



EJ095198915073

師大地理研究報告
第15期 民國78年3月
Geographical Research
No.15, March 1989

臺灣之乾燥度^{*}

The Aridity of Taiwan

陳國彥^{**}

Kuo-yen Chen

Abstract

When the guaranty moisture condition of a region is evaluated, besides the annual or seasonal income of precipitation, one should also take into consideration the expenditure of soil moisture. By this way, it will be more comprehensive than just using precipitation as a factor to evaluate the moisture resource of a place or of different seasons.

This paper adopts the ratio of Thornthwaite's potential evapotranspiration and precipitation as the criteria for aridity in order to calculate the aridity of Taiwan:

1. When aridity equals 1, it denotes that the potential evapotranspiration and the precipitation are the same, and the climatic environment is good.
2. When aridity is less than 1, i.e., potential evapotranspiration is smaller than precipitation, then there is a humid climate and dry crops generally do not need irrigation, which is only practiced in paddy fields. Drainage should be kept in mind at flat lands.
3. When aridity is more than 1, potential evapotranspiration is larger than precipitation and there will be water deficit. Measures to prevent drought is a necessity.

Most part of Taiwan belongs to humid region, with exception in the winter of Southwestern Taiwan where arid region exists. This shows that "aridity" can be a very good criterion.

(Key words: Aridity, Potential Evapotranspiration, Taiwan.)

* 本文之計算部分由學部三年級同學，繪圖部分由研究生林清泉同學完成，在此一併致謝。

** 國立台灣師範大學地理系教授 (Professor, Department of Geography, National Taiwan Normal University.)

一、序 言

水爲人類生存與發展所必需之基本因子，尤其在光、熱資源充足之情況下，水分爲決定農業發展與產量平衡之主要因素。我國各地，特別在乾旱與半乾旱地區，水分資源爲農牧業生產發展之限制因素。廣義之水資源包括降水、河川、湖泊、地面水、冰川等。其中降水量爲最基本因素，降水量之多寡及其在時間上之分配，往往決定河川水量之大小、土壤之濕潤程度、限制農田水分狀況。水資源之多寡，在時間與空間之分異，與光熱資源之配合等情況，決定作物種類之配置、種植制度、灌溉與發電潛能及產量之穩定性。

在評估一地區水資源時，除考慮年或生長季節降水量之外，必須考慮土壤蒸發與植物蒸散量，此種考量比單用降水量評估一地或不同季節水資源較爲全面。

本文所提乾燥度不僅考慮水分收入項（降水量），同時亦考慮水分支出項（蒸散量）。因此，大致可以表示降水對水分所需保證程度。

本區有完整而長期之降水記錄，作者配合聯合國氣象組織（WMO）之要求，採取中央氣象局 1951～1980 年之 30 年氣溫與降水記錄，計算 30 年平均氣溫與降水量，再從比較適合於本地作業之桑四維（Thorntwaite C.W.）位蒸散理論，求出年與月位蒸散量，然後以此位蒸散量除以降水量得乾燥度。

從乾燥度等值線比值可以明白窺出台灣水分所需保證程度。相信本文可值本地區水文作業之參考。

二、位蒸散之求法與檢討

作者曾經利用桑四維之位蒸散理論算出台灣地區之水分平衡¹⁾，得到相當良好之結果，這種成果被利用於本地區各河川理論水力蘊藏量之概算²⁾。作者亦曾利用位蒸散觀念討論過台灣地區，空梅時段之水分平衡問題³⁾，認爲空梅與空颱於同年發生時，台灣會蒙受嚴重乾燥災害。因此研究乾旱問題，得先檢討位蒸散概念。

1) Chen Kuo-Yen (1980): Water Balance Types in Taiwan Area. 地理學研究 4 期, 25-42。

2) 石再添等 (1987): 台灣地區十五條河川理論水力蘊藏量及地表逕流係數研究, 地理研究第十四號, 國立台灣師範大學地理系出版, 台北。

3) 陳國彥 (1984): 台灣之空梅與水分平衡, 地理研究報告 10 期, 1~16。

美國氣候學家桑四維 (C. W. Thornthwaite, 1948)⁴⁾，英國彭曼 (Penman, H. L. 1948)⁵⁾ 與蘇聯布利科 (Budyko, M. I. 1956)⁶⁾ 先後提出位蒸散 (Potential Evapotranspiration) 概念。此概念有最大可能蒸發散，可能蒸發散、蒸散力等翻譯名稱。

所謂位蒸散為在一定氣候條件下，水分得到充分供應而帶有短植被之土壤表面水分蒸散總量，包括土壤蒸發與植物蒸散，以毫米水柱高表示。位蒸散表示蒸散能力，假定中已經認為有無限量水分之供應，因此不受土壤水分之限制，只受可利用能量之限制。

桑四維認為蒸散量之大小與降水量成正比，但有其限度，超過此限度之後，降水量再增加，蒸散值不變，此謂位蒸散量。彭曼則認為：在開闊地表面上，覆蓋矮而整齊之青草，對於水分在土壤，作物與大氣間流通只產生極小或可忽略之阻力，並永遠保持充分水分時，所測定之蒸發與蒸散稱為位蒸散。

因為植物之位蒸散與自由水面之蒸發量差異頗大，而且位蒸散量不易取得，乃有下列等經驗法出現。

(一) 彭曼法⁷⁾⁸⁾⁹⁾

彭曼利用空氣動力學與能量平衡之概念，建立如下公式：

$$PE = fE_0 \dots\dots\dots(1)$$

式中 PE 為位蒸散量； f 為隨季節而變之係數，11~2月為0.6，5~8月為0.8，其餘各月為0.7。 E_0 為水面蒸發量（毫米），由公式

$$E_0 = \frac{H\Delta + \gamma E_s}{\Delta + \gamma} \dots\dots\dots(2)$$

式中 $\Delta = \frac{de_s}{dT_s}$ 為飽和水汽壓曲線在 $T = T_s$ 處之斜率， γ 為乾濕球濕度公式中之常

4) Thornthwaite, C. W. (1948) : An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev., 38, 55 ~ 94.

