

А.М. Игнатов, В.С. Суетин

СРАВНЕНИЕ СПЕКТРАЛЬНОГО И УГЛОВОГО ИК-МЕТОДОВ ДИСТАНЦИОННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ОКЕАНА

На основе модельных расчетов исследована задача устранения атмосферных помех при дистанционном определении температуры поверхности океана (ТПО) с учетом региональных особенностей изменчивости вертикальных профилей температуры и влажности воздуха. При этом использован разработанный авторами подход, дающий возможность проводить анализ физических механизмов, оказывающих влияние на уровень погрешностей определения ТПО, и получать обоснованные объективные оценки этих погрешностей. В дополнение к рассмотренной ранее двухугловой схеме измерений (Оптика атмосферы. 1989. N 7; 1991. N 8) изучена спектральная схема, предполагающая использование измерений в двух интервалах в окне прозрачности атмосферы 10–13 мкм. Как показывают результаты расчетов, точность определения ТПО при реальном уровне шумовых погрешностей регистрации ИК-излучения в зависимости от региональных свойств атмосферы меняется в пределах 0,1–0,7 К. Угловая схема несколько лучше учитывает атмосферные помехи, но является более чувствительной к погрешностям измерений. В экстремальных условиях влажных тропических регионов угловая схема измерений обеспечивает преимущество даже при наличии погрешностей.

В настоящее время наибольшее распространение получили две разновидности ИК-метода определения температуры поверхности океана (ТПО) по дистанционным измерениям из космоса – *спектральный* и *угловой*. Отдельные экспериментальные оценки их эффективности были получены при интерпретации измерений, выполненных в методических целях с ИСЗ Космос-1151 [1–3]. На эксплуатационной основе первый реализован в приборе AVHRR на спутниках серии NOAA, второй – в радиометре ATSR на европейском ИСЗ ERS-1, выведенном на орбиту в июле 1991 г.

Имеется большое число теоретических исследований различных алгоритмов обработки, применяемых при атмосферной коррекции спутниковых ИК-измерений. В работах [3–7] реализован новый подход к изучению задачи определения ТПО, основанный на локальной линеаризации уравнения переноса ИК-излучения. Его отличительной особенностью является учет изменчивости вертикальных профилей влажности и температуры атмосферы, которая рассматривается как многофакторная помеха определению ТПО. Число влияющих переменных факторов в этом случае существенно превышает число регистрируемых величин, определяемое количеством измерительных каналов. Отсюда следует, что задача восстановления ТПО является некорректной, и для однозначного ее решения необходимо привлечение некоторой априорной информации, как это делается, например, при дистанционном определении вертикальных профилей атмосферных параметров с помощью многоканальных ИК-датчиков. Вместе с тем, для изучения методов определения ТПО, предполагающих использование небольшого числа измерительных каналов, такой подход ранее не применялся.

В основе применяемой нами схемы анализа лежит представление дисперсии погрешностей определения ТПО σ^2 в виде суммы двух слагаемых, одно из которых обусловлено вариациями вертикальных профилей температуры и влажности атмосферы (многофакторная атмосферная помеха), а второе связано с погрешностями регистрации ИК-излучения на борту ИСЗ. Это дает возможность обоснованно выбрать состав измерительных каналов спутникового ИК-радиометра и определить оптимальные параметры линейного алгоритма расчета ТПО с учетом специфических особенностей атмосферных условий в различных регионах Мирового океана.

В [5–7] показано, что при использовании двухугловой схемы измерений в спектральном интервале 900–920 см⁻¹ углы $\theta_1 = 0$ и $\theta_2 = 55^\circ$ (углы отсчитываются от местной вертикали в точке встречи луча визирования с поверхностью с учетом сферичности Земли) являются

приближенно оптимальными для всего диапазона изменчивости атмосферных условий (с учетом погрешностей регистрации радиационной температуры на уровне 0,05–0,10 К в каждом канале). Исчерпывающе обоснованной оптимизации количества и состава каналов спектральной измерительной схемы, включающей использование всех перспективных для определения ТПО спектральных интервалов (в том числе в окне 3,7 мкм) и выполненной с учетом региональных особенностей атмосферных помех, в литературе не описано. Такой анализ, аналогичный проведенному в [6, 7] применительно к угловой схеме, представляет значительный интерес, но выходит за рамки данной работы, в которой рассмотрена спектральная схема, предполагающая наблюдение в вертикальном направлении (в надир) в двух спектральных участках 900–920 и 790–810 см⁻¹ (длины волн 11,0 и 12,5 мкм соответственно). Как показали предварительные оценки, такое сочетание каналов может считаться близким к оптимальному, если использовать измерения только в окне прозрачности атмосферы 10–13 мкм [3]. Основная цель данной работы заключается в выполнении анализа указанной спектральной схемы в рамках тех же методических приемов, которые были применены в [5, 7] для анализа двухугловой, и в сопоставлении их наиболее существенных свойств.

