

## 中國夏季降水强度的分析\*

朱炳海

(南京大学气象系)

### 提 要

本文關於中國夏季日降水强度的分析,是以对國民經濟服务为目的的。全文分三部分:第一部分,討論了夏季日降水强度的平均分佈,指出初夏的强度,南方大於北方,七月裏就北方大於南方。最大强度成面出現,反映着降水强度和氣旋路徑,地理环境的相互联系。第二部分,以自然地理區域为單位,討論各級絕對最大强度的出現頻率,众數和平均數等。还指出了各大區域發生絕對最大强度降水的地面天气形势。第三部分,分析了十二个代表性測站最大降水强度的時間变化,应用統計方法,計算出各地點在某一年代之內可能出現的絕對最大日降水强度。

降水强度是單位時間之內的降水量,它和降水变率一同決定着降水量的利用價值。某地區的降水總量,可能很適中的,但是如果很大一部分的雨是下在極短時間之內,那末,这种大强度的降水就不可能为地面土壤和農作物所吸收利用,反足以破坏土壤,毀滅農作物,甚至可以使溝渠泛濫,河流淤塞,造成災害。特殊强度的降水,还可以冲坏建築物,折斷桥樑。所以降水强度的大小,是農業生產和土木水利建設工程中必須參考的資料。

同時,降水强度在空間的分佈上有它的一定規律。為什麼在同一季節裏,在某一區域的降水强度大,另一區域就相形見拙,这就反映着各个區域的气候特徵。我們为了研究各地區的气候特徵,所以也有意义來研究一下國內降水强度的分佈和变化規律。

### 一. 夏季降水強度的平均分佈

这是众所周知的事实,在季風季候的中國,幾乎全年降水量的二分之一(長江以南)至四分之三(長江以北各大地區)是下降在夏季六,七,八三个月的,这三个月的降水相对係數全國大於1,甚至大到3以上的<sup>[1]</sup>。所以夏季降水强度,一般說來是全年最大的季節,幾乎支配了全年降水强度分佈的基本形势;它和生產建設,尤其是農業

\* 1955年7月14日收到

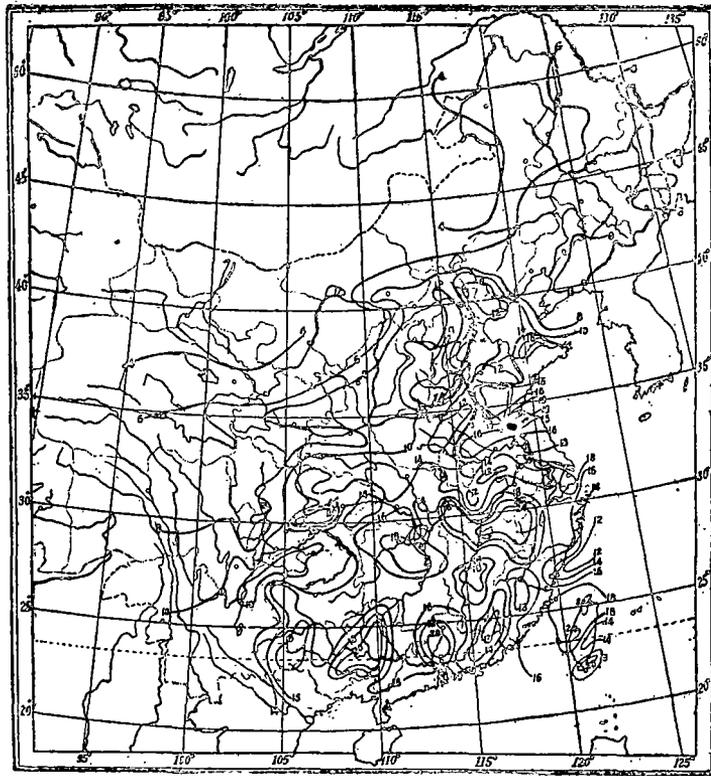


圖 1 六月平均降水强度(毫米/日)

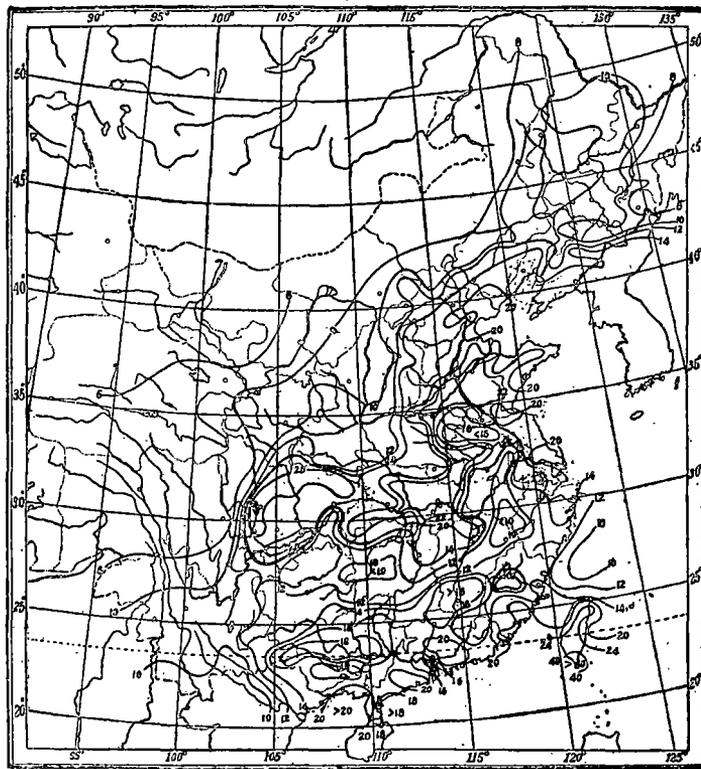


圖 2 七月平均降水强度(毫米/日)

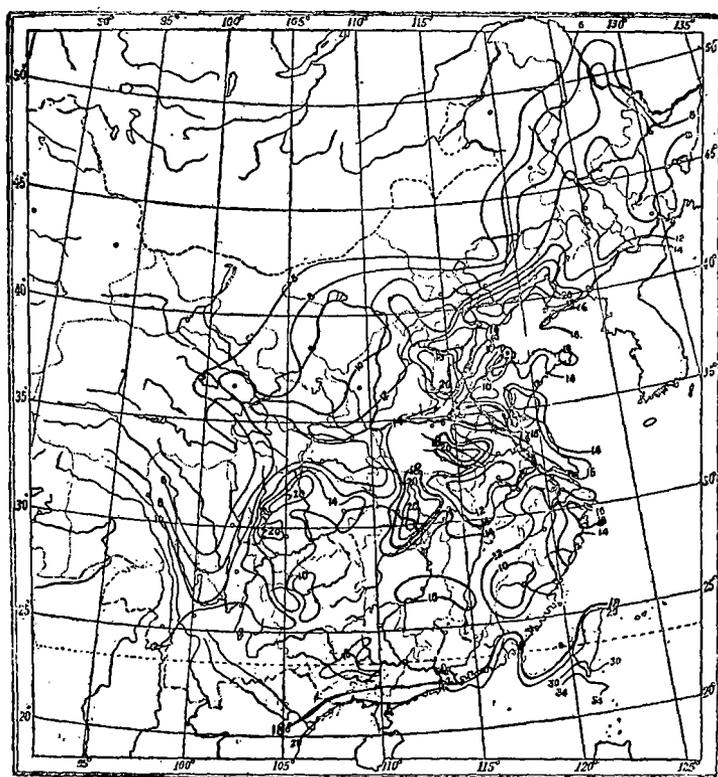


圖 3 八月平均降水强度(毫米/日)

