

目 錄

摘要	1
一、前言	3
二、直接證據	3
三、間接證據	11
四、雪山主峰圈谷群冰斗幾何形貌分析	15
五、雪山主峰圈谷群的地貌類型	21
六、討論與結論	43
七、引用文獻	46

圖目次

圖 1：冰斗冰河旋轉滑動示意圖	5
圖 2：冰斗、冰坎與冰磧成因圖解	6
圖 3：龜背擦痕石或燙斗石形成圖解	10
圖 4：Andrews 的冰斗地形幾何形貌定義圖	12
圖 5：英格蘭 Lake District Blea Water 冰斗等高線圖	14
圖 6：挪威 Vesl-Skautbotn 冰斗等高線圖	14
圖 7：兩種平面閉合度方位角量測圖示	16
圖 8：鹿野忠雄在雪山 1、2 圈谷發現的端冰磧與谷階位置圖	23
圖 9：1 號冰磧壟反插地貌示意圖	27
圖 10：雪山 1 號圈谷懸谷瀑布群	30
圖 11：雪山 1 號圈谷西北半壁陡崖和落石堆的橫剖面	33
圖 12：北稜角圓頂峰示意圖	34
圖 13：雪山 1 號與 2 號圈谷地貌圖	35
圖 14：2 號圈谷堆石堤地貌剖面圖	37
圖 15：7 號圈谷(翠池)縱剖面示意圖	41
圖 16：雪北鞍部西側圈谷群地貌圖	42

表目次

表 1：基岩面上各類擦痕特徵比較	9
表 2：礫石面上各類擦痕特徵比較	9
表 3：雪山主峰圈谷群地貌幾何特性基本資料	17
表 4：南湖大山上下圈谷地貌幾何特性基本資料	17
表 5：雪山主峰圈谷群與南湖大山上下圈谷群地貌幾何特性對 比	18
表 6：雪山 1 號圈谷冰坎群基本資料	25
表 7：雪山 1 號圈谷懸谷瀑布群基本資料	29

摘 要

台灣高山有無冰河遺跡，學術界有正反兩方的論點。但是前人很少對台灣高山各種發生冰河條件，做全面性的探討。日據時代，日本學者如鹿野忠雄(1932、1934、1935)、田中薰(1934)、富田芳郎(1934)等，以及大陸學者如崔之久(1981, 1989)、施雅風(1989、1992、1994)、李吉均(1989)等，都支持台灣高山區在上次冰期(Last Glaciation)時，應發生過冰河。可是，光復後，台灣地質界卻持河源崩谷的論點。證明冰河遺跡，有賴直接證據與間接證據。直接證據的研究方法著重辨認冰坎(cirque threshold)、擦痕(striation)和沉積物分析，擦痕和冰坎直接指示冰河的侵蝕作用，而沉積物分析則指示冰積環境和沉積年代。間接證據的研究方法很多，一般多賴地貌分析(terrain analysis)和以古氣候資訊為基礎的雪線重建。在考量研究地點的易達性，以及依據日據時代台灣高山冰河研究文獻所論述的山區後，本研究選擇了雪山主峰周圍的圈谷群為研究區。

研究結果如下：1.直接證據方面，本研究找到了擦痕和冰坎等地貌證據，並鑑別出雪山主峰周圍分布著 8 個冰斗，以及判別出 5 號和 7 號圈谷是冰斗湖。這証實了雪山圈谷群在第上次冰期確實發生過冰河作用。2.間接證據方面，依地貌分析法，雪山主峰圈谷群在地貌幾何特性上，無論是直寬比、直高比與平坦指數，都相當接近冰斗的形貌特徵，尤以 1 號圈谷的規模最大，冰斗發育的程度也最高。現今，在雪山主峰圈谷群內的谷坡上，布滿了碎石堆(石流坡)，明顯的指示出現代高山冰緣環境。

關鍵詞：直接證據、冰坎、擦痕、地貌分析

ABSTRACT

There is an argument about whether glacier occurred or not in Taiwan alpine regions, but there is little detailed study about formative environment during the Last Glaciation. To answer the question of the Last Glaciation landform in the Taiwan alpine regions, a survey of the historical physical environment is necessary. There are two kinds of evidences that support Quaternary glaciers occurred in the high mountain areas, direct evidence and indirect evidence. The study of direct evidence focuses on finding the cirque threshold and striation on the surface of rocks of moraines. These are the best evidences for the glacial landform and indicate the glacial erosion processes. While the analysis of sediments and dating can clarify the glacial genesis. The study of indirect evidence focuses on terrain analysis and snowline reconstruction based on the paleoclimate. Because of the far accessibility of Shesan, I choose the cirques of Shesan Peak as the study area.

According to the results of this study, the following evidences are obtained. First, in terms of direct evidence, I do find striations on the surface of rocks and cirque threshold in the cirques of Shesan Peak. This means that the cirques of Shesan Peak were formed during the Last Glaciation. Second, in terms of indirect evidence, I chose terrain analysis and snow reconstruction methods, and the result shows that the length-height ratio(a/c), length-width ratio(a/b) and plan closure in the cirques Shesan Peak are every close to that of glacial cirque, there are cirque thresholds or rock bars at every cirque bottom. At present, the cirques of Shesan Peak valley slope are covered by debris, which indicates a periglacial environment.

Key Words : direct evidence、 cirque threshold、 striation、 terrain analysis

一、前言

台灣高山有無上次冰期的冰河遺跡，長久以來一直是學術界長久爭論的懸案。日據時代與大陸從事第四紀冰河研究的學者，都肯定台灣高山存留上次冰期的古冰河遺跡。然而，光復後的台灣地質界，卻持反對的論點。依日據時代鹿野忠雄等學者的考察，台灣高山約有 80 個冰斗(圈谷)，其中以雪山山塊最多，有 35 個，高度多在 3500 公尺以上(林朝棨，1957)。南湖大山有 12 個冰斗，高度多在 3300 公尺以上。而這些冰斗的高度又與雪線高度密切相關，所以依冰斗分布的高度，鹿野忠雄認為上次冰期時南湖大山區的雪線大致在 3300 公尺附近(林朝棨，1957)，而雪山則在 3500 公尺左右。進一步瞭解台灣高山是否有冰河遺跡，有許多途徑。最直接的途徑就是探討台灣高山有無冰河作用證據，包括直接證據與間接證據兩種。直接證據須透過地貌調查找尋冰河作用的痕跡，這些痕跡以冰坎和擦痕為主。台灣高山地形與地質環境相當惡劣，所以找尋直接證據是件困難的工作。間接證據得自地貌分析與古氣候重建兩個方法，地貌調查可獲得幾何形貌上的各種指數，來比對研究區裏的冰斗或圈谷接近標準冰斗的程度；古氣候環境資料，則可重建第四紀冰期的雪線高度。本研究除了找到擦痕、冰坎等冰河作用的直接證據外，還依據冰斗的地貌幾何特性，鑑別了雪山主峰圈谷群接近標準冰斗的程度。

二、直接證據

在直接證據上，本研究在雪山山區發現了冰坎和擦痕兩種直接指示冰河作用的地貌證據。鹿野忠雄(1932、1934)、田中薰(1934)在台灣高山

地區進行冰河遺跡調查時，分別在雪山和南湖大山找到多處的擦痕與磨光面(polished surface)。尤其在規模大且形態也完整的雪山 1、2 號圈谷以及南湖大山上、下圈谷裏，發現清晰的擦痕和典型的冰磧石(鹿野忠雄，1934；林朝棨，1957)，依此認定台灣高山區發生過冰河作用。然而，同樣在南湖大山進行地貌調查，詹新甫卻認為鹿野忠雄和田中薰所發現的擦痕，是較硬的崩落砂岩和石英塊在較軟的板岩上磨擦，所產生深度相當淺的條痕(詹新甫，1960)，不是冰河磨蝕的作用。

(一)冰坎(cirque threshold or rock bar)

文獻上有許多解釋冰坎的理論，例如 Garwood(1898)曾以”保護論”說明冰坎的成因(Embleton et al.，1975)，他認為每一次冰退，冰川末端位置以上受到冰川保護而免受侵蝕，故高起成坎—冰坎；而冰舌末端以下遭到冰川侵蝕而降低成窪地。崔之久(1998)認為 Garwood 的論點令人難以信服，因為冰河並不只在冰河末端以下才開始侵蝕，也不是每一次冰退，冰舌末端皆位於冰坎處。Small(1976)則認為冰坎就是山地抬升引起河流向源侵蝕的裂點(nick point)。崔之久卻認為 Small 的觀點不正確，因為向源侵蝕的裂點應與階地相伴生，而冰坎卻獨立存在。

冰坎是個呈凸丘狀的基岩堤，位在冰斗的斗口，是屬於冰斗邊緣的地形。文獻上對這種地貌特性也進行過多次爭論。冰斗的邊緣經由寒凍(frost weathering)風化產生裂隙和碎屑，碎屑經常滾落到斗內的冰雪中，被冰河挾帶磨蝕斗底，進行下切。然而爭議的焦點是：何以下切只發生在冰斗中部，冰斗口卻未遭同等的下切反而上凸成坎(崔之久，1981)。

Lewis(1947)提出冰河旋轉滑動(rotational slip of glaciers)理論解釋

冰斗為何呈上凸狀，且未受下切作用。許多學者支持 Lewis 的解釋，並運用他的理論印証全球各地冰斗和冰坎的成因。例如，施雅風(1989)認為：在所有冰河地形中，迄今為止冰斗的形成機制是被了解得比較清楚的，這就是被 Lewis 提出而又經過觀測証明了的冰斗冰河”旋轉滑動”理論。這個理論認為，冰斗冰河粒雪線以下的消融區，夏天因強烈消融而出現負平衡，粒雪線以上的累積區卻因冬季的累積而出現正平衡，冰河為了保持均衡，乃發生沿冰床的旋轉滑動。

粒雪線即平衡線(圖 1)。施雅風還認為海洋性冰河才能進行旋轉滑動，所以具有冰坎的典型冰斗主要出現在海洋性冰河區。台灣高山區上次冰期的古氣候環境，正屬於海洋性冰河發育區。所以 Lewis 的旋轉滑動理論，以及後來學者運用來印証各地冰斗和冰坎發育的研究，是解決台灣高山圈谷地貌是否冰河所為爭議的重要方法之一。

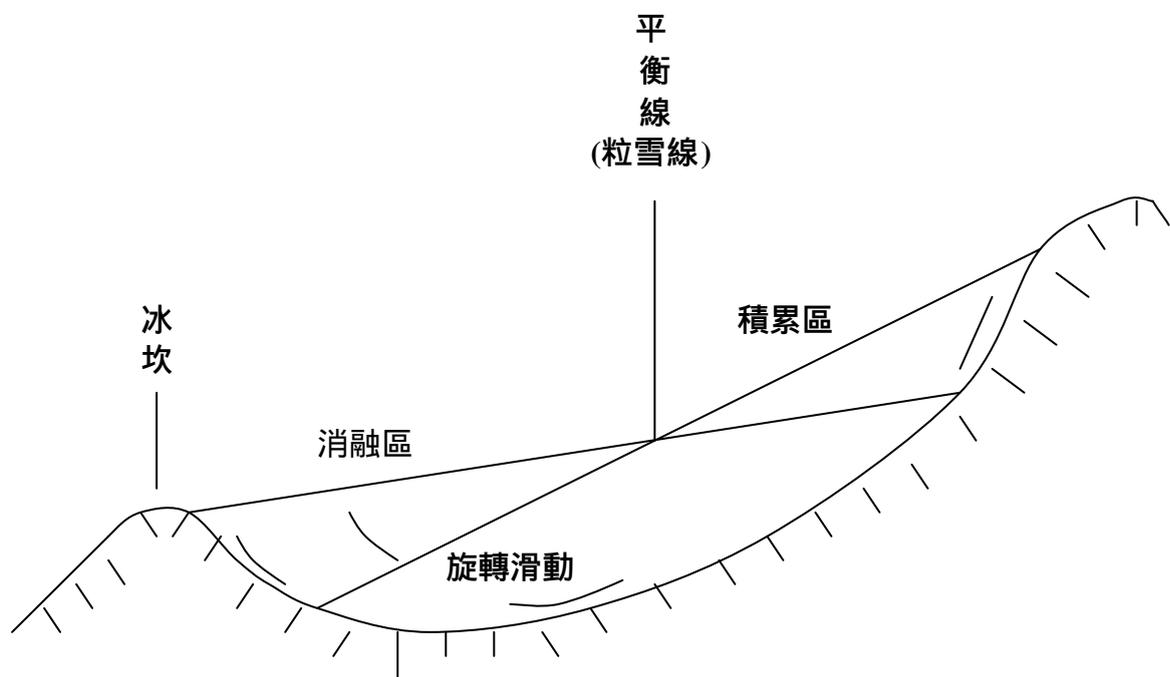
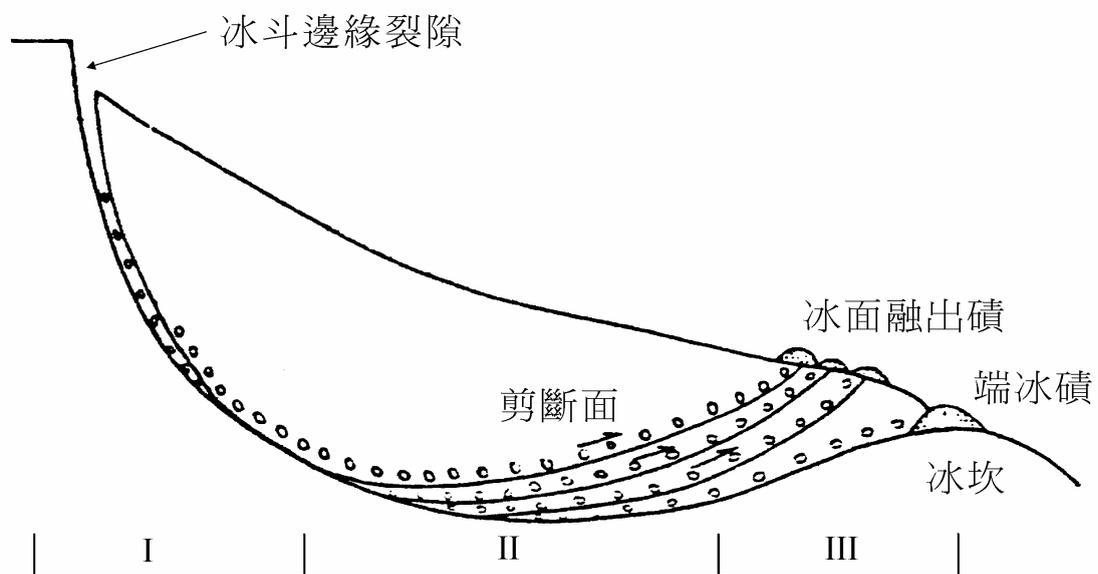