5) Penman, H. L. (1948) : Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. A193. 120 ~ 145.

6) Budyko, M. I. (1956) : " Teplovoi balans zemnoi poverkhnosti " 內嶋善兵衛譯「地面の熱收支」(1959)，181 p. 水溫調查會出版，東京。

7) 李偉，韓湘玲 (1987) : 農業氣象學，pp.108 ~ 113，農業出版社，北平。

8) 樞根勇 (1985) : 水文學，pp94 ~ 133，大明堂，東京。

9) 樞根勇 (1973) : 水循環，pp86 ~ 100，共立出版社，東京。

數，如 e_s 以毫米計， T_s 以攝氏計，則 $\gamma = 0.486$ ； $\frac{H\Delta}{\Delta + \gamma}$ 項為由輻射所引起之蒸發因子， $\frac{\gamma E_s}{\Delta + \gamma}$ 為空氣動力所引起之蒸發因子。

1. 根據道爾頓 (Dalton, J.) 公式：

$$E = (e_s - e_a) f(\mu) \dots\dots\dots(3)$$

式中 E 為單位時間蒸發量， e_s 為蒸發表面溫度 T_s 時之水汽壓， e_a 為大氣露點溫度 T_a 時之水汽壓， $f(\mu)$ 為水平風速 μ 之函數。彭曼在試驗之結果將(3)式改為：

$$E_0 = 0.35 \left(1 + \frac{\mu_2}{100} \right) (e_s - e_a) \dots\dots\dots(4)$$

式中 e_s (空氣溫度 T_s 時的水汽壓) 替代 e_s 值， $(e_s - e_a)$ 為平均飽和差， μ_2 為 2 公尺高處平均風速 (單位：英里/天)，則成為

$$E_s = 0.35 \left(1 + \frac{\mu_2}{100} \right) (e_s - e_a) \dots\dots\dots(4)^*$$

2. 根據能量守恆定律，淨輻射為 $(R_I - R_B)$ ，其中 R_I 為太陽入射輻射， R_B 為地面射出輻射，故 $(R_I - R_B)$ 為輻射差額，用於蒸發水分 E_0 ，湍流擴散傳熱於空氣 (P)，熱量下傳 (S)，以及熱能平流損失 (C)。故有

$$H = R_I - R_B = E_0 + P + S + C \dots\dots\dots(5)$$

在短時間內 S 與 C 變化小，可略而不計，故(5)式可變為

$$H = E_0 + P$$

因為由下向上輸送水汽與熱量在本質上相同，其一決定於水汽壓力係數 $(e_s - e_a)$ ，另一決定於溫度差數 $(T_s - T_a)$ ，故求 P/E_0 值如下：

$$P/E_0 = \beta = \gamma (T_s - T_a) / (e_s - e_a) \dots\dots\dots(7)$$

式中 T_a 為大氣溫度； β 為波溫比 (Bowen's Ratio, 1926¹⁰)，因此，由(6)與(7)可得

$$H = E_0 (1 + \beta), E_0 = \frac{H}{1 + \beta} \dots\dots\dots(8)$$

$$\begin{aligned} H &= R_I - R_B \\ &= R_A (1 - \gamma) (0.18 + 0.55 n/N) - \delta T_s^4 \\ &\quad (0.56 - 0.092\sqrt{e_s} (0.10 + 0.90 n/N)) \dots\dots\dots(9) \end{aligned}$$

¹⁰ Bowen, I. S. (1926) : The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. Phys. Rev., 27, 779 ~ 787, 見於 8。

式中 R_A 為大氣完全透明時地面上單位面積所受到之太陽總輻射量，亦即天文輻射量，化為蒸發當量（59 卡/平方厘米 = 1 毫米蒸發量）； α 為下墊面反射率（水面取為 0.05）； n/N 為日照百分率； δT_s 表示氣溫為 T_s 時之黑體輻射（亦需化為蒸發當量）； δ 為斯蒂芬波爾茲曼常數（Stefan-Boltzmann's Constant）（ $= 1.38054 \times 10^{-16}$ erg / °K）。由(8)與(9)式可求， β 比值為已知，因而蒸發量可以求得，由(4a)除以(4)式，則

$$\frac{E_s}{E_0} = \frac{e_s - e_d}{e_s - e_d} = 1 - \frac{e_s - e_d}{e_s - e_d} = 1 - \phi \quad \dots\dots\dots(10)$$

由(7)及(8)

$$E_0 = \frac{H}{(1 + \beta)} = \frac{H}{[1 + \gamma (T_s - T_d) / (e_s - e_d)]}$$

