

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ им. А. И. ВОЕЙКОВА

06
Т78

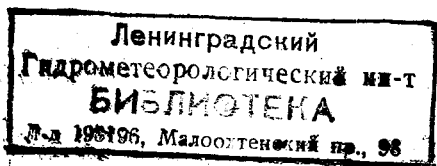
Т Р У Д Ы

ВЫПУСК 322

КОМПЛЕКСНЫЙ
ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ
ЭКСПЕРИМЕНТ

(Результаты исследований 1970—1972 гг.)

Под редакцией
чл.-корр. АН СССР К. Я. КОНДРАТЬЕВА
и канд. физ.-мат. наук Л. Р. ОРЛЕНКО



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
ЛЕНИНГРАД • 1973

Л. С. Г. П. П.

Сборник является третьим в серии, посвященной комплексному исследованию энергетики атмосферы. В нем представлены некоторые результаты анализа данных, относящихся к проблеме энергетического взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью, к проблеме влияния атмосферного аэрозоля на радиационные притоки тепла (по материалам экспедиций КЭНЭКС-70 и КЭНЭКС-71), а также результаты исследований по программе полного радиационного эксперимента, выполненных в облачных условиях.

Сборник рассчитан на специалистов в области физики атмосферы.

СПЕКТРАЛЬНЫЕ ПОТОКИ ВОСХОДЯЩЕЙ И НИСХОДЯЩЕЙ РАДИАЦИИ В ТРОПОСФЕРЕ

В связи с проблемой вычисления спектрального лучистого потока тепла в атмосфере [1] большой интерес представляют измерения спектральных коротковолновых потоков радиации в свободной атмосфере. В настоящей работе приводятся результаты измерения нисходящих и восходящих потоков радиации в тропосфере, выполненные в 1970 г. в районе восточного побережья Каспийского моря и над пустыней Каракум. Измерения проводились в ясные дни над двумя типами подстилающей поверхности (песок и море).

1. Методика самолетных измерений спектральных потоков восходящей и нисходящей радиации в тропосфере

Нисходящие и восходящие спектральные потоки радиации измерялись одновременно двумя однотипными дифракционными спектрометрами К-2 с борта самолетов ЛИ-2 и ИЛ-18.

Основными условиями при выполнении наблюдений были следующие:

- а) горизонтальность приемных устройств спектрометров в полете,
- б) возможность приведения всех измерений к фиксированным моментам времени,
- в) горизонтальная однородность подстилающей поверхности в районе наблюдений, г) малая закрытость горизонта.

Наблюдения проводились только при горизонтальном полете. Горизонтирование приемных устройств проводилось при нивелировании самолетов, однако ошибка из-за негоризонтальности приемной поверхности может возникать вследствие изменения тангажа и болтанки самолета. Величина возникающей погрешности проверялась экспериментально. Оказалось, что минимальная погрешность обеспечивается при работе на курсе самолета ИЛ-18 «Солнце справа» и на курсах самолета ЛИ-2 «Солнце справа», «Солнце слева».

Зондирование атмосферы включало в себя два подъема и два спуска самолета. Таким образом, на каждом эшелоне имелась серия измерений при разных положениях Солнца. Дальнейшая

камеральная обработка результатов наблюдений предусматривала графическую интерполяцию данных к фиксированным моментам времени.

Ошибки типа «в», «г» могут возникать из-за длительности времени регистрации спектральных потоков радиации, если характер подстилающей поверхности существенно меняется и при появлении облачности вдоль горизонта. В связи с этим измерения проводились только в ясные дни над участками поверхности, однородными в радиусе 40—50 км. Случайная погрешность измерений потоков радиации не превышала 1%. Подробное описание аппаратуры и методики наблюдений можно найти в работах [2, 3].

2. Зависимость спектральных потоков восходящей и нисходящей радиации от высоты Солнца

На рис. 1 показаны спектральные потоки восходящей и нисходящей радиации на уровнях 4200 и 900 м для трех положений Солнца. На рис. 2 представлена зависимость монохроматических потоков радиации от зенитного расстояния Солнца.

Абсолютная величина потоков радиации F_{λ}^{\downarrow} и F_{λ}^{\uparrow} в рассматриваемом диапазоне изменения z_{\odot} изменяется с ростом z_{\odot} линейно (рис. 2). Изменение нисходящих потоков более значительно. Максимум спектрального распределения энергии падающей радиации находится у $\lambda = 0,48$ мкм и практически не меняет положения при понижении Солнца. Простейший анализ спектров F_{λ}^{\downarrow} показывает, что вне полос поглощения относительное распределение энергии по спектру не зависит от положения Солнца (рис. 1). Действи-

тельно, коэффициент $S = \frac{F_{\lambda=0,48\text{мкм}}^{\downarrow}}{F_{\lambda=0,8\text{мкм}}^{\downarrow}}$ (сине-красное отношение)

остаётся постоянным в пределах ошибок измерений для всех z_{\odot} : $S = 1,7$ для уровня $H = 900$ м и $S = 2,1$ для уровня 4200 м. Рассматривая участки молекулярных полос поглощения, можно видеть, что полосы становятся глубже с ростом z_{\odot} . На спектрах восходящей радиации обнаруживаются два размытых максимума, один из которых находится у $\lambda = 0,47$ мкм, второй — у $\lambda = 0,58$ мкм. Появление второго максимума объясняется спецификой подстилающей поверхности — измерения выполнены над участком водной поверхности в заливе Кара-Богаз-Гол, имеющим красноватый оттенок. В отличие от нисходящих потоков, спектральный состав восходящих потоков трансформируется заметно. Значения S для $z_{\odot} = 63,28; 50,15; 42,44^{\circ}$ равны соответственно, 2,6; 3,6; 5,0 для $H = 900$ м и 3,5; 3,9; 4,0 — для $H = 4200$ м. Абсолютные значения восходящих потоков в ближней ИК области увеличиваются с ростом зенитного расстояния Солнца. Такая зависимость S от z_{\odot} и характер связи F_{λ}^{\uparrow} с z_{\odot} показывает, что восходящая радиация значительно «краснеет» с ростом z_{\odot} . Полосы поглощения в спектрах F_{λ}^{\uparrow} глубже, чем в спектрах падающей радиации, и углубляются с ростом z_{\odot} , причем эффект заметнее для больших высот.

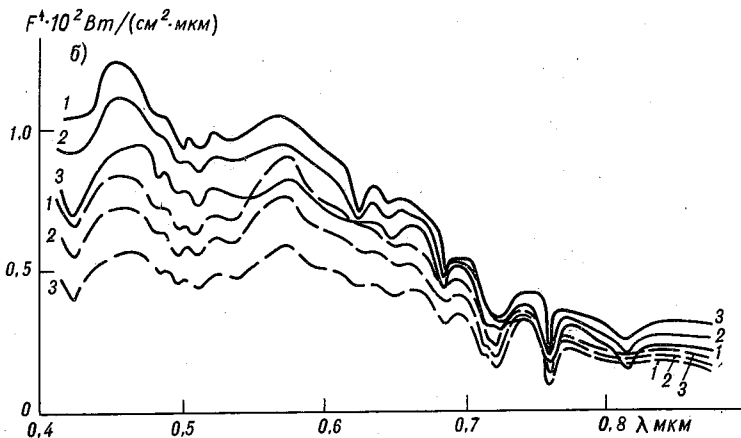
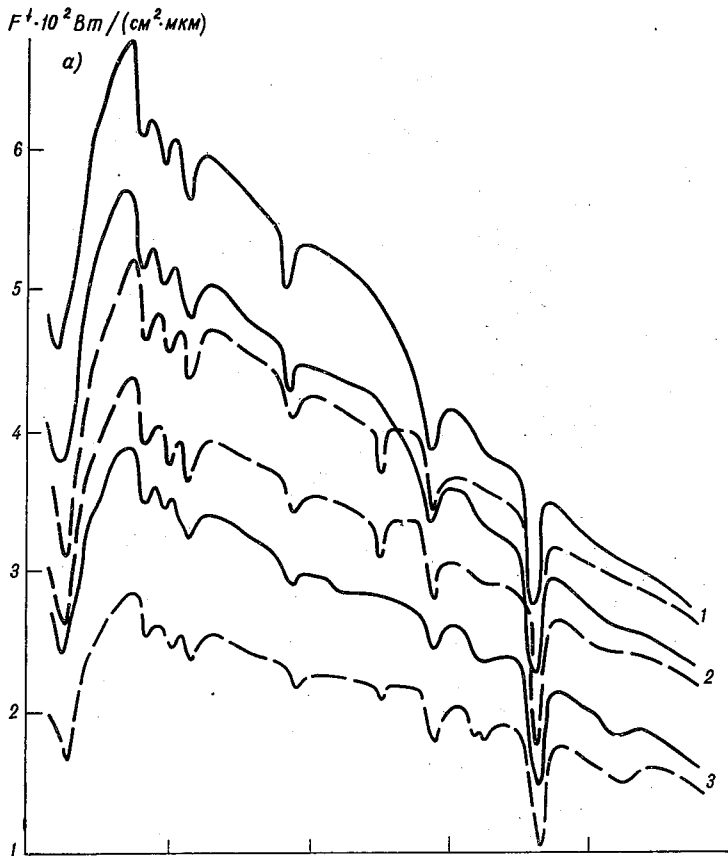


Рис. 1. Спектральные потоки нисходящей (а) и восходящей (б) радиации при разных зенитных расстояниях Солнца над морем.

1) $z_{\odot} = 42, 44^{\circ}$; 2) $z_{\odot} = 50, 15^{\circ}$; 3) $z_{\odot} = 63, 28^{\circ}$; сплошная кривая — $H=4200$ м, пунктирная кривая — $H=900$ м.

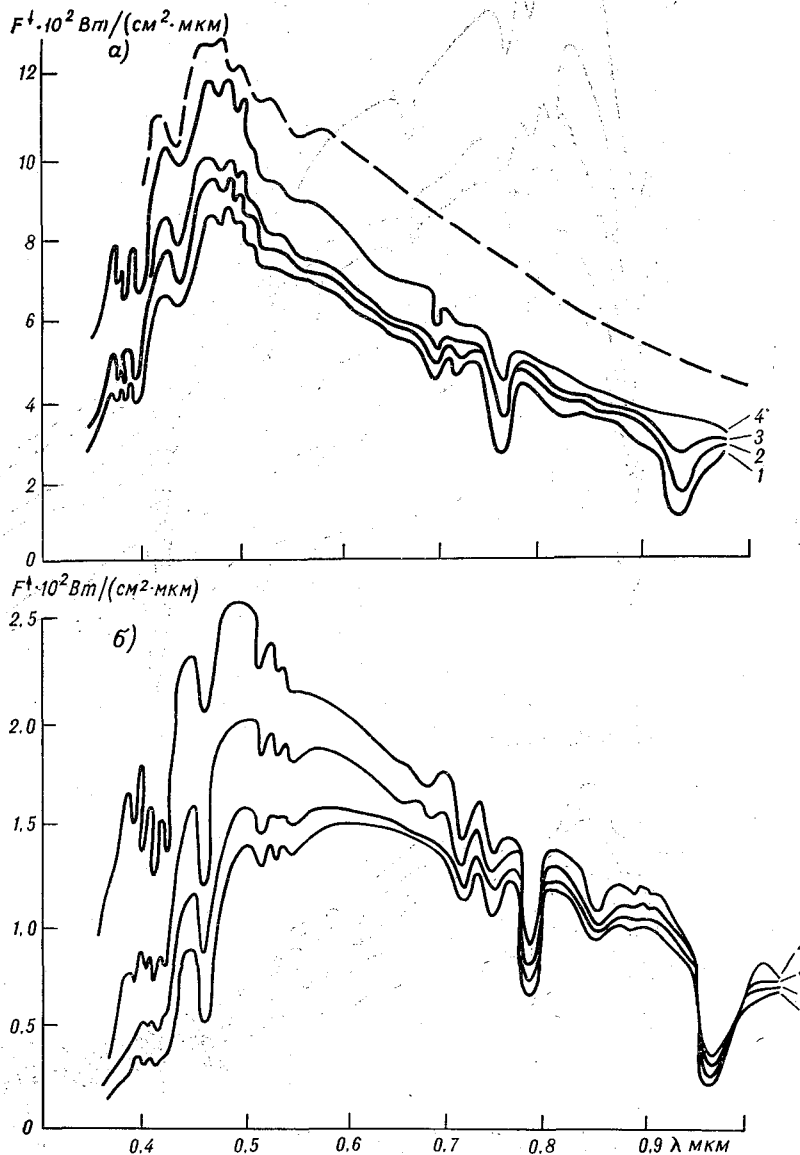


Рис. 3. Нисходящие и восходящие потоки

а, б — над лесом, $z_{\odot} = 54^{\circ}$ на высотах: 300 м (1), 1300 м (2), 2850 м (3), 8400 м (4)

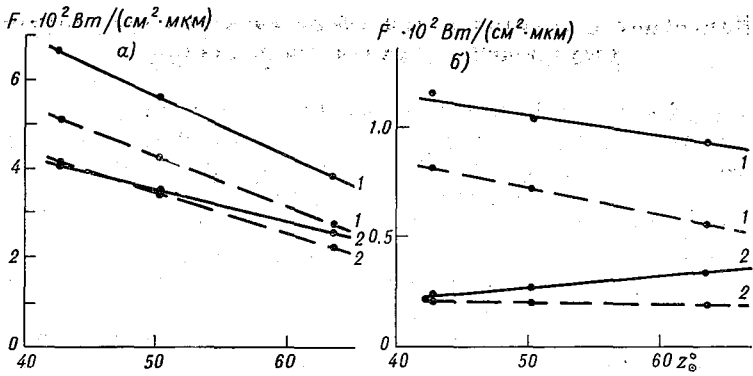
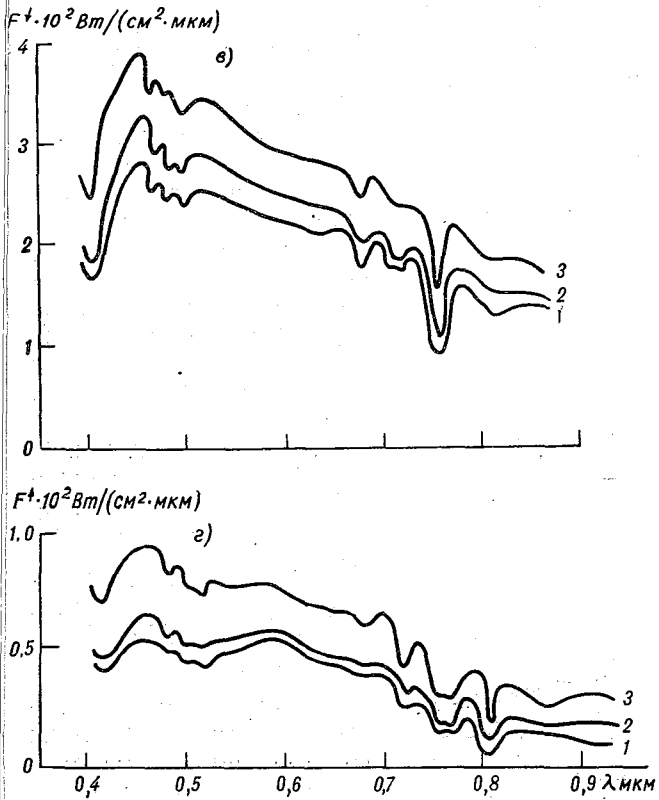


Рис. 2. Зависимость монохроматических потоков нисходящей (а) и восходящей (б) радиации от зенитного расстояния Солнца.
 1) $\lambda = 0,48 \text{ мкм}$, 2) $\lambda = 0,80 \text{ мкм}$; сплошная кривая — $H = 4200 \text{ м}$, пунктирная кривая — $H = 900 \text{ м}$.



радиации на разных уровнях в атмосфере.
 а, б — над водной поверхностью, $z_0 = 63^\circ$ на высотах: 900 м (1), 1900 м (2), 4200 м (3).

3. Изменение с высотой в атмосфере спектральных потоков восходящей и нисходящей радиации

Как видно из рис. 3, спектральные потоки радиации во всем диапазоне длин волн убывают с уменьшением высоты. Убывание особенно заметно в сине-фиолетовой части спектра восходящих потоков. Это приводит к тому, что хорошо выраженный максимум спектрального распределения у $\lambda=0,47$ мкм на высоте $H=8400$ м трансформируется в «плато» с центром у $\lambda=0,62$ мкм на уровне $H=300$ м. Полосы молекулярного поглощения, слабо проявляющиеся в нисходящих потоках радиации на больших высотах в тропосфере, усиливаются с уменьшением высоты. Естественно, на кривых для восходящих потоков полосы поглощения углубляются с увеличением высоты. Результаты наблюдений спектральных потоков радиации представлены в табл. 1.

4. Профиль спектрального радиационного баланса в тропосфере

Относительная нейтральность альбедо песчаной поверхности объясняет монотонное изменение с длиной волны значений B_λ , похожее на распределение энергии в спектре падающего излучения (рис. 4). В случае измерений над водной поверхностью спектральные отражательные свойства воды

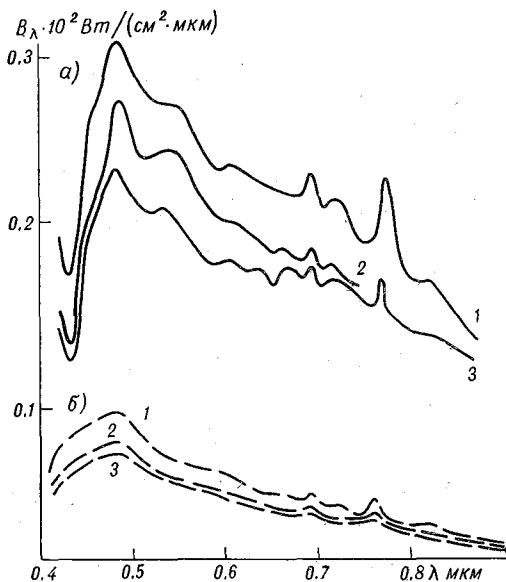


Рис. 4. Спектральный коротковолновый баланс B_λ на разных уровнях в тропосфере.

а — $z_0 = 63^\circ$ на высотах: 4200 м (1), 1800 м (2), 800 м (3), б — $z_0 = 53^\circ$ на высотах: 8400 м (1), 1300 м (2), 300 м (3).

в районе наблюдений обуславливают минимум у $\lambda=0,58$ мкм. На всех кривых в областях молекулярного поглощения наблюдаются максимумы, они, естественно, более четко выражены на верхних уровнях измерений, чем на нижних. Разности приведенных кривых B_λ определяют, очевидно, величину поглощения в соответствующих слоях тропосферы, которое для данного участка спектра определяется в основном аэрозольным поглощением.

В табл. 2 представлены высотные профили спектрального баланса $B_{\lambda_i}(H)$ для набора длин волн, полученные по измерениям над песчаной и водной поверхностями.

Таблица 1

Спектральные потоки нисходящей и восходящей радиации на разных уровнях в тропосфере. 1970 г.

λ	$F^{\downarrow} \cdot 10^4 \text{ Вт}/(\text{см}^2 \cdot \text{мкм})$										$F^{\uparrow} \cdot 10^4 \text{ Вт}/(\text{см}^2 \cdot \text{мкм})$									
	$25 \text{ X } (z_{\odot} = 53^{\circ})$					$4 \text{ VIII } (z_{\odot} = 63^{\circ})$					$25 \text{ X } (z_{\odot} = 53^{\circ})$					$4 \text{ VIII } (z_{\odot} = 63^{\circ})$				
	8400	2830	1300	300	4200	1900	900	4200	2900	900	8400	2850	1300	300	4200	1900	900	4200	2900	900
420	234	162	117	92	48	47	92	81	47	1070	880	800	700	270	200	192	334	284	228	
430	202	119	81	48	42	43	83	69	43	1040	840	770	680	240	180	174	293	262	215	
440	230	163	117	97	52	57	99	92	57	1040	860	770	680	292	234	205	360	310	246	
450	257	193	145	118	53	65	116	112	65	1140	960	860	780	346	260	246	420	354	283	
460	259	200	153	131	55	71	124	114	71	1190	1020	960	860	360	281	262	465	376	321	
470	258	201	158	139	56	78	130	119	78	1220	1030	960	890	384	309	277	476	380	339	
480	252	201	159	142	55	81	127	123	81	1180	990	950	860	394	329	287	465	388	342	
490	235	186	148	132	48	73	116	108	73	1180	990	950	880	356	284	256	436	354	308	
500	235	190	153	137	57	78	121	111	78	1160	1000	930	860	352	297	260	448	343	312	
510	229	190	155	139	47	78	122	109	78	1060	920	860	810	352	283	255	433	354	307	
520	215	179	149	134	45	77	114	105	77	980	840	790	750	328	274	240	395	330	287	
530	217	185	156	142	48	82	121	110	82	980	840	800	780	344	294	256	410	351	299	
540	214	189	158	148	48	85	123	112	85	950	830	800	750	344	292	252	407	328	293	
550	212	187	158	148	52	86	126	123	86	930	800	770	740	338	285	248	400	331	285	
560	210	186	159	149	54	88	126	123	88	910	770	740	740	330	279	244	392	310	277	
570	206	183	158	149	56	87	126	115	87	910	770	740	720	322	272	240	386	318	268	
580	203	181	158	150	59	84	125	115	86	910	770	740	710	315	266	237	378	308	262	
590	200	177	157	149	57	84	125	111	84	870	750	720	700	309	261	235	371	312	256	
600	196	173	157	149	55	83	124	105	83	850	730	710	680	303	256	230	362	292	253	
610	190	170	156	148	49	86	128	112	86	820	700	630	650	299	250	228	352	290	249	
620	184	166	154	148	48	85	125	108	85	790	680	670	630	294	246	225	345	296	244	
630	179	160	149	143	45	81	120	105	81	760	660	645	620	284	241	220	338	307	238	
640	179	163	148	143	46	82	122	101	82	740	630	620	610	284	237	220	330	307	232	
650	175	158	144	142	44	79	120	100	79	730	620	610	590	284	231	214	323	278	227	

H м

		$F^{\uparrow} \cdot 10^4 \text{ БТ} / (\text{см}^2 \cdot \text{МКМ})$						$F^{\downarrow} \cdot 10^4 \text{ БТ} / (\text{см}^2 \cdot \text{МКМ})$													
		$25 \text{ X } (z_{\odot} = 53^{\circ})$		$17 \text{ VI } (z_{\odot} = 63^{\circ})$		$4 \text{ VIII } (z_{\odot} = 63^{\circ})$		$25 \text{ X } (z_{\odot} = 53^{\circ})$		$17 \text{ VI } (z_{\odot} = 63^{\circ})$		$4 \text{ VIII } (z_{\odot} = 63^{\circ})$									
		8400	2830	1300	300	4200	1900	900	8400	2850	1300	300	4200	1900	900	8400	2900	4200	2900	900	
λ	$H \text{ M}$																				
660	170	155	141	139	63	45	40	120	98	80	720	610	600	590	280	230	214	316	310	220	
670	175	159	140	138	66	45	47	121	101	81	710	610	600	590	271	228	220	308	275	216	
680	176	148	134	128	64	37	43	118	98	78	700	610	595	470	275	223	214	299	265	210	
690	138	123	118	111	44	26	30	97	83	66	630	550	510	490	252	192	178	248	219	186	
700	158	142	131	127	53	32	36	104	85	71	640	580	540	520	259	207	198	269	244	188	
710	154	140	131	123	52	21	32	107	88	73	620	570	550	510	262	207	201	273	254	194	
720	134	125	118	107	36	15	19	80	63	57	600	560	530	480	242	178	184	268	210	154	
730	143	133	125	120	30	15	15	82	65	53	610	560	540	520	233	174	182	263	213	158	
740	147	139	129	126	40	23	29	109	90	70	590	560	555	520	234	186	192	258	226	176	
750	125	115	112	107	43	23	32	112	91	77	540	650	490	420	234	184	193	252	228	179	
760	91	81	74	65	41	13	23	75	81	73	450	360	360	280	220	126	179	227	187	137	
770	125	127	15	113	36	13	17	97	57	55	530	490	490	440	198	114	152	192	200	146	
780	140	130	125	121	38	21	26	101	88	71	540	520	505	480	218	165	175	226	198	161	
790	137	125	121	117	36	19	24	97	84	69	530	510	490	470	210	158	170	219	200	158	
800	132	120	127	114	33	17	21	90	72	66	510	490	470	450	204	150	165	208	204	148	
810	121	112	106	106	29	16	19	83	63	61	500	470	450	420	196	139	158	196	196	139	
820	104	97	93	93	27	16	19	77	32	42	490	420	420	390	184	129	149	191	169	115	
830	113	104	101	98	30	16	20	77	42	48	470	420	430	390	184	136	155	189	160	123	
840	120	109	105	102	32	15	21	81	58	54	460	420	440	400	188	140	159	188	158	134	
850	121	113	107	104	33	14	23	82	62	58	450	410	420	400	181	141	158	186	160	136	
860	115	109	103	100	33	13	23	82	67	59	430	400	400	380	175	140	155	181	156	134	
870	121	112	105	101	31	12	21	81	64	58	430	400	395	390	169	139	149	176	146	130	
880	118	110	104	100	30	10	17	79	58	56	425	410	400	380	165	136	144	172	146	125	
890	114	106	100	96	30	10	17	79	58	56	420	400	390	360	165	136	144	172	146	125	

Величина баланса увеличивается с высотой, причем для более коротких длин волн увеличение более значительно.

Таблица 2

Вертикальный профиль спектрального баланса
 $B_{\lambda_i}(H) \cdot 10^4 \text{ Вт}/(\text{см}^2 \cdot \text{мкм})$. 1970 г.

λ	H м					
	900	1900	4200	300	1300	8400
	17 VI			25 X		
0,46	206	216	267	73	79	94
0,54	204	239	266	61	64	74
0,62	174	195	256	49	52	60
0,71	169	178	211	41	43	49
0,80	143	143	180	33	35	37

Представленные результаты вычислений профилей спектрального радиационного баланса в тропосфере были использованы для вычисления спектрального лучистого притока тепла в тропосфере [5].

В заключение автор считает приятным долгом выразить благодарность сотрудникам кафедры физики атмосферы НИФИ ЛГУ А. П. Никифорову, Н. И. Демидовой, П. Ю. Балдину за помощь в проведении наблюдений и обработке экспериментальных данных и О. Б. Васильеву за помощь при анализе результатов наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К. Я. О радиационных факторах общей циркуляции атмосферы.— «Метеорология и гидрология», 1970, № 4, с. 36—41.
2. Михайлов В. В., Войтов В. П. Универсальный спектрофотометр для исследования поля коротковолнового излучения в атмосфере.— «Проблемы физики атмосферы», изд. ЛГУ, 1966, вып. 4, с. 120—129.
3. Васильев О. Б. и др. Методика проведения комплексного радиационного эксперимента.— «Проблемы физики атмосферы», 1971, вып. 9, изд. ЛГУ, с. 23—28.
4. Thekaskaга M. P., Drummond A. J. Proposed Standard Values for the Solar Constant and its Spectral Components. Preprint, May, 1970.
5. Кондратьев К. Я. и др. Спектральные притоки лучистой энергии в тропосфере в диапазоне 0,4—2,4 мкм. Часть II.— См. наст. сборник, с. 12—23.

