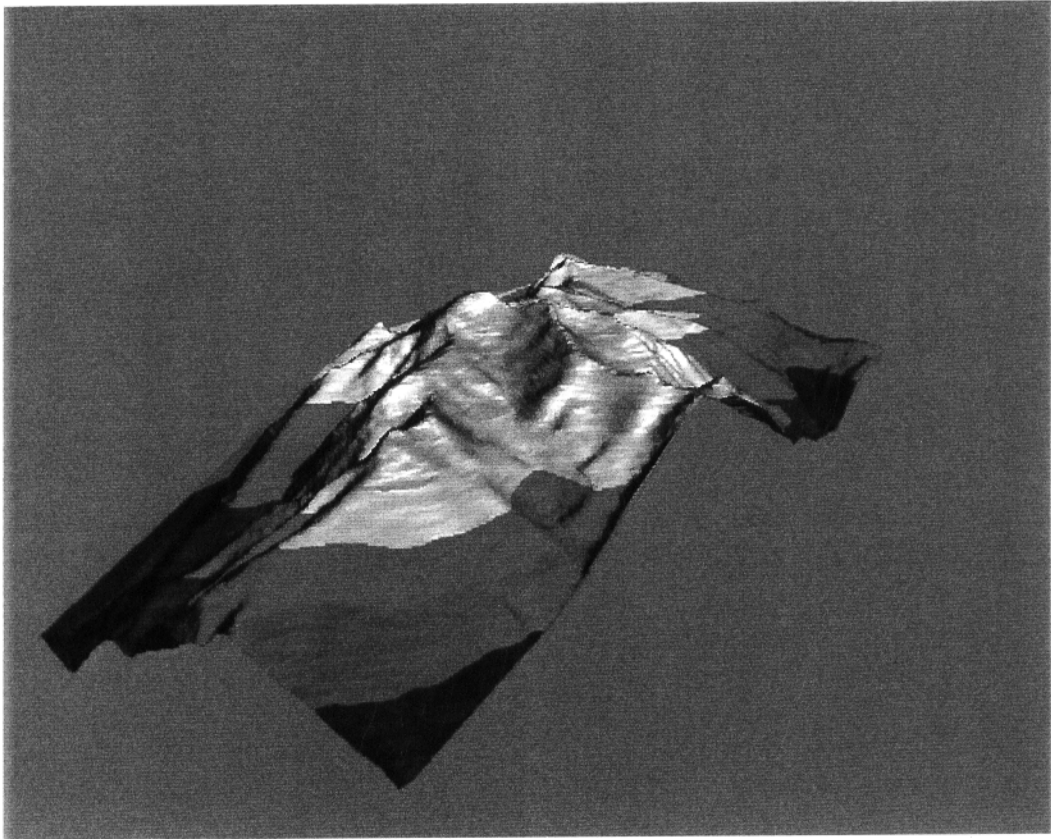


內政部營建署雪霸國家公園管理處八十九年度研究報告

雪山圈谷群第四紀冰河遺跡研究(III)

Quaternary Glacial Landform Studies in the Cirques of Shesan(III)



執行單位：內政部營建署雪霸國家公園管理處

研究機構：台灣大學地理學研究所

研究主持人：王 鑫

研究人員：楊建夫、郭彥超

中 華 民 國 八 十 九 年 六 月 三 十 日

目 錄

摘要	1
一、前人的研究成果	3
二、研究區地理環境概況	7
三、研究方法	13
四、沉積物分析	24
五、雪山西稜的地貌初步分析	45
六、討論與結論	52
七、未來研究課題與建議	61
引用文獻	63

圖 9: 369 山莊(369)剖面

圖 10: 德魯山雪線厚冰積物粒徑重量百分比柱狀圖

圖 11: 雪山西稜(55M)與 369 山莊沉積物粒徑重量百分比柱狀圖

圖 12: 德魯山雪線厚冰積物粒徑重量百分比柱狀圖

圖 13: 雪山西稜(55M)與 369 山莊沉積物粒徑重量百分比柱狀圖

圖 14-1: 德魯山等高線地形圖(等高距 50 公尺)

圖 14-2: 火石山等高線地形圖(等高距 50 公尺)

圖 14-3: 大雪山等高線地形圖(等高距 50 公尺)

圖目次

圖 1：雪山主峰圈谷群等高線圖和沉積物採樣地點	8
圖 2：雪山山區地質圖	10
圖 3：合歡山測站氣候圖	11
圖 4：研究架構	17
圖 5：廬山羊角嶺泥礫、甘肅武都土石流、西藏東南部和貢嘎山現代 冰河冰磧粒度重量百分比曲線	20
圖 6：黑森林(SSH)剖面分層	25
圖 7：369 山莊(369)剖面分層	25
圖 8：黑森林(SSH)剖面	26
圖 9：369 山莊(369)剖面	28
圖 10：螺髻山黑龍潭冰積物粒度重量百分比曲線	35
圖 11：雪山黑森林(SSH)與 369 山莊沉積物粒度重量百分比曲線	36
圖 12：螺髻山冰磧和河積物粒度重量百分比累積曲線	37
圖 13：雪山黑森林(SSH)與 369 山莊沉積物粒度重量百分比累積分布 曲線	38
圖 14-1：博可爾山等高線地形圖與圈谷分布	46
圖 14-2：火石山等高線地形圖與圈谷分布	47
圖 14-3：大雪山等高線地形圖與圈谷分布	48

圖 15：中翠池與下翠池航照立體像對 ····· 49

圖 16：大雪山航照立體像對 ····· 52

圖 17：典型冰河谷縱剖面圖 ····· 53

表 1：大雪山主峰周圍區域地質構造圖 ····· 55

表 2：合歡山測站各層地質年代與地質學組別表 ····· 56

表 3：雪山西麓冰碛扇地質剖面圖 ····· 57

表 4：雪山西麓冰碛扇地質剖面圖 ····· 58

表 5：雪山西麓冰碛扇地質剖面圖 ····· 59

表 6：雪山西麓冰碛扇地質剖面圖 ····· 60

表 7：雪山西麓冰碛扇地質剖面圖 ····· 61

表 8：雪山西麓冰碛扇地質剖面圖 ····· 62

表 9：雪山西麓冰碛扇地質剖面圖 ····· 63

表 10：雪山山麓冰碛扇地質剖面圖 ····· 64

表 11：黑森林與 369 山麓冰碛扇地質剖面圖 ····· 65

表 12：黑森林與 369 山麓冰碛扇地質剖面圖 ····· 66

表 13：黑森林與 369 山麓冰碛扇地質剖面圖 ····· 67

表 14：黑森林與 369 山麓冰碛扇地質剖面圖 ····· 68

表 15：黑森林與 369 山麓冰碛扇地質剖面圖 ····· 69

表 16：雪山與亞洲東部鄰近地區上次冰期劃分對比 ····· 70

表 17：雪山與夏威夷 Mauna Kea 火山第四紀冰期劃分對比 ····· 70

表 目 次

表 1：台灣高山圈谷數量表	5
表 2：雪山主峰周圍氣候站基本資料表	11
表 3：合歡山測站年平均氣溫與降水量資料表	12
表 4：等比制顆粒大小分類表	19
表 5：淘選係數(σ_1)等級表	21
表 6：偏態等級表	22
表 7：峰態等級表	22
表 8：雪山黑森林和 369 山莊沉積物 TL 定年結果	30
表 9：雪山黑森林剖面沉積物重量百分比累積分布	32
表 10：雪山 369 山莊剖面沉積物重量百分比累積分布	33
表 11：黑森林與 369 山莊剖面各層沉積物砂、粉砂、黏土粒度組成	34
表 12：螺髻山上次冰期冰磧物砂、粉砂、黏土粒度組成	34
表 13：黑森林與 369 山莊剖面各層沉積物粒度統計參數資料	40
表 14：黑森林與 369 山莊剖面各層沉積物粒度統計參數分	41
表 15：黑森林與 369 山莊剖面化學成分分析表	45
表 16：雪山與亞洲東部鄰近地區上次冰期劃分對比	56
表 17：雪山與夏威夷 Mauna Kea 火山第四紀冰期劃分對比	60

摘要

台灣高山有無冰河遺跡，學術界有正反兩方的論點。日據時代，日本學者如鹿野忠雄(1932、1934、1935)、田中薰等(1934)、富田芳郎(1934)，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末次冰期(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)、冰磧(moraine)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磧環境和沉積年代。間接證據的研究方法很多，一般多賴地貌調查、地貌幾何特性分析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，本研究選擇雪山主峰東北方的 1 號圈谷進行沉積物分析，以及選擇雪山西稜進行地貌調查。

研究結果如下：1.沉積物的分析上，黑森林與 369 山莊兩剖面 10 個樣本的粒度特性和化學成分，都接近冰磧的特徵。2.地貌調查上，本研究找到了許多具有冰坎和冰磧的窪地，鑑別出由雪山主峰至大雪山的雪山西稜至少分布著 6 個冰斗、1 個冰盆(glacial basin)、1 個雪蝕斗(nivation cirque)和 1 個原因不明的圓弧狀谷地等的 9 個圈谷，以及判別出中翠池和下翠池是冰斗湖(cirque lake)。本研究還發現雪山西稜自博可爾山至火石山的南側坡面，分布著多處石流坡(rock slope)，明顯的指示出現代高山冰緣環境(periglacial environment)。

關鍵詞：直接證據、冰坎、沉積物分析

ABSTRACT

There is an argument for a long time about whether there are glacier relics in

Taiwan alpine regions. To answer the question of the Last Glaciation landform in the Taiwan alpine regions, a survey of 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 or rock bars. 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 morphometry analysis and snowline reconstruction based on the palaeoclimate. Because of the far accessibility of Shesan, I choose the No.1 cirques of Shesan Peak and the West Ridge as the study area.

According to the results of this study, the following evidences are obtained. First, in the term of sediment analysis, the 10 samples dug from Shesan Hei forest(SSH) and 369 hut(369) profiles are similar to moraines on particles analysis and chemical analysis. Second, in the terms of geomorphological analysis, the cirque threshold were found on the bottom in the No.1、2、3、4、5 and 7 cirques of Shesan West Ridge, and nivation cirque in the No.6 cirque, and No.9 cirque that it still didn't know which process forms the cirque.

Sample for dating was collected at black forest and 369 hut in Shesan area, in each profile was dug. According to the sediment analysis、TL dating data and comparison with the Quaternary glaciation of Dincangsan、Taibaisan、Loujiesan in the Eastern Mainland China and Japanese and Hawaii high mountains, the results reveal that the Last Glaciation may occur in Taiwan alpine regions, and can be further divided into the Early Glaciation and Late Glaciation Stage. The absolute age for both are 60~40kaBP and 30~10kaBP.

At present, many rock slopes along Shesan West Ridge are covered by full of debris, which indicates a periglacial environment.

Key Words : direct evidence、cirque threshold(rock bar)、sediment analysis

一、前人的研究成果

台灣高山有無末次冰期冰河的遺跡，一直是學術長久爭論的問題。日據時代的日本學者，大陸和德國從事第四紀冰河研究的學者，以及近來台灣研究高山地形的學者，都肯定台灣高山存留末次冰期的冰河遺跡。然而光復後詹新甫(1960)與徐鐵良(1990)卻持反對的論點。由於正反兩派所提論點的年代，分別差了 30 年與 40 年，造成立論依據差異極大。所以有必要以時代為劃分依據，將正反兩派論點與發現加以對比，或可有助於釐清台灣高山冰河問題。因此，本研究將台灣冰河的爭議劃分成日據時代、光復初期與近期研究的三個時期。

(一)日據時代

台灣有無冰河地形，在學術界爭論了近七十年。首次提出台灣高山發生冰河的學者，是現今台灣大學前身台北帝大地質系教授早坂一郎。他在 1929 年寫了一篇論文，刊登在“台灣博物學會會報”的第 19 卷。這篇論文引用矢部長克在 1929 年調查台灣高屏溪出海口海底地形，發現海平面以下 600 公尺海底有溺谷存在的論點。由此，推斷台灣曾比現在高出約 1000 公尺(山崎柄根著，楊南郡譯註，1998)。這段論文內容雖然未指明台灣高山區何處分布著冰河，但這已引起了鹿野忠雄的高度關切。因而導致他在 3 年後的 1932 年，發表〈台灣高山地域に於ける二三の地形學的觀察(一)〉的報告。這是台灣最早發現冰河遺跡的文獻。之後，引起台灣高山冰河遺跡調查的熱潮。例如 1934 年鹿野忠雄的雪山冰河地形研究，同一年田中薰、富田芳郎的南湖大山圈谷地形研究，1936 年佐佐保雄的玉山冰蝕地形調查等等，其中以鹿野忠雄的論文最多、最詳盡。這些日本學者，都發現了台灣高山地區留有許多冰蝕的遺跡，由於高度上多分布在 3300 公尺

以上的山區，因而認為台灣山地只要高度在 3300 公尺以上高山地帶應該都留有冰河地貌。依鹿野忠雄的調查，台灣高山約有 80 個冰斗(表 1)，其中以雪山山塊最多，共有 35 個，高度多在 3500 公尺以上(林朝棨，1957)。南湖大山區共有 19 個冰斗，其中 12 個密集分布在主峰周圍，高度多在 3300 ~ 3500 公尺。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，鹿野認為末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。

(二)光復後的研究

光復後，台灣地形、地質界學者從事第四紀冰河的研究並不多，光復前期只有詹新甫於 1960 年所發表，題為〈台灣南湖大山冰蝕地形問題商榷〉的一篇論文，反對日據時代鹿野忠雄等學者冰河說的論點。光復後期論文較多，由劉志學於 1986 年所發表一篇題為〈再論南湖大山之冰蝕地形〉的論稿，支持日據學者的冰河說，而反對詹新甫的觀點。之後，徐鐵良於 1990 年在《地質》期刊第十卷第一期也發表一篇名為〈南湖大山所謂冰川地形之檢討〉的短論，傾向支持詹新甫的論點。

不過，大陸知名的地形學者曾昭璇教授，曾於 1981 年代初攀登台灣玉山等高山時，觀測到這些高山在 3000 公尺以上山區，分布著許多冰河與冰緣地形。所以返回大陸後不久，也即 1983 在《熱帶地理》期刊中，發表一篇題為〈台灣高山冰川地貌問題〉的論文，論述雪山、南湖大山、玉山、中央山地等山區冰河與冰緣地形的分布，更並認為台灣的冰河遺跡應屬大理冰期的產物。

1995 年費立沅等在《雪霸國家公園道路沿線工程地質及地形景觀研究》〈伍：地形地質景觀解說〉一節中，論及雪山圈谷的成因，其論點與詹新甫和徐鐵良兩位學者相近，是反對冰河說的。同年周秉根在《中國地理學會會刊》第 23 號發表一篇題為〈中國東部更新世古地理環境初探〉，

多方論述包含台灣在內的中國東部中低山地發生冰河的可能性。1998 年王鑫等學者進行一系列《雪山圈谷第四紀冰河遺跡研究》計畫的野外調察時，在雪山主峰周圍圈谷群的谷內也找到許多冰河遺留的証據，因而同意鹿野忠雄的冰河說。1997 年德國學者 Bose 在義大利召開的第四屆國際地形大會，發表一篇台灣雪山與南湖大山存在冰河地形的論文摘要。兩年後，她以這篇論文摘要為基礎，於 2000 年出版的《*Geomorphology and Global Environment Change*》一書第二章：〈Glacial landforms in Taiwan and a reinterpretation of the last glacial snowline depression〉中，詳細論說末次冰期早期與晚期時，台灣高山的雪線高度。

表 1：台灣高山圈谷數量表

分布山區	數 量
雪 山	35
南湖大山	19
玉 山	11
奇萊連峰	6
秀姑巒山	3
中央尖山	2
合歡山	1
無明山	1
畢祿山	1
能高山	1
總 計	80

資料來源：鹿野忠雄(1934)。台灣次高山彙に於ける冰河地形研究(第 1 報)3。地理學評論，10(9):817-835。

1998 年的楊建夫以及 1999 年的楊建夫、崔之久、宋國城發表台灣的雪線重建的論文，論述台灣高山現在與末次冰期晚期的理論雪線高度。1999 年，崔之久、楊建夫等人在中國大陸的《科學通報》發表〈中國台灣高山第四紀冰川之確証〉的論文，及 2000 年在《冰川凍土》發表〈季風的發展與冰川的消失—從台灣高山末次冰期冰川發育特徵說起〉的論文，論述雪山山區分布著 3 套不同時期的冰河遺跡。

(三)論點癥結

綜合各方的論點，光復後，台灣地質界多持非冰河說。除徐鐵良外，正、反雙方都至南湖大山和雪山山區進行過現場勘察，卻得出迥然不同的結論。詹新甫、徐鐵良與費立沅三方都認為南湖大山上、下圈谷和雪山 1、2 號圈谷，基本上都由地質構造控制其發育，詹新甫更認為是常態侵蝕下的地形。此外，徐鐵良以台灣山區河流源頭，都會發育出類似圓弧形的半碗狀凹谷，也就是圈谷地形，呼籲研究者需多進行野外調查，仔細觀察和比對，不要誤以為河流源頭的圓弧形谷地，一定是冰河形塑而成的。詹新甫、徐鐵良與費立沅三方的論點相近，偏向河流地形和構造地質上的探討，但是缺乏冰河地形上直接證據，和古氣候、雪線高度和地貌幾何特性等間接證據上的分析。劉志學雖然舉出擦痕、冰礫阜等直接地貌證據，以及花粉研究證實晚更新世曾發生過冷期的間接證據，推測南湖大山應殘存冰河遺跡，但是論述不夠詳細，也缺乏文獻的支持。王鑫等學者雖發現直接證據的冰坎和冰磧壟，但沒有定年資料的佐証，以及論述冰坎的冰河地貌特性。所以對論証台灣高山冰河發生，證據上不夠充分。

綜合上述，台灣高山冰河地形爭論的癥結是：真假冰蝕地形。

二、研究區地理環境概況

一、地形環境

雪山主峰附近高山林立，許多山峰和稜脈高於 3500 公尺，高度上是台灣次高的山塊，林朝棨(1957)稱爲雪山地壘。林朝棨認爲雪山地壘原本與其東北方的南湖大山相連，屬同一個山塊，後受地塊運動形成地壘狀山地，之後兩山塊之間發生斷裂，形成匹亞南構造線(梨山斷層)，將兩山塊分成東西兩側。雪山主峰附近的稜脈有聖稜線、雪山東稜、雪山東南稜，雪山南稜和雪山西稜等五條(圖 1)。聖稜線即雪山北稜，與西稜同是雪山山脈主脊上的一段稜脈。聖稜線由雪山北峰往北經北稜角(3882m)至雪山北峰(3703m)，相當平緩，高度在 3600~3800 公尺之間，是雪山地壘的頂面。林朝棨(1957)認爲這段稜脈過去曾受準平原作用，而後抬升成最高隆起準平原。

雪山東稜先由雪山主峰往東北至 3690 峰(3666m)，之後轉向東至雪山東峰(3201m)。過東峰後山勢直降七家灣溪，直線距離 8 公里，高度由 3886 公尺降至 1800 公尺。傳統登雪山主峰的山徑即經雪山東稜，因有路可達。雪山東南稜由雪山主峰頂直降 300 公尺後，再緩降至志佳陽大山(3289m)，最後降至環山附近的大甲溪。雪山南稜由翠池後方山頭往南經大劍山(3594m)、佳陽山(3314m)、劍山(3253m)降至志樂溪畔。雪山西稜是雪山山脈的南段，這段稜脈上有非常多 3000 公尺以上山峰，如火石山(3310m)、鷹頭山(3510m)、大雪山(3530m)、中雪山(3173m)等，都是台灣百岳名峰。鹿野忠雄所調查的雪山 35 個圈谷中，編號 33、34 兩個圈谷就位在大雪山東面(林朝棨，1957)。

雪山與大霸尖山間的聖稜線，是台灣四條主要河川的分水嶺。北面是塔克金溪，淡水河的源頭；東北面是蘭陽溪；東面是七家灣溪，大甲溪的源頭；西面是雪山溪，大安溪的源頭。由於比降很大，這些河流的向下和

向源侵蝕力相當強大，在雪山山區形成不少峽谷和崩谷。徐鐵良(民 79)依此認為，雪山主峰圈谷群是河流向源侵蝕的崩谷。但鹿野忠雄(1934)卻認為是冰河所遺留的冰斗地貌。

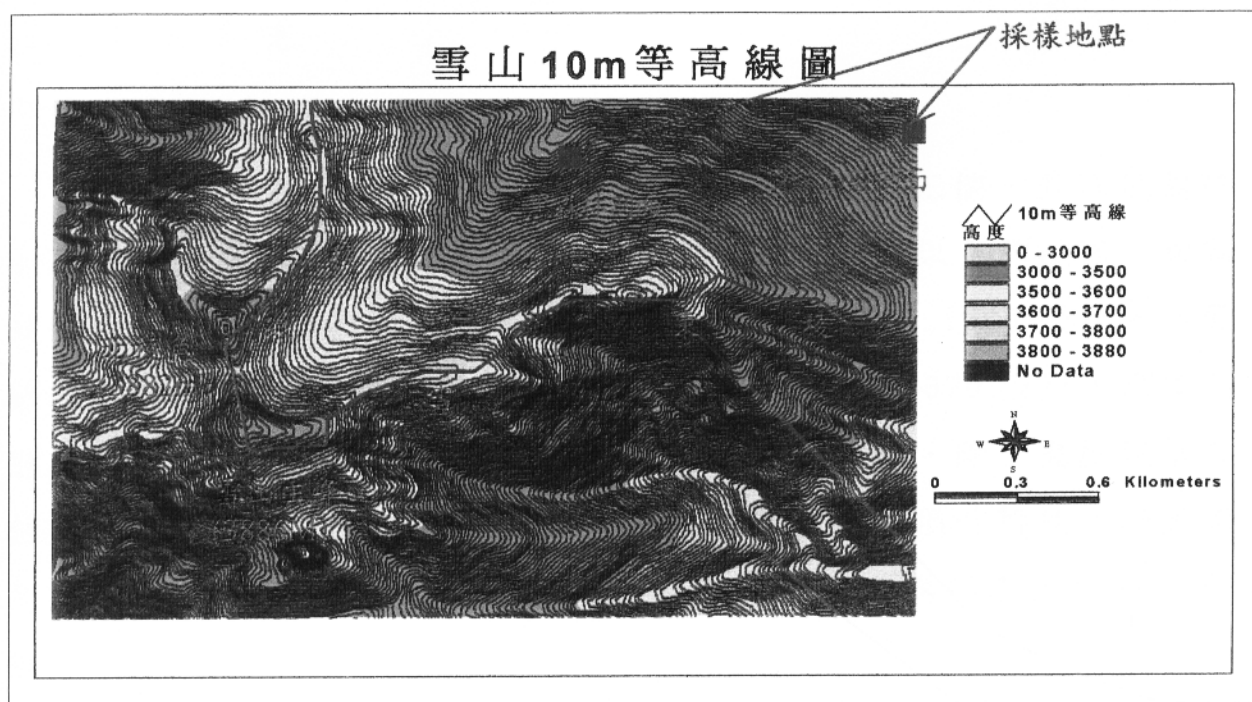


圖 1：雪山主峰圈谷群等高線圖和沉積物採樣地點

(二)地質環境

本研究區出露的岩層以變質砂岩為主，石英含量高，相當堅硬。這個以石英為主的變質砂岩，顏滄波(1971)、吳景祥(1975)、劉桓吉(1996)等學者一直認為是屬始新世的四稜砂岩或白冷砂岩。但依張徽正等人(1997)的研究，雪山山區地層應為白冷層上部的青山段，以粗粒厚層砂岩為主。構造上雪山主峰位於雪霸背斜的西翼，層面走向為北偏西 70 度，朝北傾約 30 度(圖 2)。此外，依據劉桓吉(1996)等人的研究雪山山區的構造，可能以箱型褶皺為主，軸部通過雪山北峰，再往北通過大、小霸尖山。這個箱型褶皺軸部通過的地方，大致與雪山至大霸尖山的稜線一致。該地層的

