

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

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

Выпуск

434

РАДИАЦИОННЫЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
В АТМОСФЕРЕ

Под редакцией

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



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1980

06
778

УДК 551.52.

В сборнике приводятся результаты теоретических и экспериментальных исследований радиационных процессов в атмосфере, выполненных сотрудниками отдела радиационных исследований ГГО и некоторых смежных учреждений.

В статьях рассматриваются проблемы современных изменений климата, предварительные результаты экспедиции ГАРЭК-77, вопросы аэрозольных измерений, спектральные исследования системы Земля—атмосфера, угловая анизотропия отражения различных типов подстилающей поверхности, статистические характеристики альbedo системы Земля—атмосфера и полей облачности над районом Атлантического океана. Ряд статей посвящен вопросам исследований притоков радиации и пиргеллометрии.

Сборник рассчитан на специалистов, работающих в области физики атмосферы.

The results are presented of theoretical and experimental studies of atmospheric radiation processes carried out by the collaborators of the Department of radiation studies of the Main Geophysical Observatory as well as some sister institutions.

The papers treat the problems of the modern climatic changes, the preliminary results of the GAAREX-77 field expedition, the problems of aerosol measurement of spectral characteristics of the earth-atmosphere system, including the angular anisotropy of reflectance by different types of underlying surfaces, the statistical characteristics of albedo for the earth—atmosphere system and cloudiness over the Atlantic.

A number of articles deals with the problems of pyrheliometry and studying the radiation sensors. The volume is intended for experts in the physics of the atmosphere.

К. Я. Кондратьев

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ФИЗИКИ И ХИМИИ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА¹

Один из острейших аспектов широкой области исследований окружающей среды связан с изучением современных изменений климата. Проблема климата и его изменений несомненно является одной из центральных в современной науке.

Значительные изменения окружающей среды под влиянием хозяйственной деятельности человека [1, 2, 5, 13] и их возможное влияние на климат [3—7, 11, 13, 18—26] вызывают большую озабоченность в связи с тем, что вариации климата серьезно воздействуют на продуктивность сельского хозяйства и другие аспекты производственной деятельности человека [2]. Большое внимание привлекли за последние годы исследования возможных воздействий на стратосферу сверхзвуковой авиации [11, 13, 19, 20], транспортных космических кораблей, хлорфторметанов [10, 13, 25, 26]. Высокая стабильность аэрозольных загрязнений стратосферы вызвала постановку вопроса о возможности воздействия на аэрозольный слой стратосферы с целью предотвращения нежелательных изменений климата [5]. Обсуждались и воздействия ядерных испытаний на погоду и климат [13]. Все это придает исключительную актуальность изучению физических факторов климата и его изменений, дальнейшему развитию теории климата, выявлению тогоклада в современные изменения климата, который могут вносить естественные и антропогенные загрязнения атмосферы. Исключительно важное значение имеет предсказание климата с учетом антропогенных эффектов [2, 7, 11, 13, 18—21].

Хорошо известно, что трудность построения адекватной теории климата, выявления наиболее важных факторов, которые обуславливают изменения климата, определяется многообразием этих факторов и их сложным взаимодействием [2, 3, 11, 17, 19]. Именно по этой причине до сих пор продолжается дискуссия, посвященная

¹ В основу настоящей статьи положено выступление автора при вручении 30 июня 1978 г. медали Саймонса, учрежденной Королевским метеорологическим обществом Великобритании.

определению понятия климата [2]. Важное место занимает обсуждение проблемы предсказуемости климата [19].

Для понимания современных изменений климата серьезно значение имеет изучение палеоклиматов Земли [2, 11, 13, 19, 20] особенностей климата на других планетах [12, 14], специфики климата крупных индустриальных центров [1], обусловленной влиянием загрязнений атмосферы и трансформацией земной поверхности.

Различные данные позволяют составить известное суждение (имеющее характер догадок) об эволюции климата за время геологической истории Земли. Однако лишь метеорологические наблюдения за последние одно-два столетия дали возможность экспериментально доказать существование изменений климата. Так например, с 1880 до 1940 г. произошло повышение средней годовой глобальной температуры на $0,6^{\circ}\text{C}$, сменившееся затем тенденцией к понижению температуры [2, 11, 13, 19].

Согласно «Заявлению ВМО об изменении климата» [7], наиболее вероятным является дальнейшее похолодание, хотя суммарное влияние антропогенных факторов должно обуславливать эффект потепления. Этот вывод требует дальнейших подтверждений, поскольку «современное понимание причин флуктуаций климата является рудиментным» [7]. Исследование причин тенденции похолодания (выяснение, в частности, того, является ли она следствием загрязнения атмосферы) имеет жизненно важное значение для человечества, поскольку при сохранении наблюдаемого понижения температуры в течение 200—300 лет может наступить ледниковый период.

Предположение об экспоненциальности роста индустриально-продукции тепла или влияния возрастающего содержания углекислого газа в атмосфере приводит, напротив, к выводу о возможности катастрофического потепления климата. Именно такой прогноз сформулирован М. И. Будыко [5]. Исходя из наблюдавшейся конца 60-х годов тенденции потепления климата в некоторых районах земного шара, М. И. Будыко и его сотрудники построили прогноз значительного глобального потепления к 2000 г.

Можно представить себе много причин изменений климата: изменения свойств атмосферы и земной поверхности, смещение континентов и дрейф полюсов, вариации солнечной постоянной, вариации солнечных или лунных приливов и др. В табл. 1 приведены сведения о возможных факторах изменения климата и характерных периодах изменения его. Проблема состоит в том, что все еще нет ясного представления, какие из факторов климата являются наиболее существенными, хотя бесспорно, например, что все более заметным становится воздействие человека на окружающую среду, связанное с возрастающим уровнем загрязнения атмосферы.

Исследования последних лет в области палеоклимата привели к выводам, что: 1) изменения климата являются «ступенчатыми» (сопровождаются довольно резкими переходами); 2) климат за п

Возможные факторы изменений климата к 2000 г.

Первоисточник происхождения	Фактор	Вероятность значительного изменения	Вероятность существенного влияния изменения фактора на климат	Главный климатический эффект	Характерное время изменений климата		
Солнечный	1. Изменение солнечной постоянной	Низкая	Высокая	Потепление похолодание (Не ясно)	Месяцы и больше		
Лунно-солнечный	2. Вариации УФ излучения	Высокая	Низко-умеренная	Изменения облачности и осадков (1-10%)	Дни и больше		
	3. Приливные возмущения	Высокая	Умеренная				
Вулканический	4. Выброс аэрозоля в стратосферу	Высокая	Умеренно-высокая	Похолодание (0,1-1°С)	Годы и больше		
	5. Увеличение содержания углекислого газа в атмосфере	Высокая	Умеренно-высокая				
Антропогенный	6. Рост запыленности атмосферы	Умеренная	Низко-умеренная	Потепление (1°С)	Вековой тренд		
	7. Рост содержания фреонов в атмосфере	Умеренная	Умеренная				
	8. Уменьшение содержания озона, обусловленное окислами азота, фреонами и др.	Умеренная	Умеренная	Рост УФ радиации (10%)	Дни и больше		
	9. Тепловые загрязнения	Умеренная	Умеренная				
	10. Изменения подстилающей поверхности, обусловленные земледельческими работами	Высокая	Высокая (локальные эффекты)			Потепление, местные облака и штормы	Временной тренд
		Умеренная	Умеренная (региональные эффекты)				
Океаны	11. Изменения температуры поверхности океана	Высокая	Умеренно-высокая (региональные эффекты)	Изменения температуры и осадков	Месяцы и больше		

Первоисточник происхождения	Фактор	Вероятность значительного изменения	Вероятность существенного влияния изменения фактора на климат	Главный климатический эффект	Характерное время изменений климата
Криосфера	12. Вариации площади ледяного и снежного покрова	Высокая	Умеренная (региональные эффекты) Высокая	Изменения температуры и осадков Подъем уровня моря, возможное оледенение	Месяцы и больше Годы и больше
	13. Изменчивость полярных льдов	Низкая			
Биосфера	14. Изменение растительности	Умеренная	Умеренная (региональные эффекты)	Изменения температуры и осадков	Годы и больше

1 В предположении, что с 1980 г. будут введены ограничения на производство фреонов.

ледные 2000 лет напоминает позднеледниковый; 3) в прошлом происходило много катастрофических изменений климата, которые не исключены в будущем. Существенно при этом, что изменения климата специфичны в различных частях земного шара и даже для сравнительно близко расположенных территорий. Так, например, в восточной части США за последнее столетие имело место повышение температуры, тогда как в западной половине — понижение.

Понимание причин современных изменений климата в существенной степени зависит от данных биологических наук о состоянии растительности и почв, а также географических исследований. Большое значение имеет анализ последствий увеличения концентрации углекислого газа и запыленности атмосферы как следствия индустриальных загрязнений с позиций совокупности наук о природной среде. Большое значение приобретает дальнейшая разработка теории и осуществление численного моделирования круговоротов ряда компонентов природной среды (углерод, азот, сера и др.), которые определяют физико-химические превращения при есей в атмосфере, могут оказывать воздействие на климат и уже в сильной степени трансформированы антропогенными факторами. В этой связи возрастающее (иногда — критически важное) значение приобретают проблемы химии окружающей среды [22].

Становится необходимым широкое использование для слежения за параметрами, представляющими интерес с точки зрения теории климата, не только обычных методов, но и космических средств наблюдений [8, 13, 15, 16]. Спутники могут быть применены, в частности, для дистанционной индикации аэрозоля и озона, исследования загрязненной атмосферы и океана, прослеживания таких изменений земной поверхности в результате хозяйственной деятельности человека, которые могут оказать влияние на климат.

Измерения со спутников являются наиболее адекватной возможностью слежения за вариациями различных параметров атмосферы и подстилающей поверхности, определяющих климат, в глобальных масштабах. Богатый опыт применения метеорологических спутников, выводимых на квазиполярные, солнечно-синхронные орбиты высотой от 900 до 1400 км, позволил получить обширные данные по радиационному балансу Земли и его составляющим, закономерностям распределения облачного, снежного и ледяного покровов. Успешная разработка методик дистанционного зондирования открыла возможность решения задач определения вертикальных профилей температуры, влажности и озона. За последние годы получен значительный опыт использования геоинформационных спутников для непрерывного слежения за метеорологическими процессами в полосе $\pm 60^\circ$ широты, в особенности с целью слежения за режимом ветра.

Разработки, выполненные 6-й Рабочей группой международного Комитета по космическим исследованиям (КОСПАР), привели к выводу, что для слежения за параметрами, определяющими климат в глобальных масштабах, достаточно системы из пяти геоста-

ционарных и двух полярных солнечно-синхронных спутников. Именно такая система планируется для целей Глобального метеорологического эксперимента (ГМЭ). Изучение изменений климата и определяющих его факторов требует гораздо более точных измерений, чем выполнявшиеся до сих пор. Так, например, наличие трендов уходящей длинноволновой радиации порядка 1° радиационной температуры за 10 лет и несколько более значительных изменений альбедо вызывает необходимость достижения точности измерений, которая была бы выше на порядок величины, чем существующая. Особенно высокой точности требуют измерения солнечной постоянной.

Дальнейшая разработка методик дистанционного зондирования атмосферы на основе данных «затменного» зондирования, корреляционной спектроскопии и лазерного зондирования [13, 15, 16] обещает решение задач определения содержания таких малых газовых компонентов, как озон, водяной пар, метан, окислы азота, хлорфторметаны и др., а также аэрозоля. Получение многоспектральных изображений в видимой и инфракрасной областях спектра, развитие микроволновой дистанционной индикации перспективны с точки зрения определения различных характеристик земной поверхности (распределение растительности на суше, фитопланктона в верхнем слое океана и др.). Важной задачей является унификация спутниковой аппаратуры, необходимая для обеспечения сравнимости получаемых результатов.

Если отвлечься от долгопериодических внутренних флуктуаций системы атмосфера—океан—континенты—криосфера, то многочисленных возможных факторов, определяющих современные изменения климата, остаются три: 1) вариации солнечной постоянной, 2) трансформация свойств земной поверхности, 3) изменения газового и аэрозольного состава атмосферы. Что касается солнечной постоянной, то, хотя аэростатные измерения обнаружили очень большие ее вариации, достигающие 2,5% [23], эти данные требуют проверки на основе длительных спутниковых измерений, по-видимому, отражают неисключенное влияние атмосфер. Следует считать, что пока что существенных долгопериодических вариаций солнечной постоянной обнаружено не было. Наблюдаются отчетливые корреляционные связи между солнечной активностью и климатом. Эта важная проблема содержит, однако много неясных аспектов: все еще не было предложено достаточно убедительных физических механизмов, объясняющих влияние солнечной активности на климат.

Трансформация свойств земной поверхности может иметь существенное значение, главным образом, с точки зрения микроклимата или короткопериодических аномалий климата отдельных регионов. Это относится, например, к влиянию нефтяных загрязнений арктических морей и повышению альбедо земной поверхности обусловленному вытаптыванием пастбищ скотом.

Таким образом, в центре проблемы интерпретации современных изменений климата стоит вопрос о влиянии на климат вари-

дий состава атмосферы и о выявлении в связи с этим вклада антропогенных факторов. Физическое содержание этого вопроса сводится к проблеме влияния вариаций состава атмосферы на парниковый эффект атмосферы и лучистый приток тепла в свободной атмосфере, в которой главное место занимают задачи, связанные с изучением вкладов облачности, аэрозоля и оптически активных газовых компонентов атмосферы.

Особое место занимает проблема парникового эффекта атмосферы. Хорошо известно, что радиационный режим атмосферы в существенной степени определяется присутствием таких оптически активных компонентов атмосферы, как водяной пар, углекислый газ, озон и аэрозоль, причем один из главных механизмов влияния радиационных факторов на климат связан с так называемым парниковым эффектом атмосферы. Будучи сравнительно прозрачной для солнечной радиации, атмосфера в значительной степени предотвращает потерю тепла за счет излучения земной поверхности в космическое пространство. Только в так называемом окне прозрачности атмосферы (в области длин волн 7—14 мкм) противоизлучение безоблачной атмосферы лишь в небольшой степени компенсирует тепловое излучение земной поверхности. Именно поэтому изучение оптических свойств атмосферы в окне прозрачности и прилегающих к нему участках спектра имеет первостепенное значение для выявления деталей физической природы парникового эффекта, оценки этого эффекта, его изменчивости и влияния на климат. Принципиально аналогичная (но существенно отличная с точки зрения деталей) ситуация имеет место и на других планетах (наиболее серьезное внимание уделялось до сих пор изучению парникового эффекта на Венере и Марсе [12, 14]).

Традиционный подход к изучению парникового эффекта земной атмосферы и в особенности его вариаций связан с выявлением вклада углекислого газа [5]. Одна из наиболее популярных гипотез об изменении климата как в геологическом прошлом, так и в настоящее время связывает вариации температуры с изменениями содержания углекислого газа в атмосфере, порождающими изменения парникового эффекта. Между тем хорошо известно, что спектр поглощения атмосферы в области окна прозрачности определяется не только влиянием 15-мкм полосы углекислого газа, но и таких газовых компонентов, как водяной пар, озон и многие другие малые газовые компоненты, а также аэрозоли. Естественно при этом, что с точки зрения теории изменений климата наиболее важная роль принадлежит таким оптически активным компонентам, которые обладают долговременными трендами. Особое место занимают в связи с этим фторхлоруглероды (фреоны) — компоненты атмосферы, имеющие исключительно антропогенное происхождение при возрастающих масштабах выброса фреона в атмосферу [10].

Начиная с 1973 г., когда Д. Ловелок [24] впервые обратил внимание на серьезную необходимость изучения фреонов в связи с их возможным разрушительным воздействием на слой озона, и до

недавнего времени, несмотря на большой интерес, проявленный к проблеме фреонов в целом, появилась лишь работа В. Раманатана [25], посвященная изучению переноса длинноволновой радиации с учетом фреонов. В настоящее время этот пробел начинает заполняться. Возникла, таким образом, не только необходимость но и возможность обсудить проблему вклада фреонов в парниковый эффект атмосферы.

Кроме упомянутых выше компонентов, атмосфера содержит целый ряд других малых компонентов: закись азота, метаны, аммиак, азотную кислоту, этилен, сернистый газ и др., которые обладают полосами поглощения в интервале длин волн 7—14 мкм и поэтому также вносят определенный вклад в парниковый эффект атмосферы, особенно если учесть, что концентрация перечисленных компонентов испытывает сильные изменения под влиянием антропогенных воздействий (интенсивное применение органических удобрений, сжигание топлив и др.).

Основной вывод, сделанный В. Раманатаном [25]: вклад фреонов в парниковый эффект следует принимать во внимание — полностью совпадает с выводами работы Д. И. Уордла и В. Ф. Д. Эванса [26], где независимым образом показано, что фреонное загрязнение атмосферы, внося изменения в радиационный баланс системы Земля — атмосфера, может повлиять на климат заметнее, чем некоторые другие антропогенные факторы (такие, как увеличение концентрации CO_2 и аэрозоля).

В этой работе на базе очень простой климатической модели высказана важная мысль о том, что если опасность фреон-озонной ситуации еще недостаточно раскрыта, то о влиянии фреонов на радиационный баланс можно судить уже сейчас, даже учитывая наблюдаемые концентрации фреонов.

Расчеты В. К. Ванга и др. [21], основные результаты которых воспроизведены в табл. 2, показали, что при удвоении концентрации закиси азота средняя температура земной поверхности повышается на 0,7 К. (Можно считать потенциально существенным долговременное изменение температуры более 0,1 К, а изменение порядка 1 К — отражающим коренные вариации климата.) Удвоение концентраций метана и аммиака должно привести к аддитивному повышению температуры на 0,3 и 0,1 К соответственно. В табл. 2 приведены также результаты расчетов возможных изменений температуры земной поверхности, обусловленных вариациями концентраций HNO_3 , C_2H_4 , SO_2 , CCl_2F_2 , CCl_3F , CH_3Cl и CCl_4 , а для сравнения указаны изменения температуры, обусловленные водяным паром, углекислым газом и озоном. Существенно, что суммарный парниковый эффект удвоения концентрации N_2O , CH_4 , NH_3 и HNO_3 достигает 1,2 К. Весьма заметным становится и влияние фреонов, если их концентрация возрастает на порядок величины.

Обращают на себя внимание количественные расхождения результатов расчетов, полученных в [25] и [26]: парниковый эффект за счет фреонов, согласно [26], значительно меньше, чем найден

Парниковый эффект, возникающий при вариациях концентрации различных малых компонентов атмосферы

Компонент	Центр полосы, мкм	Предполагаемая современная концентрация рршv	Возрастание концентрации раз	Парниковый эффект, К	
				при фиксированной температуре верхней границы облаков	при фиксированной высоте верхней границы облаков
N ₂ O	7,78; 17,0; 4,5	0,28	2	0,68	0,44
CH ₄	7,66	1,6	2	0,28	0,20
NH ₃	10,53	6 · 10 ⁻³	2	0,12	0,09
HNO ₃	5,9; 7,5; 11,3; 21,8	4,85 · 10 ⁻³ мм STP	2	0,08	0,06
C ₂ H ₄	10,5	2 · 10 ⁻⁴	2	0,01	0,01
SO ₂	8,69; 7,35	2 · 10 ⁻³	2	0,03	0,02
CCl ₂ F ₂	9,13; 8,68; 10,93	1 · 10 ⁻⁴	20	0,54	0,36
CCl ₃ F	9,22; 11,82	1 · 10 ⁻⁴	20		
CH ₃ Cl	13,66; 9,85; 7,14	5 · 10 ⁻⁴	2	0,02	0,01
CCl ₄	12,99	1 · 10 ⁻⁴	2		
H ₂ O	6,25; 10—∞	75% относительной влажности	2	1,03	0,65
CO ₂	15,0	330	1,25	0,79	0,53
O ₃	9,6	3,43 мм STP	0,75	-0,47	-0,34

Примечания: 1. Отношения смеси в рршv относятся к уровню земной поверхности, а для O₃ и HNO₃ указано общее содержание в толще атмосферы.

2. Для водяного пара предполагается увеличение содержания его вдвое выше 11 км, а ниже этой высоты влагосодержание определяется условием фиксированной относительной влажности. Парниковый эффект, обусловленный удвоением концентрации CH₂Cl₂, CHCl₃, C₂H₆ и PAN, пренебрежительно мал (<0,01 К).

ный в [25] (0,9 К). Тем не менее общий количественный вывод, сформулированный В. Раманатаном [25], остается справедливым: сильное увеличение концентрации фреонов в атмосфере не может не сказаться на климате.

Результаты, полученные В. К. Вангом и др. [21], свидетельствуют о важности учета значительного числа малых компонентов, влияние которых представлялось ранее пренебрежительно малым. С другой стороны, отсюда вытекает вывод о необходимости одновременного слежения за глобальными трендами концентрации таких малых компонентов. Несомненно, однако, что в ближайшем будущем наиболее важными факторами являются возрастание концентрации углекислого газа, фреонов, а также вариации содержания водяного пара в стратосфере. В целом, полученные данные указывают на вероятность потепления климата, обусловленного антропогенной продукцией малых газовых компонентов, что должно иметь особенно существенное значение для районов суши в умеренных и высоких широтах северного полушария. По-види-

тому, аэрозольное похолодание не может скомпенсировать эффект потепления климата. Надежные количественные оценки возможны, однако, лишь на основе использования более полных моделей климата и всестороннего учета вклада аэрозольных эффектов. Важное значение в этой связи имеют исследования климатообразующих факторов на других планетах.

Обсужденные выше результаты свидетельствуют о том, что преобладающая сейчас гипотеза о происхождении современных изменений климата и возможных факторах и тенденциях климата будущего, которая приписывает изменения климата (особенно в будущем) лишь вариациям содержания углекислого газа, является слишком грубой схематизацией реальности. Даже сама по себе «углекислотная» гипотеза отягощена целым рядом ограничений.

Поскольку антропогенно обусловленные изменения состава атмосферы многокомпонентны, естественно, что теоретические оценки их воздействия на парниковый эффект и климат должны учитывать все наиболее существенные компоненты, и в этом смысле табл. 2 может служить первоначальным ориентиром. Связанные с этим конкретные выводы о роли различных компонентов должны быть непременно учтены при планировании системы наблюдений за важными с точки зрения слежения за климатом параметрами и определяющими его факторами. Исключительно актуальное значение имеют исследования спектров поглощения «климатически существенных» загрязняющих компонентов атмосферы. За рамками рассмотрения осталась проблема влияния атмосферного аэрозоля на парниковый эффект. Несомненно, однако, что эта проблема имеет первостепенное значение.

Основу оценок влияния состава атмосферы на климат составляют разнообразные теоретические модели климата. Следует в связи с этим обратить внимание на то, что численные эксперименты по чувствительности климата к различным параметрам (например, концентрации углекислого газа) нельзя рассматривать как последовательно раскрывающие причинно-следственные связи. Важное значение для повышения достоверности подобных оценок имеет учет реальной динамики непрерывного изменения состава атмосферы во всем его многообразии (вместо, например, условного предположения об удвоении концентрации CO_2). Даже «полные» трехмерные модели все еще нуждаются в совершенствовании учета «механизмов», ответственных за изменения климата, особенно с точки зрения адекватного учета взаимодействия атмосферы, океана и криосферы.

Подводя итоги обсуждения того аспекта проблемы современных изменений климата, который связан с выявлением влияния озона, атмосферных газовых и аэрозольных загрязнений на климат, необходимо подчеркнуть неотложную необходимость решения следующих первоочередных задач:

1. Создание глобальной системы наземного, самолетного, аэростатного и спутникового слежения за теми малыми газовыми

и аэрозольными компонентами атмосферы, которые могут быть ответственны за изменения климата.

2. Осуществление комплексных полевых исследований загрязняющих компонентов и их влияния на перенос излучения.

3. Выполнение широкой программы лабораторных исследований физико-химических превращений и оптических свойств малых газовых и аэрозольных компонентов атмосферы.

4. Развитие программы численного моделирования процессов региональной и глобальной диффузии загрязняющих компонентов и оценки их влияния на климат.

Естественно, что наиболее эффективный путь решения этих задач состоит в расширении и углублении международного сотрудничества в исследованиях климата и его изменений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлянд М. Е., Кондратьев К. Я. Города и климат планеты.—Л.: Гидрометеоздат, 1972.—40 с.
2. Борисенков Е. П. Климат и его изменения.—М.: Знание, 1976.—64 с.
3. Борисенков Е. П. О климате и задачах ПИГАП—климат.—Метеорология и гидрология, 1976, № 1, с. 3—15.
4. Борисенков Е. П. Развитие топливно-энергетической базы и его влияние на климат.—Метеорология и гидрология, 1977, № 2, с. 3—14.
5. Будыко М. И. Современное изменение климата.—Л.: Гидрометеоздат, 1977.—46 с.
6. Влияние аэрозоля на перенос излучения: возможные климатические последствия/Под ред. К. Я. Кондратьева.—Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.—266 с.
7. Заявление ВМО о воздействии на слой озона в результате деятельности человека и о некоторых вероятных геофизических последствиях.—Бюлл. ВМО, 1976, т. 25, № 1, с. 74—79.
8. Кондратьев К. Я., Нийлиск Х. Ю. Метеорологические аспекты загрязнений атмосферы и возможности наблюдений из космоса.—Труды ГГО, 1973, вып. 295, с. 3—23.
9. Кондратьев К. Я. Комплексный энергетический эксперимент (КЭНЭКС): некоторые результаты и перспективы.—Метеорология и гидрология, 1976, № 8, с. 3—9.
10. Кондратьев К. Я., Поздняков Д. Н. Стратосфера и фреоны.—Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1976, т. 12, № 7, с. 683—695.
11. Кондратьев К. Я. Новое в теории климата.—Л.: Гидрометеоздат, 1976.—64 с.
12. Кондратьев К. Я. Метеорология планет.—Л.: Изд-во ЛГУ, 1977.—294 с.
13. Кондратьев К. Я. Современные изменения климата и определяющие их факторы: Итоги науки и техники. Метеорология и климатология. Т. 4/ВИНИТИ.—М., 1977.—202 с.
14. Кондратьев К. Я., Москаленко Н. И. Тепловое излучение планет.—Л.: Гидрометеоздат, 1977.—263 с.
15. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса.—Л.: Гидрометеоздат, 1978.—280 с.
16. Космическая дистанционная индикация малых газовых и аэрозольной компонент атмосферы/Под ред. К. Я. Кондратьева и Ю. М. Тимофеева. Изд. ЛГУ, 1974.—106 с.
17. Марчук Г. И. Физика атмосферы и океана и проблемы прогноза погоды.—Метеорология и гидрология, 1976, № 10, с. 3—14.
18. Charney S. G. Dynamics of deserts and drought in the Sahel (Symons Memorial Lecture).—Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1975, vol. 101, N 428, p. 193—202.

19. GARP Joint Organizing Committee, 1975. The physical basis of climate and climate modelling, GARP Publications Series, N 16, World Meteorological Organization, Geneva.— 265 p.
20. Geophysical Predictions.— Studies in Geophysics, National Academy of Sciences, Washington, D. C., 1978,—215 p.
21. Greenhouse effects due to man-made perturbations of trace gases/W. C. Wang, J. L. Young, A. A. Lacis et al.— Science, 1976, vol. 194, p. 685—690.
22. Junge C. E. The cycle of atmospheric gases—natural and manmade.— Symons Lecture.— Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1972, vol. 98. N 418, p. 711—729.
23. Kondratyev K. Ya. Radiation processes in the atmosphere. Second IMO Lecture, 1972. World Meteorological Organisation.— N. 309,—214 p.
24. Lovelock J. K. Natural halocarbons in the air and in the sea.— Nature, 1975, vol. 256, p. 193—197.
25. Ramanathan V. Greenhouse effect due to chlorofluorocarbons: climatic implications.— Science, 1977, vol. 190, p. 50—52.
26. Wardle D. L, Evans W. F. J. The effect of freon usage on global climate, the greenhouse effect.— Atmospheric Research Report, N APRB 40—8, January 1976.— 8 p.

*К. Я. Кондратьев, В. Н. Аднашкин, В. В. Балакирев,
О. Д. Бартенева, Г. Н. Гаевская, Ю. П. Дябин,
А. Д. Егоров, В. Ф. Жвалев, В. А. Иванов, В. П. Иванов,
В. И. Сидоренко, М. В. Танташев, Н. Е. Тер-Маркарянц,
Ю. Г. Топорков, В. Л. Филиппов, А. П. Чайковский*

ГЛОБАЛЬНЫЙ АЭРОЗОЛЬНО-РАДИАЦИОННЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ—1977 (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕРВОЙ ЭКСПЕДИЦИИ ПО ПРОГРАММЕ ГАРЭКС)

В соответствии с планами реализации программы Глобального аэрозольно-радиационного эксперимента (ГАРЭКС) [3] в сентябре—октябре 1977 г. осуществлена первая комплексная экспедиция ГАРЭКС-77 в пустыне Кара-Кум. Основной научной целью экспедиции были исследования влияния естественного пылевого аэрозоля на радиационный режим атмосферы. Проведенный эксперимент можно рассматривать как подготовку к осуществлению исследований по программе ГАРЭКС во время специальных наблюдательных периодов Глобального метеорологического эксперимента (ГМЭ) в 1979 г.

Наземная группа экспедиции располагалась в районе ст. Репетек и выполняла следующие виды работ:

— актинометрические наблюдения (коротковолновые полусферические потоки, длинноволновый баланс, прямая и рассеянная солнечная радиация),

— оптические (спектральная аэрозольная оптическая толщина, метеорологическая дальность видимости, степень поляризации света, распределение яркости солнечного ореола, концентрации больших и гигантских частиц аэрозоля, индикатрисы рассеяния света),

— стандартные метеорологические наблюдения,

— аэрозольные измерения (фильтровая ловушка, фотоэлектрический счетчик АЗ-5, нефелометр, аэрозольные спектрометры «Квант»),

— спектральные измерения (полусферические коротковолновые восходящие и нисходящие потоки радиации),

— лидарные зондирования, коэффициенты обратного рассеяния на длинах волн 0,53 и 1,06 мкм.

В экспедиции принимали участие три самолета-лаборатории. Самолет-лаборатория ИЛ-18 ГГО выполнял комплекс аэрозольно-радиационных измерений в атмосфере, который включал:

— коротковолновые и длинноволновые полусферические потоки радиации,

— фильтровые аэрозольные измерения счетной концентрации, распределения частиц по размерам, химическому составу.

— спектральные коротковолновые полусферические потоки.

— спектральное альbedo, индикатрисы отражения,

— радиационная температура в интервале 10—12 мкм,

— метеорологические параметры.

Самолет ИЛ-14 ЛГУ осуществлял измерения спектральных коротковолновых полусферических потоков, а ИЛ-14 Томск — коэффициентов обратного рассеяния в атмосфере.

Метеорологические условия в период экспедиции соответствовали нормам, характерным для района пустыни в указанное время года. Температура воздуха изменялась в пределах от -8 до 38°C , относительная влажность — от 8 до 72%, скорость ветра — от 0 до 14 м/с [2].

В период экспедиции наблюдались две пылевые бури, во время которых удалось провести ряд наблюдений, позволивших проследить трансформацию актинометрических, оптических и аэрозольных параметров атмосферы во время пылевых бурь, до и после них.

Наиболее ярко выраженные холодные вторжения наблюдались 22 и 30 сентября, 6 и 11 октября 1977 г. Особенно мощными были вторжения 30 сентября и 6 октября, сопровождавшиеся сильными западными и северо-западными ветрами со скоростями 10—15 м/с, вызвавшими пылевую бурю. Поднятые вихревым воздушным потоком массы пыли по мере его продвижения с севера на юг над каракумской пустыней понизили видимость до 500—1000 м. Пылевые бури зарегистрированы 30 сентября и 6 октября на станциях Репетек и Чарджоу в течение суток.

При спокойном состоянии атмосферы прозрачность всей ее толщи в период экспедиции достигала значений 0,80—0,81, а при пылевых бурях прозрачность снижалась до значений 0,40 и ниже. Метеорологическая дальность видимости обычно составляла 30—40 км, в отдельные дни достигала значений 80—100 км, а во время пылевых бурь падала до 1,5—1,7 км. Аэрозольная оптическая толща атмосферы в период экспедиции изменялась в пределах 0,07—0,35 для $\lambda = 0,55$ мкм.

Анализ результатов оптических измерений выявил хорошо выраженную зависимость между метеорологической дальностью видимости и концентрацией больших частиц в приземном слое атмосферы. В то же время отсутствовала связь прозрачности всей толщи атмосферы с горизонтальной прозрачностью приземного слоя воздуха, что характерно для района пустыни в теплое время

ода, когда поверхность почвы обнажена и легко подвергается ветровой эрозии. В этих условиях аэрозольный слой оказывается, как правило, приподнятым над поверхностью земли и атмосфера имеет слоистое строение, что подтверждается характером бугровских кривых. Аэрозольное ослабление в период эксперимента может быть охарактеризовано как близкое к нейтральному, так как лишь в 10% случаев показатель степени в формуле Ангстрема достигал значений $n=0,5\div 0,6$.

Следует также отметить, что в условиях пустыни имеет место четко выраженная тенденция уменьшения величины n для условий высокой прозрачности атмосферы и малого влагосодержания ($W \leq 0,5$ см), а также при низких прозрачностях и большом влагосодержании атмосферы ($W \geq 2$ см). Наземная экспедиция выполнила широкую программу исследований аэрозольных параметров атмосферы с использованием различных методов измерений: прямых — отбор проб на фильтры с последующим их анализом, фотоэлектрических счетчик АЗ-5, аэрозольные спектрометры «Квант» [6], лидарных.

Рассмотрим некоторые результаты измерений параметров микроструктуры аэрозольных ча-

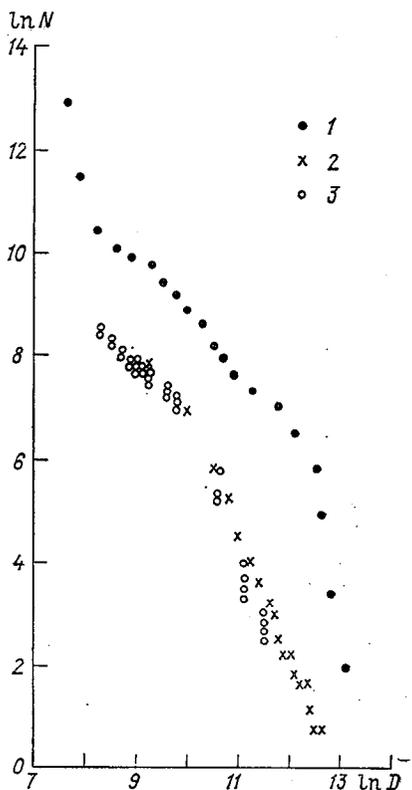


Рис. 1. Распределение частиц аэрозоля по размерам.

1 — фотоэлектрический счетчик «Квант»,
2 — фильтровая ловушка, 3 — АЗ-5.

стиц. Распределение числа частиц по размерам определялось, в частности, с помощью счетчика АЗ-5. Аналогичные характеристики получены с использованием фильтровой ловушки, находившейся непосредственной близости от счетчика.

На рис. 1 представлены типичные зависимости логарифма числа частиц $\ln N$ с диаметром, превышающим данный (D), от величины $\ln D$ (здесь $[N] = \text{л}^{-1}$, $[D] = \text{А}^\circ$).

Следует отметить хорошее согласие результатов, полученных двумя различными методами. Расхождение величин N не превышает нескольких десятков процентов. Представленная зависимость может быть хорошо аппроксимирована двойной степенной функцией диаметра частиц

$$N(D) = \begin{cases} A_1 D^{-\beta_1}, & D \leq 2 \text{ мкм}, \\ A_2 D^{-\beta_2}, & D \geq 2 \text{ мкм}, \end{cases}$$

где $\beta_1 \approx 1$, $\beta_2 = 2,5$.

Весьма важным в исследованиях аэрозольных параметров атмосферы является вопрос о влиянии погрешностей определения характеристик микроструктуры аэрозольных частиц на их оптические характеристики. В этой связи, прежде всего, оценен вклад частиц различных размеров в объемный коэффициент рассеяния α . Если представить зависимость от $\ln D$ величины

$$\varphi = \frac{\int_{D_0}^D D^2 dN}{\int_{D_0}^{\infty} D^2 dN}, \text{ характеризующей суммарное поперечное сече}$$

ние частиц, диаметр которых не превышает заданный, то можно видеть, что примерно 80% изменения φ приходится на диапазоны крупных частиц ($\ln D > 10$, $D > 2$ мкм). Для $\lambda = 0,5$ мкм параметр $\rho = \pi D / \lambda > 12$ и средний фактор эффективности рассеяния близок к значению $k = 2$. Используя это обстоятельство, можно рассчитать коэффициенты объемного рассеяния и сравнить их для рассматриваемых методов. Различие в интервалах размеров частиц фильтровой ловушки и АЗ-5 приводит к разбросу величин α не превышающему 30—40%. Так, для условий, представленных на рис. 1, $\alpha_{\text{АЗ-5}} = 0,024 \text{ км}^{-1}$, $\alpha_{\text{ФЛ}} = 0,034 \text{ км}^{-1}$.

Коэффициенты объемного рассеяния аэрозольных частиц измерялись также непосредственно с помощью нефелометра (угол рассеяния 45°), который работал в комплексе с АЗ-5 и фильтровой ловушкой. Для рассматриваемого примера коэффициент объемного рассеяния по данным нефелометра составил $\alpha = 0,06 \text{ км}^{-1}$.

Таким образом, рассмотренные выше параметры микроструктуры аэрозоля определяются с погрешностью 50—100%, если исходить из оценки объемного коэффициента рассеяния. Оценка точности определения массовой концентрации аэрозольных частиц с помощью фильтровой ловушки показала, что погрешность составляет около 20%.

Анализ микроструктурных характеристик аэрозоля с помощью аэрозольных спектрометров «Квант» включал обработку 22 спектра частиц в диапазоне от 0,1 до 64,0 мкм. Весь диапазон размеров в соответствии с техническими возможностями аэрозольных спектрометров, числом их каналов был разделен на 2 фракций. Отметим также, что для обеспечения наименьшей погрешности результатов измерений (до 30%) при охвате такого широкого диапазона размеров измерение производилось при помощи двух приборов «Квант». Диапазон измерений первого счетчика 0,1—4,2 мкм, общий объем исследуемой пробы воздуха 5 см³. Диапазон второго счетчика 1,8—64 мкм, объем пробы 200 см³. Время регистрации спектра частиц двумя счетчиками 15 мин.

После осреднения спектры двух счетчиков сшивались в области перекрывающихся размеров частиц (1,8—2,7 мкм).

Анализ результатов измерений показал, что для пустыни характерна стабильность формы распределения частиц аэрозоля по размерам, которая имеет вид ниспадающей кривой с уменьшением концентрации частиц больших размеров. Вывод о стабильности функции распределения частиц аэрозоля по размерам получен на основе всех использованных методов измерений. На кривой распределения частиц по размерам dN/dr наблюдается два перегиба, в области $r=0,5 \div 1,5$ и $r=5 \div 15$ км (рис. 2), где кривой 1 представлен типичный профиль N/dr . Наблюдаемое распределение частиц по размерам можно интерпретировать как суперпозицию трех распределений: юнговского, с показателем $\beta=4$ (фоновое распределение), и двух гамма-распределений, соответственно с молярными радиусами 0,6—0,8 мкм.

При стабильности формы распределения dN/dr в условиях пустыни наблюдаются значительные вариации концентрации частиц, что иллюстрирует таблица, где представлены экстремальные значения концентрации частиц различных размеров, зарегистрированные период наблюдений (в скоб-

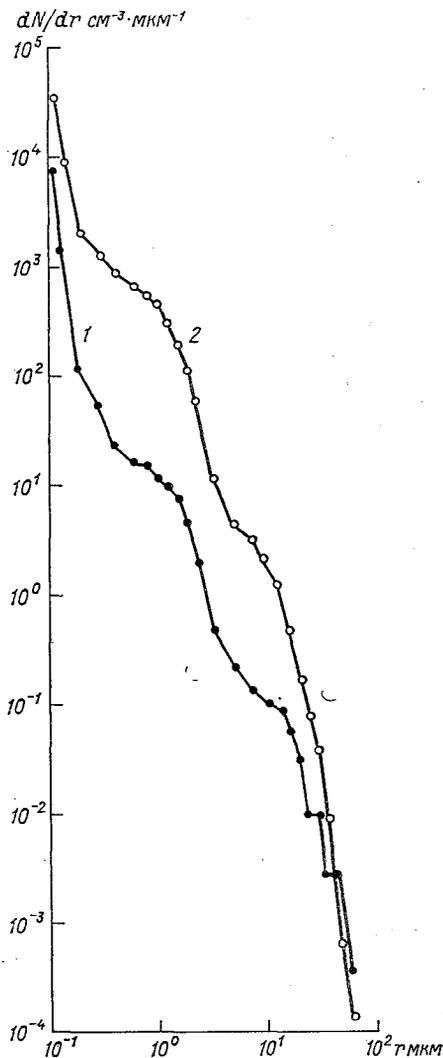


рис. 2 Распределение частиц аэрозоля по размерам в приземном слое. Потенциометрический счетчик «Квант».

1 — 25 сентября 1977 г., 12 ч, $t_{\text{в}}=31,3^{\circ}\text{C}$, $\text{RH}=19\%$, $v=1$ м/с; 2 — средние за 30 сентября и 6 октября 1977 г.

ках приведены значения для условий пылевой бури). Следует отметить, что в условиях пылевой бури форма частиц по размерам, в основном, сохраняется. Однако общая концентрация частиц на порядок величины выше, чем в обычных условиях.

Экстремальные значения концентрации аэрозоля

Радиус частиц, мкм	Концентрация, см ⁻³	
	максимальная	минимальная
0,13—0,18	276 (979)	21
0,9—1,15	27 (246)	0,6
9—12	1,4 (20,9)	0,05

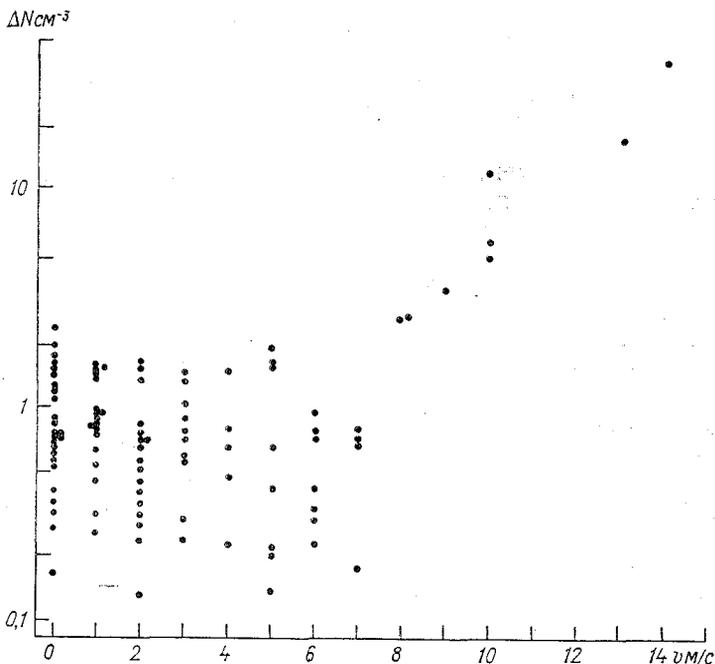


Рис. 3. Зависимость концентрации частиц ΔN с размерами $r=9\div 19$ мкм от скорости ветра.

