

變向移動性暴雨之 模式流域逕流試驗研究

劉長齡* 鄭德淵*

摘 要

流域逕流方面知識之獲得，於資源規劃管理日益重要之今日已更見迫切，縱有若干學者致力於逕流理論研究，惟至今仍無法依簡單方式以述明之。

近數十年來，水文學家乃就研究目標之不同，而對大自然流域特性予以簡化（Geometric Simplifications），於實驗室中進行各項自然界流域特性之探討，由於流域適度簡化而獲得誤差值甚微之成果，乃使模式流域試驗成爲熱門之研究課題。

本文使用四種簡單模式流域，於相同之面積、河川級序、流域坡度等等同情況下，以七種不同方向之暴雨，四種不同行進速度，實驗獲得其逕流歷線。

試驗於國立成功大學河川試驗室展開，計進行 500 次實驗，其結果顯示：下游向之任何模式暴雨，當其進行速度與逕流速度相當時，將有甚大之洪水產生，尤其於規則而對稱之流域，此洪水到達與離去，彷彿驚鴻，瞬刻無影；不規則流域、慢行進之暴雨、與主流不同向之進行，皆將使洪峯量緩和或延遲，似如潺流，綿延不絕。

密實係數與流域逕流有直接之關係，惟對於變向移動性暴雨，因累積降雨量之不同，乃使其關係暗淡化。

逕流理論雖已急速發展，惟由於甚多因子不明朗乃與實際有段差距。本文所作探討，限於實驗設備，尙無法作充分配合，欲究其間關係，則有待進一步之研究。

一、緒 論

由於在水資源工程規劃上及運營管理上之需要，吾人頗欲獲得流域逕流方面的知識。所確信者：流域上暴雨所引起之地面逕流依暴雨之水文特性及流域之物理性質而變。縱然已有若干學者以一次薄流（One dimensional sheet flow）之運動方程式以處理地面逕流，惟對於包含邊界及起始條件之三元流問題仍感困難。吾儕甚難期望移動暴雨在地表逕流上係屬線性者，亦不易以任何簡單之方式以描述進出水量。

移動暴雨下，由於進出水量之時間空間分佈，流域之地面逕流其物理現象乃不同於固定暴雨者。

* 成功大學水利系教授兼主任

** 成功大學水利系助教

當暴雨降臨，雨滴開始降落於乾地表，滲入達到飽和後，水乃逐漸聚積。最初因數量少而表面張力等顯著，水雖聚集而不發生流動，當表面張力不再克服重力及沿著地面坡向之雨滴衝擊力時，水流斯乃產生。

一旦水流開始進行，水流阻力亦隨之發展，其與流體之黏性、表面張力、地表粗糙度、水流之非均勻性及不穩定性有關。易言之：某點之水流乃為福祿數 (Froude number) 韋伯數 (Weber number) 雷諾數 (Reynold number) 及相對粗糙度 (Relative roughness) 之函數。

移動暴雨經過之面積，水流特性將因雨滴之干擾而更趨複雜。雨滴不惟引入質量，且攜帶了動量及能量。當某一雨滴掉落水面，垂直之動量促成水面的變形，而其能量則為水體吸收，復以下列形式出現：(1)大部份因於流體中運動，乃恢復了自由水面之平衡，而以熱能形式消失。(2)小部份則因增加水之深度，而以位能方式儲存於水體。

雨滴對於流體之衝擊不僅產生對水流的波阻 (Wave resistance)，且因改變了流速比降 (Velocity gradient) 而導致了粘性阻力 (Viscous resistance) 之變化。明顯的，若雨滴之垂直進入動量甚大於沿著水流方向之動量時，則雨滴對水流阻力之影響乃屬可觀者；若雨滴動量甚小於水流動量，其影響則微不足道。換言之，雨滴之影響在淺水中較在深水中為重要，水流深度愈大，阻力增加愈小。

茲考慮一與主流同向、定速行進之暴雨，當其進入上游端，而表面張力不再阻止逕流之產生時，水流則開始往下游移動。出水口之逕流可能為上游雨滴之聚積行進而得，亦可能為移動暴雨降落地面，瞬間到達出水口而得，乃視暴雨行進速度而定。

假定暴雨移動之速度大於逕流速度，則較早獲得之水流乃陣雨於下游區者。當水流自上游慢慢匯集時，則逕流隨之增加，設降雨為均布，而延時甚長，則將到達一穩定平衡之流量。

若暴雨移動甚緩，則上游下降之雨將較暴雨早到出水口，水流之前端乃不受暴雨雨滴之衝擊；同時由於暴雨涵蓋整個流域費時較長，則自降雨開始至達到平衡之流量乃需較長的時間。

暴雨強度大，則逕流量高，且逕流到達時間快，惟其關係不若移動速度之明顯。易言之：低強度之暴雨，多數之雨滴乃用以濕潤地表，水流之雷諾值與韋伯值較低，雨滴之下降給予水流騷擾，因之自上游至出水口之流動費時較長。

降雨期若較暴雨行經全流域之時間為短時，則無法觀測出到達平衡之穩定流量。至於下游間之短延時均勻強度暴雨，由於入水量時間之延長分布，流域上的水流多含低雷諾值、韋伯值與高水流阻力，在降雨後階段，存蓄於流域地表之水將被釋放出。同時可顯見者，慢移動暴雨之整個逕流時較快移動暴雨者為長，而其高峯逕流量則不若後者之大，且發生較遲。

當暴雨停止或減弱，雖逕流高峯發生，而雨滴對流域水流之剩餘影響仍不可忽略。至於慢移動暴雨，當其緩緩停止時，雨滴對水流影響將更持久些；惟在足夠時間後，逕流則依流域的物理特性與容蓄情況而定，與暴雨之移動速度、強度、延時等無直接關係。

由上所知，流域上暴雨所引起之地面逕流依暴雨之水文特性及流域的物理特性而變；降雨與逕流的時空分布則依暴雨之移動情況而定。自 1961 年起，即有甚多學者致力於移動暴雨與地面逕流之關係：在一項降水、逕流之非線性關係及系統分析之研究中，Amorocho 及 Orbob 於實驗室內，以上游向及下游向之暴雨實驗，獲得了“暴雨移動影響逕流歷線特性”的結果；Maksimov 則使用數值法演算對於暴雨移動造成的最大逕流變化值；Marcus 證實了暴雨移動對地面逕流歷線形狀之重要性；而 Hill 則以動力波理論，獲得了移動暴雨對逕流之效應的有系統表示法。

昔日某些實驗室研究對於移動暴雨在天然地表逕流歷線造成的影響，提供了甚多的資料，近日實驗室技術上的發展則使簡化的模式流域試驗變為可能。

本文之研究即使用四個相同面積，不同形狀的簡單模式流域，在不同的暴雨強度、延時、坡度、暴雨範圍、行進速度下，分別以七種行進方向，對逕流加以研究，企圖獲得其間之相互關係。