生產的關係最大。因此，本研究只以夏季的降水强度为对象。首先分析夏季各月的强度分佈，其次探討有足够紀錄地點的绝对强度。

圖 1, 2, 3 是六, 七, 八三个月的平均强度分佈圖。这就是各月每一雨日的降水量。所用資料<sup>[2, 3]</sup>的紀錄年份, 是参差不齐的, 但是在这样初步的比較上, 除了年份短於 5 年的不用外, 不加紀錄年份的訂正, 對於分佈的基本形勢是不会有重大改变的。

从圖 1 看出, 全國範圍以內, 六月份的降水强度在長江以北地區, 除沿海地帶以外, 一般都在 15 毫米以下, 內蒙、西北, 还在 5 毫米以下; 長江以南就顯然地增大到 16 与 20 毫米之間, 在个别地區大於 30 毫米的也有, 六月份夏季風的平均位置<sup>[4]</sup>, 大致到長江的緯度, 所以从長江以北, 雨日雨量以及雨的强度都大大減小了。东北地區, 情况特殊, 又形变大。

長江以南, 有三个地區的强度, 顯得特別大的: 其中面積最廣的一个要算鄱陽盆地和它的四周。那裏有極地气团和熱帶海洋气团, 在六月份經常交綫, 气旋特多, 再加贛南山地的北坡、浙西山地的西坡, 對於气旋活動有加强、延續的影响。另外兩塊

比較小的區域：一在北江上流，二在桂北山地，平均強度也有 20 毫米，這些地區，都在南來海洋氣流的迎風方向。海洋氣流，循河流向上推進，逐步受地形約束抬升，所以發生特別強盛的降水，造成強度特大的現象。

到了七月，降水強度的分佈，却和六月相反，一般地華北大於華南。南方的廣大區域，除了某些局部地區外，一般都不大於 15 毫米，而北方大平原上出現了大於 20 毫米的降水強度，川北和川江上流的強度也大於 20 毫米。七月份熱帶氣團的平均範圍，已到了黃河流域，使華北地區獲得豐富的水汽，這是造成華北強度加大的基本原因，但是以比濕分佈而論，當然還是南方多於北方，何以北方降水強度反大於南方呢？

很顯然的，因為降水強度是單位時間的降水量，它的大小，不僅決定於空中水汽的多少，在同等重要的程度上，還決定於氣層的穩定性和上升運動的強弱。這就決定於溫度分佈，鋒面和氣旋的消長活動。但是在平均等壓線圖<sup>[6]</sup>及平均氣流線圖上看<sup>[7]</sup>，華南是在單純的熱帶氣團之下，而華北却在南北氣流交綫地帶，所以，在鋒面消長分佈圖上<sup>[8]</sup>，華南是廣大的鋒消區，華北是盛行着鋒生作用。憑經驗七月份華北的氣旋活動遠盛於華南，那裏有特別強盛的氣旋性上升運動，所以降水強度特別大於南方。

華北的強度分佈，也不是均勻一致的。從長江中流以北，直到黃河中下流域的大平原上，特別是太行山的東南，伏牛山大巴山以東，和山東半島的內陸地區，平均強度在 20 毫米以上；在貼近山地的平原上，強度還大到 30 毫米以上。例如大別山以北的淮河上流，太行山東南的黃河下流和泰山的周圍地區，還有在大巴山、巫山以東的江漢平原上，降水強度都在 30 毫米以上。這些地帶強度的計算，所用資料是長短不齊的，但是特大的降水強度，成片的出現，足見並非偶然的。可見夏季江河暴漲，非僅由於雨量的陡增，恐怕更重要的，還是由於強度的特大，夏季暴雨的統計也証明了這個結論。

此外還有兩塊強度大於 20 毫米的地區：一處是冀東平原，位於燕山之前，另一處成帶狀分佈在川北、川西。冀東平原正處於七月平均鋒帶地位，降水強度之大，和氣旋活動是分不開的。川西、川北的大強度雨，顯然是地形抬升有一定的作用。

西北內陸，強度大減，但比六月份也有增加。在個別地點，也有到 20 毫米/日以上的。在這些內陸地區的夏季降水，絕大多數的機會，一天的雨水，降落在短促的幾小時，甚至幾十分鐘之內的，所以，以日為單位的平均強度雖小於東方平原，但短時間內降水強度恐未必小於東方，這是有待於資料的增加而進行研究的問題。

東北的降水強度比同緯度的內陸要大，夏季各月的雨量雨日，東北都大於西北，全年雨量雨日還大於華北。這是由於東北地理位置和氣旋路徑的配合而造成的，中

國氣候上人所共知的現象。

全國而論, 降水強度最大的地區, 當然要算台灣。全島降水強度已在 20 毫米左右; 七月分, 西南迎風方向, 強度大於 40, 向北逐步變小, 除西北角的沿海平原處於背風方向而強度較小外, 大部地區多在 40 與 20 毫米之間。華南大陸在七月份一般比六月為小。

到了八月, 全國各地的降水強度, 尤其是北方內陸, 一般比七月減小, 最大強度區比較七月也分散了。中原的大強度降水區分裂為三個小塊, 強度減至 18 毫米/日以下, 只有江漢平原的強度近於 20 毫米。南海沿岸八月間颱風影響很盛, 所以降水強度還在 20 毫米以上。同理, 台灣的降水強度也在 30 與 20 毫米之間。

圖 4 是全年降水強度的分佈情況。各區域的絕對數字當然都小於夏季各月, 但是相對形勢, 還是和夏季相似的。華南和華北的年降水總量, 相差很大, 但是兩方面降水強度的年平均是相當均一的。這說明年雨量多的華南區域, 各季分配是比較均勻的, 年雨量少的華北區域, 極大部分是集中在夏季, 所以夏季的強度分佈就決定了

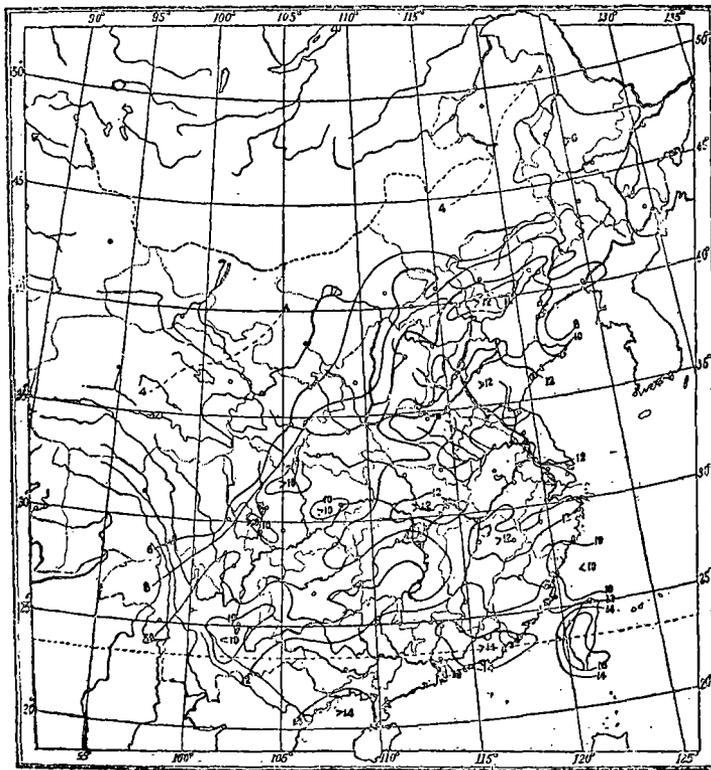


圖 4 全年平均降水強度(毫米/日)

