

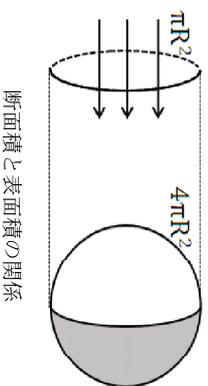
地球の熱収支と温室効果

この授業は、平成 24・25 年度 特別教育研究推進経費 教育実践研究推進経費による「特別開発研究プログラム『自然環境と自然エネルギーについての科学リテラシー向上を目指した市民教育者養成プログラム』の開発」の成果に基づいています。

1. 地球の熱収支と温室効果

地球温暖化に関連して、温室効果という言葉を目にすることがある。温室効果とはなんだろうか。そもそも地球の平均気温はどのように決まっているのだろうか。大気の熱収支という観点で考えてみよう。

地球が太陽から受ける太陽放射は、おもに可視光である。太陽放射の強さは、大気圏の最上部では 1.37 kW/m^2 程度である。これを**太陽定数**[※](solar constant) という。地球の半径を R とすると、地球が太陽放射を受け取る断面積は πR^2 であるのに対して、地球の表面積は $4\pi R^2$ である。したがって、太陽放射を地球の表面全体に平均して分配すると、太陽定数の 4 分の 1 である 0.34 kW/m^2 程度になる。また、地球に入射した太陽放射のうち、約 30% は反射される。この反射率のことを**アルベド**[※](albedo) という。実際に吸収されるのは、入射した太陽放射のうちの 70% 程度である。

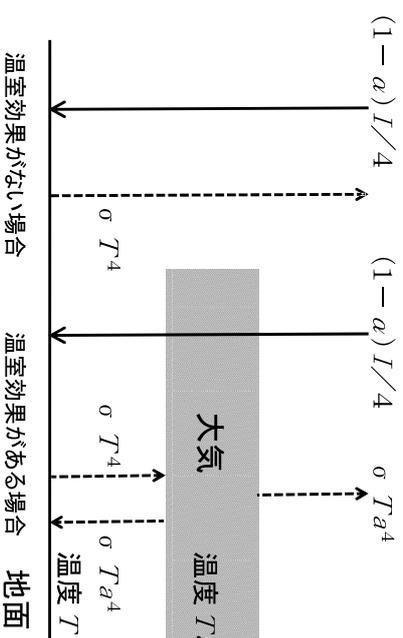


太陽放射が入射しているにもかかわらず地表や大気の平均温度が安定しているのは、地球が吸収した太陽放射と同じ量のエネルギーが宇宙に向けて放射されているからである。地球から宇宙に向けた放射を**地球放射**[※](terrestrial radiation) という。太陽放射はおもに可視光として放射されているが、地球放射はおもに赤外線として放射される。地球放射の強さは**ステファン・ボルツマンの法則**[※](Stefan-Boltzmann's law)により、

$$\text{放射の強さ} [W/m^2] = 5.67 \times 10^{-8} \times \text{絶対温度} [K]^4$$

と書くことができる。ここで、絶対温度 $[K]$ = 温度 $[C] + 273.15$ である。地球の平均的な温度は、地球放射の強さが正味で地球が吸収する太陽放射と等しくなるような温度でつりあうことになる。

地球には大気が存在する。地球の大気は、可視光を中心とする太陽放射に対しては透明に近い。しかし、地球大気に含まれる水蒸気や二酸化炭素などの気体は、赤外線を主とする地球放射に対しては不透明である。したがって、地表からの地球放射は直接宇宙に出ていくことができず、地球から宇宙へのエネルギーの放射が妨げられる。このため、地表や大気圏の下層の温度は、大気がない場合よりも高くなる。これを**温室効果**[※](greenhouse effect) という。温室効果を持つ気体を**温室効果ガス**[※](greenhouse gas) という。温室効果ガスとしては、水蒸気、二酸化炭素、フロン、メタンなどが挙げられる。



