

气候大陸度的决定方法*

苏从先

(中国科学院地球物理研究所)

提 要

本文扼要地叙述了气候大陸度的意义,研究了過去和現在的情况。按其計算基礎和推导原理,大致分为以下四类: 1) 温度法; 2) 緯圈距平法; 3) 气团法; 4) 綜合法。并对各主要方法的推导原理及意义进行了討論,对各类方法作了概略的評價。

一. 引 言

气候大陸度是海陸間热力交互作用的标志,是某地气候所受大陸影响的程度。它有两个相对方面的意义,一方面表明某地气候受大陸影响的程度,而同时也表明海洋影响的程度(即称为海洋度)。更具体地說來,气候大陸度就是大陸对气候所有諸要素,包括气温及其年变化、湿度、降水、風、天气状态等等作用的总和,就是大陸和海洋兩者对气团交互作用統一的結果。人所共知,除太陽輻射热能及其在地球上的分布不均匀(主要是后者)外,海洋和大陸是气候形成的最重要因子。由于海洋和大陸的表面,無論在其热力性質或其热量平衡各分項方面均有着巨大的差异,因此在其上的气团便獲得了各各不同的特性;这样一來,便在这兩不同表面上分別形成了所謂海洋性气候和大陸性气候。不僅如此,而且由于热力差异而造成的海陸間的环流,以及大气环流反过來又会促使海陸間發生热力的交換。正因为如此,才有了各种程度的大陸性(或海洋性)气候形成,才有了各种不等的大陸度出現。所以說,海陸热力交互作用問題是气候学最重要的理論問題之一,而作为这种交互作用的統一标志的气候大陸度也就相当重要了。

首先我們必須区别气候大陸度和地理大陸度二个術語,并明辯二者間的关系。地理大陸度是指在某一緯帶或某一地帶內陸面所占的成数,因此它只决定于水陸面積的相对比較。气候大陸度則不然,它不僅决定于海陸面積的对比,而且还决定于地理位置、

* 1956年6月12日收到。

地勢、海拔高度、大气环流及洋流等因子。兩大陸面積不等，必然會出現不同的气候；不但如此，即使兩陸地面積相当，若其它因子如地理位置、地形、环流等有所不同的話，則兩地气候也不相同。例如北京和紐約虽几乎位在同一緯度并同在大陸东岸，但由于其它諸因子的不同它們的气候就有顯著的差异。这是人所共知的，不必另加說明。总之，气候大陸度要比地理大陸度复雜多了。前者包含着复雜的物理过程，而后者則僅代表大陸面積的多寡。二者虽有密切关系，但决不能把它們混作一談。

海陸分布对气候及其个别要素影响的問題早就受到了人們的注意。还是在一百多年以前 Dove(1852)^[1]就繪制出了全球海平面气温緯圈距平圖，以期說明海陸分布对气温，并从而对气候的影响問題。这种工作一直到如今均陸續有人根据更新更多的資料在补充和改進中。如 W. Gorczyński (1918)^[2]，Нейнардус (1925)^[3]，Ершова(1938)^[4]以及最近的 С. Рубинштейн^[5] 等人均相繼补充和進一步完成了这种工作。但是关于气候大陸度的測定問題，則是在十九世紀末叶才为 W. Zenker^[6] 所首先提出。当时他是以气温的相对变幅 $\frac{A}{\varphi}$ 为依据 (A 为气温年較差， φ 为緯度)，但并無足够的理論根据。以后又有 W. Gorczyński^[4] 等人予以修改，并补充了理論上的論据。此后便相繼有学者紛紛提出各种方法来；有用温度，有用雨量有用气团等等方法^[7]；均企圖以最簡單的公式來概括海陸分布对气候的影响。差不多在三十年代左右最盛行。当时的方法虽多，但多局限于区域性的及經驗性質的；比較有代表性的是 Gorczyński 的公式。但 Gorczyński 公式也不能通行于全球，在赤道附近，它就失去了意义。于是当时人們又企圖推求一通行于全球的公式；这种企圖在当时并未得到实现。由于这一問題的复雜性，在当时并没有得到人所公認的結果。直到最近在苏联才又提供了确定气候大陸度的兩種新的方法来，即 Н. Н. Иванов^[8] 气温年較差的緯圈距平法和 Л. Г. Полозова^[9] 气温緯圈距平法。这两种方法無論在原則上和实用上，都有着以往方法所未有的新的特征。其中尤其是 Л. Г. Полозова 的方法，它有着充分的論据，并提出分季确定气候大陸度的必要性。

确定气候大陸度的主要困难，在于它不可能詳尽地概括了气候的所有因子；因此它本身就含有極大的概略性。其次就是消除緯度影响的問題。这一問題是最初人們在企圖以年温較差來計算大陸度指标时提出來的；因为兩緯度不同的地方，虽然其它条件都相同，但其年温較差也会有顯著不同。此外还有从并不需要这样明顯地消除緯度因子而作大陸度計算的方法；在这些方法中，实际上仍然是含有緯度因子在內的。所以，概括性的適當規定和緯度因子的合理消除，是有效地确定气候大陸度的关键問題。

綜合以上所述，可知气候大陸度不論在理論上或實踐上均有很大的重要性，但其測

定方法繁多, 又無統一标志; 因此有必要作比較系統的評介, 以便宜于应用。本文即对測定气候大陸度的各种方法予以分类, 并略加討論; 至于各种方法在中國之实际应用, 以后再另行討論。

二. 決定气候大陸度的各种方法

測定气候大陸度的方法很多, 以下只擇其主要者按其作为計算基礎的气象因子以及其推導原理分成四类, 即温度法、緯圈距平法、气团法及綜合法。对那些根本没有什么理論根据, 且只局限于很个别地区內的方法就一概从略。

1. 温度法 以温度作为計算基礎的大陸度計算方法, 它又可分为若干类型。在歷史上以温度來計算大陸度的公式最多, 特别是气温年較差的利用。这是因为: 第一, 温度尤其是年較差, 最能反映出海陸的影响來; 第二, 許多气象要素均跟温度有密切关系; 第三, 温度較易观测, 且記錄長久, 准确性也較大, 同时温度对人类活动來說也最重要。在温度类中, 歷史最悠久而应用上最方便的就是 W. Zenker 型^[2]公式。它最早創立, 直到如今仍有实用意义。

