

國立臺灣大學生物資源暨農學院農業化學系



碩士論文

Department of Agricultural Chemistry
College of Bioresources and Agriculture
National Taiwan University
Master Thesis

台灣北部烘爐山森林土壤之特性化育與分類
Characteristics, Pedogenesis, and Classification of the
Forest Soils in Honglu Mountain, Northern Taiwan

林哲郁

Che-Yu Lin

指導教授：陳尊賢、許正一 博士

Advisor: Dr. Zueng-Sang Chen and Dr. Zeng-Yei Hseu

中華民國一百零五年七月

July, 2016

國立臺灣大學博/碩士學位論文
口試委員會審定書

台灣北部烘爐山森林土壤之特性化育與分類

Characteristics, Pedogenesis, and Classification of the Forest Soils
in Honglu Mountain, Northern Taiwan

本論文係林哲郁君 (R03623020) 在國立臺灣大學農業
化學系完成之博/碩士學位論文，於民國 105 年 7 月 1 日承下
列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

陳尊賢

(簽名)

(指導教授)

許正一

(簽名)

(指導教授)

黃珍雅

蔡益行

簡士濤

謝誌



在研究所的生崖也將畫下句點，想想這兩年來的日子有很多令人難忘的回憶、學習到很多生活上的有用經驗以及作研究上該有的態度。遙想對土壤調查的興趣應是從大學二年級時上了國立中興大學 黃政恆教授的土壤調查的課程後開始感興趣，後來大三時在國立中興大學 楊秋忠老師的實驗室，學習實驗上的技巧與微生物方面的知識，在研究所時有幸能加入恩師 陳尊賢教授的土壤調查與污染整治研究室的大家庭。兩年的時間說短不短，在這個大家庭裡認識了許多有趣且滿腹知識的人，當然最重要還是要感謝恩師 陳尊賢教授及許正一教授在專業知識上面的細心教導與人生的經驗談，讓我瞭解研究最重要的精神與目的是能夠回饋於社會而非天馬行空。

感謝口試委員國立中興大學 黃政恆教授、國立宜蘭大學 蔡呈奇教授及國立屏東科技大學 簡士濠教授在論文上的斧正與建議，才能使我的論文正加完善。從委員的指教讓我知道土壤化育最重要的精神及改正我對化育上錯誤的觀點，各位委員都是台灣土壤調查領域裡的佼佼者，能夠邀請各委員實為學生的榮幸。

這兩年來參加了研究室內許多的野外採樣，對於鍛鍊身體及專業上都增進了很多。感謝阿至學姐從墾丁南仁山之旅開啟我的採樣人生，讓我有機會踏入最原始的森林，讓我知道原來深山裡孕育著許多美麗的事物，使我開始對山的美麗難以忘懷，由於子龍大漢溪底泥上的研究，有機會接觸到底泥的採樣技術。接著又有阿里山的前勘及採樣，謝謝阿丸爸媽的甚情招待，也讓我有機會看到阿里山美麗的日出。感謝阿至學姐、家興學長、阿丸、子龍、韻圓、家綺、湘禎、蓓蓓在烘爐山的前勘及採樣上的幫忙，才能讓我有後續的研究。緊接著是為期將近半年的陽明山密集採樣行程，讓我有機會走完大部分陽明山的步道，也對自己的研究有很大的幫助。感謝曉南和老師，在桃園農地的採樣及野外實習讓我有機會學習到農地土壤的知識。感謝許正一老師帶我們到花東地區認識蛇紋岩土壤，讓我們有機會瞭解到這片僻靜的土地。

感謝曉南在研究之餘準備許多有趣的廣州料理，也感謝家興學長、阿丸、子龍、阿至學姐、家綺在研究之餘能夠提供歡樂的娛樂活動讓我更有研究上的動力。感謝小燕、淑鑫能分享生活上的小撇步和經驗談，對做人處事上應有的態度。最後感謝爸媽在背後默默的支持我，讓我有一個溫暖的家，在我覺得累的時候能夠回家好好休息、沉澱自己。

台灣北部烘爐山森林土壤之特性化育與分類

林哲郁



摘要

烘爐山(Honglu Mountain, HL)屬於大屯火山亞群，約在 40 萬年前停止噴發，為一座由高鋁玄武岩所構成的截頂狀火山錐。由於母質特殊且尚未調查，根據地形土序在該地區山頂(HL-1)、上背坡(HL-2)與下背坡(HL-3)位置選擇土壤樣體，研究其土壤特性、化育作用與分類。土壤剖面呈現棕色，且不具有典型灰燼土具有的黑瘠表育層。研究區域屬亞熱帶氣候，茂盛的植被提供大量有機質來源，而豐富的可交換性鋁增加了土壤酸度，強烈的淋洗作用造成低鹽基飽和度。選擇性化學抽出指出，土壤中的活性鋁主要以鋁-有機質複合物為主，而鋁英石在酸性環境下不易生成($\text{pH} < 5$)。微形態特徵顯示樣體無明顯的黏粒洗入現象，再以質地分析結果判斷得知，研究樣體無黏聚層(argillic horizon, Bt)，B 化育層均為火山灰土壤常見的變育層(cambic horizon, Bw)。礦物分析結果顯示黏土礦物以高嶺石、水鋁氧含量最多，石英次之，方矽石含量最少，HL-2 及 HL-3 有中量的綠泥石及水化層間蛭石，HL-2 及 HL-3 樣體有相對較多的 2:1 型礦物。研究區域土壤受母質影響為火山灰土化作用，且氣候與時間因素使得化育於火山母質的土壤逐漸脫離火山灰土壤性質，在此轉變的過程有鹽基離子流失、結晶性鐵氧化物變多、無定形物質減少、總體密度上升、黏粒含量變多、高嶺石等黏土礦物的生成等。地形對於本研究區域土壤化育的影響不大，但各樣體間受到坡度、坡向等微地形的影響，因此在物理及化學性質間仍有些許差異。所研究的三個樣體在物理及化學性質上皆未能完全符合美國土壤分類系統中火山灰土壤性質(Andic soil properties)之定義，在海拔 385 - 650 m 間地形土序上的 HL-1 及 HL-2 其亞類為灰燼型低鹽基濕潤弱育土(Andic Dystrudepts)，HL-3 所受的風化程度最大其亞類為典型低鹽基濕潤弱育土(Typic Dystrudepts)，地形土序上的變化不大，皆屬於弱育土(Inceptisols)。

關鍵詞：灰燼土、弱育土、土壤化育、火山灰土壤性質、玄武岩、安山岩、鋁-有機質複合物、地形土序

Characteristics, Pedogenesis and Classification of the Forest Soils in Honglu Mountain, Northern Taiwan

Che-Yu Lin



Abstract

Honglu Mountain belongs to Tatum volcano subgroup with the extinction of eruption approximate 0.4 million years ago. Previous studies have explored the pedogenesis and soil classification in most areas of Yangmingshan national park, but Honglu Mountain is not investigated and only an Al-enriched basalt composite cone in Tatum volcano group. Three soil pedons are selected along a toposequence including summit (HL-1), upper backslope (HL-2), and lower backslope (HL-3) landscape positions. The soil color is brown and the diagnostic epipedon is ochric epipedon for all the studied three pedons. Dense vegetation supplies large amounts of organic matter to the soils in this subtropical climate, but exchangeable cations were leached out of the soils due to the very high rainfall of 4800 mm per year. However, large amounts of exchangeable Al are generated in the soils to increase the soil acidity. The results of selective chemical extractions indicate that the active Al are dominantly formed as Al-humus complexes in the soils. Allophane is not identified in such an acidic condition ($\text{pH} < 5$). The soil micromorphology shows that clay illuviation is unobvious in B horizon and the particle-size analysis indicates that B horizon are cambic horizons (Bw). X-ray diffractometer analysis shows that the mineralogical compositions of the clay fractions are major with kaolinite and gibbsite, minor with quartz, and fewer with cristobalite. The pedogenesis processes of the studied soils are predominant andosolization and subsequent de-andosolization, which forming Inceptisols via the factors of climate and time. This implies the base loss, increases of crystalline iron oxides, bulk density, and clay contents, decreases of non-crystalline materials, and formation of kaolin minerals. The factor of topography did not significantly affect the pedogenesis, while the differences between physical and chemical properties of the three soil pedons can be attributed to micro-topography. The chemical and physical properties of the studied pedons can't completely meet the criteria of andic soil properties of USDA Soil Taxonomy. The pedon HL-1 and HL-2 can be classified as Andic Dystrudepts, and pedon HL-3 can be classified as Typic Dystrudepts. The studied pedons are all classified as Inceptisols along the toposequence.

Key words: Pedogenesis, Andic soil properties, Inceptisols, Andisols, Al-humus complexes, Basalt, Andesite, Toposequence

目 錄

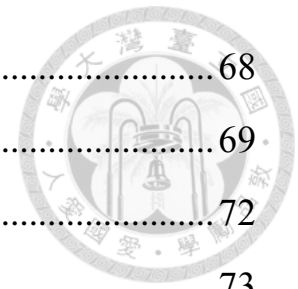


中文摘要.....	I
英文摘要.....	II
目 錄.....	III
圖目錄.....	VII
表目錄.....	VI
第一章 前言.....	1
第二章 前人研究概況.....	4
第一節、國外火山灰土壤之相關研究.....	4
一、灰燼土的轉變.....	4
二、環境因子對灰燼土化育之影響.....	6
第二節、台灣火山灰土壤之相關研究.....	7
一、環境因子對園區土壤的性質與分佈.....	7
二、園區灰燼土轉變之研究.....	8
第三節、研究區環境概況.....	11
一、氣候.....	11
二、植生.....	14
三、地形.....	17
四、母質.....	17
五、時間.....	19
第三章 材料與方法.....	25
第一節、土壤樣體之選擇與採樣.....	25
一、土壤樣體的選擇.....	25
二、土壤樣體之採樣與描述.....	25
三、土壤樣品的處理.....	25

四、微形態觀察所需樣品之採集.....	29
第二節、土壤分析方法.....	29
一、物理性質分析.....	29
二、化學性質分析.....	30
三、礦物組成份分析.....	34
四、土壤薄切片之製備與觀察.....	39
第三節、統計分析.....	39
第四章 結果與討論.....	41
第一節、土壤形態特徵.....	41
一、Honglu Mountain-1 (HL-1)樣體.....	41
二、Honglu Mountain-2 (HL-2)樣體.....	43
三、Honglu Mountain-3 (HL-3)樣體.....	43
第二節、土壤物理性質.....	46
一、總體密度.....	46
二、水分含量.....	49
三、土壤質地.....	52
第三節、一般土壤化學性質.....	55
一、pH 值.....	55
二、有機質.....	59
三、陽離子交換容量、交換性鹽基與可交換性鋁.....	60
四、磷酸根吸持力.....	61
第四節、選擇性化學抽出.....	62
一、CBD 試劑之抽出.....	62
二、酸性草酸銨(Acid oxalate)抽出.....	64
三、焦磷酸鈉抽出(Sodium pyrophosphate).....	68



四、選擇性化學抽出性質之比值意義.....	68
五、鋁英石的生成與定量.....	69
第五節、土壤微形態特徵.....	72
一、HL-1 樣體之微形態.....	73
二、HL-2 樣體之微形態.....	74
三、HL-3 樣體之微形態.....	80
第六節、礦物特徵.....	80
一、砂粒部分之礦物鑑定.....	82
二、黏土礦物的鑑定.....	82
(一) HL-1 樣體之黏粒 X 光繞射分析.....	86
(二) HL-2 樣體之黏粒 X 光繞射分析.....	86
(三) HL-3 樣體之黏粒 X 光繞射分析.....	93
(四)礦物的生成與轉變.....	97
第七節、土壤化育作用.....	100
一、地形對研究樣體的影響.....	100
二、研究區域土壤的轉變.....	102
三、研究地區與其他大屯火山群地區之比較.....	103
第八節、土壤分類.....	104
第五章 結論.....	111
參考文獻.....	112
附錄.....	124
附錄 1-1.....	124
附錄 1-2.....	126
附錄 1-3.....	128



表目錄



表一、非鋁英石型灰燼土與鋁英石型灰燼土的差異。.....	5
表二、鞍部與竹子湖氣象站月均溫、月降雨量及月降雨日數統計資料。	15
表三、大屯山亞群地層之組成份。.....	22
表四、表大屯火山群各岩石化學分析表。.....	23
表五、烘爐山土壤樣體座標與環境特徵。.....	26
表六、烘爐山樣體之形態特徵。.....	47
表七、烘爐山土壤樣體之物理性質。.....	50
表八、烘爐山土壤樣體一般化學性質分析。.....	57
表九、各試劑所能溶解不同黏粒組成與有機複合物之鐵、鋁及矽。.....	63
表十、烘爐山樣體鐵、鋁及矽之選擇性抽出性質。.....	65
表十一、砂粒部分礦物 X 光繞射之鑑定及半定量。.....	84
表十二、黏粒部分礦物 X 光繞射之鑑定及半定量。.....	99
表十三、烘爐山土壤樣體之分類。.....	110

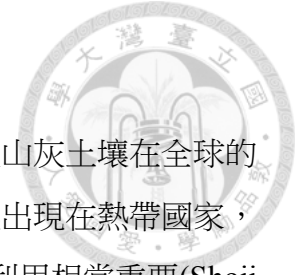
圖目錄



圖一、陽明山國家公園在臺灣的位置。.....	12
圖二、陽明山國家公園總圖。.....	13
圖三、1981–2010 年鞍部氣象站月均溫及月均降雨量。.....	16
圖四、1981–2010 年竹子湖氣象站月均溫及月均降雨量。.....	16
圖五、烘爐山剖面圖。.....	18
圖六、大屯火山群地質示意圖。.....	20
圖七、大屯山亞群地層層序分佈圖。.....	21
圖八、烘爐山採樣截線地形示意圖。.....	27
圖九、烘爐山之地形與採樣位置圖。.....	28
圖十、有機鍵結形態鐵與鋁之萃取及測定步驟。.....	33
圖十一、游離形態鐵與鋁之萃取及測定步驟。.....	35
圖十二、無定形鐵、鋁與矽之萃取及測定步驟。.....	36
圖十三、鉀飽和、鎂飽和與鹽酸處理之黏粒製備步驟。.....	38
圖十四、薄切片玻片標本製備步驟。.....	40
圖十五、HL-1 樣體的剖面形態與植生照片。.....	42
圖十六、HL-2 樣體的剖面形態與植生照片。.....	44
圖十七、HL-3 樣體的剖面形態與植生照片。.....	45
圖十八、土壤質地三角圖。.....	53
圖十九、酸性草酸銨可抽出之鐵、鋁與磷酸根吸持度之關係圖。	67
圖二十、HL-1 樣體 Bw1 化育層之微形態照片。.....	75
圖二十一、HL-1 樣體 Bw1 化育層之微形態照片。.....	76
圖二十二、HL-1 樣體 Bw2 化育層之微形態照片。.....	77
圖二十三、HL-1 樣體 BC 化育層之微形態照片。.....	78
圖二十四、HL-2 樣體 Bw2 及 Bw3 化育層之微形態照片。.....	79

圖二十五、HL-3 樣體 B'w 化育層之微形態照片。	81
圖二十六、烘爐山樣體砂粒部分之 X 光繞射圖。	83
圖二十七、無定形物質的 X 光繞射圖性質。	85
圖二十八、HL-1 樣體之 Bw1 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。	87
圖二十九、HL-1 樣體之 C1 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。	88
圖三十、HL-2 樣體之 A2 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。	90
圖三十一、HL-2 樣體之 Bw2 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。	91
圖三十二、HL-2 樣體之 Bw3 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。	92
圖三十三、HL-2 樣體之 BC 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。	94
圖三十四、HL-3 樣體之 Bw 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。	95
圖三十五、HL-3 樣體之 Bwb 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。	96
圖三十六、HL-3 樣體之 B'w 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。	98
圖三十七、大屯火山群各地區之總體密度。	105
圖三十八、大屯火山群各地區之磷酸根吸持度。	106
圖三十九、大屯火山群各地區之 $Al_{o+1/2}Fe_o$ 含量。	107
圖四十、大屯火山群各地區之活性比。	108


第一章 前言



全球火山灰土壤的分佈與活火山的分佈近乎是一致的，而火山灰土壤在全球的地表覆蓋率約 0.84% (Leamy, 1984)。大約有 60%的火山灰土壤出現在熱帶國家，而這些國家往往都是人口密集的地方，因此對於火山灰土壤的利用相當重要(Shoji *et al.*, 1993)。Ando soil 一詞最早由美國土壤學家於 1947 年在日本使用(Simonson, 1979)，其名稱也有許多種，早期以 Kurobokudo (The Third Division of Soil, 1973)、Andosols (FAO/Unesco, 1974)、Andisol (Soil Survey Staff, 1990, 1992)表示，在美國土壤分類系統裡最早的名稱是 Andepts，被歸類為具有火山灰性質的弱育土(Soil Survey Staff, 1974)，國際灰燼土分類委員會(International Committee on the Classification of Andisols, ICOMAND)於 1983 年提出火山灰土壤性質(Andic soil properties)的概念(ICOMAND, 1983)。直至 1988 年，國際灰燼土分類委員會將灰燼土(Andisols)列為一新的土綱(ICOMAND, 1988)。名稱裡的"An"在日本的語言裡表示黑的意思，而"do"則表示土壤，Kurobokudo 在日本語言裡，表示黑色(Kuro)鬆軟的(boku)土壤(do)，現今的火山灰土壤名稱則以美國土壤分類系統的 Andisols 及世界土壤參比系統的 Andosols 為主。火山灰土壤的名稱有許多種，各名稱所強調的意義也有些許的差異，綜觀而之，火山灰土壤有以下這些獨特的物理化學性質：低總體密度、高磷酸根吸持力、土壤中含有許多的鋁英石(allophane)、水鐵礦(ferrihydrite)等無定形物質；在野外觀察剖面常能發現具有黑色的 A 化育層及暗棕色的變育層(Bw)。土壤乾燥時呈細團粒(小於 5 mm)構造、土壤濕潤時非常鬆散、易碎與良好團粒構造、土壤潮濕時非常滑膩，相對於一般的農地與森林土壤而言，土塊輕且呈現多孔狀(蔡呈奇等人，2008)。

Mizota and van Reeuwijk (1989)對於灰燼土的定義為：化育於火山噴出物(如火山灰、浮石、灰燼、熔岩)或火山物質(volcaniclastic materials)的土壤，其膠體部分主要為鋁英石、鋁-有機質複合物等短程有序(short-range-order)的礦物。

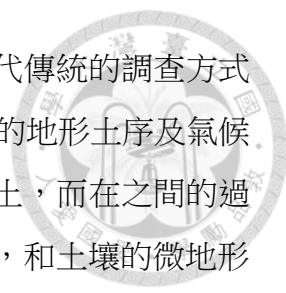
灰燼土一般化育於潮濕且排水良好的火山碎屑母質下(Nishiu *et al.*, 2014)，火山灰或火山碎屑含有大量的火山玻璃，而這些物質抗風化能力相當低，因此，當這些火山物質風化後會生成大量無定形物質，而化育於其上的土壤即為火山灰土壤，最早由 Duchaufour (1984)將此成土過程稱之為火山灰土化作用(andosolization)。然



而無定形物質的形成並非火山灰土壤所獨有，化育於火山物質的淋澱土(Spodosols)也具有此特性，土壤科學家也致力提出區分這兩者的方法。火山灰土化作用其特徵為鐵、鋁物質的累積及有機碳的溶解主要發生在 A 化育層，而這些物質較少因淋洗而進入至 B 化育層，因此 B 化育層主要為現地風化生成，並非有物質的洗入澱積的現象；淋澱化作用(podzolization)主要發生在上部剖面(O、E 及 Bhs 層)有機酸的參與，這些有機酸扮演降低土壤 pH 值、避免碳酸鹽類的溶解、與鐵、鋁物質鍵結形成易移動的可溶性金屬複合物的角色，這些可溶性金屬複合物則隨著淋洗作用進入 B 化育層澱積並重新分佈(Ugolini *et al.*, 1977; Ugolini and Dahlgren, 1991)。

台灣位於歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊交界處(Juang, 1993)，大屯火山群則是位於琉球弧溝區系統在更新世的火山活動形成(Chen, 1983)，其火山噴發物覆蓋在地表約 200 平方公里。大屯火山群由八個火山亞群所組成，屬於第四紀的火山，在第四季更新世的初期噴發，由安山岩流及火山碎屑岩交疊而成(王鑫等人, 1983)。根據核分裂飛跡定年結果，大屯火山群的噴發活動可分為兩個時期，第一個階段約在 2.8–2.5 Ma. (百萬年)，此時期以岩漿體衝開基盤的活動為主，東西兩邊的丁火朽山以及大屯山的活動產生大量的火山碎屑岩。第二階段約在 0.8 Ma.–0.35 Ma. 左右，各亞群皆陸續有劇烈的噴發活動，產生大量的熔岩流及火山碎屑岩，構成複式火山，在此時期的噴發活動，各亞群的噴發活動約始於 0.7 Ma. 左右，直至 30 萬年前紗帽山形成後，大屯火山群的噴發活動才停止，而留下許多的後火山活動直至今日。大屯火山群停止噴發的順序是由東向西：丁火朽山亞群(0.61 ± 0.10 Ma.)、湳子山亞群(0.62 ± 0.09 Ma.)、磺嘴山亞群(0.52 ± 0.05 Ma.)、七星山亞群(0.47 ± 0.06 Ma.)、大屯山亞群(0.40 ± 0.07 Ma.) (王文祥, 1991)。大屯火山群主要由安山岩質的火山體所組成，少數火山由玄武岩所構成，其中以七星山為最高，主峰海拔高度達 1120 公尺。

烘爐山屬於大屯火山亞群，是大屯火山群內唯一由玄武岩所構成的截頂狀火山，海拔高度僅 656 公尺，約在 40 萬年前停止噴發，屬於百拉卡山的寄生火山，而土壤化育的時間也有 40 萬年之久。時至今日在大屯火山群內的土壤調查樣點數約有 130 個，但對於人跡罕至的非步道區，調查樣點相對較少，而烘爐山就是其中一個地點，且母質特殊有其調查的必要性。過去的研究也以地形土序及土壤的分佈模



式預測園區內尚未調查地區的土綱，但研究結果也不能完全取代傳統的調查方式(蔡呈奇等人，2008)。受到母質、地形及氣候的影響，目前已知的地形土序及氣候土序的變化從高海拔至低海拔的變化為灰燼土→弱育土→極育土，而在之間的過渡帶為具有火山灰性質的弱育土，極育土出現的位置較為特殊，和土壤的微地形與微環境有關(Tsai *et al.*, 2010；陳尊賢等人，2003；蔡呈奇等人，2008)。因此本研究針對烘爐山地區由高鋁玄武岩熔岩化育生成的土壤，做詳細的土壤物理、化學及礦物性質分析，以補齊園區內土壤調查的資料。

本研究的目的為：(1)探討烘爐山森林土壤的形態特徵、物理、化學性質及礦物組成，及(2)探討其成土過程並以現今的美國土壤分類系統來分類土壤。

第二章 前人研究概況



第一節、國外火山灰土壤之相關研究

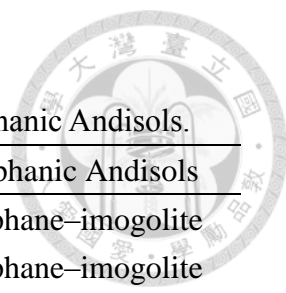
一、灰燼土的轉變

灰燼土在全球大部分的氣候中能在短時間內形成，然而並非所有的灰燼土都來自於火山物質，也並非所有來自火山物質的土壤都符合灰燼土定義，研究發現有非源於火山物質的灰燼土(Garcia-Rodeja *et al.*, 1987; Hunter *et al.*, 1987)。隨著時間和氣候的變化，灰燼土會過渡成為弱育土(Inceptisols)、淋餘土(Alfisols)、黑沃土(Mollisols)、膨轉土(Vertisols)、極育土(Ultisols)及氧化土(Oxisols)，而無定形物質也會逐漸轉變為結晶性黏土礦物(Shoji *et al.*, 1993)。Crews *et al.* (1995)在夏威夷觀察時間序列中的土壤剖面，發現灰燼土轉變為氧化土需要 15–140 萬年，而 Nieuwenhuysen *et al.* (2000)也在哥斯大黎加發現土壤年齡小於 18 萬年的灰燼土及土壤年齡大於 400 萬年的氧化土。Shoji *et al.* (1990a)在北海道寒冷暫乾的環境下發現灰燼土轉變為黑沃土的情形。Yerima *et al.* (1987)在熱帶乾燥氣候的薩瓦爾多發現火山灰風化後轉變為蒙特石、蛭石、高嶺石、鐵氧化物等，而土壤被歸類為黑沃土與膨轉土。Ivanov *et al.* (2014)於冷涼潮濕的柯曼多爾群島上發現灰燼土及淋澱土共同存在的情形，研究發現這兩種具有相似形態特徵及物理化學性質的土壤，應是相同的母質來源，該地的火山灰母質是由風積作用所帶來，由於火山灰母質的酸度加上強降雨及低土壤侵蝕的情況下而轉變為淋澱土，包覆於砂粒上的組成變化為鐵-有機質複合物伴隨鋁英石→腐植質伴隨鋁英石→鐵及鋁-有機質複合物。由上可知，灰燼土在多種氣候下，隨著時間會轉變為其他土綱。

灰燼土又可區分為鋁英石型灰燼土與非鋁英石型灰燼土，非鋁英石型灰燼土首先發現於日本(Shoji and Ono, 1978)，與鋁英石型灰燼土的差別主要在於黏土礦物的種類、活性鐵鋁的形態不同及可交換性鋁的含量多寡(表)。Shoji (1985)指出非鋁英石型灰燼土的化育主要在高降雨量及酸性環境(pH<5)下，大量有機質的提供造成矽的淋洗及鐵、鋁-有機質複合物的形成，因此在日本非鋁英石型灰燼土主要分佈於高降雨地區。許多報告指出在土壤剖面中，在 A 化育層的上部具有非鋁英石型灰燼土的性質，而在 A 化育層的下部具有鋁英石型灰燼土的性質。Vacca *et al.*

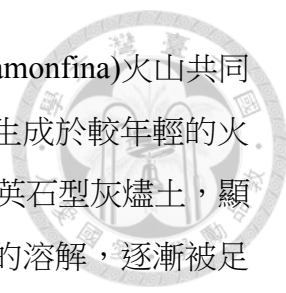
表一、非鋁英石型灰燼土與鋁英石型灰燼土的差異。

Table 1. Dissimilarities between non-allophanic Andisols and allophanic Andisols.



Properties	Non-allophanic Andisols	Allophanic Andisols
Major clay	2 : 1 layer silicates	Allophane–imogolite
Main active Al	Al–humus	Allophane–imogolite
Soil acidity	Very strongly to strongly acid	Medium to slightly acid
Critical pH(H ₂ O)	About 5	None
Al saturation	High	Very low to none
KCl-exchangeable Al ³⁺	Abundant	Very small to none
Al toxicity	Common	Rare

(Shoji, 1985)



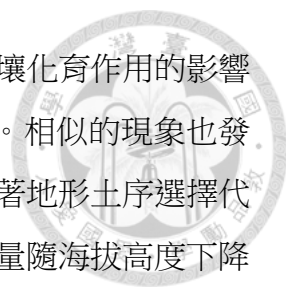
(2003)指出於相似的地景、氣候下，義大利的羅卡蒙菲納(Roccamonfina)火山共同存在著鋁英石型及非鋁英石型灰燼土，且推斷鋁英石型灰燼土生成於較年輕的火山碎屑。Caner *et al.* (2000, 2011)發現源於高度風化土壤的非鋁英石型灰燼土，顯示在表土有機質的累積導致水鋁氧、結晶性氧化鐵等次生礦物的溶解，逐漸被足夠的有機金屬複合物所取代而產生火山灰土壤性質。Vacca *et al.* (2009)指出火山灰土壤性質不應只根據母質來定義，具有火山灰土壤性質的土壤分佈應更為廣泛。

二、環境因子對灰燼土化育之影響

目前大部分的火山灰土壤研究地區其降雨量大都大於 1000 mm，且火山灰性質是現地生成，灰燼土的化育受到氣候的影響最大(Özcan *et al.*, 2011)。Nishiue *et al.* (2014)於日本東北部船形山的桑沼湖高地的土壤受到氣候、植被、地形等影響可能具有多重的成土性質，灰燼土伴有弱淋澱化的現象。

ÖZCAN *et al.* (2011)於埃倫萊爾山研究安山岩母質土壤，當地受到低降雨量及長期乾旱的氣候限制下，導致風化速率偏低及砂淋失不明顯而阻礙火山灰土壤性質的生成，其中兩個樣體並不具有 B 化育層而被分類為新成土(Entisols)，另外兩個樣體被分類為弱育土，因此埃倫萊爾山地區土壤化育受到母質、地形及氣候的因素，其中氣候的影響最大。Moustakas and Georgoulas (2005)於聖托里尼島選擇 4 個化育自流紋英安岩浮石的土壤樣體，研究發現，由於受降雨量限制和來自海風所帶來的水氣使得母質有較高的鈉含量，造成不良的化育環境且土壤呈現高 pH 值，4 個土壤均不具有火山灰土壤性質而未能分類為灰燼土，均屬於新成土，聖托里尼島的土壤化育受母質及氣候影響甚大。

Zehetner *et al.* (2003)於厄瓜多北部安地斯安脈谷地，在海拔 2410–4050 m 代表不同化育環境選擇 12 個土壤樣體，研究結果顯示，海拔高於 3200 m 地區其土壤膠體部分主要為鋁英石及鋁-有機質複合物，表層含有大量有機質，土壤被分類為具有烏黑表育層的灰燼土；海拔低於 2700 m 的地區，土壤膠體部分主要為禾礫石(halloysite)，表層有機碳含量小於 1%，土壤被分類為弱育土及新成土；在 2700–3200 m 的過渡區為鋁英石及禾礫石共同存在的具有黑瘠表育層(umbric epipedon)灰燼土，造成此地形土序上的變化是由於地形不穩定所造成，火山灰土壤性質由於表土物質的流失而逐漸喪失，而在相同的海拔風化土序下也觀察到化育年代 3 千年的土



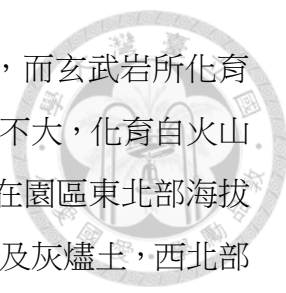
壤與大於 4 萬年的 *paleosols* 具有相同的情形，因此時間對於土壤化育作用的影響並不大，而在海拔不同下，氣候會影響淋洗程度及有機質分解。相似的現象也發生在盧安達的研究，Nizeyimana *et al.* (1997)在盧安達西北部沿著地形土序選擇代表不同氣候的 3 個化育自火山母質土壤，研究發現鋁英石的含量隨海拔高度下降而降低，禾礫石含量則隨著海拔高度下降而增加，造成此現象的原因乃是降雨量變少所致。而 Chartres and Pain (1984)也發現在巴布亞新幾內亞的高地土壤也有此現象，但該地的降雨量則是隨著海拔下降而增加，推論原因為在海拔高的地區蒸發散低而淋洗作用強烈，因此傾向於鋁英石的生成。Rasmussen *et al.* (2007)也指出，土壤的風化及礦物的轉變在低海拔是受到雨量的限制，而在高海拔則受到溫度的限制。

第二節、台灣火山灰土壤之相關研究

台灣北部屬於亞熱帶氣候區，而灰燼土主要分佈在大屯火山群，過去研究發現在不同的地形及氣候下可能轉變為弱育土、極育土、氧化土，而研究指出在陽明山國家公園內並沒有發現氧化土風化程度極高的土綱(Tsai and Chen, 2011)。園區內的土壤研究大多集中於七星山、大屯山、磺嘴山等步道較健全之地，對於百拉卡公路、陽金公路以北之未開發步道、軍事重地的地區之土壤研究甚為缺乏。而近年更致力於建立土壤-地形分佈模式，依據相似環境或相似的地形來預測園區內無法調查的區域，推估可能的土壤類型(土綱)(蔡呈奇等人, 2008)。時至今日的發展，土壤發生模式雖能在調查點較為詳盡的地區建立準確的預測，但在調查點未詳盡的區域，對於土壤的邊界卻有一大的挑戰，終究不能完全脫離傳統的土壤調查方式(蔡呈奇, 2002)。時至今日陽明山國家公園內的調查點數目約有 130 個土壤樣體，而園區內的土壤分佈狀況主要受到母質、氣候及地形影響，其中氣候影響甚大，研究結果簡述如下。

一、環境因子對園區土壤的性質與分佈

為了探討不同母質及海拔對土壤形態、物理、化學、礦物組成和土壤分類的影響，張仲民(1972, 1974, 1975)選擇 6 種火山母質與不同海拔高度的土壤樣體，發



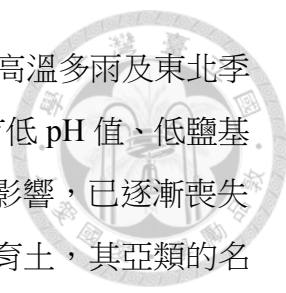
現由火山碎屑岩和兩輝安山岩所化育的土壤為灰燼土或弱育土，而玄武岩所化育的土壤為膨轉土。6種不同母質化育之土壤的黏土礦物組成差異不大，化育自火山碎屑岩和兩輝安山岩的土壤化學組成受氣候及地形影響甚大。在園區東北部海拔500–600公尺地區為極育土，在南部200–500公尺地區為弱育土及灰燼土，西北部小於400公尺地區為極育土。

為了探討灰燼土的性質及環境因子對土壤性質及分類的影響，1990年代開始在七星山、大屯山、紗帽山、面天山進行研究，黃政恆(1990)、黃政恆與陳尊賢(1990, 1991, 1992, 1993, 1994)、余東峰(1995)及Chen *et al.* (1999)在七星山東北側、七星山北側及紗帽山東北側、大屯山東北側、大屯山的西南側與面天山之間及面天山東南側選擇20個土壤樣體，研究土壤樣體的特性、化育與分類。研究發現造成土壤性質的差異及分佈主要受微地形(micro-topography)和母質影響，而海拔高度、氣候、植被、及大地形(macro-topography)對樣體間的影響並不大。16個土壤樣體被分類為灰燼土(Andisols)，4個土壤樣體屬於弱育土(Inceptisols)，而紗帽山樣體更有灰燼土獨特的烏黑表育層(melanic epipedon)。

為了探討大地形對園區內的土壤分佈狀況，蔡呈奇等人(2008)利用截線路徑的採樣方式，在國家公園設計五條截線共調查34個土壤樣點。共有25個樣體分類為灰燼土、6個樣體分類為弱育土與3個樣體分類為極育土。園區的土壤受火山灰母質的影響甚大，土壤的生成與化育經過數萬到數十萬年的時間(各火山亞群噴發的停止時間約在30~80萬年前)仍未脫離灰燼土，雖有少部份的弱育土和極育土的化育，但土壤仍遺留著火山灰母質的特性。此外，土壤的分佈和地形並無明確關係。園區內的土壤分佈模式，坡度在5–35°的地方均有灰燼土的生成且大部分位於海拔大於700公尺之地。弱育土出現的位置較分散，在海拔500–1000公尺且坡度在5–40°之間都可能出現弱育土。極育土的出現較特殊，在中低海拔的陡坡與高海拔的平緩地都能發現，應是局部地區的土壤變異。園區內灰燼土的分佈位置似乎多與弱育土重疊，在野外以土壤形態特徵並不容易將兩者完全區分開來，而常會有誤判的情況。

二、園區灰燼土轉變之研究

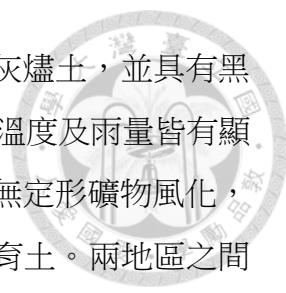
園區內土壤的過渡化育作用及原因在2000年開始展開，周宗成(1999)及Chen *et*



al. (2001)在磺嘴山地區選擇 3 個代表性土壤樣體，研究發現在高溫多雨及東北季風吹拂的氣候環境下，土壤受到高強度風化作用，使得土壤具有低 pH 值、低鹽基飽和度及大量的可交換性鋁的特性，由於土壤受到強烈風化的影響，已逐漸喪失火山灰土壤性質，雖仍具有火山灰土壤性質但在分類上已為弱育土，其亞類的名稱為灰燼型低鹽基濕潤弱育土(*Andic Dystrudepts*)，從物理、化學及礦物性質上看出磺嘴山的灰燼土已有過渡化的情形。此外在柳子楠的兩個土壤樣體，同樣受到東北季風強烈的影響，土壤也轉變為弱育土(*Asio and Chen, 1998*)。蔡呈奇(2002)也指出氣候對於園區內的土壤化育有強烈的影響，在東北季風迎風面的地區受到強風吹拂與多雨的情形下，灰燼土易轉變為其它土綱。此外，蔡呈奇(2002)也依據截線路徑在大屯山與七星山的研究範圍選擇土壤樣體，利用地理資訊系統及地域分析並依據質地剖面與土壤分類的關係推導出陽明山國家公園內的火山灰土壤可概略區分為 11 個土系。

陳尊賢等人(2002)及高政毅(2003)在陽明山國家公園進行之地形土序及其化育作用的研究，沿大屯山至三芝或至淡水的地形土序中選擇代表性土壤樣體，探討灰燼土過渡至弱育土、再轉變成極育土的過程。研究發現，在相同安山岩母質下，由於氣候及地形變化，經長時間的化育作用後，可發現明顯由灰燼土(*Andisols*)化育生成弱育土(*Inceptisols*)，再繼續化育生成極育土(*Ultisols*)之證據，研究區域的地形土序的變化為：簡育濕潤灰燼土(*Hapludands*，海拔高度大於 700 公尺)–灰燼型低鹽基濕潤弱育土(*Andic Dystrudepts*，海拔 440–700 公尺)–典型低鹽基濕潤弱育土(*Typic Dystrudepts*，海拔 100–440 公尺)–典型厚育濕潤極育土(*Typic Paleudults*，海拔小於 100 公尺)。在灰燼土與極育土之間土壤的過渡化育作用，包括總體密度明顯上升、無定形物質減少、磷酸根吸持度降低及黏粒含量增加等現象。隔年，陳尊賢等人(2003)利用土壤水分的萃取與分析，研究發現，灰燼土與極育土之土壤水分含量受東北季風的影響較大，而弱育土則因為土壤樣體所在的位置受到地形的屏障，降低了東北季風所帶來的雨量。土壤溶液中鐵離子的濃度可能可以作為此地形土序中三種土綱(灰燼土、弱育土與極育土)化育作用的指標因子之一。

*Tsai et al. (2010)*為了研究氣候環境對於土壤化育的影響，沿著氣候土序，於大屯火山群的鞍部氣象站至淡水氣象站間選擇 6 個代表性土壤樣體。研究發現，高海拔地區(大於 900 公尺)的強降雨、低蒸發散與冷涼的氣溫導致強烈的淋洗作用與



高含量有機質與無定形礦物累積，在此情況下土壤可以化育成灰燼土，並具有黑瘠表育層(umbric epipedons)；相較之下，低海拔(小於 300 公尺)溫度及雨量皆有顯著改變，促進有機質分解，在此情況下火山灰性質已然消失，無定形礦物風化，形成以高嶺石、赤鐵礦為主的黏土礦物，土壤分類也轉變成弱育土。兩地區之間具有過渡地區(400 - 500 公尺)，可看到土壤化育漸變的過程。大屯山區以北之土壤受火山灰覆蓋影響的範圍，可達海拔 300 公尺左右，而西邊之土壤則可達海拔 200 公尺，且其火山灰土壤特性較強於北邊的土壤。此顯示早期大屯火山噴發出來的火山物質多傾向沉積在西邊，而造就今日此地形土序上土壤的分佈(蔡呈奇等人，2008)。

鄭亦均(2014)選擇大屯火山群土壤化育時間差異最大的兩地區，在紗帽山(Sms)與丁火朽山(Dhx)共採集六個土壤樣體。研究發現，相似的土壤溫度與水分境況下，風化時間長短會影響兩地區土壤化育程度。Sms 樣體土層薄(小於 100 公分)、色黑(2.5YR 2/1)、結持度易脆且構造以團粒為主。Dhx 樣體土層厚(大於 250 公分)、色呈紅褐(2.5 - 7.5YR 4/4)、結持度緊實且構造以塊狀為主，高海拔地區有黏粒膜(clay film)生成。Sms 樣體總體密度(0.3 - 0.7 Mg/m³)、磷酸結持度(大於 85%)與草酸抽出鋁 + 1/2 鐵含量(3 - 6%)符合火山灰土壤性質(Andic soil properties)，屬於灰燼土綱，高有機碳(大於 6%)且符合 Melanic Index 要求(小於 1.7)，為典型烏黑濕潤灰燼土(Typic Melanudand)。Dhx 樣體化育時間長，經過劇烈的風化及淋洗作用已不具火山灰土壤性質，化育成弱育土或極育土受地形與氣候影響，300 公尺以上地區風化程度高、淋洗作用強烈，土層厚、有黏粒聚積層及低鹽基飽和度等特性，屬於典型厚育濕潤極育土(Typic Paleudults)。300 公尺以下地區土壤不具上述特性，但也不符合火山灰土壤特性標準，屬於具火山灰特性的低鹽基濕潤弱育土(Andic Dystrudepts)。紗帽山至丁火朽山中間相距 50 萬年，利用前人大屯火山群土壤樣體的資料，依化育程度分類及風化時間序列發現，土壤從灰燼土化育成為火山灰性質的弱育土，再化育成弱育土，最後再化育生成極育土。土壤不具備火山灰性質是化育成弱育土的主因，風化作用增加黏粒含量，淋洗作用累積黏粒且流失鹽基物質是化育成極育土的特徵。



第三節、研究區環境概況

陽明山國家公園於 1985 年被內政部營建署正式規劃為台灣第三座國家公園，其區域以大屯火山群彙為中心，東至磺嘴山東側；西至烘爐山、面天山西麓；北起竹子山及北面之土地公嶺；南抵紗帽山南麓，面積廣達 11,400 公頃(內政部,1985)。而研究區域的烘爐山位於陽明山國家公園的西側，在大屯山西偏北處(圖、圖)，是國家公園內唯一由玄武岩所構成的火山。

