東京に於ける氣溫の日變化に就いて*

大道寺重雄

§1. 緒言

氣溫の日變化と云ふものは太陽輻射熱に依つて起る。大氣中の熱の出入を計算されたのは、藤原、高橋、關口氏⁽¹⁾のがあるが、之は月毎の値が示されて居り、毎日の變化に觸れて居られない。其れで此の方法に従ひ、日變化を調べて見た。即ち今或る適當な廣さの地表を考へ、其處に於ける熱の出入の平衡を考へると

$$FJ_s + A(R_e - R_a) + (1-A)(R_s - R_a) + A K_e \frac{\partial \theta_1}{\partial z} + K_a C_p \rho \frac{\partial \theta_2}{\partial z} + (1-A) K_s \frac{\partial \theta_3}{\partial z} + Q_1 + Q_2 = 0 \quad (1)$$

なる式が成立する。但し J_s は太陽よりの日射、 R_a は空氣からの輻射、 R_e は地面からの輻射、 R_s は海表面からの輻射、 K_e は土壤の熱傳導率、 K_a は大氣の渦溫度傳導率、 K_s は海表面よりの渦動熱傳導率、 Q_1 は土壤及草木等よりの蒸發に依る潜熱、 Q_2 は海水の蒸發に依る潜熱、 A は陸地率、 θ_1 は地表面溫度、 θ_2 は溫位、 θ_3 は海表面の溫度、 F は反射能である。

§2. 計算方法

次に上式の各項を計算して見よう。

(1) 土壤内の熱の傳導に依る出入 今簡單の爲に、地表面溫度が

$$\theta = \theta_0 + e^{-\frac{2\pi}{l}z} \left[A \sin 2\pi \left(\frac{t}{T} - \frac{z}{l} \right) + B \cos 2\pi \left(\frac{t}{T} - \frac{z}{l} \right) \right]$$

の如く變化するものとして各月の A, B の値を實測から求めて $K_e \frac{\partial \theta}{\partial z}$ の項を計算する。之は

$$K_e \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{z=0} = -\frac{2\pi}{l} \left[(A-B) \sin \frac{2\pi}{T} t + (A+B) \cos \frac{2\pi}{T} t \right] K_e$$

で與へられる。これに

$$\begin{cases} K_e = 3.7 \times 10^{-8} \text{ cal/sec cm deg} \\ \frac{2\pi}{l} = \frac{1}{K} \sqrt{\frac{\omega}{2}} \quad K: \text{溫度傳導度} = 0.0049 \end{cases}$$

を用ひて、毎時の値を入れて勘定した。

(2) 空氣の渦動熱傳導に依る熱の出入 此處の $K_a \frac{\partial \theta_2}{\partial z}$ の θ_2 の値は溫位を採るべきである。然し、標準高度を地表にとると地表溫度と溫位は一致する故、此の項は前例と全く同じになり、唯渦溫度傳導度として大體 5×10^4 の値を入れればよい。

(3) 蒸發に依る潜熱 蒸發量 m は遺憾ながら毎時の觀測がない。其處で假にこれは水蒸氣最大張力 e_{max} と水蒸氣張力 e との差に比例すると考へて、一日一回の觀測から

$$\frac{dm}{dt} = a(e_{\text{max}} - e)$$

の係數 a を決定し、毎時の氣溫と水蒸氣張力の觀測から勘定した。尙、陸よりの蒸發量は、蒸發計に依る蒸發量に 0.7 と云ふ係數を掛けた。又、海の蒸發量はグуст氏⁽²⁾の計算に依る北半球 $30^\circ - 40^\circ$ に於ける値 2.5 耗/日を用ひた。然る時は東京では、海陸よりの蒸發量の和は蒸發計で測定せる値其のものと大差がない事を知つたので露場の蒸發量を其のまゝ用ひた。

(4) 地面及び海面からの實効輻射 前者はプラントに從て

$$R_e - R_a = \sigma T^4 (0.474 - 0.065 \sqrt{e})$$

の式から計算した。但し σ はステファンボルツマンの常數、 T は地表面絕對溫度、 e は水蒸氣張力 (ミリバー) である。海からの輻射 R_s は $0.827 \sigma T^4$ カロリーで與へられるが、此の場合の空氣からの輻射の値は不明だから第一近似として、前者と同じ式を代用する。又、海表面溫度の毎時の觀測値がないから之も地表面溫度を以つて代用した。之は當を得て居らないが、日變化の振幅が小さいから問題にならない。従つて、此の地面からと海面からとの實効輻射の和は單に $(R_e - R_a)$ の計算値を用ふる事にする。

(5) 海水の渦動熱傳導に依る熱の出入 次に海水の影響を考へて見る。これは土壤の場合と殆んど同じ形式で計算される。此處でも海表面溫度の代りに地表面溫度を代用した。又 K_s として一月は 1, 七月は 0.45 を採つた。此の K_s は少し小さすぎるが實際起ると思

* S. Daidōji: On Diurnal Variation of Air Temperature at Tokyo.