(1) W. Zenker 型 即以相对变幅为計算基礎的公式。因系由 Zenker 所首創, 所以通常人們又把此型公式称为 Zenker 型。計有以下五种。

a) Zenker 公式: $K = \frac{6}{5} \frac{A}{\varphi} - 20$ ^[2]。該式創于 1888 年。Zenker 最早提出以 $\frac{A}{\varphi}$ 來測定气候大陸度, 他企圖以緯度 φ 去除气温年較差 A 來消除緯度的影响。这种消除緯度影响的方法並沒有足够的理論根据, 只是从經驗中粗略地求得的。該式的推導原理是这样的, 首先規定以相对变幅 $\frac{A}{\varphi}$ 來表示大陸度, 即設大陸度 $n = \frac{A}{\varphi} \cdot 100\%$; A 是实测的年較差, n 代表以实测 A 为准的大陸度值。由于海陸分布的錯綜复雜和环流系統的攪擾, 地球上各地点的年較差就不單純地受大陸或受海洋的影响了, 結果表現出來的气候, 顯然是兩者影响的总和。因此, 要想推出純受大陸影响的程度, 即 Zenker 所謂的大陸度, 还必須从 $n = \frac{A}{\varphi} \cdot 100\%$ 当中除去海洋对其影响的那一方面。Zenker 从相对变幅的分布圖上得出, 在海洋上最大海洋性气候区內的相对变幅大約相当最大陸区 (如在 Werchochansk 地方) 的 16%, 即約 $\frac{1}{6}$ 。因此, 若令海洋度为 S , 大陸度为 K , 則

$$S = \frac{1}{6} (100 - K).$$

所以

$$n = K + \frac{1}{6} (100 - K)$$

(即实际气候的性質 (或 $\frac{A}{\varphi}$) 等于純大陸和純海洋二者对其作用的总和)。于是得

$$K = \frac{6}{5}n - 20 = \frac{6}{5} \frac{A}{\varphi} - 20,$$

同样, 由 $n = \frac{1}{6}S + (100 - S)$,

$$\text{亦可得 } S = 120 - \frac{6}{5}n = 120 - \frac{6}{5} \frac{A}{\varphi}.$$

b) Schrepfer 公式: $K = \frac{8}{7} \frac{A}{\varphi} - 14$ ^[3]. 該式創于 1925 年. 其实这一公式跟 Zenker 公式并没有任何基本差别. 其推導原理完全和 Zenker 一样, 所不同的只是 Schrepfer 所求得的最大海洋性处的相对变幅是最大大陸性区的 12.3%, 即約 $\frac{1}{8}$, 而不是 $\frac{1}{6}$. 于是

$$n = K + \frac{1}{8}(100 - K),$$

所以

$$K = \frac{8}{7} \frac{A}{\varphi} - 14,$$

$$\text{或 } S = 114.3 - \frac{8}{7} \frac{A}{\varphi}.$$

c) W. Gorczyński 公式: $K = 1.7 \frac{A}{\sin \varphi} - 20.4$ ^[4]. 該式創于 1918 年. 虽然也利用了年較差來表示大陸度, 不过消除緯度因子的方法却跟 Zenker 的有所不同. Gorczyński 是用由柯本所提出的相对变幅 $\frac{A}{\sin \varphi}$ 來表示大陸度的. 顧震潮^[5]曾經由 Milankovitch 的平均日射强度公式出發, 而求得日射总量的年較差正比于緯度的正弦, 即 $R_0 \propto \sin \varphi$; 并从而証明, 設在太陽气候下, 在緯度 20° 以上之平均空气温度与日射量成正比, 則 $A \propto \sin \varphi$. 因此, 用 $\sin \varphi$ 來作为消除緯度影响的因子最有足够的理論根据, 由此可見, Gorczyński 公式在这一基本观点上就比 Zenker 公式要合理化了.

Gorczyński 公式的推導原理也和 Zenker 有所不同, 不过在基礎原則上仍是相同的. 他是从大陸度与相对变幅成正比的原則上出發的, 即令 $K \propto \frac{A'}{\sin \varphi}$, 其中之 A' 系純受大陸影响之下的年温較差. 因此为求得 A' 起見, 还应从实际中之 A 中减去純由海洋影响的那一部分; 因为前面已經提到, 在地球上任何地点的实测的 A 均包含大陸和海洋两种影响在內. 設純受海洋影响下的年較差为 A_0 , 于是得

$$K = C \frac{A'}{\sin \varphi} = C \frac{A - A_0}{\sin \varphi},$$

Gorczyński 从实际观测得到在北半球海洋上的 $A_0 = 12 \sin \varphi$, 代入上式, 于是得

$$K = C \frac{A - 12 \sin \varphi}{\sin \varphi}.$$

为决定上式中之比值 C 起见, 他便取 Werchozansk (东西伯利亚) 一地之大陆度为 100%。将 $K=100\%$ 及该地之 $A=65.9^\circ\text{C}$, $\varphi=67^\circ 33'$ 代入上式, 结果求得 $C=1.686 \approx 1.7$ 。于是便得

$$K=1.7 \frac{A}{\sin \varphi} - 20.4.$$

在南半球则 $A_0=9 \sin \varphi$, 应用同上运算, 而得

$$K'=1.6 \frac{A}{\sin \varphi} - 14.4.$$

上述三个公式, 因分母中均含有因式 φ 或 $\sin \varphi$, 故在赤道附近便不能应用了。在 $10^\circ\text{N}-10^\circ\text{S}$ 内, 它们是无效的。为免除这一缺陷, Zenker 曾把 $\varphi < 10^\circ$ 者均以 10° 计算。

d) V. Conrad 公式: $K=1.7 \frac{A}{\sin(\varphi+10^\circ)} - 14$ ^[6]。该式创于 1946 年。它是将 Gorczyński 公式推广应用于赤道带内的一个修正公式。Conrad 利用 Gorczyński 公式而计算了 $12^\circ\text{N}-12^\circ\text{S}$ 纬带内许多地方的 K , 并作出该纬带内的 $\varphi-K$ 分布图。从图中, 可以查得从 10° 开始往赤道去, K 便因纬度之影响而显著地增大; 从 10° 开始往外, K 受纬度之影响便趋向正常了。根据这个事实, 他便在 Gorczyński 公式中的纬度因子内外加 10° ; 这样一来, 对赤道来说, 该式也是有效的了。其修正式为

$$K=b \frac{A}{\sin(\varphi+\varphi_0)} + c = b \frac{A}{\sin(\varphi+10^\circ)} + c,$$

