

*Хельги АРСТ*

### О ПОГРЕШНОСТЯХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ДАННЫМ АВИАТЕРМИЧЕСКИХ СЪЕМОК

В последние годы заметно возрос интерес к дистанционным методам измерения температуры подстилающей поверхности и облаков (см., напр., [1–11]). Как известно, из аппаратуры дистанционного измерения широкое распространение получили инфракрасные радиометры. Эти приборы, измеряя восходящую тепловую радиацию, поставляют данные об истинной температуре поверхности, обладают очень малой инерцией и высокой разрешающей способностью. При этом производительность радиометрических измерений значительно превышает возможности других известных методов [4, 5, 9, 10].

Богатую информацию о температуре подстилающей поверхности можно получить по данным измерения уходящего теплового излучения в окнах прозрачности атмосферы с помощью спутников [1, 2, 7, 9, 10]. Однако толщина воздушного слоя (практически вся земная атмосфера) между измерительной аппаратурой на спутнике и земной поверхностью настолько большая, что это неизбежно сказывается на результатах измерений даже в «прозрачных» интервалах спектра длинноволнового излучения. В этом случае для правильной интерпретации полученных данных необходимо располагать сведениями об излучательной способности атмосферы в момент измерения. Достигнутая на сегодня с помощью спутниковых методов точность определения температуры подстилающей поверхности составляет 2–4° (см. [7, 9, 10]), что явно недостаточно для решения стоящих задач.

Важное значение имеют поэтому дистанционные измерения с борта самолета или вертолета. В этом случае слой атмосферы, разделяющий аппаратуру и земную поверхность, гораздо тоньше (от нескольких сотен до нескольких тысяч метров) и, следовательно, погрешности при расчетах температуры будут меньше. Кроме того, в условиях облачности есть возможность проводить измерения, осуществляя полеты под облаками. Однако это еще не означает, что проблемы интерпретации результатов измерений и учета искажающего действия атмосферы можно снять с повестки дня. Иногда бывает необходимой очень высокая точность измерения температуры подстилающей поверхности. Так, например, истинной температурой поверхности водоема является температура тончайшего слоя воды (порядка долей миллиметра) и точное ее определение крайне необходимо при исследованиях радиационного и теплового балансов [4, 5, 12]. Таким образом, выявление даже едва заметного



влияния приземной атмосферы на показания радиометров представляет немалый интерес.

Как известно, определение температуры подстилающей поверхности авиатермическим методом есть один из простейших видов обратной задачи: из выражения, предназначенного для расчета восходящего излучения, вычисляется температура излучательной поверхности при известном значении радиации. Согласно феноменологической теории расчетов теплового излучения земной атмосферы [13], интенсивность восходящего излучения земли и атмосферы  $J \uparrow$  на высоте  $H$  вычисляется по формуле:

$$J \uparrow (H) = P(0, H) E(T_0) + \int_{P(0, H)}^1 E[T(z)] dP(z, H), \quad (1)$$

где  $P(0, H)$  — функция пропускания атмосферного слоя от 0 до  $H$ ,  $P(z, H)$  — она же для слоя от  $z$  до  $H$ ,  $z$  — вертикальная координата,  $E(T)$  — интенсивность излучения абсолютно черного тела при температуре  $T$ ,  $T_0$  — температура подстилающей поверхности.

Последняя величина является искомой. Однако часто сведения о функции пропускания для нижележащего слоя атмосферы отсутствуют, и тогда на основе данных измерения  $J \uparrow (H)$  определяется не  $T_0$ , а некая температура  $T^*$  в предположении, что

$$J \uparrow (H) = E(T^*). \quad (2)$$

Разность  $\Delta T = T_0 - T^*$  в данном случае характеризует погрешность определения температуры подстилающей поверхности.

Отметим, что в настоящей работе анализируются только погрешности, обусловленные искажающим действием атмосферы. Погрешности, возникающие вследствие возможных недостатков радиометра или вызванные отсутствием сведений об излучательной способности подстилающей поверхности, здесь не рассматриваются. Поэтому формулы (1) и (2) относятся к случаю абсолютно черной подстилающей поверхности.