圖 1：冰斗冰河旋轉滑動示意圖

崔之久(1981)運用 Lewis 的旋轉滑動理論，解釋天山 1 號和 3 號冰河冰坎和各類冰磧的成因(圖 2)。崔之久認為：冰斗後壁邊緣裂隙控制滑動深度，即滑動首先發生在冰底。在重力作用下產生的滑動，因下部和前部受阻而形成一個上凹曲線狀的剪切面，坡度介於 30°—35°，同時使冰底碎屑物沿剪切面往上移動。出現在冰斗口內側的一系列剪切面，把大部分冰底碎屑帶至冰面成為消融磧或冰面融出磧，這樣就大大減低了冰川對冰斗口段的磨蝕，從而使冰斗口突起成坎。如果斗口的岩性特別堅硬則更加突出。

崔之久對天山冰河區的冰坎成因研究，指出大多數冰坎是由堅硬、完整的基岩構成。這提供台灣高山冰河研究在進行野外調查時，辨別冰坎的依據。



- 剝蝕段：寒凍風化，基岩破碎，碎屑物質進入冰河
- 磨蝕段：冰斗旋轉，磨蝕強烈
- 堆積段：磨蝕微弱，冰磧順剪面上移堆積

圖 2：冰斗、冰坎與冰磧成因圖解(崔之久，1981)

(二)擦痕(striation)

1.冰河擦痕的基本特性

擦痕是一種岩面上呈線狀且肉眼可辨識的細小岩溝，長度從數公分到 2、3 公尺以上，寬度在數公釐至數公分間，深度則在 0.1 公分至 1 公分間(Embleton et al 1975)。例如，天山烏魯木齊河源冰河的擦痕，最長可達 130 公分，最寬可達 1.3 公分，深 3—4 公釐(崔之久，1998)。又如加拿大洛磯山脈的 Saskatchewan 冰河的擦痕，最長達 2—3 公尺，寬可達 0.1—3 公分，最深達 3 公釐(Iverson, 1991)。

冰河流過的岩面都可能留下擦痕，所以擦痕的位置可以在岩體的頂面、斜面乃至垂直面上(Embleton et al 1975)。李吉均(民 1982)認為擦痕分布在冰床、谷壁、羊背岩和冰磧石上，常與擦槽(channel)、磨光面伴生。所以他主張冰磧石必須同時具備擦痕和磨光面，才能認定是冰河作用。Embleton et al(1975:181)也認為：冰河作用區的岩體表面，常留下過去冰蝕作用的蛛絲馬跡，包括擦痕、擦槽、冰蝕鑿口(groove)、冰坎、磨光面等的小地形。這些冰蝕小地形若能成群的配套出現，往往比懸谷、冰河槽或 U 形谷等大型冰蝕地形，更能佐証過去所發生的冰河作用。

擦痕的形成與岩性有關，岩性軟弱、易碎的岩面，不易在其表面留下擦痕，例如板岩、頁岩、泥岩等。堅硬但易風化的岩石，受風化的破壞、改造，岩面也不易發現擦痕，例如含長石類高的火成岩如花崗岩，或屬於變質岩的片麻岩。但花崗岩中若石英含量高，則其抗風化、侵蝕能力強，在岩面上可能遺留下古冰河的擦痕。(Embleton et al, 1975)。例如，Matthes(1930)發現美國 Yosemite 國家公園內的 Yosemite 河谷頂部岩面，留有大量磨光面和擦痕，他認為 Yosemite 河谷區的組成岩石是含高量石英的花崗岩，抗蝕力強，不易風化，才能保留過去冰河所遺留的痕跡。

2.擦痕的成因

最早將岩面上擦痕、磨光面歸因冰蝕作用的學者是 Agassiz。他在 1838 年觀察阿爾卑斯山的冰河谷時，發現冰河底部的冰體，挾有大小迥異的岩石碎屑。經反覆的邏輯推論冰下布滿擦痕和擦槽岩面的成因，他無法不用冰河本身和所挾岩屑兩種與冰有關的磨蝕作用解釋 (Embleton and King, 1975)。

擦痕的成因不單只有冰河作用，是多種、多樣的(陸鏡元，1987)。有關冰河擦痕的鑑別，東西方學界已有許多論文加以探討。李吉均(1982)曾引 1950 年代 Charlworth 巨著《第四紀》一書中對擦痕多成因的論述，批判李四光的「泛冰川論」，認為李四光把中國東部中低山地所有岩面發現的擦痕都歸因冰河作用，是有很大爭議性的。李吉均(1982)認為：自然界存在著許多非冰河起源的擦痕，如野牛和其他動物，水草拖曳的石塊、山地洪水、風、山崩、部分固結熔岩之間的相互滑動、構造運動、雪崩、河冰及海水中的浮冰等等因素，都能在石塊或岩面上形成擦痕。由此可見，擦痕的產生是多成因性的，不能只歸因於冰蝕作用。

陸鏡元(1987)於「初論“冰溜”擦痕的鑑別」的論文中，以系統的方法，區分出擦痕的非冰河成因包括：洪流、重力、構造變形、溶蝕、人工、動物等六類。他更比較了冰河成因與其他六類成因擦痕的各種特徵(表 1、表 2)。若能釐清這六類擦痕的成因，並配合野外調查擦痕的研判，有助於解決台灣高山爭論多時冰蝕擦痕的爭議。

依表 1、表 2 各種擦痕成因的比較，不論是基岩或是礫石面上的冰河擦痕，都擁以下幾項特點：細、長、深，排列密集，與冰河流向一致，但少數擦痕呈其他方向(即具有兩組以上方向交叉的條痕)。冰河擦痕與褶綫擦痕非常類似，但擦痕淺及無其他方向的擦痕。因重力造成的擦痕，通常方向不一，零星分布，擦痕寬且粗糙。

表 1：基岩面上各類擦痕特徵比較

成因類型	遺跡特徵	遺跡組合	
冰蝕作用	條痕細、長、深，排列密集，相互平行，常伴隨釘頭型形刻槽和新月形鑿口，方向一致，常有兩組以上方向交叉的條痕	擦痕、擦槽、冰蝕鑿口、大片光滑磨光面	
洪流擦痕	條痕寬、短、淺，零星分布，方向單一	擦痕、撞擊坑、斷口	
重力作用	崩塌擦痕	長短參差、深淺不一，邊緣粗糙，鑿痕或條痕兩邊不對稱，零星分布，方向單一	鑿痕、條痕、斷口及大量撞擊凹坑
	滑坡擦痕	條痕寬且深，順坡排列，方向單一	擦痕、刻槽、不顯著磨光面
	土石流擦痕	條痕寬、短、淺，邊緣粗糙，順坡排列，方向單一	擦痕、斷口，少有刻槽
	凍融泥流擦痕	條痕細、短、淺，順坡排列，方向單一	擦痕、不顯著磨光面
構造變形	褶皺擦痕	條痕細、長、淺，排列密集，方向單一與軸部平行	擦痕、磨光面、新月形刻槽
	斷層擦痕	條痕細、長、平行，排列密集具有重疊層次擦痕面	擦痕、磨擦鏡面、滑階、斷層角礫
溶蝕條痕	條痕窄而深	溶蝕痕	

表 2：礫石面上各類擦痕特徵比較

成因類型	遺跡特徵	遺跡組合	
冰蝕作用	具兩組以上方向交叉條痕，細、長、深，排列密集，具有釘頭形擦槽和顫痕，龜背擦痕石頂面有布滿擦痕，底面是平整擦面	擦痕、刻痕、顫痕、貝狀斷口	
洪流擦痕	條痕寬、短、淺，分布散亂，方向不定	擦痕、撞擊凹坑、斷口	
重力作用	崩塌擦痕	條痕長短參差、深淺不一，邊緣粗糙，零星分布	擦痕、斷口、大量撞擊凹坑
	土石流擦痕	條痕寬、短、淺且粗大，撞擊坑多呈斑狀、紡錘狀，分布散亂，方向不定	擦痕、貝狀斷口、大量撞擊凹坑
	凍融泥流擦痕	條痕細、短、淺，排列散亂，方向不定	擦痕、不顯著磨光面
斷層擦痕	條痕細、長、平行，排列密集具有重疊層次擦痕面	擦痕、磨擦鏡面、斷層角礫	
溶蝕條痕	條痕窄而深	溶蝕痕	
人工條痕	工具鑿痕，寬淺不一	擦痕、鑿痕、打擊點	
動物條痕	寬而淺，密集，平行排列		

3.冰河擦痕的類型

- (1)基岩擦痕 基岩擦痕是由冰河挾帶大小混雜的岩屑和岩塊，在冰層中隨冰河緩慢向一個方向移動，當這些被挾持岩屑在冰床和谷壁上受阻或碰撞時，磨擦岩面而成的線形遺跡(施雅風，1989)。依位置分谷壁基岩擦痕和冰床(冰河底部)基岩擦痕。谷壁基岩擦痕，伴隨磨光面和深寬的擦槽發育。擦痕大致平行排列，深且寬。冰床基岩擦痕，伴隨顯著磨光面，以羊背岩上發育最鮮明，所以羊背岩的迎冰面是擦痕分布最多的地方(施雅風，1989)。受蝕的基岩常發育兩組以上其他方向交叉的擦痕，表示冰河底部的運動不斷調整(施雅風，1989)。
- (2)礫石擦痕 冰河底部的冰磧石受阻停滯，其底部與岩床發生磨擦，產生擦痕和擦面；或是質量較小的冰磧石，隨冰河向前移動時速度較大冰磧石快。所以，在繞過大冰磧石時，發生磨擦、碰撞，在大冰磧石頂面上產生多條擦痕。受撞擊大冰磧石的後端即撞擊端，常形成貝狀斷口，而朝冰流方向的前端則變尖，形成彈頭形或五角形的燙斗狀，稱之為龜背擦痕石(圖 3)。施雅風(1989)認為龜背擦痕石才有鑑別古冰河的意義。

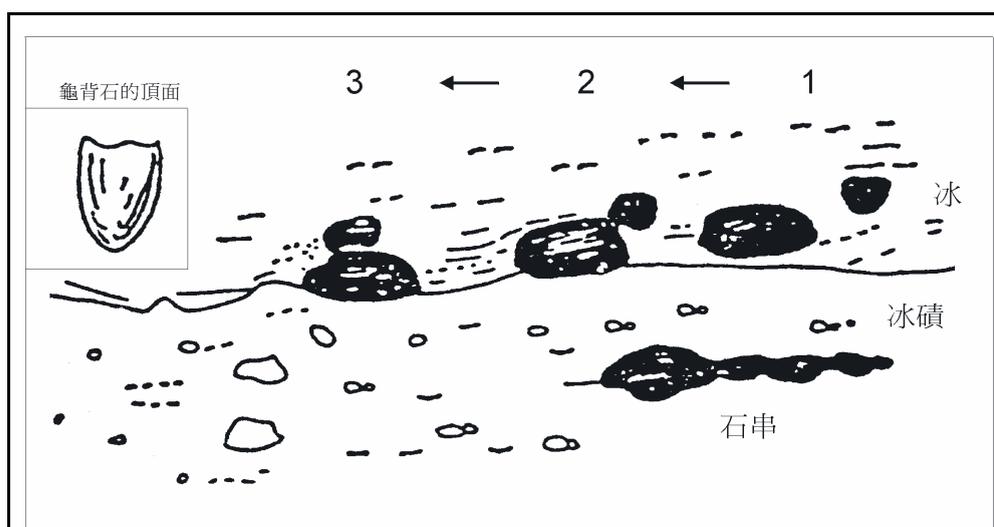


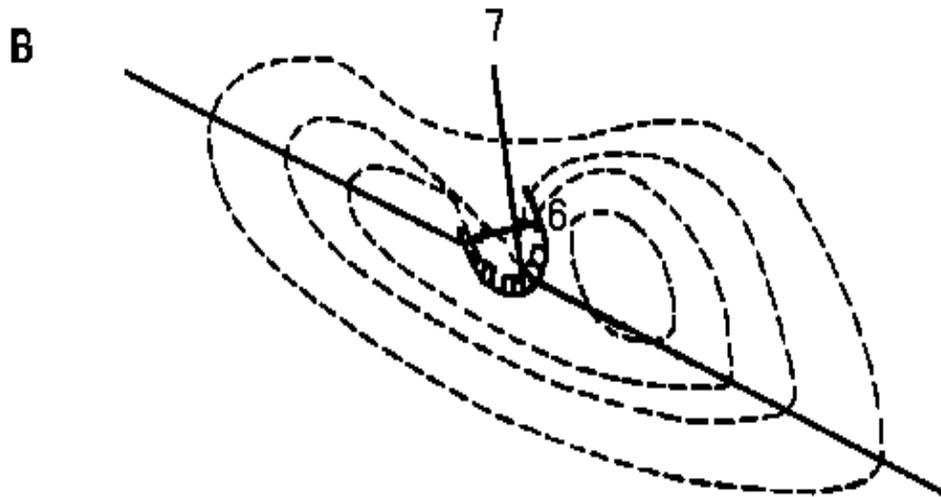
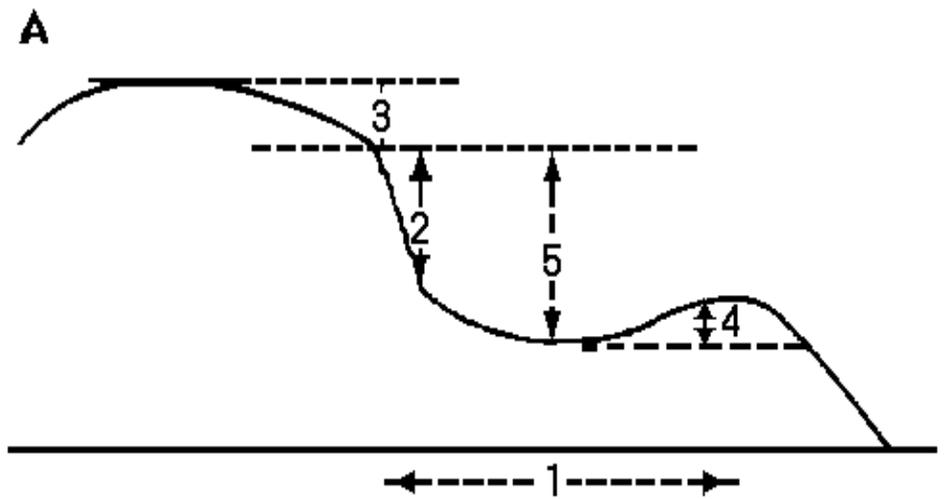
圖 3：龜背擦痕石或燙斗石形成圖解(施雅風，1989)

