

第三章 第四紀冰河研究基本概念

第二章的問題界定，已詳細論述了海峽兩岸參與第四紀冰河遺跡爭論的學者和主張。基本上，這些學者論證的內容可歸納出以下四個方面：1.冰斗、擦痕等冰蝕地形成因上的解釋，2.冰河沉積物成因的爭議，3.冰期的確認以及4.冰緣現象及其與冰河關係的認識(崔之久，1984)。本章要釐清第四紀冰河研究上的冰斗地貌特性、冰緣環境，以及古氣候上第四紀冰期、雪線與森林界線等的基本問題。至於冰河擦痕與沉積物，是論証冰河遺跡的重要直接証據，本研究安排在第四章研究方法與研究架構一文中，詳細論說。

第一節 冰斗地貌特性

冰斗是台灣高山冰河爭議的關鍵，鹿野忠雄就是以雪山冰斗群的發現，而認定台灣曾發生過冰河，並以此判定冰期雪線的高度。因為冰斗：是冰川地貌中最基本和最有代表性的地貌類型之一。冰川地貌發育始於冰斗，而冰斗的發育規模則表徵著區域冰川地貌的發展程度，所以，研究冰川冰斗是研究山地冰川地貌發育問題的關鍵。

崔之久(1981:24)

所以辨識冰斗基本地貌特性的，並進行其所指示古冰河類型與雪線高度的推論，是解決台灣高山冰河爭議重要的途徑之一。

一、冰斗定義的爭論

冰斗是各種冰河地形中最醒目而獨特的。許多地形學者對其弧狀形貌進行過相當多的研究，但是真正的成因與作用機制，目前還不是很清楚(Suden et al, 1975)。所以在1970年代以前，有關冰斗的成因，眾說紛紜，冰斗的定義也莫衷一是。為了統一冰斗定義及地貌特性上的描述，1973年12月英國地形研究會(BGRG, British Geomorphological Research Group)的地形計量研究小組(Small Group Research on Geomorphometry)，在英國Durham舉行冰斗形貌研究的討論會。會中最主要的議題，就是討論冰斗在操作上的統一定義。經會中各學者熱烈的討論和辯論，終於取得冰斗定義上的共識。定義如下：

冰斗是一種開口朝向下流的窪地，斗底後方陡坡(冰斗後壁)呈圓弧形，其底是平緩的斗底，其朝上游處的緩陡交界處是頂部。當斗底發生冰河作用時，冰斗後壁也是冰蝕作用區，但也有少數冰斗是在冰斗後壁下方才進行冰蝕作用的。分水嶺非常靠近冰斗後壁頂部，這裏幾乎沒有冰蝕作用(一般而言，冰斗後壁的坡度多超過35度，斗底緩坡則在20度以下)。

Evans and Cox(1974:151)

由以上的定義，本研究歸納出冰斗形貌上需符合圓弧形外貌、斗底平緩(20度以下)、冰斗後壁(35度以上)三方面的條件。然而施雅風(民78)認為同時擁有冰盆和冰坎的冰斗，才能鑑別出古冰河作用。

二、冰斗的發育

(一)研究文獻

有關冰斗的成因、相關機制及形貌特性，國外已有相當多的研究文獻。例如，Lewis(1947、1949)以冰河旋轉滑動理論，解釋冰斗縱剖面圓弧形地貌的成因。Haynes(1968)以統計的方法，獲得冰斗縱剖面弧形地貌的發育可以用拋物線公式解釋的結論。White(1970)的冰斗發育過程研究，認為冰體在冰斗內的下切速度，大於冰斗後壁的後退量。Gorden(1977)以冰斗幾何形貌參數，分析冰斗的發育程度。Evans and Cox(1995)以統計的方法，檢定冰斗地形幾何指數或參數的可信度，並得出冰斗規模愈大，平面閉合度愈大，冰斗發育程度也愈高的結論。

中國大陸也有學者進行過冰斗成因與幾何形貌分析的研究。例如，崔之久(1992)曾探討天山現代冰斗發育機制與冰斗類型間的關係；劉耕年(1985、1989)運用Gorden的冰斗幾何形貌參數，分析了中國東部古冰斗的形態與發育程度。

(二)冰斗的形貌

冰斗形貌研判是釐清台灣冰河爭議的重要方法之一，所以研究者必須對冰斗的形貌特徵充分瞭解。已有非常多的文獻論述冰斗形貌特性，例如，Embleton and King(1975:205)認為

冰斗內的冰坎、擦痕、磨光面、冰斗後壁、冰盆等的地貌，只有用冰蝕才能解釋。

Andrews(1971)等學者，曾以冰斗的剖面定義出標準冰斗的各種地形幾何形貌。一般而言，冰斗的地形特徵大致有以下諸項：(1)冰坎(cirque threshold)、(2)漏斗狀圓弧型窪地即岩盆(rock basin)、(3)冰斗後壁陡崖(headwall)、(4)冰斗後壁的刃嶺或角峰(arete or horn-peak)。冰坎是冰斗最前端的突起基岩丘。在冰河退卻的間冰期，冰坎後方的漏斗狀圓弧窪地常形成個湖泊，稱為冰斗湖(3-1)。

冰斗窪地的正後方，也就是過去冰斗內冰河移動方向的正後方，是個坡度超過35度以上的陡崖(Evans, 1974)，稱為冰斗後壁。例如，中國陝西南部屬秦嶺的太白山，主峰八仙台(右稱東太白)高3767公尺，是中國東部除台灣外的最高峰，其附近分布許多發育良好的末次冰期古冰斗。根據何元慶(1984)、崔之久等(1997)太白山冰河遺跡的研究，太白山區冰斗群的冰斗後壁坡度都在40度以上。全球中高緯地區已被証實是第四紀冰河作用形塑的冰斗，其後壁的坡度常超過45度，有的甚至幾近垂直(Embleton et al, 1975)。例如，挪威Jotunheim的Vesl-Skautbotn冰斗，其冰斗後壁坡度就達60度(圖4-7)。

(三)冰斗的發育

冰斗形塑是個複雜過程，至今還沒有人能提出有力的理論與模式，清楚的解釋其形成機制(施雅風，1989、1998；崔之久等，1998；Sugden et al., 1975)。有的學者認為：