Обращает на себя внимание связь между уровнем концентрации аэрозоля и скоростью ветра, который в условиях пустыни является одним из главных механизмов, регулирующих режим аэрозоля в приземном слое атмосферы. Как видно из рис. 3, для частиц радиуса $r=9\div 19$ мкм при скорости ветра $v=7$ м/с зависимость концентрации от v не прослеживается, но при $v>7$ м/с наблюдается рост концентрации аэрозоля, пропорциональный увеличению v . Аналогичная ситуация имеет место и в случае субмикронной фракции частиц. Следует обратить внимание на расхождение в результатах измерений распределения частиц аэрозоля по размерам по данным фильтровой ловушки АЗ-5 и аэрозольных спектрометров (см. рис. 1). В связи с этим планируется детальное

нализ причин расхождений результатов измерений, с тем чтобы при осуществлении следующего эксперимента по программе АРЭКС провести одновременные калибровки и сравнения приборов, измеряющих аэрозольные параметры атмосферы, а также осуществить совместные синхронные измерения в одной точке.

В условиях наземной экспедиции проводились также светолоаэрозольные исследования вертикальной структуры естественного

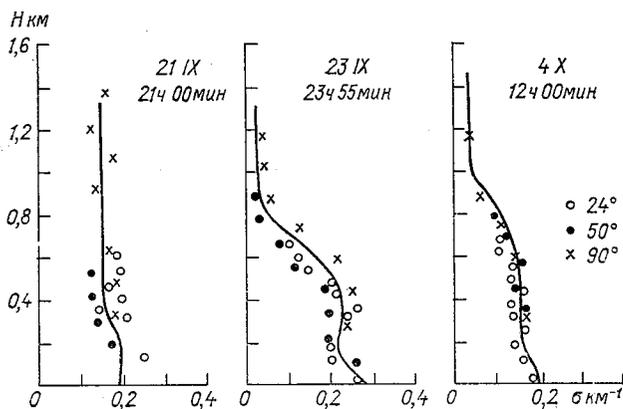


Рис. 4. Вертикальные профили аэрозольного коэффициента ослабления в сентябре—октябре 1977 г.

Кривые — средние профили, значками отмечены углы визирования над горизонтом.

эрозоля в пограничном слое атмосферы. Методика соответствующих измерений изложена в [4, 5]. При обработке результатов зондирования использовались два предположения: 1) оптические свойства атмосферы однородны по горизонтали при определении наземного значения коэффициента ослабления σ_0 , 2) значение идиального отношения β_d не изменяется с высотой при восстановлении аэрозольного профиля $\sigma(h)$. Достоверность этих предположений для района эксперимента строго не проверялась. Однако эти предположения не могут существенно отразиться на полученных выводах.

Приземное значение коэффициента ослабления находилось графически по эхо-сигналу горизонтального зондирования атмосферы $I(R)$, где R — расстояние до точки зондирования. При выполнении предположения $C(R)$, $\sigma_0 = \text{const}$ зависимость

$$\ln [I(R)R^2] = C - 2\sigma_0 R. \quad (1)$$

является линейной, а ее наклон определяется величиной σ_0 . При сильном нарушении линейности результаты соответствующего цикла измерений в обработку не включались. Некоторые результаты измерений представлены на рис. 4, 5.

В согласии с результатами, полученными ранее [4, 5], профили $\sigma(h)$ отчетливо обнаруживают ярусный характер вертикальной структуры аэрозоля. Однако форма $\sigma(h)$ по сравнению с другими климатическими районами отличается большим многообразием. При этом те соображения, которые использовались ранее для объяснения особенностей формирования аэрозольных профилей в рассматриваемом случае не могут быть применены по крайней

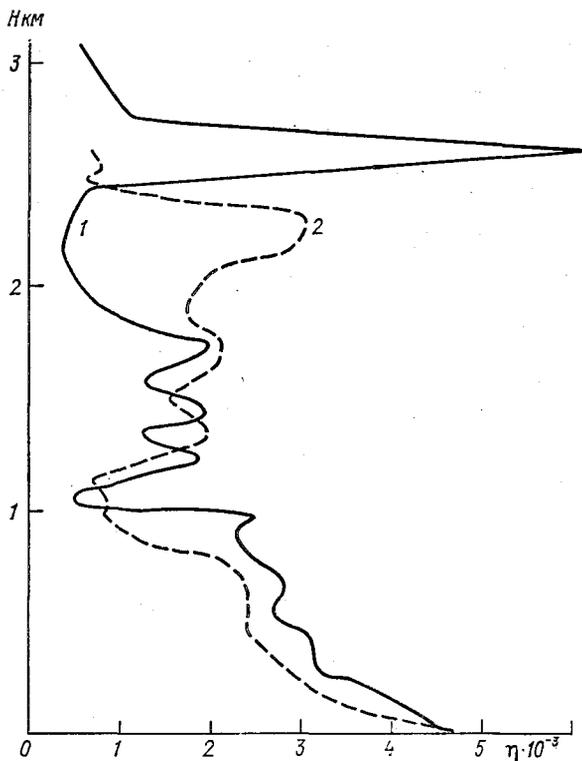


Рис. 5. Вертикальные профили экзо-сигналов с учетом временной коррекции (η).
1 — 7 октября, 2 — 8 октября 1977 г.

мере до проведения тщательного анализа с привлечением данных радиозондирований метеорологических параметров атмосферы.

Особый интерес представляют данные рис. 5, на котором целью исключения неопределенностей, связанных с методикой обработки, по оси абсцисс отложены величины η :

$$\eta = I(R)R^2 = \sigma(h)\beta_{\text{л}}T^2(h),$$

где

$$T^2(h) = \exp \left[-2 \int_0^h \sigma(r) dr \right]. \quad (2)$$

На рисунке вертикальная структура сохраняется в течени

рех суток, с 7 по 9 октября 1977 г. Длительное существование овольно четкой границы на уровне около 1 км, которая выявля-
 гся на эхо-сигналах, полученных в этот период, указывает на
 атрудненный обмен с выше- и нижележащими слоями воздуха.
 Галичие особенности на уровне 1 км не согласуется с обычными
 редставлениями о слое перемешивания. Отметим также, что в
 тдельных случаях горизонтальная однородность для нижних сло-
 в атмосферы существенно нарушается. Некоторые неоднородно-
 ти на приводимых кривых объясняются, по-видимому, наличием
 блаков пыли, сдуваемых с барханов, над которыми проходила
 расса зондирования.

Лидарные измерения коэффициентов обратного рассеяния ат-
 осферы до высот 1—2 км проводились одновременно на длинах
 олн $\lambda=0,53$ и 1,06 мкм. Как показали результаты обработки дан-
 ных наблюдений, вертикальный профиль коэффициента обратного
 ассеяния σ_{π} был относительно стабилен до 30 сентября и харак-
 еризовался небольшим уменьшением величины σ_{π} с высотой.
 начительные вариации величины σ_{π} наблюдались в период 3—
 октября, что было вызвано изменением метеорологической си-
 уации, прохождением пылевой бури.

Отношение коэффициентов обратного рассеяния, измеренных
 а двух длинах волн $b_{\pi} = \frac{\sigma_{\pi}(\lambda=0,53 \text{ мкм})}{\sigma_{\pi}(\lambda=1,06 \text{ мкм})}$, определяемое мик-
 оструктурой аэрозольных частиц, в процессе измерений изменя-
 ось в пределах 1,2—2,5. С 24 до 30 сентября b_{π} было относитель-
 о стабильным со средним значением около 1,5, что свидетель-
 твует о неизменности микроструктуры аэрозоля в этот период.
 Результаты измерений величины b_{π} , выполненных после 3 октяб-
 я, характеризуются большим разбросом. Вертикальный профиль
 еличины $b_{\pi}(h)$ указывает на то, что в большинстве случаев
 икроструктура аэрозоля до высот 1,5—2 км изменялась незна-
 ительно. Однако в некоторых случаях наблюдалось уменьшение
 b_{π} с ростом высоты (например, 8 октября в 21 ч), что может
 ыть следствием уменьшения размера оптически активных частиц
 а больших высотах.

Основу аэрозольных данных в свободной атмосфере составили
 езультаты фильтровых измерений на ИЛ-18. После камеральной
 бработки фильтров получены данные по дисперсному и химиче-
 кому составу аэрозоля. Для примера ниже приведен вертикаль-
 ый профиль аэрозольных данных за 27 сентября 1977 г.:

км...	0,5—1,3	1,5—2,1	2,4—3,0	3,2—3,6	3,8—4,8	5,0—6,3	6,4—7,8
см ⁻³ ...	14,9	12,2	13,7	11,4	4,0	2,7	2,2

Максимум концентрации аэрозоля при $r > 0,3$ мкм отмечается на
 ысотах 2400—3000 м. На представленном ниже рис. 8 этот слой
 етко выражен и в профилях радиационных притоков тепла.

При анализе дисперсного состава аэрозолей была выявлена
 имодальная структура распределения частиц по размерам, при-
 ем второй максимум приходится на частицы радиусом 8—10 мкм.

Как видно из микрофотографий проб аэрозоля (рис. 6 и 7), этот максимум ответственны частицы почти круглой формы, которые можно идентифицировать как тонкодисперсную фракцию почвы пустыни. Поскольку почвы района характеризуются большим количеством серосодержащих компонентов, был проведен анализ проб на содержание в них серы (SO_4^{-2}). Для приземного слоя получено $2,4 \cdot 10^{-3}$ мг/м³, на высоте 5500 м — $1,2 \cdot 10^{-3}$ мг/м³.

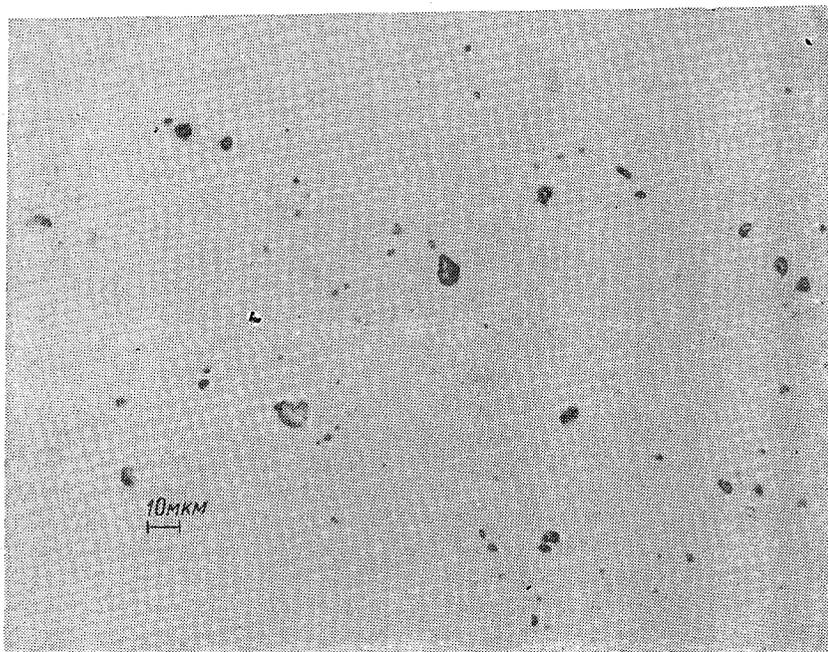


Рис. 6. Микрофотография аэрозольной пробы при пылевой буре. 6 октября 1977 г. $H = 500 \div 1300$ м.

На основе использования методики, предложенной в [7], и результатов наземных спектральных и интегральных радиационных измерений были определены эффективные значения показателей преломления атмосферного аэрозоля. Упомянутая методика основана на сравнении измеренного отношения рассеянной и прямой солнечной радиации с расчетными значениями этого параметра при известных значениях альбедо поверхности, аэрозольной оптической толщины и высоты Солнца. Определенное таким образом эффективное значение мнимой части комплексного показателя преломления составило $0,008 \pm 0,002$. Обработка данных самолетных измерений полусферических потоков радиации и аналогичное сравнение с расчетными данными привели к значению мнимой части показателя преломления равному $0,010 \pm 0,005$, что хорошо согласуется с результатами наземных измерений.

Измерения вертикальных профилей полусферических радиационных потоков проводились на ИЛ-18 ГГО для различных уровней в атмосфере. Использование самолетных данных в комплексе наземными актинометрическими измерениями позволило построить вертикальные профили радиационных потоков и притоков тепла с разделением на коротковолновую и длинноволновую составляющие. Регистрация радиационных потоков наземной группой

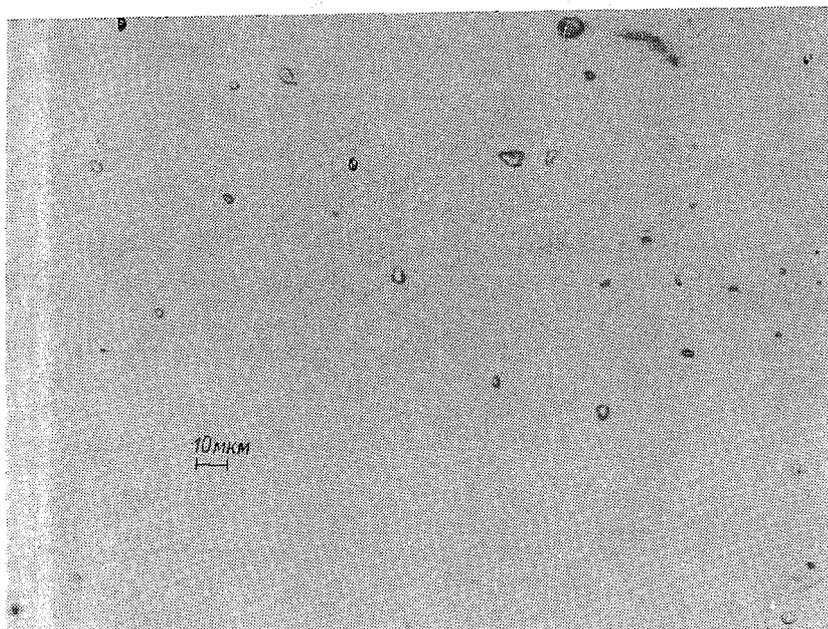


Рис. 7. Микрофотография аэрозольной пробы. 27 сентября 1977 г. $H=500-1900$ м.

(S , Q , D , R , $B-S$) дала возможность проследить за трансформацией потоков в течение всего периода экспедиции. В случае ясных дней в полуденные часы прямая солнечная радиация составляла $822,5-975,8$ Вт/м² в зависимости от состояния прозрачности атмосферы. Отраженная радиация изменялась в пределах $167,3-216,1$ Вт/м² и мало зависела от состояния атмосферы. Рассеянная радиация варьировала от $97,6$ Вт/м² в условиях максимальной прозрачности до $885,2$ Вт/м² при пылевой буре, когда она становилась практически тождественной суммарной радиации. Альбедо поверхности составило $25-28\%$ в период $9-16$ ч.

Рассмотрим теперь данные о вертикальных профилях радиационных потоков и притоков тепла. Наблюдения осуществлялись, как отмечалось выше, в условиях безоблачной погоды, но при различных прозрачностях атмосферы. По данным проанализиро-

ванных вертикальных профилей радиационных потоков и притока тепла можно выделить две наиболее типичные группы. Одна из них (рис. 8) характеризует период достаточно устойчивой погоды, а другая (рис. 9) типична для условий пылевой бури.

При ясной погоде и отсутствии сильных ветров вертикальный профиль радиационного притока тепла характеризуется максимальными значениями в нижнем 500-м слое атмосферы.

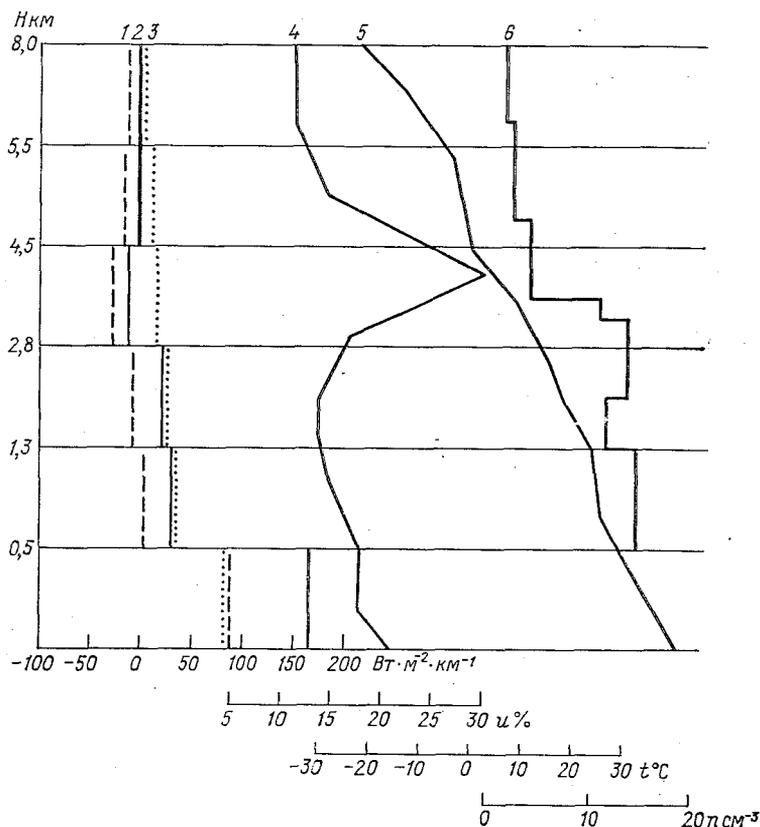


Рис. 8. Вертикальные профили радиационного притока тепла и составляющих. 27 сентября 1977 г.

1 — длинноволновый радиационный приток, 2 — общий радиационный приток, 3 — коротковолновый радиационный приток, 4 — распределение относительной влажности (u), 5 — распределение температуры воздуха (t), 6 — профиль концентрации аэрозольных частиц (n).

случае радиационное нагревание осуществляется как за счет коротковолновой, так и за счет длинноволновой составляющей. Суммарный радиационный приток тепла уменьшается с высотой, и выше уровня 3 км происходит переход к радиационному выхо-

живанию. Анализ вертикальных профилей составляющих лучевого притока тепла выявляет в целом ряде случаев специфические слои с повышенным нагревом за счет коротковолновой и с выхолаживанием за счет длинноволновой радиации. Эти слои сопровождаются особенностями в распределении метеоэлементов: изменениями вертикального градиента температуры и относительной влажности.

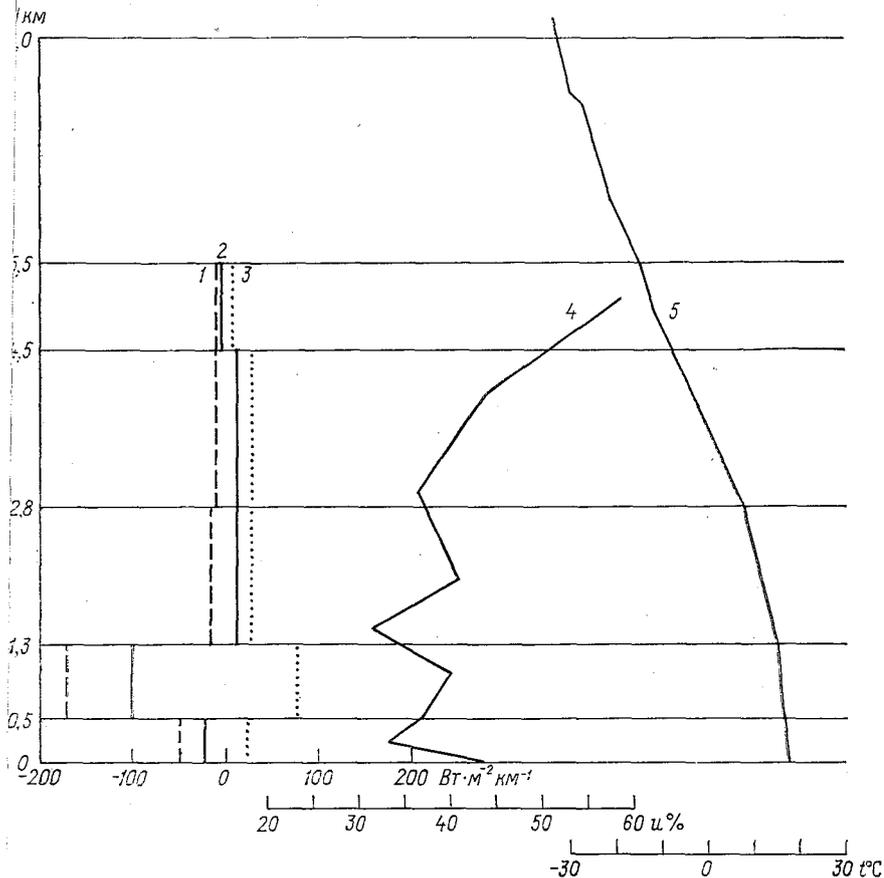


Рис. 9. Вертикальные профили радиационного притока тепла при пылевой буре 6 октября 1977 г.

Усл. обозначения 1—5 см. на рис. 8.

Типичный вертикальный профиль притока тепла при пылевых бурях иллюстрирует рис. 9. В слое до 1,3 км наблюдается общее радиационное выхолаживание, причем оно формируется в результате того, что нагревание, обусловленное коротковолновой радиа-

цией, полностью подавляется выхолаживанием за счет длинноволнового обмена. Расположенные выше слои атмосферы оказываются практически нейтральными с точки зрения радиационного притока тепла. Аналогичные вертикальные профили радиационного притока тепла наблюдались нами ранее при исследовании выносов пыли из Сахары [1].

Последующий более полный анализ комплексных данных экспедиции позволит глубже исследовать взаимосвязи аэрозоля поля радиации в атмосфере, а также выявить причины некоторых расхождений результатов аэрозольных измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аэрозоль в районе АТЭП и его радиационные свойства/К. Я. Кондратьев, О. Д. Баргенева, О. Б. Васильев и др.—Труды ГГО, 1976, вып. 38 с. 67—130.
2. Комплексный энергетический эксперимент (материалы экспедиции КЭНЭК 70)/Под ред. К. Я. Кондратьева и Л. Р. Орленко.—Труды ГГО, 1977, вып. 276.—279 с.
3. Кондратьев К. Я., Васильев О. Б., Ивлев Л. С. Глобальный аэрозольно-радиационный эксперимент ГАРЭКС: Обзор/ВНИИГМИ—МЦД.—Обнинск, 1976.—28 с.
4. О некоторых особенностях аэрозольных профилей атмосферы/Б. М. Голубицкий, Ю. П. Дябин, С. О. Мирумянц и др.—В кн.: Радиофизические исследования атмосферы.—Л.: Гидрометеониздат, 1977, с. 38—42.
5. Сезонные вариации вертикальных профилей атмосферного аэрозоля в нижней тропосфере/Ю. П. Дябин и др.—Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1977, т. 13, № 11, с. 1205—1211.
6. Специализированный амплитудный анализатор импульсов классификатор аэрозолей КВАНТ/В. В. Алексеев и др.—ПТЭ, 1977, № 3, с. 25—30.
7. Herman В. М., Browning R. S., De Luisi I. I. Determination of the effective imaginary term of the complex refractive index of atmospheric dust by remote sensing: the Diffuse—Direct Radiation Method.—J. Atm. Sci. 1975, vol. 32, N 5, p. 918—925.

В. И. Биненко

СООТНОШЕНИЕ ИНТЕГРАЛЬНОГО И СПЕКТРАЛЬНОГО АЛЬБЕДО ОБЛАКОВ НАД ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ

Для целого ряда задач, связанных с изучением радиационных войств подстилающей поверхности и атмосферы и, в частности, облаков, при ограниченности данных об интегральном или спектральном альбедо необходимо знать соотношение между этими параметрами.

Такие соотношения, полученные на основе комплексных изменений радиационных характеристик облаков, могут быть распространены в рамках какого-то доверительного интервала их значений для интерпретации спутниковых и самолетных данных или оценки порядка искомых величин, например при знании интегрального альбедо облака определить возможные значения их спектрального альбедо и наоборот.

Результаты комплексных самолетных измерений, выполненных в рамках облачной программы КЭНЭКС [1, 2], послужили основой для определения корреляционной связи между интегральным (0,3—3,0 мкм) и спектральным (0,6—0,92; 0,76; 0,69—0,74; 0,4—0,65; 0,676; 0,457; 0,391; 0,369 мкм) альбедо облаков над водной поверхностью.

Эксперимент проводился с борта самолета-лаборатории ГГО Л-18 в 1971—1972 гг. при наличии сплошного слоя слоистооблачной облачности над ее верхней границей с превышением 200 м для определения альбедо) при высотах Солнца от 16 до 56° над одной поверхностью Черного, Азовского, Карского морей и Ладожского озера.

Комплекс радиационной аппаратуры состоял из пиранометров конструкции Б. П. Козырева, измеряющих интегральные потоки радиации в диапазоне длин волн 0,3—3,0 мкм, и двух дифракционных спектрометров К-2, измеряющих нисходящие и восходящие спектральные потоки радиации в диапазоне 0,35—0,95 мкм. Подобное описание аппаратуры и методики измерений было опубликовано в работе [4]. Относительная погрешность определения аль-

Отношение интегрального ($A_{\text{инт}}$) к спектральному (A_{λ}) альбедо облаков над водной поверхностью

Дата, тип облаков, ΔH , τ , h \odot поверхность	$A_{\text{инт}}$ для $\lambda(0,3-3,0)$	$A_{\text{инт}}/A_{\lambda}$ при λ мкм							
		0,369	0,391	0,457	0,676	0,4-0,65	0,6-0,92	0,76	0,69-0,74
4/IV 71 г. 106. Cs, 1500 м; 2; 48,3°, Черное море	0,20	0,83	0,90	0,86	0,89	0,87	1,08	1,33	1,05
6/IV 71 г. 106. St, 50; 5; 51,3°, Черное море	0,27	0,87	0,96	0,89	0,91	0,90	0,93	0,99	0,93
9/IV 71 г. 106. Ac, St, 200/400; 10/15; 52,2°, Черное море	0,63	0,94	0,97	0,95	0,94	0,95	1,02	1,05	0,95
10/IV 71 г. 106. St, 450; 54,6°, Черное море	0,59	0,95	0,98	0,94	0,94	0,94	0,96	1,12	0,98
10/IV 71 г. 106. St, 400; 20; 52,7°, Черное море	0,56	0,93	0,97	0,93	0,93	0,93	0,96	1,12	0,98
11/IV 71 г. 106. St, 350; 15; 52,1°, Черное море	0,49	0,94	0,94	0,92	0,94	0,94	0,98	1,13	0,97
24/IX 72 г. 106. As, St, 1200/2000; 30/50; 26°, Ладожское озеро	0,71	0,92	0,94	0,98	0,98	0,98	1,02	1,59	1,08
1/X 72 г. 106. Sc, 300; 15; 16°, Карокое море	0,66	0,93	0,93	0,97	0,93	0,98	0,92	1,05	0,92
5/X 72 г. 106. Sc, 450; 20; 38°, Азовское море	0,65	0,89	0,91	0,97	0,98	0,99	1,00	1,21	1,00
\bar{A}/A_{λ} σ^2		0,91 0,0023	0,95 0,0085	0,94 0,0021	0,95 0,0023	0,95 0,0020	0,99 0,0025	1,18 0,125	0,98 0,0028

едо в видимой области спектра была 6—8%, а в ультрафиолетовой (УФ) и близкой к инфракрасной (ИК) области 10%.

В зависимости от оптической толщины τ облака альbedo слоистообразных облаков A менялось от 0,2 до 0,71. Наиболее типичное значение альbedo слоистого облака геометрической толщины $H \approx 400$ м и $\tau = 20$ составило 0,56—0,59 при высоте Солнца $h_{\odot} \approx 55^{\circ}$. Зависимость альbedo слоистообразных облаков от высоты солнца рассмотрена в работе [3], а от оптической толщины — в [4]. Спектральное альbedo облаков в видимой области носит нейтральный характер (и, как правило, на 0,04—0,06 больше интегрального) и уменьшается в ИК области спектра из-за наличия полос молекулярного поглощения водяного пара и жидкой воды.

В табл. 1 представлены значения отношений интегрального альbedo к спектральному. Значения интегрального альbedo A оседнялись не менее чем за 2 мин полета, спектрального — на основе трех пар спектрограмм потоков радиации.

Оптическая толщина облака и высота Солнца не влияют на отношение интегрального и спектрального альbedo облака, средние значения этих отношений изменяются от 0,91 до 0,95. Для видимого участка спектра дисперсия (σ^2) и среднее квадратическое отклонение (σ) равны 0,002 и 0,045. Для УФ и ИК области спектра разброс значений дисперсии и средних квадратических отклонений несколько больше, что связано с большей погрешностью определения альbedo в этих диапазонах длин волн, а также с влиянием молекулярных полос поглощения, например в области полос поглощения кислорода 0,76 мкм. Такие значения дисперсии и средних квадратических отклонений свидетельствуют о достаточно устойчивой связи между интегральным и спектральным альbedo облаков.

Среднее значение альbedo системы атмосфера — слоистообразное облако на основе спутниковых измерений, по данным работы [5], изменяется в зависимости от высоты Солнца от 0,30 до 0,37. Наиболее характерные значения альbedo слоистообразных облаков по самолетным данным 0,55—0,65. Таким образом, вышележащий слой атмосферы обуславливает передаточное значение (величины, равной отношению альbedo системы к альbedo облака) от 0,54 до 0,57 для соответствующих высот Солнца.

Если рассмотреть отношение интегрального и спектрального альbedo водной поверхности на примере вертикального зондирования над Азовским морем (табл. 2), то можно видеть значительные изменения этих отношений с высотой зондирования, что связано с цветом морской воды, с рассеивающими поглощающими свойствами вышележащего слоя атмосферы. Согласно работе [5], альbedo системы атмосфера — море для данной высоты Солнца оставляет 0,13—0,15, т. е. передаточное значение по отношению альbedo моря на высоте 200 м будет изменяться от 1,5 до 1,7. Результаты наших измерений, выполненных над акваториями Черного, Каспийского морей, Атлантического океана, указывают на корреляционную связь интегрального и спектрального альbedo

**Вертикальный профиль отношения интегрального
к спектральному альбедо водной поверхности Азовского моря
6 октября 1972 г., $h_{\odot} = 38^{\circ}$**

Нм	$A_{\text{инт}}$ для $\lambda(0,3-3,0)$	$A_{\text{инт}}/A_{\odot}$ при λ мкм							
		0,369	0,391	0,457	0,676	0,4— 0,65	0,6— 0,92	0,76	0,69—0,7
8400	0,136	0,87	0,79	0,68	0,68	0,68	1,21	1,36	1,02
5500	0,121	0,92	0,77	0,56	0,72	0,67	0,90	1,41	0,86
4200	0,114	0,91	0,79	0,67	0,80	0,77	0,94	1,24	0,96
2850	0,106	0,99	0,96	0,75	0,77	0,82	1,09	1,61	1,13
1300	0,102	0,98	0,93	0,77	0,65	0,76	1,02	1,57	1,03
500	0,094	0,98	0,91	0,84	0,77	0,84	1,13	1,38	1,19
200	0,086	0,98	0,95	0,90	0,72	0,84	1,10	1,27	1,09

водной поверхности (вне зависимости от высоты Солнца и мест измерений), но с большими значениями дисперсии и средние квадратических отклонений по сравнению с аналогичными данными для облаков. Для высокоотражающих поверхностей, таких как облака, передаточное значение альбедо меньше единицы (в полос молекулярного поглощения), а для слабоотражающих, таких, как вода, больше единицы, что хорошо согласуется с теоретическими представлениями о вертикальном ходе альбедо.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Биненко В. И., Кондратьев К. Я. Спектральное альбедо слоистой разной облачности в диапазоне длин волн 0,35—0,95 мкм.—Труды ГГО 1973, вып. 322, с. 68—76.
2. Биненко В. И., Кондратьев К. Я. Вертикальные профили радиационных характеристик типичных облачных образований.—Труды ГГО, 1972, вып. 331, с. 3—16.
3. Гойса Н. И., Шошин В. Н. Экспериментальные исследования потоков солнечной радиации в нижней тропосфере при облаках St и Sc.—В кн. Теплообмен в атмосфере.—М.: Наука, 1972. с. 60—71.
4. Полный радиационный эксперимент/Под ред. К. Я. Кондратьева и Н. Е. Те Маркарянц.—Л.: Гидрометеиздат, 1976.—240 с.
5. Пятковская Н. П. Альбедо системы Земля—атмосфера для случаев безоблачной атмосферы и сплошной облачности.—Труды ГГО, 1972 вып. 27 с. 16—30.

В. И. Биненко

ПРЕДЕЛЕНИЕ ЭФФЕКТИВНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ПОКАЗАТЕЛЯ ПРЕЛОМЛЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

Климатические эффекты аэрозоля определяются оптическими свойствами и микроструктурой частиц, которые обуславливают различное соотношение между поглощенной и рассеянной пылью радиацией. Поэтому в настоящее время большое внимание уделяется разработке методов измерения вещественной и мнимой части показателя преломления аэрозоля, сбору и анализу данных о концентрации, размере и природе атмосферного аэрозоля [1—4, 11].

Молекулярный состав аэрозоля многообразен, он определяет вещественную n_1 и мнимую n_2 части показателя преломления $n = n_1 - n_2 i$ (где n_1 — абсолютный показатель преломления есть отношение скорости света в вакууме к скорости внутри аэрозольного слоя, а n_2 — параметр поглощения). Знание ионов и элементов, входящих в состав аэрозоля, позволяет только приблизительно оценить его оптические свойства. Лабораторный анализ собранных проб аэрозоля, в состав которого могут входить как органические, так и неорганические, растворимые или нерастворимые, легко испаряющиеся компоненты, не может дать точную информацию о естественно живущем атмосферном аэрозоле. Поэтому прямые методы определения оптических констант аэрозоля в реальных условиях атмосферы могут дополнить и в чем-то проверить методы химического, спектрального анализа.

В работе [6] предложен метод определения вещественной части показателя преломления атмосферного аэрозоля, который заключается в использовании измеренного с помощью интегрального фелометра отношения R (полусферического коэффициента рассеяния назад к полному коэффициенту) и теоретически вычисленной зависимости отношения R от вещественной части показателя преломления аэрозоля для данных значений экспоненты ν закона распределения Юнге и мнимой части показателя преломления. Как оказалось, полусферическое отношение назад R является

почти линейной функцией от $(n_1 - 1)$ для области значений показателя преломления и экспоненты ν , характерных для атмосферного аэрозоля, причем P зависит больше от $(n_1 - 1)$, чем от ν .

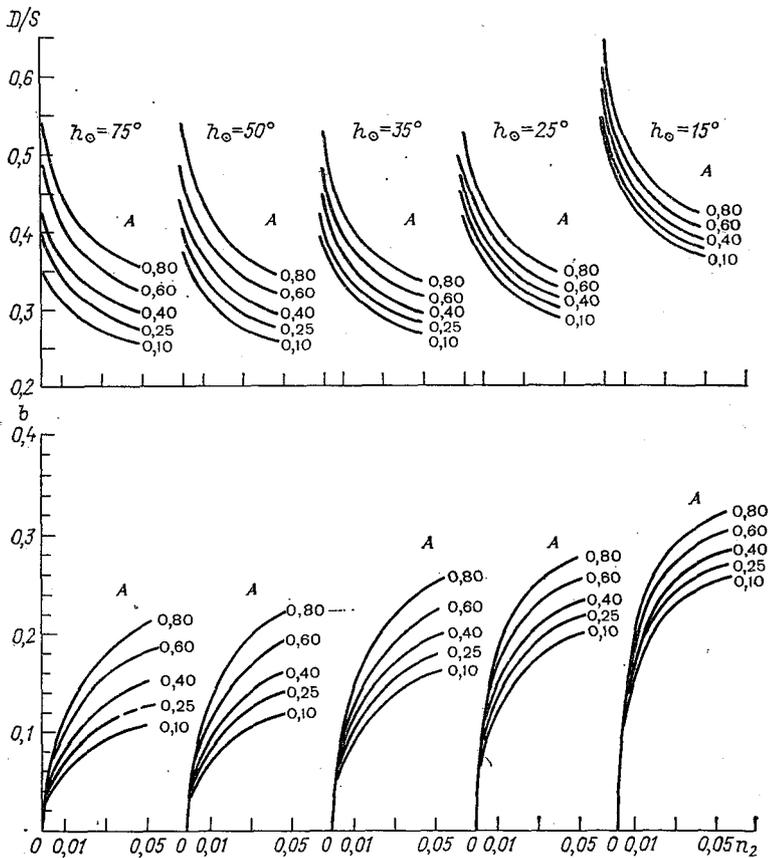
Неопределенность измерений ΔP оценивается 0,02, экспонента $\Delta \nu$ в законе распределения — 0,2 и реальной части показателя преломления Δn_1 — примерно 0,1. Расчеты производились в предположении о сферичности частиц, но удовлетворительная сопоставимость данных о вещественной части показателя преломления аэрозоля на основе данного метода и полного химического анализа говорит о допустимости этого предположения.

Предварительный анализ экспериментальных данных в работе [6] показал, что значения полусферического отношения назва P и экспоненты в законе распределения Юнге были 0,12 и 4,2 соответственно, а реальная часть показателя преломления вещества определенная по данной методике, $1,55 \pm 0,03$, что сравнимо с показателем преломления чистого сульфата аммония.

Для определения комплексного показателя преломления атмосферного аэрозоля в работе [8] использовали нефелометрические измерения углового распределения света, рассеянного аэрозолем на длинах волн 488 и 514,5 нм, в сочетании с определением микроструктуры аэрозоля путем забора проб на импактор. Из данных о микроструктуре были рассчитаны угловые распределения интенсивности рассеянного света для заданной вещественной и различной мнимой части показателя преломления аэрозоля. Совпадение измеренного углового распределения с расчетным служило критерием для определения мнимой части показателя преломления. На основе анализа импакторных проб определялась реальная часть показателя преломления аэрозоля. Использование такой методики позволило получить для взвешенных в воздухе частиц почвы значение комплексного показателя преломления $m = 1,525 - 0,005i$ с изменчивостью до второго знака после запятой.

Другой перспективный метод определения мнимой части показателя преломления аэрозоля [9] основан на сравнении измеренного отношения рассеянной D и прямой S радиации с теоретически вычисленными этими же параметрами при известных альбедах поверхности и оптической толщине аэрозольной атмосферы на длине волны 500 нм. На рисунке показана зависимость отношения рассеянной радиации к прямой D/S от мнимой части показателя преломления аэрозоля n_2 для пяти высот Солнца h_{\odot} , как функция альбеда поверхности A при оптической толщине аэрозоля $\tau_a = 0,25$. Диапазон каждой переменной величины D/S , A , τ_a , n_2 выбирается так, чтобы охватить изменения, обычно происходящие в системе Земля — атмосфера. Набор номограмм, типа представленных на рисунке, позволит получить однозначное решение по измеренным значениям D/S , τ_a , A , h_{\odot} . Точность решения определяется по наклону кривых: чем меньше поглощение пылью, тем меньше чувствительность решения к ошибкам измерения; при увеличении оптической толщины аэрозоля τ_a увеличивается на

он кривой отношения D/S , тем самым уменьшается неопределенность решения. На точность определения мнимой части и показателя преломления аэрозоля может влиять отличие истинного распределения аэрозоля от принятого, влияние молекулярных компонент атмосферы (в частности, озона) на поглощение прямой радиации, неточность знания внеатмосферного распределения солнечной постоянной, отличие отражения от ламбертовского и его



Вверху — зависимость отношения рассеянной радиации к прямой (D/S) от мнимой части показателя преломления аэрозоля n_2 для пяти высот Солнца, как функция альbedo поверхности A при оптической толщине аэрозоля 0,25; внизу — поглощательная способность аэрозольной атмосферы b в зависимости от мнимой части показателя преломления аэрозоля n_2 для пяти высот Солнца, как функция альbedo поверхности A при оптической толщине аэрозоля 0,25.

дективность. Поэтому на основе данного метода определяются фактивные значения мнимой части показателя преломления аэрозоля.

Оптическая толщина аэрозоля может быть определена как из

фильтровых актинометрических измерений, так и из интегральной на основе различных методик [1, 5], которые при их сравнении дают близкие значения оптических толщин аэрозоля.

Пропорциональная зависимость между интегральной и спектральной прямой, рассеянной радиацией над поверхностями с не селективным отражением позволяет использовать данный метод применительно к простым актинометрическим измерениям. Правильность такой постановки исследовалась в июне 1978 г. в актинометрической обсерватории ГГО в Карадаге, где проводились одновременно и интегральные актинометрические и фильтровые измерения для определения эффективных значений мнимой части показателя преломления аэрозоля n_2 . Согласно предварительным данным, абсолютная погрешность определения n_2 составила 0,00, что говорит о возможности оценки в отдельных случаях параметра n_2 на основе актинометрических измерений. Такие оценки были сделаны на основе судовых актинометрических измерений, выполненных в ходе АТЭП, фильтровых, спектральных и интегральных данных, полученных в период проведения КЭНЭКС ГАРЭКС, а также для выборочных пунктов актинометрического зондирования за весенне-летний период, с 1969 по 1973 г. (Аралское Море, Ташкент, Куйбышев, Воейково).

На основе измерений прямой, суммарной и отраженной радиации определялись отношение D/S , оптическая толщина безоблачной чистой атмосферы в момент пылевого выноса, оптическая толщина аэрозоля (путем вычитания), альbedo поверхности. В случае измерений в ходе АТЭП оптические толщины аэрозоля, определенные на основе расчетов по методике [1] и на основе отдельных фильтровых измерений, совпали в пределах погрешностей их определения и достигали 0,8, при наиболее характерных значениях от 0,1 до 0,35. Зависимость оптической толщины длины волны незначительна, что связано с большими эффективными радиусами рассеяния пыли [11]. Это обстоятельство объясняет причину близости значений τ_a , определенных на основе фильтровых и интегральных измерений прямой радиации.

В зависимости от местонахождения корабля на полигоде АТЭП в момент пылевого выноса наиболее характерные эффективные значения мнимой части показателя преломления аэрозоля составили для НИС «Эрнст Кренкель», «Профессор Зубо» 0,013, для НИСП «Муссон», «Прибой», «Океан» и НИС «Академик Королев» — 0,010, для НИСП «Порыв» — 0,005 со средним квадратическим отклонением не более 0,003. По данным работ [11] на основе измерений, выполненных на НИСП «Метеор» в диапазоне длин волн от 300 до 700 нм, мнимая часть показателя преломления аэрозоля убывала от $2 \cdot 10^{-2}$ до $3 \cdot 10^{-3}$. Параметр преломления n_2 определялся на основе измерений полного диффузного отражения света аэрозолем (собранного на фильтры) с применением теории Кубелки — Манка.

Другой метод [7, 10] определения n_2 связан с определением коэффициента поглощения аэрозоля $b_{\text{погл}}$ (как известно, n_2

$\frac{\lambda b_{\text{погл}}}{4\pi}$), который измерялся с помощью детектора, регистрирующего свет, рассеянный частицами, собранными на фильтр, после прохождения через матовую пластинку в качестве интегратора. Для частиц радиусом больше 0,1 мкм этот метод дает достаточно хорошую точность.

Сопоставимость эффективных значений мнимой части показателя преломления аэрозоля, полученных на основе разных методов, говорит о правильности нахождения параметра n_2 и дает возможность предпочесть более дешевый и простой метод прямой и рассеянной радиации на основе фильтровых или даже интегральных радиационных измерений.