*К. Я. КОНДРАТЬЕВ, О. Б. ВАСИЛЬЕВ, В. С. ГРИШЕЧКИН,
Л. С. ИВЛЕВ, Л. В. ПОПОВА, М. А. ПРОКОФЬЕВ,
Л. И. ЧАПУРСКИЙ*

СПЕКТРАЛЬНЫЕ ПРИТОКИ ЛУЧИСТОЙ ЭНЕРГИИ В ТРОПОСФЕРЕ В ДИАПАЗОНЕ 0,4—2,4 мкм

Часть I

Методика наблюдений и обработки

Введение

Благодаря развитию методов гидродинамической теории климата и численного моделирования общей циркуляции атмосферы, в последние годы достигнуты весьма существенные успехи в теории климата и численном прогнозе погоды. Применение быстродействующих электронных вычислительных машин делает возможным прогноз погоды на срок до двух недель и более. Однако серьезным затруднением долгосрочных численных прогнозов погоды все еще является отсутствие достаточно ясного понимания закономерностей некоторых основных физических процессов в атмосфере, определяющих погоду и климат. Это в первую очередь относится к энергетике атмосферы, в частности, к проблеме притока тепла.

При численном моделировании общей циркуляции атмосферы используются теоретические схемы учета радиационных факторов, которые содержат много условностей и являются, как правило, сильно приближенными. Использование данных высотных аэростатных радиационных зондирований для проверки теоретических схем учета лучистого притока тепла показало, что одну из главных проблем представляет собой учет поглощения коротковолновой радиации аэрозолями [1, 2]. Принципиально важной особенностью лучистого притока тепла является существенное влияние рассеянной радиации и значительная взаимная компенсация лучистых притоков тепла, обусловленных коротковолновой и длинноволновой радиацией [3]. Именно эти факторы, как правило, не принимаются в должной мере во внимание в схемах учета лучистого притока тепла, используемых при моделировании процессов общей циркуляции

атмосферы. Факт существования «остаточного» (аэрозольного) поглощения был установлен уже давно [4]. Полученные ранее выводы были позднее подтверждены данными высотных актинометрических зондирований [5]. В самое последнее время аналогичные результаты получены на основе самолетных радиационных измерений в рамках программы БОМЭКС [6]. Но, строго говоря, до сих пор оставалась не вполне ясной природа остаточного поглощения. Между тем надежная идентификация поглощения как аэрозольного имеет исключительно важное значение с точки зрения разработки схем учета радиационных факторов при численном моделировании общей циркуляции атмосферы. Известно, что не только оптические свойства, но и распределение концентрации, а также микроструктуры атмосферного аэрозоля по высоте изучены весьма слабо (ясно лишь, что все характеристики аэрозоля очень изменчивы). Данные комплексных измерений основных физических параметров атмосферы (в том числе — аэрозольных) практически отсутствуют. Все это чрезвычайно осложняет задачу учета лучистого притока тепла, оставляя лишь возможность полуэмпирической параметризации, и, тем самым, подчеркивает необходимость экспериментальных исследований с целью получения данных для такого рода параметризации.

Как показали работы, посвященные исследованию влияния хозяйственной деятельности человека на климат [7, 8], аэрозоль несомненно представляет собой важный фактор теплового режима атмосферы. Можно, по-видимому, считать, что в среднем увеличение запыленности свободной атмосферы влечет за собой понижение температуры, поскольку рост содержания аэрозоля обуславливает, как правило, увеличение альбедо Земли.

В связи с отмеченными обстоятельствами в программе Комплексного энергетического эксперимента [9] серьезное внимание было уделено спектральным измерениям потоков коротковолновой радиации в свободной атмосфере, чтобы впервые получить сведения о спектральном распределении лучистого притока тепла в коротковолновой области спектра при наличии комплекса физических характеристик атмосферы, определяющих перенос коротковолновой радиации.

Первый опыт получения экспериментальных данных, необходимых для количественной оценки спектрального лучистого притока тепла, был осуществлен в октябре 1970 г. в период проведения КЭНЭКС [10]. В выполнении программы КЭНЭКС-70 принимал участие самолет-лаборатория ИЛ-18 с комплексом измерительной аппаратуры, предназначенной для измерения вертикальных профилей спектральных потоков коротковолновой радиации в атмосфере (спектрометры К-2), индикатрис яркости подстилающей поверхности и системы «земная поверхность — атмосфера» (спектрометр СПИ-2М), интегральных потоков коротковолновой радиации (пиранометры системы Б. П. Козырева), микрофизических параметров аэрозоля и др. [11].

Одновременно в пустыне проводились измерения спектральной прозрачности всей толщи атмосферы в различных участках спектра:

микрофизических параметров и химического состава аэрозолей у поверхности Земли и др.

В настоящей работе описываются результаты измерений лучистого потока тела в тропосфере, выполненных 25 X 1970 г. в условиях безоблачной атмосферы при наличии значительной дымки. Измерения проводились в районе г. Чарджоу (пустыня Каракум) в 200 км к северо-востоку от Ашхабада, во время быстрого спуска самолета ИЛ-18 с высоты 8400 м до 300 м (11 ч 50 мин—12 ч 20 мин, время московское). Зенитное расстояние Солнца в начале спуска составляло $z_{\odot} = 55^{\circ}$ и за время регистрации спектра изменилось на 2° . Подстилающая поверхность в районе наблюдений представляла собой песок с редкой растительностью. При расчетах потоков восходящего излучения по данным измерений углового распределения яркости с помощью спектрометра СПИ-2М были использованы также результаты измерений, выполненных в другие дни.

1. Методика самолетных измерений спектральных потоков радиации, спектральных яркостей подстилающей поверхности, интегральных потоков радиации и наземных измерений спектральной прозрачности атмосферы

Измерения спектральных потоков радиации. Нисходящие и восходящие потоки коротковолновой радиации измерялись одновременно двумя однотипными дифракционными спектрометрами К-2 с борта самолета-лаборатории ИЛ-18. Спектральный диапазон спектрометров 0,35—0,95 мкм, время сканирования всего участка спектра—10 с, поле зрения— 180° . В качестве приемников монохроматического излучения использовались фотоэлектрические умножители, установленные за выходными щелями полихроматора: ФЭУ-67, ФЭУ-51 и ФЭУ-28 соответственно для областей спектра 0,3—0,4; 0,4—0,7 и 0,7—0,95 мкм. Регистрация осуществлялась на шлейфный осциллограф Н-700. Подробное описание используемой аппаратуры, методики поверки и калибровки можно найти в работах [12, 14]. Укажем лишь, что мультипликативная погрешность составляет 7% для ультрафиолетовой области спектра, 4% для видимой области и 5% для ближней ИК области. Случайная погрешность наблюдений составляет около 1%.

Измерения производились на уровнях 950, 700, 600 и 400 мб. Все наблюдения на «площадках» выполнялись при курсе «Солнце справа», что обеспечивало минимальную погрешность за счет нарушения горизонтальности приемной поверхности на разных эшелонах зондирования. В качестве приемной интегрирующей поверхности использовалось плоскопараллельное молочное стекло МС-13. Лабораторные исследования показали, что до зенитных расстояний $z_{\odot} = 80^{\circ}$ для выбранной приемной поверхности отступления от закона косинуса незначительны.

Измерения спектральной яркости атмосферы и подстилающей поверхности. Спектральная яркость

атмосферы и подстилающей поверхности измерялась с помощью призмного спектрометра СПИ-2М [15]. Спектральный диапазон спектрометра 0,5—2,4 мкм, время сканирования спектра 10 с, поле зрения $0,4^\circ \times 5^\circ$. Для регистрации сигналов использован осциллограф К-12-21. Наведение спектрометра на фотометрируемую точку осуществлялось с помощью поворотной оптической головки, установленной на месте иллюминатора самолета. Применение головки позволило измерять спектральную яркость подстилающей поверхности под различными углами к горизонту, начиная от надира, и спектральную яркость неба — от горизонта до зенита. Изменение азимута точек наблюдений относительно вертикала Солнца осуществлялось переменной курса самолета. Кроме того, регистрировалась спектральная яркость эталонной белой матовой пластины МС-14, установленной вне самолета и освещенной сверху. Измерения яркости эталонной пластины содержат систематическую ошибку за счет того, что часть небосвода экранируется корпусом самолета и пластина дополнительно засвечивается отраженным солнечным светом от фюзеляжа. Случайная погрешность измерений с помощью СПИ-2М составляет 1,5—2,0%.

Измерения яркости матовой пластины и яркости подстилающей поверхности в надире производились одновременно с работой спектрометров К-2 на тех же уровнях в атмосфере при курсе самолета «Солнце справа». Измерения индикатрисы яркости системы «подстилающая поверхность — атмосфера» на разных уровнях в атмосфере осуществлялись в другие дни по специальной программе наблюдений. Эта программа предусматривала измерения яркости для следующего набора углов θ и φ (где θ — угол направления визирования относительно надира, φ — азимут направления визирования относительно солнечного вертикала):

$$\theta = 0, 45, 60, 75, 90^\circ,$$

$$\varphi = 0, 30, 60, 90, 120, 180^\circ.$$

На рис. 1 приведена схема выполнения эксперимента и расчета восходящих потоков радиации по данным измерений углового распределения яркости, указывающая направления измерений в зависимости от углов (θ , φ).

Эта схема иллюстрирует приводимые в дальнейшем вычисления коэффициентов перехода от яркости в надире к потоку радиации из нижней полусферы.

Измерения интегральных потоков коротковолновой радиации. Актинометрические наблюдения производились при помощи пиранометров системы Б. П. Козырева [16]. Восходящие и нисходящие интегральные потоки радиации измерялись на тех же уровнях в атмосфере, что и спектральные потоки, при всех курсах самолета с продолжительностью «площадок» от 3 до 10 мин. Полученные значения осреднялись по «площадке». Случайная погрешность измерений составила 1—2%, погрешность абсолютного значения потока может достигать 8—10%. Более подробно

приборы и методика интегральных актиметрических наблюдений описаны в работе [17].

Измерения спектральной прозрачности всей толщи атмосферы в диапазоне 0,4—0,65 мкм. Для измерения спектральной прозрачности атмосферы использовался прибор, построенный на базе призмного монохроматора УМ-2 [18]. Спектральное разрешение прибора в исследуемом интервале по-

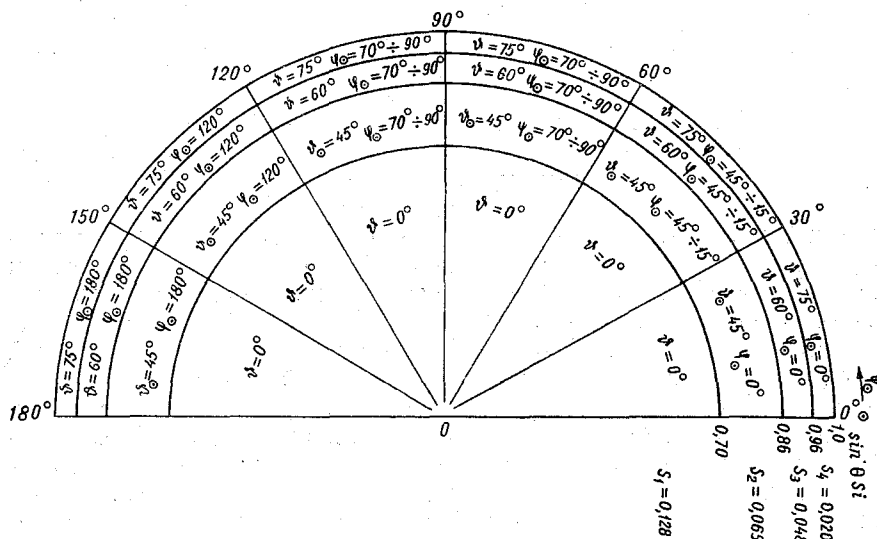


Рис. 1. Схема выполнения эксперимента и расчета восходящих потоков радиации по данным измерений углового распределения яркости.

рядка 1—4 нм, приемником излучения служит фотоумножитель ФЭУ-17А. Спектр Солнца регистрируется с помощью электронного потенциометра ЭПП-09. Обеспечивается фокусировка изображения Солнца на щель монохроматора. Спектральная прозрачность определяется методом Бугера для $\lambda = 4195 \text{ \AA}$ (с контролем оптической устойчивости атмосферы), а затем производится нормировка значений прямой солнечной радиации на других длинах волн к $\lambda = 4195 \text{ \AA}$. Случайная погрешность измерений потока прямой солнечной радиации не превышала 2%. Суммарная ошибка в определении спектральных коэффициентов прозрачности $T_{\lambda, \text{app}}$ составляет не более 10%. Детальное описание аппаратуры и методики указанных измерений можно найти в [18].

2. Определение спектральных коротковолновых (0,35—0,95 мкм) потоков радиации

Процесс редуцирования регистрограмм к нормальному спектру осуществлялся в два этапа с помощью считывающего устройства «Силуэт» и ЭЦВМ [14]. Устройство «Силуэт» преобразует орди-

наты регистрограмм в международный телеграфный код М-2 со значениями от 0 до 200 через единицу (для значений ординат в 100 мм это соответствует точности порядка 0,5 мм). Считывание производится через одинаковые интервалы изменения аргумента, равные примерно 1 нм.

Обработка перфолент производилась на ЭЦВМ «Одра-1024» или «Минск-22». Вначале выполнялась дешифровка перфолент, которая реализовалась в виде таблиц (основной числовой массив): По этим таблицам определялся уровень фона, номера ординат начала и конца спектра (по превышению уровня фона на 5 единиц), номера ординат, соответствующих минимумам полос поглощения в спектрах источника (реперные точки), а также номера ординат, где устройство «Силуэт» по тем или иным причинам давало неверные значения (сбои). Из этой информации, перенесенной на перфоленту, формировался «управляющий массив». На отдельной перфоленте («массив констант») записывались длины волн реперных точек и другие константы.

Программа дальнейшей обработки перфолент включала следующие операции. По известным номерам ординат и длинам волн минимумов поглощения способом наименьших квадратов определялись параметры дисперсионной прямой регистрограммы $\lambda_i = \lambda_0 + dn_i$ (здесь λ_i и n_i — известные длины волн и номера реперных точек, λ_0 и d — константы), а также ошибки вычисления S_{λ_0} и S_d .

Обычно S_{λ_0} оказывалось в пределах 2 нм, а S_d/d — в пределах 0,01. Наличие в памяти машины λ_0 и d позволяет сопоставить номеру любой ординаты соответствующую длину волны. Все ординаты, которые были неверно считаны устройством «Силуэт», отбрасывались и заменялись значениями, полученными параболической интерполяцией от соседних участков кривой.

Окончательно нормальный спектр вычислялся по формуле

$$F_{\lambda} = y_{\lambda}^F \times_{\lambda} \alpha \beta, \quad (1)$$

где y_{λ}^F — ордината на регистрограмме изучаемого источника, $_{\lambda} =$

$\frac{I_{\lambda}^S}{y_{\lambda}^S}$ — цена деления фотометрической шкалы спектрометра

(I_{λ}^S — распределение энергии в спектре стандартного источника, используемого при абсолютной калибровке, y_{λ}^S — ординаты регистро-

грамм стандартного источника), $\alpha = \frac{y_e^0}{y_e}$ — множитель, учитываю-

щий временную изменчивость чувствительности спектрометра (y_e^0 — ордината регистрограммы эталонного источника в момент абсолютной калибровки прибора, y_e — ордината регистрограммы эталонного источника при измерениях потоков радиации), β — множитель, учитывающий изменение масштаба записи устройством «Силуэт» при абсолютной калибровке прибора и при измерениях потоков

радиации. Результаты обработки выводятся на печать в виде таблицы и графика, а также на перфоленту.

Полученные 25 X 1970 г. спектральные восходящие потоки радиации, нисходящие потоки радиации и кривая внеатмосферного распределения энергии в спектре солнечного излучения приведены в [19]. Рассмотрение этих кривых показывает, что спектральные потоки радиации во всем диапазоне длин волн убывают с уменьшением высоты. Полосы молекулярного поглощения наиболее слабо проявляются в нисходящих потоках радиации на больших высотах в тропосфере, усиливаясь с уменьшением высоты. Естественно, что на кривых для восходящих потоков полосы поглощения углубляются с увеличением высоты.

3. Вычисление спектральных потоков радиации в интервале 0,5—2,4 мкм

Спектральные нисходящие и восходящие потоки радиации в красной и ближней ИК области спектра вычислялись по измеренным значениям спектральной яркости эталонной ортотропной пластины, освещенной сверху Солнцем, и угловой зависимости подстилающей поверхности.

Для расчета нисходящего потока радиации F_{λ}^{\downarrow} на высоте H в атмосфере использовалось выражение

$$F_{\lambda}^{\downarrow}(H) = m \frac{B_{\lambda}^e(H) \pi}{r_{\lambda}^e}, \quad (2)$$

где $B_{\lambda}^e(H)$ — спектральная яркость эталонной ортотропной пластины на высоте H в атмосфере, r_{λ}^e — спектральный коэффициент яркости эталонной ортотропной пластины, m — коэффициент, учитывающий влияние корпуса самолета на величину измеренного значения B_{λ}^e .

Величина m находилась путем сравнения рассчитанной величины потока F_{λ}^{\downarrow} со значением аналогичного потока, полученным с помощью спектрометра К-2 на перекрывающемся участке спектра.

Для вычисления восходящего потока радиации использовано выражение

$$F_{\lambda}^{\uparrow}(H) = \int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} B_{\lambda}(H; \vartheta, \varphi) \cos \vartheta \sin \vartheta d\vartheta d\varphi, \quad (3)$$

где $B_{\lambda}(H, \vartheta, \varphi)$ — спектральная яркость подстилающей поверхности в направлении (ϑ, φ) на высоте H в атмосфере.

Измерения B_{λ} на каждой «площадке» выполнялись для определенного набора (ϑ, φ) с постоянным шагом по азимуту $\Delta\varphi$. Поэтому интегрирование по формуле (3) заменялось суммированием, для

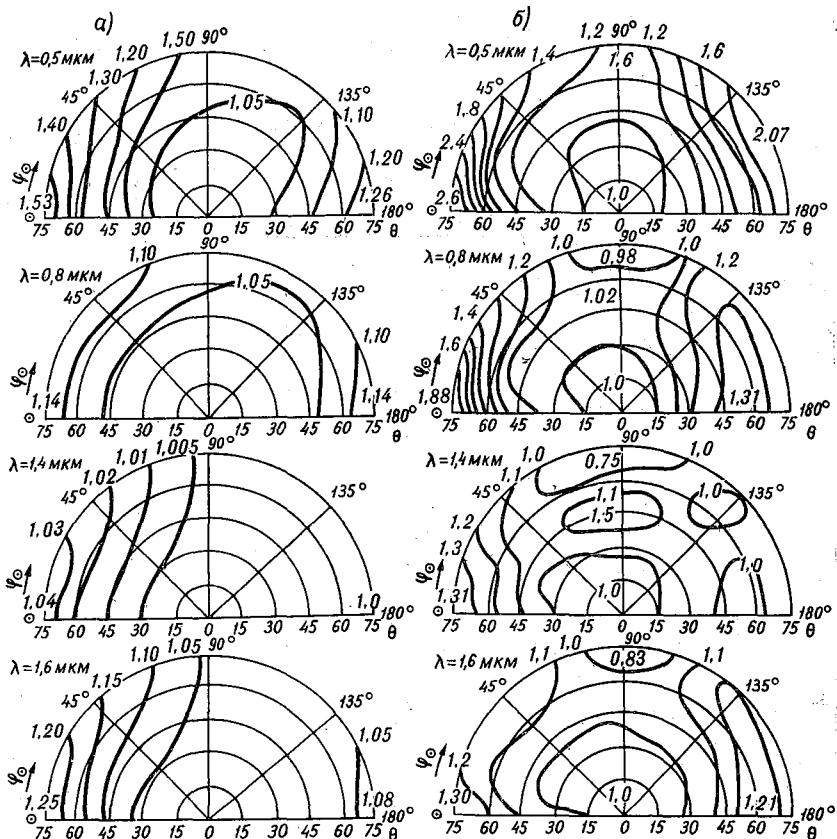


Рис. 2. Средние спектральные изофоты яркости системы «подстилающая поверхность — атмосфера» в районе проведения КЭНЭКС-70 на высоте 300 м (а) и 8400 м (б).

чего был оценен вклад S_i каждого из участков нижней полусферы в поток радиации по формуле

$$S_i = \int_{\vartheta_i}^{\Delta\vartheta} \int_0^{\Delta\varphi} \cos \varphi \sin \vartheta \, d\vartheta \, d\varphi. \quad (4)$$

Для выбранной геометрии эксперимента величина S_i практически вычислялась по формуле

$$S_i = (\sin \vartheta_{i+1} - \sin \vartheta_i) \frac{\pi}{12}. \quad (5)$$

Значения S_i для различных направлений измерений показаны на рис. 2. Восходящий поток радиации на высоте H в атмосфере

$F_{\lambda}^{\uparrow}(H)$ определялся через яркость надира $B_{\lambda}(H, \vartheta=0, \varphi=0) = B_{\lambda}^0(H)$ по формуле

$$F_{\lambda}^{\uparrow}(H) = K_{\lambda}(H) B_{\lambda}^0(H), \quad (6)$$

где величина $K_{\lambda}(H)$ учитывает индикатрису яркости подстилающей поверхности и слоя атмосферы на высоте H

$$K_{\lambda}(H) = \sum_{i=1}^4 \sum_{j=1}^6 \frac{B_{\lambda}(H_i, \vartheta_i, \varphi_j)}{B_{\lambda}^0(H)} S_{i,j}. \quad (7)$$

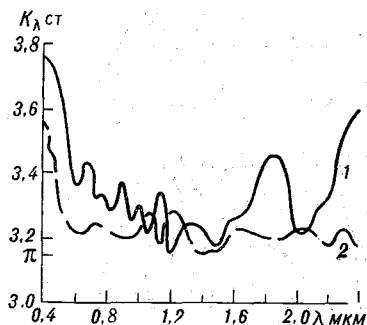


Рис. 3. Средние коэффициенты $K(H)$ для расчета спектрального потока из полусферы по данным измерений яркости в надире.

1) $H=8400$ м, 2) $H=300$ м.

Рассмотрение рис. 3 показывает, что значения $K_{\lambda}(H)$ в среднем убывают с увеличением длины волны до 1,5 мкм и с уменьшением высоты в атмосфере, т. е. подстилающая поверхность более ортотропна, чем система «подстилающая поверхность — атмосфера». В спектральном ходе $K_{\lambda}(H)$ имеются максимумы, которые могут быть объяснены наличием на соответствующих длинах волн полос молекулярного поглощения.

яснены наличием на соответствующих длинах волн полос молекулярного поглощения.

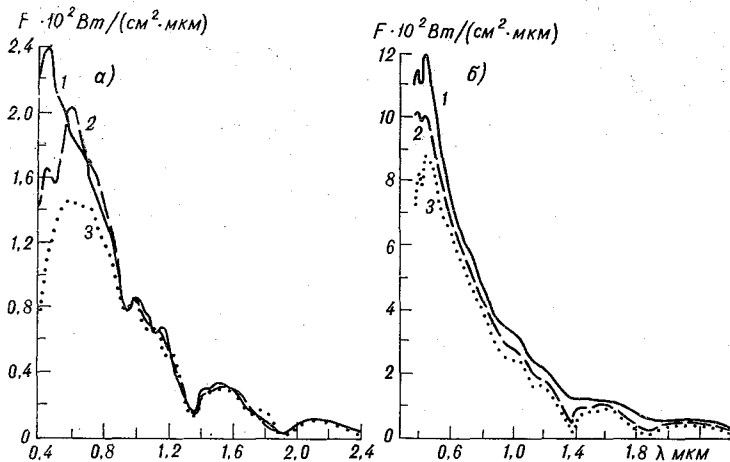


Рис. 4. Спектральные потоки восходящей (а) и нисходящей (б) радиации, вычисленные по данным измерений при помощи спектрометра СПИ-2М.

1) $H=8400$ м; 2) $H=2850$ м, 3) $H=300$ м.

На рис. 4 а показаны вычисленные значения восходящих спектральных потоков радиации, а на рис. 4 б — нисходящих потоков. Из рис. 4 видно, что, так же как и в случае данных, полученных с помощью спектрометра К-2, в атмосфере с увеличением высоты возра-

стают как нисходящие, так и восходящие потоки радиации. Глубина молекулярных полос поглощения на кривых спектрального распределения увеличивается с уменьшением высоты в случае нисходящих потоков и возрастает с высотой в случае восходящих потоков. Вне молекулярных полос поглощения различия в потоках радиации на разных уровнях в атмосфере существенно уменьшаются при увеличении длины волны.

4. Интегральные потоки радиации (0,3—3,0 мкм)

Известно, что основная трудность обработки результатов актинометрических наблюдений связана с необходимостью приведения данных к единому моменту времени, поскольку только после этого можно найти радиационный баланс и лучистый приток тепла к слою.

Обработка данных с целью получения радиационного баланса, притоков тепла и скорости радиационного нагревания атмосферы велась по методике, предложенной ранее [20]. При этом первоначально использовалась линейная интерполяция по \sqrt{m} , где m — атмосферная масса, как и предлагается в работе [20]. Более правильно, однако, находить для каждого дня и каждой высоты коэффициенты a и b , а по ним уже осуществлять приведение результатов к единому моменту времени, пользуясь предложенной в [20] формой

$$\frac{F^\downarrow}{S_0 \sin h_\odot} = a - b \sqrt{m_H}, \quad (8)$$

где F^\downarrow — нисходящий поток коротковолновой радиации, S_0 — солнечная постоянная, h_\odot — высота Солнца; m_H — атмосферная масса для уровня H , определяемая по формуле

$$m_H = m_0 \frac{p_H}{p_0}. \quad (9)$$

Из формулы (8) ясно, что $a = 1$, так как это соответствует требованию, чтобы на верхней границе атмосферы $F^\downarrow = S_0 \sin h_\odot$. Для b получаем формулу

$$b = \frac{S_0 \sin h_\odot - F^\downarrow}{S_0 \sqrt{m_0}} \sqrt{\frac{p_0}{p_H}}. \quad (10)$$

Найдя коэффициент b , для каждого уровня по результатам измерений F^\downarrow для выбранного дня можно с помощью (8) решить обратную задачу — привести величину потока F^\downarrow к единому, заранее выбранному моменту времени.