設 $T_s - T_d = (e_s - e_d) / \Delta$ ，因 $\Delta (= \frac{de_s}{dT_s})$ 為飽和水汽壓曲線在 $T = T_s$ 時之斜率¹⁾（參閱表 1.），則

$$\frac{H}{E_0} = 1 + \gamma (e_s - e_d) / \Delta (e_s - e_d) = 1 + \gamma \phi / \Delta \quad \dots\dots\dots(11)$$

自(10)及(11)式：

$$E_0 = \frac{H\Delta + \gamma E_s}{\Delta + \gamma} \quad \dots\dots\dots(12)$$

E_0 為開潤水面蒸發量，乘以一定比例係數（ f ）（表 2.），則成為田野蒸散量（ $PE = f E_0$ ）。

1) 新井正・西澤利榮（1974）：「水溫論」，共立出版社，東京，297p.。

表1. 彭曼式中 Δ 值($\text{mb}^\circ\text{C}^{-1}$)

10°C $^\circ\text{C}$	0	10	20	30 $^\circ\text{C}$
0	0.46	0.82	1.45	2.44
1	0.47	0.88	1.53	2.56
2	0.50	0.92	1.62	2.68
3	0.54	0.98	1.70	2.82
4	0.57	1.00	1.79	2.97
5	0.61	1.09	1.89	3.11
6	0.65	1.16	1.99	
7	0.68	1.23	2.09	
8	0.73	1.29	2.20	
9	0.77	1.34	2.31	

(新井)

表2. f 值

季 節	f
11月~2月	0.6
3~4月, 9月~10月	0.7
5月~8月	0.8
年 平 均	0.75

彭曼公式雖有明確之理論基礎，唯公式中輻射項(H)與乾燥力項(E_a)之計算，皆取自於各地區之實驗係數，故各地在實際運用時，應該進行訂正。

①輻射項之訂正：

在 $H = R_I - R_R$ 式中(R_I 為短波入射輻射項， R_R 為地面有效輻射)。

R_I 主要為太陽總輻射，其修正，一般根據本地區日射站之實測資料，擬出經驗公式，其式為：

$$Q = Q_0 (a + b n / N)$$

式中 Q_0 為晴天時輻射值， a ， b 為經驗係數。見(表3.)。

R_R 為地面長波有效輻射，由於各地有效輻射實測資料極少，多用彭曼公式(5)求得。

②乾燥力(E_a)的訂正：

表 3. 各地區經驗係數 a , b 值

a	b	經 驗 地 區
0.18	0.55	英國、日本、瑞典。溫帶地區。
0.22	0.54	美國。
0.25	0.54	澳洲。
0.23	0.48	雅加達(印尼)。
0.25	0.45	熱帶乾旱區。
0.29	0.42	熱帶濕潤區。

多數利用大型水面蒸發池之實測資料，對彭曼公式進行係數訂正，原式中 2 公尺高風速換算為 10 公尺高風速。

$$E_a = K \left(1 + \frac{\mu_2}{100} \right) (e_s - e_a)$$

式中 K 為判定湍流消長之係數，由於是變數，應該加以訂正。

③ 海拔高度訂正：

彭曼公式從無考慮海拔高度對於蒸發之影響，故對原式應該進行高度訂正。

由熱平衡與大氣力學組合而導出之位蒸散，雖然與正確定義之位蒸散略有不同，但在國外廣為應用於計算可能蒸散，提出合理灌溉定額。然而應用時必須留意，由輻射平衡與大氣力學引導之蒸散值，隨地理緯度，下墊面之差異而有變化。具體應用時應考慮此等問題。

在台灣由於輻射記錄尚未齊備，待以時日，應該用此法計算位蒸散值。

(二) 布利科法¹²⁾

布利科 (M. I. Budyko, Mikhail Ivanovich 1955) 提出之輻射乾燥指數 (Radiational index of dryness)，得世界氣候學界頗高評價。他曾指出土壤足夠濕潤，對於一年時期而言，可能蒸散能用確定水面蒸發方法進行。他認為水面或潮濕表面之蒸發，與按蒸發表面溫度計算之大氣飽和差成正比，如下式：

$$E_0 = \rho D (q_s - q) = 1.67 (e_s - e) \text{ cm/月} \dots\dots\dots(13)$$

12) 見 6。

式中 E_0 為蒸發力， ρ 為大氣密度， D 為擴散係數（ $D \approx 0.68 \text{ cm/秒}$ ）； q_s 為蒸發表面溫度下之飽和比濕， q 為2公尺高處之比濕， e_s 為蒸發表面下之飽和水汽壓， e 為大氣水汽壓。

爲了要確定蒸發面溫度，布利科採用熱量平衡式來計算

$$R = LE + P + A \dots\dots\dots(14)$$

式中 R 為輻射平衡值（ $\text{k cal / cm}^2 \cdot \text{month}$ ）；由輻射所造成之受熱與放熱之差，亦即淨輻射； L 為蒸發潛熱； E 為蒸發或凝結之速度； LE 因此而成爲蒸發耗熱量； P 為地面與大氣間亂流熱交換量； A 為地面與地（水）層間熱交換量。因此 R 與 P 可以下式求之：

$$R = R_0 - 4S\delta Q^3 (Q_w - Q) \dots\dots\dots(15)$$

$$P = \rho C_p D (Q_w - Q) \dots\dots\dots(16)$$

式中 R_0 為根據氣溫決定有效輻射所計算之潮濕表面輻射平衡（ $\text{k cal / cm}^2 / \text{month}$ ）； S 表示輻射表面之輻射與黑體輻射差異之係數，一般取0.90， δ 為斯蒂芬-波爾茲曼常數（Stefan-Boltzmanns' Constant）； Q 為氣溫； Q_w 為蒸發面溫度； C_p 為定壓比熱。(15)(16)代入(14)得

