

序 論

大地演化的繁複性及在人們對此所知有限的情況下，成為是地質學家和地形學家感興趣且亟欲探討的領域。本主題的探討涵括形成區域性或全球性地形學主要項目之細部及局部調查並樹立此主題研究的專業方式。新地層組織因其環境變動頻繁，可做為深入地層演化研究的範例，因此是地質形研究中極重要的一環。本論文即是針對東台灣的太魯閣地區演化情況進行調查研究。

地質背景

台灣係位於亞洲大陸東緣，約在東經121度及北緯24度之小島（見圖一），為吊錘狀，最大長度為385km，最大寬度143km，總面積36,000平方公里。一般相信該島是菲律賓海地板塊及歐亞大陸板塊激烈造山運動的產物（見圖二）（Ho 1987）。島東側的碰撞地區為東西軸向，琉球島弧隱沒系統則是此地形代表，經由菲律賓海地板塊在歐亞大陸板塊下向北推擠。此碰撞區具備一切教科書上所描繪的海底/大陸板塊碰撞區的標準特徵（Ho 1987），包括深海溝（如琉球海溝）及深海附積物，島弧（如琉球島弧）及一個後島弧盆地（圖二）。台灣東北側則可見到海溝、火山帶及琉球海溝連成一塊的景象（圖二）。

南北軸向的呂宋島弧則是南台灣最具代表性的碰撞區（圖二）。板塊間的作用因馬尼拉海溝位於一塊與呂宋島弧厚地殼下的歐亞陸盤連結的薄地殼上，而出現相當少見的狀況（Ho 1987）。循著這個系統可向北回溯到台灣的東側，沿著東岸可見一個清晰呈直線狀細長的山谷（圖三），亦即是東部縱谷。更東側是海岸山脈，由分佈於火山岩沉積岩的火山碎屑及濁流物類（含混同層物質）等代表島弧的物質所組成。西側則是中央山脈東緣，由以二疊紀物質為組成基底的折皺-逆衝帶所組成。此處的岩石多是大理石塊、碎屑及一些獨立的片麻岩。越往西岩層越年輕，由黏土、泥土及沙岩所組成。一般認為東海岸是呂宋火山帶的延伸，而縱谷則是弧與歐亞縫合線上的殘留物。縫合處現已被鄰近山脈的河流冲刷沉積物填至海拔高度，唯要論斷台灣周圍地區內各種不同的碰撞仍有困難。東北角菲律賓海地板塊正處於活動推擠狀態而向南則超越歐亞板塊。台灣東部海岸恰是這兩種碰撞運動的分離點，因此曾有人主張台灣東岸並無沉陷活動發生（Ho 1986, 1987; Ma and Liu 1996）：相反地，此擠壓的壓力則形成寬廣的擊-滑斷層及壓縮變形的

地區。此推測是根據地震斷層掃描的結果，顯示台灣東海岸並沒有隱沒帶（Ma and Liu 1996），大概是因為與台灣沿陸的地殼及呂宋火山帶的延伸太厚的關係。

雖然有證據顯示更早以前曾發生過碰撞，但目前的碰撞活動估計約在BP四百萬年前由台灣北部開始，沿著呂宋島弧以90km/Ma的速度往南傳去。因此島北的地層已演化了近四百萬年之久，島南的地層則在一百萬年以下。

因此連續性的碰撞，使台灣一直處在高速的地體構造性的上升率之中。台灣本島測得的上揚率包括：東海岸過去9000多年來為 $5.0 \pm 0.7 \text{ m/kyr}$ （Lin 1991），北台灣5.5-1.5ka BP為2m/kyr及於8.5-5.5 ka BP 為5.3 m/kyr（Peng *et al.* 1997），及南台灣1.4-4.8 m/kyr（Bonilla 1975）。Wang及Burnett(1991)在東海岸測得4.7-5.3 m/kyr及南台灣3.3-3.5m/kyr。Brunsden及Lin（1991）以過去三百萬年的數據為依據（表一），認為因地層組織的背景可將台灣有效的分切為兩個地體構造區。北方上揚率則為可發生沉陷的琉球碰撞活動所帶動，上揚率因而相對的低（約2m/kyr）。西及中台灣的其餘地區則在呂宋島弧的範圍內，其中碰撞形成的地殼變厚仍持續進行，故上揚率較高（約5m/kyr）。

持續的碰撞活動亦導致地震活動頻繁，對台灣地形的演化產生重大的影響。歷史記錄的分析指出台灣島上一年平均發生269次有感地震（Hsu 1975），以花蓮市附近最為頻繁，每年平均有116次。因較脆弱的岩石在地震時較易崩裂，故地震發生率頻繁會對地形的形成有所衝擊。以1941年12月17日發生的嘉義大地震為例，地震規模達 $M_L=7.1$ ，震央深度約為10km。一般認為這個地震引發了多處山崩，估計死亡人數在350人左右。最強的一次發生在震央東北方約28km處的草嶺，崩塌的岩石約達一百萬立方米，在清水溪上形成一個高140m的天然壩。

故簡單的說台灣的地形可說是一連串地層活動的結果。資料顯示地形可能演化了最多四百萬年。故台灣是一個在新地體構造活動中演化的年輕地層的範例。

氣候環境

地形演化的一个重要因素是該地區的氣候環境。台灣島的氣候潮濕，屬含豐沛雨量及高溫的亞熱帶氣候，值得注意的是此地區每年平均受到三個大的熱帶暴風影響，當地稱為颱風的熱帶暴風可定義為「在熱帶或亞熱帶海面發生的、具組織性對流及旋風表面的風流動、非帶狀的、大規模的低氣壓系統（Simpson 1981）」。通常颱風在太平洋關島附近地區形成然後往西北移動（見圖四）。其內部動能使颱風流存或增強，一直到進入高緯度鋒面較冷的地區或與受陸地阻擋後才會煙消雲散。在其演化後期可能進入中高度的西向風帶然後轉向東北方行進。

熱帶暴風帶來強風、大浪、海嘯及豐沛雨量，強風暴雨會對海岸地形產生顯著影響（最高曾測得持續85m/sec風速及高達13m的海浪）（Coch 1994）。由熱帶氣壓形成的颱風過境引進強大氣流帶來豐沛雨量，每小時100 mm及每日1000 mm 的降雨量是常有的事，而隨每個颱風過境降下600 mm的雨量也仍屬正常（Coch 1994）。隨著熱帶暴風中心移動，大部份都在五至八個小時之間出現暴雨。如表五所示，歐非麗颱風（1991）為典型東台灣熱帶暴風所帶來雨量的例子。可見暴雨的發生均在40個小時內，其中有六個小時每小時降下20 mm以上的雨量，而有兩小時（40及41小時）的雨量則超過每小時100 mm。

超高雨量造成高度的地表活動。刮颱風時，降下最大雨量前通常會出現20個小時以上的連續性暴雨，足以造成土壤的飽和及土質鬆動，進而引發山崩和落石。之後接踵而來的暴雨則會造成土壤侵蝕及大型坍方，隨著坍方夾帶下來的材質數量非常驚人。Lee（1977）在1965到1977年間檢查了台灣22條河川，表列了總共7810次的坍方，總表面面積達104平方公里，總體積則高達一億五千一百萬立方米。另有數個由暴雨造成重大山崩的完整記錄，其中包括1944年摧毀水力發電廠的霧社山崩，1972年中橫高速公路的一百萬噸土石山崩，及1963年在Tuchian河域中總計約33公頃面積的山崩，這次的山崩掩沒一個村莊（Moh 1977）等還有許多例子不勝枚舉（有關其他範例資料，見Hung 1987）。

