. Причем восходящий поток с высотой уменьшается медленнее, чем нисходящий, вследствие чего их разность (или радиационный баланс  $B_D$ ) возрастает с высотой.

На рис. 1 представлено пространственное распределение средних значений потоков восходящей ( $E^\uparrow$ ) и нисходящей ( $E^\downarrow$ ) длинноволновой радиации в августе 1969, 1972 гг. при различном состоянии неба для трех климатических зон Атлантического океана (экваториальная, ВЗК, пассатная). Из рисунка видно, что нисходящий поток длинноволновой радиации на всех высотах имеет заметный широтный ход, причем максимум в пассатной зоне приходится на  $15^\circ$  с. ш.

Таблица 3

Средние значения длинноволнового радиационного баланса атмосферы в августе ( $B_d$  кал/(см<sup>2</sup>·мин))

Широта северная, град.	P мбар						
	1000	900	800	700	600	500	400
Ясно (0/0)							
0—5	—	—	—	—	—	—	—
5—10	0,10	0,15	0,16	0,18	0,20	0,22	0,21
10—20	0,10	0,13	0,16	0,20	0,22	0,19	0,20
Полупасмурно (1/1—5/5)							
0—5	0,10	0,10	0,15	0,18	0,20	0,24	0,30
5—10	0,07	0,13	0,14	0,18	0,25	0,20	0,31
10—20	0,06	0,10	0,18	0,15	0,18	0,20	0,29
Пасмурно (10/8—10/10)							
0—5	—	—	—	—	—	—	—
5—10	—	—	—	—	—	—	—
10—20	0,02	0,04	0,05	0,05	0,12	0,13	0,15

При сплошной и значительной облачности (рис. 1) этот максимум выражен наиболее четко. Однако видно, что при значительной облачности (а в тропической зоне Атлантического океана наиболее часто встречаются кучевые формы облаков, которые преимущественно являются облаками нижнего яруса либо облаками вертикального развития, лежащими основной своей массой в нижнем, 2—3-километровом слое атмосферы) вертикальный градиент потока в нижнем слое атмосферы невелик, т. е. поток в нижнем, 2—3 километровом слое атмосферы меняется мало.

Что же касается восходящего ( $E^\uparrow$ ) потока тепловой радиации, то, несмотря на малое количество данных, можно сказать, что он имеет широтный ход на всех высотах в слое от поверхности земли до уровня 400 мбар. Максимум восходящего потока длинноволновой радиации ( $E^\uparrow$ ) при безоблачной атмосфере приходится на пассатную зону.

Скорости радиационного изменения температуры за счет длинноволнового излучения рассчитывались по известной приближенной формуле

$$\theta = \frac{245 \cdot \Delta B_d}{\Delta P},$$

где  $\theta$  — скорость радиационного нагревания или выхолаживания атмосферы,  $\Delta B_d$  — разность балансов на двух уровнях,  $\Delta P$  — разность давления на тех же уровнях. Полученные величины  $\Delta B_d$  и 0 были отнесены к середине рассматриваемого слоя. На рис. 2 представлены профили нисходящего и восходящего потоков радиации,

баланса длинноволновой радиации и скорости радиационного выхолаживания в слое атмосферы. Настоящие профили рассчитаны на основании измерения метеорологических элементов на НИИ «Профессор Зубов» в августе 1972 г. в безоблачные ночи. Измерения в основном относятся к пассатной зоне Атлантического океана и в двух случаях (8 и 11 августа) — к зоне внутритропической конвергенции.

Как видно из рис. 3, потоки  $E^\downarrow$  и  $E^\uparrow$  мало меняются в течение месяца в пределах данной зоны. Здесь же на графике представлены осредненные кривые, построенные Н. А. Зайцевой по данным измерений АРЗ, относящихся к летнему периоду [4, 5]. Видно, что расхождения между потоками небольшие.

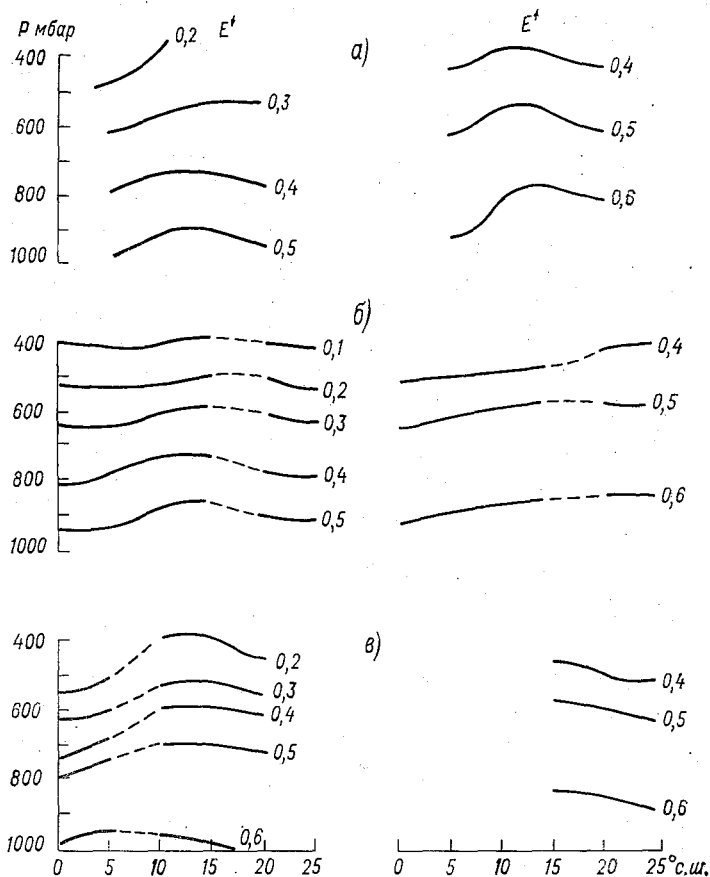


Рис. 1. Пространственное распределение средних потоков ( $E^\downarrow$ ,  $E^\uparrow$ ) длинноволновой радиации системы Земля — атмосфера в августе 1969 и 1972 гг. при различном состоянии неба. а — ясно (%), б — полупасмурно (1/1 — 5/5), в — пасмурно (10/8 — 10/10).



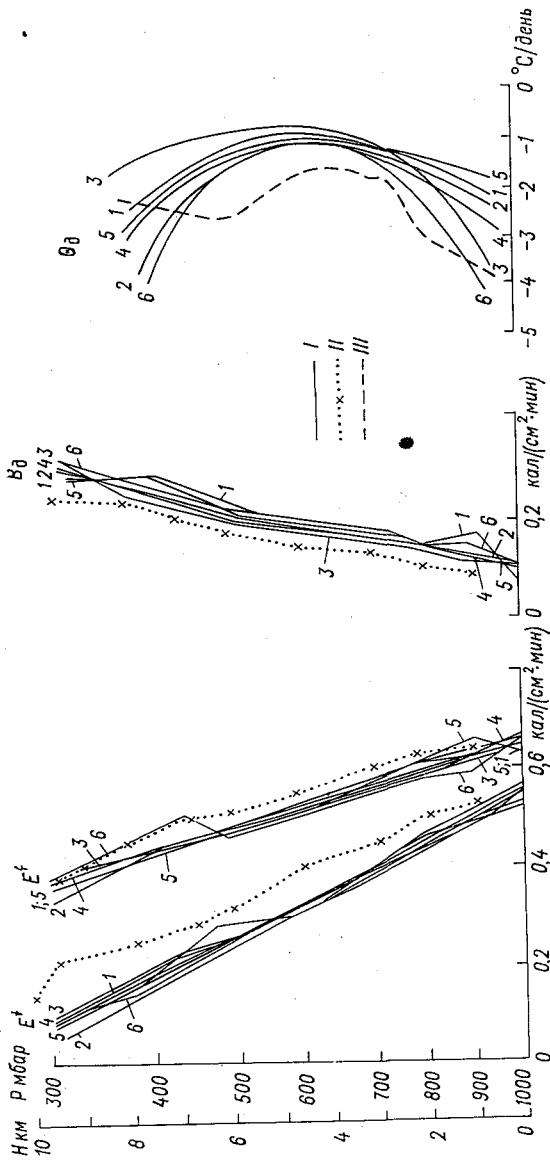


Рис. 2. Вертикальные профили  $E_d$ ,  $E_d^1$ ,  $\theta_d$  и  $\theta_d^1$ .  
 I — по данным НИС «Профессор Зубов» для шести безоблачных дней (1—6); II — по измерениям АРЗ [4, 5];  
 III — по Коксу [7, 8].

В рассматриваемых случаях нисходящий поток длинноволновой радиации  $E^\downarrow$  изменяется в среднем от 0,55 кал/(см<sup>2</sup>·мин) у земной поверхности до 0,17 кал/(см<sup>2</sup>·мин) на уровне 400 мбар, а восходящий поток  $E^\uparrow$  — от 0,65 до 0,43 кал/(см<sup>2</sup>·мин) соответственно. Что же касается значений радиационного баланса  $B_d$ , то они изменяются от 0,10 кал/(см<sup>2</sup>·мин) у земной поверхности до 0,27 кал/(см<sup>2</sup>·мин) на уровне 400 мбар.

Скорость радиационного выхолаживания ( $\theta_d$ ) за счет длинноволнового излучения в безоблачные ночи рассчитывалась для трех слоев и относилась к середине каждого слоя атмосферы: 1000—700, 700—500, 500—300 мбар. В рассматриваемых слоях атмосфера неодинаково теряет свое тепло. Так, например, в нижнем

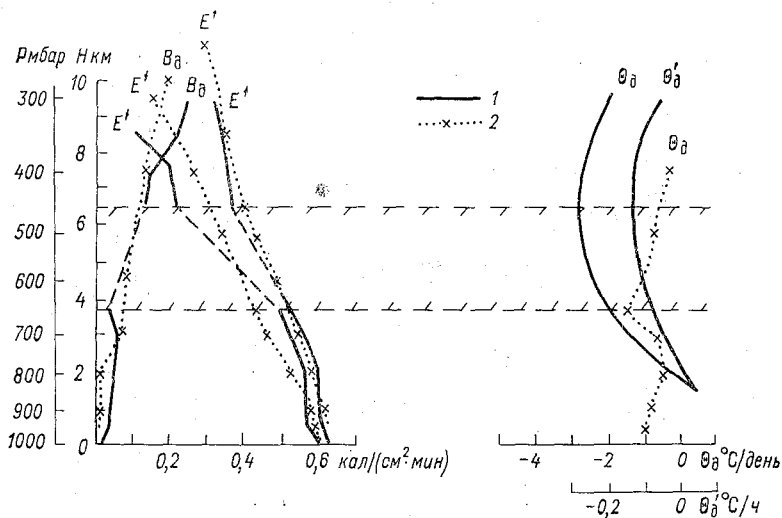


Рис. 3. Распределение с высотой  $B_d$ ,  $E^\downarrow$ ,  $E^\uparrow$  и  $\theta_d$  12 августа 1969 г. при 10/10 Sc по данным НИС «Профессор Зубов».

1 — по данным НИС «Профессор Зубов», 2 — по измерениям АРЗ (10/10 Sc, Cu).

300-миллибаровом слое потеря тепла в среднем составляет 1,7°C/день, максимальная потеря 2,3°C/день (2 августа), минимальная 1,2°C/день (4 августа). В среднем тропосферном слое скорость радиационного выхолаживания заметно падает. Среднее ее значение достигает 1,0—1,1°C/день, а разброс невелик.

В верхнем слое тропосферы имеет место существенное увеличение выхолаживания в течение всего месяца. Средняя величина выхолаживания в верхнем слое атмосферы для всех шести рассматриваемых случаев порядка 2,8°C/день, а крайние значения равны 1,6 и 3,8°C/день соответственно.

На рис. 2 пунктирная кривая нанесена по данным Кокса [7, 8] и соответствует безоблачным условиям в пассатной зоне (10—20° с. ш.) Атлантического океана. Как видно, она имеет хорошее качественное согласование с расчетными профилями.

Рассмотрим наиболее характерный для района АТЭП пример вертикального распределения длинноволновых потоков и притоков при наличии низкого и плотного слоя сплошной облачности. 12 августа 1969 г. по данным НИС «Профессор Зубов», на  $\varphi = 19^{\circ}28'$  с. ш. и  $\lambda = 24^{\circ}48'$  з. д. наблюдался сплошной слой слоисто-кучевых облаков 10/10. Построенные профили влажности и температуры улавливают наличие облака и его границы. Расчет потоков внутри облачного слоя не производился, а был ограничен крайними точками на верхней и нижней границах облака. При рассмотрении потоков длинноволновой радиации (рис. 3) видно, что облачный слой существенно трансформирует их. Если, например, баланс длинноволновой радиации в подоблачном слое с высотой практически не меняется (0,04—0,05 кал/(см<sup>2</sup>·мин)), то на верхней границе слоя его значения резко возрастают. Это связано с существенным уменьшением нисходящего потока длинноволновой радиации, так как восходящий поток длинноволновой радиации не претерпевает резкого изменения при выходе из облака. Скорость радиационного выхолаживания  $\theta_d$  под облаками, аналогичными рассматриваемым, близка к нулю. В облаке и над облаками скорость радиационного выхолаживания отрицательна, наблюдается выхолаживание. В рассматриваемом случае его величина достигает 2,7 и 2,4°С/день, или 0,11 и 0,10°С/ч в облаке и над облаком соответственно.

Сравнения полученных нами результатов со значениями, измеренными посредством актинометрического радиозонда [4], дают вполне приличное согласование.

Таким образом, вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Расчетными методами могут быть получены результаты достаточно широкого диапазона, которые с допустимой точностью дополняют данные измерений с актинометрических радиозондов и самолетов, а на основе этого могут быть построены поля радиации в свободной атмосфере.

2. Вследствие того, что над океанами в тропических и экваториальных широтах температура воды и относительная влажность воздуха высоки ( $t = 24 \div 28^{\circ}\text{C}$ ,  $u = 70 \div 90\%$ ), приземные величины восходящего потока длинноволновой радиации ( $E^{\uparrow}$ ) оказываются достаточно большими и лежат в пределах 0,64—0,68 кал/(см<sup>2</sup>×мин). При безоблачной атмосфере потоки монотонно убывают с высотой, причем в экваториальной зоне океанов вертикальные градиенты нисходящего потока больше, чем восходящего.

3. При наличии в атмосфере облаков профили потоков и баланса длинноволновой радиации изменяются существенно.

4. В безоблачной атмосфере как по расчетным данным, так и по данным АРЗ [4, 5] не отмечено случаев радиационного на-

гревания, а наблюдается сильное радиационное выхолаживание. В среднем по расчетным данным оно равно: в нижней тропосфере (от поверхности океана до 4 км)  $1,6^{\circ}\text{C}/\text{день}$ , в средней тропосфере (4—7 км)  $1,0^{\circ}\text{C}/\text{день}$ . Эти результаты близки к данным, полученным с помощью актинометрических радиозондов в период АТЭП-74 [4].

5. При сплошной низкой облачности типа Sc в подоблачном слое приток тепла за счет длинноволновой радиации может быть близким к нулю. В облачном и надоблачном слоях имеет место радиационное выхолаживание, в приведенном примере оно равно 2,7 и  $2,4^{\circ}\text{C}/\text{день}$  соответственно. Очевидно, характер профиля радиационного выхолаживания атмосферы зависит от формы и вертикального распределения облаков.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дмитриева-Арраго Л. Р. Расчет потоков и притоков длинноволновой радиации в облачных условиях.— Труды ГГО, 1968, вып. 197, с. 88—104.
2. Дмитриева-Арраго Л. Р. и др. Зависимость поля радиации от радиационных и метеорологических параметров атмосферы // Л. Р. Дмитриева-Арраго, Л. В. Самойлова, Г. В. Паршина.— Труды ГГО, 1973, вып. 315, с. 61—75.
3. Дмитриева-Арраго Л. Р., Колоскова Л. Ф. О приближенном способе определения границ облачности.— Метеорология и гидрология 1969, № 6, с. 47—52.
4. Зайцева Н. А., Краснова Т. М. Изменчивость полей длинноволновой радиации в свободной атмосфере на полигонах АТЭП.— В кн.: ТРОПЭКС-74 Т. 1. Л., Гидрометеоздат, 1976, с. 542—549.
5. Зайцева Н. А., Краснова Т. М. Особенности распределения потоков длинноволновой радиации в экваториальной Атлантике летом 1972 г. (по данным актинометрического зондирования).— Метеорология и гидрология, 1975 № 2, с. 88—98.
6. Курс метеорологии. Под ред. П. Н. Тверского.— Л.: Гидрометеоздат 1951.— 888 с.
7. Cox S. (1969). Infrared effective flux emissivities of clouds, radiation in the free atmosphere.— Final Rept. ESSA Res. Lab. Grant E 22-113-68 (G), 1969, p. 1—113.
8. Cox S. Infrared radiation models for the tropics.— Department of Atm. Science, Colorado State University, Fort Collins, E 22-115-72. Colorado, 1973, p. 161—178.
9. Vonder Haar T. H. Variation of the earth radiation budget. Ph. D thesis, Dept. of Meteorol. Univ. of Wisconsin, 1968, p. 1—118.
10. Winston I. S., Taylor V. R. Atlas of world maps of longwave radiation and albedo.— Tech. Rept. NESL 43, 1967, p. 1—92.

*Н. П. Пятовская, Г. Г. Сакунов,  
И. В. Морозова*

## **РАДИАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОБЛАЧНОСТИ В АРКТИКЕ (ПО МАТЕРИАЛАМ СОВМЕЩЕННЫХ СПУТНИКОВЫХ И САМОЛЕТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ)**

### **ВВЕДЕНИЕ**

Для Арктики в весенне-летний период характерным является существование устойчивой и горизонтально однородной слоистой облачности огромной протяженности (до сотен, а иногда тысяч километров). Частота повторяемости низкой слоистой облачности превосходит 70%, причем нередко она оказывается двух- или многослойной при толщине облачных и безоблачных слоев порядка 300 м [4]. Для изучения радиационного режима района Арктики были выполнены самолетные актинометрические измерения в подспутниковых точках в весенне-летний период 1976 г. над акваторией Баренцева и Карского морей. Время прохождения метеорологического спутника «Метеор-24» над районом работы самолета совпадало с серединой интервала вертикально-горизонтального самолетного зондирования (на высотах от 200 до 8000 м). Данные совмещенных подспутниковых экспериментов использованы для расчетов баланса коротковолновой и длинноволновой радиации системы Земля — атмосфера.

### **ОБЛАЧНОСТЬ НАД ИССЛЕДУЕМЫМ РАЙОНОМ**

Облачность является главным фактором, влияющим на вариации величины уходящего излучения относительно некоторой нормы. Угловая структура поля яркости системы Земля — атмосфера также существенно различается для облачной и безоблачной атмосферы. Поэтому прежде чем говорить об основных особенностях радиационного поля над районом Арктики, полученных по самолетным и спутниковым данным, остановимся кратко на анализе распределения облачности в этом районе.

По материалам телевизионных снимков со спутников «Метеор-24» и «НУОА-4» рассматривались условия облачности только за период проведения полетов (апрель и май 1976 г.). Были получены характеристики среднего месячного количества облаков и повторяемости количества облаков.

Количество облаков определялось по четырем градациям, принятым в практике дешифрирования спутниковых фотографий «сплошная» (С), «значительная» (ЗНЧ), «небольшая» (НБЛ) и «ясно» (0). Градация «сплошная» означает, что облаками покрыто от 80 до 100% рассматриваемой площади, при «значительной» облачности площадь, занятая облаками, составляет 50—80% при «небольшой» — 20—50%, при «ясно» — менее 20%.

В соответствии с принятой в спутниковой метеорологии методикой выделялись пять типов облаков: кучевообразные, кучево-дождевые, слоистообразные, слоисто-кучевообразные, перистообразные.

Анализ имеющихся в нашем распоряжении данных ежедневных спутниковых наблюдений показал, что в апреле и мае наиболее облачным районом являлось Карское море. Среднее месячное количество облаков в этот период составляло здесь 8—9 баллов. В районе Баренцева моря в апреле оно колебалось около 6 баллов, а в мае превышало 7 баллов.

Полученные распределения количества облаков позволяют утверждать, что для исследуемого района характерна облачность, определяемая градациями «значительная» и «сплошная». Суммарная повторяемость этих градаций колебалась от 57 до 100%, причем в мае повторяемость «значительной» и «сплошной» облачности была повсеместно больше, чем в апреле.

Сравнение условий облачности в период проведения эксперимента с данными многолетних наблюдений [1] показало, что наиболее значительные отклонения от нормы наблюдались в апреле (в ряде случаев они превышали 30%). Максимальные отклонения были отмечены в районе Баренцева моря, среднее месячное количество облаков здесь было ниже нормы.

В мае отклонение среднего месячного количества облаков от нормы в среднем не превышало 7%.

Анализ синоптических условий в исследуемом районе также показал, что наиболее существенная аномалия в режиме давления и температуры имела место в апреле и именно над акваторией Баренцева моря.

При анализе облачности по спутниковым фотографиям было установлено, что для бассейнов Баренцева и Карского морей в весенние месяцы характерно наличие больших по протяженности и однородных по форме полей «значительной» и «сплошной» облачности, состоящих главным образом из облаков слоистообразного типа нескольких ярусов. Нередко также одновременно со слоистыми и слоисто-кучевыми отмечались облака перистых форм.

## СОСТАВЛЯЮЩИЕ РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА ПО ИЗМЕРЕНИЯМ С САМОЛЕТА

На рис. 1 представлены вертикальные профили альbedo системы подстилающая поверхность — атмосфера над водой (Баренцево море) и над льдом (Карское море) для условий малооблачной погоды и сплошной облачности. При малооблачной погоде наблюдается монотонный характер изменения альbedo до высоты 3 км. Над водой альbedo увеличивается от 6 до 15%, а над льдом уменьшается от 64 до 58%.

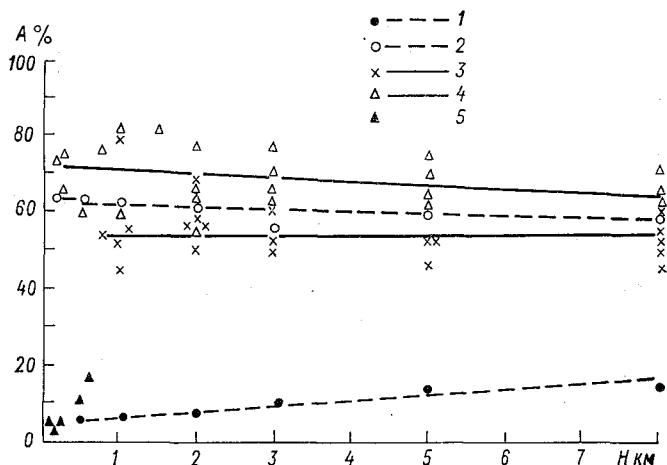


Рис. 1. Изменение альbedo с высотой.

1 — над водой ( $h_{\odot}=29^{\circ}$ ), безоблачно; 2 — над льдом ( $h_{\odot}=25^{\circ}$ ), незначительная облачность; 3 — над водой, сплошная облачность; 4 — над льдом, сплошная облачность; 5 — подоблачный слой.

В подоблачном слое при сплошной слоисто-кучевой и слоистой облачности альbedo воды равно 6%, а альbedo сплошного льда за счет вторичного отражения от нижней границы облаков увеличивается до 70—75%. Альbedo сплошной слоисто-кучевой и слоистой облачности над водой и над льдом заметно различаются. В среднем отражательная способность слоисто-кучевых облаков над Карским морем превышает ее значение для таких же форм облаков над Баренцевым морем на 10% при измерении с высоты 3 км и на 15% — с высоты 2 км. Наиболее вероятным объяснением этого факта является разное соотношение элементов твердой и жидкой фаз в облаках этих районов Арктики. Коэффициент пропускания<sup>1</sup> для слоисто-кучевых облаков меняется в пределах

<sup>1</sup> Коэффициент пропускания облаков равен отношению нисходящей коротковолновой радиации под и над облаком.

19—44%, а для слоистой облачности достигает величины 56% при этом не обнаруживается однозначной связи с мощностью облаков, приведенной в работе [3]. При увеличении мощности облаков до 800—1500 м коэффициент поглощения<sup>1</sup> резко возрастает до 23—26% по сравнению с его значением 1—5% для толщины  $S_0$  ор. менее 600 м. Именно при мощности облачного слоя свыше 800 м, как правило, наблюдалась многослойная структура облака которая, очевидно, и приводила к увеличению поглощенной в облаке радиации за счет многократного отражения между слоями.

При наличии облачности вертикальные профили нисходящей коротковолновой радиации в надоблачном слое соответствующий профилю при малооблачных условиях. Ослабление суммарной радиации в безоблачном слое атмосферы 0,5—8,0 км при постоянном альбедо и высоте Солнца 25—36° колеблется в пределах 0,05—0,15 кал/(см<sup>2</sup>·мин). При отсутствии облачности для высот Солнца 25—30° значения коротковолнового баланса ( $B_k$ ) над водой превышают его значения надо льдом в 2—2,5 раза в толще атмосферы от 0,5 до 8 км. Над той и другой поверхностью с высотой наблюдается монотонный рост коротковолнового баланса в пределах 0,1 кал/(см<sup>2</sup>·мин). При наличии сплошной слоистой кучевой облачности значения коротковолнового баланса в надоблачном слое на всех уровнях зондирования выше на 20—30% над Баренцевым морем по сравнению со значениями над Карским морем. В подоблачном слое над водной поверхностью величина  $B_k$  мало меняется по сравнению со значением над верхней границей облаков, тогда как надо льдом происходит уменьшение  $B_k$  в 3 раза.

Потоки восходящего длинноволнового излучения ( $F^\dagger$ ) для различных подстилающих поверхностей и условий облачности оказываются близкими лишь на высоте 8 км (0,27—0,31 кал/(см<sup>2</sup> × мин)), когда основной вклад в поток восходящего излучения вносит сама атмосфера. На высоте 500 м  $F^\dagger$  над водой примерно на 0,15 кал/(см<sup>2</sup>·мин) больше, чем надо льдом.

Пределы изменений потоков длинноволнового противозлучения ( $F^\ddagger$ ) во всех случаях больше, чем  $F^\dagger$ .

Притоки коротковолновой радиации ( $b_k$ ) в слоях атмосферы 8—5, 5—3, 3—2, 2—1, 1—0,5 км при отсутствии облачности составляют величины порядка 0,01 кал/(см<sup>2</sup>·мин), что соответствует изменению радиационной температуры от 0,01 до 0,03°C/ч, а приток во всей зондируемой толще атмосферы — порядка 0,1 кал/(см<sup>2</sup>·мин). В этих же условиях притоки длинноволновой радиации ( $b_d$ ) имеют отрицательный знак на всех уровнях. При наличии сплошной слоисто-кучевой облачности средние значения составляющих радиационного притока тепла (коротковолновой и длинноволновой) по данным зондирования над Карским и Баренцевым морями в толще атмосферы от 0,5 до 8 км близки к

<sup>1</sup> Коэффициент поглощения облака равен отношению поглощенной в облаке радиации к нисходящей над облаком.



абсолютной величине (от 0,20 до 0,22 кал/(см<sup>2</sup>·мин), длинноволновые притоки всегда отрицательные. Таким образом, средний суммарный приток ( $b_{\kappa} + b_{\text{д}}$ ) близок к нулю.

#### ХАРАКТЕРИСТИКИ УХОДЯЩЕГО ИЗЛУЧЕНИЯ ПО ДАННЫМ «МЕТЕОР-24»

Протяженные слоистые облака, характерные для Арктики в весенне-летний период, определяют и особенности распределения угловой структуры поля яркости системы Земля — атмосфера, полученного по данным спутника в канале 0,3—3 мкм. Это поле в большинстве случаев однородное. Заметная анизотропия отражения наблюдается при низком Солнце (около 12°). Однородность отражения в условиях Арктики сохраняется даже при наличии не сплошной, а значительной или разорванной облачности, в отличие, например, от Антарктиды, где наблюдается заметная анизотропия отражения (яркость возрастает в зеркальном направлении) при той же подстилающей поверхности (лед, снег) [2]. В случаях, когда спутник пролетал над южной частью незамерзающего Баренцева моря, наблюдались незначительные отклонения от изотропного отражения, которые следует объяснить различием в отражающих свойствах облаков и моря. Такие же отклонения наблюдаются при таянии снега и льда. В обоих случаях облачность была около 8 баллов. Величины интенсивностей уходящей коротковолновой радиации (УКР) колеблются в пределах 0,08—0,18 кал/(см<sup>2</sup>·мин·ср).

Распределение радиационной температуры  $T_{\text{рад}}$  (по данным спутника в канале 8—12 мкм) по углам сканирования отчетливо отражает неоднородности подстилающей поверхности, особенно в тех случаях, когда под спутником наблюдается разорванная облачность. Радиационная температура изменяется в зависимости от высоты и мощности облаков. Для облаков малой мощности (250—300 м) и невысоких (верхняя граница около 1000 м)  $T_{\text{рад}}$  изменяется от —2 до —6°С. Для облаков, неоднородных по высоте, многослойных (на ТВ-снимках на фоне перистых просвечивающих облаков видны кучевообразные и слоистые облака)  $T_{\text{рад}}$  колеблется от —12 до —20°С. Для Арктики вообще характерно наличие «теплых» облаков вследствие инверсии, которая наблюдается в апреле — мае. Наблюдения с ИСЗ подтверждают это.

Получив достаточно подробную информацию о морфологии облачного покрова, мы рассчитали альбедо системы Земля — атмосфера ( $A_{\infty}$ ) и подстилающей поверхности ( $A_0$ ). Альбедо системы Земля — атмосфера определялось как среднее взвешенное с учетом степени покрытия облаками данного района [2]. Во всех случаях  $A_{\infty} < A_0$ . Так как наши расчеты выполнены для небольших градаций высот Солнца  $h_{\odot}$  (от 12 до 30°), то не удалось проследить зависимость полученных величин от высоты Солнца. Однако в некоторых случаях выявлена тенденция к уменьшению альбедо облаков с ростом  $h_{\odot}$ . В зависимости от того, над каким районом Арктики проходила орбита спутника,

получились различные величины  $A_\infty$  и  $A_0$ . Минимальные их значения получены для орбиты, часть которой проходила над экваторией незамерзающего Баренцева моря. В этом случае  $A_\infty = 0,23$ ,  $A_0 = 0,27$ . Максимальные значения  $A_\infty$  за весь период наблюдений получены в апреле и составляют 0,58, а альbedo облаков  $A_0$  соответственно равно 0,86.

Коротковолновый радиационный баланс системы Земля — атмосфера ( $B_k^\infty$ ) изменяется в зависимости от высоты Солнца и количества облачности в пределах 0,14—0,87 кал/(см<sup>2</sup>·мин), а потоки УКР — в пределах 0,14—0,45 кал/(см<sup>2</sup>·мин).

Поле уходящей длинноволновой радиации, как и в случае уходящей коротковолновой, в условиях Арктики также равномерное, однородное. Потоки  $F_\infty^\dagger$  изменяются незначительно (в среднем от 0,31 до 0,35 кал/(см<sup>2</sup>·мин)).