冰斗的形貌是冰體本身磨蝕、冰拔作用、凍融作用等合力形成。

Embleton et al. (1975:181)

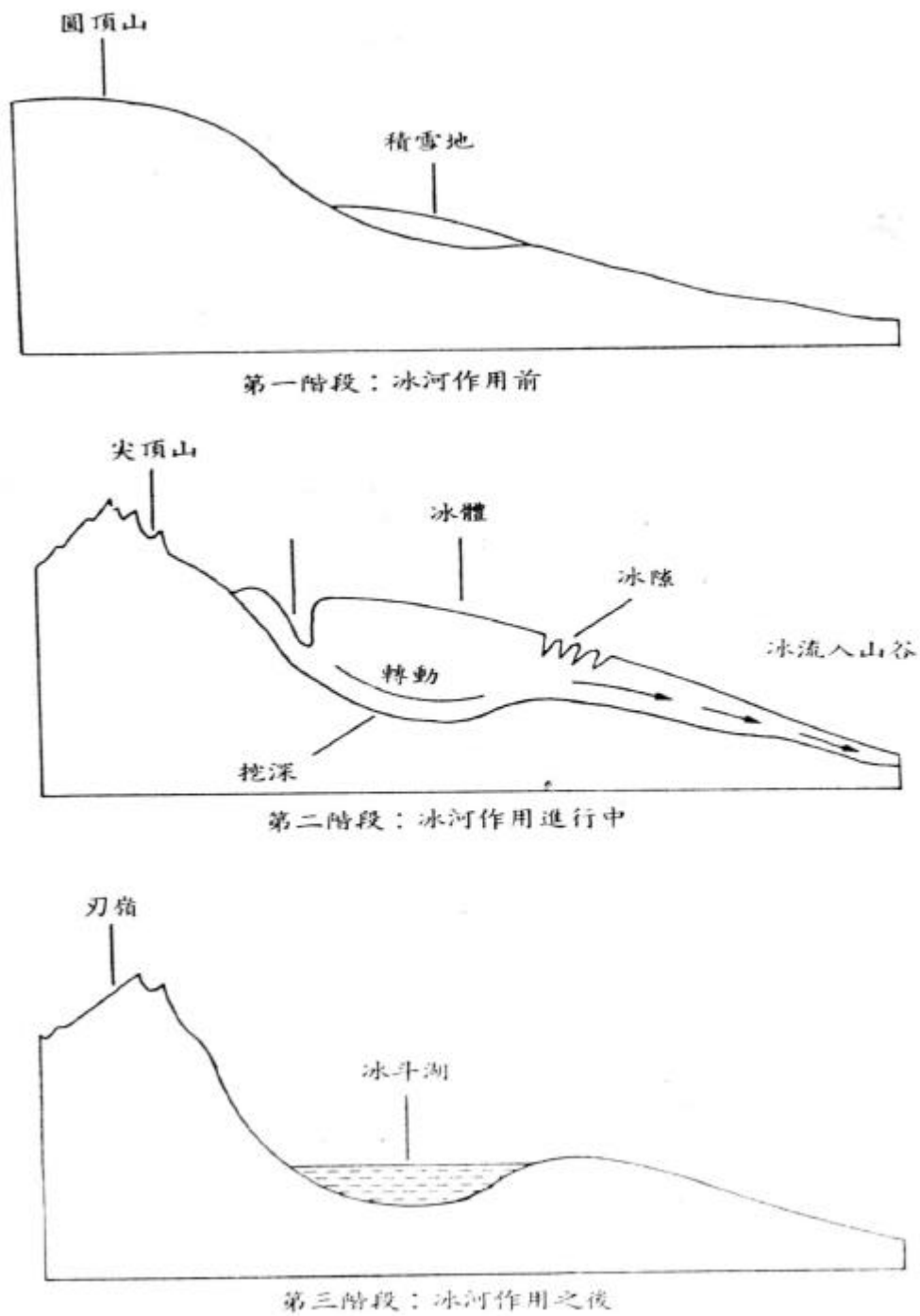


圖3-1：冰斗發育階段縱剖面圖(王鑫，1988)

冰斗發育分成三個階段(圖3-1)。第一階段，冰雪累積還不夠厚，未能形成密度大的冰河冰。這時冰雪可以形成比重約0.5的雪冰或粒雪(firn)。雪冰是介於雪與冰的物質(王鑫，1988；施雅風等，1988)，孔隙比例比冰小，但比雪大。因為厚度不如冰河，緻密度又不如冰河冰，所以無法具備冰河的強大挖蝕與磨蝕能力。但雪冰與冰河冰同是固體物質，也能對下伏岩面進行侵蝕作用，稱為雪蝕作用(nivation，詳見本章第二節)。基於此，Embleton et al(1975)認為：

“ 在冰斗發育的初期，是以雪蝕作用為主。 ”

雪蝕作用能把下伏岩面挖蝕成下凹的弧形谷地，稱雪蝕斗(nivation cirque)，屬於冰斗的前期階段，也是圈谷的一種。

第二階段，由於雪蝕斗的弧形形貌利於累積冰雪，冰雪愈來愈厚，雪冰繼續壓密、壓實，最後變質為冰河冰，形成冰河。此時，冰河發生旋轉滑動，對斗底進行強烈的挖蝕與磨蝕作用，形成碗狀的冰斗。若在岩性堅硬的地區，可在斗口形成基岩為主的冰坎，坎後方的碗狀窪地稱岩盆。冰坎和岩盆是冰斗侵蝕地形中最重要的地貌標誌，可作為指示冰斗的直接地貌證據。然而，

並不是所有冰斗都具有岩盆(冰川消亡後成冰斗湖)和岩坎的，但是只有具備了冰盆和岩坎的冰斗才具有鑑別古冰川的特殊意義。

施雅風(1989:22)