$$R_0 - A = L_p D (g_s - q) + (\rho C_p D + 4S\rho Q^3) (Q_w - Q)$$

代入各係數，得

$$R_0 - A - d = (e_s - e'_s) + 0.8 (Q_w - Q) \dots\dots\dots(17)$$

式中 e'_s 為大氣溫度條件下之飽和水汽壓； d 為飽和水汽壓。利用(17)與馬格努斯公式（Magnus' formula）（ $e_s = e_0 \cdot 10^{\frac{7.5+1}{237+1}}$ ， $e_0 = 4.58 \text{ mm}$ 或 6.11 mb ）。就可由 R_0 ， A ， d ， Q 求 Q_w ，同時求得 e_s 與 e 。最後利用(13)求出 E_0 。

應用(17)與(13)式計算蒸發力，其中 R_0 之各分量十分繁雜，因此布氏又以年為週期，認為 A 接近零，對潮濕陸面，亂流熱交換 P 比輻射平衡與蒸發潛熱要小也可作為零，簡化蒸發力公式： $E = R / L$ ，並與(13)與(17)式之計算相比，誤差僅10%而已，表示氣溫，濕度對年蒸發力之影響比輻射平衡要小。布氏乃簡化得出輻射乾燥指數為：

$$K = \frac{R}{L\gamma} \dots\dots\dots(18)$$

式中 K 為輻射乾燥指數； L 為蒸發潛熱； γ 為降水量。

布利科之理論雖然嚴密，但以年為週期，而 A 作為零計算，極為困難用於計算小範圍之季節或月份濕潤條件；許多地區輻射平衡，並不與蒸發耗熱相抵，亂流熱量亦提供陸面部分蒸發耗熱，因此應用上略受限制。不過，在大範圍之應用上，確實發揮其偉力係不可否認者。

在台灣，因為地區略小，同時輻射方面之資料尚待時日始可完整利用，故暫時不能作業比較。

(三) 桑四維法¹³⁾

桑四維根據美國中西部多年之田野實驗，建立以氣溫表示位蒸散之經驗公式，其計算順序如下：

$$i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514} \dots\dots\dots(19)$$

$$I = \sum_{n=1}^{12} i = \sum_{n=1}^{12} \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514} \dots\dots\dots(20)$$

$$a = (0.675 I^3 - 77.1 \times I^2 + 17920 \times I + 492390) \times 10^{-6} \dots\dots(21)$$

$$PE_{\text{(未修正)}} = 16 \left(\frac{10^7}{I} \right)^a \quad (\text{mm} \cdot \text{mon}^{-1}) \dots\dots\dots(22)$$

PE 值(未修正)，再乘以緯度修正係數，則得月位蒸散量，方法簡便易行均有表可查。資料也容易取得。

式中 i : 月熱能指數

I : 年熱能指數(0 ~ 160 之間)

T : 月平均溫度

a : 月位蒸散(未修正時)計算用係數(0 ~ 4.25 之間)。

桑四維法經檢驗之結果，誤差較大，在實際應用上，常乘以一係數運用。但由於其方便，故在美、日、澳、加等地廣被利用。

三、臺灣之乾燥度

(一) 乾燥度計算方法

反映各地區乾濕情況，有各種方法，在東亞以至於台灣島之範圍，可以採用乾燥度(Aridity index) 作為量度。乾燥度(K) 以長有植物地區之位蒸散量(PE) 與降水量(P) 之比值表示：

$$K = \frac{PE}{P}$$

位蒸散之觀念如前述，已經先後由桑四維、彭曼、布利科各氏提出，本文乃取資

13) Mather J. R. (1974) : Climatology : Fundamentals and applications. 17 ~ 214. Mc GRAW - HILL, N. Y.

料容易獲得，同時比較容易處理之桑四維為計算分析之基礎。比值小於1，表示降水量有餘，該地區氣候濕潤；比值大於1，表示降水量不敷需要，該地區可能出現不同程度乾旱情形。比值超過2以上時屬乾燥區，絕對需要建設水庫，以使用水。

作者係以1951～1980年間之30年平均氣候值，包含月平均氣溫、月降水量等觀測值為基礎，先由月平均氣溫算出月位蒸散量，然後除以該月之降水量作為乾燥度。另外作年位蒸散量與年降水量之比，為年乾燥度。

(二) 臺灣乾燥度之分析

台灣本島季風氣候顯著，各季乾濕程度不同，同時各地之乾濕狀況亦不一樣，利用乾燥度為指標大體上能反映本島各地區之乾濕程度。

a. 年乾燥度：

由(圖1.)可見，乾燥度等於1之等值線，分布於台灣西部海岸，大致從中港溪口至台南一帶，此線以西為半乾旱區，不僅為需要灌溉，甚至於有季節性缺水現象。我國著名晒鹽區，如布袋等地分布於此。0.5度線沿台灣山脈外緣分布，線外為半濕潤區，線內多為山地，為濕潤區，前者多為草原區，後者為森林區。唯淡水河以北，七星山區屬於獨立之濕潤森林景觀。