为了确定 b, c 的值, 他便以 Verkhoyansk 地方的 $K=100\%$, 以 Thorshavn 地方的 $K=0$ 代入, 而求得 $c=14, b=1.7$, 代入上式, 于是得

$$K=1.7 \frac{A}{\sin(\varphi+10^\circ)} - 14.$$

但是, 当 $\varphi > 80^\circ$ 时, 该式显然就不正确了。为了弥补这一缺陷, Conrad 又令当 $\varphi > 80^\circ$ 时均以 $\varphi+10^\circ=90^\circ$ 计算。他认为极地区域较小, 从描述气候的观点来看, 这点是不紧要的。

不过, 严格地讲, 从理论上来看, 则 $\frac{A}{\sin \varphi}$ 这个关系在 $23\frac{1}{2}^\circ$ 纬度以下就不适用了。^[14] 所以当将此式用于 $23\frac{1}{2}^\circ$ 以下时则应以 $\varphi=23\frac{1}{2}^\circ$ 为合适。

e) V. Jahansson 公式: $K=0.7 \left(1.6 \frac{A}{\sin \varphi} - 14 \right) + v + 25$ ^[7]。式中 $V=a-d$, 其中 $a=50 \frac{\Delta_2 - \Delta_1}{\Delta_2 + \Delta_1}$, Δ_1 =最大气温距平, Δ_2 =最小气温距平, a 表示非对称度; $d=\frac{h-f}{2}$, f 是春天相对温度 [(春温-最低月温)/(最高月温-最低月温)]* 与柯本标准分析曲线 $T=$

* 通常春温或秋温多用四月或十月的温度计算。

$100 \sin^2 15\omega$ 的差 (ω 为位相, T' 为气温), b 是秋天相对温度 [(秋温 - 最低月温) / (最高月温 - 最低月温)]* 与柯本曲线之差, d 表示位相的移动。因未见原文, 该式的推导不詳, 但从该式分析看来, 很顯然, 它不但考虑到年振幅的大小, 而且还考虑到温度年进程的性状。他是以 Górczyński 公式作根本而另外又引入了温度年变曲线的不对称及位相的变动。因此, 该式是一个较为更全面的综合性的公式, 理论上应当比 Górczyński 公式更加完善。

(2) R. Spitalar 型: 1922 年 Spitalar^[8] 又从另一方向来测定气候大陆度。他的方法和过去有所不同, 他是由日射观点出发, 认为温度仅与纬度(或日射强度)和海陆分布二者有关。他由此而推出一公式来。以后又经 D. Brunt 氏予以修改, 并赋以新的意义, 其公式如下:

$$N_t = \frac{(t' - t'') - 15^\circ \cdot 94(s' - s'')}{180^\circ \cdot 61(s' - s'')} \quad [8], \text{ 或 } N_t = \frac{1}{180^\circ \cdot 61} \frac{t' - t''}{s' - s''} - 0.12.$$

式中 t' , t'' , s' , s'' 分别为某地点一、七月之平均温度和平均日射强度。该式创于 1922 年, 它的推导原理完全是由地理大陆度对温度之关系中而引伸出来的。假定

$$t_\varphi = (A + BS_0 + CS)(1 - n) + (D + ES_0 + FS)n, \quad (1)$$

式中, S_0 和 S 分别为该纬度内之年平均日射和月平均日射, t_φ 是该纬度上的海平面平均气温, n 是 $(\varphi - 1)^\circ$ 与 $(\varphi + 1)^\circ$ 纬度内的大陆所占的成数, 即地理大陆度; A, B, C, D, E, F 为特定常数。

上式中的 t_φ , n , s_0 和 s 均可由实际资料求得。为决定上式中的特定系数起见, Spitalar 就把对 65°N — 55°S 纬度内每隔 5° 的宽两个纬度的纬度带内(共 25 个), 所测得的一、七月和年的 t_φ , n , s_0 , s 值代入上式, 结果得出 75 个方程式。通过简化和繁复的数学处理后, 便求得了各系数的值, 结果得

$$t_\varphi = (-27^\circ.37 + 86^\circ.78s_0 + 15^\circ.94s)(1 - n) + (-37^\circ.54 + 146^\circ.55s)n, \quad (1')$$

将(1')式用之于一、七月份中去, 设 t'_φ , s' 和 t''_φ , s'' 分别为一、七月的值, 于是便得

$$t'_\varphi = (-27^\circ.37 + 86^\circ.78s_0 + 15^\circ.94s')(1 - n) + (-37^\circ.54 + 146^\circ.55s')n, \quad (2)$$

$$t''_\varphi = (-27^\circ.37 + 86^\circ.78s_0 + 15^\circ.94s'')(1 - n) + (-37^\circ.54 + 146^\circ.55s'')n, \quad (3)$$

以(2) - (3), 解之则得

$$N_c = \frac{(t'_\varphi - t''_\varphi) - 15^\circ.94(s' - s'')}{180^\circ.61(s' - s'')}, \quad (4)$$

* 按 Spitalar 本人和 Brunt 根据此式而作的计算, 与实际结果相差不大, 他们认为该式比较满意。

此 N_c 表示地理大陸度。(4) 式很顯然地表明在气候平均的情况下, 緯圈年温較差与海陸对比呈正比的关系。Spitalar 为求得气候大陸度起見, 便令 t' 和 t'' 分別代表个别地点的一、七月平均温度, 用以代替(4)式中之 t'_φ 和 t''_φ , 于是就得到測定气候大陸度 (N_l) 的 Spitalar 公式了。

这一公式的意义就是說: N_l 表明, 要使得該緯圈达到像該地点这样大的平均年温較差时, 該緯帶內所必須达到的陸面積的成数。

由于該式分母中含有 $(s' - s'')$ 項, 而在低緯, 特別在赤道处, 則此項近于零。因此在 $20^\circ\text{N} - 20^\circ\text{S}$ 內, Spitalar 公式就無效了。