第三階段，氣候轉暖，冰河後退消失。遺留下圓弧形的斗狀谷地。冰坎後方的岩盆，匯聚冰河融化的雪水，形成冰斗湖。

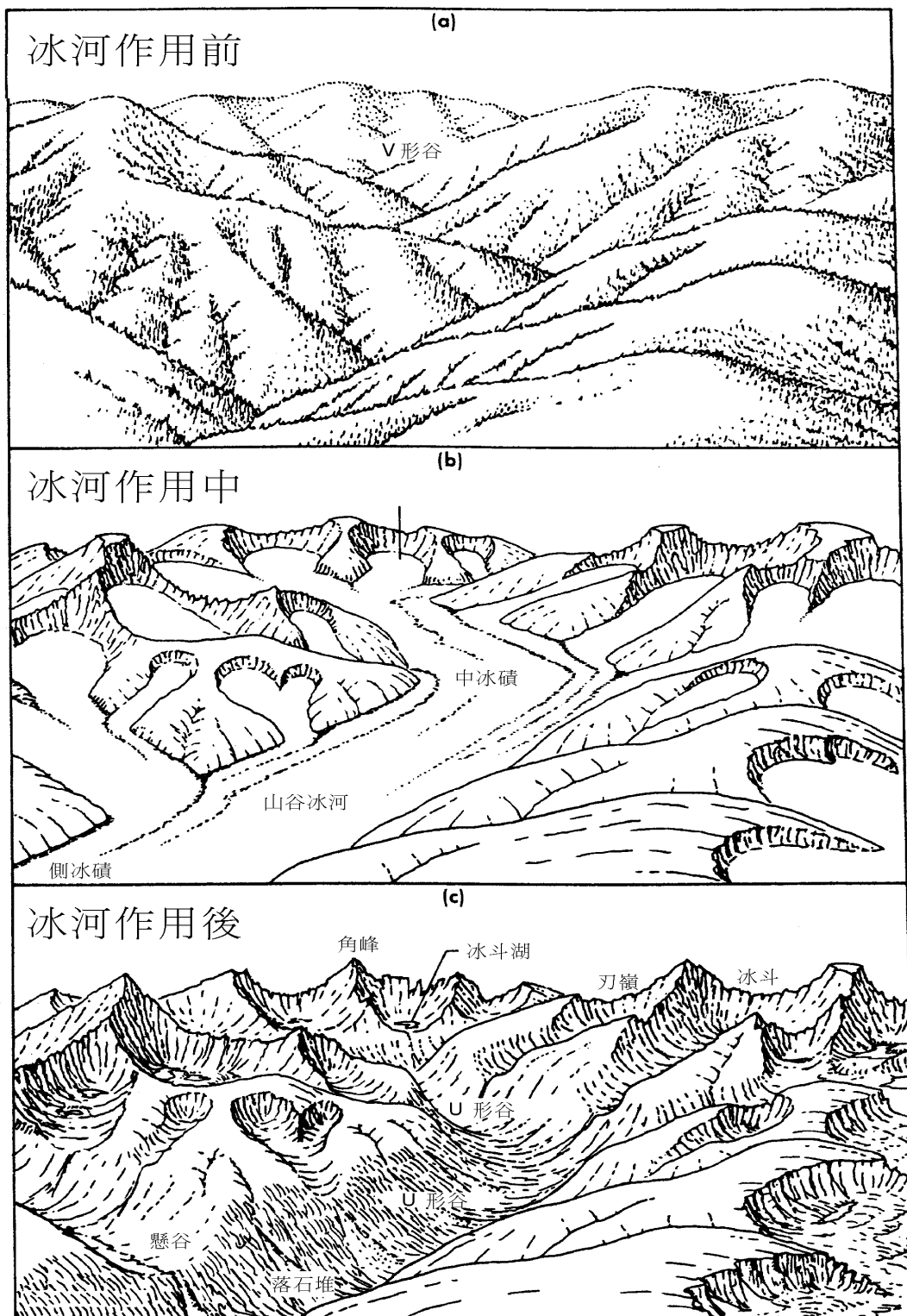


圖3-2：山岳冰河作用前後地形示意圖(Price , 1981)

第二節 高山區的冰緣環境

台灣的高山與大陸東部中、低山地過去是否曾遭冰河的洗禮，目前還沒有一統的論說。但這些山地區屬於冰緣地帶則是相當肯定的事實。也就是說台灣與大陸產生冰河爭論的山地區，冬季冰雪封山是不容置疑的事實。問題在於這些冰雪有多少量？積雪的時間有多長？在台灣各氣候測站沒有這些項目的記錄。不過在取得相關的氣候資料前，釐清冰緣地形的一些基本概念與研究現況，有助於台灣高山區現在地形作用系統的研究。

一、冰緣的界定

冰緣(periglacial)一詞由波蘭地質學家Waley von Lozinski於1909所創(Selby, 1989; Embleton and King, 1975; Washburn, 1973)，原為描寫位於中、東歐喀爾巴阡山(Carpathian)寒凍風化作用下，所造成碎石、岩海(felsenmeer)等地形成因上的環境條件。演變至今產生了狹義與廣義的兩層意義：狹義上指指高緯冰河與冰蓋外緣伴隨凍土現象且年均溫極低的地區，如西伯利亞的東部、阿拉斯加內陸區；而廣義上指只要在冷氣候環境下能產生冰凍現象的所有地區，甚至更可擴及更新世最盛期氣候條件下的冰緣區(Selby, 1989)。顯然廣義的定義將低緯高山區納入冰緣區的範圍。這對研究台灣高山區地形作用者而言，實有助於釐清各種錯綜複雜地形作用間的主從關係。例如Troll早在1944年以全球氣溫記錄的研究中，就已提出寒凍風化作用的主導營力－凍融作用。其循環次數最大值是發生在低

緯的高山區，而非高緯的冰緣區，例如秘魯(Peru)境內的安地斯山區。Troll的主張成為許多低緯高山區研究者駁斥Peltier(1950)主張的依據。

在冰緣氣候的劃定上，Peltier(1950)認為：介於年均溫 -15°C - -1°C ，年降水量為127 - 1397mm(Washburn, 1973)。Washburn在1979年以冰緣區的氣候特性，整理出冰緣氣候分類表(表3-1)作為全球冰緣區界定的依據(Goudie, 1994)。