三、間接証據

台灣的地質脆弱，地形作用強烈，所以在地質脆弱的高山區，許多冰河遺跡的直接証據，在一萬多年來的冰後期裏，大多被風化、塊體運動等的強烈地形作用破壞殆盡。再加上台灣高山區的植生茂密，環境險惡，交通極度不便，找尋直接証據非常困難。沒有直接証據，並不能論斷台灣沒有發生過冰河。許多的間接証據，都能指示冰河的作用。但是，有效性上不如冰坎、擦痕、冰磧等直接証據直接指示冰蝕的作用。然而，直接証據的取得，有著極高的困難性和危險性。所以，運用間接証據論述台灣高山有無冰河，有其必要性和迫切性。況且包括直接與間接証據等的多方面論証，更能強化台灣有無冰河發生種種論述的正確性。在間接証據上，本研究選擇冰斗地貌幾何特性對比的地貌分析法為主，論述雪山主峰圈谷群在地形幾何形貌上接近真正冰斗的程度。

(一)冰斗地貌幾何特性

冰斗的地貌幾何特性是由 Andrews 等學者於 1971 所提出的 (Embleton and King, 1975)。他們根據英國、加拿大等地冰斗幾何形貌的統計結果，定義出冰斗地形最基本的幾何特性，包括：開口方向、直軸與橫軸長度、冰斗後壁 (headwall) 與盆底緩坡的坡度、冰斗深度、冰斗最高與最低點的海拔高度等 (圖 4)。事實上冰斗被冰體逐漸刻蝕成圓形劇場形貌的論點，還只是近一百年的事。1860 年 Ramsay 認為冰斗的岩盆造形，可能與盆負荷大量的冰雪有關；1873 年 Gastaldi 也持同樣的說法，認為不論是軟岩或硬岩組成的冰斗，其內所累積的冰雪能將斗底蝕成圓形下凹的窪地，不以冰蝕作用解釋，是很困難的 (Andrews, 1971)。



- | | | | |
|-----------|-----------|-------------|--------|
| A:冰斗縱剖面 | B:冰斗平面 | | |
| 1:直軸長度(a) | 2.冰斗後壁高度 | 3.峰頂與冰斗後壁高差 | 4.冰坎高度 |
| 5.冰斗深度(c) | 6.橫軸長度(b) | 7.A圖的平面位置 | |

圖 4：Andrews 的冰斗幾何形貌定義圖示 (Embliton et al, 1975)

1.直高比 (length-height ratio , a/c)

冰斗幾何形貌各種指標中，直軸與深度的比值(簡稱直高比，a/c)最為常用，也最具代表性。因為直高比可以反映冰斗的形貌特性與發育程度(Embleton et al, 1975)，直高比越大，冰斗發育越好。Evans(1995)也持同樣論點，他認為發育程度高的冰斗，加深的速度不如加寬和加長。第一個用直高比來描述冰斗幾何特性是 Manley。1959 年，Manley 曾對英國湖區(English Lake District)的冰斗進行調查，他發現這些冰斗直高比介於 2.8—3.2 之間。1971 年 Andrew 在北美巴芬島所量測得冰斗的平均直高比是 4.29；而中國青藏高原南部數以千計保存良好的上次冰期冰斗湖，據統計其直高比介於 2.0—3.0 間(Embleton et al, 1975)。

中國東部古冰河所遺留的冰斗，因受冰後期冰緣區強烈寒凍風化，以及河流向源侵蝕的破壞，形貌上受到不同程度的改造。基本上，上次冰期所遺留冰斗大多能維持原有形貌。

2.直寬比 (length-width ratio , a/b)

直寬比是指冰斗直軸與寬軸的比率。與直高比相同，可反映冰斗形貌特性與發育的程度。基本上，冰斗向源增長要比下切加深的速度快(劉耕年, 1985、1989)，所以發育越好的冰斗，直寬比較大。例如劉耕年(1985、1989)對中國四川西部螺髻山的冰河侵蝕研究，發現高度較低的下層冰斗其直寬與直高比，都較高度較高的上層和中層大。由此，他認為下層冰斗較上、中層冰斗發育程度高。再根據冰磧物的定年，下層冰斗的冰期最早，冰斗發育時間遠較中層和上層長，所以發育程度最高。相當符合直寬比所指示出的訊息。

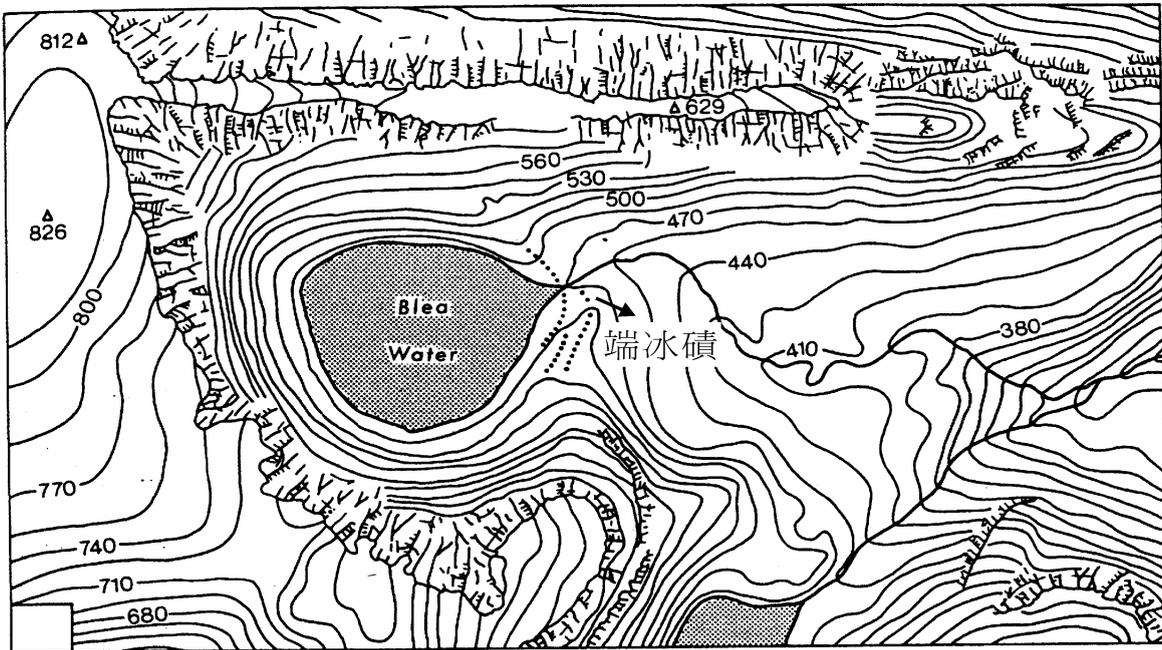


圖 5: 英格蘭 Lake District Blea Water 冰斗等高線圖 (Gerrard, 1990)

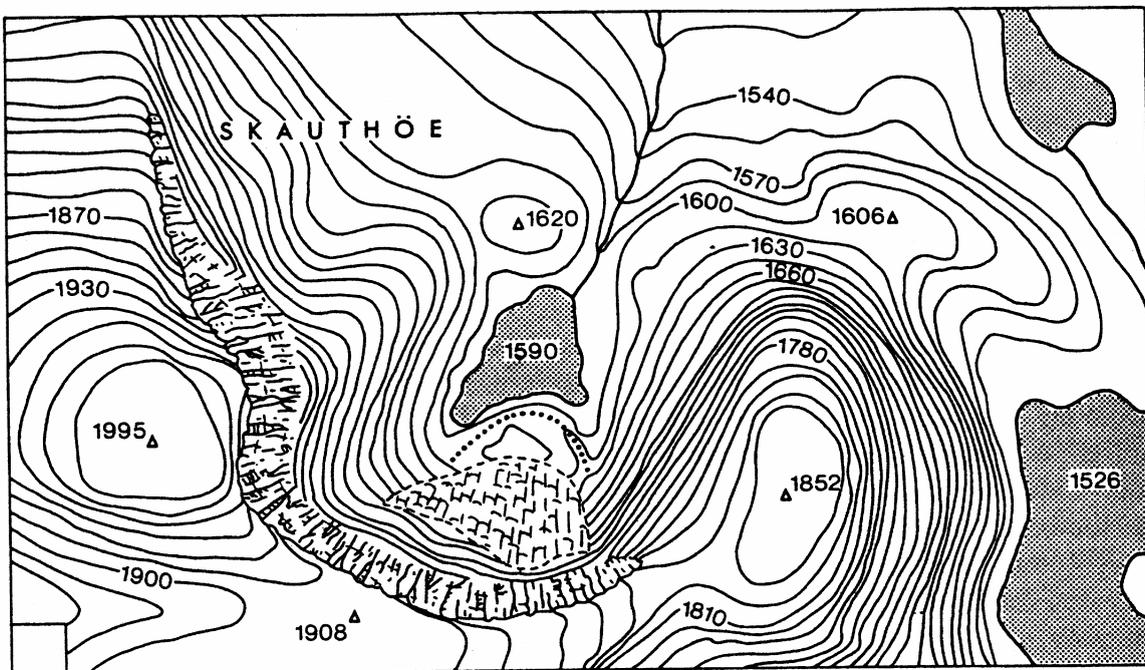


圖 6: 挪威 Vesl-Skautbotn 冰斗等高線圖 (Gerrard, 1990)

3.平面閉合度 (plan closure)

平面閉合度是冰斗地貌幾何特性重要的指標之一，最早由 1969 年的 Evans 所提出 (Embleton et al, 1975)。Evans (1995) 認為冰斗規模愈大，平面閉合度愈大，冰斗發育程度也愈高。發育良好的冰斗，平面閉合度通常較大，例如平面閉合度為 199° 的英格蘭 Lake District Blea Water 冰斗 (圖 5)，比平面閉合度為 166° 的挪威 Vesl-Skautbotn 冰斗 (圖 6)，發育程度略高 (Embleton et al, 1975 ; Evans et al, 1995)。

平面閉合度以度為單位，其數值就是圍繞冰斗等高線兩端點方位角的差 (圖 7)。但圍繞冰斗的等高線相當多條，取那一條為計算基準，不同的學者有著不同的選擇。例如 Evans 選取最長的等高線為計算基準 (Embleton et al, 1975 ; Evans et al, 1995)，而 Gordon 則選中值高度等高線 (mid-height contour) 為計算基準 (Evans et al, 1995)。選擇最長的等高線所計算出的平面閉合度，通常小於中值高度等高線所算的值。

以圖 7 的冰斗為例，圖中有 5 條等高線通過冰斗，高度為 550 - 750 公尺，由於間距值為 50 公尺，所中值等高線是 650 公尺。若以這條等高線為計算基準，其南端等高線 V 字形彎曲處的方位角為 298° ，北端等高線 V 字型彎曲處方位角為 110° ，平面閉合度為 360° 減 298° 後，再加上 110° ，結果為 172° 。若選最長的等高線計算，則是 700 公尺這條等高線，其南端 V 字形彎曲度較小，所以方位角略大於 298° ，由此算出來的平面閉合度稍小於 172° 。

四、雪山主峰圈谷群的冰斗幾何形貌分析

依據 Andrews (1971) 所定義的冰斗地貌幾何特性，本研究運用在雪山

主峰的圈谷群，得到表 3 的結果；同時也對比南湖大山上、下圈谷的地貌幾何特性，得到表 4 的結果。

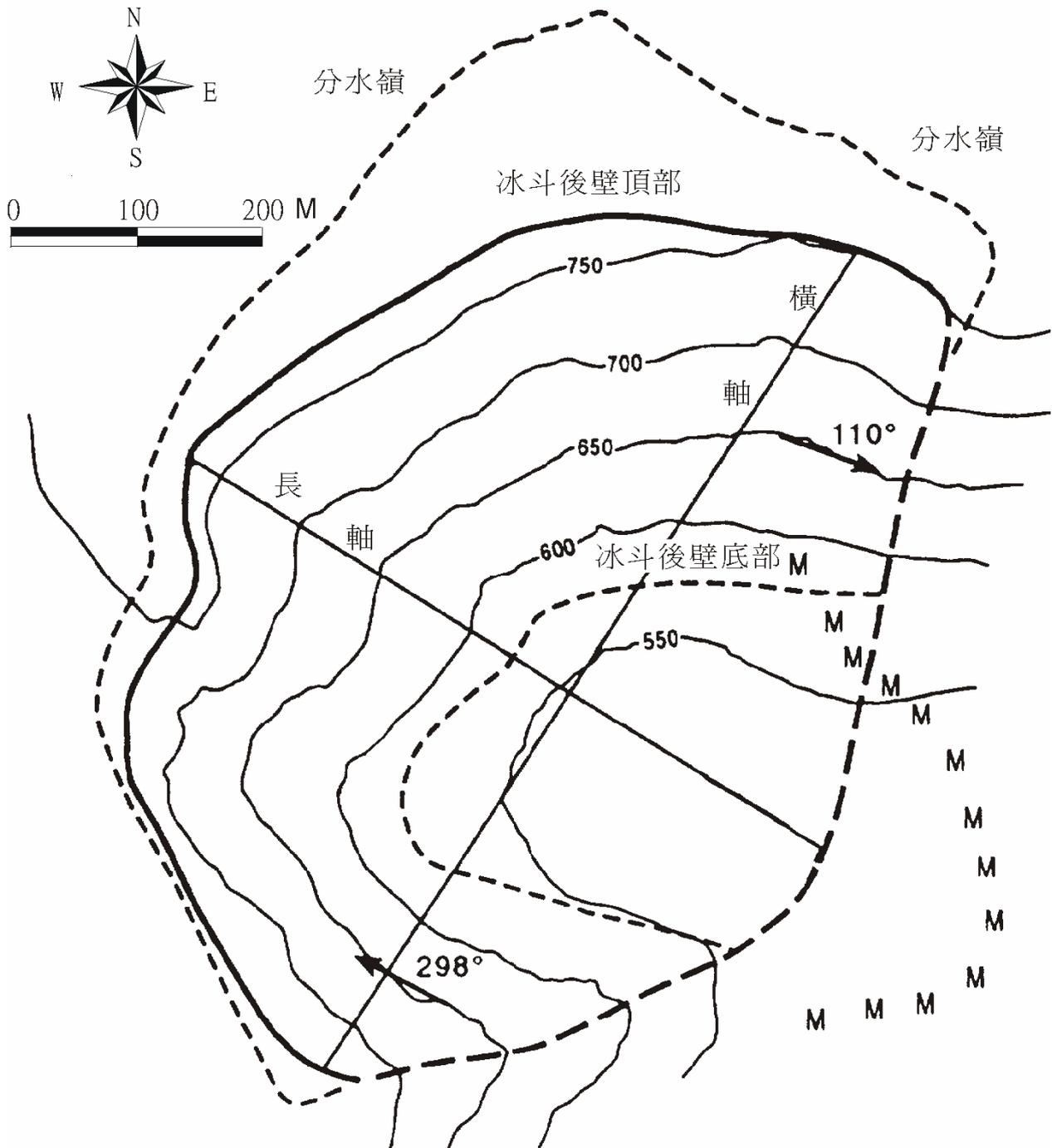


圖 7：兩種平面閉合度方位角量測圖示 (Evans et al. , 1995)

