

中國各流域水量平衡的初步分析*

朱 崗 崑

(中國科學院地球物理研究所)

提 要

在本文中作者製作了我國東半部水量平衡三要素的分佈圖，並進行了扼要的分析 and 討論。各地的多年平均降水量 (r) 是根據實際觀測的數據。多年平均自然蒸發量 (z) 的數值是根據下列布德科公式計算得來的 (參考文獻 [6]):

$$z = \sqrt{\frac{R_0 r}{L} \operatorname{th} \frac{rL}{R_0} \left(1 - \operatorname{ch} \frac{R_0}{rL} + \operatorname{sh} \frac{R_0}{rL} \right)},$$

式中 th , ch , sh 各代表雙曲線正切、餘弦及正弦; 而 $\frac{R_0}{L} = z_0$ 是代表水源不缺條件下濕潤地面的最大可能蒸發量, 其數值根據作者前文 (文獻 [1]) 計算的結果。多年平均逕流量 (f) 則根據水量平衡方程 $f = r - z$ 間接求得。除了計算年蒸發量的分佈以外, 本文還計算出各季蒸發量的數值, 但其精確度自然不及年量的計算。在本文中, 還按 17 個不同流域進行水量平衡的計算和討論, 並繪成多年平均年逕流係數分佈圖一幅, 其結果可與文獻 [9] 相比較。

各流域水量平衡的分析研究, 不僅可以幫助我們系統地瞭解水利資源, 更有效地服務於經濟建設, 而且從學術方面來說, 也有其巨大的意義, 例如瞭解各流域氣候形成的因子, 以及進行水文區劃等研究, 都脫離不了進行水量平衡的分析工作。但進行這項研究時, 會有一定的困難, 特別在我國所遇到的困難更多。大家知道如果不考慮其他次要項, 水量平衡方程式中降水量、蒸發量和逕流量是三個基本的元素。蒸發量測算的困難, 是我們到現在始終尙未能圓滿地解決的問題。如果在流域內逕流觀測資料相當豐富, 還可以根據水量平衡方程式利用降水量和逕流量的平均記錄間接地來推求, 但是這個辦法現在不能應用, 因為在中國, 即使降水量的記錄也不夠完全和悠久, 至於逕流量的觀測和研究, 直至最近才漸加注意。實際上目前急需要估計的各流域平均的逕流量, 甚至還希望根據降水量和蒸發量間接地來推求。

* 1956 年 9 月 14 日收到。

作者對於中國蒸發量的推算、分佈及其若干應用，過去曾發表了論文^[1]。在這個基礎上，本文繼續探討了蒸發量問題，進而分析了各流域的水量平衡，並發表了所製成的中國水量平衡三個基本要素的分佈圖，以供有關方面採用與參考。必須指出，本文只是對這個重要問題進行了初步的嘗試，無論就理論根據及所得資料來說，可能都存在有嚴重的缺陷，希望有關方面校正，並期待在實踐中逐步提高。

一. 中國的降水量和蒸發量

1. 中國降水的分佈

我國雨量的記載，從明代永樂末年已頒發各州縣雨量器等事實來看，在世界各國中顯然是最早的。但近代對於我國雨量分佈的研究，最初為外人所代庖，以後才逐漸為本國科學家所注意。耶穌會傳教士龍相齊於 1928 年所發表的中國雨量分佈圖^[2]，其中缺陷甚多。所用雨量記錄，台站不多，分佈又不均勻；記錄年代較短，各台站年代又不相同；而在編製時，又未考慮地形與雨量的關係，因此錯誤百出。我國氣候學家竺可楨等人於 1935 年所發表的雨量圖^[3]，很明顯已能糾正前人的不足，他們繪製雨量圖時，是利用 1923—1933 年同時期的記錄，而且在記錄稀少的地區；考慮到地形影響以修正雨量等值線的分佈趨勢。

解放以後，作者與張寶堃同志參與中國氣候圖集^[4]的編製，又儘量利用我國截至 1950 年為止所有的雨量記錄，並吸取過去在這方面許多優良的經驗，重新繪製了我國的雨量圖。很明顯，這次根據的台站數目增多，記錄年代增長，雖然由於時間、人力、和材料的限制，未能把記錄直接訂正為同一時期，但由於已有過去同一時期繪圖的成果可資參考，並儘可能考慮到氣候學的基本原理，因此大體來說，新圖在質量上也已經前進了一步。本文對於水量平衡基本元素中的降水量資料，所採用的也就是以這個新圖為基礎，並補充了近幾年來我國西部地區的新設台站所有的記錄。

圖 1 為我國全年降水量分佈圖，其他各月各季的圖幅則未刊出，可參考中國氣候圖集^[4]。我國降水量分佈的主要特點：1) 低緯度華南地區降水量較高緯度華北地區為豐沛，華南年降水量多至 2000 毫米，華北低至 500 毫米以下；2) 山岳地帶的降水量較多於平原，尤以華南和華西更為顯著；3) 沿海一帶降水較內地為多，如以東北為例，顯而易見；4) 在低壓或颶風經過途徑附近的地區降水量較豐沛；5) 降水量年變程具有顯著的季節特徵，全國自冬至夏，雨量顯著增加，尤以華北為甚，例如 1 月份的降水量，東南沿海約在 50 毫米左右，華北在 10 毫米以下，但至 7 月份，均可增加至 200 毫米左右。