Для оценки погрешности  $\Delta T$  нами были рассмотрены десять вариантов высоты авиатермической съемки ( $H = 50, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 1000, 1500$  м) и одиннадцать вариантов метеорологических условий (см. табл. 1).

Вертикальный ход температуры рассчитывали по формуле

$$T_H = T_0 - \gamma_0 - \gamma H, \quad (3)$$

где  $\gamma$  — вертикальный градиент температуры,  $\gamma_0$  — скачок температуры. С целью упрощения расчетов предполагали, что относительная влажность ( $R$ ) и концентрация озона ( $\varkappa$ ) в пределах рассматриваемого атмосферного слоя (0—1,5 км) от высоты не зависят.

Для расчетов использовали атмосферное окно 800 — 1200  $\text{см}^{-1}$ . В этом интервале спектра, как известно, основными поглощающими ком-

Таблица 1

Исходные параметры, характеризующие различные варианты состояния атмосферы

Исходные параметры	Вариант										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$T_0, \text{K}$	253	288	288	288	288	293	313	313	303	313	313
$\gamma_0, ^\circ$	0	0	0	0	0	3	20	20	10	20	20
$\gamma, ^\circ/\text{км}$	6	6	6	10	6	4	4	10	10	6	6
$R, \%$	30	60	90	90	90	60	60	60	60	60	90
$\varkappa \cdot 10^4, \text{см}/\text{км}$	25	25	25	25	50	25	25	25	25	25	25



понентами являются водяной пар, озон и аэрозоли. Принимали, что в выражении (1)

$$P = P_W P_M P_A, \quad (4)$$

где  $P_W$ ,  $P_M$  и  $P_A$  — функции пропускания водяного пара, озона и аэрозолей соответственно. Первые две величины рассчитывали на основе данных [14, 15]. Определение же  $P_A$  — задача довольно сложная. Здесь необходимы не только данные о поглощательных свойствах аэрозольных частиц в рассматриваемом спектральном интервале, но и сведения о их физико-химических характеристиках и вертикальном распределении для каждого конкретного случая. Мы ограничились лишь грубой оценкой влияния аэрозолей, используя данные [16]. Полный цикл расчетов для десяти высот от 50 до 1500 м был выполнен в предположении, что  $P_A = 1$ . Лишь для 100 и 1000 м погрешности определения температуры ( $\Delta T$ ) оценены с учетом аэрозольного поглощения.

В свете новейших данных (см. [2, 17–27]) следует отметить, что кроме «обычного» поглощения водяным паром (мономером) приходится рассматривать поглощение радиации димером водяного пара (ввиду его большой поглощательной способности, значительно зависящей от температуры). На сегодняшний день проблема о вкладе димера в атмосферное излучение пока окончательно не решена и результаты, полученные различными авторами, весьма противоречивы [2, 19, 21–23, 26, 27]. Например, в работах [19, 21, 26] большие значения оптических толщин атмосферы отнесены за счет поглощения димером и сделан вывод о значительном его излучении в атмосферных окнах (особенно в тропиках). По данным [22, 23, 27], вклад димера водяного пара в атмосферное излучение гораздо скромнее (авторы [27] утверждают даже, что на его долю приходится не более 1% атмосферного излучения). По мнению А. П. Поберовского [21], пока не существует корректного способа учета его вклада в атмосферное излучение.

В настоящей работе влияние димера на поглощение и излучение длинноволновой радиации в атмосфере не учитывалось. Однако, так как содержание этого компонента в воздухе прямым образом связано с количеством влажности (см. [20, 21]), то некоторое представление о его возможном влиянии на погрешность  $T_0 - T^*$  дает сравнение вариантов 2 и 3 (см. табл. 1 и 2). Изменение относительной влажности от 60 до 90% влечет за собой увеличение оптической толщины первого километрового слоя атмосферы примерно на 0,05 (для окна прозрачности 800–1200  $\text{см}^{-1}$ ). По данным [19, 21], в условиях умеренных широт прирост оптической толщины всей атмосферы за счет димерного поглощения оценивается в среднем 0,1–0,2, что дает для слоя 0–1 км ориентировочно 0,04–0,08.