表 3：雪山主峰圈谷群地貌幾何特性基本資料

幾何特性 圈谷	開口 方向	直軸 長度(a)	橫軸 長度(b)	後壁陡 坡坡度	谷底 坡度	冰斗 深度(c)	後壁陡 坡高度	最低點 高度
1 號圈谷	東北	1400m	600m	35°	15°	500m	3850m	3350m
2 號圈谷	北	300m	375m	35°	15°	150m	3860m	3710m
4 號圈谷	西南西	400m	200m	45°	22°	250m	3850m	3600m
5 號圈谷	北北西	100m	80m	35°	10°	60m	3670m	3610m
6 號圈谷	北北西	150m	100m	35°	15°	110m	3660m	3550m
7 號圈谷	北北西	150m	100m	35°	5°	100m	3620m	3520m
8 號圈谷	西北西	500m	300m	45°	15°	310m	3860m	3550m
9 號圈谷	西北	400m	250m	45°	15°	280m	3810m	3530m

1 號圈谷後壁陡坡坡頂就是雪山主峰，高 3886m，谷底高 3350m。

2 號圈谷後壁陡坡坡頂就是北稜角，高 3882m，谷底高 3710m。

3 號圈谷被冰後期的風化與崩山作用破壞太厲害，已無法辨識出圈谷地貌。

表 4：南湖大山上下圈谷地貌幾何特性資本資料

幾何特性 圈谷	開口 方向	直軸 長度(a)	橫軸 長度(b)	後壁陡 坡坡度	谷底 坡度	冰斗 深度(c)	後壁陡 坡高度	最低點 高度
上圈谷	北北東	1200m	600m	25°	10°	190m	3600m	3410m
下圈谷	北北東	900m	600m	30°	15°	390m	3730m	3340m

南湖大山上圈谷後壁陡坡坡頂在南湖東峰西南側，高 3530m，谷底高 3410m。

南湖大山下圈谷後壁陡坡坡頂在南湖主峰東南側，高 3540m，谷底高 3340m。

(一)直高比

由於冰斗向源增長要比下切加深和側蝕加寬的速度都快(劉耕年, 1985、1989), 所以直高比可以反映冰斗的形貌特性與發育程度的高低(Embleton et al, 1975), 即直高比越大, 冰斗發育程度越高。依表 5 直高比的數據, 雪山主峰 8 個圈谷的直高比介於 1.36 2.80 之間, 接近青藏高原南部冰斗群 2.0 3.0 間的數值, 卻遠小於北美巴芬蘭島的 4.29。1 號圈谷的直高比為 2.80, 是雪山主峰圈谷群的 8 個圈谷中最大的, 這指示著 1 號圈谷的冰斗發育最好。再由 1 號圈谷面積最大、最長、最寬、最深、冰坎最多且規模也最大等等的諸多地貌特性分析, 的確符合直高比所指示冰斗發育程度最高的訊息。

表 5：雪山主峰圈谷群與南湖大山上下圈谷地貌幾何特性對比

幾何形貌指數 圈谷名稱	直寬比 (a/b)	直高比 (a/c)	平面閉 合 度
雪山 1 號圈谷	2.33	2.80	180°
雪山 2 號圈谷	0.8	2.00	140°
雪山 4 號圈谷	2.00	1.60	84°
雪山 5 號圈谷	1.25	1.67	60°
雪山 6 號圈谷	1.50	1.36	89°
雪山 7 號圈谷	1.50	1.50	88°
雪山 8 號圈谷	1.67	1.61	138°
雪山 9 號圈谷	1.60	1.43	113°
南湖大山上圈谷	2.00	6.31	178°
南湖大山下圈谷	1.50	2.31	145°

2 號圈谷的直高比為 2.00，僅次於 1 號圈谷。顯示其冰斗發育程度也次於 1 號圈谷，這也符合 2 號圈谷在面積、冰坎規模等僅次於 1 號圈谷的地貌特性。4、9 號圈谷的直高比都小於 2，這表示冰斗發育程度不如 1、2 號圈谷高。由諸多的地貌特性研判，這 6 個緊緊相連的圈谷(圖 16)，原是雪山主峰西北側大冰斗中的寄生冰斗。因積雪量不夠厚，時間不夠長，無法形塑出比 1 號圈谷還大的冰斗，只能在某些積雪較厚的坡面上，挖蝕出規模小的冰斗。原先這個大冰斗的冰斗後壁，在上次冰期時成為這些相連冰斗的後壁，相對於各冰斗內的直軸長度，產生較大的高差，所以直高比值就較小。

南湖大山區上圈谷的直高比值竟高達 6.31，遠大於青藏高原南部也大於北美巴芬島。這是因為上、下圈谷是不同冰期形成。上圈谷較高，本研究研判為 6、5 萬前的上次冰期早期形成，而下圈谷則為 3、1 萬年前的晚期形成。所以，冰河在上圈谷的駐留時間較長，向源侵蝕較劇烈。再加上組成岩性，上圈谷以板岩和石灰岩為主，抗蝕力遠不如以石英砂岩為主的下圈谷，冰斗後壁後退速度遠大於下圈谷，直高比也就遠大於下圈谷。下圈谷的直高比為 2.31，接近青藏高原南部，冰斗發育相當好。

比較表 3 雪山 1 號圈谷和表 4 南湖大山下圈谷的冰斗地貌幾何特性，不難發現兩者的地貌特性非常接近。規模上，南湖大山下圈谷較小，所以冰斗發育程度也應較低。由兩者的直高比值比對，南湖大山下圈谷也略小於雪山 1 號圈谷。

(二)直寬比

直寬比是指冰斗直軸與寬軸的比率，相似於直高比，皆能反映冰斗地貌特性與發育的程度，發育程度越高的冰斗，直寬比越大。

依表 5 的數據，雪山主峰 8 個圈谷的直寬比介於 0.8—2.33 之間，仍是以 1 號圈谷的數值最大，表示冰斗發育的程度最好。直寬比一般都大於 1，若小於 1，表示其寬軸大於直軸。例如直寬比最小的 2 號圈谷，其值僅 0.8。2 號圈谷直寬比雖然最小，但這不能表示其冰斗發育程度最差，而是因為 2 號圈谷的直軸只量測到谷底地貌形態明顯的第一道冰坎，坎外還有 4 道尚未証實的堤狀壟。若能証實是冰坎，2 號圈谷的長軸將延伸至最外側的冰坎止，長度將增至 700 公尺，這時的直寬比則增大為 1.87。若以之比較表 5 各個圈谷的直寬比，不難發現其冰斗發育程度次於 1 號和 4 號圈谷。

(三)平面閉合度

平面閉合度也是一種指示冰斗發育程度的指標，數值越大，發育程度越高。其計算需輔以等高線，一般有兩種方式，選取最長或是中值高度的等高線，兩者的數值差異不大。雪山主峰圈谷群的 1、2 號圈谷，其四周谷壁高大，等高線 V 字型彎曲清楚。但 4—9 號圈谷是大冰斗中的小冰斗，斗底谷壁低矮平緩，等高線 V 字型彎曲不易判別。若選擇最長等高線計算，將產生高的誤差值，所以本研究選擇中值高度的等高線，計算平面閉合度。

由表 5 平面閉合度的數值顯示，雪山 1 號圈谷的平面閉合度最大，指示出冰斗發育程度最高；南湖大山上、下圈谷居次，表示發育程度僅次於雪山 1 號圈谷。雪山 5 號圈谷的平面閉合度最小，表示冰斗發育程度最低。再由表 3 雪山 5 號圈谷的其他各項地貌幾何特性比較，直軸與橫軸長度、冰斗深度等都是最小的，相當符合平面閉合度所指示的訊息。

五、雪山主峰圈谷群的地貌類型

在地貌類型上，雪山主峰圈谷群以古冰斗遺跡為主，密集分布在雪山主峰周圍山區。經由野外地貌調查，雪山主峰圈谷群的 9 個圈谷中，8 個是古冰斗遺跡。早在 1932 年和 1934 年的調查，鹿野忠雄就依冰斗的圓弧形地貌特性，以及擦痕、羊背岩、端冰磧等的冰河地貌類型，認為 1、2、4、5、6、7 等 6 個圈谷是古冰斗遺跡。但是，他所依恃的圓弧形地貌、擦痕、羊背岩、端冰磧等地貌證據，至今仍有很大的爭議性，甚至誤判。他並沒有發現各圈谷底的冰坎，以及 1 號圈谷底端 5 號冰坎上的擦痕，而這些全是直接指示冰河作用的地貌證據。雖然在 1、2 號圈谷內，鹿野忠雄發現由基岩構成的岩階(kartreppen)，但他並沒有詳細說明谷階的成因，以及是否可作為判斷冰蝕作用的直接證據。

8 號與 9 號圈谷，因位置偏僻，鹿野忠雄當時沒有發現是冰斗。直至民國 88 年 1 月下旬本研究的第二次野外地貌調查時，曾到現場觀測，發現這兩個圈谷的地貌特性與其他圈谷非常類似，谷底都有個基岩組成的冰坎，坎後都有個窪地，後壁也都是陡崖。依此，本研究判定為新的古冰斗遺跡。

5 號與 7 號圈谷因地下水供應充足，成為台灣高山少見的高山湖泊。5 號圈谷稱上翠池，雨季時才有水；7 號圈谷稱翠池，終年有水。3 號圈谷位於雪山主峰南側，由於大甲溪強烈向源侵蝕和寒凍風化的作用，坡面滿布蝕溝和碎石，難以研判為圈谷地貌。8 號和 9 號圈谷的谷內和周圍坡面，生長著濃密的玉山圓柏喬木林。其餘圈谷的谷底與谷坡上，都分布著大量寒凍風化為主的碎石堆，明顯指示出這些古冰斗遺跡在現今的氣候下，屬於高山冰緣環境。

(一)1 號圈谷地貌分析

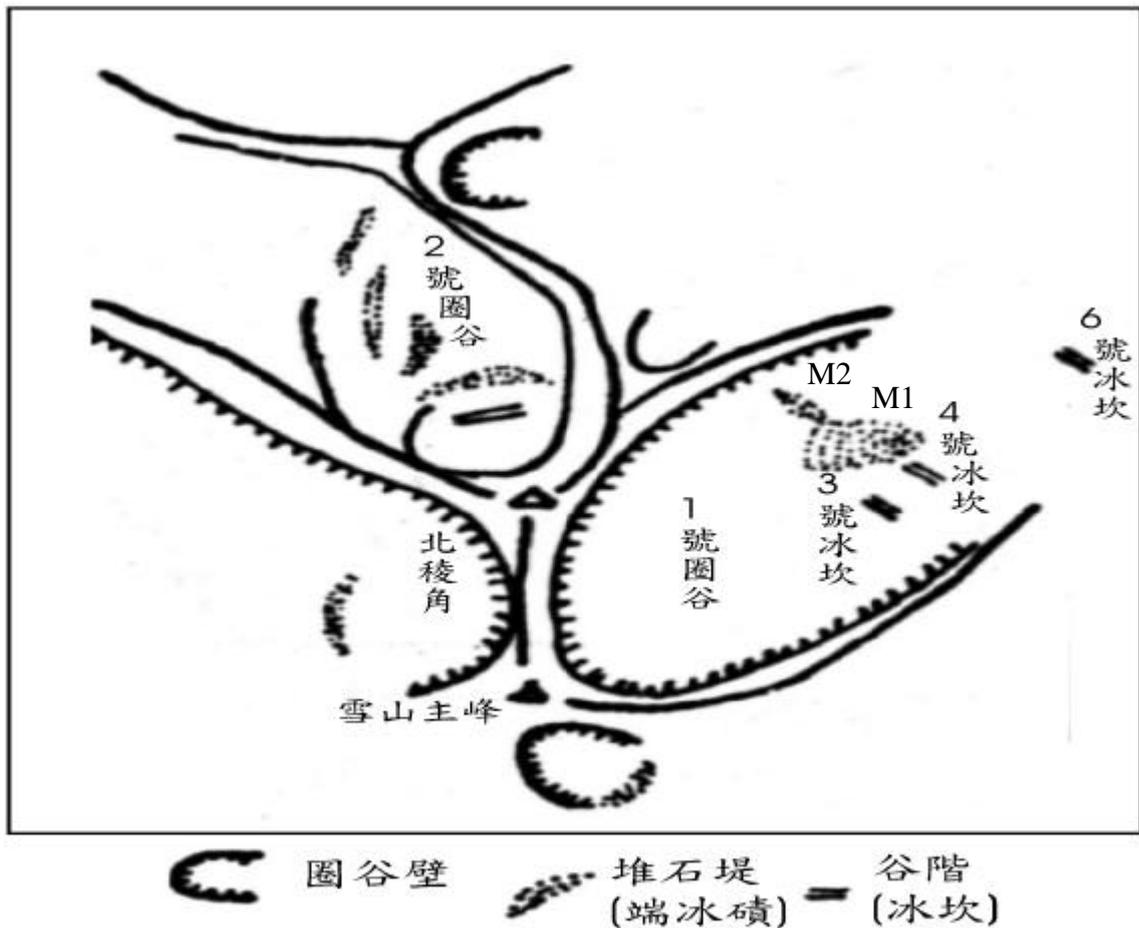
雪山 1 號圈谷位於雪山主峰的東北面，開口朝東北。依現場地貌調查，1 號圈谷直軸終端位於黑森林避難小屋後方瀑布群的上方(王鑫，1998)，約略在等高線 3350 公尺處，由此量得直軸長度約 1400 公尺。橫軸最寬處在出黑森林處，寬約 800 公尺。以黑森林出口的森林界線為界，此線以上，1 號圈谷的坡面上滿布碎石。在較陡的谷坡上分布著一堆堆裸露碎石，而在谷底的碎石堆上則生長著一叢叢匍匐性的玉山圓柏和玉山杜鵑。線以下谷坡和谷底全是茂密的森林，以冷杉為主。1 號圈谷谷壁的平均坡度約 30 度，谷底坡度約 15 度。主峰與北稜角下至 3800 公尺高度處的坡度最陡，達 45 度以上。

由野外觀測，主峰與北稜角呈圓頂狀山峰，鹿野忠雄(1934)稱之為圓頂峰。除此外，雪山東稜至 3690 峰以及北稜角至雪山北峰之間的稜頂，分布著許多緩起伏的圓頂峰(王鑫，1998)。依野外地貌調查，航空照片與一萬分之一像片基本圖的判識，1 號圈谷計有冰斗(glacial cirque)、冰坎(cirque threshold)、冰磧(moraine)、懸谷(hanging valley)、冰盆(rock basin)、冰蝕埡口(col)等冰河地形，以及陡崖(erosion scar)、蝕溝(gully)、碎石坡、圓頂峰等非冰河地形等十類。各類地貌分析如下：