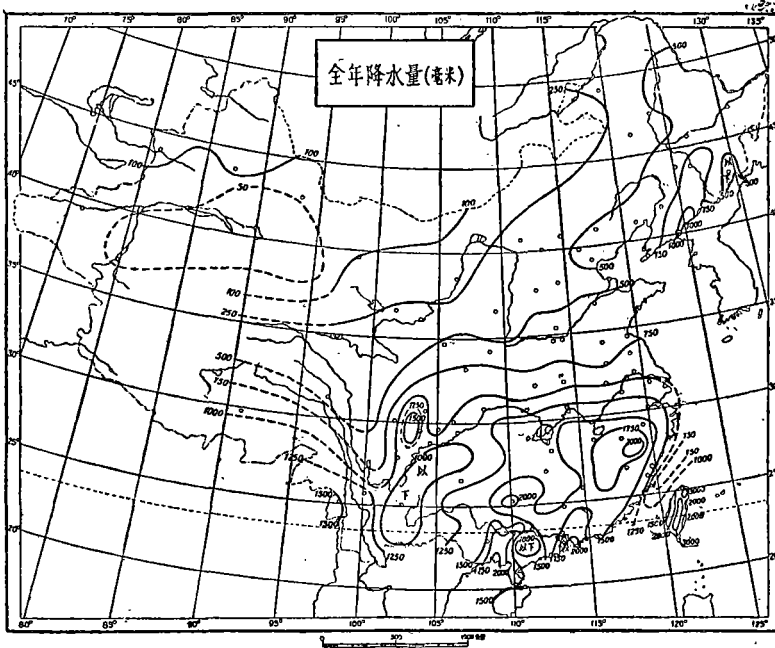


圖1. 全年降水量分佈圖

2. 年蒸發量的計算

陸面蒸發量的儀器觀測，至今尚未能得有妥善的解決。但多年平均蒸發量的推算，尚可藉助於氣候學間接計算方法^[5]。這是因為陸面蒸發量取決於下列二方面的因素：其一為氣候的因素，在於決定陸面蒸發的水汽來源（降水量），和供給陸面水汽蒸發所需的能量（輻射平衡）；其二為自然地理的因素，在於決定水量平衡中逕流量大小的條件，其中包括有地形坡度、下墊面性質、覆蓋情況等等。

許多學者過去研討陸面多年平均蒸發量的計算^[6]，均採用降水量 r 及最大可能蒸發量（或稱蒸發能力） z_0 ，作為決定一地區有效蒸發量 z 最主要的氣候因子。例如著名的 Schreiber 公式：

$$z = r(1 - e^{-z_0/r}), \quad (1)$$

和稍後發表的 Ольдекоп 公式：

$$z = z_0 \operatorname{th} \frac{r}{z_0}. \quad (2)$$

根據蘇聯列寧格勒地球物理觀象總台 М. И. 布德科的研究，認為 (1) 式和 (2) 式與實際情況相比，嫌有不足及太過的毛病，因此他求出了 (1) 式和 (2) 式的幾何平均，得到

下列計算自然蒸發的理論公式：

$$z = \sqrt{z_0 \operatorname{th} \frac{r}{z_0} \cdot r(1 - e^{-z_0/r})}. \quad (3)$$

現在的問題在於如何確定 z_0 的數值，布德科在一系列的研究中^[6,7,8]，利用熱量平衡方程各項量級的考慮，指出在有限的期間內，濕潤陸面的最大可能蒸發量取為

$$z_0 = \frac{R_0 - B}{L}, \quad (4)$$

式中 B 為土壤中的熱量轉換， L 為水汽的蒸發潛熱， R_0 為根據氣溫計算所得的輻射平衡數值。對於一年時期來說，以及對於其他許多場合， B 近似於零，因此

$$z_0 = \frac{R_0}{L}. \quad (5)$$

利用 (4) 及 (5) 式計算 z_0 的絕對誤差為

$$\delta z_0 = \frac{1}{L} (\rho c_p D + 4s \sigma \theta^3) (\theta_w - \theta), \quad (6)$$

而相對誤差為

$$\frac{\delta z_0}{z_0} = \left(\frac{c_p}{L} + \frac{4s \sigma \theta^3}{L \rho D} \right) \left(\frac{\theta_w - \theta}{q_s - q} \right), \quad (7)$$

式中 ρ 為空氣密度， D 為擴散係數， c_p 為定壓比熱， s 表示輻射面性質的係數，一般近於 0.9， σ 為斯丁芬-博茨曼常數， θ 為氣溫， θ_w 為下墊面的溫度， q_s 為蒸發表面溫度 θ_w 時的比較濕度， q 為氣溫 θ 時的比較濕度。由 (6) 和 (7) 式可知誤差的大小，主要取決於下墊面溫度與氣溫的差數。當陸面濕潤時，這差數通常是很小的，因此從 (4) 和 (5) 式所求得的 z_0 ，自然代表濕潤地面的最大可能蒸發量。將 (5) 式代入 (3) 式，並經轉換後，得到下式：

$$z = \sqrt{\frac{R_0 r}{L} \operatorname{th} \frac{rL}{R_0} \left(1 - \operatorname{ch} \frac{R_0}{rL} + \operatorname{sh} \frac{R_0}{rL} \right)}, \quad (8)$$