Результаты описанных выше расчетов представлены частично в табл. 2 и 3. Как и следовало ожидать, значения  $\Delta T$  растут с увеличением как высоты, так и зенитного угла. Например, при  $\theta = 60^\circ$  погрешность измерения температуры примерно в 1,6–1,7 раза, а при  $\theta = 85^\circ$  уже в 5–7 раз больше, чем при  $\theta = 0^\circ$ . Эта зависимость с ростом  $H$  несколько уменьшается и, что интересно отметить, на нее почти не влияют метеорологические характеристики атмосферы (в том числе и скачок температуры  $\gamma_0$ ): отношение  $\frac{\Delta T(\theta)}{\Delta T(\theta=0)}$  для данного

угла  $\theta$  и высоты  $H$  довольно устойчиво при переходе от одного варианта модели атмосферы к другому.

Значительно изменяется  $\Delta T$  с высотой  $H$ . Если до  $\sim 200$  м значения  $\Delta T$ , как правило, ничтожно малы (за исключением вариантов 7 и 8),



Таблица 2

Погрешности вычисления температуры подстилающей поверхности в зависимости от высоты  $H$  и зенитного угла  $\theta$ , К (без учета влияния аэрозолей на перенос радиации)

Вариант (см. табл. 1)	$\theta^\circ$	$H, м$				
		50	200	500	1000	1500
1	0	0,001	0,004	0,017	0,047	0,084
	60	0,001	0,006	0,026	0,074	0,131
	80	0,001	0,012	0,052	0,149	0,261
	85	0,002	0,019	0,083	0,237	0,419
2	0	0,002	0,023	0,112	0,335	0,601
	60	0,004	0,041	0,192	0,573	1,023
	80	0,008	0,094	0,433	1,258	2,206
	85	0,014	0,159	0,714	2,003	3,446
3	0	0,003	0,032	0,152	0,454	0,810
	60	0,005	0,055	0,261	0,772	1,370
	80	0,011	0,127	0,579	1,650	2,862
	85	0,019	0,213	0,931	2,539	4,292
4	0	0,005	0,052	0,235	0,655	1,096
	60	0,008	0,090	0,405	1,119	1,863
	80	0,018	0,205	0,901	2,422	3,975
	85	0,032	0,344	1,458	2,787	6,122
5	0	0,003	0,033	0,156	0,466	0,832
	60	0,005	0,057	0,266	0,788	1,398
	80	0,011	0,129	0,587	1,671	2,899
	85	0,020	0,216	0,941	2,562	4,331
6	0	0,042	0,134	0,316	0,630	0,952
	60	0,072	0,233	0,543	1,069	1,604
	80	0,167	0,532	1,193	2,260	3,303
	85	0,287	0,888	1,900	3,430	4,869
7	0	0,287	0,860	1,756	2,942	3,908
	60	0,498	1,493	3,017	4,976	6,531
	80	1,158	3,407	6,599	10,32	13,04
	85	2,000	5,676	10,38	15,20	18,39
8	0	0,287	0,860	1,749	2,882	3,737
	60	0,498	1,494	3,011	4,908	6,322
	80	1,159	3,413	6,640	10,44	13,19
	85	2,001	5,701	10,57	15,90	19,65
9	0	0,152	0,471	1,015	1,793	2,439
	60	0,263	0,817	1,744	3,049	4,123
	80	0,611	1,861	3,833	6,478	8,611
	85	1,053	3,098	6,086	9,869	12,87