### СОВМЕЩЕННЫЙ ПОДСПУТНИКОВЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

Сопоставление данных актинометрических измерений, получаемых со спутников и с самолета, неизбежно связано с рядом трудностей, вызванных прежде всего тем, что элементы разрешения на местности, полученные со спутника и с самолета, различны, так же как и осреднение полученных результатов. Кроме того, подобное сопоставление возможно лишь при однородных условиях (безоблачная атмосфера, однородная подстилающая поверхность или сплошная облачность). Существенное значение имеет тот факт, что очень сложно осуществить синхронность наблюдений со спутника и с самолета. Нами выполнено 12 специальных зондирований с самолета, совпадающих по времени с моментом прохождения спутника «Метеор-24». Данные совмещенных подспутниковых экспериментов необходимы для расчетов величин  $b_k^\infty$  и  $b_d^\infty$  и соответственно величин радиационного нагревания (или выхолаживания) слоя атмосферы от поверхности Земли до границы атмосферы. Полученные результаты говорят о том, что в условиях Арктики в апреле — мае при малых высотах Солнца (порядка 10—12°) наблюдается радиационное выхолаживание атмосферы в среднем на 0,04°С/ч, при больших высотах Солнца (до 39°) происходит радиационное нагревание атмосферы в среднем на 0,05°С/ч.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлянд Т. Г., Строкина Л. А. Режим облачности на земном шаре.— Труды ГГО, 1975, вып. 338, с. 2—20.
2. Пятовская Н. П. Применимость расчетной схемы перехода от яркости, измеренной с ИСЗ, к потокам уходящей коротковолновой радиации.— Труды ГГО, 1972, вып. 275, с. 3—15.
3. Чельцов Н. И. Исследование отражения, пропускания и поглощения солнечной радиации облаками некоторых форм.— Труды ЦАО, 1952, вып. 8, с. 36—66.
4. Herman G., Goody R. Formation and Persistence of Summertime Arctic Stratus Clouds.— J. Atm. Sci., 1976, vol. 33, N 8, p. 1537—1553.

*Н. П. Пятовская, И. В. Морозова*

## **ХАРАКТЕРИСТИКИ УХОДЯЩЕГО ИЗЛУЧЕНИЯ ПО ДАННЫМ ИСЗ НАД ОТДЕЛЬНЫМИ РАЙОНАМИ АТЛАНТИЧЕСКОГО И ИНДИЙСКОГО ОКЕАНОВ**

Для обеспечения подспутникового эксперимента в отдельных районах Атлантического и Индийского океанов в августе — октябре 1976 г. необходимо было определить характеристики уходящего коротковолнового излучения (среднее значение альбедо, главную структуру поля уходящей радиации) на основе данных метеорологических спутников (МС) «Метеор». Районы проведения подспутниковых экспериментов указаны в табл. 1.

ГОСНИЦИПР предусмотрел в планах съема информации функционировавших МС «Метеор» получение телевизионных (ТВ) снимков, актинометрической (АК) информации и орбитальных данных на всех витках, которые проходили в светлое время суток над районами, где был запланирован и проводился подспутниковый эксперимент.

Для этих районов были выбраны орбиты по каталогам [2] и выполнен анализ орбитальных и радиационных данных с МС «Метеор-24». Допустимые отклонения в подспутниковой точке от центра районов не превышали  $\pm 5^\circ$  по широте и долготе. Обработка АК информации велась в повитковом режиме и выдавалась в виде цифровых прямоугольных карт-матриц с сеткой отдельно по каждому витку.

Мы неоднократно уже указывали [7], что облачность является основным фактором, влияющим на вариации величин уходящей радиации, измеренной со спутника. Поэтому при обработке и анализе актинометрической информации с ИСЗ прежде всего необходимо дать характеристику облачности над исследуемыми районами. Затем на радиационных картах выделяются области, покрытые облаками, и безоблачные. Для каждой из этих областей рассчитывается среднее значение яркости (интенсивности) отраженной радиации в канале 0,3—3 мкм для определенных градаций высот Солнца, азимутов Солнца и углов сканирования. Затем определяются поток уходящей коротковолновой радиации

(УКР) и величина альбедо системы Земля — атмосфера. Альбедо для всего района определяется как среднее взвешенное с учетом степени покрытия облаками данного района. Мы обработали спутниковую информацию за 25 и 31 августа, 23, 24 и 25 октября 1976 г.

Таблица

**Районы проведения подспутниковых экспериментов**

№ района	Координаты центра района		Район
	широта	долгота	
1	70°С	0°З	Атлантический океан
2	60°	30°	То же
3	15°12'Ю	63°В	Индийский океан
3	15°12'	63°	То же
3	15°12'	63°	"

### ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛАЧНОСТИ

Исходным материалом для анализа условий облачности в дни проведения подспутниковых экспериментов над районами, расположенными в Атлантическом и Индийском океанах (табл. 1) послужили карты нефанализа, составленные на основе телевизионных фотографий. В настоящей работе были использованы данные наблюдений за облачностью с советских спутников «Метеор-24» и «Метеор-26».

Сведения о характере получаемой со спутников информации об облачности и о форме представления ее на картах нефанализа в достаточной степени подробно изложены в монографии Л. С. Мининной [4]. Поэтому останавливаться в статье на обсуждении этих вопросов считаем нецелесообразным.

Перейдем к анализу имеющихся в нашем распоряжении спутниковых фотографий облачности, полученных для районов подспутниковых экспериментов.

Район первого эксперимента, проведенного 25 августа 1976 г. располагался в Атлантическом океане и занимал «квадрат» размером  $10^{\circ} \times 10^{\circ}$  по широте и долготе с центром в точке с координатами  $70^{\circ}$  с. ш. и  $0^{\circ}$  долготы. Съем информации производился спутником в период с 9 ч 25 мин до 9 ч 29 мин (здесь и далее время московское).

Результаты дешифрирования телевизионных фотографий облачности показали, что над этим районом преобладала «сплошная» облачность (т. е. количество облаков составляло от 80 до 100%), которой было охвачено 90% площади района, остальные 10% акватории занимала «значительная» облачность (количество

зо облаков 50—80%). Облачный покров над районом был многорусным и состоял из кучево-образных, слоисто-кучевообразных и перистообразных облаков.

Такой характер облачности является типичным для этого района Атлантики. Многолетние наблюдения за облаками показывают, что здесь в летний период среднее месячное количество облаков составляет 8 баллов и более [1], повторяемость пасмурной погоды превышает 90% [3], а преобладающими формами облаков являются слоистые и слоисто-кучевые [3].











Второй подспутниковый эксперимент был проведен 31 августа 1976 г. также в Атлантическом океане в районе 55—65° с. ш., 25—35° з. д. с центром в точке 60° с. ш., 30° з. д. Над указанным участком акватории спутник производил съем информации в промежутке времени с 12 ч 08 мин до 12 ч 14 мин.





Над большей частью акватории второго района наблюдались голая «сплошной» облачности. Облака были слоистообразные, слоисто-кучевообразные и кучевообразные. Лишь над восточными районами южной половины акватории преобладали кучевообразные и перисто-образные облака в количестве 20—50%.

Многолетние спутниковые наблюдения, обобщенные в работе

Таблица 2

Краткие сведения об облачности над районами проведения подспутниковых экспериментов

№ района	Дата проведения эксперимента	Доля площади района эксперимента, занятая облаками соответствующих градаций в %				Среднее по площади количество облаков, %
		0—20	20—50	50—80	80—100	
1	25 VIII			0,1 	0,9 	88
2	31 VIII		0,3 		0,7 	74
3	23 X		0,5 	0,5 		50
3	24 X	0,4	0,1 	0,5 		38
3	25 X	0,6	0,1 	0,3 		29

Примечание. Формы облаков обозначены символами:  — кучево-образные;  — слоисто-кучевообразные,  — слоистообразные,  — перистообразные.

[5], показали, что для этого района Атлантики в августе характерно среднее месячное количество облаков 7 баллов и более, а повторяемость пасмурной погоды здесь превышает 60%. Таким образом, условия облачности, зафиксированные телевизионной камерой в момент эксперимента, являются типичными для этого района.

Анализ облачных условий над третьим районом подспутникового эксперимента в Индийском океане был произведен на основании результатов трех дней наблюдений со спутника в октябре. Съем информации происходил примерно в одно время, около 10-30 мин, в квадрате  $10^\circ \times 10^\circ$  по широте и долготе с центром в точке  $15^\circ 12'$  ю. ш. и  $63^\circ$  в. д. Все три снимка облачности продемонстрировали полную схожесть погодных условий.

Над восточной частью рассматриваемого района акватории Индийского океана располагались поля кучевых облаков, количество которых определялось как «значительное». В западной части района в течение трех дней наблюдалась либо «ясная» погода с редкими кучевыми облаками небольшой мощности (количество облаков не более 20%), либо поля «небольшой» облачности (количество облаков от 20 до 50%) также кучевых форм.

Сравнивая результаты анализа телевизионных фотографий облачности с многолетними судовыми наблюдениями, можно отметить типичность для этого района Индийского океана условий облачности, зафиксированных спутником в октябре [3, 6].

Результаты анализа распределения облачности над районами подспутниковых экспериментов в обобщенном виде представлены в табл. 2.

### УГЛОВАЯ СТРУКТУРА ПОЛЯ УХОДЯЩЕЙ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ

Возможность определения угловой структуры поля УКР с ИСС обоснована в целом ряде работ [7].

Исходным материалом для определения угловой структуры поля УКР служили данные радиационных измерений в диапазоне длин волн 0,3—3 и 8—12 мкм, телевизионные снимки Земли, карты нефанализа, построенные на основе этих снимков, и орбитальные данные, полученные с МС «Метеор-24» за период с 25 августа по 25 октября 1976 г. Как известно, узкоугольные приборы (УСП) установленные на борту МС «Метеор», осуществляют сканирование в плоскости, перпендикулярной к траектории полета спутника. Элементарный угол поля зрения прибора равен телесному углу порядка  $4 \times 5^\circ$ , что соответствует размеру элемента разрешения на местности порядка  $62 \times 78$  км<sup>2</sup> в надире (при высоте полета спутника порядка 900 км). Данные измерений в канале 0,3—3 мкм выражены в кал/(см<sup>2</sup>·мин·ср), они характеризуют интенсивность отраженной коротковолновой (солнечной) радиации; в канале 8—12 мкм — в градусах Цельсия (радиационная температура).

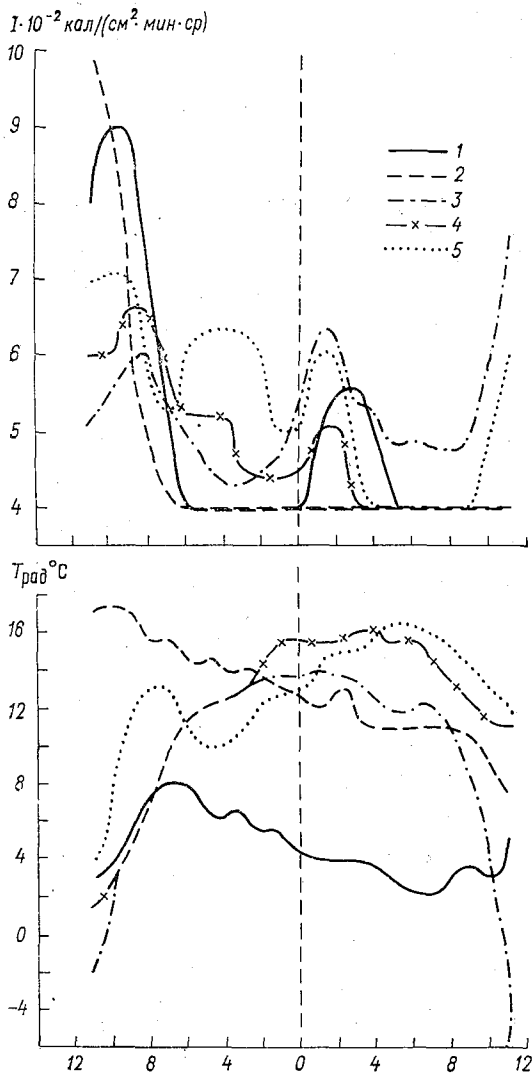


Рис. 1. Угловое распределение интенсивности уходящей коротковолновой радиации  $I$  и радиационной температуры  $T$  над районами проведения подспутниковых экспериментов в 1976 г.

1 — 25 августа;  $\varphi_0 = 32^\circ$ ,  $148^\circ$ ;  $12 < h_{\odot}^\circ < 24$ ; 2 — 31 августа;  $\varphi_0 = 22^\circ$ ,  $158^\circ$ ;  $11 < h_{\odot}^\circ < 17$ ; 3 — 23 октября;  $\varphi_0 = -103^\circ$ ;  $77^\circ$ ;  $76 < h_{\odot}^\circ < 87$ ; 4 — 24 октября;  $\varphi_0 = 72^\circ$ ,  $108^\circ$ ;  $82 < h_{\odot}^\circ < 88$ ; 5 — 25 октября;  $\varphi_0 = 65^\circ$ ,  $115^\circ$ ;  $80 < h_{\odot}^\circ < 86$ .

При обработке данных АК-измерений использован метод скользящих средних. Для каждого случая были рассчитаны азимуты  $\varphi_0$  относительно плоскости солнечного вертикала на основании орбитальных данных. Как известно, орбитальные данные выдаются для подспутниковых точек («нулевых»), они включают в себя следующие параметры: широта и долгота на поверхности Земли, высота Солнца  $h_{\odot}$ , азимут Солнца  $Az_{\odot}$ , азимут спутника  $Az_{\text{сп}}$  (азимут вектора скорости), время (московское), высота спутника, номер витка. Для плоскости солнечного вертикала азимуты  $\varphi_0$  равны 0 и  $180^\circ$  (против Солнца и по Солнцу соответственно). Кривые углового распределения интенсивности УКР (или угловая структура поля УКР)  $I$  и радиационной температуры  $T$  приведены на рис. 1. По оси ординат отложены значения  $I \times 10^{-2}$  кал/(см<sup>2</sup>·мин·ср) и  $T_{\text{рад}}$  °С, по оси абсцисс — точки сканирования. Нулевая подспутниковая точка соответствует надирному направлению, т. е. углу визирования  $0^\circ$ ; расстояние между двумя последовательными точками составляет приблизительно  $5^\circ$ .

Рабочий угол сканирования УСП МС «Метеор» выбран в пределах  $\pm 60^\circ$  в направлении в надир, что позволяет обеспечивать полосу захвата на местности порядка 2500 км при высоте спутника около 900 км. Крайние точки сканирования из обработки исключались, так как для них отмечаются наибольшие искажения в величинах  $I$ , о чем неоднократно указывалось в целом ряде работ.

На рис. 1 представлены кривые для различных азимутов сканирования относительно плоскости солнечного вертикала и градаций высот Солнца, при которых выполнено сканирование. Пороговое значение величины  $I$  равно 0,04 кал/(см<sup>2</sup>·мин·ср). Оно отмечено на рисунке жирной пунктирной линией.

Рисунок 1 отчетливо показывает, что угловое распределение интенсивности УКР над облачной атмосферой очень сложное. Над океанами при ясном небе (что соответствует практически пороговому значению  $I$ ) интенсивность минимальная, практически постоянная. При появлении облачности кривые  $I$  испытывают большие колебания, вид индикатрис отражения от облаков зависит от множества факторов — от фазовой структуры облака, формы их поверхности, высоты и др. Существенную роль играет и высота Солнца. Для облаков нижнего яруса конвективной природы (кучевых, крупноячейистой структуры — наиболее типичных для открытого океана) при небольших высотах Солнца (до  $20-30^\circ$ ) характерно «зеркальное» отражение [7]. При высоком Солнце ( $65-75^\circ$ ) наблюдается небольшое «встречное» отражение, т. е. максимум интенсивности УКР расположен вдоль падающего луча [7].

У облаков многослойных (перистых кристаллических, под которыми на ТВ снимках отчетливо видны кучевые облака) отражение практически изотропное как при низком, так и при высоком Солнце [7].



## АЛЬБЕДО СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ — АТМОСФЕРА

В табл. 3 приводятся средние и экстремальные значения альбедо системы Земля — атмосфера. Они относятся к квадрату размером  $10^\circ \times 10^\circ$  (по широте и долготе), что соответствует площади  $\approx 1000 \times 1000 \text{ км}^2$  (в районе экватора).

Полученные сравнительно низкие значения альбедо системы Земля — атмосфера над акваторией Индийского океана следует объяснить незначительной облачностью и малыми зенитными углами Солнца (большими  $h_\odot$ ). Как известно, альбедо воды при больших высотах Солнца минимально и при  $h_\odot \geq 80^\circ$  составляет в среднем  $\approx 2-3\%$ , а альбедо системы Земля — атмосфера в этом случае (при низких значениях альбедо подстилающей поверхности) увеличивается [7].

Таблица 3

**Значения альбедо системы Земля — атмосфера (%) для районов проведения подспутниковых экспериментов в 1976 г.**

Дата	Время (московское), ч мин	$h_\odot$	$\bar{A}_\infty$	$A_\infty^{\max}$	$A_\infty^{\min}$	Район
5 VIII	9 25—9 29	12—24	26,7	69,6	15,1	Атлантический океан
1 VIII	12 08—12 14	11—16	31,6	57,4	15,9	То же
3 X	10 36—10 41	76—88	8,9	16,8	6,5	Индийский океан
4 X	10 30—10 34	82—88	11,1	14,8	6,5	То же
5 X	10 24—10 28	80—86	8,9	16,6	6,4	"

В заключение заметим, что отсутствие более подробной спутниковой АК информации не позволило нам получить угловую структуру поля УҚР для различных азимутов сканирования над одним и тем же районом. Последнее можно получить лишь при наличии информации, полученной с нескольких спутников (т. е. серии спутников), которые функционировали бы одновременно над заданными районами. Угловая же структура поля УҚР, полученная на основе информации лишь с одного витка, не может дать полной картины распределения интенсивности УҚР в зависимости от азимутов.

Авторы выражают глубокую признательность сотрудникам ГОСНИЦИПР В. И. Соловьеву за организацию первичной обработки актинометрической информации с МС по специально разработанной программе и выдачу данных в повитковом режиме, П. А. Румянцеву, С. Н. Панову за большую помощь в выборе необходимой спутниковой информации.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлянд Т. Г., Строкина Л. А. Режим облачности на Земном шаре.— Труды ГГО, 1974, вып. 338, с. 3—20.
2. Каталог метеорологической информации, полученной с искусственных спутников Земли системы «Метеор». X—XII 1976 г.—М.; изд. ГУГМС ГОСНИЦИПР, 1977.
3. Климатические карты облачности северного полушария. Под ред. В. Я. Лобановой.— М.: изд. НИИАК, 1967.— 59 с.
4. Минина Л. С. Практика нефанализа.— Л.; Гидрометеиздат, 1970.— 336 с.
5. Морозова И. В. Распределение облачности над Северной Атлантикой по данным спутниковых наблюдений.— Труды ГГО. 1976, вып. 370, с. 93—97.
6. Морской атлас. Т. 2. ВМС СССР, 1953,—76 с.
7. Пятовская Н. П. Применимость расчетной схемы перехода от яркости, измеренной с ИСЗ, к потокам уходящей коротковолновой радиации.— Труды ГГО, вып. 275, 1972, с. 3—15.

*Л. И. Нонина, Л. Б. Руднева*

## **НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НИСХОДЯЩЕГО ИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРЫ В ИНТЕРВАЛЕ СПЕКТРА 8—12 мкм**

Для решения научных и прикладных задач, связанных с распространением ИК излучения в окнах прозрачности атмосферы, первостепенное значение приобретают вопросы надежности расчетов спектрального пропускания атмосферы. Несмотря на многочисленные экспериментальные исследования спектрального пропускания атмосферы с земли и из космоса, а также теоретические исследования ослабления радиации аэрозолем и селективного поглощения газовыми компонентами, до настоящего времени методики расчета спектрального пропускания атмосферы не всегда удовлетворяют необходимой точности. Для достижения высокой точности расчетов необходимо дальнейшее изучение основных физических факторов, определяющих трансформацию ИК-радиации в окнах прозрачности атмосферы. В связи с этим использование экспериментального материала для проверки и дальнейшей коррекции методик расчета приобретает важное значение.

В течение последних лет в Главной геофизической обсерватории проводятся измерения собственного излучения атмосферы в спектральном интервале 8—12 мкм с помощью инфракрасной спутниковой аппаратуры [1], приспособленной для наземных измерений. Измерение излучения атмосферы в используемом радиометре осуществляется по двухлучевой схеме путем сравнения измеряемого и опорного излучений, которые поступают в приемное устройство через различные входные отверстия, расположенные во взаимно перпендикулярных плоскостях. Измеряемый на выходе прибора электрический сигнал определяется разностью лучистых потоков измеряемого и опорного излучений. В качестве опорного излучателя используется рифленая цилиндрическая поверхность, полностью закрывающая входное отверстие канала сравнения. Поверхность покрыта лаком Парсонса с коэффициентом черноты 0,99 в диапазоне спектра 8—12 мкм. В процессе измерений темпе-

ратура опорного излучателя поддерживается постоянной с точностью  $0,5^{\circ}\text{C}$  при помощи электронного регулятора температуры и периодически контролируется платиновым термометром, вмонтированным на поверхности излучателя. Выходной сигнал радиометра определяется следующим соотношением:

$$u_{\text{вых}} = k \int_{\Delta\lambda} \varphi(\lambda) [I_a - B_0] d\lambda, \quad (1)$$

где  $k$  — полный коэффициент преобразования системы;  $\varphi(\lambda)$  — спектральная характеристика прибора;  $I_a$ ,  $B_0$  — лучистые потоки измеряемого излучения атмосферы и опорного излучателя. Величина опорного излучения определяется функцией Планка, взятой при температуре излучающей поверхности.

В процессе измерений через каждые 2—3 часа проводилась систематическая калибровка аппаратуры с помощью двух плоских излучателей с высоким коэффициентом черноты покрытия. Температура излучающей поверхности имитаторов черного тела определялась с точностью  $0,1^{\circ}\text{C}$  платиновыми термометрами. Температура одного из имитаторов поддерживалась на  $10$ — $15^{\circ}$  выше температуры окружающего воздуха с помощью электронного регулятора ЭРА. Другой калибровочный излучатель, выполненный на полупроводниковых холодильных батареях, охлаждался до температуры, превышающей точку росы на  $2$ — $3^{\circ}\text{C}$ .

Методика калибровки прибора состояла в регистрации выходного сигнала  $u_{\text{вых}}$  в течение нескольких минут при подаче на вход измерительного канала излучения имитаторов черного тела.

Система трех уравнений типа (1) позволяет определить в любой момент времени излучение атмосферы, воспринимаемое прибором, т. е. интеграл вида  $\int_{\Delta\lambda} \varphi(\lambda) I_a d\lambda$ . Зная спектральную характеристику прибора, можно рассчитать среднее значение интенсивности излучения атмосферы в данном диапазоне спектра согласно уравнению

$$\bar{I}_a = \frac{\int_{\Delta\lambda} \varphi(\lambda) I_a d\lambda}{\int_{\Delta\lambda} \varphi(\lambda) d\lambda}. \quad (2)$$

Спектральная характеристика прибора была рассчитана как произведение спектральных характеристик элементов оптической схемы. Разрешение радиометра по энергетической яркости составляло  $0,2 \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{ср})$ , что соответствовало разрешению по температуре  $1^{\circ}\text{C}$  в диапазоне измеряемых температур —  $70 \div 0^{\circ}\text{C}$ .

Нисходящее излучение из зенита измерялось непрерывно в течение нескольких часов. Через промежуток времени  $1,5$ — $2$  часа проводилось сканирование небосвода при изменении зенитного угла от  $0$  до  $90^{\circ}$  с шагом  $10^{\circ}$ .

Из имеющегося экспериментального материала было выбрано несколько случаев проведения измерений в режиме сканирования

небосвода при безоблачном небе в моменты одновременного радиозондирования атмосферы. Эти данные измерений были использованы для сравнения с расчетными величинами нисходящего излучения атмосферы. В основу расчетов положена эмпирическая методика, описанная в работах Н. И. Москаленко [3, 4].

Угловое распределение интенсивности излучения атмосферы  $I_{\lambda}^{\downarrow}(\theta)$  на уровне подстилающей поверхности определяется соотношением

$$I_{\lambda}^{\downarrow}(\theta) = \int_0^{\infty} B_{\lambda}[T(z)] \frac{\partial \tau_{\delta\lambda}(\theta, z)}{\partial z} dz, \quad (3)$$

где  $B_{\lambda}[T(z)]$  — функция Планка,  $\tau_{\delta\lambda}(\theta, z)$  — функция пропускания атмосферы в спектральном интервале  $\delta\lambda$ .

При расчетах функции пропускания использовалась эмпирическая формула [3]

$$\tau_{\delta\lambda, i}(\theta, z) = \exp[-\beta_{\lambda, i}(T_0) W_i^{m_{\lambda, i}}], \quad (4)$$

где  $W_i$  — приведенная масса  $i$ -го газа, определяемая по формуле

$$W_i = \int_{z_1}^{z_2} \rho_i(z) p^{\frac{n_{\lambda, i}}{m_{\lambda, i}}}(z) F^{\frac{1}{m_{\lambda, i}}}(T) dz, \quad (5)$$

где  $\beta_{\lambda, i}, m_{\lambda, i}, n_{\lambda, i}$  — эмпирические параметры для  $i$ -го компонента атмосферы при  $T=T_0=300$  К [2—7];  $p(z)$  — давление на высоте  $(z)$ ;  $\rho_i(z)$  — концентрация  $i$ -го компонента атмосферы;  $F_i(T) = \frac{\beta_{\lambda, i}(T)}{\beta_{\lambda, i}(T_0)}$  — температурная функция. Общее спектральное пропускание  $\tau_{\delta\lambda}$  рассчитывается согласно закону произведения пропусканий, учитывающему совместное действие всех поглощающих компонент. Ошибки, которые вносятся в расчеты общего спектрального пропускания за счет неточного выполнения закона произведения пропусканий при селективном поглощении, по оценкам работы [8], составляют 3—5%.

В настоящей работе атмосфера была представлена сферической слоистой моделью, число слоев которой, их толщина, температура, давление и влагосодержание определялись данными зондирования. Выше потолка зондирования до верхней расчетной границы атмосферы было использовано распределение водяного пара, соответствующее стандартной модели атмосферы [9], а толщина слоев принималась равной 1 км. В качестве верхней границы атмосферы была выбрана высота, равная 60 км.

При расчетах были использованы данные, учитывающие поглощение в континууме  $H_2O$ , селективное поглощение водяного пара, озона, а также  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $N_2O$ , относительная объемная кон-

центрация которых принималась постоянной и равной следующим значениям:

$$\rho_{\text{N}_2\text{O}} = 2,8 \cdot 10^{-7}; \quad \rho_{\text{CH}_4} = 1,6 \cdot 10^{-6}; \quad \rho_{\text{CO}_2} = 3,3 \cdot 10^{-4}.$$

Эти данные опубликованы в работе Мак-Клатчи [10].

Высотное распределение концентрации озона было заимствовано из работы [10] для условий летнего сезона умеренных широт. Расчеты углового распределения интенсивности атмосферы проводились для зенитных углов  $\theta$ , равных 0, 40, 50, 60, 70, 80, 85, 90°.

Функция спектрального пропускания рассчитывалась по формуле (4) двумя способами.

I. Спектральное пропускание атмосферы определялось перемножением пропускания отдельных слоев атмосферы. В этом случае спектральное пропускание для  $K$  поглощающих компонентов определяется формулой

$$\tau_{\delta\lambda} = \exp\left(-\sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^K \beta_{\lambda, i} W_{i, j}^{m_{\lambda, i}}\right), \quad (6)$$

где  $N$  — число слоев в модели атмосферы,  $W_{i, j}$  — приведенная масса  $j$ -го слоя атмосферы для  $i$ -го компонента.

II. Спектральное пропускание определялось по методике, описанной в [3], в соответствии с которой для нахождения эффективной приведенной массы для исследуемого участка атмосферы используются расчеты приведенной массы отдельных слоев модели атмосферы. Вид формулы спектрального пропускания в этом случае следующий:

$$\tau_{\delta\lambda} = \exp\left[-\sum_{i=1}^K \beta_{\lambda, i} \left(\sum_{j=1}^N W_{i, j}\right)^{m_{\lambda, i}}\right]. \quad (7)$$

В табл. 1 представлены измеренные и расчетные значения исходящего излучения для различных зенитных углов в диапазоне изменения общего влагосодержания от 1 до 2,5 г/см<sup>2</sup>. Как видно из сопоставления данных этой таблицы, абсолютное отклонение рассчитанных значений интенсивности излучения атмосферы от измеренных уменьшается по мере приближения к горизонту. При этом величина отклонения при «послойном» методе (первый способ) расчета интенсивности атмосферы меньше, чем во втором методе.

Регрессия между измеренными интенсивностями излучения околозенитной зоны небосвода и рассчитанными значениями представлена на рис. 1.

Анализ углового распределения интенсивности излучения, полученного расчетным путем, показывает, что нормированные на интенсивность излучения зенита угловые зависимости противоиз-

Таблица 1

Дата и время измерений (объем влажосодержание, г/см <sup>3</sup> )	Зенитный угол $\theta^\circ$	Расчет		Измерения $\bar{T}_{\text{ИЗМ}}$ Вт/(м <sup>2</sup> ·ср)	$\frac{\Delta I_1}{\bar{T}_{\text{P1}} - \bar{T}_{\text{ИЗМ}}}$	$\frac{\Delta I_2}{\bar{T}_{\text{P2}} - \bar{T}_{\text{ИЗМ}}}$
		метод I $\bar{T}_{\text{P1}}$ Вт/(м <sup>2</sup> ·ср)	метод II $\bar{T}_{\text{P2}}$ Вт/(м <sup>2</sup> ·ср)			
VIII 1974 ч 35 мин (1,21)	0	7,85	4,34	10,4	-2,55	-6,06
	40	8,88	5,20	11,4	-2,52	-6,2
	60	10,78	6,92	13,4	-2,62	-6,48
	70	12,72	8,85	15,2	-2,48	-6,35
	80	16,59	13,19	18,6	-2,01	-4,7
	85	20,41	18,10	19,6	-0,81	-1,5
	90	25,15	24,96	26,2	-1,05	-1,24
VII 1973 ч 25 мин (1,57)	0	9,07	5,14	9,8	-0,73	-4,66
	40	10,22	6,15	12,0	-1,78	-5,85
	60	12,29	8,15	14,5	-2,21	-6,35
	70	14,35	10,34	16,2	-1,85	-5,86
	80	18,26	15,03	20,0	-1,74	-4,97
	85	21,73	19,78	24,2	-2,47	-4,42
	90	26,11	25,93	27,8	-1,69	-1,87
VII 1973 ч 25 мин (1,65)	0	9,78	5,86	11,5	-1,72	-5,64
	40	11,07	7,01	11,8	-0,73	-4,79
	60	13,40	9,28	13,4	+0,00	-4,12
	70	15,74	11,70	15,3	0,44	-3,6
	80	20,20	17,01	19,8	0,37	-2,79
	85	24,10	22,24	25,0	-0,9	-2,76
	90	28,05	27,9	28,6	-0,55	-0,7
VIII 1973 ч 25 мин (1,7)	0	9,23	5,63	8,7	+0,53	-3,07
	40	10,44	6,75	9,4	1,04	-2,62
	60	12,69	8,93	11,2	1,49	-2,27
	70	14,82	11,29	13,9	0,92	-2,61
	80	18,88	—	19,3	-0,42	—
	85	22,31	—	22,6	-0,29	—
	90	25,42	—	26,2	-0,78	—
VII 1973 ч 30 мин (2,0)	0	11,9	7,43	8,0	3,9	-0,57
	40	13,4	8,88	9,2	4,2	-0,32
	50	14,49	9,96	10,6	3,89	-0,64
	60	—	11,6	12,2	—	-0,6
	70	18,7	14,6	15,2	3,5	-0,6
	80	26,8	20,4	20,8	6,0	-0,4
	90	22,2	29,15	29,4	-0,2	-0,25

Дата и время измерений (общее влагосодержание, г/см <sup>3</sup> )	Зенитный угол $\theta^\circ$	Расчет		Измерения $\bar{I}_{изм}$ Вт/(м <sup>2</sup> ·ср)	$\frac{\Delta I_1}{\bar{I}_{р1}} = \frac{\bar{I}_1 - \bar{I}_{изм}}{\bar{I}_{р1}}$	$\frac{\Delta I_2}{\bar{I}_{р2}} = \frac{\bar{I}_2 - \bar{I}_{изм}}{\bar{I}_{р2}}$
		метод I $\bar{I}_{р1}$ Вт/(м <sup>2</sup> ·ср)	метод II $\bar{I}_{р2}$ Вт/(м <sup>2</sup> ·ср)			
		10 VII 1973 14 ч 30 мин (2,15)	0	11,0	6,72	11,0
	40	12,39	8,03	11,2	1,19	-3,17
	60	14,87	10,57	12,6	2,27	-2,03
	70	17,28	13,28	14,6	2,68	-1,32
	80	21,65	18,72	20,05	1,15	-1,78
	85	25,22	23,66	24,3	0,92	-0,64
	90	29,23	29,1	28,2	1,03	-0,90
	0	12,43	8,09	9,8	2,63	-1,71
	40	14,05	9,66	11,4	2,65	-1,74
	60	16,96	12,69	16,0	0,96	-3,31
7 VIII 1973 14 ч 30 мин (2,15)	70	19,78	15,86	20,4	-0,62	-4,54
	80	24,81	22,07	26,2	-1,39	-4,13
	85	28,73	27,38	28,09	-0,17	-1,52
	90	32,7	32,6	31,6	0,1	1,1
25 VIII 1974 20 ч 25 мин (2,2)	0	10,48	6,93	12,6	-2,12	-5,67
	40	11,88	8,28	13,2	-1,32	-4,92
	60	14,38	10,88	16,0	-1,62	-5,12
	70	16,81	13,6	18,2	-1,39	-4,6
	80	21,10	18,87	20,0	1,1	1,13
	85	24,32	23,25	24,2	0,12	-0,95
	90	26,37	26,29	26,2	0,17	0,09

лучения атмосферы в диапазоне зенитных углов 0—70° могут быть аппроксимированы формулой вида

$$f(\theta) = 1 + A(1 - \cos^r \theta), \quad (8)$$

для «послойного» метода  $A=3,5$ ,  $r=0,15$ , для второго метода  $A=4,5$ ,  $r=0,18$ .