由此可以看出，地形與季風之影響頗為顯著。中央山脈為屏障，自台灣東北直向西南有乾燥度漸強之現象。夏季颱風雨與初夏梅雨為全台灣普遍現象，唯東北季風帶來之降水分布，加強台灣年乾燥分布之特徵。

b. 月乾燥度

由(圖2-1～2-12)可以看出，從11月至翌年四月之東北季風期，乾燥度比值1.0等值線，仍然固定於台灣山脈西部邊緣，唯此線以西各月乾燥程度不一，如十一、十二兩月，本島極西南海岸，比值可達3.5～4.0之程度，景觀上與荒漠無異，無灌溉就無種植業可言，從十一月至翌年三月間，等值線鬆密不一，可見各地乾燥程度不同，無論任何月份，乾燥度高之地區均偏於嘉南平原附近，因此該地區，如無適當水庫之設備，則無農業可言。唯一例外為屏東縣境內，該縣雖然屬於比值1.0等值線以西，但其乾燥度不若嘉南平原之高，同時比值1.0等值線逼近山麓，因此擁有豐富地下水可供利用，除非過度抽用地下水，到目前為止，仍然無須建設水庫以供灌溉之必要。

三、四月間，氣旋頻頻經過台灣北部沿岸，時有雨水供應，需水趨於緩和，至五、六月間，台灣梅雨季節來臨，比值1.0等值線逼至台灣最外緣，或外海(六月)，於是全台灣均屬於濕潤區。

夏半年季風方向改變(七、八、九月)，氣流由東南吹向西北。由於太平洋副熱

帶高壓籠罩台灣本島，降水機會趨減。但平均每月均有颱風侵襲之可能，因此旱象可獲解除，同時偏南氣流潮濕之故，遇有驟雨下降，所以除非空梅加上缺颶現象同時發生¹⁴⁾，台灣殊少於夏季發生乾旱現象。尤其夏季為農業生產最重要季節，有此濕度保證，頗利於台灣之農業發展。

由以上之分析可知：

a. 以全年度看，潛在乾旱區僅分布於台灣西部，乾燥度比值大於1之海岸地區有季節性缺水現象，極需依賴水庫之建立。0.5～1.0之間為半濕潤區，水稻需要灌溉，而平地應留意排水。

b. 以季節而言，甚受大氣循環變動之影響，尤其季風方向直接引導濕氣流動向，再加上地形之阻隔，造成遠離脊嶺中央山脈之雨陰區常造成乾旱現象。不過，靠近脊嶺中央山脈山麓附近，即仍可利用地下水之供應。

雖非最濕潤期，但在梅雨季節（五月中旬～六月中旬），全台灣均為濕潤區，無缺水現象產生。

c. 從等值線之疏密可以看出，台灣西部遠較東部複雜，因此台灣西部水供情形較為複雜，東部較為穩定。

d. 由經驗可知，西部海岸附近，習於乾燥氣候，一切設施多配合乾燥或半乾燥情形而有，因此時而遇上大雨則成災害，此種情形在外國的沙漠地區亦會發生，雖然整年不下雨，一下雨就成豪雨，然而在沙漠內無人居住，不易構成災害，但在台灣西部平原與海岸為本島之精華之區，却極容易造成一雨成災，故不可不慎。

四、結 論

在評估一個地區之水分保證情況時，除考慮年或季節降水量之收入外，必須考慮土壤水分之支出部分，此種方法比單純用降水量評估一地或不同季節之水分資源較為全面。

本文採取桑四維之位蒸散量與降水量之比值作為乾燥度之依據，算出臺灣之乾燥度。

1. 乾燥度比值等於1時，表示位蒸散量與降水量相等，而為良好氣候環境區。
2. 乾燥度比值小於1時，即位蒸散量小於降水量、氣候濕潤，因此乾作物一般不需灌溉，灌溉作物主要限於水稻，而平地應留意排水。