【3-2】試驗結果

本文試驗計分三部份，第一部份為使用長形流域，選取三種雨量強度 (4.68×10^{-3} , 5.82×10^{-3} 及 $7.23 \times 10^{-3} \text{cm/sec}$)，三種降雨延時 (20sec, 30sec, 40sec)，三種比降 (2.82%, 4%, 6.24%)，使暴雨以 6.5cm/sec 沿主流方向自上游往下游移動共得 27 種逕流累積歷線圖形；第二部份為使用四種模式流域，以七種方向，五種行進速率進行實驗，共得 140 種累積歷線；第三部份為使用長形流域，以四種暴雨行進速率，二種方向四種暴雨寬度進行實驗，共得 32 種累積歷線；此外並進行旋轉性、間歇性暴雨試驗，計本文獲 255 種歷線，五百餘次試驗，自 66 年 10 月至 67 年 2 月，假成大水利系水文河川試驗室進行。

【3-2.1】強度、延時、比降與逕流之關係

影響逕流之因素，以自然界言，可分氣象因素及流域因素；氣象因素則含降水種類、降雨強度、降雨延時、雨量分佈、蒸發等等，而與本實驗有關者有降雨強度，延時及流域因素中之比降。自然界之降雨強度若大於入滲容量，則將產生逕流，否則即被土壤吸收。故降雨若於短時間落下，則必發生甚大之逕流量；若於長時間緩緩降下，則逕流量必小。在模式流域上，因無入滲容量因子，故逕流量與降雨強度乃成正比之關係。

當降雨均勻分布時，降雨延時對逕流之影響乃決定於集流時間，若降雨延時大於或等於集流時間（指雨滴降落於地面，流至河川，再流至出水口所需之時間），則整個流域之雨量均能於同一時間達於出水口，使逕流量達到最大；當降雨延時小於集流時間，則最遠處之雨水流至出水口時，雨已停止，僅有部份之水匯集於出水口，故逕流量小。在本次實驗，由於集流時間略等於 30sec，故 30sec 之逕流歷線尖峯大於 20sec 者，而 40sec 之歷線則略大於 30sec 者，在尖峯後乃保持該值數秒而後始下降，此乃達到平衡之逕流值之故。

比降改變，造成集流時間之變化，故逕流之上升曲線與下降曲線較陡。值得注意者，在使用第一種雨量強度，第二種延時，第一種比降 ($4.68 \times 10^{-3} \text{cm/sec}$, 30sec, 2.82%) 獲得之逕流歷線屬一單峯形狀，而改變比降為 6.24%，則形成一緩升之逕流歷線。究其原因，當比降改變，則雨滴降於流域平均以 6.5cm/sec 之速度往出水口移動，當暴雨未達出水口，水流已經到達，且慢慢上升而達尖峯。

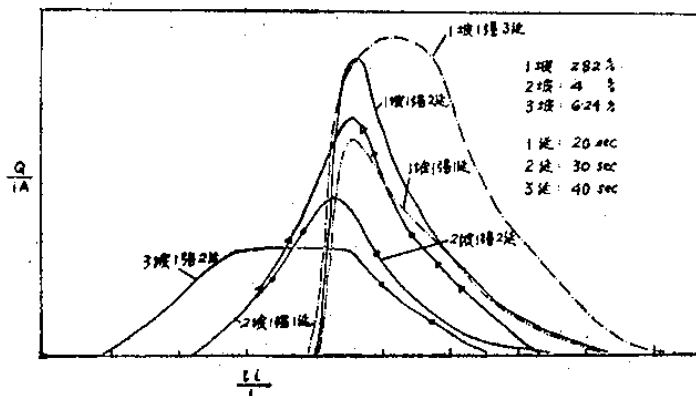


圖-15 不同延時比降之逕流歷線

【3-2.2】不同的暴雨行進速率與水流速比在不同方向之各種形狀的模式流域之逕流分析

長形流域，當暴雨行進速率與水流速相同時，設由上游往下游向之沿主流方向的暴雨，在暴雨抵出水口時，河川之逕流同時到達，故將引起一突然之上升段；暴雨抵出水口後即停止降雨，逕流達至尖峯，其後距河川較遠之地表逕流依次抵達，乃造成一平緩之退水肢。

由下游往上游之與主流同向的暴雨，由於開始降雨，雨滴立即匯流通過出水口，故逕流之到來乃緊隨暴雨來臨之後，其間之短暫稽延時間則為地表給予之阻力與出水口至集水器距離所引起者。當暴雨逐漸往上游移動，逕流亦隨之增加，因暴雨行進速率與水流速相同，流域之逕流受雨滴之衝擊亦與沿主流之下游向者相同，惟下游向之高峯逕流較大，阻力較小，故退水時間較上游向者為短，即上游向之退水曲線較緩。

垂直於主流向之暴雨，當其行進逐漸接近主流時，亦與沿主流之下游向之情況類似，其相異處乃為暴雨抵達主流時逕流未能立刻產生，此因下游地區無支流存在，雨滴於流域上受地表各種阻力及雨滴衝擊之影響，其形成之漫地流稍遲到達河川，故逕流產生期略後，其後逕流逐漸快速上升，惟其上升程度不若下游向者激烈，因上游地區即使較早接收降雨，其仍需行經一長距離始達出水口。當暴雨越過主流，則復與上游向者類似，逕流不但因上游地區水流慢慢到達而增加，且由越過主流後之類似上游向情況者增加逕流量，故歷線不斷上升，直至暴雨停止，而造成與前者相同之退水肢。

當暴雨由 30° 、 60° 之方向前進，其逕流歷線形狀乃介於下游向與垂直主流向之間； 120° 、 150° 方向之暴雨則介於垂直主流向與上游向之間，惟因其斜向行進，流域接受暴雨之累積面積較少，總逕流量較小。

圓形流域，在暴雨行進速率與水流速相同時，因自各種方向進行，其所經過之面積相等，故逕流總量一致；惟因河川分布之關係，乃造成尖峯到達時刻及歷線形狀之不同。

上游向之暴雨，其上漲肢上漲程度較長形流域為快而均勻，高峯不及長形流域者，且其退水肢延時較長形流域為短，乃因最遠點至出水口之距較長形為短之故。

下游向之暴雨在到達出水口時，迅速升上高峯，隨即下降，其退水肢延時亦較長形者為短。至於其他數個方向之暴雨，亦與長形流域有類似的結果，惟因流域中心即圓之中心，其彼此間之歷線略為相似。

半圓形流域，半徑為 82 公分，在下游向之等速行進暴雨甚快到達出水口，即其尖峯時刻較長形為快，同時亦因流域各點水流皆以等距離往出水口移動，故上游向之暴雨，當行進至上游時將產生高峯值，隨後立刻下降，故其下降肢甚陡，而延時甚短。

三角形流域長 214cm，最寬部份 107cm，暴雨上游向行進時，逕流增加率緩和，尖峯時刻費時較久始到達；垂直主流向之暴雨對逕流之影響不及其他形狀之流域，乃因出水口附近之流域面積少，初始逕流並無上游部份參與，且當暴雨通過整個流域而停止下雨時，上游之雨仍未到達出水口，故其高峯值不大。