Поскольку на уровне земной поверхности $F^\dagger = AF^\ddagger$ (где F^\dagger — поток отраженной радиации, A — альбедо), ясно, что сказанное верно и для F^\dagger при условии $A = \text{const}$. Известно, что A значительно изменяется лишь при низком Солнце. Поэтому будем считать, что мы имеем право использовать описанную методику и для приведения F^\dagger , так как измерения велись преимущественно при высоком Солнце; вблизи полдня.

Результаты определения спектральных и интегральных притоков лучистой энергии в тропосфере в диапазоне 0,4—2,4 мкм, полученные по описанной выше методике, приведены в работе [21].

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К. Я., Вулис И. Л., Никольский Г. А. Об учете радиационных факторов при моделировании процессов общей циркуляции атмосферы.— «Метеорология и гидрология», 1969, № 7, с. 10—16.
2. Кондратьев К. Я. и др. О схеме расчета потоков коротковолновой радиации в атмосфере.— «Метеорология и гидрология», 1970, № 11.
3. Кондратьев К. Я. О радиационных факторах общей циркуляции атмосферы.— «Метеорология и гидрология», 1970, № 4, с. 36—41.
4. Кастров В. Г. Измерение поглощения солнечной радиации в свободной атмосфере.— «Труды ЦАО», 1952, вып. 8, с. 3—27.
5. Kondratyev K. Ya., Nikolsky G. A. Direct solar radiation and aerosol structure of the atmosphere from balloon measurement in the period of IASU. Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institut, Meddelanden, serb. 1968, No. 28.
6. Cox S. K. et al. Measurements of absorbed shortwave energy in a tropical atmosphere. BOMEX Bulletin, July, 1971, No. 10.
7. Mitchell I. M., Jr. The effect of atmospheric aerosol on climate with special reference to surface temperature. NOAA Techn. Memo. EDS 18, Silver Spring, Md. Nov. 1970.
8. Landsberg H. E. Man-made climatic changes. Symposium on Physical and Dynamic Climatology. Leningrad, Aug., 1971.
9. Кондратьев К. Я. и др. Комплексный энергетический эксперимент (КЭНЭКС).— «Метеорология и гидрология», 1970, № 11, с. 51—57.
10. Кондратьев К. Я., Васильев О. Б., Гришечкин В. С. О спектральном распределении лучистого притока тепла в атмосфере.— «ДАН СССР», 1971, т. 198, № 5, с. 1070—1071.
11. Кондратьев К. Я. и др. Предварительные результаты первой экспедиции по программе Комплексного энергетического эксперимента (КЭНЭКС-70).— «Метеорология и гидрология», 1971, № 6, с. 48—56.
12. Михайлов В. В., Войтов В. П. Универсальный спектрометр для исследования поля коротковолнового излучения в атмосфере.— «Проблемы физики атмосферы», Изд. ЛГУ, 1966, вып. 4, с. 120—128.
13. Михайлов В. В., Войтов В. П. Усовершенствованная модель универсального излучения в атмосфере.— «Проблемы физики атмосферы», 1969, вып. 7, с. 175—181.
14. Васильев О. Б. и др. Методика проведения комплексного радиационного эксперимента.— «Проблемы физики атмосферы», Изд. ЛГУ, 1971, вып. 9, с. 23—28.
15. Чапурский Л. И. и др. Спектральная яркость облаков и объектов ландшафта в видимом и близком инфракрасном участке спектра.— «Труды ГГО», 1968, вып. 221, с. 185—197.

16. Козырев Б. П. Актинометрия и оптика атмосферы. Таллин, «Валгус», 1968, с. 175—188.
17. Прокофьев М. А., Тер-Маркарянц Н. Е. Актинометрические измерения в свободной атмосфере в экспедиции КЭНЭКС-70.— «Труды ГГО», 1971, вып. 276, с. 43—61.
18. Даева Л. В. К вопросу об определении спектральных коэффициентов прозрачности реальной замутненной атмосферы в области спектра 0,4—1 мкм. Актинометрия и оптика атмосферы. М., «Наука», 1964. с. 194—202.
19. Гришечкин В. С. Спектральные восходящие и нисходящие потоки радиации в тропосфере.— См. наст. сборник, с. 3—11.
20. Фарапонова Г. П., Кастров В. Г. Актинометрические наблюдения в нижней тропосфере над Кызылкумами.— «Труды ЦАО», 1954, вып. 13, с. 27—37.
21. Кондратьев К. Я. и др. Спектральные притоки лучистой энергии в тропосфере в диапазоне 0,4—2,4 мкм. Часть II. Результаты наблюдений.— См. наст. сборник, с. 24—35.

*К. Я. КОНДРАТЬЕВ, О. Б. ВАСИЛЬЕВ, В. С. ГРИШЕЧКИН,
Л. С. ИВЛЕВ, Л. В. ПОПОВА, М. А. ПРОКОФЬЕВ,
Л. И. ЧАПУРСКИЙ*

СПЕКТРАЛЬНЫЕ ПРИТОКИ ЛУЧИСТОЙ ЭНЕРГИИ В ТРОПОСФЕРЕ В ДИАПАЗОНЕ 0,4—2,4 мкм

Часть II

Результаты наблюдений

В первой части настоящей работы была изложена методика проведения наблюдений и обработки их результатов, использованная для получения данных о спектральных и интегральных притоках лучистой энергии в тропосфере в экспедиции КЭНЭКС-70.

Для оценки притока лучистой энергии, обусловленного аэрозольным поглощением, с помощью этих данных были привлечены также результаты наземных и самолетных аэрозольных измерений, которые, как указано в первой части работы, выполнялись в ходе программы КЭНЭКС параллельно с радиационными наблюдениями.

5. Приток лучистой энергии в тропосфере, обусловленный поглощением радиации аэрозолями (0,35—0,95 мкм); сопоставление его с аэрозольным ослаблением и микрофизическими параметрами аэрозоля

На рис. 1 а изображены кривые спектрального баланса коротковолновой радиации на высотах 8400 и 300 м, полученные по данным для 25 X 1970 г. Естественно, что спектральный баланс на высоте 8400 м оказался выше, чем на уровне 300 м. На обеих высотах ход спектрального баланса коротковолновой радиации подобен распределению энергии в спектре Солнца, что обусловлено относительной нейтральностью альbedo подстилающей поверхности. В областях молекулярного поглощения наблюдаются максимумы баланса, причем они значительно более четко выражены на высоте 8400 м, чем на высоте 300 м.

Разность балансов определяет спектральный лучистый приток тепла в слое 300—8400 м (рис. 1 б). В рассматриваемой области спектра приток тепла обусловлен в основном поглощением радиа-

ции аэрозолем. В тех интервалах длин волн, где имеет место молекулярное поглощение, наблюдаются резкие максимумы.

Как уже указывалось выше, в программу работ КЭНЭКСа входили исследования спектральной прозрачности атмосферы, осо-

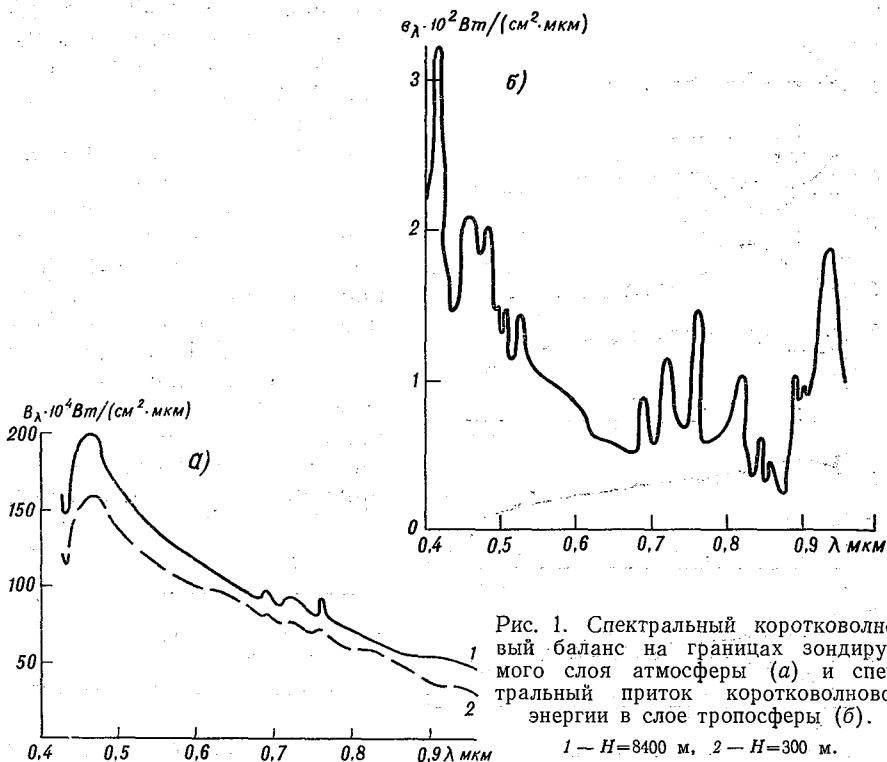


Рис. 1. Спектральный коротковолновый баланс на границах зондируемого слоя атмосферы (а) и спектральный приток коротковолновой энергии в слое тропосферы (б).

1 — $H=8400$ м, 2 — $H=300$ м.

бенно селективности аэрозольной компоненты прозрачности и ее временных вариаций.

После исключения влияния молекулярного рассеяния [1] получаем аэрозольную оптическую толщину, обусловленную рассеянием $\tau_{\lambda as}$ и поглощением $\tau_{\lambda aa}$

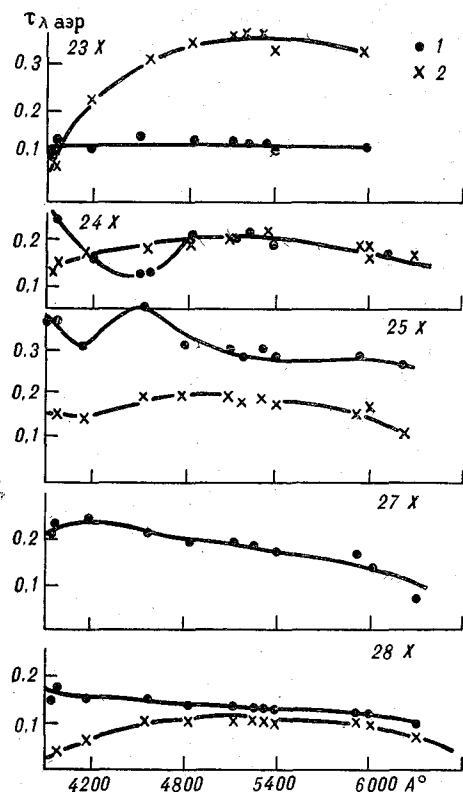
$$\tau_{\lambda a} = \tau_{\lambda as} + \tau_{\lambda aa}. \quad (1)$$

При исследовании дневного хода спектральной прозрачности в течение пяти дней (23 X—28 X 1970 г.) были обнаружены следующие особенности изменчивости аэрозольной компоненты ослабления в районе наблюдений.

Дополуденные кривые спектрального хода прозрачности отличаются от послеполуденных (рис. 2) тем, что в области 0,39—0,42 мкм оптическая толщина аэрозоля, как правило, понижена по сравнению с остальным участком спектра на 30—40%.

После полудня, когда имеет место развитая конвекция, спектральный ход аэрозольного ослабления изменяется качественно,

повторяя общую тенденцию спектральной зависимости мнимой части показателя преломления гематита Fe_2O_3 (рис. 3). Четко заметен



максимум или рост ослабления в коротковолновом интервале (0,39—0,42 мкм) в послеполуденные часы 24, 25, 27 и 28 октября (см. рис. 2). Сопоставление осредненной совокупности рассматриваемых данных по аэрозольному ослаблению и поглощению с величинами комплексной части показателя преломления Fe_2O_3 (см. рис. 3) позволяет сделать предположение о преобладании в атмосфере пустыни аэрозоля, состоящего из гематита. Этот вывод подтверждается и химическим анализом аэрозольных проб в приземном слое атмосферы.

Рис. 2. Дневной ход спектральной прозрачности атмосферы. Репетек.

1 — до полудня, 2 — после полудня.

Рассмотрим теперь результаты оценки вкладов поглощения и рассеяния в аэрозольное ослабление. В табл. 1 приведены сглажен-

Таблица 1

λ Å	$\frac{P_{\lambda a}}{\bar{P}_{\lambda a}}$	$\omega_{\lambda a} \%$	$\tilde{\omega}_{\lambda a a}^* \%$	$\tilde{\omega}_{\lambda a s}^* \%$	$\tau_{\lambda a \text{ эр. погл.}} / \tau_{\lambda a \text{ эр. осл}}$		
					наблюдения 25 X	песок	угольный шлак
3912 } 3956 }	1,0 } 1,3 }	60 } 48 }	19	32	0,30	0,10	0,31
4195 } 4575 }	1,1 } 1,3 }	43 } 51 }					
4837 } 5115 }	1,1 } 1,0 }	43 } 41 }	12	33	0,22	0,13	0,33
5240 } 5320 }	0,9 } 1,0 }	40 } 42 }	9	31	0,19	—	—
5360 } 5950 }	0,9 } 1,0 }	39 } 41 }	9	31	0,19	0,13	0,30
6000 } 6290 }	1,0 } 1,1 }	38 } 39 }					
			5	34	0,10	0,08	0,26

ные значения соответствующих величин:

$$\omega_{\lambda a} = (1 - T_{\lambda a}) \cdot 100\%, \quad (2)$$

здесь $T_{\lambda a} = e^{-\tau_{\lambda a}}$ — коэффициент спектральной прозрачности, используемый для расчета функций ослабления, причем

$$\omega_{\lambda a} = \omega_{\lambda aa} + \omega_{\lambda as} \quad (3)$$

(членом $-\omega_{\lambda aa} \cdot \omega_{\lambda as}$ в правой части пренебрегаем ввиду его малости).

Так как поглощение аэрозолем получено из измерений потоков радиации на границах слоя, а ослабление из наблюдений прямой

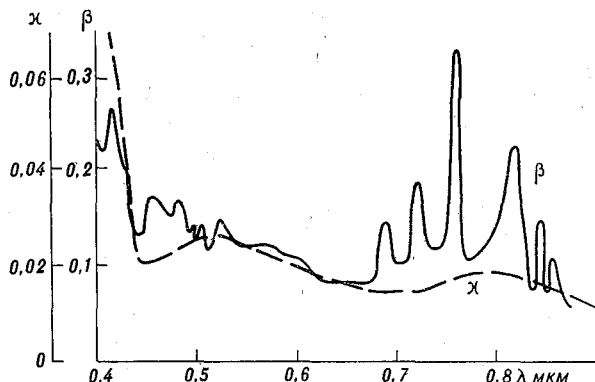


Рис. 3. Относительный спектральный приток тепла β'_λ и спектральная зависимость мнимой части показателя преломления гематита κ_λ .

солнечной радиации, для сопоставления результатов указанных наблюдений полученные аэрозольные притоки лучистой энергии должны быть уменьшены на некоторый множитель, приблизительно равный (в предположении диффузности отражения песком и др.)

$1 + A_\lambda T_\lambda \frac{M(\bar{z})}{M(z_\odot)}$, где $A_\lambda T_\lambda \frac{M(\bar{z})}{M(z_\odot)}$ приблизительно учитывает приток энергии за счет поглощения потока, идущего от нижней границы слоя.

Таким образом, для сопоставления с полученными данными по общему аэрозольному ослаблению прямой радиации должна использоваться величина, примерно равная

$$\omega_{\lambda aa}^* = \frac{\omega_{\lambda aa}}{1 + A_\lambda T_\lambda \frac{M(\bar{z})}{M(z_\odot)}}. \quad (4)$$

Чистое рассеяние на аэрозоле $\omega_{\lambda as}$ близко к нейтральному, что свидетельствует о том, что аэрозольные частицы были сравнительно крупными. Отношение доли поглощения к общему ослаблению сопоставляется в табл. 1 с аналогичными данными для песка и

угольного шлака, причем наблюдается хорошее качественное согласие с данными работ [2, 3]. В течение пяти дней наблюдений с 23 по 28 X 1970 г. спектральная прозрачность атмосферы ото дня ко дню во всем видимом диапазоне спектра менялась мало (на 10—20%). Сравнивая по абсолютной величине спектральные коэффициенты прозрачности 25 X 1970 г. и средние за пять дней коэффициенты для района ст. Репетек (2-я графа табл. 1) и кривые на рис. 2, можно заметить, что 25 X отмечалась повышенная замутненность атмосферы, особенно в послеполуденное время, когда визуально с самолета была отмечена сильная дымка.

Одновременное осуществление не только спектральных измерений, но и микрофизических исследований характеристик атмосферного аэрозоля позволяет охарактеризовать природу поглощающего коротковолновую радиацию аэрозоля. Сравнение наблюдаемого спектрального хода функций поглощения атмосферы с оптическими константами кварцитов, гематита, лимонита, серы, сажи и хлорофилла показывает, что наибольшее сходство спектрального хода относительных функций поглощения

$$\beta_{\lambda} = \frac{b_{\lambda, H_2} - b_{\lambda, H_1}}{F_{\lambda, H_1}^*} \cdot 100\%$$

со спектральным ходом мнимой части показателя преломления отмечается для гематита — окиси железа (см. рис. 3). Химический анализ аэрозольных проб, взятых в районе Репетёка 25 X обнаруживает достаточно высокое содержание железа: в пересчете на окись железа до 20—30% от общей массы сухого аэрозоля (табл. 2). При этом необходимо отметить, что наблюдается увеличение содержания железа в аэрозоле приземного слоя после дождя (19 X 1970 г.). Этот факт, обнаруженный ранее по данным измерений в г. Рьльске [4], может быть объяснен только наличием в тропосфере поглощающих радиацию пылевых слоев из частиц гематита или лимонита с преобладающим радиусом около 0,3—0,5 мкм.

Таблица 2

Содержание различных химических элементов в аэрозоле приземного слоя (мкг/м³). Репетек, 25 X 1970 г.

Содержание	Si	Ca	Fe	Mg	Al	Ni	Cr	Pb	Mn	Cu
Среднее	13,5	7,2	5,0	2,8	0,9	0,35	0,3	0,3	0,05	0,0
Минимальное . . .	12,0	6,5	3,0	0,7	0,6	0,3	0,2	0,2	0,03	0,0
Максимальное . .	15,0	7,8	7,0	5,0	1,2	0,4	0,4	0,4	0,07	0,0

Величины счетной концентрации аэрозольных частиц и их распределение по размерам для 25 X 1970 г. приведены в табл. 3 [5]. Расчеты показывают, что аэрозольное поглощение радиации с длиной волны 0,4 мкм атмосферным слоем 0,3—8,4 км достигает до

Распределение частиц по размерам и счетная концентрация по высотам для 25 X 1970 г. (дневной полет)

H м	C см ⁻³	r мкм				
		< 0,25	0,25—0,30	0,30—0,6	0,6—1,2	> 1,2
0	200	0,70	0,14	0,08	0,045	0,035
300	43	0,63	0,19	0,17	0,023	0,04
1300	18	0,60	0,24	0,14	0,014	0,02
2850	5	0,57	0,09	0,16	0,010	0,01
5500	1	0,65	0,22	0,13	0,010	0,005
8000	0,5	0,62	0,19	0,18	0,009	0,002

15—20%, если аэрозоль состоит на 10—15% из частиц гематита и других соединений трехвалентного железа. Некоторая доля поглощения коротковолновой радиации может быть также обусловлена присутствием в атмосфере мельчайших частиц сильно поглощающей сажи, а также частиц органического происхождения, имеющих сильные полосы поглощения в области длин волн 0,45 и 0,68 мкм.

Предложенное выше объяснение спектральной зависимости лучистого притока тепла в атмосфере влиянием поглощения, обусловленного в основном гематитом — лимонитом, требует дальнейших экспериментальных подтверждений.

6. Лучистый приток тепла в тропосфере; обусловленный молекулярным поглощением в интервале 0,5—2,4 мкм

Лучистый приток тепла в тропосфере для интервала 0,5—2,4 мкм, обусловленный молекулярным поглощением, был определен путем обработки данных наблюдений при помощи спектрометра СПИ-2М. Из рис. 4 а, б видно, что молекулярное поглощение становится существенным и преобладающим на длинах волн, превосходящих 0,75—0,85 мкм, т. е. в ближней ИК области спектра. Несмотря на то что спектральная разрешающая способность спектрометра СПИ-2М существенно хуже, чем у спектрометра К-2, полученные кривые спектрального лучистого притока тепла отчетливо отображают полосы молекулярного поглощения воды около 0,76; 0,94; 1,4 и 1,8 мкм, начало контура полос $H_2O - CO_2$ у $\lambda = 2,7$ мкм и др.

Упомянутые полосы молекулярного поглощения хорошо проявляются в данных о притоке тепла для слоя 300—8400 м, но значительно менее отчетливо видны для слоя 300—2850 м, так как в последнем случае точность измерений находится на пределе возможности обнаружения этих полос.

Используя данные о величинах минимумов пропускания в полосах воды, можно приближенно оценить эффективную массу

водяного пара в слое 300—8400 м. Как следует из рис. 4 б, вблизи длин волн 1,1; 1,4 и 1,9 мкм поглощение составляет 24, 57 и 76%. Согласно данным работы [1], это соответствует поглощению слоем осажденного водяного пара толщиной около 0,5 см. Расчеты ко-

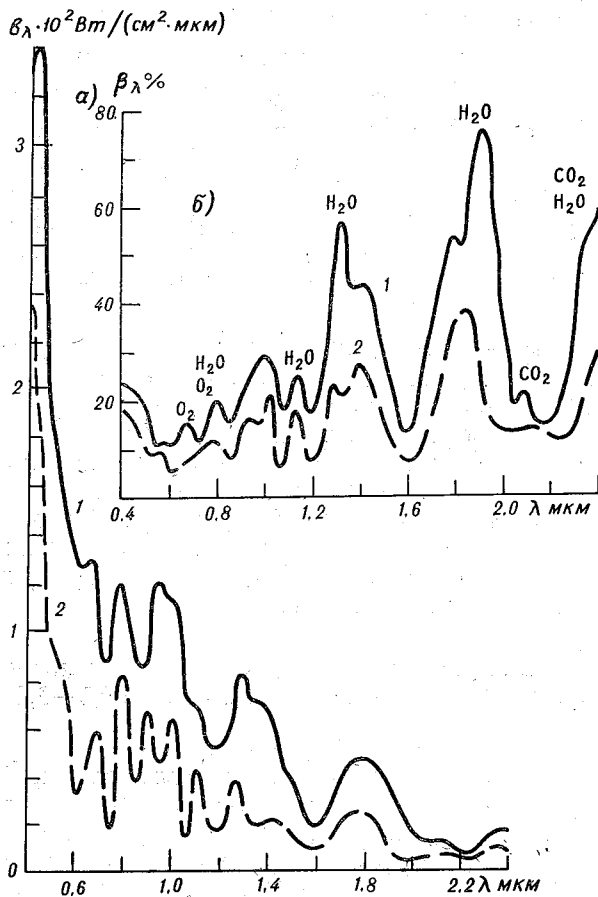


Рис. 4. Абсолютные (а) и относительные (б) спектральные лучистые притоки тепла по данным измерений при помощи спектрометра СПИ-2М.

1 — в слое 8400—300 м, 2 — в слое 2850—300 м.

личества водяного пара в рассматриваемом слое атмосферы, выполненные по данным радиозондирования в пунктах Ташауз и Чарджоу, дали величины 0,5 и 0,9 см ос. воды соответственно. С учетом ветра на высотах можно предположить, что над Репетеком, расположенным примерно посредине между указанными пунктами, количество осажденной воды составляет величину порядка 0,7 см.

Возможное отклонение в сторону занижения спектроскопических данных по влагосодержанию от данных, полученных по мате-

риалам радиозондов, может быть объяснено влиянием на профиль исследуемых полос аппаратной функции прибора.

Общий ход спектрального притока тепла в слое 300—8400 м по измерениям СПИ-2М находится в хорошем согласии с данными,

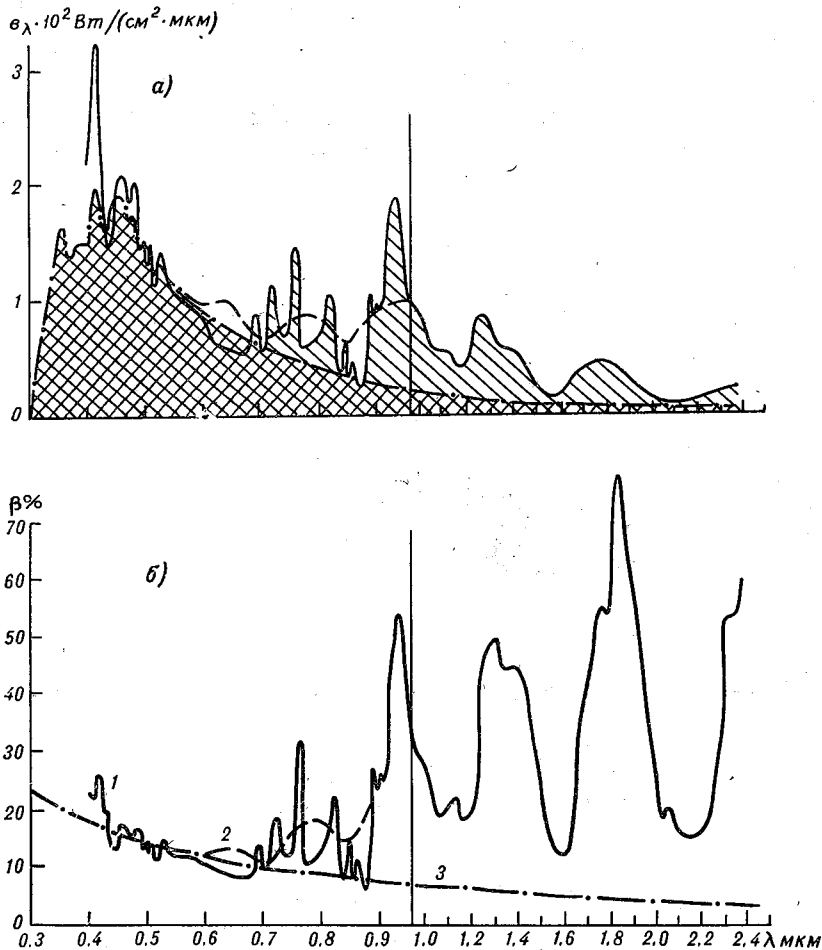


Рис. 5. Абсолютный (а) и относительный (б) спектральный приток тепла в слое тропосферы 300—8400 м.

1 — наблюдаемое значение относительного лучистого притока тепла по данным К-2,
2 — относительный спектральный приток тепла по данным спектрометра СПИ-2М,
3 — спектральный ход аэрозольного поглощения, аппроксимированный зависимостью λ^{-1} .

