氣候表現に於ける水分平衡の問題

〔關 口 武〕

1. はしがき——氣候表現について^{*} 氣候とは或る土地の大氣の stationary な状態全體をさしていい、その状態が如何にして出来たかを研究するのが氣候學である。それには先づ素材として氣候状態の正確な把握が先決問題である。こゝに氣候表現の問題が取上られる根據がある。元來、氣候は綜合的有機的全體であるから、これを簡単に表現することは仲々困難で、現在まで種々な表現法が工夫せられている。これらは大きく分析的表現法と綜合的表現法に2大別され、その後者に屬するものの1つに、こゝに取上げた水の收支即ち水分平衡を問題にした一連の表現法がある。

2. 水分平衡の問題 地球上の土地の乾濕、即ち草原沙漠を生ぜしめ、或は逆に森林、濕地などを形作らせ、夫々の土地に特有の土壤型を結果せしめている土地全體の乾濕の度合は、單にその土地の雨量の多少だけでは判断し得ない。同じ年500mmの雨でも、熱帯と寒帯とでは、それが土地の乾濕に與える影響はまるでちがつて來る。元來土地の乾濕を決定しているのは、その上にある空氣の乾濕よりも、その土地自體の中にある水分の多少である。^{**} 従つて個々の地域について見れば、その地下水位の高低の問題であるかも知れない。しかし更に巨視的な立場に立つた場合には、一地域全體の地下水位をやはり土地の乾濕、即ち土地自體の中に含まれている水分の量によつてきまると考えることが出来る。この土地自體の中にある水分は大きくは、その地の降水と、その土地全體からの蒸發量を引去つた残り^{***}で、これを我々は有效降水量と名付け、その土地の乾濕の度合を現わす目安にしようというので

* 詳しくは別文“氣候の表現について”を参照されたい。

** 沙漠の中でも地下水さえ豊富にあれば、オアシスのように森林さえ出来、濕地の形成されることもある。

*** 地下水、或は地表水として地域外への流出と外からの流入は可成り廣い地域についてだと、大體相補われるものと考えて差支ないから。

ある。これが水分平衡の問題である。この際、降水量は一應測定可能であるが、困難なのは蒸發量の測定で、土地全體からの蒸發を實測した結果は殆どない。蒸發計による蒸發量の測定は各地で行われているが、これがその土地全體からの蒸發量そのものを現わすものではないから、何等かの形で、土地全體からの蒸發量を推定し、それと降水量との比較を行うより他に手はない。

3. 水分平衡の諸示數 土地全體からの蒸發量の推定は、その物理的機構が複雑であるため、實際にこれをユニークに決定することは行い難い。そこで種々な便宜的推定法がとられている。最も簡単に蒸發計の蒸發量から推定するもの、平均気温の函數と考へ、これで現わしたもの等がある。これに伴い、幾種類かの水分平衡の示數が考案せられている譯である。なおこの際、手近に何所ででも得られる氣候資料を使つた方が有利である。又降水量との比較もその差でなく、その比で示しても一向差支えない。その主なものを、地域全體の蒸發を何によつて代表させたかによつて分類しながら舉げると、

- 1) 蒸發計の蒸發量については、Transeau (1905) は P/E と植物分布との關係を調べ、福井 (1943) は乾燥限界 $P/E=0.5$ をもつて東亞の乾燥限界とした。なおこれでは蒸發量を気温と降水量の函數として現わして計算している。
- 2) 飽差については、Meyer (1929) は $N-S$ 係數 P/S と土壤型との關係が密接だという。
- 3) 気温の函數と考へ、それで代用したもの Lang (1920) は雨量因子 $P/(\sum t/12)$ ($t>0$) と土壤型との關係をしらべ、Köppen (1918~31) は

* 極端な例は沙漠地帯である。こゝでは空氣が乾燥しているので蒸發計面からの蒸發は驚く程大きい。併し現實の地表面はすつかりかわききつて居り、地下からの水分の供給もないので、そこからの蒸發はほとんど零である。