除了引發山崩以外，暴雨也帶來可能造成大規模沉積物移動的洪水災害。據監測結果發現暴雨會造成Hortonian及飽和表面水流，形成小細流及表土的剝落，惟覆蓋本島的熱帶林密度多少可減弱此現象作用，但此作用在濫墾濫伐嚴重的地區則非常明顯。

綿密的雨量造成高度的剝蝕，島南方剝蝕率在過去三百萬年間介於5至9m/kyr之間，近期測得的物理及化學值約4 m/kyr左右，海岸山脈則在3.9至8.1m/kyr之間，島北端則是0.6至3.0m/kyr之間，西海岸為1.6m/kyr（見表一）（Brunsden and Lin 1991）。目前本島主要地區的剝蝕率幾乎與上揚率不相上下，但Brunsden (1990)與Brunsden 及 Lin (1991) 研究提出地形的平衡狀態或許存在，並以此解釋中央山脈的順應形態。然而此說明山峰順應形態之簡單看法須考量河流密度的影響、活躍的地層運動包括藉由沒有剝蝕的情況降低山峰高度平衡上揚作用之山崩等因素在內重新評估（有關中央山脈東側山崩記錄可參閱 Lee *et al.* 著作，1996）。此外，山崩滑落的結果也可能出現均衡回復狀態。（請參閱Gilchrist及Summerfield, 1991）。

本論文其它部份將探討中央山脈東側一部份如太魯閣峽谷的地形及特徵，並調查地形演化的通則可否使這個地區的地形模型重現。

太魯閣峽谷

太魯閣峽谷是一個約800m深的大理石峽谷，位於濱海的太魯閣與中央山脈東側太魯閣國家公園中的天祥之間（見圖六），此地於更新世上揚（Petley *et al.* 1997）時經過高遠的水流切割而成，故為新地層組織的代表，並具有下列此類型地層的多重特徵（在Brunsden 1987及Petley *et al.* 1997後）：

- 隨著河川切入及剝蝕作用的快速上揚；
- 侵蝕基準面或海平面明顯的變化，伴隨著地形上的變化；
- 暴露在極端的氣候條件下；
- 高地震活動率；
- 脆弱的岩層組織，包括斷裂及並列的岩石單位；
- 地面或坡面在流水之變動大；
- 成熟的植被；
- 地層對人類的活動敏感。

地質範圍

地區背景

太魯閣峽谷的岩石在第三紀前變質，為中央山脈地質範圍的一部份（Ho 1987）（圖三）。此變質帶沿南北向延伸約250km，最大寬度約30km，表面面積約4,600平方公里。此地區的岩石被歸納為大南澳片岩（Ho 1987）。而此雜岩的厚度認定並無精準數據，估計大約有數千。此變質雜岩分為兩個帶：西側太魯閣帶及東側玉里；太魯閣峽谷整個位於太魯閣帶中。與此帶的接合處並無清楚的界定，但應是個主要的斷層，稱為壽豐斷層（Stanley *et al.* 1981）。

岩石種類

在太魯閣峽谷中地質主要由二疊紀變質底層所組成，代表歐亞地殼，內含大理石、綠色片岩、黑色（泥質）、矽質的片岩，及獨立的片麻岩體（Longley *et al.* 1992; Yen *et al.* 1951）。由東西向壓力所造成的重覆性逆衝斷層是一般常見的構造（M.E. Jones *pers. comm* 1997）。大理石為此處主要的岩石，雖然其中有因強烈的局部性地構變形及快速的地殼上升而導致的張力節理及斷層，但仍呈大塊狀及厚層狀；而峽谷卻是高頻率的地層上揚及壓力釋放的產物。當地蘊藏的大理石質地極佳可供開採，惟本次並未將此項列入研究範圍。黑岩及矽質岩均有明顯的斷口，經氣候風化形成細小、脆弱呈多角狀的碎片。綠岩極為柔軟，在大理石層中可發現最大15m厚的石層。值得重視的是此類岩石受到大量風化侵蝕極為脆弱，對當地的流域產生非常大的影響。而其它岩層的主體為片麻岩，在中生代後期入侵變質及後續變質形成的花崗。當地尚有局部的第四紀的積層，包括由山坡沖下的崩積物（層），及水流的沉積物；有些在離谷底200m以上的山坡上發現，顯示了當地地層的上升強度。

太魯閣峽谷的形成

上揚及剝蝕率

如前所述，太魯閣峽谷有許多活地層活動區的特徵。造成當地如此狹窄、深切的地形有四個重要的因素：

- 因地層活動活躍而造成的高上揚率；
- 谷底床的緊密下切；
- 當地岩石的性質，強度高但無法抗受剝蝕；
- 引發高速的地表活動的大規模氣象活動。

雖然目前尚未有太魯閣峽谷當地的地層上揚率資料，但峽谷內的水文監測站卻曾測得沉積物的資料。同時亦進行每日河川排水量的測量及每週的沉積物測量，排水量越高測量的頻率越高。分析排水記錄及沉積物求得沉積物的容許量，進而推算1986年1月至1995年12月間的淨剝蝕率。據估算後獲知本研究進行期間434.6平方km的面積內總沉積物重 3.51×10^7 噸，據此可推算出每年沉積平均每平方公里為8076噸，顯示土表的目前剝蝕率為約4.9m/kyr，含孔隙及有機（體物）常數。此率與Brunsdén及Lin（1991）推估的結果相近（見表一）。

沉積量可運用Jansen及Painter（1974）的方程式估算，兩人曾提出在高雨量的熱帶氣候中，以下列方程式可從氣候及地形求得沉積率，：

$$\log S = 0.1 \log D - 0.314 \log A + 0.75 \log H + 1.104 \log P + 0.368 \log T - 2.324 \log V + 0.786 \log G - 2.032$$

其中

S: 沉積物比例（公噸/平方km）

D: 年排水量=在太魯閣峽谷為 $2710 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2}$

A: 流域面積=434.60km²

H: 山谷的最大高度=3742 mm

P: 平均降雨率=3200 mm

T: 年平均溫度=18°C

V: 植栽指數=3（森林及無植栽之岩石）

G: 地質指數=5（強新生代的岩石）

因此略估的沉積為8608 公噸/平方公里，每年剝蝕率5.2m/kyr，含孔隙及有機體物。故此所測得的剝蝕率及運用Jansen及Painter（1974）的方程式所求得的數值一致性高。Jansson（1988）曾測得介於4800至21000公噸/平方公里的沉積率，就本區氣候狀況而言此比率顯然過高，有可能是本地高環境動能造成的結果。

本峽谷的形成應是局部地層上揚的結果 (Petley 1995)。根據Brunsden及Lin (1991) 的報告顯示，台灣的地質環境 (圖二) 目前可能位於兩個地體構造區的邊界上，但照此情況的話，峽谷應在南方 (呂宋山帶) 形成，故這顯示過去500,000年中上揚率約為 5.5 m/kyr (Brunsden and Lin 1991)。另如以立霧溪流經整個山區的流域為例進行合理的推測，其河床切入的速率應與上揚率相等。假設峽谷中最深的地方為600m深，則切出整個峽谷需109,000年的時間。惟要注意的是顯著的氣候變化可能改變這個數字，更何況這機時期的全球氣候變化非常大，而可惜的是台灣過去200,000年的古代環境資料非常缺乏。New and Tseng (1996) 根據台北盆地的第四紀沉積層資料指出，前冰河期的氣候較現代為乾燥及冰冷，故可推論在峽谷地區的剝蝕率應比目前所記錄的為低。此沉積層亦顯示總降雨量在全新世有增加或增強的情況，其中最顯著的兩次分別為6.5 ka BP及<2 ka BP，因而此期間剝蝕率可能增高。Thomas及Thorp (1995) 提出潮濕熱帶整體的侵蝕率在過去14000年間與現在較為接近。故表面看來假設谷底的剝蝕率與上揚率相等是合理的。