土壤的化育過程並非單一因子所能完成，而現今所廣為認知的成土因子為 Jenny(1941)所提出，氣候、植生、地形、母質與時間，這些成土因子彼此交互影響，造就了現今所熟知的十二土綱，而各個土綱之間又能細分出不同的土壤(Soil Survey Staff, 2014)。土壤對於人類更是不可缺乏的資源，以下將以五大成土因子來分別敘述研究區域的環境概況。

一、氣候

陽明山國家公園位於東經 121°35'，北緯 25°10'附近，為亞熱帶氣候區。每年六至八月為夏季，十二至隔年二月為冬季。台灣東臨太平洋，西隔台灣海峽與亞洲大陸緊鄰，氣候具有大陸及海洋的特性，而受盛行風的影響，西南季風始於五月下旬，為期四個月，氣溫高、悶熱且午後常有對流雨、雷陣雨的發生，此外夏季受颱風影響而有強風暴雨，所帶來之雨量多達 1000 公厘以上。而在五月中旬至六月中旬也是台灣的梅雨季，期間多為陰雨之天氣，連綿細雨。冬季大陸冷氣團南下使台灣北部迎風面之地區常為陰冷多雨的天氣。東北季風、颱風及梅雨均為本區域最重要的降雨來源。受地形影響，冬季本區東北側坡地及中央山區之迎風面多為陰雨濕冷的天氣，西南側坡地位於背風面，受東北季風影響則較小，而迎風面的雨量則隨海拔高度上升而增加，溫度則隨海拔高度而遞減(陳文恭與蔡清彥, 1986)。

陽明山國家公園之氣候資料能以鞍部及竹子湖氣象站做為代表，雖然本區範圍不大，但仍受地形、高度、季風所影響，區內各地氣候也有些許不同，但就氣候學觀點上而言，本區範圍小，在氣候的變化上不大。研究區域烘爐山所採集的樣點位置，根據陳文恭與蔡清彥(1986)的氣候區屬於中央山區。離研究區域最近的氣



圖一、陽明山國家公園在台灣的位置。(Lin *et al.*, 2009)

Fig. 1. The map of Taiwan showing the location of the Yangmingshan National Park.
(Lin *et al.*, 2009)

象站為鞍部氣象站(N 25°11', E 121°31'), 海拔高度約 840 公尺, 年均溫為 16.9°C、年降雨量 4863 公厘, 降雨日約 200 天, 並以竹子湖氣象站作為參照(表、圖、圖)。根據氣溫垂直遞減律, 每上升 100 公尺氣溫下降約 0.6°C, 因此研究區域年均溫約為 19°C。研究區域土壤溫度境況由年均溫+1°C 做推算(Soil Survey Staff, 2014)約為 20°C, 屬於熱的土壤溫度境況(thermic); 由年降雨量大於蒸發量以及降雨時數可知土壤水分境況為濕潤(udic), 但在野外岩石及樹幹上均有青苔, 因此研究區域的土壤水分境況應為過濕潤(perudic)。

二、植生

陽明山國家公園由於地形及海拔變化大, 形成多樣複雜的局部微氣候, 造就豐富的植被生態。主要的植被可區分為水生植群、草原植群與森林植群等三類。水生植被常見於儲水池、火山口沼澤地及廢棄之水稻田, 屬不連續植群, 分佈於園區內的夢幻湖沼澤區、磺嘴山-大尖後山沼澤區與向山池沼澤區等區, 以台灣水韭(*Isoetes taiwanensis* DeVol)、燈心草(*Juncus effusus* L. var. *decipiens* Buchen.)與錢蒲(*Juncus leschenaultii* J. Gay ex Laharpe)佔優勢; 草原植被主要分佈於800公尺以上的高地, 可區分為初生草原社會及破壞地草原社會, 前者分佈於迎風面的山頭、陡峭的岩石坡面等環境較惡劣的地方, 以台灣芒(*Miscanthus sinensis* Anders. var. *formosanus* Hack.)和台灣矢竹(*Gelidocalamus kunishii*)社會為主。破壞地草原社會為初生草原被破壞後所形成, 主要分佈於背風面及平緩坡面, 以低矮放牧區地毯草(*Axonopus compressus* (Sw.) P. Beauv.)社會及高大的五節芒(*Miscanthus floridulus* (Labill.)Warb. ex Schum. & Laut.)草原社會為主(黃增泉等人, 1983; 許立達等人, 2008); 森林植群佔園區大部分面積, 包括亞熱帶雨林及暖溫帶林, 森林植被主要分佈於500-900公尺之間, 以紅楠、長梗紫芋麻、大葉楠、昆欄樹、人工林為優勢植物(黃增泉等人, 1983; 內政部, 2005; Chuang, 1960)。以紅楠(*Machilus thunbergii* Sieb. & Zucc.)及大葉楠(*Machilus japonica* Sieb. & Zucc. var. *kusanoi* (Hayata) Liao)為主的亞熱帶雨林分佈在300-650公尺, 以紅楠為主的森林景觀是園內最穩定、最常見的植被; 以昆欄樹(*Trochodendron aralioides* Sieb. & Zucc.)為主的暖溫帶林則分佈在700-950公尺(Chuang, 1960)。人工林為日治時代及台灣光復後之造林木景觀, 樹種包括琉球松、樟樹、扁柏等, 主要分佈於面天山、烘爐山、頂山、竹子湖等

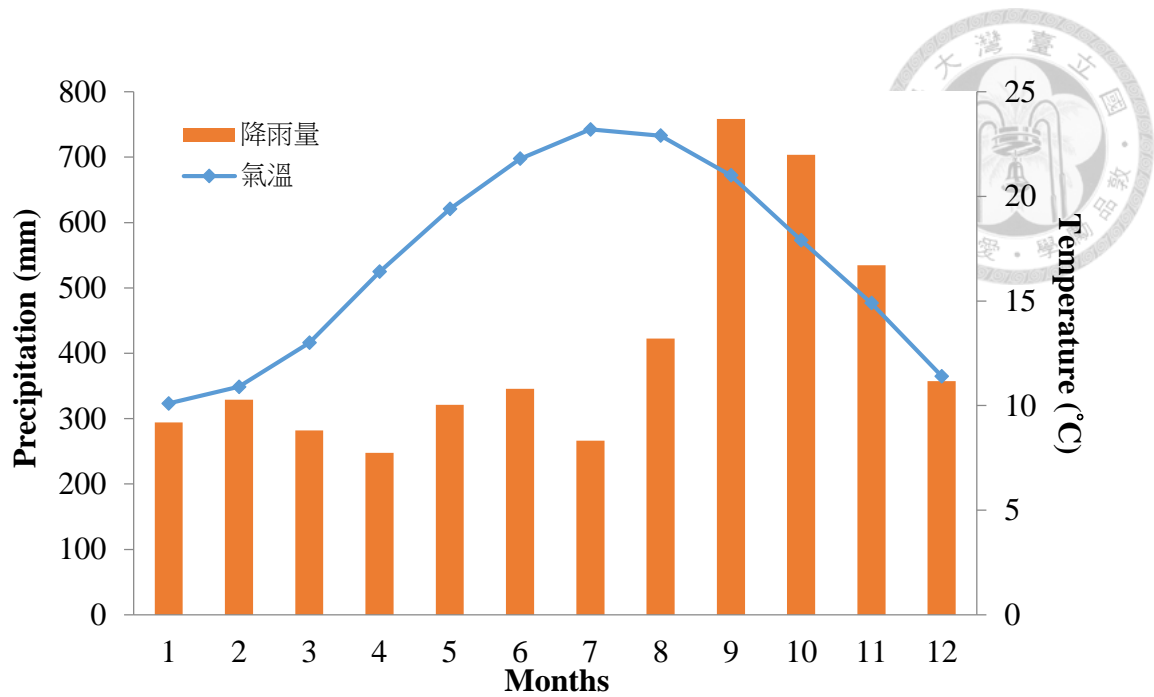


表二、鞍部與竹子湖氣象站月均溫、月降雨量及月降雨日數統計資料。

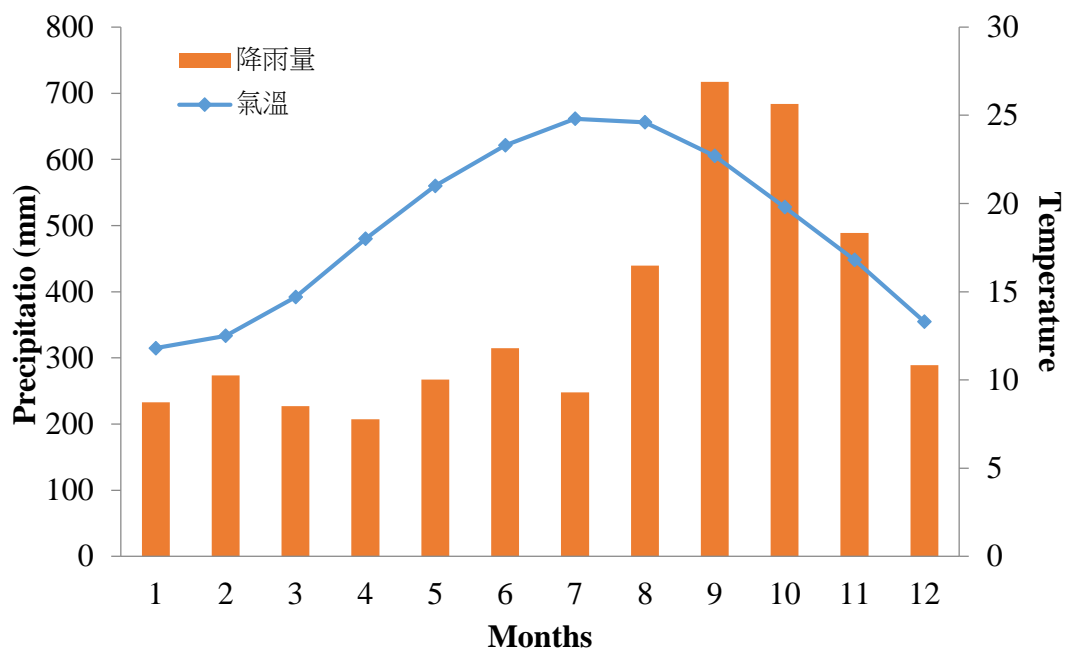
Table 2. Climate data of Anbu and Zhuzihu Weather Station.

氣象站	一月	二月	三月	四月	五月	六月	七月	八月	九月	十月	十一月	十二月	年平均
月平均氣溫(單位：攝氏度)													
鞍部	10.1	10.9	13	16.4	19.4	21.8	23.2	22.9	21	17.9	14.9	11.4	16.9
竹子湖	11.8	12.5	14.7	18	21	23.3	24.8	24.6	22.7	19.8	16.8	13.3	18.6
月平均降雨量(單位：公厘)													
鞍部	294.3	329.2	281.8	247.9	321.2	345.8	266.1	422.5	758.5	703.5	534.7	357.6	4863
竹子湖	232.6	273.5	227.1	207.2	267.4	314.8	247.7	439.5	717.4	683.9	488.8	289.1	4389
月均降雨日數(單位：天)													
鞍部	22	20	19.7	16.9	16.6	15.2	10.1	13.3	16.7	19.3	20.6	20.6	211
竹子湖	19.7	17.7	17.3	14.8	15	14.7	9.9	13	16.1	18	19.2	18.6	194

統計期間為1981-2010年(中央氣象局，2016)



圖三、1981–2010 年鞍部氣象站月均溫及月均降雨量。(中央氣象局，2016)
 Fig. 3. Monthly mean precipitation and monthly mean temperature at Anbu Weather Station from 1981-2010. (Central Weather Bureau, 2016)



圖四、1981–2010 年竹子湖氣象站月均溫及月均降雨量。(中央氣象局，2016)
 Fig. 4. Monthly mean precipitation and monthly mean temperature at Zhuzihu Weather Station from 1981-2010. (Central Weather Bureau, 2016)

地(馬以工, 1990; Chuang, 1960), 王義仲等人(2003)將人工林劃分出四個植群型, 分別是(I)樟樹—榕樹林型、(II)相思樹—楓香林型、(III)柳杉林型、(IV)琉球松林型。

根據邱文良等人(2009)及陳俊宏等人(2011)調查, 烘爐山的植被主要為紅楠型及相思樹—紅楠型。山頂位置以紅楠型為主, 主要樹種為紅楠, 伴生的重要樹種為昆欄樹、小花鼠刺、樹杞等, 地被以冷清草與赤車使者的覆蓋度最高; 上背坡與下背坡位置以相思樹—紅楠型為主, 本型特徵種有相思樹、白孢子、香楠、熱帶鱗蓋蕨、中國穿鞘花等。

三、地形

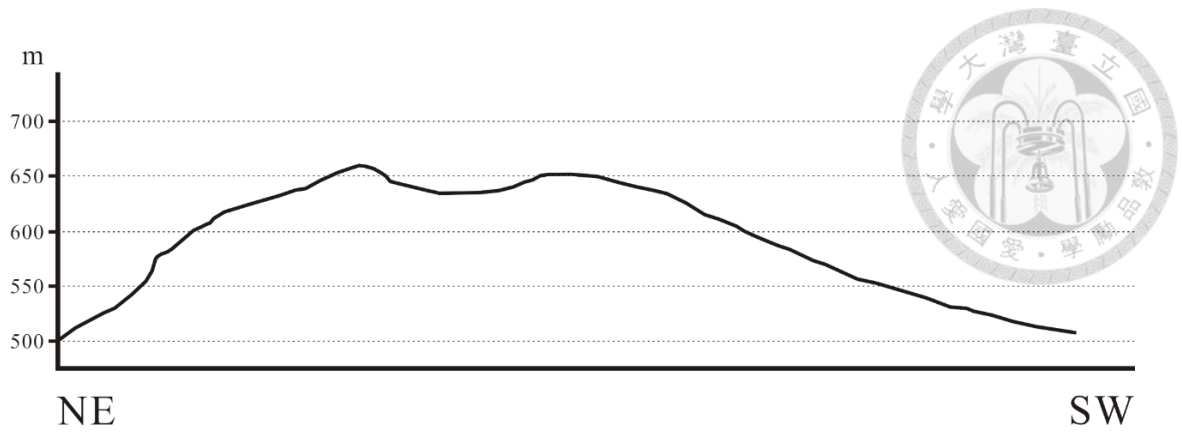
台灣屬於環太平洋島弧的一部份, 地質構造主要以東北—西南走向為主, 而火山甚少, 主要分佈在台灣北部及東北部, 其中又以台灣北部的大屯火山群為主。大屯火山群以七星山、大屯山及竹子山一帶最高, 向四周傾斜, 而又以七星山主峰為最, 高達 1120 公尺(王鑫等人, 1983)。

陽明山國家公園依據巫宗南(1990)的研究結果, 地質可分為火成岩區及沉積岩區, 再根據地形的形態、位置、坡向及河谷形態最後可劃分出二類地形及三十一種地形單元。烘爐山位於山峰聚集區的西北組合—重疊狀火山錐區, 其地形單元為截頂狀火山錐(巫宗南, 1990)。烘爐山位於菜公坑山的西北方、大屯山西北偏北方處, 標高 656 公尺, 是一個相當標準的截頂狀火山, 上有一個完整火山口, 直徑約 180 公尺, 深約 25 公尺, 火口朝向西南, 形似舊式烘爐, 故名為烘爐山(巫宗南, 1990; 鄧國雄等人, 1988)。

火山活動的形式與岩漿內的化學成份有關, 較基性的岩漿黏滯力小, 噴發性較不猛烈; 酸性岩漿黏滯力大, 容易造成激烈噴發。烘爐山為園區內唯一由玄武岩所構成的火山, 亦屬於百拉卡山的寄生火山。因由基性玄武岩所構成之火山, 熔岩較具流動性, 坡度是園區內錐狀火山體最緩者, 東及南坡可能受河川下切所致使其不像西及北坡來的平緩(圖)(巫宗南, 1990; 鄧國雄等人, 1988; 陳正宏等人, 1988)。

四、母質

大屯火山群是由一群安山岩質的火山體所組成, 大約有二十個火山錐和火山



圖五、烘爐山剖面圖。(巫宗南，1990)
Fig. 5. The map of Mt. Honglu profile.

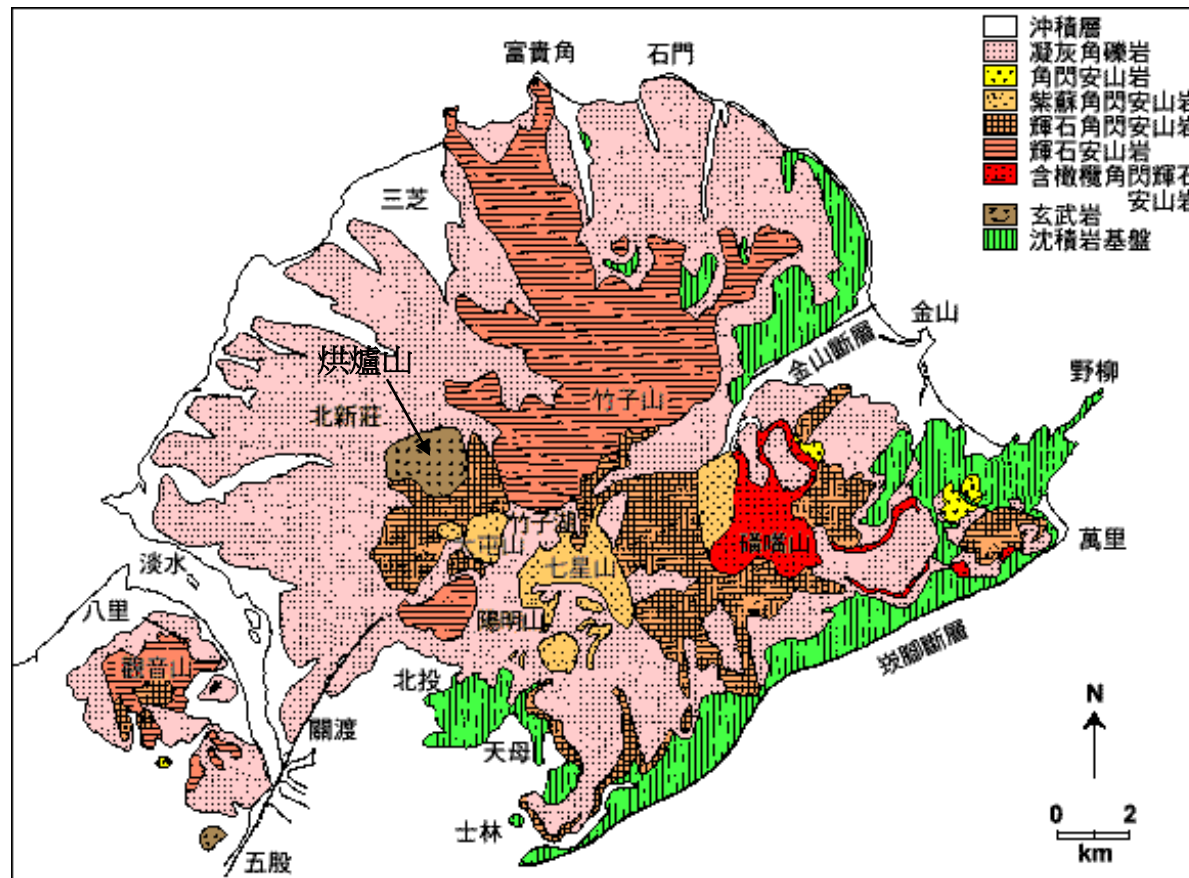
體，其中以七星山主峰為最高(1120 公尺)，且是年代最新的火山體。大屯火山群由安山岩流、火山灰及粗粒碎屑噴發物等連續交替噴發構成，主要的火山種類為層狀火山，覆蓋於不同年代的中新世沉積岩基磐上。本火山群的安山岩流大部分屬於輝石安山岩、角閃石安山岩和紫蘇輝石安山岩，或是這三類的複合岩類(圖) (經濟部，1975)。

大屯火山群屬於第四紀的火山，在第四季更新世的初期噴發，由安山岩流及火山碎屑岩交疊而成。最底部也就是最先噴發的多為火山岩屑及火山灰，經壓密膠結後成集塊岩。安山岩熔岩流中較早噴出的是兩輝安山岩，其次是角閃兩輝安山岩及含角閃兩輝安山岩。根據火山岩的產狀可分成三類，熔岩流、火山碎屑岩及火山岩屑，火山碎屑岩包括集塊岩(凝灰角礫岩)，火山岩屑多為凝灰岩或與現代沖積層共存(王鑫等人，1983)。陳肇夏與吳永助(1971)之研究，將大屯火山群的火山熔岩分為 14 種，而 Chen (1975, 1978b)按鐵鎂礦物的種類和相對含量的多寡，將火山熔岩簡化為六種：(1)高鋁玄武岩(Al-enriched Basalt, Al-b)、(2)兩輝安山岩(Two-pyroxene andesite, ap)、(3)含角閃石兩輝安山岩(Hornblende-bearing two-pyroxene andesite, aph)、(4)紫蘇輝石角閃石安山岩(Hypersthene hornblende andesite, ahy)、(5)角閃石安山岩(Hornblende andesite, ah)、(6)含橄欖石兩輝安山岩(Olivine-bearing two-pyroxene andesite, apo)。

大屯山亞群共有 10 個地層層序(圖、表)，烘爐山屬於大屯山亞群，由高鋁玄武岩/玄武岩質安山岩熔岩所構成。高鋁玄武岩最早由 Juan *et al.* (1963)所提出，特指氧化鋁含量大於 17%的玄武岩。烘爐山玄武岩中主要的斑晶為橄欖石、斜輝石和斜長石，但不含紫蘇輝石，與園區內的其它安山岩不同，而石基中有橄欖石、斜輝石、斜長石和磁鐵礦(陳正宏，1989)。根據陳正宏等人(1988)的大屯火山群岩石化學分析研究，能看出高鋁玄武岩有較高的氧化鐵、鎂及鈣的含量。

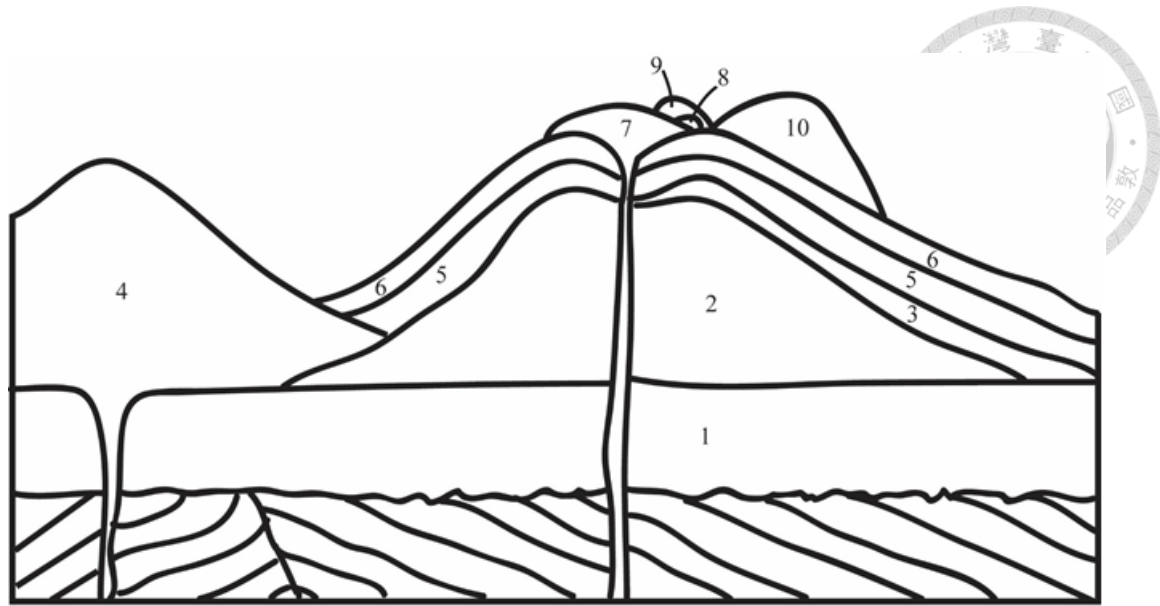
五、時間

大屯火山群的活動史主要可分為兩階段。第一階段約在 2.8 Ma.左右，以丁火朽山的火山活動為主，丁火朽山衝破底部的基盤岩層後，強烈的噴發活動使大量的火山碎屑岩向四方堆積，在大量的碎屑岩覆蓋於大屯火山群東半部後，原始的丁火朽山緩慢流出厚約 50 m 的夾橄欖石角閃石安山岩流。而在 2.5 Ma.左右西半部



圖六、大屯火山群地質示意圖。(陳培源等人，1985)

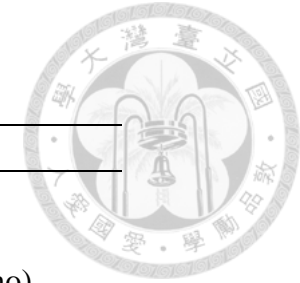
Fig. 6. The volcanic rock of Tatun Volcano Group.



圖七、大屯山亞群地層層序分佈圖。(王鑫等人，1983)

Fig. 7. Stratigraphic distribution of lavas in Tatun subgroup.

1、下部凝灰角礫岩(lower tuff breccia)；2、南大屯山底部熔岩(southern Tatun lower lava flows)；3、大磺嘴岩流(Huangtzuei lava flows)；4、面天山熔岩(Miantian lava flows)；5、十八份岩流(Shibafen lava flows)；6、大屯山凝灰角礫岩(Tatun tuff breccia)；7、南大屯山頂部熔岩(southern Tatun upper tuff breccia)；8、上部凝灰角礫岩(upper tuff breccia)；9、無名火山丘熔岩(Nameless volcano lava flows)；10、大屯山熔岩(Tatun lava)



表三、大屯山亞群地層之組成份。

Table 3. Constituents of different lava in Tatun subgroup.

