

## 應用 PHIM 模式推估蓮華池三號試驗 集水區流量歷線

陸象豫<sup>1,2)</sup>

### 摘要

本文詳細介紹 PHIM 水文模式中之 UPLAND 子模式，並採用此模式假林業試驗所蓮華池分所三號試驗集水區為對象，推估流量歷線與出流量 (water yeild)，以探討該模式在臺灣中部天然闊葉林小集水區之適用性。結果顯示以日為單位之年流量模擬，無論在歷線形狀及出流量方面，PHIM 推估結果皆可獲得可 95% 信賴之接受度；但以小時為單位之暴雨流量歷線模擬，則在洪峰流量及逕流體積方面有高估之現象。證實 PHIM 可作為臺灣中部中小集水區長期逕流量推估之模式，並可藉此模式模擬土地利用方式變更對集水區流量之影響。

關鍵詞：水文模式、PHIM 模式、流量歷線、出流量、蓮華池。

陸象豫 1997 應用 PHIM 模式推估蓮華池三號試驗集水區流量歷線。台灣林業科學 12(2): 189-201。

## Application of the Peatland Hydrologic Impact Model in Estimating Hydrographs and Water Yield for the Lienhuachih Experimental Watershed No. 3

Shiang-yue Lu<sup>1,2)</sup>

### 【 Summary 】

The submodel "UPLAND" of the Peatland Hydrologic Impact Model (PHIM) was described and applied at the Lienhuachih Experimental Watershed No. 3, a 3.34-ha natural hardwood watershed located in central Taiwan, for simulating hydrographs and estimating water yield. Judging from the fitness of hydrographs and water yield between simulated and observed values, the simulations of daily resolution, but not for hourly, were accepted with 95% confidence. The results indicate that PHIM is reliable for estimating annual streamflow hydrographs and for determining the effects of land use changes on water yield for small watersheds in central Taiwan.

**Key words:** hydrologic model, Peatland Hydrologic Impact Model, hydrograph, water yield, Lienhuachih.

Lu, S. Y. 1997. Application of the Peatland Hydrologic Impact Model in estimating hydrographs and water yield for the Lienhuachih experimental watershed No. 3. Taiwan J. For. Sci. 12(2): 189-201.

1) 台灣省林業試驗所集水區經營系，台北市南海路53號 Division of Watershed Management, Taiwan Forestry Research Institute. 53 Nan-Hai Rd., Taipei, Taiwan, ROC.

2) 通訊作者 Corresponding author  
1996年11月送審 1997年1月通過 Received November 1996, Accepted January 1997.

## 一、緒言

凡舉集水區經營規劃、水工構造物設計、水利供給、防洪作業、甚或評估土地利用變遷所造成之衝擊，均需要有足夠的河溪流量資料以作為規劃設計之依據。而大多數集水區卻缺乏可資利用的流量記錄；在此情形下，最常採用的權宜措施則為利用水文模式藉雨量等記錄進行推估或模擬。另一方面，森林水文過程中，所有的水文因子諸如：降水、截留、幹流、穿落雨、蒸發散、入滲、土壤水、地表與次地表逕流、地表與地中滯留水及地下水蓄積量等，皆會反應於集水區的流量上；故以數學模式推估集水區流量，實為驗證對各水文因子研究成果及探討其相互關係之最佳方法。因此，甚多之水文學者均熱衷於研究水文模式，一則藉以了解集水區水文過程，一則以推測集水區之水文輸出量。

由於上述原因以及近年來電腦快速發展，水文模式研究突飛猛進，現有之水文模式，不甚枚舉，繁簡不一。選擇適當的水文模式進行推估，已為集水區經營規劃者首要工作之一。集水區特性、已掌握之水文記錄、時間與經濟上之限制、所需資訊之形式與精確度等，均為選取模式應考慮的因素 (Brooks *et al.*, 1991)，亦為經營規劃必備的基本資料。臺灣地區大多數上游集水區均缺乏足夠的流量資料，然而雨量及氣象資料尚屬普遍，採用模式推估集水區或河川流量實為經濟有效的方法。近年來被採用於本省集水區且見諸於研究報告之水文模式包括：水桶模式 (tank model)、HEC-1 模式、API (Antecedent Precipitation Index) 模式等 (黃景春, 1988; 鄭皆達等, 1994; 盧惠生與陸象豫, 1995); 各有其優劣點與適用上的限制。本研究選用 Peatland Hydrologic Impact Model (PHIM) 之 UPLAND 子模式，推估蓮華池三號試驗集水區之年及暴雨流量歷線與逕流體積，除探討該模式在臺灣中部地區上游小集水區之適用性外，亦希望藉此文使國內水文學者對此模式有所認識。

## 二、模式簡介

本研究採用 PHIM 4.0 版水文模式中之 UPLAND 子模式，作為推估工具。PHIM 為一集塊參數 (lumped parameter)、定率式 (deterministic)、可連續模擬 (continuous simulation) 之實質性 (physical based) 水文模式，主要係用來推估泥煤 (peatland) 區集水區之出流量 (water yield) 與流量歷線。它是由 University of Minnesota Department of Forest Resources, USDA Forest Service North Central Forest Experiment Station 與 Minnesota Department of Natural Resources Division of Minerals 自 1980 年起經過多年之研發、測試與修改而成。模式包括 UPLAND、PEAT、MINED PEATLAND、CHANNEL ROUTING 與 RESERVOIR ROUTING 五個子模式，各個子模式可獨立作業或合併數個子模式共同進行模擬；日雨量或時雨量與日最高溫度與日最低溫度等水文記錄為必須之輸入資料。在執行程式時，需先將集水區依地形、地貌特性劃分成與上述子模式相對應之水文單元 (hydrologic unit)，再由最上游之水文單元依次循序推演流出之流量及有關之水文因子。PHIM 4.0 最大的特色為完全白箱作業 (white box)，在模擬過程中所有的參數均可監控及輸出，並具有繪製水文歷線的功能 (Lu *et al.*, 1994)。