то на уровне 1000 м и выше учет погрешности дистанционного измерения температуры уже необходим (см. табл. 2). Особенно бросается в глаза зависимость  $\Delta T$  от характера распределения температуры в атмосфере, и прежде всего от значения  $\gamma_0$ . Отметим, что изменение влагосодержания атмосферы на 30% влияет на  $\Delta T$  заметно меньше, чем изменение градиента температуры ( $\gamma$ ) на  $4^\circ/\text{км}$  (ср. варианты 2—4). Наибольшие же величины  $\Delta T$  имеют место при появлении температурного скачка у поверхности земли (ср. варианты 7 и 8 с остальными). При этом с увеличением  $\gamma_0$  резко увеличиваются не только погрешности измерения температуры, но и их приращения с высотой (см. табл. 2).

Сравнение вариантов 3 и 5 (табл. 1 и 2) показывает, что повышенные концентрации озона от 0,0025 до 0,0050 см/км практически не влияют на погрешность  $\Delta T$ .

Заслуживает внимания зависимость погрешности  $\Delta T$  от темпера-



туры подстилающей поверхности. Анализ градиента  $\frac{\Delta(T_0 - T^*)}{\Delta T_0}$  показывает, что если  $T_0$ , равные 253, 288 и 313 К, увеличить на один градус, то величины  $T_0 - T^*$  возрастут приблизительно на 0,002, 0,030 и 0,140 К соответственно (при  $\vartheta = 0$  и  $H = 1000$  м). Причем нелинейное увеличение  $\Delta T$  с ростом  $T_0$  происходит на всех высотах и при любых значениях зенитного угла. Такая закономерность вполне понятна, ибо зависимость излучения от температуры имеет тоже нелинейный характер (как известно, излучение черного тела пропорционально четвертой степени абсолютной температуры).

Таблица 3

Погрешности вычисления температуры подстилающей поверхности в зависимости от содержания аэрозолей в атмосфере на  $H = 1000$  м при  $\vartheta = 0$ , К

Вариант	Содержание аэрозолей		
	нет	мало	много
1	0,047	0,084	0,179
2	0,335	0,371	0,460
3	0,454	0,488	0,575
4	0,655	0,713	0,857
5	0,466	0,500	0,585
6	0,630	0,687	0,829
7	2,94	3,17	3,75
8	2,88	3,15	3,81

В табл. 3 приведены некоторые оценки влияния атмосферных аэрозолей на погрешность  $\Delta T$ . При этом функция пропускания  $P_A$  (см. формулу (4)) определялась по графикам [16] для двух моделей концентрации аэрозолей, характеризуемых дальностью видимости соответственно 23 и 5 км (аэрозолей мало и много). Как и следовало ожидать,  $\Delta T$  увеличивается с повышением их концентрации. Однако «аэрозольный эффект» не очень значителен: даже при дальности видимости 5 км на долю аэрозолей приходится примерно 25% общей погрешности измерения температуры.

Резюмируя изложенное выше, перечислим, какие погрешности следует ожидать при измерении температуры подстилающей поверхности авиатермическим методом.

1. В условиях изотермии и при  $\gamma_0 = 0$  погрешность  $\Delta T = 0$ .
2. В условиях изотермии и при наличии температурного скачка погрешность  $\Delta T > 0$ , если  $\gamma_0 > 0$  (земля теплее воздуха), и  $\Delta T < 0$ , если  $\gamma_0 < 0$  (земля холоднее воздуха). Влияние  $\gamma_0$  на величину  $\Delta T$  весьма существенно.
3. В условиях, когда температура воздуха повышается с высотой ( $T^* > T_0$ ), погрешность  $\Delta T < 0$  и, наоборот, когда понижается ( $T_0 > T^*$ ), погрешность  $\Delta T > 0$ . Однако влияние градиента температуры сказывается на  $\Delta T$  менее резко, чем влияние  $\gamma_0$ .
4. Абсолютное значение погрешности  $\Delta T$  гораздо меньше при низких температурах земной поверхности и атмосферы и заметно больше при высоких.
5. Абсолютное значение погрешности  $\Delta T$  увеличивается с ростом толщины атмосферного слоя между подстилающей поверхностью и измерительным прибором. Характер этого увеличения определяется значениями  $T_0$ ,  $\gamma_0$ ,  $\gamma$  и поглощательной способностью атмосферного слоя в каждом конкретном случае.