1.冰河地貌

(1)冰斗 1 號圈谷位於雪山主峰的東北面，長約 1400 公尺，寬約 800 公尺，面積近 1 平方公里，是全台規模最大的圈谷。1 號圈谷的範圍，過去一直都以鹿野忠雄 1932 和 1934 年的調查為依據。當年他以端冰磧的位置，研判冰斗的終端位在 1 號圈谷底標高約 3570 公尺 4 號冰坎西側下方一堆橫向的碎石上。該橫向碎石堆有前後兩道，即鹿野忠雄

所研判的端冰磧(圖 8)。這兩道碎石堆是否為端冰磧，截至目前尚無任何研究予以証實。但依現場觀測，第二道碎石堆東側連結 3 號冰坎處，出露基岩。依此，本研究研判這兩道碎石堆應為 3 號與 4 號冰坎往谷底延伸的一部分。至於鹿野忠雄為何判斷為碎石堆，因而又據此研判為端冰磧，可能因冰坎表面的風化碎屑被誤判為端冰磧所致。



(圖 8 說明：鹿野忠雄於 1934 年在雪山 1、2 號圈谷發現的谷階就是冰坎，其中位 1 號圈谷末端的兩道谷階分別是 3 號與 4 號冰坎，他認為 4 號冰坎左側的堆石堤是端冰磧，以此認定 4 號冰坎處就是 1 號圈谷的末端。而本研究在黑森林內發現 6 號冰坎及其下的懸谷，同時再配合熱螢光定年，研判 6 號冰坎應是 1 號圈谷的末端，離雪山主峰約 1400 公尺。)

圖 8：鹿野忠雄在雪山 1、2 號圈谷發現的端冰磧與谷階位置(鹿野忠雄，1934)

在黑森林避難小屋下方的一道橫向壟上，出露基岩坎，即 6 號冰坎，坎下是個落差 200 公尺連續 12 層的瀑布群。依地貌形態研判，此瀑布群屬於冰蝕地形的懸谷。本研究還在 6 號冰坎內側低地上，挖剖面採樣。經熱螢光定年，該剖面最底層深 80cm，年代為 18260 ± 520 年前，應屬上次冰期晚期。依此研判在上次冰期晚期時，6 號冰坎是當時 1 號圈谷內冰斗冰河的終端。由此，本研究將 1 號圈谷的古冰斗範圍，由原先的出黑森林處，延伸至標高為 3350 公尺的 6 號冰坎(圖 8)。

(2)冰坎 冰坎是古冰河遺跡最重要的地貌證據，直接指示其所在的圈谷，曾遭到冰河作用。所以，冰坎的研判是本研究野外調查最重要的工作，尤對紛爭多時的台灣高山冰河問題，能提供有力證據。1 號圈谷內共有 6 道冰坎(表 6)，大都分布在東南圈谷坡壁上。1 號冰坎位在主峰東北方 200 公尺，標高 3740 公尺，東西向，長約 20 公尺，高約 5 公尺。2 號冰坎位主峰東北 450 公尺處，標高 3660 公尺，往主峰的登山步道通過 2 號冰坎頂部，並出露清晰的基岩露頭。2 號冰坎呈東南—西北向，與 1 號圈谷方向垂直，長 70 公尺，寬 30 公尺，高 6 公尺。3 號冰坎位主峰東北 650 公尺處，即 2 號冰坎下方 200 公尺的地方，標高 3620 公尺，長 40 公尺，寬 25 公尺，高 5 公尺。3 號冰坎也呈東南—西北向，坎頂未出露，現覆蓋濃密的高山灌叢。

4 號冰坎位登雪山主峰步道出黑森林處左側，標高 3600 公尺，長 80 公尺，寬 35 公尺，高 8 公尺，規模僅次於 6 號冰坎。4 號冰坎下方是直落 50 公尺坡度近 60 度的裸岩崖壁，崖底是個小岩盆。5 號冰坎位於黑森林內避難小屋南方約 100 公尺處，因步道通過此處，清除坎上的覆蓋物，致使基岩出露，依此研判為冰坎。5 號冰坎上留有清晰

的冰蝕擦痕，由於只出露約 2 公尺，未出露部分也應留有同樣的擦痕。6 號冰坎位於瀑布群的頂端，也就是在黑森林避難小屋北方 100 公尺處，也呈東南—西北走向，標高 3350 公尺，長 100 公尺，寬 20 公尺，10 公尺，是 1 號圈谷規模最大的冰坎。6 號冰坎前有 3 條小溪匯流，水量大增，是登雪山主峰途中重要水源地。3 號與 4 號冰坎就是圖 8 中鹿野忠雄所稱的兩個圈谷階。

表 6：雪山 1 號圈谷冰坎群基本資料

冰坎	位置	標高 (m)	長 (m)	寬 (m)	高 (m)
1 號冰坎	主峰東北 200 公尺處	3740	20	5	5
2 號冰坎	主峰東北 450 公尺步道上	3660	70	30	6
3 號冰坎	主峰東北 650 公尺步道旁	3620	40	25	5
4 號冰坎	主峰東北 800 公尺處	3600	80	35	8
5 號冰坎	黑森林避難小屋南方 100 公尺處	3380	50	10	3
6 號冰坎	黑森林避難小屋北方 100 公尺處，即瀑布群頂部。	3350	100	20	10

冰坎的形成，是因冰河的旋轉運動向下挖蝕而成。依 King 等(1975)的研究，冰斗內高度不同的各層冰坎，其成因與陸地間歇性隆起，冰雪曾長時間駐留、雪崩等因素密切相關。由 6 號冰坎內側低地上所挖剖面採的底層土樣，經熱螢光定年為 18260 ± 1520 年前的數據判斷，屬是上次冰期晚期最盛期的年代。由之研判，在上次冰期晚期，6 號冰

坎以上的冰河，曾駐留此處一段相當長的時間，故能挖蝕出規模最大的 6 號冰坎。其餘的 1—5 號冰坎，應是上次冰期晚期後各冰期的所留的冰蝕遺跡。因未採樣定年，冰期的年代並不清楚。

(3)冰磧 由位置和形態研判，1 號圈谷分布著 3 道側冰磧(lateral moraine)和 6 道端冰磧，共 9 道冰磧壟，大都分布在 1 號圈谷溪的東岸。1 號冰磧壟位於 3 號冰坎上，垂直 1 號圈谷溪，標高 3550—3600 公尺，長約 100 公尺，高約 10 公尺，寬約 30 公尺。1 號冰磧壟愈往東南谷壁，厚度越來越厚。在連接東南谷壁底的碎石坡間，有條寬約 10 公尺的小乾谷，形成坡面反插的現象(圖 9)，這應是冰後期的冰水在 1 號冰磧壟上所沖蝕成的溝谷。1 號冰磧壟下方的 3 號冰坎，在近谷底處出露基岩，坎面上現是寒凍風化的碎石堆和覆蓋茂密的高山灌叢。由圖 8 所示的 4 號冰坎處觀察，這些碎石堆呈高約 6 公尺壟狀堤，橫切過 1 號圈谷溪。依此，鹿野忠雄認為是高約 50 公尺的端冰磧，這與本研究現場觀測的結果差異極大。

50 公尺高是很大的地形起伏，不過在 4 號冰坎旁找不到這麼大起伏的壟狀堤，反倒是 4 號冰坎下的崖壁高差約有 50 公尺。但圖 8 鹿野忠雄所標示的端冰磧位置，不在 4 號冰坎上。至於是否為風化碎屑或是端冰磧，本研究在壟狀堤上量測多組風化碎屑的層面與節理面，所得數據與其旁所露基岩的岩層走向與節理方向完全一致。所以，這道壟狀堤應是 3 號冰坎延伸至谷底的風化碎屑，不是端冰磧。

2、3、4 號等 3 道冰磧壟位在 4 號和 5 號冰坎間的斜面上(圖 13)。5 號冰磧壟位在 5 號冰坎上，由此研判 2、3、4 號冰磧壟底部也應是冰坎，但未如 5 號冰磧壟出露基岩。6 號冰磧壟位於 6 號冰坎上，標高約 3350 公尺，延伸方向與 1 號圈谷溪垂直，呈東南—西北向。溪對

岸有道碎石堤，規模比 6 號小了許多，原本與 6 號是連成一體的，被 1 號圈谷溪沖斷而分列兩岸。

1 6 號冰磧壟都位於 1 號圈谷溪的東岸，由其約略垂直溪谷，及 5 號冰磧壟位在 5 號冰坎等事實研判，屬於上次冰期晚期後至新冰期 (5000 3000 年前)間各冰期的端冰磧。鹿野忠雄於 1934 年的雪山圈谷調查，在 1 號圈谷的 3 號與 4 號冰坎對面西北谷壁的底端，發現有道長 40-50 公尺、高 10-25 公尺的端堆石堤狀小丘(圖 8 之 M1)。該端堆石堤與 1 號圈谷末端高約 50 公尺以上的冰磧狀小丘(鹿野忠雄，1934；林朝榮，1957)相連(圖 8 之 M2)。然而，由前述得知 1 號圈谷底並沒有如此高大的堆石堤，且經現場量測後，僅高 6 公尺。依此研判，應是鹿野忠雄的誤判。

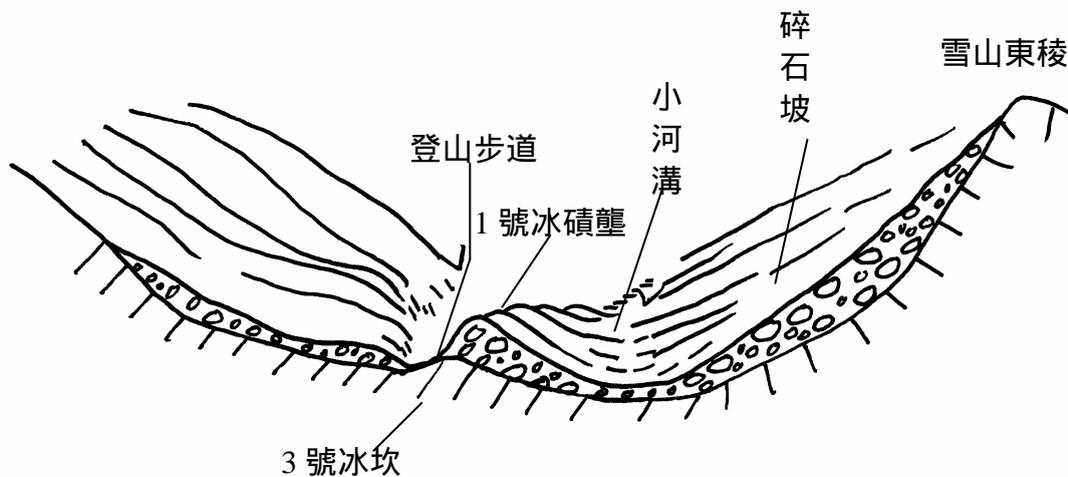


圖 9：1 號冰磧壟反插地貌示意圖

在 1 號冰坎至 4 號冰坎間，分列 3 道冰磧壟，皆平行雪山 1 號圈谷溪。7、8 兩壟(LM1、LM2)位溪的東岸，9 號壟(LM3)位西岸。7 號與 8 號冰磧壟緊緊相鄰，皆由 1 號冰坎向方延伸至近 3 號冰坎前。7 號冰磧壟略短，約長 300 公尺，寬約 8 公尺，高約 3 公尺。8 號冰磧

壟最長，由 1 號冰坎延伸至 3 號冰坎前，約長 400 公尺，寬約 10 公尺，高約 5 公尺。9 號冰磧壟位溪對岸的西北谷壁上，與 8 號壟相距 50 公尺，約略平行 1 號圈谷溪，長約 100 公尺，寬約 5 公尺，高約 2 公尺。

由位置和形態研判，7、8、9 這 3 條平行的冰磧壟，屬於 1 號圈谷谷內的 3 道側冰磧。這 3 道冰磧屬於那一冰期的產物，因未採樣分析與定年，難以確認形成年代。但依其位置皆在 4 號冰坎上方研判，形成年代當在 4 號冰坎冰期之後。

(4)懸谷 1 號圈谷的懸谷地形位於 6 號冰坎下方，這是個落差近 200 公尺的陡崖，1 號圈谷溪由此切穿而過，形成一連串的瀑布群，共有 12 層較明顯的瀑布和水潭(圖 10，表 7)。第 7 瀑是落差最大的瀑布，約 25 公尺，其餘各瀑大都在 15 公尺以下。每一個瀑布的下方都有一個小水潭，以第 6 和 12 瀑的最大、最深。這是由瀑布的水沖蝕而成，不是冰河所為。12 瀑位懸谷的最底端，下方的水潭是三六九山莊水源地。

由於瀑布周圍森林茂密，露頭少，流水不斷沖刷溪床，懸谷壁上不易發現冰蝕擦痕。由瀑布頂端 6 號冰坎內側低地所採土樣的熱螢光定年判斷，該懸谷應是上次冰期晚期時形成。而現場所觀測到的瀑布群、水潭和凹槽型河道，則是冰後期融水和流水切蝕而成的地貌。

1934 年鹿野忠雄的調查也在 1 號圈谷內發現懸谷，但他未能清楚標示出這個懸谷的位置。由鹿野忠雄所繪的圖 8 研判，他所描述的懸谷極可能是 4 號冰坎下方落差約 50 公尺的崖壁。4 號冰坎以下的河谷，鹿野忠雄認為是基亞丸溪(1 號圈谷溪)移化成的冰蝕谷(林朝棨，1957)。

表 7：雪山 1 號圈谷懸谷瀑布群基本資料

瀑布	長度(m)	高差(m)	水潭	地貌特性
第 1 瀑	22	15	長 1m、寬 1.5m、深 0.5m	分上下兩段瀑，上瀑長 16m，下段瀑長 6m，兩瀑高差 1m。
第 2 瀑	16	10	長 4m、寬 2m、深 0.5m	分上下兩段瀑，下段瀑較陡。
第 3 瀑	8	5	空水潭	
第 4 瀑	15	8	長 5.2m 寬 2.3m、深 1m	
第 5 瀑	7	5	無水潭	上段瀑較緩、較長，下段瀑幾近垂直。
第 6 瀑	14	10	長 6m、寬 5m、深 3m，最深，終年有水。	上段瀑長 6m，較緩；下段瀑長 4m，近垂直。
第 7 瀑	40	25	無水潭	落差最大，上段瀑長 20m，下段瀑長 16m，兩瀑高差 1m。
第 8 瀑	25	15	一連串小水潭	分三段，下段最長，近垂直。
第 9 瀑	22	10	無水潭	出露硬頁岩，瀑面最緩，約 25 度。
第 10 瀑	15	15	無量測資料	瀑頂前出露 5m 厚的硬頁岩，以下 10m 的瀑面出露厚層石英砂岩。
第 11 瀑	5	3	瀑下水潭規模小	
第 12 瀑	10	10	北側有源於雪山北峰南面溪相會，水量大增，水潭規模增大，長 11m，寬 9m、深 2m。	瀑下是落石堆，前方是一大型水潭，是三六九山莊水源地。瀑下階面出露硬頁岩。