組成岩石，岩性堅硬，更使這條稜線特別高聳。軸部附近的百岳有雪山主峰、雪山北峰(3702 公尺)、大霸尖山(3492 公尺)、小霸尖山(3445 公尺)等。

(三)氣候環境

雪山西稜附近隸屬中央氣象局的氣象雨量站有三個，分別是觀霧、梨山和合歡山(表 2)。由於本研究區大都在 3300 公尺以上的山區，觀霧測站高 2087 公尺，梨山測站高 1980 公尺，高度都差了 1500 公尺。合歡山測站位雪山主峰南方 24 公里的合歡山主峰頂，標高 3370 公尺，高度相當接近本研究區。離雪山主峰只有 10 公里的梨山測站，除了高度過低外，其位於合歡山北坡山腰的位置，與本研究區多接近山頂的特性，差異過大。所以本研究選擇高度具有代表性的合歡山測站，描述雪山山區的氣候環境。

(一)氣溫

依表 3 的資料，合歡山測站的年均溫為 5.3°C ，最冷月 1 月的月均溫為 -0.2°C ，是唯一低於 0°C 的月分；最暖月是 7 月，月均溫為 9.6°C ，其餘各月均溫在 $0\sim 10^{\circ}\text{C}$ 之間。雪山主峰圈谷群大多位於 3500~3700 公尺的高度上，比合歡山測站的 3370 公尺高了 130~330 公尺。若按溫度垂直高度遞減率 $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 計算，雪山山區的年均溫比合歡山低了 $0.8\sim 2.0^{\circ}\text{C}$ ，約在 $4.5\sim 3.3^{\circ}\text{C}$ 之間。雪山主峰高 3886 公尺，比合歡山測站高出 516 公尺，依上述方式計算，年均溫低了 3.1°C ，為 2.2°C 。在冬夏氣溫上，雪山主峰圈谷群的一月均溫約為 $-0.1^{\circ}\text{C}\sim -2.2^{\circ}\text{C}$ 之間，而七月均溫則為 $7.6^{\circ}\text{C}\sim 8.8^{\circ}\text{C}$ 之間

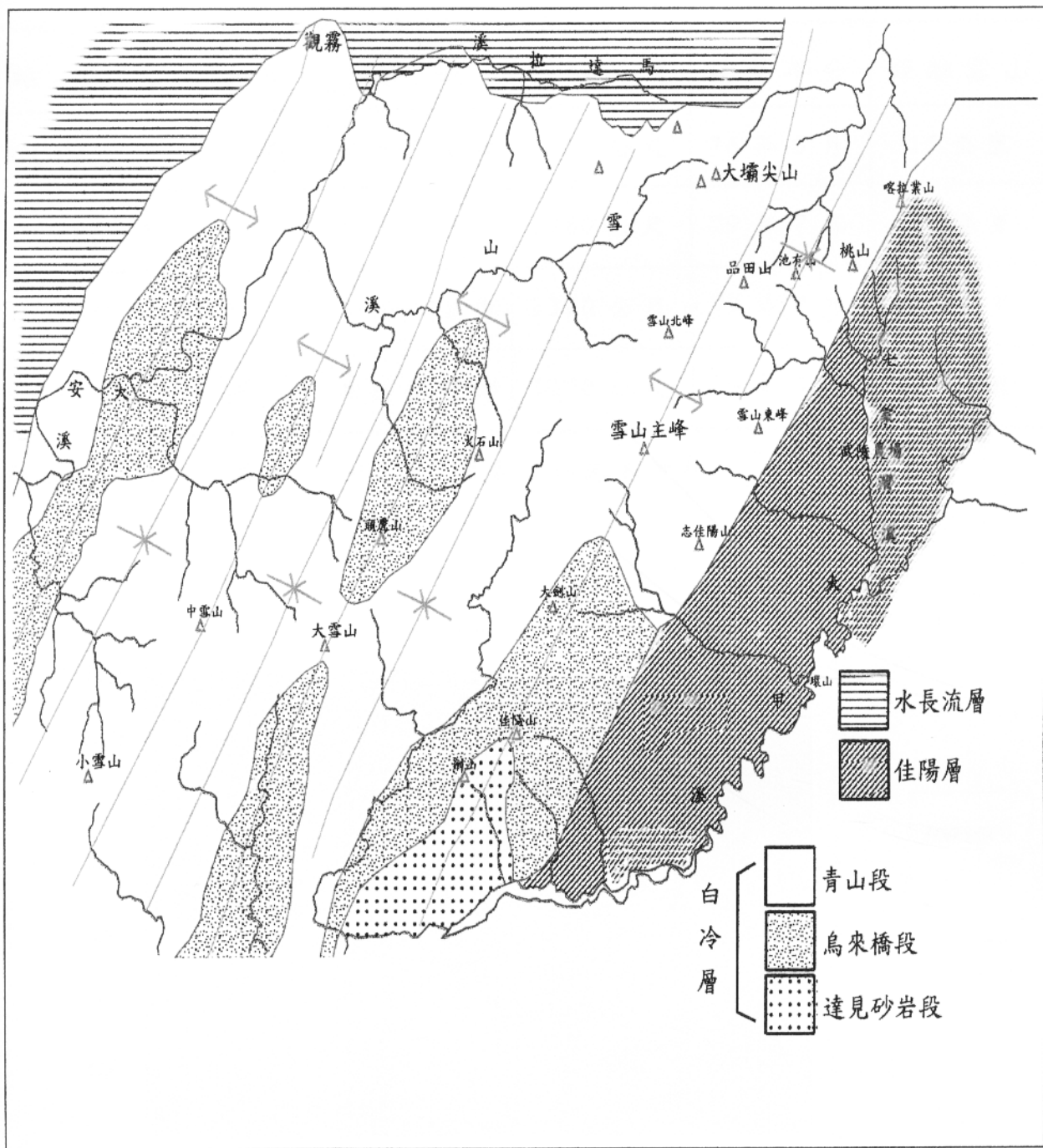


圖 2：雪山山區地質圖(張徽正，1997:8)

表 2：雪山主峰周圍氣候站基本資料表

站 碼	站 名	區 域	測站高度	設立年分	距離雪山
COE41	觀 霧	苗栗泰安鄉	2087 公尺	76 年 5 月	15 公里
COF86	梨 山	台中和平鄉	1980 公尺	79 年 7 月	10 公里
COF95	合歡山	南投仁愛鄉	3370 公尺	79 年 7 月	24 公里
COF95	合歡山	南投仁愛鄉	3370 公尺	79 年 7 月	24 公里

資料來源：中央氣象局，1995，專用氣象站基本資料

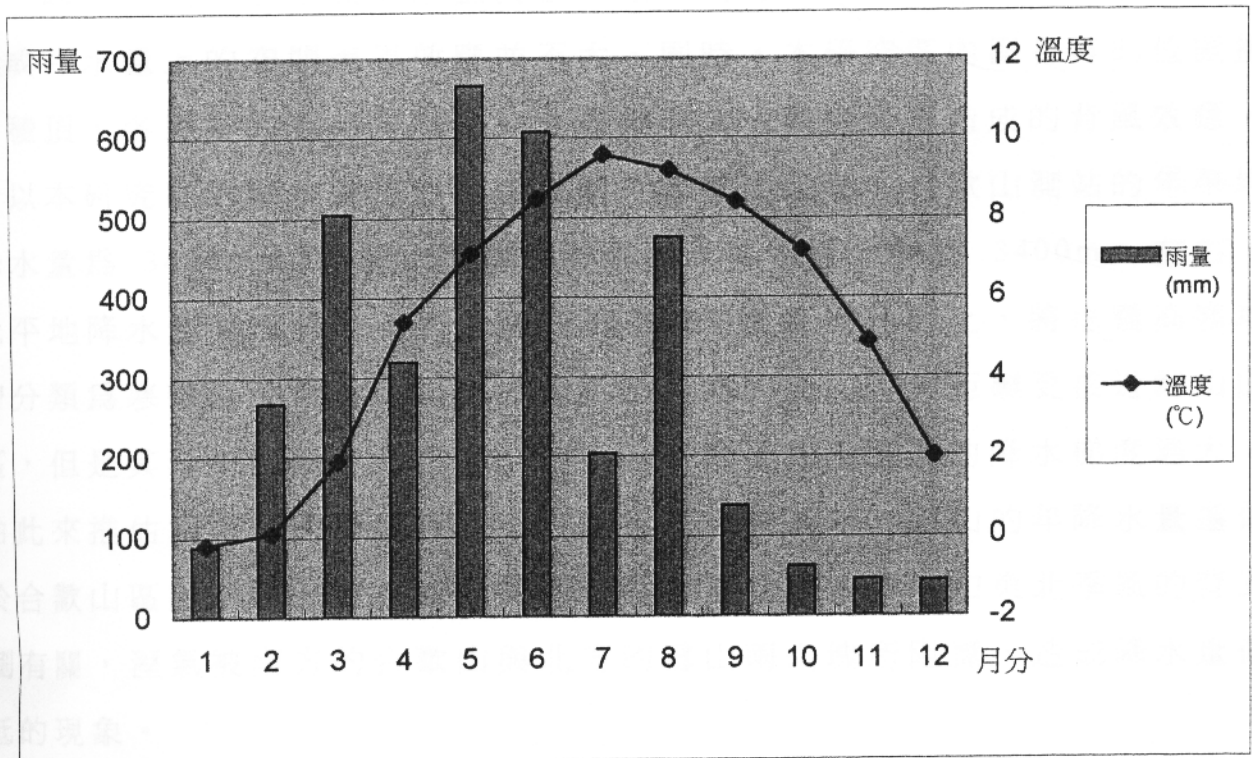


圖 3：合歡山測站氣候圖

表 3：合歡山測站年平均氣溫與降水量資料表

月分 項目	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年均溫與 年降水量
溫度(°C)	-0.2	0.1	1.9	5.4	7.1	8.5	9.6	9.2	8.4	7.2	4.9	2.0	年均溫：5.3
雨量(mm)	87.7	267.7	505.2	319.5	665.5	608.2	203.7	475.5	137.5	61.8	46.0	43.3	年降水量：3420.6

資料來源：中央氣象局，1991~1995 年氣候資料年報

(二)降水量

降水量上，合歡山測站位於雪山主峰南方 24 公里處，因水平距離所造成降水量上的空間差異效應並不大。同時，本研究區內圈谷群的位置接近稜頂，各圈谷的谷口方向朝東北或朝西南，消除地形造成的背風效應。所以本研究區的降水量特性應該極接近合歡山山區。合歡山測站的年平均降水量為 3420.6mm，雪山主峰圈谷群的年降水量也應在 3400mm 左右，比平地降水量高出許多，所以陳正祥(1957)在氣候分區上，將這種高寒地帶分類為寒帶重溼氣候區。位於合歡山北坡的梨山，其距離更接近雪山山區，但是其年平均降水量不到 2000mm，與合歡山區間的降水梯度過大，由此來推估雪山區的降水特性，將產生較大的誤差。梨山的年降水量遠低於合歡山區的原因，極可能與其同時位居夏季西南季風和東北季風的背風側有關，溼氣被南方的合歡山與北方的雪山兩山塊所阻擋，造成降水量偏低的現象。

三、研究方法

(一)方法論

海峽兩岸對於中國東部中、低山地的第四紀冰河遺跡研究成果，大陸遠比台灣豐碩的多，但這並不表示大陸方面一定有比較正確或接近事實的論說。也就是說，任何科學的研究，須要一套結構嚴謹的方法論，用以建立理論架構與邏輯推論。方法論

是一種推論過程的哲學，其內容包括推論過程中所依據的原則或法則以及假設的建立。研究者在解讀資料、建立假設、推翻假設或下結論時，需依據方法論的內容。

(徐金池，1994:33; Bailey, 1993)

然而解讀(hermeneutic)發生於過去的地理事實，例如「冰河來過台灣」的地質事件(geologic event)，是相當困難的。除了地質事件本身的複雜性(complexity of geologic event)外，時間是不可逆的。也就是說：

地球的過去到底發生什麼事件，很難如現場親眼目睹般地知道很清楚，因為時間上離我們愈久遠的事物，大自然記錄器上的烙痕會愈來愈模糊。就如同我們對小時候童年時光的記憶，會愈來愈消逝無蹤一樣。

Davies(1989:3)

Davies 的觀點反映在徐美玲(1988)〈野柳多孔狀岩石之研究〉所持的論點。徐美玲(1988:142)認為作用於野柳多孔狀岩石地形營力的

速度非常緩慢、研究者通常無法目睹其發生經過，所以只能藉著對已成的形態進行系統性的觀察和比對與歸納，並推測其生成的過程。

雖然研究者不可能回到 1 萬年前的末次冰期，驗證台灣高山是否發生冰河作用。但是 Thornbury(1969)在其所著《地形學原理》(Principles of Geomorphology)一書中，揭示了地形學的十大原則。其中的第 4 原則：

地形作用的過程，在地貌上留下了影響的痕跡。每一種地形作用的過程都可以發展出一組具有特性的地貌組合。

(Thornbury, 1969:20; 王鑫, 1988:16)

這項原則正可以提供本研究作為建末次冰期冰河事件或推論冰河發生過程的主要依據。

許多研究第四紀冰河的學者，也提出地貌組合能有效判定冰河作用的論點。如 Embleton et al(1975)和李吉均(1982)皆認為，受蝕的殘餘岩面須同時具備岩坎、擦痕、磨光面等地形，才能解釋冰蝕作用。施雅風(1989)也認為需要有冰坎、擦痕、磨光面、冰盆等冰斗內冰蝕地形組合，才能真正鑑別古冰河作用。而崔之久(1998)在冰河沉積相特徵上，也主張透過淘選係數、粒度分析、石英砂表面形態特徵、黏土礦物成分與化學成分等多項指標的組合，綜合判別冰河堆積作用。

本研究的研究對象(object of study)是過去的地理事實，也即是過去地形作用(地質作用)形塑下的地貌。要如何得知雪山 1 號圈谷和西稜發現 9 個圈谷的形貌是由過去地形作用所形塑的？基本上是究透過現場的地貌調查與分析，發現這些圈谷內分布著圓弧且平滑的谷坡、冰坎，以及谷底至谷底及四周谷壁的碎石坡等等的地貌類型。這些地貌類型組合，是無法由河流作用形塑而成的。

陝西太白山(3767m)是中國大陸東部中、低山地的最高峰，地理環境上除岩石類型以花崗岩(granite)為主外，其他如氣候、植被、高度等的自然地理環境均相似台灣的雪山山區。依據田澤山等(1981)、何元慶(1984)、崔之久等(1997)太白山古冰河遺跡的研究，太白山的冰河遺跡分布在 3000 公尺以上山區。在地貌特性上，出現圓弧且平滑的谷坡、冰坎、冰坎上磨光面與擦痕、谷底至谷底及四周谷壁的碎石坡等等的地貌類型，這些都與雪山 1 號圈谷和西稜 9 個圈谷的地貌特性類似。

經由雪山與太白山 3000 公尺以上地貌的對比，以及透過 Thornbury 第 4 地形原則所建構的思維，不難推論出雪山 1 號圈谷和西稜 9 個圈谷且平滑且圓弧形的谷坡以及冰坎等地貌類型的組合，極可能是末次冰期冰河

作用所留下的痕跡。

末次冰期是發生於過去的地質事件，全球各地氣候同步變冷、變乾，這時地球表面近 1/3 的區域遭到冰河的覆蓋(施雅風，1998)。而當時冰河是否也來到雪山山區？這就需要由現今雪山山區的地貌上的特徵，或過去地形作用所留下的痕跡來研判。這也就是說：

正確地解釋今日的地景，必須充分了解第四紀的地質作用及氣候變化造成的多重影響。

(Thornbury, 1969:27; 王鑫, 1988:17)

因爲

第四紀是個巨變的時代，冰河的來臨與退縮不僅劇烈改變了氣候，使地形作用的性質大大改變……這一切大變動使地景重造，因此必須確實了解第四紀地質、地形的劇烈變化，才能解釋今日的地景。

(王鑫, 1988:17)

Thornbury 和王鑫的論述正呼應了 Evans(1994)的觀點。Evans(1994:456)認爲：

由眾多的地形研究文獻可知，不同的地形作用，如河流作用、風化作用等，都能發展出一組具有特性的地貌組合。然而相較於冰河作用，冰河形塑地表的能力遠比河流、風化等作用強大的多。

Evans 又解釋他的觀點主要在論述地質構造對冰河的影響，是否如同河流地形的發育經常被地質構造控制。他認爲在較大尺度的冰蝕地形，如冰斗、冰河槽，其形塑過程與地質構造關係不大；但是較小尺度的冰蝕地形，如羊背岩、冰坎，將受節理(joint)、層面(bedding plane)、砂頁岩互層(sandstone/shale successions)、岩性等種種地質環境所控制。Derbyshire(1968)也認爲海洋性冰河區的冰斗發育，經常不受地質構造的控制，而呈左右谷壁都是平滑且圓弧的對稱性冰斗。Derbyshire and Evans(1976)還認爲，在冰斗的發育上，氣候的影響遠大於地質構造。因爲冰期冰河的到來，就是氣候變冷所主導的地質事件。中緯度大陸西岸區的冰斗分布多朝向西和西北，主要是西風終年吹拂，帶來較多的雨雪所致。

而中、低緯度的大陸東岸區，高山冰斗為何多朝向東北或北發育，例如雪山山區的 35 個圈谷中有 25 個朝東北或北，主要是東北信風(Trade Wind)以及東北季風能提供較多的雨雪所致(Bose, 1999)。這些地理事實全由氣候因子所控制。

以上論述都在說明冰河作用是非常強大的營力，能改造原先地質構造所控制的河流地形(Davis, 1900; Chorley, 1973)。而原先的河流地形又由地質構造控制其發育。

綜合以上的論點，本研究模擬出以下的雪山 1 號圈谷和西稜圈谷群的發育過程。冰河到來之前的雪山山區河源谷地，因構造控制，所以多平行雪山背斜而朝向東北或西南。谷地的東岸大多是平緩的順向坡，西岸則是較陡的崖坡或反向坡。冰河來臨，東北或偏北坡向的谷地，因東北季風不斷的供應冰雪成為冰河，逐漸將這些谷地改造下凹且谷底有冰坎、擦痕的冰斗，環繞在雪山主峰四周。又因為強大的冰蝕力量，不受地質構造控制，所以雪山山區圈谷群各圈谷的左右谷壁，都發育成平滑圓弧且坡度相同的對稱性谷坡。冰河退卻後，1 萬年來的風化、侵蝕無法將冰斗和冰坎、擦痕等的冰蝕痕跡破壞怠盡。只是因氣候仍寒冷，寒凍風化盛行，將原本平滑的圓弧形冰斗谷壁表面崩裂，形成碎石，由谷頂、谷壁一直分布至谷底。

(二)冰蝕證據

依據前一節方法論的論述與思維，本研究研擬出直接證據與間接證據兩種分析方法(圖 4)。所謂直接證據是指因果關係上，只有一種過去地形作用的因，可以解釋現今地貌痕跡的果。崔之久等(1998:184)將之稱為非多解性指標。間接證據是指因果關係上，有多種過去地形作用的因，可以解釋現今地貌痕跡的果，崔之久等(1998:184)將之稱為多解性指標。

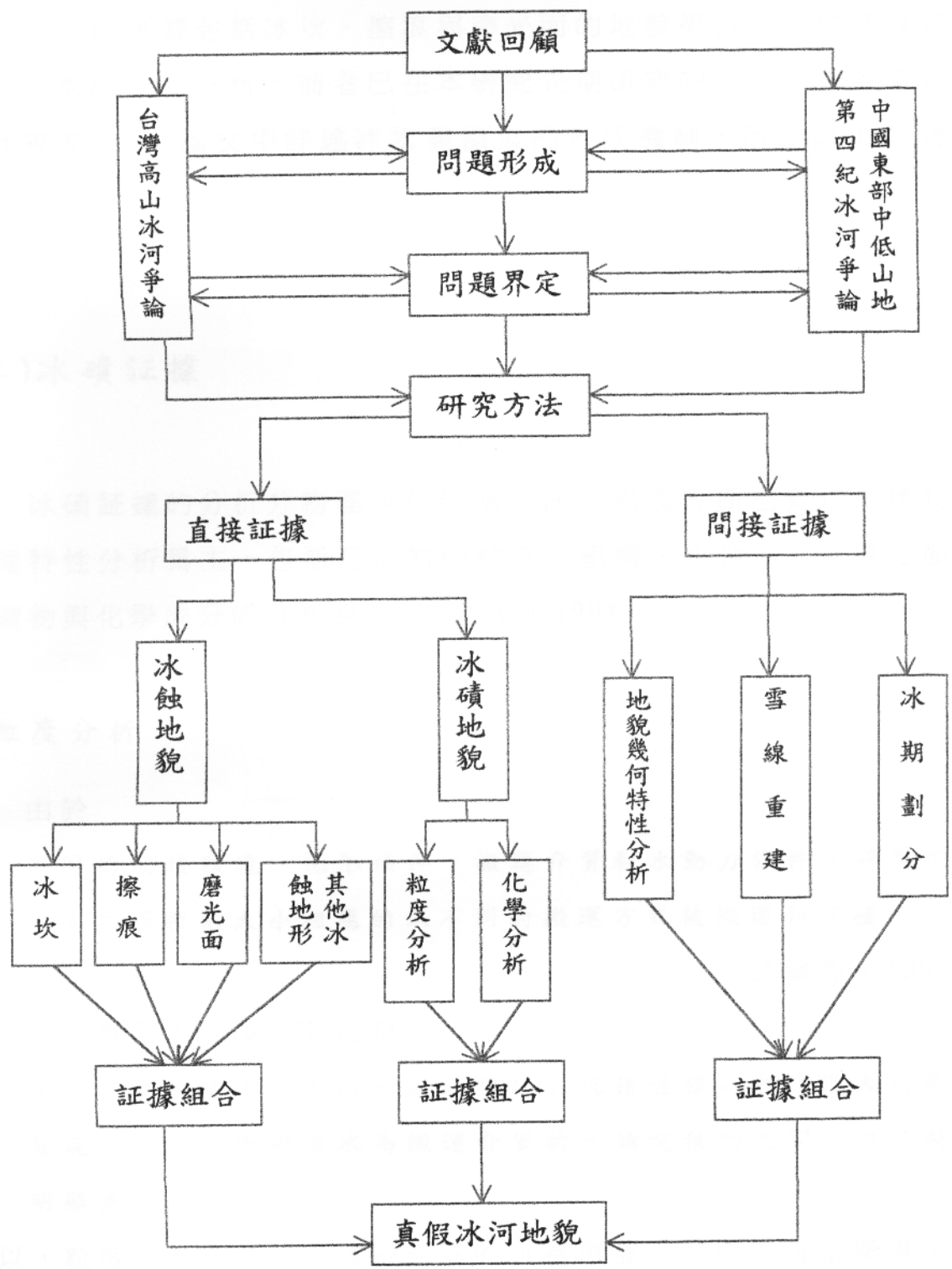


圖 4：研究架構

第四紀冰河研究所運用的直接證據分析法，一般分為冰蝕與冰磧兩種證據。冰蝕證據包括冰坎、擦痕與磨光面的地貌組合，冰磧證據則著重粒度與化學成分的分析。前者已在本研究先期研究的《雪山圈谷第四紀冰河遺跡研究(II)》論文中詳述冰坎與擦痕的形成機制，所以以下的論點著重於後者。