полученными с помощью К-2 (в пределах возможных ошибок наблюдений). Суммарное поглощение в слое 300—2850 м составляет около 41% от суммарного поглощения в слое 300—8400 м, а по данным актинометрических измерений (см. табл. 1 из [7]) эта величина равна 52%, что также можно считать хорошим согласием, если учесть возможные ошибки измерений.

7. Интегральный коротковолновый приток лучистой энергии в тропосфере

Обработка данных наблюдений за 25 X 1970 г. по схеме, изложенной в работе [7], дала результаты, приведенные в табл. 4.

Здесь H — высота в атмосфере, $F^{\uparrow*}$ и $F^{\downarrow*}$ — соответственно восходящий и нисходящий потоки радиации, B^* — баланс лучистой энергии (звездочкой обозначены величины, приведенные к единому моменту времени), $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{рад}}$ — скорость радиационного нагревания атмосферы.

Таблица 4

Результаты актинометрических измерений 25 X 1970 г.

H м	$F^{\downarrow*}$ кал/(см ² · мин)	$F^{\uparrow*}$ кал/(см ² · мин)	$B^* = F^{\downarrow*} - F^{\uparrow*}$ кал/(см ² · мин)	$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{рад}}$ °/ч
300	1,009	0,265	0,734	0,080
1300	1,015	0,254	0,761	0,126
2850	1,096	0,257	0,839	0,083
5500	1,168	0,262	0,906	0,056
8000	1,206	0,268	0,938	

Примечание. 1 кал=4,1868 Дж.

Для всего слоя 300—8400 м интегральный лучистый приток тепла (0,3—3,0 мкм) составляет 0,204 кал/(см² · мин). Интегральный лучистый приток, рассчитанный по данным СПИ-2М для участка 0,4—2,5 мкм, составил 0,213 кал/(см² · мин).

8. Спектральный лучистый приток тепла в тропосфере в диапазоне длин волн 0,4—2,4 мкм

Осуществление одновременных измерений спектральных потоков радиации спектрометром К-2 и спектральных яркостей подстилающей поверхности и эталонной пластины спектрометром СПИ-2М при наличии перекрывающегося участка спектра (0,50—0,95 мкм) позволяет построить единую спектральную кривую лучистого притока тепла в тропосфере (слой 300—8400 м) в диапазоне длин волн от 0,4 до 2,4 мкм (рис. 5 а). Так как спектрометры К-2 позволяли выполнять непосредственные измерения спектральных потоков радиации и имели абсолютную калибровку, данные, полученные с помощью СПИ-2М, на перекрывающемся участке спектра сравнены с результатами К-2 и приведены к ним. Это касается лишь определения восходящих потоков излучения, так как вычисляемые значения нисходящих потоков автоматически приводились к данным спектрометров К-2 путем использования коэффициента m , определяемого по формуле (2) из [7]. Ввиду того что спектральное разре-

шение спектрометров К-2 выше спектрального разрешения спектрометров СПИ-2М, масштаб по шкале длин волн на рис. 5 а до и после $\lambda = 0,96$ мкм выбран различным.

Данные измерений, полученные с помощью СПИ-2М на длинах волн, меньших 0,96 мкм, изображены на рис. 5 а пунктирной кривой. Эта кривая, как правило, близка к сглаженной кривой, соответствующей данным измерений, полученным с помощью спектрометров К-2, за исключением области около 0,6 мкм. Вблизи этой длины волн у спектрометров К-2 находится район стыковки видимого и инфракрасного участков спектра. Имеющееся здесь понижение величины спектрального притока тепла по данным для К-2 следует считать ненадежным. Более надежным оказывается ход притока тепла, полученный с помощью СПИ-2М: наблюдаемое при этом небольшое повышение спектрального притока тепла может быть объяснено поглощением в полосе Шапки озона.

На рис. 5 б изображена спектральная кривая относительного лучистого притока тепла β_λ в процентах. Ход этой кривой указывает на несомненно преобладающую роль в относительном спектральном притоке лучистой энергии в тропосфере молекулярного поглощения. Если аэрозольное поглощение около $\lambda = 0,4$ мкм составляет примерно 20%, то вблизи $\lambda = 0,6$ мкм оно уменьшается до 10% и с увеличением длины волны, по-видимому, еще более уменьшается. В центрах же полос молекулярного поглощения соответствующие величины оказываются равными 60% для $\lambda = 1,4$ мкм, 80% у $\lambda = 1,8$ мкм и т. д. Как это уже отмечалось, ход аэрозольного поглощения подобен спектральной изменчивости мнимой части комплексного показателя преломления лимонита—гематита. Осредненная спектральная изменчивость аэрозольного поглощения, определенного для спектральных интервалов вне полос молекулярного поглощения, может быть приближенно описана зависимостью $\sim \lambda^{-1}$ (напомним, что именно таков спектральный ход аэрозольного ослабления радиации в аэрозольной модели Л. Элтермана, см. [1]).

При этом, в областях длин волн, где имеется молекулярное поглощение, выполнена интерполяция и экстраполяция, согласно зависимости $\sim \lambda^{-1}$.

Кривая 3 на рис. 5 а получена путем умножения ординат сглаженной кривой относительного спектрального притока лучистой энергии (аппроксимированной зависимостью $\sim \lambda^{-1}$) на ординаты распределения энергии в спектре приходящего излучения, что позволяет получить спектральный ход абсолютного осредненного лучистого притока тепла в тропосфере. Площадь под этой кривой, равная 0,095 кал/(см²·мин) (4,8% от солнечной постоянной), характеризует полное поглощение радиации аэрозолем в рассматриваемом интервале длин волн. Площадь между этой кривой и кривой наблюдаемого спектрального лучистого притока тепла, равная 0,075 кал/(см²·мин) (3,8% от солнечной постоянной), определяет полное поглощение газовыми компонентами атмосферы. Таким образом, несмотря на то что в относительном спектральном лучистом притоке тепла основная роль принадлежит молекулярному

поглощению, распределение энергий в спектре источника энергии — Солнца таково, что абсолютные притоки лучистой энергии за счет поглощения аэрозолями и газовой компонентой атмосферы оказываются величинами одного порядка. Суммарное поглощение, рассчитанное по данным рис. 5 б, равно $0,17 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$ (8,5% от солнечной постоянной) с ошибкой порядка $\pm 0,04 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$.

Правильность полученных результатов может быть проверена сравнением этой величины с данными независимых актинометрических (пиранометрических) измерений. Чтобы выполнить такое сравнение корректно, необходимо в актинометрических данных оценить вклад в поглощение от участка спектра 2,4—3,0 мкм, отсутствующего на рис. 5 б, где имеются сильные полосы $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ с центром около 2,7 мкм. Это можно сделать с достаточной для наших целей точностью, например, исходя из стандартной радиационной модели атмосферы и воспользовавшись имеющимися данными о распределении энергии в спектре прямой солнечной радиации на различных высотах [6] для оценки общего ослабления прямой солнечной радиации. Найденная таким образом величина будет определяться влиянием как поглощения, так и рассеяния радиации, и поэтому окажется завышенной. Однако при таком определении лучистого притока тепла оказывается неучтенным поглощение рассеянной и отраженной радиации, что в известной мере скомпенсирует завышенность получаемой оценки. Кроме того, хорошо известно, что рассеяние в интервале 2,4—3,0 мкм вообще мало.

Выбранная для приведения к единому моменту времени высота Солнца соответствует примерно $m = 1,5$ на уровне моря. Для высоты 8400 м атмосферную массу следует исправить, используя формулу (9) из [7].

Поглощение солнечной радиации в интервале 2,4—3,0 мкм составляет ориентировочно $0,025 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$. Близкие результаты дают и другие методы оценки поглощения в указанном участке спектра. Найденную величину следует прибавить к притоку радиации, полученному из спектральных измерений. В таком случае окончательно получаем: приток к слою 0,3—8,4 км по результатам актинометрических (интегральных) измерений равен $0,214 \pm \pm 0,020 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$. Приток к слою 0,3—8,4 км, по результатам спектральных измерений и оценки поглощения в интервале 2,4—3,0 мкм, составляет $0,195 \pm 0,040 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$.

Столь хорошее совпадение интегральных притоков лучистой энергии, полученных независимым образом, несомненно свидетельствует о достаточной надежности рассмотренных выше результатов спектральных измерений. Доказательством справедливости полученных результатов является также и то, что наблюдаемое поглощение аэрозолями может быть полностью объяснено на основе учета того количества аэрозольных частиц и их химического состава, которое наблюдалось в день выполнения оптических измерений. Таким образом, полученные спектральные характеристики лучистого притока тепла в тропосфере полностью подтверждаются данными всех других измерений, имеющимися в нашем распоряжении.

Заключение

Главным итогом настоящей работы является доказательство того факта, что обнаруженное ранее остаточное поглощение коротковолновой радиации является в действительности аэрозольным поглощением, обладающим значительной селективностью. Следует еще раз подчеркнуть, что рассмотренные выше данные измерений 25 X 1970 г. получены при сильной дымке в условиях пустыни, т. е. в известном смысле относятся к экстремальным условиям. Учитывая, однако, данные выполненных ранее самолетных и аэростатных актинометрических измерений, можно считать достаточно общим вывод о том, что величины притоков лучистой энергии в атмосфере, обусловленные поглощением радиации аэрозолем и газовыми компонентами, могут иметь один порядок. Очевидно, что возможные их вариации и взаимные соотношения определяются, с одной стороны, изменчивостью концентрации и оптических характеристик аэрозоля в атмосфере, и, с другой стороны, колебаниями содержания водяного пара. Важной задачей дальнейших исследований по программе КЭНЭКС является продолжение комплексных экспериментов, имеющих целью детальное изучение влияния оптических свойств, концентрации и микроструктуры аэрозоля на перенос излучения в атмосфере и особенно на лучистый приток тепла в разнообразных условиях реальной атмосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Радиационные характеристики атмосферы и земной поверхности. Под ред. чл.-корр. АН СССР К. Я. Кондратьева. Л., Гидрометеонздат, 1969, с. 564.
2. Лифшиц Г. Ш., Павлов В. Е., Милютин С. Н. О поглощении света атмосферными аэрозолями.— «Труды Астрофизического ин-та АН КазССР», 1966, т. VII, с. 85—90.
3. Leupolt A. Determination of aerosol from spectral sky radiation measurements. Symposium on radiation processes in the atmosphere. Leningrad. 1963, Paris. Monographic, No. 28, 1965.
4. Ивлев Л. С. и др. Изучение химического состава атмосферного аэрозоля в приземном слое.— «Проблемы физики атмосферы», изд. ЛГУ, 1971, вып. 9, с. 34—48.
5. Дмоховский В. И., Ивлев Л. С., Иванов В. А. Самолетные измерения вертикальной структуры атмосферного аэрозоля по программе КЭНЭКС.— «Труды ГГО», 1972, вып. 276, с. 103—109.
6. Авасте О. А., Молдау Х., Шифрин К. С. Спектральное распределение прямой и рассеянной радиации.— «Исследования по физике атмосферы», ИФА АН ЭССР, 1962, вып. 3, с. 23—70.
7. Кондратьев К. Я. и др. Спектральные притоки лучистой энергии в тропосфере в диапазоне 0,4—2,4 мкм. Часть I. Методика наблюдений и обработки.— См. наст. сборник, с. 12—23.

*Н. А. ЛАЗАРЕВА, Л. Р. ОРЛЕНКО,
О. В. ШКЛЯРЕВИЧ*

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕМПЕРАТУРНО-ВЕТРОВОГО РЕЖИМА В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ В УСЛОВИЯХ ПУСТЫНИ

Наблюдения за распределением давления, температуры, влажности воздуха и скорости ветра при экспериментальных исследованиях лучистых и турбулентных потоков в атмосфере [1] проводятся не только для характеристики условий, при которых выполняется эксперимент. Они необходимы в дальнейших исследованиях изменений теплосодержания, адвективных притоков тепла [2], расчета потоков длинноволновой и коротковолновой радиации и т. п. Кроме того, указанные наблюдения могут представлять и самостоятельный интерес при исследованиях закономерностей распределения метеорологических элементов в пограничном слое.

Особый интерес с этой точки зрения представляют наблюдения в условиях грядово-барханной пустыни, однородной в отношении альбеда [3], но существенно неоднородной в тепловом отношении. В связи с этим в программе экспедиции КЭНЭКС-70 [4] наряду с основным комплексом наблюдений были предусмотрены в дневные часы детальные измерения температуры, влажности воздуха, скорости и направления ветра во всем пограничном слое. Подробно методика наблюдений изложена в [4]. Отметим здесь, что в нижнем слое проводились градиентные наблюдения, в вышележащем слое — вертолетное зондирование и шаропилотные наблюдения.

Особенностью рельефа в пункте проведения наземных работ по программе КЭНЭКС-70 является система барханных песков различной высоты. Основная площадка располагалась в межбарханном понижении на искусственно выравненной площадке размером 100×100 м. Для измерения температуры и влажности воздуха на уровнях 0,25; 0,50; 1,0; 2,0 м использовались психрометры Ассмана. Для измерения температуры на уровнях 0, 2, 4, 8 м использовались термометры сопротивления. Скорость ветра определялась с помощью контактных анемометров на семи уровнях в слое 0,25—16 м.

Для исследования динамического влияния характера подстилающей поверхности дополнительно измерялась скорость ветра на тех же уровнях на гребне и у основания наветренного и подветрен-

ного склонов отдельного хорошо выраженного бархана. Вертолетное зондирование выполнялось площадками в слое 25—2000 м в радиусе 4—5 км. Шаропилотные наблюдения проводились с трех баз до высоты 3 км. В течение часа выпускались четыре шара-пилота.

При обработке данных градиентных и шаропилотных наблюдений использовалось часовое осреднение, период измерений при вертолетном зондировании составлял 3 мин. Материалы непосредственных наблюдений приводятся в [5]. Градиентные и шаропилотные наблюдения производились в одинаковые сроки. Это позволило получить «мгновенные» (относящиеся к фиксированным моментам времени) профили ветра. Для получения аналогичных профилей температуры и влажности данные вертолетного зондирования интерполировались (с помощью графиков временного хода) на соответствующие сроки.

Профили температуры и влажности. Наибольший интерес (с точки зрения использования в исследованиях баланса тепла в пограничном слое) представляют данные наблюдений 18 X и 25 X. В эти дни производились измерения всех составляющих коротковолновой и длинноволновой радиации с помощью самолета ИЛ-18 непосредственно над пунктом наземных измерений [6]. Указанные наблюдения сопровождалась измерениями соответствующих потоков у подстилающей поверхности и детальными измерениями с вертолета восходящего излучения на различных уровнях в пределах пограничного слоя [5]. Вертолетное зондирование, как уже указывалось выше, выполнялось до высоты $z=2$ км.

В связи с тем что изменение теплосодержания отмечалось и в вышележащем слое (25 X вплоть до 3,5 км) в слое 2—4 км производилась стыковка данных вертолетного зондирования с данными стандартного [5] и специального [7] радиозондирования, интерполированными на соответствующие сроки. Радиозондирование производилось на ст. Чарджоу в 70 км от пункта наземных наблюдений. Таким образом, расхождения между данными радиозондирования и вертолетного зондирования частично могут быть обусловлены горизонтальным температурным градиентом. При существующей точности наблюдений ($\pm 0,5^\circ$) влиянием этого фактора можно пренебречь.

Существенные различия между данными радиозондирования и вертолетного зондирования в пограничном слое обусловлены в основном различием в характере подстилающей поверхности. Указанные различия сохраняются в пределах всего пограничного слоя.

На уровне 4 км тепловое влияние подстилающей поверхности практически отсутствует и, следовательно, данные радиозондирования выше этого уровня могут быть отнесены к пункту наземных измерений. Наиболее справедливо это для 25 X, когда адвективные изменения температуры и влажности отсутствовали. Таким образом, отмеченные на уровне 2 км расхождения в значениях температуры и влажности, полученных различными методами, разбрасывались в слое 2—4 км пропорционально толщине слоя в предположении, что на уровне 4 км расхождения отсутствуют. Полученные для

указанных дней профили давления, температуры и удельной влажности приводятся (для различных моментов времени) в табл. 1 и 2.

Следует отметить, что серия наблюдений 18X характеризуется адвекцией холода, хорошо выраженной в утренние часы в верхней части пограничного слоя (по данным вертолетного зондирования в слое 1000—2000 м). В этот период на более низких уровнях похолодание перекрывается существенным прогреванием воздуха, обусловленным тепловым влиянием подстилающей поверхности. По данным радиозондирования (от 10 ч 30 мин 18X до 0 ч 30 мин 19X) адвекция холода прослеживается на всех уровнях выше пограничного слоя (при отсутствии адвекции влаги).

Наличие адвекции создает трудности при интерполяции данных в пограничном слое, особенно в слое 2—4 км. В этом слое в период 12—16 ч отсутствуют данные наблюдений, а ход температуры довольно сложный: на общее похолодание накладывается повышение температуры, обусловленное изменением теплосодержания в суточном ходе. В связи с этим при обработке данных использовалась двойная интерполяция — по времени и по высоте. 25X суточный ход температуры выше 4 км и суточный ход влажности выше 2 км практически отсутствует.

Анализ полученных данных показал, что профили температуры в приземном слое и выше — по данным вертолетного зондирования — стыкуются неплохо. Однако отмечается резкое увеличение градиента температуры в переходном слое (10—25 м), что ярко выражено при слабых скоростях ветра. В условиях горизонтально однородной поверхности, характерной для района работ экспедиции КЭНЭКС-71 [8], такого эффекта не наблюдалось.

Анализ восходящего потока длинноволновой радиации по данным наземных и вертолетных измерений показал, что температура поверхности почвы на основной площадке в ряде случаев и прежде всего в утренние часы оказалась ниже температуры естественной подстилающей поверхности [3]. При сильных ветрах указанные различия с высотой довольно быстро затухают. При слабых ветрах влияние натекания более теплого воздуха довольно существенно и проявляется в уменьшении градиентов температуры, а иногда в возникновении инверсионных градиентов в слое 8—11 м в дневные часы. Существенное уменьшение градиентов отмечено в частности 25X. В вечерние часы натекание более теплого воздуха усиливает инверсию в приземном слое.

По осредненным за период наблюдений данным [9] излома в температурном профиле не наблюдается. Высоту 8—11 м следует оценивать как максимально возможную высоту слоя, в котором сказывается тепловое влияние неоднородностей подстилающей поверхности. (Высота барханов в районе основной площадки составила 1—3 м.) Можно ожидать, что вследствие значительно меньших горизонтальных размеров барханов по сравнению с размерами основной площадки толщина слоя возмущения будет несколько меньше. Из анализа профилей температуры во всем пограничном слое следует, что высота распространения суточных колебаний

Профили метеорологических элементов. 18 X 1970 г., Репетек

H м	12 ч			13 ч			14 ч			15 ч			16 ч		
	P мб	T°	q	P мб	T°	q	P мб	T°	q	P мб	T°	q	P мб	T°	q
0	1004	32,0	4,8	1004	33,9	4,8	1003	33,1	4,7	1003	29,9	4,8	1002	25,0	4,8
0,25	1004	16,9	4,8	1004	17,4	4,7	1003	18,0	4,7	1003	18,1	4,8	1002	17,8	4,8
0,5	1004	16,3	4,8	1004	16,8	4,7	1003	17,4	4,7	1003	17,6	4,8	1002	17,4	4,8
1,0	1004	15,9	4,8	1004	16,5	4,7	1003	17,0	4,6	1003	17,2	4,7	1002	17,1	4,8
2,0	1004	15,5	4,7	1004	16,1	4,7	1003	16,6	4,6	1003	16,9	4,7	1002	16,8	4,8
4,0	1004	15,1	4,6	1004	15,7	4,5	1003	16,3	4,5	1003	16,5	4,7	1002	16,6	4,8
8,0	1003	14,7	4,5	1003	15,3	4,5	1002	15,9	4,5	1002	16,2	4,6	1002	16,3	4,9
16,0	1003	14,4	4,4	1003	15,2	4,4	1002	15,8	4,4	1002	16,1	4,6	1002	16,2	4,9
25	1001	13,2	4,2	1001	14,3	4,0	1000	15,0	4,1	1006	15,7	4,4	1000	16,1	5,1
50	998	12,6	4,2	998	13,5	4,0	997	14,4	4,0	996	15,2	4,4	996	15,8	5,1
100	992	12,0	4,2	992	12,9	4,0	992	13,8	4,0	991	14,6	4,3	991	15,2	5,0
200	980	11,2	4,2	980	12,0	4,0	980	12,7	4,0	980	13,5	4,3	980	14,1	4,9
300	969	10,3	4,2	969	11,0	4,0	969	11,8	4,0	969	12,4	4,3	969	13,0	5,0
500	945	8,5	4,2	945	9,2	4,0	945	9,8	4,0	946	10,4	4,4	946	11,1	5,0
700	918	7,0	4,2	918	7,7	4,0	918	7,7	4,0	919	8,4	4,4	920	9,2	5,0
750	916	6,9	4,2	916	7,0	4,0	916	7,3	4,0	917	7,9	4,4	916	8,7	5,0
940	892	6,9	4,2	892	6,3	4,1	892	6,4	4,1	893	6,7	4,6	893	7,1	5,1
1000	889	6,7	4,2	889	6,2	4,1	889	6,2	4,2	890	6,3	4,9	890	6,7	5,2
1250	862	5,6	4,7	862	5,2	4,7	862	5,1	4,7	863	5,3	5,0	863	5,5	5,6

Таблица 2

Профили давления, температуры и удельной влажности. 25 X 1970 г., Репетек

H м	11 ч			12 ч			13 ч			14 ч			15 ч			16 ч		
	P мб	T°	q	P мб	T°	q	P мб	T°	q	P мб	T°	q	P мб	T°	q	P мб	T°	q
0	1000	31,0	—	1000	38,0	—	999	40,0	—	998	40,8	—	997	37,2	—	997	30,7	—
0,25	1000	15,5	4,8	1000	18,5	4,3	999	19,8	4,3	998	20,7	3,8	997	20,8	3,8	997	20,2	3,8
0,5	1000	15,2	4,6	1000	18,0	4,3	999	19,3	4,1	998	20,2	4,0	997	20,4	3,8	997	20,0	3,8
1,0	1000	14,9	4,6	1000	17,6	4,4	999	18,9	4,1	998	19,8	3,9	997	20,1	3,8	997	19,8	3,7
2,0	1000	14,8	4,8	1000	17,4	4,4	999	18,6	4,1	998	19,4	3,7	997	19,9	3,6	997	19,6	4,0
4,0	1000	14,8	4,6	1000	17,2	4,4	999	18,2	4,0	998	19,0	3,6	997	19,5	3,5	997	19,3	3,9
8,0	999	14,8	4,3	999	17,2	4,1	998	18,0	3,9	997	18,7	3,5	996	19,2	3,4	996	19,2	3,6
10,0	999	14,8	4,1	999	17,2	4,0	998	17,9	3,8	997	18,6	3,4	996	19,1	3,3	996	19,2	3,5
25	997	14,2	3,0	997	16,4	3,4	996	17,4	3,2	995	18,3	2,9	994	19,1	2,6	994	19,2	2,4
50	994	13,7	2,9	994	16,0	3,2	993	17,0	3,1	992	17,9	2,7	991	18,4	2,2	991	18,6	2,2
100	988	13,3	2,9	988	15,5	3,0	987	16,6	3,0	986	17,3	2,6	986	17,8	2,6	986	18,0	2,2
200	976	13,0	2,9	976	14,5	3,0	975	15,5	2,8	974	16,1	2,6	974	16,6	2,2	974	16,8	2,0
300	964	12,5	2,9	964	13,5	2,9	964	14,4	2,8	963	15,0	2,6	963	15,6	2,2	963	15,9	2,0
500	942	11,2	2,8	942	11,8	2,8	941	12,3	2,6	940	12,9	2,4	940	13,4	2,0	940	13,4	1,9
750	914	9,2	2,5	914	9,6	2,5	914	10,1	2,4	913	10,6	2,2	913	11,0	2,0	913	11,4	1,9
1000	887	7,3	2,2	887	7,7	2,2	887	8,2	2,2	886	8,7	2,2	886	8,9	2,0	886	9,0	1,0
1250	860	5,4	2,0	860	5,9	2,1	860	6,3	2,1	859	6,6	2,0	859	6,7	2,0	859	6,8	1,8
1500	834	3,5	1,9	834	4,3	1,9	834	4,6	2,0	833	4,6	1,9	832	4,5	1,8	832	4,3	1,8
1600	826	2,8	1,9	826	3,7	1,8	826	4,2	2,0	826	4,2	1,9	825	4,0	1,8	825	3,6	1,7
2000	786	1,2	1,9	786	3,0	1,8	786	3,0	1,9	786	4,3	1,8	786	5,3	1,8	786	6,4	1,7
2080	778	1,2	1,8	778	1,7	1,8	778	2,8	1,8	778	4,0	1,8	778	4,8	1,8	778	5,8	1,7
2260	762	0,8	1,6	762	1,5	1,8	762	2,3	1,8	762	3,1	1,8	762	3,7	1,6	762	4,4	1,6
2500	740	—	1,5	740	0,0	1,5	740	0,5	1,5	740	3,1	1,5	740	1,9	1,5	740	2,6	1,5
2700	721	—	1,2	721	—	1,3	721	—	1,3	721	—	1,3	721	0,2	1,3	721	1,0	1,3
3000	697	—	1,2	697	—	1,2	697	—	1,2	697	—	1,2	697	—	1,2	697	—	1,2
3180	681	—	1,2	681	—	1,2	681	—	1,2	681	—	1,2	681	—	1,2	681	—	1,2
3300	670	—	0,9	670	—	0,9	670	—	0,9	670	—	0,9	670	—	0,9	670	—	0,9
3500	652	—	0,8	652	—	0,8	652	—	0,8	652	—	0,8	652	—	0,8	652	—	0,8
3700	636	—	0,6	636	—	0,7	636	—	0,7	636	—	0,7	636	—	0,7	636	—	0,7
4000	612	—	0,5	612	—	0,5	612	—	0,5	612	—	0,5	612	—	0,5	612	—	0,5

температуры, которую можно рассматривать как высоту теплового пограничного слоя довольно значительна ($\sim 3,0\text{--}3,5$ км), в то время как высота распространения суточных колебаний влажности ~ 2 км. Такое же соотношение между высотами распространения суточного хода температуры и влажности обнаружено и по материалам экспедиции КЭНЭКС-71 [8].

Отмеченные особенности, по-видимому, объясняются различием в механизмах передачи тепла и влаги: в передаче тепла наряду с турбулентным теплообменом существенную роль играет лучистый теплообмен. Вклад лучистого и турбулентного притока в баланс

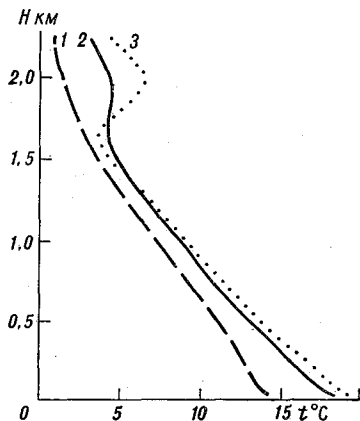


Рис. 1. Профили температуры в пограничном слое. 25 X 1970 г., Репетек.