Используемая методология анализа, все исходные предположения и основные обозначения совпадают с описанными в [6, 7], поэтому здесь ограничимся лишь краткими сведениями, необходимыми для понимания данной работы.

Через T_1 и T_2 обозначаются точные значения радиационных температур в первом и втором каналах, через ε_1 и ε_2 – погрешности их регистрации. Температура поверхности океана T определяется по формуле:

$$T = \alpha_0 + \alpha_1 (T_1 + \varepsilon_1) + \alpha_2 (T_2 + \varepsilon_2). \quad (1)$$

Оптимальные значения коэффициентов α_1 и α_2 доставляют минимум дисперсии суммарной погрешности определения ТПО. Величина α_0 существенным образом зависит от абсолютных уровней средних значений T_1 и T_2 для каждого региона и сезона и не влияет на составляющую ошибки определения ТПО, обусловленную принципиальной многофакторностью задачи. Поэтому в данной работе мы не останавливаемся на анализе эффектов, связанных с α_0 (отдельные аспекты этого вопроса обсуждены в [3, 4]). Таким образом, наше внимание сосредоточено на анализе величин α_1 , α_2 и σ , относящихся к различным двухканальным схемам измерений.

Для проведения расчетов необходимо задать средние вертикальные профили атмосферных параметров, статистическую структуру их вариаций (матрицу G), матрицу H , определяющую чувствительность величин T_1 и T_2 к вариациям атмосферных параметров на различных высотах, и свойства погрешностей измерений ε_1 и ε_2 . Последние считаются некоррелированными в каналах случайными величинами, имеющими одинаковые дисперсии σ_n^2 и нулевые средние значения. Матрица H , по столбцам которой расположены производные радиационной температуры по атмосферным параметрам на различной высоте, а строки соответствуют разным каналам, вычислялась с помощью программы LOWTRAN-5 для безоблачной и безаэрозольной атмосферы; поверхность океана считается гладкой, отражающей по Френелю [7]. Данные о средних вертикальных профилях атмосферных параметров и статистических характеристиках их изменчивости берутся из справочника [8].

В работах [5–7] при численном исследовании задачи определения ТПО нами использовались статистические характеристики всех 48 атмосферных реализаций, описанных в [8] и соответствующих различным сезонам и географическим регионам северного полушария. Вместе с тем для перекрытия всего многообразия практически важных ситуаций достаточно ограничиться существенно меньшим числом наиболее характерных из них. Прежде всего оправдано исключение из анализа атмосфер, относящихся к континентам, а также к тем морским регионам, в которых поверхность покрыта льдом. Остающиеся в результате 22 атмосферы перечислены в табл. 1. Кроме того, если отвлечься от географического различия некоторых из них и исходить из сравнения результатов определения α_1 , α_2 и σ как для спектрального, так и для углового методов, то число существенно различающихся атмосфер становится еще меньше. В табл. 1 по строкам перечислены номера (в обозначениях из [8]) ре-

гионов, которые приближенно могут считаться одинаковыми по указанному критерию. В каждой строке подчеркиванием обозначено по одному региону, который может рассматриваться в качестве типичного представителя всей группы в целом. Заметим, что с этой же точки зрения весенние и осенние сезоны, выделенные в [8] для тропического пояса, практически не несут дополнительной информации по сравнению с летними и зимними, поэтому в табл. 1 они не были включены.

Таблица 1

Группы близких по свойствам регионов из [8]

№ п/п	Зима	Лето
1	(2.1) <u>(2.2)</u>	—
2	<u>(2.7)</u>	—
3	(3.1)	(2.2) (3.1) (3.2) <u>(3.5)</u>
4	<u>(3.3)</u> (3.4)	(2.3)
5	(4.1) <u>(4.3)</u> (4.4) (4.5)	(4.4) (4.5)
6	—	<u>(3.4)</u>
7	—	<u>(3.6)</u>
8	—	<u>(4.1)</u>
9	—	<u>(4.3)</u> (4.6)

Результаты определения оптимальных значений α_1 для девяти атмосфер, выделенных в табл. 1, приведены на рис. 1 (через Q здесь обозначается интегральное содержание водяного пара в атмосфере).