Показатель n_2 , определенный на основе данных актиметрической сети в пунктах Аральское Море и Ташкент, где, по-видимому, преобладает почвенный компонент пустынного аэрозоля, составляет 0,008 и 0,010, но для Ташкента (50% случая), Куйбышева и в единичных случаях для Воейково, близ Ленинграда — 0,02, 0,014 и 0,018. Более высокие значения мнимой части показателя преломления аэрозоля могут быть связаны с антропогенным влиянием города, в частности с наличием спектрально широко поглощающего свободного углерода, сажи.

Теоретически вычисленная зависимость доли поглощенной в атмосфере радиации от мнимой части показателя преломления, альbedo поверхности и высоты Солнца (см. нижний рисунок) позволяет использовать самолетные измерения спектрального поглощения коротковолновой радиации для определения параметра n_2 . Так, например, по данным измерений, выполненных в районе ст. Репетек [4], доля поглощенной радиации на длине волны 600 нм составила $b \approx 12\%$ при $A \approx 0,15$, n_2 оказалось приблизительно $0,010 \pm 0,003$, а в районе Запорожья и Донецка $n_2 \approx 0,015 \pm 0,003$. т. е. в районе крупных промышленных центров есть тенденция увеличения мнимой части показателя преломления аэрозоля. В отдельных случаях значение параметра n_2 достигает 0,04—0,05 и превышает на несколько порядков соответствующее значение показателя n_2 для жидкой воды. Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1) Метод рассеянной и прямой радиации на основе фильтровых или актиметрических измерений (в случае неселективности отражения и отсутствия спектрального хода оптической толщины атмосферы, пропорциональности между прямой и рассеянной, интегральной и спектральной радиацией) дает возможность оценить значение мнимой части показателя преломления аэрозоля достаточно простым, удобным и дешевым способом при исходной информации о D/S , τ_a , A , h_c .

2) Для выносов аэрозоля почвенного происхождения, например, из пустынь Сахара, Каракумы параметр n_2 можно оценить как $0,010 \pm 0,003$, а для районов крупных индустриальных центров $n_2 \approx 0,015 \div 0,03$ (при погрешности $\pm 0,005$).

3) Параметр поглощения n_2 для атмосферного аэрозоля дости-

гает 0,04—0,05, а для жидкой воды 10^{-10} — 10^{-8} , хотя плотность воды (в случае облачности) больше плотности аэрозольных частиц в атмосфере в 10 — 10^4 раз, влияние поглощающих свойств аэрозоля в видимой области спектра подчас может быть соизмеримым с поглощением облаков из-за больших различий в параметре поглощения n_2 .

4) Использование одновременных измерений микроструктуры аэрозоля и углового распределения рассеянного аэрозолем светом нефелометрическим методом позволяет определить вещественную часть показателя преломления аэрозоля.

5) Каждый из методов определения оптических констант аэрозоля обладает своими достоинствами и недостатками, их комплексное использование с привлечением спектральной аппаратуры измеренных компонент матрицы рассеяния позволяет выяснить величину и спектральные особенности комплексного показателя преломления атмосферного аэрозоля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Влияние аэрозолей и водяного пара на потоки прямой солнечной радиации в центре экваториальной зоны Атлантики/В. Н. Капустин, Е. М. Козлов, Г. Н. Мартынова и др.—В кн.: ТРОПЭКС-74. Т. 1. Атмосфера.—Л.: Гидрометеиздат, 1976, с. 638—643.
2. Ивлёв Л. С., Попова С. И. Комплексный показатель преломления вещества диспергированной фазы атмосферного аэрозоля.—Изв. АН СССР Физика атмосферы и океана, 1973, т. 9, № 10, с. 1034—1043.
3. ПИГАП—Климат, Климат и аэрозоль/Под ред. Е. П. Борисенко и К. Я. Кондратьева.—Труды ГГО, 1976, вып. 381.—132 с.
4. Полный радиационный эксперимент/Под ред. К. Я. Кондратьева и Н. Е. Те Маркарянц.—Л.: Гидрометеиздат, 1976.—240 с.
5. Сивков С. И. Методы расчета характеристик солнечной радиации.—Л.: Гидрометеиздат, 1968.—232 с.
6. Bradwaja P. S., Herbert J., Charlson R. J. Refractive index of atmospheric particulate matter: An in situ method for determination.—Appl. Opt. 1974, vol. 13, p. 731—734.
7. Chin I. Lin, Baker M., Charlson R. J. Absorption coefficient for atmospheric aerosol. A method for measurement.—Appl. Opt., 1973, vol. 12, p. 1356—1363.
8. Grams G. W. e. a. Complex index of refraction of airborne soil particles.—J. Appl. Met. 1974, vol. 13, N 4, p. 459—471.
9. Herman B. M., Browning R. S., De Luisi J. J. Determination of effective imaginary term of the complex refractive index of atmospheric dust by remote sensing: the diffuse-direct radiation method.—J. Atm. Sci., 1977, vol. 32, N 5, p. 918—925.
10. Lindberg J. D. The composition and optical absorption coefficient of atmospheric particulate matter.—Opt. Quant. Electron., 1975, vol. 7, N 1, p. 131—139.
11. Patterson E. M., Gillette D. A., Stockton B. H. Complex index of refraction between 300 and 700 μm for Saharan aerosols.—J. Geoph. Res. 1977, vol. 82, N 21, p. 3153—3160.

А. Д. Егоров

АЛГОРИТМЫ ЭФФЕКТИВНОЙ ОЦЕНКИ ПРОЗРАЧНОСТИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЛИДАРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

Пусть y — заданная функция n переменных x_1, \dots, x_n , зависящая от m параметров a_1, \dots, a_m :

$$y = f(x_1, \dots, x_n; a_1, \dots, a_m), \quad (1)$$

которые требуется определить, решая систему уравнений

$$F_l(y_1, \dots, y_k; x_{1l}, \dots, x_{nl}; a_1, \dots, a_m) = 0, \quad l=1, \dots, m, \quad (2)$$

где на функции F_l с учетом зависимости (1) следует наложить ограничения:

$$\frac{\partial F_l}{\partial a_j} + \sum_{p=1}^k \frac{\partial F_l}{\partial y_p} f'_{a_j} (x_{1p}, \dots, x_{np}; a_1, \dots, a_m) = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial F_l}{\partial x_{ri}} + \frac{\partial F_l}{\partial y_i} f'_{x_{ri}} (x_{1i}, \dots, x_{ni}; a_1, \dots, a_m) = 0, \quad (4)$$

$i=1, \dots, k.$

Пусть, далее, $y_i, x_{1i}, \dots, x_{ni}$ — одна из серий k измерений, по которым находятся искомые параметры, тогда имеем следующие соотношения для рассматриваемых параметров как неявных функций измеряемых величин:

$$\frac{\partial F_l}{\partial y_i} + \sum_{j=1}^m \frac{\partial F_l}{\partial a_j} \frac{\partial a_j}{\partial y_i} = 0, \quad (5)$$

$$\frac{\partial F_l}{\partial x_{ri}} + \sum_{j=1}^m \frac{\partial F_l}{\partial a_j} \frac{\partial a_j}{\partial x_{ri}} = 0. \quad (6)$$

Дисперсия j -го параметра определяется в линейном приближении выражением.

$$\begin{aligned}
\sigma^2_{a_j} = & \sum_{p, t=1}^k \frac{\partial \bar{a}_j}{\partial \bar{y}_p} \frac{\partial \bar{a}_j}{\partial \bar{y}_t} \text{COV}(y_p, y_t) - \\
& - \sum_{p, t=1}^k \sum_{q=1}^n \frac{\partial \bar{a}_j}{\partial \bar{y}_p} \frac{\partial \bar{a}_j}{\partial \bar{x}_{qt}} \text{COV}(y_p, x_{qt}) - \\
& - \sum_{p, t=1}^k \sum_{q, r=1}^n \frac{\partial \bar{a}_j}{\partial \bar{y}_t} \frac{\partial \bar{a}_j}{\partial \bar{x}_{rp}} \text{COV}(y_t, x_{rp}) + \\
& + \sum_{p, t=1}^k \sum_{q, r=1}^n \frac{\partial \bar{a}_j}{\partial \bar{x}_{qt}} \frac{\partial \bar{a}_j}{\partial \bar{x}_{rp}} \text{COV}(x_{qt}, x_{rp}), \quad (7)
\end{aligned}$$

причем в данном приближении для фигурирующих здесь средних величин справедливы соотношения (3) — (6), из которых следует

$$\frac{\partial \bar{a}_j}{\partial \bar{x}_{ri}} = - \frac{\partial \bar{a}_j}{\partial \bar{y}_i} f'_{\bar{x}_{ri}}(\bar{x}_{1i}, \dots, \bar{x}_{ni}; \bar{a}_1, \dots, \bar{a}_m), \quad (8)$$

$$\frac{\partial F_l}{\partial \bar{y}_i} - \sum_{j=1}^m \sum_{p=1}^k \frac{\partial \bar{a}_j}{\partial \bar{y}_i} \frac{\partial F_l}{\partial \bar{y}_p} f'_{\bar{a}_j}(\bar{x}_{1p}, \dots, \bar{x}_{np}; \bar{a}_1, \dots, \bar{a}_m) = 0. \quad (9)$$

Выражение (7) с учетом соотношения (8) можно записать в виде

$$\sigma^2_{a_j} = \sum_{i=1}^k \sum_{p=1}^k z_{ji} z_{jp} \sigma_i \sigma_p, \quad (10)$$

на основании равенства (9) получаем

$$\sum_{i=1}^k y_{ti} z_{ji} = \delta_{tj}, \quad (11)$$

где вводятся обозначения:

$$\frac{\partial \bar{a}_j}{\partial \bar{y}_i} = z_{ji}, f'_{\bar{a}_j}(\bar{x}_{1p}, \dots, \bar{x}_{np}; \bar{a}_1, \dots, \bar{a}_m) = y_{jp}, \quad (12)$$

$$\begin{aligned}
\sigma_p \sigma_i = & \text{COV}(y_p, y_t) - \sum_{q=1}^n f'_{\bar{x}_{qt}}(\bar{x}_{1t}, \dots, \bar{x}_{nt}; \bar{a}_1, \dots, \bar{a}_m) \text{COV}(y_p, x_{qt}) - \\
& - \sum_{r=1}^n f'_{\bar{x}_{rp}}(\bar{x}_{1p}, \dots, \bar{x}_{np}; \bar{a}_1, \dots, \bar{a}_m) \text{COV}(y_t, x_{rp}) + \\
& + \sum_{q=1}^n \sum_{r=1}^n f'_{\bar{x}_{qt}}(\bar{x}_{1t}, \dots, \bar{x}_{nt}; \bar{a}_1, \dots, \bar{a}_m) \times \\
& \times f'_{\bar{x}_{rp}}(\bar{x}_{1p}, \dots, \bar{x}_{np}; \bar{a}_1, \dots, \bar{a}_m) \text{COV}(\bar{x}_{qt}, \bar{x}_{rp}). \quad (13)
\end{aligned}$$

Можно показать, что в рассматриваемом приближении

$$\sigma_p \sigma_t = \frac{\overline{\varphi(x_{1p}, \dots, x_{np}) - \varphi(x_{1t}, \dots, x_{nt})}}{\overline{\varphi(x_{1p}, \dots, x_{np})} - \overline{\varphi(x_{1t}, \dots, x_{nt})}} \quad (14)$$

де функция φ определяется экспериментально, так что

$$y_i = \varphi(x_{1i}, \dots, x_{ni}). \quad (15)$$

Этой целью достаточно опустить в преобразованном выражении (13) члены более высоких порядков:

$$\frac{\partial(\varphi - \bar{\varphi})}{\partial \bar{x}_{rp}} (x_{rp} - \bar{x}_{rp}), \quad \frac{\partial(f - \bar{f})}{\partial \bar{x}_{rp}} (x_{rp} - \bar{x}_{rp}). \quad (16)$$

В соответствии с теоремой Гаусса — Маркова алгоритм эффективной оценки параметров, минимизирующий функцию (10) при условии (11) — обобщенный метод наименьших квадратов, причем для определения искоемых функций F_l можно выписать следующее матричное уравнение:

$$\left[\frac{\partial F_l}{\partial y_i} \right] = [y_{jp}] [\sigma_p \sigma_t]^{-1}. \quad (17)$$

Однако такого типа оценка случайных погрешностей определяемых параметров может оказаться заниженной, это связано с введением ковариационной матрицы в алгоритм, с вычислением искоемых величин по данной серии с учетом других серий измерений.

В качестве примера рассмотрим частный случай зависимости (1)

$$y = ax, \quad (18)$$

когда эксперимент выполняется так, чтобы число измерений серий совпало с числом k , тогда $\det [\sigma_p \sigma_t] = 0$, а алгоритм

$$a = \begin{vmatrix} y_1 & \dots & y_k \\ \sigma_2 \sigma_1 & \dots & \sigma_2 \sigma_k \\ \dots & \dots & \dots \\ \sigma_k \sigma_1 & \dots & \sigma_k \sigma_k \end{vmatrix} \left| \begin{vmatrix} x_1 & \dots & x_k \\ \sigma_2 \sigma_1 & \dots & \sigma_2 \sigma_k \\ \dots & \dots & \dots \\ \sigma_k \sigma_1 & \dots & \sigma_k \sigma_k \end{vmatrix} \right|^{-1} \quad (19)$$

определяет параметр a с дисперсией $\sigma_j^2 = 0$ независимо от погрешностей измеряемых величин.

Таким образом, задачу целесообразно решать в другой постановке, для чего обратим внимание на неравенство

$$\sigma^2_{a_j} \leq k \sigma^2_{\max} \sum_{i=1}^k z^2_{ji}. \quad (20)$$

Алгоритм эффективной оценки будем искать, минимизируя максимальную дисперсию, определяемую неравенством (20).

В итоге приходим к методу наименьших квадратов для некоррелируемых величин:

$$s = \sum_{i=1}^k [y_i - f(x_{1i}, \dots, x_{ni}; a_1, \dots, a_m)]^2 a_i(x_{1i}, \dots, x_{ni}; a_1, \dots, a_m), \quad (21)$$

применимость которого ограничивается случаем малых погрешностей, при этом для соответствующей дисперсии имеем

$$\sigma_j^2 = \left\{ \left[\sum_{p=1}^k y_{jp} y_{lp} \right]^{-1} [y_{ji}] [\sigma_p \sigma_t] [y_{ij}] \left[\sum_{p=1}^k y_{jp} y_{lp} \right]^{-1} \right\}_{jj}. \quad (22)$$

Уравнение (2), в котором функции F_l определяются выражением (21), дает возможность отыскания параметров a_j и нахождения соответствующей дисперсии. Последнюю величину можно сравнить с величиной σ_j^2 , вычисленной по формуле (22). Результат сравнения характеризует применимость метода для нелинейных зависимостей типа (1).

Найдем теперь алгоритм эффективной оценки прозрачности атмосферы для метода логарифмической производной, когда равенство (1) имеет вид

$$\ln y = A - BR. \quad (23)$$

Здесь $y = PR^2$, P — мощность эхо-сигнала, R — расстояние до цели, A — константа, постоянную B отождествляют с удвоенным коэффициентом ослабления.

Решая систему уравнений (2) в рассматриваемом случае, определяем искомый параметр

$$B = \frac{k \sum_{i=1}^k R_i \ln y_i - \sum_{i=1}^k R_i \sum_{i=1}^k \ln y_i}{\left(\sum_{i=1}^k R_i \right)^2 - k \sum_{i=1}^k R_i^2}. \quad (24)$$

Аналогично можно найти алгоритм эффективной оценки прозрачности для метода нескольких углов визирования, когда имеет зависимость (1) в виде

$$W = C - D \operatorname{cosec} \delta, \quad (25)$$

где $W = \ln \frac{y(z_2 \operatorname{cosec} \delta)}{y(z_1 \operatorname{cosec} \delta)}$, δ — угол визирования по отношению к горизонту, C , D — постоянные, причем D отождествляют с удвоенной оптической толщиной слоя, заключенного между плоскостями с высотами z_1 , z_2 .

Для параметра D получаем

$$D = \frac{k \sum_{i=1}^k W_i \operatorname{cosec} \delta_i - \sum_{i=1}^k W \sum_{i=1}^k \operatorname{cosec} \delta_i}{\left(\sum_{i=1}^k \operatorname{cosec} \delta_i \right)^2 - k \sum_{i=1}^k \operatorname{cosec}^2 \delta_i}. \quad (26)$$

В. И. Корзов, К. Я. Кондратьев

УГЛОВАЯ АНИЗОТРОПИЯ ОТРАЖЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ.

I. СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

В ГГО был создан и установлен на самолет-лабораторию ИЛ-18 комплекс аппаратуры, состоящий из спектрального индикатора [6], спектроальбедометра [7] и датчика положения Солнца. Указанный комплекс самолетной аппаратуры, предназначенный для измерения спектральных и угловых характеристик отражения Земли, использовался при выполнении таких комплексных радиационных программ, как КЭНЭКС, АТЭП, ПОЛЭКС-76, ГАРЭКС. В работе по этим программам был получен значительный экспериментальный материал по спектральным и угловым характеристикам отражения различных природных образований [2—5, 8, 10].

Кроме этого, по специальной радиационной программе в течение ряда лет проводились исследования угловых характеристик отражения типичных подстилающих поверхностей (пустыня, вода, снежный и растительный покровы) и сплошной облачности при различных высотах Солнца. По полученному экспериментальному материалу для указанных выше поверхностей выполнен анализ угловых характеристик отражения в зависимости от высоты Солнца, углов визирования и длины волны. Зондирования в околополуденное время (при мало меняющейся высоте Солнца) позволили выявить влияние атмосферы на угловые характеристики отражения. Настоящая работа является результатом этих исследований угловой анизотропии отражения.

1. ХАРАКТЕРИСТИКИ УГЛОВОЙ АНИЗОТРОПИИ ОТРАЖЕНИЯ

Угловая анизотропия отражения подстилающей поверхности характеризуется измеренными в пределах угла 2π ср значениями относительной (по отношению к надирному направлению) спектральной яркости

$$f_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot}) = \frac{B_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot})}{B_{\lambda}(0, 0, h_{\odot})}, \quad (1)$$

где $B_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot})$ и $B_{\lambda}(0, 0, h_{\odot})$ — спектральные яркости поверхности в направлении (θ, φ) и в надире соответственно, θ — зенитный угол, φ — азимут. Спектральная яркость подстилающей поверхности измерялась с самолета индикатометром, в котором с помощью интерференционных фильтров выделялось 10 спектральных участков в диапазоне 0,509—1,88 мкм.

Для изучения угловой структуры отраженной от подстилающей поверхности радиации обычно используют направленный коэффициент отражения $R_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot})$, определяемый [13] выражением

$$R_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot}) = \frac{B_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot})}{E_{\lambda}(h_{\odot})}, \quad (2)$$

или коэффициент яркости

$$\beta_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot}) = \frac{B_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot})}{B_{\lambda 0}(h_{\odot})}, \quad (3)$$

где $E_{\lambda}(h_{\odot})$ — освещенность поверхности, $B_{\lambda 0}(h_{\odot})$ — яркость абсолютно белой отражающей поверхности.

Удобство практического использования коэффициента яркости в том, что он является безразмерной характеристикой, в то время как направленный коэффициент отражения имеет размерность ср^{-1} . Соотношение между ними имеет [12] простой вид:

$$\beta_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot}) = \pi R_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot}). \quad (4)$$

По данным одновременных измерений спектрального альбеда $A_{\lambda}(h_{\odot})$ и значений относительной яркости $(f_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot}))$ в угле $2\pi \text{ ср}$ рассчитывался коэффициент спектральной яркости согласно соотношению [9]

$$\beta_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot}) = \frac{\pi A_{\lambda}(h_{\odot})}{F_{\lambda}(h_{\odot})} f_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot}), \quad (5)$$

$$\text{где } F_{\lambda}(h_{\odot}) = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} f_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot}) \cos \theta \sin \theta d\varphi d\theta. \quad (6)$$

Для количественной оценки угловой анизотропии отражения поверхности вводится коэффициент анизотропии K_a [5], определяемый как отношение альбеда поверхностей с реальным и изотропным угловым распределением отраженной радиации, имеющих равные коэффициенты яркости в надирном направлении, т. е.

$$K_a = \frac{A_{\lambda}(h_{\odot})_{\text{реал.}}}{A_{\lambda}(h_{\odot})_{\text{изот.}}} \quad (7)$$

ри

$$\beta_{\lambda}(0, 0, h_{\odot})_{\text{реал}} = \beta_{\lambda}(0, 0, h_{\odot})_{\text{изот}}. \quad (8)$$

Заменяя в выражении (7) альбедо через потоки спектральной отраженной $F_{\lambda}^{\uparrow}(h_{\odot})$ и падающей радиации, получим другое соотношение для коэффициента K_a :

$$K_a = \frac{F_{\lambda}^{\uparrow}(h_{\odot})_{\text{реал}}}{F_{\lambda}^{\uparrow}(h_{\odot})_{\text{изот}}}. \quad (7')$$

Коэффициент K_a вычисляется [5] по данным измерений относительной яркости в угле 2π ср:

$$K_a = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} f_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot}) \sin \theta \cos \theta d\varphi d\theta. \quad (9)$$

Характеристикой угловой анизотропии отражения является коэффициент асимметрии отражения в плоскости солнечного вертикала $K_{с-в}$, определяемый следующим математическим выражением:

$$K_{с-в} = \frac{\int_0^{\pi/2} f_{\lambda}(\theta, 0, h_{\odot}) \sin \theta d\theta}{\int_0^{\pi/2} f_{\lambda}(\theta, 180^{\circ}, h_{\odot}) \sin \theta d\theta}, \quad (10)$$

где $f_{\lambda}(\theta, 0, h_{\odot})$ и $f_{\lambda}(\theta, 180^{\circ}, h_{\odot})$ — относительная яркость в плоскости солнечного вертикала для азимута $\varphi = 0^{\circ}$ и 180° соответственно.

Приведенные выше характеристики угловой анизотропии отражения измерялись или рассчитывались по экспериментальным данным для некоторых типов подстилающей поверхности и сплошной облачности.

2. УГЛОВАЯ АНИЗОТРОПИЯ ОТРАЖЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Исследования угловой анизотропии отражения снежного покрова проводились в 1973 г. в Арктике. Полеты самолета ИЛ-18 выполнялись 19 и 21 мая в безоблачной атмосфере на трех высотах (200, 3000 и 8400 м) при различных высотах Солнца. Измерения 19 мая были выполнены над акваторией Карского моря. По визуальным наблюдениям с самолета, снег покрывал большие поля однолетнего льда, между которыми были видны следы таяния и редкие замерзшие полыньи. Измерения 21 мая производились над прибрежным льдом западной части п-ова Ямал. Трасса полетов проходила на расстоянии около 10 км от берега параллельно береговой линии. Полоса прибрежного ровного льда

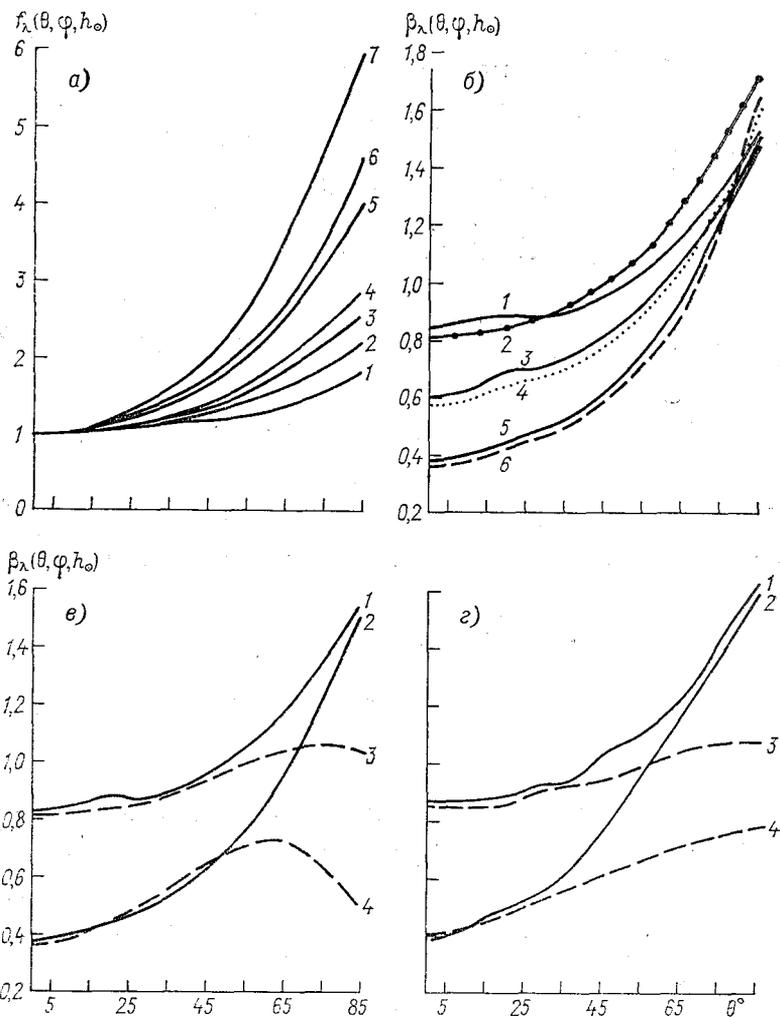


Рис. 1. Индикатрисы относительной яркости снежного покрова в вертикале Солнца (а) и коэффициента яркости (б—е) для различных длин волн.
 а, б) $H_{\Pi}=200$ м, $h_{\odot}=28,2^{\circ}$; 1) $\lambda=0,509$ мкм, 2) $\lambda=0,701$ мкм, 3) $\lambda=0,96$ мкм, 4) $\lambda=0,99$ мкм, 5) $\lambda=1,24$ мкм, 6) $\lambda=1,38$ мкм, 7) $\lambda=1,88$ мкм;
 в) 1) $H_{\Pi}=200$ м, $h_{\odot}=28,2^{\circ}$, $\lambda=0,509$ мкм; 2) $H_{\Pi}=200$ м, $h_{\odot}=28,2^{\circ}$, $\lambda=1,24$ мкм;
 3) $H_{\Pi}=8400$ м, $h_{\odot}=32,8^{\circ}$; $\lambda=0,509$ мкм; 4) $H_{\Pi}=8400$ м; $h_{\odot}=32,8^{\circ}$; $\lambda=1,24$ мкм;
 г) $H_{\Pi}=200$ м: 1) $h_{\odot}=23,7^{\circ}$, $\lambda=0,509$ мкм; 2) $h_{\odot}=23,7^{\circ}$, $\lambda=1,24$ мкм;
 3) $h_{\odot}=39,2^{\circ}$, $\lambda=0,509$ мкм; 4) $h_{\odot}=39,2^{\circ}$, $\lambda=1,24$ мкм.

шириной около 25 км была покрыта чистым свежеснеженным снегом и переходила в зону сплошного торосистого льда шириной 5—10 км, а затем — в большие поля однолетнего льда Карского моря.

Анализ индикатрис яркости снежного покрова в различных частках спектра и азимутальных направлениях показывает, что наибольшая угловая анизотропия отражения снега наблюдается в вертикале Солнца при углах визирования, близких к горизонту, где коэффициент яркости может возрасть в несколько раз по сравнению с надиром. В азимутальных направлениях, кроме $\varphi=0^\circ$ и 30° , имеет место незначительное отклонение от изотропности во всех исследованных спектральных интервалах. Поэтому анализ зависимостей угловых характеристик отражения снега от параметров наблюдения (λ , θ , φ , $H_{\text{п}}$, h_{\odot}) целесообразно было провести в азимуте $\varphi=0^\circ$ и 180° .

На рис. 1 представлены индикатрисы яркости снежного покрова, полученные в вертикале Солнца. Вытянутость к горизонту индикатрис относительной яркости постепенно увеличивается по мере продвижения в ИК область спектра (рис. 1 а). Увеличение (λ , θ , φ , h_{\odot}) к горизонту с увеличением длины волны не сопровождается таким же изменением коэффициента яркости. Напротив, коэффициент яркости при углах, близких к горизонту, как это следует из графиков рис. 1 б, незначительно изменяется в зависимости от длины волны. Наибольшие изменения коэффициента яркости по спектру наблюдаются в надире.

Для участков спектра вне полос поглощения воды с увеличением высоты полета характер угловой зависимости отражения снежного покрова практически не изменяется в пределах угла визирования $0=\theta\div 45^\circ$ во всех азимутальных направлениях. При этом коэффициенты яркости в соответствующих углах визирования на различных высотах полета ($H_{\text{п}}$) отличаются по величине на несколько процентов (рис. 1 в). В углах визирования, больших 45° , коэффициент яркости системы снежная поверхность — атмосфера (СП—А) значительно меньше соответствующего значения на высоте 200 м. И, естественно, чем больше угол визирования, т. е. длиннее оптический путь для отраженной от снега радиации, тем большее наблюдается уменьшение коэффициента яркости системы СП—А.

Результаты количественной оценки относительного уменьшения (%) спектрального коэффициента яркости системы СП—А по сравнению с уровнем 200 м, т. е.

$$\frac{\Delta\beta_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot})}{\beta_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot})} = \frac{\beta_{200} - \beta_{8400}}{\beta_{200}}$$

< 100 , выполненной для различных длин волн и трех направлений визирования, приведены в табл. 1. Для каждого направления визирования данные $\Delta\beta_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot})/\beta_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot})$ представлены при двух высотах Солнца.

Анализ данных табл. 1 показывает, что в различных спектральных интервалах и углах визирования наблюдается существенно различное относительное уменьшение коэффициента яркости системы СП—А. Так, в надире ($\theta=0$, $\varphi=0$) вне полос поглощения воды коэффициент яркости системы СП—А уменьшается

Таблица

Относительное уменьшение (%) коэффициента яркости системы СП-А для различных длин волн (λ) и направлений визирования (θ, φ) при $h_{\odot} = 28,2$ и $39,2^{\circ}$

λ мкм	$\theta=0^{\circ}, \varphi=0^{\circ}$		$\theta=75^{\circ}, \varphi=0^{\circ}$		$\theta=75^{\circ}, \varphi=180^{\circ}$	
	28,2	39,2	28,2	39,2	28,2	39,2
0,509	2,4	1,2	15,9	14,9	4,7	2,4
0,553	3,2	2,2	17,9	23,3	7,2	7,0
0,701	11,2	1,3	27,2	22,9	19,0	4,0
0,796	9,9	4,4	38,4	16,3	15,5	9,4
0,96	18,4	24,0	50,6	43,3	32,8	20,6
0,99	1,7	3,4	37,2	31,5	10,9	9,4
1,13	17,2	20,0	47,1	42,5	20,0	20,6
1,24	5,3	7,3	49,0	34,2	26,1	9,5
1,38	58,3	58,0	77,5	79,6	70,0	61,1

незначительно (на 3% в среднем для $\lambda=0,509; 0,553; 0,99$ и $1,24$ мкм). При угле визирования $\theta=75^{\circ}$ в этих же участках спектра величина $\Delta\beta_{\lambda}(0, \varphi, h_{\odot}) / \beta_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot})$ будет значительно больше, чем в надире, а именно 28 и 9,6% при $\varphi=0^{\circ}$ и 180° соответственно.

В спектральных участках, соответствующих полосам поглощения воды, коэффициент яркости системы СП-А много меньше своего значения на высоте 200 м в том же угле визирования. В этом случае очевидно, что величины $\Delta\beta_{\lambda}(0, \varphi, h_{\odot}) / \beta_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot})$, изменяющаяся в широких пределах (от 18 до 79%), зависит от оптического пути как падающей, так и отраженной радиации и от спектрального интервала (см. табл. 1).

Угловая анизотропия отражения снежного покрова увеличивается с уменьшением h_{\odot} . Это можно проследить по зависимостям рис. 1 г, на котором индикатрисы яркости представлены для двух участков спектра (0,509 и 1,24 мкм) и двух высот Солнца ($23,7$ и $39,2^{\circ}$). Видно, что коэффициент яркости снега в диапазоне углов $\theta=0 \div 35^{\circ}$ практически не зависит от высоты Солнца. При больших углах θ коэффициент яркости снега увеличивается с уменьшением h_{\odot} , причем значительно в ИК области спектра.

Зависимости угловой анизотропии отражения снежного покрова от высоты Солнца и полета прослеживаются по изменению коэффициента анизотропии (K_a) в различных участках спектра. Значения коэффициента K_a для снежного покрова, полученные из данных измерений индикатрис спектральной яркости при различных h_{\odot} и $H_{\text{п}}$, приведены в табл. 2. Причем в последней строке табл. 2 представлены средние взвешенные (по данным спектрального альбедо) коэффициенты K_a в диапазоне длин волн 0,509—1,38 мкм.

Зависимости коэффициента K_a от высоты Солнца, построенные

о данным табл. 2, приведены на рис. 2. С уменьшением h_{\odot} коэффициент анизотропии отражения снежного покрова, полученный на высоте 200 м, увеличивается по закону, близкому к линейному для всех исследованных спектральных интервалов (рис. 2). Экстраполяция зависимостей K_a в сторону увеличения h_{\odot} показывает, что при $h_{\odot} \approx 55^\circ$ снежный покров становится практически изотропной поверхностью ($K_a \approx 1$) во всех участках спектра.

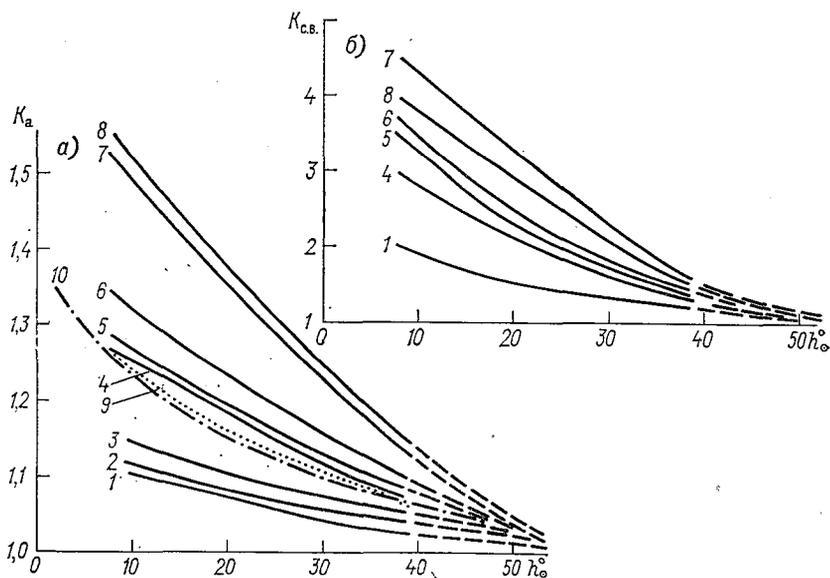


Рис. 2. Зависимость коэффициента анизотропии отражения (а) и коэффициента асимметрии отражения в плоскости солнечного вертикала (б) от высоты Солнца при $H_n=200$ м для различных длин волн.

1) $\lambda=0,509$ мкм, 2) $\lambda=0,553$ мкм, 3) $\lambda=0,701$ мкм, 4) $\lambda=1,13$ мкм, 5) $\lambda=0,96$ мкм, 6) $\lambda=0,99$ мкм, 7) $\lambda=1,38$ мкм, 8) $\lambda=1,24$ мкм, 9) $\lambda=0,509 \div 1,38$ мкм, 10) $\lambda=0,3 \div 3$ мкм [11].

На рис. 2 а представлена зависимость от высоты Солнца коэффициента K_a , полученного по нашим измерениям в спектральном диапазоне 0,509—1,38 мкм (кривая 9). Здесь же для сравнения нанесены (кривая 10) данные расчета K_a по формуле (7) и олевым измерениям интегрального альбедо в Эльбрусской экспедиции [11]. Причем в этих расчетах за альбедо изотропной поверхности снега было принято его значение при $h_{\odot} > 60^\circ$. Из рис. 2 а видно, что совпадение указанных выше зависимостей хорошее и наблюдаемое различие в них (в пределах 1—2%) объясняется, по-видимому, некоторым несоответствием спектральных интервалов в том и другом случаях.

На высотах полета 3000 и 8400 м характер зависимости коэффициента K_a от h_{\odot} сохраняется, только угол наклона кривых уменьшается, т. е., как уже отмечалось ранее, угловая анизотро-

Значения коэффициента анизотропии отражения (K_a) свежевыпавшего снега, рассчитанные по данным измерений индикатрис спектральной яркости

Время мск, ч мин	h °	$H_{\text{д.м}}$	λ мкм									
			0,509	0,553	0,701	0,796	0,96	0,99	1,13	1,24	1,38	1,88
15 мая 1973 г.												
15	23,7	200	1,06	1,07	1,09	1,14	1,18	1,21	1,15	1,30	1,31	1,13
16	21,2	3000	1,09	1,10	1,09	—	1,17	1,20	1,18	1,30	1,28	—
16	18,9	8400	1,10	1,11	—	—	1,14	1,17	1,16	1,35	1,32	—
17	14,3	8400	1,15	1,16	1,16	1,20	1,18	1,21	1,23	1,41	1,42	1,42
17	59	3000	1,15	1,18	1,22	1,27	1,28	1,32	1,30	1,52	1,50	1,19
18	38	3000	1,18	1,22	—	—	1,31	1,36	1,35	1,60	1,56	1,25
19	08	200	1,11	1,12	1,16	1,25	1,28	1,34	1,28	1,55	1,52	—
21 мая 1973 г.												
10	39,2	200	1,02	1,03	1,05	1,06	1,07	1,09	1,07	1,13	1,12	1,05
11	38,2	3000	1,02	1,03	1,02	1,06	1,06	1,08	1,07	1,12	1,09	1,05
12	09	8400	1,00	1,00	1,01	1,03	1,03	1,05	1,01	1,12	1,07	1,02
13	30	8400	1,02	1,02	1,04	1,05	1,05	1,07	1,06	1,15	1,12	1,05
14	10	3000	1,04	1,05	1,04	1,07	1,09	1,11	1,11	1,19	1,15	1,07
14	37	200	1,05	1,06	1,08	1,11	1,14	1,17	1,13	1,28	1,26	1,12

Примечание. Полуширинным шрифтом выделены значения K_a , полученные путем интерполяции.

ия отражения системы СП—А уменьшается. Это следует из анализа данных табл. 2. Выполненные расчеты показывают, что в среднем по всем спектральным участкам коэффициента K_a системы П—А уменьшился на 1 и 10% при высотах Солнца 39,2 и 28,2° соответственно. Обычно в процессе зондирования высота Солнца менялась, поэтому в расчетах значения коэффициента K_a системы СП—А были приведены к высоте Солнца, имевшей место в полете на высоте 200 м.

С увеличением длины волны угловая анизотропия отражения нежного покрова растет по данным измерений на всех высотах олета (см. табл. 2), причем в полосах поглощения воды (1, 13 и 38 мкм) коэффициент K_a меньше, чем в соседних спектральных интервалах. Это значит, что радиация, отраженная по всем азимутальным направлениям, в большей степени диффузна в полосах поглощения воды, чем в соседних с ними участках спектра.

Коэффициенты асимметрии отражения в плоскости солнечного меридиана ($K_{с.в}$), рассчитанные по данным измерений индикатрисы относительной яркости снега в различных участках спектра для трех высот полета, приведены в табл. 3. Построенные по этим данным зависимости $K_{с.в}$ от h_{\odot} представлены на рис. 2 б.

Из анализа данных табл. 3 и сравнения зависимостей рис. 2 б следует, что с уменьшением высоты Солнца асимметрия отражения в плоскости солнечного меридиана резко увеличивается. Это означает, что с уменьшением h_{\odot} растет зеркальная составляющая отражения и особенно в ИК области. Зависимости $K_{с.в}$ от высоты Солнца имеют такой же характер, как и зависимости коэффициента K_a от h_{\odot} , т. е. близки к линейным (ср. рис. 2 а и 2 б). Следовательно, угловая анизотропия отражения снега в основном обусловлена увеличением коэффициента яркости в меридиане Солнца. Экстраполяция зависимостей рис. 2 б в сторону увеличения h_{\odot} показывает, что при $h_{\odot} \approx 55^\circ$ индикатрисы яркости в меридиане и антимеридиане становятся симметричными ($K_{с.в} \approx 1$) во всех исследованных спектральных интервалах.

Таким образом, проведенные исследования отражательной способности снежного покрова показали, что при определенных условиях (θ , φ , h_{\odot}) угловая анизотропия снега значительна. Представление о диффузности поверхности, покрытой свежеснеженным снегом, справедливо в ограниченном диапазоне углов наблюдения и высот Солнца. Наибольшая угловая анизотропия отражения снега проявляется в плоскости меридиана Солнца. Она увеличивается в ИК области спектра и тем больше, чем меньше высота Солнца.

Коэффициенты K_a и $K_{с.в}$, характеризующие угловую анизотропию отражения по различным азимутам, в зависимости от спектрального интервала и высоты Солнца изменяются для снега в широких пределах. Они увеличиваются с уменьшением высоты Солнца. Поскольку в зимнее время года преобладают низкие высоты Солнца, то неучет угловой анизотропии отражения в расче-

Значения коэффициента асимметрии отражения в плоскости солнечного вертикала ($K_{с.в.}$) по данным измерений индикатрис спектральной яркости свежевыпавшего снега

Время, мес, ч мин	$h \text{ } \odot$	$H_{п.м}$	λ , мкм									
			0,509	0,553	0,701	0,796	0,96	0,99	1,13	1,24	1,38	1,88
19 мая 1973 г.												
15 32	23,7	200	1,37	—	1,70	—	2,04	2,23	1,93	2,63	2,93	—
16 05	21,2	3000	1,50	—	1,74	—	—	—	2,47	3,10	3,57	—
16 37	18,9	8400	1,52	—	—	—	1,95	—	2,17	—	—	—
17 27	14,3	8400	1,75	1,97	2,23	2,18	2,51	2,43	2,47	2,48	—	3,35
17 59	12,0	3000	1,97	2,27	2,60	3,18	3,22	3,09	3,63	4,55	5,18	6,76
18 38	8,8	3000	2,31	2,48	—	—	3,69	3,46	3,90	3,82	4,27	—
19 08	7,1	200	2,02	—	—	—	3,46	3,72	3,07	3,94	4,50	—
21 мая 1973 г.												
10 54	39,2	200	1,22	1,25	1,36	1,32	1,37	1,36	1,32	1,43	1,47	2,00
11 36	38,2	3000	1,20	1,30	1,25	1,28	1,37	1,42	1,38	1,43	1,59	2,10
12 09	37,2	8400	1,04	1,06	1,08	1,09	1,10	1,11	1,09	1,28	1,28	1,75
13 30	32,8	8400	1,22	1,32	1,47	1,43	1,45	1,40	1,49	1,80	2,08	2,60
14 10	36,3	3000	1,21	1,31	1,45	1,49	1,43	1,42	1,58	1,94	2,18	2,47
14 37	28,3	200	1,34	1,41	1,51	1,63	1,68	1,79	1,68	2,17	2,45	3,25

х уходящей коротковолновой радиации (УКР) или значений альbedo по данным измерений с летательных аппаратов спектральной или интегральной яркости снежного покрова приводит к большим погрешностям (до 70%).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гуревич М. М. Введение в фотометрию.— Л.: Энергия, 1968.— 244 с.
- Кондратьев К. Я., Корзов В. И. Спектральное альbedo города по данным экспедиции КЭНЭКС-72.— Труды ГГО, 1974, вып. 331, с. 36—40.
- 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, 1974, вып. 331, с. 41—49.
- Кондратьев К. Я., Корзов В. И., Тер-Маркарянц Н. Е. Характеристики отражения системы подстилающая поверхность — атмосфера в условиях значительной запыленности.— Труды ГГО, 1976, вып. 370, с. 119—128.
- Корзов В. И. Самолетные спектральные измерения углового распределения отраженной коротковолновой радиации от слоистообразной облачности.— Труды ГГО, 1973, вып. 317, с. 17—27.
- Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Самолетные приборы для измерения отражения. I. Спектральный индикатометр.— Труды ГГО, 1972, вып. 275, с. 219—225.
- Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Самолетные приборы для измерения отражения. II. Спектральный альбедометр.— Труды ГГО, 1973, вып. 295, с. 200—204.
- Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Методика и некоторые результаты самолетных измерений углового и спектрального распределения отраженной коротковолновой радиации.— В кн.: Радиационные процессы в атмосфере и на земной поверхности. Мат-лы IX Всесоюз. совещ. по актинометрии.— Л.: Гидрометеоздат, 1974, с. 57—61.
- Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Измерение спектрального отражения с самолета.— Труды ГГО, 1972, вып. 275, с. 195—198.
- Корзов В. И., Тер-Маркарянц Н. Е. Самолетные измерения угловых и спектральных характеристик отражения солнечной радиации по программе АТЭП.— В кн.: ТРОПЭКС-74. Т. 1.— Л.: Гидрометеоздат, 1976, с. 556—563.
- Сулаквелидзе Г. К., Окуджава А. М., Снег и его свойства.— В кн.: Труды Эльбрусской высокогорной экспедиции. Т. 1. Нальчик, 1959, с. 9—48.
- Сытинская Н. Н. Абсолютная фотометрия протяженных небесных объектов.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1948.— 198 с.
- Шифрин К. С., Коломийцев Ю. В. Методика расчета поля коротковолновой радиации при анизотропном отражении от подстилающей поверхности.— Труды ГГО, 1968, вып. 221, с. 90—99.