表3-1：冰緣氣候分類表

極地低地區 (Polar lowlands)	最冷月均溫 $< -3^{\circ}\text{C}$ ， 地表特徵包括冰帽、裸 岩、苔原。
副極地低地區 (Subpolar lowlands)	最冷月均溫 $< -3^{\circ}\text{C}$ ， 最暖月均溫 $> 10^{\circ}\text{C}$ ， 地表以泰卡林(針葉林) 為主。最暖月均溫 10°C 等溫線是北半球的森林 界線的北界。
中緯度低地區 (Mid-latitude lowlands)	最冷月均溫 $< -3^{\circ}\text{C}$ ， 但一年至少四個月的月 均溫大於 10°C 。
高地區 (Highlands)	氣候環境受緯度與高度 的影響，垂直變化與日 溫差都大。

由表3-1可知Washburn並沒說明低緯高山區的冰緣氣候條件，但由極地、副極地和中緯度三者的低地區推知，要有冰緣氣候，最冷月均溫至少要低於 -3°C 。台灣3300公尺以上高山區只有隸屬中央氣象局的玉山北峰(3845m)和合歡山(3300m)測站。玉山北峰測站資料顯示(參考表9-8)，最冷月的一月均溫是 -1.6°C ，而年均溫為 3.9°C 。兩個溫度值，離標準都只差一點點。所以我們可由此推論台灣高山區現在的氣候環境，大致界於冰緣與非冰緣氣候的過渡區之間。

有不少研究推估台灣地區末次冰期的溫降幅度。如曾美惠(Tseng, 1997)依據台北盆地沉積物內所含花粉，估算出當地在末次冰期晚期時的溫降值約為 3°C 。崔之久(1989)、崔之久等(1997)則認為是 $5\sim7^{\circ}\text{C}$ 。Huang et al(1997)、施雅風(1989、1998)、王鑫(1988)等人的研究，都支持台灣末次冰期晚期的溫降值約在 5°C 左右。至於末次冰期早期的溫降，依據Tsukada(1966、1967)的研究，達 $8\sim11^{\circ}\text{C}$ 。由以上研究，不難研判出末次冰期不論是晚期或早期，台灣3300公尺以上的高山地帶應進入冰緣環境，甚至在某些利於冰雪累積的山區，形成冰河的可能性很高。

二、寒凍風化作用

(一)定義

所謂寒凍風化作用(frost weathering)是指：

“一種描述冷氣候(cold climate)環境下，但又非冰河區的物理風化與化學風化作用總稱。”

Goudie(1994:221-222)

冷氣候環境而又非冰河區就是廣義的冰緣區，這呼應了Lozinski的冰緣區定義。Goudie(1994)還指出寒凍楔裂(frost wedging)是寒凍風化作用最重要的營力，屬物理風化，造成岩石或岩體碎裂成不同大小且具稜角的碎岩塊，是這種作用的最大特徵。化學風化在顯而易見的強烈物理風化遮掩下，不易在冷氣候環境下被察覺，最近的研究已知水合(hydration)，溶解(solution)、鹽風化(salt weathering)等作用能在冰點以下的環境進行。尤其是溶解作用，在石灰岩(limestone)分布區是極為顯著的地形營力。

而且Rapp(1960)依據他在瑞典高山區的研究成果，認為：低溫下二氧化碳溶於水的能力增加，所以高山石灰岩分布區應有較快的溶解作用。不過Ives(1987)指出，最近的高山地區地球化學相關研究，得到與Rapp相反的結論。其中一個結論是認為：流水才是主導因素，因為溶解作用須要在有水的環境下進行，而高山區空氣的水氣含量以及地表水的流量都遠不如中、低海拔區。

不過Clark與Small(1990)卻認為寒凍風化作用純指物理風化上的碎裂作用，將化學風化部分除去。但Gerrard(1990)認為由近年來一些高山區寒凍冰風化的研究成果來研判，寒凍作用(frost action)進行時，水合與鹽結晶(salt crystalization)也能跟著進行作用，只是破壞力不如冰的脹裂效應。這是因為Fahey曾在1983年取採集自紐西蘭(New Zealand)的片岩(schist)樣本，進行冰凍作用與水合作用破壞力大小的比對實驗。結果雖然冰凍作用的破壞效果為水合作用的三到四倍，但兩者若能同時進行則可得遠大於兩者分別進行的破壞力。

(二)凍融作用(Freeze-thaw Action)

凍融作用是冰緣區各種岩石風化現象中最主要的營力(Embleton and King, 1975), 凍融現象如何對其周遭岩石或岩體產生破壞的機制(mechanism), 至今仍不是很清楚(Embleton and King, 1975; Gerrard, 1990)。Grawe(1936)是第一個指出凍融作用不是水變冰後, 體積膨脹所造成的力量就能碎裂岩石那般的簡單。儘管如此, 在當時的學者還無法提出更精確的解釋模式, 或是進行實驗室的研究。

1940年 Kessler等學者曾以浸過水的花崗岩(granite)進行凍融實驗, 結果在8小時的時間中, 溫度循環控制在20 - 12 之間, 在凍、融教交替下共進行5000次循環, 結果花崗岩並沒有顯著碎裂現象。凍融作用有系統的實驗室研究始於1956年的 Tricart, 自此後有關凍融作用的實驗大量開展, 如1960年的 Battle, 1963年的 Wiman, 1970年的 Mellor、Coutark、Potts 等人, 1971年的 Lautridou, 1983年的 Fahey, 1990、1994年的 Matsuoka。這些凍融作用的研究成果, 是提供台灣高山現在或是第四紀冰期冰緣環境下地形演育研究非常重要的文獻。

(三)雪蝕作用

不管是廣義或是狹義的定義, 根據許多關於冰斗的研究, 多傾向 " 冰斗由非冰河因素形塑而成的可能性極低 " 的結論(Gerrard, 1990)。但 Thorn(1988) 卻提出不同的觀點, 他認為:

所有的個案研究仍無法確切証實發生在冰河作用區的冰斗, 就不可能發生於現在沒有冰河, 但卻有冰雪環境的地區。因為截至目前為止沒

有人能清楚的解釋『雪蝕斗』(nivation hollow)與冰斗之間是否有地形演育(evolution)上的關係。

顯然從以上的爭論裏出現了一個關鍵字 " nivation " , 中文譯成『雪蝕作用』。

1. 定義

雪蝕作用是：

一種發生在坡面上，由冰凍作用、崩山作用、冰雪滑動、雪斑(snow patch)長時間的向下累壓作用等合成的小區域性地形營力。

Goudie(1994:355)

定義中的雪蝕作用是合成的營力，Thorn(1988)曾補充說明雪蝕有兩層意義：(1)雪蝕作用是一個集合名詞，它只是用來確認經由雪斑不斷累堆在原雪斑上後，所加強原風化作用與原搬運作用的合成營力；(2)雪蝕只是個形容詞，它只是在描述第一層意義下合成營力所形塑的地形狀況。

Gerrard(1990)也持Thorn同樣的看法，認為雪蝕作用是一種發生在高山及高緯冰緣區，與冰雪作用有關的集合名詞。由此可見雪蝕作用在意函上相當籠統，尤其是在實際從事高山或冰緣區地形研究時，常發生應用上或解釋細部地形作用機制時的困難。這也難怪Tricart(1970)曾說：

「*Nivation : a useful word that explains nothing.*」

2. 雪蝕斗

雪蝕一詞是由 Matthes 在 1900 年所創，主要是為了說明美國懷俄明 (Wyoming) 大角山 (Bighorn Mountains) 的冰河作用區內，一些起伏不大、規模小且原先是 V 字型的山谷，被削成了 U 字型，但又不像是冰河作用形成的山谷地形。經 Matthes 的觀察這小型 U 字型谷地及其源頭的圓盆型小規模窪地，應該是冰河退卻後融冰、與雪冰 (firn) 形塑而成。

Matthes 的雪蝕谷地經後來的學者証實如下。盛冰期 (LGM) 期之後山谷邊坡累堆的雪冰或冰雪，是無法產生將 V 字型谷地削成 U 字型的；而且 Thorn (1988) 也指出 Matthes 自己都承認雪蝕是小尺度的營力，而原 V 字型谷地是中至大尺度地形，顯然產生小尺度營力解釋中、大尺度地形上的矛盾，但雪蝕斗卻是小尺度地形。

Thorn (1976) 曾進行雪蝕地形定量的研究，這是雪蝕斗最重要的研究文獻，Thorn 選擇美國洛磯山區的 Colorado Front Range 高約 3000 公尺的峰頂附近為研究區，經現場一連串的地形計量調查以及統計上的檢驗，最後得出雪蝕作用的速率在雪蝕斗內為 0.0074mm/yr ，一般的坡面則為 0.0001mm/yr 。換句話說，以這種環境下的這種速率若要蝕成一個 300×200 公尺的中型雪蝕斗，須要五十萬年 Ives (1987)！而 Thorn (1988) 在其所編著《*Advance in Periglacial Geomorphology*》一書中的一篇論文，宣稱他在 1976 年的研究，雖然得到雪蝕速率極低的結論，但不能依此認定其它地區一定也是這麼低的雪蝕速率。而且在岩性較軟弱及年雨量較高的地區，例如冰島 (Iceland)，則可能有較高的雪蝕速率，因而有可能在極短的時距裏，蝕成規模較大的冰斗。因此不可將他的研究視為金科玉律。

中國大陸對雪蝕地形也進行不少的研究案例。其中較有系統的是裘善文 (1990)、宋長青等人 (1995) 對東北長白山區冰蝕地形方面的研究，其中宋長青等人還曾以木樁卯入幾個規模不大的雪蝕斗內，以一年的觀測得到

雪蝕斗內部的下蝕量最大，平均約為3.6公分，最快處還可達10公分以上。這些數據與Thorn(1976)的研究比對，幾乎快了500倍，也就是說以長白山區的雪蝕速率來推估一個如前所述的中型雪蝕斗，只要一千年就能型塑而成。其他的雪蝕地形論文則多附屬在冰緣地貌的研究上。如周中民(1993)的「中國神農架古冰緣地貌類型」，朱誠(1993)的「論坡地冰緣地貌的發育模式」等。然而這些有關雪蝕作用的研究全都是定性的地形描述，以及現場勘驗後的專家式的論斷，較缺乏定量與實驗室等客觀佐証的數據。

第三節 末次冰期

更新世以來，台灣地區植群的多次演變，指示氣候上也發生多次冷暖交替。以第四紀為時間尺幅的大量環境變遷研究，指示出在更新世的地質年代裏發生過數次全球性氣候上冷暖交替的事件，這也就是全球性冰期與間冰期冷暖交替的變化。換句話說，全球各地在更新世所發生的冰期與間冰期的變化，台灣也應隨之發生冷暖交替的現象。基於此，本研究有必要對第四紀冰期的劃分進行基本的說明，尤其是最可能在台灣高山區發生作用的末次冰期進行詳細論說。其目的，在於解釋台灣高山古冰河遺跡可能發生的冰期年代。

一、台灣第四紀的氣候變化

已有許多的文獻証實地球自更新世以來，曾經歷過數次冷期。尤其是透過花粉學(palynology)的研究，確知台灣在過去200萬年間，發生過數次冷、暖交替的氣候變化。根據劉平妹(1982)在台灣西部丘陵地帶的花粉研究結果，指示200萬年來台灣地區的植物群落，隨著氣候的冷暖交替，經歷了多次的演變(表3-2)。尤其是10萬年來的更新世晚期冰期(末次冰期)，全球各地均發生過顯著溫降的氣候變化，中緯度的北美和北歐更被巨厚的冰層覆蓋。台灣西部丘陵區70—50kaBP，杉、松等優勢植物社會的演變結果，也指示當時曾發生大幅度溫度降低的現象。這是否也能指示出高山區發生過冰河作用，還須由地形、地質上的冰坎高度、冰磧物定年等証據予以澄清。植物的演變只能指示氣候的冷暖變化。

表3-2：台灣西部丘陵地帶更新世植群演變概況(劉平妹，1982)