(二)冰磧證據

冰磧證據的分析分物理與化學兩方面，物理方面主要以沉積物顆粒的物理特性分析為主，包括沉積物的粒度、組構、岩性等；化學方面則以黏土礦物與化學成分的分析為主(崔之久，1998)。

1. 粒度分析

由於

不同的沉積環境、地形條件、搬運介質和水動力條件，碎屑沉積物也按本身顆粒的大小相應的以不同的搬運方式被搬運和沉積。

(徐馨等，1992:69-70)

基於此，謝又予(1981:72)認為：

從動力學角度研究不同成因沉積物的沉積過程以取得很大進展。人們發現，在冰磧物與流水為搬運介質的一類沉積物之間，粒度特徵具有明顯差別。

所以，粒度分析有助於釐清研究區的沉積環境，是屬於流水環境，還是冰磧環境。

(1) 粒度組成

粒度 (particle size) 組成或粒度分級的特性，可以鑑別出不同作用與不同時代的沉積物組成的分級。本研究採用的粒度分級，是依據表 4 的分類按粒徑大小。冰磧物的粒度組成上，通常粒徑多超過 20mm。然而粒徑在 2mm(-1Φ) 以下的細粒碎屑組成中，砂(-1Φ~4Φ) 所占比例一般在 40%~80%，粉砂(4Φ~8Φ) 占 20%~60%，黏土(>8Φ) 占 5%~20%。也就是說，冰磧物細粒碎屑的成分，是以砂和粉砂為主，而不是黏土或泥(謝又予，1981、1983)。

表 4：等比制顆粒大小分類表(徐馨等，1992)

顆粒類型		粒徑範圍 (mm)	$\Phi = -\log_2 d$	
			d	Φ
礫石 (gravel)	粗 礫	64~256	64~256	-6~-8
	中 礫	8~64	8~64	-3~-6
	細 礫	2~8	2~8	-1~-3
砂 (sand)	粗 砂	0.5~2	1/2~2	1~-1
	中 砂	0.25~0.5	1/4~1/2	2~1
	細 砂	0.063~0.25	1/16~1/4	4~2
粉砂 (silt)	粗粉砂	0.016~0.063	1/64~1/16	6~4
	細粉砂	0.004~0.016	1/256~1/64	8~6
黏 土 (clay)		< 0.004	< 1/256	> 8

(2) 粒度重量百分比(頻率)曲線

這是一種簡單的粒度分析結果圖示法。這種圖示通常以粒徑的 Φ 值為橫座標，重量百分比為縱座標(圖 5)。依據 Dreimanis(1969)、Slatt(1971)、Mills(1977)、馬正海(1980)、謝又予等(1981、1983)、姚檀棟等(1982)、鄧善鑫(1982)、崔之久等(1984)的研究，冰磧物重量百分比曲線的最高峰值大致出現在 $4\Phi \sim 5\Phi$ 的範圍內。鄧善鑫(1982)〈廬山羊角嶺附近“泥礫”成因的泥石流解釋〉的研究中，比較廬山羊角嶺疑是冰磧的堆積物、甘肅武都土石流(debris flow)沉積物與西藏東南部海洋性冰河的冰磧物。他將三地的中、細粒碎屑含量繪製成圖 5 中的 2、3、4 三條粒度重量百分比曲線。崔之久(1989)再將貢嘎山現代冰河冰磧物粒度重量百分比曲線，加入圖 5 之中。他們發現廬山與甘肅武都兩地區沉積物的粒度重量百分比曲線相當類似，最高峰的粒徑值都在 $6\Phi \sim 7\Phi$ 之間，而冰磧物最高峰粒徑值在 $4\Phi \sim 5\Phi$ 之間。這兩個地區同時呈現極低的值。所以鄧善鑫依此研判廬山的“泥礫”，極可能是類似甘肅武都的土石流堆積物，而不是冰磧物。

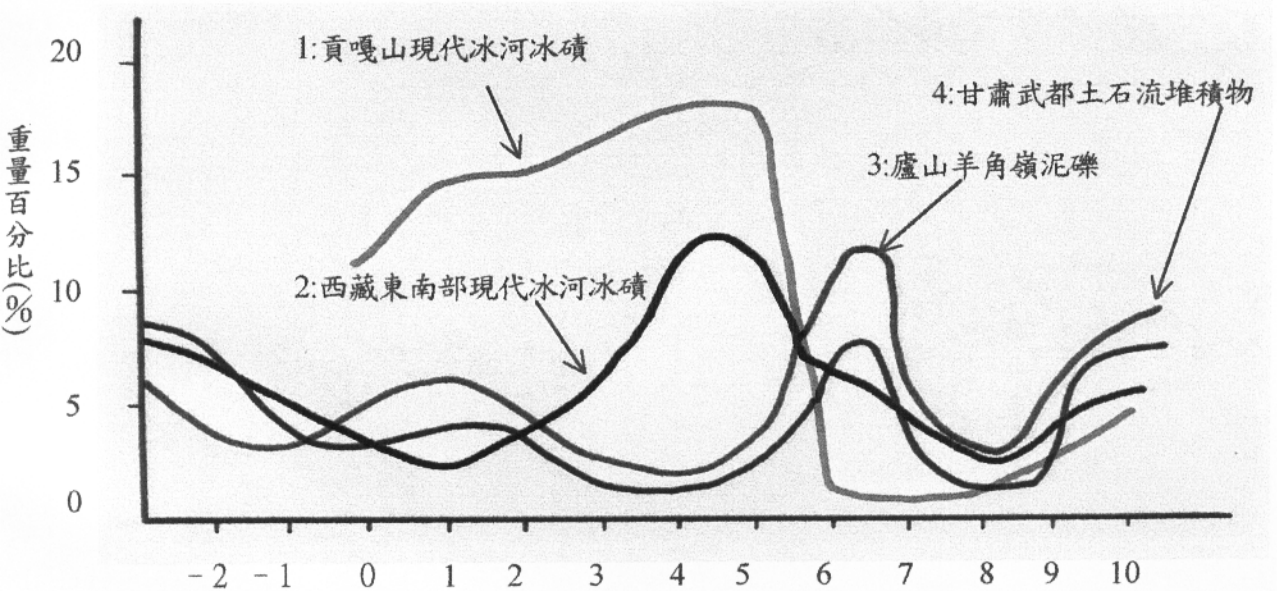


圖 5：廬山羊角嶺泥礫、甘肅武都土石流、西藏東南部和貢嘎山現代冰河冰磧粒度重量百分比曲線(鄧善鑫，1982；崔之久，1989)

(3) 統計參數

本研究在粒度分析上所採用的統計參數計有：平均粒徑(Mz)、中值粒徑(MdΦ)、淘選係數(σ_1)、偏態(Sk)、峰態(Kg)等 5 種。其計算方式，是依據 Folk and Ward(1957)所提出的公式。

①平均粒徑(Mz) 代表沉積物粒度分布集中的趨勢，公式如下：

$$Mz = 1/3(\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84})$$

Φ_{16} ：粒度累積重量百分比，累積至 16% 粒徑的 Φ 值

Φ_{50} ：粒度累積重量百分比，累積至 50% 粒徑的 Φ 值

Φ_{84} ：粒度累積重量百分比，累積至 84% 粒徑的 Φ 值

②中值粒徑(MdΦ) 即 Φ_{50} ，粒度累積重量百分比，累積至 50% 粒徑的 Φ 值。中值粒徑又稱中位數直徑。

③淘選係數(σ_1) 代表沉積物淘選(sorting)的程度。一般而言

冰磧物粒度組成皆以粗粒級為主，20 毫米以上的顆粒占絕對優勢。

(謝又予，1981:72；1983:303)

這也就是說，冰磧物的淘選差。Folk and Ward(1957)所提出沉積物分選公式如下：

$$\sigma_1 = 1/4(\Phi_{84} - \Phi_{16}) + 1/6.6(\Phi_{95} + \Phi_5)$$

表 5：淘選係數(σ_1)等級表

$\sigma_1(\Phi)$	<0.35	0.35~5	0.5~0.71	0.71~1.0	1.0~2.0	2.0~4.0	>4.0
淘選程度	淘選非常好	淘選好	淘選較好	淘選中等	淘選較差	淘選差	淘選非常差

④偏態(Sk) 代表平均數與中位數的相對位置，如果中位數等於平均數，表示粒度的重量百分比分布曲線是左右對稱的；如果中位數位在粒徑較粗的一側，即位於平均數右側，是為正偏；如果中位數位在粒徑較細的一側，即位於平均數左側，是為負偏。一般而言，冰磧物的偏態值在零左右，從稍正偏到稍負偏(徐馨等，1992)。偏態值的公式如下：

$$Sk = \frac{\Phi_{84} + \Phi_{16} - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_{95} + \Phi_5 - 2\Phi_{50}}{2(\Phi_{95} - \Phi_5)}$$

表 6：偏態等級表

Sk(Φ)	-1.0~-0.3	-0.3~-0.1	-0.1~0.1	0.1~0.3	0.3~1.0
偏態值(偏度)	非常負偏	負偏	近於對稱	正偏	非常正偏

⑤峰態(Kg) 用來量度粒度重量百分比分布曲線尖銳(窄)或鈍圓(寬)的程度。冰磧物的峰態較寬，而冰水沉積物則較窄。計算公式如下：

$$Kg = \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{2.44(\Phi_{75} - \Phi_{25})}$$

表 7：峰態等級表

Kg(Φ)	<0.67	0.67~0.90	0.90~1.11	1.11~1.56	1.56~3.00	>4.0
峰態	很寬	寬	中等	窄	很窄	非常窄

2.化學分析

由於沉積物的化學成分

會隨著時間的流逝、氣候冷暖的變化而發生很大的變化。對於寒冷氣候下形成的冰磧物化學分析可知其 $(\text{SiO}_2)/(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 的比值極高，多於4。因為岩石以物理風化為主，化學風化極其微弱， SiO_2 (矽酸鹽)遷移很少……

(崔之久等，1998:185)

謝又予等(1981)也認為，冰磧物分布區氣候寒冷，化學風化極弱。在潮溼氣候下，化學風化快速，沉積物中含大量的矽鋁或鐵的氧化物。基於此， $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 的比值越小，表示 Al_2O_3 的含量越高， SiO_2 的含量相對低。這表示：

SiO_2 已遭搬運遷移，而 Al_2O_3 大量富集，反映了土體遭到高溫 and 強烈的淋溶作用……矽鋁、鐵率 $(\text{SiO}_2)/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 的比值也如此。

(謝又予、吳淑安，1981:116)

然而崔之久等(1998)也指出，雖然冰磧是在冷氣候產生的堆積物， SiO_2 遷移很少，可是冰期之後氣候轉暖，化學風化作用逐漸轉強，在去矽作用下， SiO_2 較多移出。這會使 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 的比值逐漸下降。可能指示出較暖溼的氣候環境。所以化學分析不能用單一指標說明沉積環境，需要多項能反映氣候變化的化學成分，才能綜合判別沉積物的成因。崔之久等(1989、1998)也指出，在冰河沉積環境或成因的研判上，須遵循成因—環境與多指標綜合兩個原則。

綜合上述，本研究在冰磧物化學方面的証據上，因資料有限，僅採 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 和 $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 的比值。

四 沉積物分析

台灣高山冰河遺跡的探討，本研究使用直接證據與間接證據的分析法，用以論證雪山圈谷群是否曾遭冰河作用。本章偏重冰磧地貌的分析，下一章則著重地貌形態的分析。

在冰磧證據上，本研究著重沉積物的物化性質與定年分析兩方面。物化性質在物理上，以粒度分析為主，對比已知冰磧物的顆粒組成，由此研判研究區所取土樣是否為冰磧。化學性質上著重化學成分的分析，對比已知冰磧物化學成分，研判土樣是否為冰磧。定年數據則配合沉積物的分析，佐証所採土樣的沉積特性是否有年代上的意義。例如，根據冰河地貌特性所研判出末次冰期可能遺留冰磧的位置，採集沉積物分析，應具備高程度的冰磧特性。運用 TL 定年(Thermoluminescence Dating)，所獲的年代數據也應與冰期的年代相當。否則，難以解釋冰磧的來源，或是土樣是與其他地形作用所致的混雜堆積(崔之久，1984、1998；施雅風，1982、1989、1998)。

(一)剖面分層描述

本研究在雪山山區開挖了黑森林(SSH)和 369 山莊兩個剖面(圖 1、6、7，照片 1、2、3、4)，各有 6 層和 5 層土壤分層(soil horizon)，每一個土層皆取 500 公克以上的沉積物，共 10 個土樣進行沉積環境的分析。物理方面的分析法，主要採粒度分析；化學方面，則以 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 等化學成分的分析為主。

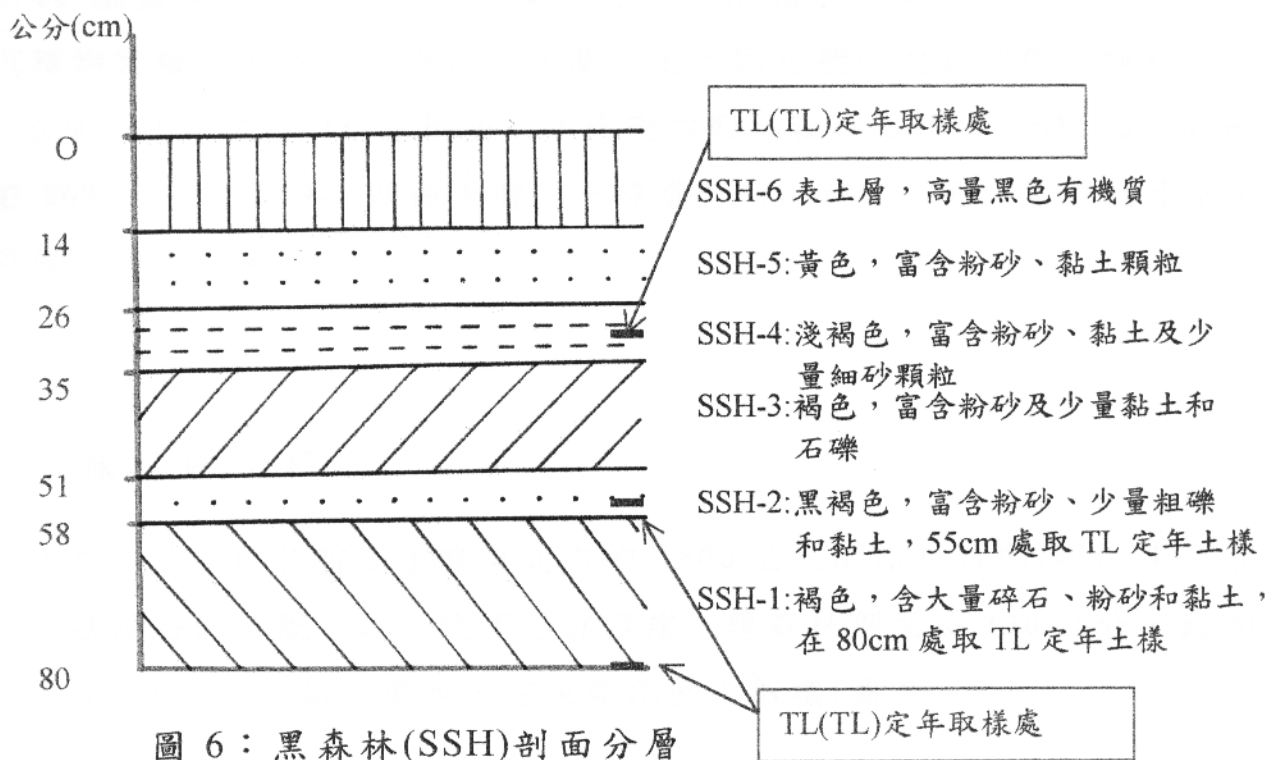


圖 6：黑森林(SSH)剖面分層

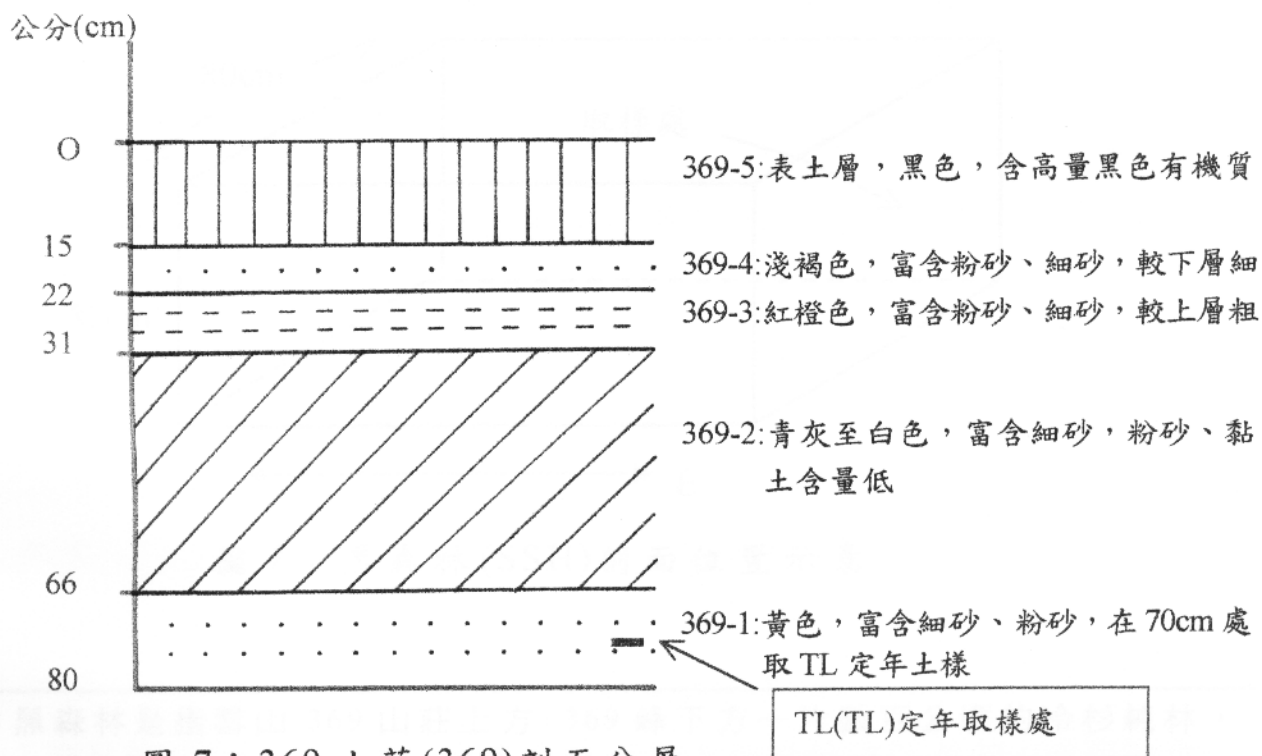


圖 7：369 山莊(369)剖面分層

10 個樣本的粒度特性與化學成分，是由北京中國科學院地理所第四紀沉積物實驗室所測定。絕對年代測定上，因有機碳含量過低，無法進行 ^{14}C 定年，所以改以 TL 定年法。本研究共取黑森林 SSH-1、SSH-3、SSH-4 和 369 山莊的 369-1 四個土層的土樣進行 TL 定年，測定單位為北京中國科學院地震所。

1. 黑森林剖面 (SSH)

黑森林¹面位於雪山主峰東北方約 1500 公尺的冷杉林內(照片 1)，前方是 1 號圈谷的 6 號冰坎，坎下是冰瀑崖。黑森林剖面長 130 公分、寬 80 公分、深 80 公分，朝向東西，在東側剖面上取樣(圖 8)。

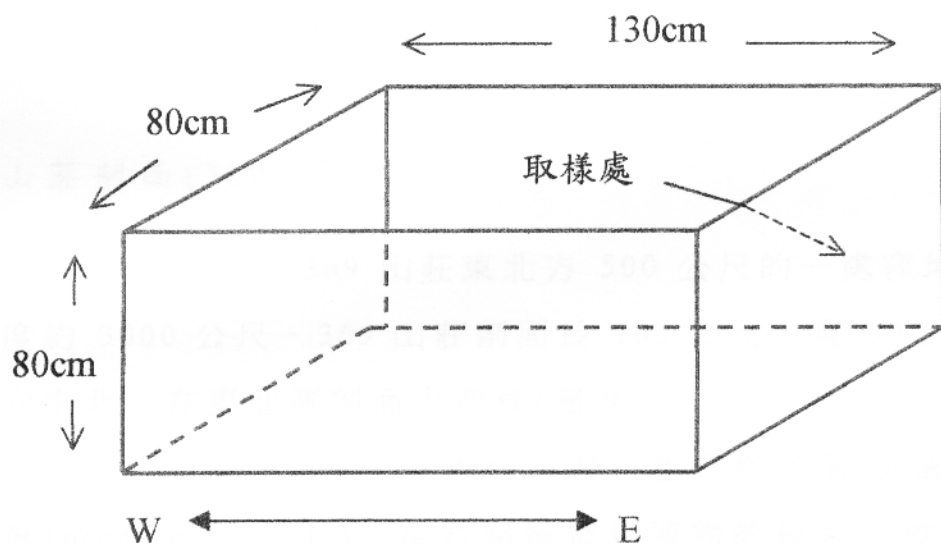


圖 8：黑森林(SSH)剖面位置示意

¹：黑森林是指雪山 369 山莊上方，369 峰下方一片數百公頃的冷杉純林，是通往雪山主峰步道必經之區。因殖株密度極大，陽光不易穿透，入林後仍是光線黑暗，台灣登山界因之命名為黑森林。