式中的 th ， ch ， sh 各代表雙曲線正切、餘弦及正弦。M. И. 布德科曾根據 (8) 式計算蘇聯歐洲領土南部 20 個地點的年蒸發量 (z)，如與由水量平衡方程所得 (z_1) 相比較，則其平均偏差 $\left| \frac{z - z_1}{z_1} \right|$ 僅為 6% 左右^[6]。

3. 中國各地的自然蒸發量

作者在前文中^[1]，曾根據英國農業物理學家 H. L. 彭門氏近年來對於蒸發問題理

論及實驗的研究，應用中國過去積累較長時期平均的氣象記錄，從事全國各地蒸發量數值的計算，並繪製成全年各月蒸發量分佈圖。必須指出，該文所計算的 E_T 蒸發量，是自然表面在水源不缺條件下的最大可能蒸發量。因此在潤濕地區或潤濕月份，所計算的 E_T 蒸發量，一般與實際自然蒸發量相近，由降水量減蒸發量的多餘水分，必形成逕流；但在乾燥及半乾燥的地區或月份，降水量減 E_T 蒸發量可為負數，這時對於逕流量的估計，絲毫沒有意義，僅可表示土壤不能經常維持潤濕的條件，如欲維持，需賴灌溉水量的供給。

在前文中已經指明，根據 $\frac{R_0}{L}$ 和 E_T 所代表的意義及其計算步驟，很明顯 $\frac{R_0}{L} \approx E_T$ ；因此如欲進一步推算我國各地的自然蒸發量，須將前文所計算的 E_T 蒸發量，根據 (3) 或 (8) 式繼續加以校正。這樣計算出來的蒸發量，為了區別起見，我們稱為布德科（自然）蒸發量。根據以上討論可知，由前文所計算的 E_T 蒸發量數據，僅近似地適用於濕潤地區水量平衡的分析，但本文所計算的布德科蒸發量，不管是在濕潤地區或是在乾燥地區，均可用於水量平衡的分析。

圖 2—6 就是這樣計算的結果，各代表全年及四季布德科蒸發量的分佈情況。計算所根據的測站及其記錄，均已詳細敘述於前文中^[1]，這裏不再重複。必須指出，全年蒸發量分佈圖的精密度當高於分季的分佈圖，這不僅由於全年所根據的測點稍多，而且