當暴雨行進速率較平均水流速為慢時，對於長形流域之下游向暴雨，當暴雨未達出水口，水流已經先行抵達，故逕流高峯與其他向相較，不若前者明顯，其高峯到達時刻亦將延後。（在相同暴雨強度下，流域的水流平均速度約略相同，故在此乃指暴雨速率變慢）至於退水時間則因逕流深較小而稍略延長；上游向之暴雨，逕流發生時間稍遲，延時則因暴雨行進全流域之時間增長而加大，逕流總量增多；垂直主流向之暴雨及其他各角度者亦有相同之反應：逕流總量增多、延時加長、逕流高峯上升（下游向者除外）。其他形狀流域亦同。

當暴雨行進速率較快於平均水流速率時，則有相反之情況：逕流總量減少（暴雨在流域上之降雨時間縮短之故）、各方向之歷線接近（尤其是下游向之歷線已無甚突出之尖峯發生）、高峯減小。

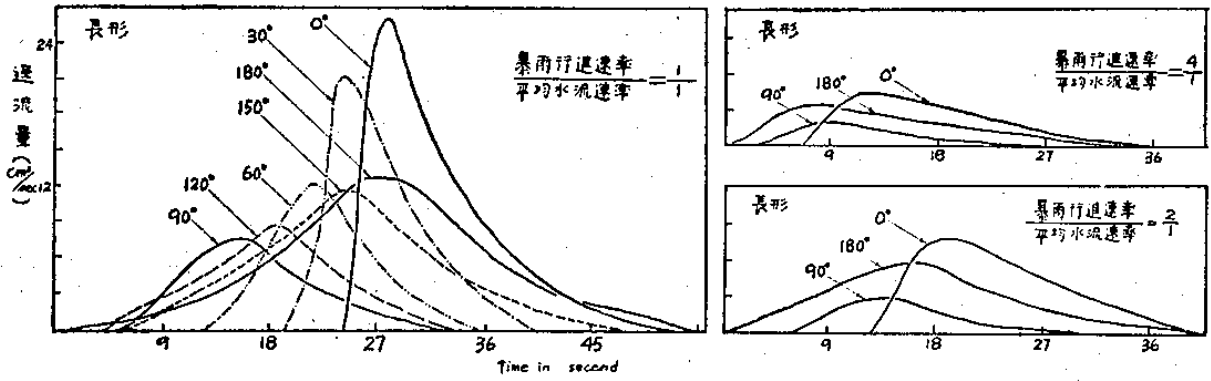
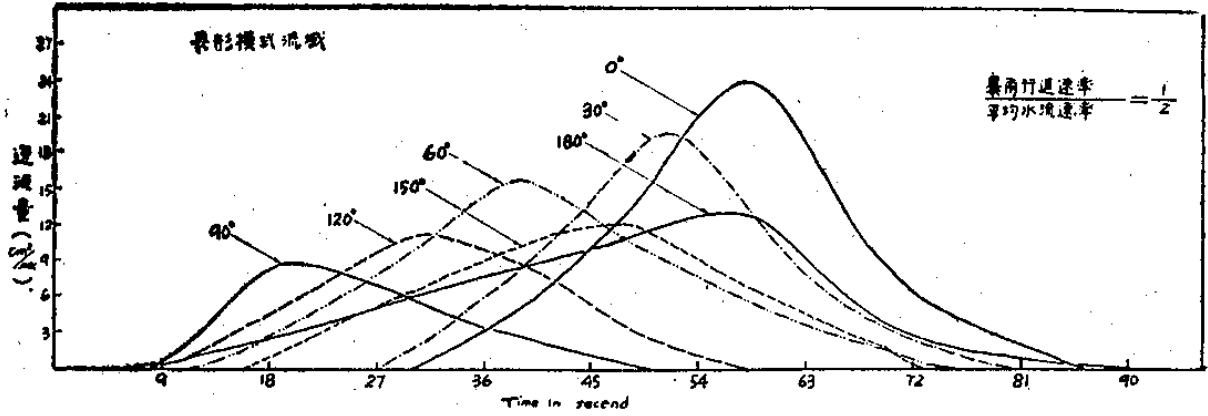