地質時代	年 代	植 物 社 會	氣 溫
更新世	2000kaBP	衫科—殼斗科共榮帶	冷溫
早 期	2000—1200kaBP	松科帶	寒冷
	1200—900kaBP	杉科帶	冷溫
	900—680kaBP	杉科消退帶	冷溫
中 期	680—600kaBP	松科帶	寒冷(鄱陽冰期)
	600—100kaBP	殼斗科(苦儲)	溫暖
晚 期	70kaBP	杉科全盛	冷乾
	50—60kaBP	松科極盛	寒冷
	50—12kaBP	殼斗科	涼冷
	1萬年以來	亞熱帶植物	溫暖

二、第四紀冰期的劃分

第四紀冰期是全球性氣候變冷的現象，冰河面積擴大，北半球中緯度區的歐洲、北美洲和格陵蘭，出現明顯的大冰蓋。更新世裏歐洲發生了五次冰期，北美洲則發生了四次冰期(表3-3)。歐洲冰期的劃分，最早由Penk等人在1909年根據阿爾卑斯山北麓階地的研究，建立起群智(Gunz)、民德(Mindel)、里斯(Riss)和玉木(Wurm)四個經典冰期(盧武強，民82)，後在群智冰期的沉積物中又分出更老的多瑙(Donau)冰期(盧武強，民82；Embleton et al, 1975)。

表3-3：北半球更新世主要冰期對比表

地質時代	距今年代(萬年)	阿爾卑斯山區	北美洲	中國(東部)
上新世	350 270			早冰期 (紅崖冰期)
更早期	190 135	多瑙冰期		次早冰期
新中期	115 90	群智冰期	內布拉斯加冰期	鄱陽冰期
	80 68	民德冰期	堪薩斯冰期	大姑冰期
	40 23	里斯冰期	伊利諾冰期	廬山冰期
	7 1	玉木冰期	威斯康辛冰期	大理冰期
世晚期				

在中國冰期的劃分上，東、西部的差異相當大。西部地區因分布著現代冰河，由大量冰河物理和冰河地質的研究，以及冰期時顯著的冰積物和

冰蝕地貌的定年，第四紀冰期的劃分相當明確。中國東部多年來第四紀古冰河問題存在嚴重的爭議，也延續到冰期的劃分上。

三、末次冰期

(一)花粉研究

台灣地區是否在末次冰期發生過大幅度溫降的現象，是近年來學術界關心的議題。陸地古氣候變遷的訊息，通常反應在湖泊沉積物的花粉中。因為：

湖泊經年累月安靜地接受來自空中的落塵，或降雨時地表逕流帶來的沉積物，常含有大量的有機質和花粉、孢子、矽藻等化石，儲存著間接代表大氣圈、陸地生態系和陸表水生體系的豐富訊息。植物是反應氣候變化的溫度計，而孢粉分析即為重建古植被、古氣候的利器。

郭兆敏(1994:1)，陸挽中(1996:1)

許多台灣中、北部古湖泊沉積物的花粉研究，建立出台灣第四紀植物演替和氣候變化的對比。如Tsukada(1966、1967)對日月潭等地湖泊沉積層所作的花粉分析比對，推論出了台灣中部近6萬年來植物群落與氣候間交替變化的關係(郭兆敏，1994；陸挽中，1996)。而臧振華等(Chung and Huang, 1972a; 1972b)分析台北盆地松山層沉積物，及黃增泉(Huang, 1975)和黃淑玉等(Huang and Huang, 1977)、劉平妹(Liew, 1977; 1982)黃增泉和臧振華(1976)、黃增泉和黃叔玉(1977)等等的眾多學者，分析台灣中部低山丘陵區晚更新世湖泊沉積物，建立30多萬年來古生態與古氣候變遷的

架構。在末次冰期沉積物的花粉分析中，郭兆敏(1994)頭社盆地的研究，陸挽中(1996)日月潭盆地的研究，曾美惠、劉平妹(Tseng and Liew, 1997)山佳地區埋沒谷的研究等論文中，也建立了更新世晚期植物演替與氣候變化的對比。

(二)台灣末次冰期的古氣候環境

1.花粉研究指示的古氣候訊息

重建台灣末次冰期古氣候環境的文獻中，首推Tsukada(1966、1967)對日月潭等、埔里、大水窟潭等湖泊沉積層所作花粉的系統分析研究(陳玉峰，1995)。在Tsukada的報告中，他歸納出：

大理(沃姆⁴)冰期的氣候有3階變化，先低於現今8—11℃的最冷期，次為低於目前6—9℃的略溫暖期，再轉變為冷期，且推斷台灣在大理冰期氣候溫度的下降，並不如歐洲及北美等冰川化地區嚴重。

陳玉峰(1995:37)

⁴：沃姆的英文為Wurm，因翻譯名稱未統一，所以台灣對歐洲各冰期的中文翻譯出現多種版本，如Wurm有玉木、沃姆、雨木、武木，而Gunz有群智、貢茲、恭茲，Riss有里斯、里士等。為求統一，本論文Wurm取用玉木，而Gunz取用群智，Riss取用里斯的中文譯名。不過在引用原文時，則採原作者文中的翻譯。

Tsukada也指出在60kaBP的末次冰期早期，日月潭附近分布著以灰木屬、鐵杉、松類為主的森林。鐵杉屬於涼溫帶的植物，在台灣中部的分布海拔高度是2500—3100公尺(表3-4)。日月潭盆地海拔高度約為750公尺，由此推估鐵杉帶的高度比現在至少下降1750公尺。陳玉峰(1995)認為當時的鐵杉帶，約略生長在海拔500—1400公尺間的山區，由此推估鐵杉帶的高度下降了1600—2000公尺。劉平妹(1999)以台灣中部山區的沙里仙溪今日林相，比對頭社盆地和日月潭沉積物的花粉圖譜。她發現：

在上次冰期早期時日月潭為針葉林優勢之孢粉組合，而頭社則為赤楊林優勢之組合。表示赤楊/針葉林之界限位於此二盆地所座落的海拔之間，即700公尺。

劉平妹(1999:199)