(5)岩盆 除 3 號圈谷外，雪山主峰周圍各圈谷的底部，都擁有明顯岩盆地形。岩盆是冰坎後方的基岩窪地，若地下水供應充足，或地表流水被冰坎攔阻，可形成冰斗湖。1 號圈谷的岩盆位於 4 號冰坎下方。前端是高約 10 公尺的 2 號冰磧壟，呈狹長橢圓形，開口朝東北，與 1 號圈谷一致。長 60 公尺，寬 35 公尺，深 10 公尺。由於 2 號冰磧壟上全是高大的玉山圓柏和冷杉的混合林，未露出基岩露頭，無法判斷壟上端冰磧的厚度和基岩的界線。但由 4 號冰坎下落差 50 公尺的岩崖研判，當 4 號冰坎冰期時冰河曾駐留相當長的時間，且溫降相當大，但小於上次冰期早期和晚期的溫降。其餘各圈谷內的岩盆盆內，都是寒凍風化的碎石堆。

(6)冰蝕埡口 雪山主峰至北稜角間是個埡口地形，通稱鞍部(圖 12)，因風勢強勁，又稱風口。由翠池望雪北鞍部，呈明顯的 U 字型。由形貌和位置等因素研判，雪北鞍部應屬冰蝕埡口(圖 13)。這種地形主要發生在積雪過厚的山谷冰河(valley glacier)內(Embleton et al., 1975)。由於積雪加厚之後，冰河流動速度會加快。如果冰斗體積過小，或因斗口地形阻礙加厚後的冰河流動，這時冰面會不斷升高，溢過冰斗後壁高度較低的稜脈，形成冰河分流(glacial diffluneece)。冰河分流可將原來起伏不是很大的稜脈，逐漸蝕成 U 字型的埡口。

雪北間的冰蝕埡口寬 400 公尺，深約 70 公尺。埡口底部出露白冷層上部的板岩，岩性脆弱，而雪山主峰和北稜角皆是較硬的石英砂岩。依此研判，上次冰期時，雪山 1 號圈谷累積過厚的冰雪後，一部分冰雪溢過雪北間的稜脈。在差異侵蝕下，溢過的冰雪逐漸將岩性脆弱的板岩分布區，愈蝕愈深、愈寬，形成起伏較大的 U 字型冰蝕埡口。

(二)其他地貌類型

1.陡崖

1 號圈谷的陡崖主要分布在北稜角至 15 號圈谷稜脈東側，綿延 600 公尺。崖高 30—50 公尺，坡度多在 60 度以上。岩性以石英砂岩為主，坡型是個反插坡(圖 11)，明顯指示陡崖的發育，由地質構造和岩性所控制。

2.蝕溝

1 號圈谷的蝕溝主要分布在西北半壁的陡崖上。由北稜角至 15 號圈谷間的坡面上，共有 5 條蝕溝。這些蝕溝都由北稜角北延的稜頂，往下切蝕至陡崖底部。由稜頂至崖底頂的碎屑經由蝕溝往下滾落，形成陡崖底下呈扇狀的落石堆。

3.碎石坡 (rock slope and talus)

1 號圈谷的碎石坡主要分布於三處，一處在東南谷壁的稜頂至 1—4 號冰坎間的坡面上；第二處是西北谷壁陡崖下的落石堆；第三處在谷底。1—4 號冰坎以上至稜頂的這處碎石坡，大致由主北鞍部往東延伸約 1000 公尺。由於稜頂也碎石累累，依此研判，碎石主要成因以冰緣區的寒凍風化為主。位於坡頂的稱石海(felsenmeer)，坡面上的稱石流坡(rock slope)。1 號圈的石海地貌並不發達，主要以石流坡為主。又由於這些碎石坡由坡頂至冰坎，坡度逐漸減緩且厚度增加，這又指示出是受塊體運動的重力搬運，和冬季冰雪覆蓋時冰雪向下蠕動(solifluction)的影響，累堆而成。

分布於西北谷壁的第二處碎石堆，因西北谷壁在坡型上屬反插或崖

坡，所以崖面上的崩落碎屑就積在崖坡的下方，形成錐狀的落石堆 (talus)，坡形上則成明顯陡緩轉折的凹坡(圖 11)。西北谷壁崖坡下有 5 條蝕溝，落石堆位在每條蝕溝下方，共有 5 堆且個個相連，形成複合型落石堆。5 處落石堆的坡面都是上陡下緩，最陡處約 25 度，緩處為 15 度。落石堆的碎石來源依西北谷壁的地貌特性研判，以塊體運動為主，夏季的暴雨和冬季的冰雪都能加速其崩落。

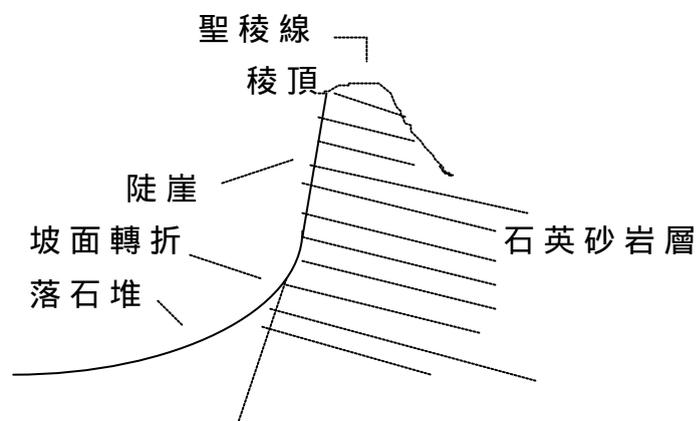


圖 11：雪山 1 號圈谷西北半壁陡崖和落石堆的橫剖面(王鑫，1998)

谷底的碎石坡位於 1 號圈谷溪南北兩側，溪北側碎石坡位於西北谷壁落石堆的下方，而溪南側碎石坡則位於 1、2 號冰坎下方。谷底碎石坡的平均坡度約在 10 15 度間，大都被低矮的玉山杜鵑與玉山圓柏等高山植物所覆蓋。谷底的碎石來源有二，一是來至於 1 號圈谷溪南北兩側碎石坡坡底崖錐上的碎石，藉由塊體運動、冰雪和流水的搬運而來；另一來源是風化作用，寒凍風化是主要營力。

4.圓頂峰 (hummocky peak)

1 號圈谷附近有兩處明顯的圓頂峰分布，一處是北稜角以北稜脈，另一是雪山東稜。北稜角的圓頂峰(圖 12)位於雪山主峰北方 400 公尺處，

峰頂高達 3882 公尺，只比主峰低 4 公尺。由主峰北望北稜角，東、南、西三面都是陡崖，坡度達 60 度以上。近峰頂處坡面轉緩至 20 度以下。北延至雪山北峰的稜脈更緩，平均坡度約在 15 度以下，分布著 6 座圓頂山峰。雪山東稜由主峰至 3690 峰間約兩公里的稜脈上，連續分布 3 座緩起伏的圓頂峰，最東北側的圓頂山峰，就是 3690 峰，峰下的三六九山莊因之而得名。

由於找到冰河的擦痕，所以鹿野忠雄認為北稜角以及雪山東稜 3 個圓頂峰，是整個山頭受冰河作用而成的研磨面，由此研判是冰蝕的羊背岩地形。本研究幾次的現場調查，並沒有在鹿野忠雄所稱的圓頂峰附近坡面發現冰河擦痕。而雪山主峰附近的圓頂峰的坡面較陡的崖面，大都位在反插坡上，這種地形與地質的特性，指示著這些圓頂峰的發育受構造控制(王鑫，1998)。此外，羊背岩一般發育在冰斗底部，因為須要冰河流動時所產生巨大的壓力磨蝕而成(崔之久，1998)。而稜頂的冰雪相當薄，無法累積成冰河產生巨大的壓力。

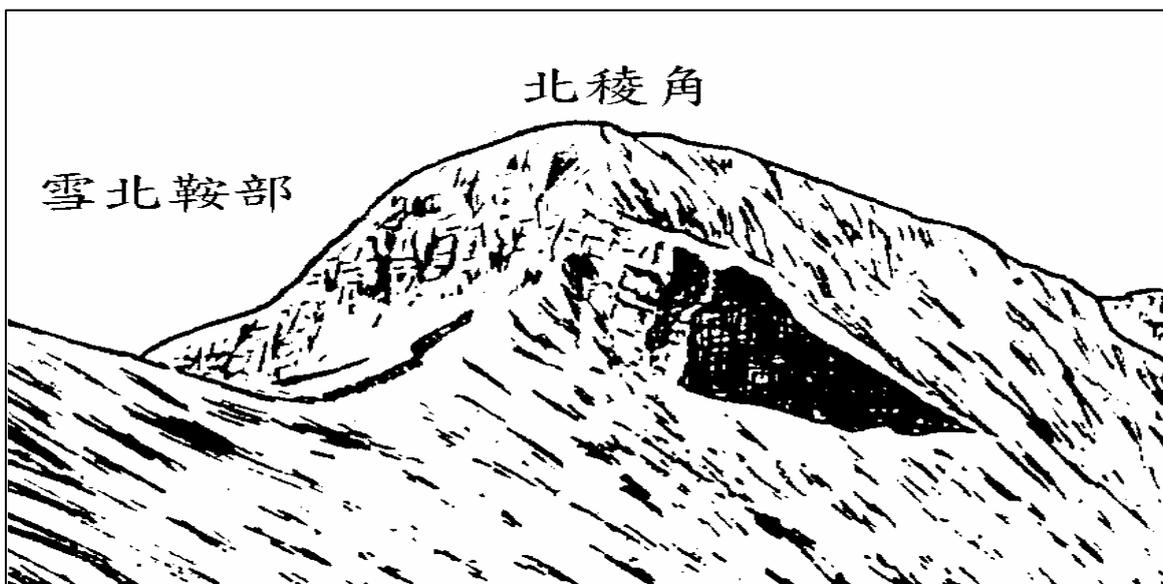


圖 12：北稜角圓頂峰示意圖(鹿野忠雄，1934)

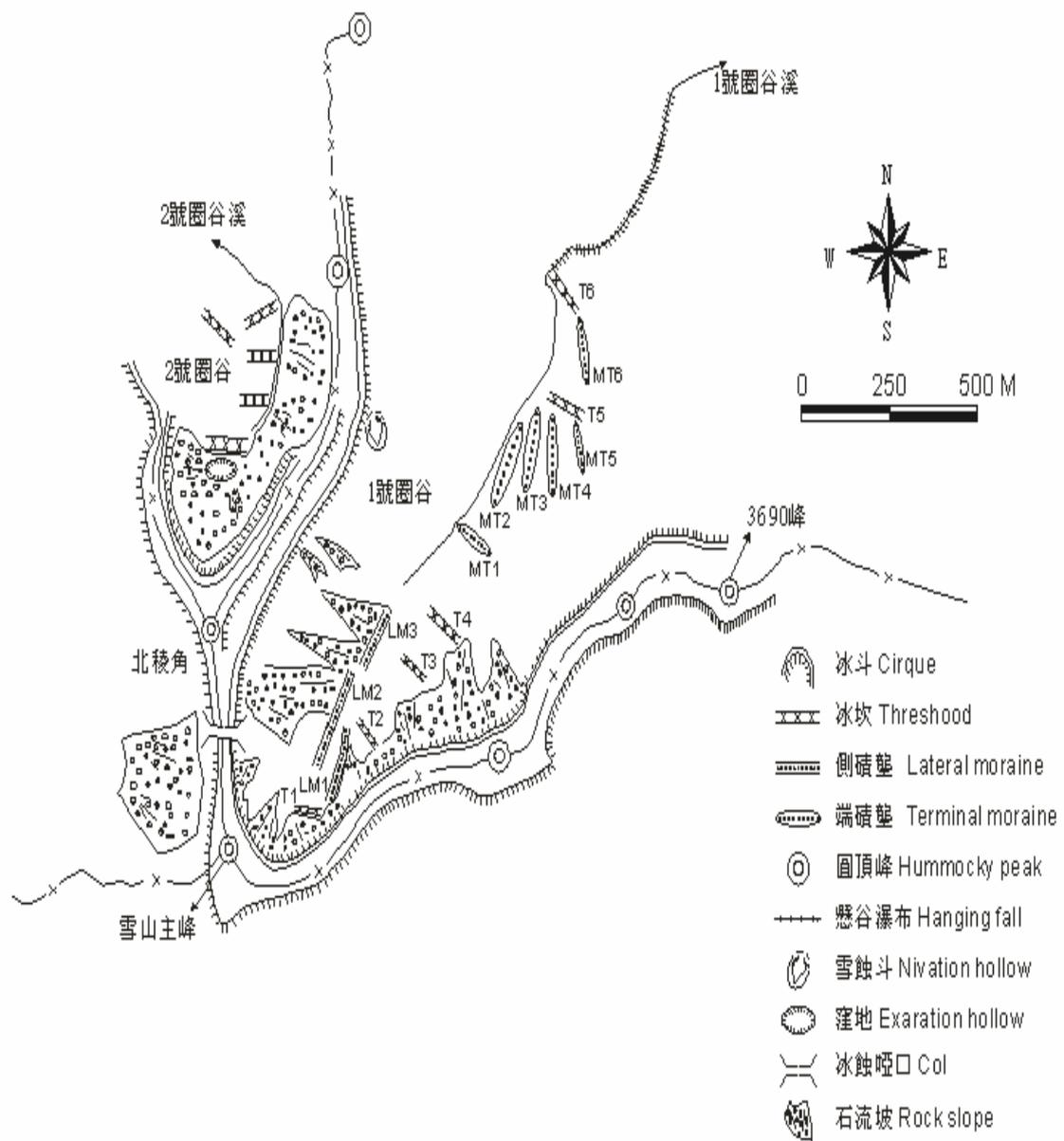


圖 13：雪山 1、2 號圈谷地貌圖

(二)2 號圈谷地貌分析

2 號圈谷位於北稜角的北面，開口朝北。谷內的地貌主要有冰斗、冰坎，堆石堤和石流坡四類。

1.冰斗

2 號圈谷位於雪山主峰以北 500 公尺的北稜角北面，開口朝北。由於谷底的冰坎相當明顯，由之研判 2 號圈谷屬於冰斗地形。冰斗直軸長 300 公尺，寬 375 公尺，深 150 公尺，規模僅次於 1 號圈谷。斗底是個深約 7 公尺的窪地，因底部全是碎石塊，地表水全入滲地下，無法聚水成湖。

2.冰坎

2 號圈谷底有一道明顯的堤狀壟。由北稜角西北側支稜延伸而來，與 2 號圈谷溪垂直。堤狀壟表面的風化相當劇烈，但仍能觀察出原岩層的層理和節理面。量測了多塊風化岩塊的層理和節理的走向與傾角，發現與 2 號圈谷谷壁所出露新鮮露頭層理和節理的走向與傾角幾乎相同。明顯指示著這個堤狀壟表面的碎裂岩塊，是基岩風化碎裂而成，非流水和坡面碎屑崩移而來。由此，本研究研判為冰坎。坎約長 100 公尺，寬 15 公尺，高 7 公尺。