1 — 11 ч, 2 — 14 ч, 3 — 16 ч.

тепла для всего пограничного слоя оценивается в [2]. Отмечается в частности, что в дневные часы пограничный слой нагревается (в ночные часы выхолаживается) как за счет турбулентного, так и за счет лучистого теплообмена. Полученные в экспедиции КЭНЭКС-71 материалы наблюдений показали, что влияние лучистого теплообмена на температуру воздуха сказывается не только количественно. При некоторых условиях лучистый теплообмен обуславливает качественные изменения температурного профиля. Для примера на рис. 1 приводятся профили температуры для трех моментов времени 25 X, иллюстрирующие формирование дневной инверсии в слое 1,5—2,0 км. Как уже указывалось выше, 25 X наблюдения проводились в условиях однородной воздушной массы при отсутствии фронтальных разделов. Появлению изотермии в 13 ч предшествовал аномальный ход (рост с высотой) восходящего излучения в слое 1,2—1,5 км в 12 ч [10]. Суммарное радиационное нагревание в 12 ч по материалам наблюдений в слое 1300—2850 м было несколько больше, чем в слое 300—1300 м [6]. Аэрозольные измерения [11, 12] позволяют объяснить формирование дневной инверсии наличием пылевого облака на указанных высотах. Аномальное распределение температуры в слое 1—2 км в послеполуденные часы отмечалось и в другие дни, оно прослеживается также по данным радиозондирования на ст. Чарджоу. Как уже указывалось выше, влияние подстилающей поверхности проявляется в слое толщиной 2—3 км и, следовательно, инверсия развивалась в пределах пограничного слоя.

Профили скорости ветра. При получении профиля ветра во всем пограничном слое приходится стыковать данные наземных наблюдений в слое 0—16 м, с данными шаропилотных (с высоты 25—50 м) или радиопилотных (с высоты 100 м) наблюдений. В этих случаях о надежности стыковки можно судить по характеру

профиля ветра, в нижних слоях достаточно хорошо изученному по экспериментальным данным. Выполненный ранее анализ (в частности в [13]) показал, что над горизонтальной однородной поверхностью указанные методы позволяют получить (при достаточном осреднении) надежный профиль ветра во всем пограничном слое. Возможность стыковки градиентных и шаропилотных наблюдений в условиях грядово-барханной пустыни необходимо рассмотреть дополнительно, поскольку они проводились над различными поверхно-

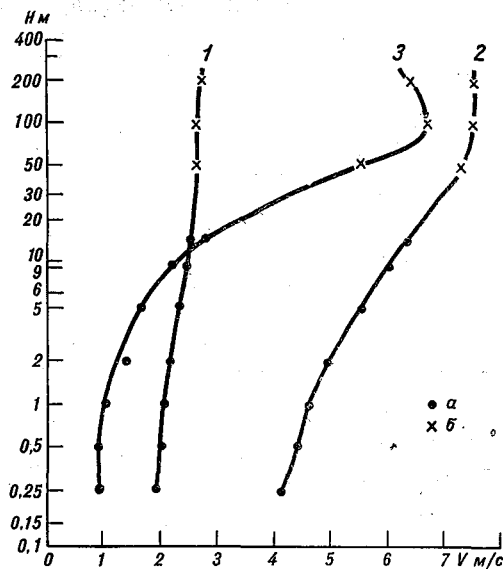


Рис. 2. Профили скорости ветра в приземном слое по данным измерений различными методами.

a — данные анемометров, *б* — шаропилотные данные; 1 — слабые ветры, неустойчивое состояние ($n=9$), 2 — умеренные ветры, слабонеустойчивое состояние ($n=13$), 3 — слабые ветры, инверсия ($n=7$).

стями. Как уже указывалось выше, градиентные наблюдения проводились на искусственно выравненной и относительно ровной площадке, шаропилотные — над естественной подстилающей поверхностью с высотой барханов 1—3 м. Превышение первого пункта наблюдений над градиентной площадкой составило ~ 2 м и, таким образом, практически его можно не учитывать при построении профиля ветра.

Анализ профилей ветра проводился по осредненным данным. Материал наблюдений группировался в зависимости от скорости ветра и стратификации в приземном слое воздуха. Профили ветра для различных условий по данным градиентных и шаропилотных наблюдений даны на рис. 2. Особенности распределения ветра в нижнем слое [9] сводятся к тому, что характер распределения

ветра в слое 0—16 м зависит от высоты. В нижнем слое толщиной 2—4 м профиль ветра определяется микрошероховатостью площадки наблюдений ($z_0 \sim 10^{-3}$ см). Выше 4 м профиль не трансформируется полностью, что обуславливает хорошую стыковку градиентных и шаропилотных наблюдений.

Характер подстилающей поверхности в условиях пустыни создает существенную неоднородность в поле ветра на уровнях, непосредственно прилегающих к земной поверхности. С высотой влияние барханов существенно уменьшается и на некоторой высоте, превосходящей среднюю высоту неровностей, воздушный поток становится однородным по горизонтали. Выше этого уровня распределение ветра формируется под влиянием макрошероховатости подстилающей поверхности, определяемой высотой барханов.

Высоту слоя возмущения можно определить по данным наблюдений, выполненных в различных характеристических точках. Как уже отмечалось выше, одновременно с наблюдениями на основной площадке в экспедиции КЭНЭКС-70 проводились наблюдения в различных точках отдельного бархана, высота которого была значительно больше, чем высота окружающих барханов, и составляла 6,5 м.

Топографический план бархана, полученные на бархане материалы наблюдений и подробный их анализ даны в [14]. Наблюдения проводились на гребне и у основания гребня на подветренном и наветренном склонах. Высота измерений на основной площадке фактически соответствует высоте над основанием бархана. Это позволило сопоставить профили ветра, полученные на основной площадке и в различных точках бархана. На рис. 3 даны соответствующие профили ветра, осредненные в зависимости от скорости ветра на высоте ~ 10 м. Рассматриваются профили ветра в слое 2—150 м, высоты даны над основанием бархана. Как и следовало ожидать, имеются существенные различия в скорости ветра, измеренной в различных точках на нижних уровнях. Начиная с высоты 10 м (над основанием бархана) данные полученные в различных точках практически совпадают. Указанное обстоятельство позволяет для приближенной оценки параметра макрошероховатости использовать данные наблюдений за ветром в слое 9—16 м при сильных ветрах, когда распределение ветра в нижнем слое близко к логарифмическому. Определенное по данным наблюдений значение z_0 составило для барханной поверхности $\sim 10^{-1}$ см. (Значение параметра микрошероховатости для основной площадки для соответствующих условий составляет 10^{-3} — 10^{-4} см.) Полученная для барханной поверхности величина может быть несколько занижена, так как определялась по профилю ветра при слабонеустойчивом состоянии приземного слоя воздуха.

Таким образом, влияние отдельного бархана проявляется в слое, толщина которого менее или равна $2h$ (h — высота бархана). Сравнительно небольшая толщина возмущенного слоя, по-видимому, связана с хорошим обтеканием барханов, обусловленным длительным действием ветра одного направления в период экспеди-

ции. Анализ профилей ветра показал также сравнительно небольшую высоту динамического пограничного слоя по сравнению с аналогичными оценками в [15], что также свидетельствует о малом возмущении ветрового потока барханами.

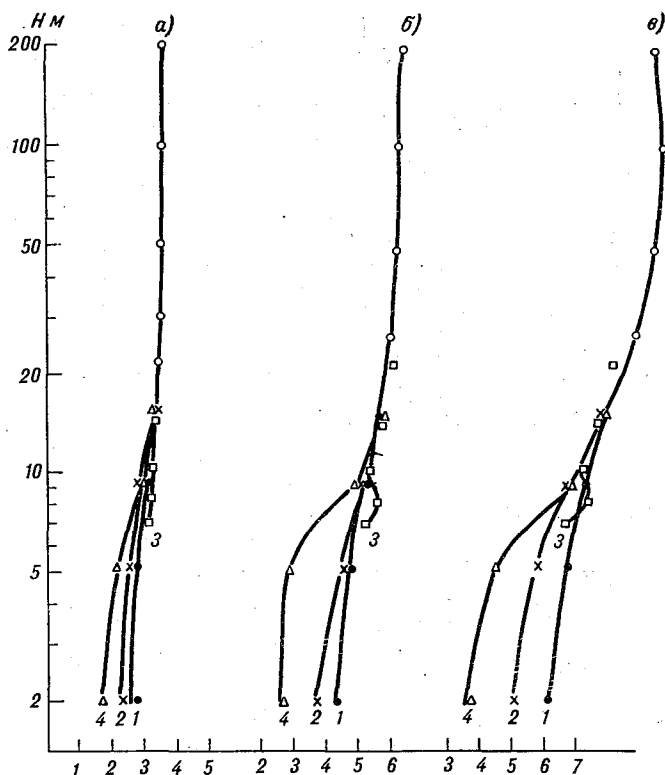


Рис. 3. Профили скорости ветра в приземном слое над неоднородной подстилающей поверхностью.

1 — искусственно выровненная площадка, 2 — основание бархана (навстречный склон), 3 — гребень бархана, 4 — основание бархана (подветренный склон); а — слабые ветры (<5 м/с, $n=8$), б — умеренные ветры (5—7 м/с, $n=7$), в — сильные ветры (>7 м/с, $n=6$).

Следует отметить, что полученные данные представляют интерес с точки зрения выбора репрезентативной высоты наблюдений за ветром при наличии барханов, что очень существенно, например, при исследованиях переноса песка ветром.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К. Я. и др. Комплексный энергетический эксперимент (КЭНЭКС). — «Метеорология и гидрология», 1970, № 11, с. 51—57.
2. Орленко Л. Р. О термическом равновесии в пограничном слое атмосферы. — В кн.: Равновесный градиент температуры. Л., Гидрометеиздат, 1967, с. 46—67.

3. Айзенштат Б. А., Малевский С. П., Соловейчик В. И. Некоторые результаты наземных и вертолетных актинометрических измерений.— «Труды ГГО», 1971, вып. 276, с. 113—118.
4. Кондратьев К. Я. и др. Программа Каракумской экспедиции. Методика наблюдений.— «Труды ГГО», 1971, вып. 276, с. 5—16.
5. Труды ГГО, 1971, вып. 276, Приложение, с. 215—270.
6. Прокофьев М. А., Тер-Маркарянц Н. Е. Актинометрические измерения свободной атмосферы в экспедиции КЭНЭКС-70.— «Труды ГГО», 1971, вып. 276, с. 43—61.
7. Глаголев Ю. А., Арбузова В. Н., Тормоз Л. Ф. Температурная стратификация над Чарджоу и ее внутрисуточные изменения по данным радиозондов повышенной точности.— «Труды ГГО», 1971, вып. 276, с. 178—185.
8. Кондратьев К. Я. и др. Некоторые результаты исследований по программе комплексного энергетического эксперимента (1970—1972 гг.).— «Метеорология и гидрология», 1972, № 11.
9. Леготина С. И., Утина З. М. Температурно-ветровой режим приземного слоя воздуха.— «Труды ГГО», 1971, вып. 276, с. 164—167.
10. Малевский С. П., Шехтер Ф. Н. Потoki длинноволновой радиации в пограничном слое атмосферы.— «Труды ГГО», 1971, вып. 276, стр. 119—124.
11. Кондратьев К. Я. и др. Спектральные притоки лучистой энергии в тропосфере в диапазоне 0,4—2,4 мкм. Часть II. Результаты наблюдений.— См. наст. сборник, с. 12—23.
12. Дмоховский В. И., Ивлев Л. С., Иванов В. А. Самолетные измерения вертикальной структуры атмосферного аэрозоля по программе комплексного энергетического эксперимента.— «Труды ГГО», 1971, вып. 276, с. 103—108.
13. Курпакова Т. А., Орленко Л. Р. Профиль ветра в пограничном слое атмосферы по экспериментальным данным.— «Труды ГГО», 1970, вып. 257, с. 64—73.
14. Бютнер Э. К., Вагер Б. Г., Утина З. М. Влияние рельефа на профиль скорости ветра.— «Труды ГГО», 1971, вып. 276, с. 168—177.
15. Лазарева Н. А., Орленко Л. Р. Анализ некоторых характеристик пограничного слоя по экспериментальным данным.— «Труды ГГО», 1967, вып. 205, с. 25—35.

*Б. А. АЙЗЕНШТАТ, С. И. ЛЕГОТИНА,
С. П. МАЛЕВСКИЙ-МАЛЕВИЧ, Л. Р. ОРЛЕНКО,
В. И. СОЛОВЕЙЧИК*

О СООТНОШЕНИИ СОСТАВЛЯЮЩИХ ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА В УСЛОВИЯХ ПУСТЫНИ

Исследование теплового баланса подстилающей поверхности наиболее просто проводить в условиях, когда испарением с подстилающей поверхности можно пренебречь, и, таким образом, турбулентный поток тепла P можно с достаточной точностью определить по измеренным значениям радиационного баланса R и рассчитанным значениям поток тепла в почву B ($P=R-B$). Такие условия, как известно, имеют место в пустыне в летний период.

Тепловой баланс пустыни исследовался в ряде работ [1—4]. Однако при постановке наблюдений в условиях песчаной пустыни возникают трудности из-за динамической и тепловой неоднородности подстилающей поверхности, обусловленной наличием барханов и различным нагреванием их склонов, особенно в утренние и вечерние часы. В таких условиях целесообразны самолетные измерения радиационных и турбулентных потоков на небольших высотах, обеспечивающие достаточное пространственное и временное осреднение.

К сожалению, таких возможностей в экспедиции КЭНЭКС-70, проводившейся в октябре 1970 г. в юго-восточных Каракумах в районе ст. Репетек, не имелось. С помощью вертолета измерялись лишь потоки восходящей радиации (коротковолновой и длинноволновой) на высоте $z=25$ м. В связи с этим основная часть наземных измерений производилась на искусственно выравненной площадке размером $\sim 100 \times 100$ м [5].

Методика наблюдений и расчетов

Программой предусматривались измерения всех составляющих радиационного баланса, измерения турбулентного потока тепла методом компенсации, градиентные наблюдения (измерение профилей температуры, влажности воздуха, скорости ветра в приземном слое и температуры почвы в слое 0—60 см), позволяющие рассчитать турбулентный поток тепла диффузионным методом и поток тепла в почву. Величина радиационного баланса определялась как

сумма раздельно измеренных величин коротковолнового и длинноволнового балансов. Для этой цели использовались пиранометр и альбедометр Янишевского и балансомер (сдвоенный пиргеометр) Козырева. Помимо этого, параллельно производилось определение радиационного баланса еще двумя методами — с помощью балансомера Янишевского и гелиокомпенсационной установки САНИГМИ, причем применение всех этих методов дало весьма близкие результаты [6]. Материалы актинометрических наблюдений даны в [7].

Как уже отмечалось выше, измерения турбулентного потока тепла с поверхности почвы в атмосферу производились методом компенсации [8]. Сущность метода заключается в следующем. Если с помощью соответствующей теплоизоляции исключить теплообмен между диском и почвой, то диск окажется холоднее поверхности почвы. Нагревая этот диск током, проходящим через нагревательный элемент, вмонтированный в диск, можно добиться выравнивания температур между диском и поверхностью почвы. Принимается, что в этом случае теплообмен между диском и воздухом будет равен теплообмену между почвой и воздухом.

Из уравнения теплового баланса поверхности приемного диска

$$P = R' + Q \quad (1)$$

и уравнения радиационного баланса подстилающей поверхности нетрудно получить выражение для определения турбулентного потока тепла. Полагая при этом, что излучательные способности поверхности почвы и диска одинаковы, находим

$$P = R - (A' - A)(S' + D) + Q, \quad (2)$$

где R' — радиационный баланс поверхности диска в момент компенсации тепла, R — радиационный баланс деятельной поверхности, S' — прямая солнечная радиация на горизонтальную поверхность, D — рассеянная радиация, A' — альbedo диска, A — альbedo поверхности почвы.

Сила тока i , необходимая для определения Q по формуле Джоуля-Ленца, регулировалась реостатом и отсчитывалась в момент компенсации по амперметру. Если приемный диск имеет значительную тепловую инерцию, то ввиду кратковременных и незакономерных колебаний температуры поверхности почвы, имеющих место в дневные часы, осуществлять компенсацию тепла подбором необходимой силы тока при помощи реостата затруднительно. В этом случае величину Q можно определять следующим способом. При некоторой силе тока i , заведомо большей, чем ток компенсации, производится включение и выключение тока нагрева при температурах диска, несколько меньших температуры поверхности почвы (на $0,3$ — $0,4^\circ$) и настолько же превышающих ее. Такая регулировка производится непрерывно в течение 8—10 мин. При этом необходимо каждый раз отмечать время (в секундах) продолжительности нагрева диска t_1 и продолжительность его охлаждения t_2 . Тогда

среднее значение величины Q может быть вычислено по формуле [2]

$$Q = \frac{0,24 \cdot 60ri^2}{\sigma} \frac{\sum \tau_1}{\sum \tau_1 + \sum \tau_2}, \quad (3)$$

где r — сопротивление нагревательного элемента, σ — площадь диска.

Следует отметить, что регулировка температуры диска значительно упрощается с применением двойных (шахматных) часов, которые автоматически переключаются одновременно с включением нагрева. В результате показания одних часов дают $\sum \tau_1$, а показания других $\sum \tau_2$.

Таким образом, наблюдения велись одновременно двумя способами при помощи двух дисков: на одном, менее инерционном, способом непосредственной компенсации тепла, а на другом, более инерционном, методом перегрева с использованием шахматных часов.

Расчетная формула для определения P при помощи инерционного диска выглядела так же, как и для малоинерционного, но величина Q рассчитывалась по формуле

$$Q = 1,92i^2 \frac{\sum \tau_1}{\sum \tau_1 + \sum \tau_2}. \quad (4)$$

Градуировка дисков с целью определения альbedo дисков производилась по методу «солнце—тень», A' определялась по формуле

$$A' = 1 - \frac{Q_T - Q_C}{S}, \quad (5)$$

где Q_T и Q_C — тепло компенсации при затененном и открытом диске соответственно.

Однако при окончательных расчетах использовалась величина альbedo, полученная с помощью спектрофотометра, которая оказалась несколько больше величины A' , определенной в полевых условиях по методу «солнце—тень». На площадке для наблюдений был выбран небольшой (площадью около 2 м²) горизонтальный участок, тщательно выровненный, на поверхности которого установлены два диска. Схема расположения всех приборов дана в [5]. При анализе полученных результатов были использованы осредненные показания обоих дисков.

Для расчета величин потока тепла в почву производились наблюдения за температурой почвы на глубинах 0, 5, 10, 15, 20, 40 и 60 см и теплофизическими характеристиками на глубинах 5 и 15 см. Анализ полученных данных и значения потока тепла в почву приводятся в [9]. Расчет B производился по методике, рекомендуемой в [10].

Приведенные в табл. 1 значения R получены по материалам непосредственных наблюдений, величины P и B для соответствующих моментов времени найдены путем графической интерполяции.

Составляющие теплового баланса

Число месяца	Срок, ч мин	R	B	P	R-B
11 IX	12-13	0,49	0,12	0,38	0,37
	13-14	0,47	0,10	0,40	0,37
	15-16	0,24	0,00	0,26	0,24
	16-17	0,09	-0,03	0,14	0,12
	18-19	-0,10	-0,08	0,02	-0,02
	20-21	-0,08	-0,08	0,01	0,00
	21 30-22	-0,08	-0,08	0,01	0,00
	22-23	-0,06	-0,08	0,02	0,02
12 IX	00-01	-0,07	-0,07	0,02	0,00
	01-02	-0,06	-0,07	0,02	0,01
	02-03	-0,06	-0,06	0,03	0,00
	03-04	-0,06	-0,06	0,03	0,00
	05-06	-0,06	-0,05	0,00	-0,01
	06-07	-0,06	-0,02	0,02	-0,04
	13 IX	09-10	0,29	0,12	0,13
11-12		0,46	0,16	0,36	0,30
12-13		0,44	0,16	0,38	0,28
13-14		0,40	0,13	0,38	0,27
15-16		0,21	0,05	0,26	0,16
16-17		0,07	-0,01	0,18	0,08
18-19		-0,10	-0,08	0,06	-0,02
20-21		-0,07	-0,08	0,01	0,01
21-22		-0,07	-0,08	-0,01	0,01
22-22 30		-0,06	-0,08	-0,02	0,02
14 IX	11-12	0,43	0,15		0,28
	12-13	0,46	0,14		0,32
	13-14	0,43	0,12		0,31
	15-16	0,21	0,02		0,19
	16-16 30	0,14	-0,04	0,17	0,18
15 IX	14-14 30	0,35	0,06	0,27	0,29
	15 30-16	0,17	-0,02	0,16	0,19
	16-17	0,08	-0,04	0,09	0,12
17 IX	02-03	-0,06	-0,06	0,03	0,00
	03-04	-0,06	-0,06	0,02	0,00
	04-05	-0,06	-0,06	0,02	0,00
18 IX	09 30-10	0,24	0,09	0,18	0,15
	11-12	0,43	0,12	0,28	0,31
	12-13	0,42	0,12		0,30
	13-14	0,38	0,08		0,30
	20-21	-0,06	-0,08	0,02	0,02
	21 20-21 40	-0,03	-0,07	0,01	0,04
	22 30-23	-0,04	-0,06	0,02	0,02

Число месяца	Срок, ч мин	R	B	P	R-B
19 IX	03 30-04	-0,05	-0,06	—	0,01
	04-05	-0,05	-0,06	—	0,01
	05-06	-0,04	-0,06	0,02	0,02
	06-07	-0,02	-0,03	0,03	0,01
	08-09	-0,05	0,05	—	0,00
20 IX	15-16	0,24	-0,02		0,26
	16-16 30	0,06	-0,04		0,10
21 IX	11-12	0,44	0,14	0,35	0,30
	12-13	0,44	0,13	0,33	0,31
	13-14	0,41	0,09	0,31	0,32
	15-15 30	0,24	0,00	0,21	0,24
	16-17	0,06	-0,05	0,10	0,11
	18-19	-0,11	-0,08	0,00	-0,03
22 IX	11-12	0,41	0,16	0,27	0,25
	12-13	0,41	0,14	0,30	0,27
	13-14	0,38	0,11	0,30	0,27
	15-15 30	0,23	-0,02	0,24	0,25
	16-17	0,06	-0,10	0,19	0,16
23 IX	12-13	0,40	0,17	0,22	0,23
	13-14	0,36	0,12	0,24	0,24
	15-16	0,17	0,01	0,18	0,16
24 IX	12-13	0,40	0,18	0,24	0,22
	13-14	0,36	0,13	0,23	0,23
	15-16	0,17	0,03	0,18	0,14
	16-17	0,04	—	0,14	—
25 IX	11-12	0,38	0,18	0,23	0,20
	12-13	0,38	0,18	0,26	0,20
	13-14	0,34	0,16	0,25	0,18
	15-16	0,16	0,01	0,12	0,15
	16-17	-0,04	-0,05	0,06	0,01
	18-19	-0,09	-0,10	0,04	0,01
	20-21	-0,07	-0,08	0,00	0,01
	21-22	-0,06	-0,08	0,00	0,02
	22-23	-0,04	-0,06	0,00	0,02
	23-00	-0,03	-0,04	—	0,01
	26 IX	00-01	-0,02	-0,03	—
01-02		-0,02	-0,02	-0,08	0,00
02-03		-0,02	-0,02	0,00	0,00
03-04		-0,04	-0,02	0,00	-0,02
04-05		-0,04	-0,02	0,00	-0,02
05-06		-0,08	-0,02	0,00	-0,06
06-07		-0,06	-0,02	-0,02	-0,04

Анализ полученных данных

а. Измерения влажности почвы [9] показали, что в период экспедиционных работ верхний слой почвы 0—20 см находился в воздушно-сухом состоянии. Это позволяет с достаточной точностью положить испарение равным нулю. Об отсутствии испарения свидетельствуют также нулевые градиенты влажности в нижнем (0,25—2 м) слое. Дневной ход осредненных за несколько ясных дней (11, 13—15, 22—25 IX) потоков на уровне подстилающей поверхности дается на рис. 1. Ход потоков со временем является характерным

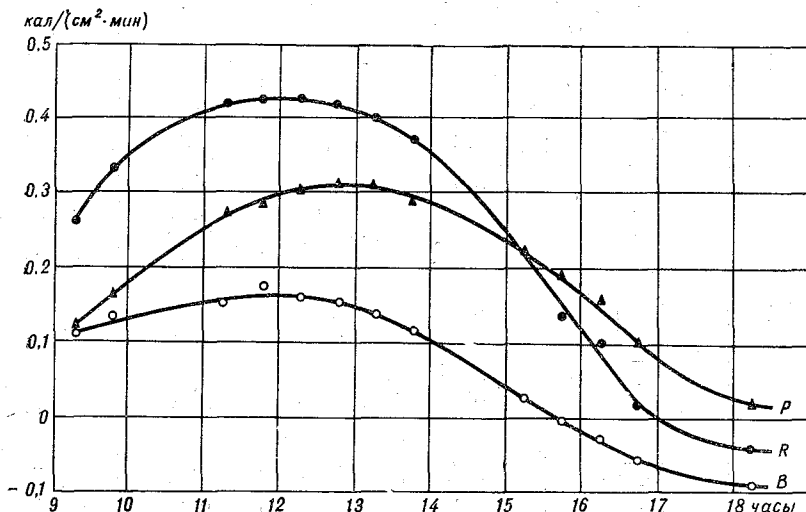


Рис. 1. Дневной ход радиационного баланса R , турбулентного потока тепла P и потока тепла в почву B .

для соответствующих условий, т. е. выраженный суточный ход всех составляющих теплового баланса, довольно большие абсолютные значения днем, размытый максимум в дневные часы для всех компонент теплового баланса.

Радиационный баланс в дневной период имеет достаточно симметричный ход относительно полудня, момент перехода через нуль наступает вечером между 16 и 17 ч, т. е. приблизительно за час до захода Солнца. Утром переход через нуль наблюдается между 7 и 8 ч, т. е. минут через 40 после восхода Солнца.

Ход турбулентного потока тепла аналогичен ходу радиационного баланса. Утренний переход теплообмена почва—воздух через нуль по времени примерно соответствует переходу через нуль радиационного баланса. Переход от дневного режима теплообмена, направленного от деятельной поверхности в воздух, к ночному режиму теплоотдачи из воздуха в почву происходит через 1,5—2 часа после перехода через нуль радиационного баланса. Максимальные отрицательные величины P составляют $-0,02$, $-0,03$ кал/(см²·мин), что соответствует данным Б. А. Айзенштата [3] и К. В. Кувшино-

вой [4], однако в среднем в ночные часы теплообмен между почвой и воздухом равен нулю.