4.2.2 地形剝蝕率

地理學上的推算概略算出開挖600m岩石所需時間，卻未能找出創造「地形」本身所需的時間。假設局部地形以目前的剝蝕率 (約 5.0 m/kyr) 遭受侵蝕，而峽谷則隨上揚率 (5.5 m/kyr) 被開挖成形 (Brunsden and Lin, 1991)，則峽谷的形成率為 0.5 m/kyr 時，可在過去500,000年內切出一個深250m的峽谷地形。在1 Ma及500 ka BP期間，上揚率估計為 7.0 m/kyr ，剝蝕率為 5.0 m/kyr (Brunsden and Lin, 1991)，依此求得峽谷地形的淨形成率為 2.0 m/kyr ；且假設環境條件單純及上揚及剝蝕率平穩的狀況下，峽谷成形共需675,000年的時間。這段期間河川的總下切量為3.98km，而峽谷正上面坡地的總剝蝕率則為3.38km。當然這些數據是在假設概估率適用於整個時期演變，並有賴剝蝕及地體構造過程單純化而得，但確可大略顯示地形演化的速率。

海岸山脈北端的峽谷位置顯示峽谷及周遭的山脈正緩慢的進入琉球弧地體構造區。Brunsden 及 Lin (1991) 指出此區內上揚率 (即谷底的下切率) 約為 2.0 m/kyr ，而局部地形的剝蝕率則為 2.6 m/kyr 。假設這個說法正確的，則峽谷的深度將會以 0.6 m/kyr 左右的速率減低。此外山坡地將會縮減，峽谷變寬，且如未能與環境條件取得平衡，則坡度也會降低。

峽谷演化的電腦模擬

太魯閣峽谷本身因當地高度的地形活動而仍在演化中，而成為瞭解地體構造在時間中演化的絕佳寫照。目前速率的略估值既已求得，簡化的模擬當非難事。但需注意的是整條峽谷中陡峭甚或幾近垂直下落的峭壁以及高處略陡的山坡形狀已呈穩定狀態。

模擬時採用一組簡單但實用的數學方程式。本研究目前屬初期階段仍需繼續深入仔細探討，不過也提供一個可以合理模擬模擬峽谷地形發展的模式。

這個模擬以時間-步驟為設計基準，並使用了下列參數：

- 對全區使用一個穩定的上揚率，即 5.5m/kyr ；
- 基準面採用一個穩定的剝蝕率，即 0.5m/kyr ；
- 依基準面高度比例定出另一個剝蝕率。剝蝕率隨高度的增加很難估計，但為求簡化，則假設其為一線性的關係。速率的設定：在基準面為零，而於 4000m 高處為 5.5m/kyr 。此速率估算係根據台灣的最高峰（玉山， 3997m 高）於 4000m 處顯示的順應性而得，且Brunsden及Lin（1991）認為在此高度的剝蝕率與上揚率可達到平衡。如前所述這個假設可能過於簡化（參閱下面說明），但卻是合理的起始點。
- 一個可模擬在 45° 陡H下斜坡發生崩塌及坡地沖刷時的剝蝕活動的參數。此參數為線性，並假設此數在水平為零而在 45° 時為 2m/kyr 。
- 一個可模擬在 45° 陡H上斜坡發生落石或山崩活動時的參數。假設此數於 45° 時為 2m/kyr 而在 80° 陡H上斜坡時為 100m/kyr 。此數非線性，乃為促進高度陡坡進行快速演化而設計的。模擬測試顯示此特性的參數與自然情況最為吻合，而模擬在低處傾向 70° 高疑筓w坡角，這與觀察峽谷的結果相近。

在模擬中這些參數可單一或全數變換，結果顯示運用上述數值可獲得最佳的模擬狀態。

因太魯閣峽谷的主要岩石種類為板塊間碰撞而上揚的重複褶皺的變質石灰岩，起點為一個平面，上面為一系列的排水系統，有一個深 10m 的下陷、一個寬 10m 的平底岩床、及 45° 高疑筓Y（圖八）。隨著地形在颱風挾帶豪雨引發山洪爆發的氣候環境下演化，假設河床的剝蝕率與上揚率相等，促使地形維持穩定。這個假設是以太魯閣峽谷內的立霧

溪河道為例，此河道的上揚率雖高，坡度卻低，可能是因為颱風所帶來的大量雨水沖刷所造成的。

此模擬的每一節代表五年，前一階段的結果將被當作下一階段的輸入使用。第一次模擬跑了100000年。模擬的結果見圖九，峽谷的演化以10000年分割。起初在低區的增長率非常高，但模擬很清楚的顯示當剝蝕率隨著高度提高而增高時，此速率開始下降。模擬過程中，峽谷發展成形時，則可見到峽谷底部一直停留在同一個高度。峽谷的發展有兩個特性：第一，峽谷越深高度亦越高；第二，地形的寬度增加。雖然這兩個特性因所使用的模擬類型而無法避免，此過程的特性卻非常有趣。當峽谷開始發展時（約前20000年）峽谷峭壁的坡度從45°至約75°隨著時間前進低坡的高度增加，然而坡度不變。

在這非常陡的下坡地，較平緩（約49°的第二坡開始形成。同樣地，隨模擬進行此坡的長度增加，而整個峽谷系統的寬度亦快速成長，包括60,000年後整個模擬面積的總寬度。同時此坡的坡度亦維持於49°。

此模擬的最終形態與實地測得的結果相當類似（比較圖十與圖六），其中低坡較陡而高坡較平坦。從模擬的結果可知兩點：第一，高坡處較緩的坡度與上揚率的變動無關（上揚率維持不變），而是隨高度及坡角變化的剝蝕率的結果。第二，此模擬顯示山嶺順應性並不是先前地形的指標，為作用於地形的（營力）過程之結果。

須知道此模型在模擬演化過程及用二度空間方式假設簡易的地質條件方面都相當簡化。但對一個相當大又倚賴剝蝕率，且由峽谷及局部性的高地等複雜的地形構成的地區而言，實需要更精細的模擬製作。但在這些問題之外，此模擬仍舊提供了對地形發展更深刻的瞭解。未來可望進一步改善模擬製作俾能更精確地模擬地形營力過程。

結 論

很明顯的太魯閣峽谷之形成乃是該地區高頻率地層活動包括上揚率及剝蝕率所帶來的結果。透過一些針對當地演化過程而設計的簡易方程式可模擬當地的地形發展。模擬顯示峽谷的形成係因持續的上升，且峽谷壁的形態則是地體構造及地形活動與地質

條件結合的結果。最後模擬顯示坡度的改變可能與上揚率的改變無關而與活動的速率及種類有關。

銘 謝

感謝太魯閣國家公園管理處處長及員工的協助。特別感謝陳孟江先生、劉瑩三先生。作者感謝浦資茅斯大學的Mervyn Jones教授、台灣大學的陳宏宇教授及中油公司的Chen-Hui Fan博士。