В. И. Корзов, К. Я. Кондратьев

УГЛОВАЯ АНИЗОТРОПИЯ ОТРАЖЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ. II. ПУСТЫНИ

В работе [1] представлены результаты исследований угловой анизотропии отражения снежного покрова, полученные по данным самолетных измерений. Угловая анизотропия отражения снега в отдельных спектральных участках проанализирована по таким характеристикам, как индикатрисы относительной яркости $f_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot})$ и коэффициенты яркости $\beta_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot})$, коэффициенты анизотропии K_a и асимметрии отражения к плоскости солнечного вертикала $K_{с.в.}$. Настоящая работа является продолжением таких же исследований, проведенных над пустыней.

Измерения угловых характеристик отражения пустыни проводились в различных районах Средней Азии: южнее оз. Балхаш севернее г. Ашхабада, на юго-западе от г. Кызыл-Орда и по трассе Красноводск — Нукус. Во всех районах исследований подстилающая поверхность представляла песчаную пустыню, имеющую редкие участки, поросшие верблюжьей колючкой, а также песчаные барханы, склоны которых были покрыты редкой растительностью (кустарником и травой). В указанных районах полеты проводились в течение семи дней в конце мая 1975 г. и четырех дней в октябре 1973 г. В полетах над районом в 160 км севернее г. Ашхабада наблюдался аэрозольный слой, верхняя граница которого располагалась на высоте 3300—4700 м.

1. ИНДИКАТРИСЫ ЯРКОСТИ ПУСТЫНИ

В отличие от снежного покрова песчаная пустыня с барханами является менее однородной подстилающей поверхностью. Естественно, это обстоятельство влияет на характер угловой зависимости коэффициента яркости пустыни, имеющей иногда максимумы и минимумы. Индикатрисы яркости системы пустыня — атмосфера (П—А) благодаря значительному осреднению по площади становятся сглаженными. Индикатрисы яркости в плоскости сол

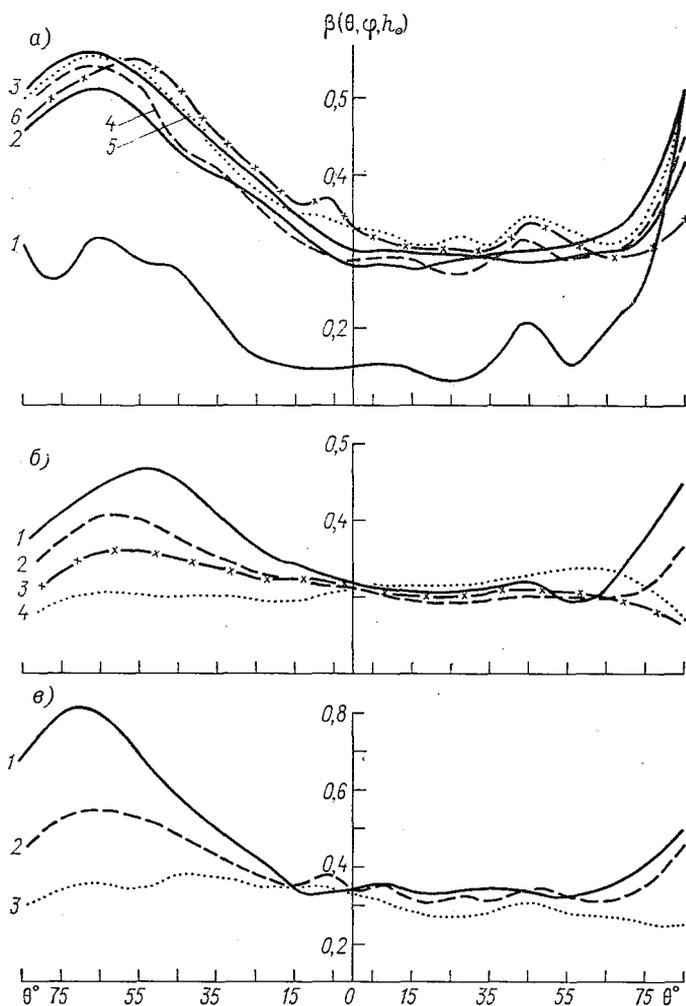


Рис. 1. Индикатрисы яркости пустыни в плоскости солнечного вертикала.

- а) $H_{\pi}=200$ м, $h_{\odot}=36^{\circ}$; 1) $\lambda=0,509$ мкм; 2) $\lambda=0,96$ мкм;
 3) $\lambda=0,99$ мкм; 4) $\lambda=1,13$ мкм; 5) $\lambda=1,24$ мкм; 6) $\lambda=1,38$ мкм;
 б) $H_{\pi}=8000$ м, $h_{\odot}=35,5^{\circ}$, $\lambda=1,24$ мкм; 1) $\varphi=0,180^{\circ}$; 2) $\varphi=30, 210^{\circ}$;
 3) $\varphi=60, 240^{\circ}$; 4) $\varphi=90, 270^{\circ}$.
 в) $H_{\pi}=200$ м, $\lambda=1,24$ мкм; 1) $h_{\odot}=19,4^{\circ}$; 2) $h_{\odot}=36^{\circ}$; 3) $h_{\odot}=58,7^{\circ}$.

еchnого вертикала для различных спектральных участков и высоты полета 200 м приведены на рис. 1 а.

Наблюдается существенное различие между индикатрисами яркости в видимой и ИК областях спектра и незначительное в спектральном диапазоне 0,96—1,38 мкм. В последнем случае ин-

дикатрисы спектральной яркости пустыни для большинства углов визирования отличаются по значению коэффициента β^λ (θ , φ , h) на 5—10%. Угловая анизотропия отражения во всех исследованных спектральных интервалах наибольшая в плоскости солнечного вертикала и минимальная в азимутах $\varphi=90$ и 270° . В видимой области спектра ($\lambda=0,509$ мкм) коэффициент яркости увеличивается к горизонту во всех азимутальных направлениях (см. рис. 1 а). В ИК области спектра ($\lambda=1,24$ мкм) наибольшая угловая анизотропия (асимметрия отражения) проявляется в плоскости солнечного вертикала при $\varphi=180^\circ$ с характерным для изрытых поверхностей максимумом отражения в сторону источника радиации. В других азимутальных направлениях угловая анизотропия уменьшается и в азимутах $\varphi=90$ и 270° индикатрисы яркости пустыни становятся практически симметричными и характерным для изотропной поверхности (рис. 1 б).

С уменьшением высоты Солнца угловая анизотропия отражения пустыни во всех исследованных спектральных участках увеличивается. Это наглядно демонстрируют зависимости рис. 1 на котором представлены индикатрисы яркости пустыни для $\lambda=1,24$ мкм при различных высотах Солнца. При $h > 60^\circ$ пустыня, так же как и система П—А, близка к изотропной поверхности во всех спектральных участках. С уменьшением высоты Солнца индикатрисы яркости пустыни и системы П—А становятся более вытянутыми к горизонту в азимуте $\varphi=180^\circ$ (см. рис. 1 в). При малых высотах Солнца и больших углах визирования коэффициент яркости пустыни может увеличиваться более чем на порядок по сравнению с его значением в надире.

2. КОЭФФИЦИЕНТ АНИЗОТРОПИИ ОТРАЖЕНИЯ ПУСТЫНИ

По измеренным индикатрисам относительной яркости пустыни были выполнены расчеты коэффициента анизотропии отражения K_a [1]. Из анализа результатов таких расчетов для одного дня измерений (табл. 1) следует, что угловая анизотропия пустыни значительной степени зависит от высоты Солнца и в меньшей — от длины волны и высоты полета ($H_{\text{п}}$). По величине коэффициента K_a угловая анизотропия пустыни значительнее в видимом участке спектра, чем в ИК области. При постоянной высоте Солнца в пределах ИК области спектра 0,96—1,38 мкм вариации коэффициента K_a незначительны и определяются в основном неоднородностью пустыни и погрешностью измерения. Это позволило провести осреднение значений K_a в указанном диапазоне длин волн.

Расчеты коэффициента K_a для различных спектральных участков, а также усредненных его значений в диапазоне 0,96—1,38 мкм были выполнены по всем измерениям индикатрис яркости пустыни и системы П—А при различных высотах Солнца. Это дало возможность получить зависимости величины K_a пустыни от h_\odot иллюстрируемые на рис. 2 для видимой и ИК областей спектра

Таблица 1

Значения коэффициента анизотропии отражения (K_a)
по данным измерений спектральных индикатрис яркости
пустыни в районе оз. Балхаш. 21 мая 1975 г.

h_{\odot}	$H_{\text{п м}}$	λ мкм						
		0,509	0,96	0,99	1,13	1,24	1,38	0,96— 1,38
3 ч 31 мин — 5 ч 7 мин								
11,2	200	1,51	1,37	1,39	1,42	1,49	1,43	1,42
13,6	1500	1,73	1,52	1,44	1,47	1,35	1,23	1,40
17,8	3000	1,58	1,31	1,40	1,37	1,27	1,19	1,31
21,6	4500	1,69	1,29	1,30	1,21	1,23	1,24	1,24
26,8	8000	1,53	1,24	1,27	1,24	1,16	1,13	1,21
5 ч 54 мин — 7 ч 32 мин								
36,0	200	1,23	1,15	1,16	1,15	1,10	1,05	1,12
40,2	1500	1,17	1,08	1,10	1,02	1,07	0,99	1,05
43,8	3000	1,20	1,03	1,05	1,03	1,04	0,96	1,02
46,7	4500	1,25	1,04	1,06	1,02	1,03	0,96	1,02
51,0	8000	1,21	1,01	1,03	1,00	1,01	0,95	1,00
8 ч 23 мин — 9 ч 59 мин								
58,7	200	1,05	1,00	1,00	0,98	0,97	0,88	0,97
61,5	1500	1,03	0,97	0,99	0,96	0,97	0,90	0,95
62,7	3000	1,06	0,96	0,95	0,94	0,94	0,87	0,93
63,8	4500	1,08	0,95	0,94	0,93	0,94	0,88	0,93
69,5	8000	1,08	0,94	0,97	0,94	0,95	0,88	0,94

При малых высотах Солнца ($h_{\odot} \approx 10^\circ$) наблюдается значительное величение анизотропии отражения пустыни и системы П—А. При постоянной высоте Солнца различие между значениями коэффициента анизотропии отражения пустыни в видимой и ИК областях спектра незначительно (порядка 5%), для системы П—А оно составляет примерно 15—20%. Увеличение коэффициента анизотропии отражения системы П—А в видимом участке спектра обусловлено перераспределением угловой структуры отраженного потока за счет рассеяния прямой радиации Солнца.

В ИК области спектра зависимости коэффициента K_a от h_{\odot} для пустыни и системы П—А отличаются незначительно (рис. 2). Коэффициент анизотропии отражения системы П—А при низком Солнце в среднем на 7% выше, а при больших h_{\odot} на 3% меньше соответствующего значения K_a для пустыни. При $h_{\odot} \approx 35^\circ$ коэффициенты K_a пустыни и системы П—А приблизительно совпадают. Кроме того, при больших высотах Солнца коэффициент K_a системы П—А становится меньше единицы. Все это объясняется характером изменения индикатрис яркости пустыни в различных азимутальных направлениях в зависимости от высоты Солнца.

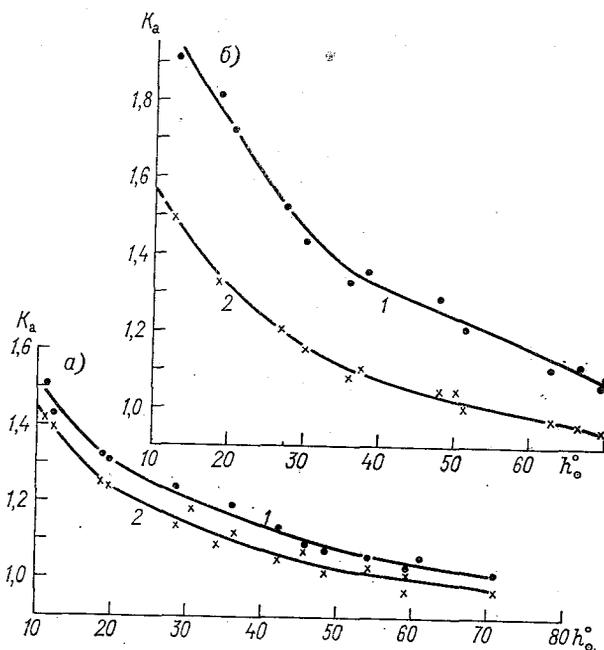


Рис. 2. Зависимость коэффициента анизотропии отражения пустыни (а) и системы П—А (б) от высоты Солнца для различных спектральных интервалов.

1) $\lambda=0,509$ мкм; 2) среднее по $\lambda=0,96; 0,99; 1,13; 1,24$ и $1,38$ мкм.

3. ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ ХАРАКТЕРИСТИК ОТРАЖЕНИЯ ПУСТЫНИ

Изменение характеристик отражения пустыни с высотой полета рассмотрим на примере зондирования, выполненного в 160 км севернее г. Ашхабада. Зондирование проходило при безоблачной погоде, а по визуальным наблюдениям отмечался аэрозольный слой с верхней границей на высоте 3000 м. При подъеме самолета с 200 до 8000 м высота Солнца изменилась с $30,6$ до $47,4^\circ$. Вертикальные профили коэффициента анизотропии отражения, спектрального альbedo и коэффициента яркости в надире сравниваются на рис. 3, на котором волнистой линией отмечена верхняя граница аэрозольного слоя.

Увеличение высоты Солнца в процессе зондирования и запыленность атмосферы в районе полетов были определяющими факторами в формировании вертикальных профилей характеристик отражения пустыни в прозрачных участках спектра (0,509; 0,99 и 1,24 мкм). При длинах волн 0,96; 1,13 и 1,38 мкм к этим факторам добавилось еще поглощение солнечной радиации парами

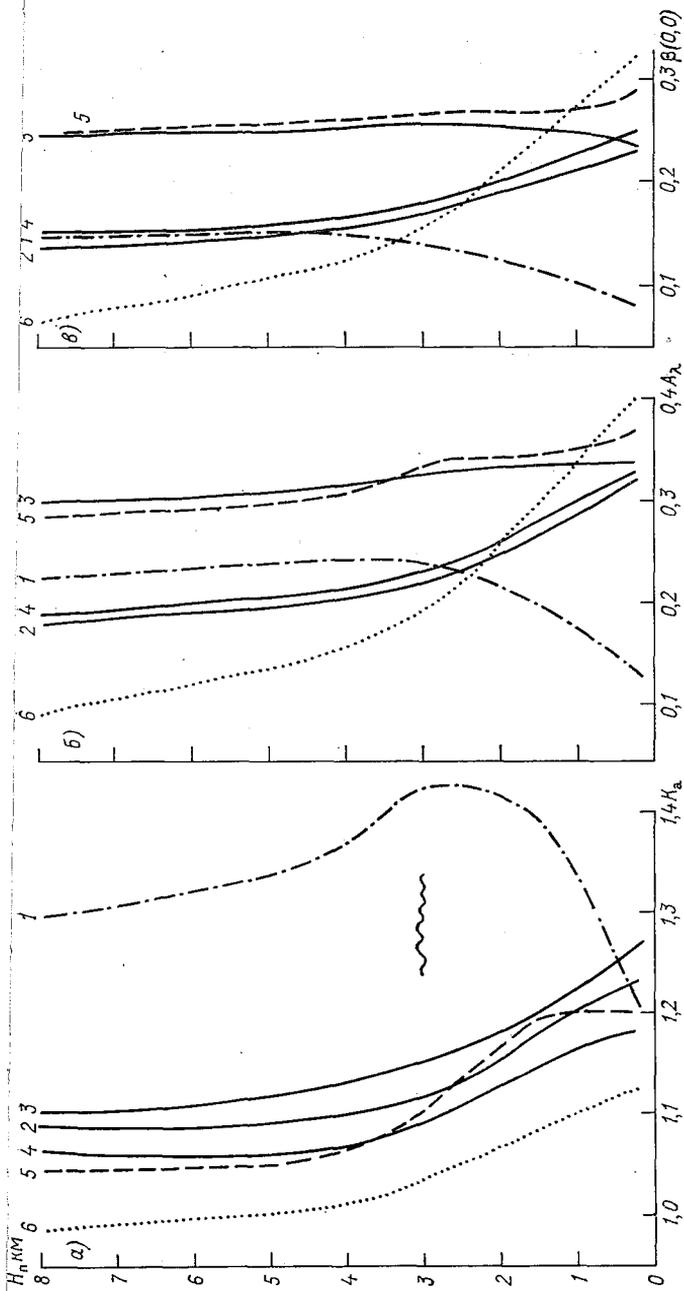


Рис. 3. Вертикальные профили коэффициента анизотропии отражения (а), альbedo (б) и коэффициента яркости в на-
дире (в) пустыни в различных спектральных участках.
1) $\lambda=0,509$ мкм; 2) $\lambda=0,96$ мкм; 3) $\lambda=0,99$ мкм; 4) $\lambda=1,13$ мкм; 5) $\lambda=1,24$ мкм; 6) $\lambda=1,38$ мкм.

воды в атмосфере. Характеристики отражения пустыни в видимой области спектра ($\lambda=0,509$ мкм) увеличиваются до верхней границы аэрозольного слоя, выше которого коэффициенты K_a и A уменьшаются с увеличением высоты, в основном за счет изменения h_{\odot} в процессе зондирования. При этом высотный характер изменения более отчетливо прослеживается по коэффициенту A , чем по альбедо (ср. кривые 1 на рис. 3 а и б). Яркость пустыни в надире для этого участка спектра несколько увеличилась на аэрозольным слоем (см. рис. 3 б), а на высоте 8000 м ее значение было в 1,64 раза больше, чем на 200 м. Таким образом, рассеяние аэрозолями прямой радиации Солнца вносит существенный вклад в яркость системы П—А в видимом участке спектра.

Вертикальные профили K_a , A_{λ} и $\beta_{\lambda}(0,0)$ в ИК области спектра являются убывающими функциями, подобными вертикальным профилям для других районов пустыни и безаэрозольной атмосферы. Основным фактором, формирующим вертикальные профили коэффициента K_a , является изменение высоты Солнца в процессе зондирования. Так, согласно измерениям, коэффициент K_a системы П—А в сравнении с его значением на высоте 200 м уменьшается (в среднем по всему диапазону 0,96—1,38 мкм) на 11,6%. Расчеты, выполненные с использованием зависимости K_a от h показывают уменьшение коэффициента K_a системы П—А, обусловленное увеличением h_{\odot} во время зондирования, на 11,8%. Таким образом, результаты измерений и расчетов хорошо согласуются.

Для оценки влияния аэрозоля на характеристики отражения системы П—А провели сравнение значений коэффициента яркости в надире ($\beta_{\lambda}(0,0)$), полученных в аэрозольной (район г. Ашхабада) и «чистой» (район оз. Балхаш) атмосфере. Величины $\beta_{\lambda}(0,0)$ для пустыни и системы П—А по всем измерениям в двух районах Средней Азии представлены в табл. 2. Анализ данных табл. 2 показывает, что для каждого района пустыни коэффициент $\beta_{\lambda}(0,0)$ незначительно варьирует в широком диапазоне изменений высоты Солнца. Следовательно, песчаную пустыню и систему П—А можно характеризовать, по крайней мере в весенний период времени, довольно устойчивыми средними значениями коэффициента спектральной яркости в надире $\beta_{\lambda}(0,0)$.

Величины $\beta_{\lambda}(0,0)$, рассчитанные по данным табл. 2, для двух районов пустыни с различной запыленностью атмосферы и двух высот полета, представлены в табл. 3. Здесь же приведены значения средних квадратических отклонений ($S \beta_{\lambda}(0,0)$) от величин $\beta_{\lambda}(0,0)$ и относительные изменения $\overline{\beta_{\lambda}}(0,0)$ в процентах систем П—А и пустыни, т. е.

$$\frac{\Delta \overline{\beta_{\lambda}}(0,0)}{\overline{\beta_{\lambda}}(0,0)} = \frac{\overline{\beta_{\lambda}}(0,0)_{8000 \text{ м}} - \overline{\beta_{\lambda}}(0,0)_{200 \text{ м}}}{\overline{\beta_{\lambda}}(0,0)_{200 \text{ м}}} \cdot 100.$$

Из сравнения и анализа данных табл. 3 следует, что коэффициент $\beta_{\lambda}(0,0)$:

Таблица 2

Значения коэффициента спектральной яркости пустыни
и системы П—А по данным измерений в надирном
направлении для двух районов в мае 1975 г.

Число	h° ☉	λ мкм					
		0,509	0,96	0,99	1,13	1,24	1,38
Район оз. Балхаш. $H_{\text{п}}=200$ м							
21	11,2	0,143	0,270	0,295	0,298	0,330	0,328
20	19,4	0,138	0,268	0,272	0,295	0,318	0,322
21	36,0	0,149	0,280	0,300	0,294	0,332	0,335
20	42,1	0,130	0,290	0,330	0,310	0,330	0,310
21	58,7	0,114	0,274	0,290	0,291	0,321	0,329
Район г. Ашхабада. $H_{\text{п}}=200$ м							
30	18,8	—	0,294	0,322	0,322	0,336	0,352
29	30,6	0,108	0,260	0,267	0,279	0,321	0,357
27	45,5	0,137	0,261	0,274	0,277	0,308	0,307
29	53,9	0,085	0,281	0,298	0,279	0,302	0,284
30	59,0	0,096	0,274	0,303	0,284	0,311	0,300
28	61,0	0,075	0,284	0,303	0,306	0,333	0,313
27	70,7	0,098	0,283	0,313	0,296	0,316	0,305
Район оз. Балхаш. $H_{\text{п}}=8000$ м							
23	18,3	0,198	0,170	0,261	0,172	0,250	0,110
21	26,8	0,184	0,192	0,262	0,198	0,290	0,115
20	35,5	0,195	0,223	0,295	0,235	0,306	0,141
21	51,0	0,148	0,200	0,276	0,211	0,271	0,108
21	69,5	0,174	0,228	0,307	0,238	0,305	0,128
Район г. Ашхабада. $H_{\text{п}}=8000$ м							
29	19,7	0,192	0,163	0,267	0,167	0,252	0,076
27	29,7	0,188	0,171	0,280	0,183	0,280	0,100
29	47,4	0,177	0,166	0,272	0,179	0,273	0,090
28	49,8	0,142	0,183	0,262	0,176	0,255	0,109
27	62,3	0,154	0,216	0,306	0,242	0,320	0,108
28	65,9	0,162	0,218	0,306	0,231	0,322	0,132
29	69,0	0,141	—	—	—	0,290	0,090

— больше для пустыни в районе оз. Балхаш, чем в районе г. Ашхабада в видимом участке спектра;

— имеет одинаковые значения для обоих районов пустыни в соответствующих спектральных участках ИК области от 0,96 до 1,38 мкм;

— уменьшился для системы П—А в ИК области спектра и, естественно, значительно в полосах поглощения H_2O , чем вне их;

— увеличился для системы П—А в видимом участке спектра, причем значительно в аэрозольной, чем в чистой атмосфере.

Кроме того, относительное уменьшение коэффициента β_{λ} (0,0) системы П—А в спектральных участках вне полос поглощения H_2O (0,99 и 1,24 мкм) меньше, а в полосах поглощения H_2O (0,96;

Средние значения коэффициента спектральной яркости в надире для пустыни и системы П—А по данным измерений в весенний период 1975 г.

$H_{\text{П}}$ м	Параметр	λ мкм					
		0,509	0,96	0,99	1,13	1,24	1,38
Район оз. Балхаш							
200	$\bar{\beta}_{\lambda}(0,0)$	0,135	0,275	0,297	0,297	0,325	0,325
8000	$S_{\beta_{\lambda}}(0,0)$	0,006	0,005	0,008	0,003	0,003	0,004
	$\bar{\beta}_{\lambda}(0,0)$	0,180	0,203	0,280	0,211	0,282	0,120
	$S_{\beta_{\lambda}}(0,0)$	0,009	0,010	0,009	0,012	0,010	0,006
	$\Delta\bar{\beta}_{\lambda}(0,0)/\bar{\beta}_{\lambda}(0,0) \%$	33,3	-26,1	-5,7	-28,9	-13,0	-63,0
Район г. Ашхабада							
200	$\bar{\beta}_{\lambda}(0,0)$	0,100	0,277	0,297	0,292	0,318	0,317
8000	$S_{\beta_{\lambda}}(0,0)$	0,008	0,004	0,007	0,006	0,005	0,010
	$\bar{\beta}_{\lambda}(0,0)$	0,165	0,186	0,284	0,196	0,284	0,100
	$S_{\beta_{\lambda}}(0,0)$	0,008	0,010	0,009	0,012	0,010	0,007
	$\Delta\bar{\beta}_{\lambda}(0,0)/(\bar{\beta}_{\lambda}(0,0) \%)$	65,0	-32,8	-4,4	-32,8	-10,7	-68,4

1,13 и 1,38 мкм) больше в аэрозольной, чем в чистой атмосфере. Этот вывод показывает, что аэрозоль в районе г. Ашхабада был обводнен, поскольку в полосах поглощения воды имело место дополнительное (на 4,7—5,7% большее) поглощение отраженной радиации. Меньшие при $\lambda=0,99$ и 1,24 мкм значения $\Delta\bar{\beta}_{\lambda}(0,0)$ $\bar{\beta}_{\lambda}(0,0)$ (см. табл. 3) в аэрозольной, чем в чистой, атмосфере указывают на то, что рассеянная на аэрозоле прямая радиация Солнца вносит в значение коэффициента $\bar{\beta}_{\lambda}(0,0)$ системы П—А заметный вклад (1,3—2,3%).

Таким образом, обширные измерения индикатрис спектральной яркости в различных районах Средней Азии и данные расчетов коэффициентов $\beta_{\lambda}(\theta, \varphi, h_{\odot})$, K_a , $K_{c.v}$ указывают на значительную угловую анизотропию отражения пустыни. Наибольшая угловая анизотропия проявляется в плоскости солнечного вертикала, наименьшая — в азимутах 90 и 270°. В видимом участке спектра угловая анизотропия больше, чем в ИК диапазоне. В пределах спектрального диапазона 0,96—1,38 мкм угловая анизотропия пустыни практически не изменяется. С уменьшением высоты Солнца она увеличивается во всех исследованных участках спектра. Угловая анизотропия отражения системы П—А увеличивается в видимом участке спектра и практически не изменяется в ИК диапазоне по сравнению с анизотропией самой поверхности. Аэрозоль в атмосфере над пустыней существенно влияет на угловую анизотропию отражения системы П—А в видимом участке спектра и незначительно в ИК диапазоне. Неучет угловой анизотропии отражения в расчетах УКР по данным измерений яркости пустыни с

СЗ при малых высотах Солнца ($h_{\odot} \approx 10^{\circ}$) и в зависимости от спектрального диапазона может приводить к большим погрешностям (до 60—100%).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Корзов В. И., Кондратьев К. Я. Угловая анизотропия отражения различных типов подстилающей поверхности. I. Снежный покров.— См. наст. сб.

А. П. Карпец, В. И. Корз

МЕТОДИКА РАСЧЕТА СПЕКТРАЛЬНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОПУСКАНИЯ ИНТЕГРИРУЮЩЕЙ СФЕРЫ, ИСПОЛЬЗУЕМОЙ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ИНТЕГРАЛЬНЫХ ПОТОКОВ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ

Интегрирующая сфера или фотометрический шар находят широкое применение во многих устройствах, измеряющих полусферические интегральные потоки коротковолновой радиации [3—5]. Угловые и спектральные характеристики такого устройства, а следовательно, точность измерения интегральных потоков коротковолновой радиации в значительной степени определяются фотометрическими свойствами интегрирующей сферы, обычно устанавливаемой на входе прибора. Отсюда вытекает важность теоретических расчетов для правильного выбора параметров интегрирующей сферы и получения необходимых характеристик прибора.

В работе [2] получены аналитические выражения для расчета фотометрических характеристик интегрирующей сферы с экраном, вынесенным в плоскость входного отверстия. Однако в этой работе не рассматривался вопрос о согласовании интегрирующей сферы с другими элементами оптической системы прибора. В настоящей работе выводятся аналитические выражения для коэффициента пропускания интегрирующей сферы, согласованной с оптической измерительной системой.

Рассмотрим оптическую систему прибора для измерения интегральных коротковолновых потоков радиации (рис. 1), состоящую из интегрирующей сферы, объектива, установленного на некотором расстоянии от плоскости выходного отверстия, приемника радиации и системы диафрагм, на рисунке показанной в виде одной диафрагмы. Объектив собирает поток радиации от экрана, проходящий через выходное отверстие сферы, и направляет его на приемник без дополнительных потерь. Следовательно, для согласования оптической системы с интегрирующей сферой, т. е. для определения оптимальных размеров объектива, его удаления от выходного от

верстия сферы, размеров экрана и отверстий в сфере, необходимо решить фотометрическую задачу по определению потока радиации выходящего из сферы и поступающего в объектив.

Поток излучения, выходящий из сферы, ограничен ее выходным отверстием, так что из центра объектива визируется не вся поверхность экрана, а лишь часть ее радиусом r_4 . Поток радиации $F_{\text{вых}}$, приходящий в плоскость апертурной диафрагмы через входное отверстие сферы, может быть представлен в виде суммы потока F_1 от поверхности экрана радиусом r_4 и потока F_2 от ее кольцевой поверхности с внутренним и внешним радиусами r_4 и соответственно:

$$F_{\text{вых}} = F_1 + F_2. \quad (1)$$

Из известного фотометрического соотношения [6] следует, что поток радиации F_1 равен

$$F_1 = B_э S'_э S_д \frac{1}{L^2}, \quad (2)$$

где $B_э$ — яркость экрана, $S'_э$ — площадь поверхности экрана, визируемая из центра объектива, $S_д$ — площадь отверстия апертурной диафрагмы, L — расстояние между плоскостями экрана и апертурной диафрагмы.

Площади $S_д$ и $S'_э$ определяются соответственно выражениями

$$S_д = \pi r_д^2, \quad (3)$$

$$S'_э = \pi r_4^2, \quad (4)$$

где $r_д$ — радиус отверстия апертурной диафрагмы.

Для определения F_1 выразим L и $r_д$ через параметры интегрирующей сферы. Для этого из подобия треугольников ACO , DEO , OMN , BCQ , MNQ и DEQ можно написать ряд соотношений, после преобразования которых получим:

$$L = \frac{H(r_1 + r_4)}{(r_1 + r_4 - 2r_3)}, \quad (5)$$

$$r_д = \frac{r_3(r_1 - r_4)}{(r_1 + r_4 - 2r_3)}, \quad (6)$$

$$y = \frac{Hr_3}{r_1 - r_3}, \quad (7)$$

$$z = \frac{Hr_д}{r_1 - r_3}, \quad (8)$$

где H — расстояние от экрана до плоскости выходного отверстия сферы, r_3 — радиус выходного отверстия.

Для удобства выкладки введем параметр

$$t = r_4/r_1. \quad (9)$$

Подставляя выражения (3) — (6) и (9) в (2) и опуская промежуточные преобразования, получим формулу для расчета потока F_1 в следующем виде:

$$F_1 = \frac{\pi^2 B_э r_1^2 r_3^2 t^2 (1-t)^2}{H^2 (1+t)^2}. \quad (10)$$

Для определения потока радиации F_2 разбиваем кольцевую поверхность экрана с радиусами r_4 и r_1 на элементарные площадки

$$dS_0 = r dr d\varphi, \quad (11)$$

где r , φ — текущий радиус и азимутальный угол в плоскости экрана соответственно. Поток радиации dF_2 , приходящий на апертурную диафрагму от элементарной площадки dS_0 , равен

$$dF_2 = B_0 S'_d dS_0 \frac{1}{L^2}, \quad (12)$$

где S'_d — площадь апертурной диафрагмы, визируемая из элемента dS_0 . Весь поток излучения F_2 определяется выражением

$$F_2 = \int_0^{2\pi} \int_{r_4}^{r_1} dF_2. \quad (13)$$

Поток радиации от элементарной площадки dS_0 экрана заполняет только часть отверстия апертурной диафрагмы (заштрихованная область на рис. 1 б), определяемой по формуле

$$S'_d = \pi (r'_d)^2. \quad (14)$$

Из подобия треугольников $AA'D$ и $PP'D$ (рис. 1а) следует, что

$$r'_d = \frac{(r_1 - r)(y + z)}{2H}. \quad (15)$$

Выражения (12) и (15) справедливы при нормальном ходе лучей. В действительности лучи косые, но так как угол наклона их мал, для расчета потока радиации F_2 эти лучи можно принять нормальными и считать справедливыми соотношения (12) и (15).

Преобразуем выражение (15), используя (7) и (8):

$$r'_d = \frac{r_3(r_1 - r)}{r_1 + r_4 - 2r_3}. \quad (16)$$

Подставляя (11), (12), (14) и (15) в выражение (13) и интегрируя, получим

$$F_2 = \frac{\pi^2 B_0 r_1^2 r_3^2 (1-t)^3 (1+3t)}{6H^2 (1+t)^2}. \quad (17)$$

Суммируя (10) и (17), получим выражение для потока радиации, исходящего из сферы, в следующем виде:

$$F_{\text{вых}} = F_1 + F_2 = \frac{\pi^2 B_0 r_1^2 r_3^2 (3t^4 - 4t^3 + 1)}{6H^2 (1+t)^2}. \quad (18)$$

Анализ полученного выражения показывает, что поток радиации $F_{\text{вых}}$ максимален при $t=0$. При этом выражение (18) принимает вид

$$F_{\text{вых}} = \frac{\pi^2 B_0 r_1^2 r_3^2}{6H^2}. \quad (19)$$

Используя условие максимального потока радиации $F_{\text{вых}}$, т. е. $t=0$, из соотношения (5) и (6) получаем оптимальные размеры отверстия апертурной диафрагмы

$$r_d = \frac{r_3}{1 - 2 \frac{r_3}{r_1}} \quad (20)$$

и удаление ее от экрана

$$L = \frac{H}{1 - 2 \frac{r_3}{r_1}} \quad (21)$$

Результаты расчетов по формулам (20) и (21) для различных отношений r_3/r_1 представлены в таблице.

Оптимальные размеры апертурной диафрагмы и расстояние от нее до экрана при различных отношениях радиусов выходного отверстия и экрана сферы

r_3/r_1	r_d	L	r_3/r_1	r_d	L
0	r_3	H	0,30	$2,5 r_3$	$2,5 H$
0,10	$1,25 r_3$	$1,25 H$	0,35	$3,33 r_3$	$3,33 H$
0,15	$1,43 r_3$	$1,43 H$	0,40	$5 r_3$	$5 H$
0,20	$1,67 r_3$	$1,67 H$	0,45	$10 r_3$	$10 H$
0,25	$2 r_3$	$2 H$	0,50	∞	∞

Анализ данных таблицы показывает, что рациональные размеры оптической системы прибора достигаются при отношении r_3/r_1 находящемся в пределах от 0 до 0,25. При больших значениях этого отношения быстро увеличиваются размер апертурной диафрагмы, расстояние от нее до экрана и размер объектива.

Яркость экрана, входящая в выражение (18), определяется по формуле

$$B_э = \frac{FR^2}{\pi S_{сф} (1 - \gamma R)} \quad (22)$$

где F — поток радиации, входящий в сферу, R — коэффициент отражения покрытия внутренней поверхности сферы, $S_{сф}$ — площадь поверхности полной интегрирующей сферы, γ — коэффициент, учитывающий уменьшение площади поверхности интегрирующей сферы при создании в ней входного и выходного отверстий. Коэффициент γ определяется по формуле

$$\gamma = \frac{S_{сф} - S'_{сф}}{S_{сф}} \quad (23)$$

где $S'_{сф}$ — площадь поверхности интегрирующей сферы, теряемая при создании в ней входного и выходного отверстий. При расчете площади $S'_{сф}$ используем формулы [1] для площади поверхности шарового сегмента и круга. Опуская промежуточные преобразования, получим

$$S'_{сф} = 4\pi r_0^2 \left[1 - \frac{1}{2} \left(\sqrt{1 - \frac{r_2^2}{r_0^2}} + \sqrt{1 - \frac{r_3^2}{r_0^2}} + \frac{r_1^2}{2r_0^2} \right) \right] \quad (24)$$

где r_0 — радиус сферы. Введем обозначения

$$\frac{r_1^2}{r_0^2} \equiv m, \quad \frac{r_2^2}{r_0^2} \equiv n, \quad \frac{r_3^2}{r_0^2} \equiv p, \quad (25)$$

гда выражение (23) примет вид

$$\gamma = \frac{1}{2} (\sqrt{1-n} + \sqrt{1-p} + \frac{m}{2}). \quad (26)$$

одставляя (26) в (22), а затем в (19), получим следующее выражение для потока радиации, выходящего из сферы:

$$F_{\text{вых}} = \frac{FR^2mr_3^2}{12H^2[2-R(\sqrt{1-n} + \sqrt{1-p} + \frac{m}{2})]} \quad (27)$$

Используя формулу для высоты шарового слоя [1], а также отношения (25), определим расстояние между плоскостями входного и выходного отверстий сферы:

$$H = r_0(\sqrt{1-n} + \sqrt{1-p}). \quad (28)$$

гда

$$F_{\text{вых}} = \frac{FR^2mp}{12(\sqrt{1-n} + \sqrt{1-p}) [2-R(\sqrt{1-n} + \sqrt{1-p} + \frac{m}{2})]} \quad (29)$$

Выражение (29) позволяет определить пропускание интегрирующей сферы $\tau_{\text{сф}}$, представляющее отношение выходящего из сферы потока радиации к вошедшему в нее:

$$\tau_{\text{сф}} = \frac{F_{\text{вых}}}{F} = \frac{R^2mp}{12(\sqrt{1-n} + \sqrt{1-p}) [2-R(\sqrt{1-n} + \sqrt{1-p} + \frac{m}{2})]} \quad (30)$$

Из анализа выражения (30) следует, что пропускание интегрирующей сферы определяется ее геометрическими параметрами отражательной способностью внутренней поверхности. Результаты расчета пропускания интегрирующей сферы для некоторых значений m , n , и p в зависимости от коэффициента отражения ее внутренней поверхности представлены на рис. 2.

Анализ зависимостей рис. 2 показывает, что пропускание интегрирующей сферы с уменьшением коэффициента отражения до значений 0,94—0,90 уменьшается быстро, а затем медленнее. Видно также, что пропускание сферы растет при увеличении выходного отверстия (кривые 1, 3, 6) или экрана сферы (кривые 2, 3, 5) и уменьшается при уменьшении ее входного кольцевого отверстия (кривые 3, 4). Разница кривых, характеризуемая отношением пропускания сферы для значений коэффициента отражения 0,99—0,65, падает с уменьшением размеров экрана и выходного отверстия сферы, также при увеличении ширины входного кольцевого отверстия.

Для уменьшения погрешности измерения интегральных потоков ретроволновой радиации с помощью прибора, имеющего на входе интегрирующую сферу, необходимо иметь возможно меньшую зависимость ее пропускания от коэффициента отражения внутренней поверхности. Таким образом, при конструировании интегрирующей

сферы приходится удовлетворять противоречивым требованиям. Погрешности измерения можно также уменьшить путем подбором внутреннего покрытия сферы с меньшими колебаниями отражательных свойств в пределах рабочего спектрального диапазона, а также введением соответствующих поправок.

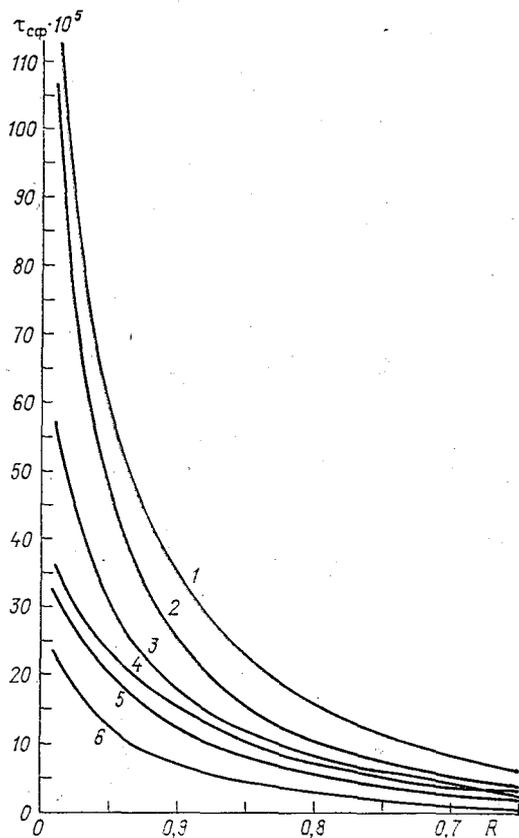


Рис. 2. Зависимость пропускания интегрирующей сферы от коэффициента отражения внутреннего покрытия при различных конструктивных параметрах.

- 1) $m=0,23$, $n=0,34$, $p=0,02$; 2) $m=0,29$, $n=0,34$, $p=0,01$; 3) $m=0,23$, $n=0,34$, $p=0,01$; 4) $m=0,23$, $n=0,46$, $p=0,01$; 5) $m=0,176$, $n=0,34$, $p=0,01$; 6) $m=0,23$, $n=0,34$, $p=0,004$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бронштейн И. Н., Семендяев К. А. Справочник по математике.— Гостехиздат, 1955.— 609 с.
2. Корзов В. И., Красильщиков Л. Б. Некоторые вопросы проектирования интегрирующей сферы.— Труды ГГО, 1970, вып. 235, с. 214—226.