3. 乾燥度比值大於1時，位蒸散量大於降水量，水分不足，防止乾旱之措施為必需。

台灣之大部分地區屬於濕潤區，只有冬季在西南部分出現乾燥區。因此「乾燥度」可為評估資源之良好指標。

¹⁴⁾ 見3。

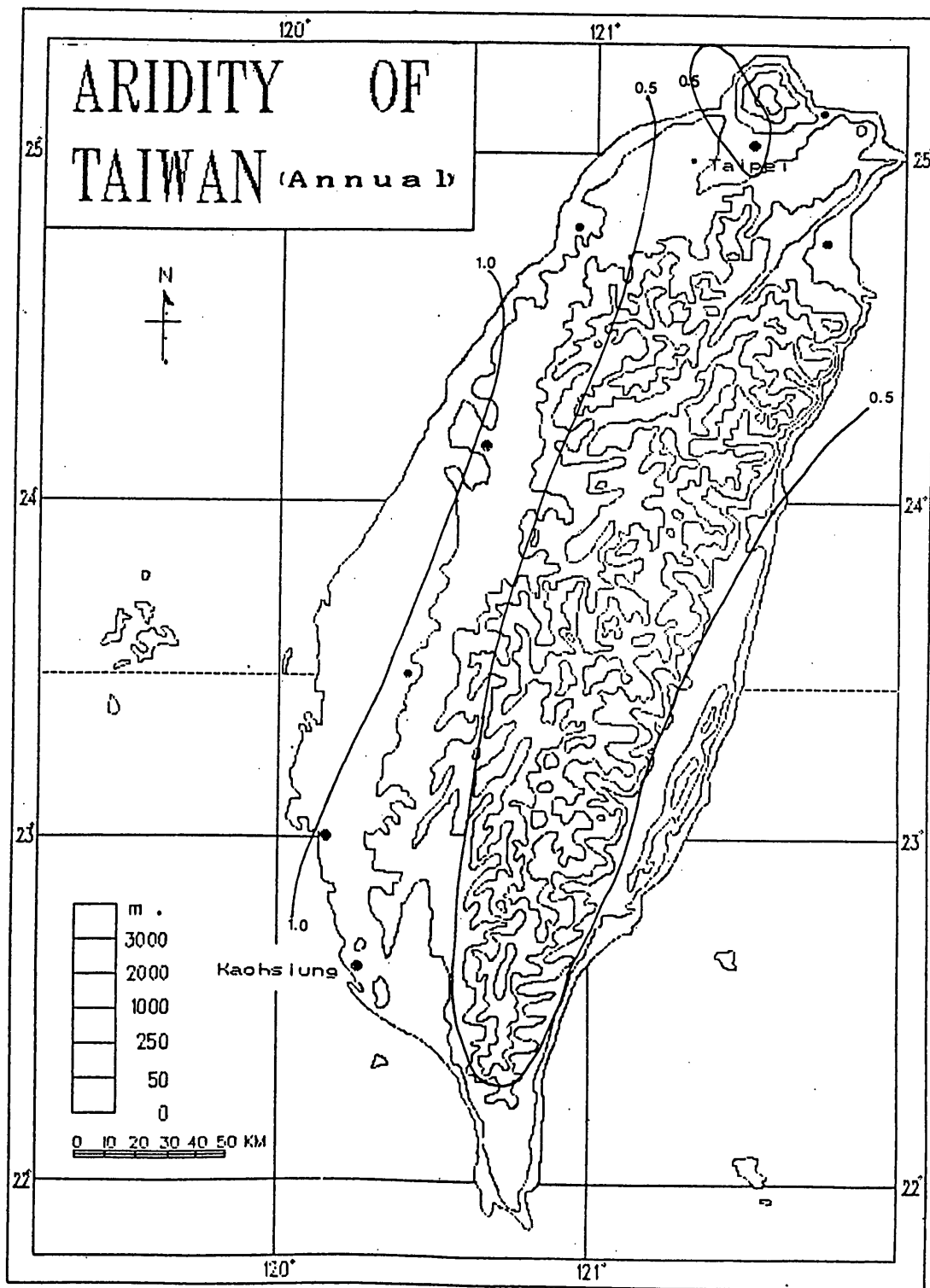


圖 1. 全年乾燥度分布圖

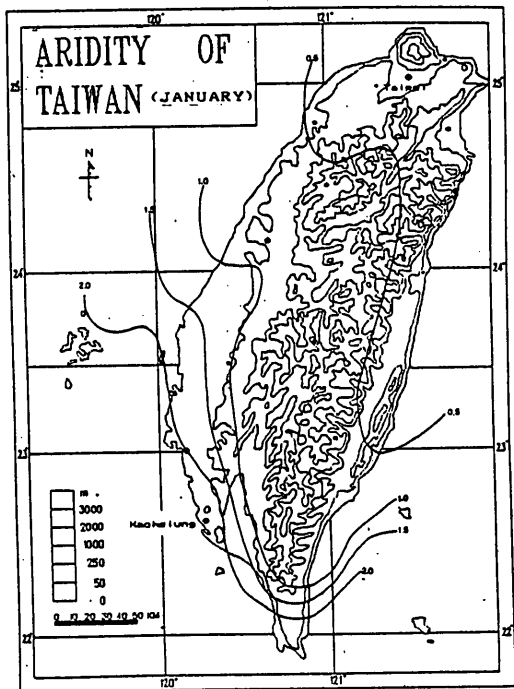


圖 2-1 一月乾燥度分布圖

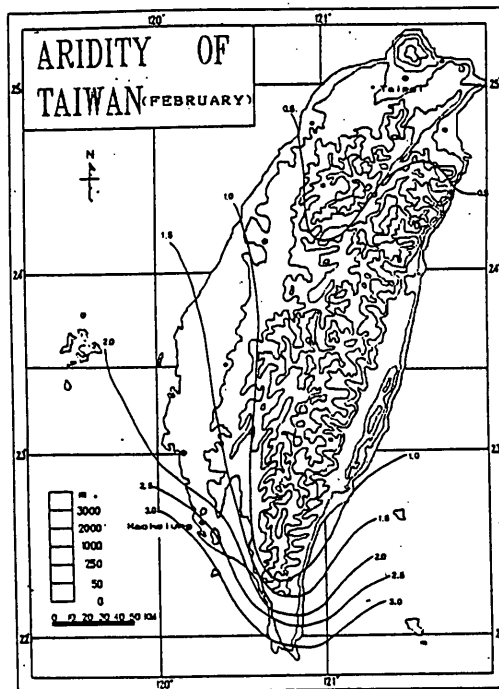


圖 2-2 二月乾燥度分布圖