圖-16 長形流域不同暴雨行進速率下，各方向之逕流歷線

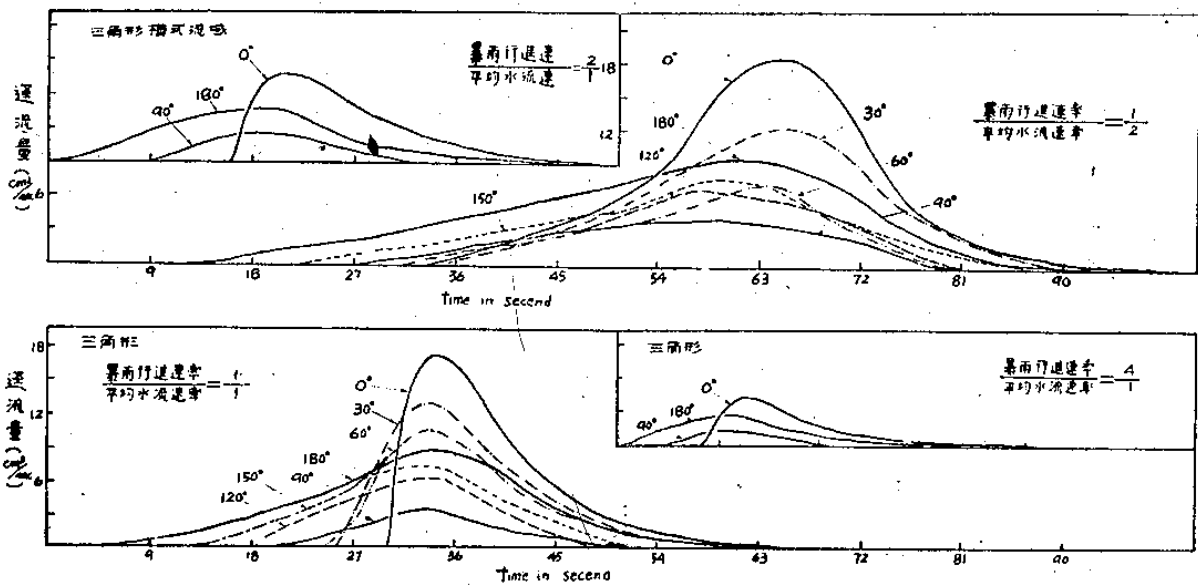


圖-17 三角形流域不同暴雨行進速率下各方向之逕流歷線

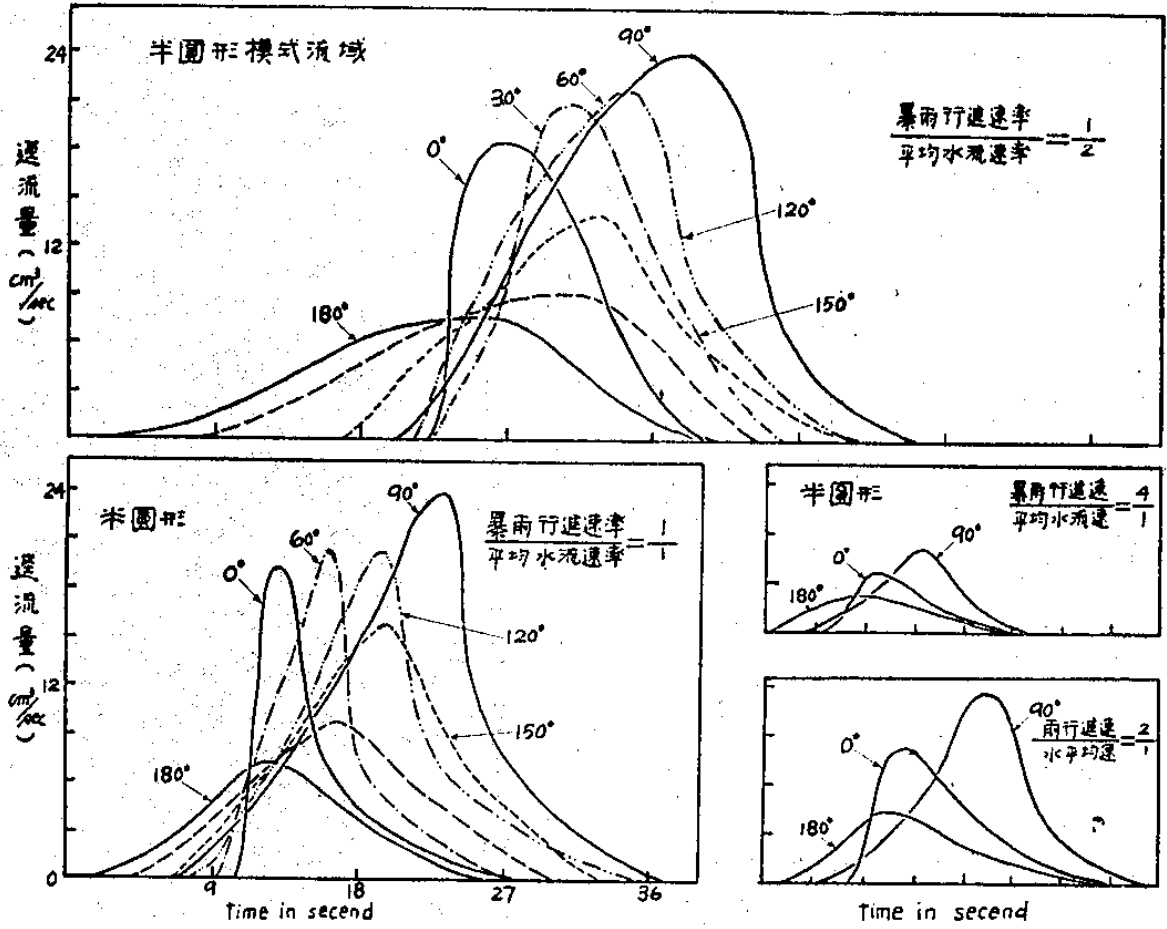


圖-18 半圓形流域不同暴雨行進速率下各方向之逕流歷線

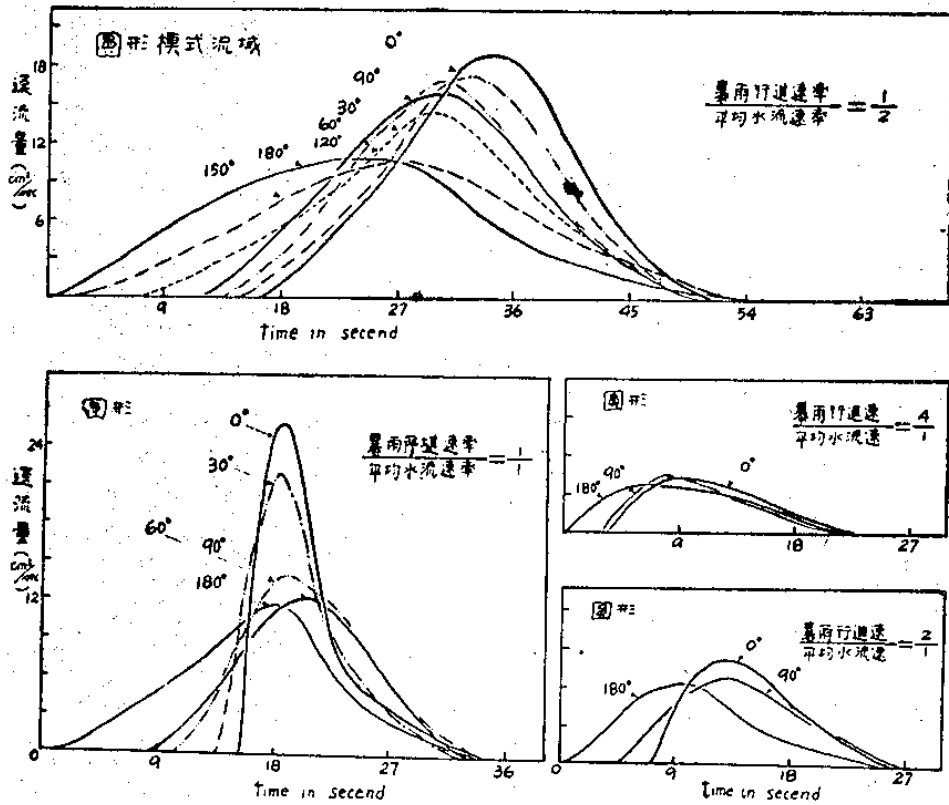


圖-19 圓形流域不同暴雨行進速率下各方向之逕流歷線

【3-2.3】相同暴雨行進速率下逕流總量之推估

上節圖中指示出相同的暴雨行進速率在相同面積而不同形狀流域下，歷線所包含之面積不盡相同，而在同一形狀流域亦不完全一樣。本文即以數學方法求出其理論之逕流總量，而與實驗數據相比較。

茲考慮暴雨由上游往下游向之情況：暴雨移動速率 v ，降雨強度 i ，長形流域寬度 B ，流域上各點之降雨分佈為線性關係，則在 t 時間，暴雨到達之處，該點所獲得之累積雨量。

$$V(t) = \int dv = \int_0^t iB(t-t_1)v dt_1 = iBv \left(tt_1 - \frac{t_1^2}{2} \right) \Big|_0^t \\ = \frac{1}{2} iBvt^2$$

設暴雨強度 $4.68 \times 10^{-3} \text{ cm/sec}$ ，行進速率 6.5 cm/sec ，寬 68 cm 暴雨通過流域需 27.7 sec 則理論之逕流總量

$$V(t) = \frac{1}{2} \times 4.68 \times 10^{-3} \times 68 \times 6.5 \times 27.7^2 = 793.6 \text{ (cm}^3\text{)}$$