Для полученных угловых зависимостей интенсивности атмосферы максимальное отклонение от аппроксимирующей кривой не превосходит 7%.

Аналитическое представление экспериментальных данных формулой (8) оказалось неудовлетворительным.

Анализ расчетных и экспериментальных данных позволяет сделать следующие выводы.

При малых значениях влагосодержания атмосферы «послойный» метод расчета интенсивности излучения атмосферы дает несколько завышенные по сравнению с измеренными значениями ин-



тенсивности излучения. По мере увеличения общего влагосодержания атмосферы «послойный» метод лучше описывает результаты измерений по сравнению со вторым методом расчета. В диапазоне изменения влагосодержания 1—2,5 г/см<sup>2</sup> измеренные значения, как правило, превышают расчетные, при этом отклонение рассчитанных значений интенсивности в среднем в 2 раза превышает максимальную погрешность абсолютных измерений, равную 0,4 Вт/(м<sup>2</sup>·ср).

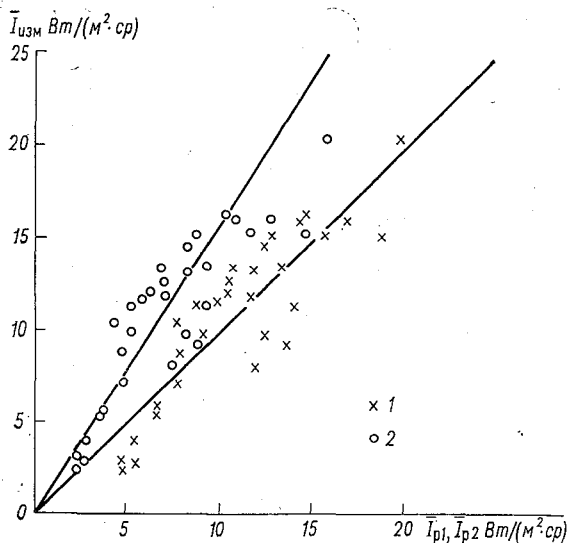


Рис. 1. Регрессия между расчетными ( $\bar{I}_{р1}$ ,  $\bar{I}_{р2}$ ) и измеренными ( $\bar{I}_{изм}$ ) значениями интенсивности излучения атмосферы в интервале спектра 8—12 мкм.

1 — расчет I методом ( $\bar{I}_{р1}$ ), 2 — расчет II методом ( $\bar{I}_{р2}$ ).

В заключение следует отметить, что результаты работы нужно рассматривать как предварительные. Предполагается продолжить расчеты угловых распределений интенсивности при малом и большом влагосодержании атмосферы и сравнить их с экспериментальными данными.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ветлов И. П. и др. Инфракрасная аппаратура спутников системы «Метеор»/И. П. Ветлов, В. П. Еремин, А. В. Листратов и др.— Метеорология и гидрология, 1970, № 4, с. 80—91.

2. Голубицкий Б. М. К расчету теплового излучения атмосферы.— Оптика и спектроскопия, 1965, т. 19, вып. 2, с. 306—307.

3. Москаленко Н. И., Мирумьянц С. О. Методы расчета спектрального поглощения ИК-радиации атмосферными газами.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1970, т. 6, 1, 11, с. 1110—1126.

4. Москаленко Н. И., Закирова А. Р. Расчет спектрального углового и высотного распределений поля теплового излучения атмосферы и поверхности Земли.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1972, т. 8, № 6, с. 829—842.

5. Москаленко Н. И. Функции спектрального пропускания паров  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $N_2O$ ,  $N_2$  компонентов в атмосфере.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1969, т. 5, № 1, с. 1179—1190.

6. Москаленко Н. И. Коэффициенты непрерывного поглощения радиации при соударениях молекул  $H_2O-N_2$  и  $H_2O-H_2O$  в области спектра 8–14 мкм.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1974, т. 10, № 9, с. 999—1000.

7. Москаленко Н. И. Экспериментальные исследования спектральной прозрачности паров  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $N_2O$ ,  $CO$ ,  $CH_4$  в условиях искусственной атмосферы.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1969, т. 5, № 9, с. 962—966.

8. Москаленко Н. И. Моделирование оптически неоднородной и многокомпонентной атмосферы в искусственных условиях.— Тезисы докладов 8-го научного совещания по оптике атмосферы и актинометрии. Томск, 1970, с. 44—45.

9. Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности. Под ред. К. Я. Кондратьева.— Л., Гидрометеиздат, 1969. 564 с.

10. McClatchley P. et al. Optical Properties of the Atmosphere (third edition).— Environ. Res. Papers 411, AFCRL-72-0497, Aug., 1972, p. 41—47.

*А. А. Кмиго, В. И. Корзов,  
Е. Ю. Небывалова, Л. Б. Руднева*

## **СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ СПЕКТРАЛЬНОЙ ЯРКОСТИ ОТРАЖЕННОЙ РАДИАЦИИ ПО ДАННЫМ НАДИРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В ЭКСПЕДИЦИИ КЭНЭКС-73**

Одна из важных задач программы комплексного энергетического эксперимента заключается в исследовании закономерностей изменения поля отраженной коротковолновой радиации в условиях больших промышленных городов [1].

В работе [2] на основе самолетных измерений спектральной яркости в районе г. Запорожье по данным экспедиции КЭНЭКС-72 исследовалась изменчивость яркости в условиях города и в загородной зоне. По мере накопления экспериментального материала представляется возможность выявить наиболее общие особенности изменения спектральной яркости вблизи городов. Исходя из такой постановки задачи нами были проанализированы данные измерений спектральной яркости, полученные в экспедиции КЭНЭКС-73.

В настоящей работе приводятся результаты измерений спектральной яркости в надире, полученные на различных высотах полета над г. Алма-Ата и пригородной зоной. Измерения спектральной яркости в надире на длинах волн 0,96; 0,99; 1,24; 1,38 мкм производились спектральным индикатометром [3], действовавшим несканирующем режиме. Трассы полетов проходили через город в направлении с юго-запада на северо-восток. Длительность полета в черте города для всех анализируемых полетов составляла мин 20 с, что соответствует пути 8 км на местности. Протяженность загородной зоны составляла 32—40 км. В дни полетов над городом визуально наблюдался аэрозольный слой.

Для количественной оценки изменчивости спектральной яркости в городской и загородной зонах была проведена статистическая обработка непрерывных записей надирных измерений спектральной яркости по трассе полета. На выбранных участках осциллографных лент ординаты записанных яркостей снимались на

Краткие сведения о полетах и статистические характеристики относительной яркости ограженной радиации  
 по данным измерений в районах городов Алма-Ата и Запорожье

Дата	Время (московское), ч мин с	Район полета	Длина волны, мкм	Высота полета, м	Высота Солнца, град.	$\bar{B}$ отн. ед.	$\sigma$ отн. ед.	$k_B = \frac{\sigma}{\bar{B}}$	A	$\Sigma$	$\tau_{0,5}$	$\tau_0$
29 X 1973	9 44—9 45	г. Алма-Ата (трасса полета)	1,24	500	25,6	23,1	6,3	0,27	-0,1	1,3	0,8	8,0
	1350			25,5	12,9	2,3	0,19	-1,3	4,4	0,8	1,5	
	2850			25	28,6	5,0	0,17	-0,3	1,3	0,9	9,0	
29 X 1973	9 39—9 40	Полет от Узун-Агач до г. Алма-Ата (загородная зона)	1,24	500	25,7	41,5	10,6	0,25	-0,6	1,3	0,9	9,9
	1350			25,4	24,8	10,2	0,41	-0,1	-1,1	2,1	9,9	
	2850			25,0	37,2	9,3	0,25	-0,6	-0,6	1,5	3,9	
29 X 1973	9 22—9 23	г. Алма-Ата	1,38	1350	25,5	9,9	1,6	0,16	-1,3	4,8	0,8	1,2
	2850			25,0	19,4	3,6	0,18	0,0	3,2	1,2	9,9	
	500			25,7	15,8	4,2	0,26	-0,2	0,7	0,9	10,5	
29 X 1973	9 39—9 40	Загородная зона г. Алма-Ата	1,38	1350	15,4	19,0	6,9	0,36	-0,1	-1,0	1,9	7,2
	2850			25,0	29,3	6,5	0,22	-0,7	0,8	1,3	3,0	
	2850			21,0	16,8	2,6	0,16	-1,7	11,4	0,8	2,1	
29 X 1973	8 00—8 01	г. Алма-Ата	0,96	2850	21,0	27,2	4,4	0,16	-2,3	10,4	0,9	2,1
	8 00—8 01			2850	21,0	27,2	4,4	0,16	-2,3	10,4	0,9	2,1
	9 02—9 03			2850	25,0	28,6	5,0	0,17	-0,3	1,3	1,8	9,0
23 VIII 1972	9 02—9 03	г. Запорожье	1,38	2850	25,0	19,4	3,6	0,18	0,0	3,2	1,2	9,9
	9 42 40—9 44 10			2850	38,2	29,5	7,6	0,26	-0,5	0,3	8,0	15,0
	9 42 40—9 44 10			2850	38,8	45,0	10,5	0,23	-0,4	-0,1	7,8	13,2
29 X 1973	7 57—7 58	Загородная зона г. Алма-Ата	0,96	2850	21,0	20,6	5,8	0,28	0,2	-0,4	1,5	8,0
	7 57—7 58			2850	21,0	33,8	9,0	0,26	0,0	-0,1	0,9	7,2
	9 00—9 01			2850	25,0	33,8	9,2	0,27	-0,2	-0,6	1,5	5,4
23 VIII 1972	9 00—9 01	Загородная зона г. Запорожье	1,38	2850	25,0	34,3	7,1	0,20	0,0	0,1	1,5	9,0
	9 44 10—9 45 40			2850	38,4	32,7	9,9	0,30	-0,2	-0,8	5,0	16,6
	9 44 10—9 45 40			2850	38,4	32,7	9,9	0,30	-0,2	-0,8	5,0	16,6

перфоленту с помощью устройства типа «Силуэт». Периодическая калибровка аппаратуры во время полета позволила привести все адирные измерения к условному масштабу, т. е. к относительной яркости. Статистическая обработка измерений относительной яркости в надире, переписанных на перфоленту, проводилась по стандартной программе на ЭВМ БЭСМ-6. В результате для каждой реализации, под которой понимаются участки записи спек-

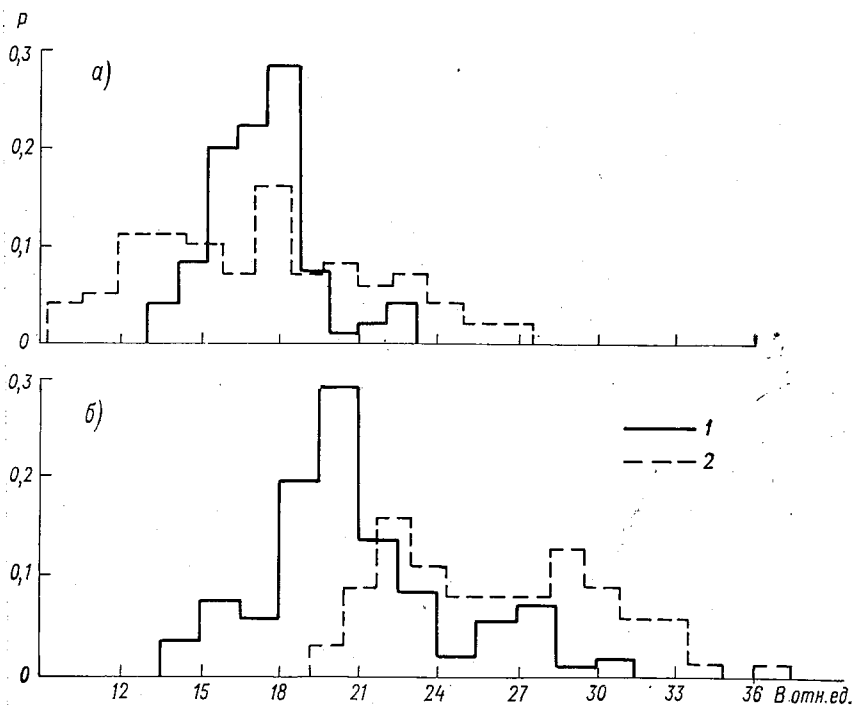


Рис. 1. Гистограммы распределения относительной спектральной яркости по данным измерений в надире с высоты 2850 м для двух длин волн: 0,96 мкм (а) и 1,38 мкм (б).

1 — город, 2 — загородная зона.

альной яркости без трендов, обусловленных изменениями чувствительности прибора, были получены следующие характеристики:

- гистограмма распределения относительной яркости,
- математическое ожидание  $\bar{B}$  и дисперсия полученного распределения  $\sigma^2$ ,
- коэффициент вариации  $k_B = \sigma/\bar{B}$ ,
- коэффициенты асимметрии ( $A$ ) и эксцесса ( $\mathcal{E}$ ),
- автокорреляционные функции  $R(\tau)$ ,
- спектральные плотности  $S(\omega)$ .

Полученные в результате обработки осциллограмм статистические характеристики сведены в табл. 1. Здесь для автокорреляционной функции приводятся следующие количественные характеристики:  $\tau_{0,5}$  — значение временного сдвига  $\tau$ , при котором ордината автокорреляционной функции достигает уровня 0,5;  $\tau_0$  — значение  $\tau$ , при котором автокорреляционная функция становится равной нулю.

В качестве примера графических материалов на рис. 1 и представлены типичные гистограммы распределения и автокорр

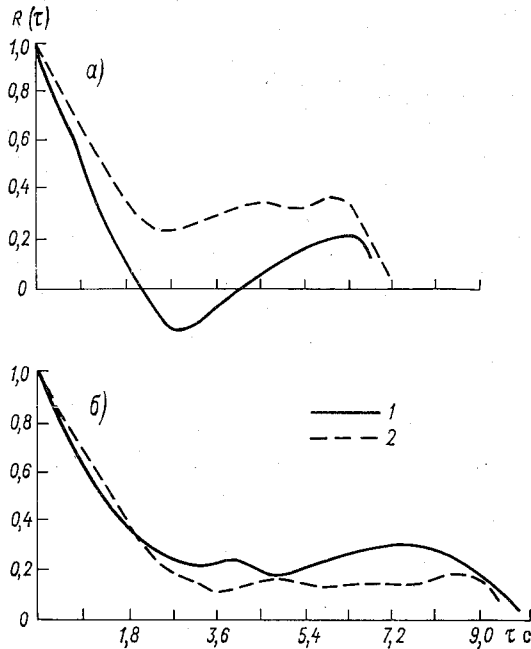


Рис. 2. Автокорреляционные функции относительной спектральной яркости, измеренной в надире с высоты 2850 м для двух длин волн: 0,96 мкм (а) и 1,38 мкм (б).

1 — город, 2 — загородная зона.

ляционные функции относительной яркости отраженной радиации измеренной на высоте 2850 м над городом и в загородной зоне для двух длин волн.

Анализ численных характеристик распределения яркости, представленных в табл. 1, позволяет отметить следующие характерные особенности распределения отраженной радиации над г. Алма-Ата.

Среднее значение относительной яркости загородной зоны и околополуденное местное время на высоте 2850 м для длины волны 0,96 мкм на 20% больше относительной яркости над городом, а для  $\lambda=0,99$ ; 1,24 и 1,38 мкм эта величина соответственно равна 24, 18 и 78%. Обращает на себя внимание резкое уменьшение относительной яркости при полете над городом по данным измерений в полосе поглощения водяного пара ( $\lambda=1,38$  мкм).

Изменчивость спектральной яркости, характеризуемая коэффициентом вариации, на всех длинах волн на высоте 2850 м над городом в 1,5 раза меньше, чем над загородной зоной. Уменьшение относительной яркости городской зоны по сравнению с яркостью окрестности города отчетливо видно на гистограммах распределения относительной спектральной яркости (рис. 1).

Автокорреляционные функции относительной яркости для города и загородной зоны тем не менее мало различаются между собой. Это, по-видимому, объясняется сглаживающим действием атмосферы на характер распределения яркости вдоль трассы полета. Оно иллюстрируется графиками автокорреляционных функций для спектральных интервалов с центрами вблизи 0,96 и 1,38 мкм (рис. 2). Заметим, что сглаживающее действие атмосферы более выражено в сильной полосе поглощения водяного пара 1,38 мкм.

Сопоставление полученных результатов с аналогичными данными для г. Запорожье подтверждает отмеченные особенности. Для Запорожья в среднем на всех высотах полета для участка спектра 0,99 мкм яркость загородной зоны превышала яркость города на 15%, а для  $\lambda=0,96$  мкм эта величина составляла 7% [2].

В табл. 1 представлены также результаты статистической обработки данных измерений относительной яркости для двух длин волн (1,24 и 1,38 мкм) при различных высотах полета. На длине волны  $\lambda=1,24$  мкм среднее значение яркости города и загородной зоны с увеличением высоты полета сначала уменьшается (на высоте 1350 м), а затем возрастает и становится сравнимым со средним значением яркости на высоте 500 м. При этом в городской зоне на высоте 1350 м наблюдается резкое уменьшение (в 2,5 раза) дисперсии яркости, в то время как дисперсия яркости пригородной зоны на этой высоте полета сопоставима с дисперсией яркости на высотах 500 и 2850 м. Изменчивость спектральной яркости города, характеризуемая коэффициентом вариации для  $\lambda=1,24$  мкм, на высоте 1350 м уменьшается, в то время как над пригородной зоной изменчивость яркости увеличивается (в 1,7 раза) на этой высоте и вновь уменьшается при увеличении высоты полета.

Сопоставление автокорреляционных функций спектральной яркости города на различных высотах выявляет увеличение (примерно в 2 раза) радиуса корреляции с возрастанием высоты полета от 500 до 2850 м. Заметим, что отмеченная закономерность

проявлялась и для данных измерений спектральной яркости полученных в районе г. Запорожье.

Таким образом, статистические характеристики относительной яркости, измеренной в надире, позволяют сделать выводы об изменчивости отраженной радиации вблизи промышленных городов. Характер изменения относительной яркости отраженной от города или загородной зоны радиации оказывается существенно зависящим от спектрального интервала и высоты полета. В общем характерно существенное уменьшение относительной яркости отраженной радиации над городами. Вариации спектральной яркости в то же время над городами больше, чем в пригородной зоне.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлянд М. Е., Кондратьев К. Я. Города и климат планеты.— Л.: Гидрометеонздат, 1972.— 39 с.
2. Кондратьев К. Я., Корзов В. И., Тер-Маркарянц Н. Е. Оптическая неоднородность подстилающей поверхности города по самолетным измерениям в период экспедиции КЭНЭКС-72.— Труды ГГО, 1975, вып. 331, с. 41—49.
3. Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Самолетные приборы для измерения отражения. Спектральный индикатор.— Труды ГГО, 1972, вып. 275, с. 219—225.



## РАЗНОСТНО-ЛОГАРИФМИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ ЛИДАРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

На коротких отрезках трассы зондирования с постоянными величинами оптических характеристик среды коэффициент ослабления  $\alpha$  можно находить по наклону кривой, описывающей зависимость от расстояния логарифма мощности эхо-сигнала с учетом временной коррекции. Если такого типа отрезок  $[R_1; R_n]$  разбить на  $n-1$  отрезков  $[R_1; R_2], \dots, [R_{n-1}; R_n]$ , то в общем случае выражение для коэффициента ослабления  $\alpha$  можно записать в виде

$$\begin{aligned} & \Phi \left( \frac{P_2 R_2^2}{P_1 R_1^2}, \frac{P_3 R_3^2}{P_1 R_1^2}, \dots, \frac{P_n R_n^2}{P_1 R_1^2} \right) = \\ & = \Phi \left( e^{-2(R_2-R_1)\alpha}, e^{-2(R_3-R_1)\alpha}, \dots, e^{-2(R_n-R_1)\alpha} \right), \end{aligned} \quad (1)$$

где  $P_1 = P(R_1), \dots, P_n = P(R_n)$ ;  $P$  — мощность эхо-сигнала. Цель настоящей работы — сформулировать статистически-оптимальный вид функции

$$\Phi = \Phi(x_2, x_3, \dots, x_n), \quad (2)$$

$$x_i = \frac{P_i R_i^2}{P_1 R_1^2} = e^{-2(R_i-R_1)\alpha}, \quad (3)$$

с тем чтобы повысить точность обработки данных лидарного зондирования. Этот подход использовался при определении коэффициента ослабления в участках пониженной прозрачности в работе [1].

В линейном приближении для вычисления величины относительной среднеквадратичной погрешности определения  $\alpha$  по формуле (1) находим

$$\left( \frac{\sigma_\alpha^2}{\alpha^2} \right)_n = \frac{a_1^2(1 + m_3 + \dots + m_n)^2 + a_2^2 + a_3^2 m_3^2 + \dots + a_n^2 m_n^2}{(\ln x_2 + m_3 \ln x_3 + \dots + m_n \ln x_n)^2} \quad (4)$$

В выражении (4)

$$a_i^2 = \frac{\sigma_{P_i}^2}{P_i^2} + 4(1 + \alpha R_i)^2 \frac{\sigma_{R_i}^2}{R_i^2}; \quad (5)$$

$$m_i = \frac{\frac{\partial \varphi}{\partial x_i} x_i}{\frac{\partial \varphi}{\partial x_2} x_2}. \quad (6)$$

Условия минимума квадрата погрешности  $\left(\frac{\sigma_a^2}{a^2}\right)_n$  находим, приравняв нулю производные данной величины по  $m_2, m_3, \dots, m_n$ . Соответствующую систему алгебраических уравнений для определения величин  $m_2, m_3, \dots, m_n$  можно записать в форме

$$\begin{aligned} & \frac{a_1^2(1 + m_3 + \dots + m_n) + a_i^2 m_i}{\ln x_i} = \\ & = \frac{a_1^2(1 + m_3 + \dots + m_n)^2 + a_2^2 + a_3^2 m_3^2 + \dots + a_n^2 m_n^2}{\ln x_2 + m_3 \ln x_3 + \dots + m_n \ln x_n}, \end{aligned} \quad (7)$$

$i=3, \dots, n$ .

Выпишем теперь решение системы уравнений (7)

$$m_i = \frac{\frac{1}{a_1^2 a_i^2} \ln x_i + \sum_{j=2}^n \frac{1}{a_i^2 a_j^2} (\ln x_i - \ln x_j)}{\frac{1}{a_1^2 a_2^2} \ln x_2 + \sum_{j=3}^n \frac{1}{a_2^2 a_j^2} (\ln x_2 - \ln x_j)}. \quad (8)$$

Совокупность выражений (6), в которой  $m_i$  определяются по формулам (8), представляет собой систему дифференциальных уравнений первого порядка для определения искомого функции  $\varphi$ . Представляющее интерес частное решение этой системы выпишем в виде

$$\varphi = \sum_{i=2}^n \frac{1}{a_1^2 a_i^2} \ln^2 x_i + \sum_{i=2}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \frac{1}{a_i^2 a_j^2} (\ln x_j - \ln x_i)^2. \quad (9)$$

Выражение (1) с учетом вида функции  $\varphi$  (9) дает для определения коэффициента ослабления по  $n$ -точечной схеме

$$\alpha_n = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \frac{1}{a_i^2 a_j^2} \ln^2 \frac{P_j R_j^2}{P_i R_i^2}}{\sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \frac{1}{a_i^2 a_j^2} (R_j - R_i)^2}}. \quad (10)$$

Учитывая (9) и используя (6), для величины  $\left(\frac{\sigma_a^2}{a^2}\right)_n$  по формуле (2) получаем

$$\left(\frac{\sigma_a^2}{a^2}\right)_n = \frac{1}{4a^2} \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{a_i^2}}{\sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \frac{1}{a_i^2 a_j^2} (R_j - R_i)^2}. \quad (11)$$

Используя выражение (11), можно показать, что с ростом числа отрезков, на которые разбивается отрезок  $[R_1; R_n]$  с фиксированными  $R_1$  и  $R_n$ , погрешность разностно-логарифмической обработки уменьшается. Действительно,

$$\begin{aligned} & \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{a_i^2}}{\sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \frac{1}{a_i^2 a_j^2} (R_i - R_j)^2} \\ & \frac{\sum_{i=1}^n \frac{1}{a_i^2} - \frac{1}{a_k^2}}{\sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \frac{1}{a_i^2 a_j^2} (R_i - R_j)^2 - \sum_{i=1}^n \frac{1}{a_k^2 a_i^2} (R_i - R_k)^2} = \\ & = \frac{\frac{1}{a_k^2} \left[ \sum_{i=1}^n \frac{1}{a_i^2} (R_i - R_k) \right]^2}{\left[ \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \frac{1}{a_i^2 a_j^2} (R_i - R_j)^2 \right]} \times \\ & \times \left[ \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \frac{1}{a_i^2 a_j^2} (R_i - R_j)^2 - \sum_{i=1}^n \frac{1}{a_k^2 a_i^2} (R_i - R_k)^2 \right]. \quad (12) \end{aligned}$$

Аналогично можно показать, что максимальная точность достигается при использовании отрезка  $[R_1; R_n]$  максимальной возможной длины.

Для анализа погрешности  $\left(\frac{\sigma_a}{a}\right)_n$  выпишем на основании (11) оценочное выражение

$$\left(\frac{\sigma_a}{a}\right)_n \approx 3 \frac{\frac{\sigma_p^2}{P^2} + 4(1 + \alpha R)^2 \frac{\sigma_R^2}{R^2}}{n(R_n - R_1)^2 a^2}, \quad (13)$$

откуда следует оценка величины  $\alpha$ , для которой возможно использование рассматриваемой схемы:

$$\alpha \geq \frac{1}{(R_n - R_1) \sqrt{n}}, \quad (14)$$

т. е.  $\alpha \geq 10^{-3} \text{ м}^{-1}$ , если принять во внимание данные [1].

Таким образом, на отрезках с линейным распределением логарифма мощности скорректированного эхо-сигнала данные зондирования следует обрабатывать по формуле (10) с погрешностью (11), если  $\alpha \geq 10^{-3} \text{ м}^{-1}$ .

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Егоров А. Д., Степаненко В. Д. Особенности лидарного определения коэффициента ослабления атмосферы. — В кн.: Тезисы 4-го Всесоюзного симпозиума по распространению лазерного излучения в атмосфере. Томск, ИОА СО АН СССР, 1977, с. 11—14.

*А. И. Решетников, В. Н. Емельянова,  
В. А. Сидорова, Ю. Б. Янушанец*

## **МЕТОДИКА И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ САМОЛЕТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ИНТЕГРАЛЬНОГО СОДЕРЖАНИЯ МЕТАНА В АТМОСФЕРЕ**

В апреле 1976 г. при выполнении научной программы ПОЛЭКС-76 было проведено ряд полетов, в процессе которых измерялось интегральное содержание метана в атмосфере. Дистанционное определение содержания этого газа в атмосфере выше уровня полета осуществлялось с использованием принципов абсорбционной спектроскопии с помощью спектральной аппаратуры, разработанной одним из авторов [1].

В основу методики определения содержания газа было положено предположение об однозначной связи измеренного спектрального пропускания с количеством молекул исследуемого газа на трассе источник излучения (Солнце) — борт самолета.

Основным источником метана в атмосфере в настоящее время, особенно в ее низких слоях, является разложение органических веществ. Природное содержание его у поверхности оценивается в 1,4 ppm. Данных о вертикальном распределении метана пока недостаточно, однако измерения, проведенные в основном в средних широтах, показывают определенное постоянство отношения смеси, по крайней мере до высоты тропопаузы. Считается, что в стратосфере в результате фотохимических реакций метан разлагается, участвуя в образовании  $\text{CO}_2$  и водяного пара. Значительная роль метану в стратосфере отводится и в фотохимии озона.

К моменту написания настоящей работы нам была известна только одна статья [2], посвященная измерениям метана в высоких широтах. Поэтому представлялось весьма интересным получить значения концентрации метана в Арктике. Ниже будут рассмотрены результаты измерений  $\text{CH}_4$  24 и 25 апреля, причем последние проводились в квадрате с координатами  $76^\circ 00'$ — $69^\circ 40'$  с. ш.,  $61^\circ 50'$ — $50^\circ 00'$  в. д. для высот полета от 3000 до 8000 м (считалось, что для указанного квадрата не существовало горизонтального хода интегрального содержания исследуемого газа, по крайней мере в пределах точности измерений).

Изложим ниже методику измерений, а также некоторые особенности калибровки прибора. Эта методика включала несколько этапов: 1) исследование ряда полос поглощения метана с точки зрения их пригодности для решения задачи определения содержания этого газа с различных уровней в тропосфере; 2) разработку метода привязки экспериментальных спектров; 3) определение спектральных интервалов в полосе поглощения, обеспечивающих, с одной стороны, достаточно высокий оптический контраст а с другой — невысокую степень перекрытия этих интервалов линиями поглощения других газов; 4) составление алгоритма численной калибровки спектрометра с использованием параметров тонкой структуры спектра; 5) разработка программ для выполнения численного расчета п. 4 на ЭВМ; 6) разработка способа получения значений интегральных содержаний (концентраций) исследуемого газа на трассе измерений по результатам эксперимента, на основе численной калибровки п. 4 и 5.

1. Для молекулы  $\text{CH}_4$  в ИК спектре наблюдаются только две частоты основных колебаний:  $\nu_3=3022 \text{ см}^{-1}$  и  $\nu_4=1304 \text{ см}^{-1}$  (в спектре комбинационного рассеяния наблюдается симметрическая валентная частота  $\nu_1=2914 \text{ см}^{-1}$ ), а также частоты нескольких обертонов и составных частот.

Для исследований нами была выбрана  $P_\lambda$  — ветвь колебательно-вращательной полосы  $\nu_3$ , отличающаяся достаточно высокой интенсивностью, что было существенно при самолетных измерениях с широким диапазоном изменения количества молекул газа на трассе (для наземных измерений  $\text{CH}_4$  многими авторами использовался участок полосы обертона  $2\nu_3$ , имеющий значительно меньшую интенсивность и относительно слабо перекрытый линиями водяного пара). Характерной чертой ИК спектра молекулы метана (типа сферического волчка), обладающей высокой степенью симметрии, является расщепление вращательных уровней, что приводит к появлению в спектре (в соответствии со своим вращательным числом) мультиплетов, линии которых расположены достаточно близко и не могут быть разрешены спектрометром со средним разрешением. Для корректной обработки спектрограмм требовалось разработать способ привязки последних к максимумам поглощения указанных мультиплетов при данной аппаратной функции (АФ) монохроматора.