鹿野忠雄 1934 年的報告中，提到 2 號圈谷底有個岩階，即本研究所觀察到的冰坎，但當年他量到的冰坎高度竟達 20 公尺，與本研究的出入很大。鹿野忠雄還提及，坎前方還有 4 道堆石堤(圖 8)，成因不明。但是，若對比 1 號圈谷的 6 道冰坎及其對應的 6 次冰期，也應當影響 2 號圈谷

的地形發育，而留下指示不同冰期的冰河遺跡。又由 2 號圈谷底這道已証實是冰坎的地貌特性判斷，這 4 道堆石堤的表面，也應是寒凍風化所崩裂的碎石堆。由以上論述，本研究研判鹿野忠雄所提及的這 4 道堆石堤，就是 4 道冰坎。

3.堆石堤

2 號圈谷底第一道冰坎的東北邊緣，有道沿著 2 號圈谷溪長約 300 公尺的堆石堤。其延伸方向隨 2 號圈谷溪的轉向，由原來的朝北轉向了西北。堆石堤上方坡面是滿布碎石的石流坡，提供堆石堤的碎石來源。再依位置和形貌研判，應為河流沖蝕出碎石堤(圖 14)。綜合以上論述，這道堆石堤原本是上方石流坡坡腳處的落石堆，類似 1 號圈谷西北谷壁的特性(參考圖 11)。後因 2 號圈谷溪流過落石堆，沖蝕出右方的小河溝。之後河道往左遷移，逐漸沖蝕出更深的河溝，也就是現在的河道。

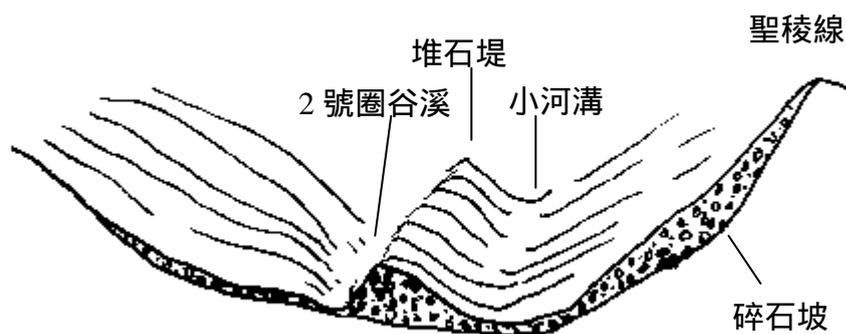


圖 14：雪山 2 號圈谷堆石堤地貌剖面圖

至於是否為側冰磧，依 1 號圈谷冰坎多分布在東南谷壁所指示冰河

大都偏圈谷東南側發育的現象研判，2 號圈谷的冰河也應偏東側發育。所以側冰磧的位置應當在 2 號圈谷溪的西岸，不是堆石堤現所在的東岸。依此，本研究認為該堆石堤為側冰磧的可能性極低。

4. 石流坡

包括冰斗後壁，2 號圈谷內的谷壁全為碎石所覆蓋。從圍繞圈谷的稜脈頂一直到谷底，全是碎石。坡底的緩陡轉折不如 1 號圈谷明顯，所以難以判定是落石堆。這些碎石全是石英砂岩組成，呈塊狀，稜角分明，但並不尖銳，無貝狀斷口，粒徑大多在 20—50 公分。這些特性說明了碎石是由寒凍風化作用所崩裂，不是重力作用所崩落。

(三) 3 9 號圈谷地貌分析

除 3 號圈谷外，4—9 號圈谷谷底是有著明顯冰坎的冰斗，密集分布在雪山西稜北側坡面上。各圈谷的地貌特性分析如下：

1. 3 號圈谷

位於雪山主峰西南側，受大甲溪支流秀柯溪強烈向源侵蝕，以及位反插坡面的雙重影響，形成直落溪谷落差近 1000 公尺，坡度達 45 度以上的大崩壁。鹿野忠雄(1934)認為上次冰期時，3 號圈谷也曾發育成冰斗。但由航照和一萬分之一像片基本圖判識，以及野外調查，都找不出任何冰斗地貌的遺跡。所以本論文無法確定鹿野忠雄所稱的 3 號圈谷，過去

是否為冰斗地貌。

2. 4 號圈谷

位於雪北鞍部的西側。長 400 公尺，寬 300 公尺，深 250 公尺(表 3)。4 號圈谷的冰斗後壁，是個落差近 200 公尺的碎石坡(石流坡)。坡底是個呈窪地狀的岩盆，長 40 公尺，寬 50 公尺，深 5 公尺，其內全是寒凍風化崩裂的碎石塊。岩盆末端是個由粗粒石英砂岩組成的冰坎，坎長 100 公尺，寬 10 公尺，高 3—10 公尺。這些地貌特徵與 2 號圈谷極為相似，依此研判 4 號圈谷是個冰斗，當無疑問。

3. 5 號圈谷

5 號圈谷即上翠池，位 4 號圈谷西側 100 公尺處。谷底呈圓型，坡度極緩。由谷底呈黃色的草本植物和粉砂以下沉積物研判，5 號圈谷是個季節性的間歇湖，雨季有水，冬季乾涸。5 號圈谷長 100 公尺，寬 80 公尺，前方的冰坎高約 5 公尺，坎下是直落 150 公尺的岩崖。谷底標高約 3620 公尺，谷口朝北北西向。

4. 6 號圈谷

6 號圈谷緊鄰在 5 號圈谷的西側，谷底標高 3550 公尺，略低於 4 號和 5 號圈谷。6 號圈谷也是個冰斗，長 150 公尺，寬 100 公尺，深 110 公尺；坎長 50 公尺，寬 10 公尺，3—5 公尺。谷口朝北北西向。冰斗後壁是個碎石坡，由於落石堆的錐狀外形不明顯，依此研判為寒凍風化作用所碎裂的石流坡。

5. 7 號圈谷

7 號圈谷即翠池，位於雪山主峰西方 1 公里處，標高 3520 公尺。翠池的湖面呈長橢圓型，開口朝正北。湖水終年不涸，豐水期時湖面長 40 公尺，寬 20，深 1 公尺。湖的東北端有前後兩道冰坎，兩坎延伸方向皆朝西北，相距 20 公尺，第一道長約 50 公尺，第二道長約 60 公尺；寬皆約 30 公尺，高也皆約 3 公尺(圖 15)。由這兩道明顯的冰坎研判，翠池是個冰斗湖。1934 年鹿野忠雄到翠池湖畔調查時，認為湖東北的兩道冰坎是「端堆石堤」，即端冰碛。由此，判斷翠池是冰斗湖。經多次的現場觀測，兩道冰坎在近湖畔處出露明顯的基岩面，坎面上的土壤層多在 50 公分以下。這層薄薄的土層是否是冰期時的端冰碛，或是冰坎原地風化的碎屑，因為沒有明顯的剖面出露及採樣化驗，成因並不清楚。所以，鹿野忠雄認為這兩道冰坎是端冰碛，爭議性很大。

再由本研究在 1 號圈谷 6 號冰碛壟底小乾溝裏挖的土層剖面，所採土樣的熱螢光定年分析。最底層深約 80 公分，土樣的年代為 18260 ± 1520 年前，風化速率平均 1 公分約 250 年。50 公分的風化土層，約需 12500 年，相當接近上次冰期結束的年代。綜合以上論述，翠池東北側的這兩道冰坎上方的土層，屬於端冰碛的可能性極低。

翠池的湖水向北流出，穿過第二道坎後，切蝕成一個小峽谷，峽谷終端是瀑布群。因無路可達，且森林茂密，難以行進，瀑布群的地貌基本特性尚未調查清楚。但對比 1 號圈谷的瀑布群，地貌形態類似，所以同是上次冰期晚期時，冰斗冰河所形塑的懸谷地形。高度上，7 號圈谷的懸谷標高約 3500 公尺，較 1 號圈谷高了 150 公尺。這種高度差異所反映的訊息，指示冰期時 7 號圈谷的冰斗規模遠不如 1 號圈谷，導致冰斗終端的冰舌無法到達較低海拔的山區。

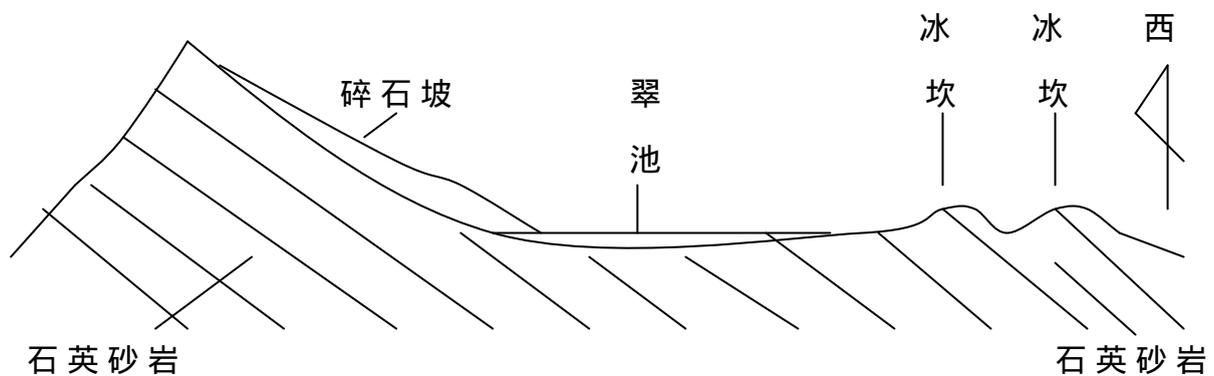


圖 15：7 號圈谷(翠池)縱剖面示意圖

6. 8、9 號圈谷

8、9 號圈谷位北稜角西壁崖底，緊鄰在 4 號圈谷北側，與 5 號、6 號圈谷連結成連續 5 個相鄰的冰斗群。8、9 號圈谷是新發現的兩個冰斗，1932 和 1934 年鹿野忠雄兩次調查都沒有發現。這兩個圈谷緊緊相連，中間的分水嶺相當低矮，只有 20 公尺高。冰坎也相連，長達 500 公尺，朝北北西延伸。坎下是落差達 150 公尺的岩崖。8 號圈谷略高於 9 號圈谷，高差約 20 公尺，標高分別為 3550 公尺和 3530 公尺。

兩圈谷的冰斗後壁都是近 45 度的崖坡。落差極大，由北稜角開始往西直落 300 公尺，至兩圈谷的谷底止。這個落差 300 公尺的崖壁，岩石裸露，寸草不生，即一般人所稱的北稜角大崩壁。8、9 號圈谷內堆積大量由崩壁崩落的岩屑，土層較雪山主峰周圍其他圈谷厚。所以，兩圈谷內現都長滿濃密的玉山圓柏林。

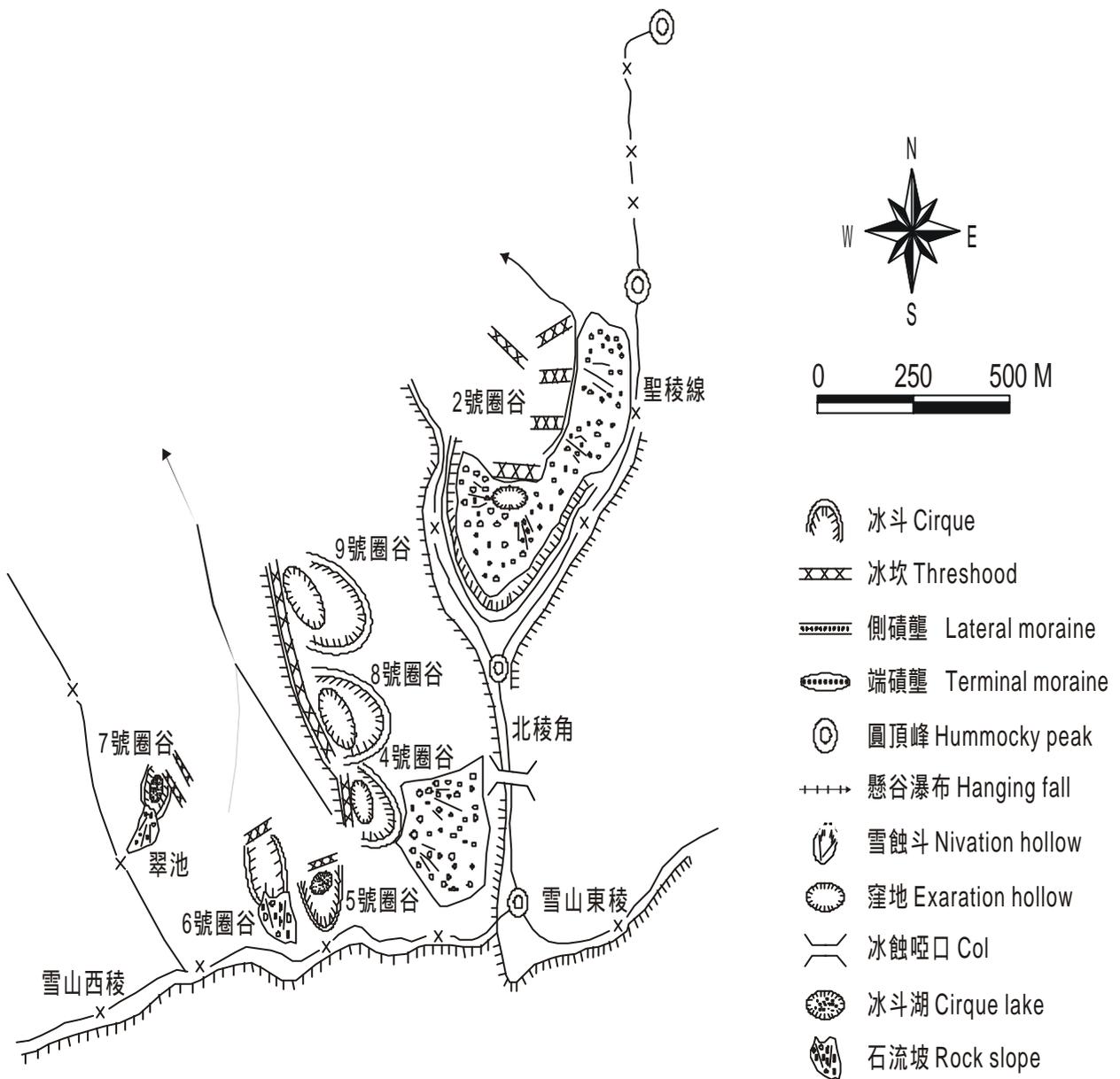


圖 16：雪北鞍部西側圈谷群地貌圖

六、討論與結論

(一) 討論

1. 直接證據

(1) 擦痕 本研究區內的擦痕只在1號圈谷的5號冰坎上發現，方向與1號圈谷溪一致。由於擦痕的方向相當密集且方向一致，符合冰河擦痕的特性。而5號坎的組成岩性是石英砂岩，岩性堅硬，但因出露面積太小，坎面絕大多數面積覆蓋茂密的森林，若清除坎上的植被應可發現更多擦痕和其他冰河遺留的磨蝕或撞擊坑穴，但這是件困難的工作。