地層名稱	概略厚度(m)	組成岩石 [†]
10.大屯山熔岩	< 250	Ahohy (au) [‡] 含普通輝石角閃石紫蘇輝石安山岩
9.無名火山丘熔岩	75-150	Ahohy (au)含普通輝石角閃石紫蘇輝石安山岩
8.上部凝灰角礫岩	< 50 變化	凝灰岩，礫狀凝灰岩，凝灰角礫岩，內含 Aauhy, Ahyau (ho), Aauhyho, Ahoauhy, Ahoauhy, Ahohyau, 與 Ahohy (au)角礫
7.南大屯山頂部熔岩	100	Ahyauho, Aauhy (ho)兩輝角閃安山岩
6.大屯山凝灰角礫岩	< 300	凝灰岩，凝灰角礫岩，含 Aauhy, Aauhy (ho)小岩流及角礫
5.十八份岩流	50	Aauhy (ho), <u>Aauhyho</u> ^ξ 含角閃石兩輝安山岩
4.面天山熔岩	< 650	Ahohyau, Ahohyau, Ahoauhy, <u>Ahohyau</u> 角閃安山岩
3.大磺嘴岩流	5-75	Aauhy 兩輝安山岩
2.南大屯山底部熔岩	< 575	<u>Aauhy</u> 兩輝安山岩
1.下部凝灰角礫岩	150	凝灰角礫岩，凝灰岩，含 Abino, Aho (hyau) ^ζ , Ahohyau, Aauhy (ho), Aauhy, Aauol 角礫與 Aauhy, Aauolhy 熔岩
~~~~~不整合~~~~~		
中新世沉積岩		

†: A: andesite, au: augite, bi: biotite, hy: hypersthene, ho: hornblende, ol: olivine.

‡: ho > hy >> au.

ξ: au ≡ hy ≡ ho.

ζ: ho >> hy > au.

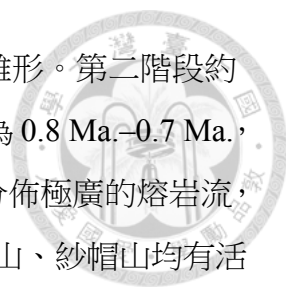
(王鑫等人，1983)

表四、大屯火山群各岩石化學分析表。

Table 4. Bulk analysis of igneous rock in Tatun Volcano Group.

Elements	1	2	3	4	5	6	7
	-----%-----						
SiO ₂	49.6	53.9	54.9	55.0	56.3	57.1	57.7
Al ₂ O ₃	17.79	17.44	19.15	18.67	18.72	18.80	18.41
tFeO	8.60	7.66	7.10	7.79	7.02	6.42	6.44
MgO	5.60	4.25	4.35	3.53	2.89	2.91	4.08
CaO	11.45	9.98	8.67	8.59	7.91	7.56	7.70
Na ₂ O	1.93	2.32	2.25	2.29	2.41	2.59	2.21
K ₂ O	1.19	1.65	1.48	1.76	1.72	1.54	1.68
TiO ₂	1.43	0.73	0.69	0.69	0.63	0.58	0.56
MnO	0.15	0.15	0.13	0.13	0.14	0.13	0.13
H ₂ O	1.76	1.43	ND	1.77	1.68	1.88	ND
Total	99.50	99.50	98.70	100.20	99.50	99.60	99.00

1、高鋁玄武岩；2、兩輝安山岩；3、含橄欖石兩輝安山岩；4、角閃石兩輝安山岩；5、含角閃石兩輝安山岩；6、紫蘇輝石角閃石安山岩；7、角閃石安山岩  
(陳正宏等人，1988)



的岩漿體也開始有衝破基盤岩層的跡象，而有了現今大屯山的雛形。第二階段約始於 0.8 Ma. 而持續至 0.35 Ma.，期間可劃分為三個時期。第一期為 0.8 Ma.–0.7 Ma.，竹子山亞群首先於 0.8 Ma. 開始有活動，岩層底部構成相當厚且分佈極廣的熔岩流，在 0.7 Ma. 左右丁火朽山亞群、滴子山亞群、大屯山亞群、七星山、紗帽山均有活動。第二期在 0.6 Ma.–0.5 Ma.，此時期以七星山及大屯山活動為主，七星山在 0.5 Ma. 有一次大規模噴發，大屯山在此期的噴發規模則較小。第三期在 0.5 Ma.–0.35 Ma.，此期主要為烘爐山及面天山，年代約在 0.4 Ma. 左右，應是延續第二期大屯山的噴發活動(陳正弘等人，1988；王文祥，1991)。

大屯火山群的噴發活動主要可分為兩階段，第一階段在 2.8–2.5 Ma.，此時期以岩漿體衝開基盤的活動為主，東西兩邊的丁火朽山以及大屯山的活動產生大量的火山碎屑岩。第二階段約在 0.8 Ma.–0.35 Ma. 左右，各亞群皆陸續有劇烈的噴發活動，產生大量的熔岩流及火山碎屑岩，構成複式火山，在此時期的噴發活動，各亞群的噴發活動約始於 0.7 Ma. 左右，而停止噴發的順序是由東向西：丁火朽山亞群( $0.61 \pm 0.10$  Ma.)、滴子山亞群( $0.62 \pm 0.09$  Ma.)、磺嘴山亞群( $0.52 \pm 0.05$  Ma.)、七星山亞群( $0.47 \pm 0.06$  Ma.)、大屯山亞群( $0.40 \pm 0.07$  Ma.) (王文祥，1991)。

## 第三章 材料與方法



### 第一節、土壤樣體之選擇與採樣

#### 一、土壤樣體的選擇

本研究所選擇的烘爐山土壤樣體位於陽明山國家公園之西側，屬於大屯火山亞群中的一座火山，也是百拉卡山的寄生火山。依截線路徑於烘爐山沿巴拉卡公路及陽明路(101 甲)旁未開發且人跡罕至的地方選擇土壤樣體，於 5.1 K 處進入烘爐山山頂，以地形位置為選擇依據，選定山頂(summit)、上背坡(upper backslope)及下背坡(lower backslope)三個不同地形位置作為採樣地點(圖八、圖九)，下背坡樣點位於國家公園的邊界處，樣點詳細位置與環境特徵見表五。

#### 二、土壤樣體之採樣與描述

土壤剖面的挖掘與描述，依照美國農部調查手冊(Soil Survey Staff, 1993)及土壤調查手冊(陳春泉, 1979)進行，土坑深度因地形而異，剖面深度原則上至母岩層上方。挖掘完成後用工具清理剖面使其呈現原始自然狀態，插上標示牌並攝影留存。接著將剖面劃分出各個化育層，加以編號，逐層詳細觀察並描述剖面形態特徵及環境特徵。剖面形態特徵包括顏色、質地、構造、結持度、植物根、生物孔洞、含石量、層界特徵及化育層連續性；環境特徵包括地形、坡度、母質、海拔高度、氣候、植被名稱、經緯度、診斷層名稱、分類名稱、排水狀況、含石量、剖面描述者及剖面採集人員等。完成剖面描述後，採集各化育層土壤約兩公斤，分別裝入袋子後並加以標註，以供實驗室分析使用。分析結束後依照美國土壤分類系統(Soil Survey Staff, 2014)分類，從土綱(Order)、亞綱(Suborder)、大土類(Great Group)、亞類(Subgroup)至土族(Family)。

#### 三、土壤樣品的處理

採集之土壤樣品置於陰涼處進行自然風乾，將風乾後之土壤進行壓碎、研磨並過 10 mesh 篩網，粒徑小於 2 mm，混合均勻後裝入罐中以備分析使用。

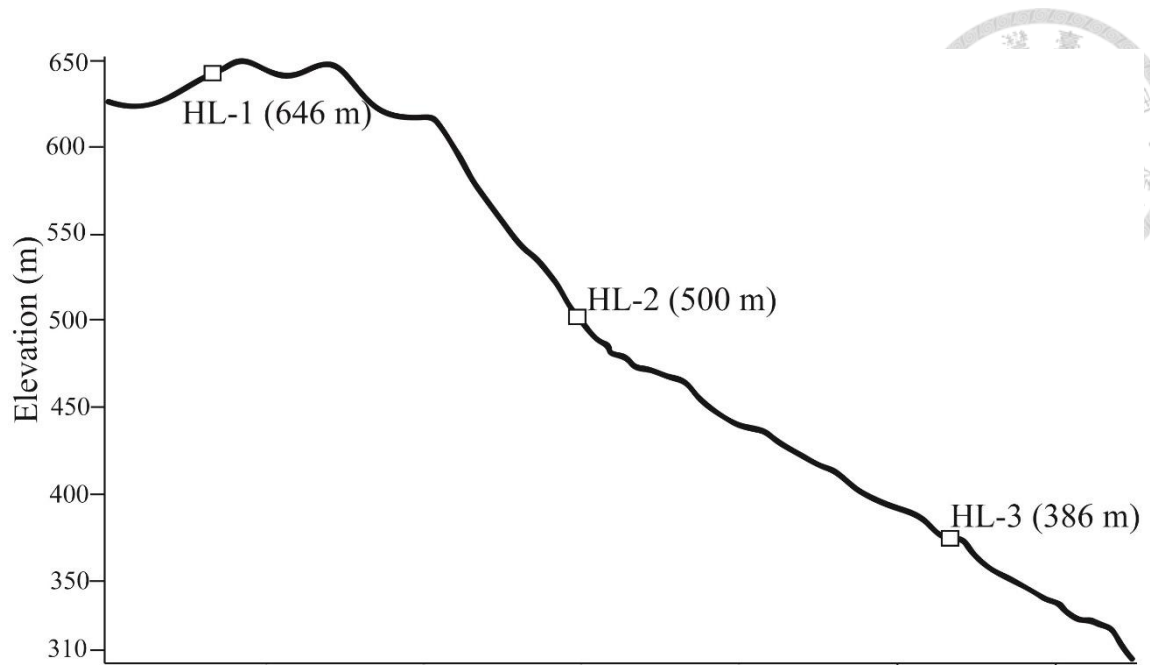


表五、烘爐山土壤樣體座標與環境特徵。

Table 5. The coordinates and environmental characteristics of Mt. Honglu pedons.

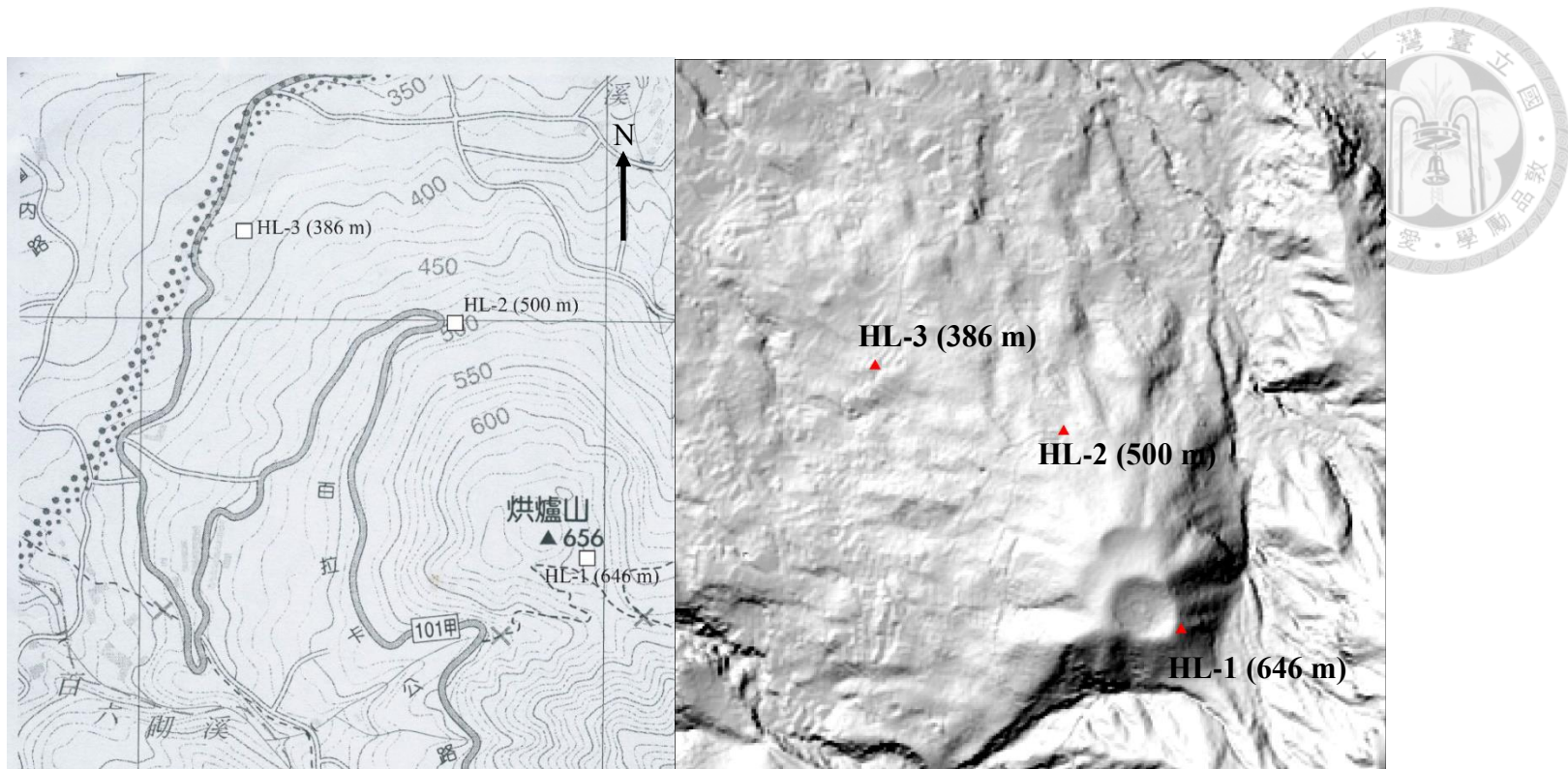
	HL-1	HL-2	HL-3
Location	Summit of Honglushan	Balaka Road (4 K)	Yangming Road (2 K)
Longitude	121°30'50.0" E	121°30'39.0" E	121°30'21.0" E
Latitude	25°11'36.0" N	25°11'53.0" N	25°11'59.0" N
Elevation	646 m	500 m	386 m
Slope	4 degree	13 degree	1.5 degree
Facing	S 30° W	N 10° E	N 70° W
AAT*	19 °C	19 °C	19 °C
AAP	4800 mm	4800 mm	4800 mm
Parent material	Al-enriched Basalt	Al-enriched Basalt	Al-enriched Basalt
Vegetation type	secondary forest	secondary forest	secondary forest

*: AAT: Annual average temperature; AAP: Annual average precipitation.



圖八、烘爐山採樣截線地形示意圖。

Fig. 8. The geomorphic profile of transect in Mt. Honglu.



圖九、烘爐山之地形與採樣位置圖。  
Fig. 9. Geomorphology and sampling sites in Mt. Honglu.



#### 四、微形態觀察所需樣品之採集

在選定的化育層或層界位置，把鋁製盒框(大小約7.5×6.5×6 cm)輕輕敲入剖面，在以移植鏝清除鋁框周圍土壤，將鋁框小心取出，儘量維持土塊之完整性。將鋁框加蓋並標示土層標號與上下方向後，並將前述之土壤盒帶回實驗室。

### 第二節、土壤分析方法

#### 一、物理性質分析

##### 1、總體密度(Bulk Density, Bd)：土罐法(Blake and Hartge, 1986)

土壤總體密度是指土粒重量與土粒自然狀況下所佔體積(包括土粒及空隙)之比值，土罐法係利用固定體積之金屬環(core)，在不影響被取樣土壤的自然構造狀況下，將金屬環壓入土體中，取出金屬環後將兩端突出之土壤削平後加蓋密封。帶回實驗室以 105°C 烘箱烘乾 24 小時後，秤取土壤重量，即可計算總體密度。

$$\rho_b = \frac{W_s}{V_t} \quad (\text{式 1})$$

$W_s$ ：烘乾土重量

$V_t$ ：土壤總體積(金屬環體積)

由於火山灰土壤鬆散且易碎，因此利用土罐法要小心避免將土壤壓實，應利用手將金屬環緩慢壓入，可避免因土壤壓實而造成的採樣誤差，而土樣有無被壓實可利用金屬環內外土壤面的高低差異來判斷。

##### 2、水分含量(Moisture content)：重量法(Gardner, 1986)

取風乾土壤至已知重量的燒杯(W)中，秤量土壤加燒杯的重量( $W_w$ )，放入 105°C 烘箱烘乾 24 小時後秤重( $W_d$ )，即可計算土壤重量含水量。

$$\theta_m = \frac{(W_w - W_d)}{(W_d - W)} \quad (\text{式 2})$$

##### 3、33 kPa 和 1500 kPa 水分含量測定：Pressure membrane method (Klute, 1986)

將過篩(小於 2 mm)後的土壤分置於素磁板上的金屬環內，自然填平不可壓實。



以蒸餾水飽和一天後，分別在 33 kPa 與 1500 kPa 壓力鍋中平衡三天，取出並測定土壤水分含量(以烘乾土重為基準)。



#### 4、土壤粒徑分析(Soil particle size analysis)：吸管法(Gee and Bauder, 1986)

秤取約 15 g 風乾土於 600 mL 燒杯，加入 10 mL，30% H₂O₂，攪拌，加熱至 90°C，加熱至近乾，再重複加入 H₂O₂ 與加熱之步驟，至大部份有機物被分解(由反應速率與樣品顏色變淡判定，若產生大量氣泡且氣泡體積大，表示仍有未分解完全之有機質；若加入 H₂O₂ 後產生之氣泡綿密且氣泡產生速度明顯降低，則判定為有機質分解結束)，再額外加熱 1 小時，完成有機物分解步驟。

以約 50 mL citrate-bicarbonate buffer (加入 125 mL，1 M sodium bicarbonate 於 1 L，0.3 M sodium citrate 中即得) 將樣品轉移至 100 mL 離心管中，攪拌後慢慢加入約 3 g 連二亞硫酸鈉(一次加入 1 g，分三次加入)並攪拌，於 80°C 水浴中加熱 20 分鐘，其間攪拌數次。將樣品移離水浴，加入 10 mL 飽和氯化鈉，混合後離心並倒除上清液。若樣品仍帶有黃棕色，重複前述步驟。接著分別以 50 mL，10% sodium chloride 及 50 mL 去離子水清洗並離心排除清洗液，完成鐵鋁氧化物之移除。將土樣轉移至 250 mL 燒杯中，並以去離子水仔細沖洗離心管壁以防樣品損失，最後將土樣置於烘箱中以 105°C 烘乾備用。

精秤烘乾土樣於金屬攪拌杯中，加去離子水至半滿，再加入 10 mL，5% Na-hexametaphosphate，以電動攪拌機攪拌 10 分鐘，將樣品通過 325 mesh 篩網(篩孔直徑 44 μm)，篩網下接 1 L 沉降筒。將留在篩網上砂粒洗入燒杯中，烘乾後秤重即為烘乾土樣中砂粒含量。

加入去離子水至沉降筒並定量至 1 L，將沉降筒置於恆溫房中，以攪拌槳充分攪拌後靜置一定時間，以 25 mL 定量吸管於液面下 10 cm 處吸取 25 mL 樣品(12 秒內完成)，轉移至燒杯中烘乾秤重，將秤得黏粒重扣除空白樣品重後，再乘上 40 倍即為烘乾土樣中所含黏粒量。粉粒含量則直接由已求得之砂粒與黏粒含量計算而得。

## 二、化學性質分析

### 1、pH 值：玻璃電極法(McLean, 1982)



pH(H₂O)：將土壤與去離子水以 1:1 的比例充分混合後，靜置一小時，以 pH 計測定。

pH(KCl)：將土壤與 1 N KCl 以 1:1 的比例充分混合後，靜置一小時，以 pH 計測定。

pH(NaF)：將土壤與 1 N NaF 以 1:50 的比例充分混合後，靜置一小時，以 pH 計測定。

## 2、陽離子交換容量(Cation exchange capacity)：1 N 醋酸銨法(pH 7.0)(Thomas, 1982)

秤取 10 g 土壤置入淋洗管柱，以 100 mL 1 N NH₄OAc (pH 7.0)淋洗，淋洗後加入 100 mL 95%之酒精，洗去土壤中多餘 NH₄OAc 溶液。再加入 100 mL 酸化的 10% NaCl 溶液淋洗，將交換出來的土壤膠體表面所吸附的 NH₄⁺離子，以 Kjeldahl 蒸餾法測定淋洗溶液中 NH₄⁺-N 的含量，換算成陽離子交換容量(CEC)，單位以 cmol(+)/kg soil 表示。

## 3、可交換性鹽基(Exchangeable bases)：1 N 醋酸銨法(pH 7.0)(Thomas, 1982)

秤取 10 g 土壤置入淋洗管柱內，以 100 mL 1 N NH₄OAc (pH 7.0)淋洗，收集淋洗溶液以原子吸收光譜儀(A.A.)或感應耦合電漿發射光譜儀(ICP-AES)測定溶液中陽離子(鉀、鈉、鈣、鎂)含量，單位以 cmol(+)/kg soil 表示。

## 4、交換性鋁(Exchangeable Al)：1 N KCl 法(Blakemore *et al.*, 1981)

秤取 10 g 土壤樣品與 50 mL 1 N KCl 充分混合後靜置 16 小時，以 Advantec No. 5 濾紙過濾，並用 50 mL 1 N KCl 淋洗，合併兩次的溶液，以 0.45 μm 醋酸纖維圓形過濾膜(mini-pore)過濾，以感應耦合電漿發射光譜儀(ICP-AES)測定鋁含量。

## 5、鋁飽和度(Al Saturation)

交換性鋁除以可交換性鹽基與交換性鋁的總和，即為鋁飽和度

$$\text{Al Saturated (\%)} = \left[ \frac{(Al_{ex})}{ex(K+Na+Ca+Mg+Al)} \right] \times 100\% \quad (\text{式 3})$$

## 6、土壤有機碳：採用 Walkley-Black 濕式氧化法(Nelson and Smomers, 1982)

秤取 0.5 g 過 80 mesh 篩網之土壤置入 500 mL 三角瓶中，以吸量管吸取 10 mL 的 1 N  $K_2Cr_2O_7$  溶液，在三角瓶中並旋轉搖勻，迅速加入 20 mL 濃硫酸，再次混勻後靜置 30 分鐘。同時進行空白試驗(即不加土，重複上述步驟)。隨後加入約 200 mL 的去離子水與 10 mL 85%濃磷酸，待樣品冷卻後滴入 30 滴二苯胺指示劑，並將攪拌子置入其中，在滴定裝置下利用 0.5 N 硫酸亞鐵銨溶液( $Fe(NH_4)_2(SO_4)_2$ )進行滴定。有機碳含量之計算公式為：

$$O. C. (\%) = 10 \times \left(1 - \frac{V_s}{V_b}\right) \times (1.0 N) \times \left(\frac{12}{4000}\right) \times 1.3 \times \left(\frac{100}{W}\right) \quad (\text{式 4})$$

$V_s$ ：樣品的硫酸亞鐵溶液滴定量

$V_b$ ：樣品的硫酸亞鐵容液滴定量

$W$ ：土壤樣品重量

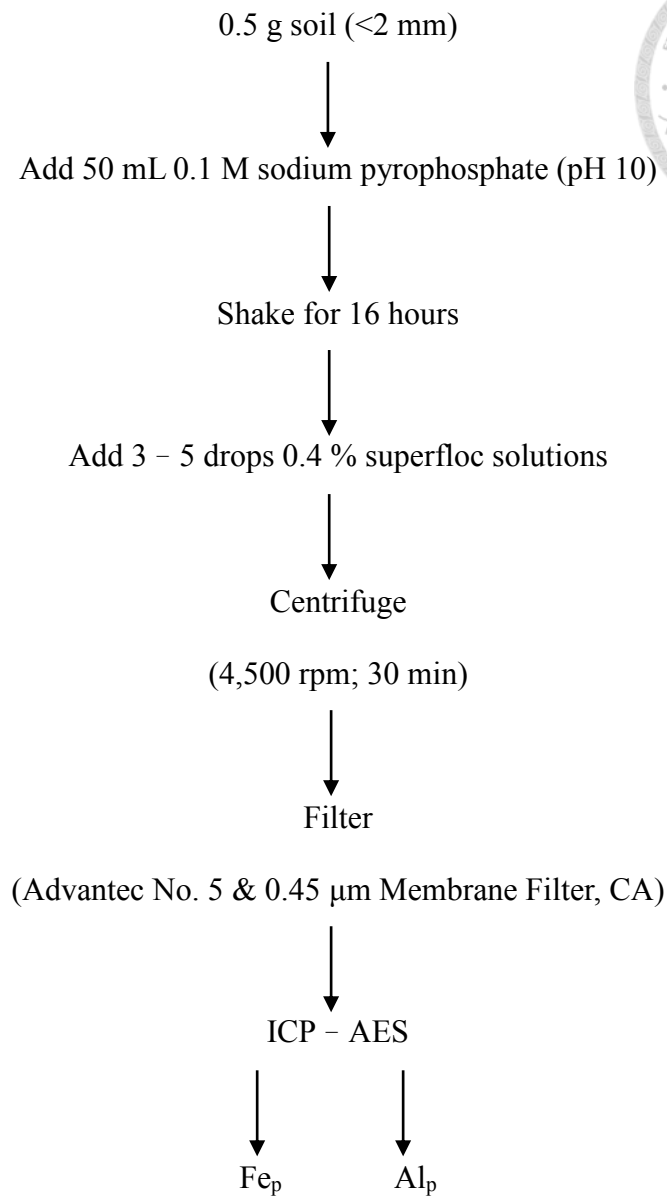
1.3：有機碳與有機物的轉換係數(Van Bemmelen factor)和回收率的轉換因子

7、Sodium pyrophosphate 可抽出性鐵及鋁(以  $Fe_p$ 、 $Al_p$  表示)：0.1 M sodium pyrophosphate (pH 10)抽出法(Blakemore *et al.*, 1981)

精秤 1 g 小於 2 mm 土壤，加入 100 mL 0.1 M sodium pyrophosphate (pH 10.0)，來回震盪 16 小時後，加入 3–5 滴 0.4% superfloc 溶液，並劇烈搖晃數秒，置入離心機離心(4500 rpm，離心 30 分鐘)，離心結束後取上清液，用 Advantec No. 5 濾紙及 0.45  $\mu\text{m}$  醋酸纖維圓形過濾膜(mini-pore)過濾，以感應耦合電漿發射光譜儀(ICP-AES)測定鐵、鋁含量(圖十)。

8、Citrate – Bicarbonate – Dithonite 可抽出性鐵及鋁(以  $Fe_d$ 、 $Al_d$  表示)：sodium citrate-bicarbonate-dithonite 抽出法(Mehra and Jackson, 1960)

秤取 1 g 小於 2 mm 土壤，放入 100 mL 離心管中，加入 40 mL 0.3 M 檸檬酸鈉(Sodium Citrate)及 5 mL 1 M 碳酸氫鈉( $NaHCO_3$ )，在 80°C 水浴中加熱 15–20 分鐘，然後加入 1 g Sodium dithonite ( $Na_2S_2O_4$ )，持續攪拌約 15 分鐘，再加入 10 mL 飽和氯化鈉( $NaCl$ )溶液攪拌，置入離心機離心(3000 rpm，離心 15 分鐘)，離心結束後取上清液。重複上述步驟，直到溶液呈現灰色。定量至 100 mL，用 Advantec No. 5 濾紙及 0.45  $\mu\text{m}$  醋酸纖維圓形過濾膜(mini-pore)過濾，以感應耦合電漿發射光譜儀



圖十、有機鍵結形態鐵與鋁之萃取及測定步驟。

Fig. 10. Extraction and determination procedures of Fe and Al extracted by sodium pyrophosphate.



(ICP-AES)測定鐵、鋁含量(圖十一)。

9、Acid oxalate 可抽出性鐵、鋁、矽(以  $Fe_o$ 、 $Al_o$ 、 $Si_o$  表示):0.2 M oxalate-oxalic acid(pH 3.0)抽出法(Blakemore *et. al.*, 1981)

秤取 1 g 小於 2 mm 土壤，加入 100 mL 0.2 M oxalate acid (pH 3.0)(將 0.2 M 草酸銨與 0.2 M 草酸以 1:0.75 比例混合配製)，在黑暗中震盪 4 小時後，加入 3-5 滴 0.4% superfloc 溶液，並劇烈搖晃數秒，置入離心機離心(2000 rpm，離心 15 分鐘)，用 Advantec No. 5 濾紙及 0.45  $\mu$ m 醋酸纖維圓形過濾膜(mini-pore)過濾，以感應耦合電漿發射光譜儀(ICP-AES)測定鐵、鋁、矽含量(圖十二)。

10、磷酸根吸持度(Phosphate retention)：0.032 M  $Na_2HPO_4$  (pH 4.6)溶液(Blakemore *et.al.*, 1981)

秤取 5 g 小於 2 mm 土壤於 100 mL 離心管中，加入 25 mL 0.032 M  $Na_2HPO_4$  (pH 4.6)溶液，來回震盪 24 小時後，加入 3 滴 0.2% superfloc 溶液，置於離心機中以 2000 rpm 離心 15 分鐘，以 Advantec No. 5 濾紙過濾，濾液以鉬黃法於 466 nm 下測定吸光值，並以檢量線換算成磷酸根結持度(%)。

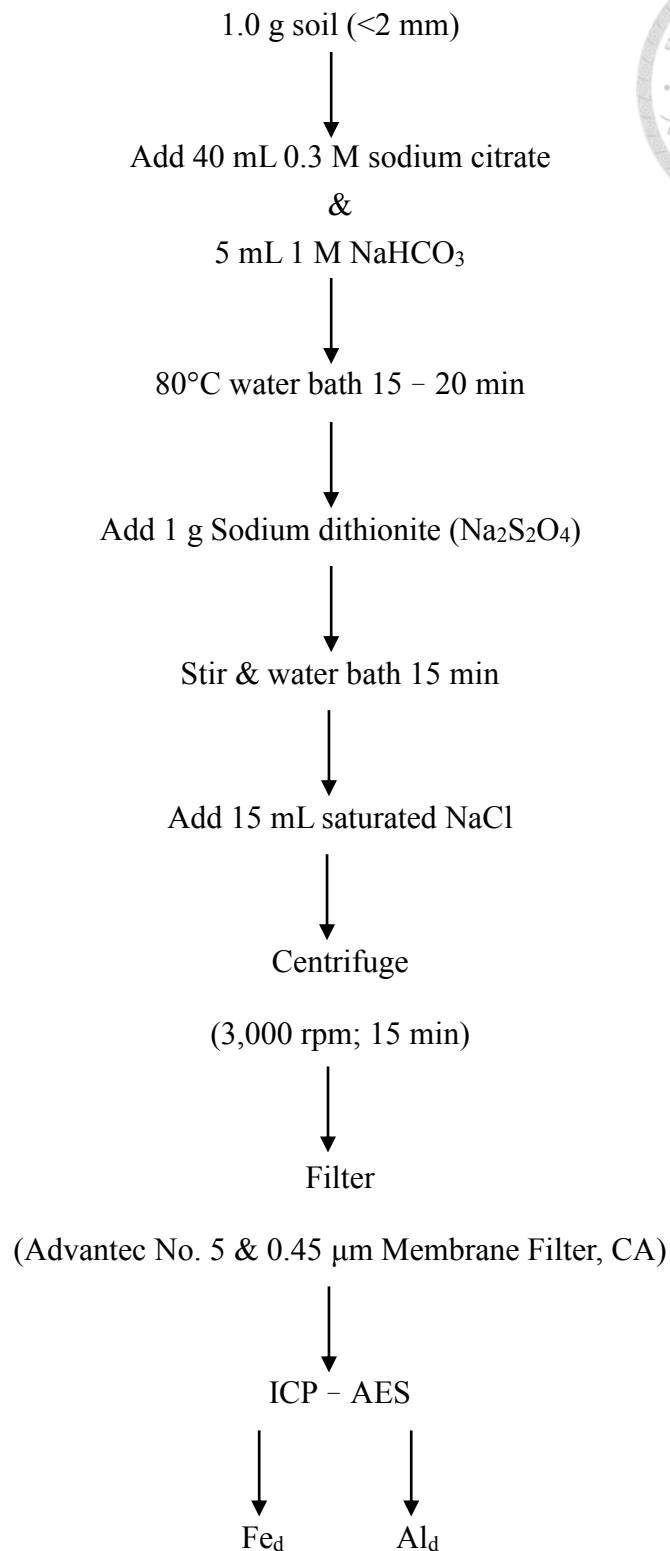
$Na_2HPO_4$  溶液以 8.8 g  $KH_2PO_4$ 、54.4 g  $CH_3COONa \cdot 3H_2O$  與 23 mL 冰醋酸，定量至 2 公升，此時溶液 pH 值介於 4.55 - 4.65。

鉬黃法：取 1 mL 濾液於試管中，加入 19 mL 混合試劑，均勻搖晃後靜置呈色 30 分鐘，以分光光度計(HITACHI U-1900)，於波長 466 nm 下測定吸光值。

混合指示劑：取 100 mL 濃硝酸，以超純水定量至 1000 mL，配製成 0.16 M  $HNO_3$  (A 液)；秤取 0.8 g 釩酸銨溶於約 500 mL 沸騰超純水中，冷卻後緩慢加入 6 mL 濃硝酸，定量至 1000 mL，配製成釩酸銨溶液(B 液)；秤取 16 g 鉬酸銨溶於 50°C 超純水中，冷卻後定量至 1000 mL，配製成鉬酸銨溶液(C 液)；先混合 A 液與 B 液後再加入 C 液即為混合指示劑(需照順序加入)。

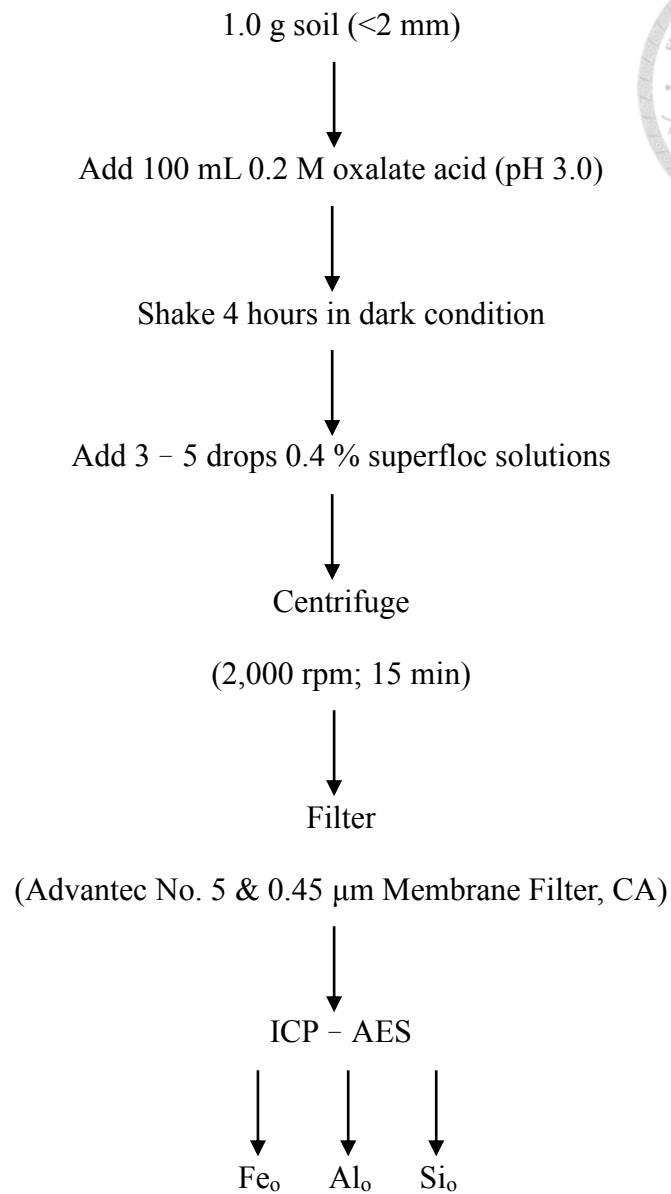
### 三、礦物組成份分析

礦物的鑑定利用 X 射線繞射分析儀(x-ray diffraction, XRD)進行，而黏粒是粒徑分析所得之黏粒部分；砂粒是未通過 325 mesh 篩網(<44  $\mu$ m)之部分。為了得到較



圖十一、游離形態鐵與鋁之萃取及測定步驟。

Fig. 11. Extraction and determination procedures of Fe and Al extracted by sodium citrate-bicarbonate-dithionite.



圖十二、無定形鐵、鋁與矽之萃取及測定步驟。

Fig. 12. Extraction and determination procedures of Fe and Al extracted by oxalate-oxalic acid.

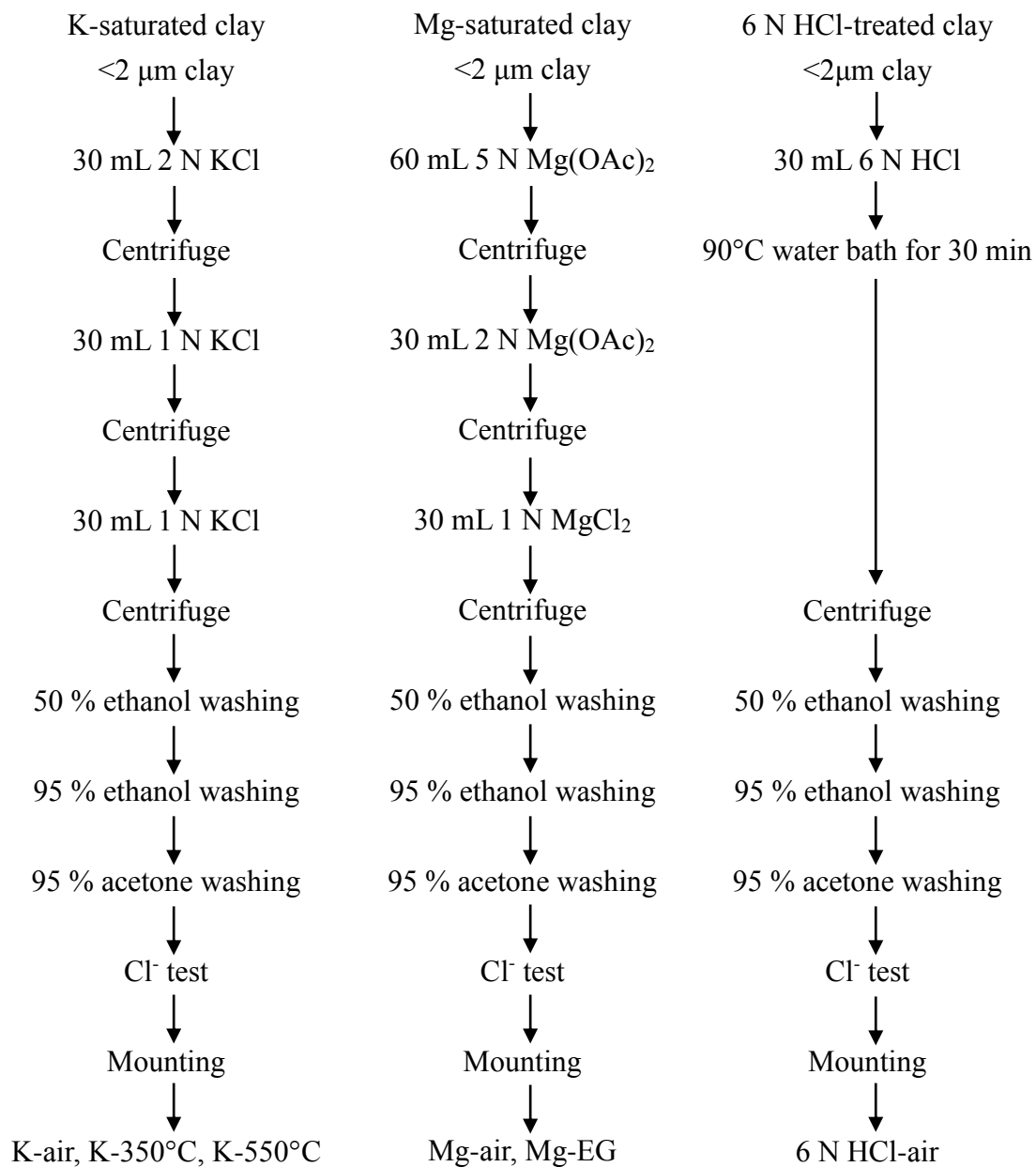
好的繞射結果，去有機質所得之黏粒在加上去游離鐵處理。黏粒分別做鉀、鎂及鹽酸處理(圖十三)；砂粒部分則不做任何處理，以瑪瑙研鉢細磨過 100 mesh 篩網後直接固定於玻片上進行 X 射線繞射分析。

黏粒鉀飽和處理(K-saturated clay)：將粒徑分析所得之黏粒置於 100 mL 塑膠瓶中，加入 30 mL 2 N KCl 溶液來回震盪 2 小時後，離心(4,000 rpm, 10 min)並倒去上清液，再加入 30 mL 1 N KCl 溶液來回震盪 2 小時後，離心(4,000 rpm, 10 min)並倒去上清液(此步驟重複兩次)。之後加入 30 mL 50%乙醇來回震盪 5 分鐘後，離心(4000 rpm, 10 min)並倒去上清液，再加入 30 mL 95%乙醇來回震盪 5 分鐘後，離心(4000 rpm, 10 min)並倒去上清液，最後加入 30 mL 95%丙酮來回震盪 5 分鐘後，離心(4000 rpm, 10 min)並倒去上清液。以 0.1 M AgNO₃ 溶液做餘氯測試，吸取 1 mL 上清液加入 1 滴 0.1 M AgNO₃，若溶液成混濁狀則重複丙酮的步驟直至餘氯去除。最後倒除上清液後，加入適量超純水使黏粒成為懸浮液，以滴管吸取懸浮液，慢慢滴於玻片上自然風乾，作為鉀飽和黏粒定位片備用。

黏粒鎂飽和處理(Mg-saturated clay)：將粒徑分析所得之黏粒置於 100 mL 塑膠瓶中，加入 60 mL 5 N Mg(OAc)₂ 溶液來回震盪 2 小時後，離心(4,000 rpm, 10 min)並倒去上清液，再加入 30 mL 2 N Mg(OAc)₂ 溶液來回震盪 2 小時後，離心(4,000 rpm, 10 min)並倒去上清液，再加入 30 mL 1 N MgCl₂ 溶液來回震盪 2 小時後，離心(4,000 rpm, 10 min)並倒去上清液。之後加入 30 mL 50%乙醇來回震盪 5 分鐘後，離心(4000 rpm, 10 min)並倒去上清液，再加入 30 mL 95%乙醇來回震盪 5 分鐘後，離心(4000 rpm, 10 min)並倒去上清液，最後加入 30 mL 95%丙酮來回震盪 5 分鐘後，離心(4000 rpm, 10 min)並倒去上清液。以 0.1 M AgNO₃ 溶液做餘氯測試，吸取 1 mL 上清液加入 1 滴 0.1 M AgNO₃，若溶液成混濁狀則重複丙酮的步驟直至餘氯去除。最後倒除上清液後，加入適量超純水使黏粒成為懸浮液，以滴管吸取懸浮液，慢慢滴於玻片上自然風乾，作為鎂飽和黏粒定位片備用。

6 N HCl 處理(HCl-saturated clay)：將粒徑分析所得之黏粒置於 100 mL 塑膠瓶中，加入 30 mL 6 N HCl 於 90°C 水浴 30 分鐘，待冷卻後，離心(4000 rpm, 10 min)並倒去上清液。之後加入 30 mL 50%乙醇來回震盪 5 分鐘後，離心(4000 rpm, 10 min)並倒去上清液，再加入 30 mL 95%乙醇來回震盪 5 分鐘後，離心(4000 rpm, 10 min)並倒去上清液，最後加入 30 mL 95%丙酮來回震盪 5 分鐘後，離心(4000 rpm, 10





圖十三、鉀飽和、鎂飽和與鹽酸處理之黏粒製備步驟。

Fig. 13. Procedures of preparation of K-saturated, Mg-saturated and 6 N HCl-treated clay.

min)並倒去上清液。以 0.1 M AgNO₃ 溶液做餘氯測試，吸取 1 mL 上清液加入 1 滴 0.1 M AgNO₃，若溶液成混濁狀則重複丙酮的步驟直至餘氯去除。最後倒除上清液後，加入適量超純水使黏粒成為懸浮液，以滴管吸取懸浮液，慢慢滴於玻片上自然風乾，作為鹽酸飽和黏粒定位片備用。

待以上三種處理之玻片的黏粒乾固後，鉀飽和黏粒分為室溫乾燥處理及高溫灰化爐 350°C、550°C 處理；鎂飽和黏粒分為室溫乾燥處理及密閉空間乙二醇薰蒸 2 小時處理；6 N HCl 黏粒處理則為室溫乾燥處理。

X 光繞射分析條件：機型 Rigaku D/Max-2200/PC (Tokoyo, Japan)；K $\alpha$  射源；靶-銅靶；濾片-鎳；電壓 40 kV；電流 30 mA；繞射速度每分鐘二度；2 $\theta$  範圍 2°~40°(黏粒)、10°~80°(砂粒)。

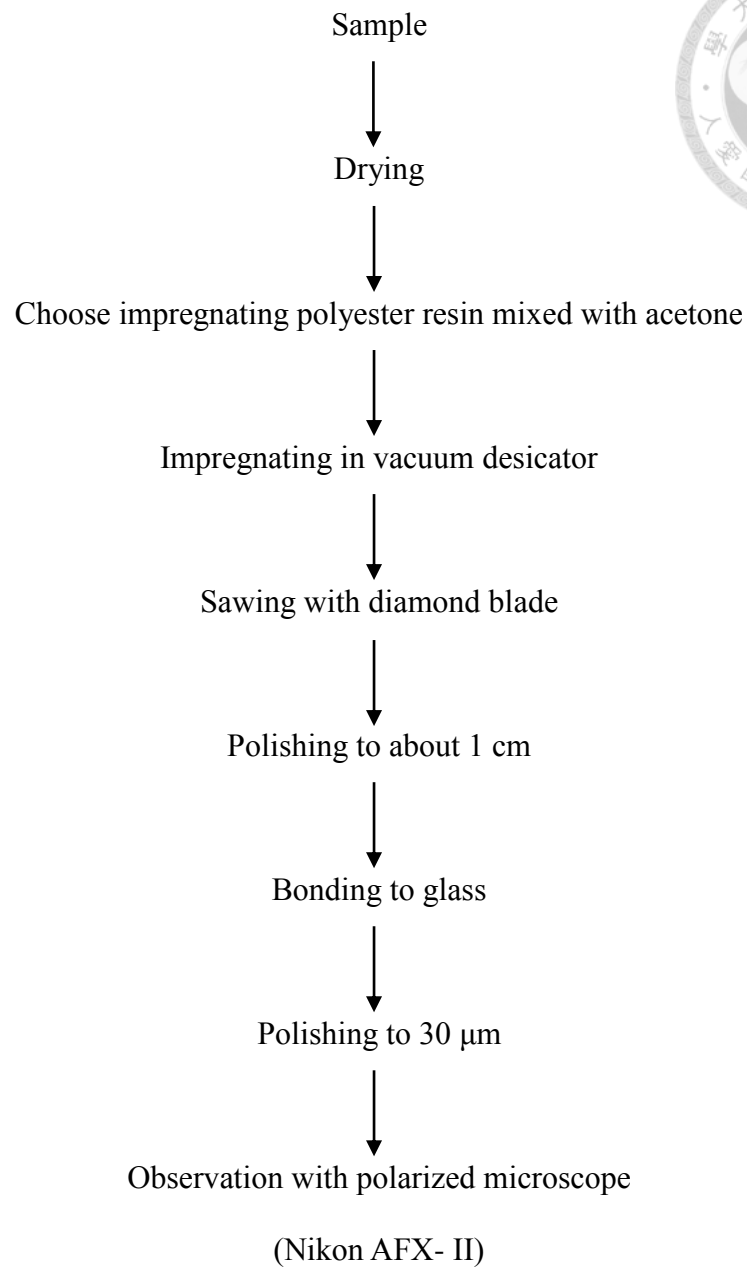
#### 四、土壤薄切片之製備與觀察

於野外採集之土壤盒，帶回實驗室後，隨即妥善包裝，紙盒內空隙以汽泡棉填充避免運送過程的震動，寄往美國 Spectrum Petrographic 公司製作成薄切片的玻璃標本(厚度 30  $\mu$ m)。收到薄切片後利用偏光顯微鏡(型號：Nikon AFX- II)觀察並記錄微形態特徵。

鋁製盒裝土壤樣體待其風乾後，將其灌入混有丙酮的聚酯樹脂中，接著放入真空乾燥器使其乾燥後，以鑽石刀切割所需大小打磨至約 1 公分大小後將樣本固定於玻片上，再打磨至 30 微米的厚度以便於用偏光顯微鏡觀察(圖十四)。

#### 第三節、統計分析

以統計軟體 SAS 9.4 進行統計分析，先以 GLM 程序檢定大屯火山群不同地區的總體密度、磷酸根吸持度、Al_o+1/2Fe_o 及活性比(Fe_o/Fe_d)之平均值是否存在顯著差異，再以特奇公正顯著差異測驗法(Tukey's honest significant difference, HSD)進行不同地區各性值與烘爐山之比較。