PHIM UPLAND 子模式為筆者在明尼蘇達大學求學時重新修改研發而完成，專門用來模擬坡地 (upland) 水文單元之水收支情形，進而推估由坡面流出的流量。它係將坡面依周界分割成許多性質相同之監控區 (control volume)，監控區下游端之寬度為 1.0 公尺，上端則接集水區邊界；合併所有監控區之出流量則為該坡地水文單元之流量。每一監控區之土壤剖面劃分為三層，分別為：Shallow Subsurface Flow Layer (SSFL)、Lower Root Zone (LRZ) 及 Lower Boundary Control Volume (LBCV)，如 Fig. 1 所示 (Barten, 1988; Lu, 1994); SSFL 與 LRZ 間以泥煤區常見之 h 層 (為高度分解有機質聚積層，無明顯結構) 加以區隔，而 LRZ 則係由 h 層起延伸至植物根系所到達之區域。水文收支計算由降雨截留等開始，由上而下逐一計算至 LBCV 層，有關的水文參數如：降水量 (PPT)、勢蒸發散量 (PET)、實際蒸發散量 (AET)、上層林木截留量 (CI)、灌木層截留量 (UI)、淨雨量

(NRAIN)、雪水當量(SWE)、溶雪量(MELT)、地表逕流量(QS)、地中逕流量(Q)、土壤含水量(\*)等請參見 Fig. 2 說明。茲將 UPLAND 子模式相關水文因子之推導方法分項概略說明如下：

1. 勢蒸發散量(potential evapotranspiration, PET)

Hamon (1961)或 Thornthwaite (Thornthwaite and Mather, 1957)公式均可擇一應用於 PHIM 模式, 以估測勢蒸發散量。Hamon 公式為：

$$PET = 0.0139 \times SV \times LATCF^2 \dots\dots\dots(1)$$

而

$$SV = 4.6355 + (0.3216 \times AVT) + (0.011913 \times AVT^2) + (2.05 \times 10^{-4} \times AVT^3) \dots\dots\dots(2)$$

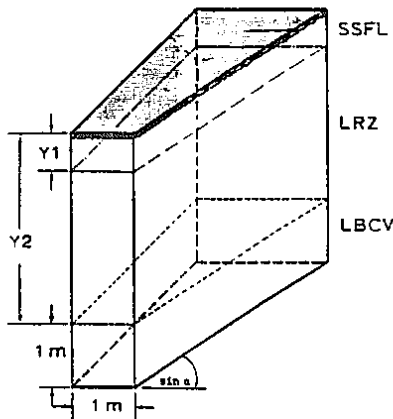


Fig. 1. Control volume and soil zones for water budgets in UPLAND submodel. (From Lu et al., 1994)

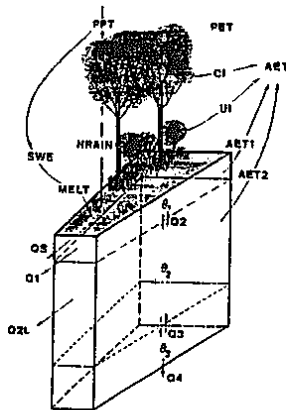


Fig. 2. Water budget components represented by the UPLAND submodel. (From Lu et al., 1994)

其中

PET: 勢蒸發散量 (mm)

AVT: 日平均氣溫 (°C)

LATCF 緯度調整係數 (latitude correction factor), 適用範圍在北緯 44 至 50 度間, 此期間內 PHIM 可自行計算 LATCF, 其他緯度則必須由使用者輸入適當之數值。

並且  $SV > 0.0$ , 否則  $SV = 0.0$ 。

Thornthwaite 公式則以下式表示：

$$PET = 1.6 \times \left( \frac{10 \times AVT}{I} \right)^k \times \frac{DLI}{MODAY} \dots\dots\dots(3)$$

而

$$I = \text{annual heat index} = \sum_1^{12} \left( \frac{T_{mi}}{5} \right)^{1.514} \dots\dots\dots(4)$$

$$k = 0.49239 + (0.0179 \times I) - (7.71 \times 10^{-5} \times I^2) + (6.75 \times 10^{-7} \times I^3) \dots\dots\dots(5)$$

其中

PET: 勢蒸發散量 (mm)

AVT: 日平均氣溫 (°C)

Tm: 月平均氣溫 (°C)

DLI: 日照時間指數 (day length index)

MODAY: 每月之日數

若以小時為計算時, 各小時之勢蒸發散量則為當日之 PET 乘以一能量分佈係數(energy distribution factor) (Lu et al., 1994)。

2. 截留損失 (interception losses)

截留損失為植被型態、被覆百分比與勢蒸發散量之函數。在 PHIM 中, 植被以 3 公尺為界分為上下兩層, 下層植被又可分為高灌木層、低灌木層與雜草及枯枝落葉層等三部份。截留損失計算係將各層次之截留貯存視為一小水桶, 截留水必須先將其注滿後方可循序流入下一層或土壤層內。淨降水量為毛降水量 (gross precipitation) 與總截留損失之差。截留損失之計算流程如 Fig. 3 所示。

3. 蒸發散量 (actual evapotranspiration)

PHIM 中實際蒸發散量係截留損失、地表及次第表層蒸發損失與植物蒸散損失之總和, 而以下列數學式估算實際之蒸發散量：

AET = ROOTD × ETR × PET.....(6)

ETR = ETR<sub>o</sub> + (ETR<sub>f</sub> - ETR<sub>o</sub>) × TRANSI (7)

其中

AET: 實際蒸發散 (cm/h 或 cm/day)

TRANSI: 蒸發指數 (transpiration index) (Barten, 1988), 在生長季節中 TRANSI 介於 c 與 1.0 之間且隨生長日數呈線性變化; 而 c 為截距, PHIM 之機定(defaulted)值為 0.1。

ROOTD: 各土壤層植物根系累積百分比 (cumulative fraction of rooting in soil zones), 並以 Gale 與 Grigal 氏之根系分佈公式推求之(Gale and Grigal, 1987)。

ETR: 蒸發散比率 (evapotranspiration ratio), 為土壤含水量(volumetric water content, θ) 之函數 (Marker and Mein, 1987; Leaf and Brink, 1975), 其間關係性如 Fig. 4 所示, 並有如下之特性:

θ ≥ θ<sub>1</sub>, ETR = 1.0

θ<sub>1</sub> > θ > θ<sub>z</sub>, ETR = a + b × θ

θ ≤ θ<sub>z</sub>, ETR = 0.0

θ<sub>1</sub>: 植物蒸發作用受限制時之土壤含水量, 對成熟之森林而言

θ<sub>1</sub> ≅ θ<sub>fc</sub>/2, 空曠地或皆伐跡地 θ<sub>1</sub> ≅ θ<sub>fc</sub> (θ<sub>fc</sub> 為田間含水量)