相同的情況，三角形流域長 $\ell = 214 \text{ cm}$ ，暴雨通過流域需時 33 sec ，累積雨量

$$V(t) = \int dv = \int_0^t iB(t-t_1)v dt_1 = \frac{1}{2} \int_0^t i v t (\ell - vt) dt_1 \\ = \frac{1}{4} i v t^2 \ell - \frac{1}{8} i v^2 t^3 \\ = \frac{1}{4} \times 4.68 \times 10^{-3} \times 214 \times 6.5 \times 33^2 - \frac{1}{8} \times 4.68 \\ \times 10^{-3} \times 6.5^2 \times 33^3 \\ = 586 \text{ (cm}^3\text{)}$$

對於圓形流域

$$dV = iAdt_1 \quad V(t) = \int_0^t iAdt_1$$

$$\theta = \cos^{-1} \left(1 - \frac{vt_1}{r} \right) \quad \cos \theta = 1 - \frac{vt}{r}, \quad -\sin \theta d\theta = -\frac{v}{r} dt$$

$$V(t) = \int_0^{\pi} i (r^2 \theta - r \cos \theta \cdot r \sin \theta) \cdot \frac{r}{v} \sin \theta d\theta = \frac{i \pi r^3}{v}$$

$$i = 4.68 \times 10^{-3}, \quad r = 58 \text{ cm}, \quad t = 17 \text{ sec}, \quad v = 6.5 \text{ cm/sec}$$

$$\text{則 } V(t) = 441 \text{ (cm}^3\text{)}$$

半圓形流域

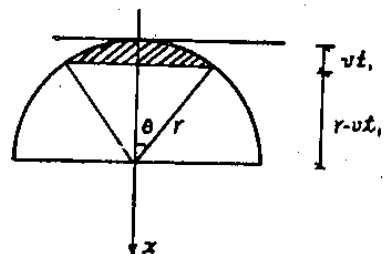
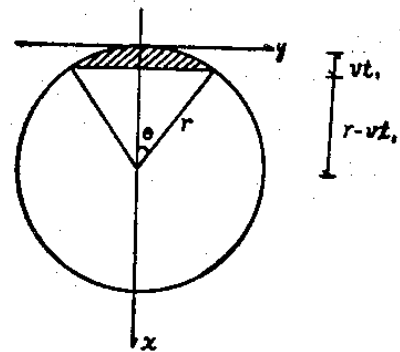
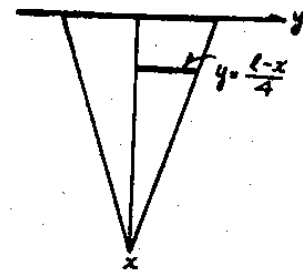
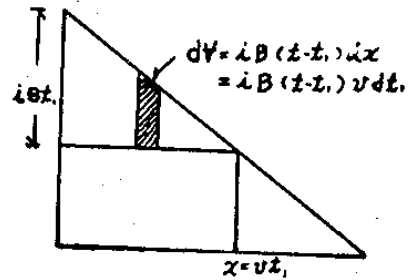
$$V(t) = \int_0^{\frac{\pi}{2}} i (r^2 \theta - r \cos \theta \cdot r \sin \theta) \cdot \frac{r}{v} \sin \theta d\theta = \frac{2}{3} \cdot \frac{i r^3}{v}$$

$$v = 4.68 \times 10^{-3}, \quad r = 82, \quad t = 12.7 \text{ sec}, \quad v = 6.5 \text{ cm/sec}$$

$$\text{則 } V(t) = 264 \text{ (cm}^3\text{)}$$

實際由記錄器所獲得之資料，長形流域為 728 cm^3 （誤差約 8.5%）；三角形流域為 550 cm^3 （誤差約 6%）；圓形流域為 520 cm^3 （誤差約 17%）；半圓形流域為 304 cm^3 （誤差約 15%）誤差產生之原因可能為行進速度之不均勻與暴雨行經全程時間誤差或操作上所引起者。

由以上所導出式可知：累積雨量為時間的函數，即與行進速度有關，當方向改變則 B 值亦為時間的函數，故在長形流域之下游向與上游向累積雨量應相同，而其他方向則不盡相同，其間差距可在圖中看出。茲舉 90° 向為例：其累積雨量。



長形流域 $\frac{1}{2}i\beta ut^2 = \frac{1}{2} \times 4.68 \times 10^{-3} \times 170 \times 6.5 \times 10.5^2 = 260 \text{ (cm}^3\text{)}$ 約僅為上下游間之三分之一量。

圓形流域 $V(t) = \frac{i\pi r^2}{\beta} = 441$ 由於圓形對圓心對稱故任何方向之暴雨不影響累積雨量值。

半圓形流域 $V(t) = \frac{1}{2} \int_0^\pi i (r^2\theta - r\cos\theta \cdot r\sin\theta) \frac{r}{\beta} \sin\theta d\theta = 6.23 \text{ (cm}^3\text{)}$ 乃為上下游間之 2.3 倍。亦與三角形或長形者較為接近。

三角形流域 $V(t) = \int_0^t i\beta t \omega dt = \frac{4}{3} i\omega^2 t^3 = 226 \text{ (cm}^3\text{)}$ 90° 之暴雨方向對三角形流域，則類似上下游間之半圓形流域。

【3-2.4.】不同暴雨行進速率下之逕流量分析

不同形狀的模式流域，當暴雨下游向進行，其行進速率與流域之平均水流速率相等時，逕流尖峯量將達最高值，行進速率小於或大於平均水流速，則或流域之水流先抵出水口，或暴雨先到達，其逕流上升之速皆不若前者之陡直，單位時間之平均逕流量也不如前者之大，此種效應可自前節圖形及下圖看出。