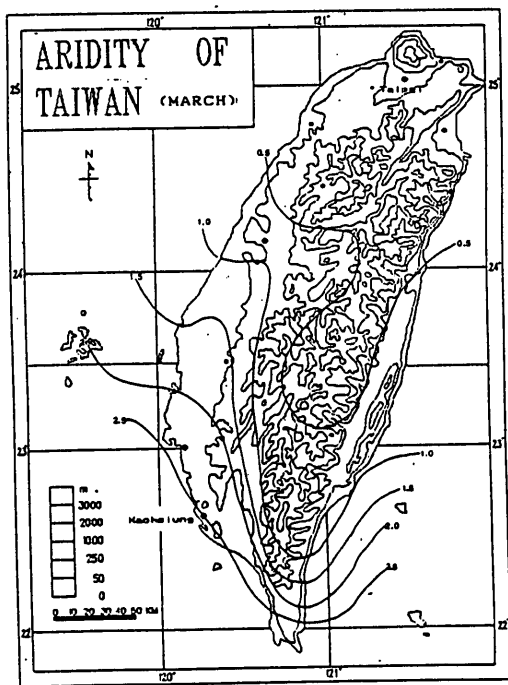


圖 2-3 三月乾燥度分布圖

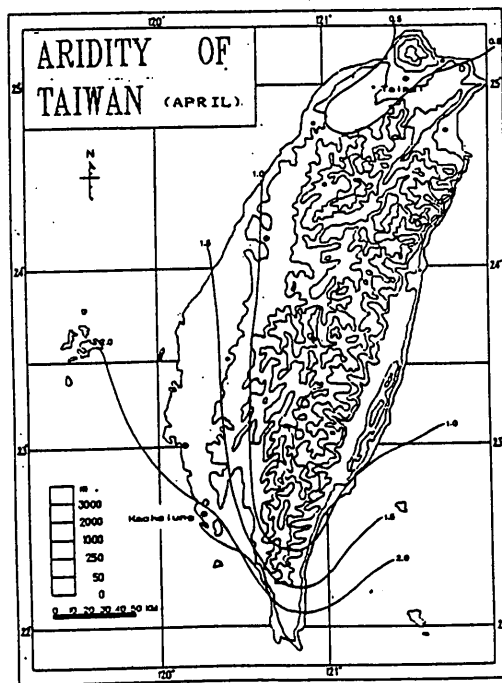


圖 2-4 四月乾燥度分布圖

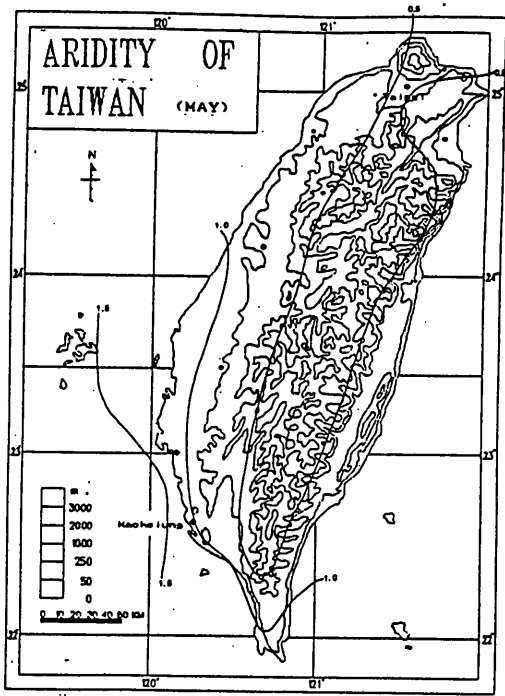


圖 2-5 五月乾燥度分布圖

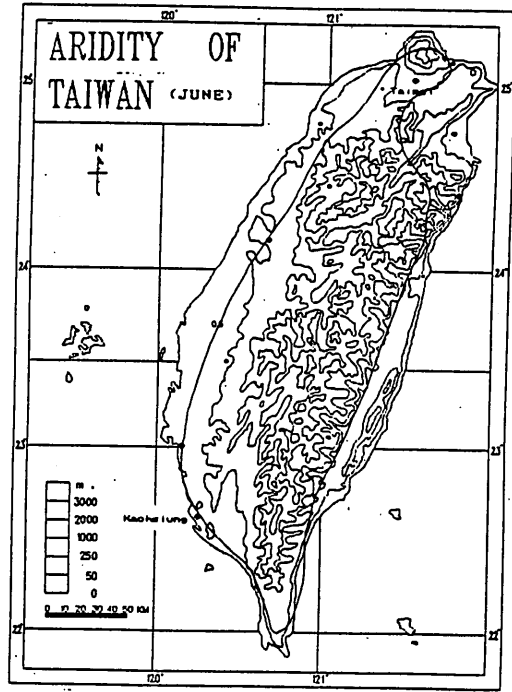


圖 2-6 六月乾燥度分布圖

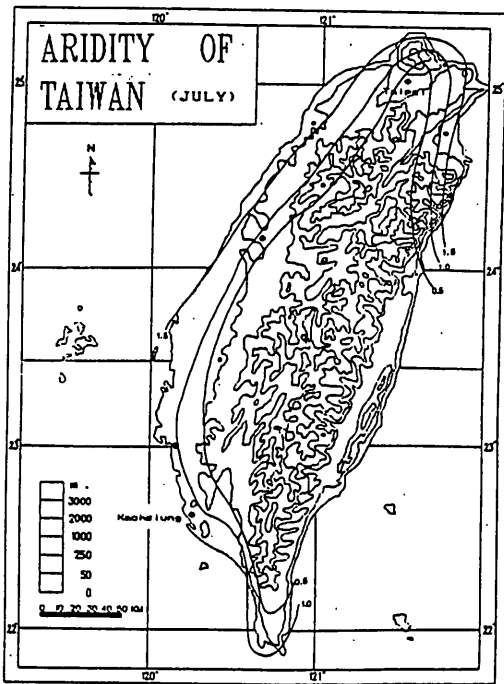