θ<sub>z</sub>: 植物蒸發作用完全停止時之土壤含水量; 對大部分之林地而言 θ<sub>z</sub> ≅ θ<sub>wp</sub>, 空曠地或砍伐跡地 θ<sub>z</sub> ≅ θ<sub>fc</sub>/1.33 (θ<sub>wp</sub> 為臨界凋萎點之土壤含水量)

a, b: 則分別為 ETR 公式之截距與斜率, 可由 θ<sub>1</sub> 與 θ<sub>z</sub> 求得, 下標 o 與 f 則分別代表空曠地與林地。

4. 溶雪量計算

溶雪速率之估算係採用溫度指數法 (temperature index method), 其計算式為:

SMELT = SMRATE × (AVE - TBASE)...(8)

其中

SMELT: 溶雪速率 (cm/day)

SMRATE: 溶雪係數 (cm/°C-day)

AVT: 日平均氣溫 (°C)

TBASE: 溶雪基準溫度, 低於此溫度將不會

發生溶雪

而當 AVT > TBASE, 並且 SWE(snow water equivalent) > 0 時, 才會觸動溶雪計算程序(U.S. Army Corps of Engineers, 1956)。

5. 入滲量 (infiltration rate) 計算

在 PHIM 4.0 中, 使用者僅需輸入入滲容量 (infiltration capacity, INF), 但計算實際入滲量(INF)時, 則考慮到土壤飽和與否及結霜層(frost layer)之影響。在土壤飽和之區域, 入滲量視為零, 所有之超剩雨量均視為地表逕流而進入下游的水文單元。結霜層之存在與否, 則決定於日最低溫度。當連續三日以上日最低溫低於 1 °C, 則 INF<sub>f</sub> = INF/20; 連續二日以上日最低溫低於 1 °C, 則 INF<sub>f</sub> = INF/5; 當僅有一日之日最低溫度低於 1 °C, 則 INF<sub>f</sub> = INF/2; 其餘之情況則入滲量將不受影響 (Gray, 1973)。水力傳導度(hydraulic conductivity)受結霜層影響之情形, 與入滲速率相似, 唯係飽和導水度之函數。

6. 次地表逕流與地表逕流 (subsurface and surface flow) 估算

PHIM 4.0 模式採用貯存運動波理論 (kinematic storage model)(Sloan et al., 1983)以推估 SSFL 層之地表流與次地表流。此種理論假定地下水水位與水力線具有與不透水層相同之坡度, 因此貯存於單位面積 SSFL 層中之水量可由下式表示 (請參見 Fig. 5):

S = ((L + LS) / 2) × H × n<sub>d</sub> ..... (9)

LS = ((H - Y1) / H) × L ..... (10)

式中

S: 土壤水蓄積量 (m<sup>3</sup>/m)

n<sub>d</sub>: 排水孔隙率 (drainable porosity)

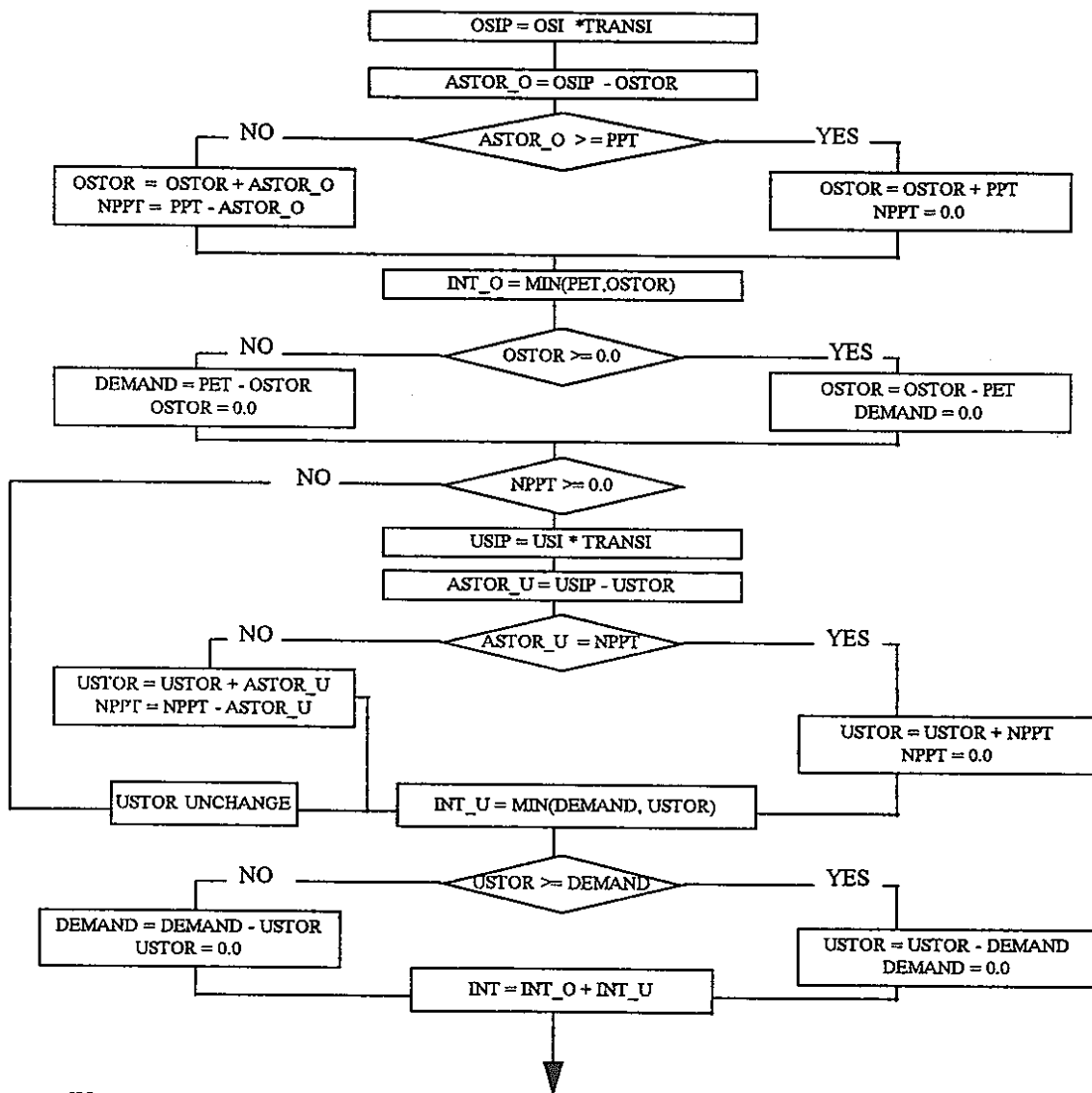
Y1: SSFL 層之厚度 (m)