References

- Bonilla, M.G., 1975, *A review of recently active faults in Taiwan*. US Geological Survey Open File Report., pp. 41-75.
- Brunsdon, D., 1987, Principles of hazard assessment in neotectonic terrains. *Memoir of the Geological Society of China*, 9, 305-334.
- Brunsdon, D., 1990, Tablets of Stone: towards the Ten Commandments of Geomorphology. *Zeitschrift fur Geomorphologie Supplement*, 79, 1-37
- Brunsdon, D., & Lin, J.-C., 1991, The concept of topographic equilibrium in neotectonic terrains. In: Cosgrove, J. and Jones, M.E. (Eds), *Neotectonics and Resources*, Bellhaven, London, 409pp.
- Coch, N.K., 1994, Geologic effects of hurricanes. *Geomorphology*, 10, 37-63.
- Gilchrist-A-R., & Summerfield-M-A., 1991, Denudation, isostasy and landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, 6, 555-562.
- Ho, C.S., 1982, *Tectonic evolution of Taiwan*. Ministry of Economic Affairs, Taipei, Taiwan, 126 pp.
- Ho, C.S., 1986, A synthesis of the geological evolution of Taiwan. *Memoir of the Geological Society of China*, 7, 15-29.
- Ho, C.S., 1987, A synthesis of the geologic evolution of Taiwan. *Memoir of the Geological Society of China*, 9, 1-18.
- Hsu, M.T., 1975, On the degree of earthquake risk in Taiwan. *Meteorological Bulletin*, 21, 33-40.
- Hung, J.-J., 1987, Landslides and related researches in Taiwan. *Memoir of the Geological Society of China*, 9, 23-44.
- Jansson, M.B., 1988, A global study of sediment yield. *Geografiska Annaler*, 70, 81-98
- Jansen, J.M.L. & Painter, R.B., 1974, Predicting sediment yield from climate and topography. *Journal of Hydrology*, 21, 371-380
- Lee, P.J., 1977, Rate of early Pleistocene uplift in Taiwan. *Memoir of the Geological Society of China*, 2, 71-6.
- Lee, Y.-H., Woo, A., & Yang, C.-N., 1996, Mountain building collapse in Taiwan mountain belt. *Proceedings of the 3rd Sino-British Geological Conference*, Taipei, 1996.
- Liew, P.-M., & Tseng, M.-H., 1996, Late Quaternary climatic environment of the Taipei Basin. *Proceedings of the 3rd Sino-British Geological Conference*, Taipei, 1996.

- Lin, J.-C., 1991, The structural landforms of the Coastal Range of eastern Taiwan. In: Cosgrove, J. and Jones, M.E., (Eds) *Neotectonics and Resources*. Bellhaven, London, 409pp.
- Lin, J.-C., 1991, *Neotectonic landforms of the coastal range, eastern Taiwan*. Unpublished Ph.D Thesis, University of London.
- Longley, E., Fan, C.-H., Ibsen, M.-L., North-Lewis, D., Pendry, M., & Petley, D.N., 1992, *The Environmental Impact of Tropical Cyclones*. Final report of the University of London Expedition to Taiwan, 1991.
- Ma, K.-F. & Liu, N.-J., 1996, Lateral velocity variation and subduction slabs in Taiwan region. *Proceedings of the 3rd Sino-British Geological Conference*, Taipei, 1996.
- Moh-Z.-C., 1977, Landslides in Taiwan; some case reports. In: Penzien, J., Sheng, T.M., & Yang, Z., *Advisory meeting on earthquake engineering and landslides*. National Science Foundation, Washington, 199-218.
- Peng, T.H., Li, Y.-H., & Wu, F.T., 1977, Tectonic uplift rates of the Taiwan island since the early Holocene. *Memoir of the Geological Society of China*, 2, 57-69.
- Petley, D.N., 1995, Engineering hazards in Taroko Gorge, eastern Taiwan. *Proceedings of the International Conference on Geohazards and Engineering Geology*, Coventry, 261-270.
- Petley, D.N., Liu, C.-N., & Liou, Y.-S., 1997, Geohazards in a Neotectonic Terrain, Taroko Gorge, eastern Taiwan. *Journal of the Geological Society of China*, 40, 135-154.
- Simpson, R.H., 1981, *The hurricane and its impact*. Blackwell, Oxford, 398pp.
- Stanley, R.S., Hill, L.B., Chang, H.C., & Hu, H.N., 1981, A transect through the metamorphic core of the Central Mountains, southern Taiwan. *Memoir of the Geological Society of China*, 4, 443-473.
- Thomas, M.F. & Thorp, M.B., 1995, geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the late Pleistocene and early Holocene in the humid and sub-humid tropics. *Quaternary Science Reviews*, 14, 193-207.
- Wang, C.-H. & Burnett, W.C., 1991, Holocene mean uplift rates across an active plate-collision boundary in Taiwan. *Science*, 248, 204-206.
- Yen, T.P., Shang, C.G., & Keng, W.P., 1951, The discovery of Fusuline Limestone in the metamorphic complex of Taiwan. *Bulletin of the Geological Survey of Taiwan*, 3, 23-26.

圖

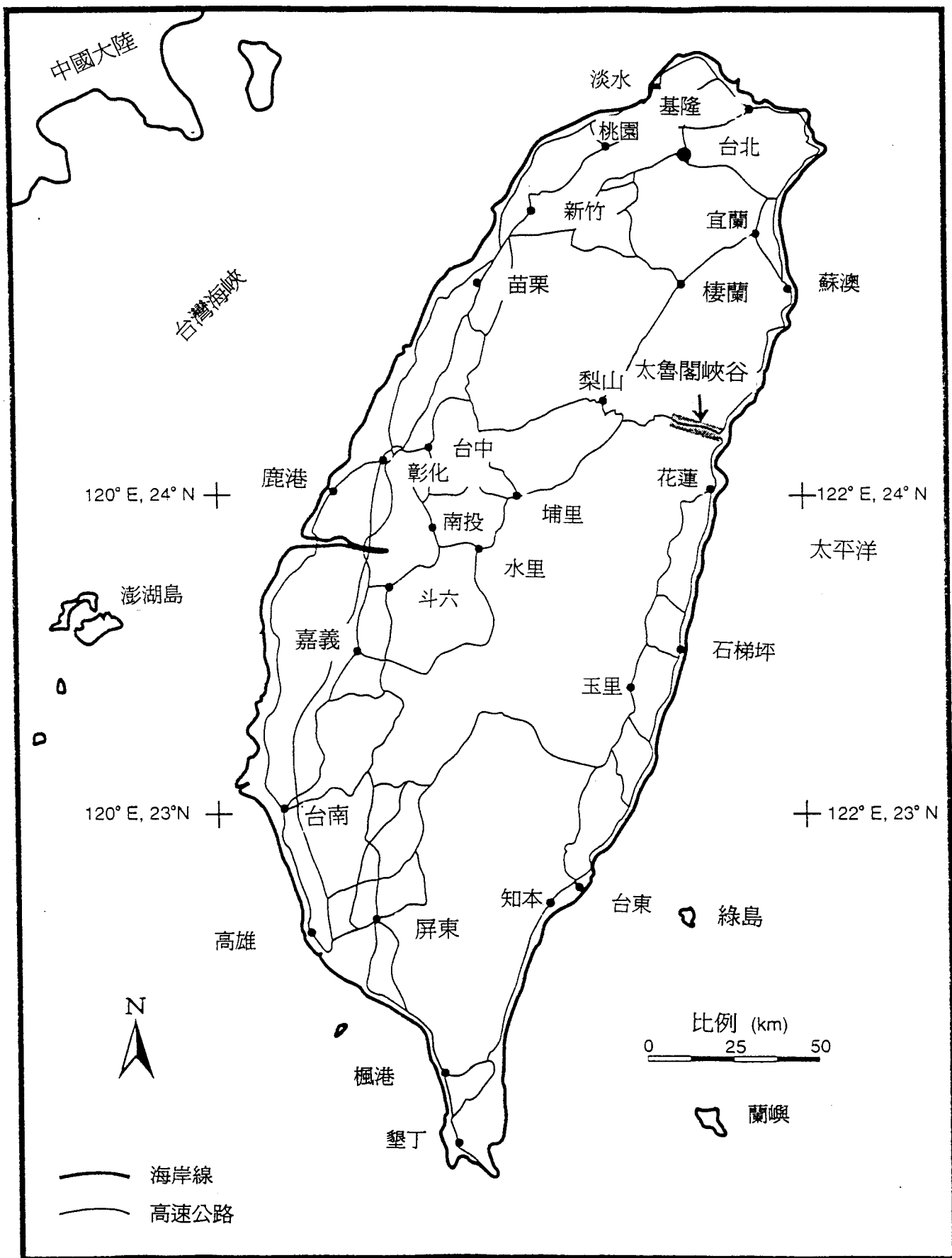
- 圖一 台灣及相鄰島嶼區位圖
- 圖二 台灣的地體構造環境 (Ho 1987後)
- 圖三 台灣主要地質區塊簡易圖 (Ho 1982後)
- 圖四 1996年七月及八月賀伯颱風風眼的軌跡
- 圖五 1991年於太魯閣測得歐菲麗颱風所帶來的雨量(直條圖與左軸)及立霧溪的流量(扇形圖及右軸) (Longley et al., 1992後)
- 圖六 太魯閣國家公園範圍圖。太魯閣峽谷位於天祥與太魯閣之間。
- 圖七 太魯閣峽谷斷面示意圖。沿著立霧溪河道中心線每1 km一段。注意峽谷中央的坡地於低處較陡，高處則較為平坦。
- 圖八 太魯閣峽谷演化的原始模擬狀態。初始狀態為中央下陷的上揚板塊。下陷基準面為平坦狀態，寬度約10 m，下陷處的邊坡坡度45度C
- 圖九 模型顯示過去100 000年間太魯閣峽谷的演化狀態。
- 圖十 與原始狀態比較的100 000年後峽谷模型形態。