圖十四、薄切片玻片標本製備步驟。

Fig. 14. The preparation procedure of thin section sample.

## 第四章 結果與討論



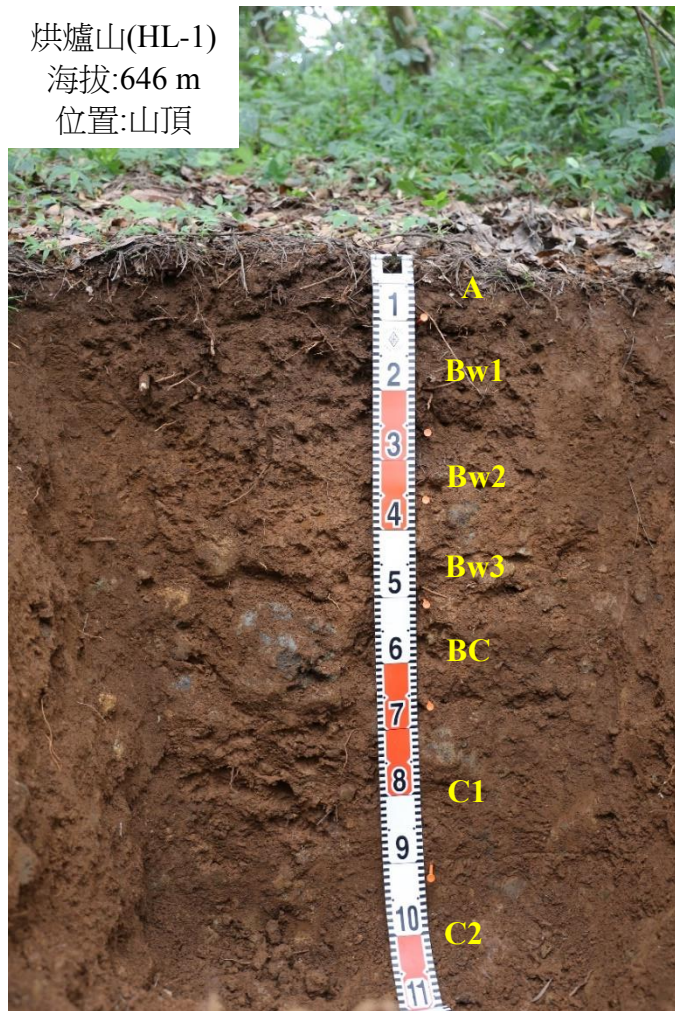
### 第一節、土壤形態特徵

火山灰土壤表層常累積大量的有機質使土壤具有很暗的顏色，且暗黑色的土壤層次通常可達 20-30 公分。土壤中也含有許多的非結晶性物質(noncrystalline)，使土壤表層形成多孔性團粒或亞稜塊狀構造，且具有低總體密度的特性。火山灰土壤具有強染污性(strongly smeary)，土壤在濕潤時有非常易碎的結持度，並具有微黏性及微可塑性，而潮濕時則具有滑膩感，土壤乾燥時則呈細團粒構造(Shoji, 1988; Shoji, 1985; Martini and Palencia, 1975; Wells and Childs, 1988)。由於火山地形不穩定，常有崩塌、堆積或是前後兩次由不同熔岩所形成的多層序情況。

#### 一、Honglu Mountain-1 (HL-1)樣體

HL-1 樣體位於烘爐山頂(Summit)處，海拔高度 646 公尺，樣點靠近火山口，地勢平緩，坡度小於 5 度，坡向為西南坡，植被以紅楠(*Machilus thunbergii* Sieb. & Zucc.)、昆欄樹(*Trochodendron aralioides* Sieb. & Zucc.)等為主。剖面厚度僅 100 公分，C 層以下含石量大於 60%，有許多未風化岩石及稍微風化之腐岩，土壤層序為 A-Bw1-Bw2-Bw3-BC-C1-C2 (圖十五)。表層土壤(A 層)因大量有機質而呈現暗棕色(7.5YR 3/2)，與下方的變育層(cambic horizon, Bw)為平滑且清晰的層界(clear and smooth boundary)。0-10 公分屬於淡色表育層(ochric epipedon)，並非火山灰土壤常見的黑瘠表育層。Bw 化育層野外觸摸土壤質地為黏壤土(clay loam)，以中度發育極細和細的團粒構造(moderate very fine and fine granular structure)為主並帶有多度發育極細和細的亞稜塊狀構造(moderate very fine and fine subangular blocky structure)，具有微黏性及微可塑性的(slightly sticky and slightly plastic)緊密結持度(firm)。變育層下的 BC 層質地稍有變化，且腐岩含量漸多，觸摸質地為壤土(loam)，具有清晰且波浪狀(wavy)的層界，下方的 BC 及 C1 層質地變為黏壤土，土壤構造以亞稜塊狀構造為主，且含有許多未風化的岩石及稍微風化的腐岩，同樣具有微黏性及微可塑性。表層含有許多細根、極細根、生物孔洞及少許較粗的根，而在 Bw1 層以下逐漸變少。整體來說，土壤剖面不像一般火山灰土壤表層具有易碎的結持度反而以緊密結持度為主，且整個剖面質地並無明顯變化，以黏壤土為主。

烘爐山(HL-1)  
海拔:646 m  
位置:山頂



圖十五、HL-1 樣體的剖面形態與植生照片。

Fig. 15. Photographs of soil morphology and vegetation in HL-1 pedon.



因此，推測受到較長時間的風化影響，土壤已逐漸喪失火山灰土壤性質(Andic soil properties)，仍需藉由實驗分析來判定火山灰土壤性質喪失的程度。

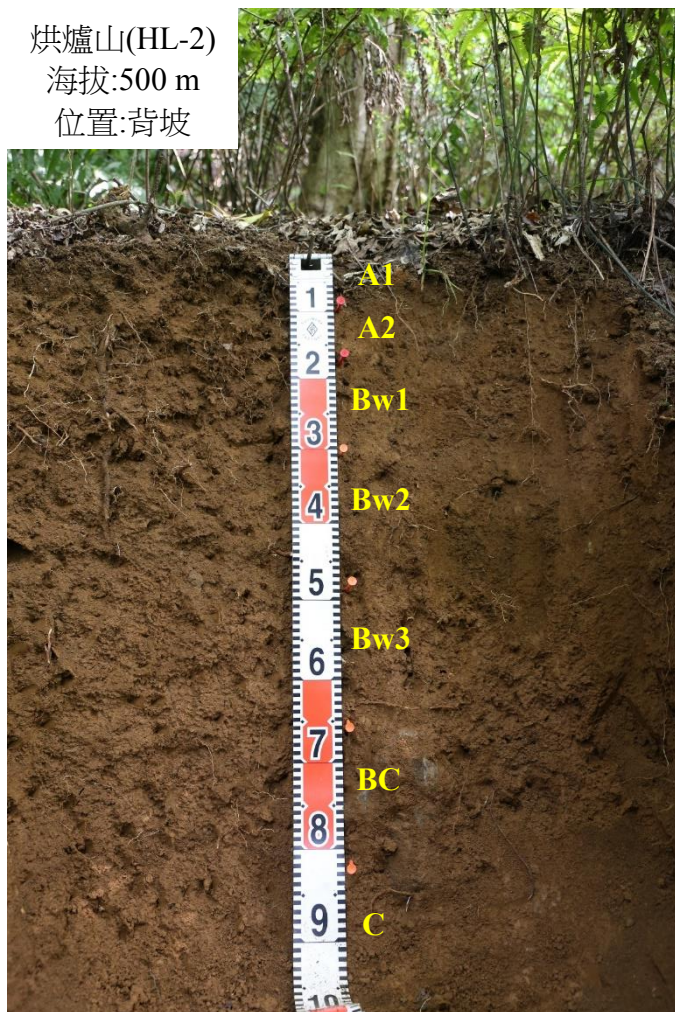
## 二、Honglu Mountain-2 (HL-2)樣體

HL-2 樣體位於烘爐山的上背坡(Upper backslope)處，海拔高度 500 公尺，剖面位於巴拉卡公路約 4 K 處，為斜坡處的天然剖面，坡度為 13 度，坡向為東北坡，植被以相思樹(*Acacia confusa* Merr.)、紅楠(*Machilus thunbergii* Sieb. & Zucc.)、樹杞(*Ardisia sieboldii* Miq.)等為主。剖面 100 公分處即可見明顯的岩石，土壤層序為 A1–A2–Bw1–Bw2–Bw3–BC–C (圖十六)，0–18 公分為淡色表育層。A 層有機質含量較少，土壤顏色為棕色(7.5YR 4/4)，具有易碎性(friable)帶有微黏性及微可塑性，質地為黏壤土，土壤構造為團粒構造且有許多的細根、極細根及生物孔洞。A2 層與 Bw1 層構造稍有變化，仍以團粒構造為主而帶有稜角塊狀(angular blocky)構造，且土壤具有微黏性及微可塑性的緊密結持度，同樣具有許多根系而生物孔洞漸少。Bw1 層與下方的 Bw2 層具有清晰且平滑的層界，觸摸質地可感受到明顯變化，在黏壤土與黏土的交界，土壤構造以稜角塊狀構造為主，具有非常緊密的結持度，植物根系及生物孔洞變少，然而是否有黏粒洗入現象仍需以微形態構造來進一步佐證。BC 層及 C 層含有腐岩及岩石，質地並無變化，同為黏壤土，具有微黏性及微可塑性的緊密結持度，土壤構造以稜角塊狀構造為主。整體來說，剖面土壤顏色呈現棕色(7.5YR 4/4)，表層顏色較淡，推測原因是地勢陡，表面逕流大使得有機質易被沖刷，整個剖面的質地比 HL-1 樣體具有黏性，風化程度似乎比 HL-1 樣體高。

## 三、Honglu Mountain-3 (HL-3)樣體

HL-3 樣體位於烘爐山的下背坡(Lower backslope)處，海拔高度 386 公尺，剖面位於陽明路約 2 K 處，為一平地，坡度約 1.5 度，植被同 HL-2 樣體，以相思樹(*Acacia confusa* Merr.)、紅楠(*Machilus thunbergii* Sieb. & Zucc.)、樹杞(*Ardisia sieboldii* Miq.)、江某(*Schefflera actophylla*)等為主。整個剖面含有許多腐岩及大岩石，土壤層序為 A–Bw–BC–Bwb–BCb–B'w–C1–C2，HL-3 樣體土壤層序的現象是火山地形不穩定所造成的崩塌作用所致，0–8 公分為淡色表育層(圖十七)。A 層土壤有機質含量

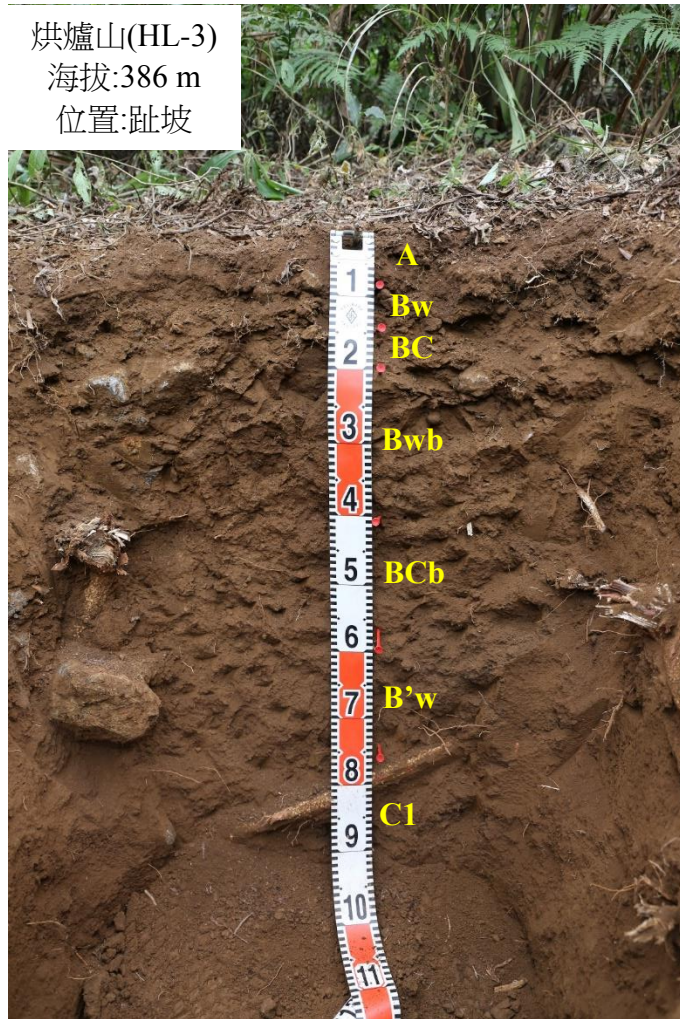
烘爐山(HL-2)  
海拔:500 m  
位置:背坡



圖十六、HL-2 樣體的剖面形態與植生照片。

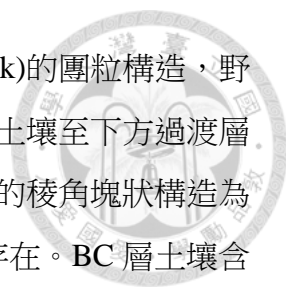
Fig. 16. Photographs of soil morphology and vegetation in HL-2 pedon.





圖十七、HL-3 樣體的剖面形態與植生照片。  
Fig. 17. Photographs of soil morphology and vegetation in HL-3 pedon.





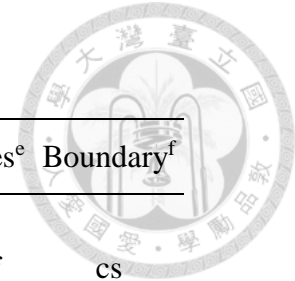
多，土壤顏色為暗黃棕色(10YR 3/4)，土壤構造為弱度發育(weak)的團粒構造，野外觸摸質地為砂質壤土(sandy loam)，具有易碎的結持度。表層土壤至下方過渡層(BC 層)間的變育層土壤非常緊密(very firm)，且以發育程度較強的稜角塊狀構造為主，且具微黏性及微可塑性，表層與變育層土壤有較大根系的存在。BC 層土壤含石量大於 50%，將大塊岩石移除後，下方為一埋藏(buried)的土壤層次(Bwb 及 BCb 層)，兩層土壤質地為黏壤土，Bwb 層構造是強度發育的粗和極粗的稜角塊狀構造(coarse and very coarse angular blocky structure)，同樣與上面的 Bw 層土壤一樣非常緊密，具微黏性及微可塑性。BCb 層土壤構造則是以稜角塊狀構造為主，兩層土壤的根系較少，伴有些許粗根和極粗根(coarse and very coarse roots)，並具有許多大腐岩及岩石，含石量大於 50%。將 BCb 層岩石移除後，BCb 層下為最早原始的土層，分別為 B'w、C1 及 C2 層，B'w 及 C 層土壤構造以稜角塊狀為主，質地為黏壤土，結持度緊密且具微黏性及微可塑性，同樣有些許粗根和極粗根。整個剖面具有平滑且突變的層界，顏色偏暗黃棕色，以顏色來看，風化程度又比 HL-2 樣體大。

## 第二節、土壤物理性質

由於火山灰土壤多孔性母質的因素，並含有大量無定形物質及有機質所致，使得土壤有許多獨特的物理性質，這些性質能夠幫助我們在野外調查時當作一個簡單的判定依據，包括低總體密度、土壤易碎性、強黏染性、良好的水分結持力、黏力不易分散等(Shoji *et al.*, 1993)，而在野外觸摸質地，由於土壤膠結力非常強，導致與實驗室分析所得的質地並不相同，這些獨特的物理性質在土壤分類上也是重要的判定準則。

### 一、總體密度

總體密度係指單位體積裡所佔的固體重量，在美國土壤分類系統裡對於火山灰土壤性質的規定是在 33 kPa 下，總體密度必需 $\leq 0.9 \text{ Mg/m}^3$ ，而灰燼土綱的定義則是在表層 60 公分內，必需累積達 60%以上(35 公分)的土壤厚度，符合火山灰土壤性質(Andic soil properties)的定義(Soil Survey Staff, 2014)。然而在野外以土罐法所測得的總體密度往往與實際上有所誤差，這些誤差來源包括土罐裡有碎石、粗根以



表六、烘爐山樣體之形態特徵。

Table 6. Morphological characteristics of Mt. Honglu pedons.

Horizon	Depth (cm)	Munsell Color	Field texture ^a	Structure ^b	Consistence ^c	Roots ^d	Biopores ^e	Boundary ^f
<u>HL-1: slope 4 degree, elevation 646 m</u>								
A	0-10	7.5YR 3/2	CL	2vf&fsbk, 2vf&fg	fri, ss&sp	mvf&f, fm	cvf&f	cs
Bw1	10-25	7.5YR 3/4	CL	2vf&fsbk, 2vf&fg	fi, ss&sp	smf&f, fm	fvf&f	g
Bw2	25-35	7.5YR 4/4	CL	2f&msbk, 2vf&fg	fi, ss&sp	fvf&f, fm	fvf	g
Bw3	35-50	7.5YR 4/4	CL	2vf&fsbk, 2vf&fg	fi, ss&sp	fvf&f	fvf	cw
BC	50-65	7.5YR 4/4	CL	2vf&fg, 2vf&fsbk	fi, ss&sp	fvf&f	fvf	cs
C1	65-90	7.5YR 4/3	CL	2vf&fg, 2vf&fsbk	fi, ss&sp	fvf&f	fvf	g
C2	>90	7.5YR 4/3	CL	2fg, 2vf&fsbk	fi, ss&sp	fvf&f	fvf	
<u>HL-2: slope 13 degree, elevation 500 m</u>								
A1	0-10	7.5YR 4/4	CL	2vf&fg	fri, ss&sp	mvf&f	mvf&f	g
A2	10-18	7.5YR 4/4	CL	2vf&fabk, 2vf&fg	fi, ss&sp	mvf&f	cvf&f	cs
Bw1	18-30	7.5YR 4/4	CL	2vf&fabk, 2vf&fg	fi, ss&sp	mvf&f	fvf&f	cs
Bw2	30-48	7.5YR 4/4	CL	2vf&fabk, 2vf&fg	fi, ss&sp	fvf&f	fvf&f	g
Bw3	48-65	7.5YR 4/4	CL to C	2vf&fg, 3vf&fabk	vfi, s&p	fvf&f	cvf&f	g
BC	65-80	7.5YR 4/4	CL	2vf&fg, 2vf&fabk	fi, ss&sp	fvf&f	-	g
C	80-100	7.5YR 4/4	CL	2vf&fg, 2vf&fabk	fi, ss&sp	-	-	

(continued to next page)

表六、烘爐山樣體之形態特徵(續)。

Table 6. Morphological characteristics of Mt. Honglu pedons (continued).

Horizon	Depth (cm)	Munsell Color	Field texture ^a	Structure ^b	Consistence ^c	Roots ^d	Biopores ^e	Boundary ^f
<u>HL-3: slop 2 degree, elevation 386 m</u>								
A	0-8	10YR 3/4	SL	1vf&fg	fri	mvf&f, cm	fvf&f	cs
Bw	8-14	10YR 4/4	CL	1vf&fg, 3vf&fabk	vfi, ss&sp	mvf&f, cm	fvf&f	as
BC	14-20	-	-	-	-	-	-	as
Bwb	20-40	10YR 4/6	CL	3c&vcabk	vfi, ss&sp	fvf&f, fm	fvf&f	as
BCb	40-58	10YR 4/4	CL	2vf&fabk	fi, ss&sp	cvf&f, fvc&c	fvf&f	as
B'w	58-75	10YR 4/4	CL	2vf&fabk	fi, ss&sp	fvf&f, fvc&c	fvf&f	g
C1	75-100	10YR 4/4	CL	2vf&fabk	fi, ss&sp	cvf&f	fvf&f	as
C2	>100	-	-	-	-	-	-	-

a: L= loam; C= Clay; CL= clay loam; SL= sandy loam.

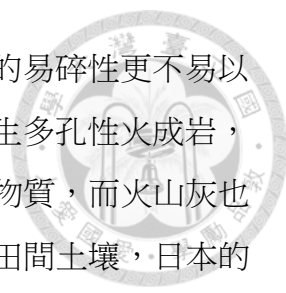
b: 1= weak; 2= moderate; 3= strong; vf= very fine; f= fine; m= medium; g= granular; abk= angular blocky, sbk= subangular blocky.

c: fri= friable; vfi= very firm; fi= firm; ss= slightly sticky; sp= slightly plastic; s= sticky; p= plastic.

d: m= many; s= some; c= common; f= few; vf= very fine; f= fine; m= medium; vc= very coarse; c= coarse.

e: m= many; c= common; f= few; vf= very fine; f= fine.

f: a= abrupt; c= clear; g= gradual; s= smooth; w= wave.



及將土壤打入土罐時是否造成壓實等等的影響，而火山灰土壤的易碎性更不易以土罐法測定總體密度。火山噴發的熔岩，經高溫急速冷卻而產生多孔性火成岩，這些母岩經風化後產生多孔性土壤構造並生成大量的非結晶性物質，而火山灰也伴有大量的有機質，因此造成火山灰土壤的總體密度低於一般田間土壤，日本的火山灰土壤總體密度多在  $0.4\sim 0.8 \text{ Mg/m}^3$  之間(Shoji and Ono, 1978; Shoji, 1985; Shoji *et al.*, 1985; Shoji *et al.*, 1993; Chen *et al.*, 1999, 2001)。

烘爐山三個土壤樣體總體密度分析結果可看出總體密度隨著剖面深度增加而有稍微上升的趨勢(表七)。在 HL-1 樣體中 0–50 公分的總體密度均小於  $0.9 \text{ Mg/m}^3$ ，符合美國土壤分類系統裡對於灰燼土的定義。HL-2 樣體總體密度比 HL-1 樣體高，土壤受到風化的影響，有機質、無定形物質等多孔性物質減少，使得總體密度上升，僅表層 18 公分內符合火山灰土壤性質，但不符合灰燼土綱的定義，土壤已逐漸喪失火山灰土壤性質。HL-3 樣體由於地形不穩定因素出現埋藏土層的現象，表層土壤因有機質含量多，總體密度小於  $0.9 \text{ Mg/m}^3$ ，20–40 和 58–75 公分處總體密度與一般田間土壤相似，而在現場發現 15–75 公分土層有許多未風化的大岩石，推論是土壤壓實、有機質含量變低或多孔性物質風化而黏粒變多造成。75–100 公分土層總體密度下降，在野外能夠發現許多已經風化的多孔性腐岩。

## 二、水分含量

土壤構造、質地及有機質含量會影響土壤保水能力，灰燼土具有多孔性土壤構造、高有機質含量以及含有許多的鋁英石、絲狀鋁英石、水鐵礦等無定形礦物使得灰燼土能夠有良好的水分結持力(Shoji *et al.*, 1993; Shoji *et al.*, 1985; Wada, 1989)，因此在高壓下也能夠保有較多的水分含量。測定水分含量的分法是以壓力鍋法，33 kPa 的壓力下能夠模擬田間容水量的情形，是土壤有效水的上限；1500 kPa 的壓力則是代表植物的永久凋萎點，是土壤有效水的下限。

HL-1 樣體其 1500 kPa 下的水分含量與其他兩個樣體相較起來有較高的水分結持力，推論其原因是在有機質含量相似的狀況下，鋁英石、水鐵礦等無定形礦物較多所致。有效水分(33 kPa-1500 kPa)在 8~17%之間，與有機質含量或無定形物質沒有關係可循，在剖面中也沒有規則變化。

表七、烘爐山土壤樣體之物理性質。

Table 7. The physical properties of Mt. Honglu pedons.

Horizon	Depth cm	Bd Mg/m ³	Texture*	Sand	Silt	Clay	Water retention				
							33 kPa	1500 kPa	available water	1500 kPa/clay	Estimated clay*
				-----g/kg-----			-----%-----				
<u>HL-1, elevation 646 m</u>											
A	0-10	0.58	C	111	343	546	45.5	35.9	9.55	0.7	74
Bw1	10-25	0.75	SiC	117	412	471	43.3	31.3	12.0	0.7	70
Bw2	25-35	0.73	C	110	357	533	42.1	30.4	11.6	0.6	70
Bw3	35-50	0.79	C	156	359	485	41.9	30.3	11.6	0.6	71
BC	50-65	-	C	173	357	471	44.3	30.7	13.6	0.7	73
C1	65-90	-	CL	254	359	388	46.3	31.5	14.8	0.8	76
C2	>90	-	CL	282	398	320	47.8	31.2	16.6	1.0	76
<u>HL-2, elevation 500 m</u>											
A1	0-10	0.73	SiC	74.0	407	519	36.6	24.7	11.9	0.5	54
A2	10-18	0.82	C	75.8	396	528	38.5	23.7	14.8	0.4	53
Bw1	18-30	0.94	SiC	59.8	429	511	38.0	23.1	14.9	0.5	53
Bw2	30-48	0.98	C	61.2	391	548	35.7	22.5	13.2	0.4	52
Bw3	48-65	0.97	SiC	39.0	413	548	33.4	23.1	10.3	0.4	55
BC	65-80	1.04	C	42.1	392	566	33.5	23.3	10.2	0.4	55
C	80-100	-	C	36.2	397	567	34.0	23.6	10.4	0.4	56

(continued to next page)





表七、烘爐山土壤樣體之物理性質(續)。

Table 7. The physical properties of Mt. Honglu pedons (continued).

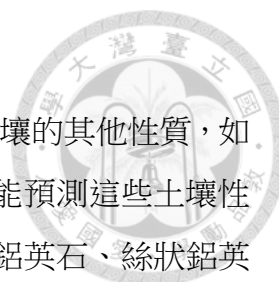
Horizon	Depth cm	Bd Mg/m ³	Texture*	Sand	Silt	Clay	Water retention				
							33 kPa	1500 kPa	available water	1500 kPa/clay	Estimated clay†
				-----g/kg-----		-----%-----					
<u>HL-3, elevation 386 m</u>											
A	0-8	0.55	C	95.0	372	533	44.7	36.7	7.97	0.7	68
Bw	8-14	0.86	SiC	68.3	413	519	37.1	26.4	10.7	0.5	62
BC	14-20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bwb	20-40	1.12	C	44.9	331	624	36.2	25.9	10.3	0.4	62
BCb	40-58	-	C	46.1	342	612	34.3	24.8	9.46	0.4	58
B'w	58-75	1.15	C	48.5	349	603	34.8	24.6	10.2	0.4	57
C1	75-100	0.86	C	51.3	360	589	34.0	24.5	9.45	0.4	58
C2	>100	-	C	52.5	353	594	34.2	24.4	9.83	0.4	57

*: C= clay, CL= clay loam, SiC= silty clay.

†: Estimated clay (%) = 2.5(% water content at 1500 kPa –% organic carbon) (Soil Survey Staff, 2014).

Bd: bulk density; available water= 33 kpa-1500 kpa water content.

-: no data.



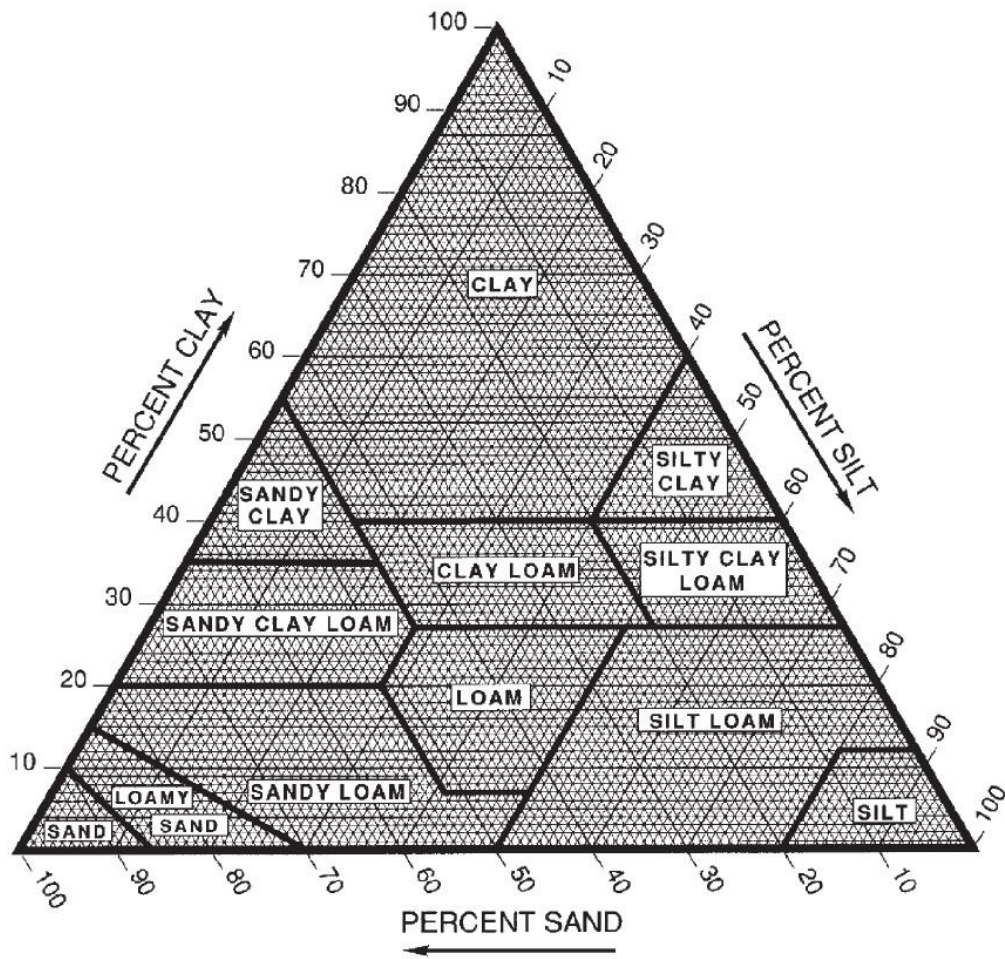
### 三、土壤質地

質地在土壤物理乃是一重要的性質，土壤的質地深深影響土壤的其他性質，如土壤肥力、土壤生產力、汙染物在土壤中的傳輸等，從質地也能預測這些土壤性質。由火山母質所化育的土壤通常含有許多的無定形礦物，如鋁英石、絲狀鋁英石、水鐵礦，帶正電荷的離子易與帶負電荷土壤粒子膠結，形成一穩定的構造，黏粒在土壤剖面中也不易移動。一般常用的粒徑分析方法是以前磷酸鈉(Sodium hexametaphosphate, HMP)為分散劑，相較於其他土壤，火山灰土壤膠結力強，因此土壤分散效果差，導致所得粒徑分析的結果不易被作為剖面中粒徑分佈的結果(Hetier *et al.*, 1977; Ping *et al.*, 1988)。改善的方法則是利用鹽酸或氫氧化鈉於土壤懸浮液中，將 pH 調整至 4 或 10，以改變土壤表面電荷，遠離礦物的零電荷點(the point of zero charge, PZC)，而調整的方式則視土壤中無定形礦物的種類而定，此外也有以超音波震盪的方式來分散土壤粒子，也可達到有效的分散(Shoji *et al.*, 1993)。而在野外以感覺法判定質地時往往也和粒徑分析的結果不同。

本研究以一般土壤質地分析的方法(Gee and Bauder, 1986)，土壤先以 30%雙氧水去除有機質後，接著以檸檬酸鈉-碳酸氫鈉-連二亞硫酸鈉(CBD)法去除游離鐵鋁等土壤有機質以及鐵或鋁氧化物等團粒膠結物後，再以 10 mL 5%偏磷酸鈉作為分散劑。烘爐山樣體的黏粒含量在 30–60%之間，HL-3 樣體受風化較強烈，黏粒含量較多，根據美國農部的質地三角圖分類(圖十八)，三個樣體的各剖面質地為 clay 至 silty clay，僅有 HL-1 樣體 C 層土壤為 clay loam 等級。質地分析的結果與野外觸摸所得質地為壤土等級不同，主要是火山灰土壤的膠結力強，在野外以感覺法判定土壤質地時不容易正確的判定，而在野外觸摸質地則為黏壤土為主。三個樣體的砂粒含量甚低，HL-2 樣體於野外時能感受到質地的變化，但由粒徑分析的結果顯示並無法符合美國土壤分類系統裡對於黏聚層(argillic horizon, Bt)的規定，而 HL-3 樣體的黏粒含量有逐漸變多的情形，但由於在野外並無觀察到土塊有黏粒膜(clay film)加以微形態特徵佐證均無觀察到，因此最後皆被分類為變育層(cambic horizon, Bw)。HL-1 及 HL-2 黏粒含量的差異應是受到坡向影響，HL-2 樣體為東北坡向，受到東北季風的影響比西南坡向的 HL-1 樣體還大，使得風化作用更為劇烈。

美國土壤分類統對於黏聚層的定義為(Soil Survey Staff, 2014)：

1. 黏聚層須符合以下兩點條件：



圖十八、土壤質地三角圖。(Soil Survey Staff, 2014)

Fig. 18. Soil Texture triangle graphic. (Soil Survey Staff, 2014)





a. 須符合以下其中一點：

- (1) 若黏聚層的質地為粗壤質(*coarse-loamy*)、細壤質(*fine-loamy*)、粗粉質(*coarse-silty*)、細粉質(*fine-silty*)或更細，則黏聚層的厚度須 $\geq 7.5\text{ cm}$ 或是黏聚層厚度佔其上方土層之 $1/10$ 以上；或
- (2) 若黏聚層的質地為砂質的粗質地土壤(*sandy*)，則黏聚層的厚度須 $\geq 15\text{ cm}$ ；或
- (3) 若黏聚層由 *lamellae* 組成，而 *lamellae* 厚度 $\geq 0.5\text{ cm}$ ，則黏聚層的厚度須 $\geq 15\text{ cm}$ ；且

b. 須符合以下其中一項黏粒洗入的證據：

- (1) 砂粒與砂粒間有定位黏粒(*oriented clay*)；或
- (2) 土塊內有黏粒內膜(*clay films lining pores*)；或
- (3) 土塊內的垂直及水平方向具有黏粒膜(*clay films*)；或
- (4) 土壤薄切片(*soil thin sections*)裡，定位黏粒佔 $1\%$ 以上；或
- (5) 若  $COLE \geq 0.04$ ，且土壤有特定的乾濕季節，則洗入(*illuviation*)層(B 層)之細黏粒與總黏粒含量的比值須 $\geq$ 洗出層 $1.2$ 倍；且

2. 若存在洗出(*eluviation*)層(A 或 E 層)且洗出層與洗入層間無岩石的不連續並且洗入層上方並無耕犁層(*Ap*)，則洗入層在  $30\text{ cm}$  之總黏粒含量變化須符合以下其中一點：

- a. 若上層之洗出層(A 或 E 層)黏粒含量小於 $15\%$ ，則洗入層黏粒含量必須高於洗出層 $3\%$ 以上；或
- b. 若洗出層黏粒含量介於 $15\text{--}40\%$ ，則洗入層黏粒含量必須高於洗出層 $1.2$ 倍以上；或
- c. 若洗出層黏粒含量高於 $40\%$ ，則洗入層黏粒含量必須高於洗出層 $8\%$ 以上。

土壤  $1500\text{ kPa}$  水分含量與黏粒的比值( $1500\text{ kPa/clay}$ )可作為黏粒是否分散完全的依據，當比值大於 $5$ 時表示黏粒明顯分散不完全(Ping *et al.*, 1988)。一般土壤中，分散完全的黏粒比值約在 $0.4$ ，而當比值大於 $0.6$ 且沒有火山灰土壤性質時即有黏粒分散不完全的現象，土壤含有火山灰性質或淋澱物質(*spodic materials*)時比值也

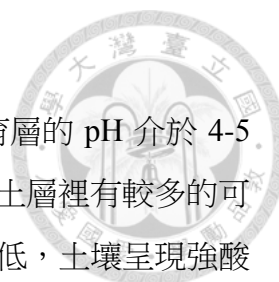
會大於 0.4(Soil Survey Staff, 2014)。而大部分的土壤也可以土壤有機碳含量與 1500 kPa 水分含量來推估黏粒含量： $\text{clay (\%)} = 2.5 (\% \text{ water content at 1500 kPa} - \% \text{ organic carbon})$  (Soil Survey Staff, 2014)。烘爐山三個樣體的 1500 kPa 水分含量與黏粒的比值介於 0.4 至 1 之間，HL-1 樣體比值較大。HL-2 及 HL-3 樣體黏粒推估的結果與粒徑分析相近，唯 HL-1 樣體相差較大顯示黏粒分散程度較無 HL-2 及 HL-3 樣體完全，保有較多的火山灰土壤性質。整體而言比值都在 0.4 左右，表示土壤的前處理以及使用偏磷酸鈉即可將土壤的黏粒完全分散，也表示土壤較不具火山灰土壤性質。

