



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	エアロゾルと気候影響-日本地域の大气混濁度の変動-
Author(s)	長谷川, 就一; 深沢, 達矢; 太田, 幸雄 他
Description	第5回衛生工学シンポジウム (平成9年11月6日 (木) -7日 (金) 北海道大学学術交流会館) . 2 評価・モデル . P2-9
Citation	衛生工学シンポジウム論文集, 5, 95-100
Issue Date	1997-11-01
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/7712
Type	departmental bulletin paper
File Information	5-2-9_p95-100.pdf



エアロゾルと気候影響 —日本地域の気候混濁度の変動—

長谷川 就一・深沢 達矢・太田 幸雄・村尾 直人・山形 定 (北海道大学)

1. はじめに

大気中に浮遊する微粒子 (大気エアロゾル) は、太陽放射 (日射) を散乱・吸収し、その結果、地表に到達する太陽放射量を変化させて、気候の変化を引き起こす。これを大気エアロゾルのアルベド効果と呼ぶ。この効果として有名なものが、大規模な火山の噴火に伴う気温の低下である。たとえば Mass and Portman(1989)の解析では、過去 100 年間で起きた世界中の大規模な火山の噴火において、噴火後数年にわたって半球の年平均地表気温が $0.1\sim 0.2$ °C 程度低下していることが明らかにされている。また、1991 年 6 月にフィリピンのピナトッポ火山が今世紀最大級といわれる大噴火を起こしたが、その後北半球において 1992 年の年平均地表気温が前年と比べて 0.4 °C 低下しているという観測結果が出ている¹⁾。

しかし、この火山噴火のような自然現象によるものだけではなく、人間活動によっても大量のエアロゾルが大気中に放出されている。とくにバスやトラック、船舶などのディーゼルエンジンや、石炭火力・重油火力発電所から多量のすす粒子や硫酸粒子および SO_2 ガス (大気中で硫酸粒子に変わる) が排出される。こうした人間活動により大気中のエアロゾルが増加すれば、やはりそのアルベド効果により気候変動を起こすことが予想される。

ところで、近年、二酸化炭素などの温室効果気体の増加による地球温暖化が大きな問題となっているが、この温室効果気体の増加により見積もられる気温上昇量は、過去 100 年間に実測された全球平均気温の上昇量 (0.45 ± 0.15 °C) とほぼ等しいと言われている。しかし一方で、自然の気候変動の大きさもまたこの程度であると考えられている。したがって、もし過去 100 年間に自然の気候変動が気温の上昇傾向にあったとすれば、温室効果気体の増加による地球温暖化は抑制されてきたことになる。この温室効果を抑制している可能性のあるものとして考えられるものが、フロンガスによるオゾン層の破壊・減少と、世界的な大気汚染の進行に伴う大気エアロゾルの増加である。大気エアロゾルのアルベド効果による地球温暖化の抑制効果を見積もるためには、大気エアロゾル濃度の過去数十年間の変動を明らかにすることが必要である。

大気エアロゾル濃度は、ある高度における大気エアロゾル濃度ではなく、地表面から大気上端までの大気層 (これを気柱と呼ぶ) の内部に含まれる大気エアロゾルの全量が重要である。この全エアロゾルによって引き起こされる直達日射の減衰 (消散) の大きさを表す量が光学的厚さである。この大気エアロゾルの光学的厚さは波長に依存する量であり、波長 $1\ \mu\text{m}$ における大気エアロゾルの光学的厚さを大気混濁係数と呼ぶ。大気混濁係数は、直達日射量の観測値から求めることができる。ただし、直達日射量の観測を長期・継続的に行っているのは日本およびアメリカの一部だけであるため、これまでの大気混濁係数の算出および解析についても数が限られている。

そこで、本研究においては、荒生・山本²⁾ による 1955~1979 年までの日本地域における大気混濁係数の解析をさらに 1995 年まで延長し、日本地域 5 地点 (札幌、根室、潮岬、土佐清水、石垣島) における大気混濁係数の過去 40 年間にわたる変動を明らかにすることを試みた。根室、潮岬、土佐清水、石垣島は、大都市や工業地帯から離れた地域であり、これらの地点における大気混濁係数の変動は、北半球中緯度域における大気混濁状態 (気柱内の大気エアロゾルの総量) の変化をほぼ代表すると考えても良いと思われる。札幌は、日本の都市大気汚染の状況の経年変化を調べることを目的として選定したものである。