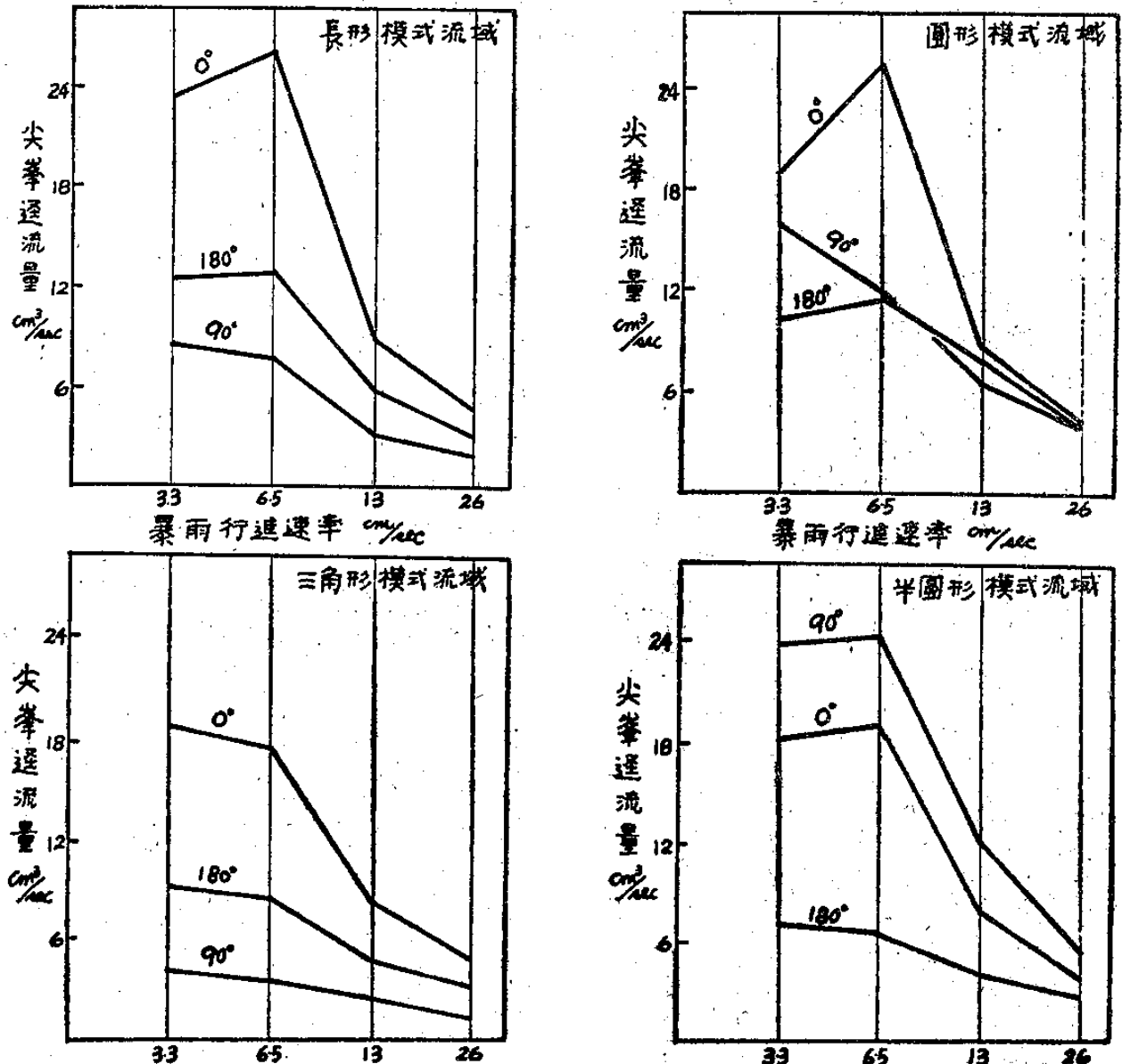


圖-20 不同暴雨行進速率下各模式流域在三方向下之尖峯逕流

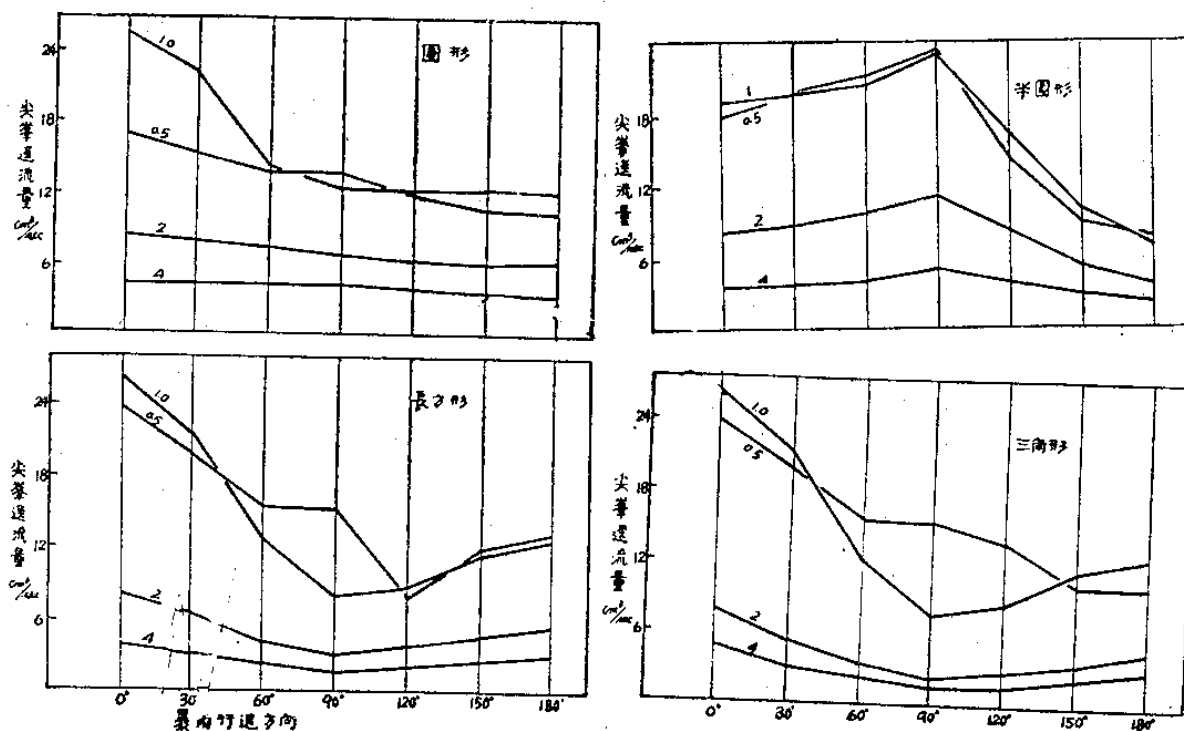


圖21 各模式流域暴雨行進速率改變下尖峯逕流與行進角度的關係

圖 20 顯示在不同的暴雨行進速率下，各種模式流域在上游向，下游向及垂直主流向下之尖峯逕流歷線。以下游向為例，當暴雨行進速度與平均水流速相當時，無論何種流域在暴雨到達出水口時，將是一突起的逕流高峯；當暴雨行進速率較平均水流速為快或慢時，則或暴雨抵出水口，或地表水流先滙流至出水口，都無法達到最高峯，因此在圖上暴雨速為 6.5cm/sec 時（與平均水流速相當），將應獲得最高點，惟實驗所得則不盡然。當暴雨行進速率慢於水流速時，則暴雨在流域下降之時間增長，造成了逕流總量之增加，也由於流量之增加與減少（暴雨與水流先後達）之緩衝效果，故圓形上慢行進暴雨與暴雨水流等速者，其尖峯逕流差不明顯。上游向之暴雨同樣有此現象。當暴雨行進速度加快時，流域接受降雨之時間減少，其逕流總量與流量減少，亦由於暴雨與水流參差到達，故圖形上乃有明顯之差距；當暴雨行進速率再加快時，雖然地面之水流較雨甚早抵達出水口，惟就逕流高峯而言，此項因素已不復重要，因為快速行進的暴雨帶給流域微量的水流，任何方向的暴雨所得到之尖峯逕流彼此接近。與主流成垂直的 90° 向暴雨，在三角形與長形流域中，因暴雨給予流域之雨量較微，故其暴雨方向之因素並不顯著；而在半圓形流域，垂直向的暴雨帶來多量的水流，導致逕流量之增加，當暴雨行進速率與水流速相同時，在暴雨抵達出水口，來自流域各地之水流都同時到達，逕流已達可觀值，此與下游向之情況相做，暴雨繼續進行時，除主流左側之流域部份維持一高量逕流滙入出水口，同時右側流域亦以上游向情況而朝出水口之反向進行，至邊界乃形成一高峯。