- Михайлов В. В., Войтов В. П. Универсальный спектрометр для исследования поля коротковолнового излучения в атмосфере.— Проблемы физики атмосферы, 1966, вып. 4, с. 120—128.
- Нийлиск Х. И. Упрощенный спектрофотометр для измерения спектральных потоков рассеянной радиации.— Исследования по физике атмосферы. Тарту, 1962, № 3, с. 150—160.
- Сакунов Г. Г., Янишевский Ю. Д. Отношение рассеянной и суммарной радиации к прямой солнечной для ультрафиолетовой и видимой части спектра.— В кн.: Труды Конференции по актинометрии, атмосферной оптике и ядерной метеорологии. Т. 13. Вильнюс, 1962, с. 205—213.
- Гиходеев П. М. Световые измерения в светотехнике.— М.: Л.: Госэнергоиздат, 1962.— 464 с.
- Miller O. E., Sant A. J. Incomplete integrating sphere.— JOSA, 1958, vol. 48, N 11, p. 828—831.

*К. Я. Кондратьев, А. А. Григорьев, Г. А. Иваньков,
З. Ф. Миронова, Г. А. Путинцев*

КАРТЫ КОЭФФИЦИЕНТОВ СПЕКТРАЛЬНОЙ ЯРКОСТИ ТИПИЧНЫХ ПОДСТИЛАЮЩИХ ПОВЕРХНОСТЕЙ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

ВВЕДЕНИЕ

Для решения большого числа задач, связанных с разработкой дистанционных методов изучения окружающей среды и природных ресурсов Земли, проблемы оптики ландшафта и переноса лучистой энергии в атмосфере необходимо располагать данными о пространственно-временном распределении спектральных отражательных характеристик подстилающей поверхности. Упомянем некоторые конкретные задачи: выбор оптимальной совокупности спектральных интервалов и природно-технических условий дистанционной спектральной и фотографической съемки земной поверхности; расчет передаточной функции атмосферы для разных высот с целью дистанционного определения оптических характеристик подстилающих поверхностей; распознавание типов поверхностей по спектральным характеристикам с использованием оценок реальной встречаемости поверхностей; выявление степени влияния спектральных характеристик подстилающей поверхности на изменение климата и др.

К настоящему времени выполнено несколько работ по распределению альбедо как на отдельных территориях, так и по всему земному шару [21, 34]. Для построения карт распределения альбедо сравнительно широко использовались данные, полученные с помощью метеорологических спутников. Следует отметить, что как указанные выше, так и другие аналогичные работы относятся к распределению интегрального альбедо, а приводимые в них карты построены в крайне мелких масштабах с большими градиациями значений альбедо (5—10%). Последние обстоятельства сильно затрудняют практическое применение карт.

Цель настоящей работы состоит в том, чтобы впервые пре

инять попытку обобщения данных о пространственном распределении коэффициентов спектральной яркости (КСЯ) природных образований на территории СССР. В связи с этим обсуждаются также вопросы выбора наиболее информативных спектральных интервалов для аэрокосмической съемки земной поверхности, классификации подстилающих поверхностей на отдельные типы, а также подбора сопоставимых данных спектральных отражательных характеристик поверхностей.

В работе построены и проанализированы карты распределения КСЯ на территории СССР летом в масштабе 1:15 000 000 (отметим, что рабочие карты составлены в масштабе 1:4 000 000) для трех наиболее информативных спектральных интервалов: 0,54—0,56; 0,67—0,69; 0,77—0,80 мкм. Так как карты КСЯ получены для летнего сезона, в основу их положена карта растительности СССР [10]. Для характеристики типов подстилающих поверхностей использовались также и другие специальные карты [3, 9, 11, 24].

1. СОСТАВЛЕНИЕ КАРТ КСЯ ТЕРРИТОРИИ СССР

1.1. Выбор спектральных интервалов для построения карт КСЯ

Выбор оптимальной совокупности спектральных интервалов является одним из принципиально важных вопросов изучения природной среды дистанционными методами. Такой выбор имеет большое значение как для повышения эффективности многозональной аэрокосмической съемки, так и для создания наиболее информативного «спектрального образа» для машинной обработки материалов съемки. В последнее время в связи с широким применением аэрокосмической съемки в разных диапазонах спектра появились ряд публикаций [1, 6, 16], посвященных вопросам выбора спектральных диапазонов («каналов») для съемки. В зависимости от поставленной задачи и использованного метода решения задачи при выборе спектральных интервалов рекомендуются различные диапазоны спектра.

В настоящей работе задача выбора оптимальной совокупности спектральных интервалов для построения карт КСЯ решена на основе результатов, полученных в работах сотрудников кафедры физики атмосферы Ленинградского университета [8, 14, 23]. В этих работах выбор спектральных интервалов для аэрокосмической наземной съемки природных образований осуществлен на основе объективного (количественного) анализа информационного содержания данных по КСЯ и спектральному альбедо (СА) в диапазоне 4—1,0 мкм.

В работе [14] в качестве меры информативности КСЯ на различных длинах волн при кодировании спектров отражения природных образований (на основе известной спектрофотометрической классификации Е. Л. Кринова [17]) была использована энтропия, рассчитанная по формуле

$$H(\lambda) = - \sum_{i=1}^n p_i \log p_i,$$

где p_i — вероятность получения значений КСЯ в i -м интервале, когда весь интервал изменения КСЯ от 0 до 1 с шагом 0,01—0,02 разбивался на 50 интервалов. В этом случае энтропия возрастает с увеличением длины волны и имеет наибольшие значения и, следовательно, максимальную информативность при $\lambda = 0,56 \div 0,8$, 0,80—0,82 и 0,68 мкм.

В работе [23] выбор наиболее информативных спектральных интервалов для идентификации и аэрокосмической съемки природных образований основан на статистической регрессионной постановке задачи с введением количественной меры информации. В диапазоне 0,40—0,84 мкм были выделены три основных информативных участка спектра: $\lambda = 0,40 \div 0,44$; 0,63—0,68; 0,83—0,85 мкм. При этом учитывались относительные ошибки определения радиансаточной функции атмосферы в пределах 5%.

В работе [8] на основе расчетов наземных спектральных контрастов между различными типами природных образований выделены в диапазоне 0,40—0,84 мкм три наиболее информативных (наиболее контрастных) спектральных интервала: 0,52—0,55; 0,65—0,68; 0,80—0,84 мкм.

На основании результатов, полученных в работах [8, 14, 23] а также анализа литературных данных по КСЯ и СА [2, 4, 5, 7, 12, 13, 15, 17—20, 22, 25, 27—33] природных образований для построения карт были выбраны следующие диапазоны: 0,44—0,46, 0,54—0,56; 0,66—0,69; 0,77—0,80 мкм. Карта для интервала 0,44—0,46 мкм не представлена. Следует отметить, что оптические исследования с больших высот и из космоса в интервале длин волн 0,44—0,46 мкм нецелесообразны из-за сильного влияния атмосферы в этом участке спектра. Однако при съемке в этом диапазоне с небольших высот возможны изучение морских загрязнений, оценки влажности почв и решение ряда других задач.

Относительно небольшая ширина спектральных интервалов обусловлена стремлением полнее использовать особенности спектров отражения подстилающих поверхностей. Несмотря на узость спектральных интервалов, энергия отраженной радиации в них вполне достаточна для современных приемников.

1.2. Классификация подстилающих поверхностей территории СССР и выбор данных по КСЯ

На основе тематических карт [3, 9—11, 24] было выделено 25 типов подстилающих поверхностей, многократно повторяющихся в пределах территории СССР в разных сочетаниях и с разной встречаемостью. При классификации подстилающих поверхностей принимались во внимание, главным образом, их физиономическая морфология и те элементы внешнего строения, которые получа-

Коэффициенты спектральной яркости подстилающих поверхностей

Но- мер п/п	Тип поверхностей	λ мкм			
		0,44—0,46	0,54—0,56	0,67—0,69	0,77—0,80
1	Мохово-лишайниковая тундра	0,07	0,12	0,10	0,27
2	Кочкарная и кустарничковая тундра	0,03	0,07	0,05	0,27
3	Тундровые редколесья	0,04	0,10	0,07	0,40
4	Еловые и пихтовые леса	0,03	0,08	0,05	0,27
5	Сосновые леса	0,03	0,07	0,04	0,26
6	Лиственничные леса	0,04	0,11	0,07	0,42
7	Мелколиственные леса	0,03	0,07	0,04	0,31
8	Широколиственные леса	0,04	0,10	0,05	0,41
9	Смешанные леса	0,05	0,09	0,06	0,40
10	Степи и сельхозкультуры на черноземах	0,04	0,08	0,07	0,36
11	Степи и сельхозкультуры на светло-каштановых почвах	0,09	0,12	0,13	0,29
12	Луга и сельхозкультуры на подзолистых почвах	0,03	0,07	0,06	0,24
13	Каменистые поверхности	0,15	0,20	0,22	0,27
14	Песчаные пустыни	0,14	0,23	0,32	0,36
15	Верховые (сфагновые) болота	0,04	0,09	0,05	0,28
16	Низинные (травяные и моховые болота)	0,03	0,06	0,04	0,25
17	Речные долины и дельты	0,04	0,09	0,06	0,34
18	Водные поверхности	0,05	0,04	0,03	0,03
19	Ледники в горах	0,65	0,67	0,70	0,70
20	Солончаки	0,17	0,26	0,29	0,34
21	Населенные и промышленные центры	0,08	0,14	0,18	0,23
22	Глинистые и супесчаные полупустыни	0,12	0,16	0,21	0,29
23	Глинистые и глинисто-щебнистые пустыни	0,13	0,20	0,28	0,36
24	Высокогорные луга и горные степи	0,07	0,11	0,12	0,34
25	Такыры	0,20	0,32	0,37	0,37

непосредственное отображение при дистанционной съемке в видимой и ближней ИК областях спектра. В одних случаях в качестве такого элемента выбирался только один компонент ландшафта, например, растительность (лес в лесной зоне) или почвогрунты (песок в песчаной пустыне), в других — несколько компонентов, в частности почвогрунты и растительность в зоне степей. Каждый из 25 выделенных типов подстилающих поверхностей характеризуется специфической структурой — набором составляющих его более мелких структурных элементов, учет которых весьма важен при оценке спектральных характеристик любого типа подстилающей поверхности в целом. В данной работе приводится только перечень 25 подстилающих поверхностей и опускается характеристика их структурных элементов (см. таблицу, в которой значения КСЯ заимствованы преимущественно из наземных данных).

На основании вышеуказанных опубликованных данных, главным образом по значениям КСЯ и в меньшей степени СА, были получены спектральные характеристики указанных типов поверхностей. При этом учитывалась структура каждого типа подстилающей поверхности (процентное содержание составляющих и более мелких элементов). Например, лес мелколиственный состоит из 60% березы, 30% осины и 10% ольхи.

С целью обеспечения сопоставимости использованных данных по КСЯ и СА подбирались результаты измерений, выполненные при высотах Солнца больше 35° при безоблачных и малооблачных условиях в одном и том же месяце для сходных физических характеристик поверхностей. Использовались только данные, полученные визированием в надир. При такой съемке вытянутость индикатрисы отражения отдельных типов поверхностей мало сказывается. Кроме того, в этом случае у большинства поверхностей значения КСЯ и спектрального альбедо численно равны, что дает возможность их совместного использования. Добавим, что в настоящее время аэрокосмическая съемка земной поверхности ведется главным образом в надир, что также следует учитывать.

Приводимые в литературе данные по КСЯ и СА, как правило, являются результатом единичных измерений и весьма плохо сопоставимы из-за разных методик и условий измерений. Кроме того, ввиду отсутствия четкого описания объектов часто невозможно отнести их к определенному типу подстилающей поверхности. Небольшо также число измерений, по данным которых производилось осреднение (это число колебалось от 4 до 20). Хотя приведенные в таблице данные по КСЯ имеют ориентировочный характер, их можно использовать с достаточной уверенностью для решения различных задач оптики ландшафта и атмосферы, а также для разработки дистанционных методов изучения земных образований.

1.3. Методика составления карт КСЯ

В качестве рабочего масштаба карт КСЯ выбран масштаб 1:4 000 000. Вся территория СССР на этой карте разбита на квадраты 40×40 км. Для каждого квадрата находилось процентное содержание подстилающих поверхностей по данным тематических карт [3, 9—11, 24]. Далее вычислялось среднее арифметическое значение КСЯ в данном интервале для каждого квадрата. Расчеты производились по формуле:

$$r_{\Delta\lambda} = \sum_{i=1}^n r_{i,\Delta\lambda} \frac{S_i}{S}, \quad (2)$$

где $r_{\Delta\lambda}$ — значение КСЯ для данного квадрата в спектральном интервале $\Delta\lambda$; S_i — площадь типа поверхности в данном квадрате; S — площадь квадрата, принимаемая за единицу; $r_{i,\Delta\lambda}$ — значе-

ия КСЯ i -го типа поверхности в данном спектральном интервале $\Delta\lambda$; n — число типов поверхностей, входящих в данный квадрат, которое варьирует в пределах от 1 до 6.

Для построения карт выделялись градации значений КСЯ, исходя из ошибок измерений КСЯ и степени сопоставимости использованных данных. Поскольку ошибки измерений КСЯ природных образований различными методами, как правило, значительно отличаются, то использовались главным образом результаты фотоэлектрических измерений КСЯ. Средняя квадратическая ошибка этих измерений составляет примерно $\pm 10\%$. Эта оценка была положена основу градаций КСЯ. Были выделены следующие 11 градаций значений КСЯ: 1) 0,02—0,03; 2) 0,04—0,06; 3) 0,07—0,09; 4) 0,10—0,12; 5) 0,13—0,16; 6) 0,17—0,20; 7) 0,21—0,25; 8) 0,26—0,30; 9) 0,31—0,35; 10) 0,36—0,42 и 11) больше 0,42.

Карты распределения КСЯ территории СССР в спектральных интервалах 0,54—0,56; 0,67—0,69 и 0,77—0,80 мкм приведены на ис. 1—3 для летнего времени.

2. АНАЛИЗ КАРТ КСЯ ТЕРРИТОРИИ СССР

Значения КСЯ природных образований в заданных интервалах спектра значительно отличаются друг от друга, что приводит к различию не только абсолютных значений КСЯ, но и их относительного распределения по территории. В связи с этим анализ карт следует осуществлять с разных точек зрения: 1) пространственная структура и контрастность полей абсолютных значений КСЯ; 2) характер неоднородности полей КСЯ; 3) соответствие полей КСЯ и крупных физико-географических районов.

2.1. Пространственная структура абсолютных значений и контрастность полей КСЯ

Карта КСЯ для $\lambda=0,54\div 0,56$ мкм (см. рис. 1). Абсолютные значения КСЯ варьируют в пределах 0,04—0,30, за исключением педников Новой Земли, Северной Земли и гор Памира, где значения КСЯ $\geq 0,42$, что характерно для всех трех карт. Амплитуда вариаций, равная 0,26, характеризует максимальные значения контрастности. Наименьшие значения КСЯ 0,04—0,06 имеют водные образования и низинные болота — объекты, особенно широко распространенные на севере СССР.

Поля значений 0,07—0,09 встречаются в пределах развития основных и темнохвойных лесов, кустарничковых и кочкарных тундр, а также сельхозугодий и травяных покровов на черноземах и подзолах. Значения КСЯ 0,10—0,12 характерны для различных образований — мохово-лишайниковых тундр и лиственничных лесов, степей и сельскохозяйственных угодий на светло-каштановых

почвах, луговых и степных горных ландшафтах. Поля КСЯ 0,13—0,16 встречаются главным образом в пределах злаково-полюнной полупустынь, пятнами — на плоскогорьях Восточной Сибири и Дальнего Востока. Значения КСЯ 0,17—0,20 присущи участкам распространения полюнных и солянковых пустынь, а также каменистых поверхностей, встречающихся и в тундре. Высокие значения КСЯ (0,21—0,25) зафиксированы в районах развития песчано-слабо закрепленных растительностью — песчаных пустынь. Максимальные значения КСЯ (0,26—0,30) свойственны солончакам (аридные зоны СССР).

Карта КСЯ для $\lambda=0,67 \div 0,69$ мкм (см. рис. 2). Значения КСЯ находятся в пределах 0,03—0,35. Максимальное значение коэффициента 0,32. Минимальное значение КСЯ (менее 0,04) относится к воде. Значения КСЯ 0,04—0,06 свойственны зонам темнохвойных и сосновых лесов, сфагновым болотам и лугам в зонах тайги и смешанных лесов. Значения КСЯ 0,07—0,09 характерны для мхово-лишайниковой тундры, лиственничных лесов и степей на черноземах; 0,10—0,12 относятся к зонам развития луговых и степных горных ландшафтов; 0,13—0,16 находятся в пределах степей на светло-каштановых почвах; 0,17—0,20 встречаются в пределах злаково-полюнных полупустынь (аридная зона); 0,21—0,25 присущи каменисто-щебнистым поверхностям зоны пустынь и зоны тундры. Максимальные значения 0,31—0,35 на этой карте свойственны песчаным массивам (в аридных зонах), а не солончакам, значения КСЯ у которых здесь несколько ниже (0,26—0,30).

Карта КСЯ для $\lambda=0,77 \div 0,80$ мкм (см. рис. 3) характеризуется более высокими значениями КСЯ по сравнению со значениями КСЯ для карт $\lambda=0,54 \div 0,56$; 0,67—0,69 мкм. Низкие значения КСЯ (менее 0,04) соответствуют только водным поверхностям. Ландшафты обводненных и заболоченных районов Западной Сибири и сельскохозяйственные угодья на подзолистых почвах Севера и Запада СССР имеют значения КСЯ 0,21—0,25. Большая часть территории СССР попадает в категорию высоких значений КСЯ (0,26—0,42). Огромные массивы лиственничных лесов Восточной Сибири, а также редколесья в тундре и степи на черноземах характеризуются наиболее высокими значениями КСЯ (0,36—0,42). Поля КСЯ 0,31—0,35 развиты преимущественно в пределах пустынь Средней Азии и Казахстана и пятнами — среди луговых и степных равнинных и горных ландшафтов. Вся остальная часть СССР, включая леса европейской части СССР и Западной Сибири, степи и сельскохозяйственные угодья на светло-каштановых почвах и полупустыни, фиксируются на карте значениями КСЯ 0,26—0,30.

Таким образом, фоном карт, т. е. наиболее часто встречающимися градами являются для $\lambda=0,54 \div 0,56$ мкм значения 0,07—0,09 и 0,10—0,12; для $\lambda=0,67 \div 0,69$ мкм значения 0,04—0,06 и 0,07—0,09; для $\lambda=0,77 \div 0,80$ мкм значения 0,36—0,42. На этом фоне наиболее часто встречаются поля КСЯ 0,31—0,35 и реже 0,26—0,30.

2.2. Характер неоднородностей полей КСЯ

В качестве критерия неоднородности территории целесообразно принять количество градаций КСЯ (принятых нами при составлении карт), совместно встречающихся в пределах какого-либо региона. С этой точки зрения неоднородность полей КСЯ для карты КСЯ $\lambda=0,67\div 0,69$ мкм характеризуется десятью градациями. Наиболее пестрыми оказываются ландшафты Восточной Сибири (6 градаций расчленения), а также Средней Азии и Казахстана (7 градаций).

На карте КСЯ $\lambda=0,54\div 0,56$ мкм выделяются также 10 градаций. Районами с наибольшей неоднородностью территорий являются Средняя Азия и Казахстан (6 градаций).

На карте КСЯ $\lambda=0,77\div 0,80$ мкм выделяется меньшее количество градаций — 8. Максимальное число градаций (4) отмечается для европейской части СССР.

На каждой приведенной карте можно выделить большие однородные поверхности, характеризующиеся одной градацией КСЯ. Для карты КСЯ при $\lambda=0,54\div 0,56$ мкм это район европейской части СССР и центральная часть Восточной Сибири; для $\lambda=0,67\div 0,69$ мкм — северные и средние части европейской равнины, Западная Сибирь и центральная часть Восточной Сибири; для $\lambda=0,77\div 0,80$ мкм — Средняя Азия и Казахстан, Восточная Сибирь, Дальний Восток.

2.3. Связь полей КСЯ с особенностями физико-географического районирования СССР

Карта КСЯ $\lambda=0,54\div 0,56$ мкм. Здесь выделяются три крупных региона: 1) вся европейская часть СССР и Западная Сибирь в пределах лесной и степной зон (значения КСЯ 0,07—0,09, местами 0,04—0,06); 2) Восточная Сибирь и Дальний Восток (господствуют значения КСЯ 0,10—0,12, часто встречаются 0,13—0,16; 0,17—0,20); 3) часть Средней Азии и Казахстана (0,17—0,20 и 0,21—0,25). На рассматриваемой карте неоднородности полей КСЯ наименее отражают наличие реально существующих природных (почвенно-растительных) зон. В частности, практически не наблюдается границ тундры, лесотундры, лесной зоны (и ее подзон), лесостепи, степи. Прослеживается только граница зоны степей и полупустынь. Вместе с тем распределением значений КСЯ на этой карте подчеркивается наличие ряда физико-географических районов — Северного Урала, Кавказа, горной Средней Азии, наименее заболоченной части Западной Сибири. Отчетливо дифференцируются песчаные пустыни от каменистых. Вполне закономерно, что сходным по структуре поверхностям разных географических районов соответствуют поля близких значений КСЯ (таковы, в частности, верховые сфагновые болота).

Аналогичные или близкие значения КСЯ имеют такие различ-

ные по географической структуре природные компоненты, как а) каменистые пустыни и мелкосопочник севернее оз. Балхаш (0,10—0,12, местами 0,13—0,16) и горные ландшафты вокруг оз. Иссык-Куль (0,10—0,12, местами 0,13—0,16); б) тундры на Таймыре и на Путоране в Средней Сибири (0,17—0,20) и каменистые и глинисто-щебнистые поверхности в Казахстане (западнее оз. Балхаш, 0,17—0,20).

Карта КСЯ $\lambda=0,67\div 0,69$ мкм. В отличие от карты КСЯ $\lambda=0,54\div 0,56$ мкм поля КСЯ на этой карте отражают наличие большого количества природных образований. Так, в пределах европейской части СССР на карте КСЯ $\lambda=0,67\div 0,69$ мкм дифференцируются лесная зона от степной и лесостепной. Так же как и на карте КСЯ $\lambda=0,54\div 0,56$ мкм, на этой карте ряд подстилающих поверхностей, резко различных по географической структуре, имеют сходные КСЯ. К ним принадлежат, в частности, районы на Таймыре (0,21—0,25) и на Устьурте (0,21—0,25), расположенные в зонах тундры и пустынь соответственно. На Таймыре, Дальнем Востоке, в Средней Азии и Казахстане часто встречаются поля КСЯ 0,17—0,20.

Карта КСЯ $\lambda=0,77\div 0,80$ мкм. В целом подстилающие поверхности на этой карте отличаются наиболее высокими значениями КСЯ (0,36—0,42). Менее детально отражается естественная географическая зональность. Однако, в отличие от других карт, отчетливее выделяется зона тундры по сравнению с зоной лесов в пределах Восточной Сибири и Дальнего Востока. В значительной степени это связано с тем, что зона тундры отличается большей обводненностью, заболоченностью, что наилучшим образом фиксируется в ближнем участке ИК спектра. Этим же фактором обусловлена более отчетливая дифференциация на карте ряда районов с обилием болот и озер, в том числе в Белоруссии, Западной Сибири, Карелии.

Сопоставление карт КСЯ и карт природной (почвенно-растительной) зональности показывает, что только на двух картах КСЯ для $\lambda=0,54\div 0,56$ мкм и $\lambda=0,67\div 0,69$ мкм оптические характеристики подстилающей поверхности претерпевают определенные закономерные широтные изменения соответственно смене географических зон и подзон. Это проявляется в приуроченности полей с определенными значениями КСЯ к природным зонам с севера на юг (на картах для $\lambda=0,54\div 0,56$ мкм КСЯ равно 0,04—0,25, для $\lambda=0,67\div 0,69$ мкм КСЯ равно 0,03—0,35). На карте КСЯ $\lambda=0,77\div 0,80$ мкм природная зональность проявляется очень незначительно. На всех трех картах КСЯ отмечается также возрастание фоновых значений КСЯ в направлении с запада на восток (на картах $\lambda=0,54\div 0,55$ мкм — от 0,07 до 0,12; $\lambda=0,67\div 0,69$ мкм — от 0,03 до 0,09; $\lambda=0,77\div 0,80$ мкм — в северной части от 0,21 до 0,42).

Региональные особенности в строении подстилающей поверхности на составленных картах проявляются по-разному. Более обводненные районы с обилием озер и болот отчетливее дифферен-

руются на карте $\lambda=0,77\div 0,80$ мкм, а районы, различия которых связаны с характером растительного покрова,— на карте КСЯ $\lambda=0,67\div 0,69$ мкм. Наконец, районы, физиономический облик которых в значительной мере определяется составом почвогрунтов (пустынях Средней Азии и Казахстане), лучше отображаются полях КСЯ на карте КСЯ $\lambda=0,77\div 0,80$ мкм.

Из сравнения всех трех карт видно, что одни и те же реально существующие поверхности (географические районы) по-разному ображаются в полях КСЯ для разных интервалов спектра.

В одних случаях эти подстилающие поверхности отчетливо выделяются, подчеркиваемые полями КСЯ, в других — границы реально существующих поверхностей не полностью соответствуют границам районов, фиксируемых на картах КСЯ. Наконец, в третьих случаях реально существующие природные зоны или районы совсем не отражаются на картах КСЯ и, с другой стороны, на этих же картах дифференцируются районы, не показанные на специальных географических картах. Так, например, Кавказ, как цельный географический район, наиболее выделяется в диапазоне $\lambda=0,54\div 0,56$ мкм. Напротив, в интервале $\lambda=0,77\div 0,80$ мкм он не выделяется как физико-географический район. Болотные массивы западной Сибири, отчетливо изображенные в диапазоне $\lambda=0,77\div 0,80$ мкм, исчезают в интервале $\lambda=0,67\div 0,69$ мкм. Только на двух картах $\lambda=0,54\div 0,56$ мкм и $\lambda=0,67\div 0,69$ мкм зафиксировано наличие крупных полей повышенных значений КСЯ (соответственно $0,17—0,20$ и $0,21—0,25$) на севере СССР — на Таймыре на севере Восточно-Сибирского региона, контрастно выделяющихся на фоне низких значений КСЯ.

Таким образом, составленные карты КСЯ наглядно показывают пространственную дифференциацию подстилающих поверхностей СССР по КСЯ, выявляют значительные их отличия в зависимости от типа подстилающей поверхности и спектрального интервала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ карт КСЯ показывает, что они содержат большую информацию о спектральных отражательных свойствах подстилающих поверхностей, важную для решения многих научно-практических задач.

Эти карты будут полезны для решения задач аэрокосмической съемки земной поверхности при их совместном использовании картами спектральной передаточной функции атмосферы. На основе сопоставления данных о КСЯ и спектральной передаточной функции атмосферы возможно составление карты энергетических характеристик подстилающей поверхности на уровне высотной или космической съемки. Такие карты получили бы более конкретное применение для аэрокосмической съемки земной поверхности.

Понятно, что спектральные отражательные свойства ландшафтов изменяются по сезонам. Карты КСЯ для разных сезонов могут быть полезны для изучения сезонной динамики спектральных отражательных характеристик подстилающих поверхностей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверинцев М. Б., Бирюков Ю. Л. О выборе спектральных диапазонов для исследования земных ресурсов.— В кн.: Космические исследования земных ресурсов.— М.: Наука, 1975, с. 131—137.
2. Алексеев В. А., Белов С. В. Спектральная отражательная способность древесных пород и других объектов аэрофотосъемки Западной Украины.— Труды лаборатории аэрометодов АН СССР, 1960, т. 10, с. 105—122.
3. Атлас мира.— М.: ГУГК, 1967.
4. Васильев О. Б., Федченко П. П. Спектральные отражательные свойства почв Украины и Молдавии по натурным и лабораторным измерениям.— Труды Института экспериментальной метеорологии, 1976, вып. 7 (6) с. 23—31.
5. Галкина Е. А., Мелешко К. Е. Спектральные коэффициенты яркости растительного покрова некоторых болотных фаций.— Доклады комиссии аэрофотосъемки и фотограмметрии, 1969, вып. 6, с. 78—92.
6. Горчаков В. И., Скороцкий В. Г. О выборе спектральных диапазонов в задачах дистанционного зондирования.— Труды ГосНИЦИПР, 1976, вып. с. 97—101.
7. Зайцев Ю. А., Мухина Л. А. Применение цветной и спектральной аэрофотосъемки в геологических целях. Изд. МГУ, 1966.— 303 с.
8. Иванян Г. А. Использование спектральных контрастов при выборе интервалов спектра в диапазоне 0,50—0,84 мкм для съемки природных образований.— Проблемы физики атмосферы, 1972, вып. 10, с. 63—72.
9. Карта лесов СССР. М 1:5 000 000.— М.: ГУГК, 1956.
10. Карта растительности СССР. М 1:4 000 000.— М.: ГУГК, 1956.
11. Карта четвертичных отложений СССР. М 1:5 000 000.— М.: ГУГК, 1960.
12. Кольцов В. В. Применение спектровизора для изучения спектральной отражательной способности небольших наземных объектов с самолета.— Труды лаборатории аэрометодов АН СССР, 1959, т. 7, с. 58—59.
13. Кольцов В. В. Спектрофотометрические характеристики элементов земной поверхности и их измерение для целей аэрофотосъемки.— В кн.: Исследование оптических свойств атмосферы.— Л.: Наука, 1970, с. 35—49.
14. Кондратьев К. Я., Васильев О. Б., Миронова З. Ф. Методика измерения оптических спектров отражения природных образований.— Проблемы физики атмосферы, 1972, вып. 10, с. 29—63.
15. Кондратьев К. Я., Миронова З. Ф., Отто А. Н. Спектральный альbedo естественных подстилающих поверхностей.— Проблемы физики атмосферы, 1965, вып. 3, с. 24—47.
16. Котцов В. А., Фивенский Ю. И., Чесноков Ю. Ш. Обоснование выбора спектральных зон для многозональной космической съемки.— В кн.: Многозональная аэрокосмическая съемка и ее использование при изучении природных ресурсов.— М.: Изд-во МГУ, 1976, с. 15—24.
17. Кринов Е. Л. Спектральная отражательная способность природных образований.— М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1947.— 271 с.
18. Ляликов К. С., Белоногова И. Н. Исследование спектральной отражательной способности объектов пустынного района.— Труды лаборатории аэрометодов АН СССР, 1960, т. 9, с. 302—311.
19. Мелешко К. Е. Изучение спектральных коэффициентов яркости природных объектов в полевых условиях.— В кн.: Исследование оптических свойств природных объектов и их аэрофотографического изображения.— Л.: Наука, 1970, с. 16—34.
20. Мелешко К. Е., Кропов П. А. Выбор зон спектра для спектрометрической аэрофотосъемки лесных насаждений.— Доклады комиссии аэрофотосъемки и фотограмметрии. 1969, вып. 7, с. 81—89.
21. Мухенберг В. В. Альbedo поверхности суши земного шара.— Труды ГГО, 1967, вып. 193, с. 24—36.
22. Цанкратьева Н. С., Галкина Е. А. Атлас кривых спектральной яркости болотных растений и их группировок. Калинин, 1975.— 80 с.
23. Покровский О. М., Быков С. И. Выбор оптимальных спектральных интервалов для измерений отраженной солнечной радиации в облачных условиях.

- 0,40—0,85 мкм с целью идентификации природных образований.— Метеорология и гидрология, 1975, № 12, с. 34—42.
- Почвенная карта СССР. М 1:5 000 000.— М.: ГУГК, 1973.
- Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности/Под ред. К. Я. Кондратьева.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 563 с.
- Семенченко И. В. Исследование спектральной яркости моря с самолета.— В кн.: Применение аэрометодов для исследования моря.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 516—527.
- Толчельников Ю. С. Оптические свойства ландшафта применительно к аэросъемке.— Л.: Наука, 1974.— 250 с.
- Толчельников Ю. С. Дифференцирование по аэроснимкам почв Северного Казахстана.— М.; Л.: Наука, 1966.— 120 с.
- Харин Н. Г. Дистанционные методы изучения растительности.— М.: Наука, 1975.— 130 с.
- Харин Н. Г. Лесохозяйственное дешифрирование аэроснимков.— М.: Наука, 1965.— 137 с.
- Condit H. R. Applikation of characteristic vector analysis to the spectral energy distribution of daylight and the spectral reflectance of american soils.— Applied Optics, 1972, vol. 11, N 1, p. 74—86.
- Coulson K. L., Reynolds D. W. The spectral reflectance of natural surfaces.— J. Applied Meteorol., 1971, vol. 10, N 6, p. 1285—1295.
- Dirmhirn J. Zur spektralen Verteilung der Reflexion natürlicher Medien.— Wetter und Leben, 1957, Bd 9, N 3—5.
- Kung E. C., Bryson R. S., Lenschow D. H. Study of a continental surface albedo on the basis of flight measurements and structure of the Earth's surface cover North America.— Monthly Weather Review, 1964, vol. 92, N 12, p. 543—564.

*В. Н. Гульков, Г. Г. Сакунов, Н. Н. Созин
Н. Е. Тер-Маркарян*

АНАЛИЗ РАБОТЫ КОМПЕНСИРОВАННОГО ТЕРМОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПИРАНОМЕТРА ДЛЯ САМОЛЕТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ЛЭТИ им. В. И. Ульянова (Ленина) длительное время успешно разрабатываются термоэлектрические приемники (ТЭП) различного назначения, в том числе и для актинометрии. В основе разработок положена конструкция, предложенная Б. П. Козырьковым [4, 5]. Приемники этой конструкции имели высокую чувствительность, сравнительно малую постоянную времени, защищенность от действия атмосферных осадков и давления, но стабильность их параметров не удовлетворяла современным требованиям.

Для возможности создания термоэлектрического приемника с высокой стабильностью параметров оказалось необходимым проведение достаточно полного анализа тепловых процессов в воздушном многоспайном радиационном термоэлементе (РТЭ) с нераспределенной приемной площадью. Этот анализ, как показано в работах [1, 2], требует учета составляющих радиационного баланса не только для приемной площадки, но и для других основных элементов ТЭП и непременно для входного фильтра прибора.

Из результатов расчета составляющих тепловых потерь выяснено, что на стабильность работы ТЭП существенное влияние оказывают изменение температуры фильтра и его воздействие на приемную площадку (рис. 1). Возможность точного определения температуры фильтра и ее изменения позволяет предсказать поведение приемника при вариации условий окружающей среды и величины облученности. Анализ составляющих тепловых потерь входящих в систему уравнений теплового баланса для ТЭП, позволяет также дать рекомендации относительно выбора геометрических соотношений конструктивных элементов в приемнике конкретного типа для достижения более высокой чувствительности, линейности и стабильности нулевого положения.

При составлении системы уравнений теплового баланса для ЭП предполагалось обычно, что площадка обменивается лучистым потоком со средой, температура которой равна температуре корпуса T_0 [4]. Однако, как выяснилось [1], введение в расчет составляющей теплового взаимодействия фильтра с площадкой приводит к значительному снижению погрешности при определении избыточной температуры приемной площадки T_1 . Это объясняется

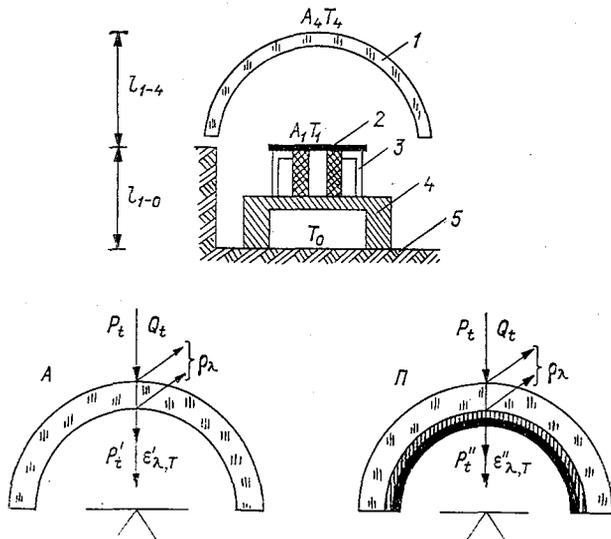


Рис. 1. Схема конструкции термоэлектрического пиранометра.

1 — фильтр, 2 — приемная площадка, 3 — термобатарея, 4 — радиатор, 5 — корпус, А — активный приемник, В — пассивный, Р — падающий поток, Q — возмущение (тепловое воздействие).

тем, что приемная площадка обменивается энергией со средой, имеющей температуру фильтра T_4 , отличную от температуры корпуса T_0 . При этом относительный вклад потерь на излучение для систем с учетом и без учета температуры фильтра может быть оценен коэффициентом f , который представляет

$$f = \frac{T_1^4 - T_0^4}{T_1^4 - T_4^4}, \quad (1)$$

где f — отношение разностей температур для фильтра, корпуса и площадки в четвертых степенях. Для конструкции самолетного пиранометра, например без учета температуры фильтра, при расчете на поток 700 Вт/м^2 коэффициент $f=1,1$, т. е. закладывается 10%-я погрешность, а при потоке 1400 Вт/м^2 погрешность достигает 32%.

Дальнейшее уточнение расчета избыточной температуры при-

емной площадки потребовало решения системы уравнений теплового баланса, в которых учитывается тепловое взаимодействие всех элементов конструкции: сменного и защитного фильтров приемной площадки, рассеивателя и корпуса.

Результаты расчета и эксперимента показали, что теплообмен в термоэлектрическом приемнике за счет теплопроводности проволоки термопар увеличивается с ростом температуры и составляет 0,12% на 1°, теплообмен за счет теплопроводности воздуха в промежутке площадка—фильтр—корпус с ростом температуры увеличивается, достигая 0,31% на 1°, теплообмен в приемнике, обусловленный излучением, с ростом температуры, увеличивается составляя 1,1% на 1°. В результате установлено, что с ростом температуры чувствительность приемника падает, что связано с увеличением лучистого теплообмена и теплопроводности воздуха в пространстве площадка—фильтр—корпус.

Анализ уравнений теплового баланса показал, что учет теплового воздействия фильтра на приемную площадку приводит к уменьшению доли потерь на излучение. При этом совместный вклад составляющих тепловых потерь на излучение и конвективно-кондуктивный теплообмен в общие потери приемника также изменяется и составляет, например, при облученности 700 Вт/м² без учета фильтра 72%, а с учетом фильтра 69%; при облученности 1400 Вт/м² — 78 и 71% соответственно.

В результате расчета тепловых потерь приемной площадки и проволок термопар и учета их взаимодействия со средой было получено выражение для расчета чувствительности S (В/Вт) термоэлектрического приемника

$$S = 0,052 (q/n + 0,01\Lambda_T)^{-1}, \quad (2)$$

где q и Λ_T — суммарные тепловые потери приемной площадки и термопары соответственно, n — количество термоспаев.

Используя табличные значения для q и Λ_T , полученные в работе [3], можно с помощью выражения (2) проводить выбор конструктивных вариантов ТЭП для различных применений, добиваясь при этом максимальной чувствительности всей системы в целом.

Зависимость избыточной температуры приемной площадки от величины падающего потока P_i позволяет рассчитать степень линейности выходного сигнала при значительных вариациях облученности. Выражение для выходного сигнала U в этом случае представляется в следующем виде:

$$U = na \left(\frac{P_1 - P_2^0 q / \beta}{q + \Lambda_T + q\delta / \beta} + \frac{Eb_3(k_3 F + \tau_3 k_4 D)}{(q_3 + q_4)q} \right), \quad (3)$$

где $P_1 = E\tau_3\tau_4 b_1 A_1$ — лучистый поток, поглощенный приемной площадкой площадью A_1 ; $P_2^0 = (P_2 b_2 + P'_2 k'_2) A^*_2$ — тепловой поток, поглощенный рассеивателем с эффективной поверхностью площадью A^*_2 ; P_2 — тепловой поток от приемной площадки, достигающий эффективной поверхности рассеивателя; P'_2 — тепलो-

ток, переносимый конвективно-кондуктивным путем от площадки рассеивателю площадью A_2 ; $q = a_1 A_1 4\sigma T_0^3 + 2k_1 A_1$ и $\beta = a_2 A_2 4\sigma T_0^3 + 2k_2 A_2$ — суммарные тепловые потери приемной площадки и рассеивателя на излучение и газовую среду; $\Lambda_T = \delta + \delta' = \frac{nA_0}{l} (\kappa_1 + \kappa_2) + 8A_0 n \sigma T_0^3$ — тепловые потери проволок термопар на теплопроводность и излучение; κ_1 и κ_2 — коэффициенты теплопроводности материала проволок; $\tau_3, \tau_4, b_1, b_2, b_3$ — коэффициенты пропускания фильтров, поглощения приемной площадки, рассеивателя и фильтров; k_1 и k_2 — коэффициенты конвективного теплообмена между приемной площадкой и корпусом, рассеивателем и корпусом соответственно; k'_2, k_3 и k_4 — коэффициенты конвективно-кондуктивного теплообмена между приемной площадкой и эффективной поверхностью рассеивателя, сменным и защитным фильтром, фильтром — площадкой; $q_3 = Fa_3 4\sigma T_0^3 + k_3 F$ и $q_4 = Da_{4,3} b_3 4\sigma T_0^3 + k_4 D$ — суммарные тепловые потери фильтров на излучение и теплообмен с газовой средой и площадкой; D и F — площадь поверхности сменного и защитного фильтров; $a_1, a_2, a_3, a_{4,3}$ — коэффициенты излучения материала приемной площадки, рассеивателя и фильтров; A_0 и l — сечение и длина проволок термопар; α — удельная термоэдс одного спая; E — облученность приемной площадки.

Улучшения линейности выходного сигнала и уменьшения температурной зависимости чувствительности ТЭП можно достичь снижением температуры приемной площадки, т. е. увеличив потери Λ_T за счет изменения геометрии проволок термопар и дополнительного теплоотвода. Линейность предполагает существование пропорциональной зависимости между выходным сигналом U и падающим потоком P , т. е. $U = SP$. Учитывая, что $U = n\alpha\Delta T$, указанную зависимость можно представить в виде

$$\Delta T = \frac{S}{n\alpha} P. \quad (4)$$

Из рассмотрения уравнений теплового баланса ТЭП следует, что коэффициент пропорциональности $S/n\alpha$ между избыточной температурой приемной площадки и падающим потоком содержит температурозависимые члены, включающие потери на излучение и конвективно-кондуктивный теплообмен. Степень отклонения от линейного закона в значительной мере определяется потерями на излучение в сторону фильтра и в сторону корпуса. Чем больше абсолютное значение температуры приемной площадки, тем больше проявляется нелинейность, т. е. с ростом температуры коэффициент пропорциональности $S/n\alpha$ уменьшается и отклонение может быть значительным.

При изучении путей повышения стабильности работы термоэлектрического пирометра был взят за основу принцип автоматического регулирования по возмущению [7]. Сущность его сводится к тому, что специальное устройство принимает возмущение Q_i и в соответствии с этим создает воздействие через регулятор на

объект регулирования, направленное на уравнивание естественного влияния данного возмущения.