全年的分佈形勢。例如北京和濟南在夏季三個月，各集中了全年 70% 的雨量 and 50% 的雨日；長江以南，只集中了 40% 的雨量 and 30% 的雨日。

## 二. 絕對最大降水強度\*

絕對最大降水強度，就是各地點有紀錄以來，曾有一次最大日降水量（或時降水量）。顯然，這是偶然性很強的現象，紀錄期間越長，數值越大；但是極大數值，出現的機會是極少的。本文收集到全國 393 地方<sup>13,21</sup>的絕對最大降水強度，其中 58 處的紀錄期間不明，紀錄期間在 5 年以下的有 44 處，在 5 至 10 年的有 82 處，最大多數地方的紀錄期間在 11 至 20 年間，有 137 處，此外在 21 至 30 年間的 45 處，31 至 50 年的 22 處，在 50 年以上的只有上海 80 年，重慶 60 年，北京 55 年，福州 52 年和青島 51 年等等 5 處。在這樣廣大的國土上，根據這樣短少的資料，對於偶然性現象，要做出全面肯定的歸納是不可能的。作者在工作進行期中，也曾在某種假定下，想求出絕對最大降水強度的區域性代表數值，結果是失敗的。現在只為建設工作上參考的目的，以自然地理區域作對象，扼要討論絕對最大降水強度的分佈情況，以希在這個區域內做設計時，有所參考。另外再選擇 12 處，紀錄年代比較長的代表性測站，討論各級強度出現的頻率，和某種最大強度出現一次的年限。

1. 淮河流域 大別山以北，伏牛山以東和蘇北平原。共有紀錄 65 處，其中以高郵(27 年)、淮陰(25 年)、蚌埠(20 年)和杞縣(20 年)等為最長，在 10 至 19 年間的有 23 處，其餘均在 10 年以下。65 處絕對值的平均為 151.7 毫米日，出現最多的在 121 至 150 毫米之間。極端最大值是揚州六閘鎮的 436.9 毫米，最小的是固始洪河口的 61.0 毫米日。可見變化的幅度是很大的，以下是各級絕對降水強度出現的次數：

強度等級(毫米,日)	61—90	91—120	121—150	151—180	181—210	211—240	241—270	271—300	300 以上
出現站數	7	13	18	11	9	4	1	1	1
出現站數共計	65								

淮河流域各部分的月平均降水強度（以夏季最大月份為準，下文同此）以上流為最大，蚌埠以西、徐州以北的 34 站平均強度為 23.1 毫米日，中流 21 站平均值只有

\* 因為固定日界的關係，可能一次的暴雨分降於固定日界的兩端。所以這裏所給出絕對最大降水強度可能比實際的要小。——編者註

17.4 毫米日,但到了洪澤湖、高寶湖的周圍,平均強度又增至 20 毫米日。這反映着各區域的地理特徵,和暴雨發生機會的多少,上游平均強度特大,和地形漸高有關,下流平均強度又大於中流,是否由於廣大湖泊面積豐富了空中水汽的小循環所致,尚待研究。

揚州六閘鎮的最大日降水量 436.9 毫米,為祖國大陸上的極端最大值(僅次於香港 534.0 毫米)。查當天東亞天氣圖,一個不太強的颱風中心在珠江口向西移動,同時一個 1026 毫巴的反氣旋中心從蒙古南下,蘇北正在極地大陸氣團,和赤道氣團的交綫地帶,所以在江淮流域,全面下了雷暴雨。這次雨區雖大,但各地降水量一般均在幾十毫米左右,唯有六閘鎮為最大,其次的東台也達 113.4 毫米日。

河南固始洪河口的絕對強度 61.0 毫米是全域最小的,但是那裏四年紀錄的平均強度八月份大到 25.2 毫米日,比蘇北的平均強度都大些(圖 3),這是因為固始位於淮河小支流石槽河灌河交會的平原上,東面長山,南面大伏山,為 200 至 1,000 米的地形所包圍,東南氣流到此有下沉作用,到這裏的熱帶氣團濕度必大為減小,穩定度反見加大,所以絕對強度不大;但北方氣團南下,受到東南方山地壓迫,極易下中等程度的暴雨(20 毫米日以上),所以那裏雨量雨日(八月份 184.2 毫米, 7.3 日)一般比別的地方多,使平均強度特別大了。這種情況,不僅是洪河口一點如此,大伏山以北的淮河主流,都如此(參考圖 2,3),可見夏月降水平均強度大而絕對強度小,是山北平原上的一般特徵。

**2. 黃河下游** 指潼關以下,泰山以北,海河流域以南的一段,不包括山東半島。全境有絕對降水強度紀錄共 19 處,濟南 18 年為最長,在十年以上的共七處,有三處還在 5 年以下。七月份和全年的平均降水強度在最大值區域的範圍以內。各級絕對最大降水強度出現的站數,如下表:

強度等級(毫米,日)	80—100	101—120	121—140	141—160	161—180	181—200
站 數	4	2	4	4	3	2
共 計	19					

出現最多的最大強度在 141—160 毫米日之間,全部紀錄的平均值 136.2,在最多值等級範圍以內。全境絕對最大值是惠民的 197.2(5 年),最小是鄆城的 81.1(3 年)。由此可見和淮河流域比,這裏所出現的絕對強度還相當均勻的。

鄭州在 1932 年 7 月 22 日發生的 170.4 毫米,濟南在 1917 年 7 月 16 日發生的

165.0 毫米，是兩地方的絕對值最大，發生在同一種天氣形勢之下的。這就是副熱帶高壓北移，到日本南部的緯度，大陸上為廣泛的低壓中心所盤踞，海陸間氣壓梯度很大，東南風在 4 級以上。如再有冷空氣南來，則這種天氣形勢至少是造成黃河下游暴雨的基本形勢之一。

3. 山東半島 連兩個海島在內，只有 7 處紀錄，除濰縣外，都在海岸線上。紀錄年代，除威海衛為 11 年最短，濰縣年代不明外，餘均在 40 年以上。青島 51 年最長。這區域平均強度比內陸小些，但是絕對強度却比內陸為大。7 處的平均數為 201.4 毫米日，最多出現值也靠近平均數。7 處紀錄裏以煙台 259.1 毫米日為最大，其次青島 225.4，瑯琊島 221.0，嶗山頭 204.5。濰縣最小，也有 129.0。

4. 河北平原 包括太行山以東，燕山以南，黃河以北的海河流域和冀東平原，海拔在 200 米以下的地區。全境共有 35 處絕對強度紀錄，各級強度出現次數如下表：

強度等級 (毫米,日)	100 以下	101—140	141—180	181—220	221—260	261—300	301—340	341—380	381—420	420 以上
出現站數	1	10	9	7	5	0	2	0	0	1
出現站數 共計	35									