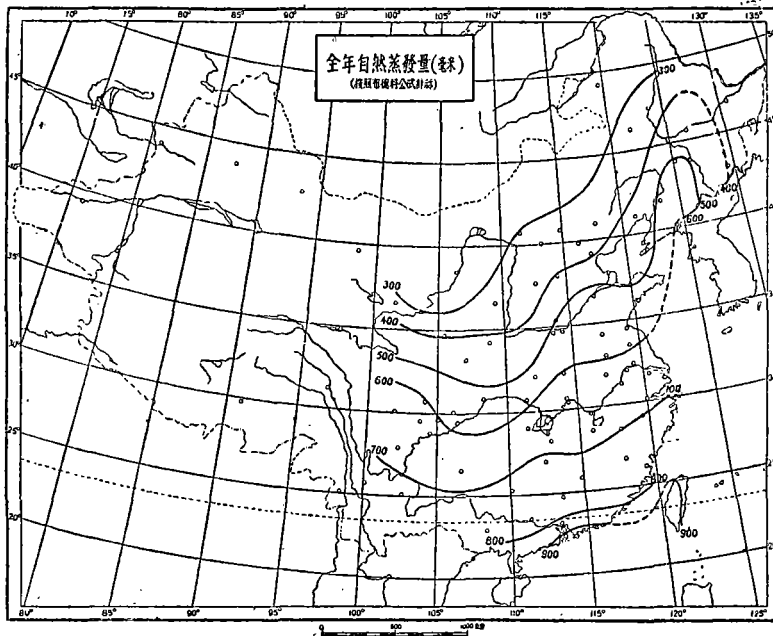


圖 2. 按布德科公式計算全年自然蒸發量圖

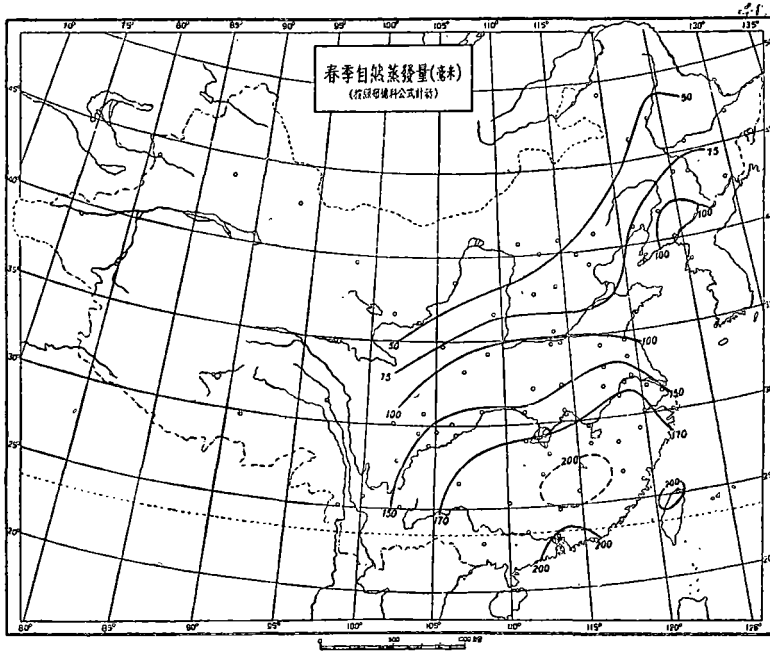


圖 3. 按布德科公式計算春季自然蒸發量圖

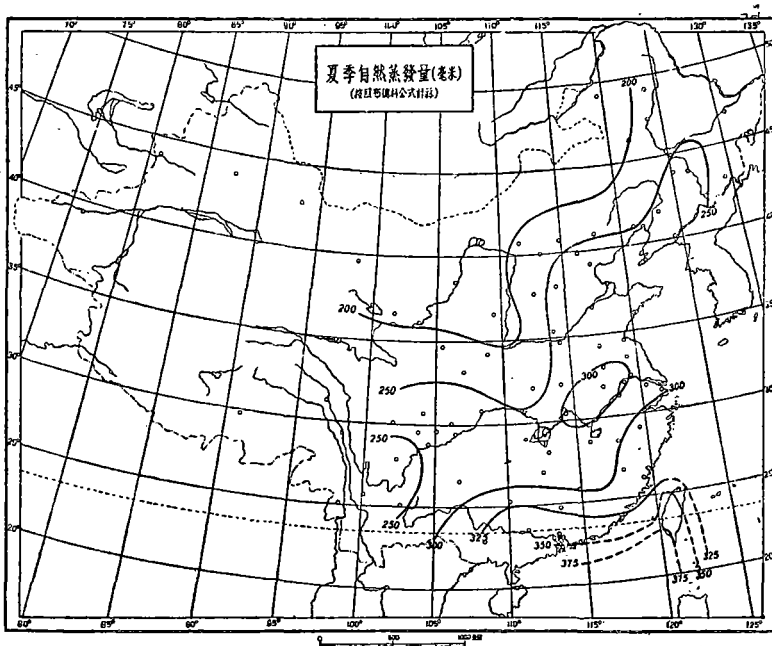


圖 4. 按布德科公式計算夏季自然蒸發量圖

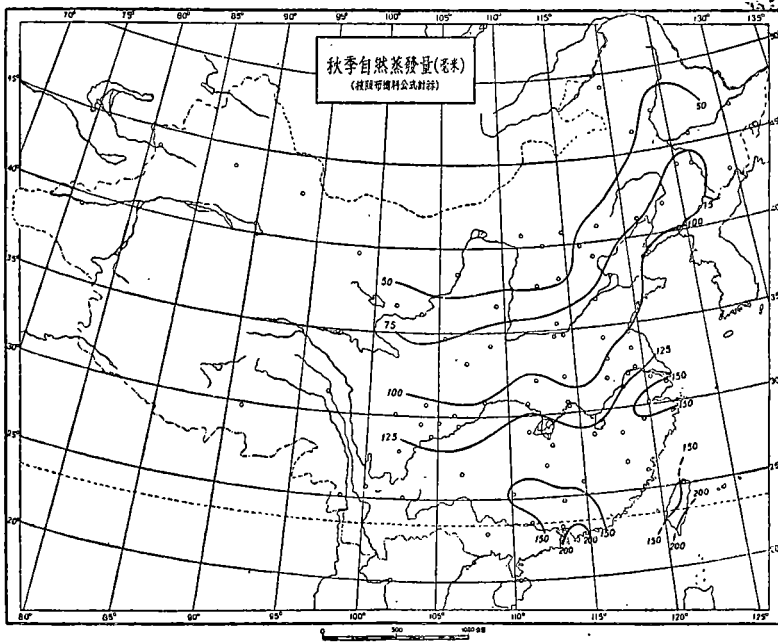


圖 5. 按布德科公式計算秋季自然蒸發量圖

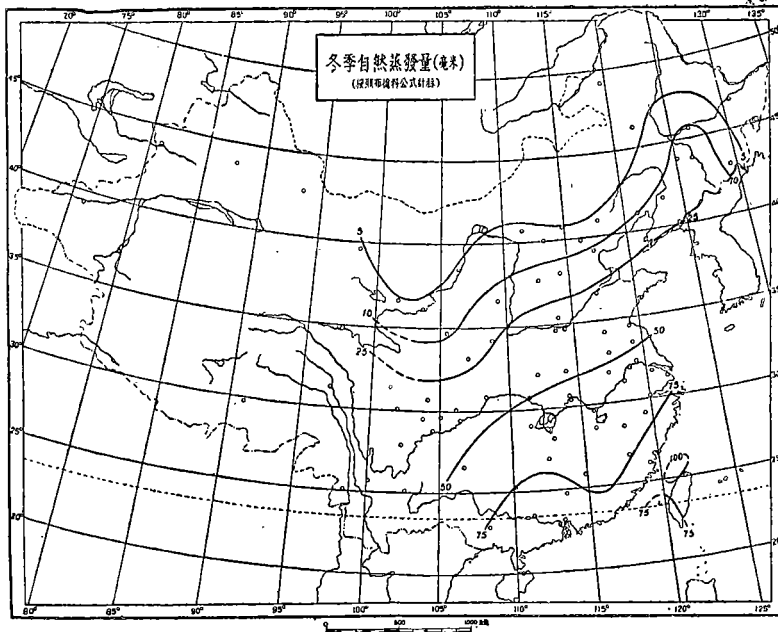


圖 6. 按布德科公式計算冬季自然蒸發量圖

由於公式(4)在全年儘可將 B 等於零,而在季節計算中,却不能無保留地忽視 B 值的影響。

我國全年的自然蒸發量,低緯度華南地區由於熱量衆多,水分充沛,高至800—900毫米,其中以台灣為最大;長江中、下游在600—700毫米之間,華北與東北在400—500毫米之間;再往北由於水分及能量來源減少,可低至300毫米左右。各季中當然以夏季的蒸發量為最大,華南與台灣在300—350毫米之間,我國北部地區亦可增至200毫米左右。冬季的蒸發量在四季中最小,我國南北部相差甚大,南部在75毫米以上,北部可低至10毫米左右。春、秋季蒸發量的分佈形勢頗為相近,但數字上春季一般大於秋季。從圖2—6可知,全年及各季蒸發量等值線的分佈,均表現有明顯的緯度影響,至於表現海陸的影響,則以夏季較為典型。

二. 水量平衡的計算

根據以上所得的降水量和蒸發量資料,可以進行中國各流域水量平衡的初步分析。作者試從二個方面來處理這個問題:其一在於劃分中國水系,根據所有可能的資料,討論各主要流域水量平衡的特徵;其二在於不劃分流域,直接根據降水量和蒸發量的資料,推求全國逕流量等水文特徵的分佈。

1. 各主要流域的水量平衡

利用比例尺為1:4100000的全國水系空白圖,將全國東經 100° 以東地區劃分為17個區域,再根據A. H. 泰遜(Thiessen)多邊形方法,計算各測站所代表的面積,從而加權平均,求得各區域平均的降水量和自然蒸發量。此二者的差數,即為該區域的平均年逕流量。年逕流係數由平均年逕流量除以歷年平均降水量而得(以%計)。歷年平均逕流率代表流經每平方公里流域面積以公升/秒計的平均水量,直接由平均年逕流量換算得來。