(1) 氣象集誌. 第 15 卷, 第 7 號. 昭和 12 年.

(2) 須田: 海洋科學.

はれる表面海水温度の一日の振幅は 0.242°C であるから、實際の K_s は 7.5 位となり、普通考へて居る値と略一致する。

§3. かくして得た、 $K_e \frac{\partial \theta}{\partial z}$, $K_a C_p p \frac{\partial \theta}{\partial z}$, $K_s \frac{\partial \theta}{\partial z}$, Q と日射量との間には (1) なる關係があるはずである。東京で陸地率 $A=7.7$ (1) を用ひて (1) 式の各項を表したのが第 1 表である。反射能としては 0.9 を採用した。これを見ると 1 月は余り良い方ではないが 7 月は可成り良く合つて居る。日出前日没後は 1 月、7 月共に合つて居らないが、之は地表面温度を單に半日週期の

$\sin$ と $\cos$ の和の形で表はしたからであり、又海陸風の影響も考へて居らないから、此の様な粗な計算では此れ以上を望むのは無理であらう。蒸發の潜熱に依る影響を海、陸共に同一にしたのも嚴密に云つたら難點かも知れない。

§4. 結 論

以上の結果を見ると次の如き事が伺はれる。

(1) 各要素の気温に及ぼす影響は月に依り、又、日出日没後でも異なる。1 月では一番大きな要素は日出日没後共に海面よりの渦動傳導に依る熱の出入である

第 1 表

種 別	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24
1 月 (昭和 8 年) cal/m'n												
海、陸よりの蒸發による潜熱	-0.033	-0.030	-0.030	-0.031	-0.069	-0.090	-0.098	-0.088	-0.064	-0.053	-0.038	-0.038
陸及び海よりの實效輻射に依るもの	-0.152	-0.154	-0.155	-0.156	-0.158	-0.168	-0.164	-0.159	-0.156	-0.154	-0.155	-0.153
土壌内の熱傳導に依るもの	+0.023	+0.005	+0.031	+0.049	+0.054	+0.045	+0.023	+0.005	+0.031	+0.049	+0.054	+0.045
空氣の渦動熱傳導に依るもの	+0.035	+0.007	+0.046	+0.072	+0.080	+0.063	+0.035	+0.007	+0.050	+0.070	+0.078	+0.063
海水の渦動熱傳導に依るもの	+0.134	+0.027	+0.175	+0.274	+0.304	+0.240	+0.251	+0.027	+0.190	+0.266	+0.296	+0.240
合 計	+0.007	-0.145	-0.437	-0.582	-0.665	-0.606	-0.571	-0.288	-0.051	-0.178	-0.235	-0.157
反射能を考へた日射量	—	—	—	0.123	0.537	0.642	0.538	0.165	0.002	—	—	—

7 月												
海、陸よりの蒸發に依る潜熱	-0.083	-0.105	-0.092	-0.204	-0.310	-0.381	-0.368	-0.344	-0.247	-0.142	-0.106	-0.092
陸及び海よりの實效輻射に依るもの	-0.092	-0.092	-0.091	-0.095	-0.104	-0.112	-0.107	-0.101	-0.094	-0.093	-0.091	-0.091
土壌内の熱傳導に依るもの	+0.070	+0.005	+0.063	+0.114	+0.136	+0.119	+0.070	+0.005	+0.063	+0.114	+0.133	+0.119
空氣の渦動熱傳導に依るもの	+0.151	+0.010	+0.131	+0.242	+0.285	+0.252	+0.151	+0.010	+0.134	+0.242	+0.285	+0.252
海水の渦動熱傳導に依るもの	+0.128	+0.009	+0.114	+0.206	+0.242	+0.214	+0.128	+0.009	+0.114	+0.206	+0.242	+0.214
合 計	+0.174	-0.173	-0.494	-0.831	-1.077	-1.078	-0.824	-0.421	-0.030	-0.327	-0.463	-0.402
反射能を考へた日射量	—	—	0.164	0.626	0.926	1.037	0.910	0.590	0.167	0.003	—	—