6. Погрешность  $\Delta T$  увеличивается с увеличением зенитного угла, причем более или менее независимо от метеорологических характеристик атмосферы и подстилающей поверхности.

7. Изменение концентрации поглощающих компонентов атмосферы (водяного пара, озона, аэрозолей) в реальных пределах влияет на значение  $\Delta T$  заметно меньше, чем изменение  $\gamma_0$  и  $T_0$ .

Таким образом, наименьшие погрешности  $\Delta T$  можно ожидать, очевидно, в зимних условиях при сухой холодной погоде, а наибольшие — летом, когда почва сильно перегрета относительно воздуха. В последнем случае в результаты дистанционного измерения температуры необходимо ввести соответствующие поправки для учета  $\gamma_0$ . График для приближенного определения этой поправки можно найти, например, в [6].

Сравнение результатов настоящей работы с аналогичными данными других исследователей [5, 6] показывает их удовлетворительное согласие.

Говоря о погрешностях измерения температуры подстилающей поверхности (или наземных объектов) авиатермическим методом, необходимо подчеркнуть, что интерпретация результатов таких измерений может быть существенно различной в зависимости от условий эксперимента, в частности от температуры исследуемого объекта. Правильная интерпретация измерений восходящей тепловой радиации стала весьма актуальной в связи с развитием методов инфракрасной аэро съемки для изучения и восстановления размеров и геометрических характеристик различных наземных объектов.

Как уже было сказано, для правильного определения температуры исследуемой поверхности необходимо решить уравнение (1) относительно  $T_0$ . Это возможно лишь при наличии данных о вертикальном распределении температуры  $T$  и функции пропускания  $P(z, H)$  в пределах всего слоя  $(0, H)$ . При этом величина поглощенной этим слоем радиации земной поверхности определяется первым членом выражения (1) и здесь достаточно лишь одного значения функции пропускания  $P(0, H)$ . Второй член (интеграл) выражения (1) характеризует, как известно, собственное излучение атмосферного слоя  $(0, H)$ , которое вычисляется довольно сложным образом, поскольку зависит от вертикального распределения метеорологических характеристик атмосферы. Поэтому возникает вопрос, можно ли (при наличии данных о  $P(0, H)$ ) уменьшить погрешность дистанционного измерения температуры наземных объектов, если ограничиться первым членом выражения (1). Другими словами, может быть целесообразнее вместо формулы (2), где значения температуры исследуемой поверхности определяются без учета поглощения и излучения атмосферного слоя  $(0, H)$ , использовать формулу

$$E(T^{**}) = \frac{J \uparrow (H)}{P(0, H)}. \quad (5)$$

Эта формула учитывает поглощение наземной радиации атмосферным слоем  $(0, H)$ , но не учитывает собственное излучение этого слоя. Погрешность измерения температуры в данном случае определяется разностью  $T^{**} - T_0$ . Однако более глубокий анализ показывает, что использование формулы (5) вместо выражения (2) оправдано лишь тогда, когда температура излучающего наземного объекта намного выше температуры атмосферного слоя  $(0, H)$ . Действительно, при изотермии, когда  $\gamma_0 = 0$  и градиент температуры  $\gamma = 0$ , слой  $(0, H)$  поглощает столько же земной радиации, сколько сам излучает, т. е. имеет место



Таблица 4

Сравнение погрешностей дистанционного измерения температуры подстилающей поверхности без учета трансформации излучения в атмосфере ( $T^* - T_0$ ) и с учетом только поглощения радиации воздухом ( $T^{**} - T_0$ )