Brunt 于 1924 年又將 Spitalar 公式改寫为 $N_l + 0.12 = \frac{At}{130.61J_s}$ [9] 形式, 并賦予物理上的解釋, 即气候大陸度相当于月平均温度依月平均日射强度 (或标准的月平均温度) 的回应变化。很顯然, 当 s 發生变化而 t 不作相应之变化时, 則此时 $N_l = -0.12$; 这表明这种情况是不可能的。同时也表明, 即使在地球全为海洋的情况下, 則 t 对 s 也应有 12% 的回应变化, 这与一般概念也很符合, 因此它是具有一定的物理意义的。

(3) A. Ångström 型: $A_l = \frac{15(1 - 3\sin^2\varphi)}{t - 12}$, A_l 称为海洋度 [9]。該式創于 1949 年。即是由渦流傳導观点出發而推求出來的公式。其推導方式与 Spitalar 公式有些相仿, 但推導原理却根本不同, 它是和热流交換問題相連系的。其推導原理如下:

設地球上温度分布主要取决于水平渦流傳導的作用, 若令水平渦流傳導系数 A 为常数, 于是得到如下列緯圈平均温度 (t_φ) 分布的关系式:

$$\frac{d^2 t_\varphi}{d\varphi^2} - \operatorname{tg}\varphi \frac{dt_\varphi}{d\varphi} = -\frac{R^2}{AH} \cdot F(\varphi),$$

式中 φ ——緯度, R ——地球半徑, H ——大气輸送層所达的高度; $F(\varphi)$ 表示進出輻射差額与緯度之函数关系。由反照率的实測記錄并考慮到太陽常数, 則得

$$F(\varphi) = -80 \cdot 10^3 + 120 \cdot 10^3 \cos^2\varphi,$$

將它代入上式, 則得

$$t_\varphi = K - \frac{\alpha}{4} \sin^2\varphi, \quad \alpha = 80 \cdot 10^3 \frac{R^2}{A \cdot H}.$$

考慮到地球上平均温度的实际分布, 而选取 $K = 27$, $\frac{\alpha}{4} = 45$, 于是便得地球上温度平均分布情况:

$$t_\varphi = 27 - 45 \sin^2\varphi^*,$$

該关系式是假定 A 为常数 (平均值) 的情况下而求得的。但为求得 t 与 A 之关系起見,

* 这样的話, 該式就和 Mayer & Forbes 的純經驗公式 $t = 27.1 - 44.9 \sin^2(\varphi - 6.5^\circ)$ 十分近似了。

而令 A 为变数, 并相对地选取平均情况下的水平渦流傳導系数为一个單位, 即 $A_{\text{normal}} = 1$; 考慮到 t_{φ} 与 A 呈正比的关系, 便可經驗地寫成如下列普遍式:

$$t_{\varphi} = 12 + \frac{15}{A} - \frac{45}{A} \sin^2 \varphi,$$

$$\text{或 } A = \frac{15(1 - 3\sin^2 \varphi)}{t_{\varphi} - 12}.$$

該式表明地球上温度分布与水平渦流傳導系数之关系, 即知道了 A 后也就可以簡捷地求出温度的分布了。其意义也很清楚, 当 $A=1$ 时, 則 t_{φ} 沿緯度上的分布近于实际的平均情况, A 越小 t_{φ} 沿南北緯度的分布愈陡峭, 越大則越平坦; 当 $A \rightarrow \infty$ 时, 則所有緯度上的温度完全一致。这从 Ångström 按此式而作的在不同 A 的情况下的 (t_{φ}, φ) 圖^[9]上可以很明顯地看出來。不过要注意, 該式是在几个非常粗略假設的条件下而導出的, 即設 A 的变化跟緯度和温度分布本身無关, 并設進出的輻射不受环流的影响。但無論如何, 它还是在一定程度上与实际的平均情况相符合; 比如, 按此式便可得出(只消令 $\frac{\partial t_{\varphi}}{\partial A} = 0$) 在 $\varphi = 35^{\circ} 20'$ 处, t 因 A 之变化而發生的变化应当最小, 此与实测情况相符。

由于海陸分布的特殊条件及大气活动中心的不同, 在个别地区内的温度分布就会与各緯度平均的情况有很大差异。为測定这一差别起見, Ångström 便利用个别地点的温度 t 來代替上式中的 t_{φ} , 而反过来推算与之相当的 A_1 值, 此 A_1 即引伸之为海洋度, 于是得 Ångström 公式。此 A_1 系假想的值, 把它称作为海洋度的物理意义也很明顯, 因为我們可以設想, 在海洋上或海洋性較大的地区則顯然其温度的緯向分布就要比大陸上或大陸性較大的地区來得和緩, 亦即有較大的 A_1 值; 那么很自然, 便可用 A_1 來測定海洋度了。該式在对全球平均的情况下, 并設 A 为影响温度分布的唯一因子, 应当是有效的。

(4) 温差商数法: $q = \frac{T_{10} - T_4}{A} \cdot 100\%$ 。式中 T_{10} 与 T_4 分别为 10 月和 4 月的气温, A 为气温年較差, q 表海洋度。約于 1905 年为 F. Kerner^[2] 所創。該式是由一年中温度位相之变化的原理而推導出來的。由于海陸吸热放热的不同, 因此在海陸上温度变化对日射变化之位相差也就不同。利用此位相差顯然就可一定程度上反映出海陸影响的程度來。顧震潮^[5]曾証明, 在理想情况下, 在 $19^{\circ} - 66^{\circ} \frac{1}{2}$ 地区內, 这种位相差的表达式內含有因子 q 。因此便可以用 q 來直接測定大陸度了。它的意义也很明顯, 在大陸上因增热散热均快, 故此时就有 $T_4 > T_{10}$, 而 $q < 0$; 海洋上則相反, 此时 $q > 0$ 。故 q 之大小即表海洋性之大小了。还有另外一种形式, 即 $q = \frac{T_{10} - T_4}{A} \sin \varphi \cdot 100\%$, 不过已被証明, 它是不合理的^[5]。温差商数这个概念很早就为人們用來描述气候了。

此外,也有用秋温春温來代替 T_{10} 和 T_4 以測定气候大陸度者,如 E. Rechie^[7]公式就是。通常人們甚至簡單地用秋春温差來表明大陸度,但这在理論上就更欠妥善了。