表：

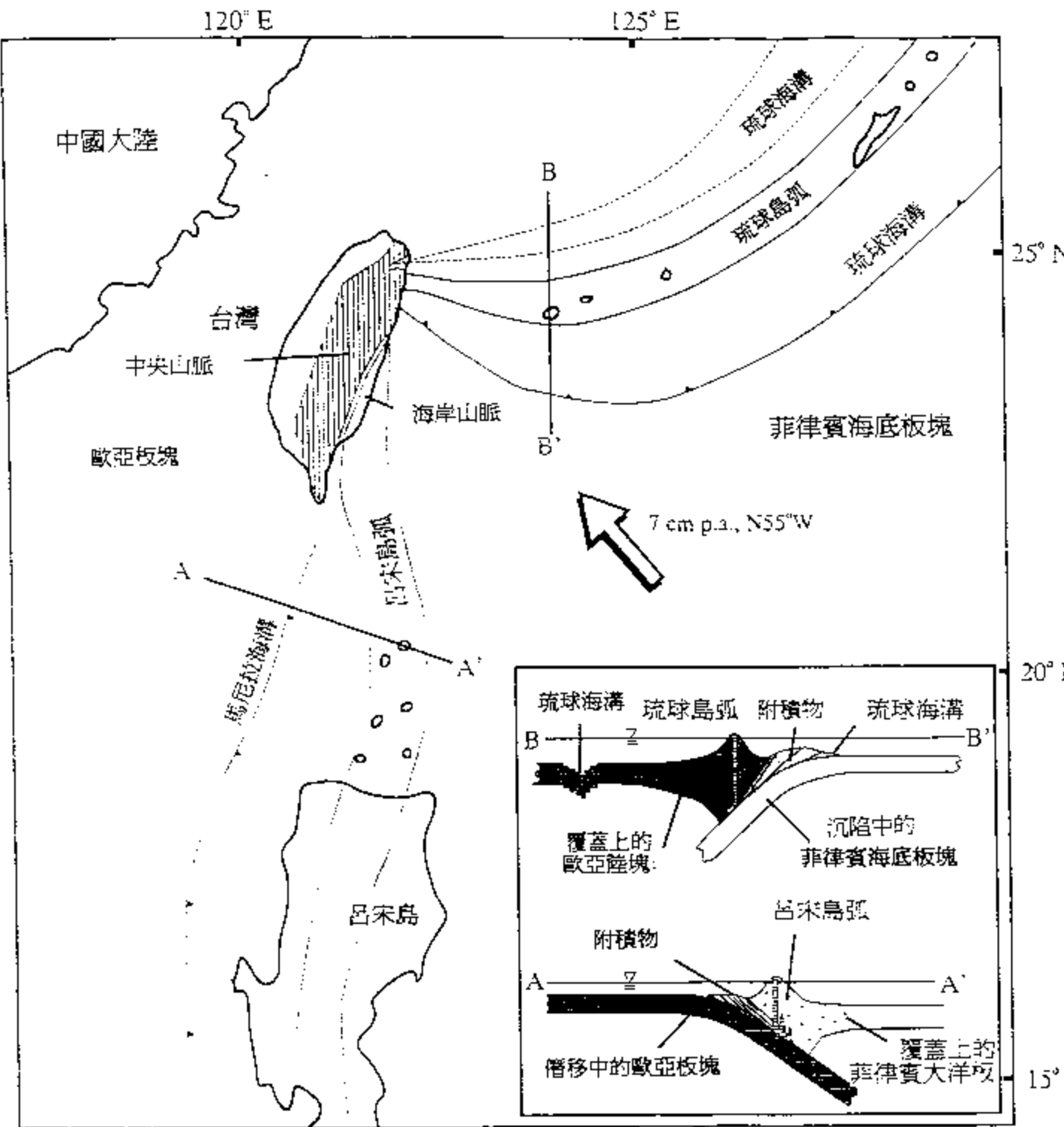
表一： 以分發軌跡法為測量的台灣地區上揚及剝蝕率 (Brunsdn and Lin 1991後)