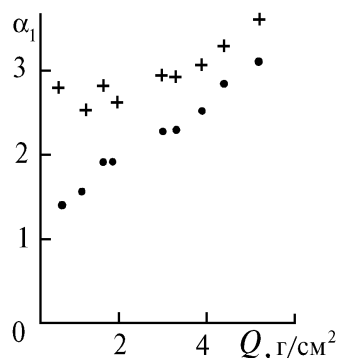


Рис. 1. Оптимальные значения коэффициента α_1 для спектрального (точки) и углового (плюсики) методов; $\sigma_n = 0$

Ограничиться демонстрацией только α_1 для всех рассматриваемых случаев можно вследствие того, что для пары коэффициентов как углового, так и спектрального методов с неплохой точностью выполняется связь $\alpha_1 + \alpha_2 = 1$ (см. табл. 2, где даны также и примеры оптимальных α_2 для трех наиболее показательных атмосферных ситуаций). Ниже будет дано обсуждение физических механизмов, обуславливающих эту связь, но перед этим полезно обратить внимание на некоторые наиболее существенные особенности показанных на рис. 1 и в табл. 2 значений α_1 и α_2 .

Во всех случаях $\alpha_1 > 1$; $\alpha_2 < 0$. Для углового метода α_1 (а значит, и сумма $\alpha_1^2 + \alpha_2^2$) несколько выше, чем для спектрального. Вследствие этого влияние погрешностей регистрации излучения (при $\sigma_n < 0,1^\circ\text{K}$) на оптимальные коэффициенты спектрального метода почти не проявляется, а для углового – только для атмосфер с небольшим содержанием водяного пара ($Q < 1,5 \text{ г/см}^2$). Для обоих способов измерений коэффициенты α_1 и α_2 претерпевают существенную изменчивость от региона к региону; наибольшие значения α_1 при том превышают 3,0–3,5.

Сравнительные характеристики спектрального (над чертой) и двухуглового (под чертой) методов

Регионы	Сезон	$Q, \text{ г/см}^2$	$\sigma_n, ^\circ\text{K}$	α_1	α_2	$\sigma, ^\circ\text{K}$
4.3 (Индийский океан)	лето	5,2	0	<u>3,23</u>	<u>-2,25</u>	<u>0,54</u>
				3,64	-2,57	0,26
				<u>3,22</u>	<u>-2,21</u>	<u>0,66</u>
				0,1	3,61	-2,52
3.3 (Субтропич. зона Тихого океана)	зима	1,7	0	<u>1,94</u>	<u>-0,97</u>	<u>0,27</u>
				2,84	-1,87	0,20
				<u>1,93</u>	<u>-0,95</u>	<u>0,34</u>
				0,1	2,73	-1,74
2.7 (Умеренная зона Тихого океана)	зима	0,63	0	<u>1,47</u>	<u>-0,48</u>	<u>0,08</u>
				2,83	-1,84	0,07
				<u>1,44</u>	<u>-0,44</u>	<u>0,17</u>
				0,1	2,00	-0,99

Для того чтобы понять причины такого поведения коэффициентов, целесообразно обратиться к упрощенным способам обоснования двухканальных методик определения ТПО. Это, в частности позволит также установить, как соотносятся наши результаты по определению оптимальных значений α_1 и α_2 с выводами других авторов [9–11]. Не ставя перед собой задачи детального обсуждения всех описанных в этих работах подходов, будем при этом опираться на наиболее общие их элементы, объединяя различные способы рассуждений. Кроме того, в целях большей ясности изложения пренебрежем рядом второстепенных деталей, таких, как, например, погрешности регистрации ИК-излучения и отличие степени черноты морской поверхности от единицы.