除上述以外,还有人用所謂相对温度 $\left(\frac{T-T_{\min}}{T_{\max}-T_{\min}}\right)$ 來表示气候受大陸或海洋影响的程度;即把各月的相对温度联成曲綫,而和柯本的标准曲綫 $T=100\sin^2 15$ 作比較以測定海陸影响的程度。也有單用春天相对温度或秋天相对温度來測定气候大陸度者。相对温度之优点,在于它可以比較不同年温情况下之温度年進程。然而,这些方法都僅能作定性地概略分析,而不能作为一个定量的指标;所以我們在此就不加贅述了。

2. 緯圈距平法 这是用某地气象要素值跟其所在緯圈平均值之距平來作鑑定气候大陸度之标准。它包括气温年振幅(或年較差)距平和温度距平兩类;分別由苏联学者 Н. Н. Иванов 和 Л. Г. Полозова 于最近 1953 年所創。这两种方法均具有新的特征,尤其是后者,它与热流理論連系起來,并从理論与实际上來証明它比以前諸法的优异之处。茲分別叙述其原理如下:

(1) Н. Н. Иванов 公式^[10]: $K=A_1-A_0^*$, 式中 A_1 系固定地点的温度年振幅, A_0 为該緯圈的平均年振幅。Ivanov 認为气候大陸度是許多气象要素作用的总和,并且認为在这些要素当中,最能反映出海陸影响的,并且最簡單的就是气温年振幅。于是他便用 A 來作大陸度的指标。这点和以往如 Zenker, Gorczyński 等的观点均相同。但 Ivanov 消除緯度影响的方法却与前人大有不同。他是用年振幅的緯圈距平,即由固定地点之 A 减去該緯圈之平均 A_0 以消除緯度因子。这种消除緯度因子的方法,并不像 Zenker 型法那样明顯,它是具有相对意义的,即把大陸度指标的标准不看作是絕对的,而令其随緯度之不同而不同。这样緯度影响的問題很自然的就不出現了。

該式的意义就是,在 $A_1=A_0$ 即 $K=0$ 时,表明該地点受大陸和海洋的影响是均衡的。当 $A_1>A_0$ 时,就表明該地受大陸的影响大于海洋的影响,其大的程度,即謂之大陸度;反之則为海洋度。很顯然,这和 Zenker 型的指标是有不同的。

Ivanov 也指出,該式的优点在于它簡便,并可通行于全球。同时他也指出,由于海陸分布的不同則兩半球各相当緯圈上的 A_0 也就不同了。他还提出兩個解决的办法來,一个是以北半球各緯度的年振幅緯圈平均(即 A_0)作为全球的标准,一个是以南北兩半球各相当緯度年振幅緯圈平均的平均來作为全球的标准,这种作法实际上是沒有意义的,因为既然南北半球海陸分布不同,那就应分別对待,而不應混同起來。同时他根据按此式所作的大陸度圖而提出了这样一个想像不到的結論來,即所謂:日本的大陸度并

* Ivanov 在文獻[12]中所选用之年振幅,不是用的一、七月的平均較差,而是最热月和最冷月的較差,这与以往諸法所选用的較差 A 也有些不同。

不像一般人所認為的小于莫斯科，而實則（按照他的標準）是日本的大陸度反比莫斯科大 5° 。他認為用此式而作的圖表能很好地反映了歐亞大陸季風氣候及西風環流的作用。的確，該法在實用上是比較方便的，但卻比較粗略的。

(2) Л. Г. Полозова 公式^[11]: $K_1 = \frac{a_{\kappa\delta}^+ - a_i}{a_{\kappa\delta}^+ - a_{\kappa\delta}^-} \cdot 100\%$, $K_7 = \frac{a_i - a_{\kappa\delta}^-}{a_{\kappa\delta}^+ - a_{\kappa\delta}^-} \cdot 100\%$, 式中 $a_{\kappa\delta}^+$, $a_{\kappa\delta}^-$ 分別為某緯圈上最大和最小距平, a_i 為該緯圈上任意點之距平。 K_1 表一月份大陸度, K_7 表七月份大陸度。該式是和熱流理論密切聯繫起來的, 它是海陸熱流交互作用的定量指標。 Полозова 根據 В. В. Шулейкин 的觀點^[11], 認為由於海陸交互作用而造成的熱流場, 可以很容易地用氣溫距平及其分布定量地表征出來, 而利用氣溫距平作為氣候大陸度的指標。這樣一來, 以氣溫距平來作大陸度指標就有着相當充份的理論根據了。同時 Полозова 還以例証着重指出: 海陸間的溫度差異在不同季節內會引起完全不同的海陸環流, 並從而引起海陸作用的差異來; 因此就應該分季測定大陸度。

為根據氣溫距平分季確定出大陸度的公式起見, Полозова 引用了類似 Иванов 消除緯度因子的方法, 並考慮到冬夏大陸度的大小是分別與其氣溫的負正距平相當的; 於是他令一月份各緯圈上的最大正距平 $a_{\kappa\delta}^+$ 相當大陸度 0%, 而最大負距平 $a_{\kappa\delta}^-$ 相當 100%; 相反地, 七月份 $a_{\kappa\delta}^+$ 則相當 100%, $a_{\kappa\delta}^-$ 相當 0%。這樣便可得到 Полозова 的兩個測定大陸度的公式了。此種大陸度便稱作為緯圈大陸度。

Полозова 曾根據此式作出北半球 $30^\circ - 70^\circ \text{N}$ 緯度內的大陸度分布圖來; 該圖很明顯地深刻地反映出冬夏季節里海陸的影響。最令人滿意的是冬夏大陸度的分明; 從這圖^[13]上能很清楚地看出它們冬夏季風變動的規律。為說明這一點起見, Полозова 又作出了七、一月緯圈大陸度的差值圖來, 並附上一、七月的盛行風向; 這圖很明顯地指出, 在大陸上和海洋上的零值綫是分別與夏季風和冬季風的推進頂點相一致的 (這裡所說的冬夏季風, 是以冬夏的盛行風向為標準的)。這說明 Полозова 的大陸度指標是有着充份的物理根據的。總之, 利用該式來測定大陸度, 可以揭露出更加深刻的, 在以年計時往往被隱蔽了的那些新的氣候特征來。