依據現場的觀察，黑森林剖面土層粗分為 6 層(見圖 6)。除 SSH-6 層富含有機質、土質鬆散外，其餘各層皆富含細砂和粉砂，且黏土含量都低。土層顏色因 SSH-6 層富含有機質，故顏色偏黑；而 SSH-5 層可能受氣候較暖溼影響，化學風化的淋溶作用(leaching)較為劇烈，所以顏色偏黃。而底下各層的顏色越來越偏深褐色，這指示 SSH-5 層以下各層的風化環境較為寒冷，以物理風化為主。表層的有機質、可溶性鹽類，易被洗入而澱積，所以顏色偏深且黑。

SSH-1 層的底部含大量 20mm 以上的石英砂岩碎屑，分兩種類型。零散的礫石，圓度(roundness)為次稜角狀至次圓狀，形狀多呈熨斗狀，尖端朝東北。形狀極類似冰磧的熨斗石(照片 5)，但是這些熨斗狀礫石表面粗糙，岩面觀測不出擦痕，較不易研判是否為冰磧石。集中的礫石，圓度為極稜角狀，形狀不規則，破裂面多平整，可能是葉理面(foliation)所導致的破裂面。這些特徵指示這些礫石是基岩面風化的碎屑，土壤分層上屬於風化層。

2.369 山莊剖面(369)

369 山莊剖面位於 369 山莊東北方 500 公尺的一處窪地內(照片 1)，海拔高度約 3000 公尺。369 山莊剖面長 100 公尺、寬 50 公分、深 80 公分，朝向東北，在東北側剖面上取樣(圖 9)。

依據現場的觀察，369 山莊剖面土層可粗分為 5 層(見圖 7)。369-5 層為有機層(organic horizon)，富含腐殖質和植物的根系，故土質鬆軟，顏色呈黑色。369-5 層以下各層皆富含細砂和粉砂，黏土含量各層都低。由於 369-4 層經常挖到黑色團塊和植物的根系，這極可能是 369-5 層有部分腐殖質或有機質洗入本層，使得顏色偏深呈淺褐色。

369-3 層呈紅橙色，這反映形成該層的氣候環境是較為暖溼的，淋溶劇烈，致使可溶鹽類流失，剩不易溶的氧化鐵和氧化鋁，產生紅土(壤)化(lateritization)現象。但是由化學分析得知，369-3 層 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 的含量是各層中次低的，而 SiO_2 的含量是次高的(表 15)，這指示較冷乾的氣候。

這說明 369-3 層呈紅橙色原因，很可能不是暖溼氣候下的產物。但仍須進行更深入研究來解答。

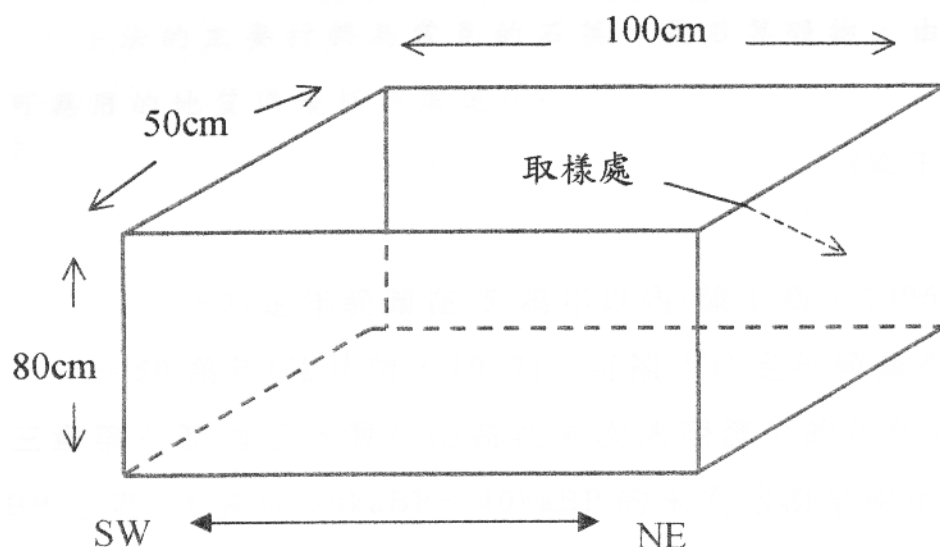


圖 9：369 山莊(369)剖面位置示意

369-2 層呈非常淺的青灰至灰白色，同由表 14 得知 SiO_2 的含量各層中最高的。由顏色指示出形成該層沉積時的古氣候相當寒冷，以致於產生灰壤化作用 (podsolization)；但是年代上是否為末次冰期晚期，因未取樣定年，並不清楚。然而 369 山莊剖面在 70 公分處所採樣本，經 TL 定年為 44.25 ± 3.72 千年(表 8)，由此計算出沉積速率約為 632 年 1 公分 (632yr/1cm)。所以 369-2 層的形成年代約為 40kaBP~19kaBP，這正是末次冰期晚期的年代。

369-1 層的顏色偏黃色，指示沉積時古氣候環境是較暖溼的。依據 70 公分處所採樣本的 TL 定年得知，該層的形成年代極可能是末次冰期早、晚期之間，溫度稍升的暖期。由表 15 的化學成分也得知，369-1 層 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 的含量是 369 山莊剖面中最高的，這也說明了土壤顏色較其他土層偏黃或偏紅的原因。

(二)定年分析

由於黑森林與 369 山莊兩剖面所採集的 ^{14}C (碳十四)定年樣本，有機碳的含量未達 5 公克的最低標準，難以測定出年代，所以改採 TL 定年。

TL 定年法的主要材料為常見的石英、長石等礦物，由於採樣容易，故可應用的地質環境極為廣泛……

(陳于高，1996:B-3)

又由於 ^{14}C 定年法的定年範圍在 5 萬年以內(陳于高，1996)，而 TL 定年法為 1 千年~50 萬年(陳其瑞，1977)，可補 ^{14}C 定年範圍不足的缺點。本研究第三章第三節論述台灣高山區在末次冰期發生的年代可能為 70kaBP~10kaBP 之間，尤其是 70kaBP~40kaBP 的末次冰期早期年代，已超出 ^{14}C 的定年範圍。在化學成分上，本研究所採 10 個樣本的石英礦物(也即 SiO_2 的含量)，最低的 SSH-2 層，高達 58.07%(表 14)。所以 TL 定年法對於本研究言，具有定年較準確和採樣容易的優點。協助本研究 TL 定年的測定單位，是北京中國科學院地震研究所。

本研究共取黑森林 SSH-1、SSH-3、SSH-4 和 369 山莊的 369-1 四個土層的土樣進行 TL 定年。黑森林 TL 樣本採集於距地面 70 公分、55 公分和 30 公分三處，369 山莊 TL 樣本採集距地面 70 公分處。定年結果顯示(表 6)，369 山莊剖面底層沉積物的年代為 44250 ± 3720 年前，相當於末次冰期早期之後的間冰期。依前述計算出的 632 年 1 公分沉積速率，本研究推估 369 山莊剖面底部的形成年代約 54.3kaBP~46.7kaBP，屬於末次冰期早期結束的年代。至於黑森林剖面的 TL 年代，依據表 6，分別為 18260 ± 1520 、 14280 ± 1130 與 10680 ± 840 年前，相當於末次冰期晚期。

表 8：雪山黑森林和 369 山莊沉積物 TL 定年結果

部 位	樣 品 編 號	土樣深度 (cm)	樣品土壤 特性	等 效 量 (Gy)	年 量 率 (Gy/a)	年 代 (千 年)
黑森林下	SSH-1	80	砂土	72 · 50	0 · 00397	18.26± 1.52
黑森林中	SSH-3	55	砂土	67 · 97	0 · 00476	14.28± 1.13
黑森林上	SSH-4	30	砂土	54 · 37	0 · 00509	10.68± 0.84
369 山莊下	369-1	70	砂土	138 · 95	0 · 00314	44.25± 3.72

(三) 粒度分析

粒度分析用於沉積物環境，能有效解釋和鑑別沉積環境和定性描述沉積的特性(劉耕年，1985)。而鄧養鑫(1982:39)也認為為：

採用粒度分析資料，對比沉積物的粒度分布特徵，可用以解釋搬運和沉積作用，並進而判別形成沉積物的自然地理環境。

基於此，本研究在雪山山區第四紀冰河作用的探討上，除冰蝕證據的論証外，也運用粒度分析法，解釋與論述沉積物可能的沉積環境。同時也對比四川螺髻山和陝西太白山的古冰河冰磧，橫斷山脈貢嘎山與雲南玉龍大雪山的現代冰河冰磧，以及江西廬山與甘肅武都的土石流堆積物等六地沉積物的粒度特性。主要目的，在於鑑別雪山黑森林與 369 山莊兩處疑是冰河作用形成的沉積物，是否確是冰河作用的產物。

1. 粒度組成

冰磧物的粒度組成以 20mm 以上最多，但是 20mm 以上的中、細粒顆粒卻是以砂和粉砂為主的，謝又予認為(1983:303)這些基質成分中：

砂(-1~4 Φ)的含量一般在 40%~80%，粉砂(4~8 Φ)占 20%~60%，黏土(<8 Φ)僅占 5%~20%，由此可見，冰磧物中細粒的基質是以砂和粉砂為主，而不是以泥為主。

在粒度重量百分比的曲線上，冰磧物中、細粒物質粒徑分布的最高峰多出現在 4 Φ ~5 Φ (Dreimanis, 1969); Slatt, 1971; Mills, 1977; 馬正海, 1980; 謝又予等; 1981、1983; 姚檀棟等, 1982; 鄧善鑫, 1982; 崔之久等, 1984)(見圖 5)。

由於粒度資料的實驗室分析一般是以粒徑 2mm 為上限(劉耕年, 1984)，如劉耕年(1984)《螺髻山冰川地貌》研究。螺髻山位於四川西昌以南約 10 公里處，緯度為 27° 50' 主峰高 4359 公尺。由於緯度上比雪山只高了兩度，主峰海拔高度也只高了 473 公尺，所以可用來對比雪山的冰河遺跡。其冰河地形如 U 型谷、冰磧等可低至 2500 公尺。由於定年結果可能屬於中更新世的里斯冰期的產物，若依此對比雪山，並無里斯冰期的年代可對比。但是玉木冰期也即末次冰期的早、晚期冰河遺跡，明顯分布在螺髻山 3400 公尺以上的山區。

本研究在黑森林與 369 山莊兩剖面所採 10 個樣本的砂、粉砂與黏土粒度組成上，砂的比例在 27.8%~71.2%之間，粉砂的比例在 18.7%~48.5%之間，黏土的比例在 9.3%~29.3%之間(表 9、10、11)。砂的含量以 369-4 層的 27.8%最低，其餘各層都接近或超過冰磧物含砂量占 40%~80%的標準。粉砂的含量上，以 SSH-4 層的 18.7%最低，369-5 層的 48.5%最高，相當符合冰磧物粉砂含量占 20%~60%的標準。黏土的含量上，除 SSH-1 的 29.3%及 369-4 層的 25.9%超出標準外，其餘各層都在冰磧物黏土含量占 5%~20%的標準以內。

螺髻山末次冰期的砂、粉砂與黏土的比例分別是 78.5%、15.2%、9.0%(表 12)。若與螺髻山對比，雪山山區兩剖面的 10 樣本中，SSH-4 和 SSH-5

兩層非常接近螺髻山冰磧物的粒度特性。然而表 12 是螺髻山 15 個樣本末次冰期冰磧的平均數，若以含砂量最低冰磧樣本的砂、粉砂與黏土比例 44.7%、37.2% 和 18.1% 來對比，雪山山區兩剖面的 10 樣本，只有 SSH-1 層和 369-4 層低於標準。這個結果與上一段套用謝又予的標準是一致的。

表 9：雪山黑森林剖面沉積物重量百分比累積分布

單位：百分比(%)

粒徑 (mm)	Φ	SSH-1	SSH-2	SSH-3	SSH-4	SSH-5
1	0	0	0	0	0	0
0.8	0.321928	2.8	4.1	3.2	17	4.8
0.5	1	8	13.8	9.7	31.7	14
0.35	1.514573	15	24.3	17	43.5	27
0.25	2	20.5	32.9	25.2	53	37.6
0.2	2.321928	25	39.4	31.2	58	45
0.15	2.736966	28.4	45.3	37	62.5	53.5
0.125	3	31.8	50	40.5	65.8	59
0.1	3.321928	33	53.3	43.8	67.6	63.2
0.063	3.988504	39.5	62	49.5	72	71.2
0.05	4.321928	42.4	67.5	53.4	76.5	77
0.032	4.965784	46.5	72	58.4	79.5	79.6
0.025	5.321928	49.4	74.7	61.5	81.2	81.7
0.02	5.643856	50.8	76.4	63.7	83	82.8
0.016	5.965784	54	78.2	65.8	84.2	84
0.01	6.643856	58.5	81.2	70	86.2	86.5
0.008	6.965784	61	83	73.2	87.8	87.6
0.005	7.643856	66.5	85.2	77.8	90	89.8
0.004	8	70.7	86.8	80.2	80.7	90.4
0.002	8.965784	79.2	88.8	85	92.2	91.6
0.001	9.965784	85.5	91.8	89.3	93	93.2
0.0005	10.96578	89.8	95	92.4	94.4	95
0		100	100	100	100	100

表 10：雪山 369 山莊剖面沉積物重量百分比累積分布

單位：百分比(%)

粒徑(mm)	Φ	369-1	369-2	369-3	369-4	369-5
1	0	0.9	0.2	1.2	0.6	0.6
0.8	0.321928	3.1	3.4	2.5	1.9	1.8
0.5	1	6.2	7	5	4	3
0.35	1.514573	10	8.8	9.2	6.1	5.5
0.25	2	13.7	12.9	11.5	8.5	7.5
0.2	2.321928	22.2	17.2	15.9	11.1	9.7
0.15	2.736966	27	22.5	20	13.8	12
0.125	3	31.2	26.8	24.1	16	14.1
0.1	3.321928	38.5	37	33	23.5	36
0.063	3.988504	42	43.7	37.4	27.8	39
0.05	4.321928	47	49.8	43.5	34.5	48.5
0.032	4.965784	50.2	54	47.8	39	54
0.025	5.321928	53.2	56.6	50	41.6	56.5
0.02	5.643856	55.6	58.7	53	44.3	59.8
0.016	5.965784	61	63.4	58.8	50.4	67
0.01	6.643856	63.6	66	61.5	53.6	69.8
0.008	6.965784	69.3	72	64.5	60	75.8
0.005	7.643856	79.8	82.2	79	71.5	86.2
0.004	8	82.3	84.1	81.3	74.1	87.5
0.002	8.965784	87.2	88	86	79.4	90
0.001	9.965784	93	90.8	91.2	85.7	93.6
0.0005	10.96578	100	100	100	100	100
0		100	100	100	100	100

表 11：黑森林與 369 山莊剖面各層沉積物砂、粉砂、黏土粒度組成
單位：百分比(%)

剖面名稱	砂(sand)	粉砂(silt)	黏土(clay)
SSH-1	39.5	31.2	29.3
SSH-2	62.0	24.8	13.2
SSH-3	49.5	30.7	19.8
SSH-4	72.0	18.7	9.3
SSH-5	71.2	19.2	9.6
369-1	42.0	40.3	17.7
369-2	43.7	40.4	15.9
369-3	37.4	43.9	18.7
369-4	27.8	46.3	25.9
369-5	39.0	48.5	12.5

表 12：螺髻山末次冰期冰磧物砂、粉砂、黏土粒度組成

粒度分級	砂(sand)	粉砂(silt)	黏土(clay)
百分比(%)	75.8	15.2	9.0

資料來源：劉耕年(1984)，〈螺髻山冰川地貌〉，北京大學地理學系碩士論文，頁 58。

再比較兩山區的粒度重量百分比曲線(頻率曲線)，螺髻山區屬於末次冰期的黑龍潭冰磧，其曲線出現 1Φ 、 $3\Phi\sim 4\Phi$ 與 $7\Phi\sim 8\Phi$ 三個峰(圖 10)。雪山山區的粒度重量百分比曲線則出現 1Φ 、 $2\Phi\sim 3\Phi$ 、 $3\Phi\sim 4\Phi$ 、 $4\Phi\sim 5\Phi$ 、 $7\Phi\sim 8\Phi$ 與 $10\Phi\sim 12\Phi$ 等 6 個峰(圖 11)，而 369 山莊 5 個剖面土樣的 $3\Phi\sim 4\Phi$ 與 $7\Phi\sim 8\Phi$ 兩峰，在百分比上非常接近螺髻山的數據。尤其是 369-5 層 $3\Phi\sim 4\Phi$ 的 21%，和 $7\Phi\sim 8\Phi$ 的 10%，幾乎與螺髻山第一曲線相同。

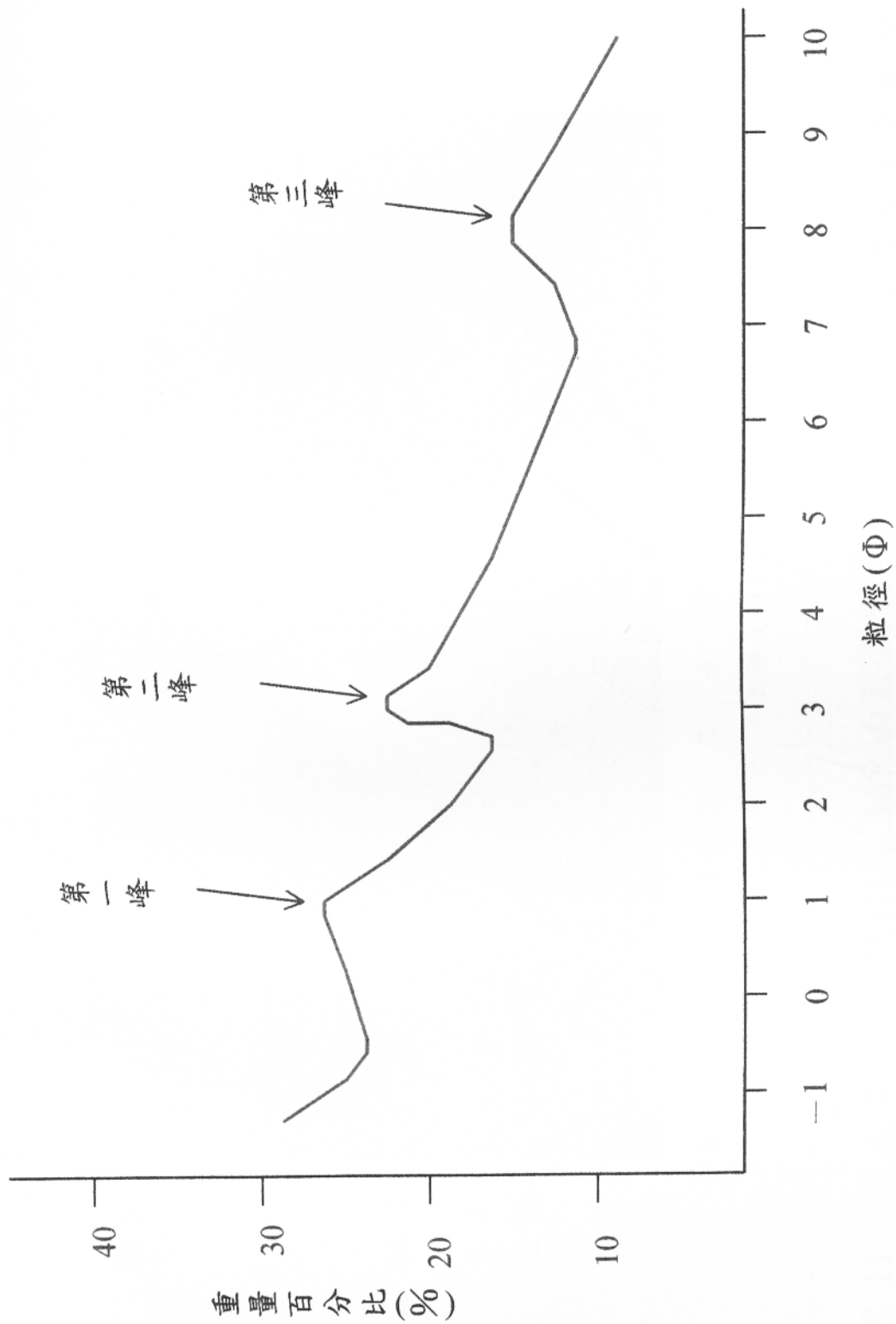


圖 10：螺髻山黑龍潭冰積物粒度重量百分比曲線(劉耕年，1984)