從表1歸納計算的結果可以看出平均年逕流量的數字,以台灣最大,達1000毫米以上,珠江、閩粵沿海及江浙沿海約在700—800毫米左右,鄱陽湖水系與洞庭湖水系的年逕流量各約為850毫米,漢水、淮河及嘉陵江大致在200—300毫米之間,山東半島及遼河的逕流量雖然仍在100毫米以上,但北部其他地區,可減至100毫米以下。各區域的年逕流係數:台灣、江浙沿海、鄱陽湖水系及洞庭湖水系,均已超過50%,長江、珠江及閩粵沿海約在50%左右,淮河與漢水各為30%,山東、遼東各為20%,其他北部各河,在10—20%之間。歷年平均逕流率直接由平均年逕流量換算得來,因此各區域比較的形勢與後者相同,僅所用的單位不同。

表 1

區 域	使 用 測 站	歷年平均 降 水 量 (毫米)	布德科 年平均 蒸發量 (毫米)	平均 年逕 流量 (毫米)	年逕 流係 數 (%)	歷年平均逕流率 (公升/秒/公里 ²)
1. 松花江	敦化、長春、洮南、嫩江、海倫等 11 站	549	490	59	10.7	1.9
2. 遼河	營口、瀋陽、洮南、赤峯、林西等 11 站	501	399	102	20.4	3.2
3. 綏陽河澗河	營口、赤峯、張家口等 8 站	509	418	91	17.8	2.9
4. 華北各河	北京、石家莊、開封、濟南、張家口等 10 站	519	434	85	16.3	2.7
5. 渤海膠東	濟南、青島、烟台等 3 站	635	512	123	19.4	3.9
6. 黃河	包頭、太原、洛陽、天水、西寧等 12 站	403	342	61	15.1	1.9
7. 沂沭汝泗	淮陰、徐州、濟南等 5 站	688	533	155	23.9	4.9
8. 淮河	東台、信陽、開封、徐州等 9 站	846	583	263	31.1	8.4
9. 漢水	西安、老河口、信陽、漢口等 7 站	715	498	217	30.3	6.9
10. 嘉陵江	北碚、涇寧、松潘、天水等 6 站	828	508	321	38.8	10.2
11. 鄱陽湖水系	吉安、長汀、武夷山、安慶等 7 站	1581	741	840	53.1	26.7
12. 洞庭湖水系	常德、長沙、衡陽、桂林等 10 站	1538	679	859	55.9	27.3
13. 長江(東經 100° 以東)	區域 9—12 及長江上、下流等 32 站	1195	619	576	48.2	18.3
14. 江浙沿海	南通、上海、杭州、溫州、浦城等 10 站	1520	699	821	54.0	26.1
15. 閩粵沿海	廈門、長汀、浦城、福州等 9 站	1567	792	775	49.4	24.6
16. 珠江	廣州、南寧、獨山、桂林等 10 站	1449	730	719	49.6	22.8
17. 台灣	台南、台中、台北、花蓮港等 8 站	1903	887	1016	53.4	32.2