温室効果の模式図

上の図において、温室効果がない場合の地表面の温度を見積もってみる。地面に入ってくるエネルギーと地面から出ていくエネルギーの量は等しいから、

$$\frac{1}{4}(1-a)I = \sigma T^4$$

となる。ただし、 I は太陽放射の強さ (太陽定数)、 a はアルベド、 σ はステファン・ボルツマン定数、 T は地表面の温度 (絶対温度) である。この式を解く

と、

$$T = \sqrt[4]{\frac{(1-\alpha)I}{4\sigma}}$$

が得られる。ただし、 $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4$ である。この温度を**有効放射温度** (effective radiation temperature) という。地球における太陽定数とアルベドの値として、 $I = 1.37 \times 10^3 \text{ W/m}^2$ 、 $\alpha = 0.30$ として T の値を計算すると、 $T = 255 \text{ K}$ となる。これは約 -18°C であり、実際の地表の温度と比べるとかなり低い。

次に、温室効果がある場合を考えてみる。地面についてエネルギーの収支のつりあいを考えると、

$$\frac{1}{4}(1-\alpha)I + \sigma T_a^4 = \sigma T^4 \quad \text{①}$$

となる。また、大気についてのエネルギーの収支のつりあいは、

$$\sigma T^4 = 2\sigma T_a^4 \quad \text{②}$$

と書ける。①を2倍し、②を加えると、 T_a が消えて、

$$\frac{1}{2}(1-\alpha)I = \sigma T^4$$

となる。この式を解くと、

$$T = \sqrt[4]{\frac{(1-\alpha)I}{2\sigma}}$$

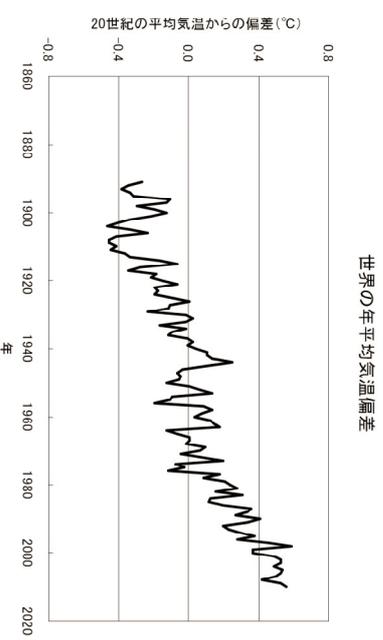
が得られる。 T の値を計算すると、 $T = 303 \text{ K}$ (約 30°C) となり、温室効果を考慮しなかった場合に比べて、かなり高くなることがわかる。このとき、大気の温度 T_a の値は、 $T_a = 255 \text{ K}$ (約 -18°C) である。実際の地球大気においては、高度によって大気の温度は異なり、また、大気と地面は接しているので直接に熱を交換する。これらのことを考慮に入れると、現実の地表付近での気温の平均値が $T = 288 \text{ K}$ (約 15°C) であることも理解しやすい。この計算は大気をひとつの層で代表する単純なものであるが、温室効果の原理をよく表している。

地球温暖化 (global warming) とは、人為的な要因によって温室効果ガスが増加して温室効果が強化され、地球の平均気温が上昇する現象のことである。

2. 人為的な気候変動

地球温暖化とは、人為的な要因によって温室効果ガスが増加して温室効果が強化され、地球の平均気温が上昇する現象のことであった。図のように、20世紀の100年間に全球平均した地表気温は 0.6°C 程度上昇しているが、このよう