L: 坡面長度 (m), 可由單位寬度之有效面積 (contributing area per unit width, UAUW) 代替

LS: 飽和坡面之長度 (m)

H: 坡面出口處飽和層之垂直深度 (m)

第(9)式中, 若 H < Y1 則 LS = 0.0; 若 H > Y1 則 H = Y1。單位寬度之次地表流(q)與飽和



Where:

ASTOR\_O = available overstory interception storage

ASTOR\_U = available understory interception storage

DEMAND = evaporative demand

INT = total interception losses

INT\_O = overstory interception losses

INT\_U = understory interception losses

NPPT = net precipitation

OSI = maximum overstory interception

OSIP = potential overstory interception storage

OSTOR = overstory interception storage

PET = potential evapotranspiration

PPT = rainfall amount

TRANSI = transpiration index

USI = maximum understory interception

USIP = potential understory interception storage

USTOR = understory interception storage

Fig. 3. Procedures for estimating interception losses. (From Lu *et al.*, 1994)

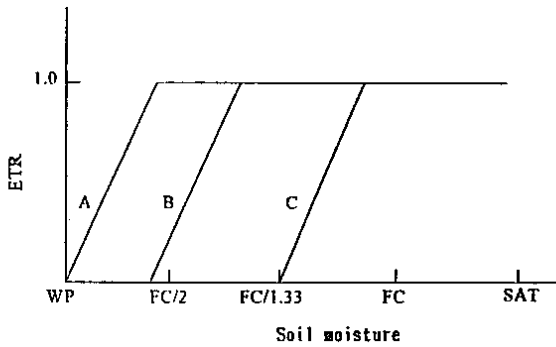


Fig. 4. Relationship between evapotranspiration ratio (ETR) and volumetric water content for mineral soil upland.

- A: old growth forest
- B: intermediate forest cover condition
- C: open or clearcut condition

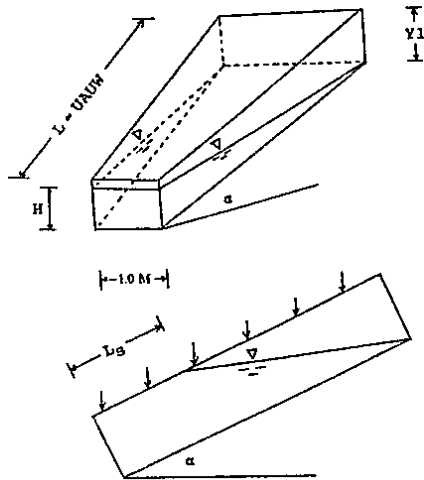


Fig. 5. Conceptual representation of the SSFL segment for subsurface flow estimation in the UPLAND submodel. (Form Lu et al.,1994)

漫地流( $Q_s$ )則分別為 [  $q$  與  $Q_s$  單位均為  $m^3/(m \times s)$  ] :

$$q = K_{sat} \times \sin(\alpha) \times H = \text{FLUX} \times H \dots\dots\dots(11)$$

$$Q_s = i \times LS \dots\dots\dots(12)$$

SSFL 層之質量連續方程式 (mass continuity equation) 為 :

$$\frac{S_2 - S_1}{t_2 - t_1} = i \times L - \frac{(q_1 + q_2)}{2} - Q_{2ave} - \frac{(LS_1 + LS_2)}{2} \dots\dots\dots(13)$$

其中

$i$ : SSFL 層之水分輸入速率 =  $NRAIN + SMELT - AET_1$  (m/s)

$K_{sat}$ : 飽水力傳導度

$Q_{2ave}$ : SSFL 與 LRZ 層間之垂直流量 [ $m^3/(m \times s)$ ]

下標  $1$  與  $2$  分別表示起始與結束之時間。將  $LS_2$  以 (10)式形式代入連續方程式中,並以試誤法可求出  $H_2$ ,進而依次求得  $S_2$ 、 $q_2$  與  $Q_{s2}$  (Lu, 1994; Lu et al., 1994)。

7. 水力勢能 (hydraulic potential) 與水力傳導度

水分流經多孔隙介質,基本上可由 Darcy 公式定量性描述。土壤水分移動速率(discharge rate,  $v$ )可表示如下 :

$$v = -(K_x \frac{\Psi}{X} i + K_z \frac{\Psi}{Z} k) \dots\dots\dots(14)$$

$\Psi$ : 水力勢能 (m)

$K$ : 水力傳導度 (m/s)

$X, Z$ : 水平與垂直流向

$i, k$ : 水平與垂直方向之單位向量

在 PHIM 4.0 中,假定  $K_x \approx K_z$ ,並且均為土壤含水量之函數,且可藉 Campbell 公式計算出非飽和土壤傳導度 (Campbell, 1974)。Campbell 公式為 :

$$K(\theta) = K_{sat} \times (\frac{\theta}{\theta_s})^{2b+3} \dots\dots\dots(15)$$

式中

$K_{sat}$ : 飽和土壤傳導度 (m/s)

$\theta_s$ : 飽和土壤含水量 (saturated volumetric water content)

$b$ : 為對數土壤基質水分勢能 (matric potential,  $\Psi_m$ ) 作圖之斜率。

水平方向之水力梯度(hydraulic gradient,  $\Psi/X$ ),在 PHIM 中係以集水區之平均坡度表示。水力勢能則為高度勢能 ( $\Psi_h$ ) 與土壤基質水分勢能總和。高度勢能為由基準平面(LBCV 之底部)與各土壤層中心點之距離表示;土壤物質勢能亦由 Campbell 公式估算之(Campbell, 1974),其計算式為 :

$$\Psi_m = \Psi_b \times \left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{-b} \dots\dots\dots(16)$$