2. Для целей привязки спектров были составлены алгоритм и программа расчетов на ЭВМ БЭСМ-6, позволяющие, используя параметры тонкой структуры линий [3] (в расчет были включены линии комбинационной полосы водяного пара, а также линии мультиплетов  $P_6, P_7, P_8, P_9, P_{10}, P_{11}$  основной полосы  $\nu_3$ ), получить требуемые центры максимумов спектрального поглощения. В качестве модели распределения температуры и парциального давления водяного пара по высоте использовалась зимняя модель США для умеренных широт (которая неплохо аппроксимировала распределение температуры по высоте в апреле).

Расчет производился с шагом  $0,01 \text{ см}^{-1}$  для атмосферных уров-

ей, с которых осуществлялись измерения, для полуширины экспериментально измеренной АФ  $b=1,4 \text{ см}^{-1}$ . Предварительно, в соответствии с вышеуказанной моделью атмосферы, последняя разбивалась на 20 слоев по 50 мбар, для каждого из которых вычислялись среднее значение температуры, а также количество молекул водяного пара в слое. Точность привязки составила  $\pm 0,1 \text{ см}^{-1}$  для более высоких уровней измерений и  $\pm 0,25 \text{ см}^{-1}$  для более низких. Подробно схема численного расчета будет рассмотрена в п. 4.

3. Результаты расчета п. 2 позволили оценить и выбрать спектральные интервалы, обладающие, с одной стороны, достаточно высоким оптическим контрастом, а с другой — относительно слабым перекрытием их линиями водяного пара. Нами были получены три спектральных интервала в участке Р ветви полосы  $\nu_3$ , два из которых соответствовали в основном поглощению линиями мультитетов метана Р9 и Р10 и некоторому небольшому добавочному поглощению водяным паром, а интервал между ними соответствовал поглощению только водяным паром (полоса 020—000). Считалось, что если измерить среднее пропускание в интервалах, заим�аемых Р9 (интервал I) и Р10 (интервал III), и взять отношение величины этой суммы к среднему пропусканию в интервалах между ними (интервал II), то тогда

$$\eta = \frac{\bar{\tau}_I + \bar{\tau}_{III}}{\bar{\tau}_{II}} = \varphi(u). \quad (1)$$

здесь  $\eta$  — некоторая функция, однозначно связанная с количеством молекул исследуемого газа на трассе  $u$ . Интервалы I, II, III следующие: 2929,40—2924,65, 2924,65—2919,65, 2919,65—2914,40  $\text{см}^{-1}$ .

4. Необходимо было связать функцию  $\eta$ , являющуюся отношением экспериментально измеренных спектральных пропусканий, с неизвестным количеством молекул исследуемого газа на трассе. Для решения этой задачи требовалось провести расчет спектральных пропусканий в указанных интервалах на уровнях измерений для широкого диапазона  $u$ , соответствующего ожидаемым вариациям, как концентрации газа, так и секанса зенитного угла Солнца  $\theta$ . Для каждого слоя атмосферы рассчитывалось монохроматическое пропускание

$$\tau(\nu)_{m,1} = \exp[-k(\nu)_{m,1}u] \quad (2)$$

для некоторого диапазона изменения  $u$ , где  $u$  — количество молекул  $\text{CH}_4$  на трассе от уровня измерений до бесконечности (в направлении на Солнце).

Количество молекул  $u_1$  рассчитывалось для некоторого модельного распределения (либо по данным радиозондирования)

$$u_{m,1} = n_0 \frac{T_N \bar{P}_m}{P_N \bar{T}_m} l_m f. \quad (3)$$

Здесь  $n_0$  — число Лодшмидта;  $T_N, P_N$  — температура и давление при НТР;  $\bar{T}_m, \bar{P}_m$  — средняя температура и давление в слое  $m$ ;  $l_m = h_m \sec \theta$  — длина оптического луча в  $m$ -м слое для толщин слоя  $h_m$  и зенитного угла Солнца  $\theta$ ;  $f$  — отношение смеси (ррп)

Коэффициент поглощения для средней температуры слоя  $m$  и среднего давления, считая контур линии лорентцовым,

$$k(\nu)_{m,1} = \sum_{i=1}^r \frac{S_{i,m} \alpha_{i,m}}{\pi[(\nu - \nu_i)^2 + \alpha_{i,m}^2]} \quad (4)$$

Здесь интенсивность линии при  $\bar{T}_m$

$$S_{i,m} = \left( \frac{T_0}{\bar{T}_m} \right)^n \exp \left[ - \frac{E_i h^* c}{k} \left( \frac{1}{T_0} - \frac{1}{\bar{T}_m} \right) \right] S_{0i} \quad (5)$$

В этой формуле  $E_i$  — энергия основного состояния для  $i$ -й линии;  $k$  — постоянная Больцмана,  $c$  — скорость света,  $h^*$  — постоянная Планка,  $T_0$  — температура при STP. (Параметры линии обычно даны в справочной литературе при стандартных температурах и давлении — STP, что соответствует  $T_0 = 296$  К,  $P_0 = 1013$  мбар.)

Полуширина линии

$$\alpha_{i,m} = \frac{\bar{P}_m}{P_0} \left( \frac{T_0}{\bar{T}_m} \right)^p \alpha_{0i} \quad (6)$$

Показатели  $n$  в (5) и  $p$  в (6) зависят от типа молекулы. Для молекулы типа сферического волчка, каковой является  $\text{CH}_4$ ,  $n = 5/2$ , а  $p = 1/2$  для нерезонансных столкновений.

Монохроматическое пропускание для суммы  $q$  слоев (слой от считываем от верхнего слоя) с высот измерений  $h$

$$\tau(\nu)_h = \prod_{m=1}^q \tau(\nu)_{m,1} \quad (7)$$

Наличие на частоте  $\nu$  поглощения другим компонентом требует расчета и  $k(\nu)_{m,2}$ . В нашем случае этим компонентом является водяной пар. Тогда для двух компонентов

$$\tau(\nu)_{1,2} = \prod_{m=1}^q \tau(\nu)_{m,1} \tau(\nu)_{m,2} \quad (8)$$

Здесь

$$k(\nu)_{m,2} = \sum_{j=1}^r \frac{S_{j,m} \alpha_{j,m}}{\pi[(\nu - \nu_j)^2 + \alpha_{j,m}^2]} \quad (9)$$

Количество молекул водяного пара рассчитывалось по формуле

$$u_{m,2} = \rho(\bar{T}) \Phi l \tilde{n}, \quad (10)$$

где  $\rho(\bar{T})$  — плотность насыщенных паров водяного пара при температуре слоя  $\bar{T}$ ;  $\Phi$  — относительная влажность;  $l$  — длина слоя;  $\tilde{n} = 3,34 \cdot 10^{22}$  — число молекул в слое осажденного водяного пара толщиной 1 см.



5. Поскольку монохроматор спектрометра имел конечное разрешение (полуширина АФ  $b=1,4 \text{ см}^{-1}$ ), то монохроматическое пропускание на уровне измерений  $h$  осреднялось по ширине АФ, равной  $2b$ . Треугольную АФ (вид функции был установлен экспериментально) можно представить в виде

$$A(\nu - \nu_k) = \begin{cases} 1 - \frac{|\nu - \nu_k|}{b} & \text{при } |\nu - \nu_k| \leq b, \\ 0 & \text{при } |\nu - \nu_k| > b. \end{cases} \quad (11)$$

В этом случае среднее пропускание для  $q$  слоев при высоте измерений  $h$

$$\bar{\tau}(\nu_2 - \nu_1)_{1,2} = \frac{x^2}{b \Delta \nu} \sum_{q=1}^{\Delta \nu/x} \sum_{z=1}^{2b/x} \left(1 - \frac{|\nu_k - \nu|}{b}\right) \tau(\nu)_{1,2}, \quad (12)$$

$$\Delta \nu = \nu_2 - \nu_1.$$

Здесь суммирование проводится сначала по ширине АФ, а затем по ширине интервала  $\Delta \nu$ ;  $2b/x$  — число шагов в интервале  $2b$ ;  $\Delta \nu/x$  — число шагов в интервале  $\Delta \nu$ . Ширина шага  $x$  была выбрана равной  $0,01 \text{ см}^{-1}$ . Результаты расчета средних значений спектрального пропускания  $\bar{\tau}(\nu)_{1,2}$  для трех интервалов представлены

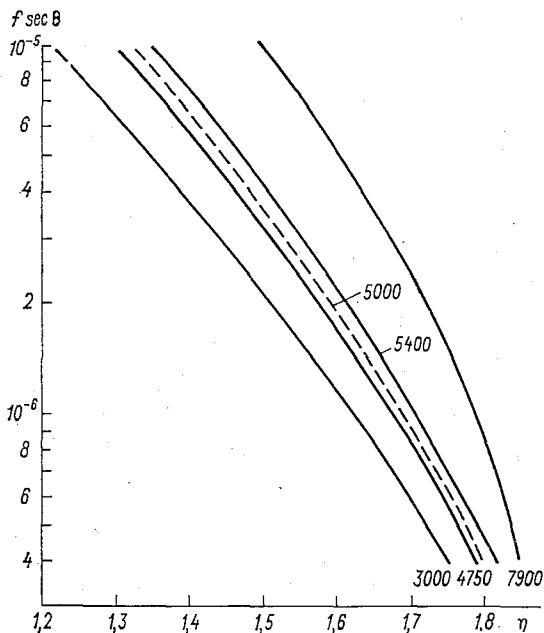


Рис. 1. Зависимость  $f \text{ sec } \theta$  для пяти высот измерений.

в виде зависимости  $\eta = \varphi(u)$  для каждой из высот измерений  $h$ . Поскольку для высоты измерений  $h$  количество молекул газа на трассе пропорционально  $f \sec \theta$ , то, строя зависимость расчетно величины  $\eta$  от  $f \sec \theta$  и зная для заданных координат места измерений секанс зенитного угла Солнца, оказалось возможным получить среднюю интегральную концентрацию  $f$  для слоя атмосферы выше уровня измерений. Вышеуказанная зависимость  $\eta$  от  $f \sec \theta$  представлена на рис. 1.

Всего в течение двух дней измерений, 24 и 25 апреля, было получено 22 спектра пропускания атмосферы в исследуемом спектральном диапазоне. Причем благодаря высокой скорости развертки спектра данному зенитному углу Солнца обычно соответствовало 3—4 спектра, что, с одной стороны, позволяло оценить воспроизводимость спектров, а с другой — оценить случайную ошибку в определении  $f$ . Случайную ошибку в определении  $\eta$  можно было определить по формуле

$$\Delta \eta = \frac{1}{\tau_2} \sqrt{\Delta \tau_1^{-2} + \Delta \tau_3^{-2} + \left( \frac{\tau_1 + \tau_3}{\tau_2} \right)^2 \Delta \tau_2^{-2}} \quad (13)$$

Причем предполагалось, что случайные ошибки в определении средних значений пропускания для каждого из трех интервалов не зависят друг от друга.

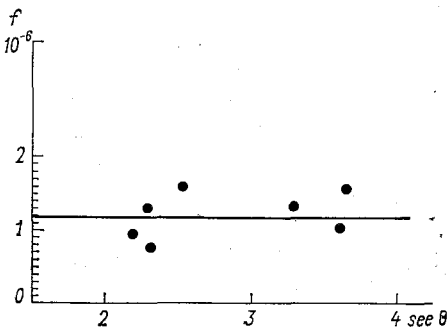


Рис. 2. Зависимость средней объемной концентрации  $f$  от зенитного угла Солнца по измерениям 24 и 25 апреля 1976 г.

Относительная средняя квадратическая ошибка определения  $\eta$  составляла 3,7—8%, что обуславливало и ошибку в определении  $f$  от 10 до 40% в зависимости от секанса зенитного угла Солнца и высоты полета. Результаты определения  $f$  для трех высот измерений дали значение последней в диапазоне от 0,7 до 1,6 ррт, что не позволило построить профиль изменения  $f$  с высотой (с другой стороны, это можно было объяснить и относительным постоянством объемной концентрации метана

при измерениях с указанных высот). Поэтому результаты измерений  $f$  представлены для двух дней измерений на одном графике (рис. 2) в зависимости от относительной атмосферной массы. В численное среднее значение  $f$  оказалось равным 1,2 ррт, что несколько меньше значения  $f$ , равного 1,4 ррт. Дальнейшее уточнение этой величины требует увеличения числа измерений.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Решетников А. И. Экспериментальные исследования спектральной озарчности атмосферы с самолета.— Автореф. диссертации на соискание степени канд. физ.-мат. наук. Л., ГГО, 1975. 16 с.
2. Lowe R. P., McKinnon D. Measurements of stratospheric methane over North America.— Canadian J. Phys., vol. 50, 1972, p. 668—673.
3. McClathey R. A. e. a. AFCRL atmospheric AFCRL-TR-73-0096. Environmental Research Papers N 434, 1973.—54 p.

Т. А. Вите, В. Г. Мельничу,  
А. И. Решетнико

## ЛАБОРАТОРНАЯ УСТАНОВКА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГАЗОВ

Лабораторная установка представляет собой оптическую многоходовую кювету Уайта, описанную Уайтом в 1942 г. [1], с однолучевым спектрометром дифракционного типа и предназначен для исследования оптических характеристик атмосферных газов естественного и антропогенного происхождения, а также для калибровки бортовой и полевой аппаратуры, служащей для исследования интегрального содержания этих газов. Схема этой установки показана на рис. 1.

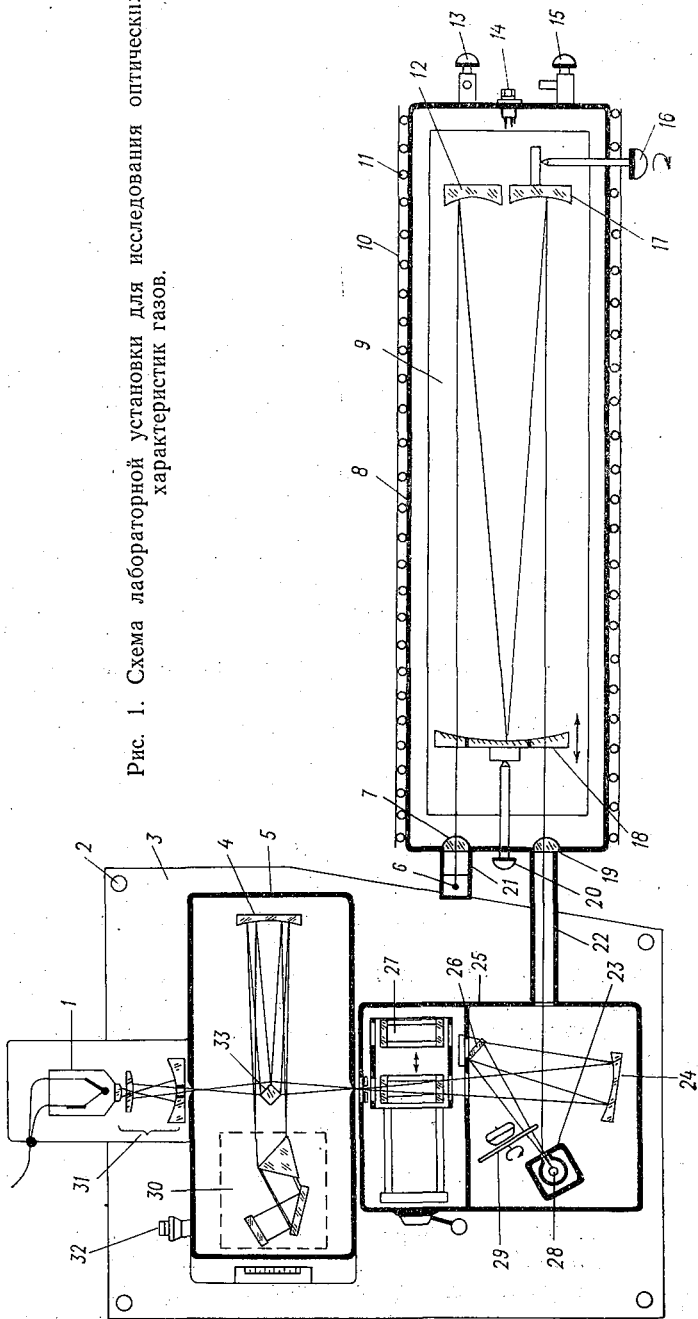
Оптическая кювета представляет собой толстостенную стальную трубу 8, закрытую с обеих сторон стальными же крышками с вакуумным уплотнением, что позволяет эвакуировать из нее газ до вакуума не хуже, чем  $1 \cdot 10^{-2}$ — $1 \cdot 10^{-3}$  мбар, обеспечивая натекание не более  $5 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-3}$  мбар/ч соответственно.

На одной из крышек расположены входное (7) и выходное (19) окна, рукоятка с винтовым механизмом для фокусировки 20 и индикатор ИК излучения — глобар 6, а на другой — патрубки с кранами 13, 15 для откачки кюветы и напуска в нее исследуемых газов. Кроме того, на ней помещен герметический электрический разъем 14 на 19 вводов.

Для обеспечения возможности нагревания газа в кювете на наружной поверхности трубы размещены спиральные нагревательные элементы 11 с алюминиевыми отражателями и асбестовой термоизоляцией, заключенные в кожух из листовой стали 10.

Внутри трубы расположена оптическая скамья 9, на которой закреплены большое фокусирующее (18) и два малых (12, 17) сферических зеркала равных радиусов кривизны. Зеркала имеют внутри кюветы подвижки относительно скамьи для юстировки, а зеркало 17 имеет возможность поворачиваться вокруг вертикальной оси с помощью винтового механизма 16, подобного механизму 20, но выведенного на боковую стенку кюветы. Этим механизмом изменяется число проходов луча от источника излучения

Рис. 1. Схема лабораторной установки для исследования оптических характеристик газов.



между зеркалами 18 и 12, 17, т. е. изменяется длина трассы в кювете, а фокусирующий винтовой механизм 20 перемещает зеркало 18 вдоль скамьи для точной установки его на двойном фокусном расстоянии от зеркал 12, 17.

Для согласования кюветы со спектрометром между ними помещаются малые кюветы 21, 22, снабженные окнами, прозрачными в ИК излучении, штуцерами с вакуумными кранами и фланцами крепления. Кюветы могут быть откачаны и заполнены газами.

Рассмотрим работу оптической части установки (рис. 1). Изображение источника излучения — глобара — формируется каскадным объективом через прозрачное для ИК излучения входное окно кюветы 7 в плоскости входной диафрагмы, совмещенной с оправой большого зеркала 18. Малые зеркала 12, 17, имеющие радиусы кривизны, одинаковые с большим зеркалом и равные 3000 мм, установлены на двойном фокусном расстоянии от него, т. е. на длине радиуса кривизны.

В зависимости от угла поворота зеркала 17 на большом зеркале формируется одно изображение или несколько их пар. В нижней части формируются изображения, отраженные зеркалом 12, в верхней части — зеркалом 17. Пучок света, пройдя дважды расстояние между зеркалами 12, 17 и зеркалом 18, проходит через выходную диафрагму на оправе большого зеркала и попадает в выходное окно кюветы 19 и через малую кювету 22 в осветитель спектрометра. Диафрагмы расположены на расстоянии 165 мм от окон кюветы. Таким образом, пучок света проходит четыре раза расстояние между зеркалами и два раза расстояние от окон кюветы до диафрагм, т. е. длина оптического хода в кювете  $L$  для числа полных ходов  $n$  вычисляется по формуле

$$L = 2a + nl,$$

где  $l = 4 \cdot 2f$  — четырехкратное расстояние между большим и малыми зеркалами,  $a$  — расстояние от входной или выходной диафрагмы до окна кюветы.

Число полных ходов без их перекрытия получают исходя из того, что ширина рабочей части большого зеркала  $B = 155$  мм, а ширина источника излучения  $b = 6$  мм. Следовательно, при увеличении, равном 1,

$$n \leq \frac{B}{b} \leq \frac{155}{6} \leq 25.$$

Тогда  $L_{\max} = 330 + 25 \cdot 12\,000 = 300,33$  м и  $L_{\min} = 330 + 1 \cdot 12\,000 = 12,33$  м.

Рукоятка поворота 16 зеркала 17 отградуирована по числу ходов  $n$ , но при  $n > 10$  число ходов необходимо отсчитывать по количеству максимумов величины сигнала с приемника излучения, так как угловые перемещения рукоятки становятся слишком большими.

Выходное окно-объектив 19 кюветы перестраивает изображение источника в осветитель 25, в котором излучение, отраженное от двух плоских зеркал (23, 26) (одно из них закреплено на корпусе глобара осветителя 28), модулируется дисковым модулятором 29 и фокусируется на входной щели монохроматора 5 сферическим зеркалом 24, согласованным по апертуре с коллиматорным зеркалом 4 монохроматора. Затем изображение с входной щели, отражаясь от одной из граней призмы-куба 33, попадает на коллиматор 4 и в виде параллельного пучка проходит диспергирующую систему 30, с которой в виде разложенного в спектр излучения, отраженного от второй грани призмы-куба 33, фокусируется коллиматорным зеркалом 4 на выходной щели монохроматора, оттуда с помощью объектива Кассегрена 31 приемного устройства 1 собирается на рабочей площадке приемника.

Кювета и стол для спектрометра размещены на общей скамье 3, имеющей регулировку по горизонтали посредством винта 2, и измерительный прибор—на специальной стойке сбоку от скамьи. Вместо лабораторного спектрометра на столе могут быть помещены лазерный источник для юстировки оптики установки и полевой или самолетный спектрометр. Управление параметрами газа в кювете—температурой, давлением и влажностью—производится со специального пульта управления. Установка требуемой длины волны осуществляется рукояткой 32 монохроматора.

Дозирование газов в кювете производится с помощью одного из двух дозаторов. Дозирование таких газов, как  $\text{CO}_2$ , осуществляется с помощью мерных колб общей емкостью 5,5 л. Дозатор снабжен контрольными приборами—термопарным вакуумметром, образцовым и регулирующим вакуумметрами анероидного типа и точным жидкостным манометром. Дозирование малых примесей осуществляется с помощью универсального дозатора—жидкостного манометра, который представляет собой блок из трехмерных трубок разного сечения и системы коллектора с вакуумными кранами и штуцерами для измерения газов и их напускания в кювету. Установка не исключает в случае необходимости использования вспомогательных кювет 27 спектрометра.

Для заполнения кюветы неактивными газами ( $\text{N}_2$  или воздухом) используется коллектор большого дозатора. Эти газы либо получают очищенными от влаги и примесей с завода, либо могут быть очищенными (осушенными) с помощью сорбционного очистителя типа УОГА-05. Баллоны с исследуемыми газами размещаются на специальной стойке и связываются с дозаторами при помощи напускного игольчатого крана.

Спектральные измерения с помощью лабораторной установки можно производить в следующих режимах:

- а) при постоянном количестве исследуемой газовой примеси, но при различных давлениях ушибряющего газа;
- б) при постоянном давлении ушибряющего газа и разных количествах газовых примесей;
- в) при различных температурах (от  $T_1=296$  К до  $T=346$  К).

Перед началом спектральных измерений производится нагревание кюветы и дополнительный подогрев зеркал на  $5-10^\circ$  выше нагрева кюветы для исключения конденсации паров воды на зеркалах, после чего производится проверка фокусировки зеркал и ее корректировка. Затем осуществляется запись спектра глобара в отсутствие атмосферы в кювете, для чего ее откачивают до вакуума  $(1 \div 2) \cdot 10^{-2}$  мбар.

После записи спектра глобара отмеряется необходимое количество исследуемого газа с помощью дозатора и напускается в откаченную кювету, которая затем дополняется нейтральным газом ( $N_2$  или воздухом) до расчетного давления.

При необходимости измерений с заданной влажностью перед напуском ушибряющего газа рассчитывается нужное количество воды и с помощью колбы-испарителя в кювету напускаются пары воды.

Точность дозирования газов определяется точностью измерения объема, температуры и давления:

$$\delta v = \frac{\pi d^2}{4} \delta h; \quad \delta P = \gamma \delta h; \quad \delta T = 0,5^\circ\text{C}, \quad (3)$$

где  $d$  — диаметр мерной трубки, мм;  $\delta h$  — точность измерения столба жидкости, мм;  $\delta h = 1$  мм;  $\gamma$  — плотность жидкости, г/см<sup>3</sup>.

Для расчета объемов дозируемых газов введем необходимые обозначения:  $U$  — эффективная масса газа на трассе (см·атм при  $P_0 = 1013$  мбар,  $T_0 = 273$  К;  $W$  — объем кюветы, см<sup>3</sup>;  $L$  — длина оптического пути в кювете, см;  $P$  — давление газов в кювете, атм (1 атм = 1013 мбар);  $v$  — объем дозируемого газа, см<sup>3</sup>.

Так как

$$U = \frac{W}{L} P, \quad (4)$$

а

$$P = \frac{P_0 v_0}{T_0} \frac{T}{v}, \quad (5)$$

то при нормальном атмосферном давлении

$$v = \frac{W}{L} \frac{RT}{U}, \quad (6)$$

где  $R = \frac{P_0 v_0}{T_0} = 82,056$  атм/(К·моль);  $T$  К — температура газа в кювете, а с учетом барометрического давления

$$v_0 = \frac{P_1}{P_0}, \quad (7)$$

где  $P_1 = 1$  атм,  $P_0$  — барометрическое давление во время дозирования. Тогда

$$v_0 = \frac{1}{P_0} \frac{W}{L} \frac{RT}{U}. \quad (8)$$



Абсолютная точность измерения давления в кювете масляным манометром при точности отсчета столба  $\delta h = 1$  мм ( $\delta P = 0,048$  мб/мм. масл. ст.). Тогда при минимальном давлении  $P_{\min} = 10$  мбар относительная точность измерения давления в кювете

$$\Delta P = \frac{\delta P}{P_{\min}} \cdot 100 = \frac{0,048}{10} \cdot 100 \approx 0,5\%. \quad (9)$$

Абсолютная точность измерения температуры термометром сопротивления «Эра»  $T = 0,5^\circ\text{C}$  (К), что при минимальной температуре  $T_{\min} = 293$  К дает максимальную ошибку в определении температуры, равную

$$\Delta T = \frac{\delta T}{T_{\min}} \cdot 100 = \frac{0,5}{293} \cdot 100 \approx 0,6\%. \quad (10)$$

Основные параметры кюветы:

Длина внутренней полости кюветы	— 3327 мм,
Диаметр внутренней полости кюветы	— 351 мм,
Расстояние между зеркалами ( $2f$ )	— 3000 мм,
Потребляемая мощность нагревателей	— 4,5кВ (220 В),
Время нагрева на $100^\circ\text{C}$	— 90 мин,
Время откачки до вакуума $8 \cdot 10^{-3}$	— 120 мин,
Степень очистки азота от влаги установкой УОГА-0,5	— 2,7 мг/м <sup>3</sup> .

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bruch E. Absorption of Infrared Radiation by  $\text{CO}_2$  and  $\text{H}_2\text{O}$ . Experimental Techniques/E. Bruch, A. Gewnak, R. Patty.—J. Opt. Soc. Amer. 1967, vol. 57, N 7, p. 885—895.

## АНАЛИЗ МЕТОДИКИ ИЗМЕРЕНИЙ РАДИАЦИИ ПИРГЕЛИОМЕТРОМ С ОХЛАЖДАЕМЫМ ПРИЕМНИКОМ

Отличительной особенностью пиргелиометра с охлаждаемым приемником, как известно [1], является удержание приемной поверхности при температуре окружающей среды. Это осуществляется путем отвода тепла от приемника (поглощающего радиацию, с помощью холодильника. Действие последнего регулируется схемой автоматики так, что разность температур  $\theta$  приемника ( $T$ ) и среды ( $T_0$ ) сводится к нулю ( $\theta = T - T_0 \approx 0$ ). Благодаря этому добиваются снижения погрешностей измерений, обусловленных неточным учетом теплообмена приемника с атмосферой и корпусом прибора. Для измерений по методу замещения, обеспечивающему абсолютизацию измерений, или самокалибровку, прибора в приемник помещается спираль, которая нагревает его до той же температуры  $T$  при затенении от измеряемого потока. Учитывая это, будем рассматривать приемник пиргелиометра как многослойную пластину, состоящую из слоя черного покрытия и проводящих и изоляционных слоев. Эта пластина соединяется с полупроводниковым холодильником, ток питания которого  $I$  регулирует температуру приемника.

Ввиду того, что в настоящее время не разработаны способы осуществления замещающего нагрева в том же поверхностном слое приемника, который поглощает измеряемую радиацию, имеет место неэквивалентность замещения. Эта неэквивалентность обусловлена различным распределением температуры в приемнике при радиационном и электрическом нагреве. Она, очевидно, зависит от свойств слоев приемника, их взаимного расположения и параметров холодильника. Этот вопрос частично уже исследовался ранее для абсолютной температуры [2], однако более простые и физически ясные результаты оказывается возможным получить при решении задачи непосредственно для перегрева изоляционных слоев  $\theta_j = T_j - T_0$  относительно температуры среды  $T_0$ . Рассмотрим эту задачу, предполагая для определенности, что число слоев приемника  $n=4$  (первый слой  $j=1$  — «черное» покрытие

тие, второй и третий  $j=2,3$  — слои изоляции однородной по температуре металлической спирали, а четвертый  $j=n=4$  — слой клея, соединяющего приемник с верхним торцом холодильника).

Решение уравнения теплопроводности для каждого из слоев при установившемся состоянии  $\frac{d^2 \theta_j}{dx_j^2} = 0$  ищется в виде  $\theta_j = C_{jx} + D_j$  как в случае радиационного нагрева, так и в случае электрического. Схематически постановка задачи и используемые обозначения показаны на рис. 1.

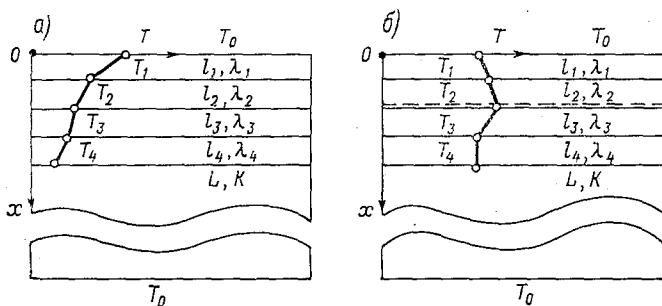


Рис. 1. Схемы распределения температуры в слоях приемника при радиационном (а) и электрическом (б) нагреве.

Для радиационного нагрева граничные условия на верхней ( $j=1 \mid x=0$ ), промежуточных и нижней ( $j=n \mid x=\sum_{i=1}^n l_i$ ) поверхностях приемника записывается в виде

$$\beta E + \lambda_1 \left. \frac{\partial \theta_{1p}}{\partial x} \right|_{x=0} - \gamma \theta_{1p}|_{x=0} = 0, \quad (1)$$

$$\lambda_j \left. \frac{\partial \theta_{jp}}{\partial x} \right|_{x=\sum_1^j l_i} = \lambda_{j+1} \left. \frac{\partial \theta_{(j+1)p}}{\partial x} \right|_{x=\sum_1^j l_i}, \quad (2)$$

$$C_j \left( \sum_1^j l_i \right) + D_j = C_{j+1} \left( \sum_1^j l_i \right) + D_{j+1}, \quad (3)$$

$$\frac{\alpha I_p}{s} \left[ C_n \left( \sum_1^n l_i \right) + D_n + T_0 \right] - \frac{I_p^2 r}{2s} + \lambda_n \left. \frac{\partial \theta_{np}}{\partial x} \right|_{x=\sum_1^n l_i} + \frac{K}{L} \left[ C_n \left( \sum_1^n l_i \right) + D_n \right], \quad (4)$$

где  $\beta$  — интегральный коэффициент поглощения радиации, поверхностная плотность которой равна  $E$ ;  $\lambda_j$  и  $l_i$  — коэффициенты

теплопроводности и толщины слоев ( $j, i=1, 2, \dots, n$ ),  $\gamma$  — коэффициент теплоотдачи верхней поверхности приемника в атмосферу;  $\alpha, r, s, K$  и  $L$  — коэффициент термоздс, омическое сопротивление, сечение, коэффициент теплопроводности и длина ветвей (высота) холодильника соответственно.