(2) 冰坎 冰坎是指示冰河作用的有力證據。本研究區內除了3號圈谷外，其餘8個圈谷都發現冰坎，尤以4、5號和8、9號圈谷坎下都出露落差極大的岩崖，這已充分顯示出這些坎就是基岩構成的岩丘，非鹿野忠雄所稱的端冰磧。因為端冰磧是冰積地貌，是由雜亂無章且大小不均一的碎石組成，與基岩構成的冰坎，有著極大的差別。

有爭論的是1號圈谷內的4號冰坎和7號圈谷前方的兩道冰坎。1號圈谷的4號冰坎與坎下岩盆落差近50公尺，所以鹿野忠雄認為是懸谷。但由其位置分析，1號圈谷溪位在其北側100公尺，高差約30公尺。由此研判，1號圈谷在冰後期近1萬年的時間內沒有能力蝕成至少寬100公尺，且落差30公尺的缺口。其後方的集水面積也還不到1平方公里，所以充分指示出4號坎不是懸谷，而是冰坎。

7號圈谷也即翠池，其東北側的兩道冰坎(圖15)，鹿野忠雄認為是端冰磧。由於這兩道冰坎都在近池畔處出露基岩，因此充分指示為基岩構成的冰坎。不過這兩道坎離池約30公尺以外的坎面上，覆蓋濃密的草叢和森林，這指示其坎面的土壤層具相當的厚度。但這是端冰磧

的碎石風化而來，還是坎面基岩風化而來，因未挖剖面及採樣分析與定年，所以不清楚其成土過程。

(3)羊背岩 羊背岩的形貌上，迎冰坡緩，背冰坡陡。1號圈谷內周圍稜頂上的圓頂峰群，形貌上的確是有著緩陡截然不同的坡面。但羊背岩需在高壓的冰體下磨蝕而成，往往呈流線形，其長軸平行冰河流向，山谷冰河和大陸冰河底部都可發育。所以鹿野忠雄認為雪山主峰周圍圓頂峰是羊背岩的論述，不符羊背岩的形成條件。冰期時山谷冰河周遭的山峰無法累積夠厚的冰雪，將峰頂改造成羊背岩。所以本研究研判雪山主峰附近稜脈上的圓頂峰，不是羊背岩。可是這並不意味這些圓頂峰不是上次冰期的冰蝕地形。由其圓緩峰頂，及高度起伏不大研判，這些圓頂峰應受到上次冰期冰雪的侵蝕。但是冰雪累積不夠厚，無法壓密變質成冰河冰，所以侵蝕動力，不是冰河，而是雪蝕。

(4)冰磧壟 本研究區內只有在1號圈谷內分布較多的冰磧壟，3道側磧與6道端磧。由於規模不大、起伏也不明顯，而且覆滿植被，尤其是3道側磧壟上全是濃密匍匐性的玉山杜鵑和玉山圓柏，增加調查和採樣的困難。本研究並未採樣分析和定年，僅由其地貌形態與位置研判地貌類型與成因。但由6號端冰磧的位置研判，1號圈谷內所有冰磧壟的形成年代應在6號冰坎形成期之後，也就是6號冰坎所代表的上次冰期晚期之後，即不超過20000年。

1號圈谷的6道端冰磧都呈明顯的壟狀形貌。規模最大的6號端磧壟位在6號冰坎上，由其壟下剖面底部土樣熱螢光定年得知，年代約在20000年，屬於上次冰期的晚期。但剖面冰磧的粒度、化學成分、黏土含量等指示冰磧物特性的沉積物分析，因協助本研究的實驗單位尚未完成分析工作，目前還不清楚6號端冰磧的沉積物特性。

由於6號壟下是6號冰坎和5號壟下是5號冰坎的這種地貌特性研判，4號、3號、2號和1號等端積壟的底部應也是冰坎，但基岩面未明顯出露，所以本研究未認定這些壟的底部，存在冰坎地貌。

2. 間接證據

由本研究的冰斗地貌幾何特性分析得知，無論是直高比、直寬比與平面閉合度等的指標，都指示著雪山主峰圈谷群的地貌幾何特性，非常接近真正的冰斗形貌。但是計算這些指標所需的地形形貌數據，是由一萬分之一像片基本圖的等高線判識而來。雖然一萬分之一像片基本圖是高山區比例尺最大的地圖，但是由現場地貌調查發現，許多圈谷的地形特性與圖上等高線所指示的不符。所以本研究以現場地貌調查所量測的數據為準，計算上述的各項地形幾何特性指數。南湖大山的數據完全依地圖等高線的數據計算，未作現場校正，所以所算的結果僅作為雪山主峰圈谷群對比的參考。

(二) 結論

對於台灣高山是否有冰河地形，依據雪山主峰圈谷的多項直接證據與間接證據，本研究得到以下結論：

1. 直接證據

- (1)由冰坎、擦痕與沉積物定年等的證據，雪山山區應在上次冰期發生過冰河作用。
- (2)由冰坎的發現，證實雪山主峰周圍9個圈谷，除了3號外，其餘的8

個圈谷都是過去冰河的冰斗遺跡，5 號和 7 圈谷是冰斗湖。

- (3) 4 9 號圈谷密集分布在雪山主峰西稜北側坡面，應是大冰斗中的寄生冰斗。這個大冰斗因雪量累積不足，無法形塑出比 1 號圈谷規模大的冰斗。
- (4) 1 號圈谷的懸谷地貌，位於 6 號冰坎下方，非鹿野忠雄所指稱的 4 號冰坎。2 號圈谷外緣四道疑是冰坎的堤狀壟外側，與主峰西稜北面寄生冰斗群的北側，依一萬分之一像片基本圖上等高線研判，也應是懸谷瀑布群。受環境險惡和山徑未通達的影響，本研究未至現場調查，是否類似 6 號冰坎下的瀑布群，現今無法証實。
- (5) 由 1 號圈谷冰坎出露研判，1 號圈谷至少發生過六次冰期。依 6 號冰坎上端積壟冰積物熱螢光定年為 20000 年研判，其冰期應與上次冰期晚期相當。其餘各冰坎冰期的確切年代，未採樣定年，所以至今並不清楚。

2. 間接証據

- (1) 由直高比、直寬比與平面閉合度等冰斗地貌幾何特性指標研判，雪山主峰圈谷群相當接近真正的冰斗形貌。
- (2) 雪山 1 號圈谷的直高比為 2.80，其餘各圈谷皆在 2.0 以下，而青藏高原南部數以千計冰斗的直高比為 2.0 3.0 間。這反映 1 號圈谷的地貌幾何特性較其他圈谷更接近真正的冰斗。
- (3) 直寬比和平面閉合度愈大，指示冰斗發育的程度愈高。雪山 1 號圈谷的直寬比和平面閉合度都是雪山主峰圈谷群中最大的，這反映 1 號圈谷的冰斗發育程度最高，符合規模也最大的訊息。2 號圈谷的直寬比和平面閉合度都居次，冰斗發育程度也次於 1 號圈谷，這也符合規模次於 1 號圈谷的地貌特性。

七、引用文獻

- 王 鑫(1987),《地形學》,台北:聯經出版社。
- 王 鑫(1989),《雪山、大霸尖山地區地理、地形及地質景觀先期調查研究》,內政部營建署(中華民國生態協會調查研究)。
- 王 鑫、宋國城、崔之久(1998),《雪山圈谷群第四紀冰河遺跡研究(I)》,雪霸國家公園管理處(委託國立台灣大學地理學研究所執行)。
- 中國第四紀冰川與環境研究中心與中國第四紀研究委員會編(1991),《中國西部第四紀冰川與環境》,北京:科學出版社。
- 沙學浚主編(1971),《雲五社會科學大辭典第十一冊地理學》,台北:台灣商務書局。
- 李四光(1942), 中國冰期之探討 , 學術匯刊, 1(1):1-12。
- 李四光(1947), 冰期之廬山 ,《中央研究院地質研究院專刊乙種》,第二號。
- 李四光(1975),《中國第四紀冰川》,北京:科學出版社。
- 李吉均(1992), 論冰川擦痕 ,《冰川凍土》, 4(1):29-34。
- 吳景祥(1975), 台灣之高山與地質 ,《地質》, 1(2):7-20。
- 林朝繁(1957),《台灣地形》,南投:台灣省文獻委員會出版。
- 施雅風等(1988),《中國冰川概論》,北京:科學出版社。
- 施雅風、崔之久等(1989),《中國東部第四紀冰川與環境問題》,北京:科學出版社。
- 徐鐵良(1990), 南湖大山所謂冰川地形之檢討 ,《地質》, 10(1):79。
- 崔之久(1981), 論天山烏魯木齊河源的冰川冰斗 ,《冰川凍土》, 3(增刊):24-35。
- 崔之久(1981), 天山烏魯木齊河源冰磧壟與冰磧沉積的類型和特徵 ,《冰川凍土》, 3(增刊):36-48。

- 崔之久(1998), 末次冰期時陝西太白山和台灣山地冰川發育條件之比較, 海峽兩岸地形與環境教育研討會大(大會手冊及論文摘要), 38-49。
- 崔之久、熊黑綱、劉耕年等(1998),《中天山冰凍圈地貌過程與沉積特性》, 石家莊: 河北科學技術出版社。
- 陸鏡元(1986), 初論”拎溜擦痕”的鑑別, 《第四紀冰川與第四紀地質論文集第三集》, 頁 104-125, 北京: 地質出版社。
- 張徽正等(1997),《雪霸國家公園地層與構造之研究》, 雪霸國家公園管理處報告。
- 詹新甫(1960), 台灣南湖大山冰蝕地形問題之商榷, 《中國地質學會會刊》, 3:109-111。
- 楊建夫、崔之久、王鑫、宋國城(1998), 雪山地區末次冰期的冰河遺跡, 《台灣之第四紀第七次研討會論文集》, 8-12。
- 楊南郡(1991),《雪山、大霸尖山國家公園登山步道系統調查研究報告》, 內政部營建署。
- 楊南郡譯註(1998),《鹿野忠雄》, 山崎柄根著, 台中市: 晨星出版社。
- 費立沅、劉桓吉、賴典章(1995), 地形地質景觀解說, 《雪霸國家公園道路沿線工程地質及地形景觀研究》, 雪霸國家公園管理處, 51-58。
- 劉平妹(1995), 由頭社盆地末次冰期以來的植物相變遷看氣候變化, 中國地質學會八十四年年會暨學術研討會大會手冊及論文摘要, 93-96。
- 劉平妹(1996), 台灣中部頭社盆地湖沼沉積物之花粉化石計錄, 中國地質學會八十五年年會暨學術研討會大會手冊及論文摘要, 19-23。

- 劉平妹(1999), 台灣中部山區上次冰期林相及氣溫最大變化幅度估計, 中國地質學會八十八年年會暨學術研討會大會手冊及論文摘要, 198-199。
- 劉耕年(1985), 《螺髻山冰川地貌》, 北京大學地理系碩士論文。
- 劉耕年(1989), 川西螺髻山冰川侵蝕地貌研究, 《冰川凍土》, 11(3):249-262。
- 劉桓吉(1996), 雪山至大霸尖山地區地質構造之初探, 中國地質學會八十五年年會暨學術研討會大會手冊及論文摘要, 479-483。
- 賴典章(1995), 《雪霸國家公園道路沿線工程地質及地形景觀研究》, 雪霸國家公園管理處。
- 鹿野忠雄(1932), 台灣高山地域に於ける二三の地形學的觀察(一), 《地理學評論》, 8:26-32。
- 鹿野忠雄(1934), 台灣次高山彙に於ける冰河地形研究(地 1 報)1, 《地理學評論》, 10(7):606-623。
- 鹿野忠雄(1934), 台灣次高山彙に於ける冰河地形研究(地 1 報)2, 《地理學評論》, 10(8):688-707。
- 鹿野忠雄(1934), 台灣次高山彙に於ける冰河地形研究(地 1 報)3, 《地理學評論》, 10(9):816-835。
- 鹿野忠雄(1934), 台灣次高山彙に於ける冰河地形研究(地 1 報)4, 《地理學評論》, 10(11):990-1017。
- 鹿野忠雄(1935), 台灣次高山彙に於ける冰河地形研究(地 1 報)5, 《地理學評論》, 11(3):244-263。
- Andrews, J.T.and Dugdale, R.E. (1971), Quaternary History of Northern

- Cumbland Peninsula , Baffin Island , N.W.T. ; PartV:Factors affecting corrie glacierization in Okoa Bay , Quaternary Res.v.1 , 532-551.
- Embleton , C. and King , C. A. (1975), Periglacial Geomorphology. Glacial and Periglacial Geomorphology , vol:2 , pp.1 24.
- Embleton , C. and King , C.A. (1975) Glacial Geomorphology. Edward Arnold.
- Evans, I. S. and Cox, N. J. (1974) Geomorphometry and the operational definition of cirques. *Area*, 6(2):150-153.
- Evans, I. S. and Cox, N. J. (1995) The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria, *Z. Geomorph. N. F.* 39:(2)175-202.
- Gerrard, A. J. (1990) Mountain Environments. Belhaven.
- Goudie , Andrew (1994) The Encyclopedia Dictionary of Physical Geography. 2nd , Blackwell.
- Huang , C.Y. and Liew , P.M.etc (1997) Deep Sea and Lake Records of the Southeast Asian Paleomonsoons for the Last 25 Thousand Years , *Earth and Planetary Science Letters*146 , 59-72.
- Ian S.Evan & Nicholas J.Cox (1995) The form of glacial cirques in the English Lake District,Cumbria *Z.Geomorph.N.F.*,vol.39,no.2,175-202.
- Iverson, N. R. (1991) Morphology of glacial striae:Implications for abrasion of glacier beds and fault surfaces, *Geological Society of America Bulletin*, 103:1308-1316.
- Price , L. W. (1981) Mountain and Man. University of California.
- Shi , Yafeng and Li , Jijun (1995) Progress in Glaciology and Quaternary Glaciation Research in China Since 1978 : *Cryosphere* , v.1 , 3-16.

照片一：雪山黑森林內基岩上的擦痕，位雪山 1 號圈谷底部。分布密集，



方向一致，大致與 1 號圈谷方向平行，但有數條是其他方向。全是冰蝕擦痕的特性，應屬於冰蝕產物。



照片二：雪山 2 號圈谷，底部堤狀丘是個由基岩構成的冰坎，表面是風化碎屑，非鹿野忠雄所稱之端冰磧 (terminal moraine)。坎後是個岩盆 (rock basin)，現積滿寒凍風化碎屑，但仍呈現窪地形態。