Радиационная температура системы <океан–атмосфера>, измеренная в i -м канале ($i = 1, 2$), может быть представлена следующим образом:

$$T_i = T \tau_i + T_{a_i} (1 - \tau_i). \quad (2)$$

Здесь τ – пропускание атмосферы; T_a – ее эффективная температура. Важным свойством рассматриваемых здесь измерительных каналов является то, что величина T_a практически не зависит от спектрального интервала и угла [9,10]. Записывая уравнение (2) для двух каналов ($i = 1, 2$) и исключая T_a , получим выражение для ТПО, совпадающее с формулой (1) при

$$\alpha_0 = 0; \quad \alpha_1 = (1 - \tau_2)/(\tau_1 - \tau_2); \quad \alpha_{12} = -(1 - \tau_1)/(\tau_1 - \tau_2). \quad (3)$$

Эти значения коэффициентов удовлетворяют очевидным соотношениям: $\alpha_1 + \alpha_2 = 1$ и $\alpha_1 \tau_1 + \alpha_2 \tau_2 = 1$. Заметим, что α_1 и α_2 однозначно определяются этими двумя условиями, которые, следовательно, полностью эквивалентны двум уравнениям (2) с дополнительным равенством $T_{a1} = T_{a2}$.

В нашем подходе оптимальные значения α_1 и α_2 определяются на основе априорных данных отдельно для различных сезонов и регионов, характеризующихся однородными свойствами изменчивости атмосферы. При этом условии $\alpha_1 \tau_1 + \alpha_2 \tau_2 = 1$ закладывается в качестве исходного и обеспечивает правильное восстановление контрастов в поле ТПО [3–7], связь же $\alpha_1 + \alpha_2 = 1$ выполняется хотя и приближенно, но с довольно высокой точностью. В результате мы приходим практически к тем же значениям α_1 и α_2 , что и по формулам (3). Это подтверждается результатами расчетов по нашей модели с абсолютно черной поверхно-

стью воды и $\sigma_n = 0$. Таким образом, коэффициенты как углового, так и спектрального методов меняются от региона к региону, а специфика этих изменений обусловлена свойствами пропусканий в каналах (рис. 2). Отметим, что на практике изменчивостью коэффициентов α_i чаще всего пренебрегают либо приближенно выражают их через интегральное влагосодержание атмосферы Q (см. рис. 2) [10,12–14]. Для задания Q , в свою очередь может привлекаться какая-либо дополнительная информация. Некоторые авторы, в частности, предлагают использовать приближенную функциональную связь Q с разностью $T_1 - T_2$, что приводит к нелинейному алгоритму расчета ТПО [13].

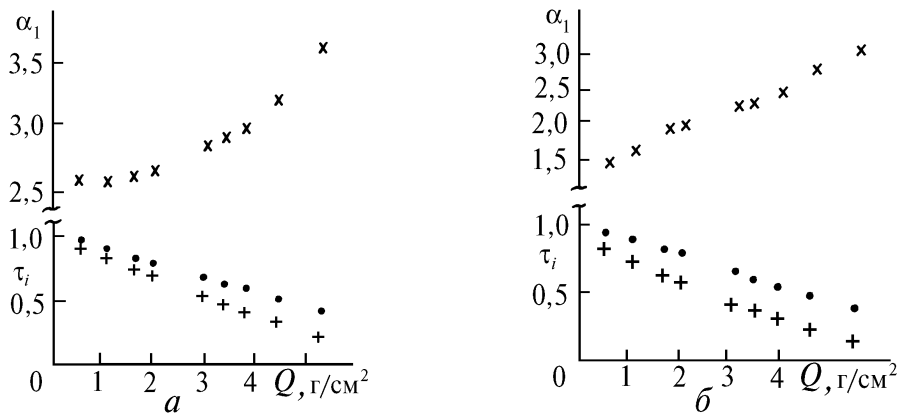


Рис. 2. Зависимости от Q величин τ_1 (точки), τ_2 (плюсики) и α_1 (крестики), вычисленных по формуле (3), для углового (а) и спектрального (б) методов

Наиболее существенное отличие нашего подхода связано с дополнительными, по сравнению с [10, 12–14], возможностями выявления с его помощью физических механизмов, оказывающих влияние на уровень погрешностей определения ТПО, и получения обоснованных объективных оценок этих погрешностей. В рамках используемой модели они определяются многофакторным характером изменчивости вертикальных профилей температуры и влажности воздуха и приборными ошибками регистрации ИК-излучения.