表 2

區 域	面 積 (平方公里)	歷年平均降水量 (億立方公尺)	布德科年平均蒸發量 (億立方公尺)	平均年逕流量 (億立方公尺)
1. 松花江	523200	2870.8	2563.7	307.1
2. 遼河	234721	1176.7	937.0	239.7
3. 綏陽河澗河	52808	268.7	220.8	47.9
4. 華北各河	228655	1187.4	993.3	194.1
5. 渤海膠東	55181	350.2	282.3	67.9
6. 黃河	679670	2739.8	2327.2	412.6
7. 沂沭汝泗	82771	569.5	441.1	128.4
8. 淮河	159000	1345.1	926.5	418.6
9. 漢水	175800	1257.3	876.0	381.3
10. 嘉陵江	161000	1332.8	818.4	517.4
11. 鄱陽湖水系	144480	2284.1	1070.5	1213.6
12. 洞庭湖水系	207590	3192.7	1408.7	1784.0
13. 長江(東經 100° 以東)	1750000	20909.0	10839.5	10069.5
14. 江浙沿海	57270	870.6	400.1	470.5
15. 閩粵沿海	54700	857.2	433.4	423.8
16. 珠江	448000	6491.5	3269.1	3222.4
17. 台灣	35960	684.1	319.0	365.1

表 1 中各區域水量平衡的基本要素，均以毫米為單位；如具體考慮流域面積的大小*，各將基本要素化為相當的水量，其結果如表 2 所示。降水量為水量主要的來源，各區域水量的大小，順次為長江（只計及東經 100° 以東）、珠江、洞庭湖水系及松花江等。長江流域面積廣大，流域內平均年雨量達到 1195 毫米，所以水量來源豐富，在 2 萬億立方公尺以上，為我國第一大川。珠江流域面積雖然次於黃河與松花江，但因平均年雨量達 1500 毫米左右，因而水量之豐居全國第二位。長江中游的兩湖系統以及東北的松花江，或因流域內雨量較豐，或因流域面積較大，因而水量也比較豐富。黃河流域面積雖僅次於長江，但流域內平均年雨量只有 400 毫米左右，因而年總水量反比珠江、洞庭湖水系及松花江為少。各區域水量的耗失，主要表現在蒸發和逕流。長江以南的地區，蒸發及逕流耗失約各佔降水量之半。漢水及淮河流域的自然蒸發量，約佔降水量 70% 左右。再往北，各河域的蒸發量，可佔降水量 80% 以上。再就年逕流總水量來看：長江在 1 萬億立方公尺以上，珠江在 3000 億立方公尺以上，黃河、淮河、閩粵、江浙及嘉陵江各約在 400—500 億立方公尺左右，華北各河、遼河及松花江各約在 200—300 億立方公尺左右。台灣因面積不大，其水量平衡三要素單位數值雖然在全國中為最大（表 1），但與流域面積合計，三要素年總水量的數值相形變少（表 2）。

以上均就全年平均記錄進行分析，實際上各河域水量平衡在一年內具有顯明的季節變化。由於我國季風氣候的特色，夏季炎風暑雨，水源與熱能均很豐沛，冬季反之，大陸寒冷而乾燥，因此在水量平衡三要素方面，自然也有同步變化的表現。表 3 僅就

表 3

區 域	平均逕流量 (毫米)				逕流係數 (%)			
	春	夏	秋	冬	春	夏	秋	冬
遼 河	2	111	20	2	3.6	32.3	24.1	17.2
繞陽河澗河	3	123	18	2	3.7	35.6	21.3	13.2
渤海膠東	3	115	35	6	3.8	29.9	26.6	16.5
沂沭汶泗	13	113	28	20	11.1	29.6	22.7	35.2
台 灣	203	606	182	95	49.6	63.1	51.6	52.8

若干流域為例（其他各流域因分季的原始資料較少，未予計算），載明各季節平均逕流量（毫米）及逕流係數（%）。從表中可知，各季節平均逕流量變化甚大，北方遼河流域夏冬相差 100 毫米，華南、台灣冬夏相差 500 毫米之多。逕流係數的季節變化較為平緩，尤以南部各河為甚，例如台灣各季的逕流係數，大致漲落於數字 50% 左右，僅夏季稍為