但該式應用的範圍也有一定的限度, 只有在大陸上冬季變冷和夏季變暖均比海洋上相當大的那些緯度 (即在 $30^\circ - 70^\circ \text{N}$) 上才可以應用; 因為否則的話, 該式就沒有了意義。嚴格講, 這個公式還要引入一海陸對比的係數, 因為在不同緯度或同一緯度上海陸面積比例係數的不同, 其對氣溫振幅的影響程度也不同。不過在 $30^\circ - 70^\circ \text{N}$ 內, 因大陸差不多占緯圈之半, 故此係數就可不考慮。同時 Полозова 還指出, 用溫度距平來測

* 該式原文原寫為 $K_7 = \frac{a_{\kappa\delta}^- + a_{\kappa\delta}^+}{a_{\kappa\delta}^+ + a_{\kappa\delta}^-}$, 作者認為有誤, 而加以修改的。

定气候大陆度不可能求得一通行于全球的公式来; 这点可由一、七月份里 a_{n6}^+ 和 a_{n6}^- 随纬度变化的不规则得到说明。

3. 气团法 除了用个别气象要素来测定气候大陆度外, 还可以用气团来测定大陆度。气候学家们很早就利用气团来描述气候了; 因为空气团是所有气象要素的综合, 又是形成气候的物质基础。因此, 一定的气团就表现出一定的气候; 海洋性气团就表现为海洋性气候, 大陆性气团就表现为大陆性气候。从这点出发, 所以人们就根据气团的性质及其数量来测定气候大陆度了。用气团来测定大陆度, 虽在三十年代里就创立了, 但其方法不多, 比较熟知者仅以下二法:

(1) E. Dinies 公式: $K = \frac{C}{M} [12]$, 式中 C 表示大陆气团频率, M 表示海洋性气团频率。该式创于 1931 年。很显然, 某地大陆性气团相对于海洋气团频率愈多, 则 K 愈大。

(2) H. Berg 公式: $K = \frac{C}{C+M} [11]$, 式中符号同前。它只不过是 Dinies 公式的一个修正式而已。当某地无海洋气团入侵时, 则 $K=100\%$, 无大陆气团入侵时, 则为 0% ; 这种意义便很容易理解了。

这些方法可以用来测定年、季、月或其它任何时期内的大陆度。

4. 综合法 除以上所述诸法外, 还有用雨量、温度或两者之综合因子来测定者。因为它们均不较重要, 既无严格的理论根据, 又不宜于广泛使用, 因此把它们统列于此类之中。至于它们的推理, 也不加详述了。兹列述如下:

(1) B. Hruđička 公式: $K = 12 \frac{I-35}{\sqrt{S}} [7]$, 式中 I 为夏半年雨量跟年雨量之百分比值, S 是冬半年雨总量。该式创于 1933 年。由该式显然可知, 夏半年的雨量相对愈多, 冬半年雨量相对愈少, 则 K 也就愈大。这是不难理解的。

(2) H. Gams 公式: $\cot \alpha = \frac{\text{夏半年雨量(mm)}}{\text{拔海高度(m)}} [7]$, 式中 α 称水体大陆度; 该式创于 1932 年。

(3) F. Rosenkranz 公式: $O = \frac{n \frac{1}{2} (f_a + f_i)}{(t+20) \sqrt{t_a - t_i}} [7][13]$, 其中 n 为年雨量 (mm), f_a, f_i 分别为最大最低相对湿度, t 为年平均温度, $t_a - t_i =$ 年温较差。该式创于 1936 年。其推导虽不明, 但意义也很明显。

(4) 除去上述以外, 还有如 H. Henze^[7] 用 5, 6, 7 三个月的雨量减去 8 到 10 月雨量, 也有用秋雨比夏温, 冬雨比夏温或秋 (或冬) 雨量比年温较差等等方法^[7] 来表示大陆度或海洋度的。最近在波兰还有人 (Polski. Zinkiewicz, Włodzimierz; 波兰海洋度和大陆度的问题, 原文载 Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, 1951/1953, B6, 159. 见苏联科学院, 科学文摘地質地理类 1955 年 8 月号气候类摘要) 提出以某段时期 (季, 年或

月)內的平靜無風 (calm) 日数与該时期內最大可能平靜無風日数之比, 即相对平靜日数來測定大陸度。其理論根据是認為当無外來气团 (主要指海洋气团) 入侵时, 則在大陸上由輻射过程而制約着的气候, 就是大陸性質的。此外, 还有用气压和風來測定气候大陸度者。然而这些方法都不屬重要的, 在这里就不加論述了。

三. 討 論

从以上所列举的各种測定气候大陸度諸法看來, 这些方法, 不論在原則上, 或是在选用的气象要素指标上, 以及实用的程度上, 均有很大分歧。因此到底那种方法比較合理, 那种方法可以实用, 那种方法論据比較充分, 以及应沿何方向探討气候大陸度問題, 这等等方實有討論之必要。因为实际上在前節中已給出了若干評述, 同时限于篇幅, 現在我們僅着重在原則上作概略地評介。

关于第三类和第四类 (即气团法和綜合法), 我們知道第四类諸法虽在一定程度上也能反映出海陸对于气候的影响來, 但它們多是經驗性質的, 普遍的意义不大, 实用性也差; 第三类虽有着相当的根据, 即以气团即气候的观点而用气候諸要素的綜合体——气团來測定气候大陸度, 但由于气团檢定分类的粗糙性和复雜性, 以致于便丧失了其使用价值; 因此, 这两类方法就不拟再討論了。下面專就第一, 二两类諸法進行討論。

現在首先从第一类即温度法討論起。

我們知道, Angström 公式的假設和論据都是以整个地球为对象的, 它只能在整个地球範圍內从温度分布中定性地反映出海陸的作用來。因此, 它頗有理論上的兴趣, 而对測定气候大陸度來說, 並沒有多大使用价值。

利用温差商数來測定大陸度, 虽則也有着一定的理論根据, 但是我們知道, 这种温度与日射產生位相的观念只在理想情况下, 即在地理条件和环流条件非常均一的情况下, 才可能正确地反映出來。在地形特殊 (特别是我國) 及环流条件特殊的地区, 則这种位相的效应往往就为之隱蔽而变得不顯著, 或至完全顯現不出來了。关于这点顧震潮^[14]曾把相对变幅与温差商数的中國分布圖予以对比而作了討論, 并論証了温差商数远沒有相对变幅能反映出气候的大陸度來。