**大文字は年平均又は年總量を示し、小文字は月平均又は月總量を示すものとする。

*** P = 降水量 E = 蒸發量 S = 飽差 T = 気温

$P/(T+\alpha)$ を通常乾燥限界と呼び、 $P=(T+\alpha)\beta$ の型で與えている。そして沙漠は $\beta=1$ 、草原は $\beta=2$ がその限界とされている。de Martonne (1929) は乾燥示數 $P/(T+10)$ と内部流域、内陸流域との關係を求め、Thorntwaite (1931) は降水效果示數 $P-E$ index $= \sum_{i=1}^{12} 115 (p/t - 10)^{10/9}$ が植物分布、土壤型と一致をするという。Ångström (1936) の濕度係數 $P/1.07T$ や、雨溫圖（ハイサーグラフ）— ρ , t を兩軸に取つて描いたクライモグラフ—も用いられている。

- 4) 水張、氣溫、氣壓の函數としたもの—Szymkiewicz (1925) の $P/E -$

$$e = (b' - b) \frac{273 + t}{273} \cdot \frac{760}{B - b'}$$

b' : 氣溫 t の時の最大水張 b : 測定された水張 t : 測定された氣溫

B : 測定された氣壓

- 5) 河川の流量 (R) を利用したものには、Wallén, A. (1927) の P/E , $E = \rho - R$ (但し年平均値についてだけ) がある。

等の各種がある。もちろん此等のすべてが、水分平衡という問題を意識し、意圖的に此等の示數を工夫考案したものではないかも知れない。經驗的に土壤型の分布、植物分布、或は内陸乾燥地域の分布等に合致するような氣候區分を行う目安として選ばれたものであるかも知れない。主要氣候要素である氣溫と降水量をただ適當に機械的に組合せて。しかし此等を集めて見ると、その表現形態に多少のちがいはあつても、此等は要するに、水分平衡（有效降水量）という思想の下に統一することが出来る。

今日本について、そのいくつかを掲げよう。先づ Lang の雨量因子は、ほとんど全域が 100 以上、それ以下の所謂灌木林、褐色土に相當する所は瀬戸内、關東中部、善光寺平に見られる。これに次ぎ乾燥しているのが、中央高原、關東盆地、濃尾平野、北上川沿いの平地に見られる。又 160 以上の濕潤地域は南海岸沿い、北陸日本海岸沿い及び北海道東部に求められる。この分

布型は其他の場合にも同様で、de Martonne の乾燥示數 p/e 、Ångström の濕度係數の場合にも、ほぼ同様に認められる。結局どれを使つても大差なく、ただその目的に應じ、一番都合のよい示數を使用すればよいのである。

第 1 圖

第 2 圖

第 3 圖

第 4 圖

3. **むすび** 此等の示數について古來、一應その各々について意義付けが行われ、純粹氣候學的な量として重要視せられて來ている。しかし此等は要するに、水分平衡の状態を示す便宜的な指標に過ぎないのであつて、氣候學にあつては氣候の綜合的表現法の1つを形成するに止まるといふことは、上述の通りである。即ち極言すれば、表現技術の問題と言ひうるかも知れない。元來、この問題にあつては、土地全體からの蒸發量が正確に測定算出されない限り、他のすべては經驗的な推定に過ぎない譯である。雨量因子、乾燥限界、乾燥示數等示數の形が多少異り、常數はちがつているが、原理的には全く同じことで、ただ便宜的經驗的に夫々の形が取られているに過ぎない。従つてどれでなければならないという理由はない。夫々の目的に應じて、都合のよい示數を選ばばよい。