頭社盆地高650公尺，日月潭高750公尺，所以劉平妹推算兩盆地赤楊/針葉林界限為700公尺。沙里仙溪今日的赤楊林生長在2300公尺以下的山區，由此推估赤楊林界上移了1600公尺(劉平妹，1999)。這和Tsukada與陳玉峰的推估一致。

劉平妹因多年在台灣中部頭社盆地從事湖沼沉積物花粉化石的研究，對近10萬年來頭社盆地周圍森林隨氣候改變而呈現的花粉組合變化，有較詳細的認識(劉平妹，1996)。由劉平妹多年頭社盆地湖泊沉積物花粉的研究，確知台灣100—10kaBP的末次冰期氣候，至少歷經3個溫度波動階段。氣候環境先由100—70kaBP的暖溼轉變至70—50kaBP的冷乾，經過略為溫度回升的小暖期後，再進入較冷乾的環境(表3-5)。

表3-4：台灣中部山地植群帶分布範圍(Su, 1984)

植 群 帶	海拔高度 (m)	年均溫 ()	相當之 氣候帶
高山植群帶 Alpine vegetation	> 3600	< 5	亞寒帶
冷杉林帶 Abies zone	3100 - 3600	5 - 8	冷溫帶
鐵杉雲杉林帶 Asuga-Picea zone	2500 - 3100	8 - 11	涼溫帶
櫟林帶(上層) Quercus (upper) zone	2000 - 2500	11 - 14	溫帶
櫟林帶(下層) Quercus (lower) zone	1500 - 2000	14 - 17	暖溫帶
楠櫟林帶 Machilus-Castanopsis	500 - 1500	17 - 23	亞熱帶
榕楠林帶 Ficus-Machilus zone	< 500	> 23	熱帶

表3-5：頭社盆地10萬年來植群演變與氣候變化關係(劉平妹, 1996)

年代(kaBP)	氣候環境	花 粉
7 - 10	暖溼	苦儲為主
7 - 4.8	冷(涼)乾	先出現莎草科，而後楊柳，最後赤楊占優勢
4.8 - 4.0	涼溼(小暖期)	苦儲和其他亞熱帶植物略增
4.0 - 2.1	涼(涼暖波動)	單溝孢子含量曾短暫超過花粉
2.1 - 1.6	涼(或冷)乾	赤楊減少，草本增加，青剛櫟微增，灰木、冬青出現

2. 末次冰期劃分和溫降

綜合上述，台灣地區確實在70kaBP發生過溫降幅度相當大的冰期，這與全球各地在末次冰期裏所發生的冷暖交替現象一致，尤其類似日本古氣候變化的趨勢(劉平妹，1996)。但是溫度下降了多少，爭議性極大，各方學者的估算都不同。同時也因末次冰期中，又至少有3個階段的溫降波動，而每一波動的溫降值也都不同，更增加劃分上的困難。

依據施雅風(1998)綜合中國大陸不同學者推算末次冰期晚期溫降的對比中(表3-6)，不難發現溫降值最低不低於4℃，最高則不超過13℃。然而表中的年代大都是30—20kaBP的末次冰期晚期，這是因為末次冰期晚期，也就是所謂

末次冰期的古冰川遺跡研究程度較高，能夠討論當時的冰川規模和雪線高度外，倒數第二次冰期(里士冰期)的古冰川遺跡尚有待作進一步的工作予以確定。例如，日本學者過去認為日本列島有分屬於里士和玉木的兩次冰期，但七十年代通過火山年代學的研究確定二者都是玉木冰期的產物(早期和晚期)。

李吉均(1983:439)

由此可見，許多原本屬於倒數第二冰期的古氣候環境和冰期劃分，都應歸入末次冰期的晚期。施雅風(民1989、1998)也持同樣的論點。

經由 ^{14}C (碳14)、TL(熱螢光)定年和沉積物花粉分析的對比，中國西部高山區末次冰期可以確切的分成三個階段。例如，珠穆朗瑪峰北坡末次冰期的早期發生在72kaBP，晚期則是18kaBP(康建成，1990)(表3-7)。

表3-6：不同研究者推算的末次冰期溫降值(施雅風，1998)

地 點	根 據 材 料	年 代(年 前)	溫 降 值 ()	研 究 者
哈爾濱山黃	花粉	21000—12000	7—8	裘善文等，1991
45°以北	冰緣現象	23000—12000	8—10	崔之久等，1995
42°—45°	冰緣現象	23000—12000	11	崔之久等，1995
39°—40°	冰緣現象	23000—12000	10—11	崔之久等，1995
松嫩平原	花粉	20000—11000	6.9	王曼華，1986
遼河平原	花粉	20000—11000	5.4	王曼華，1986
河北東部	花粉	更新世盛冰期	10	李文漪，1985
北京墳庄	花粉	22700—13300	7.7	孔昭宸，1980
哈爾濱、北京、渭南	花粉	30000—20000	7—9	周昆叔，1984
山西峙峪	哺乳動物化石	28135 ± 1330	7—8	賈蘭坡，1972
渭南北庄村	古植物	23100 ± 850	8	中科院植物所，1965
太湖地區	花粉	末次冰期	7—8	王開發，1983
天目山平溪	花粉	晚更新世冰期	5—12	劉金陵等，1977
天目山冰坑	花粉	晚更新世冰期	10—13	徐馨等，1981
蕪湖地區	花粉	21500—206000	4—6	張樹維，1985
蕪湖地區	花粉	12300	8—9	張樹維，1985
貴州盤縣	花粉	晚更新世冰期	5—10	孔昭宸，1977
台灣中部	古冰斗	末次冰期	4—5	施雅風，1989
中國東部	綜合	大理冰期	8—12	孫殿卿，1981
中國東部	綜合	大理冰期最盛	7—8	楊懷仁等，1985
中國東部	綜合	晚更新世冰期	7—10	徐馨，1985
中國東部	植物群落	30000	5—10	徐仁，1980
中國東部	綜合	晚更新世冰期	5—11	張蘭生，1980

表3-7：中國西部高山區末次冰期對比與年代測定(施雅風，1998)

珠穆朗瑪峰 北坡 (康建成，1990)	祁連山冷龍嶺 南坡 (康建成，1990)	喀喇崑崙山 (張祥松；施雅 風，1991)	天山烏魯木齊 河源 (王靖泰，1981)	貢嘎山 (胡發德等， 1982)	西崑崙山 (鄭本興，1989、 1990)
珠穆朗瑪 冰期 18kaB.P.	末次冰期 階段 18kaB.P. (碳14定年)	克勒青冰期 19045 ± 365B.P. (碳14定年)	上望峰冰期 晚期 14920 ± 750B.P. (碳14定年)	海螺溝冰期 24390 ± 750B.P. (碳14定年)	25—15kaB.P.
間冰階段	?	?	?	巴王溝間冰期	?
珠穆朗瑪 冰期 72kaB.P.	末次冰期 階段 > 38kaB.P. (碳14定年)	克勒青冰期 > 47kaB.P. (碳14定年)	上望峰冰期 早期 70—40kaB.P.	南門關冰期？	> 66.7kaB.P.