Совместное решение этих уравнений приводит к следующему выражению для распределения температуры  $\theta_{j,p}$  по сечению слоев приемника (рис. 1 а) при радиационном нагреве:

$$\theta_{j,p} = \beta E \frac{R_{\gamma p}}{R_{\Sigma p}} (R_{\Sigma p} - R_{ij}) - B_p \frac{R_{ij}}{R_{\Sigma p}}. \quad (5)$$

В это соотношение введены обозначения комбинаций термических сопротивлений и параметров холодильника, имеющие важное значение для понимания особенностей работы прибора. Остановимся на них. Прежде всего в процессе решения получается следующее выражение для полного термического сопротивления приемника единичного сечения при радиационном нагреве:

$$R_{\Sigma p} = R_{\gamma p} + R_{\Pi} + R_{xp}, \quad (6)$$

где  $R_{\gamma p} = \frac{1}{\gamma_p}$  — удельное термическое сопротивление теплообмена приемной поверхности с окружающей средой;  $R_{\Pi} = \sum_1^n R_j = \sum_1^n \frac{l_j}{\lambda_j}$  — полюсное термическое сопротивление всех  $n$  внутренних слоев приемника;  $R_{xp} = \frac{1}{\alpha_{Ip/s} + K/L}$  — удельное термическое сопротивление холодильника, питаемого током  $I_p$ .

Представляет интерес оценка величин указанных термических сопротивлений, определяющая их роль в работе пиргелиометра. Она может быть сделана с учетом экспериментальных данных, полученных при создании и исследованиях макета прибора. Были получены следующие параметры холодильника:  $r=1$  Ом,  $K=1$  Вт/м·К,  $s=5 \cdot 10^{-5}$  м<sup>2</sup>,  $L=5 \cdot 10^{-3}$  м и  $\alpha=(2 \div 5) \cdot 10^{-3}$  В/К. Ток питания его  $I_p=50 \div 100$  мА (при измерениях  $E$ , соответствующих прямой солнечной радиации у земной поверхности). Коэффициент теплообмена приемной поверхности с атмосферой при  $T_0=300$  К порядка  $\gamma=(10^{-4} \div 10^{-3})$  Вт/К (коэффициент лучистого теплообмена  $\gamma_{\Pi}=4 \sigma T_0^3 \approx 3 \cdot 10^{-4}$  Вт/К). Пользуясь этими данными, получим, что  $R_{\gamma p}=10^3 \div 10^4$ ,  $R_{xp}=10^2$  и  $R_{\Pi}=(10^{-1} \div 1)$  К/Вт. Таким образом, сопротивление теплоотдачи является определяющим для общего сопротивления приемника, однако нахождение достаточно точного его значения представляет весьма сложную задачу. Поэтому методику измерений целесообразно строить так, чтобы эта величина мало влияла на результаты. В то же время термическое сопротивление холодильника нетрудно учитывать, так как оно слабо зависит от тока питания  $I$ . Это объясняется тем,

что определяющим  $R_x$  является значение теплопроводности (значение  $R_{xp}$  меняется только на 0,2% при изменениях тока  $I_p$  от 50 до 100 мА).

Термическое сопротивление  $R_{ij}$  части приемника, заключенной между его верхней поверхностью (включая теплообмен с атмосферой) и горизонтальной плоскостью, проходящей через точку с координатой  $x_j$  (в пределах нижнего  $i$ -го слоя), записывается в виде

$$R_{ij} = R_T + \sum_{i=1}^{j-1} \frac{l_i}{\lambda_i} + \frac{x_j - \sum_{i=1}^{j-1} l_i}{\lambda_j}. \quad (7)$$

Кроме указанных комбинаций параметров, представляющих собой термические сопротивления, в процессе решения задачи, как это следует из формулы (5), оказалось целесообразным ввести обозначение

$$B_p = \frac{\alpha I_p T_0 - \frac{1}{2} I_p^2 r}{\alpha I_p + \frac{sK}{L}}. \quad (8)$$

Из последующего анализа (см. выражения (11) и (12)) будет видно, что эта величина характеризует перегрев рабочей поверхности холодильника (или нижней поверхности приемника), который снимается им при токе питания  $I_p$ . Так, при использованных ранее числовых значениях параметров величина  $B_p = (8 \div 15) K$ .

Из выражения (8) видно, что величина снимаемого перегрева существенно зависит от параметров холодильника, особенно от тока  $I_p$  и коэффициента  $\alpha$ , так как числитель (8) представляет собой разность теплот Пельтье и Джоуля на торцевой (рабочей) поверхности. Надлежащее регулирование тока  $I_p$  позволяет свести к нулю перегрев  $\theta_j$  внутри любого слоя приемника относительно температуры окружающей среды  $T_0$  и реализовать идею охлаждаемого пиргелиометра. Однако методика измерений будет меняться в зависимости от способа реализации идеи и эквивалентности электрического замещения.

При электрическом (внутреннем) нагреве приемника (см. рис. 1 б, на котором место расположения нагревателя — между спаями 2 и 3 — обозначено пунктиром) граничные условия соответственно изменяются. В этом случае условие (1) записывается с учетом того, что  $E=0$ , в виде  $\gamma D_1 = \lambda_1 C_1$ , а одно из условий (2), определяющих равенство потоков тепла на границах слоев 2 и 3, — с учетом выделяющейся здесь электрической мощности  $W$  в виде  $\lambda_2 C_2 = \lambda_3 C_3 + W$ . Другие условия сохраняются неизменными. Обобщая получающееся решение, можно установить, что перегрев слоев, расположенных выше ( $\theta_{j\text{эв}}$ ) и ниже ( $\theta_{j\text{эн}}$ ) нагревательного эле-

мента (спирали), будет выражаться немного различными соотношениями, а именно,

$$\left\{ \begin{array}{l} \theta_{jэв} = W(R_x + R_n) \frac{R_{ij}}{R_{\Sigmaэ}} - B_э \frac{R_{ij}}{R_{\Sigmaэ}}, \\ \theta_{jэн} = W(R_x + R_n) \frac{R_{ij}}{R_{\Sigmaэ}} - B_э \frac{R_{ij}}{R_{\Sigmaэ}} + WR_{ijn_b}, \end{array} \right. \quad (9)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \theta_{jэв} = W(R_x + R_n) \frac{R_{ij}}{R_{\Sigmaэ}} - B_э \frac{R_{ij}}{R_{\Sigmaэ}}, \\ \theta_{jэн} = W(R_x + R_n) \frac{R_{ij}}{R_{\Sigmaэ}} - B_э \frac{R_{ij}}{R_{\Sigmaэ}} + WR_{ijn_b}, \end{array} \right. \quad (10)$$

где  $R_{\Sigmaэ}$  и  $B_э$ —параметры, определяющиеся по формулам (6) и (8)

для условий электрического нагрева ( $\gamma_э$  и  $I_э$ );  $R_{ijn_b} = \sum_{i=n_b+1}^j \frac{l_i}{\lambda_i}$

(при  $j > n_b$ ) — термическое сопротивление части приемника, расположенной под нагревателем до сечения с координатой  $x_j$ ;  $n_b$  — число слоев приемника между нагревателем и приемной поверх-

ностью (над нагревателем);  $R_n = \sum_{i=n_b+1}^j \frac{l_i}{\lambda_i}$  ( $j > n_b$ ) — термическое сопротивление слоев приемника, расположенных под нагревателем.

Заметим, что в рассматриваемом случае, когда  $n=4$ , а  $n_b=2$

будем иметь  $R_n = \frac{l_3}{\lambda_3} + \frac{l_4}{\lambda_4}$ . Обозначая термическое сопротивление слоев, расположенных над нагревателем  $R_B$ , получим, что  $R_B = \frac{l_1}{\lambda_1} + \frac{l_2}{\lambda_2}$ , а общее их сопротивление  $R_n = R_B + R_n$ .

Воспользуемся полученными соотношениями для исследования особенностей работы прибора. Прежде всего рассмотрим условия при которых возможно осуществление принципа удержания приемной поверхности при температуре окружающей среды как при радиационном, так и при электрическом нагреве приемника. Это требование в принятых обозначениях записывается следующим образом  $\theta_{1р|x=0} = D_{1р} = \theta_{1э|x=0} = D_{1э} = 0$ . Из выражений (5) и (9) в таком случае получим, что

$$E = \frac{1}{s\beta} \left( \alpha I_p T_0 - \frac{1}{2} I_p^2 r \right) \frac{1}{1 + \frac{R_n}{R_{xp}}}, \quad (11)$$

$$W = \frac{1}{s} \left( \alpha I_э T_0 - \frac{1}{2} I_э^2 r \right) \frac{1}{1 + \frac{R_n}{R_{xэ}}}. \quad (12)$$

Прежде всего отметим, что соотношение (11) свидетельствует о возможности измерений плотности потока радиации  $B$  по величине тока холодильника  $I_p$ , удерживающего поверхность при температуре среды  $T_0$ . Для этого нужно, кроме  $T_0$ , знать параметры холодильника ( $\alpha$ ,  $r$ ,  $K$ ,  $L$ ), а также приемника ( $s$ ,  $\beta$ ,  $R_n$  и  $R_B$ ). Ве-

ичина поправки на термические сопротивления в формуле (11) составляет примерно 0,1%, поэтому основную роль играет знание параметров  $\beta$ ,  $s$  и  $\alpha$ . При стабильности этих величин можно реализовать достаточно простой и надежный абсолютный метод измерения радиации.

Более сложный метод измерений, но близкий к существующим, может быть реализован, если производить замещение поглощаемой лучистой мощности электрической. Ток питания нагревателя  $i$  должен регулироваться так, чтобы при неизменном токе питания холодильника, равном  $I_p$ , выполнялось условие  $\theta_{1p}|x=0} = \theta_{1э}|x=0} = 0$ . В таком случае, как следует из выражений (11) и (12), получим, что

$$E = \frac{W}{\beta s} \frac{1}{1 + \frac{R_B}{R_H + R_X}}, \quad \text{или} \quad E \approx \frac{i^2 R}{\beta s}, \quad (13)$$

где  $R$  — сопротивление нагревателя.

При таком способе измерений, как видно, необходимо ввести поправку только на неэквивалентность замещения, обусловленную тем, что нагреватель находится не на поверхности приемника.

Надо, однако, учесть, что эта поправка стабильна и мала (последнее соотношение справедливо с погрешностью не более 0,1%), поэтому указанные сопротивления надо знать с небольшой точностью.

Отметим, что основную трудность в реализации рассмотренных способов измерений с использованием охлаждаемого приемника, очевидно, представляет измерение разности температур загерметизированной приемной поверхности и окружающей среды. Не рассматривая пока технических приемов решения этой задачи, оценим влияние на методику измерений места расположения чувствительного элемента термометра внутри приемника. В том случае, если плоскость датчика температуры будет находиться на поверхности приемника, то, как мы только что видели, можно использовать соотношение (13). Практически, однако, легче реализовать приемник, у которого датчик термометра будет расположен под слоем зачерняющего покрытия. В таком случае можно обеспечить выполнение условий  $\theta_{1p}|x=l_1} = \theta_{1э}|x=l_1} = 0$  при неизменном токе питания холодильника  $I_p = I_э$ . Из формул (5) и (9) тогда находим

$$E = \frac{W}{\beta s} \left(1 + \frac{R_1}{R_{1p}}\right) \frac{1}{1 + \frac{R_2}{R_H + R_X}} \approx \frac{W}{\beta s} \left(1 + \frac{R_1}{R_{1p}}\right), \quad (14)$$

где  $R_1$  и  $R_2$  — термические сопротивления первого и второго (сверху) слоев соответственно. Последнее соотношение справедливо с погрешностью тоже не более 0,1%.

В том случае, когда над датчиком термометра и нагревателя будут находиться два слоя (черное покрытие и изоляция), то аналогично предыдущему случаю получим, что

$$E = \frac{W}{\beta s} \left( 1 + \frac{R_B}{R_{\gamma p}} \right). \quad (15)$$

Рассмотрим, кроме того, случай, когда чувствительный элемент термометра располагается под нижним (четвертым) слоем приемника, в котором нагреватель находится между слоями 2 и 3 (это случай будет иметь место при использовании полупроводникового холодильника также и в качестве датчика разности температур). В таком случае, пользуясь условиями  $\theta_{4p|x=x_4} = \theta_{4a|x=x_4} = 0$  и  $I_p = I_a$ , из формул (5) и (10) получим

$$E = \frac{W}{\beta s} \left( 2 \frac{R_H}{R_x} \frac{R_{\Sigma a}}{R_{\gamma p}} + \frac{R_{\gamma a} + R_B}{R_{\gamma p}} \right) \frac{R_{\Sigma p}}{R_{\Sigma a}} \approx \frac{W}{\beta s} \left( 1 + 2 \frac{R_H}{R_x} \right). \quad (16)$$

Оценка показывает, что последнее соотношение выполняется с погрешностью около 0,2%.

Анализируя полученные соотношения, прежде всего отметим, что соотношение вида (15), полученное К. Ангстремом [3] приближенно, в рассмотренном случае выполняется точно. Далее анализ показывает, что выражения для учета термических сопротивлений слоев приемника существенно зависят от расположения датчика термометра и нагревателя внутри приемника. Важно также отметить, что при использовании самого полупроводникового холодильника и в качестве термометра, как следует из формулы (16), с небольшой погрешностью можно учитывать только стабильное и предварительно измеренное сопротивление слоев расположенных под нагревателем ( $R_H$  и  $R_x$ ). Точность измерений можно повысить путем введения поправки, учитывающей термические сопротивления теплоотдачи в атмосферу. Методика измерений тогда должна обеспечивать стабильность этих сопротивлений в процессе работы прибора.

Рассмотрим в заключение чувствительность метода охлаждения пиргелиометра. В простейшем случае, когда измеряемой величиной является ток питания холодильника  $I_p$ , а перегрев приемной поверхности сводится к нулю, чувствительность метода, как следует из соотношения (11), будет

$$\frac{\partial I_p}{\partial E} = \frac{\beta s \left( 1 + \frac{R_H + R_B}{R_{xp}} \right)}{\alpha T_0 - I_p r} \approx \frac{\beta s}{\alpha T_0 - I_p r}. \quad (17)$$

Она, как видно, зависит от измеряемой радиации, т. е. от тока  $I_p$ , а также от температуры окружающей среды  $T_0$ . Зависимость чувствительности от тока  $I_p$  выражена слабо, так как по методике измерений, как мы видели, требуется обеспечение большого коэффициента термоэдс ветвей  $\alpha$  и малого их сопротивления  $r$  ( $\alpha T_0 \gg I_p$ ). Зависимость чувствительности от температуры более существенна, но обычно сами изменения абсолютной температуры при пиргелиометрических измерениях невелики. Так, при токе  $I_p = 0,1$  А, тогда, как следует из формулы (11), плотность потока радиации  $E \approx 1$  кВт/м<sup>2</sup>, чувствительность прибора с указанным ранее параметрами составит 0,7 мА/(Вт·м<sup>-2</sup>), а при уменьше-



ии тока в 10 раз ( $I_p=10$  мА,  $E \approx 200$  Вт/м<sup>2</sup>) чувствительность увеличивается только примерно на 6%. При измерении высокого значения приземной солнечной радиации ( $E \approx 1,2$  кВт/м<sup>2</sup>) изменение окружающей температуры на 50 К ведет к изменению чувствительности прибора примерно на 20% (при  $T_0=300$  К чувствительность  $\frac{\partial I_p}{\partial E} = 0,65$  мА/(Вт·м<sup>-2</sup>), а при  $T_0=270$  К  $\frac{\partial I_p}{\partial E} \approx 0,8$  мА/(Вт·м<sup>-2</sup>)).

В том случае, когда прибор будет действовать по методу замещения, т. е. измеряемой величиной будет ток  $i_3$ , обеспечивающий выделение электрической мощности  $W$  на сопротивлении ( $W=i_3^2 r_3$  при  $I_p=I_3$ ), чувствительность метода будет зависеть от конструкции приемника. Это обусловлено тем, что выражения, связывающие величины  $E$  и  $W$ , как мы видели, зависят от расположения термометра и нагревателя. Типичной можно считать конструкцию, при которой температура воспринимается под слоем черного покрытия, а нагреватель находится еще под одним слоем изоляции (между слоями 2 и 3). Тогда, как следует из выражения (14), чувствительность метода будет

$$\frac{\partial i_3}{\partial E} = \frac{\varepsilon s \left(1 + \frac{R_2}{R_H + R_X}\right)}{2i_3 r_3 \left(1 + \frac{R_1}{R_{\Gamma P}}\right)} \approx \frac{\varepsilon s}{2i_3 r_3 \left(1 + \frac{R_1}{R_{\Gamma}}\right)}. \quad (18)$$

В этом случае чувствительность, как видим, явно не зависит от температуры среды, но она может меняться, если параметры  $\varepsilon$  и  $R$  будут нестабильны. Кроме того, чувствительность метода будет линейно зависеть от тока замещения  $i_3$ , т. е. от измеряемой радиации. Чувствительность при такой методике измерений убывает в несколько раз. Так, при  $E=1$  кВт/м<sup>2</sup> и указанных ранее значениях параметров макета прибора она будет  $\frac{\partial i_3}{\partial E} = 0,25$  мА/(Вт·м<sup>-2</sup>).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кмито А. А. Абсолютный полостной пиргелиометр. Авт. св. № 517807.— юлл. открытий, изобретений, промышленных образцов и товарных знаков, 1976, № 22.
2. Кмито А. А. Некоторые особенности работы охлаждаемого приемника адияции в стационарном режиме.— Труды ГГО, 1976, вып. 370, с. 45—54.
3. Ångström A. K. Das Angstromsche kompensationspyrheliometer and die pyrheliometrische Skala.— Met. Zeitschr., 1914, Bd 31, H. 8, s. 369—373.

*К. Я. Кондратьев, В. А. Иванов,  
О. П. Петренчук, М. А. Прокофьев*

## **УЧЕТ СОЕДИНЕНИЙ СЕРЫ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ГЛОБАЛЬНОГО АЭРОЗОЛЬНО-РАДИАЦИОННОГО ЭКСПЕРИМЕНТА (ГАРЭКС) В УСЛОВИЯХ ПУСТЫНИ**

Результаты исследований последних лет свидетельствуют о сильной изменчивости поля концентрации аэрозоля в свободной атмосфере и больших вариациях оптических характеристик аэрозоля, вызванных изменчивостью микроструктуры, химического состава и формы частиц. С другой стороны, аэрозоль наряду с облачностью является одним из главных факторов, определяющих перенос излучения в атмосфере. Таким образом, дальнейшее развитие физической теории климата возможно лишь на основе использования достаточно обоснованных данных об атмосферном аэрозоле.

Однако отсутствие теории формирования глобального аэрозоля исключает в настоящее время возможность адекватной параметризации его климатических эффектов. Разработка такого рода теории возможна лишь на основе получения значительно более полной информации о поле концентрации и свойствах глобального аэрозоля, чем та, что имеется в настоящее время.

Многочисленные исследования последних лет, выполненные в СССР и США (ПРЭ, БОМЭКС, КЭНЭКС, ГАРИ, РПП, АТЭП) создали основу для осуществления широкой комплексной программы Глобального аэрозольно-радиационного эксперимента (ГАРЭКС), направленной на решение перечисленных проблем.

При проведении экспедиции будут исследованы масштабы и механизмы генерации аэрозоля, дана оценка вклада различных источников формирования аэрозоля, оценена скорость поступления пыли в атмосферу в зависимости от синоптической ситуации. Предстоит оценить характер и степень воздействия аэрозольно-составляющей на радиационный режим тропосферы в локальном масштабе и мезомасштабе над генерирующим аэрозоль районом с учетом параметров аэрозоля: вертикального и горизонтального распределения в атмосфере, микроструктуры, химического состава.

а, формы частиц. Особое внимание должно быть обращено на эмплексность, системность, методическую и (по возможности) гатистическую обеспеченность данных измерений, имея в виду альнейший комплексный анализ полученного материала [4].

Для проведения экспедиции выбран район на юго-востоке уркенской ССР в пределах крупного физико-географического егиона песчаной пустыни Восточной Туркмении, подзоны южных устьнь субтропического климата. Зональными почвами являют-я пустынные сероземы с климаксовой растительностью.

Исследованиями охвачен участок центральных (низменных) аракумов в районе песчано-пустынной станции заповедника епетек, который характеризуется преимущественно рыхлыми ревнеаллювиальными песчаными, мелкозернистыми отложениями, ереработанными золовыми процессами [1]. Характерными черта-и климата этого района являются: большое количество солне-ых дней, значительная суммарная радиация (до 160 ккал/(см<sup>2</sup>× (год)), очень малое количество осадков (100 мм в год) и конти-ентальность климата [4]. Время проведения исследований АРЭКС-77—сентябрь—октябрь 1977 г. Указанный период ха-актеризуется в среднем следующими климатическими условиями табл. 1).

Экспедиционные исследования в указанном районе проводи-сь в 1970 г. в рамках программы КЭНЭКС [3]. Кроме того, том же районе в 1970—1971 гг. экспедиции Главной геофизиче-

Т а б л и ц а 1

Средние многолетние климатические условия района  
проведения эксперимента

	Ашхабад	Репетек	Дарган-Ата	Чарджоу
температура воздуха, °С:				
средняя суточная . . . . .	14,6	14,2	12,2	14,2
средняя минимальная . . . . .	8,5	4,3	4,5	7,5
средняя максимальная . . . . .	24,2	24,3	21,0	22,6
средняя месячная . . . . .	15,3	14,6	12,2	14,2
средняя месячная в полдень . . . . .	21,6	21,6	18,4	20,3
второяемость (%) облачности (баллы):				
общей 0—2 . . . . .	62	76	63	72
3—7 . . . . .	16	9	12	13
8—10 . . . . .	22	15	20	15
нижней 0—2 . . . . .	80	94	92	93
3—7 . . . . .	8	1	3	4
8—10 . . . . .	12	5	5	3

ской обсерватории им. А. И. Воейкова проводили исследование аэрозоля в приземном слое атмосферы [5].

Территория Средней Азии, климатические условия которой благоприятствуют образованию пыльных бурь, является основным источником естественного аэрозоля. По данным [5], содержание растворимой фракции аэрозоля в приземном слое атмосферы в районе Намангана (которая обычно равна около 10—25% массовой концентрации) для осредненных условий составляет в загрязненных условиях 0,2 мг/м<sup>3</sup>, возрастая до 0,6 мг/м<sup>3</sup> в случае пыльной бури. При этом концентрация SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> изменяется соответственно от 28,5 до 85,5 мкг/м<sup>3</sup>. Следует заметить, что типичное глобальное содержание сульфатов в аэрозоле негородских районов, по данным [6], составляет 0,5 мкг/м<sup>3</sup>.

В химическом составе аэрозоля в районе Намангана преобладает следующий порядок изменения содержания основных ионов:

а) для анионов  $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{NO}_3^-$ ;

б) для катионов  $\text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$  или в некоторых случаях  $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ .

Наиболее вероятными простыми молекулярными соединениями в составе аэрозольных частиц являются соли MgCl<sub>2</sub>, NaCl, MgSO<sub>4</sub>, KCl, Mg(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>, Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>. Соотношения между основными ионами в составе аэрозольных частиц довольно близки к аналогичным величинам для почвы, что подтверждает ее решающую роль как источника аэрозоля.

Очевидно, в районе эксперимента значительный вклад в состав аэрозоля обеспечивают серосодержащие вещества. Их важнейшими источниками являются сероводородные источники в Копет-Даге, залив Кара-Богаз-Гол (водное пространство площадью 12 тыс. км<sup>2</sup>, соленость воды 280—305‰, важнейший источник мирабилита Na<sub>2</sub>[SO<sub>4</sub>]·10H<sub>2</sub>O на территории СССР).

Учет соединений серы необходим для моделирования радиационных свойств тропосферного аэрозоля. Согласно последним данным, вещественная часть комплексного показателя преломления аэрозольных частиц  $m = n - ik$  в случае сульфатов достигает 1,54. Лабораторные исследования спектров поглощения водного раствора серной кислоты и сульфата аммония [9], предпринятые с целью исследования радиационных свойств стратосферного аэрозоля, показали, что имеется существенное поглощение радиации раствором серной кислоты в диапазоне 1,6—6,5 мкм. Сульфат аммония практически не поглощает радиацию в диапазоне солнечного спектра, но обладает четырьмя полосами поглощения в интервале длин волн 2,85—25 мкм, из которых самая интенсивная расположена около 9,25 мкм, т. е. в окне прозрачности атмосферы.

Таким образом, сульфатные частицы, составляющие большую долю атмосферного аэрозоля, вносят существенный вклад в рассеяние солнечной радиации, но, по-видимому, не оказывают существенного влияния на поглощение радиации аэрозолем. В то же время необходимы исследования влияния аэрозоля на перенос длинноволновой радиации.

Первая попытка моделирования радиационных свойств тропосферного аэрозоля в районе проведения ГАРЭКС-77 была предпринята в [8] на основании экспериментальных данных экспедиции КЭНЭКС-70. Используемая в работе модель тропосферного аэрозоля имела следующий состав:  $\text{SiO}_2$ —35%,  $\text{SO}_4$ —18%,  $\text{NH}_4$ —4%,  $\text{NO}_3$ —1%,  $\text{CO}_3^{2+}$ —8%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —6%,  $\text{Fe}^{3+}$  (соли) — 1%,  $\text{I}_2\text{O}_3$ —5%,  $\text{Ca}^{2+}$ —9%,  $\text{Cl}^-$ —4%,  $\text{Na}^+$ —2%,  $\text{K}^+$ —1%, кристаллическая вода — 5%,  $\text{CO}$ —1%, другие элементы—1%. Как видно,  $\text{O}_4$  входит в эту модель вторым по значению компонентом, в значительной мере определяющим характеристики рассеяния моделируемого аэрозоля (длинноволновый перенос не моделировался).

то же время при анализе экспериментальных данных ЭНЭКС-70 не было уделено должного внимания химическому анализу на содержание серы и ее соединений. Таким образом, использованная модель требует серьезных уточнений.

Приведенный в [7, 9] анализ показал, что для адекватного моделирования радиационного переноса в содержащей рассеивающей и поглощающей аэрозоль атмосфере очень важен учет аспределения по размерам оптически активных малых химических компонент аэрозоля. Весьма желательно проведение независимых измерений одних и тех же характеристик аэрозоля различными методами. Как показывает опыт [7, 8], самолетные импакторные измерения могут систематически занижать концентрацию мелких частиц, особенно при высоком содержании аэрозоля, в то время как именно мелкие частицы [8] могут при определенных условиях играть заметную роль в поглощении радиации. Далее, необходима надежная методика отбора проб жидкого аэрозоля имеюая в виду прежде всего частицы раствора серной кислоты), позволяющая определять распределение частиц по размерам и их химический состав.

Значительная часть перечисленных требований была учтена при подготовке программы Глобального аэрозольно-радиационного эксперимента — ГАРЭКС [4]. На рис. 1 представлена схема «точной серии» измерений с использованием трех самолетов-лабораторий и комплекса наземной аппаратуры, включающего идар.

Основной платформой для самолетных наблюдений служит самолет-лаборатория ГГО Ил-18. Самолет оснащен аппаратурой для измерения потоков радиации, а также аэрозольной аппаратурой: импактором, позволяющим получать информацию о частицах радиусом  $\geq 0,5$  мкм, и фильтровой ловушкой. Аналогичная аэрозольная аппаратура установлена на самолете Ил-14 ЛГУ.

В комплексе наземных наблюдений входят аэрозольные градиентные измерения с помощью фильтровых заборников (отбор проб производится трехкаскадным импактором, улавливающим грубоисперсные аэрозольные частицы радиусом  $1,0 \text{ мкм} < r < 20 \text{ мкм}$ ), наблюдения с помощью фотоэлектрического счетчика и лидарные измерения.



Для анализа полученного материала будут привлечены данные химическом составе осадков за последние 10 лет, собранные 6 станций Гидрометслужбы в этом районе.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов Б. В. и др. Физико-географическая характеристика района проведения КЭНЭКС-70/Б. В. Виноградов, А. А. Григорьев, П. Л. Гуния.— Труды ГГО, 1972, вып. 276, с. 25—32.
2. Гусева Л. Н. и др. Климатические характеристики и метеорологические условия в период экспедиции /Л. Н. Гусева, Б. А. Дерюгин, Н. А. Зайцева и др.— Труды ГГО, 1972, вып. 276, с. 17—24.
3. Комплексный энергетический эксперимент (материалы экспедиции ЭНЭКС-70). Под ред. К. Я. Кондратьева и Л. Р. Орленко.— Труды ГГО, 1972, вып. 276, 280 с.
4. Кондратьев К. Я. и др. Глобальный аэрозольно-радиационный эксперимент (ГАРЭКС) /К. Я. Кондратьев, О. Б. Васильев, Л. С. Ивлев. Обзор. НИИГМИ МЦД. Обнинск, 1976. 28 с.
5. Хусанов Г. Х. и др. Химический состав аэрозолей в некоторых районах Средней Азии /Г. Х. Хусанов, О. П. Петренчук, В. М. Дроздов.— Труды ГГО, 1974, вып. 314, с. 192—200.
6. Химия нижней атмосферы. Под ред. С. Расула.— М.: Мир, 1976.—408 с.
7. De Luisi J. J. e. a. Results of a comprehensive atmospheric aerosol-radiation experiment in the Southwestern United States. Parts I, II /J. J. De Luisi, M. Furukawa, D. A. Gillette e. a.—J. of Appl. Meteorol., 1976, vol. 15, N 5, p. 441—454.
8. Kondratyev K. Ya. e. a. Comparison between the measured and calculated spectral characteristics of shortwave radiation in the free atmosphere over the desert (from the data of the CAENEX-70 expeditions) /K. Ya. Kondratyev, M. Welch, O. B. Vasiliev e. a.—Atm. Sci., Paper N 261, December 1976, Dept. of Atm. Sci., Colorado State Univ., Fort Collins, Colo.—79 p.
9. Neumann J. Radiation absorption by droplets of sulphuric acid water solutions and by ammonium sulphate particles.—J. Atmos. Sci., 1973, vol. 30, N 1, p. 95—100.

## СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ СО СПУТНИКОВ

Дистанционная индикация параметров атмосферы и подстилающей поверхности при помощи спутников на полярной и геостационарной орбитах представляет собой неотъемлемую составную часть глобальной системы наблюдений, подготовляемую в связи с осуществлением Программы исследований глобальных атмосферных процессов (ПИГАП) вообще и Первого глобального эксперимента ПИГАП (ПГЭП) в частности. С точки зрения одной из целей ПИГАП — прогноза погоды на срок до двух недель — накопленный спутниковой метеорологией опыт достаточен для решения задач дистанционного определения многих основных метеорологических параметров (температуры, влажности, ветра и др.) [5, 6, 8, 44, 58]. Более сложна проблема разработки дистанционных методов определения параметров климата [9].

Возможность решения разнообразных обратных задач спутниковой метеорологии, состоящих в восстановлении полей метеорологических параметров по данным измерений уходящего излучения в различных спектральных диапазонах, открыла широкие перспективы практического применения методов метеорологической космической дистанционной индикации. Уже давно вошло в синоптическую практику спутниковый нефанализ, в котором все большее значение приобретают аспекты количественной интерпретации изображений облачного покрова в различных участках спектра. Серьезные успехи достигнуты в разработке методов дистанционного зондирования атмосферы. Плодотворно развивались в частности, наиболее перспективные с точки зрения их всепогодности методы микроволнового зондирования [6, 38, 49, 53, 56].

Несмотря на большие усилия и серьезные успехи в разработке методов дистанционного зондирования атмосферы со спутников практическое внедрение полученных результатов в численные прогнозы погоды все еще не вышло за рамки отдельных экспериментов. Возник даже определенный пессимизм относительно практической ценности дистанционного зондирования, основанный на то-



ито в ряде случаев использование данных дистанционного зондирования либо не улучшает, либо ухудшает качество прогноза. Подобная ситуация определяется недостаточной разработанностью проблемы информационного содержания данных метеорологического дистанционного зондирования, хотя в этом направлении уже были получены многие важные результаты, в особенности в связи с решением задачи оптимального планирования экспериментов по дистанционному зондированию [2—7, 11, 16, 28, 32, 37, 42—45, 51, 52, 57].