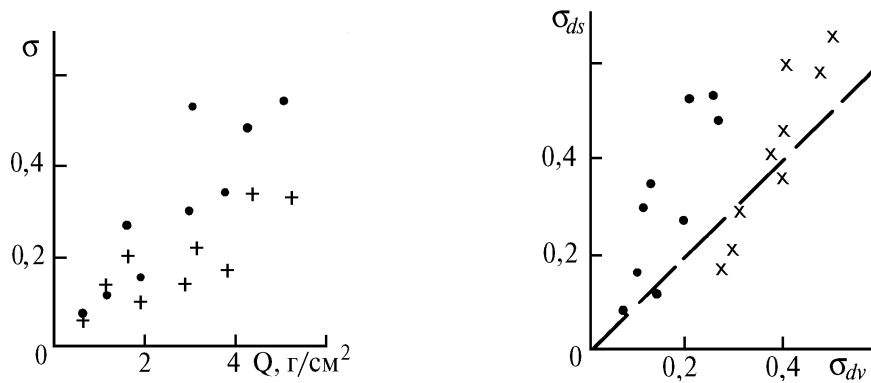


Рис. 3. Оптимальные значения оценок ошибок определения ТПО для девяти выделенных в табл. 1 регионов угловым (крестики) и спектральным (точки) методами; $\sigma_n = 0$

Рис. 4. Сопоставление оценок ошибок определения ТПО для девяти выделенных в табл. 1 регионов угловым (σ_{dv}) и спектральным (σ_{ds}) методами при $\sigma_n = 0$ (точки) и $\sigma_n = 0,1^\circ\text{K}$ (крестики)

Результаты расчетов оценок погрешностей определения ТПО для выделенных в табл. 1 девяти атмосферных ситуаций показаны на рис. 3 и 4 (см. также табл. 2). Здесь σ_{dv} и σ_{ds} – стандартные отклонения ошибок определения ТПО двухугловым и двухспектральным методами соответственно. Наиболее существенные особенности полученных результатов заключаются в следующем.

Как для двухуглового, так и спектрального двухканального методов ошибки определения ТПО претерпевают заметную изменчивость при переходе от одного региона к другому, причем для спектрального метода эта закономерность выражена более отчетливо. При $\sigma_n = 0$ наибольшие значения σ_{ds} достигают 0,53 – 0,54°K, а при $\sigma_n = 0,1^\circ\text{K}$ – 0,60 – 0,66°K. К числу регионов с самой низкой точностью восстановления ТПО относятся Индийский океан и район Гольфстрима (регионы 4.3 и 3.6 по классификации [8]) в летний сезон.

Если не учитывать погрешности регистрации излучения (т.е. при $\sigma_n = 0$), точность двухуглового метода во всех атмосферных ситуациях выше, чем спектрального. При увеличении σ_n до $0,1^\circ\text{K}$ данная закономерность нарушается для атмосфер с малым влагосодержанием, поскольку в этих случаях вклад в σ^2 со стороны приборных погрешностей, равный $(\alpha_1^2 + \alpha_2^2) \sigma_n^2$, является доминирующим, а для углового метода $\alpha_1^2 + \alpha_2^2$ несколько выше, чем для спектрального. Вместе с тем это преимущество спектральной схемы измерений является незначительным и имеет скорее лишь методический интерес, поскольку сами погрешности определения ТПО в высоких и умеренных широтах ($Q < 1,5\text{--}2,0 \text{ г/см}^2$) не превышают 0,2–0,3°K. Например, в Черном и Средиземном морях при $\sigma_n = 0,1^\circ\text{K}$ σ_{dt} и σ_{ds} составляют соответственно 0,32 и 0,28°K летом и 0,30 и 0,21°K зимой. В тропической зоне Атлантики летом $\sigma_{dt} = 0,48$; $\sigma_{ds} = 0,59 \text{ K}$; зимой $\sigma_{dt} = 0,38$; $\sigma_{ds} = 0,41 \text{ K}$.

Заметим, что, несмотря на общую тенденцию ухудшения точности восстановления ТПО с ростом влагосодержания атмосферы, однозначной связи между этими характеристиками нет. Так, например, при $Q \approx 3 \text{ г/см}^2$ величина σ_{ds} может иметь значения, отличающиеся почти в два раза.