### 第三節、一般土壤化學性質

台灣位於亞熱帶氣候區，溫暖多雨的氣候下有助於土壤的化育，在此種氣候下土壤受到強烈的風化與淋洗作用，土壤的化育實則是一種脫矽作用，風化作用使土壤礦物崩解而釋出鉀、鈉、鈣及鎂等鹽基性離子，而土壤礦物也漸漸的以結晶性較好的鐵鋁氧化物為主，改變土壤的顏色、構造及肥力，而土壤表面的枯枝落葉也漸漸的被分解而成為腐植質。強烈的淋洗作用使鹽基性離子、有機質、鐵錳物質等在土壤剖面中向下移動或隨著土壤溶液離開土體而進入地下水。在此溫暖多雨的環境下，經過長時間的化育作用，土壤的 pH 值及鹽基性離子甚低，並有高活性鋁的特性(Shoji *et al.*, 1985; Sholi *et al.*, 1987)。

#### 一、pH 值

土壤的酸性來源分為活性酸與潛性酸，前者代表的是存在於土壤溶液中的氫離子，而後者主要表示被吸附於土壤膠體上的氫離子或鋁離子，這些被吸附於膠體上的離子必須釋放出於土壤溶液中才能顯示其酸度，因此潛性酸控制著土壤的總酸度的大小。一般情況下，鋁離子、水合鋁離子被帶負電的土壤膠體吸附，在土壤溶液中呈現平衡的狀態，但在酸性環境下鋁離子的溶出量變多，而鋁離子、水合鋁離子經由水解後釋出氫離子，是為酸的來源。土壤 pH 6-7 是屬於中性範圍，在此範圍之外屬於微酸性、微鹼性，甚至是強酸性或強鹼性土壤，而在土壤 pH 6-7 時各元素的有效性也是最好的時候，因此土壤 pH 值也是判定土壤品質的重要指標。今以水(H₂O)、氯化鉀(KCl)及氟化鈉(NaF)等溶液，探討土壤 pH 值的變化與其中的



意義(表八)。

烘爐山三個樣體中，除了 HL-3 樣體的 A 層之外，其他化育層的 pH 介於 4-5 之間，且隨著深度增加有稍微上升的趨勢，在 pH-H₂O 較高的土層裡有較多的可交換性陽離子總量(sum of cations)，而在表層土壤的 pH-H₂O 最低，土壤呈現強酸性，土壤呈現強酸性除了受到母質影響以外，氣候更是重要的因素。一般在灰燼土中，當 pH-H₂O 小於 5 時，黏土礦物以 2:1 型層狀矽酸鹽礦物為主(Saigusa *et al.*, 1980)，而土壤受強烈淋洗下成強酸性(pH-H₂O <4.9)時，土壤礦物以非鋁英石(nonallophane)礦物為主，土壤中的有機酸為質子的提供者(donor)，並與土壤溶液中的鐵及鋁離子鍵結生成鐵、鋁-有機質複合物(Fe & Al-humus complexes) (Shoji *et al.*, 1982; Shoji *et al.*, 1993; Shoji and Fujiwara, 1984)。根據分析的結果，推測烘爐山三個樣體以 2:1 型層狀矽酸鹽礦物為主且應含有不少的鐵、鋁-有機質複合物，鋁英石礦物則較少。

鉀離子(K⁺)能夠交換出 2:1 型層狀矽酸鹽礦物交換位置上的鋁離子(Al³⁺)，而鋁離子水解後則產生大量的氫離子(H⁺)，代表著土壤的交換性酸度，因此以氯化鉀溶液測定 pH 值時通常會小於以水測定的 pH 值。在日本以 2:1 型層狀矽酸鹽礦物為主的非鋁英石型灰燼土其兩者的 pH 差值( $\Delta$ pH)介於 0.8-1.2 個單位之間(Shoji and Ono, 1978; Shoji *et al.*, 1987)，而陽明山地區所測定的兩者差值約 0.5 個單位(黃政恆等人, 1993)，而又以表層的差值更大，係因富含 Al-humus complexes 的層次一般缺乏靜正電荷，而土壤的酸度主要來自於 2:1 層狀矽酸鹽礦物上的交換性鋁離子(Ping *et al.*, 1988; Shoji *et al.*, 1988)。烘爐山三個樣體  $\Delta$ pH 介於 0.3~1.6 個單位，而差值越大表示交換性鋁的含量也較多。

氟化鈉(NaF)溶液測定的 pH 值等夠表示土壤中無定形物質的多寡，當 pH-NaF >9.4 時，表示土壤的交換性複合物以無定形物質為主(Soil Survey Staff, 2014)，早期用於火山灰土壤的判定依據，但部分化育於火山灰物質的淋澱土也具有此一特性，因此已不作為灰燼土判定的指標(Shoji *et al.*, 1988)。氟離子(F⁻)與活性鋁(Active Al)有很大的親和力，並釋放出氫氧根離子(OH⁻)，反應式為： $Al(OH)_3 + 3 F^- \rightarrow AlF_3 + 3 OH^-$ ，而矽酸鹽礦物也會與氟離子反應： $Si(OH)_4 + 4 F^- \rightarrow SiF_4 + 4 OH^-$ ，使土壤溶液 pH 於短時間內上升(Perrott *et al.*, 1976; Soil Survey Staff, 2014)。活性鋁的種類係指鋁-有機質複合物、鋁英石(allophane)、絲狀鋁英石(imogolite)、似鋁英石

表八、烘爐山土壤樣體一般化學性質分析。

Table 8. The chemical characteristics of Mt. Honglu pedons.

Horizon	Depth cm	pH			O. C. g/kg	Exchangeable base				CEC	Sum of cations	B. S. %	Ex. Al cmol(+)/kg	Al _{sat.} %	P _{ret.}
		H ₂ O	KCl	NaF		K	Na	Ca	Mg						
<u>HL-1, elevation 646 m</u>															
A	0-10	3.96	3.33	8.82	63.8	0.92	0.25	1.38	0.77	32.8	3.3	10	9.10	73	82
Bw1	10-25	4.17	3.45	9.63	34.1	0.45	0.34	0.61	0.40	29.9	1.8	6	10.2	82	89
Bw2	25-35	4.54	3.58	9.79	25.5	1.05	0.44	1.28	0.90	32.5	3.7	11	7.52	68	91
Bw3	35-50	4.95	3.63	10.0	19.2	0.16	0.98	1.85	1.50	29.6	4.5	15	6.43	63	92
BC	50-65	5.07	3.64	10.0	13.6	0.14	1.13	3.38	2.49	29.5	7.1	24	5.75	51	90
C1	65-90	5.31	3.67	10.0	10.5	0.15	1.44	2.27	3.84	33.0	7.7	23	4.58	50	87
C2	>90	5.18	3.64	10.1	7.90	0.13	1.52	2.74	3.13	31.5	7.5	24	5.78	53	89
<u>HL-2, elevation 500 m</u>															
A1	0-10	4.46	3.74	9.74	32.8	0.58	0.01	0.49	0.31	20.4	1.4	7	2.97	62	80
A2	10-18	4.65	3.87	10.0	23.8	0.43	0.02	0.26	0.17	17.2	0.9	5	2.28	61	84
Bw1	18-30	4.69	3.84	10.0	20.0	0.27	0.03	0.13	0.11	17.1	0.5	3	2.64	69	84
Bw2	30-48	4.57	3.84	10.0	18.9	0.25	0.03	0.24	0.14	16.1	0.7	4	2.43	65	84
Bw3	48-65	4.69	3.79	9.87	12.1	0.29	0.07	0.12	0.12	15.5	0.6	4	2.90	70	86
BC	65-80	4.58	3.80	9.88	11.7	0.33	0.06	0.18	0.17	15.0	0.7	5	2.94	69	85
C	80-100	4.69	3.82	9.87	10.3	0.43	0.04	0.34	0.29	15.4	1.1	7	2.55	62	85


(continued to next page)

表八、烘爐山土壤樣體一般化學性質分析(續)。

Table 8. The chemical characteristics of Mt. Honglu pedons (continued).

Horizon	Depth cm	pH			O. C. g/kg	Exchangeable base				CEC	Sum of cations	B. S. %	Ex. Al cmol(+)/kg	Al _{sat.} %	P _{ret.}
		H ₂ O	KCl	NaF		K	Na	Ca	Mg						
<u>HL-3, elevation 386 m</u>															
A	0-8	3.56	3.24	8.35	94.3	0.82	0.03	0.48	0.37	36.1	1.7	5	7.59	78	72
Bw	8-14	4.72	3.80	10.2	14.4	0.57	0.14	0.54	0.38	18.9	1.6	9	2.99	60	89
BC	14-20	4.71	3.88	10.2	11.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	89
Bwb	20-40	5.13	4.03	10.0	12.2	0.59	0.18	1.06	1.08	17.0	2.9	17	1.22	32	85
BCb	40-58	5.05	3.92	9.86	16.4	0.42	0.17	0.66	0.78	16.6	2.0	12	1.79	47	83
B'w	58-75	4.87	3.82	9.84	18.0	0.33	0.13	0.36	0.56	17.4	1.4	8	2.59	62	82
C1	75-100	4.97	3.84	9.92	14.3	0.33	0.19	0.45	0.63	16.4	1.6	10	2.40	58	83
C2	>100	4.88	3.86	9.89	16.2	0.30	0.18	0.38	0.57	17.7	1.4	8	2.21	57	84

O. C. : organic carbon, B. S. : base saturation, Ex. Al: exchangeable Al, Al_{sat.}: Al saturation, P_{ret.}: phosphate retention, -: no data.

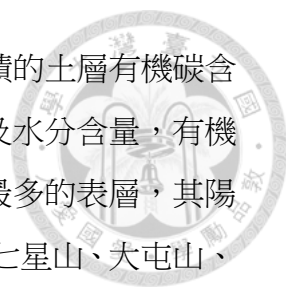


(allophane-like)及似絲狀鋁英石(imogolite-like)等物質(Shoji and Fujiwara, 1984),因此當土壤中含有大量的鋁-有機質複合物時也會有較高的 pH-NaF 值。鋁英石與絲狀鋁英石與氟化鈉的反應,所釋出的氫氧根離子的量是一般矽酸鹽礦物的 50 倍以上。當土壤含有較多的石灰質物質時, pH-NaF 值也會上升,而有機質含量較多時會使 pH-NaF 值下降,因此當土壤有太多的石灰質物質與有機質時, pH-NaF 值便不具意義(Perrott *et al.*, 1976; Soil Survey Staff, 2014)。烘爐山三個樣體均以 A 層的測值最低(分別為 8.82、9.74 及 8.35),係因有機質較多所致,而 HL-2 樣體 A 層測值大於 9.4,有機質含量相較於其他兩個樣體較低,所得測值較高。而三個樣體的其他化育層測值均大於 9.4,甚至高達 10,但選擇性化學抽出的結果顯示鋁英石的含量並不多,因此推論造成如此高的測值是由於鋁-有機質複合物所造成。

## 二、有機質

有機質分解後的腐植物質通常呈現深黑色,使土壤表層呈現黑色的表育層。有機質能改善土壤構造、增進土壤團粒的形成與穩定性、多孔特性能降低總體密度、使土壤具有易碎性、提高土壤陽離子交換容量(cation exchange capacity)、增加土壤對於養分的緩衝力、提高養分元素的有效性、提高土壤保水能力等等。由於灰燼土高有機質含量的特性,在碳蓄存上也扮演一個重要的角色,陽明山國家公園表土碳含量便占了台灣的 0.6%,影響甚大(Tsai and Chen, 2010)。台灣農地土壤的有機質含量一般不會大於 2% (Chen *et al.*, 2015),而森林土壤有機質含量較高,需視當地植生與環境而定,進而影響到在土壤化育上的分類。日本灰燼土中,以銀葦(*Miscanthus sinensis*)為主的草原植被,較易形成烏黑濕潤灰燼土(Melanudands),以山毛櫸(*Fagus crenata*)植被為主則易形成黃酸濕潤灰燼土(Fulvudands) (Shoji *et al.*, 1988),而在陽明山國家公園的植被的土壤則是以簡育濕潤灰燼土(Hapludands)為主。

烘爐山三個樣體 A 層有機碳含量最多(分別為 63.8、32.8 及 94.3 g/kg),隨著土壤深度增加而減少。HL-2 樣體表層有機質相對其他兩個樣體較少,應是坡度較陡受表面逕流影響有機物被沖走,有機物流失速度比補充速度快,使得表層有機碳含量相對降低。HL-3 樣體由於地形不穩崩塌堆積造成埋藏土層的現象,最新堆積的表層,有機碳含量最多,而在第二次堆積的埋藏土層(Bwb)有機碳含量上升,



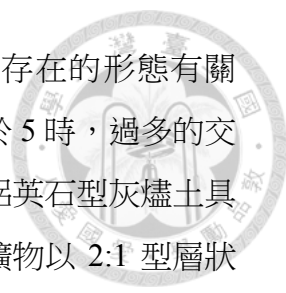
最原始的土層(B'w)出現另一次的有機碳上升的現象，且後來堆積的土層有機碳含量較多，符合兩次堆積的現象。有機碳含量也會影響總體密度及水分含量，有機碳含量越多，總體密度越低、水分含量越多，而在有機碳含量最多的表層，其陽離子交換容量也最大。整體來看，烘爐山樣體與前人在紗帽山、七星山、大屯山、磺嘴山較高海拔地區的有機碳含量相對較低(周宗成，1999；黃政恆與陳尊賢，1990；黃政恆與陳尊賢，1991；黃政恆與陳尊賢，1992；黃政恆等人，1993；黃政恆等人，1994)，應是土壤受風化程度較大，有機質分解速度快。

### 三、陽離子交換容量、交換性鹽基與可交換性鋁

陽子交換容量的大小深深地影響著土壤對於外較環境改變的緩衝能力，土壤膠體表面帶有許多負電位置，具有吸附交換性陽離子的能力，而土壤能夠吸附交換性陽離子的多寡與能力，以陽離子交換容量表示。陽離子交換容量越大表示越能夠吸附養分陽離子，避免養分離子由於淋洗作用從土體流失，使土壤在一個平衡的狀態。以中性(pH 7.0)醋酸銨法來測定土壤陽離子交換容量，會因為增加原本土壤膠體表面的負電荷位置，即 pH 依賴性電荷(pH-dependent charges)，使測得的陽離子交換容量增加，高估土壤陽離子交換能力。

可交換性鹽基代表土壤中的鉀(K⁺)、鈉(Na⁺)、鈣(Ca²⁺)及鎂 (Mg²⁺)等鹽基性離子，以 1 N 中性醋酸銨淋洗土壤，利用大量的銨離子置換出土壤中的交換性鹽基離子。這些可交換性鹽基中，鈉與鈣離子最易因淋洗而移動的元素，鉀與鎂離子則因存在於蒙特石(Montmorillonite)、蛭石(Vermiculite)、伊萊石(Illite)等層狀矽酸鹽礦物中，而與土壤的風化程度較有關係。此外，交換性鹽基離子的移動也會受到生物吸收、離子交換反應、礦物的生成等等因素所影響(Shoji *et al.*, 1993)。鹽基飽和度則是可交換性陽離子總量(sum of cations)與陽離子交換容量的比值，能夠用來判斷土壤受風化與淋洗的程度，當鹽基飽和度小於 35%時表示土壤受到強烈的淋洗與風化作用，也是極育土(Ultisols)與淋餘土(Alfisols)的分界點。值得注意的是在三個樣體接近母質的化育層有較多的鈣鎂含量，尤其在 HL-1 樣體更為明顯，係因高鋁玄武岩含有較多鈣、鎂元素所致(陳正宏等人，1988)，因此越接近母質的土層交換性鈣鎂含量較高。

可交換鋁係以氫化鉀溶液，利用鉀離子交換吸附於層狀矽酸鹽礦物負電位置




的鋁離子( $\text{Al}^{3+}$ )，而交換性鋁含量的多寡則與鋁元素在土壤中存在的形態有關(Barnhisel and Bertsch, 1982)。研究指出，當灰燼土  $\text{pH-H}_2\text{O}$  小於 5 時，過多的交換性鋁被吸附於 2:1 型層狀矽酸鹽礦物的負電荷位置，此類非鋁英石型灰燼土具有低鹽基及高交換性鋁的特性，因此土壤有較大酸度，而黏土礦物以 2:1 型層狀矽酸鹽礦物及非鋁英石類的礦物為主，土壤中的有機酸為質子的提供者(donor)，並與土壤溶液中的鐵及鋁離子鍵結生成鐵、鋁有機質複合物(Fe & Al-humus complexes) (Saigusa *et al.*, 1980; Shoji *et al.*, 1982; Shoji *et al.*, 1985; Shoji *et al.*, 1987; Shoji *et al.*, 1993; Shoji and Fujiwara, 1984)。

烘爐山三個樣體在表層由於有機質含量最多，陽離子交換容量也最大，HL-2 及 HL-3 樣體隨土壤深度增加有減少的趨勢，而 HL-1 樣體則變化不明顯，係因 HL-1 樣體底層土壤有較多的鋁英石，提供較多的可變性電荷因而提高底層土壤的陽離子交換容量，導致有機碳含量與 CEC 並無呈現正相關(Shoji *et al.*, 1993; Nishiue *et al.*, 2014)。高降雨的環境下，三個土壤樣體的鹽基性離子均甚低，HL-1 樣體的陽離子總量(sum of cations)相對較高；HL-2 及 HL-3 樣體陽離子總量相對較少，且鹽基飽和度也甚低，因此 HL-2 及 HL-3 樣體受風化及淋洗作用程度較強烈。受坡向影響，HL-2 受到來自東北季風的影響更為劇烈，土壤中的鹽基性離子幾乎已流失。而三個土壤樣體在鹽基性離子較多的土層裡有較高的  $\text{pH-H}_2\text{O}$  值的趨勢。當土壤交換性鋁含量高於 2  $\text{cmol}(+)/\text{kg}$  及會對植物造成毒害現象，三個樣體的土層其交換性鋁幾乎高於 2  $\text{cmol}(+)/\text{kg}$ ，且表層交換性鋁含量最高，而交換性鋁主要為吸附於 2:1 型層狀矽酸鹽礦物上的鋁離子，有機鍵結形態的鋁離子、鋁英石等無定形物質均屬於非交換形態。而在酸性環境( $\text{pH}<5$ )下，當鹽基性離子的量不足以與大量的有機酸官能基達到電中性時，多餘有機酸的配位基便傾向與鋁離子鍵結為複合物形態，而降低了鋁矽酸鹽類的物質(Dahlgren and Ugolini, 1989; Shoji and Ono, 1978; Saigusa *et al.*, 1980)。

#### 四、磷酸根吸持力

火山灰土壤大量的活性鐵、鋁物質，如鋁英石、絲狀鋁英石、水鐵礦(ferrihydrite)、鐵或鋁-有機質複合物等無定形物質對於磷酸根具有很高的吸持力，其吸附反應包括了配位基交換(ligand exchange)或沉澱反應，降低土壤中磷的有效性，而參與反





應的活性鐵、鋁則因土壤 pH 的不同而有不同的形態(Blakemore *et al.*, 1981; Gebhardt and Coleman, 1974; Shoji *et al.*, 1993; Parfitt, 1989; Shoji *et al.*, 1993)。無定形鐵及鋁物質含有大量正負電荷，在酸性環境下偏帶正電荷居多因此對磷酸根具有很大的吸附能力，而活性鐵的吸附能力則較小，僅次於活性鋁(Parfitt, 1989)。磷酸根的吸持除了無機形態的活性鐵、鋁物質，有機鍵結形態的鐵、鋁有機質複合物在有機質較高的表層甚為重要。除了無定形物質以外，磷酸根的吸附也受到磷酸根の種類、濃度所影響(Gunjigake and Wada, 1981; Okamura and Wada, 1983; Wada and Gunjigake, 1979)。火山灰土壤相較於一般土壤含有大量的活性鐵、鋁物質，對磷酸根的吸持度甚大，因此美國土壤分類系統將磷酸根吸持度 $\geq 85\%$ 編列入火山灰土壤性質的判定依據(Soil Survey Staff, 1999)。

烘爐山三個樣體中，HL-1 樣體表層 0-10 公分土壤磷酸根吸持度小於 85%以外，其他化育層土壤均大於 85%，符合火山灰土壤性質的定義。HL-2 及 HL-3 樣體，各化育層的磷酸根吸持度幾乎小於 85%。而灰燼土綱的定義為，在表土 60 公分裡需累積 60%土層的深度(35 公分)符合火山灰土壤性質，因此根據分析結果僅有 HL-1 的樣體符合灰燼土綱的定義，其餘樣體均不符合。

#### 第四節、選擇性化學抽出

選擇性化學抽出係利用不同化學萃取劑，依照各化學萃取劑不同萃取的能力，萃取土壤中不同形態的物質，以作為土壤中各類型物質含量的比較，其中選擇性抽出的鐵與鋁含量對於灰燼土(Andisols)與淋澱土(Spodosols)的分類是重要的依據。化學抽出劑的種類繁多，而最常運用於火山灰土壤的分類裡，所使用的萃取方法為 CBD (Citrate-Bicarbonate-Dithionite)法、酸性草酸銨(acid oxalate)抽出法及焦磷酸鈉(sodium pyrophosphate)抽出法(Wada, 1989; Parfitt and Childs, 1988; Soil Survey Staff, 2014)，各化學抽出劑所能抽出物質的種類見表九。

##### 一、CBD 試劑之抽出

CBD (Citrate-Bicarbonate-Dithionite) 抽出法係以連二亞硫酸鈉(sodium dithionite)將鐵還原後，以檸檬酸根將鐵鉗合，而碳酸氫鈉則為 pH 緩衝劑，俾使溶液保持在弱鹼狀態時讓檸檬酸根具有最強的螯合能力。CBD 法能夠萃取土壤裡

表九、各試劑所能溶解不同黏粒組成與有機複合物之鐵、鋁及矽。

Fig 9. Dissolution of Al, Fe, and Si in various clay constituents and organic complexes by treatment with different reagents.

Element in specified component	Treatment with:		
	sodium pyrophosphate (pH 10)	acid oxalate	dithionite /citrate
Al in:			
Organic complexes	good	good	good
Hydrous oxides	poor	good	good
non-crystalline	poor	good	good
crystalline (gibbsite)	no	no	poor
Fe in:			
Organic complexes (Hydrous)			
oxides	good	good	good
ferrihydrate	poor	good	good
goethite, hematite	no	no	good
Layer silicates	no	no	poor
Si in:			
Opaline silica	no	no	no
Crystalline silica	no	no	no
Al and Si in:			
Allophane	poor	good	poor
Imogolite	poor	good/fair	poor
Layer silicates	no	no*	no/poor

*: Embryonic halloysite dissolves partly (Wada and Kakuto, 1985)  
(modified after Wada, 1977; and Parfitt, 1980)

游離形態非層狀矽酸鹽礦物晶格中之鐵、鋁，包括結晶性良好的鐵、鋁氧化物、無定形態與有機鍵結形態之鐵及鋁物質(Dahlgren, 1994)，而主要是以游離形態之鐵為主，如結晶性差的水鐵礦、結晶性好的針鐵礦與赤鐵礦中的鐵，抽出的鐵及鋁分別以  $Fe_d$  及  $Al_d$  為表示。由於 CBD 法抽出所包含的形態甚廣，因此無法作為火山灰土壤性質明顯的判定指標，但仍可藉由 CBD 法抽出的  $Fe_d$  及  $Al_d$  含量來判斷土壤受風化的程度，當所抽出的鐵、鋁含量越高，表示土壤受風化的程度也越大。

烘爐山三個樣體中，HL-1 樣體  $Fe_d$  值相對其他兩個樣體較高， $Al_d$  值則是 HL-2 及 HL-3 樣體較高(表十)，而在同個剖面中隨著深度的變化並不一致，推究其原因應是鍵結形態上的鐵、鋁物質含量相對不同所造成。整體而言，烘爐山樣體相對於大屯山、七星山、磺嘴山、紗帽山的研究(周宗成, 1999; 黃政恆與陳尊賢, 1990; 黃政恆與陳尊賢, 1991; 黃政恆與陳尊賢, 1992; 黃政恆等人, 1993; 黃政恆等人, 1994)， $Fe_d$  值較高，顯示烘爐山受風化程度較大。

## 二、酸性草酸銨(Acid oxalate)抽出

酸性草酸銨主要能萃取土壤中的活性鐵、鋁，包括鋁英石、水鐵礦等無定形物質之鐵、鋁、矽以及有機鍵結形態之鐵、鋁，抽出的鐵、鋁、矽以  $Fe_o$ 、 $Al_o$ 、 $Si_o$  表示。草酸銨抽出的鐵及鋁含量是火山灰土壤性質的依據之一，在火山玻璃含量少的火山灰土壤裡，其  $Al_o+1/2Fe_o$  必需大於 2% 才符合火山灰土壤性質。以草酸銨萃取時須在黑暗下進行萃取，避免鐵、鋁及矽從結晶性物質溶出而造成誤差。

烘爐山三個樣體之  $Al_o+1/2Fe_o$  皆小於 2%，土壤受風化影響，無定形物質逐漸減少，而轉變為結晶性較好的氧化物。前人於大屯山的研究中發現，當  $Al_o$  大於 1% 時， $pH-NaF$  幾乎能大於 9.4 而磷酸根吸持度也能大於 85%，符合火山灰土壤性質的要求(黃政恆, 1993)。而在烘爐山的分析結果並沒有此關係存在，但磷酸根吸持度與  $Al_o+1/2Fe_o$  有線性關係( $R^2$  為 0.3148**， $p<0.01$ ) (圖十九)。 $Fe_o$  及  $Si_o$  能夠推估土壤中水鐵礦和鋁英石的含量， $Fe_o \times 1.7$  能表示土壤中水鐵礦的含量，但草酸銨也會抽出有機鍵結形態中之鐵，因此，水鐵礦推估量約有 25% 的誤差(Childs, 1985; Parfitt and Wilson, 1985)。表層大量的腐植化有機質與矽酸鹽競爭鋁離子抑制鋁矽酸鹽的共沉澱導致表層鋁英石含量較少，B 層與 C 層的鋁英石含量較多

表十、烘爐山樣體鐵、鋁及矽之選擇性抽出性質。

Table 10. Selective dissolution of Fe, Al and Si of Mt. Honglu pedons.

Horizon	Depth	Fe _d	Fe _o	Fe _p	Al _d	Al _o	Al _p	Si _o	Fe _p /Fe _o	Fe _o /Fe _d	Al _p /Al _o	Al/Si	Al _o +1/2 Fe _o	Allo. [†]	Ferr. [‡]	
	cm	-----g kg ⁻¹ -----										-----%-----				
<u>HL-1, elevation 646 m</u>																
A	0-10	57.5	16.2	11.1	12.7	8.47	7.64	1.37	0.68	0.28	0.90	0.61	1.7	0.67	2.75	
Bw1	10-25	62.2	17.4	10.2	13.9	9.11	8.00	1.55	0.59	0.28	0.88	0.72	1.8	0.78	2.96	
Bw2	25-35	63.3	18.8	9.88	14.4	9.51	7.76	1.74	0.53	0.30	0.82	1.01	1.9	0.95	3.19	
Bw3	35-50	66.7	20.0	9.16	14.9	9.70	6.87	2.12	0.46	0.30	0.71	1.33	2.0	1.28	3.40	
BC	50-65	66.1	18.0	7.03	14.2	9.48	5.18	2.20	0.39	0.27	0.55	1.95	1.8	1.64	3.06	
C1	65-90	63.4	16.0	5.88	13.0	8.60	4.07	2.27	0.37	0.25	0.47	2.00	1.7	1.72	2.72	
C2	>90	61.0	15.0	4.25	12.0	8.57	3.69	2.36	0.28	0.25	0.43	2.07	1.6	1.84	2.55	
<u>HL-2, elevation 500 m</u>																
A1	0-10	49.2	13.4	11.8	16.1	8.88	12.4	1.81	0.88	0.27	1.39	-1.92	1.6	0.54	2.28	
A2	10-18	52.3	13.9	9.51	17.1	9.48	9.25	2.23	0.68	0.27	0.98	0.10	1.6	0.98	2.36	