2. 大気混濁係数

大気混濁係数について概説する。地表における直達日射量の観測値を I_{obs} とする。地球は太陽の周りを楕円軌道を描いて回っているため、地球と太陽との平均距離における直達日射量に換算されたものを I とすると

$$I = \left(\frac{R}{R_0}\right)^2 I_{obs} = \int I_0(\lambda) \tau_R(m, \lambda) \tau_M(m, \lambda) \tau_G(m, \lambda) d\lambda \quad (1)$$

ここで、 R と R_0 はそれぞれ地球と太陽との間の瞬間的な距離と年平均距離である。また $I_0(\lambda)$ は、波長 $\lambda \sim \lambda + d\lambda$ における大気外の年平均の日射量、 τ_R 、 τ_M および τ_G は、それぞれ、波長 λ における空気分子の Rayleigh 散乱による透過関数、エアロゾルの Mie 散乱による透過関数、および水蒸気や二酸化炭素、オゾン等のガス成分による吸収による透過関数である。また m は、air mass と呼ばれ、太陽の天頂からの傾き（角度）を θ_0 とすると、

$$m = \sec \theta_0 \quad (2)$$

と表される。波長 λ における大気エアロゾルによる Mie 散乱の光学的厚さを τ_M とすると、大気エアロゾルによる透過関数 T_M は、次式で与えられる。

$$T_M(m, \lambda) = \exp(-\tau_M(\lambda) m) \quad (3)$$

大気エアロゾルの粒径分布として、次式で示される Junge 分布を仮定する。

$$n(r) = C \times 10^4 \quad 0.03 < r < 0.1 \mu m \quad (4)$$

$$= C r^{-4} \quad 0.1 < r < 10 \mu m$$

ここで $n(r)dr$ は、半径 $r \sim r + dr$ におけるエアロゾルの単位体積あたりの個数を示す。 C は、単位体積中に含まれるエアロゾルの総数である。地表から大気上端までのエアロゾルの粒径分布がすべて (4) 式で示された Junge 分布に従うと仮定すると、大気エアロゾルの光学的厚さ τ_M は気柱内に含まれる全エアロゾルによる消散係数の総和で表され、次式で与えられる。

$$\tau_M = \frac{2\pi^2 C}{\lambda} \int \frac{1}{\alpha^2} Q(\alpha, m^*) d\alpha \quad (5)$$

ここで、 α はサイズパラメータと呼ばれるもので、

$$\alpha = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (6)$$

で与えられる。 m^* は大気エアロゾルの複素屈折率である。 Q は Mie 散乱による消散の効率因子と呼ばれ、 α と m^* が与えられれば、Mie 散乱理論から計算で求めることができる。

式 (5) より、大気エアロゾルの光学的厚さ τ_M は、

$$\tau_M = \frac{\beta}{\lambda} \quad (7)$$

と書くことができる。すなわち、 β は

$$\beta = 2\pi^2 C \int \frac{1}{\alpha^2} Q(\alpha, m^*) d\alpha \quad (8)$$

で与えられ、これが大気混濁係数と呼ばれているものである。式 (7) より、大気混濁係数 β は波長 $1 \mu m$ における大気エアロゾルの光学的厚さと考えることができる。

以上の大気混濁係数 β を、直達日射量の瞬間値と水蒸気量（相対湿度）の測定値を基に、Yamamoto et al.(1968)³⁾ の方法により求めた。

3. 近年の日本地域の大気混濁係数

荒生・山本により、根室は1977年まで、札幌、潮岬、土佐清水は1979年まで解析されているので、本研究ではその後1995年7月までの解析を行った。また石垣島については今回初めて解析を行ったが、直達日射量の測定は1970年から行われているものの、欠測が多くまとまったデータが得られているのは1984年以降であった。図1、2に、今回新たに解析された根室および土佐清水における大気混濁係数の経年変化を示す。図中で、Turbidityは大気混濁係数であり、また横軸の観測年の表記は、例えば1990の位置の縦線が1990年の1月1日を示す。直達日射量の測定値は快晴か晴れの日でなければ得られないため、得られた大気混濁係数は各地点とも月に3~10個程度である。