式中

$\Psi_b$ : 空氣開始進入土壤時之基質水分勢能 (matrix potential at air entry or bubbling pressure), 其範圍約 15 至 86 cm, PHIM 中 SSFL, LRZ 與 LBCV 各層之機定值分別為 30、50、50 cm。

一旦  $\Psi_m$  與  $\Psi_h$  求出後, 垂直方向之土壤水流動速率則可由下式求得:

$$V_z = -K_z \times \frac{\Psi_m + \Psi_h}{\Delta Z} \dots\dots\dots(17)$$

$\Delta Z$ : 為土壤層中心點間之高程差。

8. 土壤層間之水分收支計算

水平平衡公式, 由 SSFL 層開始, 依次施用於各土壤層次間, 以計算坡地集水區之水分流出量。在各土壤層間, 垂直方向之流動量先行計算出, 然後在估算水平方向之流量。SSFL 層之水平平衡連續方程式已列示於(13)式, LRZ 層單位面積之連續方程式為:

$$VS2_n = VS2_i - (AET_2 \times UAUW) + (Q2_{ave} \times \Delta t) - (Q3_{ave} \times \Delta t) - (Q2L \times \Delta t) \dots\dots\dots(18)$$

而

$$Q2 = KB2 \times \left(\frac{\Delta \Psi}{\Delta Z}\right)$$

$$Q2L = K_{lrz}(\theta) \times \sin(\alpha) \times (Y2 - Y1) \times 1.0$$

其中

VS2: 蓄存在 LRZ 層中之水分總量 (m<sup>3</sup>/m)  
KB2: LRZ 層與 LBCV 層間較小之水力傳導度 (limiting hydraulic conductivity at the LRZ and LBCV boundary, m/s)

下標 i 與 n 分別表示起始與結束之時間單位, ave 表示平均值。

LBCV 層之水平平衡連續公式則如下:

$$VS3_n = VS3_i + (Q3_{ave} \times \Delta t) - (Q4_{ave} \times \Delta t) \dots\dots\dots(19)$$

VS3 為蓄存在 LBCV 層中之水分總量 (m<sup>3</sup>/m)。

合併由 LRZ 及 SSFL 之次地表逕流與飽和慢地流, 即為單位面積坡地水文單元之水分流出量; 單位面積流量乘以下游水文單元之接壤周界 (discharge perimeter) 則為總流出量。

三、材料與方法

(一) 試驗集水區概況

本研究以林業試驗所蓮華池分所第三號試驗集水區為研究對象。蓮華池分所位於南投縣魚池鄉, 介於東經 120° 54'3" 至 120° 55'0", 北緯 23° 55'30" 至 23° 56'00" 之間。試區全年降雨量約為 2210 mm, 年平均氣溫 21.2 °C, 年平均蒸發量為 1017.2 mm, 年平均相對濕度達 86%, 詳細的氣象資料如 Table 1。三號試驗集水區面積約 3.43 公頃, 主流長度 270 公尺, 海拔高度介於 666 公尺至 781 公尺間, 平均坡度約為 69%, 集水區形狀係數為 0.46, 密集度為 0.84, 方位為東向。地質為砂岩、頁岩互層; 土壤屬趨紅化之黃壤, 表層為灰褐色砂質黏壤土, 底土為棕黃色黏土並夾有岩石碎塊與團狀構造物, 土層深厚, 部分地區可達 1.5 公尺以上(葛錦昭等, 1978)。

三號集水區林相鬱閉完整, 大至可分為上、中、下三層, 唯層次結構不甚明顯。上層林木為高達 5 公尺以上之喬木, 樹高超過 15 公尺者甚為普遍, 計有 48 種, 分屬 22 科 39 屬。第二層林木高度介於 3 至 5 公尺之間, 優勢木以小葉赤楠、香桂為主。第三層屬林下更新木及灌木類, 皆為極耐蔭之樹種, 證實本試區鬱閉完整。就本試區之組成分子及林下更新木之種類而言, 均以殼斗科及樟科植物佔大部分, 顯示本區已形成樟科、殼斗科為骨幹之極群植物社會(陸象豫與唐凱軍, 1995)。

(二) 水文氣象資料整理

本研究選取蓮華池三號試驗集水區 1982 至 1985 年雨量及流量記錄為基本之水文輸入資料, 每日最高氣溫及最低氣溫為基本之氣象輸入資料。PHIM 備有一日及一小時兩種解析度, 以日為單位, 通常多取一年或一季為期, 主要在於推求全年之流量歷線及集水區之年水收穫量(annual water yeild); 以時為單位, 通常多取一場暴雨為期, 以推估暴雨流量歷線及洪峰流量為主。故本

Table 1. Weather conditions for the Lienhuachih area (from 1961-1995).

	Rainfall (mm)	Ave <sup>1)</sup> Temp. (°C)	Avg. Max. Temp. (°C)	Avg. Min. Temp. (°C)	Rel. <sup>2)</sup> Humidity (%)	Total <sup>3)</sup> ET (mm)
January	43.52	15.51	21.69	10.05	85.44	57.69
February	59.35	16.64	21.93	11.13	86.59	57.48
March	73.02	18.57	23.62	13.27	86.70	84.91
April	128.63	21.57	26.58	16.60	86.21	91.77
May	312.61	23.41	27.81	18.43	86.29	101.74
June	457.05	24.39	28.67	20.03	88.21	97.09
July	354.13	25.27	29.79	20.64	83.78	116.96
August	381.34	24.99	29.38	20.20	87.32	108.64
September	304.83	24.20	29.05	20.12	86.80	99.96
October	48.40	22.59	27.67	17.46	85.74	83.98
November	16.07	19.76	21.00	14.56	85.52	65.18
December	31.04	16.88	18.13	11.18	84.15	51.86
Average Total	2209.98	21.15	25.44	16.14	86.06	1017.25

<sup>1)</sup> Average of daily 09:00, 14:00 and 21:00 records.

<sup>2)</sup> Represented by daily 09:00 records.

<sup>3)</sup> Measured by the U.S. Class A pan.