な昇温はおもに地球温暖化によってもたらされていると考えられている。



世界の年平均気温の経年変化

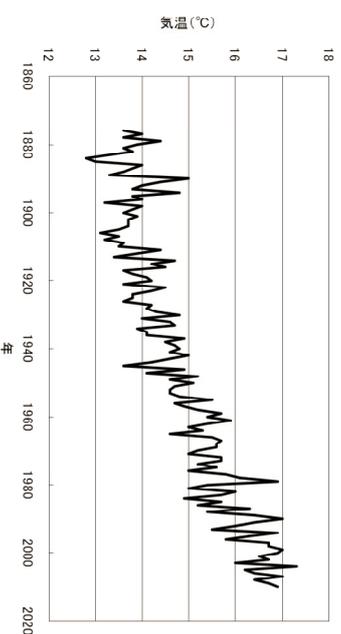
温室効果ガスのうち、二酸化炭素は化石燃料の消費によって人為的に放出される。人為的に放出された二酸化炭素のうち半分程度は、海洋や陸上の植物によって吸収され、残りが大気中に留まっていると考えられている。メタンは微量成分であるが、単位質量あたりの温室効果が大きく、水蒸気を除けば、二酸化炭素の次に大きい温室効果を生じさせている。メタンは、ツンドラや湿地における有機物の分解によって放出され、また、家畜の吐く息にも含まれている。フロンはオゾン層を破壊する人為起源の物質であるが、温室効果も持っている。また、対流圏オゾンにも温室効果がある。

地球温暖化は単に気温を上昇させるだけでなく、海水の膨張による海面水位の上昇を生じさせる。また、地球温暖化が進行して、グリーンランドや南極の氷床が融解した場合には、さらに海面水温が上昇すると予測されている。また、地球温暖化は、降水にも影響を与えると考えられている。一般に、気温が高くなると、大気中に含まれる水蒸気の数も増加する傾向がある。このため、地球温暖化によって気温が上昇すると、水蒸気が増えて、降水量も増加すると考えられている。また、災害を引き起こすような強い降水の頻度が増加する可能性も指摘されている。これらの予測は、気候モデルを用いた数値計算によって得られているが、気候モデルによる将来の予測には不確実性がある点にも注意が必要である。

地球温暖化による気温の上昇は、北半球の高緯度域で特に大きくなると考えられている。これは、おもに、海水や氷河などの氷の融解が進むことによる。氷はアルベド（反射率）が大きいので、氷で覆われている領域の面積が減少すると、アルベドが低下する。その結果、日射をより多く吸収するようになり、ますます温暖化が進む。これを**正のフィードバック**(positive feedback)という。

一般に、都市においては、人間活動の影響により、気候が変化している。これを**都市気候**[※](urban climate)という。たとえば、都市では、郊外よりも気温が高くなることが多いが、これを**ヒートアイランド**[※](heat island)という。ヒートアイランドは、人工排熱のほか、地表面条件の改変や、建築物による蓄熱によって生じていると考えられている。人工排熱は、都市での人間活動によって放出される熱である。また、都市域では、地表面の植生が減少して、水蒸気の蒸発散が生じにくくなっている。この結果、地表面からの潜熱が減少し、代わりに顕熱が増加する。これも、気温を上昇させる効果を持つ。さらに、建築物の外壁に熱が蓄えられることも、気温の上昇をもたらす要因になっている。一般に、昼間より夜間、夏季より冬季のほうが、地面が冷やされて大気の安定度は高い。安定度が高いと鉛直方向の混合が抑制されるので、地表面付近の大気は同程度の加熱が与えられても、気温の上昇は大きくなる。このため、ヒートアイランドも昼間より夜間、夏季より冬季に顕著になる傾向がある。ただし、地表面条件の改変（植生の減少）の効果は、日射の強い夏季の昼間に現れやすい。ヒートアイランド現象による平均気温の上昇は、東京では20世紀の100年間で約2.5～3.0℃とされている。これは、全球平均気温の上昇よりもずっと大きい。

東京の年平均気温



東京の年平均気温の経年変化
(気象庁の観測データより作成)

長期間にわたるさまざまな記録を調べると、有史以後に限定しても、地球の気候は一定でなかったことがわかる。気候の長期的な変動がすべて人為的な要因によるものではないので、注意が必要である。

実習：放射収支の測定

1. はじめに

本実験では、放射収支の測定を実施する。長波放射と短波放射を測定し、それらによる放射収支の解析を通して、温室効果に関する理解を深める。

2. 用意するもの

放射温度計、日射計 (以上は班に1個ずつ)
時計 (秒針のある腕時計など、時刻を正確に合わせておく)、
筆記用具 (ペン、鉛筆、消しゴム、下敷き)、
ノートパソコンまたは関数電卓 (n 乗根や三角関数を計算できるもの)、記録用紙
※時計、筆記用具、ノートパソコンまたは関数電卓は各自持参してください。