古來此の種の示數は餘り重要視されすぎていた傾きがある。色々な示數があるけれど、要之氣候の水分平衡の状態を示す目安に過ぎない。又若し水分平衡即ち地域的な乾濕度が正確に求められたとしても、それは純粹に氣候學の問題であつて、これが直接土壤型、植物分布等を決定している主要條件であるとは云い得ない。環境要素としての地域的乾濕度の意味は又別の立場から検討せられるべきものであることも、この際一言して置きたい。

参考文献

- 1) Transeau, E. N. : Forest Centers of Eastern America. Amer. Naturalist, 39 (1905) 875—889.
- 2) 福井英一郎 : 東亞の乾燥限界 氣象集誌 2 の 18 (1943) 537—541.
- 3) Meyer, A. : Über einige Zusammenhänge zwischen Klima und Boden in Europa. Chemie der Erde 2 (1926) 209—347.
- Blank, E. : Die Verwitterung in ihrer Abhängigkeit von den Äusseren Klimatischen Faktoren. Handb. d. Bodenlehre 3. (1930) 10—11.
- 4) Lang, R. : Verwitterung und Bodenbildung als Einführung der Bode-

nkunde. 1920, Stuttgart, 107—123.

- 5) Köppen, W. : Klimaformel und reduzierte Regenmenge. *Met. Zeit.* 36 (1919) 1—7
 ibid : Die Regenmenge an der Trockengrenze. *Met. Zeit.* 39 (1922) 242—244.
 ibid : Grundriss der Klimakunde. 1931, Berlin.
- 6) de Martonne, E. : Aréisme et indice d'aridité. *Comp. Rend.* 182 (1926) 1935.
 ibid. : Une nouvelle fonction climatologique l'indice d'aridité. *La met.* 1926.
- 7) Thornthwaite, C. W. : The climate of North America according to a new classification. *Geogr. Rev.* 21 (1931) 633—655.
- 8) Ångström, A. : A coefficient of humidity of general applicability. *Geogr. Ann.* 18 (1936) 245—254.
- 9) Szymkiewiz, D. : Études climatologiques. *Acta. bot. Poloniae.* 2 (1925) No. 4
- 10) Wallén, A. : Eau tombée, débit et évaporation dans la Suède méridionale. *Geogr. Ann.* 9 (1927) 181—208. (昭和23年12月23日受理)

On the Water Balance Problem as a Method of Representation of Climate

Takesi Sekiguti

Among the synthetical methods of representation of climate, there is an attempt to represent it by the water balance problem on each region, that is, to represent climate by the aridity of the area. We can understand that on considerably extensive area, the amount of water flows in is equal to that of flow out. Then the regional aridity can be considered as the difference of amount of precipitation and evaporation in that area. This amount is termed the effective precipitation. In these cases, the amount of precipitation is measurable

anyway, but the amount of evaporation from a total area can not be measured exactly in ordinary way. Therefore the latter is only estimated from other various amounts easily measurable. There are following ways to estimate the regional evaporation amounts :

1. Evaporation amount from evaporimeter.....Transeau (1905)
2. Deficit of saturation.....Meyer (1926)
3. Air temperature.....Lang (1920) ; Rain factor, Köppen (1918—1931) ; Arid boundary, de Martonne (1926) ; Aridity index, Thornthwaite (1931) ; Precipitation effectiveness index (precipitation-evaporation index or P-E index), Ångström (1936) ; Coefficient of humidity, Hythergraph.
4. Air temperature, vapor tension and atmospheric pressure.....Szymkiewicz (1925)
5. Amounts of discharge in river.....Wallén (1927)

Using some of these indexes, distribution maps of precipitation effectiveness in Japan have been drawn (Figs. 1—4). But the types of distribution are similar to each other. This is why, these indexes come from the same back ground of idea, that is, regional water balance or degrees of regional aridity and humidity. Up to the present, these indexes have been considered very important in climatology as purely climatological measures, and it has been understood to calculate these indexes and to discuss on their geographical distribution is the climatology. But from above saying, it will be clear that these considerations are not true.