研究除建立 4 年之日雨量、日流量、日最大溫度及日最低溫度年資料檔外，另選取 8 場暴雨時段，建立時流量、時雨量資料檔，作為基本之輸入資料。

### (三) 建立集水區立地資料檔(site description data set)

PHIM 模式可依集水區之特性及地形分為坡面區(upland)、泥煤區(peat)、泥煤開採區 (mined peatland)、水庫湖泊 (reservoir and lake) 及河流(channel)等五種類別的水文單元。由於蓮華池三號集同屬於 UPLAND 地形區，且面積不大，因而僅將之視為同一 UPLAND 水文單元；但在推估暴雨流量歷線時(以 hour 為解析度)，由於考慮土壤水之滯留效應，特將之劃分為左右岸兩個 UPLAND 水文單元，再總計各單元之流量則為集水區的流量。有關集水區地形資料，由地形圖及 GIS 資料檔統計而得，其他如截留量、土壤深度、土壤孔隙度、飽和導水度等資料則由實際量測或由已發表之文獻獲得 (葛錦昭等, 1978 ; Rawls *et al.*, 1982 ; 金恆鏞, 1982 ; 陸象豫與唐凱軍, 1995)。茲將 PHIM UPLAND 子模式之立地資料檔檔案格式與蓮華池 3 號集水區相對應之數值列於 Table 2。

## 四、結果與討論

### (一) 日流量歷線之推估

茲將蓮華池三號集水區推估之年水收穫(annual water yield)與觀測之年水收穫列於 Table 3，水文歷線圖之一示於 Fig. 6；有關水文因子的推估值列於 Table 4。

本研究以推估之年水收穫與觀測之年水收穫的比值以及 t-test 作為判斷模式適合性之檢驗方式。由 Table 3 與 Fig. 5 顯示，所推估之年水收穫較觀測值為高，尤以乾旱季節(1 至 4 月)較為顯著；而夏季暴雨流量則有低估之現象。究其可能原因：一為 PHIM 對蒸發勢能推估，所採用之 Hammon 或 Thornthwaite 兩種方法 (本研究採用前者) (Hammon, 1961; Thornthwaite and Mather, 1957) 均有緯度之限制，適用範圍在北緯 44 至 50 度之間。而蓮華池位於北緯 23° 56'，已超出適用範圍甚多；本研究雖以外插法估算蓮華池地區各月份之緯度調整係數 (PHIM 4.0 無法自行計算此項外插推估)，再進行流量模擬，所求得之蒸發勢能對流量推估必定會有所影響。其二為 PHIM 主要是針對北美湖州泥煤區域 (peatland) 之自然狀況而設計；泥煤地區土壤最大之特色為具有一半透水性且具有遲滯地表下逕流功效之分解有機質聚積層(h 層)。蓮華池地區之土壤與泥煤區土壤之層次構造迥異，並無此種半透水層；本研究視土壤 A 層為 SSFL，B 層為 LRZ，並視 h 層為不存



在，但在土壤水分收支計算方面仍受影響，致所推估之流量歷線其退水肢下降較緩慢，而使所求得之總流量較高。其三為 PHIM 目前版本尚無土壤水遲滯(retention 或 detention)功能，而係假定在模擬時段內(一小時或一日)所有之地表水與地中水均能流至各水文單元出口處；此亦為造成流量歷線退水肢下降過緩或過遽可能原因之一。將集水區切割成適當大小之水文單元(最多可容納 15 個水文單元)為解決此種問題的可能方法之一。

流量歷線為錯綜複雜集水區系統的產物，系統內各個因子均會影響流量的大小，因此欲推得完全吻合或接近吻合之推估流量歷線實屬不易。

PHIM 推估年流量體積結果較觀測所得為高，但水文歷線之起伏形狀則甚為相近，且夏季頗為吻合，應可接受其模擬結果。PHIM 除可推求流量外，尚可推估淨雨量、截留量、蒸發散量、溶雪量、土壤含水量等其他有關之水文因子見 Table 4 及 Fig. 6。Table 4 中平均截留損失佔全年降雨量之 18.7%，係包括樹冠層及枯枝落葉層截留之總和，故較林冠層全年截留量 13.3%為高(陸象豫與唐凱軍，1995)；而蒸發散量本身即為一項推估的數值，其真值難於量測或估算，唯以 PHIM 計算之數值為基準所推的 SSFL 與 LRZ 層之蒸發散損失應屬合理。

**Table 2. The format of UPLAND submodel and site description data for the hydrologic unit of the Lienhuachih #3 watershed.**

Characterization data			Description
WS-L3 UPLAND DATA SET			Description of data file
95.0	3.30		Overstory cover % and max. interception capacity (mm)
80.0	1.20		Tall shrub cover % and max. interception capacity (mm)
40.0	1.00		Low shrub cover % and max. interception capacity (mm)
90.0	1.00		Herbaceous cover % and max. interception capacity (mm)
1	1		Month and day of the beginning of growing season
1	1		Month and day for the maturity of foliage
12	31		Month and day for ending of growing season length
0.0			Rain-freeze threshold temperature (°C)
0.0			Snow water equivalent (cm)
0.150	0.0		Melt rate coefficient and base temperature (°C)
30.0	200.0		Depth to the base of SSFL and LRZ (cm)
150.0			The maximum of depth of rooting (cm)
0.9750			Beta value for Gale's vertical root distribution
0.4810	0.2050	0.0510	$\theta_s, \theta_{fc}$ and $\theta_{wp}$ for SSFL
0.4080	0.3300	0.1200	$\theta_s, \theta_{fc}$ and $\theta_{wp}$ for LRZ
0.1030	0.0510		Soil water content when water supply limits ET and ET goes to zero
0.1650	0.1200		for SSFL and LRZ, respectively
0.060	0.197		Cambell's b value for SSFL and LRZ, respectively
3.530	8.340		$K_{sat}$ for SSFL, Impede horizon, and LRZ (cm/hour)
17.280	0.2300	0.230	Drainable porosity
0.390			Infiltration capacity (cm/h)
0.80			Area of hydrologic unit (ha)
3.43			Discharge perimeter (m)
780.6			Average land slope (%)
69.0			

Note: Column positions are free and variables within a row are separated by 1 or more blanks.