Об изменчивости величин потоков ото дня ко дню можно судить на основании данных табл. 1.

6. Анализ материалов наблюдений в полупустыне в период Махталинской экспедиции [11], которые содержали результаты одновременных измерений радиационного баланса и турбулентного потока тепла методом компенсации, а также рассчитанные значения потока тепла в почву, показали, что в условиях однородной подстилающей поверхности согласование между измеренными значениями P и величинами $R - B$ очень хорошее. Это и обусловило выбор независимого метода измерения турбулентного потока тепла в экспедиции КЭНЭКС-70.

Между измеренными значениями P и величинами $R - B$ в ряде случаев имеют место значительные расхождения. В среднем измеренные величины P несколько больше по сравнению с $R - B$. В околополуденные часы расхождения составляют в среднем $0,03$ кал/(см²·мин). Ночью различия невелики и лежат, как правило, в пределах точности наблюдений ($\pm 0,02 - 0,03$ кал/(см²·мин)).

Хотя расхождения между измеренными величинами P и $R - B$ невелики, представляет интерес рассмотреть возможные источники ошибок при подобном рода исследованиях.

Прежде всего анализировались ошибки определения турбулентного потока тепла методом компенсации. Как уже указывалось выше, расчетная формула (2) получена в предположении, что излучательная способность диска δ' и земли δ одинаковая. Это позволило пренебречь слагаемым $(\delta' - \delta)(\sigma T_0^4 - E_{\downarrow})$ в соотношении (2). Оценки показывают, что при $\delta' - \delta = 0,1$ ошибки из-за неучета этого слагаемого могут составить $0,03 - 0,04$ кал/(см²·мин).

Некоторым источником ошибок могут быть погрешности в измерениях лучистых потоков. Однако результаты измерений радиационного баланса и суммарной радиации различными приборами удовлетворительно согласуются между собой. Кроме того, все погрешности измерений радиационного баланса непосредственно сказываются на погрешностях определения величины $R - B$.

Отметим, наконец, что формула (2) предполагает известными радиационный баланс и его составляющие на уровне подстилающей поверхности. Фактически же актинометрические измерения производились на уровне $z \approx 1,2$ м. В условиях, при которых производились наблюдения (сильно перегретая подстилающая поверхность в дневные часы и существенная горизонтальная температурная неоднородность вследствие небольших размеров основной площадки наблюдений), необходимо также учитывать изменение потоков с высотой. Для оценки возможных погрешностей воспользуемся уравнением притока тепла. После интегрирования по высоте от 0 до z получим

$$P_0 - R_0 = P_z - R_z + \int_0^z \rho c_p \frac{d\theta}{dt} dz, \quad (6)$$

где ρ , θ , c_p — плотность, потенциальная температура и удельная теплоемкость воздуха,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \cong \frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + w \frac{\partial \theta}{\partial z},$$

где u и v составляющие скорости ветра по осям x и y соответственно.

При стационарных и горизонтально однородных условиях вторым слагаемым в правой части соотношения (6) можно пренебречь, т. е. при указанных условиях имеет место постоянство с высотой суммы турбулентного и лучистого потоков. Это означает, что полученные значения P будут относиться к уровню, на котором производятся измерения радиационного баланса. С учетом соотношения (6) формула (2) запишется в виде

$$P_z = R_z - \int_0^z \rho c_p \frac{d\theta}{dt} dz - (A' - A)(S' + D) + Q. \quad (7)$$

Как показали оценки, изменением теплосодержания в слое 0—1,2 м можно пренебречь. Влияние же адвективного переноса тепла в дневное время может быть заметным.

Таким образом, измеренная величина представляет собой практически величину

$$P_z + \int_0^z \rho c_p \frac{d\theta}{dt} dz.$$

Однако при отсутствии испарения величина $R_z - B$ представляет собой также величину $P_z + \int_0^z \rho c_p \frac{d\theta}{dt} dz$, т. е. при сопоставлении

измеренных величин P и $R_z - B$ член $\int_0^z \rho c_p \frac{d\theta}{dt} dz$ можно не учитывать.

Источником расхождений может быть различное местоположение площадок наблюдений. Площадка наблюдений за температурой почвы и теплофизическими характеристиками была расположена в межбарханном понижении среди белосаксаульника, т. е. находилась в условиях, близких к естественным. Кроме того, почвенная площадка была несколько приподнята по отношению к основной площадке. Это могло обуславливать несколько иной радиационный и турбулентный режим, а также различие в теплофизических характеристиках почвы по сравнению с актинометрической площадкой, где производились измерения R и P_0 .

Дополнительным источником расхождений могут быть некоторые погрешности в расчетных величинах потока тепла в почву. Как показано в [2], теплофизические характеристики песчаной почвы меняются с глубиной, в расчетных формулах для потока тепла в почву они предполагаются независимыми от глубины. При расчетах B использовались осредненные для слоя 0—20 см значения тепловых констант.

Таким образом, анализ возможных ошибок при определении турбулентного потока тепла методом компенсации и из уравнения теплового баланса показал, что они могут объяснить указанные выше расхождения между P_0 и $R - B$.

в. Вопрос о соотношении между составляющими теплового баланса представляет значительный интерес для разработки упрощенной методики учета основных факторов климата в задачах численного моделирования. Прежде всего это относится к определению потока тепла в почву.

Как известно, теплообмен с почвой в значительной мере определяется поступлением солнечной радиации на подстилающую поверхность. Представляется целесообразным поэтому рассмотреть возможность приближенного определения теплообмена с почвой по известному радиационному балансу. В связи с этим было рассмотрено соотношение между указанными величинами.

В табл. 2 представлены осредненные по материалам экспедиции величины B/R в суточном ходе. Как следует из приведенных данных отношение B/R существенно меняется в суточном ходе. Можно, однако, выделить три характерных периода: дневной, когда теплообмен с почвой существенно меньше величины радиационного баланса ($B/R \sim 0,3-0,5$); ночной, когда поток тепла в почву сравним и даже превышает величину радиационного баланса ($B/R \sim 1,0-1,4$) и переходные часы, когда величиной B практически можно пренебречь. Обращает на себя внимание, что турбулентный поток тепла довольно длительное время остается положительным в ночные часы ($B/R > 1$).

Таблица 2

		Суточный ход B/R							
Время, ч мин		9 30	11 00	12 30	13 30	15 00	16 30	18 00	19 00
B/R		0,5	0,5	0,4	0,3	0,1	0,0	0,1	0,7
Время, ч мин		20 30	22 00	23 30	1 00	3 00	5 00	7 00	
B/R		1,2	1,4	1,4	1,2	1,0	0,9	0,8	

Представляется целесообразным рассмотреть соотношение между радиационным балансом и теплообменом с почвой по другим данным. Для этой цели может быть использован многочисленный материал, полученный как в экспедиционных условиях, так и на сети станций теплового баланса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенштат Б. А. Тепловой баланс и микроклимат некоторых ландшафтов песчаной пустыни.— В сб. «Современные проблемы метеорологии приземного слоя воздуха», Л., Гидрометеоиздат, 1958, с. 67—130.
2. Айзенштат Б. А., Зуев М. В. Некоторые черты теплового баланса пустыни.— «Труды ГГО», 1952, вып. 6 (7), с. 80.
3. Айзенштат Б. А., Зуев М. В. Радиационный режим, тепловой баланс и микроклимат горной долины.— «Труды САНИГМИ», 1961, № 6 (21), с. 3—41.
4. Кувшинова К. В. О тепловом балансе песчаной пустыни.— В сб. «Тепловой и радиационный баланс естественной растительности и сельскохозяйственных полей». М., «Наука», 1965, с. 136—145.
5. Кондратьев К. Я. и др. Программа Каракумской экспедиции. Методика наблюдений.— «Труды ГГО», 1971, вып. 276, с. 5—16.
6. Айзенштат Б. А., Малевский-Малевич С. П., Соловейчик В. И. Некоторые результаты наземных и вертолетных актинометрических измерений.— «Труды ГГО», 1971, вып. 276, с. 113—116.
7. Труды ГГО, 1971, вып. 276, Приложения, с. 210—215.
8. Айзенштат Б. А. Практический метод определения компонент теплового баланса земли.— «Труды ГГО», 1951, вып. 5 (6), с. 52.
9. Бегов Я., Орловский Н. С., Симонов В. В. Теплофизические характеристики Юго-Восточных Каракумов и поток тепла в почву.— «Труды ГГО», 1971, вып. 276, с. 156—163.
10. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Л., Гидрометеоиздат, 1964, 130 с.
11. Айзенштат Б. А. и др. Тепловой баланс деятельной поверхности.— «Труды ГГО», 1961, вып. 107, с. 34—43.

В. И. БИНЕНКО, В. С. ГРИШЕЧКИН, К. Я. КОНДРАТЬЕВ

КОМПЛЕКСНЫЙ РАДИАЦИОННЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ В ОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЕ

Механизм взаимодействия полей излучения и облачности является главным регулятором энергетики атмосферы, одним из основных погодообразующих факторов. Поэтому исследование природы сложных взаимосвязей микрофизических интегральных параметров облачности, с одной стороны, и спектральных радиационных характеристик, с другой, — является важным вопросом физики атмосферы [1, 2, 3].

Первые исследования по программе КЭНЭКС [4] позволили всесторонне изучить на основе эксперимента особенности переноса излучения в безоблачной атмосфере и получить важные данные, необходимые для адекватного учета радиационных факторов при численном моделировании общей циркуляции атмосферы. Настоящая работа представляет собой попытку предпринять комплексное исследование переноса коротковолновой радиации в условиях облачной атмосферы (сплошная облачность). Такого рода комплексный радиационный эксперимент явится первым этапом в осуществлении программы КЭНЭКС в сложных условиях реальной атмосферы при наличии облачности.

Подобные исследования могут служить основой для экспериментальной проверки теоретических схем учета радиационных факторов и разработки методики их полуэмпирической параметризации при численном моделировании общей циркуляции атмосферы и в теории климата. Другой важный аспект таких исследований связан с изучением взаимосвязей некоторых физических характеристик облаков, таких, например, как средний радиус частиц, фаза и оптические параметры облака. Наконец, более полное знание процессов переноса излучения в облачной атмосфере несомненно окажет помощь в интерпретации радиационных данных об облаках других планет, в особенности Венеры и Марса [5, 6].

Многочисленные теоретические работы, посвященные рассматриваемой проблеме, сводятся к обсуждению решений уравнения переноса излучения в мутной среде с учетом закономерностей рассеяния и поглощения радиации крупными частицами. Как известно, рассеивающая среда может быть названа мутной, если индикатриса

рассеяния отдельных частиц среды сильно асимметрична. Это происходит в том случае, когда рассеивающие центры имеют размеры r , сравнимые или большие, чем длина волны λ радиации ($\rho = \frac{2\pi r}{\lambda} \geq 1$). Такие частицы рассеивают падающее излучение преимущественно вперед. Рассеяние и поглощение на крупных частицах определяет радиационные свойства облаков [7, 8, 9].

Теория переноса излучения в облаках требует учета: а) распределения частиц облака по размерам и макроскопических характеристик облачного покрова (положение его границ и геометрическая толщина слоя облаков); б) спектральных свойств льда, жидкой воды и водяного пара, т. е. коэффициентов рассеяния σ и поглощения k , комплексного показателя преломления $m = n_r - in_i$, величины которых определяют альбедо частиц для однократного рассеяния ω_0 и (с учетом микроструктуры) — индикатрису рассеяния; в) многократности рассеяния, в силу значительности оптической толщины облака τ ; г) альбедо подстилающей поверхности; д) поглощения и рассеяния солнечной радиации на пути от внешней границы атмосферы до верхней границы облака и трансформации отраженной радиации подоблачной толщей атмосферы. При этом характеристиками взаимодействия поля излучения с облаком, определяемыми на основе эксперимента, могут быть: а) спектральные потоки нисходящей и восходящей радиации, спектральный баланс и лучистые притоки тепла в облаке; б) спектральное альбедо и угловое распределение радиации вне и внутри облака; в) поляризационные свойства отраженной и пропущенной облаком радиации.

Различные методы расчетов рассеянного облаком света предусматривают вычисления однократного рассеяния малым объемом среды с заданной концентрацией частиц, характеризующихся определенным распределением по размерам, а затем — учет многократного рассеяния для всего облака. Расчеты однократного рассеяния производятся с использованием теории Ми [10, 11], а влияние многократного рассеяния может быть учтено, например, по методу «чистого удвоения» [12, 13] или по методу Монте-Карло [22].

Оптические свойства облачного аэрозоля определяются комплексным показателем преломления $m = n_r - in_i$ и распределением частиц по размерам. На рис. 1, заимствованном из работы [14], изображены результаты вычислений индикатрисы рассеяния для разных значений среднего радиуса частиц $\bar{r} = r_m = 2, 4, 8, 16$ и 32 мкм в виде зависимости нормированной индикатрисы рассеяния

$p(\theta)$ от параметра $\rho_m = \frac{2\pi r_m}{\lambda}$ в случае отсутствия поглощения

($n_i = 0$) и вещественной части показателя преломления $n_r = 1,33$, что соответствует случаю жидкой воды в видимой области спектра (θ — угол рассеяния). Для удобства рассмотрения отдельные кривые смещены по вертикали (точка, в которой короткая горизонтальная линия пересекает данную кривую, соответствует $p(\theta) = 1$).

Наблюдающийся при больших ρ_m очень резкий спад $p(\theta)$ вблизи

0° соответствует дифракционному пику [15, 16], отчетливый максимум при угле рассеяния 142° — главная радуга (вызванная лучами, претерпевающими однократное внутреннее отражение), причем ее первый дополнительный луч располагается вблизи 147° [8]. Вторая радуга (два внутренних отражения) находится около 123° с первым дополнительным лучом при 114° и, наконец, наличие ореола выражается в общем росте и колебании индикатрисы вблизи 180° . С уменьшением ρ_m все эти особенности индикатрисы становятся

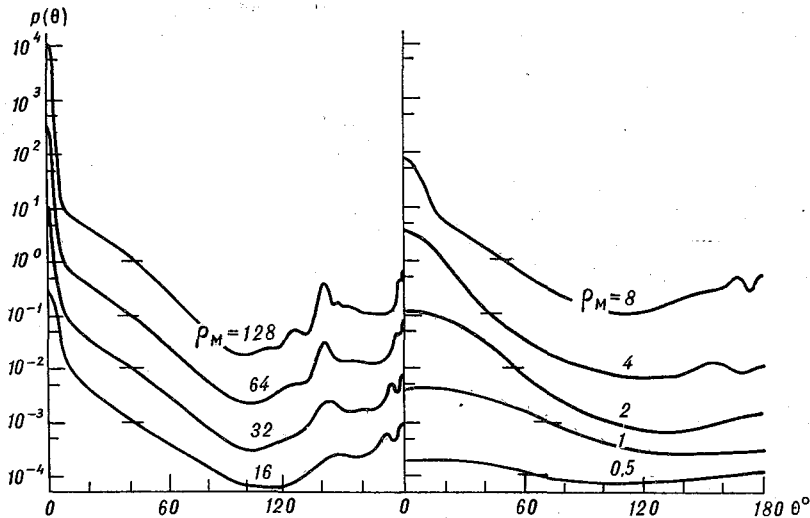


Рис. 1. Индикатрисы рассеяния для распределения прозрачных сферических частиц по размерам с вещественным показателем преломления $n_r = 1,33$ ($n_i = 0$).

Здесь и на рис. 2—3 масштаб вертикальных ординат применим для самой верхней кривой, а масштаб для других кривых может быть получен умножением ординаты на 10 в такой степени, чтобы горизонтальная черточка на каждой кривой характеризовалась значением $p(\theta) = 1$.

менее четко выраженными. Радуга сдвигается к большим углам рассеяния, а «наклон» индикатрисы рассеяния уменьшается, пока, наконец, около $\rho_m = \frac{1}{2}$ она не становится близкой к релейской индикатрисе рассеяния.

На рис. 2 представлены данные, характеризующие влияние поглощения на индикатрисы рассеяния. Как видно, при всех $\rho_m = 32$ ореол и радуга эффективно подавляются при $n_i \geq 0,03$. Этот эффект можно пояснить с учетом соотношений геометрической оптики: луч, проходящий путь, равный радиусу частицы, ослабляется в $\exp(-kr) = \exp(-2\rho n_i)$ раз, где k — коэффициент поглощения. Задавая $\rho_m = 32$ и $n_i = 0,03$, видим, что луч ослабляется почти в 10 раз. Дифракционная составляющая индикатрисы охватывает большие углы рассеяния с ростом n_i . Интенсивность рассеяния в заднюю полусферу ($\theta > 90^\circ$) начинает расти при $n_i \geq 0,1$. Это

может быть приписано увеличивающемуся количеству света, отразившегося от поверхности капель, как это видно из уравнения Френеля. Для меньших частиц ($\rho_m=2$) закономерности рассеяния, в основном аналогичны, но менее отчетливо выражены.

Данные на рис. 3 иллюстрируют влияние вещественной части коэффициента преломления на индикатрису рассеяния. При $\rho_m=32$ рост вызывает сдвиг радуги в сторону больших углов рассеяния, пока она не переходит в ореол, вызывая рост $p(180^\circ)$. Помимо дифракционного пика, рассеяние под малыми углами с ростом коэффициента преломления становится все более доминирующим, что проявляется в поведении фактора асимметрии ($\cos \theta$), который определяет долю рассеяния вперед. При уменьшении n_r рефракция имеет тенденцию преобладать над дифракцией (излом дифракционного пика наступает при меньших значениях θ). Правая половина рис. 3 показывает, что аналогичные эффекты имеют место для поглощающих ($n_i=0,01$) и для малых частиц ($\rho=2$).

Важной оптической характеристикой среды является величина альбедо частицы (вероятность выживания кванта) ω_0 , равного отно-

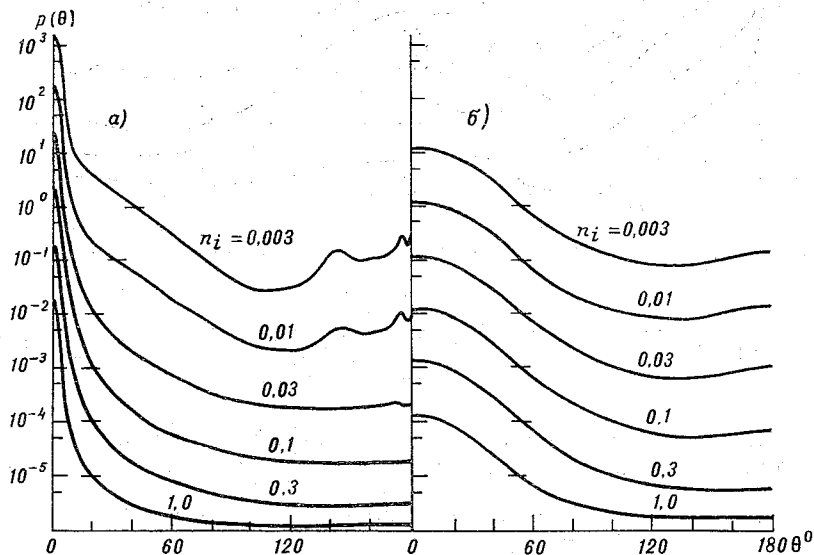


Рис. 2. Индикатрисы рассеяния для сферических частиц по размерам в зависимости от мнимой части показателя преломления $n_i=0,003, 0,01, \dots, 1,0$ ($n_r=1,33$).

a — для больших частиц $\rho_m=32$, *б* — частиц меньшего размера $\rho_m=2$.

шению коэффициента рассеяния σ к сумме коэффициентов рассеяния и поглощения $\sigma+k$. При фиксированной величине поглощения альбедо частицы ω_0 зависит от ее относительного размера ρ . Большие поглощающие частицы ($\rho \gg 1$) рассеивают излучение менее эффективно и имеют меньшую величину вероятности выживания

кванта, чем малые частицы ($\rho \ll 1$). Это обусловлено тем, что при больших размерах рассеивающих частиц вероятность поглощения падающего фотона возрастает вследствие увеличения геометрического пути его пробега внутри частицы [17, 18]. При длинах волн больше 1 мкм альbedo однократного рассеяния ω_0 быстро убывает;

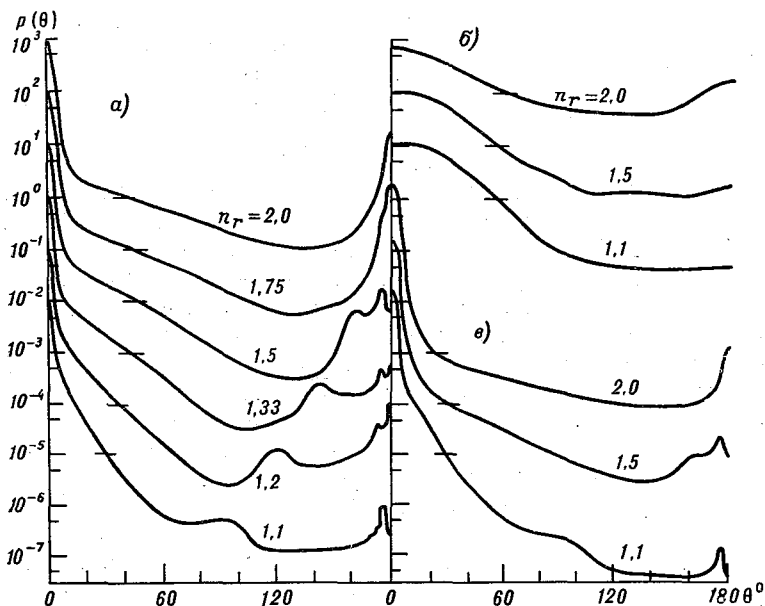


Рис. 3. Индикатрисы рассеяния для распределения сферических частиц по размерам в зависимости от вещественной части показателя преломления $n_r = 1,1; 1,2, \dots, 2,0$ ($n_i = 0$).

a — для больших непоглощающих частиц $\rho_M = 32$, *б* — для непоглощающих частиц меньшего размера $\rho_M = 2$ и *в* — для больших не сильно поглощающих частиц при $n_i = 0,01$ и $\rho_M = 32$.

оно связано отчетливой корреляционной зависимостью с фактором асимметрии ($\cos \theta$) и r , что позволяет получить информацию о размерах частиц по данным измерений спектра излучения облаков [19, 20]. Отметим, что подробный обзор параметров, характеризующих оптические свойства облаков, дан в работе [21].

Детальные теоретические исследования переноса излучения в облаках в видимой и инфракрасной областях спектра выполнены в последнее время Плэссом и Каттаваром [22—28] с использованием метода Монте-Карло. Количественные характеристики поля излучения вычислялись для моделей водяных и ледяных облаков в зависимости от альbedo частиц, распределения частиц по размерам, оптической толщины облака, угла наблюдения и высоты Солнца, альbedo поверхности.

Выше упомянуты лишь некоторые интересные теоретические работы, выполненные за последние несколько лет и посвященные

исследованию взаимодействия радиации с полем облачности. На фоне обилия теоретических исследований особенно ясными становятся неполнота и фрагментарность экспериментальных данных, относящихся к рассматриваемой проблеме.

Немногочисленные экспериментальные работы [29—33], посвященные изучению взаимодействия полей радиации и облачности относятся, как правило, к инфракрасной области спектра, где интерпретация данных спектральных измерений особенно сложна. Именно это, а также потребность в развитии экспериментальных исследований по программе КЭНЭКС определили наш интерес к проблеме переноса коротковолновой радиации в облаках.

В марте—апреле 1971 г. над акваторией Черного моря были проведены самолетные исследования в плане Комплексного энергетического эксперимента при помощи двух самолетов-лабораторий ГГО ИЛ-18 и ИЛ-14, из которых первый использовался как летающая оптическая лаборатория, а второй—как микрофизическая лаборатория. Необходимость одновременного использования самолетов ИЛ-14 и ИЛ-18 была продиктована тем, что до настоящего времени не разработано надежной методики исследования микроструктуры облаков с герметичного, высокоскоростного самолета. Установка же спектрометров на самолете ИЛ-14 была связана с рядом технических и организационных трудностей.

При проведении эксперимента использовалась следующая аппаратура: на борту ИЛ-18—два однотипных спектрометра К-2, работающих в диапазоне длин волн 0,35—0,95 мкм и измеряющих полусферические потоки нисходящей и восходящей радиации [34, 35]; спектрометр СПИ-2М (0,4—2,5 мкм) [36], аэрофотосъемочный аппарат АФА, самолетный термогигрометр СТГ, тепловизор СТВ, измеритель прозрачности ИП [37], пирелиометры и пиранометры конструкции Б. П. Козырева [38], аппаратура для регистрации тангажа самолета ЦГВ. На борту ИЛ-14 был установлен комплекс аппаратуры для микроструктурных и аэрологических измерений [39].

В данной работе рассматриваются некоторые результаты спектральных измерений, выполненных с помощью спектрометров К-2 [34, 35]. Спектрометры предназначены для измерения спектрального распределения полусферических потоков коротковолновой радиации, что делает их весьма удобными для решения интересующей нас задачи определения спектральных потоков, альbedo и лучистых притоков тепла.

На рис. 4 показано расположение спектрометров К-2 на самолете ИЛ-18. Один из них измерял нисходящий полусферический поток радиации, другой—восходящий поток. Для измерения потоков радиации в качестве интегрирующего элемента использовались молочное стекло МС-13 или набор матовых стекол из кварцевого стекла. Согласно [40], спектральные характеристики молочного стекла МС-13 вполне нейтральны не только в видимой, но и в более широкой области спектра, до 2 мкм. Индикатриса рассеяния стекла близка к косинусной кривой, а коэффициент яркости МС-13 в проходящем свете не зависит ни от состояния поляризации падающего

света, ни от деполяризации, которую претерпевает свет, проходящий через молочное стекло. Справедливость закона косинуса для интегрирующих элементов проверялось экспериментально [41]. Все это оправдывает применение упомянутых интегрирующих элементов для наших целей.