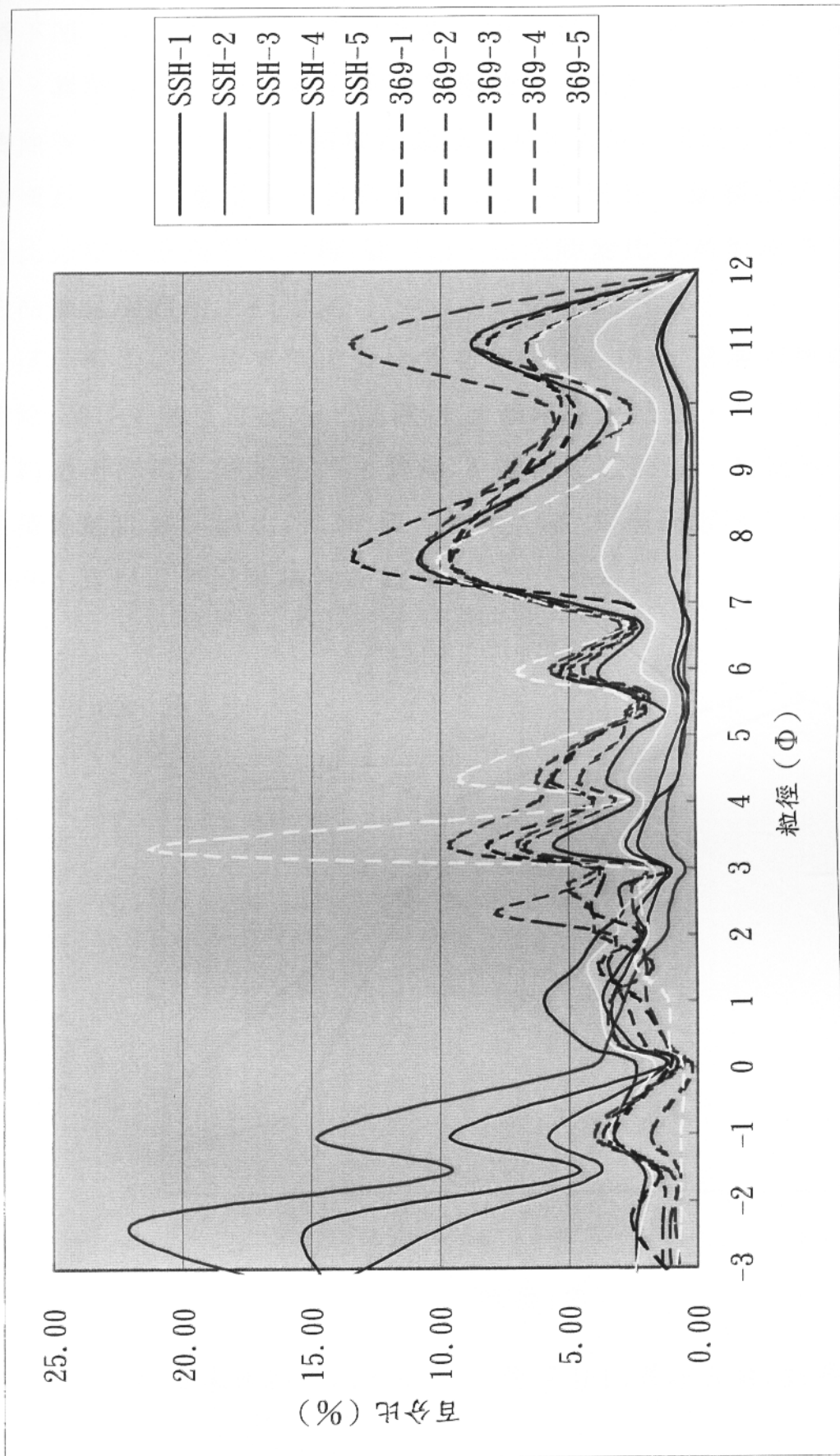


圖 11：雪山黑森林(SSH)與 369 山莊沉積物中、細碎屑粒度重量百分比分布曲線

粒徑 2mm 以下冰磧物的粒度重量累積百分比分布曲線，大致呈約略平滑下凹、直線至約略上凸的曲線。這是因為冰磧的粒度分布原本以粗粒為主，累積曲線上升快速，呈現明顯的上凸形狀。一旦粒徑 2mm 以上顆粒去除後，上凸形狀拉平略成凸起狀、或成直線、或成下凹狀，這需視砂、粉砂與黏土的含量而定。依劉耕年(1984)的研究，螺髻山冰磧的重量累積百分比分布曲線幾乎呈直線(圖 12)。他同時對比了河流堆積物的曲線，河積的曲線呈明顯的上凸形。

至於雪山的重量累積百分比分布曲線(圖 13)，呈現兩種類型。黑森林剖面除 SSH-1 層呈直線外，其餘 4 層都略呈上凸形。而 369 剖面除 369-5 層呈約略下凹再約略上凸外，其餘 4 層都接近直線。對比圖 12 冰磧與河流堆積物的曲線，雪山的 10 個樣本中，有 9 層接近冰河堆積的特徵，只有 369-5 層接近河流堆積物的特徵。

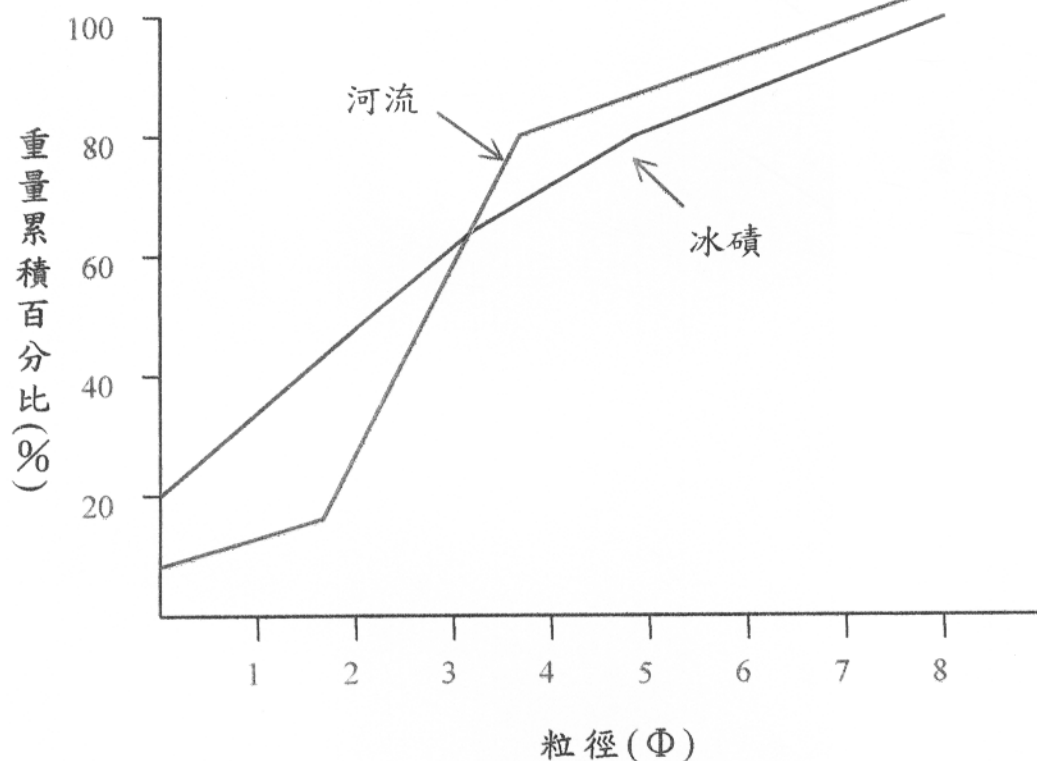


圖 12：螺髻山冰磧和河積物粒度重量百分比累積曲線(劉耕年，1984)

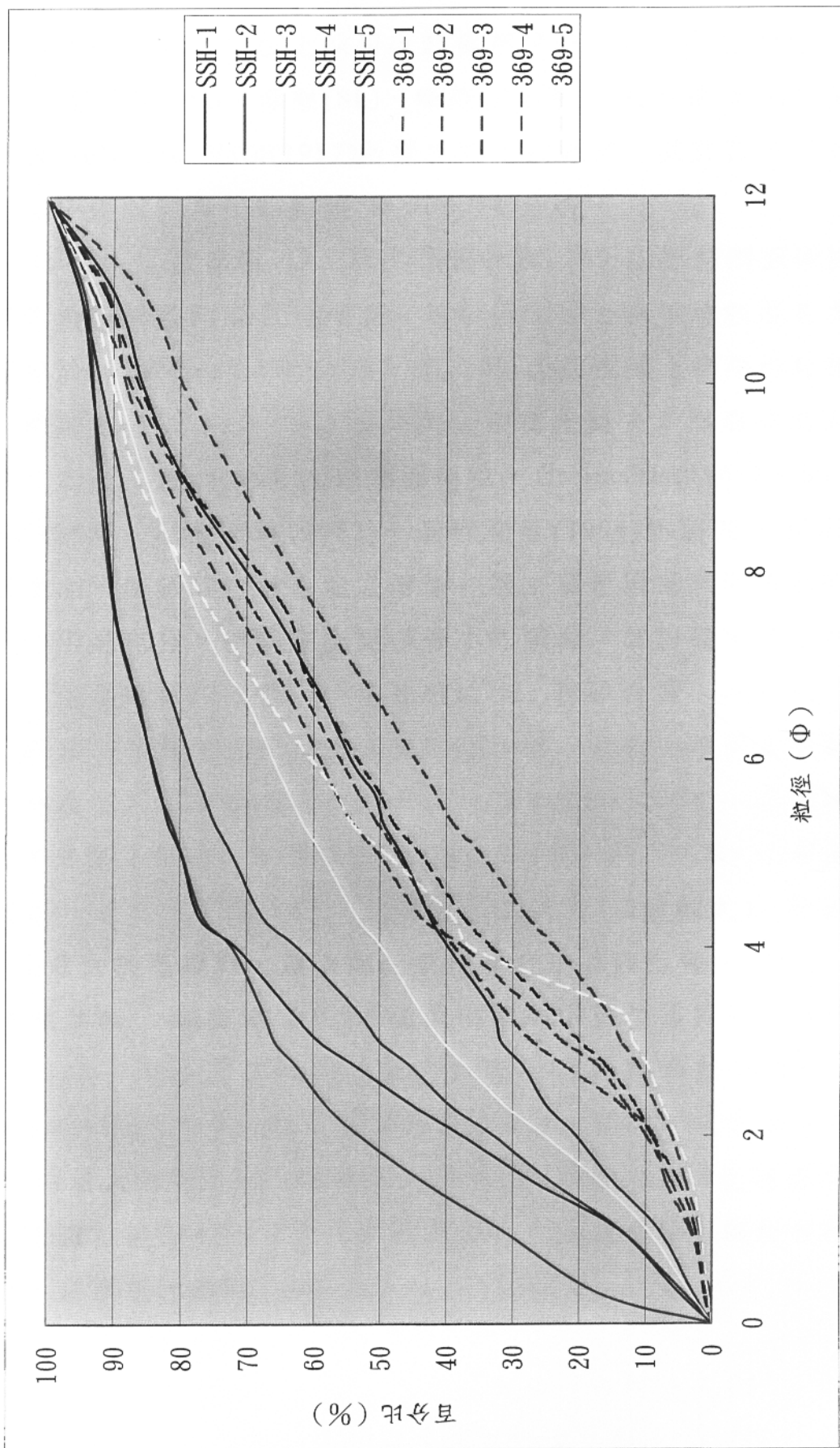


圖 13：雪山黑森林(SSH)與 369 山莊沉積物粒度重量百分比累積分布曲線

2. 粒度統計參數分析

本研究在粒度分析上採用統計參數計有：平均粒徑(Mz)、中值粒徑(Md Φ)、淘選係數(σ_1)、偏態(Sk)、峰態(Kg)等 5 種。這 5 個粒度分析參數，是根據 Folk and Ward(1957)所提出的公式計算。其計算方式前述已詳細說明。以下僅就計算出的數值(表 13、14)分析。

(1)平均粒徑 依據表 13，雪山黑森林與 369 山莊兩剖面所採 10 個樣本的平均粒徑，明顯區分成兩群。黑森林剖面土樣平均粒徑皆在 1 Φ 以下，範圍界於 0.26 Φ ~ 0.45 Φ 之間。而 369 山莊剖面土樣平均粒徑則都大於 5 Φ ，範圍界於 5.10 Φ ~ 6.87 Φ 之間。這種差異表示黑森林剖面沉積物的組成顆粒大小，遠較 369 山莊剖面粗粒。Dreimanis(1969)、Sugden(1976)劉耕年(1985)、姚檀棟等(1982)、李吉均等(1996)的研究，都認為冰河搬運距離增加，粉砂的含量也隨之增加。這主要是因為冰河移動的越遠，冰河磨蝕作用越充分，能研磨出更多細小的顆粒，如粉砂。這也就是說下游或離冰河源頭越遠的冰碛，平均粒徑越小，粉砂含量也越高。

如果這兩個雪山剖面的沉積物是冰碛，369 山莊剖面距離冰河源頭較黑森林遠了許多，依上述學者研究的結果推論，369 山莊剖面沉積物平均粒徑的 Φ 值必定遠大於黑森林。查証表 13 與表 9，369 山莊剖面沉積物平均粒徑，的確比黑森林的平均粒徑小了許多(Φ 值較大)；粉砂含量上也是 369 山莊大於黑森林。這兩個結果相當合乎冰碛特性。

(2)中值粒徑 依據表 13，雪山兩剖面的中值粒徑界於 1.85 Φ ~ 6.60 Φ 之間，這指示兩剖面沉積物的粒徑分布，大都屬於粉砂級(> 4 Φ)，只有 SSH-2、SSH-5 和 369-2 屬於細砂級(2 Φ ~ 4 Φ)，而 SSH-4 屬中砂級(< 2 Φ)。依前人研究，冰碛物的粒徑分布在 4 Φ ~ 5 Φ 間出現最高峰，這也約略是中值粒徑分布的區間。依此研判，雪山兩剖面沉積物在中值粒徑的分布上，是接近冰碛特性的。

表 13：黑森林與 369 山莊剖面各層沉積物粒度統計參數資料

樣本名稱	平均粒徑 (Mz)	中值粒徑 (Md Φ)	淘選係數 (σ_1)	偏態 (Sk)	峰態 (Kg)
SSH-1	0.45	5.78	3.68	0.01	0.72
SSH-2	0.33	3.00	3.14	0.45	1.13
SSH-3	0.41	4.03	3.47	0.32	0.84
SSH-4	0.33	1.85	3.15	0.58	1.28
SSH-5	0.26	2.57	2.83	0.49	1.40
369-1	5.76	5.30	3.28	0.20	0.75
369-2	5.10	3.41	3.03	0.77	0.76
369-3	6.02	5.64	3.18	0.19	0.75
369-4	6.87	6.60	3.34	0.06	0.76
369-5	5.71	5.06	2.94	0.26	1.12

(3)淘選係數 崔之久(1998)分析中國西部天山山區冰磧的結果，得到 σ_1 在 $2\Phi \sim 4\Phi$ 之間。而姚檀棟、李吉均(1992)廬山地區研究認為山谷冰河 (valley glacier)冰磧的 σ_1 ，通常在 3Φ 以上，大陸冰河(continental glacier)因淘選較山谷冰河好，所以 σ_1 較低些，其值在 2Φ 以下。徐馨等(1992)的研究認為，冰河沉積物的淘選非常差， σ_1 應在 5Φ 以上。劉耕年(1985)在分析四川羅髻山冰磧物時，得到 σ_1 在 $1.688\Phi \sim 4.211\Phi$ 的數值。綜合以上的研究，冰磧物的 σ_1 大致在 2Φ 以上。

依據表 13，雪山兩剖面沉積物的淘選係數界於 $2.83\Phi \sim 3.68\Phi$ 之間，全都在 2Φ 以上，全都符合冰磧淘選系數需大於 2Φ 的標準。如果將標準

訂成 3Φ ，雪山兩剖面沉積物只有 SSH-5 和 369-5 兩層低於標準，其餘各層皆在 $3\Phi \sim 4\Phi$ 之間。雖然 SSH-5 和 369-5 兩層低於標準，但是兩層的淘選係數分別是 2.83Φ 和 2.94Φ ，非常接近 3Φ 的標準。依徐馨等(1992)的淘選係數分級表(見表 5)，雪山兩剖面的淘選係數全都屬於淘選差的一級(表 14)。

對比類似台灣高山環境的螺髻山，其淘選係數範圍較雪山的寬廣，這是因為螺髻山共發現三次冰期的冰磧物，早先兩期的冰磧物可能受到之後間冰期冰水的搬運(劉耕年，1985)，以致於某些較老冰期的冰磧物，其淘選係數會低於 2Φ 。然而台灣的高山區，目前只知發生過末次冰期，若發生冰河作用，只可能是小冰模的冰斗冰河(施雅風，1998；崔之久等，1997)。所以雪山兩剖面的沉積物若是冰磧，其分布位置必定離冰河源頭不遠，受冰水搬運距離較短，淘選係數較不會出現偏低和寬廣的範圍。

表 14：黑森林與 369 山莊剖面各層沉積物粒度統計參數分級

樣本名稱	淘選係數(σ_1)	偏態(Sk)	峰態(Kg)
SSH-1	差	對稱	寬
SSH-2	差	非常正偏	窄
SSH-3	差	非常正偏	寬
SSH-4	差	非常正偏	窄
SSH-5	差	非常正偏	窄
369-1	差	正偏	寬
369-2	差	非常正偏	寬
369-3	差	正偏	寬
369-4	差	對稱	寬
369-5	差	正偏	窄

較老冰磧物，則會因冰水的搬運，造成淘選係數較低的現象。本研究依此論點對比雪山的沉積物。由雪山兩剖的位置及定年資料研判，369 山莊剖面沉積物若是冰磧的話，應該比黑森林的年代老。如果末次冰期發生冰河作用，以 369 山莊的高度研判，其沉積物應是末次冰期早期的冰磧。受末次冰期早期之後的間冰期和晚期時冰水的作用，淘選係數應小於黑森林。查証表 13 的數據，369 山莊剖面的 369-1、369-2、369-3 皆大於黑森林的 SSH-1、SSH-2、SSH-3，而 369-4 與 369-5 略小於 SSH-4 與 SSH-5，但整體淘選係數的平均數，369 山莊的 3.25Φ 大於黑森林的 3.15Φ 。基本上，這相當符合較老冰磧淘選係數應較小的論點。

綜合上述，雪山兩剖面的淘選係數和分級，全都符合冰磧的標準。

(4) 偏態 冰磧的偏態值在零左右，以及從稍正偏到負偏都有(徐馨等，1992)。依表 6 的偏態分級，冰磧的偏態值界於 $-0.3\Phi \sim 0.3\Phi$ 之間。螺髻山的古冰磧偏態值界於 $-0.351\Phi \sim 0.436\Phi$ 之間(劉耕年，1985)，橫斷山脈貢巴冰河現代冰磧的偏態值界於 $0.09\Phi \sim 0.35\Phi$ 之間(李吉均等，1996)。這些數據都與徐馨等學者所訂的標準差異不大。但是李吉均(1982)又依據 Mills(1977)的研究，認為山谷冰河冰磧的偏態值界於 $0.36\Phi \sim 0.78\Phi$ 之間，這個數值與楊逸疇等(1996)進行喜馬拉雅山最東段最高山的南迦巴瓦峰現代冰河冰磧研究，所得到偏態界於 $0.31\Phi \sim 0.76\Phi$ 的數值，相當一致。

依據表 13 的數據，雪山兩剖面的偏態值界於 $0.01\Phi \sim 0.77\Phi$ ，雖然不在螺髻山與橫斷山脈冰磧偏態值的標準內，卻符合 Mills 與楊逸疇等學者的標準。若依徐馨(1992)的偏態分級，雪山兩剖面的偏態值，SSH-1、369-4 兩層屬於對稱分布，369-1 與 369-3 兩層屬於稍正偏，其餘各層屬非常正偏。

(5) 峰態 冰磧的峰態一般是寬峰態，也就是依徐馨等(1992)的分級，冰磧的峰態值需小於 0.90Φ (見表 7)。螺髻山古冰磧的峰態值界於 $0.67\Phi \sim 1.81\Phi$ 之間，橫斷山脈貢巴冰河冰磧的峰態值界於 $0.82\Phi \sim 1.27\Phi$ 之間，喜馬拉雅山東段南迦巴瓦峰冰磧的峰態值界於 $0.72\Phi \sim 2.30\Phi$ 之間。這些數值大都高於徐馨等學者所訂的標準。原因是這些山區的冰磧受到冰水的

搬運，使得冰磧的淘選程度變得較好，造成峰態由寬轉至窄。

依據表 13 的數據，雪山兩剖面的峰態值界於 $0.72\Phi \sim 1.41\Phi$ 之間，雖然部分剖面土樣高於徐馨等學者 0.90Φ 的標準，但全符合螺髻山、橫斷山脈與南迦巴瓦峰等區冰磧的標準。所以由峰態值研判，雪山兩剖面的沉積物，相當接近冰磧的峰態特性。

(三)化學分析

沉積物化學成分的分析，也能反映氣候環境的變遷，通常也運用來作為鑑別沉積物的沉積環境，和古氣候變遷的指標之一。不過崔之久等(1989、1998)卻認為，沉積物的化學分析以及生物上的証據，鑑別程度不如物理方面的解釋，如粒度分析。雖然沉積物化學分析的鑑別度不如粒度分析，但本研究仍嘗試由雪山兩剖面所採樣本的化學成分，解釋其可能反映的氣候或沉積環境。

由於本研究所採樣本化學成分資料非常不足，所以只採用 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 和 $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 的比值，分析可能的沉積環境。一般而言，冰磧物通常分布於寒冷的氣候區，化學風化極弱，所以反映潮溼氣候的矽鋁或鐵的氧化物，如 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 等，含量低。相對的，分布於潮溼氣候區， SiO_2 的含量高。換句話說在潮溼氣候下，化學風化快速，沉積物中含大量的 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 (謝又予等，1981、1983)。所以謝又予等(1981、1983)、崔之九等(1984、78、87)、周尙哲(1992)、朱誠等(民 83)、馮兆東(1996)、楊逸疇(1996)等等的第四紀冰河研究，都對沉積物 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 的含量進行分析。他們都認為 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 的比值要大於 2，而謝又予(1984)依據天山烏魯木齊河源區冰磧物 SiO_2 與 Al_2O_3 的含量，更認為要在 4~6 之間，而 $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 的比值則要大於 2。

根據表 14 的數據，雪山兩剖面 10 個樣本的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值全都在大於 4，黑森林的 5 個樣本全在 4~6 的標準之內。369 山莊的樣本，除 369-1

層外，全都大於 6，甚至 369-3 層更高達 9.33。至於 $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 的比值界於 2.13~7.18 之間，SSH-3 的 2.12 最低，369-2 的 7.18 最高，都大於 2 的標準。螺髻山的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值為 2.74(崔之久等，1989)，雲南玉龍大雪山的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值為 2~3 之間(謝又予等，1989)，藏東南迦巴瓦峰的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值為 3.97(楊逸疇，1996)。這些山區冰磧物的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值都大於 2，但小於 4。在非冰磧物的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值上，一般是較小的。例如廬山”泥礫”的研究上，謝又予等(1981、1983)依據周尙哲的分析，得到”泥礫”的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值為 2.36 和 1.87。謝又予認為這個值偏低，其原因主要是廬山在末次冰期時，氣候環境是溼熱的，造成化學風化快速，使得 Al_2O_3 的含量偏高所致。

由於沉積物中的化學成分與母岩有著密切的關係，所以由沉積物的化學成分往往可以推估沉積物源區的母岩類型，尤其是化學風化緩慢的寒冷氣候區。依劉桓吉(1996)、張徽正等(1997)的研究，雪山兩剖面沉積物供應區的岩性，是以白冷層下部青山段的石英砂岩為主。依崔之久等(民 88)的研究，雪山 2 號圈谷的石英碎塊礦物成分主要以石英、長石為主，膠結物質也是石英為主，所以岩性上相當堅硬。這說明了雪山兩剖面沉積物供應區含高量的石英礦物，所以化學成分上的石英含量，也必定偏高。這個現象極可能造成 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 的比值偏高。

依據表 15，雪山兩剖面 10 樣本化學成分的石英含量界於 58.07%~82.40% 之間，相較於螺髻山的 32.51%~50.49% 高出許多。玉龍大雪山因岩性以石灰岩為主，所以冰磧物 SiO_2 的含量多在 10% 以下。由此可見，雪山兩剖面沉積物化學成分中的石英含量偏高，極可能與供應區的岩性是石英砂岩密切相關。但這是否會影響 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 與 $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 的比值，並無研究與以論証。因此，在不考量沉積物供應區岩性的影響之下，雪山兩剖面沉積物化學方面的特性，是接近冰磧的。