Bw1	18-30	50.5	13.9	9.61	16.7	9.07	9.34	1.82	0.69	0.28	1.03	-0.15	1.6	0.75	2.37	
Bw2	30-48	48.2	13.9	8.85	15.7	8.64	7.92	1.61	0.64	0.29	0.92	0.45	1.6	0.76	2.36	
Bw3	48-65	48.7	13.9	13.6	15.5	7.75	12.2	1.22	0.97	0.29	1.57	-3.60	1.5	0.29	2.37	
BC	65-80	50.0	14.4	13.9	15.3	7.81	12.3	1.37	0.96	0.29	1.57	-3.24	1.5	0.34	2.45	
C	80-100	49.9	13.5	13.2	15.1	7.53	12.4	1.21	0.97	0.27	1.64	-3.99	1.4	0.28	2.30	

(continued to next page)

表十、烘爐山樣體鐵、鋁及矽之選擇性抽出性質(續)。

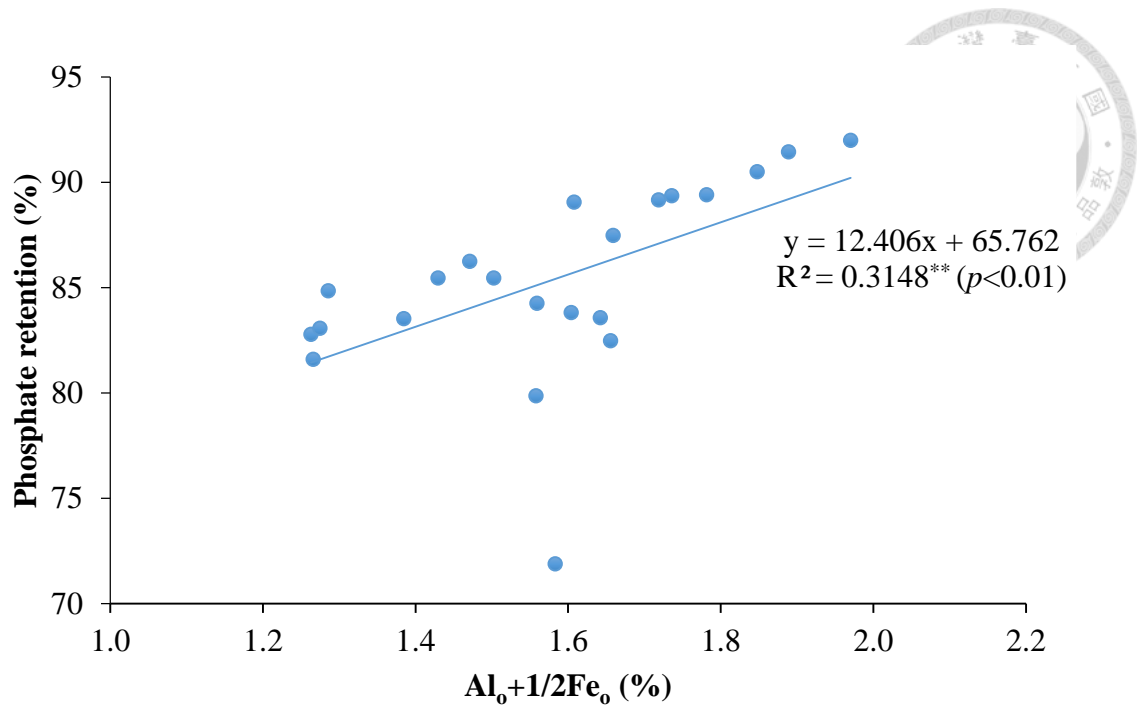
Table 10. Selective dissolution of Fe, Al and Si of Mt. Honglu pedons (continued).

Horizon	Depth cm	Fe _d	Fe _o	Fe _p	Al _d	Al _o	Al _p	Si _o	Fe _p /Fe _o	Fe _o /Fe _d	Al _p /Al _o	Al/Si	Al _o +1/2 Fe _o	Allo. [†] %	Ferr. [‡]
		-----g kg ⁻¹ -----										-----%			
<u>HL-3, elevation 386 m</u>															
A	0-8	48.2	11.4	12.9	15.6	10.2	12.7	4.31	1.14	0.24	1.25	-0.59	1.6	1.63	1.93
Bw	8-14	58.0	11.1	11.3	17.8	11.8	13.2	4.77	1.01	0.19	1.12	-0.30	1.7	1.91	1.89
BC	14-20	56.4	11.5	11.1	17.5	11.5	12.7	4.80	0.97	0.20	1.11	-0.26	1.7	1.94	1.95
Bwb	20-40	56.7	9.16	11.8	16.3	8.27	11.7	2.08	1.29	0.16	1.41	-1.65	1.3	0.66	1.56
BCb	40-58	49.3	10.0	12.7	-	7.62	10.7	1.40	1.27	0.20	1.40	-2.17	1.3	0.41	1.70
B'w	58-75	54.1	10.3	12.4	15.1	7.51	11.5	1.31	1.21	0.19	1.53	-3.05	1.3	0.34	1.75
C1	75-100	55.8	9.94	13.1	15.3	7.78	12.0	1.44	1.32	0.18	1.54	-2.93	1.3	0.37	1.69
C2	>100	57.2	10.5	13.0	15.5	8.58	12.0	2.22	1.24	0.18	1.40	-1.54	1.4	0.71	1.79

-: no data; Fe_d & Al_d: CBD extractable Fe and Al; Fe_p & Al_p: Sodium pyrophosphate extractable Fe and Al; Fe_o, Al_o and Si_o: Acid oxalate extractable Fe, Al and Si; Al/Si: (Al_o-Al_p)/Si_o.

†: Allo. = Allophane (%) = 100 × %Si_o/[23.4-5.1x] with x = (Al_o-Al_p)/Si_o (Parfitt and Wilson, 1985; Mizota and van Reeuwijk, 1989).

‡: Ferr. = Ferrihydrite (%) = 1.7 × %Fe_o (Childs, 1985).



圖十九、酸性草酸銨可抽出之鐵、鋁與磷酸根吸持度之關係圖。  
 Fig. 19. The relationship between ( $Al_0 + 1/2Fe_0$ ) and phosphate retention.

(Ping *et al.*, 1988)。而 HL-2 及 HL-3 樣體則非如此，推論是因為 HL-2 樣體坡度較陡，表面逕流大，矽的淋洗受到限制而累積在表層；而在 HL-3 樣體，應是底層土壤脫矽程度比上面較新堆積的土層還強烈加上矽的淋洗受到 BC 層限制而累積在表層，導致表層土壤的矽酸根較有機會與活性鋁鍵結生成鋁英石。


### 三、焦磷酸鈉抽出(Sodium pyrophosphate)

鹼性(pH 10)焦磷酸鈉能萃取土壤中有機鍵結形態之鐵、鋁複合物中的活性鐵、鋁(Bascomb, 1968; Parfitt and Childs, 1988; Wada and Higashi, 1976)，抽出的鐵、鋁以  $Fe_p$ 、 $Al_p$  表示。

烘爐山三個樣體其有機鍵結形態的鐵、鋁複合物在土層的變化並不一致，而在有機質較多的表層， $Fe_p$ 、 $Al_p$  含量並不是最大，反而是在底層土壤有較高的含量，是由於表層有機質多屬於新鮮的有機物質，其腐質化程度尚淺，可參與的官能基數目少，因此與鐵、鋁的親和力較弱，隨著有機質的腐質化，有機物質的形態改變，進而與鐵、鋁的親和力變大(Shoji and Fujiwara, 1984; Wada and Higashi, 1976; 黃政恆, 1995)。研究指出當土壤 pH-H₂O 小於 4.3 時， $Al_p$  有小於  $Fe_p$  的趨勢，而 pH-H₂O 大於 4.5， $Al_p$  有大於  $Fe_p$  的趨勢(Shoji and Fujiwara, 1984; 黃政恆, 1990)。在烘爐山的樣體並未發現此現象，反而在 pH-H₂O 大於 4.5， $Al_p$  小於  $Fe_p$ ，前人研究指出可能是母質含有較多的鐵鎂礦物(如角閃石、紫蘇輝石等)，母質經風化後釋出較多的鐵，由於鐵與其他鉀、鈉、鈣、鎂等鹽基相較起來不易移動，因此多量的鐵與有機物質鍵結，使得有機鍵結形態的鐵較多(余東峰, 1995)。此外，在 HL-2 及 HL-3 樣體的土層測得的  $Fe_o$ 、 $Al_o$  含量小於  $Fe_p$ 、 $Al_p$ ，Wada *et al.* (1986) 提到以草酸銨萃取所得的鐵、鋁含量( $Fe_o$ 、 $Al_o$ )可能小於焦磷酸鈉萃取的鐵、鋁含量( $Fe_p$ 、 $Al_p$ )，因此對於草酸銨是否能有效的萃取出有機鍵結形態的鐵、鋁複合物仍是疑慮，且所使用的萃取劑也非專一萃取某一型態的物質所致。

### 四、選擇性化學抽出性質之比值意義

$Fe_p/Fe_o$  與  $Al_p/Al_o$  的比值能判定土壤中活性鐵、鋁的主要形態，若將比值大小分為 0 到 1，當比值大於 0.5 表示土壤中的活性鐵、鋁以有機鍵結形態為主，比值小於 0.5 表示土壤中的活性鐵、鋁以無定形物質為主。在灰燼土中，此比值大於



0.5 時又稱為非鋁英石型灰燼土，其活性鐵、鋁主要為鐵、鋁-有機質複合物，並且以 2:1 型層狀矽酸鹽礦物為主，而比值小於 0.5 時稱為鋁英石型灰燼土，活性鐵、鋁主要為鋁英石(allophane)、絲狀鋁英石(imogolite)及水鐵礦(Ferrihydrite)等無定形礦物為主。在化育良好的年輕火山灰土壤中，比值應會接近 0，且越底層的土壤也會接近 0，而在風化強烈的表層或含高腐植酸的火山灰土壤則比值接近 1 (Shoji *et al.*, 1985; Shoji *et al.*, 1987; Wada, 1977, 1980; Parfitt and Saigusa, 1985; Shoji *et al.*, 1988a, b)。烘爐山三個樣體，除了 HL-1 樣體的底層土壤  $Fe_p/Fe_o$  與  $Al_p/Al_o$  的比值小於 0.5 之外，其餘的比值均大於 0.5，在 HL-2 及 HL-3 樣體甚至大於 1，表示土壤中的活性鐵、鋁主要為鐵、鋁-有機質複合物，且應有許多的高活性腐植酸。

$Fe_o/Fe_d$  稱為活性比，可以表示鐵在土壤中形態上的結晶程度或是鐵氧化物的年齡，也就是能評估鐵氧化的程度進而推估土壤風化的程度(Schwertmann, 1985; Dahlgren, 1994)。在火山灰土壤中， $Fe_o/Fe_d$  能夠反映土壤的化育程度((Malucelli *et al.*, 1999)。一般而言，土壤化育時間越久、受到風化的時間越長， $Fe_o/Fe_d$  值則越低(Vacca *et al.*, 2003; Lair *et al.*, 2009)，年輕的火山灰土壤  $Fe_o/Fe_d$  值一般大於 0.75，氧化物土(Oxisols)  $Fe_o/Fe_d$  值則低於 0.1 (Andriessse, 1978; McKeague and Day, 1966; Blume and Schwertmann, 1969)，當森林土壤  $Fe_o/Fe_d$  值小於 0.4 時即屬於風化程度較高的土壤(Nagatsuka, 1972)。烘爐山的樣體中，各個化育層  $Fe_o/Fe_d$  比值均小於 0.4，表示土壤受到的風化程度較高，而 HL-3 各化育層  $Fe_o/Fe_d$  比值平均又低於其他兩個樣體，所受的風化程度最大。從  $Fe_o/Fe_d$  結果可以得知，烘爐山土壤中的礦物以結晶性較好的鐵氧化物為主。

## 五、鋁英石的生成與定量


化育自火山母質的土壤因含有大量的火山灰及火山碎屑物並有許多的火山玻璃，這些物質對於抗風化的能力甚低，常會風化形成結晶性不良的短程有序礦物(short-ranged order minerals)，尤其以鋁英石(allophane)為代表。火山灰土壤獨特的物理化學性質，如低總體密度、高磷酸根吸持力及良好的水分結持力是由於土壤中含有大量的鋁英石等無定形礦物所致(Shoji and Saigusa, 1977; Shoji and Fujiwara, 1984; Wells and Childs, 1988)。





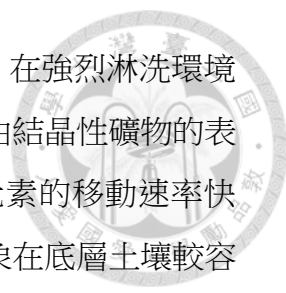
Parfitt (1990)指出鋁英石是一群由鋁、矽及水分子所組成的短程有序(short-ranged order minerals)黏粒大小的礦物，其來源可能為火山灰及火山碎屑母質，也可能是由石英-長石類母岩礦物所生成。在野外調查時，當土壤中鋁英石含量大於 2%時就能感覺到土壤具有強染汗性(strongly smeary)、微可塑性、微黏性及微流動性(slightly fluid) (Wells and Childs, 1988)。鋁英石生成受到母質的物理化學及礦物及微觀和巨觀環境因子所控制，土壤溶液裡矽酸根活性、鋁物種的有效性及發生鋁矽共沉澱的機會是重要的環境因子，這些因素又受到氣候、排水、植被、火山碎屑的厚度的影響。在紐西蘭，源自火山碎屑所生成的鋁英石，其土壤 pH 需介於 5-7 間，至少需 4.8 才能使鋁矽發生共沉澱而形成鋁英石(Parfitt and Kimble 1989)；日本火山灰土壤中，當土壤 pH 小於 4.9 時，土壤中的腐植質與矽酸根競爭鋁離子形成大量的鋁-有機質複合物抑制鋁與矽共沉澱形成鋁英石(anti- allophanic reaction) (Shoji *et al.*, 1982; Shoji *et al.*, 1993; Shoji and Fujiwara, 1984)。鋁在低 pH 環境下主要以  $Al^{3+}$  形態存在而不易和矽鍵結，當 pH 升高後逐漸以聚合體(polymer)形式，而較易與矽酸根鍵結(Shoji and Fujiwara, 1984)。不同火成岩所生成的鋁英石也有不同之處，來自流紋岩(rhyolite)、石英安山岩(dacite)、安山岩(andesite)的火山碎屑及火山灰之無色火山玻璃(noncolored glass)較不易生成鋁英石型土壤而易形成非鋁英石型土壤；來自玄武岩(basalt)、玄武岩質安山岩(basaltic andesite)的火山碎屑及火山灰之有色火山玻璃所生成的鋁英石有較高的鈣、鎂等鹽基離子，因而提升土壤 pH，有利於鋁英石的生成，較易形成鋁英石型土壤(Kirkman and McHardy, 1980; Saito and Shoji, 1984; Saigusa and Shoji, 1986; Shoji and Fujiwara, 1984)。

關於鋁英石的定量研究，Campbell and Schwertmann (1985)發現由 X 光繞射分析發現酸性草酸銨能有效將土壤中的鋁英石溶出，Parfitt and Childs (1988)也提出酸性草酸銨能鑑定土壤中的鋁英石，此外早期則以紅外光光譜鑑定黏土礦物中的鋁英石(Parfitt and Henmi, 1982)。Parfitt and Wilson (1985)提出以酸性草酸銨來定量估算土壤中鋁英石的含量。酸性草酸銨抽出之矽、鋁( $Si_o$ 、 $Al_o$ )與焦磷酸鈉抽出之鋁( $Al_p$ )的關係能夠用來估算鋁英石中的鋁矽比( $Al/Si$  ratio)， $Al/Si = (Al_o - Al_p)/Si_o$ 。在紐西蘭的土壤中的鋁英石  $Al/Si$  約在 0.4-4.0 之間，平均為 1.9 (Parfitt and Kimble 1989)。根據  $Al/Si$  的不同，可將鋁英石分為多鋁型鋁英石( $Al$ -rich



allophane)和多矽型鋁英石(Si-rich allophane)。多鋁型鋁英石 Al/Si 約在 2–4.0 之間，又稱之為似絲狀鋁英石之鋁英石(imogolite-like allophane)，多矽型鋁英石 Al/Si 大約為 1，又稱之為浮石鋁英石(pumice allophane)或似禾樂石之鋁英石(halloysite-like allophane)，Al/Si 在 1–2 之間則兼具此兩種鋁英石的特性，此外在紐西蘭發現較特殊的河積型鋁英石，Al/Si 約在 0.9–1.8 之間，又稱之為似長石鋁英石(feldspathoid allophane) (Yoshinaga, 1986; Parfitt and Wilson, 1985; Farmer and Russell, 1990; Farmer *et al.*, 1979; Parfitt *et al.*, 1980; Wells *et al.*, 1977)。根據不同的 Al/Si 將 Si₀ 乘上不同係數能夠估算土壤中鋁英石含量，研究指出此方法能夠估算約 0.5–60% 鋁英石的含量(Parfitt, 1990; Stevens and Vucetich 1985)。Parfitt and Wilson (1985) 發現 Al/Si 與鋁英石中的矽具有線性關係，在 Al/Si 為 1.0 – 2.5 時估算鋁英石含量較為理想(Parfitt and Henmi, 1982; Parfitt and Wilson, 1985; Parfitt *et al.*, 1983)。當 Al/Si 相對較低時表示土壤處於淋洗程度較弱、相對較乾的多矽(silica-rich)環境下，Al/Si 相對高時表示土壤處於淋洗程度較大的缺矽(silica-poor) 環境下，本研究即是以此方法來估算鋁英石含量。

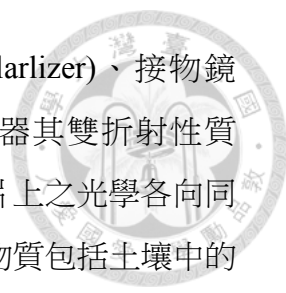
所採集的三个樣體可發現 HL-2 及 HL-3 樣體的 Al/Si 有負值的出現(表十)，其原因主要是選擇性化學抽出所使用的試劑並不是僅特定抽出某一形態的物種，而造成此偏差，負值越大表示鋁英石中的矽含量越少，而鋁英石含量越低，因此 HL-2 及 HL-3 樣體鋁英石的生成受到鋁 – 有機質複合物的抑制，腐植質與矽酸根競爭鋁離子而降低鋁矽共沉澱的機會(anti-allophanic reaction)。HL-1 樣體 Al/Si 均為正值，推論其原因應是腐植質活性較其他兩個樣體小，鋁與有機質鍵結的親和力較不大因此有機會與更多的矽酸根鍵結而生成鋁英石，此外，以草酸銨萃取是否能够有效抽出有機鍵結形態也是個疑慮。周宗成(1999)提到高降雨量環境使磺嘴山地區的土壤受到強烈淋洗，鹽基離子流失，土壤膠體表面的交換位置被鋁所取代使土壤 pH 下降而不利鋁英石生成，加上由安山岩所化育出的土壤，鹽基離子本來就少，因此磺嘴山地區鋁英石含量低甚至無法估算。烘爐山降雨量相似於磺嘴山地區而鋁英石含量在剖面中均能估算出，推究其原因是由玄武岩質所生成的土壤，膠體上的鹽基性離子較多使得鹽基性離子經由淋洗後能保留的含量較多，土壤膠體交換位置不至於被鋁離子完全取代而使 pH 下降太多，較有利於鋁英石的生成 (Saito and Shoji, 1984)。



酸性草酸銨所抽出的矽( $\text{Si}_0$ )為鋁英石、絲狀鋁英石中的矽，在強烈淋洗環境下會使得土壤中的矽濃度降低，當  $\text{Si}_0$  小於  $1-2 \text{ g kg}^{-1}$  矽可能是由結晶性礦物的表面溶解出來(Dahlgren, 1994)。火山灰土壤中，矽比鐵及鋁等元素的移動速率快(Shoji *et al.*, 1981)，易受淋洗往下移動，因此鋁矽共沉澱的現象在底層土壤較容易發生而生成鋁英石， $\text{Al}_0$ 、 $\text{Si}_0$  含量會越多。烘爐山樣體  $\text{Si}_0$  含量大多在  $1-2 \text{ g kg}^{-1}$ ，HL-2 及 HL-3 樣體其表層  $\text{Al}_0$ 、 $\text{Si}_0$  較高，推論 HL-2 樣體表面逕流大而矽的淋洗受到限制，矽酸根累積在表層；HL-3 樣體除了受到 BC 層淋洗限制而底層土壤脫矽程度比上面較新堆積的土層還強烈，與下層土壤相比，表層有較高的矽酸根含量，因此 HL-2 及 HL-3 樣體在表層生成鋁英石機會較大而提升  $\text{Al}_0$ 、 $\text{Si}_0$  含量。在低矽的環境下，鋁英石也會因強烈淋洗及脫矽作用(desilication)而逐漸轉變為水鋁氧(gibbsite) (Jongmans *et al.*, 1995)。

## 第五節、土壤微形態特徵

微組構分析(microfabric analysis)的發展至今已超過 60 年之久，在農業、工程、生態學、地質學、地理學、考古學等科學領域中，均有其應用的價值，最早始於 Kubiena (1938)。微形態學是透過光學儀器的使用，來觀察自然且非破壞的土壤或岩石礦物微組構的排列情形(Cady, *et al.*, 1986; Stoops, 2003)。土壤微形態學則是在探討土壤組成物的大小、形狀以及在空間的排列情形(Stoops, 2003)。研究使用的方法是將土塊於自然且非破壞的狀況下取出，並製作成能透光(厚度約小於  $30 \mu\text{m}$ )的薄切片(thin section)，再以偏光顯微鏡來觀察。由於微形態學的研究屬於非破壞性的分析，除了可以幫助研究者瞭解土壤化育過程、沉積環境的改變、古氣候的變遷、與礦物的鑑定外，透過對土壤薄切片的觀察與描述，更可以瞭解土壤微觀角度下各種有機與無機組成物質的性質。因此，研究微形態學的優點是，既可彌補野外形態特徵觀察的不足，又可驗證室內一些破壞性理化分析的結果。例如在黏質地的土壤剖面中，黏聚層(agrillic horizon, Bt)中的黏粒膜(clay films)很難從野外形態特徵中發現，透過薄切片在偏光顯微鏡的觀察下，就能發現黏粒結皮的大小、形狀與分佈狀態；又如機械分析的結果僅能知道土壤中砂粒、粉粒與黏粒的含量百分比，但經過微形態特徵的探討，便能更進一步得知砂粒、粉粒與黏粒的自然排列情形與土壤孔隙之間的相對關係。



偏光顯微鏡的主要構造有光源(light source)、偏極器(polarizer)、接物鏡(objective lens)、分析器(analyzer)與接目鏡(ocular)等。利用偏極器其雙折射性質(birefringence)來產生平面偏極光。當平面偏極光通過土壤薄切片上之光學各向同性(isotropic)的物質時，光在所有方向前進的速率均一致，這些物質包括土壤中的無定形礦物質與有機物等；但是結晶的物質如黏粒、鐵錳氧化物及原生與次生礦物等卻是各向異性的(anisotropic)，會以不同的速率傳遞偏極光，其速率隨偏極光與晶體軸之間的角度而有所不同。在未置入分析器時偏光顯微鏡所產生的是平面偏光(plane polarized light)，土壤孔隙部分會直接讓偏極光穿透；而於載物臺上方置入分析器時，平面偏光穿過各向異性的物質而到達分析器時能產生正交偏光(cross polarized light)，但非結晶物質因不具雙折射性以致在視野下為黑色的，其原因是方向互為垂直的偏極器及分析器將通過非結晶物質或孔隙部分的光線抵消掉而無法傳遞至觀察者的眼睛。微形態特徵的描述主要是參考 Bullock *et al.* (1985) 所作的”HANDBOOK for SOIL THIN SECTION DESCRIPTION”一書。

### 一、HL-1 樣體之微形態

Bw1 化育層的微形態照片可看到土壤基體(groundmass)中有斜輝石、橄欖石及尚未風化的浮石等火山物質，而這些物質表面也有些許的黑色有機質附著在其表面。陳政宏(1990)提到在烘爐山的高鋁玄武岩中的斑晶主要為橄欖石、斜輝石及斜長石，而在微形態照片中確實也觀察到斜輝石及橄欖石的斑晶。其中斜輝石、橄欖石屬於各向異性物質，而浮石為各向同性物質，因此在正交偏光下不具偏光性。斜輝石解理面相交近 90 度，平行 b 軸切面平行消光、對稱消光，其他切面斜消光，消光角約在 30 - 54 度。橄欖石解理不發育，常見不規則裂紋，為平行消光(曾廣策等人，2006)。Bw1 化育層觀察到的浮石屬於風化程度低的新鮮浮石，還屬於白色物質尚未因風化而變為黏土礦物之棕色(Vingiani *et al.*, 2014)，在浮石周圍也零星分佈著黃棕色的黏粒及黑色有機物質。Bw1 化育層質地分析的結果為坩質黏土，而火山灰土壤膠結程度大，可見微形態照片下的土壤基體為整片狀。土壤基體含有許多的無定形物質或偏極光受到有機質或三氧化二物所遮蔽，在正交偏光下土壤基體呈現黑色，土壤基體屬於 undifferentiated b-fabric，其 c/f 分佈

(coarse/fine-related distribution)情形應屬於 open porphyric。有機質使得土壤基體較為暗色，也有較明顯的黑色有機質及風化後的鐵錳物質。孔道(channel)周圍可見零星的亮黃棕色黏粒，並無觀察到黏粒移動的現象及黏粒膜的生成，因此黏粒是由現地(*in situ*)風化生成，而非黏粒洗入(圖二十、圖二十一)。

Bw2 化育層土壤基體中可見次生黏粒的黃棕色物質、黑色有機質及次生鐵氧化物的紅色物質，同時也可見斜輝石斑晶、石英、紅褐色的赤鐵礦，礦物周圍也有少許的黏粒分佈，黏粒為現地風化生成而非由洗入作用所帶來。土壤基體屬於 undifferentiated b-fabric，c/f 分佈為 open porphyric。而在斜輝石及赤鐵礦間具有光學各向同性的半透明且淡金黃色的鋁英石存在(Jongmans *et al.*, 1995; Gérard *et al.*, 2007)。Bw2 化育層的光學各向同性的無定形物質較多使得在正交偏光的情形下土壤基體相較於 Bw1 化育層呈現黑色(圖二十二)。

BC 化育層微形態照片可見風化程度低的新鮮浮石以及原生礦物風化後自然生成的孔隙，而浮石及孔隙的周圍均有明顯的現地風化生成的亮黃棕色黏粒。土壤基體屬於 undifferentiated b-fabric，c/f 分佈為 open porphyric，也可見許多有機質與風化後的鐵錳物質散佈於土壤基體上(圖二十三)。

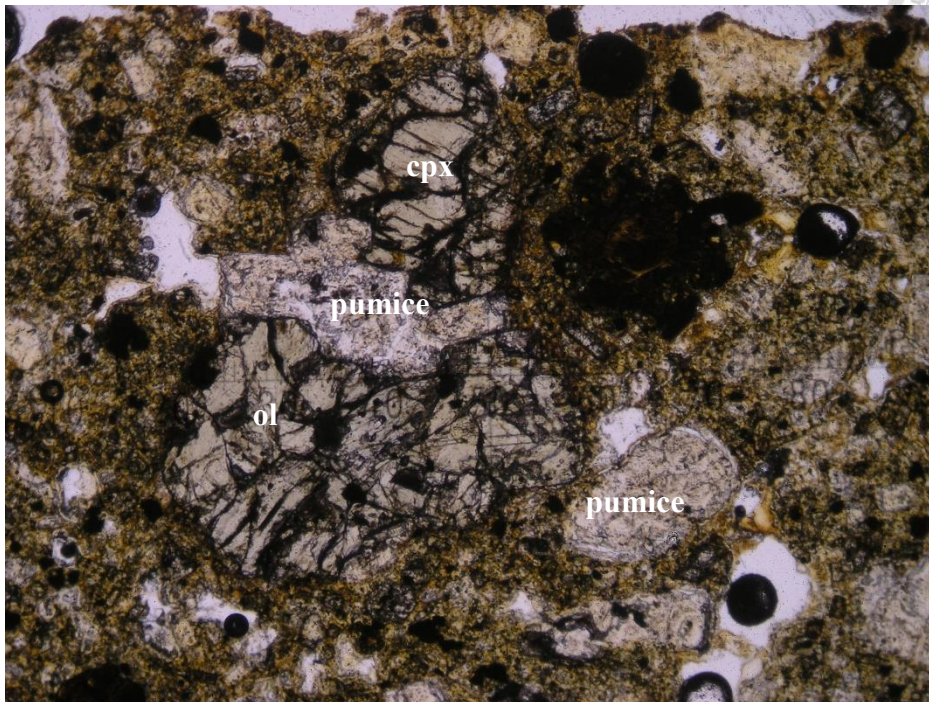
## 二、HL-2 樣體之微形態

Bw2 化育層微形態照片可見原生礦物風化後自然生成的孔隙，土壤基體屬於 undifferentiated b-fabric，c/f 分佈為 open porphyric，孔隙及土壤基體中都能看見現地風化的黃棕色黏粒，而在土壤基體中也含有黑色的有機質及風化後的紅黑色鐵錳物質。質地分析結果為黏土，由於黏粒含量甚多且火山灰土壤膠結力強，因而看見的土壤基體呈現整片狀，孔隙中周圍並無發現黏粒膜或黏粒移動的現象，因此並無明顯黏粒的洗入情形(圖二十四，a)。

Bw3 化育層的微形態照片裡可見土壤基體裡有零星的赤鐵礦，土壤基體屬於 undifferentiated b-fabric，c/f 分佈為 open porphyric，由於黏粒甚多且土壤膠結力強的因素，基體呈現整片狀。土壤基體中有黑色的有機質及風化後的鐵錳物質散佈其中，此外也能看見較小的新鮮浮石碎片，土壤基體中並無黏粒膜或黏粒移動的情況，並沒有黏粒洗入情形(圖二十四，b)。

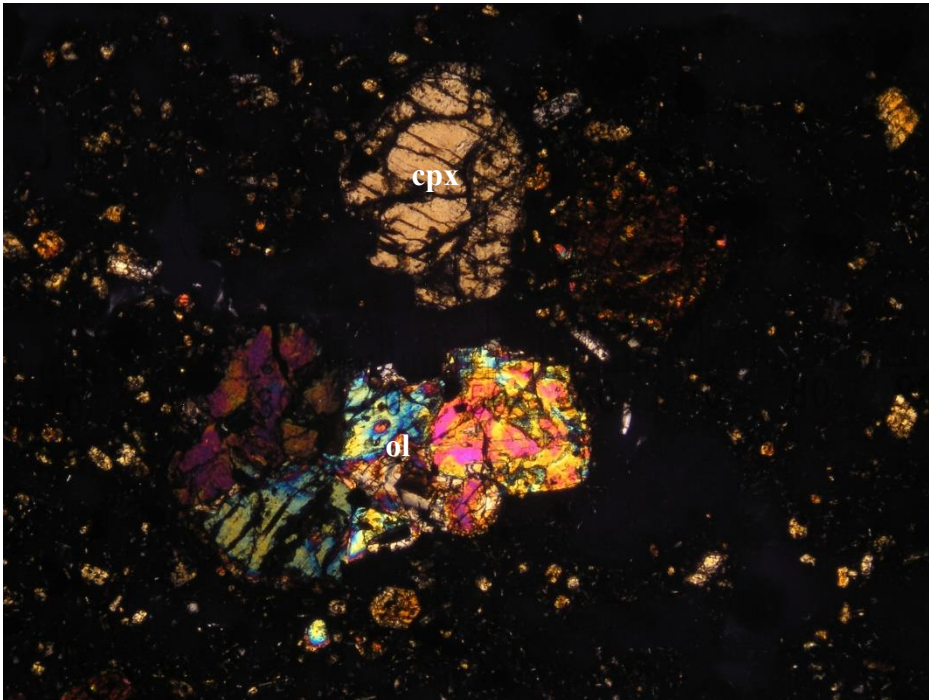


(a)



PPL  
0.25 mm

(a)



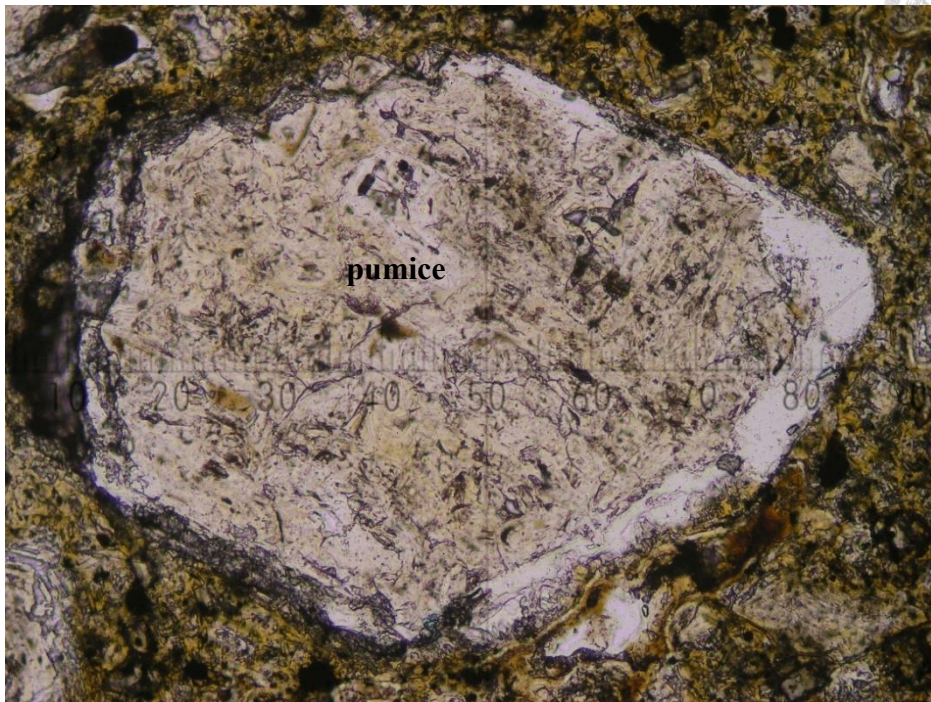
XPL  
0.25 mm

圖二十、HL-1 樣體 Bw1 化育層之微形態照片。(a)橄欖石、斜輝石及浮石；cpx:斜輝石；ol:橄欖石；pumice:浮石。PPL:平面偏光；XPL:正交偏光；線條長度: 0.25 mm。

Fig. 20. Thin section micrographs of Bw1 horizon in HL-1 pedon. (a) olivine, clinopyroxene and fresh pumice; cpx: clinopyroxene; ol: olivine. PPL: plane polarized light; XPL: cross polarized light; scale bar: 0.25 mm.

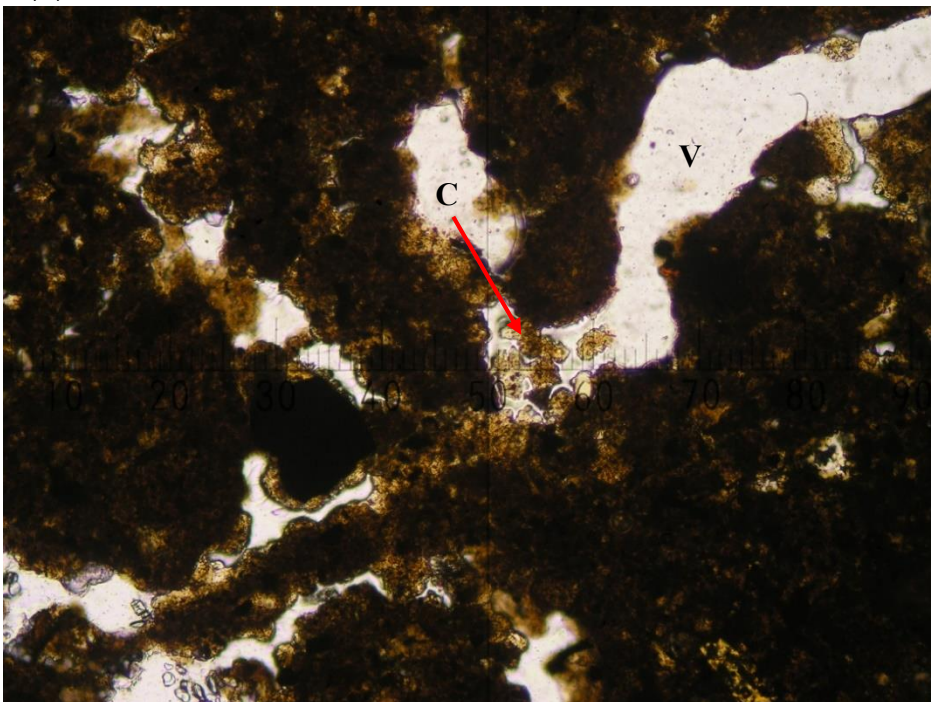


(b)



PPL  
0.25 mm

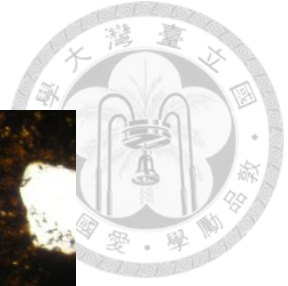
(c)



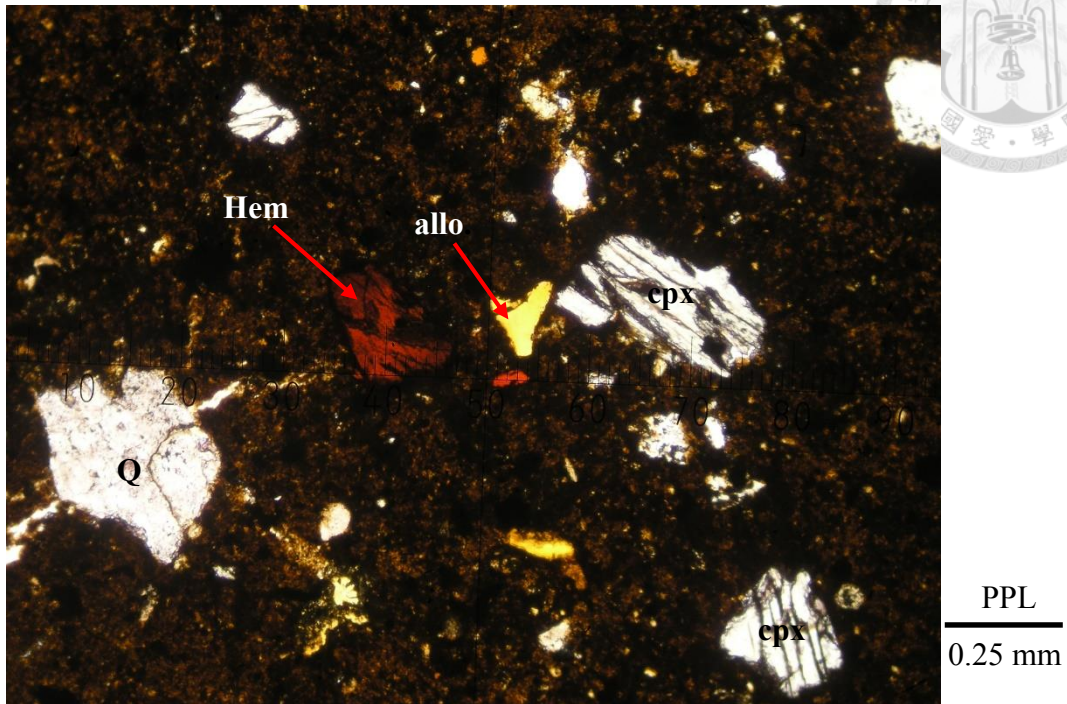
PPL  
0.25 mm

圖二十一、HL-1 樣體 Bw1 化育層之微形態照片。(b)浮石；(c)黏粒；C:黏粒；pumice: 浮石；V:孔隙。PPL:平面偏光；線條長度: 0.25 mm。

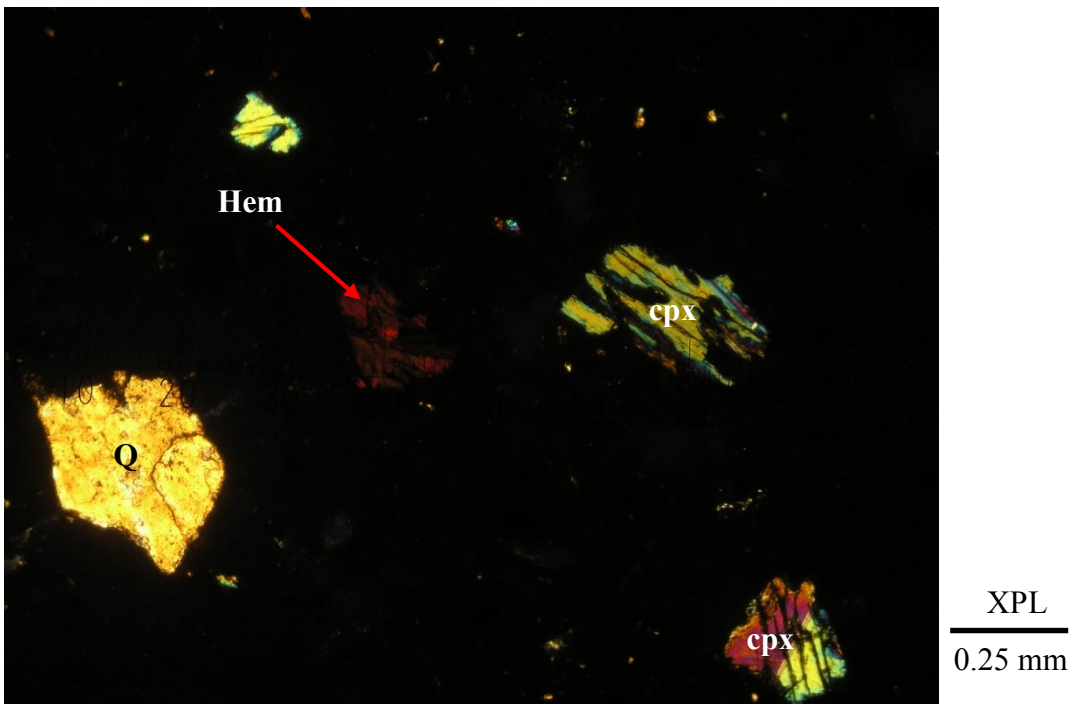
Fig. 21. Thin section micrographs of Bw1 horizon in HL-1 pedon. (b) weakly weathered pumice; (c) clay; C: clay; V: void. PPL: plane polarized light; scale bar: 0.25 mm.



(d)



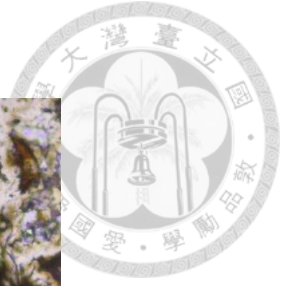
(d)



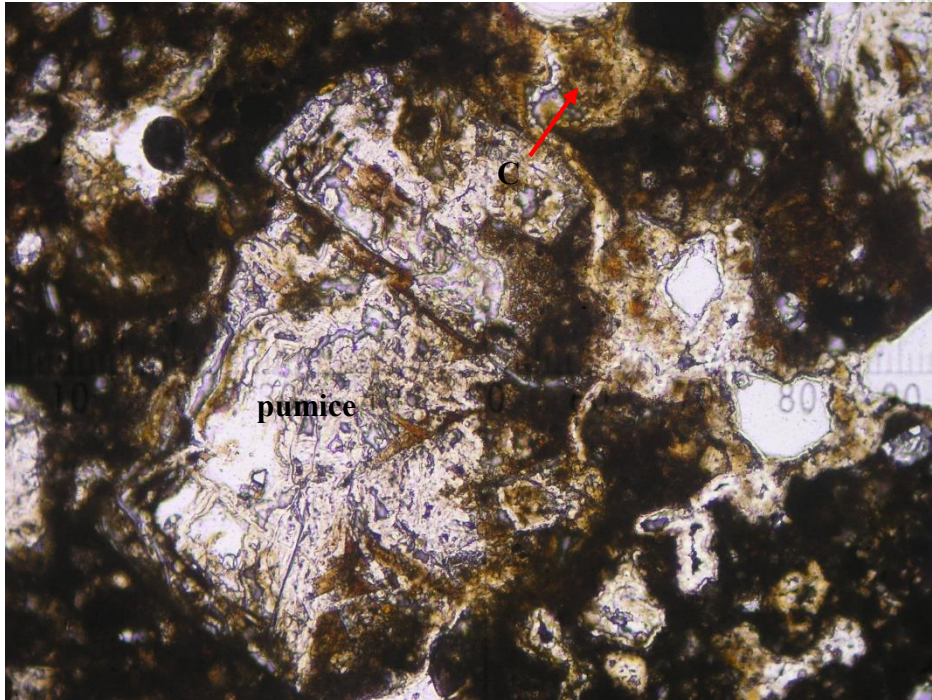
圖二十二、HL-1 樣體 Bw2 化育層之微形態照片。(d)斜輝石、石英、赤鐵礦及鋁英石；allo.:鋁英石；cpx:斜輝石；Hem:赤鐵礦；Q:石英。PPL:平面偏光；XPL:正交偏光；線條長度: 0.25 mm。

Fig. 22. Thin section micrographs of Bw2 horizon in HL-1 pedon. (d) quartz, clinopyroxene, hematite and allophane; allo.: allophane; cpx: clinopyroxene; Hem: hematite; Q: quartz. PPL: plane polarized light; XPL: cross polarized light; scale bar: 0.25 mm.

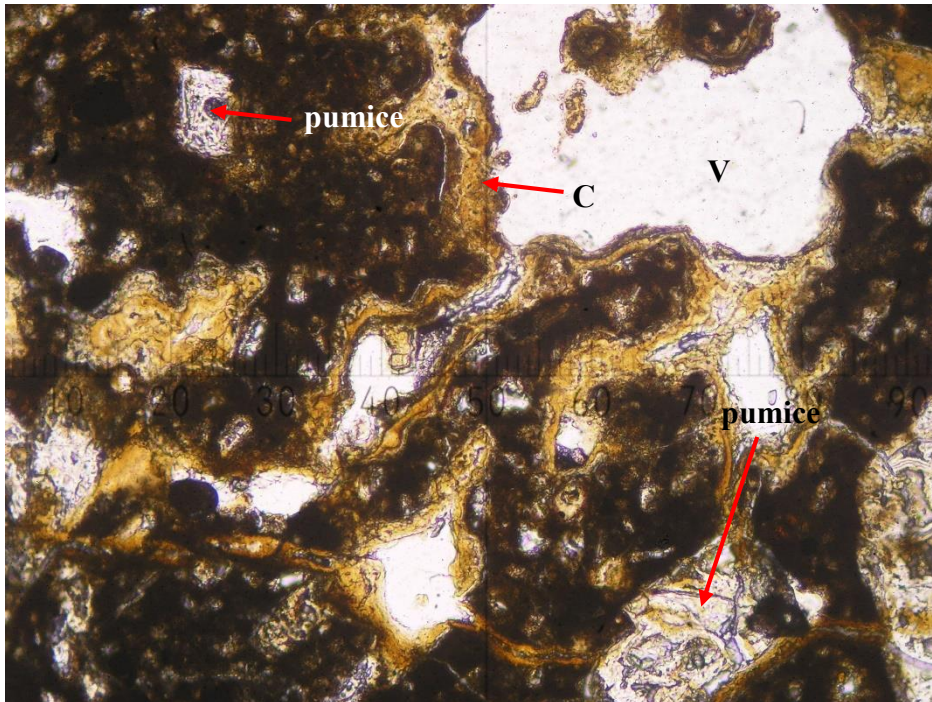




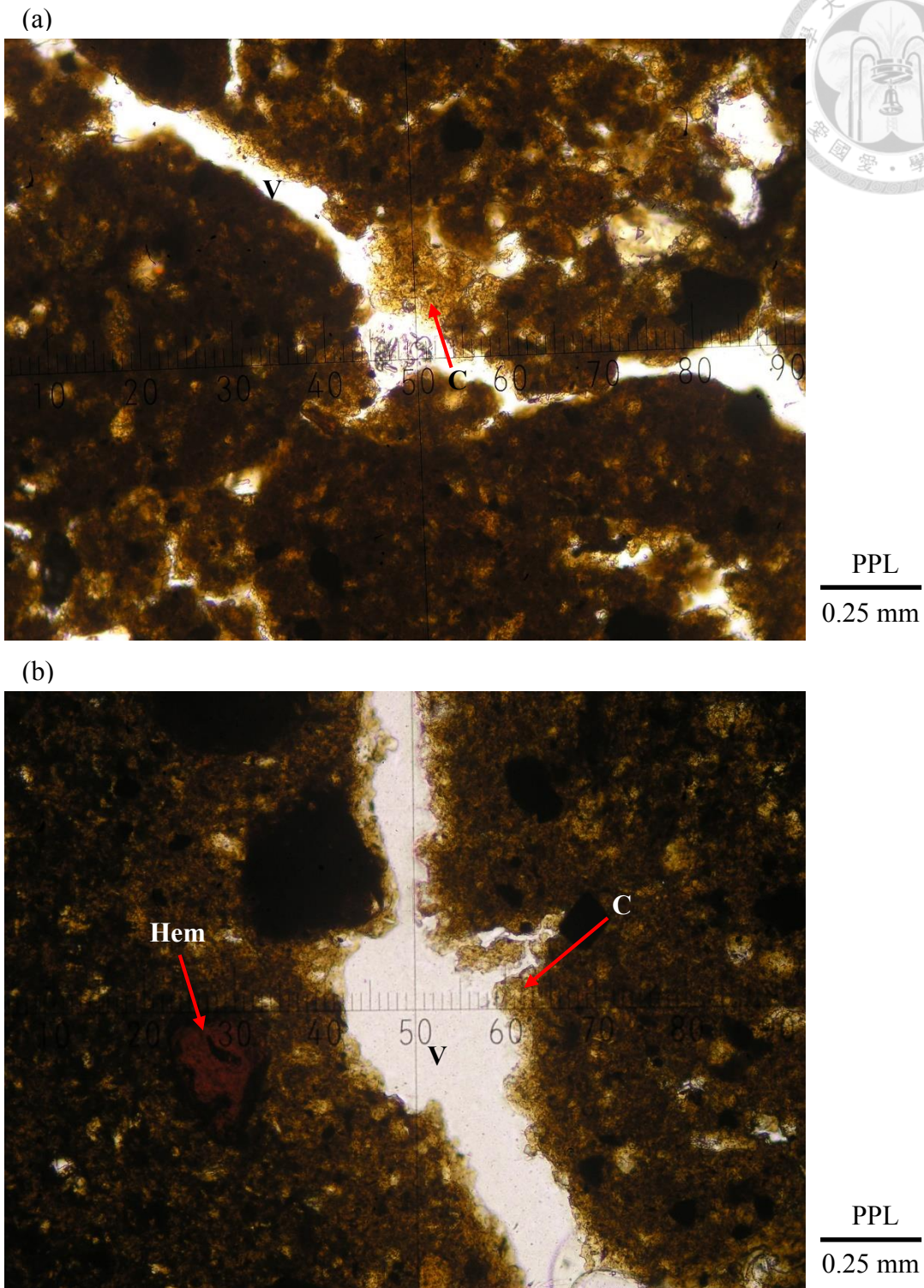
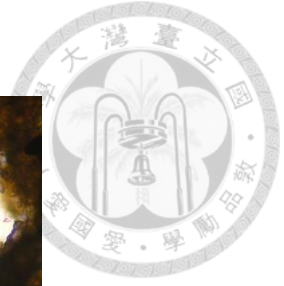
(e)