紀錄年代以北京(55 年)，張家店(45 年)，塘沽(31 年)，石家莊(25 年)為最長，有 6 處在 10 年以下。35 處的平均為 180.0 毫米日，出現最多的強度在 101—180 之間。最高值為河北臨洛關的 431.0 (1924 年 7 月 15 日)，最低的是臧家橋的 82.5。如果把太行山前海拔在 200 米在臨洛關 431.0 毫米日，邢台 307.0 和貼近燕山的唐山市 332.5 紀錄剔除，剩下的 32 處內，有 26 處集中在 101—220 毫米日之間，可見相當集中，平均數為 163.0 毫米日。查全年及七、八月的平均強度分佈圖，可知有兩塊地方的平均強度是特別大的，一在太行山東南角的前方，另一在燕山的南前方。全區域的絕對最大強度的最高值，也多集中在這兩塊地區。

臨洛關的 431.0 毫米日，邢台的 307.0，安陽的 264.4，同時發生在 1924 年 7 月 15 日至 16 日之間的。這三地點是平漢線上的三個車站，都位於上述的第一塊強度特大區域，海拔 100 至 200 米。查天氣圖 13 日有一冷高壓在東部西伯利亞入日本海，同時有 742 毫米的颱風上山東半島，24 小時後，轉向而到熱河。在這一過程中，河北平原上許多地方，如良鄉金門關(153.2)，房山張坊鎮(165.0)，宛平(180.0)，深澤(186.2)，通縣(195.9)，義順龔莊(226.5)，廣平(180.0)，衡水(138.9)，濬縣道口(142.0)

都發生了破紀錄的日降水強度。在同一型式的天氣形勢, 1923年8月12至13日安陽在48小時內, 降了449.7毫米的雨量\*, 可見這種天氣形勢(即北方有冷高壓東行, 南方有颱風在黃河流域轉向的天氣形勢), 在華北平原的暴雨預報上是十分重要的。但是為什麼太行山東南角前方特別大呢? 當時天氣圖不可能做出分析的闡明, 按常理推斷, 和下列兩個原因是分不開的: (i) 颱風活動, 誘導着赤道氣團北上, 由於它溫度高濕度大, 對流性不穩定非常強烈, 再加前方地形的約束, 更容易抬升釋放潛熱而發生自動上升, 因而下了傾盆大雨。(ii) 由於山西高原和颱風間氣壓梯度的吸引, 使西北冷氣流奔騰南下, 加強了壓迫由颱風引導而來的氣團的上升運動。

5. 黃河中游 包括黃河包頭、潼關段, 渭水流域和山西高原。這一區域, 是汛期內供給中下游流量的主要地區, 同時也是中下游泥沙的主要取給地。但是資料稀疏, 再加大陸性的強烈, 用日降水強度, 計算土壤沖刷力, 理論上已不夠充分。

包頭間共有最大降水強度8處, 潼關的年代最長亦只19年中, 宜川(陝西)最短6年。8處絕對強度的平均值96.4毫米日, 在90以上, 110以下的有5處。最大是內蒙古薩拉齊137.0, 除包頭最小為43.0外, 餘均在88以上, 可見這個平均值96.4還是有代表性的。

渭水流域只有紀錄8處, 平均95.0, 斜峪關最大130.0, 西安最小61.8, 最多出現值也和平均數相近, 紀錄年代西安最長有21年, 通遠坊最短, 也有14年。

山西高原, 得紀錄12處, 太原23年最長, 10年以下的有4處。強度分佈比較均勻, 最大114.0毫米日, 出現在陽泉; 最小69.0, 出現在高平, 全區平均82.8。

以上三部分最大月的平均降水強度, 都在10毫米日左右, 但是八月反稍大於七月, 所以黃河中下游夏汛期的流量要到八月之後, 才開始下降<sup>[10]</sup>。

像河北平原上的颱風暴雨, 在山西高原還會發生, 例如在陽泉1931年8月27日114.0毫米的暴雨就是如此。但主要的暴雨天氣是發生在副熱帶高壓楔直指山西緯度, 熱帶海洋氣團可以到達西北, 和西北冷流南下經過的時候。

黃河包頭中寧間無絕對強度紀錄, 中寧以上有10處, 以蘭州的71.8為最大, 而華家嶺只25.5, 河西走廊只有4處紀錄, 酒泉28.6最大, 敦煌只4.7。新疆省內, 天山北路又稍稍增大, 一處曾達45.7, 天山南路就變得很小。

6. 東北 全區有23處紀錄, 瀋陽, 齊齊哈爾, 長春三處在40年以上, 30年以上的也有三處, 在10年以下的有二處。全部平均為151.0毫米日, 其中以長白山以東

\* 根據前中央氣象研究所出版“中國之雨量”, 449.7毫米下於8月12日, 但查原始氣候表, 這是兩天的總量。

的安东 281.9, 大兴安嶺东南前方的兴城的 289.6, 錦州的 255.6 和渤海灣內的牛莊 201 为最大。此外地方的绝对最大降水强度介於通化 172.5 和熊岳 63.1 之間, 出現最多的集中在 90 与 150 之間。这一區域的年降水量, 虽比華北平原大些, 但夏月的降水量和强度却反比華北为小, 可見降水集中的程度已小於華北。

在遼河平原上, 夏季颱風仍不失为暴雨的重要因素。例如 1949 年 7 月 25 日兴城的 (289.6 毫米) 的暴雨, 1911 年 8 月 13 日牛莊 (201.9) 和瀋陽 (148.7) 的暴雨, 都是由於颱風影响而來。到了松黑流域, 破紀錄的日降水强度, 由於冷高压的南下顯得重要了。例如 1923 年 8 月 6 日由於 766 毫米冷高压从貝加尔湖南下, 当天在長春下了 107.9 毫米; 1928 年 7 月 28 日, 有一 758 毫米冷高压在貝加尔湖以西, 另一高压也是 758 在日本北海道以东, 松黑平原, 处在兩方气流的輻合帶上, 並有气旋形成, 在瑯瑯还下了 107.2 毫米的水量。

**7. 長江下游** 指南京以下, 杭州灣以北, 不包括苏北的地區。这一區域, 31 处的平均數 139.0 毫米日, 鎮江 254.8 为極大, 金山 71.3 为最小。各級强度出現次數如下表:

强度等級(毫米, 日)	71—90	91—110	111—130	131—150	151—170	171—190	191—210	211—230	231—260
出現站數	4	4	9	3	3	2	4	1	1
出現站數共計	31								

由表中可以看出三分之一以上的绝对强度在 71—130 之間, 全區的平均值, 却在最多出現值之上, 这說明高級值出現次數虽少, 但他們的數量却很大的。值得指出, 夏季月平均强度, 在太湖四周一般較小, 其餘地方較大, 这可能与太湖水面在夏季对气团下層冷却而使穩定的作用分不開的。

本區內, 大於 200 毫米日的绝对最大降水强度基本上發生在颱風的西北象限之內的, 如鎮江 1910 年 8 月 5 日的 254.8 毫米, 洞庭西山 1923 年 8 月 12 日的 200.0 毫米, 上海 1928 年 9 月 16 日的 195.5 毫米等都是如此。其次是發生在冷鋒活動之下, 如崑山 1927 年 6 月 24 日的 216 毫米就是这样的。