図1より、根室においては、大気混濁係数はほぼ0.03~0.35の範囲内にあり、秋から冬にかけて小さく、春に大きな値を示している。なお、1982~1983年および1991~1993年にかけて、他の年に比べて異常に大きい値を示している。他の4地点においてもこの時期に同様な傾向が見られる。これは、1982年3~4月に起きたメキシコのエルチヨン火山の大噴火および1991年6月に起きたフィリピンのピナトゥボ火山の大噴火によるものと思われる。これらの火山の噴火においては、大量のSO₂ガスが成層圏に注入され、太陽光によって硫酸エアロゾルにまで酸化

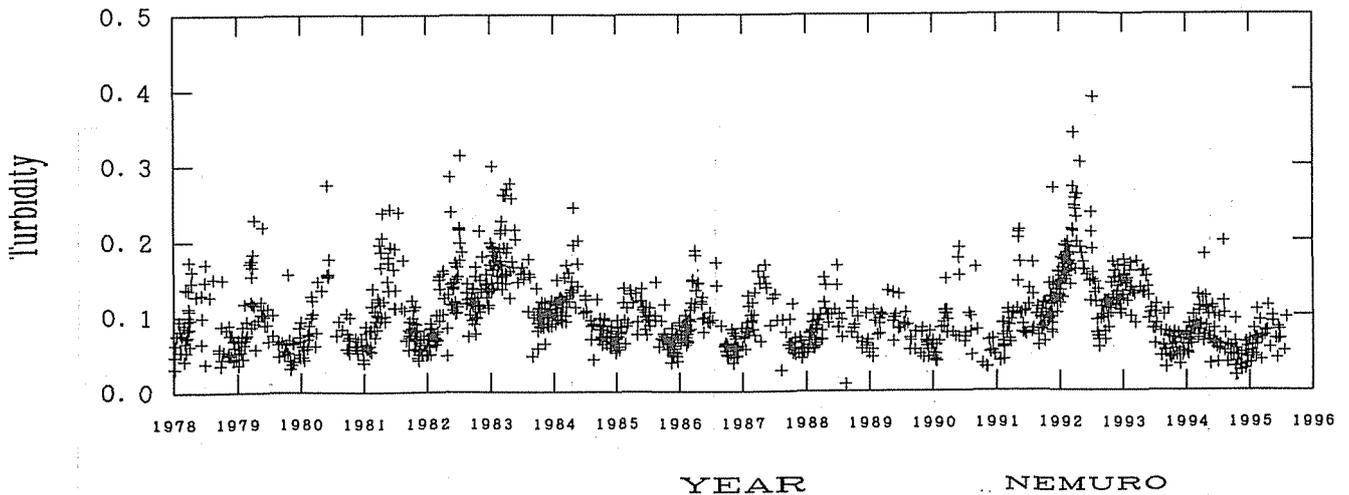


図1. 根室における大気混濁係数

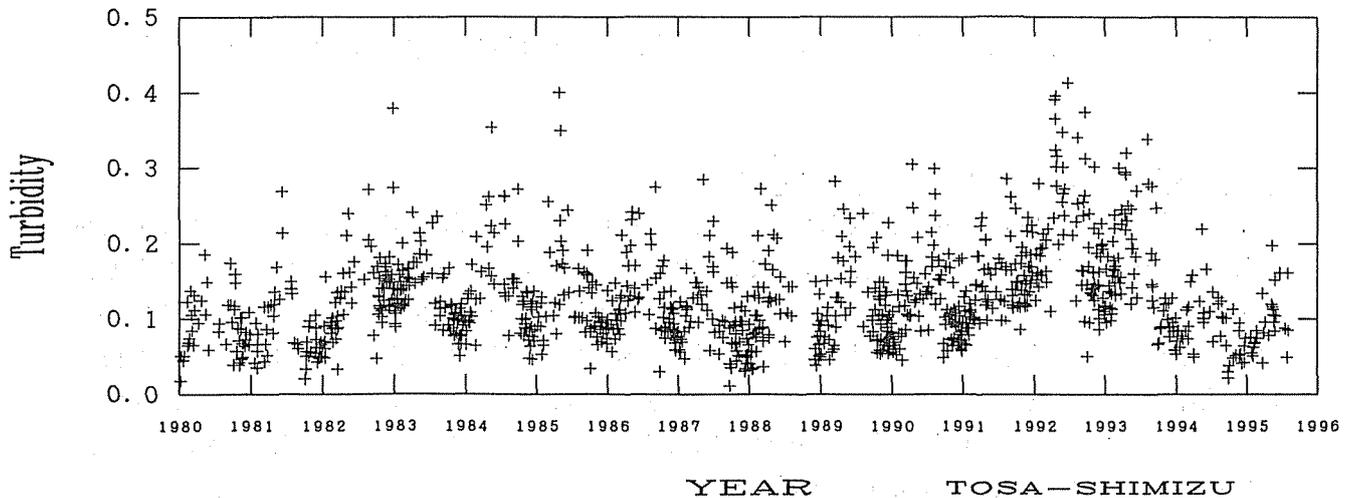


図2. 土佐清水における大気混濁係数

される。成層圏は対流のない安定した大気層であり、降水による洗浄効果がなく、さらに生成された硫酸エアロゾルは粒径が小さいために重力沈降が効かず、2～3年間程度成層圏内に浮遊するために、大気混濁係数が増加したものと考えられる。

図2より、土佐清水における大気混濁係数は0.03～0.40程度であり、やはり秋から冬にかけて小さく春に大きくなる傾向を示している。また1991～1993年のピナトゥボ火山噴火による増加が顕著に現れている。

一方、札幌における大気混濁係数は0.05～0.40、潮岬では0.05～0.45、石垣島では0.03～0.40であった。

4. 火山噴火による大気混濁係数の増加

上述したエルチヨンおよびピナトゥボ火山の噴火による大気混濁係数の増加量を見積もるために、根室および土佐清水における大気混濁係数の3か月移動平均をとり、噴火直前の1年間の各月の3か月移動平均値に対する噴火後の各月の3か月移動平均値の偏差を求めた。根室における結果を図3に示す。エルチヨン噴火よりもピナトゥボ噴火の方が大気混濁係数の増加量が大きいこと、ピナトゥボ噴火により噴火半年後の1992年2～4月に、大気混濁係数が前年に比べて0.1と言う大きな増加を示していること、および噴火の影響は2年程度で収まっていることがわかる。