Естественным обобщением двух рассмотренных схем дистанционных измерений является комбинированная двухканальная спектрально-угловая схема, в которой в первом канале измерения производятся в более прозрачном спектральном участке λ_1 в надир (или под небольшим углом θ_1 к вертикали), а во втором – в интервале λ_2 с более сильным поглощением излучения в атмосфере под углом $\theta_2 > \theta_1$. В принципе, можно ожидать повышения эффективности использования дистанционных измерений за счет одновременной реализации преимуществ как углового, так и спектрального способов определения ТПО. Для проверки этого предположения были выполнены расчеты по той же методике для $\lambda_1 = 11 \text{ мкм}$, $\theta_1 = 0$, $\lambda_2 = 12,5 \text{ мкм}$ с различными θ_2 . Полученные результаты показали, что такая схема измерений не дает существенного выигрыша по сравнению с обычной спектральной (для которой $\theta_2 = 0$).

Подводя итог сопоставлению углового и спектрального методов, можно сказать, что в экстремальных ситуациях первый имеет некоторое преимущество (например, при $\sigma_n = 0,1^\circ\text{K}$ в Индийском океане летом $\sigma_{dt} = 0,52^\circ\text{K}$, $\sigma_{ds} = 0,66^\circ\text{K}$), но в других случаях отличий между ними почти нет. Заметим, что этот вывод не может считаться окончательным, так как в использованной в данной работе радиационной модели не был учтен атмосферный аэрозоль. Вместе с тем, согласно некоторым оценкам (см., например, [15]), спектральная схема измерений может быть в большей степени подвержена влиянию аэрозоля по сравнению с угловой. Этот вопрос, однако, выходит за рамки данной работы и требует дополнительных исследований.

1. Малкевич М. С., Городецкий А. К. // Исследование Земли из космоса. 1985. N 5. С. 30–43.
2. Суетин В. С., Королев С. Н. // Исследование Земли из космоса. 1987. N 6 С. 63–72.
3. Суетин В. С., Игнатов А. М., Королев С. Н., Саливон Л. Г. Севастополь, 1988. 46 с. (Препринт / МГИ АН УССР).
4. Суетин В. С., Игнатов А. М., Саливон Л. Г. / Деп. в ВИНТИ 07.06.89, N 3765–B89. С. 46–68.
5. Суетин В. С., Игнатов А. М. // Оптика атмосферы. 1989. Т. 2. N 7. С. 750–757.
6. Игнатов А. М., Суетин В. С. // Оптика атмосферы. 1990. Т. 3. N 6. С. 622–627.
7. Игнатов А. М., Суетин В. С. // Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. N 8. С. 856–861.
8. Справочник статистических характеристик полей температуры и влажности в атмосфере северного полушария. Локальные модели атмосферы. Ч. 4. / Под ред. В. С. Комарова. М: Гидрометеоздат, 1981. 87 с.
9. Prabhakara S., Dalu G., Kunde V. G. // J. Geophys. Res. 1974. V. 79. N 33. P. 5039–5044.
10. McMillin L. M. // J. Geophys. Res. 1975. V. 80. N 36. P. 5113–5117.
11. Deschamps P. Y., Phulpin T. // Boundary – Layer Meteorology. 1980. V. 2. N 2. P. 131–143.

12. Dalu G., Prabhakara C., Lo R. C. // In: Oceanography from Space / Ed. by J. F. R. Gower. New York: Plenum Press. 1981. P. 109–121.
13. Dalu G., Viola A., Marullo S. // *11 nuovo cimento*. 1985. V. 8. N 6. P. 793–804.
14. Olivieri C., Cannizzaro G. // *Acta Astronautica*. 1985. V. 12. N 12. P. 977–985.
15. Игнатов А. М. // Исследование Земли из космоса. 1990. N 5. С. 66–73.

Морской гидрофизический институт АН Украины,
Севастополь

Поступила в редакцию
10 декабря 1992 г.

A. M. Ignatov, V. S. Suetin. Comparison of the Spectral and Angular IR-Techniques for the Remote Sea Surface Temperature Measurements.

The problem on atmospheric corrections of the sea surface temperature (SST) estimation from space is investigated using model calculations taking into account specific regional variability of the atmospheric temperature and humidity profiles. Earlier developed by the authors approach is used that allows one to analyze the factors and physical nature of the SST-determination errors, and to obtain well grounded values of these errors. In addition to the previously examined angular scheme (*Atmospheric Optics*, 1989, N 7; 1991, N 8) the split-window one in the spectral range of 8–13 μm is considered. The results of calculations show that the accuracy of the SST-determination under conditions of real radiometric noise to be 0,1–0,7 K depending on regional atmospheric features. The angular scheme a little but better compensates for the atmospheric noise but it is more sensitive to radiometric noise. Under extremally moist tropical conditions it is more effective than the spectral one.