**8. 長江中游** 指蕪湖以上, 宜昌以下的長江中游, 包括江漢平原, 洞庭鄱陽兩大盆地, 全年及七、八月份的月平均强度, 在最大强度區以內。本區紀錄共有 11 处, 在 40 年以上的有兩处, 不到 10 年的有 1 处, 11 处绝对最大强度的平均值为 204.9 毫米日。

宜昌的 385.5 和蕪湖的 317.5 為最大，武漢的 219.9 和牯嶺的 222.5 次之。此外各站中，最低的也有 137.8（長沙）。平均講，本區的絕對強度比長江下游及華北平原加大了。

這一區域的大暴雨，主要是由於寒潮或和氣旋的天氣形勢之下出現的。例如岳陽 1911 年 11 月 14 日下降 180.3 毫米，宜昌 1935 年 7 月 5 日下降 385.5 毫米，都是由於強大冷高壓急直南下途中產生的。安慶的 198.5 毫米是由於一連串的梅雨氣旋中出現的。

**9. 四川盆地** 面積廣大，地形複雜，却只有絕對最大強度紀錄 13 處，紀錄年代也參差不齊。宜賓 15 年中發生的 315.8 毫米日為最大，其次是成都的 233.0，再次為重慶的 207.5。最小的如內江 58.8，廣元 79.5，遂寧 82.1，其他都在 100 與 200 毫米之間，全境平均 153.3 毫米日比長江中游小了。

**10. 雲貴高原** 因內陸高地關係，日降水強度一般減小，全境 14 處紀錄的平均數為 93.3 毫米日，高原東坡的銅仁 144.3 毫米日為最大，洱海西岸的大理 47.0 最小，再向西去如騰衝 100.8 又增大。

**11. 東南沿海** 杭州灣以南全部海岸及鄰近島嶼（台灣，海南島除外），26 站內除兩處在 10 年以下，紀錄年代都是相當長的。全線以香港 534.0 毫米日為最大，其次為北魚山的 413.7、牛山島的 363.2、北海的 355.9、石碑山的 310.6 和東犬的 304.8 等，最小的北椗島也有 106.7。總平均為 243.0 毫米日。各級強度出現站數分配如下：

強度等級(毫米,日)	100—150	151—200	201—250	251—300	301—350	351—400	401—450	451—500	501 以上
出現站數	3	7	6	3	2	2	1	1	1
出現站數共計	26								

沿海最大強度之發生，完全是由於颱風作用。華南內陸地區地面遼闊，紀錄寥寥，不作討論。

**12. 台灣** 台灣是全國降水強度最大的地方。全島 199 處紀錄<sup>[11]</sup>中，絕對最大日降水強度大於 500 毫米的有 59 處。其中如阿里山（1164 毫米）、竹崎（1050）、沓起湖（1034）和枯瓦羅斯（1127）等處都在 1,000 毫米日以上。台北在 1897—1946 年間，發生過的 1 小時最大降水為 86.2 毫米，此外的 11 處，在 1942—1946 年間，1 小時降水量在 99.4（恆春）和 40.1（澎佳嶼）之間。

### 三. 最大降水強度的時間变化

各項基本建設工程中,常常需要知道所在地最大降水強度在時間上的变化,要知道它变化的幅度,各級強度出現的頻率,最多出現的降水強度,和在某一年限內,可能發生的最大降水強度等等。現在選擇紀錄年代比較長的,北京、濟南、青島、上海、九江、宜昌、重慶、寧波、溫州、福州、汕頭、香港十二個地方,加以統計分析,結果見圖 5,表 1。

根據表 1,各地方的絕對最大降水強度在時間上的分配,有一共同特性:各地的歷年平均數一律大於中數和眾數,而接近於上四分數的數值。這表示低級強度多見於高級強度,但高級強度的數值可以很大,它超出平均的數值遠大於低級強度低於平均的數值。

各地絕對最大降水強度的眾數,一般在 70 與 90 毫米日之間,只有汕頭 (122.5) 和香港 (190.0) 特別大。

上海、寧波、溫州、福州、汕頭、香港六站,都在東南沿海,颱風經常活動範圍之內,它們的平均眾數、中數、上四分,順序地自北向南加大,反映着颱風暴雨的從北向南增多。溫州、香港的均方差在這個數列中,顯得特大,各級強度分配是比較分散的。在變率項看來,汕頭的變率特別小。

青島在上海以北,紀錄年代比上海短,但是歷年最大降水強度的平均,最大,中數,上四分數,都比上海為大,而下四分數却小於上海,足見使青島降暴雨的因素,除颱風外還有別的因素,所以距平,均方差和變率都比上海大,而眾數和上海一樣,同為 70 毫米日。

北京和濟南同在大平原上,但是表上所列各項數字(除最小數外)都是北京大於濟南。最大降水強度,基本上發生在七月的。同時期的七月平均強度,也是北京大於濟南,可見這個差別不是由於北京 (55 年) 的紀錄年代長於濟南 (31 年),是另有原因的,待以後研究。