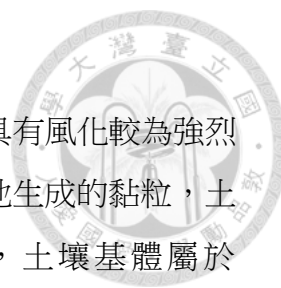
(f)



圖二十三、HL-1 樣體 BC 化育層之微形態照片。(e)浮石和黏粒；(f)浮石和黏粒；  
pumice:浮石；C:黏粒；V:孔隙。PPL:平面偏光；線條長度: 0.25 mm。  
Fig. 23. Thin section micrographs of BC horizon in HL-1 pedon. (e) weakly weathered pumice and clay; (f) weakly weathered pumice and clay; C: clay; V: void. PPL: plane polarized light; scale bar: 0.25 mm.



圖二十四、HL-2 樣體 Bw2 及 Bw3 化育層之微形態照片。(a)Bw2；(b)Bw3；C: 黏粒；V:孔隙；Hem:赤鐵礦。PPL:平面偏光；線條長度: 0.25 mm。  
Fig. 24. Thin section micrographs of Bw2 and Bw3 horizons in HL-2 pedon. (a) Bw2; (b) Bw3; C: clay; V: void; Hem: hematite. PPL: plane polarized light; scale bar: 0.25 mm.



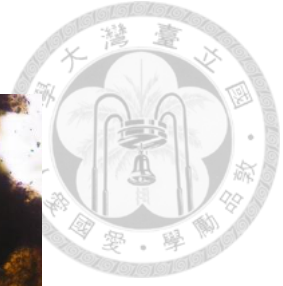
### 三、HL-3 樣體之微形態

在 HL-3 樣體最原始的 B'w 化育層微形態照片裡，能發現具有風化較為強烈的浮石，已逐漸風化為黃棕色黏粒，而浮石周圍的孔洞也有現地生成的黏粒，土壤基體裡也含有許多黑色的有機質及風化後的鐵錳物質，土壤基體屬於 undifferentiated b-fabric (圖二十五)。

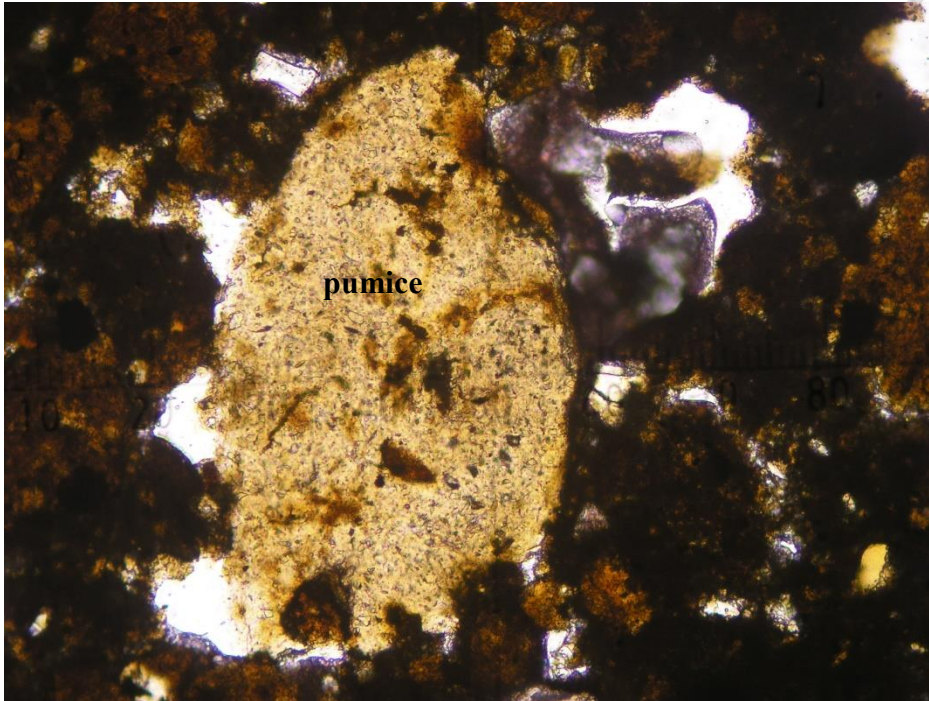
烘爐山樣體微形態觀察的結果，礦物的部分有斜輝石、橄欖石、石英及少量的赤鐵礦，能看見風化程度弱至強烈的浮石。推論在如此風化程度高的情況下能觀察到新鮮浮石，應是製作薄切片時母質內的浮石嵌在裡面所致。在 HL-1 樣體觀察到鋁英石的存在，含量甚少也符合選擇性化學抽出分析的結果。烘爐山地區土壤環境不利於鋁英石的生成，低土壤 pH (< 5.0) 抑制鋁與矽酸根的結合，使得鋁英石不易生成，長時間大量淋洗及脫矽作用使得黏土礦物逐漸以結晶性較好的氧化物為主。土壤基體中可見許多黃棕色黏粒物質的分佈，孔道中並無發現黏粒膜或黏粒移動的情形，土壤的黏粒是由現地風化生成。最後再藉由粒徑分析的結果得知烘爐山樣體並無黏聚層(Bt)，皆為火山灰土壤常見的變育層(Bw)。

### 第六節、礦物特徵

土壤的黏粒部分一般由一種以上的層狀矽酸鹽礦物組成並伴有母質的原生礦物，而要定性及定量各個礦物必須要多重的分析技術下才能完成，一般我們所感興趣的層狀矽酸鹽礦物有高嶺石(kaolinite)、雲母類(伊萊石) (mica, illite)、蒙特石(smectite)、蛭石(vermiculite)、水化層間(hydroxy-interlayered)蛭石或蒙特石及綠泥石(chlorite)等(Soil Survey Staff, 2014)。在某些土壤分類上，對於砂粒、粉粒及黏粒的礦物學是必需的。X 光繞射(X-ray diffraction)、熱差分析(Differential thermal analysis)及岩相分析(petrographic analysis)是礦物分析裡常見的方法，也能使用其他物理或化學方法來得知其他的礦物特性(Soil Survey Staff, 2014)。X 光繞射分析是鑑定及半定量結晶性礦物其中一種最有用的方法(Hughes *et al.*, 1994; Kahle *et al.*, 2002)，不同礦物有其特定的 d 值(d-spacing)，藉由 XRD 能夠得到相對繞射峰位置及繞射強度進而得知礦物的種類及進行半定量。美國土壤調查實驗室(KSSL)將半定量結果分為五個等級，然而繞射峰的強度易受到許多干擾的影響，因此半



(a)



PPL  
0.25 mm

(a)



PPL  
0.25 mm

圖二十五、HL-3 樣體 B'w 化育層之微形態照片。(a)浮石；pumice:浮石。PPL: 平面偏光；XPL:正交偏光；線條長度: 0.25 mm。

Fig. 25. Thin section micrographs of B'w horizon in HL-3 pedon. (a) moderately weathered pumice. PPL: plane polarized light; XPL: cross polarized light; scale bar: 0.25 mm.

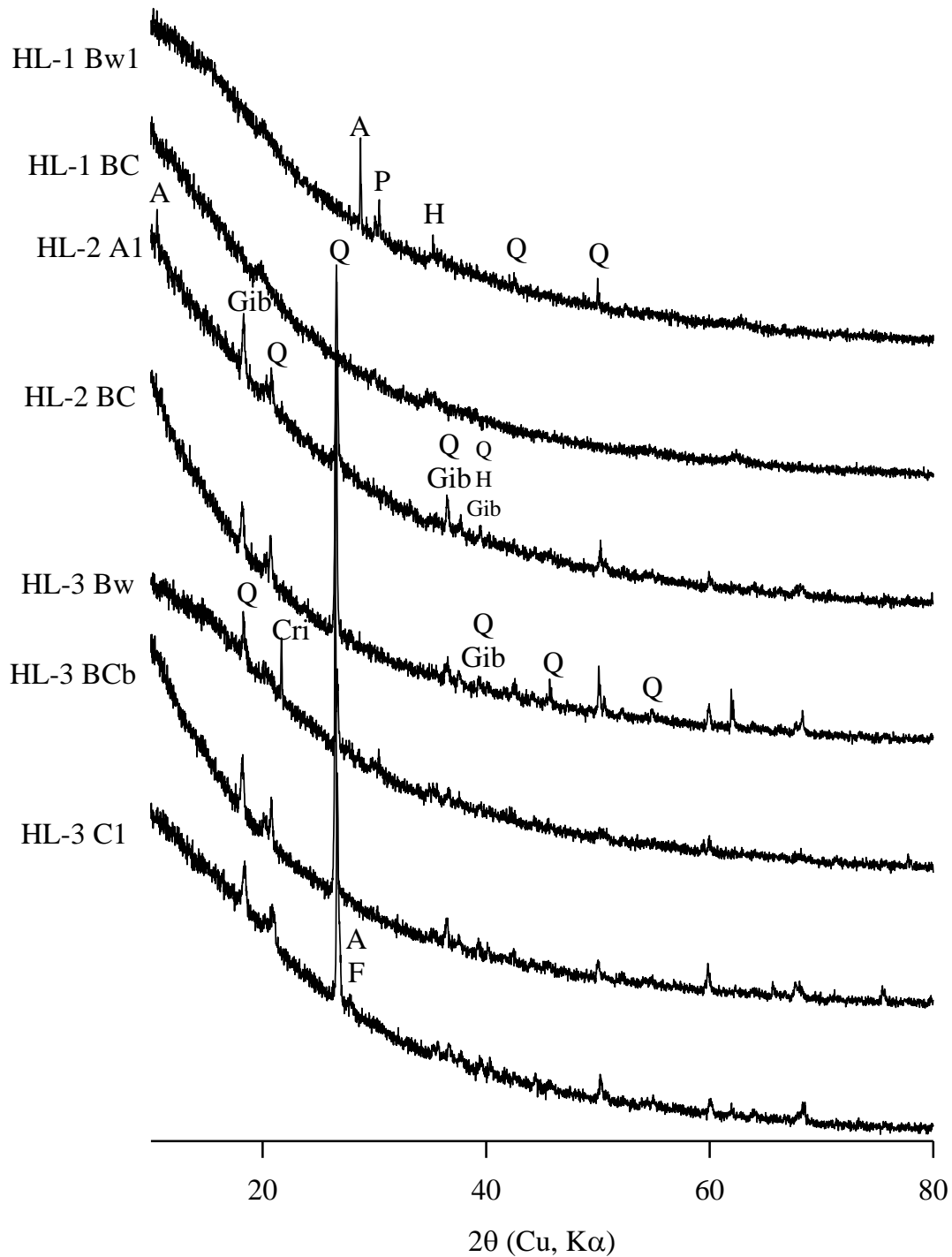
定量的結果也僅能當作參考(Burt and Soil Survey Staff, 2014)。在最好的狀況下，XRD 定量結果的準確度及精密度分別能達到 $\pm 5\%$ 及 $\pm 10-20\%$  (Moore and Reynolds, 1997)。在美國土壤分類系統裡，XRD 僅用來鑑定礦物種類(Soil Survey Staff, 2014)。礦物半定量則是以 MDI Jade 5.0 軟體進行輔助判定。

## 一、砂粒部分之礦物鑑定

烘爐山母岩由高鋁玄武岩熔岩所構成，岩石斑晶主要為橄欖石、斜輝石和斜長石，但不含紫蘇輝石，與園區內的其它安山岩不同，而石基中有橄欖石、斜輝石、斜長石和磁鐵礦(陳正宏，1989)。烘爐山樣體的砂粒 X 光繞射圖顯示砂粒中的礦物有角閃石(amphibole)、輝石(pyroxene)、長石(feldspar)等火成岩礦物及抗風化較強的方矽石(cristobalite)、石英(quartz)等原生礦物，還有強烈風化下的產物水鋁氧(gibbsite)、赤鐵礦(hematite)，並無分析到橄欖石(olivine) (圖二十六)。輝石出現在 HL-1 及 HL-3 樣體中，角閃石則出現在 HL-1 及 HL-2 樣體，HL-3 樣體有少量長石，方矽石僅出現於 HL-3 樣體。微形態的觀察中也發現具有輝石類、赤鐵礦及石英，呼應了礦物分析的結果。烘爐山樣體以石英及強烈風化下的水鋁氧為主，其中又以 HL-2 及 HL-3 的樣體的石英及水鋁氧含量較多(表十一)，顯示這兩個樣體的風化程度較強烈，也符合選擇性抽出的結果。當無定形物質較多時，在繞射圖  $20^\circ 2\theta$  位置可發現相較於背景，其基線(baseline)會有一範圍廣並隆起的現象(amorphous hump)且在低角度時繞射強度上升(low-angle intensity rise) (Blake *et al.*, 2013) (圖二十七)，而無定形物質多的火山灰土壤則常見這種情形。在 HL-2 的 BC 化育層及 HL-3 的 2BC 化育層樣體有較明顯的低角度繞射強度增強的情況，而 HL-3 的 Bw 化育層則有較明顯 amorphous hump 的現象。由上可知，化育於火山灰母質的土壤確實具有此兩種現象產生。在 HL-1 的 BC 化育層繞射圖並無明顯繞射峰出現。整體而言，烘爐山樣體各化育層的繞射峰並不明顯，此因火山灰土壤含有大量的晶性不良物質所造成的現象。

## 二、黏土礦物的鑑定

Shoji (1985)根據土壤化學性質及礦物組成不同將火山灰土壤分為鋁英石型灰



圖二十六、烘爐山樣體砂粒部分之 X 光繞射圖。A：角閃石；F：長石；H：赤鐵礦；P：輝石；Q：石英；Cri：方矽石；Gib：水鋁氧。

Fig. 26. X-ray diffraction patterns of sand fraction of Mt. Honglu pedons. A: amphibole; F: feldspar; H: hematite; P: pyroxene; Q: quartz; Cri: cristobalite; Gib: gibbsite.

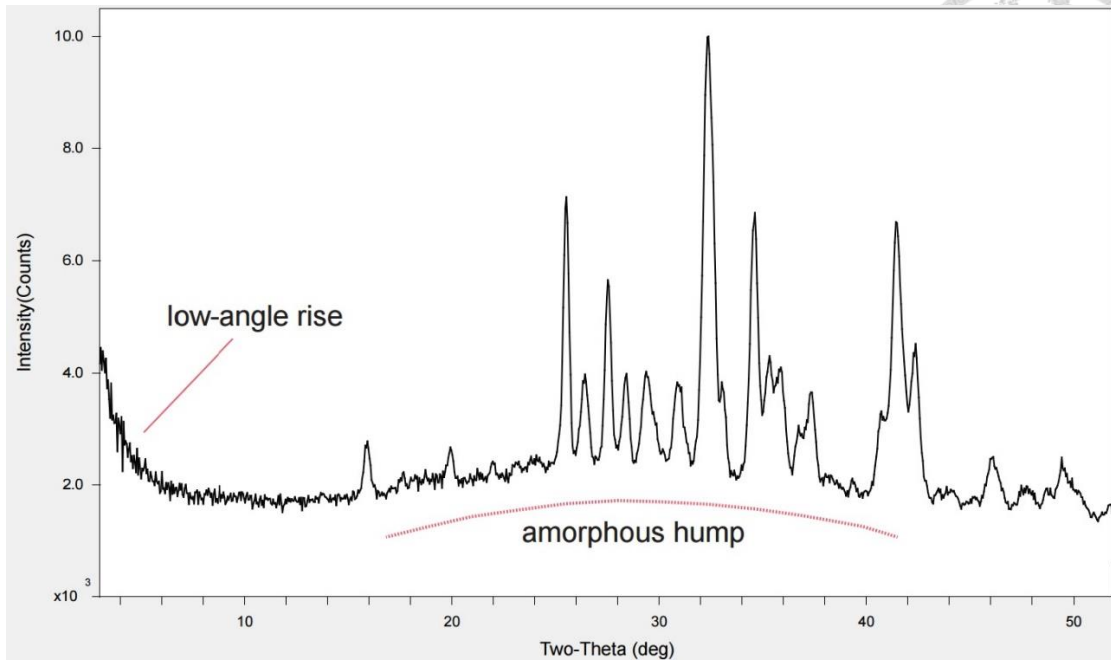
表十一、砂粒部分礦物 X 光繞射之鑑定及半定量。

Table 11. Identification and semiquantitation of minerals in sand fraction by XRD.

Pedon	Horizon	Depth cm	A [§]	F	H	P	Q	Cri	Gib
HL-1	Bw1	10-25	+ ^ξ	-	+	+	++	-	-
	BC	50-65	-	-	+	+	-	-	-
HL-2	A2	10-18	+	-	-	-	+++	-	++
	BC	65-80	+	-	-	-	++	-	++
HL-3	Bw	8-14	-	-	+	+	+++	++	++
	BCb	40-58	-	-	+	-	+++	-	++
	C1	75-100	-	+	+	-	+++	-	++

§: A: amphibole, F: feldspar, H: hematite, P: pyroxene, Q: quartz, Cri: cristobalite, Gib: gibbsite.

ξ: -: non-detectable, +: <10%, ++: 10–25%, +++: 25 – 50%. (Soil Survey Staff, 2014)



圖二十七、無定形物質的 X 光繞射圖性質。(Rampe *et al.*, 2013)

Fig 27. Characteristics of X-ray diffraction for amorphous materials. Note that XRD patterns is a broad amorphous hump in the background and a low-angle intensity rise. (Rampe *et al.*, 2013)



燼土及非鋁英石型灰燼土，黏土礦物的組成與土壤的物理及化學性質有很大的關聯。非鋁英石型灰燼土的臨界 pH 大約為 5，黏土礦物以 2:1 型層狀矽酸鹽礦物為主，活性鋁主要為鋁-有機質複合物，有大量的可交換性鋁和鋁飽和度並常見鋁的毒害現象；鋁英石型灰燼土的黏土礦物及活性鋁以鋁英石、絲狀鋁英石為主，有較低的可交換性鋁及鋁飽和度且鋁的毒害甚少。當土壤受到風化程度較大時黏土礦物則轉為高嶺石及水鋁氧(Hetier *et al.*, 1977)。在世界土壤參比系統(WRB)裡對於兩種灰燼土有明確的定義：非鋁英石型灰燼土的  $Al_p/Al_o \geq 0.5$  且  $Si_o < 0.6\%$ ，鋁英石型灰燼土  $Al_p/Al_o < 0.5$  或  $Si_o \geq 0.6\%$ 。

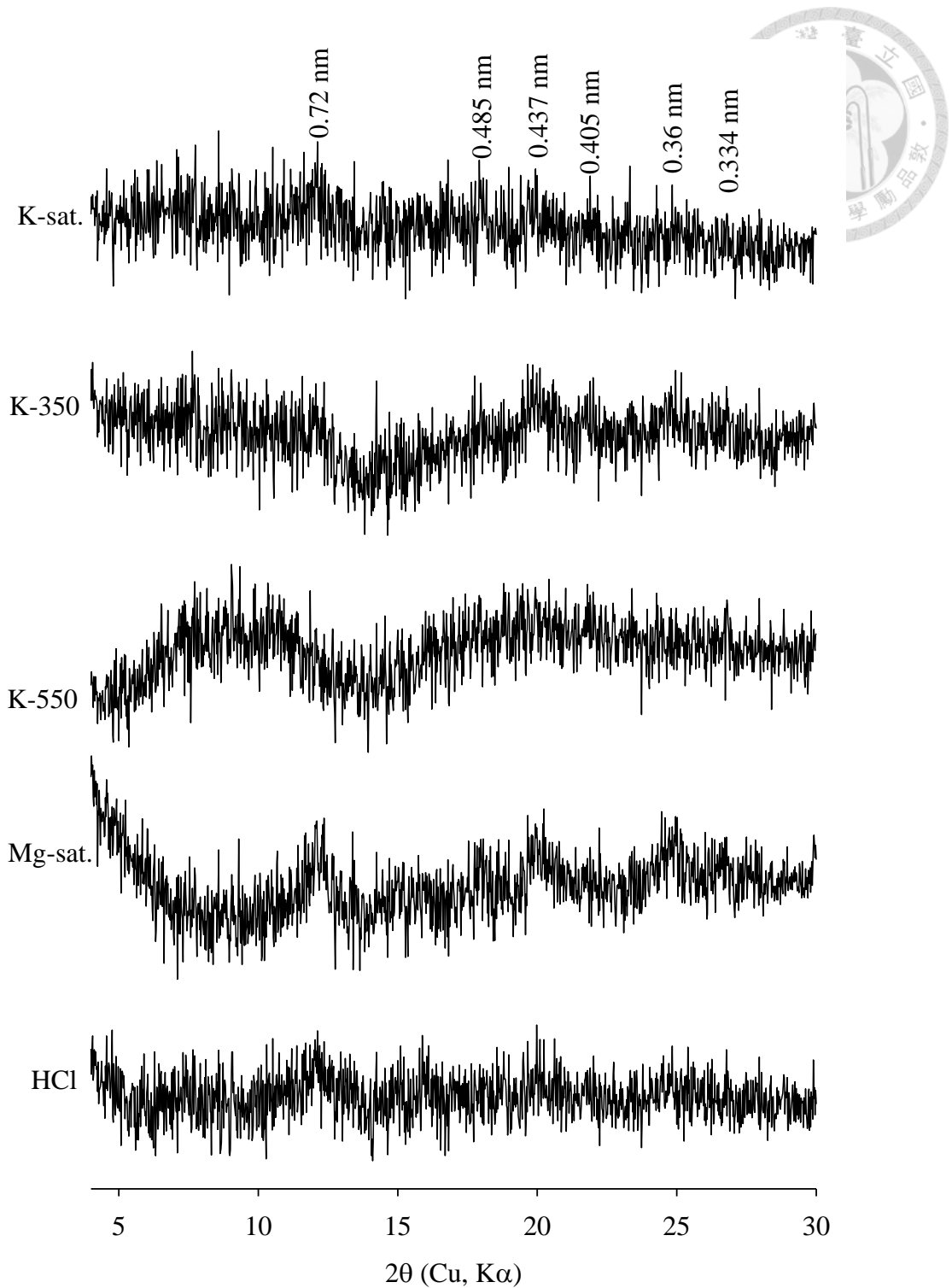
#### (一) HL-1 樣體之黏粒 X 光繞射分析

HL-1 樣體之 Bw1 化育層黏粒，在鎂飽和室溫處理下，0.72 nm、0.485 nm、0.437 nm、0.36 nm 均有明顯繞射峰出現，經鉀飽和 550°C 處理後 0.72 nm、0.36 nm 繞射峰消失，經 HCl 處理後仍有繞射峰出現，表示有高嶺石的存在。在鉀飽和 350°C 處理下 0.485 nm、0.437 nm 繞射峰消失，表示存在水鋁氧。在五種處理下均有 0.405 nm 及 0.334 nm 微弱的繞射峰，表示有少量的方矽石和石英(圖二十八)。

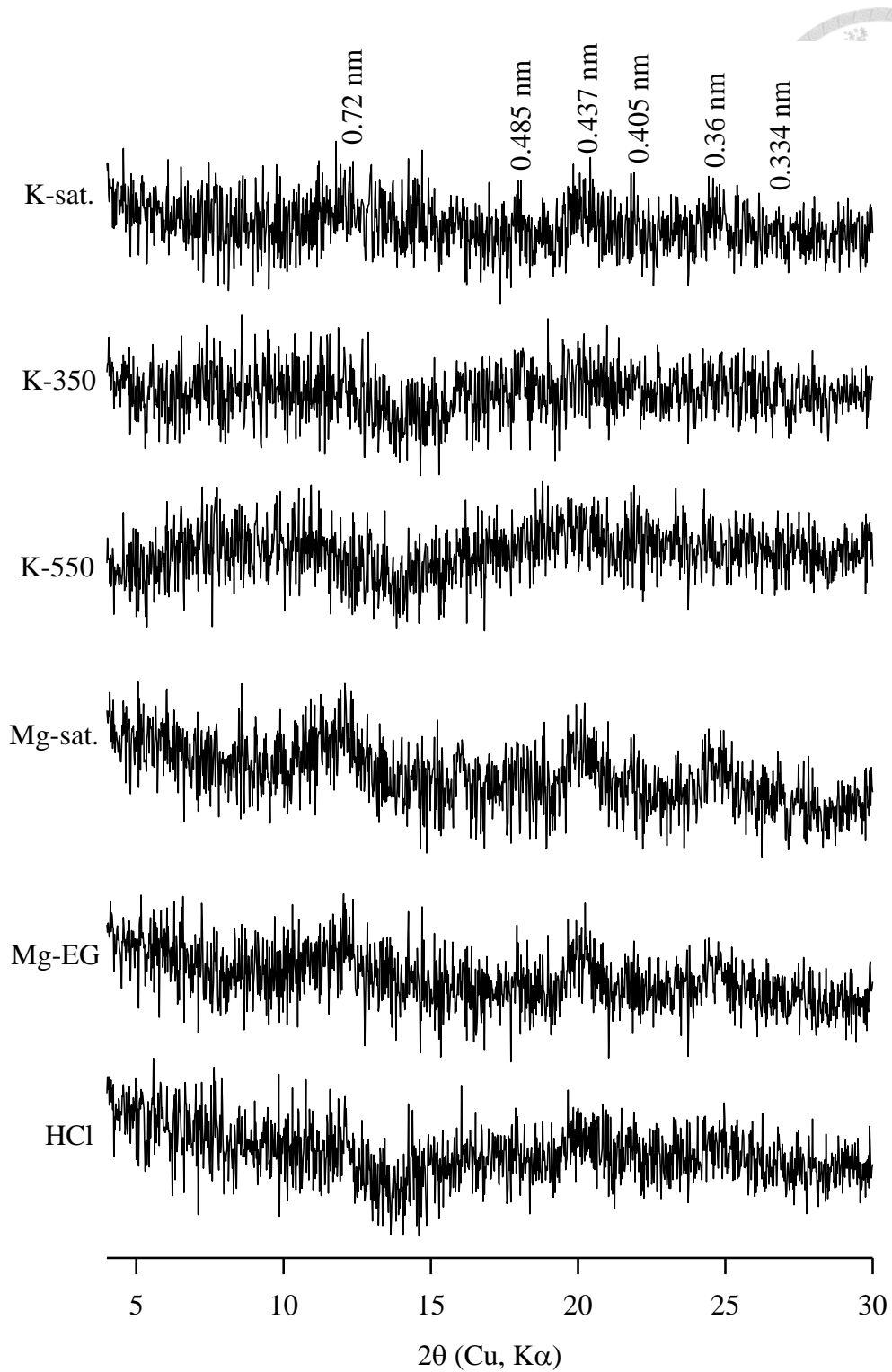
HL-1 樣體之 C1 化育層黏粒，在鎂飽和室溫處理下，0.72 nm、0.437 nm、0.36 nm 均有明顯繞射峰出現。經鉀飽和 550°C 處理後 0.72 nm、0.36 nm 繞射峰消失，經 HCl 處理後仍有繞射峰出現，表示有高嶺石的存在。在鉀飽和 350°C 處理下 0.485 nm、0.437 nm 繞射峰消失，表示存在水鋁氧。在六種處理下均有 0.405 nm 及 0.334 nm 微弱的繞射峰，表示具有少量方矽石和石英(圖二十九)。

#### (二) HL-2 樣體之黏粒 X 光繞射分析

HL-2 樣體之 A2 化育層黏粒，在鎂飽和室溫處理下，1.4 nm、0.72 nm、0.485 nm、0.437 nm、0.36 nm 均有明顯繞射峰出現，在 1.0 nm 有微弱之繞射峰，以鉀飽和室溫處理後，1.4 nm 繞射峰並未消失，經鉀飽和 350°C 處理下 1.4 nm 繞射峰收縮至 1.0 nm，表示存在水化層間蛭石，而在鎂飽和經乙二醇燻蒸處理後 1.4 nm 繞射峰並未膨脹，表示不具蒙特石。經鉀飽和 550°C 處理後 0.72 nm、0.36 nm 繞射峰消失，經 HCl 處理後仍有繞射峰出現，表示有高嶺石的存在，1.4 nm 經鉀飽



圖二十八、HL-1 樣體之 Bw1 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。  
 Fig. 28. X-ray diffraction patterns of clay fraction of Bw1 horizon in HL-1.



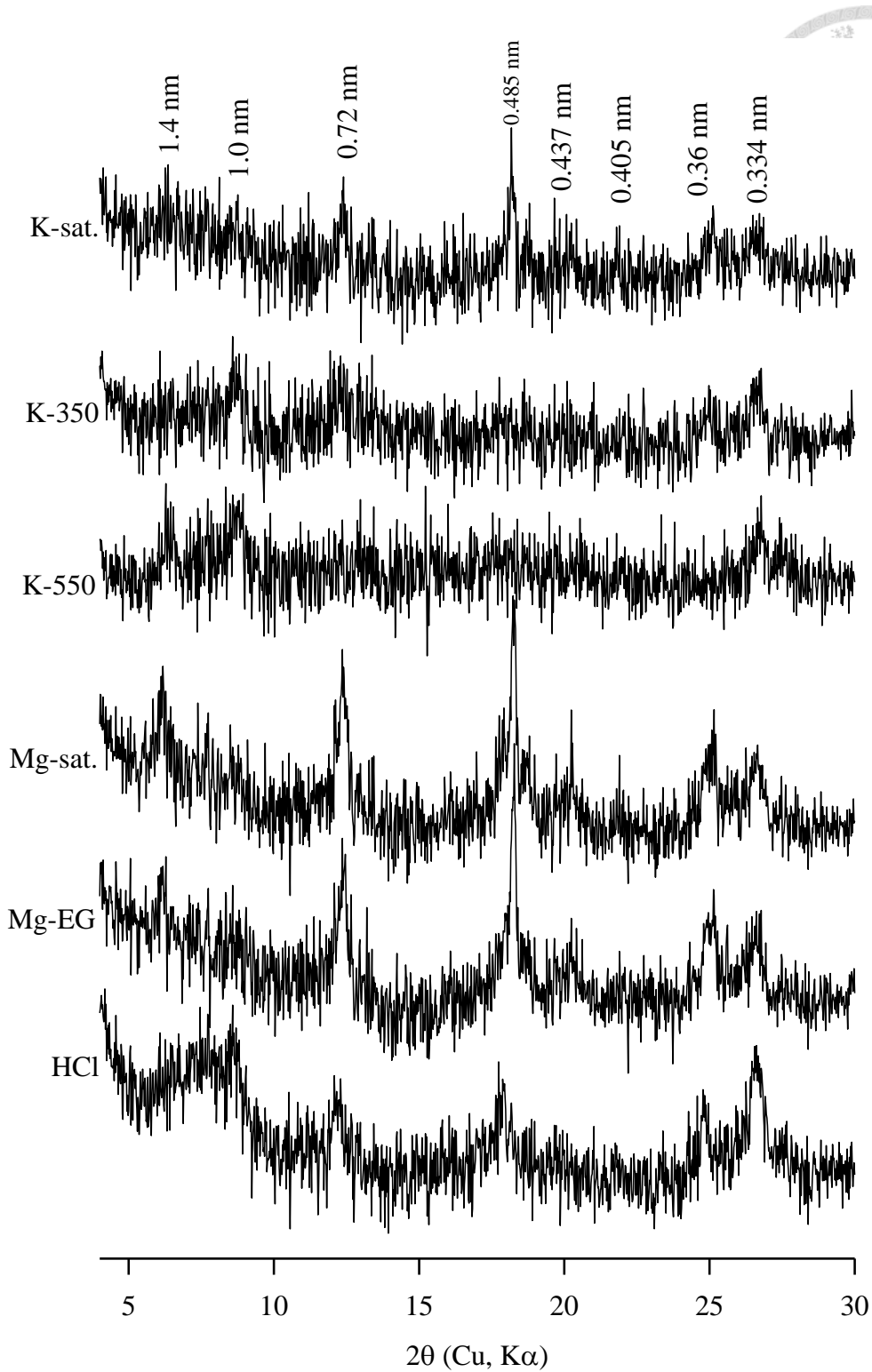
圖二十九、HL-1 樣體之 C1 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。  
 Fig. 29. X-ray diffraction patterns of clay fraction of C1 horizon in HL-1.

和 550°C 處理後仍有繞射峰存在，表示含有綠泥石。在鉀飽和 350°C 處理下 0.485 nm、0.437 nm 繞射峰消失，表示存在水鋁氧。在六種處理下均有 1.0 nm、0.405 及 0.334 nm 繞射峰，表示具有伊萊石、方矽石和石英(圖三十)。

HL-2 樣體之 Bw2 化育層黏粒，在鎂飽和室溫處理下，1.4 nm、0.72 nm、0.485 nm、0.36 nm 均有明顯繞射峰出現，在 1.0 nm、0.437nm 有微弱之繞射峰，以鉀飽和室溫處理後，1.4 nm 繞射峰並未消失，經鉀飽和 350°C 處理下 1.4 nm 繞射峰收縮至 1.0 nm，表示存在水化層間蛭石，而在鎂飽和經乙二醇燻蒸處理後 1.4 nm 繞射峰並未膨脹，表示不具蒙特石。經鉀飽和 550°C 處理後 0.72 nm、0.36 nm 繞射峰消失，經 HCl 處理後仍有繞射峰出現，表示有高嶺石的存在，1.4 nm 經鉀飽和 550°C 處理後仍有繞射峰存在，表示含有綠泥石。在鉀飽和 350°C 處理下 0.485 nm、0.437 nm 繞射峰消失，表示存在水鋁氧。在六種處理下均有 1.0 nm、0.405 及 0.334 nm 繞射峰，表示具有伊萊石、方矽石和石英(圖三十一)。

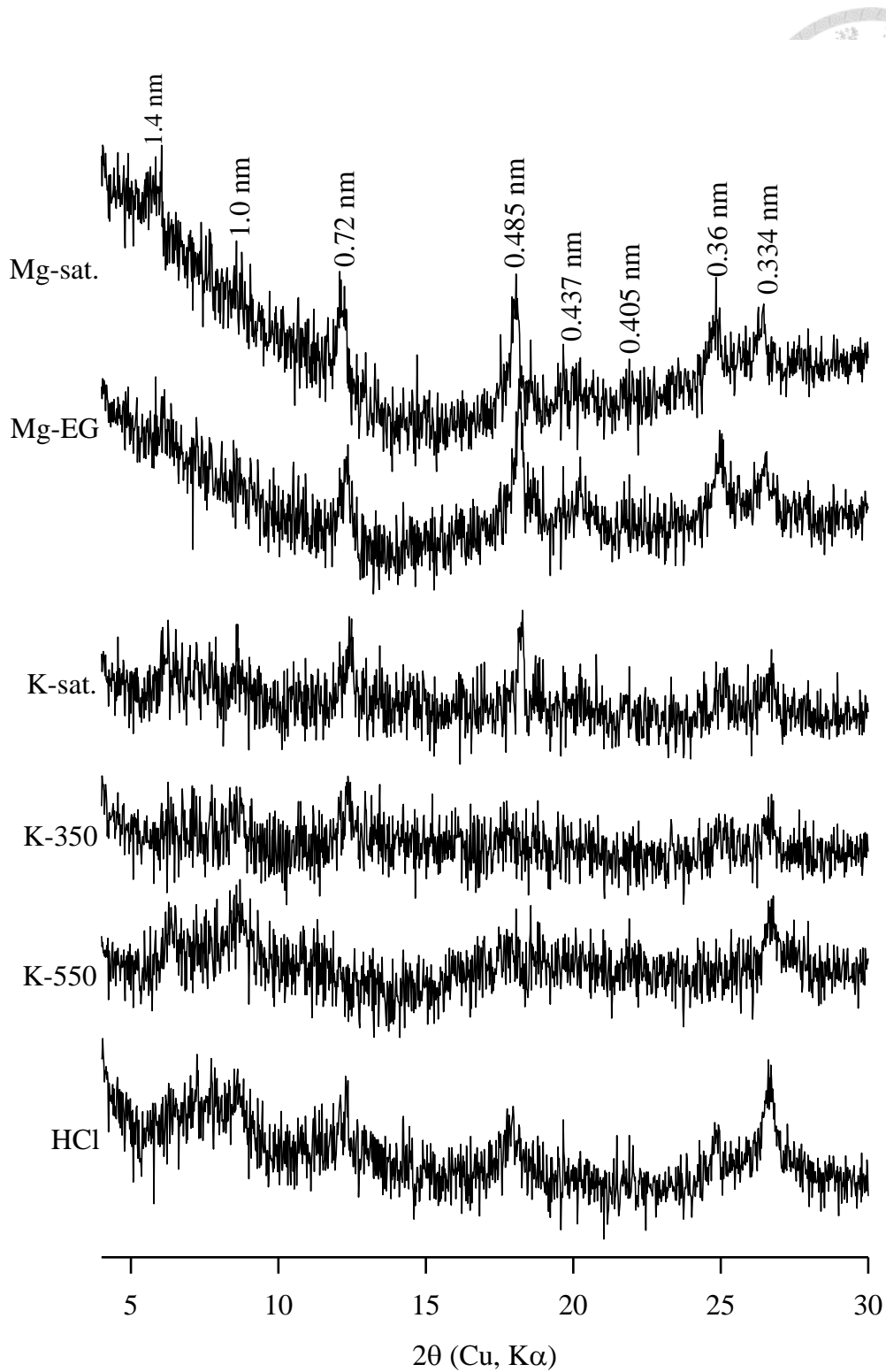
HL-2 樣體之 Bw3 化育層黏粒，在鎂飽和室溫處理下，0.72 nm、0.485 nm、0.36 nm 均有明顯繞射峰出現，在 1.4 nm、0.437nm 有微弱之繞射峰，以鉀飽和室溫處理後，1.4 nm 繞射峰並未消失，經鉀飽和 350°C 處理下 1.4 nm 繞射峰收縮至 1.0 nm，表示存在水化層間蛭石，而在鎂飽和經乙二醇燻蒸處理後 1.4 nm 繞射峰並未膨脹，表示不具蒙特石。經鉀飽和 550°C 處理後 0.72 nm、0.36 nm 繞射峰消失，經 HCl 處理後仍有繞射峰出現，表示有高嶺石的存在，1.4 nm 經鉀飽和 550°C 處理後仍有繞射峰存在，表示含有綠泥石。在鉀飽和 350°C 處理下 0.485 nm、0.437 nm 繞射峰消失，表示存在水鋁氧。在六種處理下有微弱 0.405 nm 和明顯的 0.334 nm 繞射峰，表示具有少量方矽石和較多的石英(圖三十二)。

HL-2 樣體之 BC 化育層黏粒，在鎂飽和室溫處理下，0.72 nm、0.485 nm、0.36 nm 均有明顯繞射峰出現，在 1.4 nm、0.437nm 有微弱之繞射峰，以鉀飽和室溫處理後，以鉀飽和室溫處理後，1.4 nm 繞射峰並未消失，經鉀飽和 350°C 處理下 1.4 nm 繞射峰收縮至 1.0 nm，表示存在水化層間蛭石，而在鎂飽和經乙二醇燻蒸處理後 1.4 nm 繞射峰並未膨脹，表示不具蒙特石。經鉀飽和 550°C 處理後 0.72 nm、0.36 nm 繞射峰消失，經 HCl 處理後仍有繞射峰出現，表示有高嶺石的存在，1.4 nm 經鉀飽和 550°C 處理後仍有繞射峰存在，表示含有綠泥石。在鉀飽和 350°C 處理下 0.485 nm、0.437 nm 繞射峰消失，表示存在水鋁氧。在六種處理下有微弱 0.405

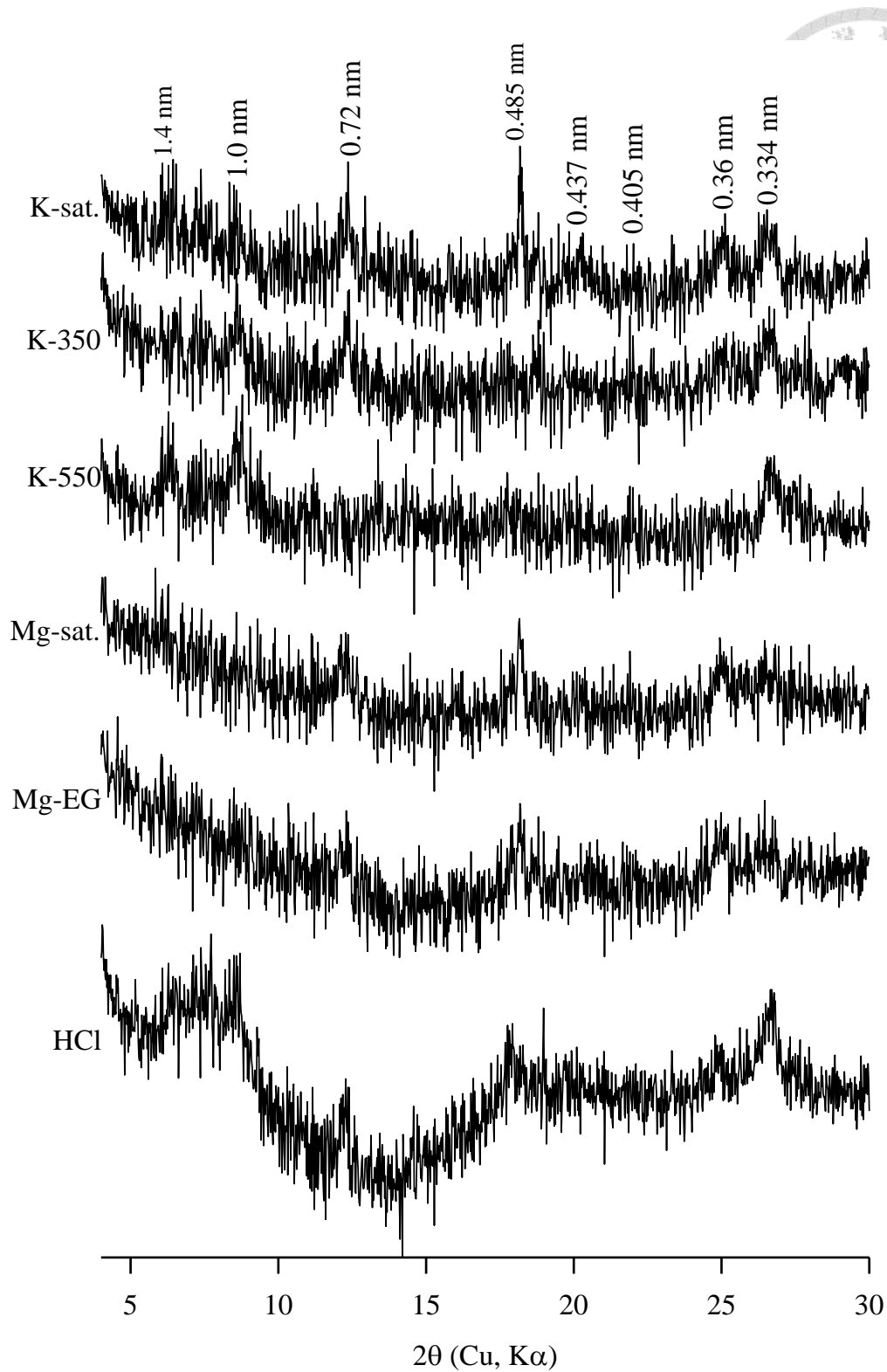


圖三十、HL-2 樣體之 A2 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。

Fig. 30. X-ray diffraction patterns of clay fraction of A2 horizon in HL-2.



圖三十一、HL-2 樣體之 Bw2 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。  
 Fig. 31. X-ray diffraction patterns of clay fraction of Bw2 horizon in HL-2.



圖三十二、HL-2 樣體之 Bw3 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。  
 Fig. 32. X-ray diffraction patterns of clay fraction of Bw3 horizon in HL-2.

nm 和明顯的 0.334 nm 繞射峰，表示具有少量方矽石和較多的石英(圖三十三)。

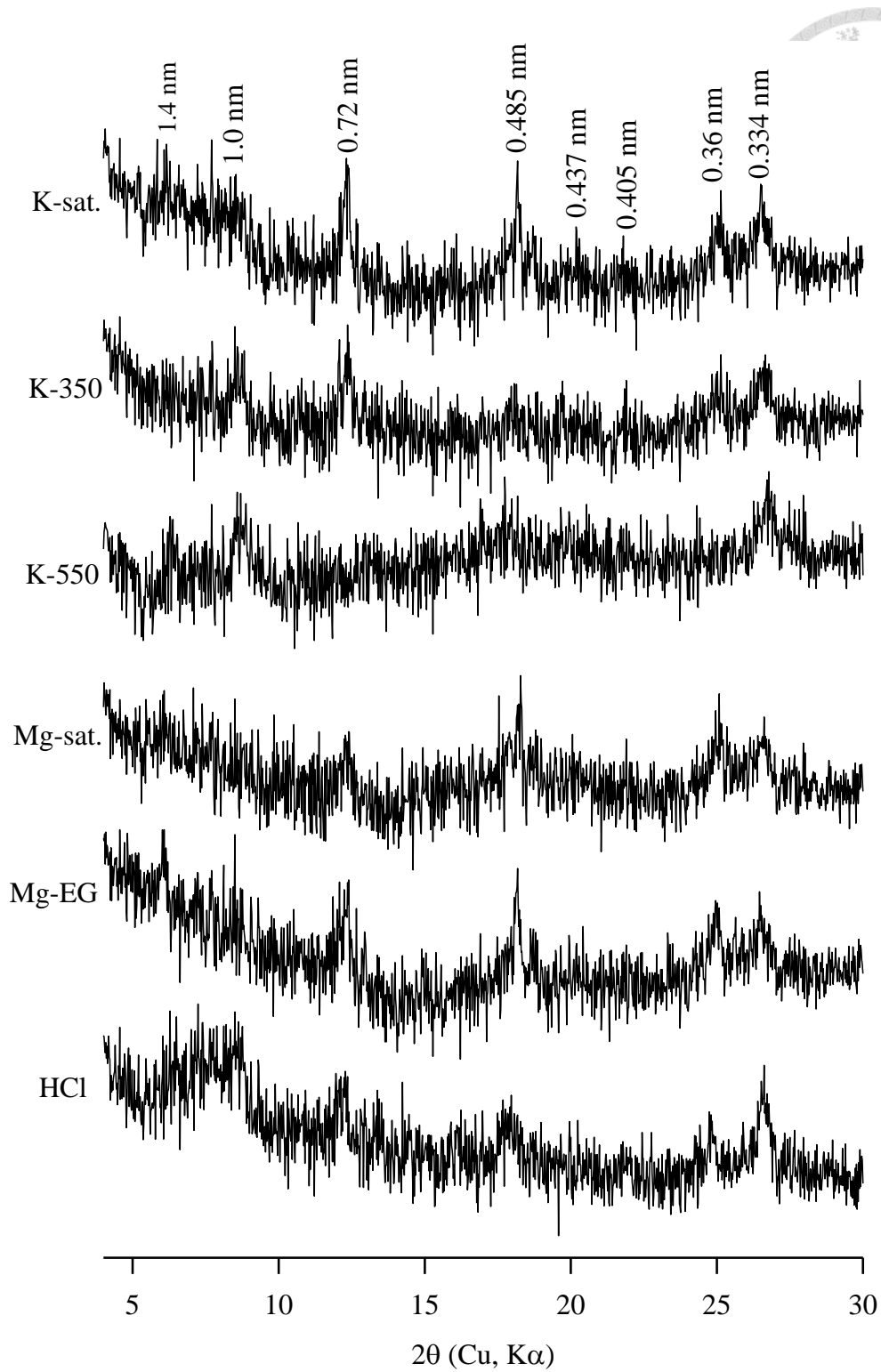
### (三) HL-3 樣體之黏粒 X 光繞射分析

HL-3 樣體之 Bw 化育層黏粒，在鎂飽和室溫處理下，0.72 nm、0.485 nm、0.437 nm、0.36 nm 均有明顯繞射峰出現，在 1.4 nm、1.0 nm 有微弱之繞射峰，以鉀飽和室溫處理後，1.4 nm 繞射峰並未消失，經鉀飽和 350°C 處理下 1.4 nm 繞射峰收縮至 1.0 nm，表示存在水化層間蛭石，而在鎂飽和經乙二醇燻蒸處理後 1.4 nm 繞射峰並未膨脹，表示不具蒙特石。經鉀飽和 550°C 處理後 0.72 nm、0.36 nm 繞射峰消失，經 HCl 處理後仍有繞射峰出現，表示有高嶺石的存在，1.4 nm 經鉀飽和 550°C 處理後仍有繞射峰存在，表示含有綠泥石。在鉀飽和 350°C 處理下 0.485 nm、0.437 nm 繞射峰消失，表示存在水鋁氧。在六種處理下均有 1.0 nm、0.405 及 0.334 nm 繞射峰，表示具有伊萊石、方矽石和石英(圖三十四)。

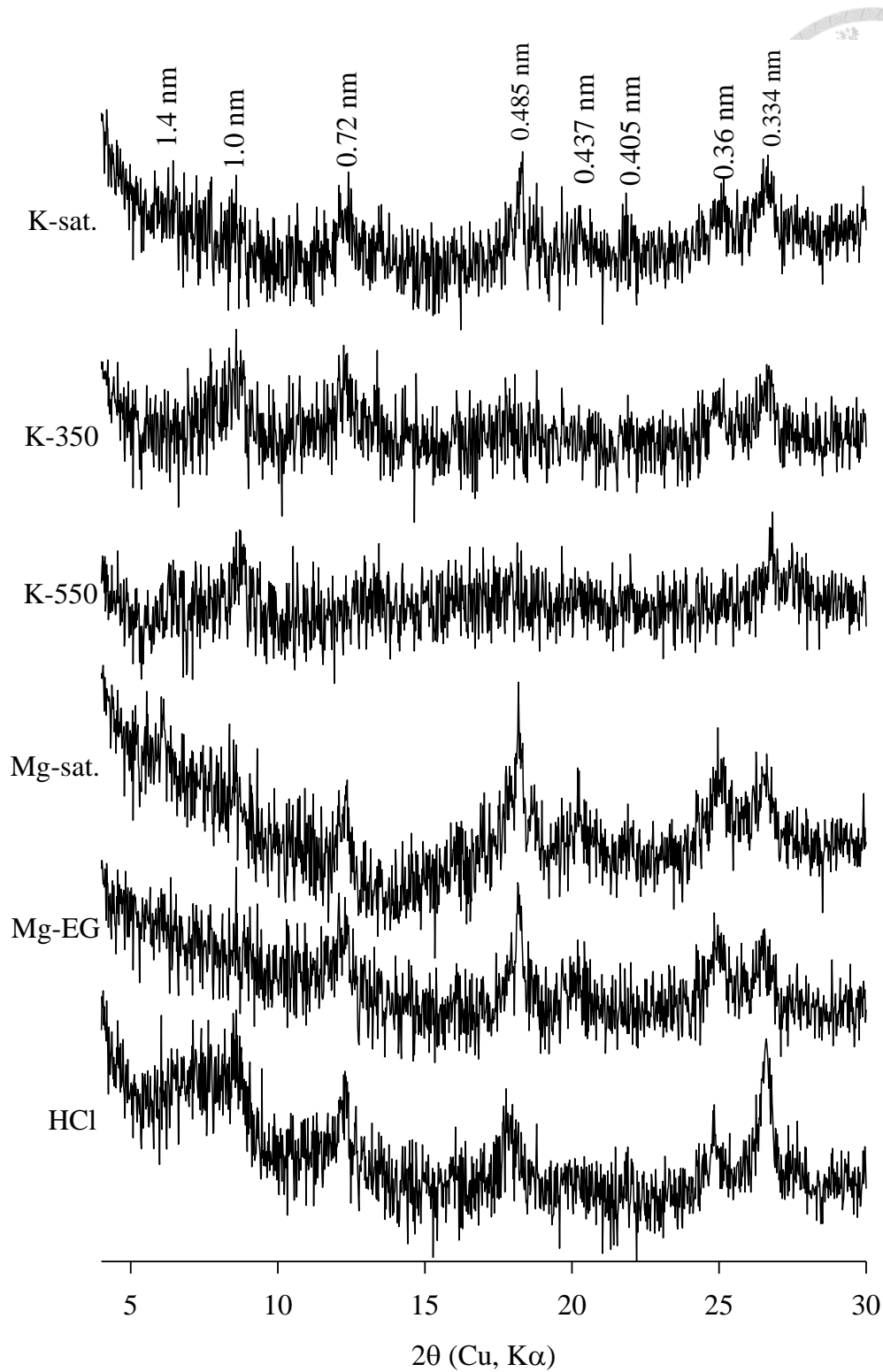
HL-3 樣體之 Bwb 化育層黏粒，在鎂飽和室溫處理下，0.72 nm、0.485 nm、0.36 nm 均有明顯繞射峰出現，在 1.4 nm、1.0 nm、0.437 nm 有微弱之繞射峰，以鉀飽和室溫處理後，1.4 nm 繞射峰並未消失，經鉀飽和 350°C 處理下 1.4 nm 繞射峰收縮至 1.0 nm，表示存在水化層間蛭石，而在鎂飽和經乙二醇燻蒸處理後 1.4 nm 繞射峰並未膨脹，表示不具蒙特石。經鉀飽和 550°C 處理後 0.72 nm、0.36 nm 繞射峰消失，經 HCl 處理後仍有繞射峰出現，表示有高嶺石的存在，1.4 nm 經鉀飽和 550°C 處理後仍有繞射峰存在，表示含有綠泥石。在鉀飽和 350°C 處理下 0.485 nm、0.437 nm 繞射峰消失，表示存在水鋁氧。在六種處理下均有 1.0 nm、0.405 及 0.334 nm 繞射峰，表示具有伊萊石、方矽石和石英(圖三十五)。

HL-3 樣體之 B'w 化育層黏粒，在鎂飽和室溫處理下，0.72 nm、0.485 nm、0.36 nm 均有明顯繞射峰出現，在 1.4 nm、0.437 nm 有微弱之繞射峰，以鉀飽和室溫處理後，1.4 nm 繞射峰並未消失，經鉀飽和 350°C 處理下 1.4 nm 繞射峰收縮至 1.0 nm，表示存在水化層間蛭石，而在鎂飽和經乙二醇燻蒸處理後 1.4 nm 繞射峰並未膨脹，表示不具蒙特石。經鉀飽和 550°C 處理後 0.72 nm、0.36 nm 繞射峰消失，經 HCl 處理後仍有繞射峰出現，表示有高嶺石的存在，1.4 nm 經鉀飽和 550°C 處理後仍有繞射峰存在，表示含有綠泥石。在鉀飽和 350°C 處理下 0.485 nm、0.437 nm 繞射峰消失，表示存在水鋁氧。在六種處理下均有 0.405 及 0.334 nm 繞射峰，

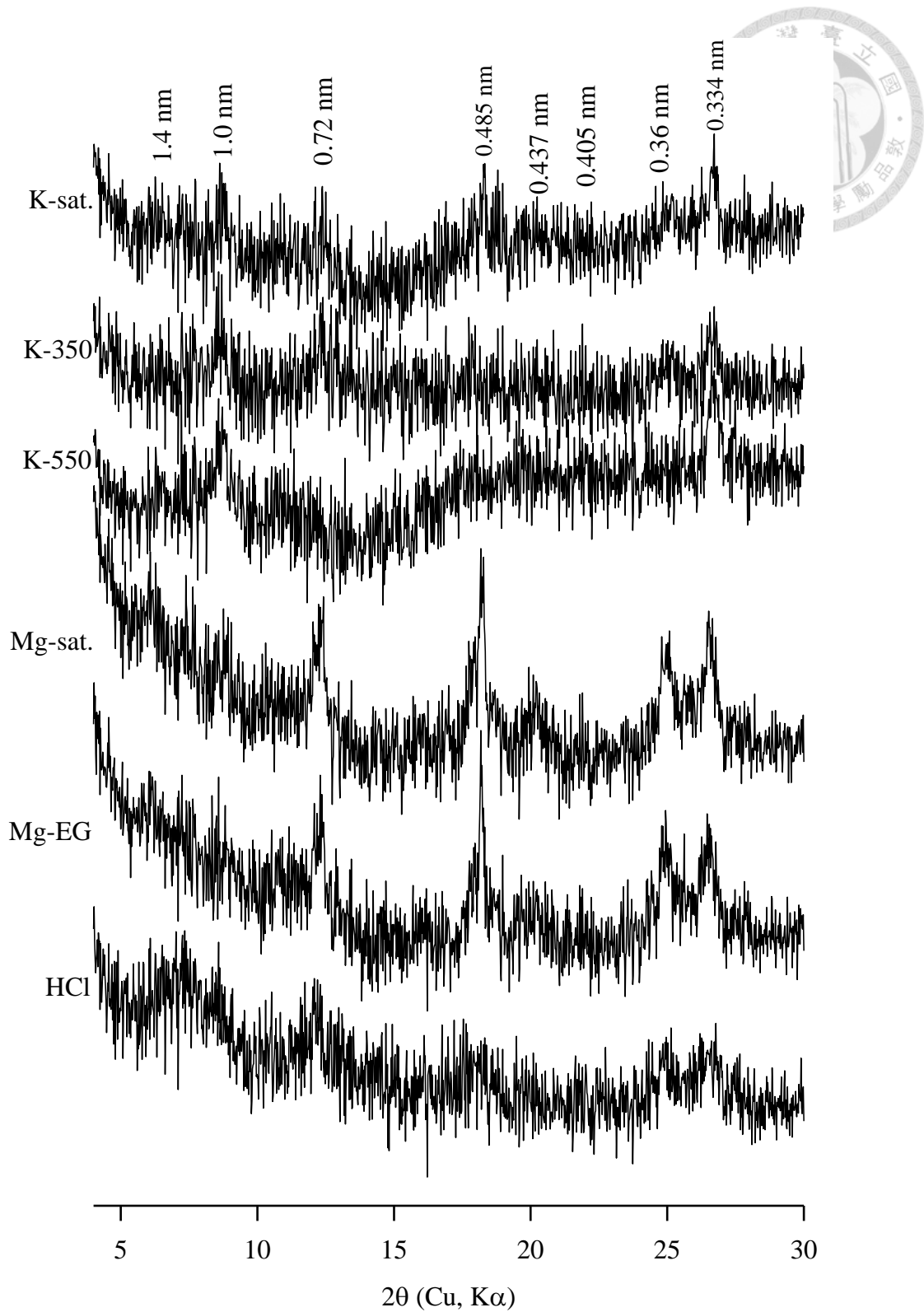




圖三十三、HL-2 樣體之 BC 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。  
 Fig. 33. X-ray diffraction patterns of clay fraction of BC horizon in HL-2.



圖三十四、HL-3 樣體之 Bw 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。  
 Fig. 34. X-ray diffraction patterns of clay fraction of Bw horizon in HL-3.



圖三十五、HL-3 樣體之 Bwb 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。  
 Fig. 35. X-ray diffraction patterns of clay fraction of Bwb horizon in HL-3.

表示具有方矽石和石英(圖三十六)。

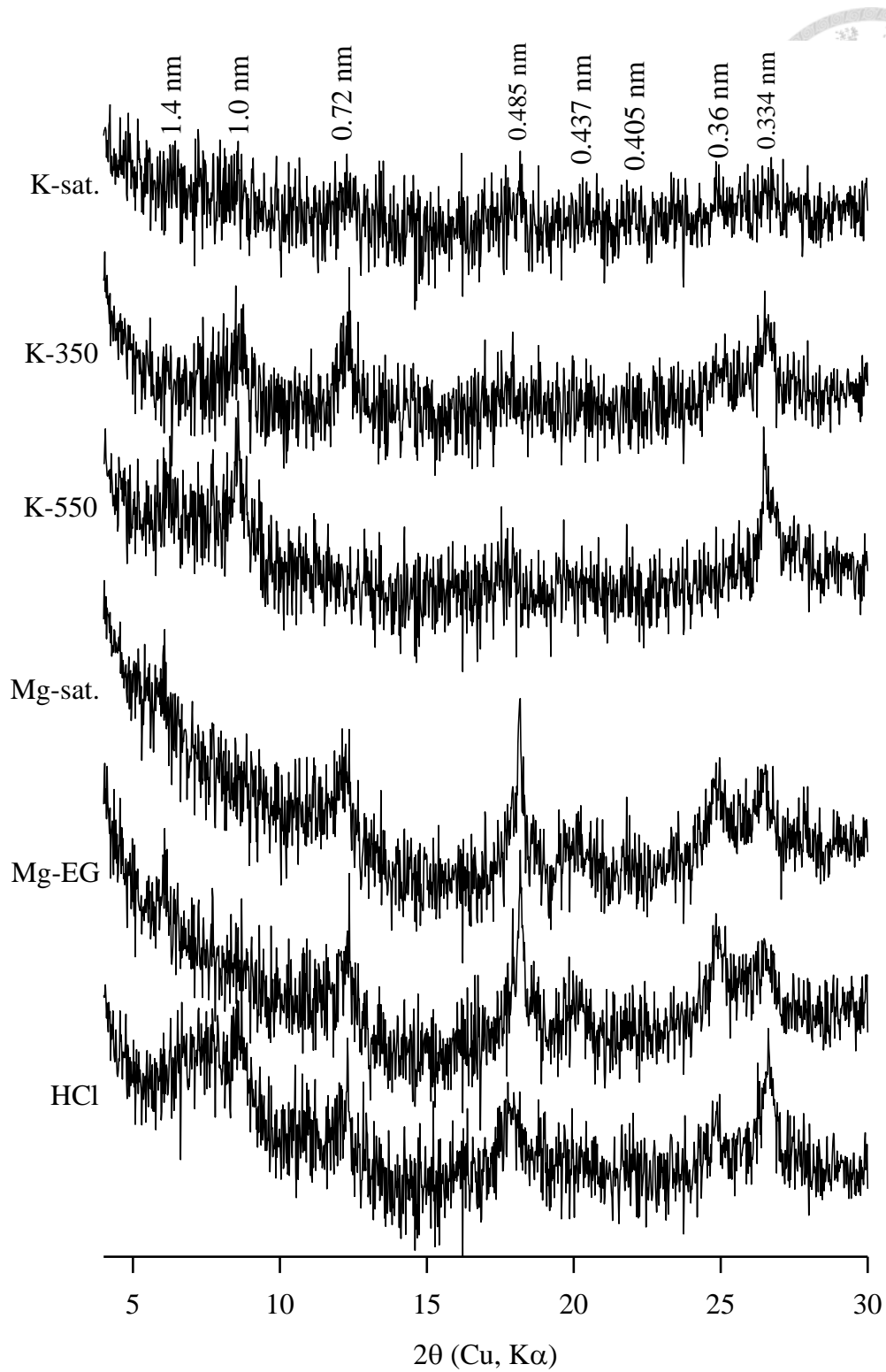


#### (四)礦物的生成與轉變

烘爐山三個樣體均含有高嶺石、水鋁氧、石英、方矽石等強烈風化下或不易被風化的礦物，高嶺石、水鋁氧含量最多，石英次之，方矽石相對含量最少。HL-2 及 HL-3 有中量的綠泥石及水化層間蛭石，而伊萊石在烘爐山樣體僅少量存在(表十二)。由礦物分析顯示 HL-3 樣體埋藏土層礦物組成相同，以此推論應是相似的母質來源，由於地形的不穩造成崩塌堆積的現象。整體來說，烘爐山樣體以 1:1 型層狀矽酸鹽礦物為主，而 2:1 型層狀矽酸鹽礦物較少。

化育自安山岩的土壤一般以 2:1 型層狀矽酸鹽礦物、無定形礦物及高嶺石類為主(Rasmussen *et al.*, 2007)。非鋁英石型灰燼土的表層土壤以 2:1 型層狀矽酸鹽礦物為主(Nanzyo, 2003)，這些礦物會競爭土壤中的活性鋁離子而抑制鋁英石的生成(Shoji *et al.*, 1993)。過去研究指出七星山東北側所採集的某一土壤樣體的表層具有 2:1 型膨脹性黏土礦物，在如此酸性的表層環境下不應生成膨脹性礦物，而膨脹性礦物僅分佈於表層土壤，七星山東北側為東北季風迎風面，因此推論是由外來帶入的風積作用造成(黃政恆, 1992)。余東峰(1995)在面天山地區的研究也提出該地區 2:1 型層狀矽酸鹽礦物是由於火山玻璃結持鉀離子並經由土壤化育作用生成而來。研究指出火山灰土壤 2:1 型層狀矽酸鹽礦物的可能來源如下：(一)現地原生礦物的轉變(Mizota, 1976; Kawasaki and Aomine, 1966)；(二)風積作用(Inoue, 1981; Mizota, 1982, 1983; Mizota and Inoue, 1988; Mizota and Takahashi, 1982; Inoue and Naruse, 1990)；(三)火山噴發時火山灰所攜帶(Dudas and Harward, 1975; LaManna and Ugolini, 1987; Pevear *et al.*, 1982; Ping *et al.*, 1988)；(四)熱水換質作用的產物(Osaka, 1982; LaManna and Ugolini, 1987; Kondo *et al.*, 1979; Jongmans *et al.*, 1994)；(五)火山玻璃結持鉀離子所生成(Yamada and Soji, 1982; Shoji *et al.*, 1981)；(六)土壤化育作用轉變生成(Shoji *et al.*, 1982; Yamada and Shoji, 1983)；(七)新鮮火山灰與下層土壤混合(Dudas and Harward, 1975)；(八)無定形礦物風化之產物(Masui *et al.*, 1966)。

HL-1 樣體 2:1 型矽酸鹽礦物含量甚低，推論是土壤保有較多的無定形礦物而尚未風化所造成。其餘兩個樣體均有 2:1 型矽酸鹽礦物，其中伊萊石的含量較少，



圖三十六、HL-3 樣體之 B'w 化育層黏粒部分 X 光繞射圖。  
 Fig. 36. X-ray diffraction patterns of clay fraction of B'w horizon in HL-3.

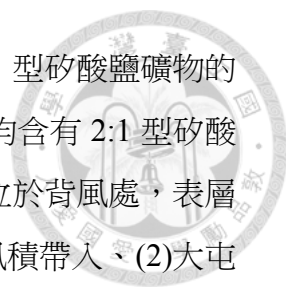
表十二、黏粒部分礦物 X 光繞射之鑑定及半定量。

Table 12. Identification and semiquantitation of minerals in clay fraction by XRD.

Pedon	Horizon	Depth cm	I*	K	G	V	Q	Chl	HIV	Cri
HL-1	Bw1	10-25	- [#]	++	++	-	+	-	-	+
	C1	65-90	-	++	++	+	+	-	-	+
HL-2	A2	10-18	++	++	++	++	++	++	++	+
	Bw2	30-48	++	++	++	+	++	++	-	+
	Bw3	48-65	-	++	++	++	+	++	++	+
	BC	65-80	-	++	++	++	+	++	++	+
HL-3	Bw	8-14	+	++	++	+	++	++	++	+
	Bwb	20-40	++	++	++	++	++	+	-	+
	B'w	58-75	-	++	++	++	++	++	++	+

*: I: illite, K: kaolinite, G: gibbsite, V: vermiculite, Q: quartz, Chl: Chlorite, HIV: hydroxyl-interlayered vermiculite, Cri: cristobalite.

#: -: non-detectable, +: <10%, ++: 10–25%. (Soil Survey Staff, 2014)



僅出現於某些化育層，推論是受到強烈風化的因素而轉變為 1:1 型矽酸鹽礦物的高嶺石或強烈的脫矽作用所生成的水鋁氧。HL-2 及 HL-3 樣體均含有 2:1 型矽酸鹽礦物，其來源可能為以下原因：(1) HL-3 的樣體在氣候區上位於背風處，表層土壤並無累積大量的 2:1 型矽酸鹽礦物，因此較不可能是外來風積帶入、(2) 大屯火山群土壤化育時間較長，火山玻璃已漸漸被風化殆盡且受到強烈的熱水換質作用，而生成蛋白石、高嶺石、方矽石、鋁英石及混層矽酸鹽礦物等、(3) 輝石、角閃石、綠泥石、雲母類及晶性不良的物質經由風化而來(Rasmussen *et al.*, 2007)、(4) 火山玻璃膠結狀況在角閃石、輝石等這類鐵鎂礦物較一般礦物多(Meyer, 1971)、(5) 也可能是火山噴發時火山灰所攜帶。Shoji *et al.* (1981)指出日本火山灰土壤的 2:1 型層狀矽酸鹽礦物可能由下列的風化序列生成：無色火山玻璃→富含鉀火山玻璃(K-enriched glass)→伊萊石→2:1 型層狀矽酸鹽礦物。土壤經過長時間的風化作用下會以 1:1 型層狀矽酸鹽礦物為主，如高嶺石類。烘爐山位於高溫多雨的環境下，強烈的風化作用與淋洗，因此土壤中的黏土礦物以高嶺石、水鋁氧等強烈風化下及石英、方矽石抗風化的產物為主。一般由玄武岩所化育的土壤較有機會存在膨脹性礦物，但在研究區域並無分析到，推論由於風化的影響已轉變為其他礦物。