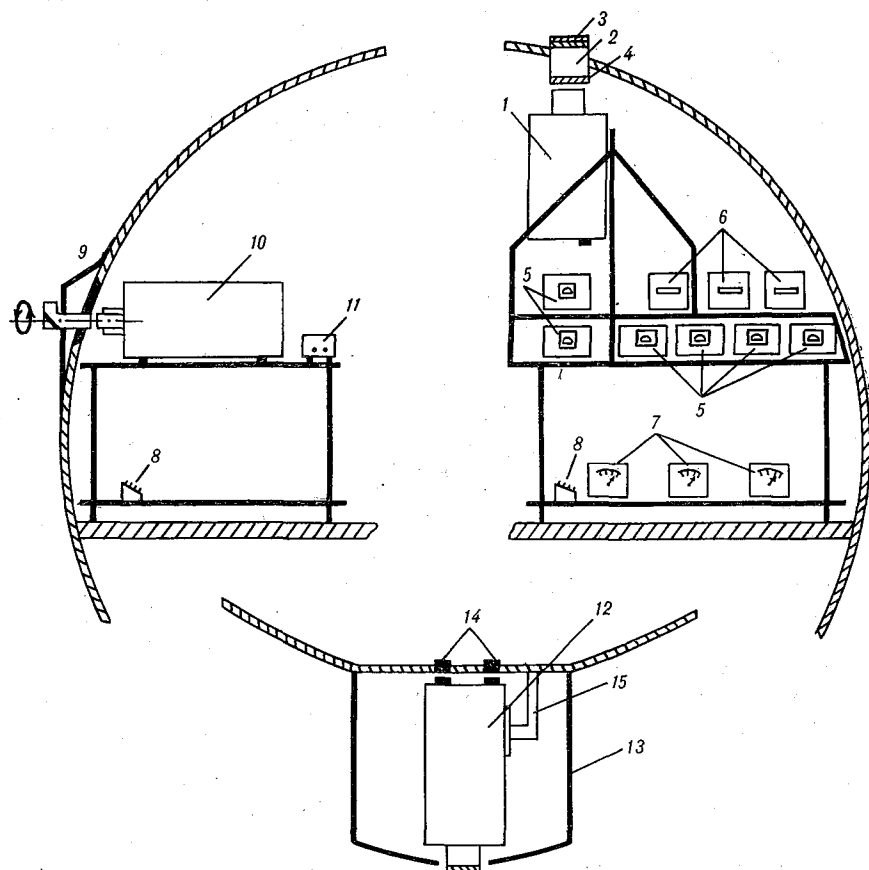


Рис. 4. Расположение спектрометров К-2 на самолете ИЛ-18.

1, 12 — спектрометры К-2, измеряющие радиацию в угле 180° ; 10 — спектрометр К-2, измеряющий радиацию в угле 2° ; 2 — шахта; 3 — интегрирующая насадка; 4 — герметизирующее кварцевое стекло; 5 и 6 — приемно-регистрационная система трех спектрометров К-2; 7 — преобразователи ППТ-2; 8 — бортовая сеть; 9 — поворотная оптическая головка; 11 — блок управления оптической головкой; 13 — гондола; 14 — герметизированные разъемы; 15 — система обдува оптической системы спектрометра.

Объектом исследования были выбраны облака слоистообразных форм, которые характеризуются наибольшей горизонтальной однородностью. Измерения осуществлялись с двух самолетов ИЛ-18 и ИЛ-14, идущих двумя параллельными курсами. В задачу ИЛ-14 входило зондирование выбранного поля облачности с одновременным измерением микроструктуры и водности облака через каждые 100—200 м с непрерывной регистрацией метеорологических

параметров: температуры, давления и влажности. Этот комплекс измерений производился по команде с самолета ИЛ-18 для обеспечения синхронного выполнения измерений. С ИЛ-18 проводились измерения над верхней границей облака с превышением около 200 м, чтобы исключить искажение данных измерений, связанное с затенением облака самолетом, и нарушение правил самолетовождения. Длительность «площадки» составляла 3 мин, после чего ИЛ-18 быстро снижался под нижнюю границу облака для измерения пропущенной облаком и отраженной снизу радиации (при этом высота Солнца изменялась незначительно). Все измерения выполнялись в околополуденные часы, при положении Солнца «справа», чтобы свести к минимуму ошибки, обусловленные возможной негоризонтальностью приемной площадки спектрометра.

Для изучения влияния слоя атмосферы между самолетом и облаком на результаты измерений и с целью градуировки спектрометров по Солнцу в истинный полдень, осуществлялось зондирование с «площадками» на высотах 1500, 5500 и 8400 м.

Все измерения выполнены над морем, спектральное альbedo которого в области длин волн 0,35—0,95 мало [42].

Использование описанной выше методики измерений позволило осуществить Комплексный радиационный эксперимент в условиях облачной атмосферы, главной целью которого было получение «замкнутой» информации, характеризующей взаимодействие полей радиации и облачности. Иными словами, основная задача состояла в том, чтобы получить данные одновременных измерений как радиационных характеристик облаков, так и тех метеорологических параметров атмосферы и облаков, которые определяют закономерности переноса коротковолновой радиации при наличии сплошного горизонтально однородного слоя облачности. Поскольку поле излучения в облачной атмосфере определяется многочисленными факторами (что затрудняет, в частности, сопоставление теории и эксперимента), были предприняты попытки на основе полученных результатов определить условия эксперимента, например, время его проведения, тип исследуемых облаков, характер подстилающей поверхности, область спектра, наиболее благоприятные с точки зрения уменьшения числа переменных, влияющих на измеряемые радиационные характеристики облака, а также изыскать такие облачные ситуации, когда радиация, трансформированная облаком, зависит в основном от одного физического параметра (например, оптической толщины облака) при прочих равных условиях (высота Солнца, тип подстилающей поверхности, средняя водность, распределение частиц по размерам или модельный радиус капель), при сходной синоптической обстановке.

В результате проведения самолетных исследований в облачной атмосфере был получен обширный экспериментальный материал, методика обработки которого подробно описана в работе [41].

Целью предварительной обработки полученных материалов было исследование закономерностей изменчивости спектрального альbedo облаков и пропускания коротковолновой радиации обла-

Таблица 1

Спектральное распределение нисходящей и восходящей радиации над облаком (10 баллов St, $H=1000$ м) и под ним ($H=200$ м), измеренное 10 IV 1971 г. при высоте Солнца $54,9^\circ$ и $54,6^\circ$ (оптическая толщина 9,2)

λ МКМ	F_{λ}^{\downarrow}	F_{λ}^{\uparrow}	$F_{\lambda}^{\prime\downarrow}$	$F_{\lambda}^{\prime\uparrow}$	λ МКМ	F_{λ}^{\downarrow}	F_{λ}^{\uparrow}	$F_{\lambda}^{\prime\downarrow}$	$F_{\lambda}^{\prime\uparrow}$
	МВт/(см ² · МКМ)					МВт/(см ² · МКМ)			
3500	47,0	27,2	18,7	1,0	7300	70,9	41,2	23,3	0,9
3700	59,1	36,8	21,5	1,5	7400	71,3	44,8	23,2	0,9
3900	59,2	35,8	22,5	1,5	7500	70,8	44,4	22,8	0,9
4100	108,0	65,0	42,1	2,5	7600	53,3	28,0	15,1	0,5
4300	114,0	68,5	44,0	2,5	7700	69,0	42,8	22,3	0,9
4500	135,0	85,0	48,5	3,4	7800	66,5	41,8	21,8	0,9
4600	139,0	87,5	49,8	3,6	7900	63,4	40,0	20,3	0,8
4700	136,0	84,5	48,5	3,4	8000	60,5	38,0	19,9	0,8
4800	138,0	86,5	49,2	3,5	8100	54,0	32,5	18,3	0,7
4900	129,0	79,8	43,7	3,2	8200	51,4	30,2	16,8	0,6
5100	115,0	76,2	39,9	3,1	8300	52,4	31,8	17,7	0,7
5300	115,0	74,0	39,8	2,8	8400	51,3	32,0	17,5	0,7
5500	113,0	71,1	39,2	2,5	8500	48,5	29,7	16,4	0,6
5700	107,0	67,3	36,8	2,2	8600	47,7	29,3	16,8	0,6
5900	101,0	63,0	34,1	1,8	8700	46,1	28,4	15,8	0,6
6100	100,0	63,4	32,3	1,8	8800	44,8	27,2	15,2	0,5
6300	94,2	59,3	31,7	1,6	8900	37,6	21,7	13,5	0,4
6500	89,4	56,8	30,5	1,5	9000	34,7	19,8	12,1	0,4
6700	90,2	57,5	30,5	1,4	9100	35,6	21,0	11,8	0,4
6900	79,8	46,8	27,1	1,1	9200	33,3	18,9	9,8	0,3
7000	81,6	50,7	27,3	1,2	9300	27,1	14,0	7,9	0,2
7100	81,0	50,8	27,1	1,2	9400	28,4	14,9	9,8	0,3
7200	69,4	40,5	22,2	0,8	9500	27,5	14,6	9,7	0,3

Таблица 2

Данные аэрологических измерений, выполненных 10 IV 1971 г. при самолетном зондировании сплошной однослойной и однородной слоистой облачности с верхней границей 850 м и нижней границей 400 м (средняя водность в облаке $0,4$ г/м³, модальный радиус осредненного спектра расширения облачных капель по размерам 6 мкм)

H м	P мб	t° С	u %	H м	P мб	t° С	u %
194	992	8,5	82	2000	809	5,4	59
350	990	3,5	99	2080	800	5,4	60
500	955	5,0	100	2400	770	2,3	64
565	965	6,5	100	3000	714	-2,1	64
640	955	4,3	100	3160	700	-3,3	64
730	945	2,7	100	4000	628	-10,5	75
820	934	2,5	100	4230	610	-12,5	78
950	920	2,2	98	4370	600	-13,0	73
1000	914	3,3	92	4430	594	-13,3	71
1130	900	5,8	74	5000	551	-17,6	59
1260	885	8,6	55	5150	540	-18,7	56
1590	850	7,7	56	5500	516	-21,0	56
1790	830	7,0	57	5600	508	-21,8	56

ками, а также получение данных о лучистом притоке тепла в толще однослойной облачности. Соответствующие результаты обсуждаются отдельно [43, 44]. В табл. 1 и 2 приведены некоторые результаты комплексных измерений.

Авторы считают своим приятным долгом выразить особую признательность В. М. Сороковик, А. П. Черненко, Л. П. Никандрову, А. А. Круковскому.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К. Я. Программа планетарных исследований атмосферы и радиационные факторы погоды и климата.—«Метеорология и гидрология», 1968, № 6, с. 11—20.
2. Кондратьев К. Я. О радиационных факторах общей циркуляции атмосферы.—«Метеорология и гидрология», 1970, № 4, с. 36—41.
3. Кондратьев К. Я. и др. Комплексный энергетический эксперимент (КЭНЭКС).—«Метеорология и гидрология», 1970, № 11, с. 51—57.
4. Кондратьев К. Я. и др. Предварительные результаты первой экспедиции по программе Комплексного энергетического эксперимента (КЭНЭКС-70).—«Бюллетень ВМО», 1971, т. XX, № 3, с. 192—201.
5. Исследования атмосферы Марса и Венеры. Сб. статей. Пер. с англ. под ред. чл.-корр. АН СССР К. Я. Кондратьева. Л., Гидрометеоздат, 1970, с. 366.
6. Кондратьев К. Я., Смоктий О. И. О возможной природе облаков в атмосфере Венеры.—«Проблема физики атмосферы», Изд. ЛГУ, 1970, вып. 8, с. 11—31.
7. Шифрин К. С. Рассеяние света в мутной среде. М.—Л., ГИТТЛ, 1951, с. 288.
8. Ван-де-Хюлст. Рассеяние света малыми частицами. М., ИЛ, 1961, с. 536.
9. Фейгельсон Е. М. Радиационные процессы в слоистообразных облаках. М., «Наука», 1964, с. 231.
10. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. Пер. с англ. под ред. чл.-корр. АН СССР К. Я. Кондратьева, М., «Мир», 1971, с. 165.
11. Kattawar G. W., Plass G. N. Electromagnetic scattering from absorbing spheres. *Appl. Opt.*, 1967, v. 6, 1377.
12. Hansen J. E. Radiative transfer by doubling very thin layers.—*Astrophys. J.*, 1969, v. 155, p. 565—573.
13. Van de Hulst. A new look at multiple scattering. *Rept.*, Institute for Space Studies, 1963, NASA, New York, 81 p.
14. Hansen J. E., Pollack J. B. Near infrared light scattering by terrestrial clouds.—*J. Atm. Sci.*, 1970, v. 27, No. 2, p. 285—294.
15. Deirmendjian D. Scattering and polarization properties of water clouds and hazes in the visible and infrared. *Appl. Opt.*, 1964, v. 3, p. 187—196.
16. Dave J. V. Scattering of visible light by large water spheres.—*Appl. Opt.*, 1969, v. 8, p. 154—164.
17. Plass G. N., Kattawar G. W. Influence of single scattering albedo on reflected and transmitted light from clouds.—*Aerospace Res. Contr. AF*, 1967, 19 (628)—5039.
18. Blau H. H. Cloud structure from infrared imagery. *Appl. Opt.*, 1968, v. 7, No. 10, p. 1903—1905.
19. Sagan C., Pollack J. B. Anisotropic nonconservative scattering and the clouds of Venus.—*J. Geophys. Res.*, 1967, v. 72, p. 469—477.
20. Hansen J. E., Cheyney H. Near infrared reflectivity of Venus and ice clouds.—*J. Atm. Sci.*, 1968, v. 25, p. 625—633.
21. Irvine W. M., Pollack J. B. Infrared optical properties of water and ice spheres. *Icarus*, 1968, p. 324—330.
22. Plass G. N., Kattawar G. W. Influence of single scattering albedo on reflected and transmitted light from clouds.—*Appl. Opt.*, 1968, v. 7, No. 2, p. 415—428.

23. Plass G. N., Kattawar G. W. Monte-Carlo calculations of light scattering from clouds.— *Appl. Opt.*, 1968, v. 7, No. 3, p. 869.
24. Kattawar G. W., Plass G. N. Influence of particle size distribution on reflected and transmitted light from clouds.— *Appl. Opt.*, 1968, v. 7, No. 5, p. 1519—1528.
25. Kattawar G. W., Plass G. N. Infrared Cloud Radiance. *Appl. Opt.*, 1969, v. 8, No. 6, p. 1169—1178.
26. Kattawar G. W., Plass G. N. Effect of changes reflective index on polarization on light scattered from haze and clouds.— *Appl. Opt.*, 1969, v. 8, p. 2489—2499.
27. Plass G. N., Kattawar G. W. Radiative transfer in water and ice clouds in the visible and infrared region.— *Appl. Opt.*, 1971, v. 10, No. 4, p. 738—748.
28. Kattawar G. W., Plass G. N. Influence of aerosols, clouds and molecular absorption on atmospheric emission.— *J. Geoph. Res.*, 1971, v. 76, No. 15, p. 3437—3444.
29. Чапурский Л. И. Спектральные яркостные характеристики облачности, атмосферы и подстилающей поверхности в интервале длин волн 0,3—2,5 мкм.— «Труды ГГО», 1966, вып. 196, с. 110—119.
30. Попов О. И., Решетникова И. С., Федорова Е. О. Спектральная отражательная способность облаков в ИК области спектра по результатам самолетных измерений.— «Изв. АН СССР», физика атмосф. и океана, 1971, т. VII, № 6, с. 681—683.
31. Blau H. H., Espinola R. P., Reinfenstein E. C. Near infrared scattering by sunlit terrestrial clouds. *Appl. Opt.*, 1966, v. 5, p. 555—564.
32. Blau H. H., Espinola R. P. Spectral property of clouds from 2,5 to 3,5 microns.— *Appl. Opt.*, 1968, v. 7, p. 1897—1901.
33. Novis W. A., Blaine L. R., Forman M. L. Infrared reflectance of high altitude clouds.— *Appl. Opt.*, 1970, v. 9, No. 3, p. 561—563.
34. Михайлов В. В., Войтов В. П. Универсальный спектрофотометр для исследования поля коротковолнового излучения в атмосфере.— «Проблемы физики атмосферы», 1966, изд. ЛГУ, вып. 14, с. 120—128.
35. Михайлов В. В., Войтов В. П. Усовершенствованная модель спектрометра для исследования поля коротковолнового излучения в атмосфере.— «Проблемы физики атмосферы», 1969, № 7, изд. ЛГУ, с. 175—181.
36. Чапурский Л. И., Клемин В. В. Самолетные исследования спектральных яркостных характеристик облаков и фонов в интервале длин волн 0,4—2,5 мкм. Труды VII Межведомственного совещания по актинометрии и оптике атмосферы. Л., Гидрометеоздат, 1969, с. 352—358.
37. Забродский Г. М. Результаты экспериментальных исследований оптической плотности облаков.— «Труды ВНМС». Л., Гидрометеоздат, 1963, т. 6, с. 102—111.
38. Козырев Б. П. Высококчувствительный неселективный пиранометр с черной приемной поверхностью и ксеноновым наполнением.— В сб.: «Актинометрия и оптика атмосферы», Таллин, «Валгус», 1968, с. 170—177.
39. Зайцев В. А., Ледохович А. А. Приборы и методика исследований облаков с самолета. Л., Гидрометеоздат, 1960, 176 с.
40. Волькенштейн А. А., Михайлов О. М. Фотометрическое исследование молочных стекол.— «Светотехника», 1971, № 2, с. 6—10.
41. Васильев О. Б. и др. Методика пробных наблюдений по программе комплексного радиационного эксперимента.— «Проблемы физики атмосферы», изд. ЛГУ, 1971, вып. 9, с. 23—28.
42. Kondratyev K. Ja. Radiation in the Atmosphere.— Academic. Press. New York, 1969, 912 p.
43. Биненко В. И., Кондратьев К. Я. Спектральное альbedo слоистообразной облачности в диапазоне длин волн 0,35—0,95 мкм.— См. наст. сборник, с. 68—80.
44. Биненко В. И. и др. Спектральное распределение лучистого притока тепла при наличии сплошной облачности.— См. наст. сборник, с. 12—23.

СПЕКТРАЛЬНОЕ АЛЬБЕДО СЛОИСТООБРАЗНОЙ ОБЛАЧНОСТИ В ДИАПАЗОНЕ ДЛИН ВОЛН 0,35—0,95 мкм

Одной из задач Комплексного радиационного эксперимента в облачной атмосфере [1] являлось исследование спектрального альбеда облаков.

Как известно, облака отражают радиацию не ортотропно. Поэтому между результатами выполненных ранее измерений спектральных коэффициентов яркости и альбеда имеет место только качественное соответствие — приближенное подобие хода зависимости отражательной способности от длины волны. Этим и объясняется интерес к измерениям полусферических потоков радиации.

Спектральное альбеда облаков подвержено очень сильной изменчивости в зависимости от условий освещенности (высоты Солнца, углового распределения интенсивности рассеянной радиации, геометрических параметров облаков, микрофизических и оптических характеристик среды, альбеда подстилающей поверхности. Для того чтобы уменьшить число факторов, влияющих на спектральное альбеда, измерения проводились при наличии однородных облаков слоистообразных форм над водной поверхностью. В настоящей работе обсуждены данные об изменчивости спектрального альбеда слоистообразных облаков в зависимости от некоторых параметров, влияющих на альбеда. Измерения выполнены в марте—апреле 1971 г. над Черным морем [1].

Осуществленные в связи с этим спектральные измерения полусферических потоков нисходящей и восходящей радиации в облачной атмосфере были выполнены в диапазоне волн 0,35—0,95 мкм, в котором сосредоточено 62,0% прямой солнечной радиации. Методика такого рода измерений описана в [1].

Рассмотрим сначала спектры потоков нисходящей F_{λ}^{\downarrow} и восходящей F_{λ}^{\uparrow} радиации над облаком и под облаком (рис. 1а, 1б). Измерения проводились над однослойной десятибалльной слоистой облачностью, геометрической толщины $\Delta H = 450$ м (верхняя граница облаков располагалась на высоте $H_{в} = 850$ м, а нижняя $H_{н} = 400$ м). Средняя водность облака была $W \approx 0,39$ г/м³, модальный радиус осредненного спектра распределения облачных капель $r_{м} =$

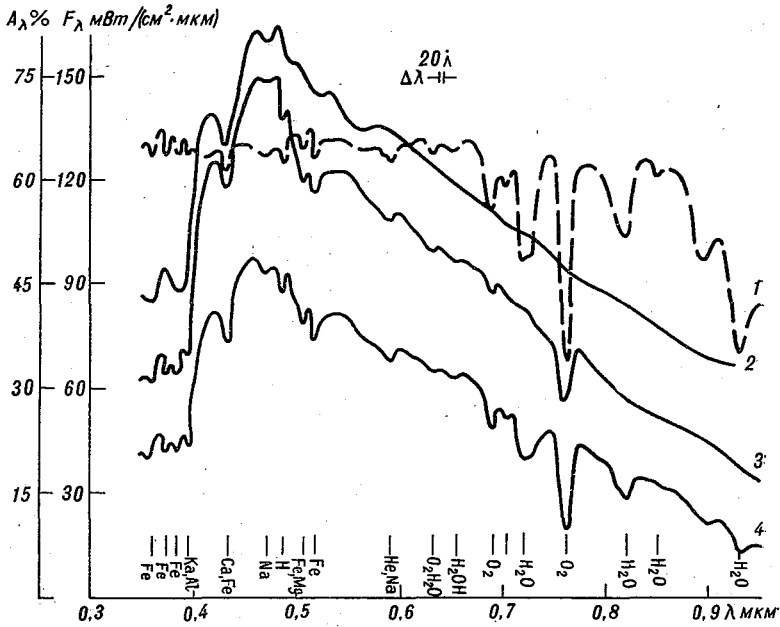


Рис. 1а. Спектры потоков нисходящей и восходящей радиации над облаком.

1 — внеатмосферное распределение солнечной радиации F_0 , 2 и 4 — спектры суммарной F_{λ}^{\downarrow} и отраженной F_{λ}^{\uparrow} от облака радиации, 3 — спектр альбедо облака.

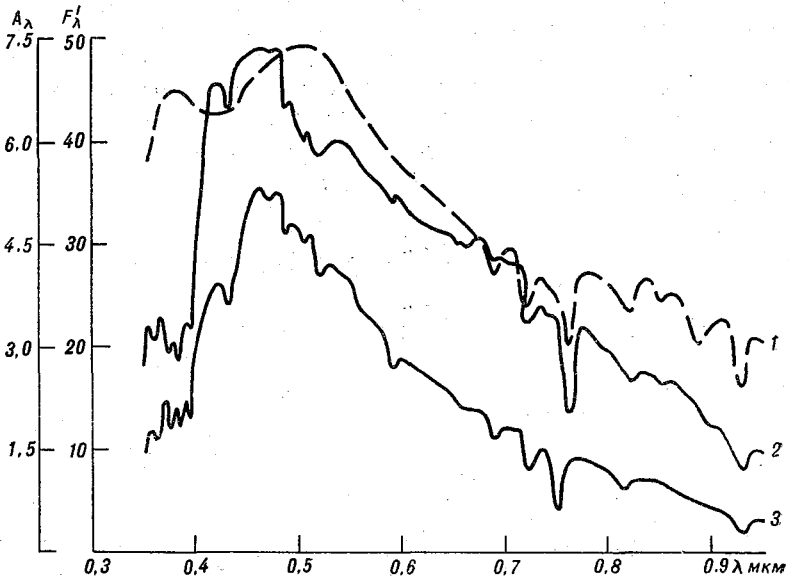


Рис. 1б. Спектры прошедшей через облако F_{λ}^{\downarrow} мВт/(см²·мкм) (1) и отраженной от моря F_{λ}^{\uparrow} 10⁻¹ мВт/(см²·мкм) (3) коротковолновой радиации и — спектральное альbedo моря A_{λ} % (2).

= 6 мкм. Спектры нисходящей и восходящей радиации над облаками (кривые 2, 3) зарегистрированы на двух уровнях: выше облаков на высоте 8,4 км и на высоте 200 м под облачным покровом. Измерения выполнены в полдень при высоте Солнца $h_{\odot} \sim 54^{\circ}$. За время проведения измерений над облачностью и под ней высота Солнца изменялась не более чем на $\pm 1^{\circ}$.

Спектр суммарной радиации F_{λ}^{\downarrow} (рис. 1а) имеет главные максимумы при длинах волн 0,460 и 0,483 мкм и характеризуется влиянием целого ряда полос поглощения, а именно: внеатмосферных полос поглощения (фраунгоферовы линии), центрированных при длинах волн 0,358, 0,373, 0,383, 0,393, 0,432, 0,470, 0,487, 0,507, 0,518, 0,590, 0,632, 0,654 мкм, а также полос поглощения кислорода при 0,690 и 0,762 мкм. Перечисленные полосы поглощения (с учетом разрешения спектрометра К-2, равного 20 Å) хорошо совпадают с полосами поглощения, измеренными и идентифицированными Таррентом [2—5]. Кривая 1 на рис. 1а характеризует сглаженное внеатмосферное распределение солнечной радиации F_0 при данной высоте Солнца, согласно [6, 7]. Как видно из рис. 1а, спектр внеатмосферной солнечной радиации не очень сильно отличается от распределения энергии в спектре суммарной радиации, измеренной на высоте 8,4 км (интересно, в частности, что влияние поглощения водяным паром в вышележащем слое атмосферы практически незаметно).

Спектр отраженной от облака радиации F_{λ}^{\uparrow} имеет максимум при длине волны 0,460 мкм и характеризуется, помимо вышеперечисленных внеземных полос поглощения, наличием полос поглощения водяного пара и жидкой воды при длинах волн: 0,632, 0,654 мкм («дождевые» полосы поглощения, которые совпадают с фраунгоферовыми линиями в спектре Солнца); 0,720—0,736 (здесь полосы поглощения водяного пара и жидкой воды сливаются); 0,820, 0,850, 0,920 мкм [8].

Ход спектральных кривых F_{λ}^{\downarrow} и F_{λ}^{\uparrow} обуславливает появление в спектре альбедо облака $A_{\lambda} = \frac{F_{\lambda}^{\uparrow}}{F_{\lambda}^{\downarrow}}$ (рис. 1а) многочисленных экстремумов. Несмотря на хорошо известную визуальную белизну (следовательно, неселективность отражения) облаков, данные рис. 1а указывают на то, что даже в видимой области спектра в действительности имеет место некоторая селективность альбедо. В еще большей степени это относится к близкой инфракрасной и ультрафиолетовой областям спектра.

Следует отметить, что «стыковка» данных ультрафиолетовой и видимой частей спектра в области длин волн 0,400—0,420 мкм иногда обнаруживает некоторое несогласование данных. В дальнейшем кривые спектрального альбедо облаков будут изображаться пунктирной линией, а также будет произведено сглаживание хода

кривой A_λ в тех участках спектра, где проявляется влияние фраунгоферовых линий.

На рис. 16 показаны спектры прошедшей через облако F_λ^{\uparrow} и отраженной от моря F_λ^{\uparrow} коротковолновой радиации (кривые 2 и 3), а также спектральное альbedo моря A_λ^{\uparrow} (влияние промежуточной толщи атмосферы в данном случае можно считать пренебрежимо малым).