Хорошо известная проблема дистанционного зондирования состоит в некорректности соответствующих обратных задач и, следовательно, ограниченных возможностях извлечения метеорологической информации из данных измерений уходящего излучения. Наиболее важные в практическом отношении ограничения связаны с разрешающей способностью данных зондирования по высоте и ограниченной ошибками измерений и другими факторами точностью восстановления вертикальных профилей метеорологических элементов. Обращаясь к обсуждению проблемы информационного содержания данных дистанционного зондирования, мы начнем с вопроса о высотном разрешении восстановленных профилей (речь будет идти практически лишь о профилях температуры). Вслед за тем будут подведены итоги сравнений смещенных (во времени и пространстве) данных прямых измерений и дистанционного зондирования, что представляет большой интерес для оценки реальной точности данных дистанционного зондирования. Мерой информационного содержания данных дистанционного зондирования является их вклад в улучшение качества прогноза, обсуждаемый в следующей части обзора. Наконец, в заключение рассмотрены возможные пути повышения эффективности практического использования результатов дистанционного зондирования.

### ВЫСОТНОЕ РАЗРЕШЕНИЕ ВОССТАНОВЛЕННЫХ ПРОФИЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ

Вертикальный профиль температуры  $T(z)$  восстанавливается по данным спектральных измерений совокупности значений интенсивности уходящего излучения  $I_i$  с точностью  $\sigma_i$  при помощи радиометра (спектрометра), каналам которого соответствуют весовые функции  $K_i(z)$

$$I_i = \int K_i(z) T(z) dz \pm \epsilon_i, \quad \overline{\epsilon_i^2} = \sigma_i^2.$$

Если совокупность чисел  $I_i$  является единственным источником информации относительно  $T(z)$ , то, строго говоря, при такой постановке обратной задачи невозможно определить температуру на каком-либо уровне  $z$ . Можно лишь, например, сказать, что взвешенное среднее значение  $T(z)$ , при весовой функции  $K_i(z)$  принадлежит множеству со средним значением  $I_i$  и среднеквадрати-

ческим отклонениям (СКО)  $\sigma_i$ . Что же касается температуры  $T(z)$  на определенной высоте  $z$ , то можно лишь утверждать, что она принадлежит множеству с бесконечно большим СКО, поскольку информация об этом, полученная из измерений, отсутствует. Для метеорологического дистанционного зондирования принципиально важным является наличие априорной информации в виде данных аэрологических зондирований, климатологии или численного прогноза, кто допускает использование определенных статистических ограничений. Априорные статистические данные можно рассматривать как независимую совокупность наблюдений, которой соответствует средний профиль  $\bar{T}(z)$  с ошибкой

$$S(z, y) = E\{[T(z) - \bar{T}(z)][T(y) - \bar{T}(y)]\},$$

где  $E\{\cdot\}$  — математическое ожидание, определяющее ковариацию (в реальном случае априорная статистика задана для дискретных уровней и поэтому  $S$  имеет вид матрицы).

К. Роджерс [43] рассмотрел идеализированный пример численного моделирования решения обратной задачи с использованием климатических данных о вертикальном профиле температуры, а также результаты восстановления профиля температуры по данным измерений уходящего излучения при помощи радиометра с селективной модельяцией, установленного на спутнике «Нimbus-5». В обоих случаях использование априорных данных существенно повышает вертикальное разрешение профилей температуры и (или) ослабляет требования к точности измерений. Возможности высотного разрешения вертикального профиля температуры ограничиваются четырьмя факторами: 1) физической природой формирования уходящего теплового излучения («размытостью» весовых функций); 2) спецификой конкретных алгоритмов восстановления; 3) влиянием ошибок измерений и входных параметров алгоритма восстановления (функции пропускания и т. п.); 4) влиянием выбора вертикальной координатной системы.

О. Томпсон и др. [50] предприняли изучение возможностей разрешения тонкой структуры вертикального профиля температуры при использовании устанавливаемого на метеорологических спутниках «НОАА» радиометра вертикального профиля температуры. С этой целью выполнено численное моделирование решения задачи восстановления при задании вертикальных профилей с различной упрощенной тонкой структурой. Восстановление осуществлено с использованием методик «минимальной информации» (по Смигу) и «минимального рассеяния» (по Конрату), имея в виду оценку влияния первых двух из упомянутых выше факторов и, следовательно, максимально возможной разрешающей способности.

Главный результат работы [50] состоит в выводе о том, что оба рассматриваемые фактора обуславливают сильное сглаживание и «размывание» по вертикали аномалии температуры. Алгоритм восстановления, оптимизированный в смысле минимизации

ширины максимумов весовых функций, отнюдь не обязательно обеспечивает максимальную разрешающую способность. Методика «минимальной информации» гарантирует более высокое разрешение, чем методика «минимального рассеяния».

Даже при наиболее благоприятных условиях (без учета влияния ошибок измерений и входных параметров) спутниковое зондирование весьма ограничено с точки зрения разрешения по вертикали. Несмотря на это, могут выявляться сравнительно тонкие температурные аномалии, но в искаженном сглаживанием виде. Наличие корреляции между истинными и сглаженными аномалиями оставляет надежду на возможность разработки методики параметризации, которая позволит выявить в неискаженном виде такие, например, мелкомасштабные аномалии, как инверсионные слои.

Следует подчеркнуть, что рассмотренные в процессе численного моделирования аномалии являются единичными, простыми и сглаженными. Несомненно, что обнаружение реальных аномалий окажется гораздо более сложным. В особенности это касается обнаружения совокупности аномалий разного знака. Отсюда вытекает важное значение априорной информации об аномалиях, при отсутствии которой разрешающая способность термического зондирования оказывается весьма ограниченной.

Вертикальное разрешение восстанавливаемого профиля зависит от ошибок измерений и выбора алгоритма обращения. В принципе наилучшим был бы выбор алгоритма, минимизирующего влияние ошибок измерений и обеспечивающего максимальное разрешение по вертикали. На практике приходится искать компромиссное решение. Чоу Минг-да [25] рассмотрел решение такого рода задачи на основе использования «прямой» (итерационной) методики восстановления, аналогичной применявшейся ранее Шахиным и Смитом. При этом принята процедура осреднения с использованием в качестве весов при осреднении весовых функций в степени  $n$ . Проблема оптимального соотношения между вертикальным разрешением и влиянием ошибок измерений на восстановленный профиль температуры решена в терминах зависимости от  $n$ .

Работа [25] показала, что вертикальное разрешение и влияние ошибок убывает с уменьшением  $n$ , достигая минимума при  $n=0$ . В этом случае оказывается невозможным выявить какую-либо вертикальную структуру профиля температуры, кроме соответствующей форме априорного профиля. Если  $n \rightarrow \infty$ , вертикальное разрешение и влияние ошибок измерений максимальны, что эквивалентно случаю разбиения атмосферы на число слоев, равное количеству каналов радиометра. В таком случае априорная форма профиля температуры остается неизменной для каждого из слоев. Естественно, что форма окончательно восстановленного профиля температуры ближе к априорной при малых  $n$ .

При восстановлении вертикального профиля в условиях реальной атмосферы априорный профиль берется по климатологическим или прогностическим данным, которые достаточно близко соответ-

ствуют искомому профилю. В работе [25] рекомендуется поэтому выбирать в данном случае малые значения  $n$ , равные 1 или 2. Для атмосфер других планет (при отсутствии адекватной априорной информации) целесообразнее принимать  $n$  большим, что открывает более широкие возможности варьирования вертикального профиля температуры.

Поиски путей повышения высотного разрешения восстанавливаемых профилей температуры и абсолютной точности дистанционного зондирования стимулировали исследования с целью совершенствования спутниковой аппаратуры, схем и алгоритмов восстановления. Рассмотрим некоторые результаты подобных исследований.

На основе использования методики, развитой Бакусом и Гилбертом, Я. Чен и др. [24] рассмотрели задачу о вертикальном разрешении температурных профилей, восстанавливаемых по данным измерений уходящего излучения в полосах углекислого газа 4,3 и 15 мкм. Многоканальный инфракрасный зондировщик высокого разрешения, предназначенный для такого рода измерений (семь каналов в полосе 15 мкм и пять каналов в полосе 4,3 мкм), установлен на спутнике «Нимбус-6». Полученные в работе [24] результаты показали (рис. 1), что совместное использование данных для полос 4,3 и 15 мкм позволяет достичь лучшего высотного разрешения, чем при использовании данных семи каналов в полосе 15 мкм (последние, в свою очередь, обеспечивают лучшее разрешение, чем данные для одной лишь полосы 4,3 мкм). Дополнительное использование полосы 4,3 мкм обеспечивает улучшение разрешающей способности в тропосфере от 1 до 15% и в стратосфере от 15 до 43% (исключение составляет слой 3,5—8,5 мбар).

Опыт интерпретации данных метеорологического спутника «Нимбус-6» показал, что еще более эффективные результаты дает совместное использование результатов измерений уходящего излучения в инфракрасном и микроволновом диапазонах. На этом спутнике, запущенном 12 июня 1975 г., установлены 17-канальный инфракрасный сканирующий радиометр высокого разрешения (ИКСРВР) и 5-канальный сканирующий микроволновый спектрометр (СМС), которые предназначены для решения задач дистанционного зондирования атмосферы. Оба эти прибора обеспечивают спектральные измерения уходящего излучения в диапазоне длин волн 0,7 мкм—1 см. При обработке глобальных данных ИКСРВР используются результаты осредненных данных для 28 соприкасающихся полей зрения ( $7^\circ$  по долготе  $\times 4^\circ$  по широте). Данные СМС попарно интерполируются на центры матриц  $7 \times 4$  данных ИКСРВР.

В. Смит и Х. Вулф [48] предложили новую методику интерпретации данных спектральных измерений уходящего излучения при помощи ИКСРВР и СМС с целью восстановления вертикальных профилей температуры, удельной влажности и количества облаков. Основу методики составляет использование собственных

векторов матриц ковариаций (эмпирических ортогональных функций) уходящего излучения, температуры и удельной влажности для определения уходящего излучения при безоблачном небе, что позволяет найти статистически наиболее вероятные значения уходящего излучения.

Преимуществом новой методики является и то обстоятельство, что число собственных векторов (эмпирических ортогональных функций), необходимое для извлечения всей существенной инфор-

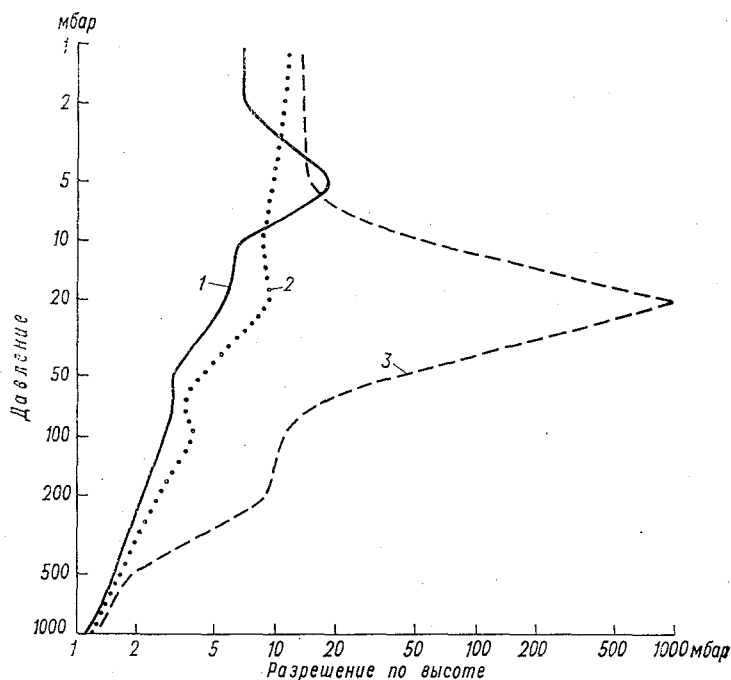


Рис. 1. Высотное разрешение восстановленных профилей температуры при использовании данных измерений для полос 4,3 мкм+15 мкм (1), а также для полос 15 мкм (2) и 4,3 мкм (3) в отдельности.

мации из данных измерений, много меньше числа спектральных измерений. Поэтому влияние ошибок измерений на результаты восстановления профилей искомых параметров значительно ослабляется за счет сильной переопределенности системы уравнений задачи восстановления. Поскольку, кроме того, собственные векторы матрицы ковариаций обеспечивают наиболее экономное представление любой переменной, это позволяет достичь существенной экономии машинного времени и памяти.

Для расчета собственных векторов (СВ) использованы 1200

вертикальных профилей температуры, полученных по данным аэрологических и ракетных зондирований и относящихся ко всем сезонам обоих полушарий. СВ вычислены отдельно для полярных, умеренных и тропических широт. Значения температуры заданы для 25 уровней в слое 1000—10 мбар, а величины уходящего излучения взяты по данным для 18 каналов. Показано, что средне-квадратическая ошибка восстановления температуры уменьшается с ростом числа СВ до тех пор, пока оно не достигает 10.

Таким образом, в данных измерений для 18 каналов не содержится сведений о более чем 10 точках профиля температуры в тропосфере и нижней стратосфере. Этот результат следует считать вполне удовлетворительным, поскольку 10 собственных векторов для температуры описывают более 99% изменчивости рассматриваемой совокупности профилей температуры. Сопоставление использовавшейся ранее регрессионной методики с новым методом СВ показало, что последний обладает значительно меньшей чувствительностью к ошибкам измерений и обеспечивает более высокую точность восстановления профилей температуры и влажности. Достаточно надежным является также восстановление значений высоты верхней границы и количества облаков.

Для восстановления вертикальных профилей температуры и влажности по данным измерений уходящего излучения при помощи радиометра вертикального профиля температуры, устанавливаемого на спутниках «НУОА», применяется методика линейной регрессии. Основу методики составляет использование корреляционных связей между величинами уходящего излучения при ясном небе и температурой воздуха на различных высотах, причем коэффициенты регрессии рассчитываются отдельно для поясов тропических, умеренных и полярных широт. Недостатками подобной методики являются несоответствие пространственного осреднения спутниковых и обычных данных, а также малое количество аэрологических зондирований для южного полушария.

Поэтому Г. Келли и др. [35] предложили для обработки данных спутника «НУОА-4» в южном полушарии методику итерационного дискриминантного анализа, которая состоит в разделении всего объема наблюдений за один год (около 22 000 аэрологических зондирований при пространственном несовпадении с данными дистанционных зондирований не более 470 км) на 40 групп.

Основой выделения этих групп служит анализ поля температуры на уровне 500 мбар с последующим итерационным уточнением классификации. Для каждой из групп получены отдельные уравнения регрессии, выражающие связь между значениями уходящего излучения в восьми спектральных интервалах и температурой на семи стандартных уровнях, а также влажностермодинамическим индексом для четырех нижних стандартных уровней. Работа [35] показала, что после нескольких итераций вероятность ошибочной классификации данных наблюдений не превосходит 0,02. Испытания описанной методики по данным за октябрь—апрель 1975 г. при-

вели к выводу, что она обеспечивает значительное повышение точности восстановления (по сравнению с методикой линейной регрессии) в полярных и тропических широтах.

Предпринятые ранее исследования по проблеме оптимального выбора каналов радиометров (или спектрометров) для термического зондирования атмосферы имели главной целью выбор каналов, которым соответствуют достаточно четко локализованные весовые функции, обеспечивающие хорошее разрешение по высоте. При этом не были в необходимой мере учтены особенности интерпретации данных измерений с точки зрения учета влияния облачности и его специфики для различных каналов. Между тем, опыт интерпретации данных установленного на метеорологическом спутнике «НУОА-2» радиометра вертикального профиля температуры показал, что наличие облачности в поле зрения прибора является наиболее существенным фактором, ограничивающим точность восстановления профиля температуры, причем трудность учета этого фактора состоит в необходимости располагать данными о количестве, высоте верхней границы и оптических свойствах облаков. Учет этого обстоятельства при выборе каналов в инфракрасной и микроволновой областях спектра может существенно повысить точность восстановления.

Исходя из выбора каналов аппаратуры дистанционного зондирования, установленной на спутнике «Нимбус-6», М. Халем и Чоу Минг-да [30] предприняли численные эксперименты с целью изучить точность термического зондирования при различных условиях облачности (количестве и высоте верхней границы облаков). Точность восстановления вертикального профиля температуры чувствительна к высоте облаков лишь в случае высоких облаков (выше 500 мбар) и при значительном количестве облаков (больше 50%).

Чувствительность уходящего излучения к ошибкам определения высоты облаков обнаруживает большие различия для разных каналов. В работе [30] получена аналитическая «функция чувствительности» для оценки относительного влияния ошибок определения высоты облаков при использовании произвольных каналов, предназначенных для индикации параметров облачности. На основе этих данных осуществлен наилучший выбор каналов для определения количества облаков. Описан алгоритм, позволяющий определять высоту облаков с использованием данных для одного поля зрения, и проанализирована чувствительность данных для соответствующих каналов. Применение упомянутого алгоритма в условиях высокой верхней границы и большого количества облаков обеспечивает такую же точность восстановления, что и в условиях безоблачной атмосферы.

Работа [30] показала, что в рассматриваемом случае наиболее прозрачный канал в полосе 4,3 мкм ( $2190 \text{ см}^{-1}$ ) является оптимальным с точки зрения учета влияния высоты облаков, тогда как канал в полосе 15 мкм, которому соответствует максимум весовой функции вблизи подстилающей поверхности ( $749 \text{ см}^{-1}$ ),

наиболее подходит для определения количества облаков. Эта рекомендация отличается от сформулированной ранее М. Шахиным так как предполагает известную температуру подстилающей поверхности.

Опыт восстановления вертикальных профилей температуры по данным спектральных измерений уходящего излучения в полосе  $\text{CO}_2$  15 мкм показал, что полученные таким образом значения температуры отягощены довольно большими ошибками. Сравнение с данными радиозондов привело к выводу, что точность восстановления температуры слоя 1000—800 мбар и вблизи уровня 200 мбар обычно составляет около 3К. Поэтому З. Фритц [28] предложил метод повышения точности восстановления в нижних слоях атмосферы и, возможно, вблизи тропопаузы, идея которого состоит в использовании данных спутниковых измерений как источника информации для интерполяции результатов аэрологических зондирований между станциями.

Основу новой методики составляют первоначальная привязка к данным определенной аэрологической станции и отыскание коэффициентов регрессионной связи между профилем температуры и значениями уходящего излучения на различных длинах волн, которые обеспечивают в этом случае нулевую ошибку. Полученная совокупность коэффициентов используется затем для восстановления профилей температуры в точках между аэрологическими станциями.

Сравнение с результатами, полученными на основе обычной методики «минимальной информации», продемонстрировало, что особенно в слое 1000—800 мбар, где линейные методы восстановления профиля температуры приводят к большим ошибкам предлагаемая методика обеспечивает значительное уменьшение ошибок. Если средняя абсолютная ошибка в случае методики «минимальной информации» равна 2,9 К, то новая методика снижает ошибку до 0,3 К. Предлагаемая методика может быть особенно эффективной для обработки данных геостационарных спутников, поскольку в этом случае осуществляются частые измерения при относительно высоком пространственном разрешении, и при определенных условиях пригодна и для интерпретации данных полярных спутников.

Хотя радиометры для определения вертикального профиля температуры (РВПТ) оперативно применялись для спектральных измерений уходящего излучения со спутников «НУОА» с целью последующего восстановления вертикального профиля температуры уже в течение нескольких лет, полученные данные не оказались достаточно точными для того, чтобы внести существенный дополнительный вклад в информацию о поле температуры, используемую в численных прогнозах погоды, по сравнению с теми данными, которые содержит прогноз поля температуры.

Для определения информации, содержащейся в восстановленном поле температуры по сравнению с прогностическим полем, которое используется как начальное (априорное) в процессе во



тановления, Х. Флеминг и др. [27] ввели индекс информационного содержания (ИИС)

$$ICI = 1 - R_W/R_F,$$

где  $R_W$  — среднеквадратическая ошибка (СКО) статистически оптимальной линейной комбинации данных восстановления и прогноза,  $R_F$  — СКО прогноза. При этом предполагается, что «истинным» является вертикальный профиль температуры, полученный по данным радиозондирования. По-видимому, наиболее существенная погрешность восстановления связана с неточностью весовых функций. Эта погрешность может быть уменьшена путем «настройки» (адаптации) функций пропускания, но подобный прием не дает полного решения задачи.

Ошибки содержатся также в данных измерений уходящего излучения и пока что не найдено способа разделения этих ошибок на погрешности функций пропускания. Была поэтому применена методика коррекции измеренных величин уходящего излучения, которая оказалась эффективной как с точки зрения СКО, так и ИИС. Оказалось, что для введения поправок в величины уходящего излучения и функций пропускания достаточно коррекции излучения.

Другая трудность восстановления связана с сильным влиянием ошибок априорного профиля температуры на результат восстановления. Более того, иногда надежный априорный профиль скажется в процессе восстановления. С проблемой адекватности априорного профиля тесно связано наличие больших СКО восстановления температуры на уровнях тропопаузы и подстилающей поверхности. В случае тропопаузы это обусловлено как «размытостью» весовых функций (недостаточным разрешением по высоте), так и недостаточностью априорных данных.

Еще более сложной совокупностью факторов обусловлены ошибки определения температуры подстилающей поверхности. Альтернативным путем решения проблемы потери информации может быть рассмотрение другого параметра, например относительной высоты изобарических поверхностей вместо температуры. Пока что трудно дать ясный ответ на вопрос о том, какая дополнительная информация может содержаться в данных дистанционного зондирования после всех необходимых улучшений методики восстановления, поскольку проблемой остается «истинный» профиль температуры. Можно, однако, считать, что если СКО прогноза в тропосфере составляет около  $2^\circ\text{C}$ , то результаты восстановления по данным РВПТ не содержат дополнительной информации. Обратное справедливо, если СКО прогноза превосходит  $2^\circ\text{C}$ . В этом случае СКО восстановления в тропосфере близка к  $2^\circ\text{C}$ , если использовать для оценки ошибок данные радиозондов.

Обратимся теперь к рассмотрению реальной точности восстановления на основе сравнения с совмещенными данными прямых измерений.

## СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И ПРЯМЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Неудовлетворенность недостаточно высоким качеством дистанционного зондирования атмосферы вызвала постепенно усиливавшийся интерес к сравнению спутниковых данных с результатами прямых измерений с целью оценки точности спутниковых данных. Необходимость такого рода сравнений стала ясной с тех пор, как было впервые осуществлено термическое зондирование атмосферы со спутника. В связи с этим в течение ряда лет на американской сети ракетных метеорологических зондирований выполнялась регулярная программа запусков ракет и радиозондов в период прохождения спутников. Обычно обеспечивалось пространственно-временное согласование данных с точностью порядка 1 ч и 200 м.

В работе [29] подведены итоги такого рода синхронных измерений, предпринятых в периоды функционирования трех спутников «Нимбус» и двух спутников «НУОА». Выполнено, в частности, сопоставление новых синхронных данных аэрологических и ракетных прямых измерений температуры воздуха с результатами установления вертикального профиля температуры по данным спектральных измерений уходящего излучения при помощи радиометра с селективной модуляцией (РСМ) и радиометра для определения вертикального профиля температуры (РВПТ), установленных на спутниках «Нимбус-5» и «НУОА-3» соответственно. Совокупность спектральных каналов (весовых функций) РСМ и РВПТ охватывает всю толщу тропосферы и стратосферы.

Сравнение вычисленных по данным зондирований и измеренных при помощи РСМ величин уходящего излучения за январь — май 1973 г. (рассмотрены данные для каналов, которым соответствуют высоты 32, 38 и 45 км) обнаруживает слабое систематическое расхождение, не превосходящее 1 мВт/(см<sup>2</sup>·с·ср·мкм) и среднеквадратическое отклонение для различных каналов в пределах 1,8—2,5 мВт/(см<sup>2</sup>·с·ср·мкм). Анализ систематических расхождений, отражающих переход от завышенности расчетных величин при малых значениях уходящего излучения к заниженности по мере возрастания уходящего излучения, позволяет предположить, что эти расхождения обусловлены неучтенной температурной зависимостью весовых функций (возможно, однако и влияние дрейфа чувствительности РСМ).

В случае данных РВПТ сопоставление за период март — май 1974 г. сделано только над поверхностью океана (использовались данные прибрежных и островных станций) в полосе 8—40° с. ш. что (с учетом требований синхронности) ограничило сравнение 15 сериями. Обнаружены расхождения расчетных и измеренных величин уходящего излучения, знак которых изменяется в зависимости от высоты. Аналогичная ситуация имеет место и в отношении температуры. Расхождения температуры вблизи уровня 100 мбар превосходят 3°C. Причины этих расхождений требуют дальнейших исследований.

Регулярное сравнение результатов дистанционного зондирования и аэрологических измерений с целью оценки точности восстановления вертикального профиля температуры по данным измерений уходящего излучения в полосе углекислого газа 15 мкм при помощи РВПТ осуществляет служба погоды ФРГ. Т. Мор [40] обсудил итоги такого рода сравнений за периоды 1 апреля 1974 г. — 31 марта 1975 г. и 1 апреля 1975 г. — 31 марта 1976 г. Критериями пространственно-временного соответствия данных служили расхождения по расстоянию не более 150 км и по времени не более  $\pm 3$  ч (всего рассмотрен 331 случай). Для характеристики расхождений данных спутниковых и прямых измерений рассчитаны средние разности (СР) и среднеквадратические отклонения (СКО). Значения СР и СКО сравнительно малы (СКО меньше 3 К) в средней тропосфере, но значительны в нижней тропосфере, а также вблизи уровней 200 и 100 мбар, где СКО достигают 3,8—3,9 К.

Т. Мор [40] показал, что переход от методики восстановления а основе «минимума информации» к использованию статистической регуляризации привел к повышению точности данных космического зондирования в нижней и средней тропосфере, но к снижению точности в нижней стратосфере. Дальнейшее совершенствование методики восстановления позволило повысить точность данных для стратосферы. Точность восстановления существенно ухудшается при наличии облаков, причем ошибки восстановления обусловлены главным образом влиянием облаков нижнего яруса. Серьезным источником ошибок в восточном секторе севера Атлантического океана являются восточные периферии субтропических атлантических антициклонов с находящимися в этих районах полями слоистых и высоко-кучевых облаков.

Д. Кемпбелл и Б. Мэй [23] предприняли сравнение вертикальных профилей температуры и толщин слоя 1000—10 мбар, восстановленных по данным измерений уходящего излучения при помощи РВПТ, с данными аэрологических зондирований в северном полушарии за период с сентября по декабрь 1975 г. Для сравнения использованы лишь данные с пространственным несовпадением не более 150 км. Синхронность, однако, соблюсти не удалось, что потребовало во многих случаях прибегнуть к интерполяции результатов аэрологических зондирований за 00z 12z.

Три выполненных ранее аналогичных сравнения выявили зависимость расхождений спутниковых и аэрологических данных по величинам от времени. Подобную изменчивость обнаруживают рассматриваемые данные. Средняя разность (СР) значений толщин варьирует от  $-2,1$  до  $1,6$  дам (при среднеквадратическом отклонении, равном  $6,3$ — $7,4$  дам). Обнаруживается также зависимость от широты: СР уменьшается от  $+1,2$  дам в поясе  $10,0$ — $39,9^\circ$  с. ш. до  $-2,0$  дам в полосе  $40,0$ — $49,9^\circ$  с. ш. и затем снова возрастает в высоких широтах. Возможно, что широтная изменчивость обусловлена неучтенным влиянием водяного пара на уxo-

дающее излучение для каналов РВПТ, расположенных в полосе улекислого газа 15 мкм.

Наличие временных вариаций свидетельствует о необходимости использования для восстановления профилей температуры совокупностей коэффициентов регрессии, изменяющихся со временем (в зависимости от времени года). Анализ расхождений при использовании радиозондов шести типов показал, что данные различных радиозондов не согласуются (основой для сравнения служили спутниковые данные). Рассмотрение данных японских радиозондов выявило наличие суточного хода. Имеют место расхождения спутниковых и аэрологических данных в зависимости от высоты.

С апреля 1974 г. группа стратосферного анализа метеорологической службы Великобритании выпускает ежедневные полусферические карты абсолютной топографии поверхности 50 мбар в 00 ч среднего гринвичского времени, построение которых осуществляется на основе использования только данных радиозондов. В работе [54] предпринято сопоставление такого рода карт с результатами определения высот поверхности 50 мбар по данным измерений вертикального профиля температуры при помощи РВПТ. Рассматриваемый период с июня 1974 г. по май 1975 г. включает 49 случаев сопоставления данных, причем использовались спутниковые измерения, совпадающие по времени с результатами аэрологических зондирований в пределах  $\pm 3$  ч.

Анализ годового хода разностей высот, определяемых по аэрологическим и спутниковым данным, выявил наличие минимумов в начале декабря 1974 г. и значительные расхождения (до 20 дам) в январе — марте 1975 г. Это расхождение следует приписать замене одного РВПТ другим (на каждом спутнике установлено по два радиометра). Обнаружено также, что для каждого из РВПТ существуют заметные широтные вариации разности высот. Существенное изменение разности высот имело место в марте 1975 г. после введения новой методики обработки спутниковых данных. Следует, таким образом, сделать вывод о наличии существенных систематических ошибок в показаниях РВПТ, которые изменяются со временем. Для каждого из радиометров наблюдается также завышение высот в тропиках.

В связи с использованием усовершенствованной регрессионной методики восстановления по данным РВПТ в работе [1] осуществлено новое сопоставление данных о полях геопотенциала поверхности 50 мбар за период с 25 августа 1975 г. по 12 апреля 1976 г. Как и раньше, использовались аэрологические данные за 00 ч среднего гринвичского времени и спутниковые данные в пределах  $\pm 3$  ч относительно этого момента, охватывающие Атлантический океан и западный сектор Тихого океана. Всего рассмотрены 34 случая, причем в каждом из этих случаев производилось осреднение спутниковых данных по различному числу индивидуальных профилей (от 15 до 47).

Средние разности спутниковых значений по отношению к аэро-

огическим составили +1,0 дам для Атлантического океана и +6,5 дам для Тихого океана, причем в зимние месяцы расхождения возрастали. Особенно существенны расхождения зимой в Тихом океане севернее 50° с. ш., достигающие 11,3 дам. Эти расхождения могли быть отчасти обусловлены и ошибками радиондодовых измерений. Поскольку в настоящее время карты бари-

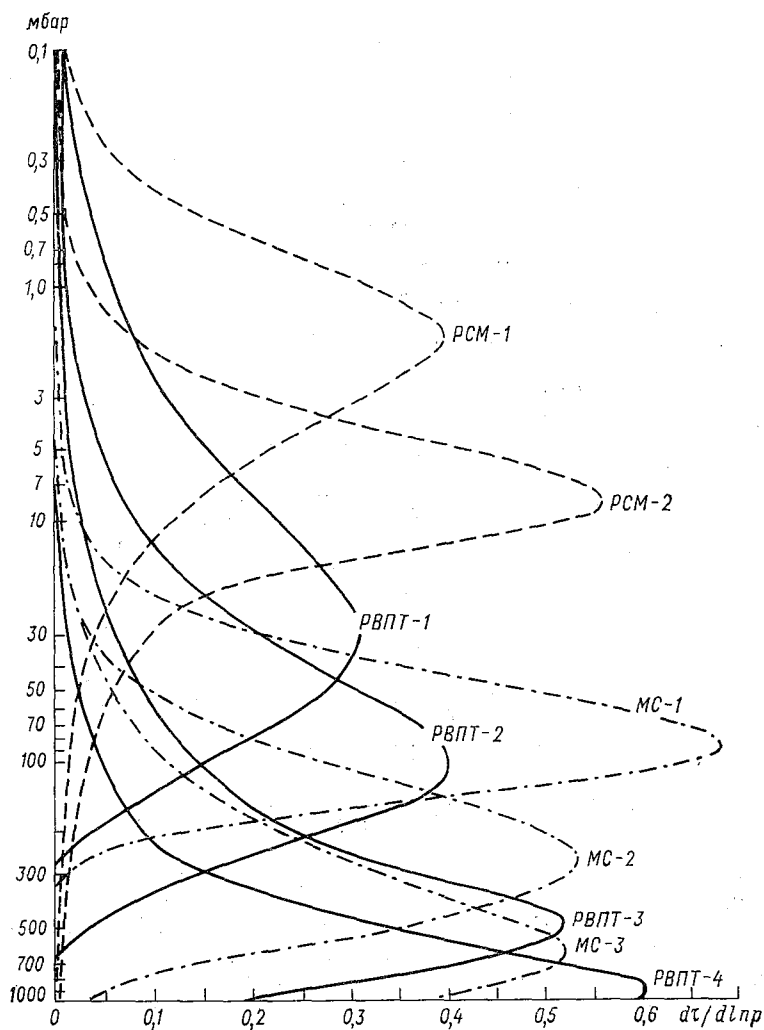


Рис. 2. Весовые функции  $d\tau/d\ln p$  радиометра вертикального профиля температуры (РВПТ), микроволнового спектрометра (МС) и радиометра с селективной модуляцией (РСМ), установленных на метеорологическом спутнике Нимбус-5.