3. 準備

記録用紙には、班、学生番号、氏名、共同実験者名 (全員、姓のみで可) を正しく記入しなさい。

測器を受け取ったら、放射温度計と日射計の製造番号を確認し、記録用紙に記入する。観測の際には必ず番号を確認し、途中で入れ替わらないように注意する。

4. 測定

本実験では、長波放射と短波放射を測定する。観測機器は各班に1台であるが、測定値は必ず自分自身で読むこと。測定値は鉛筆ではなくペンで記録することが望ましい。

観測場所に着いたら、場所、緯度、経度 (緯度、経度とも単位は度と分、有効数字は1分まで)、測定日 (年は西暦)、時刻 (日本標準時、24時間) を必ず記録する。時刻に関しては、日射計による測定を行った時刻を記入する。

一般に地上で通常の気象観測を行なう場合、地面が芝などの草で覆われている、また、周囲が開けていて日射や風を遮るものがない場所を選ぶとよい。ただし、日射計、放射温度計は、電子機器であり、炎天下に長時間放置してはけない。

測器を用いた測定をする前に、天気と雲量、直達日射の有無を記録する。雲量は雲が全くない場合は0、完全に雲に覆われている場合は10とする (整数値)。降水などの現象がない場合、雲量0～1は快晴、2～8は晴れ、9～10はくもりである。

日射計：日なたであって、太陽の方向以外もじゅうぶんに開けている場所で測定する。センサーのキャップをはずして日射計の電源を入れる。単位が「 W/m^2 」になっていない場合は、「 W/m^2 」ボタンを押して切り替える。最小桁が1の位ではなく小数点第1位になっている場合は、「R」ボタンを押して切り替える。この測定を行なった時刻を観測時刻として記録用紙に記入すること。

① はじめに、地面の上で日射計を真上に向けて、下向き短波放射を測定する。示度が安定しない場合もあるが、平均的な値を読み取ること。日射の放射強度を記録する (単位は W/m^2 、有効数字は1の位まで)。

② 次に、日の当たっている地面の上で、日射計を手に持ち、センサーを真下に向けて、上向き短波放射を測定する。これは地面で反射された光の計測である。地面ができるだけ一般的な条件になっている場所を選ぶ。測定者の影響をできるだけ小さくするように工夫するとよい。日射の場合と同様にして、反射光の放射強度を記録する (単位は W/m^2 、有効数字は1の位まで)。

放射温度計：日射計と同様に、日なたであって、太陽の方向以外もじゅうぶんに開けている場所で測定する。今回使用する日射計には電源スイッチはなく、側面の「SCAN」ボタンを押すと測定される。一定時間経過すると自動的に電源が切れる。測定時に、~~センサーの方向を正すために、日光が照射されるので、目に入れないように注意すること。~~測定の前に、~~正面の「Mode」ボタンを押して~~正面の「Mode」ボタンを5回押して、**放射温度計の射出率の設定が1.00になっていることを必ず確かめること**。この実験で用いる放射温度計の視野は、距離1に対して、直径1/6程度である。計測時にはセンサーの視野内に太陽が入らないように注意する。

① はじめに、放射温度計を手に持ち、天頂角 4.8° 程度 (高度 4.2° 程度) の方向に向けて、下向き長波放射を測定する。どの方向でもよいが、障害物がなく、直射日光を避けることができ、かつ、雲の状態などの点で可能な範囲で代表性が高いと思われる方向を選ぶとよい。ボタンを押すと測定が行なわれる。天空の放射温度を記録する (単位は $^\circ C$ 、有効数字は小数点第1位まで)。

② 次に、日の当たっている地面の上で放射温度計を手に持ち、センサーを真下に

向けて、上向き長波放射を測定する。下向き長波放射の場合と同様にして、地表面の放射温度を記録する（単位は℃、有効数字は小数点第1位まで）。

5. 解析

ここでは、観測した結果に基づいて、短波放射や長波放射による熱収支を解析し、地表面付近での放射収支に関して検討する。以下の解析（1）～（3）を行わないさい。**結果だけでなく計算過程も記すこと。**