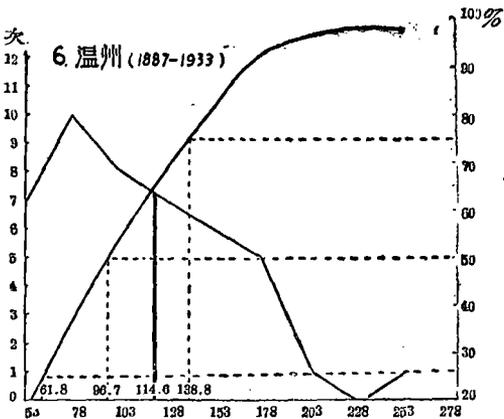
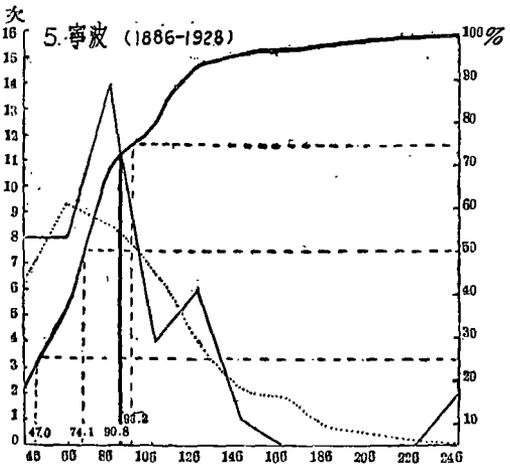
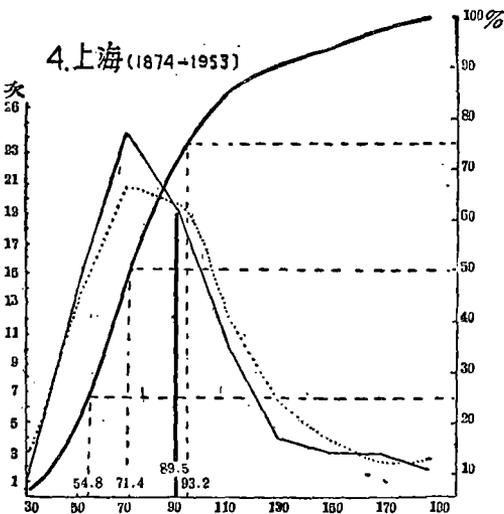
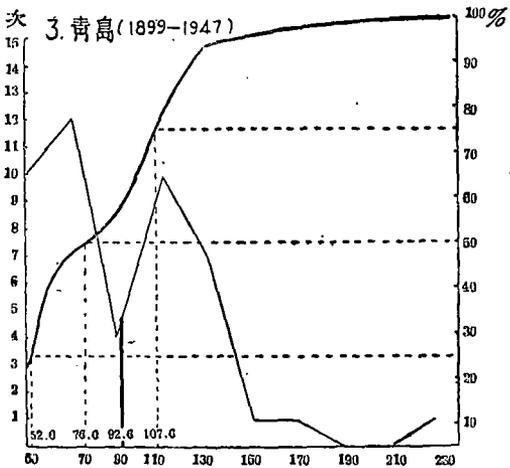
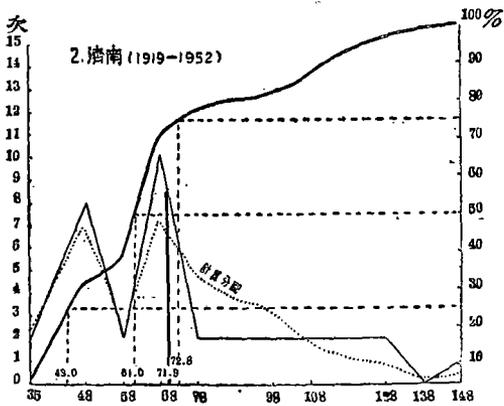
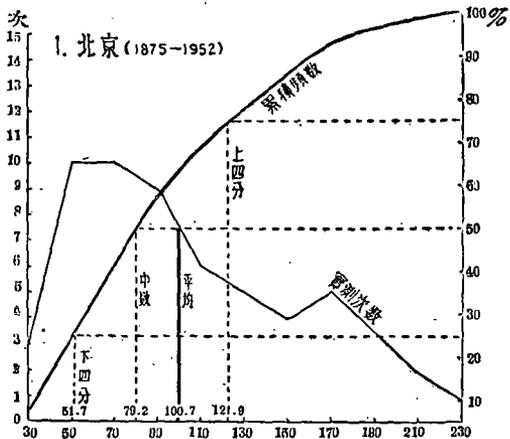
九江代表大別山以南的大湖盆地,宜昌代表江漢平原的西壁,重慶代表川東丘陵地。九江宜昌的強度变化相似,重慶就大有差別。平均、最大、眾數、都是宜昌稍大於九江,同時宜昌的變率也大於九江。重慶平均數在九江宜昌之間,變幅更大,這可能与地形和距海遠近相關聯的。

從圖 5,十二地方降水強度的頻數曲線,顯然不屬於常態分配。其中只有宜昌的平均幾與眾數相合,但中數却偏在平均之下,故亦不可能是常態分配。

表 1 十二测站最大降水强度(毫米日)的分析

	平 均 $\bar{x}$	平 均 距 平   $e$	均 方 差 $\sigma^2$	变 率 $\frac{\sigma}{\bar{x}} \times 100$	最 大	最 小	众 数	下 四 分	中 数	上 四 分	偏 度*	变 异 率 $\frac{s}{M}$	纪 录 期 间
北 京	100.7	39.9	48.0	47.7	224.7	26.9	70.0	51.7	79.2	121.9	0.52	0.87	1875—1952(55)
济 南	71.9	22.1	24.5	34.1	146.9	35.5	67.5	43.0	61.0	72.8	0.18	1.15	1919—1952(31)
青 岛	92.6	30.0	36.7	39.6	225.4	40.8	70.0	52.0	76.0	107.6	0.61	0.82	1899—1947(46)
上 海	89.5	26.1	34.6	38.7	199.9	40.4	70.0	54.8	71.4	93.2	0.56	1.07	1874—1953(80)
宁 波	90.8	30.6	43.2	47.6	241.8	38.1	85.0	47.0	74.1	96.2	0.13	1.28	1886—1928(43)
温 州	114.6	43.4	52.0	45.4	269.2	41.9	77.5	61.8	96.7	138.8	0.71	0.98	1887—1933(46)
福 州	113.7	35.9	48.3	42.5	288.3	47.0	90.0	71.0	89.9	134.0	0.49	1.05	1880—1952(52)
汕 头	128.5	40.3	49.0	38.1	278.4	37.8	122.5	75.5	113.9	145.3	0.12	1.09	1880—1933(54)
香 港	193.3	65.3	92.9	48.1	534.0	67.3	190.0	105.0	151.5	196.2	0.03	1.19	1884—1933(50)
九 江	87.3	22.1	26.7	30.6	149.1	47.0	90.0	60.8	82.9	102.5	-0.10	0.87	1885—1933(49)
宜 昌	92.3	26.1	34.2	37.1	181.6	43.7	92.5	57.1	81.8	102.0	-0.00	1.10	1883—1933(51)
重 慶	89.3	28.8	37.0	41.4	207.5	38.1	70.0	51.8	69.8	100.0	0.52	1.13	1891—1953(60)