表 15：黑森林與 369 山莊剖面化學成分分析表

樣本名稱	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$
SSH-1	70.71	12.84	4.80	5.43	4.01
SSH-2	58.07	13.39	9.17	4.34	2.57
SSH-3	58.85	13.80	9.16	4.27	2.12
SSH-4	65.85	12.83	6.69	5.13	3.37
SSH-5	65.11	12.74	7.11	5.11	3.28
369-1	70.36	12.60	7.67	5.58	3.47
369-2	82.40	9.99	1.49	8.25	7.18
369-3	81.44	8.73	3.17	9.33	6.85
369-4	74.24	11.98	3.69	6.20	4.74
369-5	69.49	11.44	3.16	6.07	4.76

五、雪山西稜的地貌初步分析

由雪山主峰至大雪山的雪山西稜上，本研究依據地貌調查，發現許多具有冰坎和冰磧的窪地，鑑別出 6 個冰斗、1 個冰盆、1 個雪蝕斗和 1 個原因不明的圓弧狀谷地等的 9 個圈谷(圖 14-1、14-2、14-3)，以及判別出中翠池和下翠池是冰斗湖(cirque lake)。本研究還發現自博可爾山至火石山的南側坡面，分布著多處以石英砂岩碎塊為主的石流坡，明顯的指示出現代高山冰緣環境。

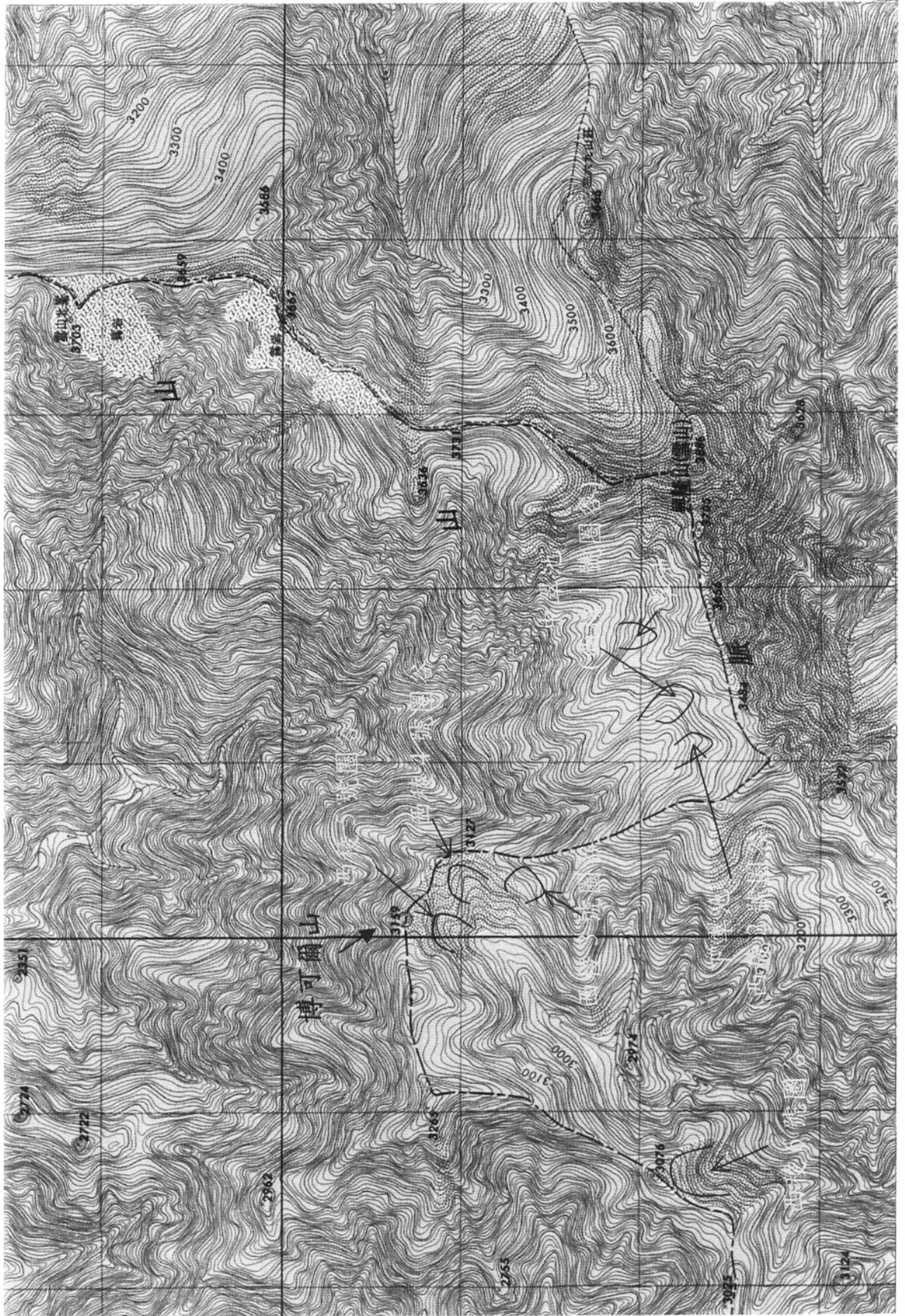


圖 14-1：博可爾山等高線地形圖與圈谷分布

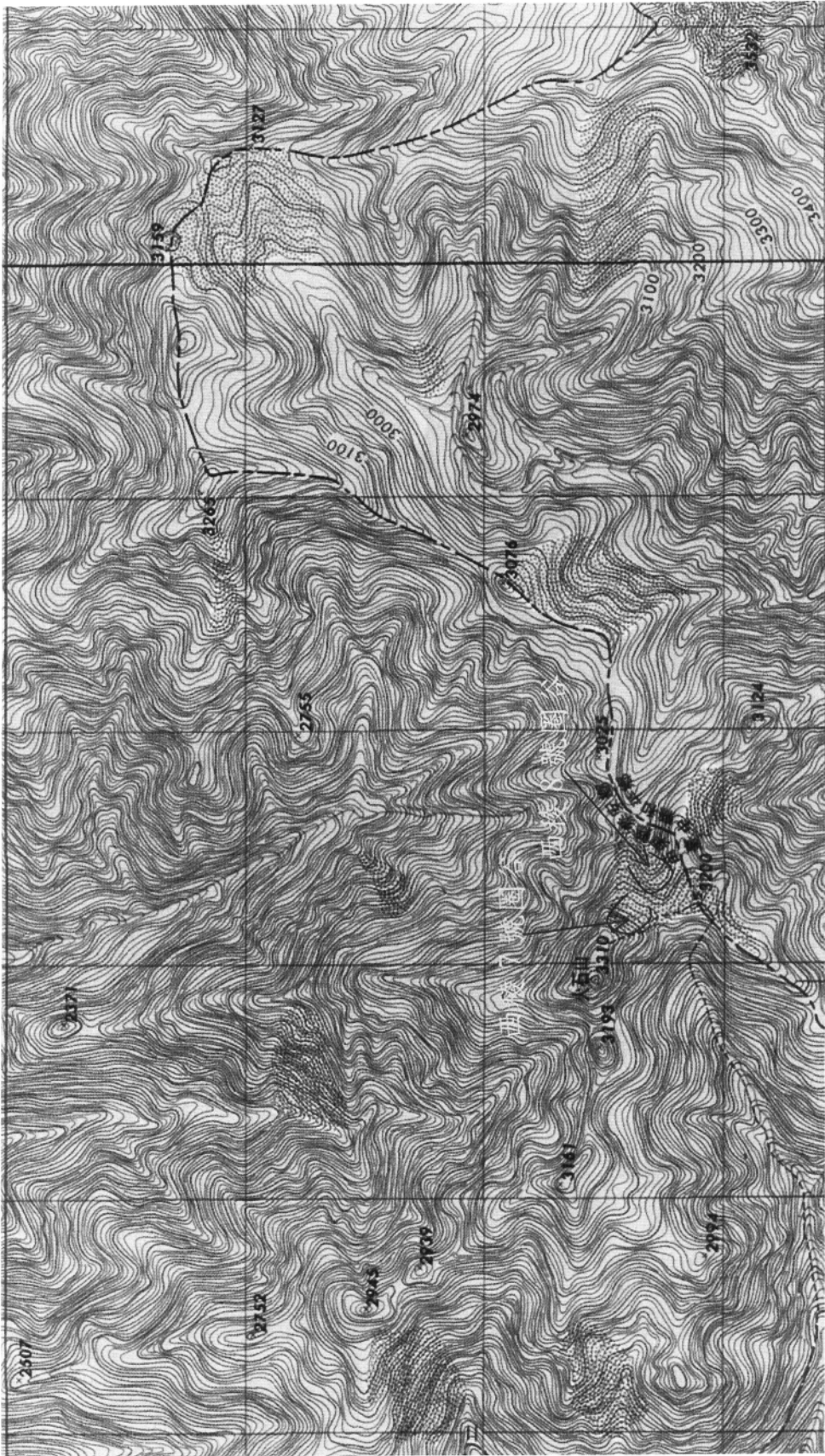


圖 14-2：火石山等高線地形圖與圈谷分布

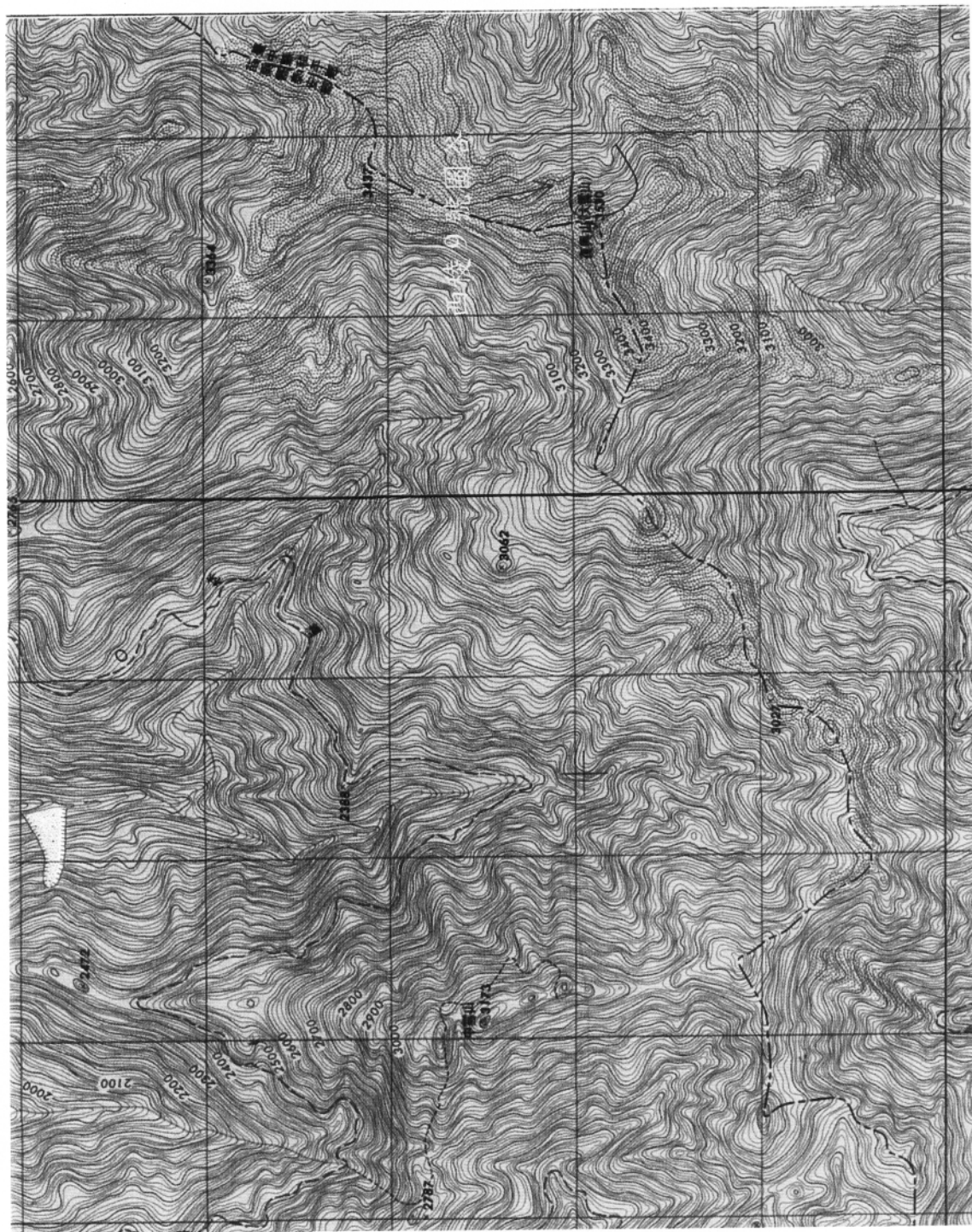


圖 14-3：大雪山等高線地形圖與圈谷分布

(一)中翠池與下翠池

(1)中翠池(西稜 1 號圈谷)

中翠池位於翠池西南西方約 500 公尺處，海拔標高約 3420 公尺。呈長橢圓形，長約 200 公尺，寬約 50 公尺。因池區大都乾涸，只剩池底東側直徑約 1 公尺、深於 50 公分的小水池。由附近分布多處動物排遺研判，這一小塊水池是這些動物的水源地，極可能終年不涸。而下翠池絕大部分乾涸的池底長滿冷杉、玉山圓柏和玉山箭竹，所以難以由航空照片研判中翠池的位置，以及其呈圓弧凹窪的地貌特徵(圖 15)。中翠池與其下方的下翠池間，隔著一條明顯的丘狀壟，往火石山與大雪山的登山步道由這個壟上通過。依據現場的觀測，該壟與池底的相對高差約 10 公尺，組成物質上是由石英砂岩所為主的岩坎，符合冰坎的特性，所以下翠池極可能是個冰斗。而由其只剩一小塊終年不乾涸水池的事實研判，中翠池自一萬年前進入全新世(Holocene)的暖期後，應是個規模相當大的冰斗湖。

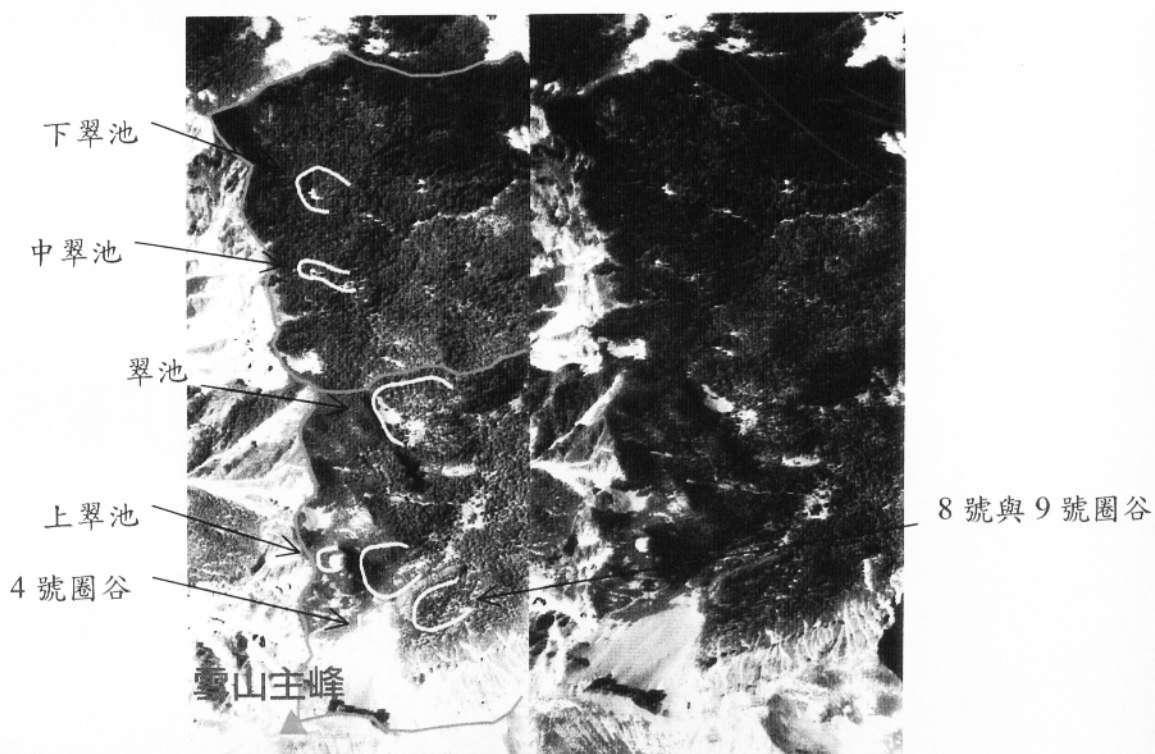


圖 15：中翠池與下翠池航照立體像對

(2)下翠池

位於中翠池西方 200 公尺的玉山圓柏林內(圖 15)，海拔標高約 3350 公尺。下翠池呈橢圓形，池口朝北，長約 35 公尺、寬約 16 公尺、深約 2 公尺，池口有一平行長軸的丘狀壟，長約 50 公尺(照片 6)。下翠池終年不涸，是雪山西稜縱走登山活動的重要水源與宿營地。由於位置偏遠，受人為的破壞少，所以池周圍的玉山圓柏與冷杉非常茂密，胸徑大都比翠池大，所以在這些古木參天的林木遮掩之下，不容易在航空照片判識上發現其分布位置。依據現場的勘察，下翠池的丘狀壟在岩性上與中翠池相同，都是以石英砂岩為主的基岩，本研究研判為冰坎，所以下翠池應是個冰斗湖。

(3)西稜 3、4、5、6 號圈谷

雪山西稜 3、4、5 號圈谷位於博可爾山東南側的坡面上，這三個圈谷也即是大甲溪支流志樂溪的源頭(圖 14-1)，谷底的海拔標高皆約 3000 公尺。西稜 3、4、5 號圈谷緊緊相鄰(照片 7)，圈谷與圈之間皆以高約 10 公尺的丘狀壟區隔，這些丘狀壟沿伸至谷底，出露冰後期流水切割的露頭，出露較雜亂無章的堆積物(照片 8)。依此研判，谷底的露頭極可能是側冰積，所以本研究初步研判這三個圈谷應是冰斗。但是無採樣定年，所以不清楚其年代是否與雪山 1 號圈谷內黑森林剖面和 369 山莊剖面的年代可進行對比。目前這三個圈谷內積滿石英砂岩碎屑，屬於冰後期冰緣環境下由寒凍風化(frost weathering)崩裂的石流坡。西稜 6 號圈谷位於博可爾山與火石山的中間，約略在博可爾山西南方兩公里處雪山西稜的側坡面上(圖 14-1)。谷朝東南，谷內布滿寒凍風化的石英砂岩碎石塊，谷底與四周谷坡無明顯的丘狀壟。這些地貌特徵指示出西稜 6 號圈谷，極可能屬於冰緣地貌的雪蝕斗。

(4)西稜 7、8 號圈谷

西稜 7、8 號圈谷位於火石山東側坡面上，兩個圈谷上下相鄰，位於上方的是 7 號圈谷，下方為 8 號圈谷(圖 14-2)。西稜 7 號圈谷海拔標高約 3150 公尺，長約 200 公尺、寬約 60 公尺、深約 150 公尺，谷口朝東南，谷底平緩，最前端的丘狀壟高約 1 公尺，是個石英砂岩的冰坎(照片 9)，坎的前端是個淺淺的窪地，這些地貌特徵指示西稜 7 號圈谷極可能是個冰斗。西稜 7 號圈谷底的冰坎下方，是個規模較小的 U 字形窪地，即西稜 8 號圈谷(照片 10)，長約 50 公尺、寬約 30 公尺、深約 15 公尺，谷口朝東北。西稜 8 號圈谷應屬冰河作用所挖蝕的冰盆地形。

本研究的調查發現，西稜 8 號圈谷的谷口是一片濃密的冷杉林和箭竹林，不易穿越。林內坡面布滿石英砂岩碎石塊，應屬於末次冰期之後寒凍風化的產物。又由於這些碎石堆積在西稜 8 號圈谷下方的谷內，地形類型上屬於冰緣環境的石河(rock stream)地貌。西稜 8 號圈谷谷口的冷杉林成了冰河與冰緣作用的界線。

(5)西稜 9 號圈谷

西稜 9 號圈谷位於大雪山東側坡面上，谷口朝向東北，長約 300 公尺、寬約 250 公尺，深約 200 公尺。由於去年 921 地震造成通往大雪山的 230 林道多處坍方，交通中斷至今，以及由火石山至大雪山的登山步道的玉山箭竹過於濃密，通過困難，所以本研究未至西稜 9 號圈谷處進行現場調查，僅能由航照上判識其成因。依據圖 16 的航照立體像對的判識，西稜 9 號圈谷呈現出窪地的特性，但是起伏不大，坡面上布滿玉山箭竹草坡，谷底判識不出是否有明顯起伏的丘狀壟或冰坎。所以只能依據其圓弧的外貌特徵，初步研判為一高山圈谷地形，但是屬於冰蝕的冰斗或是冰緣環境的雪蝕斗，需要進一步的現場調查，才能確知。

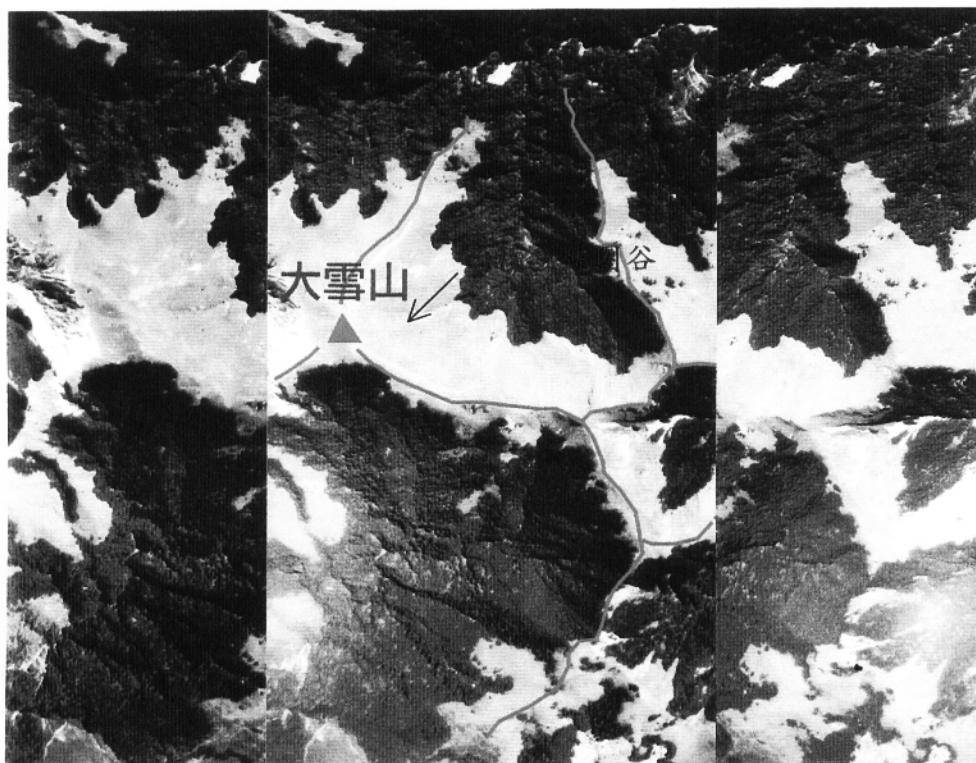


圖 16：大雪山航照立體像對

六、討論與結論

(一) 討論

1. 冰坎

冰坎是指示冰河作用最有力的証據。本研究區在中翠池(西稜1號圈谷)、下翠池(西稜2號圈谷)、博可爾山東南坡的三個圈谷(西稜3、4、5號圈谷)以及火石山東側坡的西稜7號圈谷等六個圈谷，都發現冰坎，依此研判為冰斗。這些圈谷的冰坎下，都出露落差極大的岩崖，充分顯示這些坎就是基岩構成的岩丘，非鹿野忠雄所稱的端冰磧。端冰磧是冰磧地貌，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。