圖 2-7 七月乾燥度分布圖

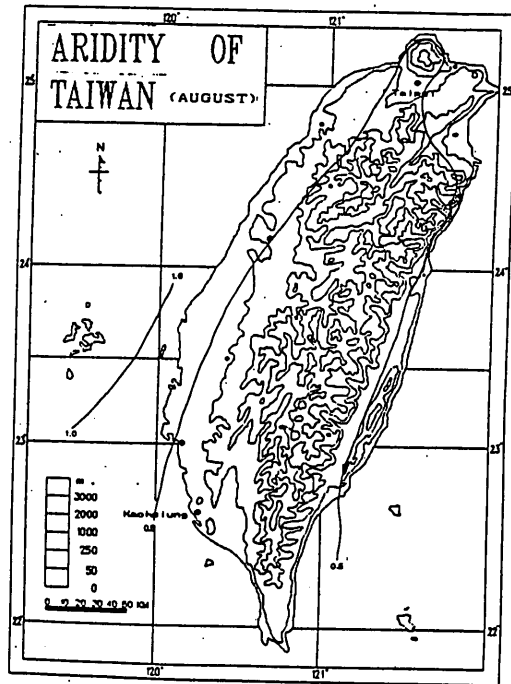


圖 2-8 八月乾燥度分布圖



圖 2-9 九月乾燥度分布圖

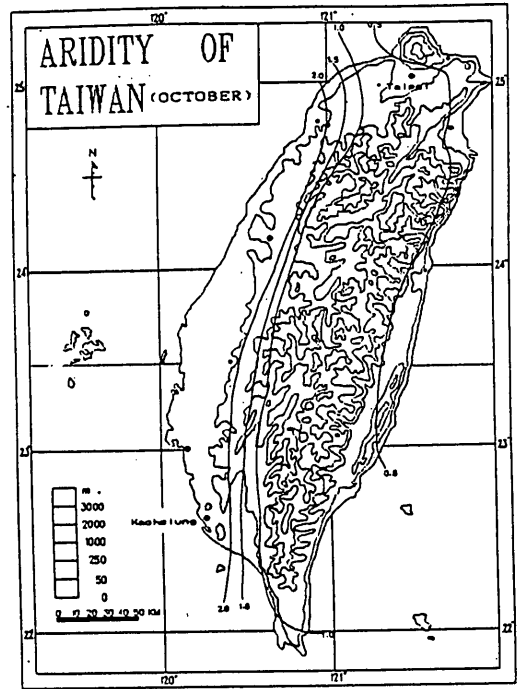


圖 2-10 十月乾燥度分布圖

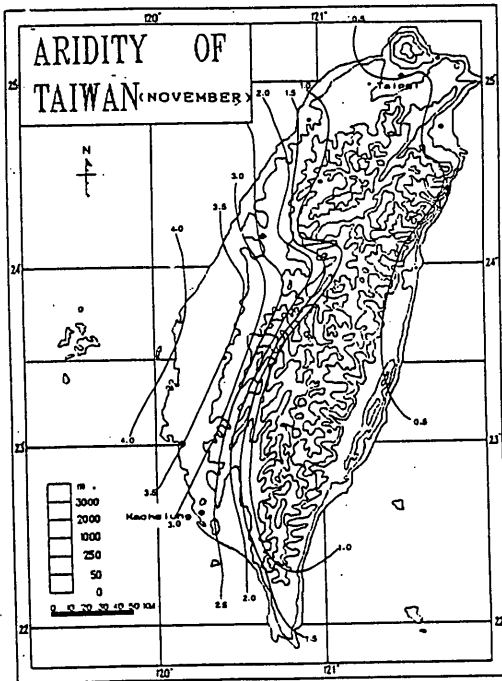


圖 2-11 十一月乾燥度分布圖

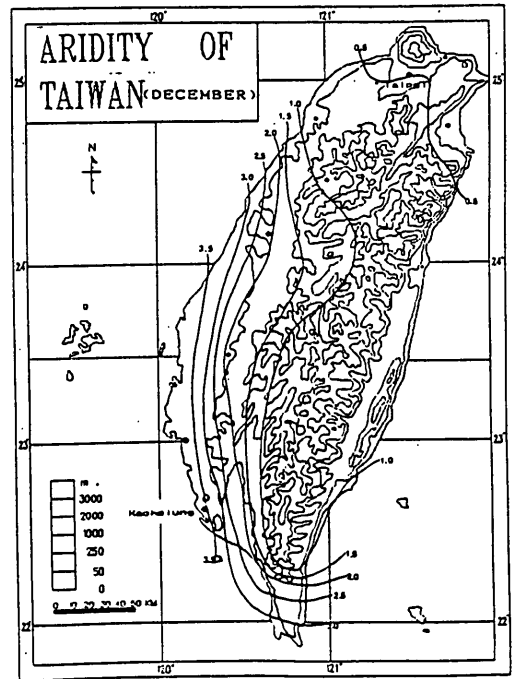


圖 2-12 十二月乾燥度分布圖