**Table 3. Observed and simulated annual water yield for the Lienhuachih #3 watershed.**

Water year	Annual rainfall (mm)	Annual water yield (mm)		Sim./Obs. <sup>1)</sup>	t-value <sup>2)</sup>
		Simulated	Observed		
1982	2236	997.35	836.60	1.193	-1.074
1983	2470	1216.98	1035.62	1.174	-1.127
1984	2215	987.84	913.82	1.081	-1.778
1985	2657	1230.23	1053.28	1.168	-0.625

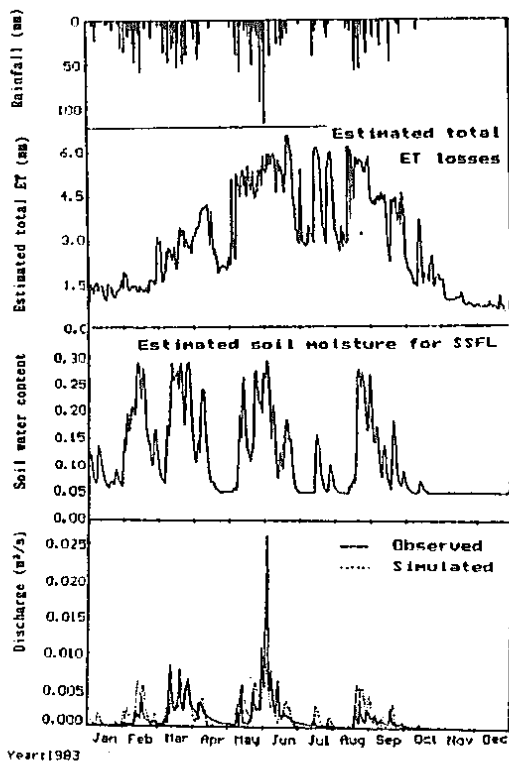
<sup>1)</sup> The ratio of simulated and observed annual water yield.

<sup>2)</sup> Comparison between simulated and observed daily discharge. The 95% and 99% confidence levels are 1.960 and 2.576, respectively.

**Table 4. Simulated hydrologic components for the Lienhuachih #3 watershed.**

Water year	Annual rainfall (mm)	Annual net rainfall (mm)	Annual intercep. (mm)	Annual PET (mm)	Annual AET (mm)		
					SSFL	LRZ	Total <sup>1)</sup>
1982	2236	1824.16	411.75	1319.51	178.13	428.16	1018.04
1983	2470	1908.35	492.74	1382.75	216.57	391.23	1100.54
1984	2215	1781.58	433.42	1361.08	185.41	409.57	1028.84
1985	2657	2002.45	449.27	1371.50	190.82	389.92	1030.01

<sup>1)</sup> Including interception losses.



**Fig. 6. Estimated and observed hydrologic components for the Lienhuachih #3 watershed.**

模擬結果的精確度為評估模式優劣因素之一，但並非為唯一的因子，輸入參數合理與否、所代表的意義、及其數值取得難易程度亦為應考慮之因子。而那一種模式表達方式比較不靠經驗，更接近物理意義，或者在特殊氣象及地形條件下提供的數值更為準確，亦為考慮之項目 (Ciriani *et al.*, 1977; Brooks *et al.*, 1991)。PHIM 結構簡單明確，交談式操作易於使用，並具有繪製水文歷線的功能，而各項輸入參數均具有物理意義，除初期土壤水含量外，其他參數無須經過檢定 (calibration)，且同一組參數可適用於相同集水區不同場次的暴雨推估，無所謂之最佳參數組合。對蓮華池地區而言，PHIM 模擬結果恐非最佳者，但其表現已屬難能可貴。此外，PHIM 模式另一大特點為能藉改變集水區地貌及水文參數模擬集水區土地利用變遷對流量歷線及其他有關水文因子之影響。作者曾以 76 年的降水與氣溫資料，模擬移除森林對美國明尼蘇達北部第一級小集水區 (面積 23.2 公頃) 洪峰流量及全年出流量之影響，證實若不考慮地表擾動等外在因素，砍伐林木無法對小集水區 10 年回歸週期以上之洪峰流量造成影響，但對全年出水量卻有顯著之影響 (Lu,

1994)。亦曾以此模式探討臺灣中部地區林木變更為檳榔園對集水區流量歷線之影響，結果顯示若以蓮華池 3 號集水區為例，若完全改植檳榔後，年出水量增加 11.45%，但基流佔總流量之比率卻從天然闊葉林之 26.39% 降低為 15.51%。此種模擬分析，為探討集水區土地利用變更對水文特性影響之有效工具 (陸象豫與胡蘇澄，1996)。由於 PHIM 模式諸多優點，已被普遍地使用於北美洲、芬蘭、俄羅斯等地區，臺灣水文學者對此模式多不熟悉，作者認為值得推介，並樂見其被使用。

(二) 時流量歷線之推估

以時為解析度的流量歷線，其所顯示之洪峰流量已足以達到大多數水工構造物設計之要求，而 PHIM 模式以時為單位之推估主要目的即為推求集水區洪峰流量。茲將所選定個時段暴雨推估之結果列於 Table 5。

由 Table 5 所顯示之結果可發現 PHIM 對降雨強度較小之暴雨無論在洪峰流量及逕流體積方面均較降雨強度大之暴雨為準確；而每小時強度超過 20 mm 之暴雨，所推得的洪峰量常較觀測值高出數倍之多，且此種高流量多係以飽和漫地流 (saturated overland) 之形式出現。除上述導致日流量高估之原因外，PHIM 中對一日當中各時辰之蒸發散損失係以總損失量乘以一能量分佈係數，該係數則係考慮溫帶地區日輻射量分佈比率而以

某種方式遍佈於 24 小時內 (Lu et al., 1994)。但當水分供應充足時截留等蒸發散損失在短時間內即可能接近日蒸發勢能；以能量分佈係數將蒸發散損失分佈於 24 小時內，將減少降雨損失之扣除量，造成漫地流出現而導致洪峰量之高估。

除降水量之氣候因子外，PHIM UPLAND 子模式中對流量推估影響較大的參數計有：起始土壤含水量、起始雪水當量 (snow water equivalent)、地表入滲容量、排水孔隙率 (drainable porosity) 等。起始土壤含水量及雪水當量對模擬初期之流量會有極顯著之影響，其中又以起始雪水當量為甚，但經過數日或數小時之演算後其影響即趨減緩。本報告此二參數數值是經由年流量推估過程中而求得，相當能代表模擬初期之土壤水分狀況，對流量推估之影響因而不顯著。地表入滲容量為決定淨雨量 (net precipitation) 轉變為地表逕流或地下逕流之主要因子，且亦會影響土壤蒸發散量之推估，然一般森林地其土壤入滲容量均高出降雨強度甚多，地表逕流甚少發生；此項參數受土地利用變更影響最大，因此為模擬不同土地利用下集水區流量之主要因子。排水孔隙率是決定多少土壤水可成為地表下逕流之主要因子，會間接影響集水區流量；唯其數值不易求得，一般多由土壤物理學叢書相關之圖表查得。

Table 5. Observed and simulated stormflow volume and peakflow for the Lienhuachih #3 watershed.