圖 21 為暴雨行進速率改變下，尖峯逕流與行進角度之關係。圓形流域在暴雨行進速率加快時，各方向進行所得之尖峯量並無顯著之差別，乃微量之雨到來之時刻不能對逕流量有重大改變之故。長方形流域其圖線有下降再回升之趨向，亦由於垂直向之累積雨量較少而造成者，半圓形流域則呈上升再下降之曲線，則為垂直向之累積雨量較多之故。

圖 22 為不同暴雨行進速率下，各模式流域之平均逕流量，由圖可以看出一項一致的結果：即當暴雨與水流速度相當時平均逕流值最高，暴雨行進速率增加或減少都造成平均逕流之減少。

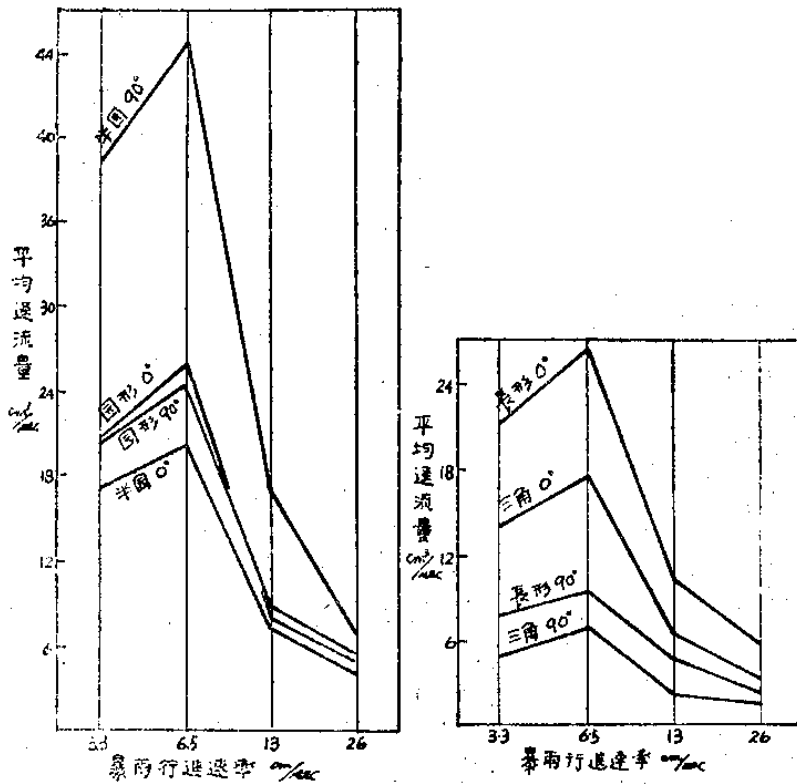


圖22 不同暴雨行進速率下各流域之平均逕流

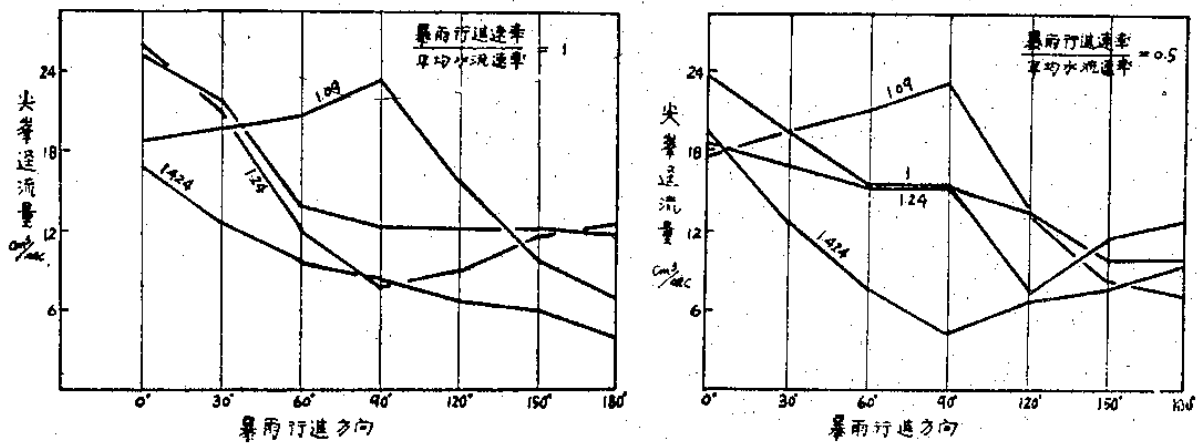


圖23 不同密實係數在暴雨行進方向改變時之逕流歷線

【3-2.6.】密實係數與逕流之關係

前已述明：二流域面積相等，密實係數較低者，洪水量即較大，集中時間愈小。此乃指密度係數愈低，流域形狀愈整齊，流域各點與地理中心距離彼此接近，降於地面之雨水於短期內可匯流內集流點，故尖峯高。惟自圖 23 中不易獲得其間之簡單關係，推其原因乃由於移動暴雨所造成之累積雨量不同之故。吾人可以作如下的假設：當暴雨迅速涵蓋某流域時，較大之密實係數，亦即愈規則愈簡單之流域，由於水流集中快，故將到達一個高峯的逕流值，而對於不規則的或長寬懸殊的則較不易獲得高峯值。

在討論密實係數與逕流之關係，需注意者，同為一模式流域，當有各種不同方向的暴雨行進時，雖然密實係數相同，所得逕流卻不一致。故若以均勻分佈之暴雨以討論歷線，或以相同之累積降雨面積以討論歷線時，皆應取主流方向與長邊方向相同或相反，始可比較。

【3-2.6.】不同暴雨範圍下，平均逕流與暴雨行進速率的關係

在流域甚廣之地區，暴雨之降臨可能無法完全涵蓋流域，本試驗乃假設暴雨為帶有固定寬度之移動性者，在四種不同寬度下，當暴雨行進速率改變時，研究其歷線之發展。

理論上我們可根據前節公式以求其累積降雨總量。暴雨前期，上游地區慢慢由暴雨進入流域而至暴雨寬度範圍，此段則由前節公式予以計算；當暴雨繼續進行，則為以固定寬度之面積前進，故對於長形模式暴域，其獲得之累積降雨量為：

$$V(t) = \int dv_1 + \int dv_2 = \int_0^{t_1} iBt_1 v dt + \int_0^{t_2} iAdt + \int_0^{t_3} iBt^3 v dt$$