【短波放射の計算】

（1）下向き短波放射（日射）と上向き短波放射（反射光）の値から、地表面のアルベドを計算しなさい（有効数字：小数点第3位まで）。

【長波放射の計算】

（2）天空の放射温度の値にステファン・ボルツマンの法則を適用して、下向き長波放射を計算しなさい（単位は W/m^2 、有効数字は1の位まで）。ステファン・ボルツマン係数は $5.67 \times 10^{-8} W/m^2 \cdot K^4$ とする。

（3）同様に、上向き長波放射を計算しなさい（単位は W/m^2 、有効数字は1の位まで）。

放射収支の測定 記録用紙

班： _____

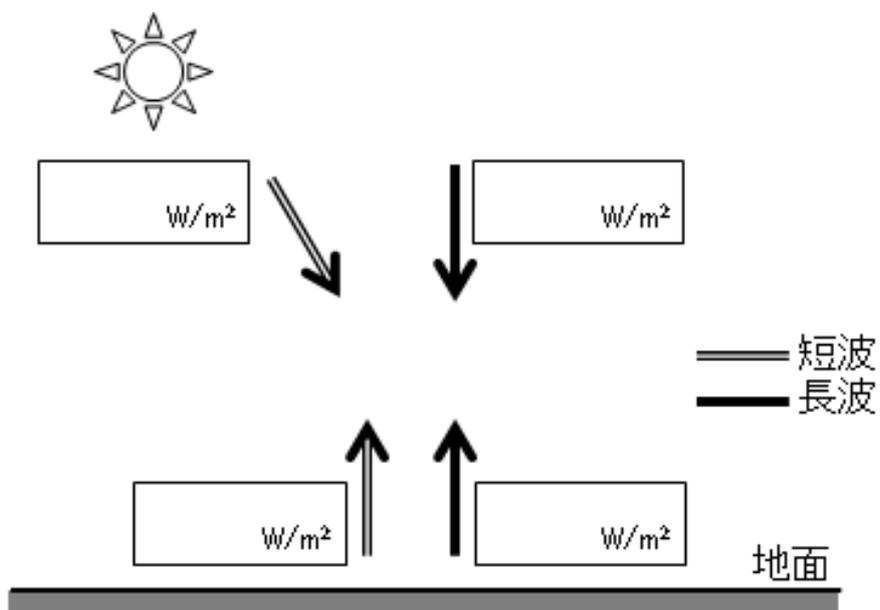
学生番号： _____ 氏名： _____

共同実験者名 (姓のみ)： _____

測器の製造番号	放射温度計		日射計
---------	-------	--	-----

日時	年	月	日	時	分
場所					
天気		雲量			
直達日射の有無					
日射の放射強度	W/m^2	反射光の放射強度		W/m^2	
天空の放射温度	$^{\circ}C$	地表面の放射温度		$^{\circ}C$	
アルベド*					
下向き長波放射*	W/m^2				
上向き長波放射*	W/m^2				
メモ					

*以外は現地で記入する。



補遺

(1) 短波放射

本実験では、天空の開けている場所で日射計を真上に向けて、下向き短波放射 S^{\downarrow} を測定している。同様に、日射計を真下に向けて、上向き短波放射 S^{\uparrow} を測定している。下向き短波放射を直達光と散乱光に分けて測定したい場合には、日射計を太陽に向け、散乱光を避けるための遮光用筒をつけて、直達光 S_D を測定する。このとき、下向き散乱光 S_s^{\downarrow} は、関係式

$$S^{\downarrow} = S_s^{\downarrow} + S_D \cos \theta$$

を用いて求められる。 θ は太陽の天頂角である。気象庁では、下向き短波放射 S^{\downarrow} を全天日射量、直達光 S_D を直達日射量、下向き散乱光 S_s^{\downarrow} を散乱日射量、上向き短波放射 S^{\uparrow} を反射日射量とよんでいる。全天日射量と散乱日射量は水平面で定義するが、直達日射量は太陽からの直達光に垂直な面で定義する点に注意する。