Спектральный поток пропущенной облаком радиации по сравнению с соответствующим потоком отраженной радиации от моря зна-

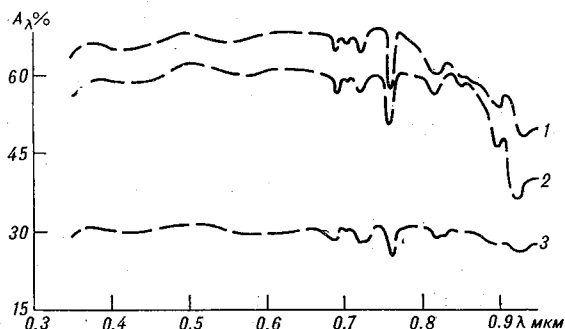


Рис. 2. Спектральное альbedo облаков A_λ в зависимости от оптической толщины τ и альbedo нижележащей поверхности.

1 — St при $\tau=3$ и $A' \approx 4\%$; 2 — St при $\tau=9$ и $A' \approx 4,3\%$;
3 — Ac при $\tau < 10$ и $A'_{(St)} = 45\%$.

чителен по величине, а влияние молекулярных полос поглощения проявляется гораздо интенсивнее, чем в спектре отраженной радиации. Поэтому спектральное альbedo моря (кривая 1) представлено сглаженной кривой зависимости A'_λ от длины волны. Как видно, альbedo моря при наличии сплошной облачности имеет тенденцию уменьшения с длиной волны и почти везде (за исключением ультрафиолетовой области спектра) не превышает 8%.

Надо отметить, что спектральный ход альbedo моря в ультрафиолетовой области спектра требует дальнейших экспериментальных подтверждений.

На рис. 2 показано спектральное альbedo облаков различной оптической толщины. Оптическая толщина облака определялась экспериментально, по данным измерений прозрачности в видимой области спектра $\tau = \sum_{n_i} \gamma_i \Delta H_i$, где γ_i — коэффициент ослабления облачного слоя, ΔH_i — вертикальная протяженность слоя, n_i — количество слоев в облаке [9]. Кривые 3 и 2 характеризуют спектральное

альbedo сплошной слоистой облачности толщиной $\Delta H = 150$ м ($H_B = 325$ м, $H_H = 175$ м) и $\Delta H = 400$ м ($H_B = 800$ м, $H_H = 400$ м) над морем при высоте Солнца $51,3$ и $52,7^\circ$ за 6 и 10 IV соответственно.

Оптическая толщина облака, по данным измерений, составляла $3,0$ и $9,0$. Естественно, что альbedo облака увеличивается с ростом оптической толщины τ , как об этом свидетельствуют многочисленные теоретические расчеты. Очевидна также и причина увеличения глубины полос поглощения по мере роста τ . Интегральное альbedo в диапазоне длин волн $0,3-3$ мкм для данных случаев равно $27,2$ и $56,0\%$.

Кривая 1 интересна тем, что она характеризует спектральное альbedo сплошных высококучевых облаков геометрической толщины $\Delta H = 200$ м ($H_B = 4100$ м, $H_H = 3900$ м) при наличии нижележащего сплошного слоя слоистокучевой облачности геометрической толщины $\Delta H = 400$ м ($H_B = 750$ м, $H_H = 350$ м) с оптической толщиной $4,5-5,0$, которому соответствуют величины спектрального альbedo около 45% . Оптическая толщина τ верхнего слоя облаков не была измерена. Судя по его геометрической толщине ($\Delta H = 200$ м), она была несомненно меньше 10 . Если теперь сравнить кривые 2 и 3 , то видно сильное различие величин спектрального альbedo в рассматриваемых случаях, обусловленное разным влиянием альbedo нижележащей отражающей поверхности — моря и слоя облачности соответственно или просто увеличением оптической толщины двухслойной облачности и атмосферы до точки визирования.

В табл. 1 сравниваются наши экспериментальные данные с альbedo облаков при длине волны $0,7$ мкм для модели кучевого облака в зависимости от оптической толщины облака и альbedo подстилающей поверхности $A_{\text{шт}}$, рассчитанным Плэссом и Каттаваром [10].

Таблица 1

Сравнение измеренных и вычисленных альbedo облаков при $\lambda = 0,7$ мкм

	Теория			Эксперимент		
	1	2	3	4	5	6
Тип облаков	Cu	Cu	Cu	St	St	Ac
Высота Солнца h_\odot	90	90	90	51,3	52,7	52,1
Модальный радиус r_m мкм	4	4	4	6	6	—
Оптическая толщина облака τ	1	10	30	3	9	<10
Альbedo облака A_λ :						
при $A_{\text{шт}} = 0\%$	4,87	46,6	77,3	30,2 ¹	59,2 ¹	—
при $A_{\text{шт}} = 40\%$	—	58,8	80,3	—	—	65,7 ²

¹ Интегральное альbedo нижележащей поверхности (моря) $A' \approx 4,3\%$.

² Интегральное альbedo нижележащей поверхности (облака) $A \approx 45\%$.

Как видно из табл. 1, между теорией и экспериментом существует качественное согласие. Количественные расхождения объясняются различием в параметрах, влияющих на величину спектрального альбеда.

Рассмотрим теперь, как спектральное альбеда зависит от концентрации облачных капель и модального радиуса. Теоретическое рассмотрение этой зависимости можно найти в работах [11, 12]. Для экспериментальной проверки результатов расчетов были отобраны спектры альбеда облаков, которым соответствуют примерно одинаковая оптическая толщина, водность, высота Солнца и схожие метеорологические условия, но различные значения модального радиуса и концентрации облачных капель. Микроструктурные измерения показали, что таким требованиям наиболее полно удовлетворяют спектры, полученные 10 и 11 IV 1971 г.

Погода 10 и 11 IV 1971 г. была обусловлена влиянием юго-западной периферии высокого антициклона, центр которого, начиная с 9 IV 1971 г., смещался к юго-востоку. Смещение этого антициклона к востоку и распространение области низкого давления, расположенной над Балканами, оказывало влияние на акваторию Черного моря в районе Керчи и Адлера. В результате выноса теплых воздушных масс с юго-востока над Черным морем была сплошная слоистая однослойная облачность 10 баллов. Облаков верхнего и среднего яруса не наблюдалось.

Микроструктурные измерения показали, что 10 IV 1971 г. в облаках преобладала мелкодисперсная фракция с модальным радиусом $r_m = 6$ мкм, а 11 IV — крупнодисперсная, с модальным радиусом $r_m = 8$ мкм. Радиус капель варьировал от 2 до 40 мкм. Асимметричность спектров распределения за эти дни, а также наличие гало 11 IV по визуальным наблюдениям также свидетельствуют о преобладании крупнодисперсной фракции.

Слоистообразная облачность 10 IV характеризовалась геометрической толщиной $\Delta H = 450$ м ($H_B = 800$ м, $H_H = 350$ м), а 11 IV — $\Delta H = 400$ м ($H_B = 750$ м, $H_H = 350$ м) при $h_\odot = 52,7^\circ$ и $h_\odot = 52,1^\circ$. Оптическая толщина облаков 10 и 11 IV была порядка 9, а средняя водность $W = 0,39$ г/м³ при концентрации капель $N = 180-220$ и $80-100$ см⁻³. Температура в подоблачном, облачном и надоблачном слое до высоты $H = 2,7$ км была положительной в пределах от 10 до 0°С.

На рис. 3 показан спектральный ход альбеда слоистой облачности за 10 (кривая 1) и 11 IV 1971 г. (кривая 2). Спектральное альбеда за 11 IV для данной оптической толщины и высоты Солнца при $r_m = 8$ мкм ($N = 80-100$ см⁻³) по абсолютной величине меньше, чем за 10 IV при $r_m = 6$ мкм ($N = 180-220$ см⁻³).

Интегральное альбеда в диапазоне длин волн 0,3—3 мкм для этих двух случаев составляло 48,6 и 56,0% соответственно.

При более сильном рассеянии вперед (для более крупных частиц) и наличии меньшего числа центров рассеяния фотон более глубоко проникает в облачный слой, прежде чем он претерпит столкновение, которое «повернет» его в обратном направлении.

В результате лишь немногие фотоны могут отразиться от верхней границы облака, что и определяет более низкое альbedo облаков 11 IV. В приведенном примере различие между спектральным альbedo (кривые 1 и 2) довольно значительно (около 10%). Это объясняется тем, что в рассматриваемых случаях концентрация и размер облачных капель влияют в одном направлении (случаю с большим модальным радиусом соответствует меньшая концентрация капель).

Кривая 3 на рис. 3 характеризует спектральное альbedo сплошной перисто-слоистой кристаллической облачности (4 IV 1971 г.) с геометрической толщиной $\Delta H = 1500$ м ($H_B = 8000$ м, $H_T = 6500$ м) при высоте Солнца $h_{\odot} = 48,3^\circ$. Высота самолета 8400 м, выше об-

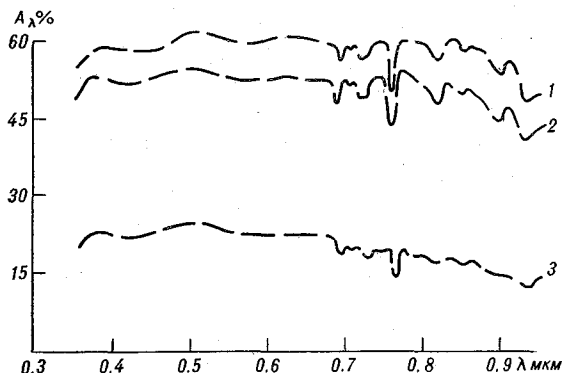


Рис. 3. Спектральное альbedo облаков A_λ в зависимости от концентрации N , модального радиуса r_m облачных капель и фазового состояния облака. 1 — St при $r_m = 6$ мкм и $N = 180 \pm 220$ см $^{-3}$, 2 — St при $r_m = 8$ мкм и $N = 80 \pm 100$ см $^{-3}$, 3 — Cs при $r_m \approx 50$ мкм и $N \approx 10^{-2} \pm 10^{-3}$ см $^{-3}$.

лачности — ясно, под слоем облачности — море. Температура воздуха на высоте 8,4 км и 6,5 км была -42 и -30° С соответственно. Интегральное альbedo (0,3—3 мкм) этого поля облаков было 20%.

В данном случае трудно выделить какой-либо параметр, который оказывает решающее влияние на альbedo облаков. Однако можно думать, что определяющим фактором является малая оптическая толщина кристаллического облака.

В табл. 2 сравниваются экспериментальные данные, полученные нами, с результатами расчетов Плэсса и Каттавара [11, 12] при длине волны $\lambda = 0,7$ мкм для моделей кучевого (Cu), слоистодождевого (Ns) и ледяного (л. о.) облаков.

Рассмотрение этой таблицы указывает на качественное соответствие теоретических и экспериментальных данных для водяных облаков. Количественные различия в альbedo этих облаков связаны с тем, что параметры расчетов и условия измерений неодинаковы. Более сильное расхождение величин альbedo кристаллических облаков обусловлено еще и тем, что мы пока не располагаем надеж-

Сравнение измеренных и вычисленных альbedo различных облаков при $\lambda=0,7$ мкм

	Теория			Эксперимент		
	1	2	3	4	5	6
Тип облаков	Cu	Ns	л. о.	St	St	Cs
h_{\odot}°	90	90	90	52,7	52,1	48,3
r_M мкм	4	12	50	6	8	50
N см ⁻³	100	100	$10^{-2}-10^{-3}$	180-220	80-100	$10^{-2}-10^{-3}$ ¹
τ	10	10	10	9	9	
A_{λ} %	46,6	36,4	43,1	59,2	52,4	19,9

¹ Данные о микроструктуре кристаллических облаков взяты из монографии [13].

ной информацией об оптических параметрах и микроструктуре этих облаков. Оптическую толщину перисто-слоистого облака также, как и его микроструктуру, измерить не удалось.

Заметной зависимости альbedo облаков от высоты Солнца не наблюдалось, при $50 \pm 5^{\circ}$.

Подводя итоги, отметим, что в результате проведенных исследований получены данные о спектральном альbedo слоистообразных облаков в зависимости от оптической толщины, микроструктуры и фазового состояния облаков. Впервые осуществленные одновременные измерения спектральных и интегральных потоков нисходящей и восходящей радиации, микроструктуры и аэрологических параметров облачной атмосферы создают основу для изучения физической природы взаимодействия полей радиации и облачности на основе эксперимента. Полученные результаты открывают возможность корректного сопоставления результатов теоретических расчетов с экспериментом. Решение этой задачи требует, однако, выполнения специальных (применительно к условиям эксперимента) расчетов.

В настоящей работе рассмотрены лишь некоторые частные вопросы взаимодействия полей радиации и облачности. Для более полного обсуждения проблемы необходимо дальнейшее развитие комплексных самолетных экспериментальных программ, а именно: 1) осуществление более полных измерений при наличии различных характерных облачных образований, 2) расширение диапазона спектральных измерений в длинноволновую часть спектра, 3) изучение угловых распределений и поляризационных характеристик поля излучения в облачной атмосфере, 4) совершенствование аппаратуры и методики измерений, в первую очередь — разработка приборов для микрофизических измерений с герметичного скоростного самолета.

ЛИТЕРАТУРА

1. Биненко В. И., Гришечкин В. С., Кондратьев К. Я. Комплексный радиационный эксперимент в облачной атмосфере.— См. наст. сборник, с. 57—67.
2. Tarrent A. W. Die Farba, Tagungsband, Lusern. 1965, p. 689—696.
3. Tarrent A. W. Thesis, University of Surrey. Somework on the spectral power distribution daylight. 1967, p. 260.
4. Tarrent A. W. Trans. Plum. Eng. Soc., London, 1968, 33, 75—82.
5. Handerson S. T. Daylight and its spectrum. London, 1970, p. 482.
6. Thekaekara M. P., Drummond A. J. Proposed Standard Values for the Solar Constant and its Spectral Components. 1900, p. 1—24.
7. Кондратьев К. Я. Солнечная постоянная.— «Метеорология и гидрология», 1971, № 3, с. 8—14.
8. Кондратьев К. Я. Актинометрия. Л., Гидрометеиздат, 1965, с. 691.
9. Забродский Г. М. Результаты экспериментальных исследований оптической плотности облаков.— «Труды ВНМС», 1963, т. 6. Л., Гидрометеиздат, с. 102—111.
10. Plass G. N., Kattawar G. W. Monte-Carlo Calculations of Light Scattering from Clouds.— Appl. Opt., 1968, v. 7, No. 3, p. 415—427.
11. Kattawar G. W., Plass G. N. Influence of Particle Size Distribution on Reflected and Transmitted Light from Clouds.— Appl. Opt., 1968, v. 7, No. 5, p. 1519—1630.
12. Plass G. N., Kattawar G. W. Radiative Transfer in Water and Ice Clouds in the Visible and Infrared Region.— Appl. Opt., 1971, v. 10, No. 4, p. 738—748.
13. Фейгельсон Е. М. Лучистый теплообмен и облака. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 230.

В. И. БИНЕНКО, О. Б. ВАСИЛЬЕВ,
В. С. ГРИШЕЧКИН, К. Я. КОНДРАТЬЕВ

СПЕКТРАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЛУЧИСТОГО ПРИТОКА ТЕПЛА ПРИ НАЛИЧИИ СПЛОШНОЙ ОБЛАЧНОСТИ

Адекватный учет притоков тепла является одним из наиболее трудных аспектов численного моделирования общей циркуляции атмосферы и построения теории климата. За последние годы в этом направлении предприняты первые попытки комплексных экспериментальных исследований различных компонент энергетики атмосферы, осуществляемые в рамках программы Комплексного энергетического эксперимента [1]. Настоящая работа выполнена, как продолжение этой серии исследований по программе КЭНЭКС с двоякой целью: 1) отработки методики Комплексного радиационного эксперимента в облачных условиях (см. [2]), как необходимого этапа выполнения всей программы КЭНЭКС в условиях реальной облачной атмосферы; 2) решения ряда конкретных задач, связанных с исследованием переноса коротковолновой радиации при наличии облачности. Здесь будут рассмотрены результаты экспериментальной работы, предпринятой для получения первых данных о спектральном распределении лучистого притока тепла в случае однослойной облачности. Следует отметить, что решение этой задачи сопряжено с большими трудностями, связанными с тем, что в рассматриваемом случае вычисляются вторые разности потоков нисходящей и восходящей радиации, которые зависят от оптических и микрофизических параметров облака, его толщины, альбеда подстилающей поверхности, высоты Солнца.

Самолетные измерения спектральных и интегральных потоков коротковолновой радиации [2] выполнены 10 IV при наличии в атмосфере однослойной сплошной слоистой облачности геометрической толщины $\Delta H = 450$ м ($H_{\text{в}} = 850$ м, $H_{\text{н}} = 400$ м) над Черным морем, оптическая толщина облака составляла 9,2. Средняя водность облака была порядка $\omega \sim 0,39$ г/м³, модальный радиус осредненного спектра распределения облачных капель $r_{\text{м}} = 6$ мкм. Температура в подоблачном, облачном и надоблачном слое до высоты $H = 2,7$ км была положительной в пределах от 10 до 0° С. Измерения нисходящих и восходящих потоков радиации проводились над облаком и под ним в спектральном диапазоне 0,35—0,95 мкм. В рас-

сма триваемом примере измерения проводились при высоте Солнца 54,9 и 54,6° соответственно.

На рис. 1 приведены данные о спектральных балансах (разностях нисходящих и восходящих потоков) коротковолновой радиа-

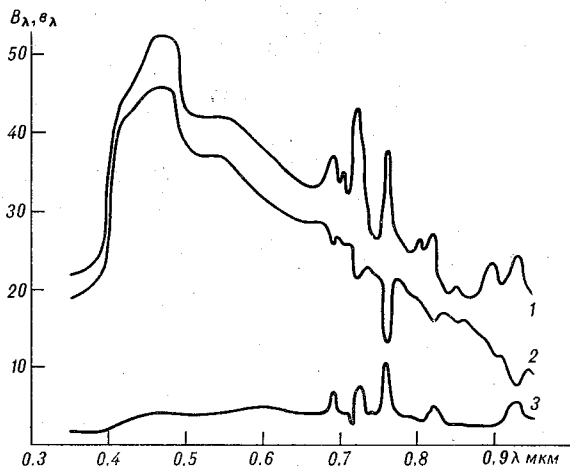


Рис. 1. Спектральное распределение балансов на высотах 8,4 км $B_{\lambda H_2}$ (1) и 0,2 км $B_{\lambda H_1}$ (2) и лучистого притока тепла b_{λ} (3) в случае однослойной слоистокучевой облачности.

ции на высотах 8,4 и 0,2 км. Естественно, что баланс на уровне 8,4 км $B_{\lambda H_2}$ (кривая 1) превосходит баланс на высоте 0,2 км $B_{\lambda H_1}$ (кривая 2), что соответствует наличию радиационного нагревания толщи атмосферы 0,2—1,1 км, содержащей слой облачности. Вели-

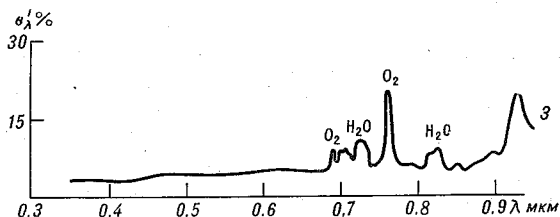


Рис. 2. Спектральная кривая относительного при-

$$\text{тока лучистой энергии } b'_{\lambda} = \frac{b_{\lambda}}{F_{\lambda H} \frac{1}{2}}$$

чина радиационного нагревания (лучистого притока тепла за счет поглощения радиации) определяется разностью балансов $b_{\lambda} = B_{\lambda H_2} - B_{\lambda H_1}$. Кривая 3 наглядно характеризует особенности селективного лучистого притока тепла b_{λ} в рассматриваемой области.

На рис. 2 изображена сглаженная спектральная кривая относительного притока лучистой энергии $b'_\lambda = \frac{b_\lambda}{F_{\lambda H_2}^\downarrow}$ в процентах

($F_{\lambda H_2}^\downarrow$ — поток суммарной радиации, измеренной на высоте H_2). Эти данные еще более наглядно демонстрируют селективность лучистого притока тепла, обусловленного влиянием молекулярного поглощения.

Как видно из рис. 2, относительный спектральный приток тепла b'_λ в облаке в этом случае колеблется в основном в пределах 0,5—3,5%, значительно возрастая в полосах молекулярного поглощения водяного пара и кислорода. Так, например, $b'_\lambda = \frac{b_\lambda}{F_{\lambda H_2}^\downarrow}$ увеличи-

вается при длине волны 0,72 мкм до 10,8%, при 0,820 мкм до 9,7%, при 0,93 мкм до 19,9%. Как показали расчеты, радиация, поглощенная облаком в диапазоне длин волн 0,35—0,95 мкм, составляет 0,06 кал/(см²·мин).

Согласно данным актинометрических измерений в диапазоне длин волн 0,3—3 мкм, интегральный лучистый приток тепла в облачном слое составил 0,08 кал/(см²·мин) или 5% от суммарной радиации, приходящей на верхнюю границу облака. Среднее значение поглощательной способности $b_{ср}$ для Sc и St облаков, согласно работе [3], равно 7,4%, что согласуется с результатами наших пиранометрических и спектральных измерений.

Приведенные выше данные о спектральном распределении лучистого притока тепла за счет поглощения коротковолновой радиации толщиной атмосферы, содержащей слой сплошной облачности, следует рассматривать как предварительные. Продолжающаяся работа по усовершенствованию методики обработки полученных результатов позволит в дальнейшем выполнить более обстоятельные исследования закономерностей спектральной структуры поглощенной облаком коротковолновой радиации. Важные значения для интерпретации результатов измерений лучистого притока тепла должны иметь учет данных химического анализа облачных капель и особенностей спектра поглощения растворов. Планируется предпринять также сопоставление закономерностей спектрального распределения лучистого притока тепла в облачной и безоблачной атмосфере. Все это сделает возможным изучение роли различных факторов, определяющих поглощенную облаком коротковолновую радиацию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К. Я. и др. Предварительные результаты первой экспедиции по программе комплексного энергетического эксперимента (КЭНЭКС-70). — «Бюллетень ВМО», 1971, т. XX, № 3, с. 192—201.
2. Биненко В. И., Гришечкин В. С., Кондратьев К. Я. Комплексный радиационный эксперимент в облачной атмосфере. См. наст. сборник.
3. Гойса Н. И., Шошин В. М. Радиационный баланс облачных слоев St и Sc. — «Труды УкрНИГМИ», 1970, вып. 86, с. 96—111.

СОДЕРЖАНИЕ

В. С. Гришечкин. Спектральные потоки восходящей и нисходящей радиации в тропосфере	3
К. Я. Кондратьев, О. Б. Васильев, В. С. Гришечкин, Л. С. Ивлев, Л. В. Попова, М. А. Прокофьев, Л. И. Чапурский. Спектральные притоки лучистой энергии в тропосфере в диапазоне 0,4—2,4 мкм. Часть I. Методика наблюдений и обработки	12
К. Я. Кондратьев, О. Б. Васильев, В. С. Гришечкин, Л. С. Ивлев, Л. В. Попова, М. А. Прокофьев, Л. И. Чапурский. Спектральные притоки лучистой энергии в тропосфере в диапазоне 0,4—2,4 мкм. Часть II. Результаты наблюдений	24
Н. А. Лазарева, Л. Р. Орленко, О. В. Шкляевич. Некоторые особенности температурно-ветрового режима в пограничном слое атмосферы в условиях пустыни	36
Б. А. Айзенштат, С. И. Леготина, С. П. Малевский-Малевич, Л. Р. Орленко, В. И. Соловейчик. О соотношении составляющих теплового баланса в условиях пустыни	47
В. И. Биненко, В. С. Гришечкин, К. Я. Кондратьев. Комплексный радиационный эксперимент в облачной атмосфере	57
В. И. Биненко, К. Я. Кондратьев. Спектральное альbedo слоистообразной облачности в диапазоне длин волн 0,35—0,95 мкм	68
В. И. Биненко, О. Б. Васильев, В. С. Гришечкин, К. Я. Кондратьев. Спектральное распределение лучистого притока тепла при наличии сплошной облачности	77

ТРУДЫ ГГО, ВЫП. 322
КОМПЛЕКСНЫЙ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ
ЭКСПЕРИМЕНТ
(РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ 1970—
1972 гг.)

Редактор Е. И. Ильиных Технический редактор А. Г. Алексеев
Корректор З. Т. Тимченко

Сдано в набор 7/III 1973 г. Подписано к печати 6/XI 1973 г. М-11433. Формат
60×90¹/₁₆, бумага тип. № 1. Печ. л. 5,25. Уч.-изд. л. 5,69. Тираж 630 экз.
Индекс МЛ-11. Заказ № 511. Цена 40 коп.
Гидрометеиздат. 199053, Ленинград, 2 линия, д. 23

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

Спектральные потоки восходящей и нисходящей радиации в тропосфере. Гришечкин В. С. Труды ГГО, 1973, вып. 322, с. 3—11.

Рассматриваются результаты измерений нисходящих и восходящих спектральных потоков радиации в свободной атмосфере. Спектральный диапазон измерений 0,4—0,9 мкм. Анализируется изменчивость спектральных потоков от высоты Солнца и высоты наблюдений в атмосфере. На основании полученных данных вычислен спектральный радиационный баланс для разных уровней в атмосфере.

Табл. 2. Илл. 4. Библ. 5.

Спектральные притоки лучистой энергии в тропосфере в диапазоне 0,4—2,4 мкм. Часть I. Методика наблюдений и обработки. Кондратьев К. Я., Васильев О. Б., Гришечкин В. С., Ивлев Л. С., Попова Л. В., Прокофьев М. А., Чапурский Л. И. Труды ГГО, 1973, вып. 322, с. 12—23.

Описывается методика наблюдений и обработки результатов измерений спектральных и интегральных радиационных потоков с самолета в экспедиции КЭНЭКС-70. Рассматриваются вопросы обработки результатов самолетных и наземных наблюдений атмосферного аэрозоля.

Илл. 4. Библ. 21.

Спектральные притоки лучистой энергии в тропосфере в диапазоне 0,4—2,4 мкм. Часть II. Результаты наблюдений. Кондратьев К. Я., Васильев О. Б., Гришечкин В. С., Ивлев Л. С., Попова Л. В., Прокофьев М. А., Чапурский Л. И. Труды ГГО, 1973, вып. 322, с. 24—35.

Приводятся результаты экспериментального определения коротковолнового лучистого притока тепла в слое тропосферы 0,4—2,4 мкм. Показано, что для данной реализации состояния атмосферы, величины притоков, обусловленные поглощением радиации аэрозолями и газовыми компонентами, имеют один порядок. Спектральный ход аэрозольного поглощения объяснен наличием в атмосфере гематита, который обнаружен путем микрофизических измерений. Сопоставление спектральных и независимых актинометрических измерений дали результаты, хорошо совпадающие. Спектральный приток тепла к слою в диапазоне длин волн 0,4—2,4 мкм оказался равен $0,214 \pm 0,020$ кал/(см²·мин) по актинометрическим данным и $0,195 \pm 0,040$ кал/(см²·мин) по спектральным измерениям.

Табл. 4. Илл. 5. Библ. 7.