其中 t_1 為暴雨開始進入流域至暴雨後端進入流域所需時間， t_2 則為暴雨整個進入流域至到達出水口之時間， t_3 為暴雨前端抵出水口至其後端離開之時間。則在各種寬度及行進速下之總量：

i) 行進速率 6.5cm/sec

長形流域，暴雨寬度 20cm

$$2 \times \frac{1}{2} iBvt_1^2 + iBvt_2 = \frac{1}{2} \times 4.68 \times 10^{-3} \times 68 \times 6.5 \times (20 \div 6.5)^2 + 4.68 \times 10^{-3} \times 68 \times 20 \times [(170-20) \div 6.5] = 165 \text{ (cm}^3\text{)}$$

$$\text{暴雨寬度為 50cm時 } V(t) = 4.68 \times 68 \times 6.5 \times (50 \div 6.5)^2 + 4.68 \times 68 \times 50 \times [(170-50) \div 6.5] = 415 \text{ (cm}^3\text{)}$$

$$\text{暴雨寬度為 70cm時 } V(t) = 582.6 \text{ (cm}^3\text{)}$$

$$\text{寬雨寬度為 100cm時 } V(t) = 831.3 \text{ (cm}^3\text{)}$$

ii) 行進速率 3.3cm/sec 則得 333cm³, 837cm³, 1170cm³, 1644cm³

iii) 行進速率 13cm/sec 得 83cm³, 207cm³, 291cm³, 413cm³

iv) 行進速率 26cm/sec 得 42cm³, 103cm³, 145cm³, 208cm³

實驗所得結果則如下圖所示，可看出當行進速率與平均水流速比為 1 時，其平均逕流量最大，行進速率減小或增加時，則平均逕流減少。

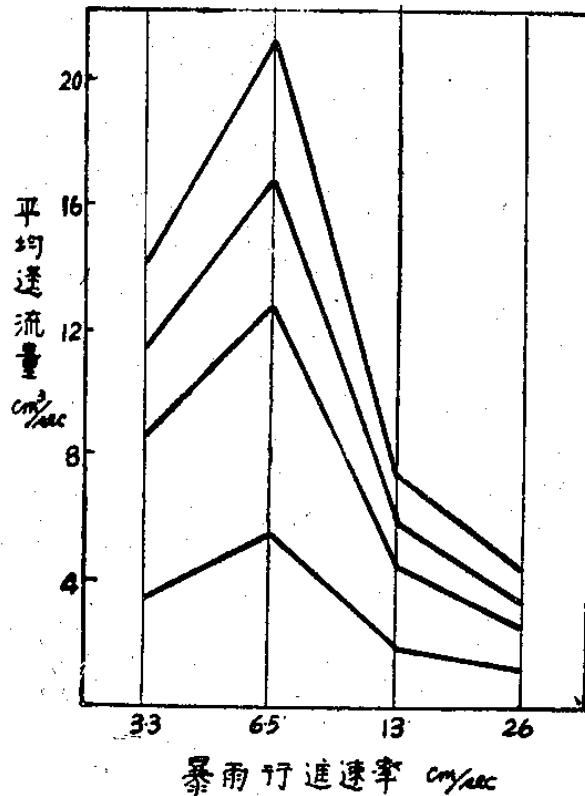


圖-24 長形流域暴雨範圍改變下，平均逕流與行進速率之關係（圖線自上至下分別為 20cm，50cm，70cm，100cm 之暴雨寬度）

四、結 論

1. 本文運用理想渠道網之模式流域，將若干自然界流域特性業以簡化，欲研究自然界集水區之暴雨影響時，可先就現有資料予以比較，則實驗室之模式流域試驗仍不失為方便而簡捷之法。

2. 不同之暴雨強度、行進速度、行進方向乃導致逕流水深之差距，地表張力、阻力亦因之而異，流速遂有所不同，阻力理論仍在研究中，欲以模式流域針對阻力張力而進行模型試驗，或作理論與實驗之比較，則不易獲得精確之結果。

3. 形狀規則而對稱之流域，其上各點距集流點彼此接近，暴雨之降臨，乃使各方向水流短期聚集，則逕流之上升歷線為陡而高。若暴雨之移動復與逕流速相仿，則集流點將有可觀之洪峯產生。

4. 形狀不規則之流域，其上各點離集流點差距甚大，暴雨之降臨，乃使各方水流參差到來，則逕流歷線平緩而長。若暴雨之移動係自下游往上游進行時，則集流點獲得之逕流更為一綿延不斷者。

5. 模式流域形狀與主流方向之關係亦影響逕流之歷線，正三角形與倒三角形（指集流點在底邊與在頂端者），長長方形與扁長方形（指主流與長邊平行或與短邊平行者），其逕流歷線皆有差異，進行模式流域比較時則需注意及之。

6. 雖然行進速度、方向都將對逕流之地表阻力有所改變，惟因移動暴雨對流域造成累積降雨面積之差異，乃使此項因素不明顯。故在改變行進速率以形成不同比值（行進速率與平均水流速比）而觀察地表各項因素對逕流造成的變化，似乎不如改變坡度以使水流速變化而形成不同比值之情況來得明顯。

7. 主流方向與流域長邊方向平行之模式流域，垂直主流向之暴雨於短期內通過流域，其逕流小，尖峯低。

8. 當暴雨迅速通過流域時，由於降雨量之微少，乃使各方向之逕流相差有限。

9. 密實係數似對流域逕流有所影響，惟在移動暴雨下，不易獲得其間之簡單關係，定常暴雨下則似有密切關係，有待作進一步之探討。

10. 不同之暴雨方向與速率，水流設為常數之二向（由流域各點流至主流則變為同一方向）速度對其他因子予以簡化，於某流點是否可獲得以時間為變數之逕流高，亦待研究。

參 考 文 獻

1. 劉長齡：解析水文學、工程水文學。
2. 易 任：渠道水力學，國立編譯館出版。
3. 顏沛華：集水區暴雨與流域特性之試驗研究，民66年碩士論文。
4. Ben Chie Yen : Dynamic Equations for Steady Spatially Varied Flow, Journal of the Hydraulics Division March 1970
5. Roger E. Machmeir : Runoff Hydrographs for mathematical Watershed model, Journal of the Hydraulics Division November 1968.
6. Yong Nam Yoom : Mechanics of Sheet Flow under Simulated Rainfall, Journal of Hydraulics Division September 1971.
7. W.T. Dickinson : An Experimental Rainfall-Run off Facility, Colorado State University September 1967
8. A.T. Surkan : Simulation of Storm Velocity Effect on Flow from Distributed Channel networks, Water Resources Research December 1974
9. Y.S. Yu : Runoff from Impervious Surfaces, Journal of Hydraulic Research Volume 2-1964-No.1
10. Ben Chie Yen & Ven Te Chow : A Laboratory Study of Surface Runoff Due to Moving Rainstorms, Water Resources Research October 1969
11. Eagleson: Dynamic Hydrology 1970