表 1

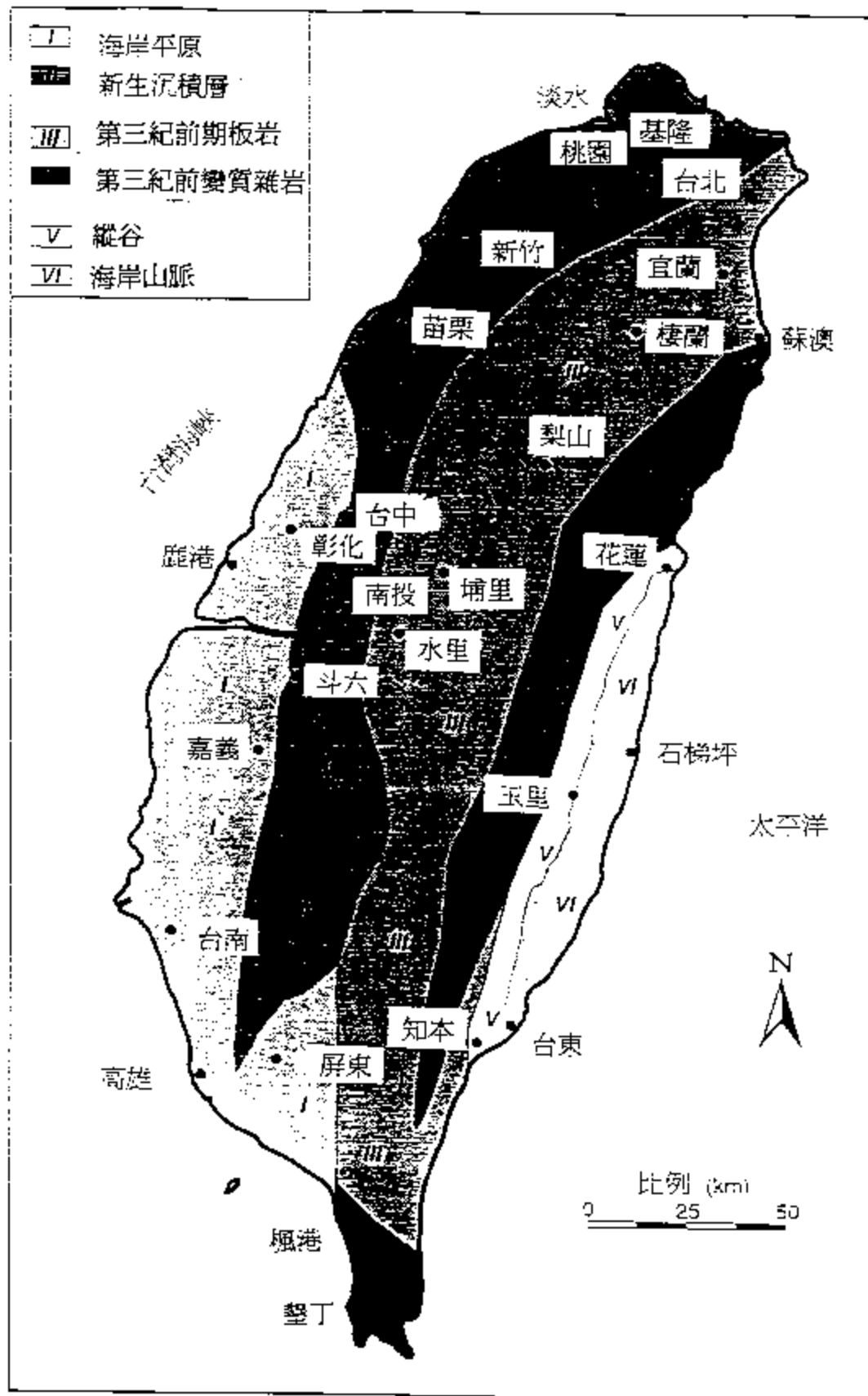
	時間帶	概估上揚率	概估剝蝕率	上揚剝蝕率
	M.a.	mm	mm	mm
	BP	p.a.	p.a.	p.a.
中央山脈	3.0	c0.1	C0.1	0.0
	2.0	c0.1	0.384	0.616
	1.0	7.0	3.1	3.9
	0.5	7.0	5.0	2.0
		c5.5	5.0±0.7	5.0±0.7
琉球 比率	1.0	2.0	2.6	0.6
(北台灣)	目前	2.0	2.6	0.6