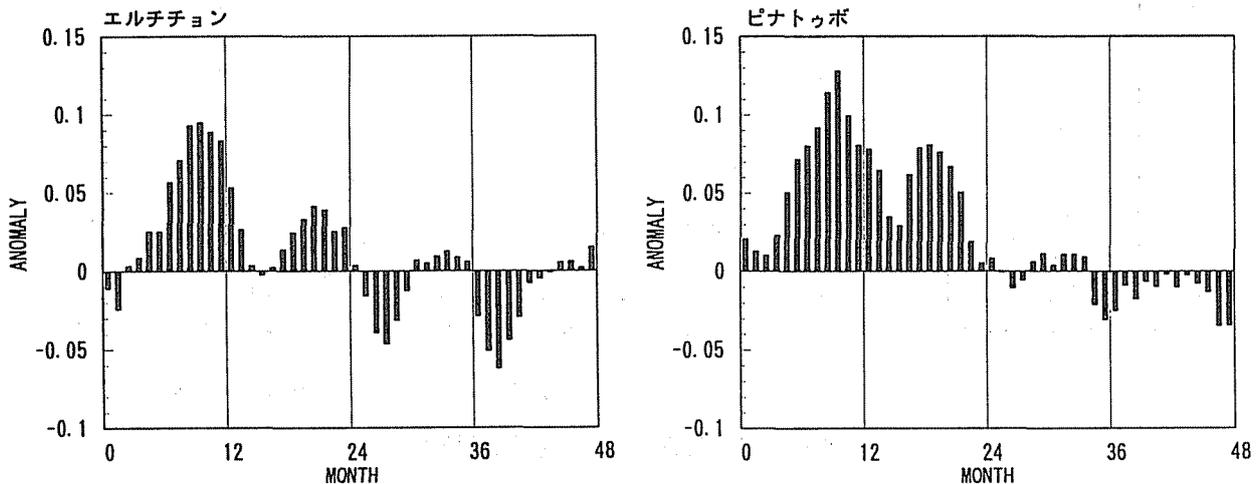


図3. 大気混濁係数の各月の3か月移動平均値の噴火直前1年間の各月の値との偏差

5. 日本地域における大気混濁係数の推移

上記5地点における今回の解析結果について年平均をとり、これまで荒生・山本によって解析された1955～1979年までの結果を加えて、1955～1994年までの年平均値を求めた。しかし、そのような一年毎の平均値の時系列では、かなり変動が激しく全体的な傾向をつかみにくいので、次に3年毎の移動平均をとった。図4にその結果を示す。まず、大都市である札幌においては、1960年代後半と1982～1984年および1991年以降に極大がみられる。1982～1984年および1991年以降については、前述したような火山噴火によるものである。1960年代後半については、暖房に使用していた石炭のばい煙により冬季に深刻な大気汚染に見舞われたためと思われる。