第 2 表 土壌内の熱傳導に依る熱の出入を 100 とせる時の各要素の時刻別の割合

種 別	2	6	10	14	18	22	2	6	10	14	18	22
1 月							7 月					
海、陸よりの蒸發に依る潜熱	143	97	128	426	206	70	118	146	228	527	392	80
陸及び海よりの實效輻射に依るもの	662	500	293	714	503	287	131	144	77	153	149	08
土壌内の熱傳導に依るもの	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
空氣の渦動熱傳導に依るもの	152	148	148	152	161	144	216	213	209	216	213	215
海水の渦動熱傳導に依るもの	584	565	563	1090	613	548	183	181	178	183	181	182

(1) 岡田：氣象學 上巻。

が、7月に於ては日出後は土壤及海面よりの蒸發に依る潜熱であり、日没後は空氣の渦動傳導に依る熱の出入である。そして、日變化に及ぼす長波の輻射の影響は月平均の場合と異つて比較的小さい。

(2) 海の影響は日中では、1月は全要素の五割強 7

月は三割強に當り、非常に大きい事が知れる。此の事から見ても、氣溫の較差に大陸率が大きく効いて居るのは誠に當然の事と思はれる。

終りに臨み御懇篤なる御指導を賜つた高橋清一郎先生に厚く感謝の意を表します。

水平方向の擴散係數に就いて*

相 馬 清 二

§1. はしがき

大氣中における擴散現象は等方性でなく著しい異方性を持つてゐるものである。即ち大氣の渦動擴散係數は垂直方向に比して水平方向は遙かに強大な値を取ると云ふ事は近頃理論的にも實際的にも明らかになつて來たようである。著者は G. I. Taylor に依つて提出された相關係數 $R(\xi)$ を渦動擴散係數と關係づけた式から水平方向の擴散係數を求めて、從來の結果と比較して先づ穩當な 10^9 のオーダーの値を得た。

§2. 擴散係數及び混合距離

先づ $R(\xi)$ の値を實測から求めて見よう。これは明らかに

$$R(\xi) = \frac{u(t)u(t+\xi) - \bar{u}^2}{\bar{u}^2 - \bar{u}^2} \quad \dots\dots(1)$$

から求められる。但し $u(t)$ は時間 t に於ける流體の水平方向の速度で $u(t+\xi)$ は時間 $t+\xi$ の速度である。さて材料として東京に於ける 1936 年の 1 月 1 日から 10 日まで及び 7 月 1 日から 10 日までの風速の毎時觀測のものをを用ひ ξ を 1 時間置きに取つて 8 時間に宣ひ $R(\xi)$ を求めて見た。今縦軸に $R(\xi)$ 横軸に ξ を取つて其の變化を圖示すると下圖の如く大體對數

曲線になつてゐる。

それで今 $R(\xi) = e^{-\alpha\xi} \dots\dots\dots(2)$

とする。(2)式から常數 α を計算して見ると 1 月及び 7 月に對し夫々 45.35×10^{-6} , 19.93×10^{-6} となる。此所で $\frac{1}{\alpha}$ のディメンションは時間であつてこれは丁度ヘッセルブルグの渦動の週期に相應し渦動の生成から消滅するまでの時間を示すものと考へられよう。

さて G. I. Taylor に依つて定義された渦動擴散係數はこれを K とすれば

$$K = \int_0^{t_0} (\bar{u}^2 - \bar{u}^2) R(\xi) d\xi \quad \dots\dots(3)$$

である。今水平方向の平均渦動エネルギーは時間が經つても不易であるとすれば

$$K = (\bar{u}^2 - \bar{u}^2) \int_0^{t_0} R(\xi) d\xi \quad \dots\dots(4)$$

となる。この式の左邊の $R(\xi)$ に (2) 式を挿入し且つ積分をすると

$$K = \frac{\bar{u}^2 - \bar{u}^2}{\alpha} \quad \dots\dots\dots(5)$$

となる。此の式から前に求めてある α の値を用ひて 1 月と 7 月を別々に K を計算すると夫々 1.10×10^9 cm²/sec, 3.72×10^9 cm²/sec の値を得る。これは從來得られた値と比較して先づ穩當なものであらう。元來渦動擴散係數は同現象でも其の注目する範圍の大小に依つて著しく異なるものであり、例へば小さな氣球を澤山同時に飛ばして其の分布から計算した リチャードソン⁽¹⁾の結果に依ると、これは數百呎程度であるが、 K の値として $10^7 \sim 10^8$ cm²/sec を得、比較的小距離擴散

* S. Söma: On the Horizontal Eddy Diffusion Coefficient.

(1) Proc. Roy. Soc. London (A) 135, p. 143.