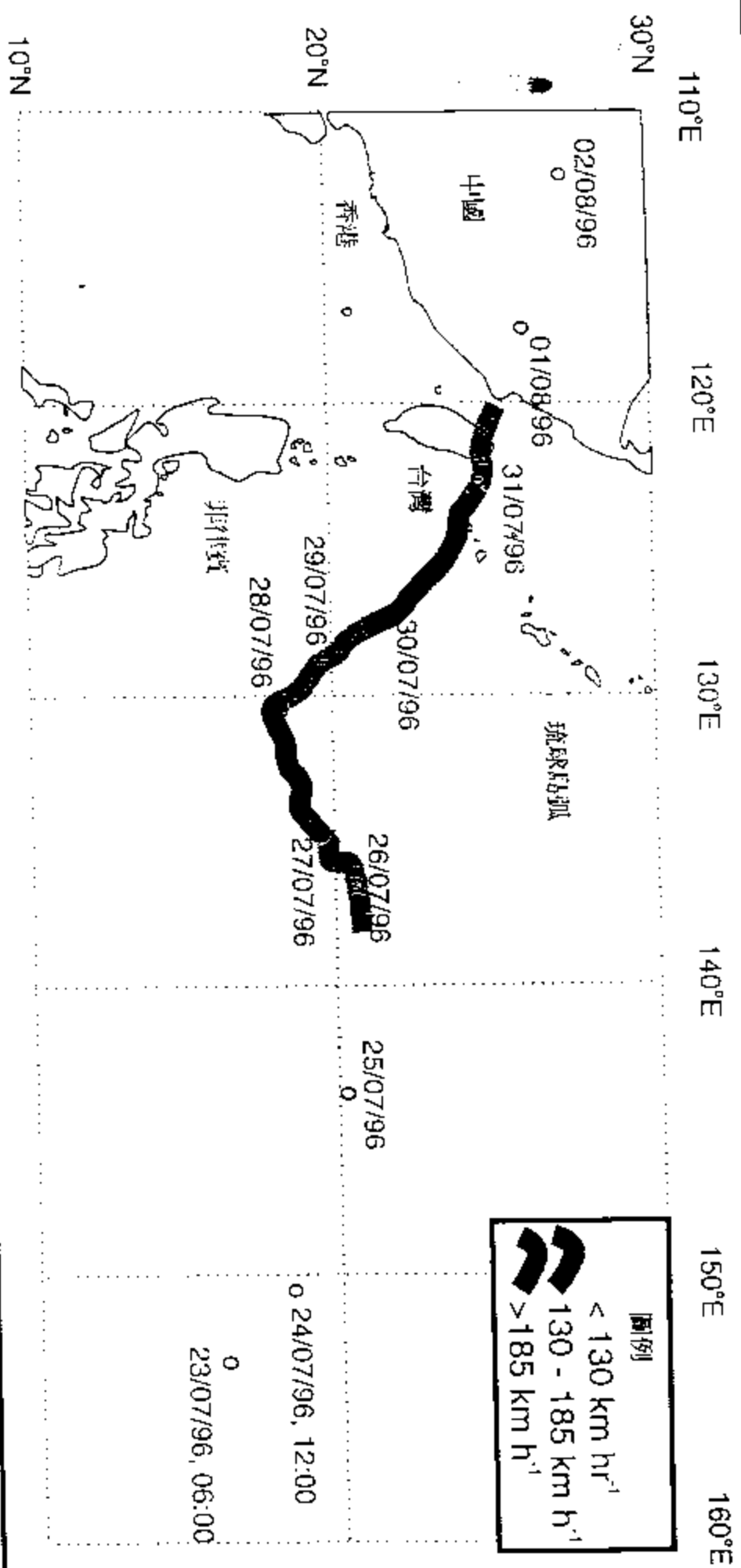
圖一

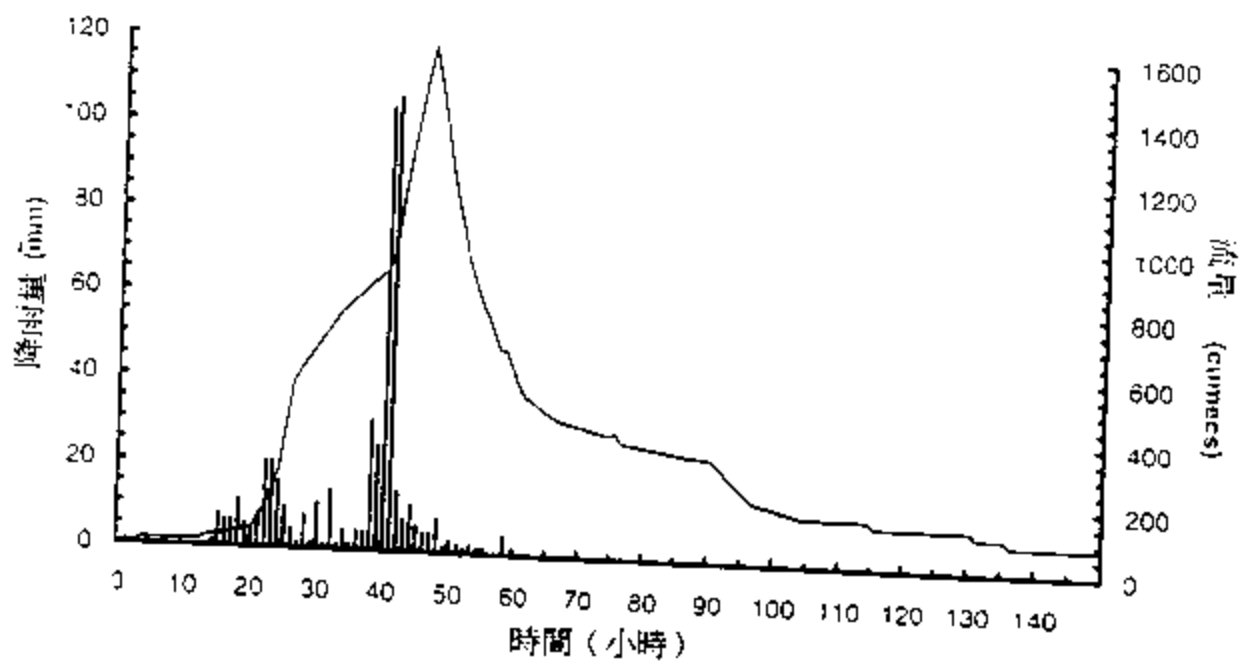


圖二

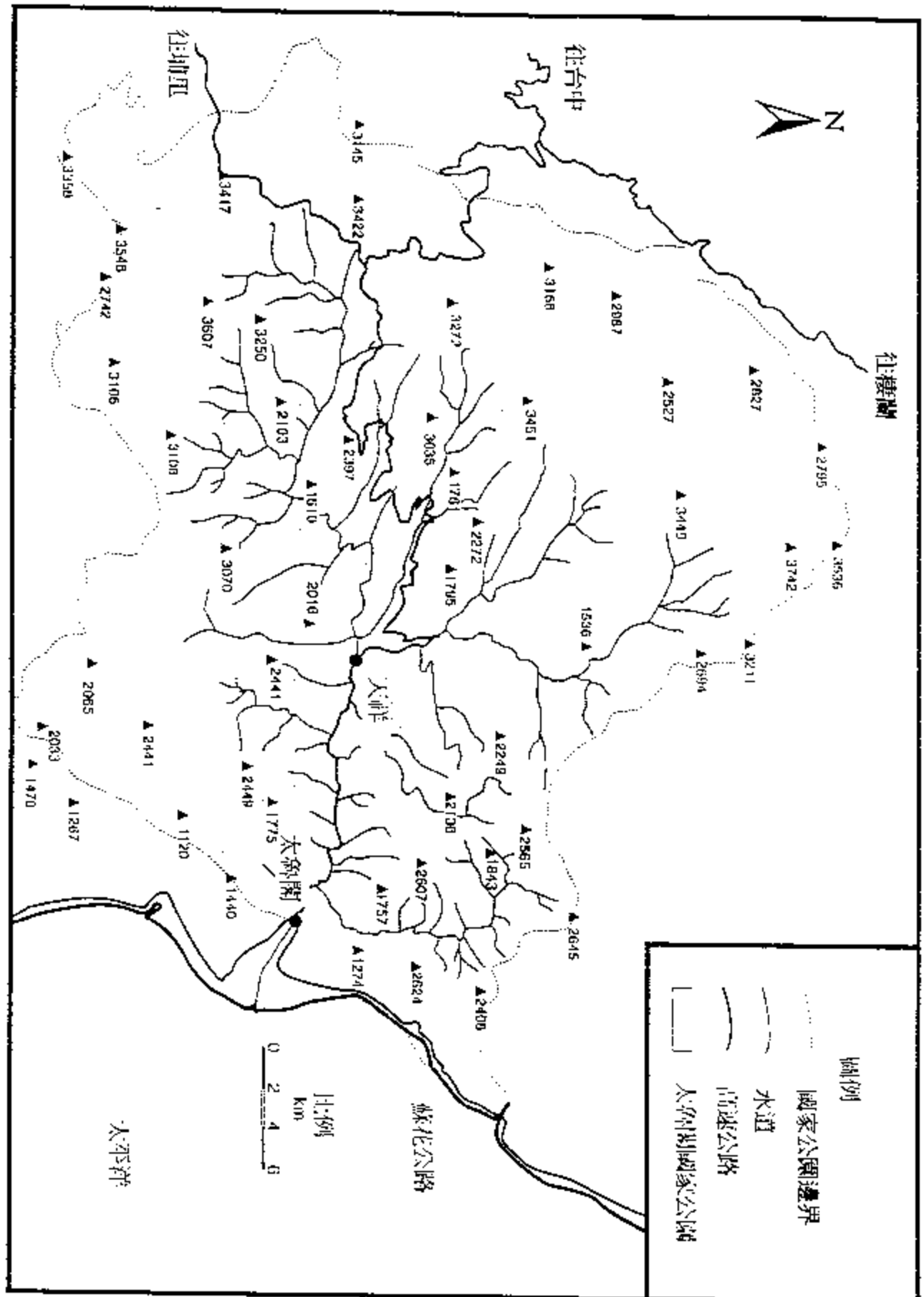


圖三