$\tau$  — функция пропускания,  $p$  — атмосферное давление.

ческой топографии уровня 50 мбар строятся по картам 100 мбар полученным с учетом спутниковой информации, дальнейшие со поставления рассмотренного типа стали невозможными. Для по следующего анализа точности как спутниковых, так и обычных данных было бы полезно осуществлять сравнения измеренных и вычисленных (по аэрологическим данным) значений уходящего излучения.

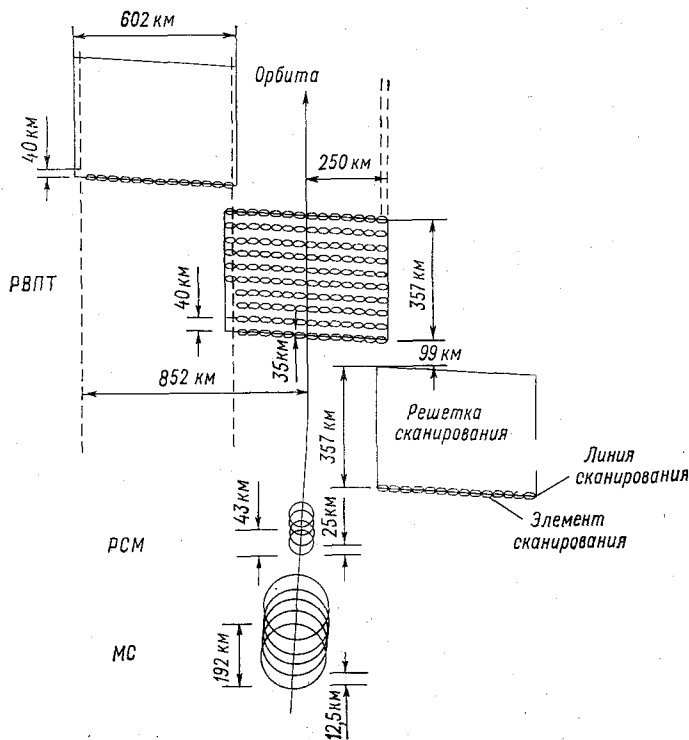


Рис. 3. Поля зрения и геометрия сканирования РВПТ, МС и РСМ.

Комплекс научной аппаратуры, установленной на метеорологическом спутнике «Нимбус-5», позволил осуществить дистанционное зондирование атмосферы с целью восстановления вертикальных профилей температуры и влажности, определения высоты количества и водности облаков, измерения температуры подстилающей поверхности и уходящего длинноволнового излучения. В. Смит и др. [47] обсудили соответствующие результаты, полученные за период 1973—1974 гг.

Входящий в комплекс аппаратуры семиканальный радиометр вертикального профиля температуры (РВПТ) имеет четыре кана-

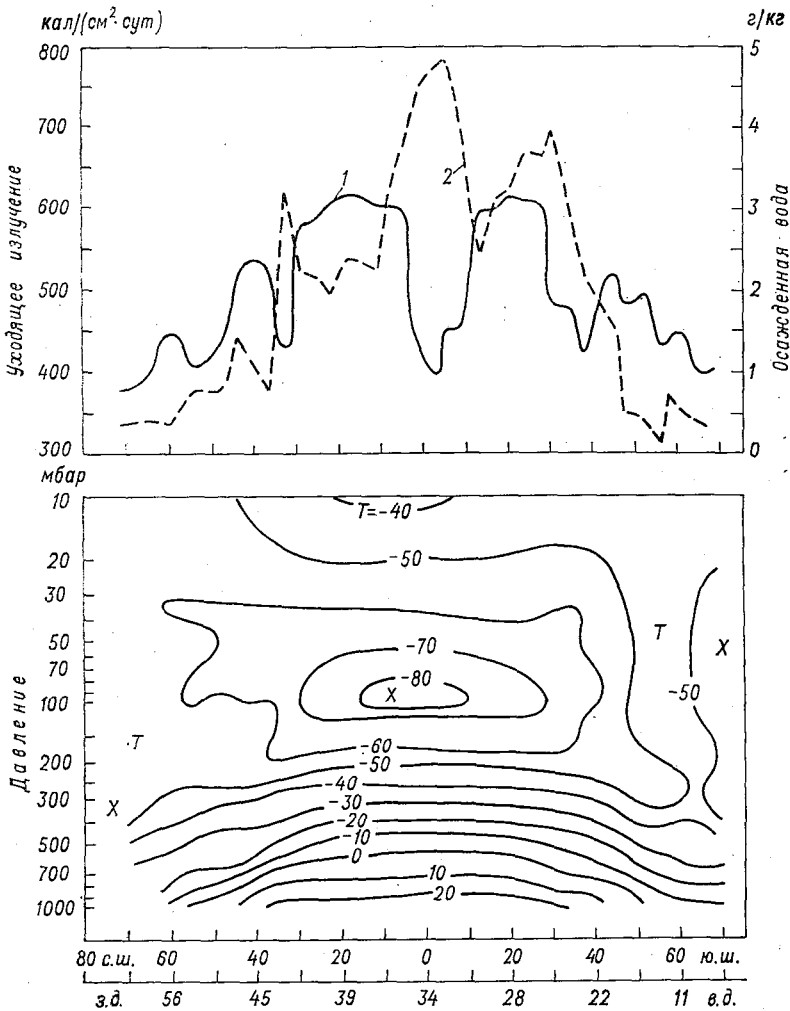


Рис. 4. Вертикальный разрез атмосферы вдоль траектории (в плоскости орбиты) спутника по данным РВГТ за 21 марта 1973 г. 1 — поток уходящего излучения; 2 — общее влаго- и водосодержание толщи атмосферы; внизу — изотермы, °С.

ла, предназначенные для восстановления вертикального профиля температуры (весовые функции центрированы на высотах 2, 6, 12 и 20 км, см. рис. 2), один канал во вращательной полосе водяного пара 20 мкм и два канала (3, 7 и 11 мкм), которые используются для определения температуры подстилающей поверхности (или верхней границы облаков) и условий облачности (решение последней задачи возможно благодаря сочетанию данных для

двух каналов). РВПТ осуществляет пространственное сканирование и имеет линейное разрешение около 30—40 км (рис. 3). Интерпретация данных РВПТ позволяет строить вертикальные разрезы поля температуры, пространственной структуры облачности, а также определять величины уходящего излучения и суммарного влаго- и водосодержания толщи атмосферы (рис. 4).

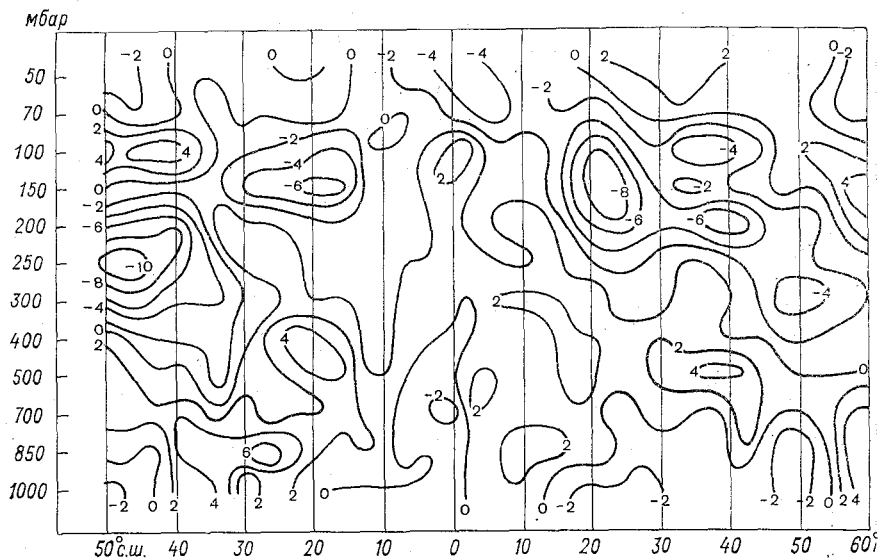


Рис. 5. Меридиональный разрез средних величин разности восстановленных по данным «Нimbusа-5» и измеренных при помощи радиозондов значений температуры.

Пятиканальный микроволновый спектрометр (МС) для полосы кислорода 5 мм позволяет выполнять зондирование атмосферы и при наличии облачности, но имеет довольно низкую разрешающую способность (около 200 км). Применение 16-канального радиометра с селективной модуляцией (РСМ) особенно важно для восстановления вертикального профиля температуры в стратосфере (пространственная разрешающая способность равна 43 км).

Совместное использование данных РВПТ, МС и РСМ позволяет существенно повысить информативность и точность дистанционного зондирования, особенно вблизи тропопаузы (100—300 мбар). Построение поля температуры на уровне 500 мбар в южном полушарии по спутниковым данным для 5 апреля 1973 г. показало, что расхождение с данными радиозондирования, как правило, не превышает 2°C. На рис. 5 воспроизведен меридиональный разрез средних величин расхождения восстановленных и измеренных при помощи радиозондов значений температуры. Рисунок 6 содержит статистическую характеристику расхождений.



Детальное статистическое сопоставление данных спутников «Нимбус-5» и «НУОА-2» с результатами аэрологических зондирований показало, что значительно лучшее согласие наблюдается для градиентов, но не для абсолютных значений температуры. Теострофический ветер, найденный по восстановленному полю температуры, позволяет достаточно надежно выявить зоны струйных течений (в этом случае данные «Нимбуса-5» оказываются более надежными, чем радиозондовые). Даже в тех районах, для

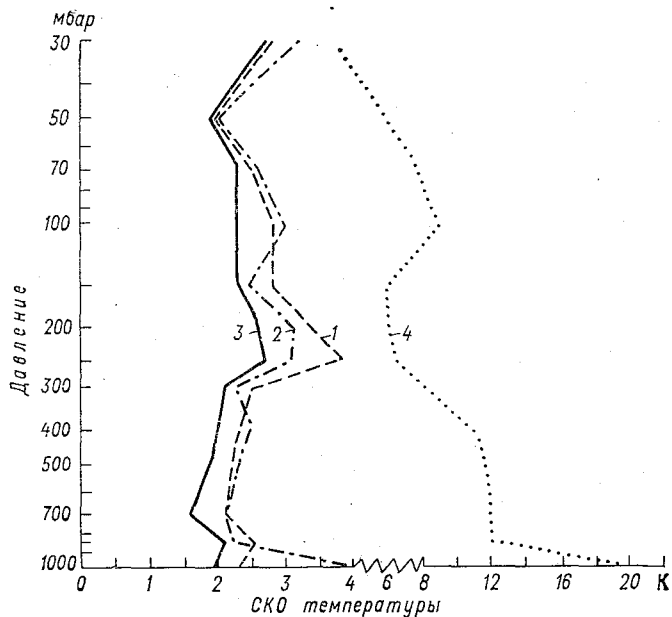


Рис. 6. Среднеквадратические отклонения (СКО) восстановленных вертикальных профилей температуры по отношению к данным аэрологических зондирований.

1 — СКО «радиозонд — РВПТ»; 2 — СКО «радиозонд — МС»;  
3 — СКО «радиозонд — (РВПТ+МС)»; 4 — естественная изменчивость температуры.

которых прогноз по обычным данным вполне надежен, использование результатов дистанционного зондирования как независимой информации позволяет повысить точность прогноза.

Данные «Нимбуса-5» за конец июля — август 1973 г. использованы в работе [47] для построения полей температуры, уходящего излучения, влагосодержания атмосферы и температуры поверхности океана в районе АТЭП. Сопоставление измеренной температуры поверхности с климатическими данными обнаружило в целом достаточно хорошее согласие. Однако в некоторых случаях (особенно вблизи северо-восточного побережья Бразилии)

наблюдаются большие расхождения, достигающие  $4,5^{\circ}\text{C}$  в районе ВТЗК, где данные спутниковых измерений следует считать отягощенными существенными ошибками ввиду неучтенного влияния кучевой облачности нижнего яруса.

Восстановленные поля температуры воздуха позволяют отчетливо идентифицировать длинные волны масштаба «А», а также изучать особенности тропической конвекции. Достаточно надежными являются сведения о полях облачности и влажности, исключая завышенные значения влажности над Африкой, что, по-видимому, объясняется неучтенным влиянием ослабления инфракрасного излучения на длине волны 20 мкм аэрозолем.

Достаточно высокое качество результатов дистанционного зондирования иллюстрирует также анализ данных для зимы 1973 г. в южном полушарии. В этом случае показано, в частности, что поле содержания водяного пара является хорошим индикатором образования, развития, движения и распада фронтальных систем.

Рассмотрение данных за период эксперимента по изучению трансформации воздушных масс в районе Восточно-Китайского моря за 14—28 февраля 1974 г. привело к выводу, что значения общего содержания водяного пара, полученные по измерениям при помощи РВПТ, МС и аэрологических зондирований, достаточно хорошо согласуются. Зоны минимума уходящего излучения совпадают с районами наиболее интенсивной конвекции. Восстановленные поля температуры хорошо согласуются с аэрологическими данными. В. Смит и др. [47] отметили, что значение спутниковых данных о поле температуры для прогноза погоды определяется не только абсолютной точностью восстановления вертикальных профилей температуры, но также корреляцией ошибок восстановления и прогноза.

Особый интерес представляет контроль точности восстановления температуры стратосферы и мезосферы и, с другой стороны, проверка адекватности существующих моделей атмосферы. Как известно, международная стандартная атмосфера, рекомендованная КОСПАР в 1972 г. (CIRA-72), базируется на использовании для слоя 25—50 км данных ракетных метеорологических зондирований, которые относятся к западному полушарию ( $70^{\circ}$ — $160^{\circ}$  з. д.). Для проверки адекватности CIRA-72 в работе [41] предпринято сравнение соответствующих ей данных с результатами глобального дистанционного зондирования стратосферы по данным измерений уходящего излучения при помощи спутникового инфракрасного спектрометра (СИКС) и радиометра с селективной модуляцией (РСМ), установленных на метеорологических спутниках «Нимбус-4» и «Нимбус-5».

Основными целями сравнения были: 1) проверка адекватности зональных средних, соответствующих CIRA-72; 2) анализ согласования данных CIRA-72 для полосы  $70^{\circ}$ — $160^{\circ}$  з. д. и результатов дистанционного зондирования; 3) выявление расхождений данных CIRA-72 и дистанционного зондирования для различных кру-

ов широт. Сравнение с построенными по спутниковым данным редными месячными картами барической топографии уровнями 2, и 0,3 мбар обнаружило большие расхождения в полосе  $90^\circ$  з. д.—  $10^\circ$  в. д. в зимнее время года. Эти расхождения обусловлены наличием очень устойчивых стоячих волн в верхней тропосфере. Однако несмотря на подобные расхождения, стандартная атмосфера достаточно репрезентативна с точки зрения характеристики зональных средних в верхней стратосфере.

Д. Барнетт и др. [20] выполнили по данным за 1970—1973 гг. сопоставление результатов дистанционного зондирования на высотах до 50 км с данными прямых измерений при помощи радиозондов и специально организованных ракетных зондирований. При анализе данных «Нимбуса-4» и ракетных зондирований на Уоллопс это позволило обеспечить синхронность в пределах 1 ч, причем зондирования производились, когда спутник проходил на расстоянии не более  $5^\circ$  долготы от станции.

Сравнению подвергались осредненные по времени измеренные и вычисленные по данным зондирований значения уходящего излучения. В случае данных «Нимбуса-4» расхождения варьируют от  $-0,5$  до  $+5,5$  единиц излучения ( $\text{Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{ср} \cdot \text{см}^{-1})$ ), в среднеквадратические отклонения — от 0,6 до 2,8 единиц (в зависимости от канала радиометра и типа датчика ракетного зонда), что не выходит за пределы случайных ошибок измерений. Сопоставление толщин слоя 10—1 мбар указало на систематическую завышенность средней толщины по спутниковым данным на 0,24 км, что эквивалентно разности температур 3,6 К.

Для сравнения с данными «Нимбуса-5» в работе [20] использованы результаты ракетных зондирований на 12 станциях, согласованные по времени в пределах 1 ч и отличающиеся по долготе и широте не более  $12^\circ$  и  $4^\circ$  соответственно. Расхождение для верхней тропосферы и нижней тропосферы оказались меньше одной единицы излучения, что соответствует примерно  $1^\circ\text{C}$  радиационной температуры и не выходит за пределы ошибок радиозондовых измерений. Значительно большие различия имеют место при сравнении с данными ракетных зондирований, достигая двух единиц излучения, но они также лежат в пределах ошибок ракетных и спутниковых измерений. Вполне удовлетворительное согласие результатов дистанционного зондирования и прямых измерений свидетельствует об адекватности примененной для обработки спутниковых данных методики определения весовых функций.

Как справедливо отметил Л. Хорн и др. [33], предпринятые ранее попытки оценки точности дистанционного термического зондирования путем сравнения с результатами аэрологических зондирований нельзя считать достаточно убедительными ввиду трудностей такого сравнения, обусловленных различными масштабами пространственного осреднения, асинхронностью данных и ошибками прямых измерений. Не дали убедительных результатов

и исследования эффективности дополнительного использования спутниковых данных при численном прогнозе погоды.

На примере использования полученных при помощи спутника «Нимбус-5» данных термического зондирования 23 февраля 1975 г. в нижнем течении р. Миссисипи в работе [33] рассмотрены возможности использования такого рода данных для анализа поля температуры в зоне сильной бароклинности. С этой целью предпринято сопоставление градиентов температуры на вертикальных изэнтропических разрезах, построенных по данным 1) дистанционного зондирования (ИК измерения и микроволновые); 2) аэрологических зондирований; 3) выпускаемого Национальным метеорологическим центром США объективного анализа для ограниченной области при сетке с малым шагом (ОАМШ). Вертикальный разрез по спутниковым данным за 17 ч среднего гринвичского времени сравнивается с разрезами по аэрологическим данным и ОАМШ за 12 и 24 ч.

Сопоставление градиентов температуры в различных изобарических слоях осуществлено на основе использования результатов вычислений сдвига геострофического ветра для всех трех серий данных. Сравнивались также средние температуры различных изобарических слоев в диапазоне 850—100 мбар. Рассматриваемое сопоставление показало, что спутниковые данные менее детальны, чем аэрологические, но выявляют больше деталей структуры бароклинной зоны, чем результаты ОАМШ. Сравнение средних температур различных изобарических слоев для трех упомянутых моментов времени обнаружило, что данные дистанционного зондирования за 15 ч согласуются с изменяющейся синоптической ситуацией между сроками 12 и 24 ч.

Для оценки компонентов ветра, перпендикулярных вертикальному разрезу, использованы следующие источники информации: 1) геострофический ветер, рассчитанный по данным дистанционного зондирования; 2) наблюдаемый ветер, уточненный с учетом сдвига геострофического ветра по аэрологическим данным; 3) ветер по данным ОАМШ. Анализ полей ветра также показал, что спутниковые данные согласуются с развитием синоптической ситуации. Наиболее эффективным путем использования спутниковой информации является включение ее в численный прогноз в форме средних градиентов температуры, рассчитанных для слоев толщиной 100—200 мбар.

Развитие методики микроволнового дистанционного зондирования атмосферы определило необходимость специальных усилий для выявления точности восстанавливаемых таким образом вертикальных профилей температуры путем сравнения с данными прямых измерений. Р. Вилкокс и Ф. Сандерс [56] предприняли на основе использования ежедневных (дважды в сутки) глобальных радиозондовых данных за периоды 26—31 января и 18—23 июня 1973 г. оценки точности результатов дистанционного термического зондирования путем сопоставления с этими данными. Для сравнения использованы лишь данные аэрологических станций, нахо-

дящихся в пределах расстояния 120 км от подспутниковой точки, если сдвиг данных по времени не превосходил заданной величины (от  $\pm 5$  ч в полосе  $0-20^\circ$  широты до  $\pm 2,5$  ч в зоне  $40-80^\circ$  широты). Эти условия ограничили сравнения регионами Африки, Европы, Атлантического и Тихого океанов, Аляски, периферии Северо-Восточной Азии и Северной Канады, Гренландии, Австралии и Антарктики.

Сравниваемыми величинами являются вычисленные по вертикальным профилям температуры толщины слоев 100—50, 50—25 и 25—5 кПа. Анализ результатов для января показывает, что спутниковые данные содержат завышение температуры двух нижних слоев на 1,5—3 К и занижение температуры верхнего слоя на 1,5—3 К. В июне расхождения, как правило, меньше и являются систематическими. Осреднение по всем данным с целью получить значения среднеквадратических отклонений (СКО) дало 45, 49 и 115 м, что соответствует 2,3; 2,5 и 2,4 К для слоев 100—50, 50—25, 25—5 кПа.

В работе [56] получены количественные оценки вклада различных факторов (ошибки восстановления и радиозондов, пространственно-временные несовпадения) в расхождение спутниковых и радиозондовых данных. Независимая экстраполяция пространственных корреляционных связей пар спутниковых и радиозондовых значений толщин к нулевому расстоянию с целью оценки уровня шумов дала СКО, равные 16 и 23 м соответственно. Анализ корреляционных связей привел к выводу, что вклад в СКО, обусловленный различной разрешающей способностью спутниковых и радиозондовых измерений, составляет около 15 м, а пространственно-временной изменчивости за счет несовпадения моментов измерений — примерно 17 м. Сумма ошибок, присущих спутниковому зондированию и определяемых принципиальными ограничениями системы дистанционной индикации, составляет 27 м. Если учесть совместное влияние шумов и медленно изменяющейся компоненты ошибок, то суммарное СКО оказывается равным 31 м (1,6 К) для слоя 100—50 кПа.

Использование методики статистической регуляризации позволяет восстановить значения температуры воздуха на 14 уровнях (1000—10 мбар) по данным измерений микроволнового уходящего излучения на трех каналах в полосе кислорода 60 ГГц, выполненных со спутника «Нимбус-5». Сопоставление восстановленных профилей с данными совпадающих 82 аэрологических зондирований и картами объективного анализа для северного полушария за 00 и 12 ч среднего гринвичского времени, выпускаемыми Национальным метеорологическим центром (НМЦ) США, показало, что точность восстановления составляет около  $2^\circ\text{C}$ .

Поскольку рассматриваемые данные прямых измерений нерепрезентативны с точки зрения пространственного осреднения результатов дистанционного зондирования, К. Кюнц и др. [38] выполнили ручную обработку данных аэрологических зондирований в Западной Европе, имея в виду достижение синхронизации и эк-

вивалентности пространственного осреднения ( $170 \times 170$  км) по отношению к спутниковым данным. Обработанные таким образом данные аэрологических зондирований (использовались лишь на блуждания за 00 ч, чтобы устранить влияние радиационных ошибок радиозондов) сопоставлены с 1200 профилями температуры по данным МС за 21 сутки периода 24 декабря 1972 г. — 25 декабря 1973 г. Для сравнения выбрано 6 уровней в слое 850—100 мбар.

Сравнение привело к выводу, что восстановленные значения температуры оказываются систематически завышенными ниже уровня 200 мбар и заниженными на больших высотах, особенно зимой. Среднеквадратическая ошибка (СКО) восстановления изменяется в широких пределах — от 1,3 К в апреле 1973 г. на уровне 700 мбар до 5,1 К в декабре 1973 г. на уровне 100 мбар.

Таблица

**Оценка точности данных микроволнового термического зондирования**

Высота, мбар	ДРО—СД			ДРО—ДНМЦ			ДНМ—ЦСД		
	Среднее	СКО	ЧС	Среднее	СКО	ЧС	Среднее	СКО	ЧС
850	—2,9	3,6	417	—0,3	2,0	205	—2,2	3,0	205
700	—3,6	3,3	417	0,1	1,7	205	—3,7	3,6	205
600	—4,0	2,2	417	0,1	1,7	205	—3,7	2,7	205
300	—3,5	2,4	417	—1,3	1,4	205	—2,5	1,6	205
200	1,6	2,8	417	—0,9	1,8	205	1,7	1,9	205
100	6,5	3,1	417	1,9	1,1	205	5,7	4,8	205
Среднее		3,1			1,7			2,9	

Сравнение с данными НМЦ приводит к соответствующим пределам, равным  $1,0—2,7^\circ\text{C}$ , т. е. в этом случае СКО оказывается примерно вдвое меньшими. Таблица 1 характеризует результаты сопоставления и оценки ошибок для всей совокупности данных на широте  $60$  и  $70^\circ$  с. ш. Здесь ДРО — данные ручной обработки, СД — спутниковые данные, ДНМЦ — данные НМЦ; ЧС — число случаев.

Важно, что СКО спутниковых данных составляет примерно 50—70% по отношению к естественной изменчивости априорных ДРО и 30—60% по отношению к ДНМЦ, причем рассматриваемую естественную изменчивость следует считать преуменьшенной. Таблица 1 показывает, что средняя ошибка восстановления составляет около  $3^\circ\text{C}$ .

Главный вывод, который следует сделать, подводя итоги сравнений спутниковых и обычных данных зондирования атмосферы, состоит в том, что достигаемая при дистанционном зондировании точность восстановления температуры не удовлетворяет критерию точности ПИГАП ( $\pm 1^\circ\text{C}$ ). Это не означает, конечно, что спутниковые данные вообще непригодны. Как было показано выше, они

обладают определенной информационной ценностью, и это особенно относится к тем районам, где отсутствуют данные обычных метеорологических наблюдений. Естественно, что наилучшим критерием информационного содержания результатов термического зондирования является анализ ценности этих результатов для прогноза погоды. Обратимся теперь к краткому обсуждению выводов немногочисленных пока еще исследований в этом направлении.

### ЦЕННОСТЬ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ ДЛЯ ЧИСЛЕННОГО ПРОГНОЗА ПОГОДЫ

Для выявления ценности получаемых ежедневно данных спутникового инфракрасного спектрометра (СИКС) по вертикальному профилю температуры, используемых в дополнение к результатам обычных метеорологических наблюдений, М. Аткинс и М. Джонс [18] предприняли специальные эксперименты по численному прогнозам погоды за период 7—15 марта 1974 г. Десятиуровневая примитивная» прогностическая модель Бушби—Томпсона используется для прогнозов полей геопотенциала и влажности, относящихся к обширной области северного полушария в зоне широт больше  $15^\circ$  с. ш. («восьмиугольнику») при большом шаге сетки и к зоне Северной Атлантики и Западной Европы («прямоугольнику») при малом шаге сетки. Исходная метеорологическая информация вводилась в реальном масштабе времени.

Работа [18] показала, что в целом использование спутниковых данных обеспечивает улучшение качества прогнозов. Особенно это относится к прогнозам для «восьмиугольника», которые в 43% случаев оказались лучшими при использовании спутниковых данных. Только в двух случаях прогноз без учета спутниковых данных привел к более надежным результатам. Для большей части прогнозов (57%), относящихся к «прямоугольнику», результаты были неизменными или слегка улучшались, если дополнительно привлекалась спутниковая информация. Примерно  $\frac{1}{3}$  случаев происходило существенное улучшение качества прогнозов.

Очень важное значение имеет тщательная критическая оценка применяемых для прогноза спутниковых данных. Их оперативное использование обнаружило, например, неудовлетворительность данных для низких широт, что побудило принять решение не использовать данные, относящиеся к широтам меньше  $25^\circ$  с. ш. Ю-видимому, дальнейший опыт применения данных СИКС на оперативной основе и повышение их качества позволят усовершенствовать методы их учета при объективном анализе.

В связи с подготовкой к осуществлению ПГЭП сотрудники Института изучения космоса Годдардовского центра космических исследований предприняли программу системы испытания данных (СИД), важным побочным результатом которой было получение noticeably более полной глобальной совокупности данных метеорологических наблюдений за ограниченный период времени. Зна-

чительную часть данных составили результаты термического зондирования атмосферы при помощи аппаратуры, установленной на метеорологических спутниках «НУОА-4» и «Нимбус-6». М. Хале [31] выполнил анализ роли этих данных в повышении надежности краткосрочных прогнозов погоды, актуальность которых усиливается отрицательным результатом аналогичного исследования, осуществленного ранее на основе использования данных радиометра вертикального профиля температуры, функционирующего на спутниках «НУОА», с целью оценить повышение точности прогноза на двое суток.

Применение методики четырехмерного усвоения данных как обычных, так и спутниковых наблюдений привело к определенному выводу о статистически существенном, хотя и небольшом вкладе спутниковой информации в повышение точности прогноза и важной роли такого рода информации в рамках ПГЭП. Вклад данных термического зондирования в повышение точности прогнозов оценен на основе сравнения ежедневных глобальных прогнозов за период двух недель с учетом и без учета спутниковой информации. Во втором случае применяется методика четырехмерного усвоения данных. В обоих случаях результаты расчетных прогнозов сравниваются с фактическими данными путем построения разностных карт и оценки полей среднеквадратических отклонений (СКО) над океанами.

В работе [31] детально обсужден результат численного эксперимента, который осуществлялся непрерывно в течение периода 18 августа — 2 сентября 1975 г. для районов Северной Америки и Европы. Восстановление вертикальных профилей температуры по данным обоих спутников выполнено с использованием сходных регрессионных методик. Наиболее значительное различие методики состоит в разных схемах учета влияния облачности: при обработке данных «Нимбуса-6» было использовано их преимущество большего пространственного разрешения и относительно слабой чувствительности микроволновых данных к облачности. По этой причине объем данных «Нимбуса-6» оказался в четыре раза больше (около 4000 профилей в сутки) и, что еще более важно, было возможно восстановление профилей температуры почти при любых условиях облачности.

Сравнение с результатами аэрологических зондирований привело к средним за 18-суточный период значениям СКО, равным 2,1 и 2,3°C для данных «НУОА-4» и «Нимбуса-6» соответственно. При этом в пределах тропосферы (до уровня 400 мбар) СКО оказываются меньше 2°C, а вблизи тропопаузы возрастают до 2,5—3°C. Важное значение с точки зрения точности прогноза может иметь пропуск данных за 15-часовой интервал 27 августа, обусловленный неисправностью линии связи.

Методика объективного анализа данных основана на использовании разработанной в Институте изучения космоса (ИИК) девятиуровневой модели с шагом по горизонтальной координате равным 400 км, и является достаточно надежной. Испытани



емы прогноза показали, что она обеспечивает полезную предсказуемость на 4—5 суток, а теоретический предел предсказуемости не достигается примерно за 12 суток. Поэтому было принято решение исследовать влияние спутниковых данных на точность прогноза на 48 и 72 ч. В таком случае схемы прогнозов ИИК Национального метеорологического центра (НМЦ) США обеспечивают примерно одинаковую точность.

Сопоставление ежесуточных прогнозов за двухнедельный период (20 августа—2 сентября 1975 г.) показало, что в случаях прогноза наземного давления  $p_0$  и высоты  $H_{500}$  поверхности 10 мбар статистически существенное повышение точности прогноза имеет место примерно в 1/3 случаев. Следующие данные характеризуют относительное (%) повышение точности прогноза на 48 и 72 ч, осредненное по всем случаям (их число равно 28):

	48 ч	72 ч
$H_{500}$ . . . . .	3	1
$p_0$ . . . . .	2	5

Доверительность прогнозов возрастает на 1%, если рассматривать лишь те случаи, когда улучшение прогнозов втрое превосходит КО (число таких случаев достигает 16—19).