現在再看 Zenker型公式。前節也提到过, 在 Zenker 型中 Zenker 公式和 Schrepfer 公式的根据是不充分的, 而此类中最有代表性的应当是 Gorczyński 公式, 也就是通常所用的公式。Gorczyński 公式是以气温年較差 A 为計算指标, 并以 $\sin \varphi$ 这个因子來消除緯度影响的。至于 A 能否作为計算大陸度指标問題: 从根本上講, 我們認為是不充分的。一般說, 海洋性气候的年温較差比大陸性气候的要小, 但表征气候大陸

度的絕不只是年較差一个,而还有許多其它的气象因子,諸如温度雨量、湿度等。但是另一方面气温年較差却是在所有气象学要素中对气候反映最灵敏最有概括性的一个因子。所以,利用气温年較差來作計算大陸度的指标并不是不可以的,但問題在于它只能籠統地表征全年內气候变化的情况,而这就往往把一年之中的气候实况予以掩蔽了。在消除緯度因子的方法上,也是有其理論根据的,这在前面已經提到了。但这一公式的推導程序是不能令人滿意的;他所謂的大陸度就是所謂純大陸度,即純为大陸影响下的气候狀況。他推求这种純大陸度的程序就是由实际的相对变幅(他認為是海洋和大陸作用的总和,这种观点是正确的)减去純受海洋影响的相对变幅,而后者他是由海洋影响最大的海洋区域中的实测資料求出來的。我們知道,所謂純受海洋影响下的相对变幅实际上并不存在。因此很顯然,通过这一番运算,實質上并未得出什么純粹的大陸影响來。相反地,反而把大陸度的指标予以絕對化和抽象化了。这种把大陸度予以絕對化是無任何意义的,相反地甚至还可以造成一些誤解。这样一來,Zenker 型公式其主要的优点就僅限于相对变幅 $\frac{A}{\sin \varphi}$ 这一指标的采用了。

我們再看 Spitalar 型公式。它是由实际資料利用相关的方法而求得的关系式。它是由实际观测值的总结公式,同时这关系式能很近于实际情况地表示出温度分布和地理大陸度的关系來。不过在其推論的过程中,即在由温度分布而反过来推求所謂气候大陸度(實質上,即为之所想像的地理大陸度)时,就有了問題。这种推論是很冒險的。我們知道,根据現时条件下的資料而求出的地理大陸度和温度分布之間的关系,只能認為是在現时海陸分布条件下的关系,而絕不能把它引伸到另一种海陸分布的情况中去。若海陸分布改变了,則这种关系也必然要随之發生改变,因为在这种情况下,輻射条件和环流条件均要發生改变,并从而气候(或气候大陸度)也要發生了变化。而且更重要的是,这种变化的关系在今天还不容許輕易地作出預測來。这种外推只有在無环流存在的情况下,即在太陽气候下才成为可能。其次,在 Spitalar 的关系式中,也沒有直接把环流因子考慮進去,而把环流的影响硬加到为他所考慮的其它因子中去;这顯然就会把地理大陸度与温度分布之間的真实关系歪曲化。当然,气候的剧烈程度与大陸的多寡有一定的关系,因此,利用这一指标也可在一定程度上反映出气候的情况來。

我們只消把 Gorczyński 公式 $(K=1.7\frac{A}{\sin \varphi}-20.4)$ 和 Spitalar 公式 $(n_e=\frac{\Delta t}{130.61\Delta S}-0.12)$ 略加比較,便可很有兴致地發現这二公式的相似性。在消除緯度的因子上,表面上好像不同,其实完全相同。在 Gorczyński 公式中所以用 $\sin \varphi$ 來消除緯度影响,是因为把 ΔS (即日射年較差)簡化为 $\sin \varphi$ 的緣故。嚴格講來,应当用 ΔS ,因为 ΔS 只在太陽气候下,才可以近似地認為含有因子 $\sin \varphi$ (參看文献[5])。从这点也可以看出, Spi-

talar 公式便成为 Gorczyński 公式的普遍形式了。由前節可知, Spitalar 公式是以实际資料为依据的,而 Gorczyński 公式则是从理論上求得的;二者的相似性,証实了它們的正确性(当然只是在他們假設的前提下)。因此 Spitalar 公式和 Gorczyński 公式比較起來还是一个合適的方法。由于日射資料的缺乏, Spitalar 公式不便应用,而 Gorczyński 公式比較粗略,但却是簡便易行的。

至于 Jahanson 綜合公式,因为它既考慮到年較差(利用 Gorczyński 公式表示),又考慮到温度位相变化,而海陸对气候的影响又同时表現在此二因子之上,因此在正确地确定式中系数的情况下是应当比 Gorczyński 等公式更完美些。当然其精确程度还与所利用的 Gorczyński 公式和位相的考慮方法有关,这在上面已談到了。

現在再討論第二类,即緯圈距平法。

这类方法的特点之一,就是它們消除緯度影响的方法是相对的,这与第一类公式根本不同。各不同緯圈內的海陸对比面積均有所不同,于是海陸对该緯圈內气候上的作用在程度上也就有所不同。同一海陸对比面積,則在不同緯度上,其对各該緯圈气候的影响也不同。因此,确定气候大陸度的指标問題,首先要將各个緯度分別地來考慮,而不应当像 Zenker 类型那样,將各緯度作出絕对的規定了。所以緯圈距平法的主要共同优点就在于此。

但是,該类中的 Иванов 和 Полозова 二式却有很大不同。这主要是由于選擇計算指标的不同;Иванов 用的是气温年較差,Полозова 則为气温距平(緯圈)。至于用气温年較差來表明气候大陸性程度的問題,在前面已談过了,一般地說并不是不可以的。問題在于,当 Иванов 确定該公式时所根据的是很粗略的。他把各緯圈上的平均年温較差 A_0 均当作是海陸均衡作用的結果;实际上这是不正确的。我們知道,各个緯圈上的海陸对比差异是很大的,而且較不規則;很顯然,要这样作的話,还需要把各种圈上海陸对比的差异考慮進去。否則,就会与实际情况產生很大差异。从 Иванов 所給的圖^[10]上也可以看出,它只是能粗略地反映出全球範圍內的气候一般特性來,比較小範圍內,它是無能为力的。利用这一指标可以很簡便地求出全球的大陸度分布狀況來,但却是極其粗略的。