Здесь целью регулирования является компенсация теплового действия фильтра на приемную площадку в результате резкого колебания температуры окружающей среды или поглощения фильтром солнечной радиации. Наиболее эффективно такая схема была реализована при применении принципа компенсации, т. е. введении второго — пассивного приемника П, включенного встречно с активным А. Для достижения одинакового теплового действия фильтра на приемную и компенсирующую площадки с внутренней стороны сменного фильтра наносится комбинированное покрытие из отражающего и поглощающего слоя (см. рис. 1). Интегральный коэффициент излучения покрытия ε_{Π} в сторону пассивного приемника подбирается равным эффективному коэффициенту излучения $\varepsilon_{\text{а}}$ фильтра над активным приемником так, чтобы выполнялось соотношение равенства коэффициентов излучения:

$$\varepsilon_{\text{а}} = \varepsilon_{\Pi} = \frac{\int_{\lambda_{\text{ГР}}}^{\infty} \varepsilon'_{\lambda, T} r_{\lambda, T}^0 d\lambda}{\int_0^{\infty} r_{\lambda, T}^0 d\lambda} = \frac{\int_0^{\infty} \varepsilon''_{\lambda, T} r_{\lambda, T}^0 d\lambda}{\int_0^{\infty} r_{\lambda, T}^0 d\lambda}, \quad (5)$$

где $\varepsilon'_{\lambda, T}$ — спектральный коэффициент излучения покрытия при температуре T'_4 , $\varepsilon''_{\lambda, T}$ — спектральный коэффициент излучения материала фильтра при температуре T''_4 , $\lambda_{\text{ГР}}$ — длинноволновая граница пропускания фильтра.

Таким образом подбор соответствующих фильтров и покрытий и создание условий одинакового теплового воздействия фильтра на активную и компенсирующую площадки позволяет значительно повысить стабильность работы термоэлектрического пирометра особенно при действии на него резко меняющихся условий.

Характер зависимости выходного сигнала в компенсированном термоэлектрическом пирометре от падающего потока проанализирован с помощью уравнений теплового баланса, составленных для приемных площадок активного и компенсирующего приемников:

$$P_1 + Ab_3b_1\sigma(T_4^4 - T_1^4) = Aa_{1,4}\sigma(T_1^4 - T_4^4) + Aa_{1,0}\sigma(T_1^4 - T_0^4) + kA \left(\frac{T_1 - T_4}{l_{1,4}} \right)^{1/4} (T_1 - T_4) + k'A \left(\frac{T_1 - T_0}{l_{1,0}} \right)^{1/4} (T_1 - T_0) + (\alpha_1 + \alpha_2) \times \times \frac{nA_0}{\mu} (T_1 - T_2); \quad (6)$$

$$Aa_{4,1}b_1\sigma(T_{4\Pi}^4 - T_{1\Pi}^4) + kA \left(\frac{T_{4\Pi} - T_{1\Pi}}{l_{4,1}} \right)^{1/4} (T_{4\Pi} - T_{1\Pi}) = Aa_{1,0}\sigma(T_{1\Pi}^4 - T_0^4) + k'A \left(\frac{T_{1\Pi} - T_0}{l_{1,0}} \right)^{1/4} + (\alpha_1 + \alpha_2) \frac{nA_0}{\mu} (T_{1\Pi} - T_{2\Pi}). \quad (7)$$

В уравнении (7) для компенсирующего приемника, так же как и для активного (6), содержатся температурозависимые члены, которые приводят к нелинейной зависимости выходного сигнала при изменении падающего лучистого потока (рис. 2, кривая 2).

результате встречного включения термоэлектрических приемников появляется возможность регулирования изменения выходного сигнала U_t от падающего потока P_t с помощью компенсирующего илтра, если подобрать необходимые коэффициенты отражения падающего потока и коэффициент излучения в сторону приемной площадки.

Данные расчета и результаты эксперимента показывают, что при использовании компенсирующей системы отклонение выходного сигнала от линейного закона (рис. 2, кривая 3) уменьшается по сравнению с некомпенсированным вариантом (кривая 1) в 1,4 раза. Стабильность нулевого положения приемника также значительно возрастает.

В результате теоретических и экспериментальных исследований ТЭП был разработан самолетный вариант термоэлектрического пиранометра, типа ПК-2. Прибор прошел климатические испытания с регистрацией дрейфа нуля как в лабораторных условиях в камере с изменением температуры от 20 до 70°С, так и в натурных — на самолете-лаборатории ИЛ-18 при подъеме на высоту до 8000 м, где температура составляла —60°С. Результаты испытаний показали устойчивую работу приборов.

При испытаниях в камере с изменением температуры от комнатной до +70°С дрейф нуля, регистрируемый самопишущим миллиамперметром постоянного тока, типа И37, не превышал 0,01 мВ. При испытании пиранометра на самолете дрейф в момент подъема на высоту составлял 0,15 мВ для приборов, расположенных под крылом, и 0,25 мВ для приборов, расположенных над крылом, а при полете по площадке дрейф не превышал 0,05 мВ. Чувствительность исследуемых пиранометров составляла 20—26 мВ на 1 кал/(см²·мин).

Исследование линейной характеристики термоэлектрических пиранометров проводилось на установке ГГО им. А. И. Воейкова по методике, описанной в работе [6]. Лучшие образцы пиранометров, предназначенные для самолетных исследований, показали

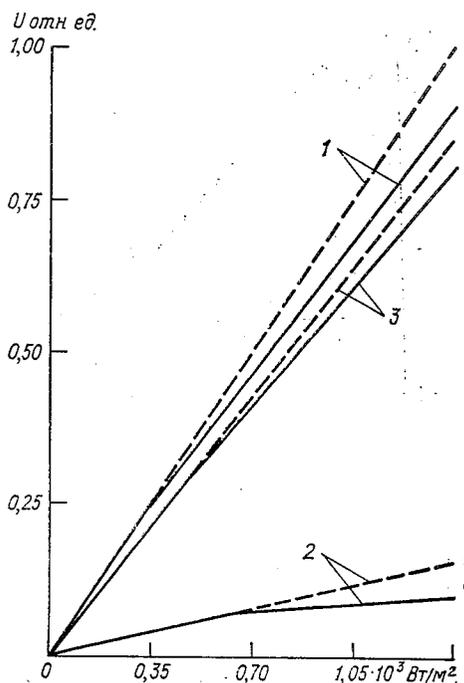


Рис. 2. Зависимость выходного сигнала ТЭП от облученности.

1 — активный приемник, 2 — пассивный приемник, 3 — компенсированный пиранометр.

отклонение от линейности не более 1,5% в диапазоне облученности от 0,07 до 2,0 кал/(см²·мин) (рис. 3, кривые 1 и 2). Для некомпенсированного варианта пиранометра отклонение от линейности достигало 9% (кривая 3). Значительное улучшение линейной характеристики пиранометров было достигнуто за счет применения температурозависимого шунта, введенного между приемной площадкой и рассеивателем. Указанное усовершенствование конст

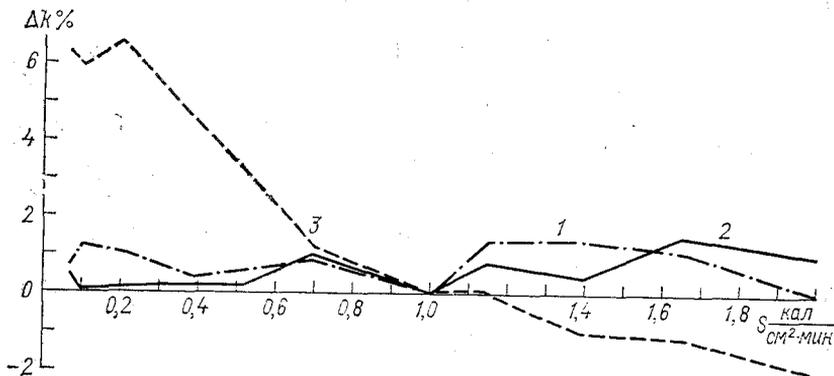


Рис. 3. Характеристика линейности самолетного пиранометра.

1 и 2 — компенсированный, 3 — некомпенсированный.

рукции позволило также снизить и температурную зависимость чувствительности прибора с 0,3 до 0,01% на 1°.

Основные характеристики термоэлектрических пиранометров

Характеристика	Пиранометр		
	ЛЭТИ	Эпли	
		1	2
Чувствительность, мВ на 1 кал/(см ² ·мин)	25	7,5	5,0
Сопротивление, Ом	150	300	300
Инерционность, с	2	3	2
Линейность (0,07—2,0 кал/(см ² ·мин))	±0,75%	±1,0%	±1,0%
Температурная зависимость	±0,6% (от -60 до +60°С)	±1,5% (от -20 до +40°С)	±0,5%
Отклонение от закона косинуса 10—90°	±2,5%	±2,0%	±1,0%
Спектральная чувствительность, мкм	0,3—3,0	0,28—2,8	0,4—3,0

Таким образом, в результате проведения теоретических и экспериментальных исследований разработан компенсированный термоэлектрический пиранометр, работающий в диапазоне температур от +60 до -60°С, с чувствительностью 25 мВ на 1 кал/ (см²× мин), имеющий дрейф нуля 0,05 мВ, температурную зависимость чувствительности $\frac{\Delta S/S}{\Delta T} = 0,01\%$ на 1° и отклонение от линейности

более ±0,75%. Средняя квадратическая погрешность при регистрации лучистого потока пиранометром типа ПК-2 составляет 1,24%. Результаты сравнений пиранометров ЛЭТИ и пиранометры фирмы Эпли [8] в двух модификациях представлены в таблице.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что учет теплового действия фильтров и введение температурозависимого теплового введения позволили выявить пути конструирования и создать пиранометры, удовлетворяющие современным требованиям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анализ тепловых процессов в термоэлектрическом приемнике излучения и способы повышения стабильности его параметров/В. Н. Гульков и др.— Изв. ЛЭТИ, 1977, вып. 198, с. 3—14.
- Гульков В. Н., Созина Н. Н. Термоэлектрические приемники солнечного излучения.—Л.: Изд. ЛЭТИ, 1977.— 60 с.
- Гульков В. Н. Разработка и исследование термоэлектрических приборов для измерения лучистых потоков от естественных и искусственных источников в спектральной области 0,2—40 мкм. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. техн. наук.—Л., 1977.
- Козырев Б. П. Расчет основных систем радиационных термоэлементов с неравномерно распределенной приемной площадью.— Изв. вузов. Приборостроение, 1970, 13, № 6, с. 107—111.
- Козырев Б. П. Работы ЛЭТИ по тепловым приемникам излучения для актинометрии и радиометрии.— В кн.: Тепловые приемники излучения. Л., 1971, с. 3—11.
- Мишин А. А. Экспериментальная проверка линейности пиранометров различных типов.— Труды ГГО, 1977, вып. 384, с. 92—100.
- Уланов Г. М. Регулирование по возмущению.— Л.: Госэнергоиздат, 1960.— 230 с.
- Hanson K. J., Latimer J. R. Preliminary report of the gate pyranometer comparison.— Miami, Florida, 1974.— 43 p.

Г. Г. Сакунов, В. Г. Лебединс

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ ИНТЕГРАЛЬНЫХ ПОТОКОВ ДЛИННОВОЛНОВОЙ И КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ С САМОЛЕТА

Для измерения восходящего и нисходящего длинноволнового излучения с самолета-лаборатории ИЛ-18 ГГО использовались радиометры ЦАО. Некоторый опыт работы с радиометрами, накопленный нами в эксперименте ПОЛЭКС-76, позволил в период подготовки к экспедиции ГАРЭКС-77 повысить точность измерений радиометром за счет усовершенствования методики регистрации температуры корпуса радиометра и уменьшения остаточной чувствительности к коротковолновой радиации. Радиометр ЦАО [2] состоит из двух термоэлектрических приемников, каждая батарея которого содержит около 1200 термоспаев серебро — константан. Приемные поверхности представляют собой круглые диски диаметром 30 мм, высотой 3 мм, покрытые эмалью типа ВЛ-54 и алюминиевой фольгой, обладающие высокой отражательной способностью в коротковолновой части спектра и сильно отличающейся излучательной (поглощательной) способностью в длинноволновой области. «Холодные» спаи термобатарей находятся в хорошем тепловом контакте с корпусом радиометра. Для защиты от влияния внешних атмосферных воздействий оба приемника закрыты полиэтиленовой пленкой. Нами применялся просветленный полиэтилен ГОСТ 10354—73, толщиной 80 мкм.

В конструкции прибора предусмотрена капсула с силикагелем для обезвоживания воздуха, заключенного между приемными поверхностями термобатарей и полиэтиленовым экраном. Как и при наблюдении с любым пиргеометром, сигнал радиометра определяется разностью между подлежащим измерению излучением и собственным излучением прибора, которое зависит от температуры приемной поверхности. Поэтому для измерения температуры радиометра к его плате приклеен высокоомный полупроводниковый терморезистор (ПТР) типа ММТ-1.

В полетах по программе ПОЛЭКС-76 нами установлено, что

использование моста постоянного тока для измерения сопротивления ПТР не обеспечивает требуемой точности определения температуры радиометра (не хуже $0,3^{\circ}\text{C}$). Из-за вибрации самолета полете практически невозможно работать с ноль-гальванометром чувствительнее 10^{-8}A/дел. , а увеличение напряжения моста постоянного тока приводит к дополнительному нагреву ПТР. На рис. 1 представлена ошибка (Δt) при измерении температуры радиометра

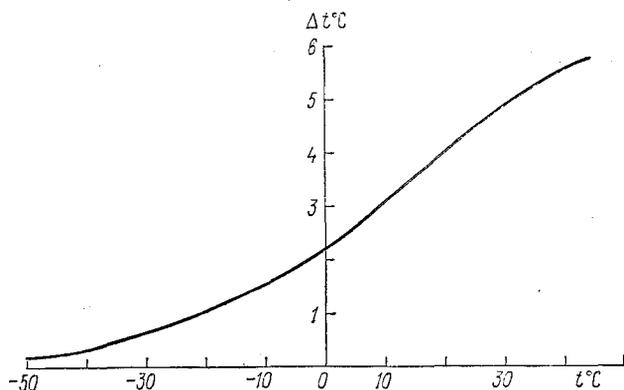


Рис. 1. Поправка на нагревание ПТР к измеренной температуре радиометра.

) от перегрева ПТР при работе с мостом постоянного тока Р 333 (напряжение питания 2В вместо 10В, рекомендованных по инструкции). Кроме того, при измерении сопротивления ПТР мостом постоянного тока можно обеспечить необходимую повторяемость расчетов только при наличии специального оператора на борту самолета. Перечисленные обстоятельства заставили нас попытаться использовать для непрерывной регистрации температуры радиометров электронный автоматический мост КСМ-4 (градуировка 23) в оборудовании самолетного актинометрического комплекса.

Согласование входа КСМ-4 (41,7—64,3 Ом) с сопротивлением ПТР (0,8—101 кОм) в диапазоне температуры от -50 до $+50^{\circ}\text{C}$ осуществлено по схеме, изображенной на рис. 2 [1]. Термoneзависимые резисторы схемы согласования, шунтирующий $R_{\text{ш}}$, добавочный $R_{\text{д}}$ и согласующий $R_{\text{с}}$, рассчитаны таким образом, чтобы охватить характеристики термоприемника и входа моста в трех точках, соответствующих началу, середине и концу шкалы. Чтобы обеспечить отклонение от линейности шкалы в пределах $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ точность отсчета не хуже $0,2^{\circ}\text{C}$, весь диапазон изменения температуры радиометров был разбит на два интервала: от -50 до 0 и от 0 до $+50^{\circ}\text{C}$. Для каждой шкалы температуры были рассчитаны свои значения согласующих резисторов. С учетом того, что измерения одновременно участвуют два ПТР, схема их подклю-

чения к измерительному мосту КСМ-4 состоит из четырех групп согласующих сопротивлений (рис. 3). Переключение шкал осуществляется тумблерами B_1 и B_2 . При этом каналы КСМ-4, соответствующие нерабочей шкале, тумблерами B_3 — B_6 нагружают на сопротивления $R_1//R_{ш1}$, $R_2//R_{ш2}$, $R_3//R_{ш3}$, $R_4//R_{ш4}$ для вывода нерабочих точек на край шкалы. Согласующее устройство выполнено в виде отдельного блока в кожухе, изготовленном в мастерской

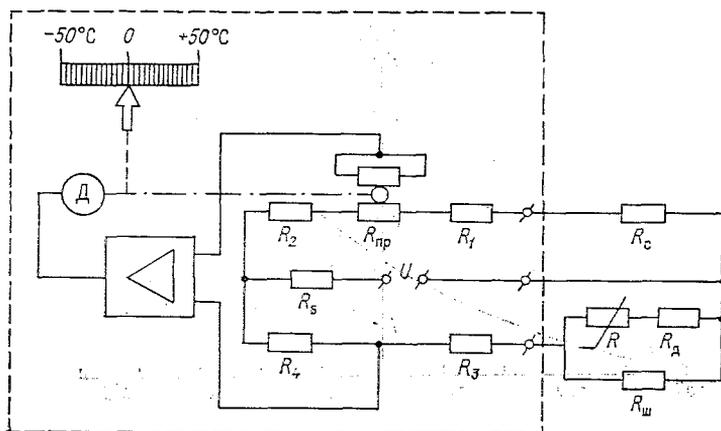


Рис. 2. Схема согласования ПТР со входом электронного автоматического моста КСМ-4.

ГГО. После градуировки ПТР в термостате отдела метрологии ГГО (от -50 до $+50^\circ\text{C}$) и точной подгонки сопротивлений согласующей схемы погрешность регистрации температуры радиометров во всем диапазоне не превышала $0,2^\circ\text{C}$. Это обеспечило точность рассчитываемого по температуре собственного излучения радиометров не хуже $0,002 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$ для температур $+50^\circ\text{C}$, $0,001 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$ для 0°C и $0,0006 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$ для -50°C . При скорости протяжки ленты 600 мм/ч за 10 минут полета производилось более 30 отпечатков значений температуры вместо 4—5 при измерении мостом постоянного тока Р333 и привлечении отдельного оператора.

В процессе измерений на самолете и в лабораторных условиях на оптической скамье у радиометров ЦАО была обнаружена остаточная чувствительность к коротковолновой радиации около 5% от чувствительности радиометров, полученной при градуировке по тающему снегу. Остаточная коротковолновая чувствительность была уменьшена за счет выравнивания чувствительности к коротковолновой радиации приемников с белой и блестящей поверхностями. С этой целью выведена средняя точка измерительной цепи радиометра и зашунтирована термобатарея с блестящей приемной поверхностью. Величина $R_{ш}$ практически подбиралась ме

ом солнце—ть в Воейково в условиях безоблачного неба. Максимальное значение $R_{\text{ш}}$ соответствовало отсутствию приращенного выходного сигнала на измерительном приборе при увеличении падающего коротковолнового потока после смещения тени с приемных поверхностей радиометра. Сохранение подгонки проверено экспериментально в полетах до высоты 8 км.

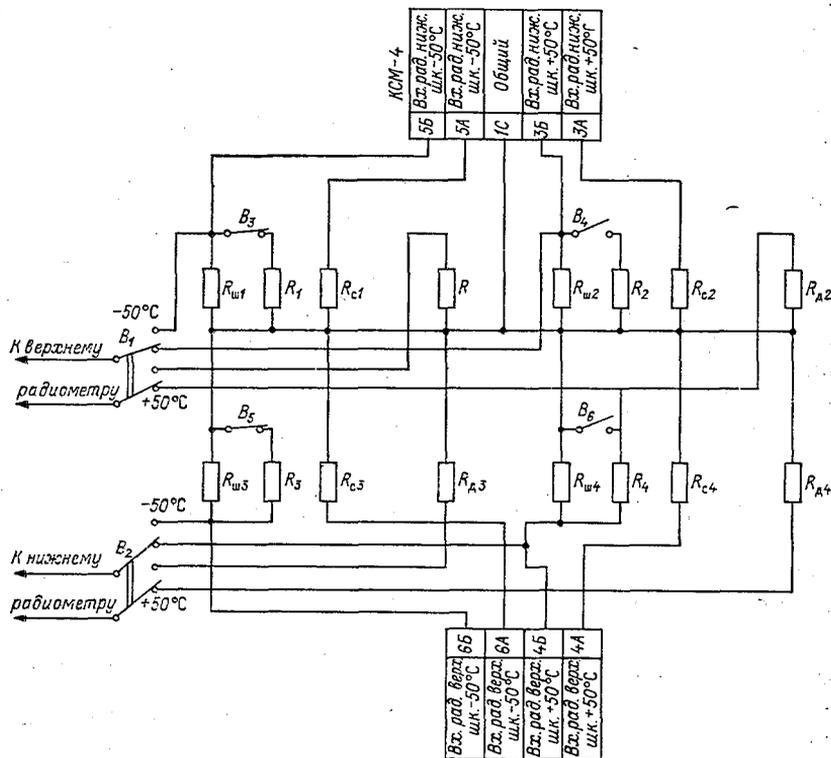


Рис. 3. Схема переключения шкал электронного автоматического моста КСМ-4.

Полученные в полетах результаты синхронных измерений с аэролетным пиргеометром Эпли (США) показали, что остаточная чувствительность радиометра к коротковолновой радиации не превышает 1% от его чувствительности к длинноволновой радиации. Регистрация сигналов радиометров осуществлялась на 12-канальном электронном потенциометре типа КСП-4 с пределами изменения от -10 до $+10$ мВ. Один канал КСП-4 использовался для регистрации места нуля. Для увеличения точности регистрации при малых сигналах у потенциометра был сделан второй предел измерения (от -4 до $+4$ мВ). Изменение пределов измерения

выполнено за счет уменьшения тока питания измерительного моста КСП-4. Увеличение сопротивления нагрузки ИПС (источник питания стабилизированный) при включении в его цепь добавочного сопротивления не ухудшило коэффициент стабилизации и пражнения питания измерительного моста. Переключение шкалы КСП-4 осуществлялось тумблером на монтажной плате, при изменении на пределе от -10 до $+10$ мВ добавочное сопротивление в цепи ИПС закорачивалось. Для обработки материалов наблюдений использовались значения чувствительности радиометров, полученные в результате градуировки по ночному безоблачному небу в Ашхабаде. В качестве эталона при градуировке применялся компенсационный пиргеометр № 2 отдела актинометрии и атмосферной оптики ГГО.

Потоки коротковолновой радиации, восходящий и нисходящий, измерялись герметизированными пиранометрами ГГО (отдел актинометрии и атмосферной оптики) с полусферическими колпачками из стекла БС-3 толщиной 4 мм. Пиранометры изготовлены в экспериментальных мастерских ГГО. Перед началом эксперимента в лабораторных условиях и в наладочных полетах были исследованы основные источники ошибок пиранометров — отклонение от линейности и косинусной характеристики, дрейф нуля при резких изменениях условий полета (температуры, атмосферного давления, влажности, скорости полета). Результаты испытаний показали, что абсолютная суммарная ошибка за счет перечисленных факторов в самых неблагоприятных условиях измерений не превышала величины $0,01$ кал/(см²·с), при этом температурная поправка к чувствительности пиранометров 1% на 1 считалась равной поправке к чувствительности сетевого пиранометра М-80. Непрерывная регистрация сигнала осуществлялась на электронном потенциометре КСП-4 с двумя пределами измерений ($0 - 10$ и $0 - 4$ мВ). Подгонка второго предела и переключение шкал выполнялись так же, как у регистратора, работающего с радиометрами ЦАО. На самописце регистрировалась разность между сигналом и калиброванным стабилизированным компенсационным напряжением, которое можно было ступенчато через 5 мВ изменять от 0 до 90 мВ или через 1 мВ от 0 до 18 мВ. Коммутация режима компенсации осуществлялась тумблерами и кнопочными выключателями на измерительном блоке. Пиранометры градуировались по прямой солнечной радиации на перпендикулярную поверхность в трубе с контрольной парой отдела актинометрии и атмосферной оптики ГГО перед началом эксперимента в Воейково и в процессе его выполнения в Ашхабаде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Луцаев Г. А. и др. Расчет измерительного комплекта «полупроводниковый терморезистор — стандартный автоматический мост» и оценка его точности. — Измерительная техника, № 10, 1975, с. 54—56.
2. Шляхов В. И., Фридзон М. Б., Куракин В. И. Новые приборы для измерения радиации. — Метеорология и гидрология, № 8, 1970, с. 61—66.

Н. П. Пятовская

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АЛЬБЕДО СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ—АТМОСФЕРА ДЛЯ РАЙОНОВ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Для трех районов Атлантического океана, расположенных в различных климатических зонах, определен сезонный ход среднего значения и дисперсии альbedo системы Земля—атмосфера на различных высотах Солнца. В табл. 1 указаны координаты центров районов с допустимыми отклонениями.

Выбор и анализ орбит и радиационных данных для этих районов, телевизионных (ТВ) и инфракрасных (ИК) снимков и карт фанализа выполнен на основе следующих источников:

Таблица 1

Координаты районов Северной Атлантики

Номер района	Широта, °с. ш.	Долгота, °з. д.
1	75±5	0±5
2	60±5	30±5
3	20±5	30±5

1) каталогов метеорологической информации (радиационных данных, наблюдений за облачностью), полученной с искусственных спутников Земли (ИСЗ) «Космос» и «Метеор». Каталоги выкупаются ГосНИЦИПР СССР;

2) микрофильмов (актинометрические (АК) данные, карты снимки облачности), хранящихся в архивах ИСЗ ГосНИЦИПР СССР (Москва), ВНИИГМИ—МЦД (г. Обнинск);

3) повитковых монтажей ИК или ТВ снимков (иногда ИК и ТВ вместе) с орбитальными данными и картами траекторий орбит, хранящихся в архивах ИСЗ (Москва, Обнинск);

4) повитковой АК информации в различных участках спектра в виде цифровых прямоугольных карт-матриц отдельно по каждому витку.

О способах отбора и критическом просмотре информации с теорологических спутников (МС) сказано в [1, 4]. Выбор и обработка информации с МС для трех заданных районов выполнена за 10 лет — с 1968 по 1977 г. Использовалась АК информация в канале 0,3—3,0 мкм (для непосредственных расчетов альбедо и 8—12 мкм (для уточнения и выделения на картах-матрицах облачных и безоблачных областей). Получив с помощью квантофотонного анализа и снимков с МС достаточно подробную информацию о морфологии облачного покрова, на картах АК данных в канале 0,3—3,0 мкм выделяли области, покрытые облаками, и безоблачные. Для этих областей определялось среднее значение интенсивности уходящей коротковолновой радиации, которому соответствовали определенные градации высот Солнца, азимутов сканирования относительно плоскости солнечного вертикала и углы сканирования.

При обработке информации в виде прямоугольных карт-матриц из массива цифр использовались только данные в подспутниковой точке («нулевая» точка сканирования) и по семи точкам в стороны от нее, что соответствовало углам сканирования $0, \pm 30^\circ$.

В последние годы АК информация поступает также и в виде цифровых карт меркаторской и стереографической проекции. В этом случае первичная программа обработки строится таким образом, что позволяет вести накопление результатов повитковой обработки и выдавать результирующую карту. АК данные для широт от 40° ю. ш. до 40° с. ш. выдаются на картах меркаторской проекции, для высоких широт обычно используется стереографическая проекция. В случае выдачи АК данных в виде прямоугольных карт-матриц, когда выдаются отдельные измерения в строках сканирования (т. е. в повитковом режиме), исходная информация имеет более высокое разрешение (примерно 45×50 км в надире). Во втором случае, когда АК информация выдается в виде карт стереографической и меркаторской проекций, осреднение осуществляется как по элементам, расположенным вдоль строки, так и по элементам отдельных строк одновременно, разрешение здесь более грубое (примерно 245×254 км в надире). В этом случае при обработке использовалась информация в нулевой подспутниковой точке и по двум точкам от нее, что также соответствовало углам сканирования $0, \pm 15, \pm 30^\circ$.

Крайние точки сканирования из обработки вообще исключались, так как для них отмечаются наибольшие искажения в значениях интенсивности уходящей коротковолновой радиации, о чем неоднократно указывалось в целом ряде работ [1, 4]. Затем в методике [1, 4] определялись поток уходящей коротковолновой радиации и величина альбедо системы Земля—атмосфера A_∞ отдельно для облачных и безоблачных областей данного района. Величина A_∞ для всего района определялась как среднее взвешенное с учетом степени покрытия облаками данного района. Приводимые ниже средние величины A_∞ и их экстремальные значения

носятся к квадрату размером $10 \times 10^\circ$ (по широте и долготе).

Обращает на себя внимание тот факт, что с увеличением обчности A_∞ растет во всех случаях. При малых высотах Солнца (менее 10°) A_∞ получено с большой погрешностью (больше 15%), как расчетная схема, применяемая для определения потоковходящей коротковолновой радиации (УКР), необходимых для счетов A_∞ , применима для высот Солнца $h_\odot \geq 10^\circ$. Поэтому значениям A_∞ , полученным при $h_\odot < 10^\circ$, следует относиться критически, несмотря на то, что в большинстве случаев дисперсия велика. Заметим, что дисперсия определяется как разброс относительно средних значений и не характеризует точности определения самого альbedo по данным спутниковых наблюдений. Последнему вопросу посвящены специальные исследования [4], и здесь к ним касаться не будем.

Для получения средних значений альbedo системы Земля—атмосфера для трех рассматриваемых районов за каждый месяц были использованы также результаты предыдущих исследований литературных источников [1, 4].

В табл. 2 приведены значения альbedo системы Земля—атмосфера и их экстремальные значения, осредненные за 10-летний период наблюдений для трех районов. Здесь же приводятся значения дисперсии σ^2 и среднего квадратического отклонения σ для каждого месяца и в среднем за год. По I району для зимних месяцев (ноябрь и декабрь) данных нет, так как заданный район находится за полярным кругом и АК информация с МС в канале $3,0$ мкм, по которой рассчитывается A_∞ , отсутствовала. Напомним, что АК информация в канале $0,3$ — $3,0$ мкм характеризует генсивность отраженной солнечной радиации и может быть получена только в светлое время суток. Величины A_∞ и их экстремальные значения для января и февраля получены на основании единичных измерений.

Разброс величин A_∞ по I району довольно существенный — максимальное значение $A_\infty = 0,648$ наблюдается в марте, минимальное $A_\infty = 0,176$ — в апреле. Средние величины A_∞ испытывают большие колебания ($0,330$ в апреле, $0,467$ в июне). Полученные большие средние величины A_∞ объясняются значительной облачностью над I районом, которая наблюдается в течение всего года.

От сезона к сезону количество облаков изменяется незначительно, достигая максимального значения $9,6$ баллов летом, $7,8$ баллов осенью и $8,7$ баллов весной.

Такое распределение облачности характеризует и особенности сезонного хода A_∞ . Для летних месяцев (июнь—август) A_∞ в среднем равно $0,420$. Осенью (сентябрь—октябрь) A_∞ несколько меньше ($0,378$). Весной (март—май) A_∞ составляет $0,364$. Для зимних месяцев A_∞ равно $0,366$; но поскольку величины A_∞ для зимы, как уже упоминалось выше, получены по единичным измерениям, эту причину следует считать ориентировочной. В среднем за год A_∞ равно $0,385$.

Т а б л и ц

Средние месячные значения альbedo системы Земля—атмосфера и дисперсии

Месяц	A_{∞}			σ^2	σ
	среднее	макс	мин		
I район					
I	0,385	0,470	0,275	0,01121	0,106
II	0,347	0,485	0,280	0,01268	0,113
III	0,395	0,648	0,207	0,00364	0,060
IV	0,330	0,465	0,176	0,00584	0,077
V	0,377	0,568	0,232	0,00317	0,056
VI	0,467	0,492	0,430	0,00370	0,061
VII	0,423	0,519	0,309	0,00842	0,092
VIII	0,371	0,554	0,230	0,00378	0,061
IX	0,372	0,458	0,277	0,00343	0,059
X	0,385	0,460	0,280	0,01070	0,103
XI	—	—	—	—	—
XII	—	—	—	—	—
Год	0,385	0,512	0,270	0,00666	0,082
II район					
I	0,246	0,302	0,190	0,00079	0,028
II	0,310	0,338	0,283	0,00408	0,063
III	0,300	0,340	0,230	0,00563	0,075
IV	0,377	0,390	0,320	0,00810	0,090
V	0,354	0,380	0,323	0,00798	0,089
VI	0,316	0,415	0,250	0,00304	0,055
VII	0,330	0,410	0,240	0,00850	0,093
VIII	0,292	0,359	0,204	0,00246	0,049
IX	0,248	0,206	0,190	0,00910	0,095
X	0,320	0,375	0,261	0,00840	0,092
XI	0,295	0,360	0,200	0,01020	0,100
XII	0,250	0,320	0,201	0,00750	0,086
Год	0,303	0,349	0,241	0,00638	0,080
III район					
I	0,203	0,220	0,190	0,0060	0,078
II	0,220	0,410	0,093	0,0060	0,078
III	0,135	0,180	0,080	0,0060	0,078
IV	0,140	—	—	—	—
V	0,140	0,236	0,101	0,0032	0,057
VI	0,139	0,176	0,080	0,0032	0,057
VII	0,153	0,190	0,110	0,0032	0,057
VIII	0,173	0,340	0,130	0,0032	0,057
IX	0,163	0,190	0,150	0,0032	0,057
X	0,208	0,430	0,110	0,0060	0,078
XI	0,130	0,140	0,120	0,0060	0,078
XII	0,158	0,200	0,110	0,0060	0,078
Год	0,166	0,200	0,116	0,0047	0,068

Полученные особенности сезонного хода величин A_{∞} для I р она объясняются не только распределением облачности, но и висимостью A_{∞} от высоты Солнца. В работе [3] такая зависимо четко выявлена.

Для II района среднее за год значение A_{∞} меньше, чем для района, оно равно 0,303. В течение всего года A_{∞} изменяется от 190 до 0,415 в зависимости от распределения облачности и выхы Солнца. Как показано в [2], над II районом количество облаков в течение года изменяется незначительно (летом 7,6 балла, феврале 7,2 балла). Средние величины A_{∞} составляют для зимы (декабрь—февраль) 0,269, для весны (март—май) 0,344, для лета (июнь—август) 0,313, для осени (сентябрь—ноябрь) 0,288, т. е. среднее A_{∞} максимально весной и минимально зимой.

Для III района, расположенного в тропической части Северной Атлантики, характерны небольшие значения альbedo системы Земля—атмосфера (средние и экстремальные), A_{∞} в среднем за год равно 0,166, его максимальные и минимальные значения равны соответственно 0,200 и 0,116. В течение всего года A_{∞} изменяется существенно — от 0,080 до 0,430, что объясняется характерной для этого района облачностью. Значение 0,080 получено для безоблачного случая (альbedo системы океан—атмосфера), а 0,430 — при наличии сплошной или значительной мощной кучевой облачности. На основании средних многолетних данных для этого района характерно преобладание облачности 5,2 и 5,3 балла летом (среднее максимальное количество) и 4,5 балла зимой (среднее минимальное количество) [2].

Для III района не выявлено четкой зависимости средних величин A_{∞} от количества облаков. Максимальное значение A_{∞} , равное 0,194, получено для зимы, минимальное ($A_{\infty}=0,138$) — для весны. Для лета и осени A_{∞} равно 0,155 и 0,167 соответственно. Полученный сезонный ход величин A_{∞} следует объяснить зависимостью A_{∞} от высоты Солнца. Несмотря на то что летом облачность несколько больше, максимума A_{∞} для лета не наблюдается. При больших высотах Солнца (60° и более) и при отсутствии облачности A_{∞} достигает минимальных значений (0,08—0,10), так как облачность над этим районом в большинстве случаев отмечается как 0 или НБЛ (т. е. покрыто облаками до 50% небосвода), фактор зависимости A_{∞} от h_{\odot} (т. е. уменьшение A_{∞} с ростом h_{\odot}) преобладает над фактором зависимости A_{∞} от облачности (т. е. увеличение A_{∞} при наличии облачности по сравнению с безоблачным небосводом).

Среднее годовое значение дисперсии для III района меньше, чем для двух предыдущих.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильев О. Б., Жвалев В. Ф., Пятовская Н. П. Вероятностные характеристики альbedo системы Земля—атмосфера для двух характерных типов поверхностей.— Труды ГГО, 1976, вып. 370, с. 82—92.
- Морозова И. В. Поле облачности над отдельными районами Атлантического океана.— См. наст. сб.
- Пятовская Н. П. Зависимость альbedo системы Земля—атмосфера от высоты Солнца для акватории Северной Атлантики.— См. наст. сб.
- Пятовская Н. П. Радиационный баланс и коротковолновый лучистый приток тепла в атмосфере в различных климатических зонах.— Труды ГГО, 1975, вып. 331, с. 93—102.

Н. П. Пятовск

ЗАВИСИМОСТЬ АЛЬБЕДО СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ—АТМОСФЕРА ОТ ВЫСОТЫ СОЛНЦА ДЛЯ АКВАТОРИИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Исследование зависимости альbedo системы Земля—атмосфера от высоты Солнца представляет существенный интерес при определении радиационного баланса по данным метеорологических спутников. Эти зависимости также необходимы для обеспечения подспутниковых экспериментов, проводимых в различных районах земного шара. В нашу задачу входило получение радиационных характеристик системы Земля—атмосфера (среднее значение альbedo и его изменчивость, угловая структура поля уходящей радиации): на основе данных метеорологических спутников (Метеор) системы «Метеор» над тремя районами акватории Северной Атлантики, ограниченными координатами: $75 \pm 5^\circ$ с. ш., $0 \pm 5^\circ$ з. д.; $60 \pm 5^\circ$ с. ш., $30 \pm 5^\circ$ з. д.; $20 \pm 5^\circ$ с. ш., $30 \pm 5^\circ$ з. д.

В настоящей статье мы приводим результаты определения зависимости альbedo системы Земля—атмосфера A_∞ от высоты Солнца для этих районов на основании средних многолетних данных, полученных при обработке спутниковой информации за 10-летний период — с 1968 по 1977 г. [3]. Альbedo системы определялось как среднее взвешенное с учетом степени покрытия облаками данного района. Предварительно был выполнен анализ режима облачности над заданными районами Атлантического океана на основании данных многолетних наблюдений с метеорологических спутников «Метеор» [1]. В работе [3] мы привели только сводные таблицы величин A_∞ для каждого района, осредненные за каждый месяц на основании 10-летнего ряда наблюдений. Из этих таблиц можно судить об изменчивости альbedo систем в зависимости от климатических особенностей районов, облачности, исследовать сезонный ход альbedo. Но они не дают представления об изменении альbedo системы в зависимости от высоты Солнца.

Осреднив величины A_∞ за весь рассмотренный период наблюдений с МС и разбив их на градации по высотам Солнца чер

мы получили зависимость A_{∞} от высоты Солнца для трех районов, представленную в таблице.

Зависимость альbedo системы Земля—атмосфера от высоты Солнца (по средним многолетним данным)

h_{\odot}	Район		
	I	II	III
< 10	0,454	0,310	—
11 — 15	0,412	0,329	—
16 — 20	0,371	0,398	0,228
21 — 25	0,347	0,322	0,200
26 — 30	0,368	0,309	0,210
31 — 35	0,320	0,346	0,203
36 — 40	0,331	0,226	0,182
41 — 45		0,318	0,156
46 — 50		0,349	0,106
51 — 55			0,107
56 — 60			0,162
61 — 65			0,102
66 — 70			0,165
71 — 75			0,143
76 — 80			0,132

Наиболее четко зависимость A_{∞} от h_{\odot} выявляется для I района, здесь A_{∞} убывает от 0,454 до 0,331 при увеличении высоты Солнца от 10 до 40°. Подобная зависимость объясняется тем, что для рассматриваемым районом наблюдается сплошная, в редких случаях значительная (С, ЗНЧ) облачность слоистообразных форм, для которых в ряде немногочисленных экспериментальных и теоретических исследований обнаружена зависимость альbedo от высоты Солнца.

Для II района подобная зависимость A_{∞} от h_{\odot} выявляется менее четко, намечается лишь тенденция к росту A_{∞} с уменьшением высоты Солнца, хотя облака слоистообразных форм здесь встречаются значительно реже [1].

Для III района, где преобладают облака кучевообразных форм (в количестве 4—5 баллов), зависимость A_{∞} от h_{\odot} проявляется совершенно определенно, A_{∞} в общем убывает от 0,220 до 0,140 при увеличении высоты Солнца от 18 до 78°.

Здесь существенную роль играет также фактор зависимости альbedo водной поверхности от высоты Солнца при безоблачном небе. Известно, что при $h_{\odot} \approx 70 \div 80^{\circ}$ альbedo воды составляет 0,02—0,03, а альbedo системы Земля—атмосфера равно 0,08—0,10 [2].

Таким образом, зависимость альbedo системы Земля—атмосфера обнаружена для всех трех районов, расположенных в различных широтных поясах Северной Атлантики. Эта зависимость, полученная на основе 10-летнего периода наблюдений с МС «Мете-

ор», обусловлена прежде всего распределением облачности по данному району. Особенно четко это проявляется для I (северного) района, где наблюдается значительная облачность в течение всего года и количество облаков от сезона к сезону изменяется незначительно — от 8,8 до 9,6 баллов [1].

При незначительной облачности (4,5—5,3 балла), полученной на основании средних многолетних данных с МС «Метеор» для III (южного) района, основную роль играет фактор зависимости альбедо воды от высоты Солнца как наиболее характерный для данного района.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Морозова И. В. Поле облачности над отдельными районами Атлантического океана.— См. наст. сб.
2. Пятювская Н. П. Радиационный баланс и коротковолновый лучистый поток тепла в атмосфере в различных климатических зонах.— Труды ГИ 1975, вып. 331, с. 93—102.
3. Пятювская Н. П. Статистические характеристики альбедо системы Земля-атмосфера для районов Атлантического океана.— См. наст. сб.

И. В. Морозова

ПОЛЕ ОБЛАЧНОСТИ НАД ОТДЕЛЬНЫМИ РАЙОНАМИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Настоящая статья имеет целью дать в сжатой форме характеристику поля облачности над тремя районами Атлантического океана, местоположение которых было определено условиями проведения подспутниковых экспериментов: $75 \pm 5^\circ$ с. ш. и $0 \pm 5^\circ$ з. д.; $\pm 5^\circ$ с. ш. и $30 \pm 5^\circ$ з. д.; $20 \pm 5^\circ$ с. ш. и $30 \pm 5^\circ$ з. д.

Не касаясь всей программы подспутниковых экспериментов, напомним лишь, что в нашу задачу входило обеспечение их необходимой статистической информацией о радиации и облачности. Анализ характеристик облачности и радиации над этими районами Атлантики имеет также и самостоятельное значение, поскольку они располагаются в трех совершенно различных по климатическим условиям зонах.

В статье рассмотрены сезонные особенности распределения общего количества и форм облаков. Исходным материалом для определения характеристик облачности послужили данные многоточечных телевизионных спутниковых наблюдений. Инфракрасная (ИК) информация привлекалась крайне редко по той причине, что аппаратура, обладая гораздо меньшей разрешающей способностью, чем телевизионная, способна дать весьма схематическое представление о поле облачности.

Для характеристики условий облачности над I районом, который с октября по март находится в условиях полярной ночи, были использованы также результаты обобщения многолетних наземных наблюдений, опубликованные в работе [1].

На основе большого объема исходной информации о количестве и формах облаков для каждого из трех районов для центральных месяцев всех сезонов года были определены следующие характеристики: среднее месячное количество облаков, повторяемость количества облаков по градациям 0—2, 3—7, 8—10 баллов, повторяемость пяти типов облаков, определяемых со спутника. Перейдем к рассмотрению основных особенностей поля облачности над этими районами.