* 本文所用面積數字，除台灣、渤海膠東及沂沭汶泗三區域根據估計而外，其餘均根據水利部水文局所供給的統計數字。

高出。北部各河域的逕流係數可在 30% 以上，春季可低至 5% 左右。

2. 中國年逕流量及逕流係數的分佈

前面已簡略地提及，如不劃分中國水系，直接根據本文所得降水量和蒸發量的資料，亦可推求全國逕流量等水文特徵的分佈。首先，計算各測站降水量減去蒸發的逕流量 ($f = r - z$)，從而繪製平均逕流量分佈圖；再根據各測站逕流量與降水量的比值 ($\eta = \frac{f}{r}$)，從而繪製逕流係數分佈圖。

圖 7 為全年逕流量分佈圖，單位以毫米計；此圖與圖 1 (降水量) 及圖 2 (蒸發量) 構成我國東部水量平衡三大基本元素，可供各有關方面研究和參考。由於在國內第一次編製這方面的圖幅，所以有待日後修正和補充的地方，不用說是很多的。全年逕流量 200 毫米等值線劃分中國為南北兩部，西北乾燥部分可低至 25 毫米，南部多雨區域以及台灣地區，逕流量可至 1000 毫米以上。如把逕流量毫米數換算為歷年平均逕流率，單位以公升/秒/公里²計，那末圖 7 亦可代表逕流率的分佈。例如逕流量 200 毫米等值線相當於逕流率 6.3 公升/秒/公里²，逕流量 50 毫米等值線相當於逕流率 1.6 公升/秒/公里²，在全國範圍內，最大逕流量 1000 毫米等值線相當於 32 公升/秒/公里²。如與文獻 [9] 中的結果相比較，等值線形勢有很多相似處，但本文數值一般較小，並出現有閩、浙、贛丘陵區域的高數值中心。

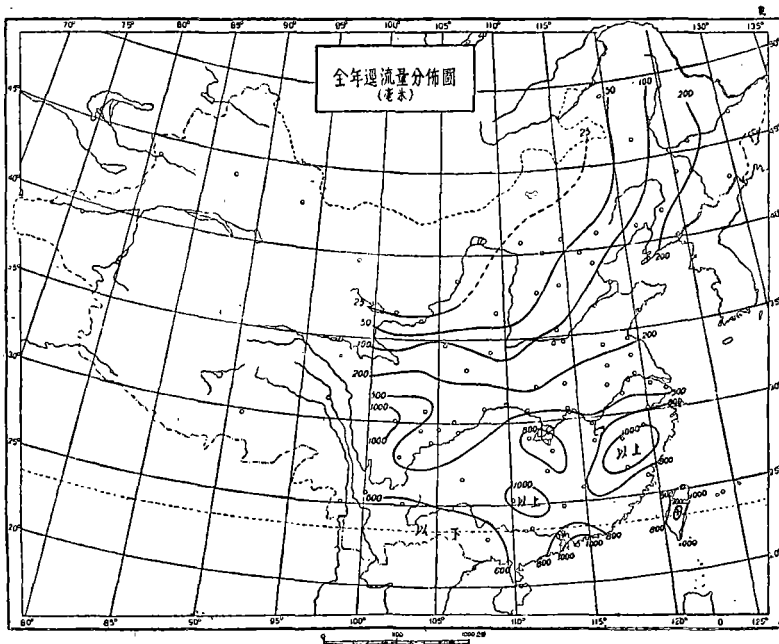


圖 7. 全年逕流量分佈圖

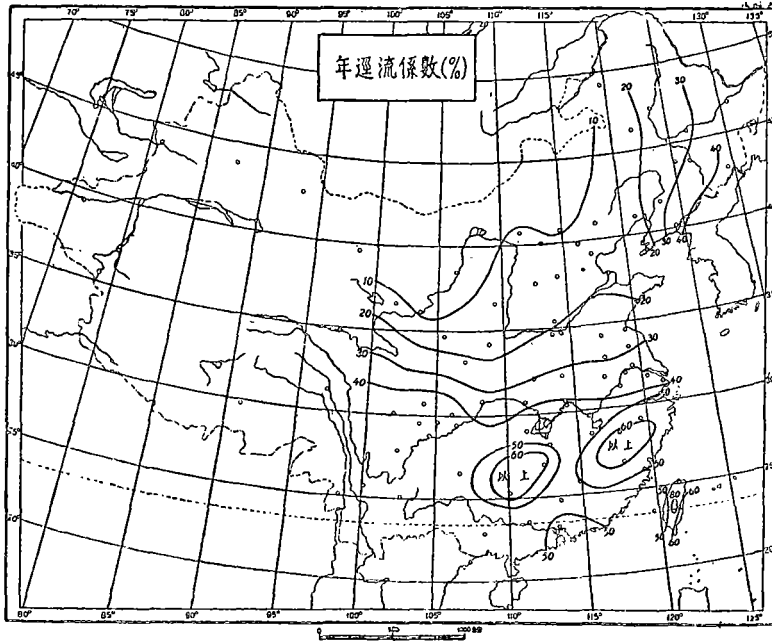


圖 8. 全年逕流係數分佈圖

全年逕流係數的分佈(圖 8),大體上與年逕流量圖相吻合。年逕流係數 30% 等值線相當於秦嶺、淮河所處的緯度,構成我國重要的南北分界。係數 40% 等值線幾與長江相平行,往南,在閩、浙、贛及湘、黔、桂丘陵區域各出現係數為 60% 以上的中心,珠江下游的逕流係數約在 50% 左右。台灣中部高山區域的逕流係數最大達 80% 以上,台灣西海岸的係數一般較東岸為低。華北至西北的年逕流係數大體上自 20% 左右遞減至 10% 以下。在我國東北地區,自東南往西,年逕流係數逐漸由 40% 遞減至 20% 以下。