Date storm began	Dur. of storm (h)	Total rainfall amount (mm)	Volume			Peakflow		
			Simulated (mm)	Observed (mm)	Error (%)	Simulated (cms)	Observed (cms)	Error (%)
05/10/82	74	27.02	1.450	1.188	22.05	0.00088	0.00054	62.96
06/23/82	23	20.91	4.329	3.992	8.44	0.00701	0.00420	66.90
07/21/82	41	45.37	14.175	9.973	42.13	0.09034	0.02034	344.15
07/17/83	82	19.51	2.444	2.480	-1.45	0.00138	0.00102	35.29
04/25/84	230	134.84	14.997	13.870	8.13	0.00421	0.00295	42.71
05/15/84	63	26.69	2.208	1.967	12.25	0.00246	0.00196	25.51
09/04/84	28	32.60	3.699	2.977	24.25	0.00793	0.00689	15.09
09/25/84	86	21.69	6.461	6.432	0.05	0.00301	0.00282	6.73

## 五、結論

以 PHIM 模式推估臺灣中部地區天然闊葉林集水區之年流量，進而模擬土地利用變更對集水區流量之影響應屬可行，且具有相當的可靠性；然 PHIM 主要係針對泥煤地之自然環境而設計，應用於如亞熱帶如臺灣等地區難以完全發揮其功能。國內水文研究者仍應朝發展自有的水文模式為努力目標，而 PHIM UPLAND 子模式良好的分析架構則可供參考。

## 謝誌

本研究承蒙林業試驗所集水區經營系吳靜琍小姐繪圖及資料整理，謹此致謝。

## 引用文獻

- 金恆鏞 1986 蓮華池地區森林土壤分類的研究—採用美國農部的土壤分類系統。林業試驗所研究報告季刊 1(2): 155-176。
- 陸象豫、胡蘇澄 1996 水里溪集水區水土資源整體經營管理之研究(二)。農委會 85 年度計畫工作報告。
- 陸象豫、唐凱軍 1995 臺灣中部地區天然闊葉林降雨截留量之探討。林業試驗所研究報告季刊 10(4): 447-457。
- 陸象豫、漆陸忠 1988 蓮華池地區天然闊葉林枯枝落葉層特性之研究。中華水土保持學報 19(1): 71-79。
- 黃景春 1988 水桶模式在臺灣小集水區暴雨逕流分析應用上之研究—畢祿溪集水區之水文分析。國立臺灣大學森林學研究所博士論文。
- 葛錦昭、楊炳炎、林淵霖、楊楚淇、漆陸忠 1978 臺灣森林集水區經營試驗初步報告。林業試驗所研究報告第 304 號。
- 鄭皆達、林維侃、蘇瑞榮 1994 應用 GIS 及 HEC-1 水文模式探討臺灣中部上游集水區降雨逕流之關係。中華水土保持學報 25(3): 143-150。
- 盧惠生、陸象豫 1995 應用臨前降雨指數模式推估臺灣中部地區蓮華池 3 號試驗集水區暴雨流量歷線。林業試驗所研究報告季刊 10(4): 493-500。
- Barten, P. K. 1988. Modeling streamflow from headwater catchments in the northern Lake States. Ph.D. Thesis, Department of Forest Resources, University of Minnesota, St. Paul, Minnesota, 305 pp.
- Brooks, K. N., P. F. Ffolliott, H. M. Gregersen, and J. L. Thames. 1991. Hydrology and the management of watersheds. Iowa State University Press, Ames, Iowa.
- Campbell, G. S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. Soil Science 1179 (6): 311-314.
- Ciriani, T. A., U. Maione, and J. R. Walls. 1977. Mathematical models for surface water hydrology. Proceeding of the workshop held at the IBM Scientific Center, Pisa, Italy.
- Gale, M. R. and D. F. Grigal. 1987. Vertical root distributions of northern tree species in relation to successional status. Can. J. For. Res. 17: 829-834.
- Gray, D. M. 1973. Handbook on the principles of hydrology. Reprint National Research Council, Canada. Port Washington: Water Information Center, Inc.
- Guertin, D. P., P. K. Barten, and K. N. Brooks. 1987. The peatland Hydrologic impact model: development and testing. Nordic Hydrology 18(2): 79-100.
- Hammon, W. R. 1961. Estimating potential evapotranspiration. J. Hydrology Div., Proceedings ASCE 87(HY3): 107-120.
- Leaf, C. E., and G. E. Brink. 1975. Land use simulation model of the subalpine coniferous zone. USDA Forest Service Rocky Mountain Forest Experiment Station Research Paper RM-

135, 42 pp.

- Lu, S. Y.** 1994. Forest harvesting effects on streamflow and flood frequency in the northern Lakes States. Ph. D Thesis, Department of Forest Resources, University of Minnesota, St. Paul, Minnesota, 213 pp.
- Lu, S. Y., T. V. W. McAdams, and K. N. Brooks.** 1994. User Manual of Peatland Hydrology Impact Model. Department of Forest Resources, University of Minnesota, St. Paul, Minnesota, 250 pp.
- Rawls, W. L., D. L. Brakensiek, and K.E. Saxton.** 1982. Estimation of soil water properties. Transaction ASAE 1316-1320, 1328.
- Sloan P. G., I. D. Moore, G. B. Coltharp, and J. D. Eigel.** 1983. Modeling surface and subsurface stormflow on steeply-sloping forested watershed. Water Resources Institute, University of Kentucky, Lexington, Kentucky.
- Thorntwaite, C. W., and J. R. Mather.** 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Drexel Institute Technical Publication in Climatology 10(3).
- U. S. Army Corps of Engineers.** 1956. Snow hydrology. North Pacific Division. Portland Oregon.