由冰河谷的縱剖面觀察，Nye(1952)、Embleton et al (1975)、Sugden et al (1976)、崔之久等(1998)都認為典型的冰河谷縱剖面是冰坎與冰盆交替出現的(圖17)。在本研究區內，在火石山下的西稜7號與8號圈谷具有此種階梯狀的地貌特性，所以火石山下的7號圈谷是冰斗，而8號圈谷是冰盆，地貌證據相當明確。

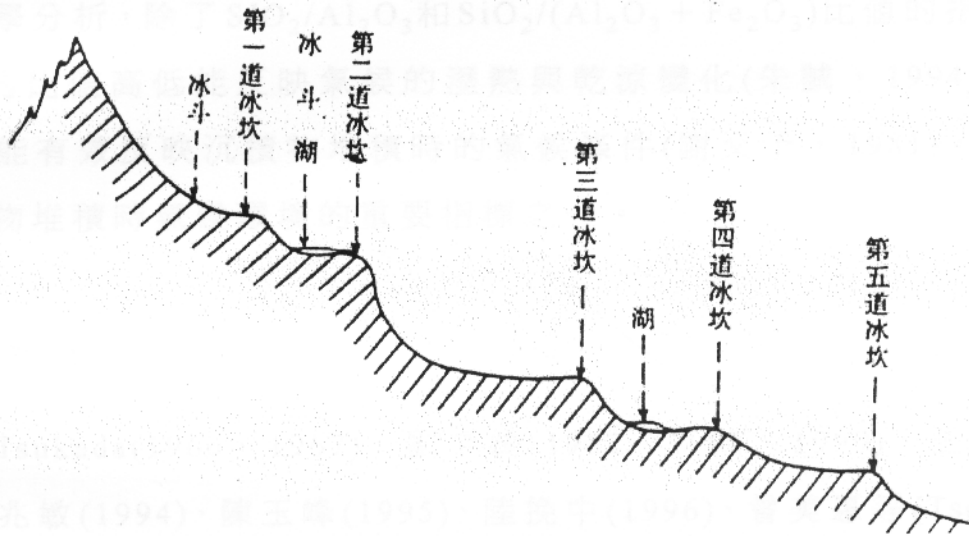


圖17：典型冰河谷縱剖面圖(崔之久等，1998:182)

2. 沉積物分析

在粒度分析上，雪山兩剖面沉積物不論是砂、粉砂、黏土的粒度組成，重量百分比分布曲線，重量累積百分比分布曲線，或是平均粒徑、中值粒徑、淘選係數、偏態、峰態等的粒度統計參數，都指示冰磧的特性。

然而崔之久等(1998)認為，冰磧物的物理特性分析上，只有粒度分析是不夠的。因為許多土石流、冰水的堆積物，其粒度特性與冰磧極類似。所以還需要鑑別度更高的方法，如沉積的組構、石英砂的微結構特徵等。但是崔之久等(1998)也認為，冰磧的鑑別仍就需要進行粒度分析，但如能再輔以沉積物組構、沉積結構、石英砂微結構特徵等多項鑑別度高的分析方式，

能有效區分出許多類似冰磧特性的堆積物，如土石流、冰水等作用的沉積物。

化學分析上，雖然雪山兩剖面沉積物非常類似冰磧的特性。但是若考慮母岩對化學成分的影響時，由於雪山兩剖面沉積物供應區的岩性以石英砂岩為主，所以沉積物中 SiO_2 的含量必然很高， $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 和 $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 的比值也隨之偏高。沉積物化學分析的鑑別度不如物理分析(崔之久等，1998)，但是仍能反映某些沉積環境特性和古氣候變遷。所以在運用時，仍需遵循多指標綜合分析的原則(崔之久等，1998)。這也就是說沉積物的化學分析，除了 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 和 $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 比值的指標外， Fe^{3+} 與 Fe^{2+} 的比值高低能反映氣候的溼熱與乾涼變化(朱誠，1994)，黏土礦物成分也能有效反映沉積物堆積時的氣候條件(謝又予，1981)，這些都是判斷沉積物堆積時氣候環境的重要指標之一。

3. 冰期的對比

依據Tsukada(1966、1967)、劉平妹(1982、1996、1999)、王鑫(1987、1988)、郭兆敏(1994)、陳玉峰(1995)、陸挽中(1996)、曾美惠等(Tseng et al, 1997)、王鑫等(1998、1999)、楊建夫(1998、1999)、崔之久等(1999)、Huang, C.Y. and P.M Liew et al (1997)等的研究，可以確知台灣在末次冰期時發生過大規模溫降的現象。然而Tsukada、劉平妹根據花粉分析所重建的古氣候環境，更認為台灣在末次冰期時極可能發生早期與晚期的兩次冰期，而且早期的溫降幅度大於晚期。崔之久等(1999、2000; Cui et al, 2000)則依據冰磧與冰蝕的分布與TL定年結果，更進一步指出雪山山區應發生雪山冰階(Xueshan Glacial Stage)、水源冰階(Shiuyuan Glacial Stage)與山莊冰階(Shanzhuang Glacial Stage)三個冰期(表16)。

對比台灣鄰近的日本高山和中國大陸東部點蒼山、太白山與螺髻山，以及緯度大致與台灣相同的夏威夷高山的冰期劃分(表16)。這些高山區在末次冰期都發生過早、晚兩次冰期，年代上也大體一致。趙維城、萬曄(1992)依據前人的研究及現場地貌考察所觀察到的冰河遺跡分布，認為位於橫斷

山脈最東側的雲南大理點蒼山，至少發生過兩次冰期。陳欽巒等(1997)曾取點蒼山區

古冰斗底的沉積物作了電子自旋共振法(ESR)測年，海拔3850m雙塘子冰斗形成於16kaBP，相當於末次冰期晚期冰盛期，他們稱之為大理冰期II⁷；海拔3600m的雲弄峰冰斗形成時代為57.6kaBP，屬於末次冰期早期，即大理冰期I。

(鄭本興，2000:57)

鄭本興(2000)對比橫斷山脈第四紀冰期時，引用了陳欽巒等所劃分的大理冰期。

依據何元慶(1984)的研究，太白山區在末次冰期發生過兩次較大的冰河作用，晚期為25~10kaBP年前的三清池—二爺海冰階段，相當於施雅風所稱的太白冰期I；早期為60~40kaBP的八仙台—跑馬梁階段，相當於施雅風(Shi, 1988)所稱的太白冰期II。不過何元慶對於太白山冰期的確認上，不是由該山區沉積物的定年資料來論定，而是由鄰近西安地區鈷孔剖面花粉分析所重建的古氣候環境(陳承惠、林紹孟，1982)，以及對比日本北海道Hidaka山脈古冰河遺跡分布區和中國西部天山中段烏魯木齊河源現代冰河處，兩者於末次冰期所發生的冰河作用階段，推估出太白山可能發生冰河作用的年代。

四川螺髻山區冰期確認的方法上，與太白山類似，都沒有該區沉積物或冰磧絕對年代的測定資料。仍是依冰蝕與冰磧遺跡的分布高度，對比中國東、西部各高山區末次冰期的劃分，由之推斷螺髻山區可能發生的冰期。依據崔之久等(1986)的研究，螺髻山在晚更新世只發生過一次冰河作用，稱為「較新冰川作用」，而該冰河作用的時代，命名為大海子冰期，相當於歐洲的玉木冰期。然而劉耕年(1985)的研究卻認為「較新冰川作用」分成兩個地形作用階段，較早的階段命名為黑龍潭冰期，相當於玉木早期，也即末次冰期早期；較晚的階段命名為打打九古冰期，相當於玉木晚期，也即末次冰期晚期。

表 16：雪山與亞洲東部鄰近地區上次冰期劃分對比

地質時代	雪山		點蒼山		太白山	
	冰期名稱	年代/kaBP	冰期名稱	年代/kaBP	冰期名稱	年代/kaBP
晚更新世晚期	1. 雪山冰階 (Xueshan Glacial Stage)	10.68± 0.84	大理冰期 I ²	16	1. 三清池—二爺海冰階(何)	25~10
	2. 黑森林冰期(晚期)				2. 太白冰期 I (Shi、李)	
	1. 水源冰階 (Shiuyuan Glacial Stage)	14.28± 1.13				
	2. 黑森林冰期(盛冰期)	18.26± 1.52				
晚更新世早期	1. 山莊冰階 (Shanzhuang Glacial Stage)	44.25± 3.72	大理冰期 II	57.6	1. 八仙台—跑馬梁冰階(何)	60~33
	2. 369 山莊冰期				2. 太白冰期 II (Shi、李)	
資料來源	崔之久等(1999、2000) Cui(2000)		趙維城(1992) 陳欽巒等(1997) 鄭本興(2000)		何元慶(1984) 李克襄(1992) Shi, Yafeng et al(1988)	

表 16：雪山與亞洲東部鄰近地區上次冰期劃分對比(續)

地質時代	螺髻山		日本		高山		夏威夷高山 (Mauna Kea)	
	冰期名稱	年代/kaBP	冰期名稱	年代/kaBP	冰期名稱	年代/kaBP	冰期名稱	年代/kaBP
晚更新世晚期	打打九古冰 階(劉), 或 大海子冰期 (崔)	?	Karasawa Glacial Stage	30~10	Tottabetsu Glacial Stage	30~10	Late Makanaka Glaciation	29.7~9.1
晚更新世早期	黑龍潭冰期 (劉)或大海 子冰期(崔)	?	Yokoo Glacial Stage	60~40	Poroshiri Glacial Stage	60~40	Early Makanaka Glaciation	69.5~41.3
資料來源	劉耕年(1985) 崔之久等(1986)		Ono(1980、1984)		Ono(1980、1984)		Porter(1979)	

2：陳欽巒(1997)劃分點蒼山冰期時，將晚更新世晚期的冰期命名為大理冰期 II，晚更新世早期的冰期命名為大理冰期 I。鄭本興(2000)進行雲南玉龍雪山第四紀冰期與冰川演化模式的研究時，引用陳欽巒等的命名。但是這與相同地質的時代發生多次冰期時，越晚發生的冰期編號越小的原則不同。所以為求名稱上的統一，本研究將依照一般冰期的命名原則，將點蒼山發生於晚更新世晚期的冰期改成大理冰期 I，發生於晚更新世早期的冰期改成大理冰期 II。

日本的高山沒有現代冰河，卻分布著許多冰河遺跡(Ono, 1980)。Iozawa(1962、1963)依據航照所分析出的地貌特性，認為在末次冰期時，日本高山區應分布著新舊兩個不同時期的冰河遺跡。Ono(1980)依據火山灰所測定出的年代，認為本州中部的Alps山區和北海道的Hidaka山脈，在末次冰期也分布著新舊兩個不同時期的冰河遺跡。Ono將本州Alps山區的冰期命名為Karasawa Glacial Stage和Yokoo Glacial Stage，北海道Hidaka山脈的冰期命名為Tottabetsu Glacial Stage和Poroshiri Glacial Stage。絕對年代上分別為30~10kaBP和60~40kaBP(表16)，相當於上次期的晚期和早期。

再對比夏威夷群島高山區的第四紀冰期。夏威夷群島與台灣的緯度大致相同，同樣是深受海洋影響的地區。位於大島上的Mauna Kea是最高山，峰頂標高4206公尺，是個由火山熔岩流(lava)形成的巨大火山體。由於Mauna Kea火山的緯度位置約略在北緯20度，且氣候上深受東北信風(trade wind)影響，降水分布東岸遠多於西岸(Porter, 1979)，這些地理特性皆與台灣高山區類似。依據Porter(1979)的研究，Mauna Kea火山由中更新世至今，自下而上分布著Pohakula Formation、Waihu Formation、Makanaka Formation-younger drift和Makanaka Formation-older drift四層的冰河沉積地層(表17)。經由K/Ar的定年得知，Pohakula Formation和Waihu Formation是中更新世冰期形成的地層。在晚更新世，Mauna Kea山區發生兩次冰期，分別為Late Makanaka Glaciation和Early Makanaka Glaciation。年代上由火山灰的 ^{14}C 定年測得Late Makanaka Glaciation為29.7~9.1kaBP，相當於末次冰期的晚期；以及K/Ar定年測得Late Makanaka Glaciation為69.5~41.3kaBP，相當於末次冰期的早期。Porter將Mauna Kea山區的冰期對比深海沉積物 $\delta^{18}\text{O}$ 各個階段的年代，發現與偶數階段的年代非常穩合，由晚更新世晚期至中更新世分別為Stage2、4、6、8(表17)。

本研究依據現場的地貌調查和地貌特性，研判雪山山區至少分布著兩套不同冰期的冰河遺跡。由可能代表各冰期冰河遺跡所在的黑森林與369

山莊兩剖面沉積物的 TL 定年推斷，發生於雪山山區兩次冰河作用的年代，大致與日本本州 Alps 山區的 Karasawa 和 Yokoo 或北海道 Hidaka 山脈的 Tatabetsu 和 Poroshiri 兩冰期相當，分別為 30~10kaBP 與 60~40kaBP。雪山這兩個冰期的名稱，依剖面位置命名為黑森林冰期(或雪山冰期 I)和 369 山莊冰期(雪山冰期 II)，相當於上次冰期晚期和早期(表 17)。然而崔之久等(1999:2220)卻認為：

雪山主峰區有 3 套不同時期的冰川遺跡，如冰斗湖、冰坎、大型磨光面和擦痕及冰磧壟等。分別命名為山莊冰階(末次冰期早期， 44.25 ± 3.72 kaBP)、水源冰階(末次冰期最盛期， 18.26 ± 1.52 kaBP)、雪山冰階(末次冰期晚期， 10.68 ± 0.84 kaBP)……

由於定年資料不足，本研究只能由雪山黑森林與 369 山莊剖面最底層的 TL 定年資料，對比鄰近地區的日本高山，中國大陸東部的點蒼山、螺髻山、太白山，和夏威夷群島的 Mauna Kea 火山等地區的末次冰期劃分。由之推斷雪山山區極可能在末次冰期時，與上述高山區同步發生黑森林冰期和 369 山莊冰期的兩次冰河作用。雖然黑森林冰期之後，在 1 號圈谷內仍可見相當多的冰蝕與冰磧地形，然而是否發生崔之久所稱的雪山冰期，或是由黑森林冰期延續至該期，或是進入全新世(Holocene)，本研究沒有在這些冰蝕與冰磧地形上採樣分析與定年。所以在證據不足下，本研究未將該冰期列入雪山山區確切發生的冰期之一。只知這些冰蝕與冰磧地形年代，應是在末次冰期晚期盛冰期(18kaBP)之後。

此外，為了避免冰期命名的混亂，本研究將已確知的黑森林與 369 山莊兩冰期，統稱為雪山冰期(Shesan Glaciation)，相當於地質時代的晚更新世，或是冰期劃分上的末次冰期。黑森林冰期即雪山冰期晚期(Late Shesan Glaciation)，也即雪山冰期 I；369 山莊冰期即雪山冰期早期(Early Shesan Glaciation)，也即雪山冰期 II。對比夏威夷 Mauna Kea 火山的冰期，黑森林冰期相當於 Late Makanaka 冰期，而 369 山莊冰期，相當於 Early Makanaka 冰期(表 17)。

表 17：雪山與夏威夷 Mauna Kea 火山第四紀冰期劃分對比

地質時代	雪山		Mauna Kea 火山		$\delta^{18}\text{O}$ 階段 (Stage)
	冰期名稱	年代/kaBP	冰期名稱 (Glaciation)	年代/kaBP	
晚更新世晚期	黑森林冰期 (雪山冰期 I)	30~10	Late Makanaka	29.7~9.1	2
晚更新世早期	369 山莊冰期 (雪山冰期 II)	60~40	Early Makanaka	69.5~41.3	4
中更新世	?	?	Waihu	170~175	6
			Pohakula	278.5	8

至於在中更新世時代，雪山山區可能分布的冰河遺跡已在本研究區之外，所以是否發生冰河作用，需要更進一步的地貌調查與採樣分析，才能確知。考慮台灣地區的上升速率，前文曾依據劉聰桂(1982)，彭宗宏等(1977)、施雅風等(1997)的估算，論斷台灣高山區在中更新世時海拔高度應該都在雪線以下，發生冰河的可能性極低。李吉均(1999:186)也認為：

迄今為止，僅發現在末次冰期才上升到雪線以上而發育古冰川的山地(如台灣中央山脈、太白山等)……

湯懋蒼等(1999)的冰期演變研究中，依據山地高度與降雪量關係的模式(施雅風，1999)，論証台灣、日本等地的高山區，為何沒有在中更新世時代與中國橫斷山脈和青藏高原東部某些高山同步發生倒數第二次期(里斯冰期)，甚至倒數第三次期(民德冰期)。湯懋蒼等也認為在新構造運動的影響之下，台灣、日本等地高山區在隆升過程中，只在末次冰期時山頂部分曾低於雪線。

(二) 結論

1. 由冰坎與沉積物定年等的証據，雪山西稜山區應在末次冰期發生過冰河作用。
2. 依據冰坎的發現，証實雪山西稜的中翠池(西稜 1 號圈谷)、下翠池(西稜 2 號圈谷)、博可爾山東南坡的三個圈谷(西稜 3、4、5 號圈谷)以及火石山東側坡的西稜 7 號圈谷等六個圈谷是冰斗，其中的中、下翠池是個冰斗湖。西稜 6 號圈谷是雪蝕斗，西稜 8 號圈谷是冰盆，西稜 9 號圈谷的成因不明。
3. 由 369 山莊剖面沉積物熱螢光定年研判，雪山山區在末次冰期早期時，冰河極可能到達 369 山莊，也就是高度約 3000 公尺處。這與日本各高山區發生在 60kaBP 的冰期(Ono, 1997)相當。
4. 由沉積物的粒度分析和化學分析得知，雪山黑森林與 369 山莊剖面沉積物極可能是冰磧。

七、未來研究課題與建議

(一) 未來研究課題

雪山山區的冰河遺跡研究執行至今已滿三年，然而在交通不便以及經費有限之下，仍然能夠獲得豐碩的成果。在冰河遺跡的爭論上，本研究已確認出雪山主峰周圍分布著台灣高山最密集的冰斗群，而上翠池、翠池與下翠池等更是台灣高山少見的冰斗湖，以及確認出博可爾山至火石山之間的雪山西稜分布著一連串的冰斗群和冰緣地形。在冰期年代上，透過黑森林以及 369 山莊兩剖面沉積物的分析與定年，得知雪山山區在過去的 10 萬年之內，至少發生過兩次冰期。這些研究成果正意味著雪山主峰和雪山西稜以外的山區，如大霸尖山、聖稜線、大劍與佳陽線，也應存留大量的冰

河遺跡。若能將這些山區의 冰河遺跡調查清楚，雪霸山區極可能是末次冰期時台灣高山的冰河中心。果真如此，雪霸山區將是台灣冰河遺跡面積最大、地形類型最多，以及高山地景資源最豐富的地區。因此，本研究未來的研究課題有下列三項：

1. 大劍山與佳陽山之間稜脈的冰河遺跡調查
2. 各圈谷沉積物的採樣與定年分析
3. 特殊冰河遺跡的選址與解說

(二) 建議

透過本研究在雪霸山區的三年研究成果，對於雪霸國家公園管理處未來的保育與解說工作，提出以下的建議：

1. 建議持續進行冰河遺跡的學術研究與調查。這是因為冰河的來臨代表是環境的巨變，而最後一次冰河期也不過在一萬年前結束。末次冰期最盛時，海平面下降約 150 公尺，這使得台灣海峽成為陸地，造成台灣與亞洲大陸連結。所以末次冰期時，許多新的動、植物紛紛移入台灣，例如櫻花鉤吻鮭。然而在地形上，台灣高山也因冰期時大幅度的溫降，產生冰河。所以在生態長期監測上，環境變遷的訊息除了反映在動、植物物種與棲息地的改變外，也反映在高山的冰河遺跡的分布、規模以及沉積物。尤其是沉積物分析，由花粉、定年以及沉積物的化學成分與物理特性，可以清楚重現過去生物棲息環境的氣候變化。
2. 建議更正雪山山區解說牌解釋圈谷成因的錯誤。369 山莊至雪山主峰步道沿線，許多解釋沿線地形類型成因的解說牌，內容錯誤，如 1 號圈谷底的解說牌。
3. 本研究在黑森林內 5 號冰坎上發現的擦痕，建議步道改線，以及增加解說牌解釋擦痕的成因。

引用文獻

- 王鑫(1987)從古植物古氣候討論冰河時代的地質作用，台灣植物資源保育論文集，229~238。
- (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)。
- (1999)雪山圈谷群第四紀冰河遺跡研究(II)，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)。
- 中央氣象局(1991~1998)合歡山測站資料。
- 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。
- 田澤生(1978)太白山第四紀冰川遺跡探討，西北大學學報(自然科學版)，1981(3)。
- 李四光(1975c)中國第四紀冰川，北京：科學出版社。
- 李吉均(1982)論冰川擦痕，冰川凍土，4(1):29-34。
- (1983)中國東部山地第四紀冰期氣候問題，地理學報，38(4):438-442。
- (1999)就冰期演變談點個人意見，冰川凍土，21(2):186。
- 李吉均、康建成(1989)中國第四紀冰期、地文期和黃土記錄，第四紀研究，3:269-277。
- 李克襄主編(1992)第六章：冰川的氣候變遷記錄，中國氣候變化及其影響，頁103-139，北京：海洋出版社。
- 吳景祥(1975)台灣之高山與地質，地質，1(2):7-20。
- 何元慶(1984)太白山末次冰期冰川作用的探討，中國科學院蘭州冰川凍土研究所碩士論文。
- 何興、周尚哲等(1989)第三章 中國東部及鄰近地區有確切冰川遺跡的若干地點及其分布規律性—第五節：台灣山地，中國東部第四紀冰川與