しかし、その後、市の中心部を集中暖房化したことや暖房用の燃料が石炭から石油に変わったために大気

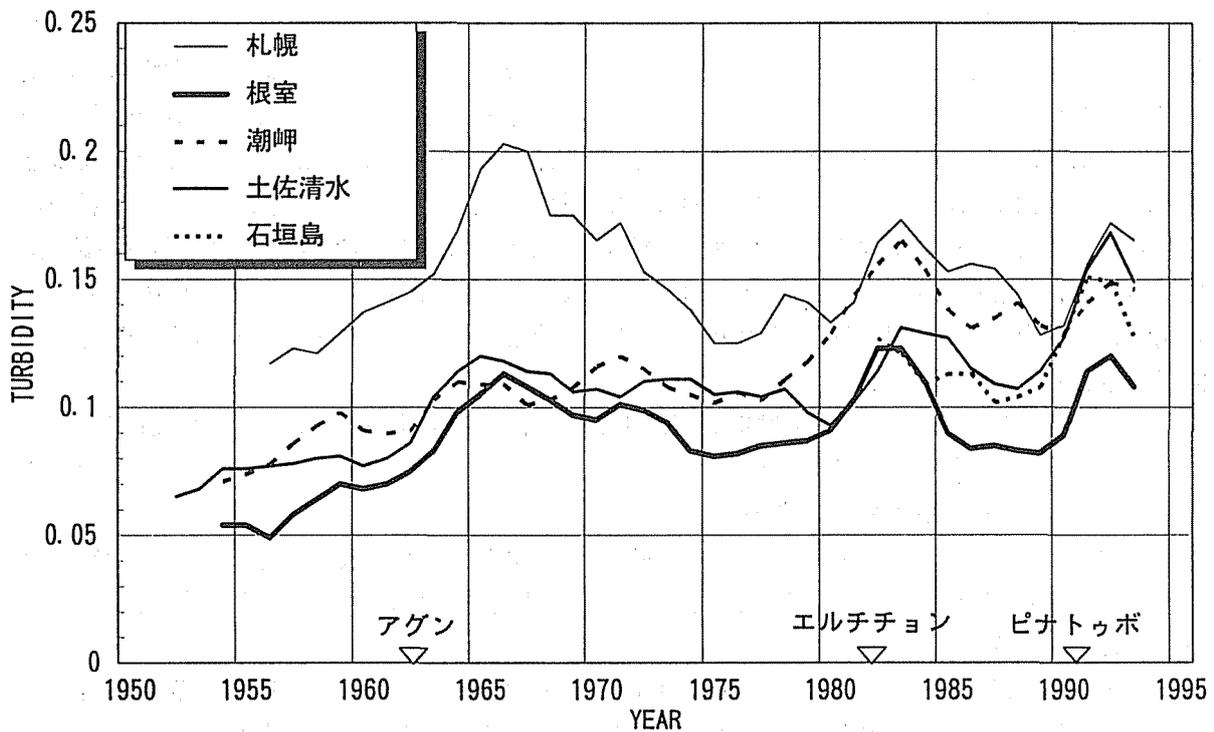


図4. 日本各地における大気混濁係数の3年移動平均値の推移

汚染は沈静化し、大気混濁係数も減少したと思われる。

次に、大都市である札幌を除いて、根室、潮岬および土佐清水における大気混濁係数の推移をみると、1960年代中頃、1982～1984年および1991年以降に極大がみられる。1960年代中頃については、1963年のインドネシアのアグン火山の噴火が起こり、加えて日本においても大気汚染が激化して、日本周辺全体の大気エアロゾル濃度が増加したためと考えられる。1982～1984年および1991年以降については、前述したようにエルチチョンおよびピナトゥボ火山の噴火によるものである。