Полозова 公式則不然。既然气候的性質在相当大程度上决定于海陸間的热流交互作用,那么,要解决海陸对气候的作用的問題,从海陸間热量交換來出發就更加合適了。从这点出發,便可从根本上定量地求出气候的大陸性程度來了。在确定指标的方法上,Полозова 利用了温度緯圈距平,他是依 Шулейкин 的見解而出發的。事实上 Рубинштейн^[1] 也曾指出:温度緯圈距平圖,可作气候大陸度指标之用,因为在相同緯度

和相同海拔高度上兩点与緯圈平均温度的偏差主要决定于海陸热力交互作用。Полозова 只不过是利用类似 Иванов 消除緯度影响的方法而將之予以定量化(化为百分比)了而已。因此, Полозова 公式与气温緯圈距平并無任何原則上的差异。实际上,在大气环流的制約下,海陸間热力交换的强度和方向会与气温距平所表示的有很大差异。因此,用气温距平來作为大陸度的指标还不能被認為是完全妥善的。但無論如何,利用这种指标,就可以合理地分季來測定气候大陸度,并就大範圍区域而論,还能揭露出很多更新的气候特征來。例如从 Полозова 所給的北半球气候大陸度圖上(參看文献[11])就可看出:在欧亞大陸区,冬季大陸度大于夏季;冬夏大陸度相同之界綫,夏季伸向大陸,而冬季則伸向海洋。顯然这是为夏冬季風推進的限界,并且它与实际風的分布是很一致的。利用了这种指标便可揭露出季風气候的某些重要特征來,它具有着很明顯的物理意义。从这里也可以看出,特別在季風气候区中,利用过去以年計的大陸度跟实际的气候狀況会有多么大的出入,以及应用这种方法去分季測定气候大陸度的必要性。誠然, Полозова 方法还有着極大的粗略性,由于理論研究和实际資料的限制,在今天还不能用來对較小区域气候作出進一步的描述;但这却是一个比較新的方向。应当沿着这一方向,并随着海陸热流理論計算的不断完善,而獲得逐步深入的解决,这似乎是無可置疑的了。

* * *

綜合以上所論,似可归納为以下几点:

1. 第一类中的 Zenker 型公式,主要指 Spitalar 及 Gorczyński 公式,可以相当細致地用來描述大小地区的气候年平均狀況; Jahanson 公式 $(K=0.7(1.6\frac{A}{\sin \varphi}-14)+V+25)$ 应較 Gorczyński 公式更精确;但这点还需实际來証实。
2. Иванов 法,过于粗略,但可簡便地用來概略描述全球的气候。
3. Полозова 方法較为合理,可分季描述气候,应作進一步的研究。
4. 第三、四类,即用气团、雨量等要素測定气候大陸度的方法,一般地說,尤其在季風气候的我国,是不適于应用的;但并不排斥它們的应用,在个别区域内也可以应用。

致謝: 本文在寫作过程中承朱崑昆同志一再鼓励与热忱指導,謹致謝意。

参 考 文 献

- [1] Рубинштейн, Е. С., О влиянии распределения океанов и суши на земном шаре на температуру воздуха. *Изв. Всесоюз. Географ. Общества*. Том 85, вып. 4, 1953. 譯文見“地理譯報”2(1955), 89.
- [2] Ringleb, F., Die thermische Kontinentalität im Klima West- und Nordwestdeutschlands. *Meteor. Rdsch.* 1 (1947), 87-95.
- [3] Bohnstedt, H., Die thermische Kontinentalität des Klimas von Nordeuropa. *Meteor. Zeitschr.* 49 (1932), 49-62.
- [4] Gorczyński, W., Sur le calcul du continentalisme et son application dans la climatologie. *Geogr. Ann.* 2 (1922), 324-31.
- [5] 顧震潮, 相对变幅和温差商数, *气象学报* 19 (1947), 一、二、三、四合期, 70-73.
- [6] Conrad, V., Usual formulas of continentality and their limits of validity. *Trans. Amer. Geoph. Union.* 27 (1946), 663.
- [7] Knoch K. & Schulze, A., Methoden der Klimaklassifikation Veb Geographisch-Kartographische Anstalt Gotha, 1954.
- [8] Brunt, D., Climatic Continentality and Oceanity. *Geograph. Jour.* 64(1924), 43-49 (該文为 Brunt 对 Spitalar 一文之介紹, Spitalar 原文見 Petterm. Mitt. 1922, 113)
- [9] Angström, A., Atmospheric Circulation, Climatic variations and continentality of climate, 1949. *Geografiska Annaler* 31, 316-20.
- [10] Иванов, Н. Н., Об определении величины континентальности климата, *Изв. Всесоюз. Географ. Общества*, Том 85, вып. 4, 1953, 455-57.
- [11] Полозова Л. Г., О характеристике континентальности климата. *Изв. Всесоюз. Географ. Общества*. Том 86, вып. 5, 1955, 412-22. [譯文見“地理譯報”1955, 4期]
- [12] Landsberg, H., Air-mass climatology for central Pennsylvania. *Gerland's Beitr. Geophysik* 51 (1937), 163.
- [13] Rosenkranz, F., Klimacharakter und Pflanzendecke. *Osterr. Bot. Zeitschr.* 85 (1936), 183-212.
- [14] 顧震潮, 論大陸度之規准, *气象学报* 17 (1943), 一、二、三、四合期, 57-62.

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОСТИ

Су ЦУН-СЕН

(Геофизический Институт АН КНР)

РЕЗЮМЕ

В настоящей статье автор кратко излагает значение, историю и современное состояние исследования климатической континентальности. На основе предыдущих исследовательских результатов можно разделять метод определения климатической континентальности на следующие: 1, Метод по температуре воздуха; 2, Метод по параллельной аномалии температуры; 3, Метод по воздушной массе; 4, Метод по комплексу метеорологических элементов. Автор объясняет кратко все главные методы и подвергает критике.