- 環境問題，頁 119-126，北京：科學出版社。
- 林培旺(1995)雪霸國家公園(簡冊)，內政部營建署雪霸國家公園管理處。
- 林朝榮(1957)台灣地形，南投：台灣省文獻委員會出版。
- 周尙哲(1982)廬山東南麓葉家壟剖面的初步研究，中國第四紀冰川沉積與地貌問題，蘭州大學出版。
- 周秉根(1995)中國東部更新世古地理環境境初探，中國地理學會會刊，(23):167-178。
- 施雅風(1981a)竺可禎與中國冰川岩究，冰川凍土，3(2):1-5。
- (1981b)廬山真的有冰川嗎？，自然辯証法通訊，3(2):41-45。
- (1985)在爭議中前進的中國第四紀冰川研究，中國第四紀冰川冰緣學術討論會文集，頁 1-8。
- (1989)東部冰期雪線重建討論，中國東部第四紀冰川與環境問題，頁 363-374，北京：科學出版社。
- (1995)中國冰川學的成長，北京：科技文獻出版社。
- (1998a)中國東部第四紀冰川研究的發展和爭論，地理環境與冰川研究，頁 676-687，北京：科學出版社。
- (1998b)中國東部冰期雪線重建討論，地理環境與冰川研究，頁 688-704，北京：科學出版社。
- (1999)關於冰期演變三個問題的新看法，冰川凍土，21(2):185-186。
- 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。
- 施雅風、鄭本興、姚檀棟(1997)青藏高原末次冰期最盛時的冰川與環境，冰川凍土，19(2):97-113。
- 姚檀棟(1982)廬山地區”冰斗”、”U 谷”及”泥礫”成因之辨析，冰川凍土，4(4):27-42
- 徐鐵良(1990)南湖大山所謂冰川地形之檢討，地質，10(1):79。
- 除馨、何才華、王開發、沉志達等(1992)第四紀環境研究方法。貴陽：貴

州科技出版社。

崔之久(1981a)〈論天山烏魯木齊河源的冰川冰斗〉, 冰川凍土, 3(增刊):24-35。

(1981b)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。

(1985)〈天山太白山玉山末次冰期系列與季風演化耦合機制的研究, 國家自然科學基金申請書。

崔之久、楊建夫、劉耕年、宋國城、王鑫(1999)中國台灣高山第四紀冰川之確証, 科學通報, 44(20):2200-2224。

(2000)季風發展與冰川的消失—從台灣高山末次冰期冰川發育特徵說起, 冰川凍土, 22(1):7-14。

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。

崔之久、謝又予(1984)論分歧的現狀和展望—關於中國東部第四紀冰川問題, 冰川凍土, 6(3):77-85。

(1989)四川螺髻山, 中國東部第四紀冰川與環境問題, 頁87-106, 北京:科學出版社。

崔之久、謝又予、李洪云(1986)四川攀西螺髻山第四紀冰川作用遺跡與冰期系列, 冰川凍土, 8(2):107-118。

陳于高(1996?)熱螢光定年法及其在台灣第四紀地質學研究上的開展, 國立台灣大學地質學研究所教學講義。

陳玉峰(1995)台灣植被誌第一卷:總論及植被帶概論, 台北:玉山社。

陳其瑞(1977)熱螢光現象之基本理論及其偵測分析技術, 礦冶, 三月號:91-97。

陳承惠, 林紹孟(1982)西安一鈹孔剖面第四紀胞粉組合與古氣候初步分析, 第三屆全國第四紀學術會議論文集, 北京:科學出版社。

陳惠芬(1983)從三角點檢測成果見到的台灣的地盤升降, 經濟部中央地質調查所特刊, (3):127-140。

- 陳欽巒、趙維城(1997)從航片上觀察點蒼山冰川地貌，雲南地理環境研究，9(2):66-73。
- 郭兆敏(1994)頭社盆地一萬餘年來湖泊沉積物之花粉分析，國立台灣大學地質學系研究所碩士論文。
- 陸挽中(1986)日月潭盆地上次盛冰期以來之湖泊沉積物孢粉分析，國立台灣大學地質學系研究所碩士論文。
- 陸鏡元(1986)初論”冰溜擦痕”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。
- 張蘭生(1980)我國晚更新世最後冰期氣候復原，北京師範大學學報，(1):101-118。
- (1992)中國晚更新世最後冰期氣候復原，收錄張蘭生著：《環境演變研究》，頁 89-105。
- 湯懋蒼、柳艷香(1999)關於冰期演變三個問題的討論，冰川凍土，21(2):181-185。
- 黃培華(1982)中國第四紀氣候演變與廬山”冰川遺跡”問題，冰川凍土，4(3):1-14。
- 黃增泉、黃淑玉(1977)台灣之古生態研究(七)—日月潭孢粉分析，國立台灣大學農學院實驗林報告，120:185-196。
- 黃增泉、臧振華(1976)台灣之古生態研究(六)—台灣中部十八張、大邱園、牛罵頭、草鞋墩等史前遺址的孢粉分析，國立台灣大學考古人類學刊，39、40 合刊:90-115
- 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(1996)台灣高山區的圈谷地形是冰斗還是雪蝕斗？以雪山為例，中日地形學大會論文集，頁 119-122。

- (1997)台灣高山冰河的初步探討—雪山1、2號圈谷的成因，中國地質學會八十六年年會暨學術研討會(大會手冊暨論文摘要)，頁516-520。
- (1998)台灣高山雪線的重建，海峽兩岸環境地形研討會論文集(台灣部分)，頁81-91。
- (1999)台灣高山冰河地形的新發現，建中學報，(5):349-370。
- 楊建夫、崔之久、宋國城(1999)台灣高山區上次冰期晚期的雪線高度探討，國家公園學報，9(1):81-94。
- 楊建夫、崔之久、王鑫、宋國城(1998)雪山地區上次冰期的冰河遺跡，台灣之第四紀第七次研討會論文集，頁8-12。
- (1999)雪霸國家公園上次冰期冰河遺跡之探討，海峽兩岸環境地形研討會論文集(台灣部分)，頁44-60。
- (1999)台灣高山冰河地形爭議的新發現，地質，19(2):16-20。
- (2000)雪山冰蝕地形之探討，中國地質學會八十九年年會暨學術研討會(大會手冊暨論文摘要)，頁259-261。
- 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。
- 楊逸疇等(1996)南迦巴瓦峰地區自然地理與自然環境，北京：科學出版社。
- 楊懷仁、趙英時、謝志仁(1985)中國東部晚更新世以來的海面升降運動與氣候變化，第四紀冰川與第四紀地質論文集第二集，頁19-30，北京：地質出版社。
- 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。
- 趙維城、萬曄(1992)“雲南大理冰期”之再研究的迫切性及必要性，雲南地理環境研究，5(2):84-85。
- 鄭本興(2000)雲南玉龍雪山第四紀冰期與冰川演化模式，冰川凍土，22(1):53-61。
- 劉平妹(1982)魚池盆地花粉分析資料新釋，地質，4(1):53-58。

- (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(大會手冊暨論文摘要)，19-23。
- (1999)台灣中部山區末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。
- 劉志學(1986)再論南湖大山之冰蝕地形，演化，8:65-66。
- 劉耕年(1985)螺髻山冰川地貌，北京大學地理系碩士論文。
- (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。
- 劉聰桂(1982)台灣磷灰石、鋯石、榍石之核飛跡研究與其在大地構造上之意義，國立台灣大學地質系研究所博士論文。
- 謝又予(1986)太白山冰緣地貌的初步研究，地理科學，6(2):183-192。
- 謝又予、吳淑安(1981)九江-廬山地區第四紀沉積環境的初步探討，地理集刊，13:106-132。
- 謝又予、崔之久(1983a)廬山"冰川遺跡"質疑，地理學報，38(3):298-308。
- (1983b)中國廬山類冰碛與天山冰川沉積物特徵比較研究，中國第四紀研究，6(2):72-76。
- (1989)滇北玉龍山，中國東部第四紀冰川與環境問題，頁106-118，北京：科學出版社。
- 田中薰、鹿野忠雄(1934)台灣南湖大山山彙に於ける冰蝕地形に就いて，地理學評論，10(3):1-22。
- 早坂一郎(1929)地形及び地質に現れた台灣近代史觀，台灣博物學會會報，19:。
- 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。
- (1934a)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。
- (1934b)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。
- (1934c)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。
- (1934d)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。
- (1934e)次高山彙の冰蝕地形, 地質學雜誌, 41。
- (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。
- 富田芳郎(1934a)南湖大山に冰河圈谷發見, 台灣地學記事, 4(11-12):97。
- (1934b)偏形扇狀地に南湖大山の圈谷, 台灣地學記事, 5(9-10):76-79。
- Bonnefille, R. and Riollet, G. (1988) The Kashiru pollen sequence(Burundi)palaeoclimate implications for the last 40000yr BP in Tropical Africa, *Quaternary Research*, 30(1):19-35.
- Bose, Margot (1997) Glacial Landforms in Taiwan, *Fourth International Conference on Geomorphology (abstracts)*, p91
- (1999) Glacial Landforms in Taiwan and a Reinterpretation of the Last Glacial Snowline Depression, *Geomorphology and Global Environment Change*, John Wiley and Sons.
- Chorley, R. J., Beckinsale, R. P. and Dunn, A. J. (1973) *The history of the study of landform*, vol., 2, Methuen, London.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A. and Sugden, D. E. (1984) *Geomorphology*. Methuen.
- Chung, T. F. and Huang, T. C. (1972a) Paleocological study of Taipei Basin(1). *Taiwanaia*, 17(3):117-141.
- (1972a) Paleocological study of Taipei Basin(2). *Taiwanaia*, 17(3):239-247.
- Clark, A.N.(1985) *Longman Dictionary of Geography*, Longman.
- Clark, M.J. & R.J. Small (1990) *Slope and Weathering*, Cambridge University.
- Clowes, A. & P. Comfort (1990) *Process and Landform*, pp.:186-226。
- Cui, Zhijiu & Jianfu Yang & Gengnian & Xin Wang & Guocheng Song (2000)

- Discovery of Quaternary glacial evidences of Snow Mountain in Taiwan, China. *Chinese Science Bulletin*, 45(6):566-571.
- Davis, W. M. (1909) Glacial erosion in France, Switzerland, and Norway, *Proceedings of the Boston Society of Natural History* 29:273-322. Reprinted 1909 in Johnson, D. W. (ed.), *Geographical Essays*, Ginn, Boston, pp:119-123.
- Drewry, David (1986) *Glacial Geologic Processes*. Edward Arnold.
- Dawson, A.G. (1992) *Ice Age Earth, Late Quaternary Geology and Climate*, Routledge, London.
- Derbyshire, E. & I.S. Ives (1976)ch.15 : The Climatic Factor in Cirque Variation. *Geomorphology and Climate*, pp.447~494.
- Embleton, C. (1987) Geomorphological Processes in Cold Environments, *Horizons in Physical Geography*, Macmillan Education, 134~150.
- Embleton, C. and King, C. A. (1975) Periglacial Geomorphology, in *Glacial and Periglacial Geomorphology*, 2:1~24.
- Embleton, C. and King, C.A. (1975) *Glacial Geomorphology*, Edward Arnold.
- Flenley, (1985) Relevance of quaternary palynology to geomorphology in the tropics and subtropics, in *Environmental Change and Tropical Geomorphology*(ed. I. Douglas and T. Spencer), pp.153-164, Allen and Unwin, London.
- Flint, R. F. (1971) *Glacial and Quaternary Geology*, Wiley, New York.
- Folk, R.L. & W.C. Word (1957) A study of grain size parameters. *Jour. Sediment Petrol.* 31:514-529.
- Gerrard, A.J. (1990) *Mountain Environments*. Belhaven.
- Geikie, J. (1894) *The great ice age and its relations to the antiquity of man*, 3rd., London.
- Gorden, J.E. (1977)Morphometry of cirques in the Kintail Artic-Cannich area of northwest Scotland, *Geog. Annaler*, 59A:3-4.
- Hamilton, A. C. (1982) *Environmental History of East Africa : A Study of the Quaternary*, Academic Press, New York.

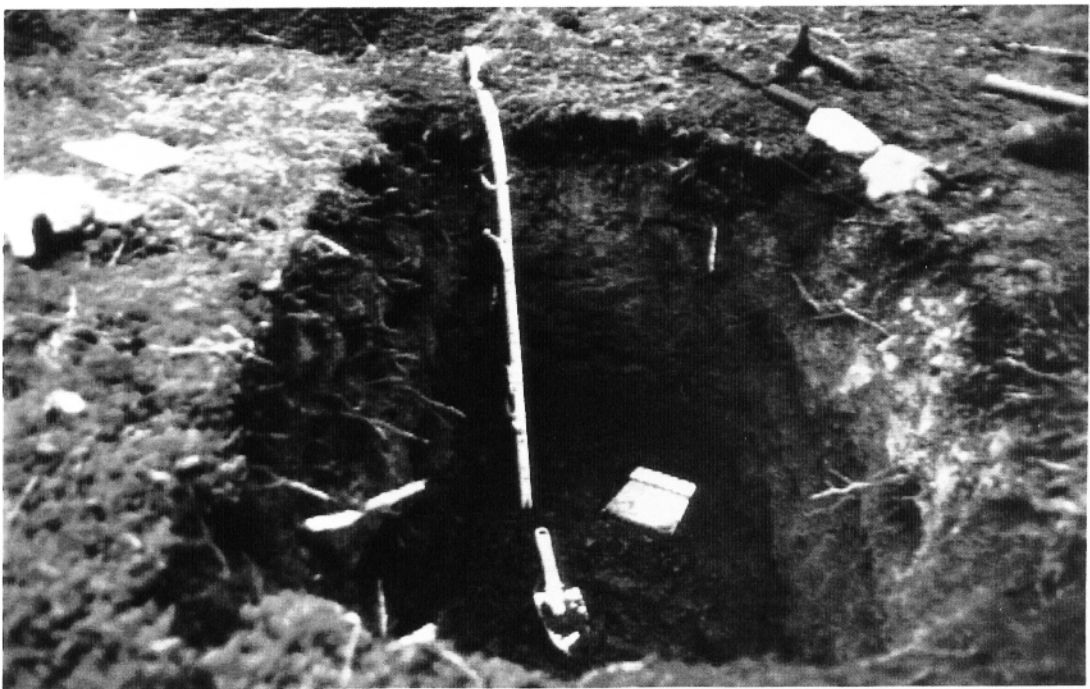
- Haynes, V.M.(1968) The influence of glacial erosion and rock structure on corries in Scotland, *Geog. Annlar*, 50A:221-234.
- Huang, C.Y. and P.M Liew et al (1997) Deep Sea and Lake Records of the Southeast Asian Paleomonsoons for the Last 25 Thousand Years , *Earth and Planetary Science Letters*146 , 59-72 .
- Huang, S.C. & T.C.Huang (1977) Paleoecological study of Taiwan (5)-Toushe Basin. *Taiwania*, 22(1): 1-14.
- Huang, T.C. (1975) Paleoecological study of Taiwan (4)-Waichaitaoken profile. *Taiwania*, 20(1): 1-22.
- Iozawa, T. (1962) On the lowest maraine around the Yari-Hotaka Range, *Geographical Review of Japan*, 35:652-653.
- (1963) Glacial landforms in the Japanese Alps by photo-interpretation, *Geographical Review of Japan*, 36:743.
- 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.
- Krars, E. B. (1973) Comparison between ice age and present general circulation, *Nature*, 245:129-133.
- Liew, P. M. & Huang, S. Y. (1994) Pollen analysis and their paleoclimatic implication the middle pleistocene lake depositw of the Ilan District, northeastern Taiwan, *journal of the geological society of China*, 37(1):115-124.
- Lindsey, D. A. (1969) Glacial sedimentology of the Precambrion Gowganda Formation, Ontario, *Canada, Geol. Soc. Amer. Bull.* 80:
- Ma, T. Y. H. (1963) Twin origin of the submarine canyons around Taiwan and the Quaternary Glaciotion in Taiwan as basis for refutation of the turbidity current theory and the so-called "Great Ice Age" as due to universal lowering of temperature, *Petroleum Geology of Taiwan*, (2):209-210.

- Mills, H. H. (1977) Textural characteristics of drift from some representative cordilleran glaciers, *Geol. Soc. Am. Bull.*, (88):
- Ono, Y. (1980) Glacial and periglacial geomorphology in Japan, *Progress in Physical Geography*, 4(2):149-160.
- (1984) Last glacial paleoclimate reconstructed from glacial and periglacial landforms in Japan, *Geographical Review of Japan*, 57(1):87-100.
- (1997) Snowline Elevation and Eolian Dust Flux in the Japanese Islands during Isotope Stages 2 and 4, *Quaternary International*, 37:5-54 °
- Peng, T.H. et al (1977) Rate of the early Pleistocene uplift in Taiwan. *Memior Geol. Soc. China*2:57-70.
- Porter, S. C. (1979) Haiwaiian glacial ages, *Quaternary Reseach*, 12:161-187.
- Shi, Yafeng (1992) Glaciers and Glacial Geomorphology in China, *Z. Geomorph.*
- Shi, Yafeng and Li, Jijun(1995)Progress in Glaciology and Quaternary Glaciation Research in China Since 1978 : *Cryosphere* , v.1 , 3-16 °
- Shi, Yafeng et al (1988) Quaternary glaciation in Chinal, *Quaternary Glaciation in the Northern Hemisphere*,.503-507.
- Sugden, D.E.,and John, B. S. (1976) Glaciers and landscape – a geomorphological approach, Edward Arnold.
- Thomas, M.F. (1994) *Geomorphology in the tropics*, Wiley.
- Thorn, C. E. (1976) Quantitative evaluation of nivation in the Colorado Front Range, *Geological Society of America Bullettin* , 87:1167~1178 °
- Thorn, C. E. (1988) Nivation : a geomorphic chimera ° *Advances in Periglacial Geomorphology*, Wiley , 3~32 °
- Thornbury, W. D. (1969) Principles of Geomorphology, 2nd. Edition, John Wiley and Sons.
- Tseng, M. H. & Liew, M. P. (1997) Pollen analysis of middle Last Glacial bureid valley sediments in the Shanchia area, northern Taiwan, *journal of the geological society of China*, 40(4):671-683.

- Tsukaka, M. (1966) Late Pleistocene vegetation and climate in Taiwan(Formosa),
Pro. Natl. Sci. U.S., 55:543-548.
- Tsukaka, M., (1967) Vegetation in subtropical Formosa during the Pleistocene
Glaciation and the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*
Palaeoecology, 3:49-64.
- Vertappan, H. T. (1980) Quaternary climate changes and natural environment in SE
Asia, *Geo Journal*, 4(1):45-54.



照片 1：黑森林剖面(SSH)位於雪山主峰東北方約 1400 公尺處的冷杉林內



照片 2：黑森林剖面，位於雪山主峰下的冷杉林內，剖面標高約 3350 公尺。剖面深約 80 公分，共分 6 層。最底層的 TL 定年約為 18kaBP，相當於末次冰期晚期的盛冰期。



照片 3：369 山莊剖面左側有個丘狀壟，依其形態與位置研判判應屬側冰磧 (lateral moraine)。其右側是個窪地，窪地內有個乾涸的小水池，也即是採樣地點。



照片 4：369 山莊剖面，位於 369 山莊東北方冷杉林之下。標高約 3000 公尺，深 80 公分，共分 5 層。最底層 TL 定年約為 44kaBP，相當於末次冰期早期。



照片 5：369 山莊剖面的碎石屑，呈次稜角狀，形狀多類似熨斗的五角形



照片 6：下翠池，位於中翠池西方 200 公尺的玉山圓柏林內，終年不涸，是雪山西稜縱走登山活動的重要水源與宿營地。呈橢圓形，朝北，池口有一平行長軸的丘狀壟，長約 50 公尺，岩性以石英砂岩為主的基岩，故研判為冰坎，由此推知下翠池極可能是個冰斗湖。



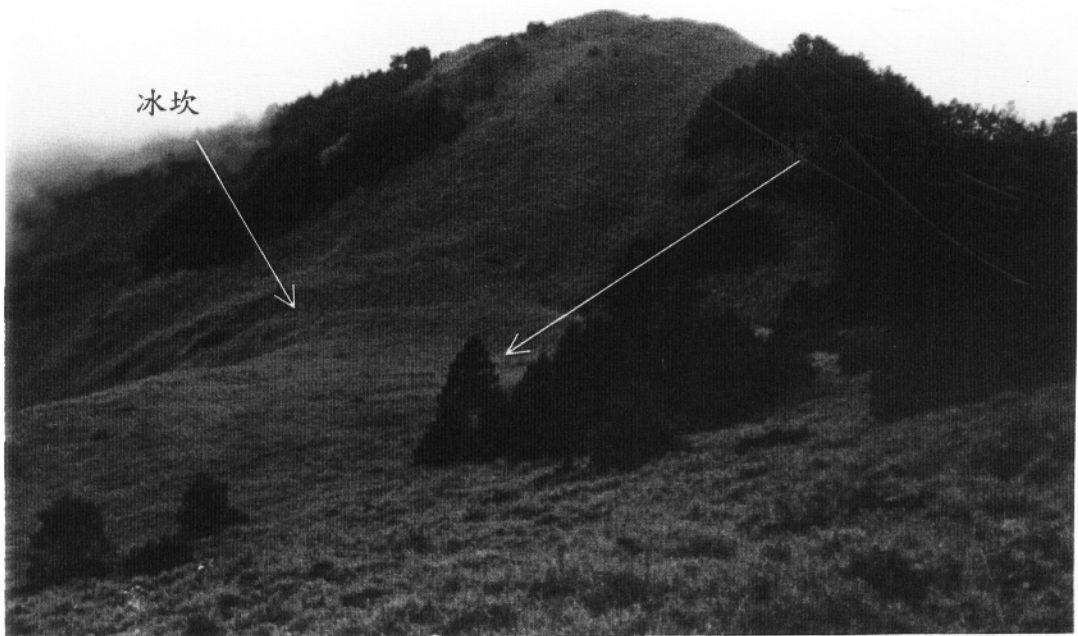
照片 7：博可爾山圈谷群。雪山西稜 3、4、5 號圈谷位於博可爾山東南側的坡面上，這三個圈谷緊緊相鄰，也是大甲溪支流志樂溪的源頭，谷底的海拔標高皆約 3000 公尺。谷底出露雜亂無章的剖面露面，研判為側礫，所以博可爾山東南坡的這三個圈谷極可能是冰斗。



照片 8：博可爾山圈谷群。三個圈谷內積滿石英砂岩碎屑，屬於冰後期冰緣環境下由寒凍風化(frost weathering)崩裂的石流坡。



照片 9：火石山東坡西稜 7 號冰斗底部的冰坎，坎下是個直陡坡，坡底是個規模較小的冰盆，也即西稜 8 號圈谷。



照片 10：由火石山冰斗後壁陡坡眺望西稜 7 號圈谷的谷底，起伏平緩，底端是高約 1 公尺的冰坎，由此推知西稜 7 號圈谷是個冰斗