Естественно, что вклад спутниковых данных наиболее значителен, когда они составляют единственный источник метеорологической информации. Необходимы дальнейшие исследования целью разработки методов, обеспечивающих устранение таких случаев, когда использование спутниковых данных приводит к ухудшению качества прогнозов. Для этого важно, в частности, совершенствование методики четырехмерного усвоения.

Интересный опыт численного моделирования с целью анализа влияния ошибок восстановления температуры на качество прогноза и предсказуемость осуществили Д. Баумхейфнер и П. Джулин [21]. Используя разработанную в Национальном центре исследований атмосферы США модель общей циркуляции, эти авторы показали, что возникающие при дистанционном зондировании ошибки не вызывают значительного ухудшения прогноза крупномасштабных бароклинных волн на сроки до одной недели при условии, что на результаты восстановления не оказывает влияния бланчность, а априорная информация достаточно адекватна. Сравнительно пессимистические выводы о ценности данных дистанционного зондирования для прогноза содержатся в монографии [57], где воспроизведены некоторые результаты Д. Скоггинса [45].

В целом следует констатировать, что полученные до сих пор оценки ценности данных дистанционного зондирования для численного прогноза, как правило, недостаточно убедительны или противоречивы. Такая ситуация является естественным следствием сравнительно невысокой точности косвенного зондирования. Глав-

ная проблема состоит, таким образом, в выявлении возможных путей повышения надежности зондирования атмосферы со спутников.

### ПЕРСПЕКТИВЫ

Поскольку данные спутникового термического зондирования не удовлетворяют определяемым требованиям ПИГАП точности определения температуры ( $\pm 1^\circ\text{C}$  при горизонтальном пространственном разрешении 500 км), К. Бергман и В. Боннер [22] высказали соображения о возможности компенсировать недостаточную точность спутниковых данных их более значительным объемом (более высоким горизонтальным пространственным разрешением). В этой связи в работе [22] предпринято численное моделирование с использованием восстановленных профилей температуры по данным «Нимбуса-5», которое показало, что реализация подобной возможности сильно ограничена наличием пространственной корреляции ошибок восстановления температуры.

В рассматриваемом случае при объективном анализе сильно возрастают ошибки оптимальной интерполяции (пространственная корреляция ошибок уменьшает информационное содержание данных в отдельных точках). Более того, увеличение пространственной плотности наблюдений выше определенного предела (дистанций около 400 км) не дает какого-либо заметного возрастания точности анализа, что имеет место при объективном анализе данных наблюдений, если пространственная корреляция ошибок отсутствует. Подобная ситуация имеет место в случае, когда пространственная корреляция ошибок данных дистанционного зондирования проявляется до расстояний 500 км и более. Важно в связи с этим отметить, что эмпирические подтверждения подобной корреляции пока еще не обладают достаточной надежностью. Трудность состоит в том, что оперативные данные дистанционного зондирования относятся к океанам, где невозможно располагать «истинными» профилями по данным аэрологических зондирований.

Применяемые в настоящее время методики восстановления вертикального профиля температуры базируются на использовании априорных профилей, данных с возможно более высокой надежностью. Пока что такой путь решения задачи не привел к нужным результатам, хотя и достигнуты большие успехи в разработке разнообразной аппаратуры и методик дистанционного зондирования. Несомненно, что неиспользованный пока еще в сколь-либо существенной степени потенциал совершенствования дистанционного зондирования связан с осуществлением четвертого усвоения данных прямых и косвенных измерений. С этим свидетельствуют ряд исследований, выполненных за последние годы [4, 10—17].

Появление данных спутникового зондирования сделало проблему усвоения особенно актуальной в связи со следующими их дв

специфическими чертами, отличающими спутниковые данные обычных: 1) неполнотой (пока что осуществляется главным образом лишь термическое и влажностное зондирование атмосферы); 2) непрерывностью распределения в пространстве и времени. Удобная специфика потребовала разработки специальных методов прогноза, приспособленных к использованию асиноптической неполной информации, что прежде всего выразилось в развитии методики четырехмерного усвоения данных (следует отметить, что понятие четырехмерного усвоения не получило еще вполне четкого и согласованного определения).

Обычная схема численных экспериментов по усвоению состоит в том, что эксперимент начинается с «контрольного» прогноза на несколько суток, а полученный результат считается «истинным». Интегрирование с целью усвоения начинается при других начальных данных при периодическом вводе данных наблюдений. Степень усвоения данных «наблюдений» характеризуется постепенным приближением результатов к контрольным. Такой подход позволяет оценить влияние различных конфигураций систем наблюдений, а также величин и распределения ошибок на полученный результат.

Выполненное Р. Макферсоном [39] численное моделирование в условиях тропиков показало, что использование одних лишь термического зондирования недостаточно для надежного прогноза ветра. Необходимы детальные сведения о самом поле ветра. Показана также важность задания поля наземного атмосферного давления и выявлена практическая эквивалентность непрерывного и дискретного ввода данных наблюдений (в принципе, скретный ввод предпочтительнее непрерывного), причем обнаружено, что оптимальная частота ввода данных зависит от специфики модели прогноза. Большое внимание уделялось анализу влияния ошибок наблюдений, в связи с чем выяснилась важность изменения методики оптимальной интерпретации, обеспечивающей уменьшение влияния ошибок.

Осуществленный Хайденом (1973 г.) первый численный эксперимент по четырехмерному усвоению реальных данных с использованием данных дистанционного зондирования со спутника «Гимбус-4» и двухслойной полусферной модели показал, что точки зрения вычислений ввода данных через каждые 2 ч приводит вполне удовлетворительным результатам, хотя двухслойная модель и не позволяет получить достаточно надежный прогноз. Выяснилось, что уточнение начальных данных существенно улучшает результаты, ускоряя процесс усвоения. Важным фактором кореня процесса усвоения является также осуществление процедуры приспособления поля движения к полю масс. Разумеется, эстрофическое приспособление неадекватно в низких широтах, подходящего эквивалента ему пока не найдено. Поэтому проблема усвоения в тропической зоне остается нерешенной. Ясно, однако, что в этом случае одинаково необходимы данные о полях движения и массы. Задача об одновременном усвоении таких дан-

ных пока еще не решалась, как не было выполнено и экспериментов по усвоению реальных данных в тропиках.

До сих пор не рассматривалась задача об усвоении данных о влажности в тропиках. Были лишь высказаны суждения об избыточности такого рода данных, требующие проверки. Требуемых дальнейших исследований проблемы оптимальной физической полноты моделей прогноза и необходимой пространственно-временной разрешающей способности, задача о подавлении гравитационных волн и др. По-видимому, наиболее перспективным является динамическое четырехмерное усвоение с интегрированием по времени только вперед, но не циклически («вперед — назад — вперед»), как это предлагалось в некоторых работах. Важным условием дальнейшего прогресса в решении проблемы усвоения является осуществление ПГЭ ПИГАП и получение глобальной совокупности данных.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гандин Л. С. Четырехмерный анализ метеорологических полей.— Гидрометеоздат, 1976.— 61 с.
2. Карпов А. В. К вопросу о точности восстановления вертикального профиля температуры итерационным методом.— Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 148, с. 91—94.
3. Козлов В. П. и др. Об оптимизации условий измерения уходящего излучения в обратной задаче определения высотного профиля водяного пара.— В. П. Козлов, Ю. М. Тимофеев, А. Д. Кузнецов.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1976, т. 12, № 5, с. 494—505.
4. Комаров В. С. и др. К вопросу о точности восстановления профиля температуры по данным спутниковых измерений /В. С. Комаров, В. Н. Головлева, А. Н. Бакланова.— Труды ВНИИГМИ—МЦД, 1974, вып. 9, с. 25—29.
5. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Термическое зондирование атмосферы со спутников.— Л.: Гидрометеоздат, 1970.— 410 с.
6. Кондратьев К. Я. Спутниковая метеорология (1972—1974 гг.) В кн.: Метеорология и климатология, т. 3. М., 1976, с. 35—206.
7. Кондратьев К. Я. и др. Информационное содержание данных дистанционной индикации параметров окружающей среды и природных ресурсов.— К. Я. Кондратьев, А. А. Григорьев, О. М. Покровский.— Л.: изд. ЛГУ, 1975, 146 с.
8. Кондратьев К. Я. Космическая дистанционная индикация температуры подстилающей поверхности.— Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, 1977.— 55 с.
9. Кондратьев К. Я. Современные изменения климата и определяющие их факторы.— Метеорология и климатология (Итоги науки и техники). Т. М., 1977.— 202 с.
10. Панин Б. Д. Об использовании спутниковой информации для анализа поля ветра.— Труды Лен. политехн. ин-та, 1976, вып. 61, с. 42—50.
11. Покровский О. М., Тимофеев Ю. М. Оптимальные условия измерения уходящего теплового излучения для решения задачи термического зондирования атмосферы в 15 мкм полосе CO<sub>2</sub>.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1971, т. 7, № 10, с. 1062—1069.
12. Покровский О. М. Ассимиляция данных прямых и косвенных измерений в статистическом анализе метеорологических полей.— Метеорология и климатология, 1974, № 6, с. 33—39.
13. Покровский О. М. Оптимальное временное усвоение данных спутниковых измерений при статистическом анализе метеорологических полей.— Метеорология и гидрология, 1974, № 8, с. 29—36.
14. Покровский О. М. Оптимальные статистические процедуры при

анственно-временного усвоения косвенной метеорологической информации.—  
Метеорология и гидрология, 1975, № 7, с. 21—29.

15. Покровский О. М., Иваныкин Е. Е. О пространственном усвоении данных прямых и косвенных измерений поля температуры.— Метеорология и гидрология, 1976, № 3, с. 38—48.

16. Покровский О. М., Стирес А. Р. Выбор спектральных интервалов и решения задачи косвенного определения содержания водяного пара в атмосфере.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1976, т. 12, № 3 255—263.

17. Покровский О. М., Иваныкин Е. Е. Численный анализ поля потенциала по данным дистанционного зондирования атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1976, № 7, с. 45—55.

18. Atkins M. J., Jones M. V. An experiment to determine the value of ellite infrared spectrometer (SIRS) data in numerical forecasting.— Meteorol. g., 1975, vol. 104, N 1234, p. 125—142.

19. Bailey V. A further comparison of 50-millibar geopotentials obtained from satellite infrared spectrometer sounding and analysed charts.— The Meteor. Mag., 1977, vol. 106, N 1259, p. 165—169.

20. Barnett J. J. e. a. Comparison between radiosonde, rocketsonde and ellite observations of atmospheric temperatures (J. J. Barnett, R. S. Harwood, G. Houghton e. a.— Q. J. Roy. Met. Soc., 1975, vol. 101, N 429, p. 423—436.

21. Baumhelfner D. P., Julian P. R. The initial structure and resulting or growth in the NCAR GCM produced by simulated, remotely sensed temperature profiles.— Mon. Weather Rev., 1975, vol. 104, N 4, p. 273—284.

22. Bergman K. H., Bonner W. D. Analysis error as a function of observation density for satellite temperature soundings with spatially correlated errors.— Mon. Weather Rev., 1976, vol. 104, N 10, p. 1308—1316.

23. Campbell J. S., May B. R. Some results of comparisons of thickness and temperature from radio-sonde and SIRS soundings.— In: COSPAR Proc. of Symp. on meteorol. observations from space: their contribution to the FGGE. Philadelphia, June 8—10, 1976. Boulder, 1976, p. 70—76.

24. Chen Y. M. e. a. Vertical resolution of temperature profiles for high resolution infrared radiometer sounder (HIRS) /Y. M. Chen, H. M. Woolf, L. Smith.— NOAA Techn. Rept. NNESS 67, Washington, 1974.—14 p.

25. Chow Ming-Dah. A study of the effects of vertical resolution and measurement errors on an iteratively inverted temperature profile.— J. Atmos. Sci., 1975, vol. 32, N 2, p. 419—426.

26. Finger F. G. e. a. High-level circulation studies based on rawinsonde, rocketsonde and satellite observations /F. G. Finger, M. E. Gelman, R. M. McIniff.— COSPAR Space Res. 14. Berlin, 1974, s. 17—29.

27. Fleming H. E. e. a. A critical analysis of VTPR operational sounding results /H. E. Fleming, M. P. Weinreb, Fritz S. e. a.— In: Coll. abstr. second conf. on atmospheric radiation. Arlington, Virginia, 29—31 October, 1975, p. 77—79.

28. Fritz S. Temperature retrievals from satellite radiance measurement—empirical method.— J. Appl. Meteorol., 1977, vol. 16, N 2, p. 172—176.

29. Gelman M. E., Miller A. J. Rocketsonde /rawinsonde-satellite comparisons.— In: Coll. abstr. second conf. on atmospheric radiation. Arlington, Virginia, 29—31 October, 1975, p. 71—74.

30. Halem M., Chow Mingh-Dah. Sounder design considerations in selection of temperature sensing channels.— J. Appl. Meteorol., 1976, vol. 15, N 4, p. 394—401.

31. Halem M. Report on a four-dimensional DST temperature sounding direct test.— In: COSPAR Proc. of the Symp. on meteorol. observations from space: their contribution to the FGGE. Philadelphia, June 8—10, 1976. Boulder, 1976, p. 405—412.

32. Hayden C. M. e. a. The vertical resolution of temperature profiles obtained from satellite: theoretical and experimental estimates /C. M. Hayden, E. Fleming, B. Morse.— In: COSPAR Proc. of the Symp. on meteorol. observations from space: their contribution to the FGGE. Philadelphia, June 8—10, 1976. Boulder, 1976, p. 14—18.

33. Horn L. E. e. a. Intercomparisons of data derived from Nimbus 5 tem-

perature profiles, rawinsonde observations and initialized LFM model fields. L. E. Horn, R. A. Peterson, T. M. Whittaker.—*Mon. Weather Rev.*, 1976, vol. 104, N 11, p. 1362—1371.

34. Hudlow M. D. Radar and satellite precipitation analysis of a 5-cm BOMEX data sample.—NOAA Techn. Memo. EDS BOMAP-18. Washington, 1975—46 p.

35. Kelly G. A. M. e. a. Temperature and water vapor retrievals from NOAA 4 satellite in the Southern hemisphere / C. A. M. Kelly, P. E. Power, F. J. Gantlett.—In: *COSPAR Proc. of the Symp. on meteorol. observations from space: their contribution to the FGGE*. Philadelphia, June 8—10, 1976. Boulder, 1976, p. 77—84.

36. Kidder S. Q. Vonder Haar T. H. A comparison of satellite radiance fall-estimation techniques over the GATE area.—In: *COSPAR Proc. of the Symp. on meteorol. observations from space: their contribution to the FGGE*. Philadelphia, June 8—10, 1976. Boulder, 1976, p. 123—125.

37. Kreitzberg C. W. Interactive applications of satellite observations and mesoscale numerical models.—*Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 1976, vol. 57, N 6, p. 679—685.

38. Künzi K. F. e. a. The accuracy of the terrestrial atmospheric temperature profile derived from Nimbus-5 microwave spectrometer (NEMS) data. K. F. Künzi, A. G. Piaget, C. B. Ruchti.—In: *COSPAR Proc. of the Symp. on meteorol. observations from space: their contribution to the FGGE*. Philadelphia, June 8—10. Boulder, 1976, p. 22—29.

39. McPherson R. D. Progress, problems and prospects in meteorological data assimilation.—*Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 1975, vol. 56, N 11, p. 1154—1161.

40. Mohr T. VTPR-radiosonde temp. comparison.—In *COSPAR Proc. of the Symp. on meteorol. observations from space: their contribution to the FGGE*. Philadelphia, June 8—10, 1976. Boulder, 1976, p. 64—69.

41. Petzoldt K., Lenschow R. Mean maps of the winter upper stratosphere derived from satellite data of Nimbus-4 and 5 compared with the COSPAR International Reference Atmosphere derived from rocket observations.—*COSPAR Space Res. 16*. Berlin, 1976, s. 87—92.

42. Price J. C. Information content of Iris spectra.—*J. Geophys. Res.* 1975, vol. 80, N 15, p. 1930—1936.

43. Rodgers C. D. The vertical resolution of remotely sounded temperature profiles with a priori statistics.—*J. Atmos. Sci.*, 1976, vol. 33, N 4, p. 707—717.

44. Rodgers C. D. Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation.—*Reviews of Geophys. & Space Phys.*, 1976, vol. 14, N 4, p. 609—624.

45. Scoggins J. R. The determination of atmospheric structure from quantitative satellite data.—Progress Report No. 2. Center for Applied Geosciences, Texas A&M Univ., US Army Research Office DAA 629-76-G-0078, 1976.

46. Shen W. C. e. a. An intercomparison of radiosonde and satellite-derived cross sections during the AMTEX / W. C. Shen, W. L. Smith, H. M. Woolf.—NOAA Techn. Rept., NESS-72, Washington, 1975—18 p.

47. Smith W. L. e. a. Nimbus-5 sounder data processing system. Part I. Results / W. L. Smith, H. M. Woolf, C. M. Hayden e. a.—NOAA Techn. Memo. NESS-71. Washington, 1975—102 p.

48. Smith W. L., Woolf H. M. The use of eigenvectors of statistical covariance matrices for interpreting satellite sounding radiometer observations.—*J. Atmos. Sci.*, 1976, vol. 35, N 7, p. 1127—1140.

49. Staelin D. H. e. a. Microwave sensing of atmospheric temperature and humidity from satellites / D. H. Staelin, W. H. Ledsham, R. L. Pettyjohn e. a.—*COSPAR Space Res. 16*. Berlin, 1976, p. 143—147.

50. Thompson O. E. e. a. On the resolution of temperature profile structure by the NOAA satellite vertical temperature profile radiometer.—O. E. Thompson, J. K. Eom, J. R. Wagenofer.—*Mon. Weather Rev.*, 1976, vol. 104, N 2, p. 117—126.

51. Wang J. Y., Gouillard R. Information content in remote sensing of temperature.—*Appl. Opt.*, 1974, vol. 13, N 11, p. 2467—2468.

52. Wang J. Y., Goulard R. Numerical solutions in remote sensing.—*Appl. Opt.*, 1975, vol. 14, N 4, p. 862—870.

53. Waters J. W. e. a. Remote sensing of atmospheric temperature profiles with the Nimbus-5 microwave spectrometer / J. W. Waters, K. F. Kunzi, R. L. Pettyjohn e. a.—*J. Atmos. Sci.*, 1975, vol. 32, N 10, p. 1953—1969.

54. Watson N. R., Bailey V. Comparison of 50-millibar geopotentials derived from satellite infrared spectrometer readings with those derived from series of analyzed charts.—*The Meteorol. Mag.*, 1976, vol. 105, N 1245, p. 105—106.

55. Weinreb M. P. Sensitivity of satellite retrievals of temperature to tropospheric water vapor.—In: *Collection of Abstracts Second Conf. on Atmospheric Radiation*, Arlington, Virginia, October 29—31, 1975, p. 8—10.

56. Wilcox R. W., Sanders F. Comparison of layer thickness as observed by Nimbus E microwave spectrometer and by radiosonde.—*J. Appl. Meteorol.*, 1976, vol. 15, N 9, p. 956—961.

57. Williamson L. E. (Ed.) Calibration technology for meteorological satellites.—In: *Atmospheric Sciences Laboratory Monograph Series*. 1977, N 3. White Sands Missile Range, New Mexico.—139 p.

58. Yates H. W., Bandeen W. R. Meteorological applications of remote sensing from satellites.—*Proc. of the IEEE*, 1975, vol. 63, N 1, p. 148—163.

## СОДЕРЖАНИЕ

- К. Я. Кондратьев, В. Ф. Жвалев, М. А. Прокофьев, Н. Е. Тер-Маркарянц.* Влияние аэрозоля на радиационную энергетику тропической атмосферы
- В. И. Биненко, К. Я. Кондратьев.* О влиянии аэрозоля на перенос длинноволновой радиации в атмосфере
- К. Я. Кондратьев, Л. Н. Дьяченко, Н. И. Баранова.* Зависимость средних зональных температур от изменения количества облаков
- Л. Н. Дьяченко, Л. Р. Дмитриева.* Некоторые результаты расчетов потоков длинноволновой радиации атмосферы для тропической зоны Атлантического океана по данным судовых наблюдений
- Н. П. Пятовская, Г. Г. Сакунов, И. В. Морозова.* Радиационные характеристики облачности в Арктике (по материалам совмещенных спутниковых и самолетных измерений)
- Н. П. Пятовская, И. В. Морозова.* Характеристики уходящего излучения по данным ИСЗ над отдельными районами Атлантического и Индийского океанов
- Л. И. Нонина, Л. Б. Руднева.* Некоторые результаты теоретических и экспериментальных исследований нисходящего излучения атмосферы в интервале спектра 8—12 мкм
- А. А. Кмито, В. И. Корзов, Е. Ю. Небылова, Л. Б. Руднева.* Статистические характеристики относительной спектральной яркости отраженной радиации по данным надирных измерений в экспедиции КЭНЭКС-73
- А. Д. Егоров.* Разностно-логарифмическая обработка данных лидарного зондирования
- А. И. Решетников, В. Н. Емельянова, В. А. Сидорова, Ю. Б. Янушанец.* Методика и некоторые результаты самолетных измерений интегрального содержания метана в атмосфере
- Т. А. Вите, В. Г. Мельничук, А. И. Решетников.* Лабораторная установка для исследования оптических характеристик газов
- А. А. Кмито.* Анализ методики измерений радиации пиргелиомером с охлажденным приемником
- К. Я. Кондратьев, В. А. Иванов, О. П. Петренчук, М. А. Прокофьев.* Учет соединений серы при проведении Глобального аэрозольно-радиационного эксперимента (ГАРЭКС) в условиях пустыни
- К. Я. Кондратьев.* Состояние и перспективы метеорологического дистанционного зондирования атмосферы со спутников



Труды ГГО, выпуск 415

РАДИАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Редактор Г. И. Слабкович  
Техн. редактор Т. В. Павлова  
Корректор В. И. Гинцбург

ИБ № 922

Сдано в набор 5.06.78 г. Подписано в печать 8.06.79 г.  
М-13100. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бум. тип. № 1. Лит. гари.  
Печать высокая. Печ. л. 8. Уч.-изд. л. 8,33. Тираж 690 экз.  
Индекс МЛ-284. Заказ 204. Цена 60 коп. Заказное.  
Гидрометеоиздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

Сортавальская книжная типография Управления по делам  
издательств, полиграфии и книжной торговли Совета Мини-  
стров Карельской АССР. Сортавала, Карельская, 42.

**Влияние аэрозоля на радиационную энергетику тропической атмосферы.**  
Кондратьев К. Я., Жвалев В. Ф., Прокофьев М. А., Тер-Маркарянц Н. Е. Труды ГГО, 1979, вып. 415, с. 3—7.

Приводятся типичные результаты измерений радиационного притока тепла и его компонентов в свободной атмосфере над тропической Атлантикой при различных метеорологических ситуациях, полученные с борта самолета-лаборатории Ил-18 ГГО во время эксперимента АТЭП.

Илл. 3. Библ. 5.

УДК 551.521

**О влиянии аэрозоля на перенос длинноволновой радиации в атмосфере.**  
Биненко В. И., Кондратьев К. Я. Труды ГГО, 1979, вып. 415, с. 8—13.

Рассматриваются результаты советско-американского аэрозольно-радиационного эксперимента в районе г. Ларамы в штате Вайоминг (США).

Отмечается подобие радиационных свойств аэрозольного слоя и облаков. Считается, что смена знака скорости радиационного изменения температуры в безоблачной атмосфере может служить косвенным признаком для обнаружения аэрозоля на основе актинометрического зондирования.

Табл. 1. Илл. 3. Библ. 5.

Зависимость средних зональных температур от изменения количества облаков. Кондратьев К. Я., Дьяченко Л. Н., Баранова Н. И. Труды ГГО, 1979, вып. 415, с. 14—19.

Во многих экспериментах последних лет проводилось комплексное изучение радиационных свойств атмосферы и подстилающей поверхности, а также их взаимодействие. Важным вопросом в теории изменения климата является выяснение зависимости между температурой поверхности океана и облачностью. В данной работе выявлялись корреляционные зависимости между температурой поверхности океана и температурой воздуха над ним и общей облачностью для различных сезонов года. Выделены интервалы температур, в которых зависимость прослеживается наиболее четко.

Табл. 3. Илл. 2. Библ. 7.

Некоторые результаты расчетов потоков длинноволновой радиации атмосферы для тропической зоны Атлантического океана по данным судовых наблюдений. Дьяченко Л. Н., Дмитриева Л. Р. Труды ГГО, 1979, вып. 415, с. 20—28.

На основании расчетных данных получены вертикальные профили потоков восходящей и нисходящей длинноволновой радиации, а также длинноволнового радиационного баланса в ясные ночи над различными точками исследуемой зоны Атлантического океана. При расчетах потоков и притоков длинноволновой радиации использованы в качестве исходного материала данные метеорологических радиозондов на НИС «Профессор Визе», «Профессор Зубов» и «Академик Курчатов», полученные в августе 1969 и 1972 гг.

Табл. 3. Илл. 3. Библ. 10.

**Радиационные характеристики облачности в Арктике (по материалам совмещенных спутниковых и самолетных измерений).** Пятовская Н. П., Сакунов Г. Г., Морозова И. В. Труды ГГО, 1979, вып. 415, с. 29—34.

Приводятся величины радиационного баланса системы Земля — атмосфера и его составляющих на основании данных измерений с метеорологического спутника «Метеор-24» над районом Арктики (акватория Баренцева и Карского морей) в весенне-летний период. Эти величины находятся в прямой зависимости от характера распределения угловой структуры поля яркости системы Земля — атмосфера. При расчетах радиационного баланса использовались данные самолетных измерений, выполненных в подспутниковых точках. Выполнен анализ распределения облачности над рассматриваемым районом Арктики по данным наблюдений, метеорологических спутников «Метеор-24» и «НУОА-4». На основании самолетных измерений получены величины альbedo, вертикальных профилей восходящих и нисходящих коротковолновых и длинноволновых потоков и полного радиационного баланса атмосферы на высотах 0,2—10 км при различных условиях облачности. Рассчитаны коэффициенты пропускания и поглощения солнечной радиации облаками нижнего яруса.

Илл. 1. Библ. 4.

**Характеристики уходящего излучения по данным ИСЗ над отдельными районами Атлантического и Индийского океанов.** Пятовская Н. П., Морозова И. В. Труды ГГО, 1979, вып. 415, с. 35—42.

Получены характеристики уходящего излучения (угловой структуры поля уходящей коротковолновой радиации, альbedo системы Земля — атмосфера) над отдельными районами Атлантического и Индийского океанов. В работе использованы актинометрическая информация в канале 0,3—3, 8—12 мкм и телевизионные снимки с метеорологического спутника «Метеор». Дается характеристика облачности над исследуемыми районами.

Табл. 3. Илл. 1. Библ. 7.

Некоторые результаты теоретических и экспериментальных исследований нисходящего излучения атмосферы в интервале спектра 8—12 мкм. Нонина Л. И., Руднева Л. Б. Труды ГГО, 1979, вып. 415, с. 43—50.

Приведены расчетные значения интенсивности нисходящего излучения атмосферы для интервала спектра 8—12 мкм. Расчеты проведены двумя методами, в основу которых положена единая эмпирическая методика. Расчетные значения, полученные с использованием данных зондирования, сопоставляются с результатами измерений интенсивности нисходящего излучения атмосферы, проведенных одновременно с зондированием. Исследованы угловые зависимости распределения интенсивностей. Получена формула аппроксимации для угловых зависимостей расчетных значений интенсивности излучения, нормированных на интенсивность излучения зенита.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 10.

Статистические характеристики относительной спектральной яркости отраженной радиации по данным надирных измерений в экспедиции КЭНЭКС-73. Кмиго А. А., Корзов В. И., Небылова Е. Ю., Руднева Л. Б. Труды ГГО, 1979, вып. 415, с. 51—56.

Приводятся результаты статистической обработки самолетных измерений относительной спектральной яркости в надире по данным, полученным для района г. Алма-Ата. Статистические характеристики относительной яркости над городом и загородной зоной сравниваются между собой, а также сопоставляются с аналогичными данными, полученными ранее для г. Запорожье. Показано, что относительная спектральная яркость отраженной радиации над городами уменьшается.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 3.

**Разностно-логарифмическая обработка данных лидарного зондирования.**  
Егоров А. Д. Труды ГГО, 1979, вып. 415, с. 57—60.

Сформулирована статистически-оптимальная схема разностно-логарифмической обработки данных лидарного зондирования для участков трассы постоянными величинами оптических характеристик среды.

Библ. 1.

УДК 551.521.3 : 551.593.52

**Методика и некоторые результаты самолетных измерений интегрального содержания метана в атмосфере.** Решетников А. И., Емельянова В. Н., Сидорова В. А., Янушанец Ю. Б. Труды ГГО, 1979, вып. 415, с. 61—67.

Изложена методика и приведены некоторые результаты самолетных измерений интегрального содержания метана в атмосфере на Арктике в апреле 1976 г.

Рассмотрена методика численной калибровки спектрометра с использованием параметров тонкой структуры спектра метана и водяного пара. Дана схема обработки результатов измерений, на основе анализа данных по спектральному пропусканию в трех узких интервалах. Изложен метод привязки спектров для реальной аппаратной функции монохроматора. Результаты измерений средних значений интегральной концентрации метана представлены на графике.

Илл. 2. Библ. 3.

ДК. 551. 521; 593

Лабораторная установка для исследования оптических характеристик газов. Зите Т. А., Мельничук В. Г., Решетников А. И. Труды ГГО, 1979, вып. 415, с. 68—73.

Описывается установка для исследования спектров атмосферных газов, построенная по известной схеме многоходовой кюветы системы Уайта. Приведена оптическая схема установки; описаны система дозировки газовых смесей и методика проведения измерений.

Илл. 1. Библ. 1.

ДК 551.508.2

Анализ методики измерений радиации пиргелиометром с охлаждаемым приемником. Кмито А. А. Труды ГГО, 1979; вып. 415, с. 74—81.

Получены теоретические соотношения для определения распределения отклонения температуры в слоях приемного элемента пиргелиометра от температуры окружающей среды при радиационном и электрическом нагреве. Проводится анализ особенностей работы пиргелиометра при различной методике измерений. Выведены уравнения для расчета систематических погрешностей измерений радиации пиргелиометром с плоским приемником.

Илл. 1. Библ. 3.

**Учет соединений серы при проведении Глобального аэрозольно-радиационного эксперимента (ГАРЭКС) в условиях пустыни.** Кондратьев К. Я. Иванов В. А., Петренчук О. П., Прокофьев М. А. Труды ГГО, 1979, вып. 415, с. 82—87.

На основании результатов комплексного энергетического эксперимента 1970 г., проведенного над пустыней Каракумы, рассмотрена роль естественных источников в формировании состава аэрозоля в свободной атмосфере. Обсуждаются радиационные эффекты серосодержащего аэрозоля.

Имеющиеся экспериментальные данные служат основанием для выработки программы первой экспедиции в рамках Глобального аэрозольно-радиационного эксперимента.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 9.

**Состояние и перспективы метеорологического дистанционного зондирования атмосферы со спутников.** Кондратьев К. Я. Труды ГГО, 1979, вып. 415, с. 88—119.

Широкое развитие методов дистанционного метеорологического зондирования со спутников пока еще не привело к использованию получаемых данных в оперативной практике численных прогнозов погоды. Подобная ситуация определяется недостаточным высоким информационным содержанием результатов дистанционного зондирования с точки зрения высотного разрешения и точности восстановления полей метеорологических элементов. На основе анализа материалов, относящихся преимущественно к термическому зондированию атмосферы со спутников, обсуждены возможности высотного разрешения вертикального профиля температуры, восстанавливаемого по данным измерений уходящего излучения. Детально рассмотрены результаты сопоставления данных спутникового зондирования и прямых измерений температуры с целью оценки точности дистанционного зондирования. Дана характеристика ценности данных дистанционного зондирования атмосферы для численных прогнозов погоды. Высказаны соображения о перспективах повышения информативности зондирования атмосферы со спутников.

Табл. 1. Илл. 6. Библ. 58.