Таблица 1

Среднее месячное количество облаков (баллы)
над районами Атлантического океана

Месяц	Район		
	I	II	III
Февраль	7,3	7,1	4,5
Май	8,7	6,9	4,8
Август	9,6	6,8	5,1
Ноябрь	7,8	7,2	4,5

Примечание. Все данные получены по наблюдениям со спутника, кроме значений, выделенных курсивом, которые приведены по наземным наблюдениям.

Таблица 2

Повторяемость (%) количества облаков по градациям
над районами Атлантического океана

Месяц	Количество облаков, баллы	Район		
		I	II	III
Февраль	0—2		1	7
	3—7		54	88
	8—10		45	5
Май	0—2	1	2	4
	3—7	15	54	92
	8—10	84	44	4
Август	0—2	0	2	2
	3—7	6	50	92
	8—10	94	48	6
Ноябрь	0—2		0	7
	3—7		56	87
	8—10		44	6

Примечание. Для I района в феврале и ноябре данные отсутствуют (в литературе не опубликованы).

Наиболее облачным является I район. Среднее месячное количество облаков здесь в любой сезон года превышает 7 балл (табл. 1). Максимальное количество облаков (9,6 балла) наблюдается в летний период, минимальное — зимой (7,3 балла). Так распределение облачности по сезонам типично для Арктического бассейна. Оно обусловлено влиянием подстилающей поверхности и особенностями поля приходящей радиации. В этом районе меньшей степени, чем, например, в умеренной зоне, сказывается влияние динамических факторов [2].

Для I района наиболее вероятно пасмурная погода. Максимальная повторяемость пасмурного состояния неба, когда колич

во облаков превышает 8 баллов, наблюдается в августе и достигает 94% (табл. 2).

Для акватории этого района характерно преобладание слоистых и слоисто-кучевых облаков. Массовая повторяемость этих облаков составляет в августе около 100%. Повторяемость других форм облаков не превышает 50% (табл. 3).

Необходимо отметить, что при поставлении средних месячных значений количества облаков за различные сезоны года для I района следует подходить с осторожностью, поскольку они получены по результатам совершенно различных друг от друга способов наблюдений — наземных и спутниковых. Как было показано в работах [3—5 и др.], спутниковые оценки количества облаков занижены по сравнению с наземными. При поставлении результатов обобщения многолетних спутниковых наземных наблюдений, проведенное автором настоящей статьи для акватории Северной Атлантики, обнаружилось расхождение между ними на 0,5—0,8 балла. Все эти рассуждения касаются поставимости количества облаков. Полученный же сезонный ход количества облаков над I районом, по-видимому, является достоверным.

II район, расположенный в умеренной зоне океана, является менее облачным по сравнению с рассмотренным выше. Однако среднее месячное количество облаков сохраняется сравнительно большим в течение всего года, 9—7,2 балла (см. табл. 1), что объясняется активной циклонической деятельностью здесь.

Над акваторией II района Атлантики крайне редко наблюда-

Таблица 3

Повторяемость (%) форм облаков над районами Атлантического океана

Месяц	Тип облаков															
	I район					II район					III район					
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	
Февраль	—	—	—	—	—	69	4	20	23	25	22	13	28	42	8	3
Май	42	0	71	51	64	61	2	20	22	30	30	8	50	16	10	1
Август	50	0	59	38	78	82	3	22	24	34	4	10	56	14	20	2
Ноябрь	—	—	—	—	—	70	2	16	14	28	24	12	11	45	5	3

Примечания: 1. Данные о повторяемости типов облаков в ноябре и феврале над I районом отсутствуют.
 2. Типы облаков: 1 — кучевые, 2 — кучево-дождевые, 3 — слоисто-кучевые, 4 — слоистые, 5 — слоистые, мн. — много-
 слойные.

ется ясное небо. В 50—57% случаев количество облаков здесь составляет 3—7 баллов, несколько реже отмечается пасмурное состояние неба. Но это различие в повторяемости пасмурной погоды и переменной облачности не столь существенно. Можно сказать, что для II района в равной степени вероятно состояние неба, определяемое количеством облаков как 3—7 баллов, так и 8—10 баллов (см. табл. 2). В отличие от I района над рассматриваемым районом чаще всего наблюдаются кучевообразные облака. Их повторяемость в течение года колеблется в пределах 61—82%. Повторяемость слоистых и слоисто-кучевых облаков меньше и изменяется от 44 до 56% (см. табл. 3).

III район, который располагается в тропической зоне Атлантики, по условиям облачности совершенно отличается от районов, описанных выше. Количество облаков здесь незначительно в течение всего года (см. табл. 1) и колеблется от 4,5 балла зимой до 5,1 балла летом. Наиболее вероятным состоянием небесного свода (с повторяемостью 87—92%) над рассматриваемым участком акватории Атлантического океана является облачное покрытие 3—7 баллов. Как ясная, так и пасмурная погода наблюдается здесь чрезвычайно редко. Повторяемость ясной погоды не превышает 7%, а пасмурной — 6% (см. табл. 2). В подавляющем большинстве случаев над этим районом наблюдаются облака кучевых форм. Их повторяемость достигает 94% (см. табл. 3). Реже встречаются облака других форм.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлянд Т. Г., Строкина Л. А. Режим облачности на земном шаре. Труды ГГО, 1975, вып. 338, с. 3—20.
2. Климат полярных районов. Пер. с англ. под ред. Е. П. Борисенкова.— Гидрометеоздат, 1973.— 443 с.
3. Морозова И. В. Режим облачности в тропической части Северной Атлантики (районе проведения АТЭП).— Метеорология и гидрология, 1977, выд. 1, с. 89—95.
4. Mohr T. Ein Vergleich von Satelliten mit Bodenbeobachtungen die Bewölkungsverhältnisse (Bedeckungsgrad 4/8) in Gebiet Nordatlantik/Europ 1.4.1966 bis 31.3.1967.— Meteorologische Rundschau, 1971, Bd. 24, H. 4.
5. Tanczer T. Difference between Cloud Coverages Observed from Group Stations and Satellites.— Idojaras, 1968, vol. 72, ev. 6, p. 321—329.

Л. Б. Руднева

**ОЦЕНКИ ХАРАКТЕРИСТИК ОБЛАЧНОСТИ
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗМЕРЕНИЙ СОБСТВЕННОГО
ИЗЛУЧЕНИЯ ОБЛАКОВ В ИНТЕРВАЛЕ СПЕКТРА
8—12 мкм В ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ АТЛАНТИЧЕСКОГО
ОКЕАНА**

В план научно-методической работы X рейса НИСП «Виктор Бугаев» были включены измерения собственного излучения облаков в спектральном интервале 8—12 мкм узкоугольным инфракрасным (ИК) радиометром, описание которого приведено в работах [8, 9].

В данной статье представлены результаты выборочной обработки измерений нисходящего теплового излучения из зенита в районе Тропической Атлантики с 20 мая по 30 июня 1975 г. Узкоугольный ИК радиометр был установлен на пеленгаторной палубе верхнего мостика. Такое расположение радиометра обеспечивало максимальный обзор небосвода и позволяло свести к минимуму искажающее влияние излучения палубных надстроек, которые попадали в поле зрения радиометра при работе его в сканирующем режиме. В течение рейса судна проводилась непрерывная регистрация излучения из зенита, во время дрейфа осуществлялся круговой обзор небосвода при фиксированных зенитных углах визирования. Зенитный угол визирования последовательно изменялся через 10° в диапазоне $10-90^\circ$.

В процессе измерений чувствительность радиометра контролировалась с помощью двух плоских имитаторов черного тела. Один калибровочный излучатель находился при температуре окружающего воздуха, другой при температуре тающего льда.

Во время X рейса НИСП «Виктор Бугаев» было выполнено пять меридиональных разрезов вдоль $26^\circ 30'$ з. д. от 21° с. ш. до 15° ю. ш. (табл. 1). В этом районе в течение 30 дней проводились ежечасные метеорологические наблюдения, анализ которых позволил дополнить существующие представления об облачности в восточном районе Тропической Атлантики [1—4, 6].

Таблица

Маршрут X рейса НИСР «Виктор Бугаев» и время выполнения меридиональных разрезов в тропической зоне Атлантики. Май—июнь 1975 г.

Номер разреза	Координаты разреза	Дата выполнения разреза
1	26° 30' з. д., 21° с. ш.—5° ю. ш.	20—28 V
2	26° 30' з. д., 5° ю. ш.—5° с. ш.	28—30 V
3	26° 30' з. д., 5° с. ш.—15° ю. ш.	1—6 VI
4	26° 30' з. д., 15—8° ю. ш.	6—8 VI
5	26° 30'—33° 13' з. д., 8° ю. ш.	8—9 VI
6	33° 13'—26° 30' з. д., 8° ю. ш.	13—14 VI
7	26° 30' з. д., 8° ю. ш.—88° с. ш.	14—21 VI
8	26° 30'—52° з. д., 7° с. ш.	21—27 VI
9	52—43° з. д., 7—21° с. ш.	27 VI—1 VII

Таблица

Повторяемость различных форм облаков в тропической зоне Атлантики вдоль меридиана 26° 30' з. д. в период с 20 мая по 30 июня 1975 г. по данным ежечасных визуальных наблюдений

Форма облаков	Повторяемость (доли единицы)	Форма облаков	Повторяемость (доли единицы)
10 Sc	0,031	Cb	0,034
Sc, As	0,006	Cb, Ci	0,009
Sc, Cu cong.	0,022	Cb, Cu, Ac	0,065
Sc, Cb	0,056	Cb, Ac	0,031
Cu fr., Cu hum.	0,140	Cb, Ac, Ci	0,022
Cu med.	0,080	Ac	0,019
Cu cong.	0,042	As, Cu	0,019
Cu med., Ac	0,109	Ci	0,003
Cu, Ac, Ci	0,121	Ci, Ac	0,012
Cu, Ci	0,099	Безоблачно	0,068
Cu, Cb	0,019		

В табл. 2 приведены сведения о повторяемости различных форм облачности и их сочетаний по данным ежечасных наблюдений. Как видно из таблицы, в период измерений в большинстве случаев наблюдались сочетания кучевых облаков и облаков среднего и верхнего ярусов. Среди облаков одной формы преобладали кучевые пассатные облака небольшой вертикальной мощности (Cu fr., Cu hum.). Гистограмма повторяемости количества кучевой облачности (табл. 3) показывает, что наиболее часто в районе измерений наблюдалась облачность в количестве 2—3 балла.

Наряду с визуальным определением количества кучевой облачности были проведены оценки количества облачности по регистраграммам измерений нисходящего длинноволнового излучения в области спектра 8—12 мкм.

Известно, что появление облачности в поле зрения ИК радиометра вызывает увеличение измеряемой радиации. Поэтому по длительности высоких значений яркости можно получить оценки

Таблица 3

вторяемость (%) количества кучевых облаков в тропической зоне Атлантики

Форма облаков	Количество кучевых облаков, балл							
	1	2	3	4	5	6	7	8
1 fr.	3,7	16,3	22,5	6,2	2,5	2,5	3,7	
и hum.	—	3,7	12,5	5,0	1,2	5,0	1,2	1,2
и med.	—	1,2	5,0	1,2	1,2	2,4	—	—
и cong.								

ременных размеров облачных образований. Отношение суммы ременных размеров облаков к промежутку времени, в течение которого проводились измерения нисходящего излучения из зенита, характеризует количество «абсолютной облачности». Подобная методика инструментальной оценки количества облаков была апробирована в умеренных широтах [7, 8, 10, 11], а также в период проведения ТРОПЭКС-74 [3].

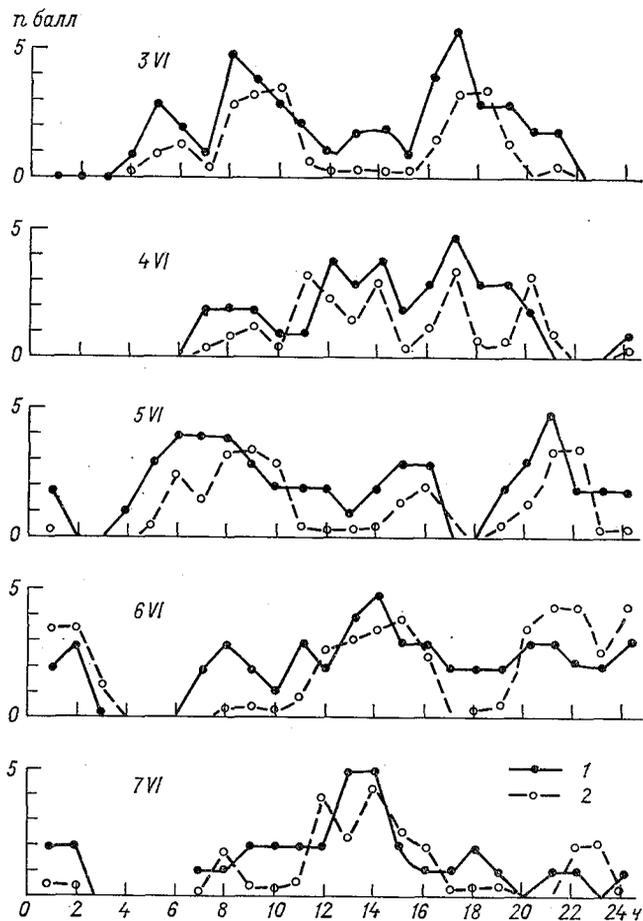
В умеренных широтах даже в тех случаях, когда кучевая облачность наблюдается на фоне облаков среднего или верхнего яруса, по характеру записи нисходящего излучения можно установить наличие кучевой облачности. Временную запись нисходящего излучения из зенита можно представить как последовательность прямоугольных импульсов на фоне флуктуаций яркости различной амплитудой.

Значительно сложнее обстоит дело с индикацией кучевых облаков в случае многоярусной облачности в тропической зоне Атлантики. Большое количество наблюдений за облаками в период ТРОПЭКС-74 и анализ метеонаблюдений во время X рейса НИСП «Виктор Бугаев» показали, что в восточном районе Тропической Атлантики чаще всего наблюдаются кучевые пассатные облака. Малая вертикальная мощность и небольшие поперечные размеры кучевых пассатных облаков практически затрудняют при анализе регистрограмм установить наличие кучевых облаков на фоне высоко-кучевых или перистых облаков.

Ввиду того что измерения проводились в основном во время движения судна, создавались дополнительные трудности при интерпретации записи излучения облачных систем. Форма выходного сигнала радиометра в промежутках времени, в течение которого в поле зрения прибора попадало кучевое облако, уже мало напоминала прямоугольный импульс и по внешнему виду не отличалась от формы сигнала ячеек высоко-кучевых облаков. Указанные трудности интерпретации регистрограмм нисходящего излучения привели к использованию для инструментальных оценок количества пассатных кучевых облаков лишь тех измерений, когда на небосводе наблюдались только кучевые облака.

Круглосуточные измерения нисходящего излучения зенита, вы-

полненные по меридиональному разрезу $26^{\circ}30'$ з. д. от 1 до 1 ю. ш. в течение 5 дней (3—7 июля 1975 г.), были использованы для сопоставления визуальных и аппаратурных оценок количества облаков. Результаты сравнения представлены на рисунке. Длительность измерений для определения количества облаков составляла 1 час.



Сопоставление визуальных (1) и аппаратурных (2) оценок количества кучевых облаков в районе $1-15^{\circ}$ ю. ш. вдоль меридиана $26^{\circ}30'$ з. д. 3—7 июня 1975 г.

Анализ результатов измерений показывает, что при кучевой облачности 1—3 балла радиометрические измерения дают заниженные оценки количества облаков по сравнению с визуальными наблюдениями. Лучшее согласие с визуальными оценками количе-

Таблица 4

Повторяемость излучательной способности ε кучевых облаков по данным измерений их собственного излучения

ε	Повторяемость, %	ε	Повторяемость, %
0,99—0,90	31,2	0,79—0,75	17,8
0,89—0,85	9,3	0,74—0,70	10,0
0,84—0,80	16,1	0,69—0,60	13,5

за облаков наблюдается при 4—6 баллах. Как показывают результаты сопоставления данных, в целом аппаратные методы авиально отражают изменение количества облаков в течение суток. Возможной причиной расхождения визуальных и радиометрических данных может быть неравномерное распределение облаков по небосводу. При небольшом количестве облаков уменьшается вероятность того, что случайные разрезы облачного поля, кими по существу являются зенитные измерения узкоугольным диометром по маршруту НИСП, верно отображают распределение облачности на небосводе.

По данным измерений нисходящего теплового излучения в условиях кучевой облачности была получена также информация о едней частоте облаков в зените, т. е. о количестве облаков в единицу времени или на единицу длины. Максимальная частота облаков наблюдается при 5—6 баллах облачности, в среднем она равна $1,1 \text{ км}^{-1}$. Аналогичные оценки частоты облаков в умеренных широтах над сушей [10, 11] в 2—3 раза меньше, чем в тропиках, т. е. средние размеры кучевых облаков над сушей более чем в 3 раза превышают средние размеры кучевых пассатных облаков тропической зоне Атлантики. Этот вывод подтверждается также данными расчетов плотности распределения размеров сечений кучевых облаков, полученными с помощью оптических методов в период ТРОПЭКС-74 [6], а также результатами обработки измерений собственного излучения облаков во время рейса НИСП «Виктор Бугаев».

По измерениям длительности прохождения облаков в поле зрения узкоугольного радиометра были проведены оценки временных размеров облаков. Следует заметить, что при измерениях в тропической зоне Атлантики излучение безоблачного неба подвержено сильной изменчивости и при обработке результатов измерений временных размеров облаков важное значение приобретает выбор уровня ограничения яркости. Как уже отмечалось ранее, форма входного сигнала радиометра при наблюдении в зените кучевого облака отличается от прямоугольного импульса. Поэтому в отличие от методики определения временных размеров облаков, примененной к измерениям нисходящего излучения в умеренных широтах [5], регистрограммы измерений в тропиках были обрабо-

таны двукратно — при двух различных уровнях ограничения яркости.

При первом способе обработки длительность прохождения облака в поле зрения радиометра определялась по минимальному значению яркости безоблачного неба вблизи каждого облака. Как показывают измерения, для пассатных кучевых облаков характерно группирование их в ансамбли. При этом яркость безоблачного неба в промежутках между кучевыми облаками при сгруппированном их расположении, как правило, выше, чем яркость безоблачного неба между группами облаков. При втором способе обработки регистрограмм за уровень ограничения яркости выбиралось среднее значение яркости безоблачной атмосферы в течение 1,5—2 часов измерений. Расхождение в повторяемости коротких временных размеров за 5—8 часов измерений в среднем составляло 12%.

Для оценки плотности распределения размеров кучевых облаков выбиралось среднее значение повторяемости временных размеров, полученное двумя способами обработки регистрограмм. Вычисляя скорость ветра на уровне облаков в системе координат, связанной с судном, временные размеры облаков для каждого дня измерений были пересчитаны в линейные размеры. Скорость ветра на уровне облаков в неподвижной системе координат определялась по данным аэрологического зондирования атмосферы. Оценка плотности распределения линейных размеров кучевых облаков, полученная по материалам измерений в течение 78 часов, показывает, что максимальная повторяемость кучевых облаков приходится на диапазон размеров 200—500 м. Аппроксимация экспериментальных данных наиболее удовлетворительно описывается логарифмически нормальным законом распределения. Параметры распределения зависят от количества облаков на небосводе. Оценка среднего размера кучевых пассатных облаков (2—3 балла) составляет 590 м.

Таким образом, анализ экспериментальных данных, полученных в рейсе НИСП «Виктор Бугаев» в июне 1975 г., подтверждает закономерности структуры кучевых облаков, установленные ранее в экспедициях ТРОПЭКС-72 и ТРОПЭКС-74.

Результаты измерений собственного излучения кучевых пассатных облаков в интервале спектра 8—12 мкм были использованы для оценки их излучательной способности. Из имеющихся данных были отобраны измерения излучения облаков в темное время суток в моменты времени, близкие к срокам аэрологического зондирования. Полагая, что максимальные значения яркости собственного излучения облаков обусловлены их оптически плотными частями, по данным о стратификации атмосферы и измеренной радиационной температуре облаков была найдена высота их нижней границы. Среднее значение высоты оснований кучевых облаков по данным семи дней измерений равно 630 м. Необходимо отметить, что среди облаков, прошедших в поле зрения радиометра в течение 3—4 часов измерений, максимальные значения яркости

собственного излучения наблюдались лишь у нескольких об-
ков.

При расчете излучательной способности кучевых пассатных
лаков принимались следующие предположения:

1) Максимальные значения собственного излучения облаков
истрируются у оптически плотных облаков. Такие облака излу-
от как абсолютно черные тела при температуре воздуха на
овне их нижней границы.

2) В исследуемом поле пассатных кучевых облаков уровни
нований отдельных облаков располагаются на одной высоте.

Следует также отметить, что оценки излучательной способно-
и облаков в интервале спектра 8—12 мкм проводились без учета
редаточной функции слоя атмосферы между нижней границей
лака и поверхностью океана. Излучательная способность обла-
в определялась как отношение измеренной яркости облаков к
кости абсолютно черного тела, находящегося при температуре
здуха на уровне их нижней границы. В табл. 4 приведены дан-
е о повторяемости излучательной способности кучевых пассат-
х облаков. Для составления этой таблицы были проанализиро-
ны измерения собственного излучения 118 облаков. Как показы-
ют результаты оценок, излучательная способность кучевых
лаков в тропической зоне Атлантики изменяется в диапазоне
ачений от 1 до 0,6.

В заключение необходимо отметить, что результаты оценок
лучательной способности кучевых пассатных облаков следует
осматривать как предварительные, поскольку они получены на
нове материалов одной экспедиции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Боровиков А. М., Лаврентьев Е. В., Мазин И. П. Морфологические
особенности облаков в восточной части Тропической Атлантики.— В кн.:
Труды Междугосударственной экспедиции ТРОПЭКС-74. Т. 1, Л., 1976,
с. 468—473.
- Журба Е. В., Романов Ю. А. О структуре кучевой облачности на эква-
торе по данным стереофотосъемки на НИС «Академик Курчатов» в связи
с метеорологическими условиями.— В кн.: Труды Междугосударственной
экспедиции ТРОПЭКС-74. Т. 1, Л., 1976, с. 489—494.
- Конвективные облака в экваториальной зоне Атлантики по данным инстру-
ментальных и визуальных наблюдений/Р. В. Абрамов, Е. В. Журба, В. В. Ко-
солапов и др.— В кн.: ТРОПЭКС-74. Т. 1.— Л.: Гидрометеонздат, 1976,
с. 474—482.
- Об исследованиях изменчивости полей облачности и радиации в 13-м рейсе
НИС «Академик Королев»/А. Э. Кууск, Ю.-А. Р. Мулламаа, Х. Ю. Нийлиск
и др.— В кн.: Труды Междугосударственной экспедиции ТРОПЭКС-74. Т. 1,
Л., 1976, с. 600—608.
- Линейные размеры кучевых облаков по данным наземных измерений потоков
излучения/А. В. Гудименко, Л. Б. Руднева, Р. Г. Тимановская и др.— Труды
ГГО, 1977, вып. 388, с. 114—122.
- Мулламаа Ю.-А. Р., Кууск А. Э. К исследованию мелкомасштабной
структуры облачности с помощью оптических методов в тропической зоне
Атлантического и Тихого океанов.— В кн.: Труды Междугосударственной
экспедиции ТРОПЭКС-74. Т. 1, Л., 1976, с. 609—613.

7. Облачность и радиация.—Тарту; Изд-во Ин-та физ. и астр. АН ЭССР, 1974
251 с.
8. Руднева Л. Б. Определение характеристик облачности по результатам измерений собственного излучения облаков в окне прозрачности 8—12 мкм. Труды ГГО, 1975, вып. 363, с. 44—50.
9. Системы получения и передачи метеорологической информации/А. А. Кми
Н. С. Коковни, Н. Ф. Павлов и др.—Л.: Гидрометеиздат, 1971.—471
10. Стохастическая структура полей облачности и радиации/Под р
Ю.-А. Мулламаа.—Тарту, Изд-во Ин-та физ. и астр. АН ЭССР, 1972
281 с.
11. Тимановская Р. Г., Руднева Л. Б. Описание состояния облачн
неба по данным регистраций потоков излучения.—Труды ГГО, 19
вып. 345, с. 13—21.

О. И. Касаткина, О. М. Торчаловская

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ АБСОЛЮТНОГО ПИРГЕЛИОМЕТРА НА ПЛЕНОЧНЫХ БОЛОМЕТРАХ

В отделе радиационных исследований Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова разработан макет абсолютно-пиргелиометра на базе пленочных приемных элементов (ППЭ) [3]. Прибор состоит из двух приемников, один из которых работает по принципу замещения радиационной мощности электрической и является измерительным, второй — компенсационным (для исключения влияния температуры окружающей среды).

Основные требования, предъявляемые к конструкции прибора, сформулированы в работе [3].

В качестве измерительной схемы пиргелиометра выбрана схема двуплечевого моста постоянного тока, в два смежных плеча которого включены болометры измерительного и компенсационно-приемников. Электрическая мощность замещения P , подаваемая в нагреватель измерительного ППЭ, регистрируется с помощью вольтметра и миллиамперметра (U и J). Тогда измеряемая радиация определяется по формуле:

$$E = \frac{P}{\varepsilon S} k = \frac{P}{A} k, \quad (1)$$

где ε — коэффициент поглощения приемной поверхности, S — площадь ограничивающей диафрагмы, k — поправочный множитель, учитывающий суммарную систематическую погрешность прибора, A — постоянная прибора.

Поскольку пиргелиометр выполнен как абсолютный, то для него по площади ограничивающей диафрагмы и коэффициенту поглощения была определена постоянная прибора A .

В качестве поглощающего покрытия использована краска ЗМ американского производства. Интегральный коэффициент поглощения ε рассчитывался по кривой спектрального отражения с учетом спектрального распределения излучения Солнца [1], $\varepsilon = 0,98$. В дальнейшем предполагается уточнение найденной величины ε .

Исследование макета проводилось в лабораторных и естественных условиях. Лабораторные исследования прибора показали, что

чувствительность его при токе моста 6 мА составляет 0,7 мкА/мВ что обеспечивает чувствительность его к радиации до тысячи долей кал/(см²·мин). Время полного установления сигнала превышает 10 с, линейность прибора сохраняется с высокой точностью в пределах измеряемой радиации от 40 до 130 мВт/см².

Сравнения показаний пиргелиометра с эталоном, представляющим МПШ, проводились в июне 1978 г. в Ленинграде и в июле того же года в Рыльске (Курская область). В качестве эталона использовался компенсационный пиргелиометр № 542 (типа Овстрема), который систематически сличается с хранителем МПШ в Госкомгидромете — пиргелиометром № 212. Сравнения проводились сериями по 10 отсчетов, что соответствовало для эталона 5-кратному облучению как правого, так и левого приемника. Регистрация тока разбаланса моста при облучении измерительного приемника производилась синхронно с измерением радиации эталону. В результате проведенных натурных исследований макета пиргелиометра было получено 20 серий в Ленинграде и 28 серий в Рыльске, что позволило сопоставить показания пиргелиометра с показаниями эталона по абсолютной величине, а также оценить случайные погрешности измерений.

Проведенные сравнения показали, что прибор обладает хорошей стабильностью: за 3—4 часа пребывания на Солнце дрейф нуля гальванометра не превышает 4—5 делений, за время серии (10—12 мин) — 0,5 деления (при токе разбаланса в 70 делений).

Во время сравнений радиация менялась в пределах 1,15—1,32 кал/(см²·мин) в Ленинграде и 0,93—1,25 кал/(см²·мин) в Рыльске.

Поскольку в процессе измерений солнечная радиация не оставалась постоянной, то для оценки соотношения шкалы прибора и МПШ, а также для определения точностных характеристик пиргелиометра вычислялось среднее за серию отношение показаний последнего к показаниям эталона:

$$\bar{a}_i = \bar{E}_i / \bar{E}_{Ai}, \quad (2)$$

где \bar{E}_i — среднее из 10 измеренных за i -ю серию значений радиации по пиргелиометру на пленочных болометрах, \bar{E}_{Ai} — среднее за i -ю серию значение радиации по пиргелиометру № 542.

Среднее по всем n сериям измерений значение отношения равно

$$\bar{a} = \sum_{i=1}^n \bar{a}_i / n. \quad (3)$$

Среднее квадратическое отклонение среднесерийных отношений показаний пиргелиометра к показаниям эталона рассчитывалось по формуле

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\bar{a}_i - \bar{a})^2}{n-1}}. \quad (4)$$

Средняя квадратическая погрешность определения среднего значения отношения будет равна

$$S = \sigma \sqrt{\frac{1}{n}}. \quad (5)$$

Полученные величины \bar{a} , σ , S для Ленинграда и Рыльска приведены в таблице.

Результаты сравнений

	Ленинград	Рыльск
\bar{a}	0,994	1,000
σ %	0,27	0,27
S %	0,06	0,05
n	20	28

Из таблицы видно, что средние значения отношений показаний пиргелиометра к показаниям эталона для Ленинграда и Рыльска отличаются на 0,6%, что вполне объяснимо различием внешних условий при сравнениях (температура воздуха, высота Солнца и др.). Величина σ удовлетворяет требованиям, предъявляемым пиргелиометру.

Для определения шкалы прибора был проведен предварительный анализ основных источников систематических погрешностей, что позволило оценить значение поправочного множителя ($k = -1,026$), входящего в формулу (1). С учетом же поправочного множителя получается, что шкала исследуемого прибора будет смещена относительно МПШ выше примерно на 2,0—2,6%. Однако авторам хотелось бы подчеркнуть, что определение поправочного множителя пиргелиометра носит пока лишь оценочный характер и в дальнейшем будет уточняться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Касаткина О. И. Оценка влияния селективности поглощающего покрытия приемника на точность измерения радиации Солнца.— Труды ГГО, 1977, вып. 393, с. 83—89.
- Касаткина О. И., Красильщиков Л. Б., Чистякова Е. И. К вопросу о возможности повышения точности эталонных приборов для измерения прямой радиации Солнца.— Труды ГГО, 1973, вып. 295, с. 150—159.
- К вопросу о повышении точности эталонных приборов для измерения прямой радиации Солнца/О. И. Касаткина, А. П. Карпец, Л. Б. Красильщиков и др.— В кн.: Радиационные процессы в атмосфере и на земной поверхности.— Л.: Гидрометеиздат, 1974, с. 296—300.

ЭФФЕКТИВНЫЙ КОЭФФИЦИЕНТ ПОГЛОЩЕНИЯ ПРИЕМНИКА РАДИАЦИИ С ПОЛУСФЕРОЙ

Для увеличения коэффициента поглощения приемника последний помещают в центре полусферического зеркала. Такие приемники давно используются в радиометрии [2, 3, 5]. Эффективный коэффициент поглощения $\alpha_{\text{эфф}}$ для такого приемника определяется по формуле (1), учитывающей все возможные взаимные отражения приемника и полусферы [3]:

$$\alpha_{\text{эфф}} = \frac{\alpha}{1 - (1 - \alpha)r}, \quad (1)$$

где α — коэффициент поглощения покрытия приемника, r — коэффициент отражения зеркального покрытия.

В работах [2] и [5] величина $\alpha_{\text{эфф}}$ определяются по упрощенным формулам, учитывающим только одно отражение. Проведенными нами расчеты $\alpha_{\text{эфф}}$ по точной и приближенным формулам показали, что для больших значений α (0,97 и более) все формулы практически дают одинаковый результат (с погрешностью не более 0,005%), и для упрощения дальнейших расчетов будем пользоваться формулой из [5]

$$\alpha_{\text{эфф}} = \alpha + (1 - \alpha)r, \quad (2)$$

или

$$\rho_{\text{эфф}} = \rho(1 - r), \quad (3)$$

где $\rho_{\text{эфф}}$ — эффективный коэффициент отражения приемника с полусферой, ρ — коэффициент отражения поглощающего покрытия приемника.

Расчеты по формуле (2) приводят к высоким значениям $\alpha_{\text{эфф}}$ при достаточно малых значениях α . Так, для $\alpha = 0,98$ и $r = 0,92$ получаем $\alpha_{\text{эфф}} = 0,998$.

Как показали исследования Блевина [5], использование полусферы обеспечивает не только высокий коэффициент поглощения приемника, но и снижает погрешности прибора за счет теплового

противления покрытия, а также значительно уменьшает зависимость $\alpha_{\text{эфф}}$ от изменения α в результате старения покрытия.

Введем коэффициент эффективности полусферы K , равный $\alpha_{\text{эфф}} = 1/(1-r)$. На рис. 1 приведена зависимость $K=f(r)$. Как видно, эффективность полусферы резко возрастает с увеличением r . Для $r=0,92$ (Al) $K=12,5$, для $r=0,99$ (Au) $K=100,0$. Величина K определяет и степень изменчивости $\alpha_{\text{эфф}}$ от величины α , так как из (2) следует

$$d\alpha_{\text{эфф}}/d\alpha = 1/K. \quad (4)$$

Простые расчеты по формуле (4) показывают, что изменение величины α на $\Delta\alpha=10\%$ приводит к изменению $\alpha_{\text{эфф}}$ на $\Delta\alpha_{\text{эфф}}=0,1\%$ для $K=100$ и на $\Delta\alpha_{\text{эфф}}=0,8\%$ для $K=12,5$.

Однако необходимо отметить, что приведенные выше формулы (1) и (2) относятся к идеальной полусфере и не учитывают конструктивных особенностей приемника. К последним, в частности, относятся размер и положение входного отверстия в полусфере, а также способ крепления приемника в центре полусферы с помощью оправы, края которой неизбежно экранируют нижнюю часть полусферы. Кроме того, полусферическое зеркало обладает aberrациями, заключающимися в том, что изображение приемной поверхности приемника зеркалом превышает по размерам саму облучаемую радиацией приемную поверхность. Очевидно, что все эти факторы снижают эффективность реального приемника с полусферой.

Целью настоящей работы является оценка влияния вышеназванных факторов на величину $\alpha_{\text{эфф}}$ для ряда конкретных случаев.

На рис. 2 представлено схематическое изображение конструкции приемника с полусферой. Здесь ω_1 — угловой размер входного отверстия, ω_2 — угловой размер зоны экранирования полусферы оправой приемника, φ — угол падения радиации, t — расстояние от поверхности приемника до плоскости дна полусферы.

Введем ещё несколько обозначений:

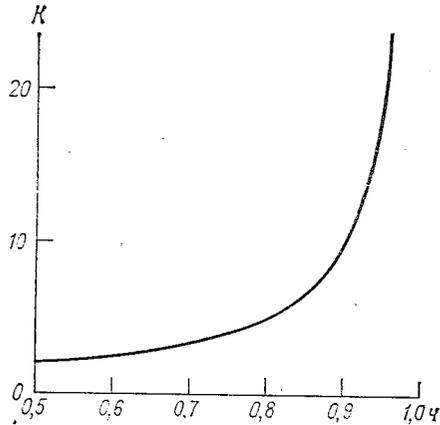


Рис. 1. Зависимость $K=f(r)$.

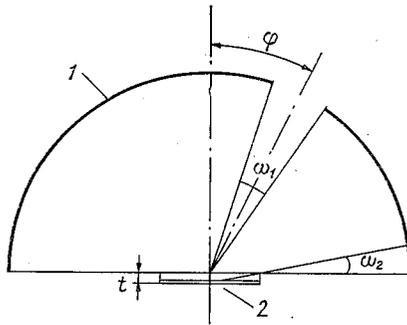


Рис. 2. Схема конструкции приемника с полусферой.

1 — зеркальная поверхность полусферы, 2 — приемная поверхность.

Результаты расчета поправок

R_3 мм	$R_3/R_{\text{пр}}$	$S_{\text{отв}}/S$	S_K/S	Δr	n	r_3	K
50	10	0,01	0,18	0,19	0,87	0,63	2,7
35	7	0,03	0,17	0,20	0,80	0,58	2,4
22,5	4,5	0,10	0,24	0,34	0,70	0,39	1,7
38	6,9	0,03	—	0,03	1,00	0,96	25,0

ний: $R_{\text{пр}}$ — радиус приемной поверхности, R_3 — радиус зеркальной полусферы, S — ее площадь, $R_{\text{отв}}$ — радиус входного отверстия, $S_{\text{отв}}$ — его площадь, S_K — площадь кольцевой зоны экранирования.

Учет потерь отраженной приемником радиации через входное отверстие и экранирование боковой поверхности полусферы производится путем введения в формулу (2) эффективного коэффициента отражения полусферического зеркала r_3 , равного $r - \Delta r$, где

$$\Delta r = \frac{S_{\text{отв}} + S_K}{S}. \text{ Рассчитанные значения } \Delta r \text{ для трех полусфер}$$

($R_3 = 50, 35$ и $22,5$ мм) приведены в табл. 1. При расчетах приняты: $R_{\text{пр}} = 5$ мм, $R_{\text{отв}} = 8$ мм и $t = 1$ мм. В качестве зеркального покрытия выбираем Al, нанесенный испарением в вакууме, из-за его дешевизны, прочности и устойчивости к атмосферным условиям. Согласно данным [4, 7], для области спектра $0,3 - 4,0$ мкм $r = 0,92$.

Расчеты показали, что поправка Δr достигает весьма высоких значений для всех рассмотренных полусфер, так что эффективный коэффициент отражения r_3 становится низким (от 0,58 до 0,73) и, следовательно, сильно падает эффективность полусфер ($K = 2,4 \div 3,7$). Из полученных данных видно, что основной вклад в величину Δr вносят потери радиации за счет экранирования полусферы оправой приемника. Если с увеличением радиуса полусферы потери на уход радиации через входное отверстие уменьшаются, то потери на экранирование практически не зависят от размеров полусферы и в основном определяются величиной t .

В табл. 2 приведены величины S_K/S в зависимости от t для тех же значений R_3 . Как видно, отношение S_K/S снижается с уменьшением t довольно медленно, и для получения $\Delta r \leq 0,1$ необходимо иметь $t \leq 0,5$ мм, что связано с большими технологическими трудностями. На основании проведенных оценок можно сказать, что полусфера с $R_3 = 35$ мм является оптимальной, поскольку дальнейшее увеличение ее размеров не увеличивает ее эффективность.

Погрешность за счет аберраций зеркала можно исключить путем увеличения размеров приемника так, что радиация падает только на часть его приемной поверхности [5]. При этом минимальный радиус приемника $R_{\text{мин}}$, при котором все отраженные зеркалом лучи еще попадают на приемник, определяется следую-

Таблица 2

Потери радиации за счет экранирования
полусферы (S_R/S)

t мм	R_3 мм		
	50	35	22,5
1,0	0,18	0,17	0,25
0,9	0,16	0,15	0,23
0,8	0,14	0,14	0,21
0,7	0,13	0,12	0,18
0,6	0,11	0,10	0,15
0,5	0,09	0,09	0,13
0,4	0,07	0,07	0,10
0,3	0,05	0,05	0,08

$$R_{\text{мин}} \geq \frac{R_a R_0}{R_3 - 2R_0}, \quad (5)$$

им условием [6]: где R_0 — радиус облучаемой части приемника.

Однако следует заметить, что если приемник с полусферой редполагается использовать в качестве абсолютного радиометра, такой способ исключения аберраций приводит к большим погрешностям прибора за счет значительной неравномерности в осциллографии приемной поверхности. В этом случае следует исходить из строго заданного размера приемника, определяемого геометрическими параметрами прибора, а для учета аберраций в формулу (2) необходимо ввести поправку, учитывающую количество возвращаемой зеркалом радиации, не попавшей обратно на приемник. Для этого значение эффективного коэффициента отражения зеркала следует умножить на множитель n , представляющий собой отношение потока отраженной приемником радиации, возвращаемой полусферой на приемник, к общему отраженному приемником в полусферу потоку.

Таким образом, окончательно формула (2) принимает вид

$$\alpha_{\text{эфф}} = \alpha + (1 - \alpha)(r - \Delta r)n. \quad (6)$$

Все рассчитанные нами поправки, а также результирующие значения эффективного коэффициента отражения зеркала и коэффициента эффективности для рассматриваемых полусфер приведены в табл. 1. Значения множителя n взяты из работы [1]. В нижней строке таблицы приведены для сравнения данные для прибора Блевина [5].

Как показывают данные табл. 1, введение в формулу (2) необходимых поправок очень сильно снижает эффективность зеркальной полусферы. Так, для полусферы, используемой нами в макете абсолютного пиргелиометра ($R_3 = 35$ мм, $t = 1,0$ мм, $r = 0,92$), учет поправок снижает величину K от 12,5 до 2,4. Высокое значение коэффициента K , достигнутое в приборе Блевина [5], является явно

завышенной из-за неучета потерь радиации на экранированиековой поверхности полусферы оправой приемника.

Ниже приведены значения $\alpha_{\text{эфф}}$, рассчитанные для макета пгелиометра по формуле (6) для нескольких значений α :

α	0,970	0,975	0,980	0,985	0,990
$\alpha_{\text{эфф}}$	0,987	0,989	0,991	0,993	0,996

Можно отметить, что, несмотря на низкую эффективность принимаемой в приборе полусферы, для используемых в радиометрпокрытий ($\alpha=0,98 \div 0,985$) $\alpha_{\text{эфф}}$ достигает достаточно высоких значений (более 0,99).

Оценим допустимые погрешности при измерении коэффициента отражения черного покрытия приемника, обеспечивающие относительную погрешность определения $\alpha_{\text{эфф}}$, равную 0,1%. Из (4) для $K=2,4$ получаем $d\alpha_{\text{эфф}}/d\alpha=0,4$. Тогда очевидно, что для достижения погрешности $\Delta\alpha_{\text{эфф}}=0,001$ необходимо знать α с погрешностью $\Delta\alpha=0,0025$. Поскольку $\alpha=1-\rho$ и $\Delta\alpha=\Delta\rho$, относительная погрешность измерения ρ определяется как $\Delta\rho/\rho=0,0025/\rho$. Для среднего значения $\rho=0,02$ получим $\Delta\rho/\rho=12\%$.

Приведенная оценка точности показывает также, что изменение коэффициента поглощения покрытия в результате его старения или других причин на 0,5% вызовет изменение эффективного коэффициента поглощения рассматриваемого здесь приемника с полусферой только на 0,2%.

В заключение еще раз подчеркнем, что основной путь повышения эффективности реальной полусферы заключается не в увеличении ее размера, а в уменьшении расстояния между приемной поверхностью и плоскостью дна полусферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воронцова Е. Ю., Красильщиков Л. Б. К вопросу о распределении энергии в изображении диска конечных размеров, помещенного в центре полусферы.— Труды ГГО, 1973, вып. 295, с. 172—178.
2. Козырев Б. П., Бученков В. А. Термоэлектрические и болометрические калориметры с плоским графитовым приемником для измерения излучения ОКГ.— В кн.: Импульсная фотометрия. Л.: Машиностроение, 1972, с. 57—60.
3. Красильщиков Л. Б. К вопросу о повышении эффективного коэффициента поглощения актинометрических приборов.— Труды ГГО, 1972, вып. 27, с. 202—203.
4. Павлов А. В. Оптико-электронные приборы.— М.: Энергия, 1974.— 358 с.
5. Blevin W. R., Brown W. J. A precise measurement of the Stefan Boltzmann constant.— Metrologia, 1971, vol. 7, N 1, p. 15—29.
6. Brandenberg W. M. Hemispherical mirror.— J. Opt. Soc. America, 1966, vol. 54, p. 1235—1237.
7. Twiddle G. G. The spectral reflectivity of backsurface and frontsurface aluminized mirrors.— Brit. J. Appl. Phys., 1957, vol. 8, N 8, p. 337—339.