☞ 中学校の理科第2分野では、太陽の南中高度を定量的に取り扱う。南中高度や昼間の時間と、気温との間の関係にも言及する。また、太陽の光の入射角によって受ける熱の大きさが異なることを定性的に扱う。

☞ 高等学校の地学では、簡単な日射計を用いて、太陽放射の定量的な測定を行うことができる。

(2) 長波放射

放射温度計を用いて、上向き、下向き長波放射を推定する。あらかじめ、放射温度計の射出率 ϵ を $\epsilon = 1$ に設定しておく。

放射温度計を真下に向けて、上向き長波放射 L^{\uparrow} を測定する。放射計が示した温度 T_{rad} を用いて、関係式

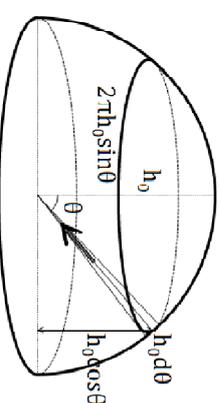
$$L^{\uparrow} = \sigma T_{rad}^4$$

によって推定する。 σ はステファン・ボルツマン係数である。黒体放射が温度の4乗に比例するという関係をステファン・ボルツマンの法則という。

☞ 高等学校の地学では、天文学の分野でステファン・ボルツマンの法則を取り上げる。

地球大気は、赤外線のみならず灰色である。そこで、大気中を赤外線が透過で

きる代表的な距離のスケールを求め、その距離だけ離れた場所における気温に対応した長波放射を受けていると考える。天頂角が小さい天頂付近で見ている場合、視線が真上に近い方向を向いているので、比較的高い高度からの長波放射を受けることができる。しかし、天頂角を大きくして地平線付近に視線を向けると、より低い高度からの長波放射を受けることになる。したがって、下向き長波放射 L^{\downarrow} を推定するときには、真上方向の放射温度を測るのではなく、代表的な高度からの長波放射を測定しているとみなせるような天頂角で測定する必要がある。



長波放射が大気中を透過できる距離のスケールを h_0 とする。真上を見た場合、代表的には、高度 h_0 における気温に対応した長波放射が観測される。しかし、視線の天頂角 θ が大きくなるにしたがって、 h_0 よりも低い高度 $h = h_0 \cos \theta$ における気温に対応した長波放射が観測されるようになる。そこで、天頂角 $\theta = 0$ から $\pi/2$ まで変化させて積分し、高度 h の平均値 \bar{h} を計算する。いま、天頂角 θ の方向を見ているとする。半径 h_0 の半球の表面積のうち、天頂角の微小変化 $d\theta$ に対応する表面積 dS は、

$$dS = 2\pi h_0^2 \sin \theta d\theta$$

である。長波フラックスの方向は真下ではなく斜めになっている。フラックスのうち、真下を向いている正味の成分を求めるために、 $\cos \theta$ をかける。

$$\cos \theta dS = 2\pi h_0^2 \sin \theta \cos \theta d\theta$$

一方、観測される長波放射に対応する代表的な高度は、

$$h = h_0 \cos \theta$$

と表せる。高度 \bar{h} の平均値を求めるためには、 $\cos \theta dS$ で重みをかけながら h を積分すればよいので、

$$\bar{d} = \frac{\int_{0}^{\pi/2} h_0 \cos\theta \cos\theta dS}{\int_{0}^{\pi/2} \cos\theta dS} = \frac{\int_{0}^{\pi/2} (h_0 \cos\theta)(2\pi h_0^2 \sin\theta \cos\theta) d\theta}{\int_{0}^{\pi/2} 2\pi h_0^2 \sin\theta \cos\theta d\theta} = \frac{\frac{2}{3}\pi h_0^3}{\pi h_0^2} = \frac{2}{3} h_0$$