台灣地區的末次冰期劃分和冰期溫降值的估測，主要是依據花粉所指示植物群落與氣候環境間的關係來推論的。Tsukada(1967)依日月潭湖泊沉積物的花粉分析，把末次冰期分成3個階段(表3-8)。T-1發生於60kaBP，屬於末次冰期(即大理冰期)的早期，鐵杉、二葉松、華山松和灰木屬的花粉極多(陳玉峰，1995)，指示當時的氣候環境相當涼乾。T-2發生於50—60kaBP，相當於末次冰期早期的階段，松樹孢粉含量突增至80%，表示氣候環境相當的寒冷，溫度也大幅下降，約降了8—11℃。T-3發生於50—10kaBP，相當於末次冰期早晚期的間冰階段和末次冰期晚期階段，出現多種亞熱帶或暖溫帶的花粉，表示氣候環境比早期溫暖，但比現在的氣候冷，溫降幅度減小，不超過5℃。相對於表3-6大陸各地同時期的溫降值對比，台灣的溫降的相對降幅是較小的。這是因為施雅風(1989、1998)推估台灣玉山的現在理論雪線為4300公尺，而古冰斗大量出現在3500—3600

公尺，由之推估末次冰期晚期雪線為3500公尺，所以雪線下降了700—800公尺，溫度則降低4—5℃。

表3-8：依Tsukada花粉研究的末次冰期劃分(陳玉峰，1995)

年 代	冰 期	植物群落	溫 降
T-1 60kaBP	大理冰期早期 (末次冰期早期)	鐵杉、二葉松、華山松、灰木	5—9
T-2 60—50kaBP	大理冰期極盛期 (末次冰期早期末)	松樹(孢粉含量占80%)	8—11
T-3 50—10kaBP	大理冰期晚期 (末次冰期間冰階段和晚期)	巒大杉、栓皮櫟、榆、櫟、胡桃、女真、台灣杉等	溫降為5—8℃，但是在35kaBP時曾有短暫冷期發生

末次冰期晚期的氣候環境不是穩定的，其間還有多次的溫度波動。如表3-5頭社盆地40—21kaBP之間，溫度是波動的，在35—30kaBP甚至出現冰期罕見的暖溼氣候(劉平妹，1996)。

(三)末次冰期極盛期的年代

末次冰期極盛期的溫降和年代，一直是更新世晚期古氣候研究的爭論相當多的議題。施雅風(1997:1)認為：

末次冰期最盛時(Last Glaciation Maximum, 簡稱LGM)系指末次冰期相當於深海氧同位素2階段中氣候最冷、冰川規模最大的時段。

LGM的冰川遺跡一般保存完好，形態清楚，易於識別積累資料較多

由上可知，LGM是指末次冰期氣候最冷，冰河規模最大的時期。冰河規模大小須配合氣候上的降水與溫度條件，尤以變冷比降水量重要(施雅風，1989、1998)。所以溫度降的愈多，冰河面積就愈大。

由花粉、冰芯 ^{18}O 的變化值、冰緣現象、哺乳類動物化石等所推論的古氣候環境，大都指示末次冰期溫降最大的時段，是在30—16kaBP(參考表3-6)，也就是末次冰期的晚期。例如，楊懷仁、徐馨(1985)綜合動植物群所反映的當時氣溫，推估較今日低7—8℃，他們認為這是代表晚冰期寒冷的最高峰。中國青藏高原依據西崑崙山古里雅冰帽冰芯的記錄，LGM出現在32—16kaBP(施雅風，1997)。這時的冰河規模也最大，依施雅風(1997)的估測，面積比現今增大了21倍。

(四)末次冰期早期的爭議

依據Tsukada(1966、1967)在台灣中部埔里等地區的花粉分析結果，指示台灣10萬年以來溫降最大的時期，發生在60—50kaBP的末次冰期早期。再由劉平妹(1995、1996)頭社盆地的花粉分析，得知10萬年來溫降最大時期，也發生在55—60kaBP的末次冰期早期。Tsukada以鐵杉的生長高度變化，推估末次冰期早期時的溫度較今日低8—11℃。劉平妹(1998)以頭社、日月潭兩盆地在末次冰期早期花粉所代表林相，與台灣中部沙里仙溪

今日林相比較，估測出當時比今日低了9-10℃，與Tsukada的結論相當一致。

劉平妹與Tsukada花粉研究的結論，都指示台灣在末次冰期早期的溫降值最大，不是發生在晚期。這與中國大陸和歐美LGM的發生年代，並不一致。施雅風(1989、1998)也依據雲南中、南部和海南島的花粉分析，認為華南地區在LGM時，氣候是以乾溼的波動而非冷暖的波動為主。由此，推估華南地區在LGM溫度降低5℃是合理的。但施雅風(1998:694)也指出在末次冰期：

華南地區，各種資料均表明冰期、間冰期的溫度變化幅是不大的，但很少研究者具體指明降溫值。所以，他選擇古冰斗的高度，推估LGM的溫降值(表3-6)。也因此產生了與劉平妹和Tsukada不同的估算結果。

由以上論述推知，末次冰期晚期以及所謂盛冰期的大規模溫降事件，全球是同步發生的。可是末次冰期早期是否也是全球同步發生，截至目前，因研究文獻的不足，並無法得到確切的結論。