各季逕流係數分佈圖因篇幅所限,這裏不擬刊出,但其分佈特徵,可扼要予以敘述。一般說來,逕流係數的季節變化,長江以南地區甚為平緩,往北地區變化增大。長江中、下游以南地區逕流係數以春季較大,可增至 60—70% 以上,但黃河中、下游以北地區,逕流係數則以春季為低,冬季次之,多年平均的係數在這二季內可低至 5—10% 以下。全國逕流係數至夏季一般均有增高,尤以黃河中、下游以北地區為甚,可增至 20—30% 左右。我國東北地區的逕流係數,自東南往西,逐漸變小,其變動範圍,春季自 10% 至 5% 以下,夏季自 40% 至 20%,秋、冬均自 40% 至 10% 左右。台灣各季的逕流係數,冬、春均自南往北增加,夏季則自北往南增加,各季均以中部高山地區的逕流係數為最大。

三。尾 語

由於測站記錄的限制，本文所討論的範圍，大致只代表我國東經 100° 以東地域的情況；而且這裏只考慮多年平均廣大地域大氣候分佈情況，不可能有效地表現局部地區或時間內微細氣候變異的面貌。今後繼續深入研究這個問題，需要進行以下各項工作：1) 不斷地研究自然蒸發及逕流量的測定及計算方法，並正確估計各種方法的可能誤差；2) 在我國廣大西部區域增設氣象和水文測站，並且應該有預見性考慮到觀測輻射及日照等要素的台站網的規劃和補充；3) 加強水量平衡、水分循環物理過程的研究；4) 密切注意有關本研究題目的實際應用問題，並期待在實踐中逐步加以改進和提高。

本文承本所包海燕同志圓滿地完成了作者所交給她負責計算和校對等繁重任務，在這過程中，本所蘇從先同志曾對她給予熱心協助；又承蒙水利部水文局楊守法等同志及本所劉振興同志，費了不少心力擔任我國水系的劃分以及各流域的計算工作；本文的附圖，全部由本所曾佑思同志代為製成；特此一併致以謝意。

參 考 文 獻

- [1] 朱崗崑、楊綬章，中國各地蒸發量的初步研究。氣象學報，26，1—23，1955。
- [2] Gherzi, Atlas Distribution des Pluis en Chine Par Mois, Saisons, Année. Shanghai, 1928.
- [3] 竺可楨、涂長望、張寶堃，中國之雨量。（前中央研究院氣象研究所出版）1935。
- [4] 中國氣候圖（上集），（前中國科學院、軍委氣象局聯合資料室出版）1953。
- [5] Будыко, М. И. Об определении испарения с поверхности суши. Мет. и гид., No. 1, 1955 (譯文載於氣象學譯報，1955年第3期，第216—222頁)。
- [6] Будыко, М. И., Испарение в естественных условиях. Гимиз, 1948.
- [7] Будыко, М. И., и др., Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР. Гимиз, 1952.
- [8] Будыко, М. И., Климатические условия увлажнения на материках, Сообщение II, Изв. АН СССР, Серия геогр., No. 4, 3—15, 1955 (譯文載於氣象學譯報，1956年第2期，第182—192頁)。
- [9] 郭敬輝，中國的地表逕流。地理學報，21，371—392，1955。

О ВОДНОМ БАЛАНСЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КНР

Чжу ГАН-КУН

(Геофизический институт АН КНР)

Резюме

Даются карты по географическому распределению элементов водного баланса в восточной части Китая, и вопросы по которой вкратце рассмотрены автором в настоящей статье. Количество (r) средних многолетних осадков определено по наблюдениям на метеорологических станциях, а данные по среднему многолетнему испарению (z) в естественных условиях получены из вычисления согласно формулу М. И. Будыко (см. [6]):

$$z = \sqrt{\frac{R_0 r}{L} \operatorname{th} \frac{rL}{R_0} \left(1 - \operatorname{ch} \frac{R_0}{Lr} + \operatorname{sh} \frac{R_0}{Lr} \right)},$$

где th , ch , sh — гиперболические функции тангенса, косинуса и синуса, а $\frac{R_0}{L} = z_0$ — наибольшее возможное испарение (испаряемость) с достаточно влажной поверхностью, данные которой получены из результатов в предыдущем статье самого автора (см. [1]). Расчет средних многолетних стоков (f) производится косвенным методом по уравнению водного баланса $f = r - z$. Кроме годовых сумм испарения, статья кратко посвящена вычислениям естественного испарения по временам года, но с меньшей точностью. Анализ водного баланса сделан, по 17 различным речным бассейнам и дается карта среднего многолетнего коэффициента стока, которая может сравниться с результатом, опубликованным в статье [9].