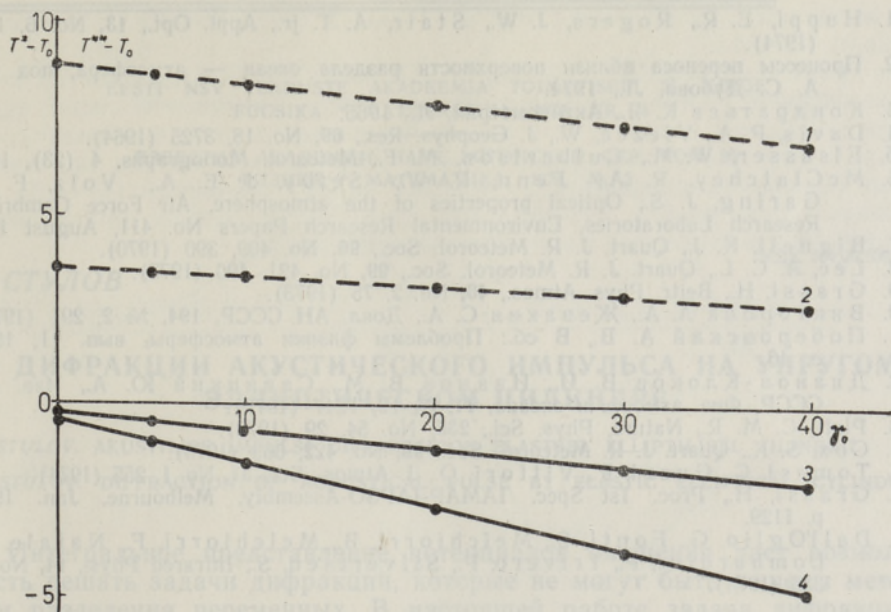
Вариант (см. табл. 1)	$H, м$	$\vartheta = 0^\circ$		$\vartheta = 60^\circ$		$\vartheta = 85^\circ$	
		$T^* - T_0$	$T^{**} - T_0$	$T^* - T_0$	$T^{**} - T_0$	$T^* - T_0$	$T^{**} - T_0$
		1	100	0,000	0,04	0,000	0,06
	1000	-0,01	0,19	-0,02	0,36	-0,11	1,72
2	100	-0,004	0,83	-0,008	1,54	-0,04	7,38
	1000	-0,24	5,09	-0,43	9,54	-1,72	31,86
10	100	-0,34	0,96	-0,62	1,79	-2,75	8,71
	1000	-2,28	6,02	-4,05	11,43	-14,24	36,80
11	100	-0,48	1,38	-0,88	2,57	-3,82	12,73
	1000	-3,20	8,74	-5,60	16,82	-17,51	36,80

полная компенсация. В этом случае по формуле (5) можно рассчитать только один из двух компенсирующих факторов, что влечет за собой существенную погрешность  $T^{**} - T_0$  (соответствующая  $T^* - T_0$  по формуле (2) при изотермии равняется нулю). Таким образом, процессы поглощения и излучения в слое (0,  $H$ ) влияют на результирующее значение  $J \uparrow (H)$  в противоположном направлении, и даже при изменении температуры с высотой часть поглощенного атмосферным слоем излучения будет компенсироваться его собственным излучением. Для количественной оценки этого эффекта некоторые результаты вычисления погрешностей  $T^{**} - T_0$  (по формуле (5)) и  $T^* - T_0$  (по формуле (2)) в спектральном интервале  $925-950 \text{ см}^{-1}$  приведены в табл. 4. Видно, что в реальных условиях погрешность  $T^{**} - T_0$  в десятки раз больше погрешности  $T^* - T_0$ . Наглядное представление об изменении этих погрешностей в зависимости от скачка между температурой земли и температурой воздуха дает рисунок. Здесь значения  $T^{**} - T_0$  и  $T^* - T_0$  рассчитаны в пределах спектрального интервала  $900-905 \text{ см}^{-1}$  для следующих двух моделей атмосферы:

Характеристика модели	Модель А	Модель В
Температура воздуха на уровне земной поверхности $T(H=0)$	287 К	293 К
Полная поглощающая масса водяного пара в слое 0—1 км	0,58 см	1,39 см
Варианты скачка температуры $\gamma_0$	0, 5, 10, 20 и $40^\circ$	0, 5, 10, 20 и $40^\circ$
Градиент вертикального уменьшения температуры в атмосфере $\gamma$	$6^\circ/\text{км}$	$6^\circ/\text{км}$

Как видно из рисунка, с ростом  $\gamma_0$  абсолютные величины погрешности  $T^* - T_0$  увеличиваются, а погрешности  $T^{**} - T_0$  уменьшаются и, по-видимому, с дальнейшим увеличением  $\gamma_0$  асимптотически приближаются к нулю. Таким образом, несмотря на то, что при тех значениях  $\gamma_0$ , которые изображены на рисунке, всегда  $T^* - T_0 < T^{**} - T_0$ , где-то около  $\gamma_0 \approx 50 \text{ К}$  обе погрешности будут более или менее одинаковыми, а при больших  $\gamma_0$  следует ожидать уже  $T^* - T_0 > T^{**} - T_0$ . Это означает, что излучающий объект на земле имеет столь высокую темпе-





Зависимость погрешностей  $T^* - T_0$  (сплошная линия) и  $T^{**} - T_0$  (пунктир) от  $\gamma_0$ :  
2 и 3 — для модели атмосферы А, 1 и 4 — для модели атмосферы В, К.

ратуру, что собственное излучение атмосферы способно компенсировать лишь незначительную часть поглощенной воздухом энергии излучения этого наземного объекта и решающим фактором становится только излучение «горячей» поверхности и поглощение этой радиации в воздухе.

Итак, при измерении температуры земной поверхности или наземных объектов авиатермическим методом необходимо иметь в виду следующее.

1. В реальных условиях (скачок температуры  $\gamma_0 < 40$  К) расчет по формуле (5) даст гораздо большую погрешность, чем расчет по формуле (2); для уточнения результатов следует искать другие возможности (напр., применение формулы (1));

2. Использование формулы (5) целесообразно при изучении «горячих» наземных объектов (вулканических кратеров и озер, искусственных «горячих» объектов), температура которых намного (на 60—70 К и больше) превышает температуру приземной атмосферы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М., Термическое зондирование атмосферы со спутников, Л., 1970.
2. Wark, D. Q., Lienisch, J. H., Weinreb, M. P., Appl. Optics, 13, No. 3, 507 (1974).
3. Marlatt, W. E., J. Appl. Meteorol., 6, No. 2, 272 (1967).
4. Kimura, R., Misawa, N., J. Oceanogr. Soc. Japan, 26, Nr. 1, 22 (1970).
5. Гидрюк Г. В., Зыкова Г. Г., Терзиев Ф. С., Метеор. и гидрология, № 4, 109 (1975).
6. Lorenz, D., Appl. Optics, 7, No. 9, 1705 (1968).
7. Городецкий А. К., В сб.: Космическая стрела, М., 1974, с. 198.
8. Lorenz, D., Arch. Meteorol., Geophys. und Bioklimatol., Ser. B, 21, 125 (1973).
9. Smith, W. L., Rao, P. K., 5th Symp. Temp., Washington, D. C., June 21—24, 1971. Repr. Pittsburgh, Instrum. Soc. Amer., 1972, p. 2251.
10. Maul, G. A., Sidran, M., J. Geophys. Res., 78, No. 12, 1909 (1973).