となる。このような \bar{h} に対応する天頂角 θ の値 $\bar{\theta}$ は、

$$\bar{h} = h_0 \cos\bar{\theta} = \frac{2}{3} h_0$$

で求められるので、

$$\bar{\theta} = \cos^{-1} \frac{2}{3} \approx 48^\circ$$

したがって、下向き長波放射 L^{\downarrow} を推定するときには、放射温度計を天頂角 48° (高度 42°) の方向に向けて、温度を測定する。このようにして得られた温度 T_{rad} から、上向き長波放射の場合と同様にして、下向き長波放射 L^{\downarrow} を算出する。

☞ 地球大気が赤外線に対して不透明であることが温室効果や地球温暖化を考えるうえで、本質的に重要である。地球大気が赤外線に対して不透明であることは、高校の地学で言及している。また、中学校の理科第2分野や高等学校の地学で、地球温暖化を取り上げている。

(3) 地表面温度

測定対象の物体が完全に黒体であつて、射出率 ϵ が $\epsilon = 1$ であるとする。物体の表面温度を T とすると、物体の表面からの放射フラックス F は

$$F = \sigma T^4$$

である。このとき、 T は、

$$T = \sqrt[4]{\frac{F}{\sigma}}$$

で求められる。

多くの物体では、赤外線における射出率は1に近いが、厳密には1より小さい。このため、物体の射出率に応じた補正をしないと、放射温度計によって物体の表面温度を正しく求めることができない。本実験では、簡単のため、地表面の射出率は1であると仮定しているが、より正確に解析するためには、以下のような補正が必要である。

射出率が1より小さい場合には、実際の表面温度 T_{true} に対して、物体の表面

からの長波放射フラックス F は、

$$F = \epsilon \sigma T_{true}^4 + (1 - \epsilon) F_{env}$$

となる。右辺第1項は物体からの熱放射、第2項は外部から受けた長波放射の反射を表している。右辺第2項の F_{env} は、外部から物体の表面に到達してくる長波放射であり、野外での地表面温度の測定においては、長波放射の推定で求めた下向き長波放射 L^{\downarrow} に相当する。物体の表面に到達してくる長波放射 F_{env} に相当する黒体放射温度を T_{env} とすると、

$$F_{env} = \sigma T_{env}^4$$

である。このとき、 T_{true} は、

$$T_{true} = \sqrt[4]{\frac{F - (1 - \epsilon) F_{env}}{\epsilon \sigma}}$$

あるいは、

$$\epsilon T_{true}^4 = T^4 - (1 - \epsilon) T_{env}^4$$

と書くことができる。ここで、 T は、放射フラックス F の値に Stefan-Boltzmann の法則を適用して得られる温度である。射出率が1より小さい物体の表面温度を正しく求めるためには、 F だけではなく T_{env} を明らかにしなければならぬ。通常の放射温度計では、本体に内蔵されている温度センサーによって測定した温度を T_{env} とみなしている場合が多い。屋内での利用であれば、この方法で大きな問題は生じないことが多い。しかし、野外においては、放射温度計を用いて推定した下向き長波放射 L^{\downarrow} から T_{env} を求めなければならない。

放射温度計の赤外線センサーの波長範囲は機種によって異なる。波長範囲によって、物体と放射温度の間の空気に含まれる水蒸気や二酸化炭素などによる吸収、射出の影響がある。しかし、距離が数m以内なら影響は小さいので無視してよい。

一般に、Stefan-Boltzmann の法則にみられるように、熱放射の全波長にわたる積分値は絶対温度の4乗に比例する。したがって、放射温度計のセンサーの波長範囲がじゅうぶんに広い場合には、以上のような計算を適用できる。しかし、積分する波長範囲が有限である場合には4乗に比例するとは限らない。通常の放射温度計は、たとえば、 $9 \sim 12 \mu\text{m}$ のような、熱放射のスペクトルのピークに近い波長帯に限定して測定している。このような場合、熱放射の積分値は、近似的に温度の5乗に比例するので、 T_{true} は

$$\varepsilon T_{inc}^s = T^s - (1 - \varepsilon) T_{env}^s$$

で求められる。