また、火山噴火がない、あるいはその影響がおさまったと考えられる時期を見ても、1950年代から1990年までの間に、全体として大気混濁係数の増加傾向が見られる。これは、一つには日本の経済成長・工業化に伴って大気エアロゾルの放出量が多くなっていることも考えられるが、さらに、近年、中国・韓国等の工業化が進展し、中国・韓国等で排出された汚染物質（大気エアロゾル）が偏西風によって日本まで長距離輸送されてきているためとも考えられる。

6. 大気エアロゾルの増加に伴う気温低下量の推定

図4より、火山噴火の影響のないと思われる1955年と1989年の大気混濁係数を比べると、この34年間で大気混濁係数は根室で0.028、土佐清水・潮岬で0.050程度増加している。そこで、もしも地球全体で大気混濁係数が0.028増加した場合に、地球の平均気温がどの程度変動するか、すなわち、大気エアロゾルの増加に伴う気候影響に関する見積もりを行った。

まず、地球-大気系の熱収支は次のように与えられる。

$$\pi R^2 S(1 - A) = 4\pi R^2 I \quad (9)$$

ここで、 R は地球の半径、 S は太陽定数、 I は大気上端から放出される赤外放射量である。 A は、

$$A = n_c A_c + (1 - n_c) A_0 \quad (10)$$

となる。 n_c は雲量、 A_c は雲の反射率である。 A_0 は雲がないところの大気上端での太陽放射の反射率で、式(7)より大気混濁係数の0.028の増加に対する各波長での大気の光学的厚さ τ_M の増加量を求め、デルタ P_3 近似法により放射伝達方程式を解いて求めた。なお、モデル大気として成層圏、自由対流圏(高度2~10 km)および大気境界層(地上~高度2 km)の3層から成るものを仮定した。成層圏エアロゾルは硫酸粒子とし、自由対流圏エアロゾルの光学特性値(粒径分布および複素屈折率)は航空機観測により得られたものを用いた。大気境界層内のエアロゾルの光学特性値としては、北海道ニセコ山麓において捕集された大気エアロゾルの組成分析値を基に算出されたものを用いた。

また、Budyko(1969)によると、 I は地表気温 T_s との間に次のような経験式が得られている。

$$I = a + bT_s - (a_1 + b_1T_s)n_c \quad (11)$$

ここで、 a 、 b 、 a_1 、 b_1 は定数である。

以上を用いて、表面反射率が異なるために陸地と海洋に分けて地表気温 T_s を求め、陸地と海洋の存在比によって重み付けをして、全球平均の地表気温を求めた。その結果、地表気温は 0.41°C 低下することがわかった。

以上のように、地球規模で大気混濁係数が0.028増加すれば、全球平均の地表気温を 0.41°C 低下させる可能性がある。この気温低下率は、根室における過去35年間の大気混濁係数の増加量を、地球平均の大気混濁係数の増加量と仮定して得られたものであり、過大な見積もりとなっていると考えられる。しかし、この 0.41°C という値は上述したように過去100年間の地球平均気温の上昇量とほぼ同じ大きさである。

しかし、今後地球温暖化のより正確な予測を行っていく上で、いくつか重要な課題がある。1つは、大気混濁係数(気柱内の大気エアロゾル全量)の地球規模での変動を把握することである。もう1つは、各地の大気エアロゾルの光学的な特性を明らかにしていくことである。特に、異なる化学成分が1つの粒子を構成する混合粒子の存在が知られているが、この混合粒子をなす化学成分の同定や、混合粒子の大気エアロゾル全体に占める存在割合を明らかにすることが重要である。

参考文献

- 1) 気象庁編：異常気象レポート，大蔵省印刷局(1994)
- 2) 荒生公雄，山本秀子：日本における大気混濁度の1970年代の特徴と経年変化についての考察，長崎大学教育学部自然科学研究報告，第32号(1981)
- 3) Yamamoto, et al.: Hemispherical Distribution of Turbidity Coefficient as Estimated from Direct Solar Radiation Measurements, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol.46, No.4 (1968)