\* 根据 K. Pearson 公式, 偏度 =  $\frac{\text{平均-众数}}{\text{均方差}}$



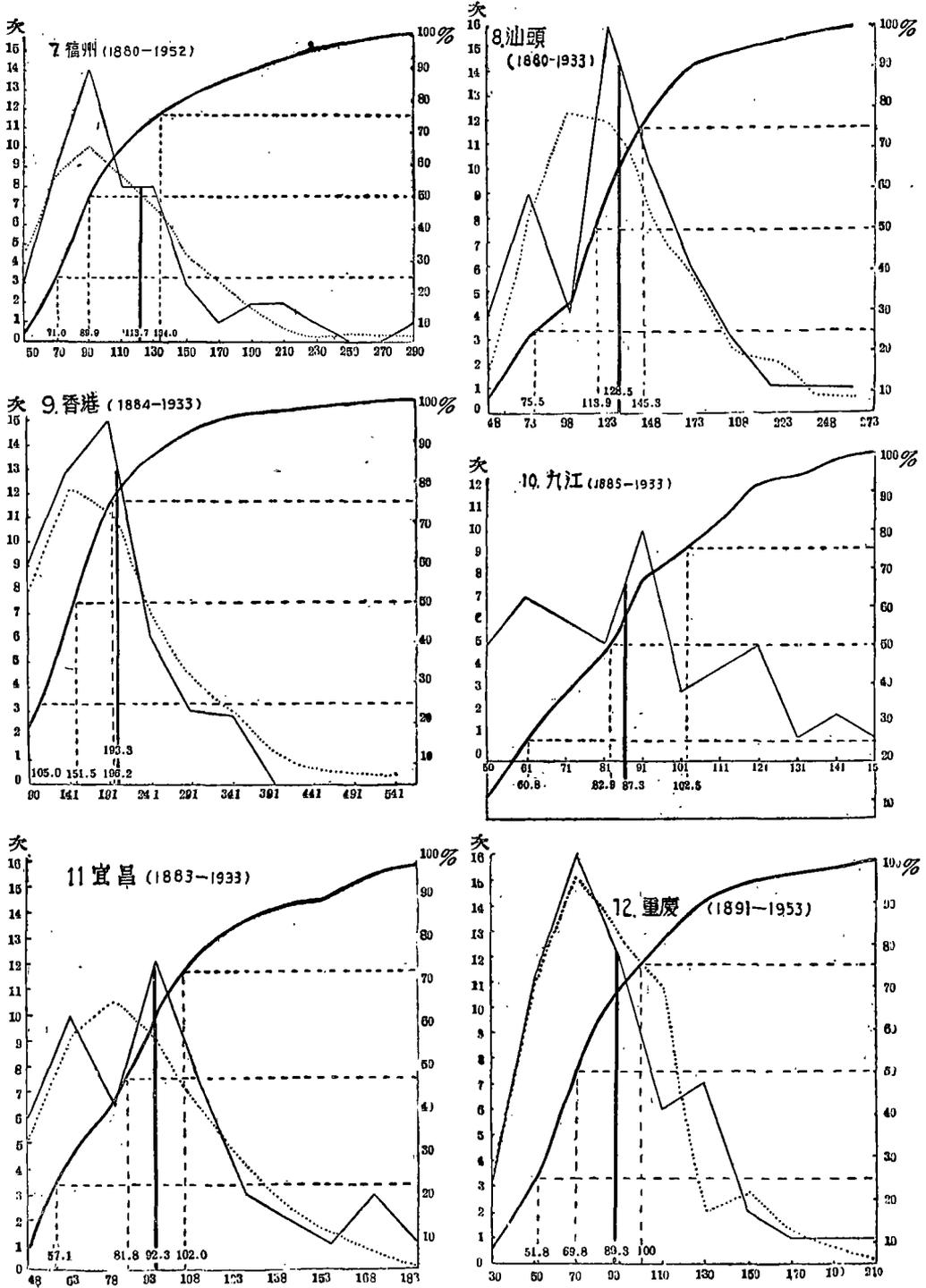


圖 5 12 湖站絕對降水強度的頻率曲線

根培尔 (Gumbel, 1934)<sup>[9]</sup> 公式是分析气候要素極端值的一个比較好的方法。它还經過費拉 (Vialar) 的証明。伯魯克斯 (Brooks) 和卡洛苏斯 (Carru-Thers) 在研究最大日降水量所得的經驗公式, 实际上等於採用了根培尔分配。根培尔公式是:

$$F(u) = \exp(-e^{-y}) \quad (1)$$

式中  $F(u)$  指任何數值  $u$  的左边的分配比例。  $y = a(u - \tilde{u})$ ,  $\tilde{u}$  为分配中的众數。  $y$  亦可轉成平均 ( $\bar{u}$ ) 和均方差 ( $\sigma$ ) 而求得

$$y = 1.283(u - \bar{u})/\sigma + 0.577 \quad (2)$$

$u$  为各級强度的限值。上式也可寫成:

$$y = -\log_e \left[ \log_e \frac{1}{F(u)} \right] \quad (3)$$

应用 (2) 式求到  $y$ , 於是可算出  $F(u)$ 。各級强度  $u$  的理論分配, 就是連續的  $kF(u)$  之間的差數。  $k$  为紀錄年代。

但是, 如果二年最大降水强度的变異 (Variance,  $\mu_1'$ ) 和一年最大降水强度的变異 ( $\mu_1$ ) 的比, 小於 1.00 而大於 0.68, 这种頻數分配, 就不是根培尔分配, 是介於常态分配和根培尔分配之間的性質, 就不可能应用根培尔公式來研究它們的理論分配曲線。从表 1 可見北京、青島、九江、温州四站的降水强度是屬於这一類型的。現应用根培尔式, 統計上海、济南、宜昌、重慶等等八处的理論分配。

表 2 上海最大降水强度的理論分配

$u$	$Y$	$e^{-Y}$	$\log_e 80 - e^{-Y}$	$80 F(u)$	計算分配	实 測
<20					0.1	0
20	-2.002	7.396464	-3.015551	0.05	2.2	1
40	-1.212	3.532479	+0.848434	2.32	12.7	14
60	-0.522	1.673639	+2.707274	14.98	20.4	24
80	+0.218	0.814125	+3.566788	35.38	19.1	19
100	+0.958	0.383659	+3.997254	54.44	11.6	10
120	+1.798	0.183049	+4.197864	66.04	6.2	4
140	+2.438	0.097334	+4.283579	72.26	3.7	3
160	+3.178	0.041670	+4.339243	75.97	2.3	3
180	+3.865	0.020963	+4.359950	78.27	2.4	2
200	+4.658	0.009189	+4.390101	80.66		
$\bar{u} = 89.5$ $\sigma = 34.6$					80.7	80

表中計算的分配與實測分配,步調完全一致。照計算結果,180—200 毫米日的降水強度,80 年內發生 2.4 次,那就是 33 年可以發生 1 次,至 140 毫米日以上的降水強度,80 年中可發生 8.4 次,也就是 10 年可以發生 1 次。

表 3 其他七站最大降水強度的計算分配

濟 南															
強度等級	< 40	— 56	— 61	— 76	— 91	— 106	— 121	— 136	— 141	— 155	共計				
實測分配	2	8	2	10	2	2	2	2	0	1	31				
計算分配	2.9	7.0	2.4	7.2	4.7	3.3	1.7	0.9	0.2	0.4	30.7				
宜 昌															
強度等級	< 40	— 56	— 71	— 86	— 101	— 116	— 131	— 146	— 161	— 176	— 190	共計			
實測分配	0	6	10	6	12	7	3	2	1	3	1	51			
計算分配	1.0	5.0	9.0	10.5	8.9	6.3	4.1	2.5	1.5	0.8	0.14	49.7			
重 慶															
強度等級	< 21	— 41	— 61	— 81	— 101	— 121	— 141	— 161	— 181	— 201	— 220	共計			
實測分配	0	3	11	16	12	6	7	2	1	1	1	60			
計算分配	0.2	3.0	10.7	15.1	12.9	10.9	2.0	2.8	1.2	0.6	0.1	59.5			
寧 波															
強度等級	< 35	— 55	— 75	— 95	— 115	— 135	— 155	— 175	— 195	— 215	— 235	— 255	共計		
實測分配	0	8	8	14	4	6	1	0	0	0	0	2	43		
計算分配	2.4	6.4	9.2	8.4	6.7	4.1	2.1	1.9	0.8	0.5	0.3	0.1	42.9		
福 州															
強度等級	< 41	— 61	— 81	— 101	— 121	— 141	— 161	— 181	— 201	— 221	— 241	— 261	— 281	— 300	共計
實測分配	0	3	9	14	8	8	3	1	2	2	1	0	0	152	52
計算分配	1.2	4.5	8.7	10.1	8.7	7.1	4.5	2.9	1.7	0.6	1.1	0.4	0.2	0.2	51.9
汕 頭															
強度等級	< 35	— 61	— 86	— 111	— 136	— 161	— 180	— 211	— 236	— 261	— 285	共計			
實測分配	0	4	9	4	16	10	6	0	3	1	1	54			
計算分配	0.1	1.8	7.6	12.3	11.9	8.1	5.7	2.6	2.1	0.7	0.6	53.5			
香 港															
強度等級	< 65	— 115	— 165	— 215	— 265	— 315	— 365	— 415	— 465	— 515	— 565	共計			
實測分配	0	9	13	15	6	3	2	0	0	0	2	50			
計算分配	1.9	8.0	12.2	11.3	7.1	4.3	2.8	1.2	0.6	0.4	0.2	50			