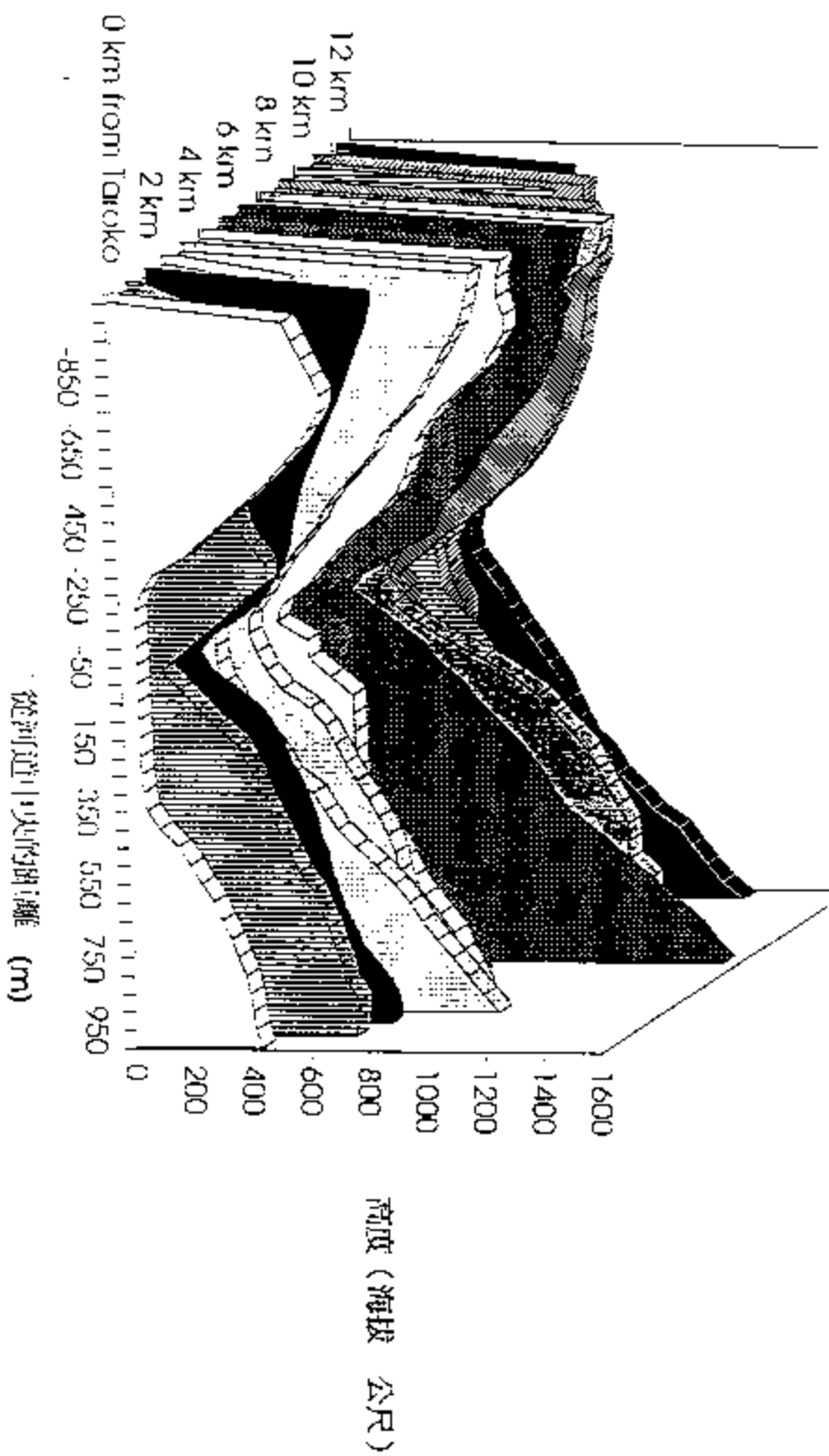


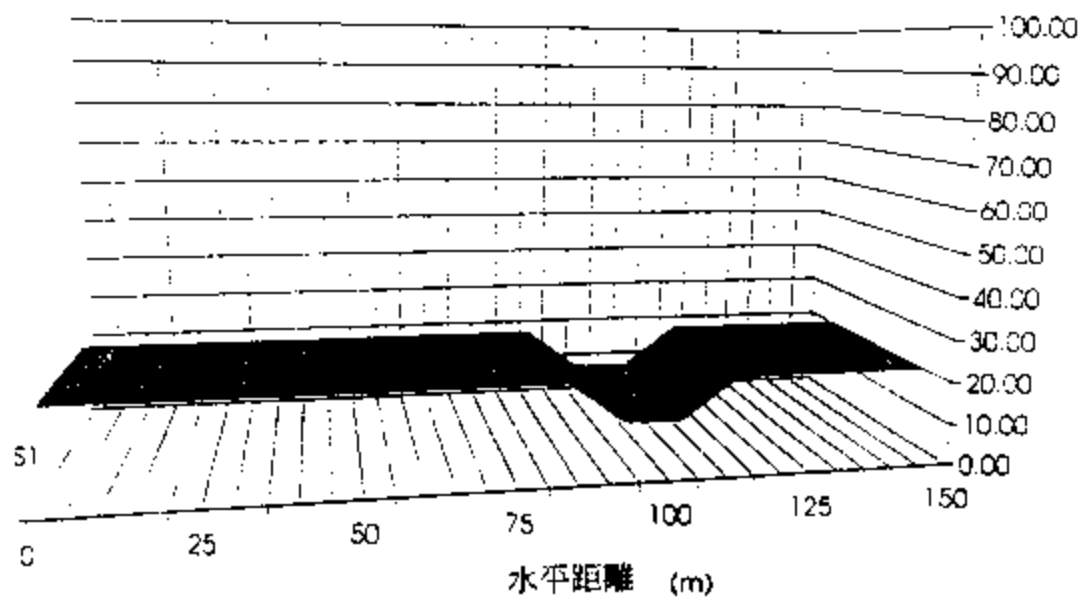


圖五

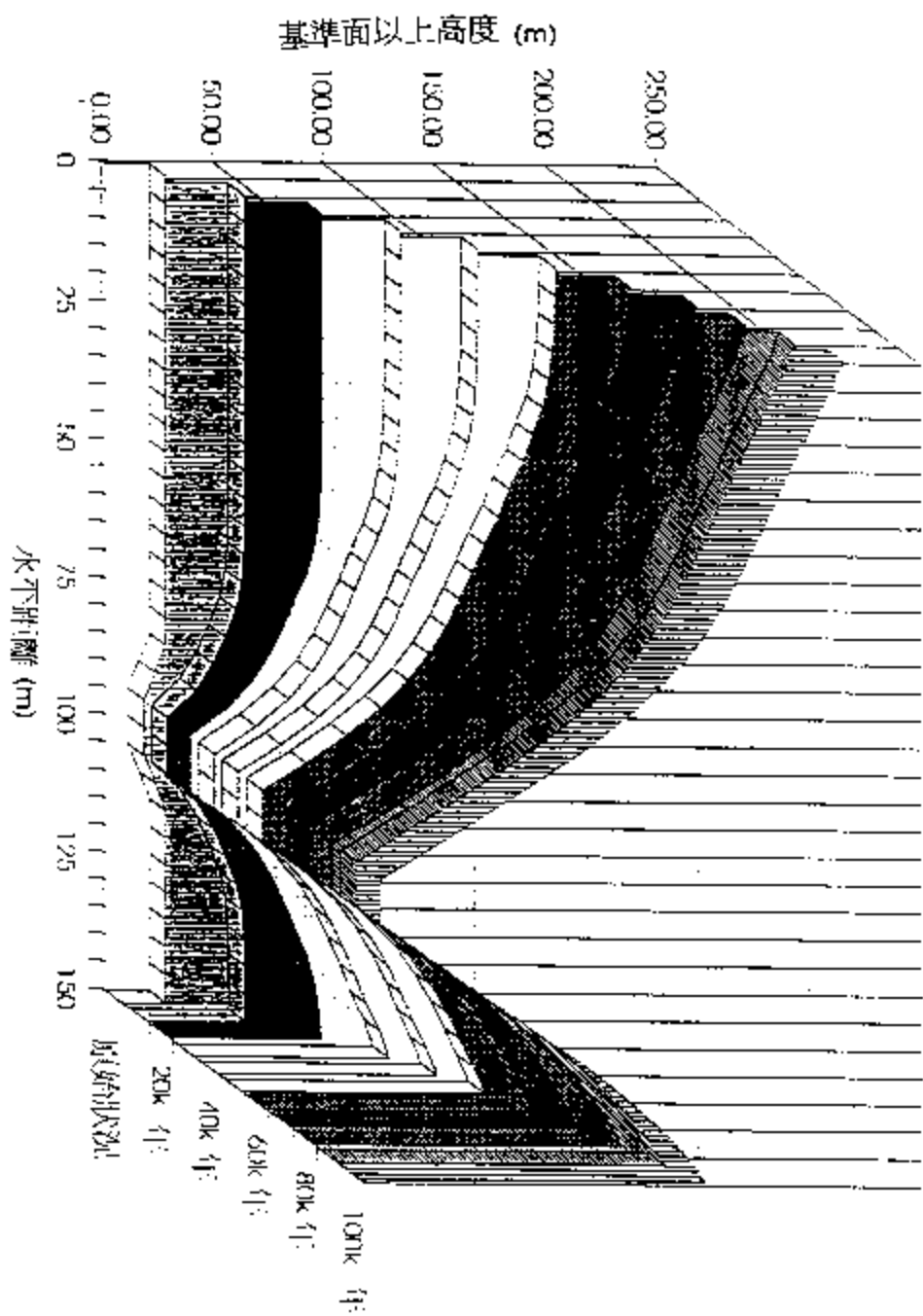


圖六





圖八



圖九