Е. И. Чистякова

ВЛИЯНИЕ ДИФРАКЦИИ НА ТОЧНОСТЬ АБСОЛЮТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ПРЯМОЙ РАДИАЦИИ СОЛНЦА

Для ограничения пучка излучения в фотометрии используются диафрагмы. Если диаметр отверстия диафрагмы значительно больше длины волны измеряемого излучения, то дифракцию на отверстии диафрагмы обычно не рассматривают, и все расчеты производят по законам геометрической оптики. Однако в случае абсолютных измерений излучения эффекты дифракции на отверстии ограничивающей диафрагмы необходимо учитывать, так как они вносят ощутимую систематическую погрешность в результаты измерений [2].

Согласно геометрической оптике поток излучения Φ_0 , испускаемый светым точечным источником S (рисунки) и проходящий через круглое отверстие радиусом R , падает на плоскость приемника в пределах круга радиусом $R \frac{a+b}{a}$,

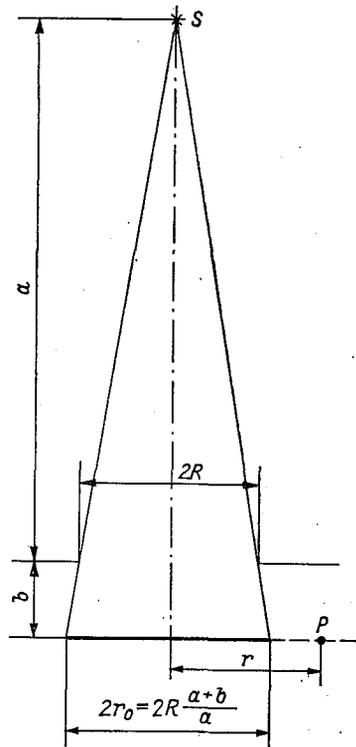


Схема расположения источника излучения, диафрагмы и приемника радиации.

где a и b — расстояние от плоскости диафрагмы до источника и до приемника соответственно. Энергетическая освещенность в освещенной области приемника $E_r = \frac{I}{(a+b)^2}$, а внутри тени $E_r = 0$,

где I — энергетическая сила света источника. Вследствие дифракции на отверстии часть потока Φ_0 падает за пределами приемка. Доля излучения δ , которая благодаря дифракции рассеивается за краем приемника, составляет дифракционные потери. Энергетическая освещенность плоскости приемника в произвольной точке P , отстоящей на расстоянии r от оси, с учетом дифракции рассчитывается по формуле из [3]

$$E_{\text{дифр}}(u, v) = \frac{4\gamma}{u^2} [U_1^2(u, v) + U_2^2(u, v)],$$

где

$$\left. \begin{aligned} u &= \frac{2\pi}{\lambda} \frac{a+b}{ab} R^2, \\ v &= \frac{2\pi}{\lambda} \frac{Rr}{b}, \end{aligned} \right\} \text{— безразмерные параметры}$$

$$\gamma = \frac{I}{\left[\frac{\pi R^2}{\lambda ab} \right]^2},$$

$$U_n(u, v) = \sum_{m=0}^{\infty} (-1)^m I_{n+2m}(v) \cdot \left(\frac{u}{v} \right)^{n+2m}$$

— функции Ломмеля двух переменных порядка n ; $I_{n+2m}(v)$ — функции Бесселя первого рода порядка $(n+2m)$.

Если обозначить поток, падающий на приемник, $\Phi(u, v_0)$, где v_0 соответствует значению v при $r=r_0$, тогда дифракционные потери

$$\begin{aligned} \delta(u, v_0) &= \frac{\Phi_0 - \Phi(u, v_0)}{\Phi_0} = \\ &= \frac{1}{\Phi_0} \int_{r_0}^{\infty} E_{\text{дифр}}(u, v) 2\pi r dr = \frac{1}{2\gamma} \int_{v_0}^{\infty} E_{\text{дифр}}(u, v) v dv. \end{aligned} \quad (2)$$

Когда приемник имеет такой размер, который точно заполняется геометрическим пучком, т. е. $r_0 = R \frac{a+b}{a}$ и $v_0 = u$, дифракционные потери рассчитываются по более простой формуле из [3]

$$\delta(u, u) = I_0(u) \cos(u) + I_1(u) \sin(u). \quad (3)$$

Если при этом $u \gg 1$, то формула (3) принимает вид

$$\delta(u, u) = (\pi u)^{-1/2}. \quad (4)$$

Приведенные выше формулы для расчета дифракционных потерь справедливы для источника монохроматического излучения с длиной волны λ . В случае сложного излучения источнику приписывают некоторую эффективную длину волны λ_e . Для абсолютно черного тела значение λ_e рассчитывают по формуле из [3]

$$\lambda_e = 0,333 \left(\frac{C_2}{T} \right), \quad (5)$$

где $C_2 = 1,4388 \cdot 10^{-2}$ м·К — вторая константа излучения, T — температура источника в кельвинах.

С учетом всего вышесказанного попробуем теперь оценить величину дифракционных потерь, имеющих место при абсолютных измерениях прямой радиации Солнца пиргелиометрами с круглой апертурой и ограничивающей диафрагмой. При расчете дифракционных потерь Солнце будем считать точечным источником сложного излучения, не принимая во внимание излучение околосолнечного неба, входящего в значение прямой радиации Солнца. При измерениях излучения удаленных объектов ($a = \infty$) радиус приемника, который точно заполняется геометрическим пучком, равен радиусу отверстия диафрагмы $r_0 = R$. Значение безразмерного параметра $u = v_0$ рассчитывается в этом случае по формуле

$$u = v_0 = \frac{2\pi}{\lambda_e} \frac{r_0^2}{b} \quad (6)$$

Если температуру Солнца принять равной 5784 К [1], то эффективная длина волны его излучения, рассчитанная по формуле (5), будет равна $\lambda_e = 0,85$ мкм. Для приемника радиусом $r_0 = 5$ мм $u = 600\pi$ для $b = 100$ мм и $u = 60\,000\pi$ для $b = 1$ мм. Оба значения $\gg 1$, поэтому расчет дифракционных потерь δ можно производить по формуле (4). Результаты расчетов δ для различных значений b приведены в таблице. Случаи $b = 100, 70$ и 50 мм были выбраны для пиргелиометра, у которого приемник расположен в центре зеркальной полусферы.

b мм	u	δ %
100	600π	1,3
70	840π	1,1
50	1200π	0,93
5	12000π	0,30
4	15000π	0,26
3	20000π	0,23
2	30000π	0,19
1	60000π	0,13

Из таблицы видно, что даже при минимальном расстоянии диафрагмы от приемника $b = 1$ мм дифракционные потери измеряемого излучения составляют заметную величину (0,13%) и пренебрегать ими при абсолютных измерениях прямой радиации Солнца нельзя. Если диафрагмой служит отверстие в полусферическом зеркале для входа радиации, то дифракционные потери увеличиваются до 1% и более в зависимости от радиуса зеркальной полусферы.

Чтобы исключить из результатов измерений радиации систематическую погрешность за счет дифракции на отверстии диафрагмы, необходимо результаты измерений умножить на поправочный коэффициент $K = \frac{1}{1-\delta}$. Таким образом, с точки зрения уменьшения дифракционных потерь и повышения точности абсолютных изме-

рений прямой радиации Солнца ограничивающую диафрагму следует помещать как можно ближе к приемному элементу пиргеометра. Кроме того, диаметр приемника следует делать несколько больше, чем диаметр отверстия диафрагмы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев К. Я. Актинометрия.— Л.: Гидрометеиздат, 1965.— 691 с.
2. Blewin W. R., Brown W. J. A precise measurement of the Stefan-Boltzmann constant.— *Metrologia*, 1971, vol. 7, N 1, p. 15—29.
3. Blevin W. R. Diffraction losses in radiometry and photometry.— *Metrologia*, 1970, vol. 6, N 2, p. 39—44.

О. И. Касаткина, О. М. Торчаловская

ВЛИЯНИЕ УГЛОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ОТРАЖЕНИЯ ПОГЛОЩАЮЩЕГО ПОКРЫТИЯ НА ЭФФЕКТИВНЫЙ КОЭФФИЦИЕНТ ПОГЛОЩЕНИЯ ПРИЕМНИКА С ПОЛУСФЕРОЙ

Для расчета эффективного коэффициента поглощения $\alpha_{\text{эфф}}$ приемника с зеркальной полусферой в работе [5] получена формула, учитывающая внешние потери радиации в полусфере и ее аберрации:

$$\alpha_{\text{эфф}} = \alpha + (1 - \alpha)(r - \Delta r)n, \quad (1)$$

где α — полусферический коэффициент поглощения приемника, α — коэффициент отражения зеркального покрытия полусферы, r — поправка на потери радиации в полусфере, n — поправка на аберрации зеркала.

При расчете $\alpha_{\text{эфф}}$ по формуле (1) предполагается идеальная диффузность приемной поверхности. Однако в последнее время печати появился ряд работ, в которых отмечается, что для многих используемых в радиометрии черных покрытий их индикатрисы отражения обладают заметно выраженными максимумами отражения либо в зеркальном, либо в обратном падающему направлении [9, 10]. Так, например, учет индикатрисы отражения покрытия при расчете $\alpha_{\text{эфф}}$ для черной полости приводит к снижению его величины и даже изменяют его спектральный ход [1, 2].

Целью настоящей работы является оценка влияния индикатрисы отражения некоторых покрытий на величину $\alpha_{\text{эфф}}$ для приемника с полусферой. Заметим также, что для расчета $\alpha_{\text{эфф}}$ по формуле (1) необходимо знание полусферического коэффициента поглощения α покрытия, определяемого направленно-полусферическим коэффициентом отражения $\rho(\varphi, \theta, 2\pi)$, где φ и θ — полярный и азимутальный углы падающего пучка [6]. Проведенный нами анализ методов измерения величины $\rho(\varphi, \theta, 2\pi)$ показал, что все они являются большими погрешностями (более 20%), так что для определения $\rho(\varphi, \theta, 2\pi)$ целесообразнее интегрировать по полусфере индикатрисы отражения, измерение которых более точно.

Рассмотрим подробнее метод расчета величины $\rho(\varphi, \theta, 2\pi)$ измеренным индикатрисам.

При экспериментальном исследовании отражательных свойств покрытий обычно имеют дело с яркостями исследуемой поверхности в различных направлениях (φ', θ') при облучении ее из направления (φ, θ) , т. е. измеряют коэффициент яркости $r(\varphi, \theta, \varphi', \theta')$. Тогда из общих законов фотометрии [3] нетрудно получить:

$$\rho(\varphi, \theta, 2\pi) = \frac{1}{\pi} \int_{2\pi} r(\varphi, \theta, \varphi', \theta') \cos \varphi d\omega. \quad (1)$$

Измеренные угловые коэффициенты яркости обычно представляются в виде произведения $r(\varphi'_1, \theta'_1) \hat{f}(\varphi', \theta')$, где $\hat{f}(\varphi', \theta')$ — относительная индикатриса отражения, или приведенный коэффициент яркости, и $r(\varphi'_1, \theta'_1)$ — значение коэффициента яркости в максимуме отражения (коэффициент нормирования). Тогда

$$\rho(\varphi, \theta, 2\pi) = \frac{r(\varphi'_1, \theta'_1)}{\rho_{эт}\pi} \int_{2\pi} \hat{f}(\varphi', \theta') \cos \varphi' \sin \varphi' d\varphi' d\theta', \quad (2)$$

где $\rho_{эт}$ — коэффициент отражения эталона, используемого при измерении коэффициента яркости.

Введем определение эквивалентного телесного угла отражающей поверхности [7]:

$$\Omega = \int_{\theta'=0}^{2\pi} \int_{\varphi'=0}^{\pi/2} \hat{f}(\varphi', \theta') \cos \varphi' \sin \varphi' d\varphi' d\theta', \quad (3)$$

т. е.

$$\rho(\varphi, \theta, 2\pi) = \frac{r(\varphi'_1, \theta'_1)}{\rho_{эт}\pi} \Omega. \quad (4)$$

Для численного интегрирования выражения (4) все пространство разбиваем последовательно сначала по углу φ' на зоны $\Delta\varphi'$, затем по углу θ' на зоны $\Delta\theta'$. При суммировании по φ' число членов суммы $k = \pi/4\Delta\varphi'$ и по углу θ' число членов $l = \pi/\Delta\theta'$.

Окончательное выражение для вычисления Ω имеет вид

$$\Omega = \sin(2\Delta\varphi') \Delta\theta' \sum_{\varphi'}^k \sum_{\theta'}^l \hat{f}(\varphi', \theta') \sin 2\varphi'. \quad (5)$$

Для частного случая индикатрисы, симметричной относительно нормали к поверхности,

$$\Omega = \pi \sin(2\Delta\varphi') \sum_{\varphi'}^k \hat{f}(\varphi') \sin 2\varphi'. \quad (6)$$

Как видно, для расчета величины $\rho(\varphi, \theta, 2\pi)$ необходимо иметь угловые зависимости $r(\varphi', \theta')$ либо нормированные индикатрисы отражения $\hat{f}(\varphi', \theta')$ и коэффициент нормирования $r(\varphi'_1, \theta'_1)$. О

о в настоящее время таких данных для черных покрытий в литературе нет. В лучшем случае имеются относительные индикатризмальные падающего пучка [2, 9, 10].

В связи с этим учет индикатрисы отражения проведен нами только для определения уточненного поправочного члена в формуле (1) вместо ранее определенного члена Δr [5].

Уточненный поправочный член должен представлять ту часть общего отраженного приемной поверхностью потока, которая идет из полусферы через ее входное отверстие или направляется в неработающую часть полусферы (экранированную оправой приемника) в результате углового распределения отраженного потока. Поскольку этот член является безразмерной величиной, очевидно, его можно рассчитать в долях от величины ρ (φ , θ , 2π), исходящих на те углы отражения, которые определяются угловыми размерами входного отверстия и зоны экранирования. Тогда поправочный член, обозначенный $\rho_{\text{пот}}$, можно представить как

$$\rho_{\text{пот}} = \frac{\Omega_1 + \Omega_2}{\Omega}, \quad (8)$$

$$\Omega_1 = \int_{\theta'=0}^{2\pi} \int_{\varphi'=\varphi_1}^{\varphi_2} f(\varphi', \theta') \cos \varphi' \sin \varphi' d\varphi' d\theta', \quad (9)$$

$$\Omega_2 = \int_{\theta'=0}^{2\pi} \int_{\varphi'=\varphi_3}^{\pi/2} f(\varphi', \theta') \cos \varphi' \sin \varphi' d\varphi' d\theta'. \quad (10)$$

Здесь φ_1 , φ_2 и φ_3 — углы, характеризующие положение краев входного отверстия и зоны экранирования относительно нормали к приемной поверхности соответственно.

Тогда формула (1) с учетом поправки $\rho_{\text{пот}}$ принимает вид

$$\alpha_{\text{эфф}} = \alpha + (1 - \alpha)(1 - \rho_{\text{пот}})nr \quad (11)$$

или

$$\rho_{\text{эфф}} = \rho[1 - (1 - \rho_{\text{пот}})nr]. \quad (12)$$

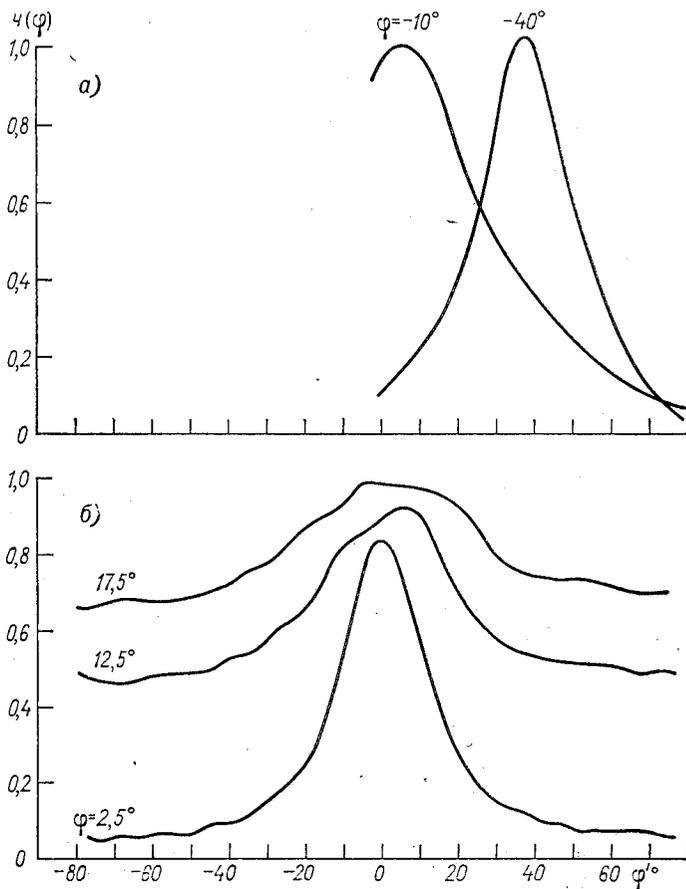
Расчеты по формулам (11) и (12) проведены нами для макета абсолютного пиргелиометра, в котором используется пленочный фотометрический приемник радиусом 5 мм и алюминированная полусфера ($r=0,92$) радиусом 35 мм. Угол $\varphi_3=80^\circ$, угловой размер входного отверстия задан разностью $\varphi_2 - \varphi_1 = 25^\circ$, а положение его центра относительно нормали варьировалось ($\varphi=0; 12,5; 17,5^\circ$).

Остановимся несколько подробнее на исходных данных по индикатрисам отражения черных покрытий, заложенных в расчеты.

Во-первых, были использованы данные работы [9], представляющие индикатрисы отражения (относительные) для черного оптического лака ($\lambda=0,366$ и $0,950$ мкм) и осажденной золотой черни ($\lambda=0,426$ и $0,950$ мкм) для нормального падения излучения ($\rho=0^\circ$). Как показывают эти данные, золотая чернь диффузна

для углов $\varphi' > 30^\circ$, но имеет заметный максимум отражения малых углов отражения. Черный оптический лак имеет сильно вытянутую индикатрису в нормальном направлении, причем степень вытянутости возрастает с увеличением λ .

Во-вторых, из работы [10] использована относительная индикатриса отражения золотой черни, нанесенной испарением в вакууме, также для случая нормального облучения. Индикатр



Относительные индикатрисы отражения ламповой сажи (а), и лака Парсонса (б), измеренные при различных углах облучения φ .

Нулевые линии для кривых $\varphi = 12,5$ и $17,5^\circ$ сдвинуты соответственно на 0,4 и 0,6 по оси ординат.

близка к диффузной для углов $\varphi' > 40^\circ$, но по мере приближения к 0° заметно вытягивается.

В-третьих, данные работы [2] представляют индикатрисы отражения ламповой сажи для разных углов φ (10, 40 и 80°) и разн

ин волн (3, 10, 15 мкм). К сожалению, для расчетов можно было бы использовать только индикатрису для $\lambda=3$ мкм, так как остальные представляют собой суммарные индикатрисы отражения и собственного излучения поглощающего слоя. Как показывают эти данные, ламповая сажа обладает ярко выраженной зеркальной составляющей отражения.

И наконец, наиболее полные данные были представлены нам доктором Кенделом (США). Они представляют собой индикатрисы отражения в диапазоне углов отражения φ' от $-87,5$ до $+87,5^\circ$ и 16 углов (от $2,5$ до $77,5^\circ$ через 5°). Кривые представлены для пяти покрытий: лак Парсонса американского производства, нанесенный распылением и кистью, лак Парсонса английского производства (распыление), черный бархат и краска ЗМ. Как показывают эти данные, лак Парсонса обладает заметным обратным отражением, величина которого снижается с увеличением угла падения φ . В качестве примера на рисунке приведены используемые индикатрисы отражения для английского лака Парсонса и лампы сажи.

Из-за отсутствия данных измерений $f(\varphi', \theta')$ в разных азимутальных плоскостях при расчете величин Ω для нормально падающего пучка считаем, что индикатриса обладает симметрией относительно нормали к поверхности, и используем частную формулу (6). Для косых пучков ($\varphi=12,5$ и $17,5^\circ$) принимаем, что индикатриса симметрична относительно направления облучения, и расчет ведется по общей формуле (6). Интервалы интегрирования задаются следующие: $\Delta\varphi'=2,5^\circ$ и $\Delta\theta'=2,5^\circ$.

Однако следует сказать, что индикатрисы отражения покрытий, считающихся ранее диффузными, не обладают симметрией, чем можно судить по сообщениям в печати, правда весьма скудным [8, 9], и потому сделанные нами предположения о симметричности индикатрис отражения черных покрытий следует рассматривать как предварительные и требующие дальнейшей проверки.

Все результаты расчетов для девяти вышеупомянутых покрытий приведены в таблице. Кроме величин Ω_1/Ω , Ω_2/Ω , $\rho_{\text{пот}}$, $\alpha_{\text{эфф}}$ в таблице представлены исходные данные по интегральному коэффициенту поглощения покрытий α , рассчитанные нами по кривым спектрального отражения [4], и значения коэффициента эффективности полусферы K [5]. Для сравнения в таблице приведены также значения $\alpha'_{\text{эфф}}$, рассчитанные без учета индикатрисы отражения по формуле (1), и величины $\frac{\alpha_{\text{эфф}} - \alpha'_{\text{эфф}}}{\alpha_{\text{эфф}}}$.

Анализ полученных результатов позволяет сделать следующие выводы:

1. Значение поправки за счет ухода радиации через входное отверстие полусферы (Ω_1/Ω) для большинства покрытий снижается с увеличением угла падения излучения φ . Особенно это заметно у покрытий с зеркальной составляющей отражения (ламповая сажа) и с большим обратным отражением (лак Парсонса).

Результаты расчетов

№	Поглощающее покрытие	φ°	α	Ω_1/Ω %	Ω_2/Ω %	$\rho_{пот}$	$\alpha_{\varphi, \Phi \Phi}$	$\rho_{\varphi, \Phi \Phi}$	$K = \rho/\rho_{\varphi, \Phi \Phi}$	$\alpha'_{\varphi, \Phi \Phi}$	$\frac{\alpha_{\varphi, \Phi \Phi} - \alpha'_{\varphi, \Phi \Phi}}{\alpha_{\varphi, \Phi \Phi}}$ %
1	Лак Парсонаса аме-рик., кисть	2,5	0,970	10,4	3,4	0,138	0,988	0,012	2,5	0,987	+0,1
		12,5	0,970	6,6	3,7	0,102	0,989	0,011	2,7	0,987	+0,2
2	Лак Парсонаса аме-рик., распыление	2,5	0,963	5,6	3,8	0,084	0,990	0,010	3,0	0,987	+0,3
		12,5	0,963	11,7	5,4	0,161	0,985	0,015	2,5	0,983	+0,2
3	Краска ЗМ	2,5	0,963	6,1	2,4	0,085	0,987	0,013	2,8	0,983	+0,4
		12,5	0,963	5,7	3,3	0,090	0,987	0,013	2,8	0,983	+0,4
4	Лак Парсонаса англ., распыление	2,5	0,974	10,3	1,8	0,121	0,990	0,010	2,7	0,988	+0,2
		12,5	0,974	6,2	0,3	0,065	0,991	0,009	3,0	0,988	+0,3
5	Черный бархат	2,5	0,973	6,7	1,0	0,077	0,991	0,009	3,0	0,988	+0,3
		12,5	0,973	23,9	1,6	0,255	0,987	0,013	2,0	0,988	-0,1
6	Ламповая сажа	2,5	0,973	10,9	1,6	0,125	0,990	0,010	2,7	0,988	+0,2
		12,5	0,973	8,3	3,6	0,099	0,990	0,010	2,7	0,988	+0,2
7	Золотая чернь, осаж-дение	2,5	0,980	5,2	3,8	0,090	0,993	0,007	3,0	0,991	+0,2
		12,5	0,980	4,0	5,3	0,093	0,993	0,007	3,0	0,991	+0,2
8	Золотая чернь, осаж-дение	2,5	0,980	3,5	9,5	0,130	0,992	0,008	2,5	0,991	+0,1
		10,0	0,982	7,5	0,0	0,075	0,994	0,006	3,0	0,992	+0,2
9	Черный оптиче-ский лак	40,0	0,982	0,5	0,0	0,005	0,995	0,005	3,6	0,992	+0,3
		0,0	0,995	8,2	3,8	0,120	0,998	0,002	2,5	0,998	+0,0
	Лак	0,0	0,990	7,1	3,8	0,109	0,996	0,004	2,5	0,996	+0,0
		0,0	0,990	7,3	3,8	0,111	0,996	0,004	2,5	0,996	+0,0
	Лак	0,0	0,960	48,5	0,0	0,486	0,974	0,026	1,5	0,982	-0,8
		0,0	0,960	62,1	0,0	0,621	0,971	0,029	1,4	0,982	-1,1

6. Вследствие этого наклонное облучение приемника повышает эффективность полусферы для недиффузных черных покрытий.
7. Значение поправки за счет экранирования нижней части полусферы оправой приемника (Ω_2/Ω) практически не зависит от углового падения φ для всех рассмотренных покрытий.
8. Для зеркалящих покрытий (ламповая сажа) потери радиации за счет экранирования полусферы практически отсутствуют и поправка Ω_2/Ω равна нулю.
9. Значение поправки за счет экранирования (Ω_2/Ω) меньше поправки на уход радиации через входное отверстие (Ω_1/Ω) для рассмотренных покрытий, тогда как расчет этой поправки по метрическим параметрам приемника с полусферой без учета пространственного распределения отраженного потока приводит к сильно завышенным значениям [5].
10. Вследствие этого коэффициент эффективности полусферы при учете его с учетом угловых характеристик отражения покрытия вычисляется выше, чем при расчетах по формуле (1). Вместо величины $K=2,4$ для рассматриваемого здесь приемника [5] по формуле (12) получаем для лака Парсонса и краски ЗМ при наклонном падении излучения $K=3,0$. Для ламповой копоти при $\varphi=40^\circ$, величина K достигает 3,6.
7. Результаты расчетов для двух длин волн в случае черного матового лака качественно показывают, что угловые характеристики отражения покрытия приемника влияют на спектральный коэффициент эффективного поглощения приемника с полусферой. Для количественной оценки этого влияния необходимы более подробные исходные данные по спектральным индикатрисам отражения.
3. И наконец, необходимо отметить, что для точного определения коэффициента поглощения приемника радиации любой конструкции (плоского, полостного, с полусферой) нужны предварительные измерения индикатрис отражения покрытия приемника, проведенные для ряда длин волн заданного участка спектра в нескольких азимутальных плоскостях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буркин А. Л., Долгих И. И., Новиков А. Ф. Спектральные характеристики приемников с интегрирующей полусферой.— Метрология, 1975, № 5, с. 35.
- Буркин А. Л., Новиков А. Ф. Оптические свойства некоторых поглощающих покрытий в и-к области спектра.— Ж. прикладной спектроскопии, 1972, т. 17, № 4, с. 655—660.
- Буревич М. М. Введение в фотометрию.— Л.: Энергия, 1968.— 240 с.
- Басаткина О. И. Оценка влияния селективности поглощающего покрытия приемника на точность измерения прямой радиации Солнца.— Труды ГГО, 1977, вып. 393, с. 83—90.
- Басаткина О. И. Эффективный коэффициент поглощения приемника радиации с полусферой.— См. наст. сб.
- Методы и техника экспериментальных исследований атмосферы/С. Г. Ильясов, В. В. Красников, М. Б. Фридзон, В. И. Шляхов.— М.: Гидрометеоздат, 1973.— 72 с.— (Труды ЦАО. Вып. 114).

7. Сапожников Р. А. Теоретическая фотометрия.—Л.: Энергия, 1967, с. 267.
8. Торренс, Спэрроу. Двухпараметрическая отражательная способность непроводника электричества, как функция шероховатости поверхности. Теплопередача, 1965, т. 87, № 2, с. 145—156.
9. Harris L., Cuff K. Reflectance of goldblack deposits and some other materials of low reflectance from 254 μ to 1100 μ .—J. Opt. Soc. Amer. 1956, vol. 46, N 3, p. 160—165.
10. Ooba N. The absolute measurement of radiant flux.—Res. Electrode Lab., 1967, N 675, p. 50—57.

Г. Тимановская, В. А. Любельский, А. В. Морачевский

КАЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА НАЛИЧИЯ АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ ПРЯМОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ

Одним из результатов экспедиции ТРОПЭКС-74 явилось обнаружение больших выносов пыли с территории Сахары [1, 2]. Мас- шивым источником такой информации были измерения прямой сол- ной радиации с борта НИС и НИСП СССР.

Очевидно, интересно установить, насколько характерно это яв- ие для района Тропической Атлантики.

Через 2 года после окончания АТЭП-74 в период с июля по сен- ь 1976 г. через центральную часть Тропической Атлантики оходил маршрут XX рейса НИСП «Пассат», на котором прово- ся большой комплекс актинометрических наблюдений. Полу- ный обширный материал по измерениям прямой радиации да- и возможность проанализировать его с целью обнаружения ука- нных выше выносов Сахарской пыли.

С этой целью по данным измерений прямой радиации были рас- таны коэффициенты прозрачности атмосферы, приведенные масе 2, т. е. величины P_2 . Все измерения и обработка выполне- в соответствии с требованиями работ [3, 4].

В табл. 1 и на рисунке представлены коэффициенты P_2 по ршруту следования указанного судна. Дополнительно приводят- данные о направлении ветра в пунктах наблюдений (стрелки рисунке) и об общем влагосодержании 10-километрового стол- атмосферы W_{10} (на рисунке они обозначены цифрами). Общее агосодержание рассчитывалось по данным аэрологического зон- рования и выражалось массой водяного пара в столбе воздуха шностью 10 км, переведенной в высоту слоя осажденной воды. Расчет величин W_{10} проводился следующим образом. По дан- м аэрологического зондирования строились профили температу- , влажности воздуха и давления. С этих профилей с шагом

Коэффициент прозрачности (P_2), общее влагосодержание атмосферы (W_{10}) и направление ветра по маршруту следования НИСП «Пассат» в XX ре (осреднение за день)

Дата	Координаты пункта наблюдений		P_2	W_{10} , см	Содержание пыли в приземном слое, мкг/м ³	Направление ветра (°) на высоте	
	φ°	λ° з.				0 км	1 км
4 VII	35,5 с.	6,5	0,674	2,1	4,13	315	238
5	31,9	11,7	0,746	2,4	11,03	36	17
9	26,1	16,4	0,743	3,2	8,82	36	347
10	25,1	17,9	0,752	2,5	11,32	40	55
11	23,6	17,1	0,670	1,9	12,42	30	43
12	23,0	17,0	0,633	2,2	14,36	30	34
13	23,0	17,0	0,629	3,2	14,71	33	26
14	20,4	18,9	0,607	2,3	19,49	50	39
15	19,2	16,8	0,598	4,0	27,95	7	24
17	18,0	23,5	0,616	3,3	16,31	30	79
21	2,2	23,5	0,666	3,5	9,75	140	134
22	0,5 ю.	23,5	0,647	3,1	9,39	106	117
23	3,5	23,5	0,724	2,9	7,81	116	117
24	6,5	23,5	0,751	3,2	7,25	118	114
25	9,7	23,5	0,754	2,7	9,23	95	90
26	14,0	23,5	0,774	2,9	8,42	100	99
27	15,0	25,8	0,762	2,7	16,00	110	99
29	10,8	26,0	0,756	2,8	8,85	120	131
30	10,9	26,0	0,768	2,7	7,23	125	121
31	8,2	26,0	0,731	3,2	7,38	120	106
1 VIII	4,2	26,0	0,629	4,1	8,37	120	—
2	1,7	26,0	0,686	4,5	25,40	130	126
3	1,7	26,0	0,663	4,0	10,12	130	138
4	4,8 с.	26,5	0,684	3,9	17,10	150	129
5	5,0	30,0	0,646	4,1	7,71	150	134
9	5,0	30,0	0,636	4,1	9,20	150	122
11	5,0	30,0	0,689	5,2	14,80	150	143
12	5,0	30,0	0,638	4,0	5,30	130	117
13	5,0	30,0	0,677	4,0	10,06	165	144
14	5,0	30,0	0,711	4,3	9,37	170	158
18	13,5	30,0	0,500	3,9	16,74	110	325
19	13,5	30,0	0,675	4,6	8,28	110	81
20	13,5	30,0	0,611	4,6	14,22	70	88
21	16,3	30,0	0,519	3,8	44,80	70	70
22	20,8	30,0	0,657	3,5	4,40	70	22
23	26,0	30,0	0,763	3,1	4,40	70	22

100 м по высоте снимались данные о температуре, влажности воздуха и давлении до высоты 1 км, выше — с шагом по высоте 1 км.

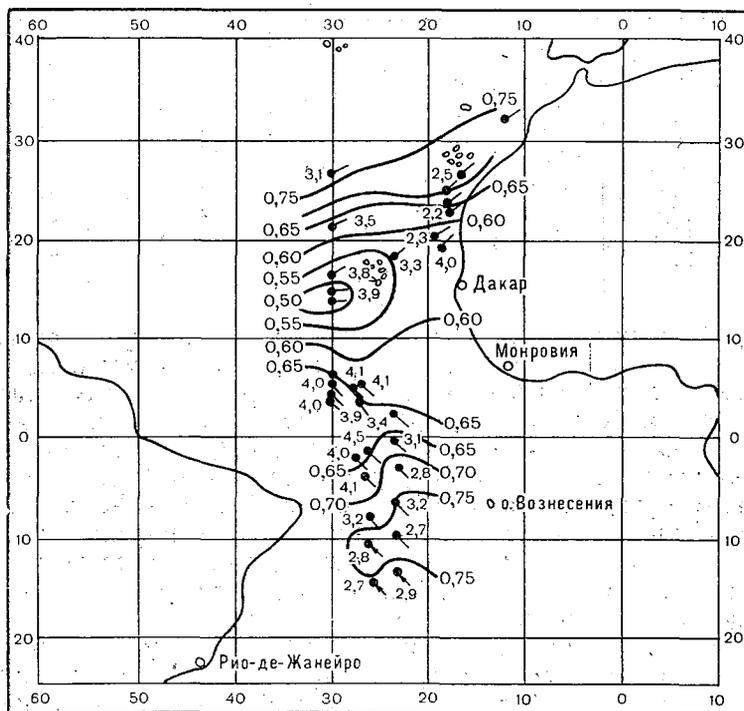
По температуре и относительной влажности с учетом давления определялась упругость насыщения (e) в миллибарах, которая переводилась в абсолютную влажность (a) в г/м³ по известному соотношению

$$a = 289 e T^{-1}.$$

щее влагосодержание рассчитывалось по формуле

$$W_{10} = 10^{-4} \Delta H \sum_{i=1}^n a_i, \quad i=1, 2, \dots, n,$$

a_i — абсолютная влажность воздуха на i -м уровне, n — количество уровней, ΔH — указанный выше шаг по высоте.



Пространственно-временная изменчивость коэффициента прозрачности атмосферы P_2 по маршруту следования XX рейса НИСП «Пассат».

Кружки — пункты наблюдений; стрелки — направление ветра у поверхности океана; цифры у пунктов наблюдений (целые с десятиями) — значения W_{10} в сантиметрах.

Из рисунка, следует что в районе Тропической Атлантики (в центральной ее части) между 5 и 25° с. ш. расположена зона повышенной мутностью атмосферы. Максимальная замутненность приходится на о-ва Зеленого Мыса: величины P_2 в этом районе близки к 0,500. В чистой и сухой атмосфере, характерной для арктических воздушных масс, величины P_2 вблизи к 0,750 [4].

Уменьшение коэффициента прозрачности может быть обусловлено двумя факторами: увеличением аэрозоля в общем столбе атмосферы и увеличением его общего влагосодержания.

Коэффициент прозрачности (P_2), общее влагосодержание атмосферы (W_{10}) и направление ветра в указанных пунктах наблюдений

Дата	Координаты		P_2	Количество аэрозоля в приводном слое, мкг/м ³	W_{10} см	Направление ветра (°) на высоте		
	φ°	λ° з				0 км	1 км	5 км
12 VII	23,0 с.	17,0	0,633	14,4	2,2	30	34	24
13	20,3	17,0	0,629	14,7	3,2	30	26	22
14	20,4	18,9	0,607	19,5	2,3	50	39	16
15	19,2	16,8	0,598	27,9	3,9	7	24	10
17	18,0	23,5	0,616	16,3	3,3	30	79	9
26	14,0 ю.	23,5	0,774	8,4	2,9	100	99	217
30	10,9	26,0	0,768	7,2	2,7	125	121	346
18 VIII	13,5 с.	30,0	0,500	16,7	3,9	110	325	10
20	13,5	30,0	0,611	14,2	4,6	70	88	105
21	16,3	30,0	0,519	44,8	3,8	70	70	68

Анализ общего влагосодержания по маршруту следования НИСП «Пассат» показывает, что величины W_{10} изменялись в не больших пределах: от 2,9 до 4,1 см, в то время как изменчивость коэффициента P_2 наблюдалась от 0,750 до 0,500 (см. рисунок и табл. 1). Очевидно, изменчивость величин P_2 обусловлена изменчивостью аэрозоля по маршруту следования НИСП «Пассат»: ухудшение прозрачности в районе о-вов Зеленого Мыса — повышенной концентрацией аэрозоля. Фильтровые измерения содержания пыли в приводном слое атмосферы также указывают на преобладание аэрозольного ослабления солнечной радиации в рассматриваемом районе Атлантики.

Так, с 11 по 17 июля, а также 18, 20 и 21 августа количество пыли в приводном слое атмосферы характеризовалось значениями от 16 до 40 мкг в 1 м³, в эти же дни наблюдались очень низкие значения коэффициента P_2 (см. табл. 1).

Преобладание ветровых потоков восточных направлений свидетельствует о том, что источником аэрозоля является северо-западная и центральная части Африканского континента. Острова Зеленого Мыса на пути восточного переноса способствуют увеличению притока аэрозоля в атмосферу. Данные аэрологического зондирования атмосферы показывают, что восточный перенос не редко наблюдается до высот 5 км (табл. 2); что дает основание предполагать повышенную концентрацию аэрозоля до этих высот.

Таким образом, по данным измерений прямой радиации с бортов НИСП «Пассат» летом 1976 г. и по данным международной экспедиции АТЭП-74 [1, 2] можно констатировать, что в районе Тропической Атлантики в период с июля по сентябрь постоянно наблюдается сильная замутненность атмосферы аэрозольного происхождения, природа аэрозоля — вынос пыли с Африканского континента мощностью аэрозольного слоя до 5 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Влияние аэрозолей и водяного пара на потоки солнечной радиации в центре экваториальной зоны Атлантики./В. Н. Капустин, Е. М. Козлов, Е. Н. Мартынова и др.— В кн.: ТРОПЭКС-74. Т. 1. Атмосфера.— Л.: Гидрометеиздат, 1976, с. 638—641.
- О связи оптических и аэрозольных характеристик атмосферы восточной части экваториальной Атлантики/А. Г. Лактионов, К. Я. Кондратьев, В. Н. Аднашкин и др.— В кн.: ТРОПЭКС-74. Т. 1. Атмосфера.— Л.: Гидрометеиздат, 1976, с. 630—637.
- Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 217 с.
- Сивков С. И. Методы расчета характеристик прозрачности солнечной радиации.— Л.: Гидрометеиздат, 1968.— 229 с.

СОДЕРЖАНИЕ

- К. Я. Кондратьев. Основные проблемы физики и химии современных изменений климата
- К. Я. Кондратьев, В. Н. Аднашкин, В. В. Балакирев, О. Д. Бартенева, Г. Н. Гаевская, Ю. П. Дябин, А. Д. Егоров, В. Ф. Жвалев, В. А. Иванов, В. П. Иванов, В. И. Сидоренко, М. В. Танташев, Н. Е. Тер-Маркарянц, Ю. Г. Топорков, В. Л. Филиппов, А. П. Чайковский. Глобальный аэрозольно-радиационный эксперимент — 1977 (предварительные результаты первой экспедиции по программе ГАРЭКС)
- В. И. Биненко. Соотношение интегрального и спектрального альbedo облаков над водной поверхностью
- В. И. Биненко. Определение эффективных значений показателя преломления атмосферного аэрозоля
- А. Д. Егоров. Алгоритмы эффективной оценки прозрачности по результатам лидарного зондирования атмосферы
- В. И. Корзов, К. Я. Кондратьев. Угловая анизотропия отражения различных типов подстилающей поверхности. I. Снежный покров
- В. И. Корзов, К. Я. Кондратьев. Угловая анизотропия отражения различных типов подстилающей поверхности. II. Пустыня
- А. П. Карпец, В. И. Корзов. Методика расчета спектральной характеристики пропускания интегрирующей сферы, используемой для измерения интегральных потоков коротковолновой радиации
- К. Я. Кондратьев, А. А. Григорьев, Г. А. Иванян, З. Ф. Мирнова, Г. А. Путинцева. Карты коэффициентов спектральной яркости типичных подстилающих поверхностей на территории СССР
- В. Н. Гульков, Г. Г. Сакунов, Н. Н. Созина, Н. Е. Тер-Маркарянц. Анализ работы компенсированного термоэлектрического пирометра для самолетных исследований
- Г. Г. Сакунов, В. Г. Лебединов. Методика измерений интегральных потоков длинноволновой и коротковолновой радиации с самолета
- Н. П. Пятовская. Статистические характеристики альbedo системы Земля—атмосфера для районов Атлантического океана
- Н. П. Пятовская. Зависимость альbedo Земля—атмосфера от высоты Солнца для акватории Северной Атлантики
- И. В. Морозова. Поле облачности над отдельными районами Атлантического океана
- Л. Б. Руднева. Оценки характеристик облачности по результатам измерений собственного излучения облаков в интервале спектра 8—12 мкм в тропической зоне Атлантического океана
- О. И. Касаткина, О. М. Торчаловская. Некоторые результаты исследования абсолютного пиргелиометра на пленочных болометрах
- О. И. Касаткина. Эффективный коэффициент поглощения приемника радиации с полусферой
- Е. И. Чистякова. Влияние дифракции на точность абсолютных измерений прямой радиации Солнца
- О. И. Касаткина, О. М. Торчаловская. Влияние угловых характеристик отражения поглощающего покрытия на эффективный коэффициент поглощения приемника с полусферой
- Р. Г. Тимановская, В. А. Любельский, А. В. Морачевский. Качественная оценка наличия аэрозоля в атмосфере Тропической Атлантики по данным измерений прямой солнечной радиации

Труды ГГО, вып. 434

РАДИАЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В АТМОСФЕРЕ

Редактор В. И. Кузьменко. Техн. редактор М. И. Брайнина. Корректор И. В. Жмакина.

Сдано в набор 17.02.79. Подписано в печать 01.08.80. М-33962. Формат 60×90^{1/16}. Бум. тип. № 1. Лит. гарн. Печать высокая Печ. л. 11,06 (в т. ч. вкл.). Уч.-изд. л. 11,68. Тираж 600 экз. Индекс МЛ-229. Заказ № 99. Цена 80 коп. Заказное. Гидрометеиздат, 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Типография издательства «Волгоградская правда». г. Волгоград, Привокзальная площадь.