从其他七站的计算可以看出,除宜昌一地外,计算的分配基本上和实测分配是一致的,按此,可以推测各站某级强度以上降水发生一次的年限,如表 4。

表 4 某种强度以上的降水发生一次的年数

	强度下限	年限	强度下限	年限	强度下限	年限	强度下限	年限
济 南	106	9.6	141	77				
上 海	100	3.1	160	17				
寧 波	115	4.4	155	12	195	48	235	430
福 州	101	1.9	201	21				
汕 头	111	1.7	161	5	211	16	261	89
香 港	115	1.2	215	3	415	42		
宜 昌	101	3.2	161	53				
重 慶	101	3.4	161	31	201	60		

从表 4, 发生 100 毫米日降水的年限, 济南需要 10 年才发生一次, 香港 1 年即发生一次; 发生 150 毫米日的降水强度, 济南 77 年才有一次, 汕头只要 4—5 年就有一次。香港在 3 年中即发生 215 毫米以上的强度一次。其他地方依次增减, 均极合理。值得指出的, 宜昌和重慶, 发生 100 毫米日以上的强度年限相同, 但 161 毫米日以上的强度, 重慶所需年限反少于宜昌, 表示 161 以上的高级强度降水, 重慶比宜昌反易于发生。这是还得研究的问题。

另外四处的降水强度分配, 介於常态分配和根培尔分配之间的性质, 可应用白利西列 (Barricelli) 方法, 计算各地方一定年限最大强度的平均值\*和众数。白利西列所用公式为:

$$\text{極值平均: } (u_n - \bar{u}) / \sigma = (1.8 - 2.5\lambda_2) \log n + 2\lambda_2$$

$$\text{極值众数: } (u'_n - \bar{u}) / \sigma = (1.8 - 2.5\lambda_2) \log n + 2.5\lambda_2 - 0.45$$

式内  $u_n$  为  $n$  年極端最大强度的平均,  $u'_n$  为  $n$  年極端最大强度的众数。 $\bar{u}$  为纪录年代最大强度平均,  $\lambda_2 = 1 - \frac{\mu'_1}{\mu_1}$  结果如表 5。

\* 例如  $n = 10$ , 10 年最大强度平均, 即:

$$u_1, u_2, \dots, u_{10}; u_2, u_3, \dots, u_{11}; u_3, u_4, \dots, u_{12}; \dots$$

$$\dots \dots \dots u_m, u_{m+1}, \dots, u_{m+9}$$

上面有  $m$  组 10 年最大降水强度, 可取得  $m$  个極值, 从  $m$  个極值求平均, 即为  $u_n$ , 在此即  $u_{10}$  众数的意义类似。

表 5 4 測站在一定年限的極端强度平均  $u_n$  和众數  $u_n'$ 

年 限		2	10	30	50	100	150	200	紀 錄 年 限		紀 錄 最 高
									年	毫 米 日	
北 京	$u_n$	134.3	184.2	217.8	233.7	254.8	267.7	275.9	55	236.5	224.7
	$u_n'$	116.0	165.5	151.5	215.1	236.3	249.1	257.6	55	217.9	
青 島	$u_n$	116.1	157.2	185.5	198.3	215.9	226.6	233.5	46	196.1	225.4
	$u_n'$	101.0	142.1	170.4	183.3	200.9	211.5	218.5	46	181.1	
九 江	$u_n$	106.0	133.8	152.5	161.3	173.0	180.2	184.8	49	180.7	149.7
	$u_n'$	95.8	114.8	142.3	151.1	162.9	170.1	174.6	49	150.6	
溫 州	$u_n$	144.2	207.7	251.4	271.6	298.7	315.3	326.2	46	268.0	269.2
	$u_n'$	121.4	184.8	228.5	248.8	275.8	292.4	305.4	46	245.1	

#### 四. 總 結

从上文的討論中,可以反映出以下的區域特徵:

1. 距海愈远,平均强度和絕對强度都愈小;但是沿海和島嶼,年雨量和平均强度比較小,而絕對强度却可很大。
2. 北方高地的夏季迎風坡前面,都出現特別大的降水强度。
3. 山地以北的平原上,平均强度大的,而絕對强度是小的。
4. 各地區的大强度降水,依地理环境的不同,而發生在某一定的天气形势之下。
5. 我們已应用統計方法,計算出某些地點降水强度的理論分配,也找出那些地點在一定年限內,可能發生的最大强度等等。

以上的初步結論,都是根据以日為單位的降水量求出來的。在大規模的結構工程上,也許有參考價值,但是在土壤冲刷,水土保持等問題<sup>[1]</sup>,要根据水流速度來計算冲刷力,那就需更短時間單位的降水强度。在大陸性極端强烈的,土壤結構特別疏松的黃土高原,日降水强度更少意义。为着研究这些問題,我們需要大量設置自記雨量計的觀測,以便得到 1 小時和 10 分鐘的降水量。

致謝: 本文進行中,承高由禱同志代為收集了不少資料,徐尔灝、黃士松兩同志提供意見,閔乃傑、王企玉兩同志代任統計,一併致謝。

1955 年 7 月

#### 參 考 文 獻

- [1] 朱炳海,从降水相对係數觀察到的幾點事实。气象學報,竺壽紀念刊,1949 年 5 月。

- [2] 前中央气象研究所, 中國之雨量, 1935 年 9 月。
- [3] 中央气象局: 中國降水資料, 1954。各地方的气象資料 1954, 1955。
- [4] 徐長恕, 黃士松: 中國夏季風之進退。气象學報 18 卷 1944。
- [5] 中央气象局, 中國气候圖(上集), 1953 年 3 月。
- [6] 盧 鑒, 中國气候圖集, 1946。
- [7] 陶詩言, 中國近地面層大气之运行。气象學報, 竺壽紀念刊, 1949 年 5 月。
- [8] 朱炳海, 中國鋒的消長与气旋。气象叢刊, 2 卷 2 号, 1945 年 6 月。
- [9] C.E.P. Brooks, & N. Carruthers, Handbook of Statistical Methods in Meteorology. pp. 131—133, 1953。
- [10] 張含英, 黄河志水文篇, 第 11 頁, 1936。
- [11] 陈正祥, 台灣農業气候第 18—19 頁, 1948, 台大研究報告。
- [12] B. A. 保得洛夫, 森林改良土壤学, 第三分冊, 第 24 頁。

---

## AN ANALYSIS OF SUMMER RAINFALL INTENSITY IN CHINA

CHU PIN-HAI

(*Nanking University*)

### ABSTRACT

The analysis of summer rainfall intensity in China is carried on for the purpose of practical application of climatic data to the natural resources development. It contains three main parts: 1) a brief survey of the distribution of mean intensity of rain in summer months; 2) an investigation of the record maxima of rainfall intensity at different stations in respective geographical regions; 3) a statistical analysis of the time variations of yearly maximum intensities at 12 representative stations and a calculation of expected values of daily rainfall intensity for different ranges of time period.