11. Huppi, E. R., Rogers, J. W., Stair, A. T. jr., Appl. Opt., **13**, No. 6, 1466 (1974).
12. Процессы переноса вблизи поверхности раздела океан — атмосфера, под ред. А. С. Дубова, Л., 1974.
13. Кондратьев К. Я., Актинометрия, Л., 1965.
14. Davis, P. A., Viezee, W., J. Geophys. Res., **69**, No. 18, 3725 (1964).
15. Elsasser, W. M., Culbertson, M. F., Meteorol. Monographs, **4** (23), 1960.
16. McClatchey, R. A., Fenn, R. W., Selby, J. E. A., Volz, F. E., Garing, J. S., Optical properties of the atmosphere, Air Force Cambridge Research Laboratories, Environmental Research Papers No. 411, August 1972.
17. Bignell, K. J., Quart. J. R. Meteorol. Soc., **96**, No. 409, 390 (1970).
18. Lee, A. C. L., Quart. J. R. Meteorol. Soc., **99**, No. 421, 490 (1973).
19. Grassl, H., Beitr. Phys. Atmos., **46**, No. 2, 75 (1973).
20. Викторова А. А., Жевакин С. А., Докл. АН СССР, **194**, № 2, 291 (1970).
21. Поберовский А. В., В сб.: Проблемы физики атмосферы, вып. 11, 1974, с. 46.
22. Дианов-Клоков В. И., Иванов В. М., Савицкий Ю. А., Изв. АН СССР, Физ. атмосфер. и океана, **11**, № 12, 1247 (1975).
23. Platt, C. M. R., Nature, Phys. Sci., **235**, No. 54, 29 (1972).
24. Cox, S. K., Quart. J. R. Meteorol. Soc., **99**, No. 422, 669 (1973).
25. Tomasi, C., Guzzi, R., Vittori, O., J. Atmos. Sci., **31**, No. 1, 255 (1974).
26. Grassl, H., Proc. 1st Spec. IAMAP-IAPSO-Assembly, Melbourne, Jan. 1974, p. 1129.
27. Dall'oglio, G., Fonti, S., Melchiorri, B., Melchiorri, F., Natale, V., Lombardini, P., Trivero, P., Silvertsen, S., Infrared Phys., **14**, No. 4, 335 (1974).

*Институт термofизики и электрофизики  
Академии наук Эстонской ССР*

Поступила в редакцию  
7/VI 1976

*Helgi ARST*

### МААПИНА TEMPERAТУURI MÄÄRAMISE TÄPSUSEST AVIOTERMILISE MEETODI KASUTAMISE KORRAL

Käsitletakse atmosfääri moonutavat mõju maapinna temperatuuri määramisele avio-termilisel meetodil. Mõõtmistulemustes tekkinud vead on arvatud spektrivahemikus 800—1200  $\text{cm}^{-1}$  kümnel eri kõrgusel maapinnast ja 11 meteoroloogiliste parameetrite kombinatsiooni korral. On uuritud kaht tüüpi vigu: 1) vigu, mis tekivad, kui maapinna temperatuuri arvutamisel täielikult ignoreeritakse atmosfääri neelavat ja kiirgavat mõju, ja 2) vigu, mis tekivad, kui võetakse arvesse maapinna kiirguse neeldumist atmosfääris, kuid ei arvestata atmosfääri enda kiirgust. Selgub, et esimesel juhul on viga seda väiksem, mida külmem on maapind ning mida kuivem ja puhtam atmosfäär. Teisele juhule vastavad vead on maapinna harilike temperatuuride korral tunduvalt suuremad esimese juhu vigadest. Ainult kuumade maapealsete objektide (vähemalt 60—70° soojemad maaligidastest õhust) temperatuuri määramisel on õigustatud teise meetodi kasutamine.

*Helgi ARST*

### ON ERRORS IN CALCULATIONS OF THE EARTH TEMPERATURE ON THE BASIS OF REMOTE MEASUREMENTS BY MEANS OF RADIOMETER

Distorting influence of the atmosphere in the case of remote measurements of the earth temperature is investigated. The earth surface temperature is assumed to be calculated on the basis of radiometric measurements from aircraft or helicopter. The errors of these calculations caused by the distorting influence of the atmosphere are estimated for eleven variants of meteorological conditions and for ten heights of the measurements (50 to 1,500 metres). The majority of the computations is carried out for the spectral interval 800—1200  $\text{cm}^{-1}$ . Both cold and hot earth surfaces are considered.