## 第七節、土壤化育作用

### 一、地形對研究樣體的影響

土壤是隨著時間，母質在不同的氣候、地形、生物的作用下的產物。烘爐山地區所採集三個樣體海拔高度相差小於 300 公尺，母質都源自於相同的高鋁玄武岩熔岩，在氣候區的分類上屬於中央山區，降雨降高達 4800 mm，為相同的氣候環境。三個樣體的植被以紅楠、相思樹、江某等闊葉林為主，植被種類也相似，而火山停止噴發時間也同為 40 萬年之久。因此以母質、氣候、植被及時間因素難以解釋樣體之間的差異，而以地形的觀點切入探討。以大地形來看，HL-1 樣體位於烘爐山東南坡向，HL-2 及 HL-3 樣體位於西北坡向。在微地形上，三個樣體的坡向及坡度均不相同，HL-1 樣體位於山頂位置，坡向面西南、地勢平緩，HL-2 樣體位於上背坡位置，坡向面北、地勢最陡，HL-3 樣體位於下背坡位置，地勢平




緩、坡向面西北。

HL-1 樣體位於山頂位置，氣候區上位於迎風面的位置，地勢平緩，土層深度受到母質限制而在 C 化育層即能看見許多腐岩及岩石碎片。由各化育層活性比 ( $Fe_o/Fe_d$ ) 的大小來看，是三個樣體中相對較高的，表示風化程度相較於其他兩個樣體來說叫不強烈，磷酸根吸持度、 $Al_o+1/2Fe_o$  較高、總體密度較低，保留較多的火山灰土壤性質。在微地形上位於南向坡，受東北季風影響較小，陽離子總量、鹽基飽和度的大小看出淋洗程度較另外兩個樣體小，但鹽基飽和度小於 35% 仍然屬於淋洗及風化程度大的低鹽基土壤，土壤呈現強酸性 ( $pH < 5$ )。在高溫多雨的情況下，有機質分解速度快，相較於園區內其他地區的研究，表層有機質含量相對較低(周宗成，1999；黃政恆與陳尊賢，1990；黃政恆與陳尊賢，1991；黃政恆與陳尊賢，1992；黃政恆等人，1993；黃政恆等人，1994)。底層的土壤由於鋁英石含量較多使得陽離子交換容量較高。酸性環境下，鋁英石的生成受到抑制而活性鋁以鋁-有機質複合物為主，鋁英石的含量隨著矽的淋洗在底層土壤較多。受到強烈風化的影響，土壤中的礦物以石英、方矽石、高嶺石、水鋁氧為主。並無分析到綠泥石、水化層間蛭石及伊萊石的原因推論是土壤中的無定形礦物較多而尚未風化成 2:1 型矽酸鹽礦物，而原本的 2:1 型矽酸鹽礦物則風化為高嶺石、水鋁氧。

HL-2 樣體位於上背坡位置，地勢較陡，水的流動以表面逕流為主，而進入至土層內的水分相對較少。由於表面逕流的因素使得表層有機質不易累積而被沖刷，與其他兩個樣體相較之下有機質含量較低，而矽元素的向下移動也受到限制累積在表層並與活性鋁離子形成鋁英石，使得表層  $Al_o$  及  $Si_o$  含量較多。同樣在高溫多雨的環境下，由於坡向位置所受到的淋洗及風化程度更為劇烈，化育層的活性比 ( $Fe_o/Fe_d$ )、鹽基飽和度及陽離子總量更為 HL-1 低。在此酸性環境下同樣不易生成鋁英石，加上強烈的風化作用使鋁英石、水鐵礦含量比 HL-1 樣體低，而土壤活性鋁同樣以鋁-有機質複合物為主。磷酸根吸持度、 $Al_o+1/2Fe_o$  更低，總體密度更高，火山灰土壤性質喪失程度更為明顯。土壤礦物有 2:1 型層狀矽酸鹽礦物存在，而以抗風化及強烈風化下的石英、高嶺石、水鋁氧為主。由微形態及質地分析的結果證明並無黏粒洗入的現象及證據，而被歸類為變育層(Bw)。

HL-3 樣體，位於下背坡位置，地勢較為平緩，水的入滲作用比表面逕流為大，因此在表層較能累積有機質使得有機質含量較 HL-2 為多。HL-3 樣體土壤層序有






埋藏土層的現象是由於地形不穩崩塌堆積所致，而有兩次堆積的狀況，由有機碳在剖面中的含量變化可看出堆積的現象。此外從礦物分析的結果顯示有相同的礦物組成，表示有相似的母質來源，而地形不穩造成的前後堆積的現象。從活性比來看，是三個樣體中最低的，所受的風化程度也最大，黏粒含量高達 60%，陽離子總量、鹽基飽和度甚低。由於無定形礦物甚少也降低了陽離子交換容量，僅在有機質較多的表層有較大陽離子交換容量。表層土壤  $Si_o$  含量較多，可能是 BC 層限制了矽的向下淋洗並累積在表層與活性鋁形成鋁英石，加上下面的土層風化較久使得脫矽作用強烈降低了  $Si_o$  的含量。火山灰土壤性質喪失最多，總體密度上升，磷酸根吸持度、 $Al_o+1/2Fe_o$  降低。礦物以石英、高嶺石、水鋁氧為主。

## 二、研究區域土壤的轉變

烘爐山三個樣體海拔高度相差小於 300 公尺，HL-3 受到強烈風化的影響，而在亞類上已不具火山灰土壤性質，HL-1 及 HL-2 樣體在亞類尚有火山灰土壤性質。受到風化的影響，所採集的三个樣體呈現強酸性，低鹽基飽和度、低陽離子總量，含有大量的可交換性鋁離子，活性鋁以鋁-有機質複合物為主。HL-2 及 HL-3 樣體有較多的 2:1 型層狀矽酸鹽礦物，整體而言以高嶺石、水鋁氧含量最多，石英次之，方矽石相對含量最少。HL-2 及 HL-3 有中量的綠泥石及水化層間蛭石，而伊萊石在烘爐山樣體僅少量存在。Shoji *et al.* (1993) 提到化育自玄武岩或玄武岩質安山岩的有色火山玻璃抗風化能力比化石英安山岩或流紋岩的無色火山玻璃還低，因此受母質、溫暖潮濕氣候且排水良好的環境下加速了烘爐山土壤風化的速度。在野外觀察剖面能夠發現表層的顏色並非如典型灰燼土的暗黑色而為暗棕色，且 B 化育層也以棕色為主，表育層(epipedon)也變為淡色表育層而非火山灰土壤常見的黑瘠表育層，可見風化的劇烈，從形態特徵來看已逐漸脫離灰燼土的特徵，而變為弱育土。

烘爐山所採集的三个樣體所在海拔高度位於 Tsai *et al.* (2010) 所提到的灰燼土與弱育土的過渡帶(400–500 m)，研究結果具有陳尊賢等人(2002)提到灰燼土與極育土間土壤的過渡化育作用，包括總體密度上升、無定形物質減少、磷酸根吸持度降低及黏粒含量增加等現象，海拔 440–700 m 為灰燼型低鹽基濕潤弱育土，海拔 100–440 m 為典型低鹽基濕潤弱育土。磷酸根吸持度、 $Al_o+1/2Fe_o$ 、 $Fe_o/Fe_d$  隨



著海拔高度增加而上升，有明顯正相關，相關係數( $r$ )分別為 0.5305,  $p=0.05$ ; 0.6923,  $p=0.01$ ; 0.7584,  $p=0.01$ ，符合 Tsai *et al.* (2010)的研究結果，總體密度與黏粒含量隨著海拔高度增加而下降，有明顯負相關，相關係數( $r$ )分別為-0.4371,  $p=0.1$ ; -0.7147,  $p=0.01$ 。烘爐山土壤受母質影響其化育作用主要為火山灰土化作用，根據物理化學分析的結果可看出 HL-1 樣體在灰燼土定義的邊緣，而其餘兩個樣體隨著海拔降低，離火山灰土壤性質的定義越遠，推論過去的烘爐山在海拔較高的位置仍為灰燼土，隨著風化時間越久而逐漸脫離灰燼土成為具有火山灰性質的弱育土。海拔低的地區風化最為強烈，因此脫離火山灰土壤性質最多，土壤受火山灰母質影響隨著風化而降低，轉變的過程包括鹽基離子的流失、總體密度上升、無定形物質減少、結晶性鐵氧化物變多以及高嶺石、水鋁氧黏土礦物的生成等。由於烘爐山屬於錐狀火山，雖然其坡度是陽明山其他火山錐中最緩者，但在地形上仍不穩定，如 HL-3 樣體出現堆積的現象，加上各樣體坡度及坡向不同，因此造就各樣體間些微的差異受微地形所影響。

### 三、研究地區與其他大屯火山群地區之比較

收集前人在紗帽山、丁火朽山、磺嘴山、面天山、七星山、大屯山等地區的剖面資料後(黃政恆與陳尊賢, 1990; 黃政恆與陳尊賢, 1991; 黃政恆與陳尊賢, 1992; 黃政恆等人, 1993; 黃政恆等人, 1994; 周宗成, 1999; 蔡呈奇, 2002; 鄭亦均, 2014; Asio and Chen, 1998)將各地區化育層之性質平均後，當作該地區此性質之值，選擇各地區之總體密度、磷酸根吸持度、 $Al_0+1/2Fe_0$  含量及活性比來與烘爐山做比較。結果發現，總體密度在紗帽山、丁火朽山、七星山及大屯山地區與烘爐山有顯著差異( $p<0.05$ )，其中紗帽山、七星山及大屯山的總體密度較烘爐山低，而丁火朽山較烘爐山高(圖三十七)。磷酸根吸持度在丁火朽山及大屯山與烘爐山有顯著差異( $p<0.05$ )，其中丁火朽山的磷酸根吸持度較烘爐山低，而大屯山較高(圖三十八)。 $Al_0+1/2Fe_0$  含量在紗帽山、面天山及大屯山與烘爐山有顯著差異( $p<0.05$ )，三個地區的  $Al_0+1/2Fe_0$  含量均較烘爐山為高(圖三十九)。活性比在紗帽山、面天山、七星山及大屯山有顯著差異( $p<0.05$ )，四個地區的活性比均較烘爐山為高(圖四十)。綜合上述結果，烘爐山的風化程度與磺嘴山及丁火朽山，而相差最大的是大屯山。整體來說烘爐山在大屯火山群內是風化程度大的地區，有較高

的總體密度，較低的磷酸根吸持度、 $Al_0+1/2Fe_0$  含量及活性比，然而在烘爐山地區卻沒有丁火朽山出現的極育土(鄭亦均，2014)。從活性比的觀點上來看，烘爐山與丁火朽山的風化程度相似，但兩者的火山停止噴發的時間相差約 21 萬年之久(丁火朽山停止噴發時間約 0.61 Ma.)，推論造成此現象是由於烘爐山化育自玄武岩母質，加速了土壤的風化速度，最明顯的地方在於與火山停止噴發時間最近的紗帽山(0.30 Ma.)，有相似的氣候及海拔高度(紗帽山海拔 646 m)，其土壤在分類上均為灰燼土而烘爐山為弱育土，且烘爐山的活性比低於紗帽山甚多(王文祥，1989；鄭亦均，2014)。

## 第八節、土壤分類

對於灰燼土的分類，國際灰燼土分類委員會(ICOMAND)及美國土壤分類系統也歷經數個變革。化育於火山物質的土壤，受到多重的成土作用在分類上可能形成弱育土、極育土、淋澱土等。ICOMAND 於 1983 年提出火山灰土壤性質(Andic soil properties)的概念(ICOMAND, 1983)。早期美國土壤分類系統在分類上將其歸類為具有火山灰性質的弱育土(Andepts)，直至 1990 與 1992 年，美國土壤分類系統將灰燼土編列新的土綱並調整灰燼土與淋澱土分類的順序，避免火山灰土壤具有淋澱土與灰燼土的性質時所造成的困擾(Soil Survey Staff, 1990, 1992; McDaniel *et al.*, 1993; Shoji *et al.*, 1993)。當成土性質不符合有機質土(Histosols)與淋澱土時，即可進行灰燼土的分類，而分類為灰燼土的基本需求則是必須符合火山灰土壤性質的定義。

最新的美國土壤分類系統(Soil Survey Staff, 2014)將火山灰土壤性質定義如下：小於 2 mm 的土壤部份中，有機碳含量須  $\leq 25\%$ ，且符合以下 1 或 2 條件者：

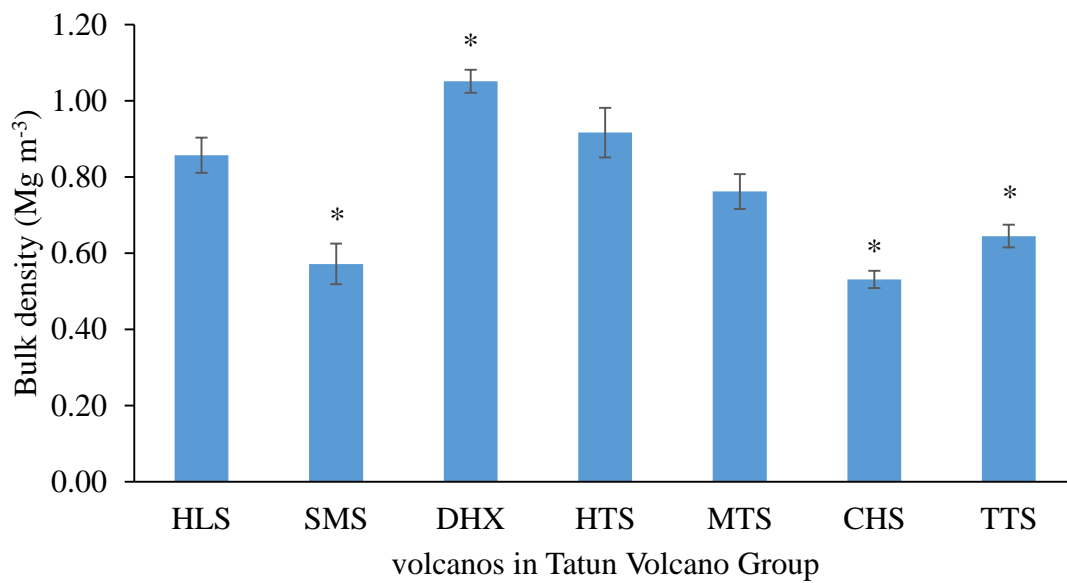
1. 須符合以下全部條件：

- a. 在 33 kPa 水分含量下，土壤總體密度  $\leq 0.9 \text{ g/cm}^3$ ；且
- b. 磷酸根吸持度  $\geq 85\%$ ；且
- c. 草酸可抽出之鋁加上二分之一草酸可抽出之鐵( $Al_0+1/2Fe_0$ )含量  $\geq 2\%$ ；

或

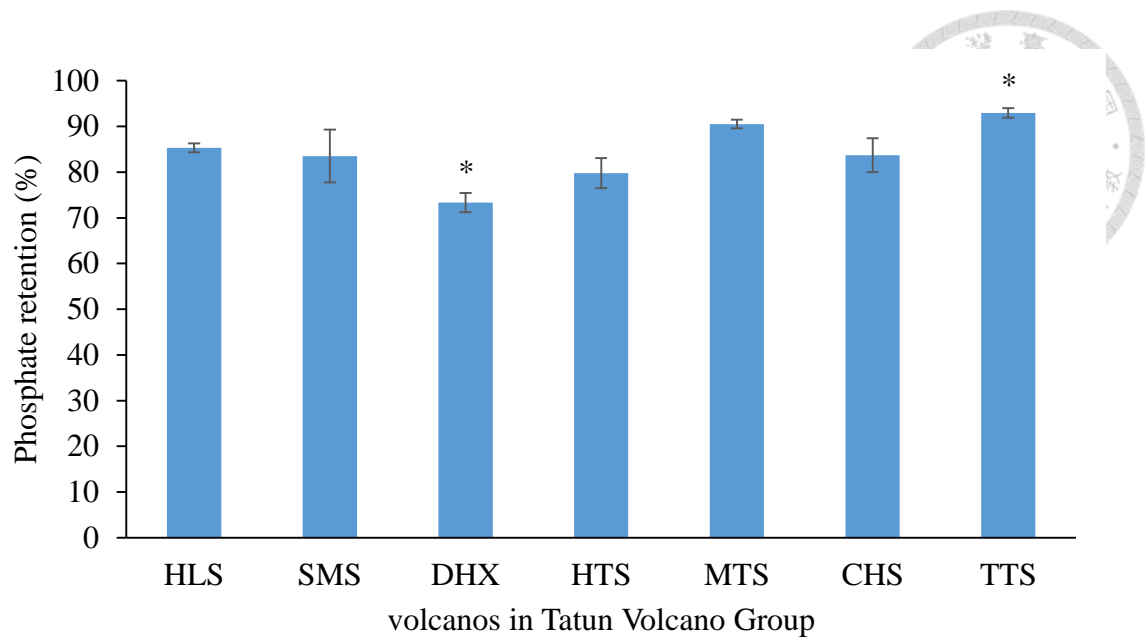
2. 須符合以下全部條件

- a. < 2 mm 的土壤部份中，0.02–2.0 mm 的部分須  $\geq 30\%$ ；且



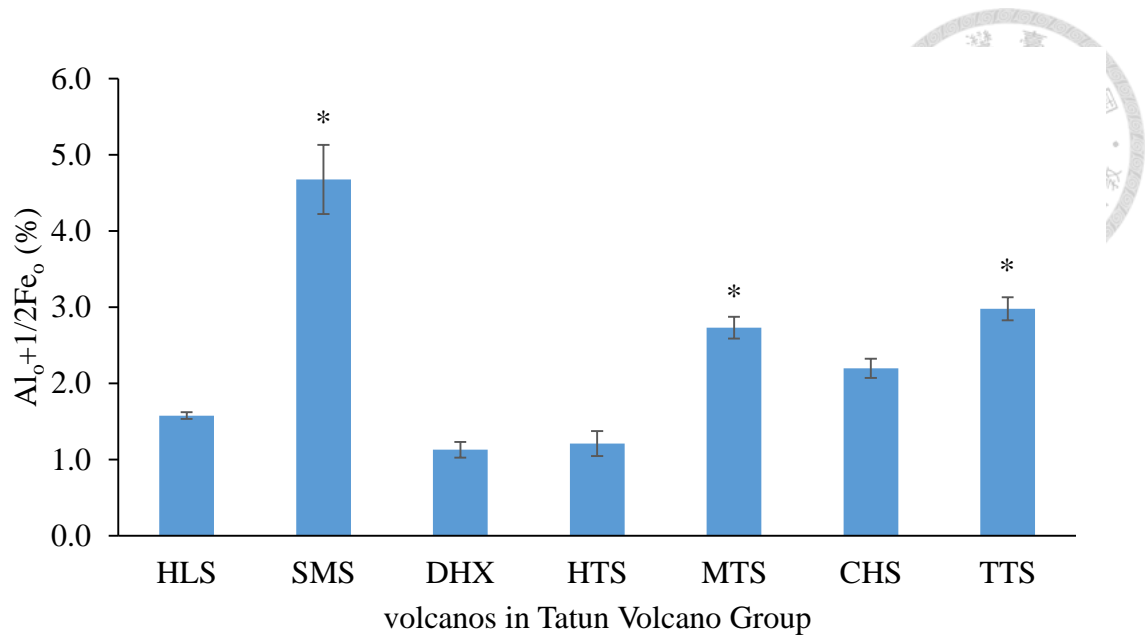
圖三十七、大屯火山群各地區之總體密度(means±SE)。圖中星號表示在 5%顯著水準下，經 Tukey 測驗不同地區之總體密度與烘爐山達顯著差異( $p<0.05$ )。HLS：烘爐山；SMS：紗帽山；DHX：丁火朽山；HTS：磺嘴山；MTS：面天山；CHS：七星山；TTS：大屯山。

Fig. 37. Bulk density of different volcanos in Tatun Volcano Group (means±SE). Star label (*) represents the significant difference between Honglu Mountain at 5% level by Tukey test. HLS: Holglu Mountain; SMS: Shamao Mountain; DHX: Dinghuoxiu Mountain; HTS: Huangzuei Mountain; MTS: Miantian Mountain; CHS: Chihsing Mountain; TTS: Tatun Mountain.



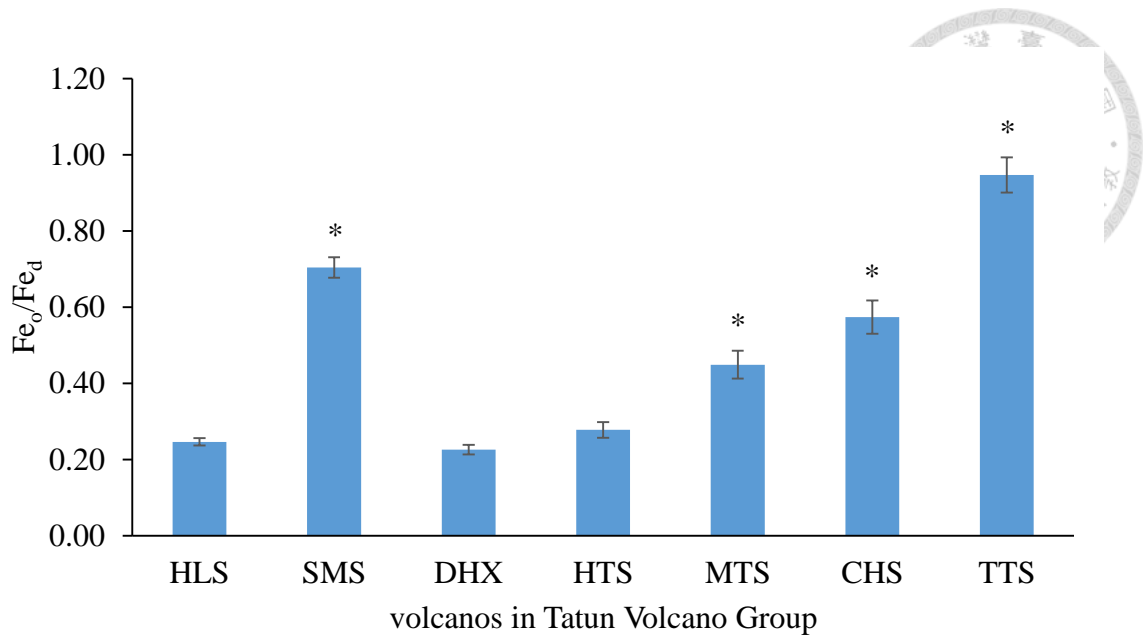
圖三十八、大屯火山群各地區之磷酸根吸持度(means±SE)。圖中星號表示在 5% 顯著水準下，經 Tukey 測驗不同地區之磷酸根吸持度與烘爐山達顯著差異 ( $p<0.05$ )。HLS：烘爐山；SMS：紗帽山；DHX：丁火朽山；HTS：磺嘴山；MTS：面天山；CHS：七星山；TTS：大屯山。

Fig. 38. Phosphate retention of different volcanos in Tatun Volcano Group (means±SE). Star label (*) represents the significant difference between Honglu Mountain at 5% level by Tukey test. HLS: Holglu Mountain; SMS: Shamao Mountain; DHX: Dinghuoxiu Mountain; HTS: Huangzuei Mountain; MTS: Miantian Mountain; CHS: Chihsing Mountain; TTS: Tatun Mountain.



圖三十九、大屯火山群各地區之  $Al_o+1/2Fe_o$  含量(means $\pm$ SE)。圖中星號表示在 5%顯著水準下，經 Tukey 測驗不同地區之  $Al_o+1/2Fe_o$  與烘爐山達顯著差異 ( $p<0.05$ )。HLS：烘爐山；SMS：紗帽山；DHX：丁火朽山；HTS：磺嘴山；MTS：面天山；CHS：七星山；TTS：大屯山。

Fig. 39. Contents of  $Al_o+1/2Fe_o$  of different volcanos in Tatun Volcano Group (means $\pm$ SE). Star label (*) represents the significant difference between Honglu Mountain at 5% level by Tukey test. HLS: Holglu Mountain; SMS: Shamao Mountain; DHX: Dinghuoxiu Mountain; HTS: Huangzuei Mountain; MTS: Miantian Mountain; CHS: Chihsing Mountain; TTS: Tatun Mountain.



圖四十、大屯火山群各地區之活性比(means±SE)。圖中星號表示在 5%顯著水準下，經 Tukey 測驗不同地區之活性比與烘爐山達顯著差異( $p < 0.05$ )。HLS：烘爐山；SMS：紗帽山；DHX：丁火朽山；HTS：磺嘴山；MTS：面天山；CHS：七星山；TTS：大屯山。

Fig. 40. Activity ratio of different volcanos in Tatun Volcano Group (means±SE). Star label (*) represents the significant difference between Honglu Mountain at 5% level by Tukey test. HLS: Honglu Mountain; SMS: Shamao Mountain; DHX: Dinghuoxiu Mountain; HTS: Huangzuei Mountain; MTS: Miantian Mountain; CHS: Chihsing Mountain; TTS: Tatun Mountain.



b. 磷酸根結持度  $\geq 25\%$  ; 且

c.  $Al_o+1/2Fe_o \geq 0.4\%$  ; 且

d.  $[(Al_o+1/2Fe_o, \%) \times (15.625)] + [volcanic\ glass\ content, \%] \geq 36.25\%$  。

上面第 1 個條件是已遭受某一程度風化的火山灰土壤，火山玻璃(volcanic glass)含量少，不再是分類的依據之一。第 2 點屬於較年輕的火山灰土壤，所受風化程度尚淺，小於 2 mm 的土壤物質中，有高含量易風化的火山玻璃，無定形物質甚少，其草酸可抽出性鋁與鐵的含量低，且磷酸結持力亦小。陽明山公園內的火山灰土壤風化時間較久、風化程度較高，適合第 1 個分類條件(黃政恆與陳尊賢，1992)。若符合火山灰土壤性質即可進行灰燼土的判定，土壤剖面裡至少累積 60% 的土層具有火山灰土壤性質：

1. 土壤從表層(或有機質層，O 層)60 公分內並無遇到岩石接觸面或硬磐時，在表層 60 公分內，土壤剖面至少需要累積 35 公分的土層具有火山灰土壤性質；或
2. 當表層 60 公分內即遇到岩石接觸面或硬磐，則在岩石接觸面之上的土層均須具有火山灰土壤性質。

烘爐山所採集的三个樣體並未能完全符合火山灰土壤性質而在分類上無法成為灰燼土，受到風化的影響已然成為弱育土。強烈的淋洗作用下，土壤鹽基飽和度低( $< 35\%$ )，HL-1 及 HL-2 樣體在亞類上仍保有火山灰土壤性質(表層 75 公分內，累積 18 公分的土層其總體密度  $\leq 1.0\text{ g/cm}^3$  且  $Al_o+1/2Fe_o \geq 1.0\%$ )，HL-3 風化程度最大已完全喪失火山灰土壤性質。在野外觀察剖面時，HL-2 樣體似乎具有黏粒洗入的現象，但由微形態及質地分析的結果證明並無黏聚層(argillic horizon, Bt)，無法被歸類為極育土(Ultisols)。因此，根據美國土壤分類系統(Soil Survey Staff, 2014)，所採集的三个樣體分類至亞類的名稱，HL-1 及 HL-2 為灰燼型低鹽基濕潤弱育土(Andic Dystrudepts)、HL-3 為典型低鹽基濕潤弱育土(Typic Dystrudepts)(表十三)。



表十三、烘爐山土壤樣體之分類。

Table 13. Classification of sampled pedons in Mt. Honglu pedons.

Pedon	Elevation	Andic soil properties [†]			Soil classification [*]
		Bd [‡] ≤ 0.9 g/cm ³	P-retention ≥ 85%	Al _o +1/2Fe _o ≥ 2%	
HL-1	646 m	+ [‡]	+	-	Clayey, mixed, thermic, Andic Dystrudepts
HL-2	500 m	-	-	-	Clayey, mixed, thermic, Andic Dystrudepts
HL-3	386 m	-	-	-	Clayey, mixed, thermic, Typic Dystrudepts

†: Have andic soil properties throughout the subhorizons, which have an accumulative thickness of 60 % or more within 60 cm of the mineral soil surface.

‡: Bd: Bulk density; P-retention: phosphate retention.

*: According to Soil Survey Staff (2014).

‡: +: meet the criteria of andic soil properties; -: can not meet the criteria of andic soil properties.

## 第五章 結論



1. 所採集的三個代表性樣體，野外形態上，剖面偏棕色，並具有淡色表育層。微形態特徵顯示三個樣體並沒有明顯黏粒洗入現象再以質地分析結果判定所研究的樣體並無黏聚層(argillic horizon, Bt)，而是火山灰土壤常見的變育層(cambic horizon, Bw)。
2. 烘爐山土壤具有低總體密度、良好的水分結持力，森林植被下土壤表層累積大量的有機質，由於強烈的淋洗作用具有低 pH (< 5.0)、低鹽基飽和度(< 35 %)、大量的可交換性鋁(> 2 cmol(+)/kg)及高鋁飽和度等特性。在此酸性環境下鋁英石的生成受到抑制，土壤活性鋁以鋁-有機質複合物為主，低活性比( $Fe_o/Fe_d < 0.4$ )指出屬於高度風化的森林土壤。
3. 礦物分析顯示，黏土礦物以高嶺石、水鋁氧含量最多，石英次之，方矽石含量最少，HL-2 及 HL-3 有中量的綠泥石及水化層間蛭石。HL-2 及 HL-3 樣體風化程度較大，有較多的 2:1 型礦物，而 HL-1 樣體則保有較多的無定型礦物。
4. 受母質影響，烘爐山土壤的成土過程主要為火山灰土化作用，隨著海拔高度降低越不具有火山灰土壤性質。受氣候與時間因素，土壤風化而逐漸脫離火山灰土壤性質從灰燼土變為弱育土，在此轉變的過程有鹽基離子的流失、總體密度上升、黏粒含量上升、結晶性鐵氧化物變多、無定形物質變少及高嶺石、水鋁氧等黏土礦物的生成。地形因素對土壤化育影響不大，所研究的三個樣體在地形土序上皆屬於弱育土，但受微地形影響，各樣體間在物理及化學性質上仍有些許差異。
5. 所研究的三個土壤樣體，在總體密度、磷酸根吸持力及  $Al_o+1/2Fe_o$  含量並未能完全符合美國土壤分類系統裡火山灰土壤性質(andic soil properties)的定義，因而無法被歸類為灰燼土綱(Andisols)。HL-1 及 HL-2 樣體仍遺留火山灰土壤性質被分類為灰燼型低鹽基濕潤弱育土(Andic Dystrudepts)，HL-3 樣體受到強烈風化的影響已然喪失火山灰土壤性質而被分類為典型低鹽基濕潤弱育土(Typic Dystrudepts)。

## 參考文獻



- 中央氣象局。2016。氣候統計資料。  
[http://www.cwb.gov.tw/V7/climate/monthlyMean/Taiwan_tx.htm](http://www.cwb.gov.tw/V7/climate/monthlyMean/Taiwan_tx.htm)。
- 王鑫、李桂華、許玲玉、洪復峰。1986。陽明山國家公園地質及地形景觀。內政部營建署陽明山國家公園管理處報告。
- 王文祥。1989。台灣北部大屯山之火山地質與核分裂定年研究。國立台灣大學地質研究所碩士論文。
- 王義仲、許立達、林敏宜、林志欽、黃曜謀。2003。陽明山國家公園之長期生態研究－植被變遷與演替調查。內政部營建署陽明山國家公園管理處委託研究報告。
- 內政部營建署。1985。陽明山國家公園計畫草案(上冊)。
- 內政部。2005。陽明山國家公園計畫第二次通盤檢討。陽明山國家公園管理處。
- 余東峰。1995。面天山火山岩來源土壤之特性、化育與分類。國立台灣大學農業化學研究所碩士論文。
- 巫宗南。1990。陽明山國家公園之地形分類與其成因。國立台灣大學地理研究所碩士論文。
- 邱文良、張東柱、楊嘉棟、黃曜謀。2009。陽明山國家公園全區植物多樣性調查－百拉卡公路以南，陽金公路以西地區。內政部營建署陽明山國家公園管理處委託研究報告。
- 周宗成。1999。磺嘴山地區土壤之特性、化育與分類。國立臺灣大學農業化學研究所碩士論文。
- 馬以工。1990。陽明山國家公園。內政部營建署。
- 高政毅。2003。臺灣北部灰燼土與極育土之過渡土壤之化育作用與指標因子。國立臺灣大學農業化學研究所碩士論文。
- 陳春泉。1979。土壤調查手冊。台灣省農業試驗所。
- 陳正宏。1989。臺灣之火成岩。經濟部中央地質調查所。
- 陳肇夏、吳永助。1971。臺灣北部大屯地熱區之火山地質。中國地質學會會刊。18: 59-72。
- 陳文恭、蔡清彥。1986。陽明山國家公園之氣候。內政部營建署陽明山國家公園管理處報告。
- 陳培源、楊昭男、王執明。1985。大屯火山群及北部濱海地質簡介。科學教育資料叢書。



- 陳正宏、劉聰桂、鍾孫霖。1988。陽明山國家公園及鄰近地區火山地質史研究。內政部營建署陽明山國家公園管理處報告。
- 陳尊賢、蔡呈奇、張學雷、高政毅、賴鴻裕、吳森博。2002。陽明山國家公園之地形土序及其化育作用。行政院國科會生物處委託計畫 (NSC 90-2313-B-002-293)。期末報告。4 頁。
- 陳尊賢、蔡呈奇、張學雷、高政毅。2003。陽明山國家公園之地形土序及其化育作用(2) (2/2)。行政院國科會生物處委託計畫 (計畫編號: NSC-92-2313-B-002-347)。期末報告 4 頁。
- 陳俊宏、李玲玲、吳書平、蘇夢淮、李建堂、溫在弘、林楨家、賴進貴。2011。人類活動對陽明山國家公園百拉卡公路以北，陽金公路以西地區資源影響調查期末報告。內政部營建署陽明山國家公園管理處委託研究報告。
- 許立達、王義仲、李載鳴、林志欽。2008。陽明山國家公園植被變遷研究。內政部營建署陽明山國家公園管理處委託研究報告。
- 曾廣策、朱雲海、葉德隆。2006。晶體光學及光性礦物學。中國地質大學出版社。
- 陽明山國家公園管理處。2016。 <http://www.ymsnp.gov.tw/>。
- 黃增泉、謝長富、楊國楨、湯惟新。1983。陽明山國家公園植物生態景觀資源。內政部營建署陽明山國家公園管理處報告。
- 黃政恆。1990。七星山與紗帽山火山岩來源土壤之特性、化育與分類。國立臺灣大學農業化學研究所碩士論文。
- 黃政恆、陳尊賢。1990。七星山地區兩個火山灰土壤之特性、化育與分類。中國農業化學會誌，28: 135-147。
- 黃政恆、陳尊賢。1991。臺灣地區具有烏黑披被層火山灰土壤之特性與黏土礦物。中國農業化學會誌，29(4): 415-426。
- 黃政恆、陳尊賢。1992。七星山東北側火山灰土壤之性質與分類。中國農業化學會誌，30(2): 216-228。
- 黃政恆、陳尊賢、王明果。1993。大屯山東北側火山灰土壤的性質與黏土礦物。中國農業化學會誌，31: 325-339。
- 黃政恆、陳尊賢、王明果。1994。大屯山與面天山間火山熔岩母質來源土壤的性質與分類。中國農業化學會誌，32(3): 294-308。
- 黃政恆。1995。化育自火山熔岩之土壤中的鋁鐵腐植質複合物特性。中國農業化學會誌，33(4): 424-435。
- 經濟部。1975。台灣地質概論/台灣地質圖說明書。
- 蔡呈奇。2002。應用地域分析與地理資訊系統繪製土壤圖：以臺灣北部火山灰土壤為例。國立臺灣大學農業化學研究所博士論文。

蔡呈奇、陳尊賢、黃政恆、張瑀芳、李家興、蘇紹璋、黃正介、崔君至、廖健利。2008。陽明山國家公園全區土壤分析調查。內政部營建署陽明山國家公園管理處報告。

鄭亦均。2014。兩個不同風化時間的地形序列中火山土壤特性比較。國立臺灣大學農業化學研究所碩士論文。

鄧國雄。1988。陽明山國家公園之地形研究。內政部營建署陽明山國家公園管理處報告。

Andriessse, J. P. 1978. A study into the mobility of iron in podzolized Serawak upland soils by means of selective iron extractions. *Neth. J. Agric. Sci.* 27: 1-12.

Asio, V. B and Z. S. Chen. 1998. Study of andesite weathering in northern Taiwan using micromorphological approaches. *Taiwan J. For. Sci.* 13(4): 259-269.

Bascomb, C. L. 1968. Distribution of pyrophosphate-extractable iron and organic carbon in soils of various groups. *J. Soil Sci.* 19: 251-267.

Blake, D. F., D. L. Bish, R. V. Morris, R. T. Downs, A. H. Treiman, S. M. Morrison, S. J. Chipera, D. W. Ming, A. S. Yen, D. T. Vaniman, J. Grotzinger, J. A. Crisp, C. N. Achilles, E. B. Rampe, T. F. Bristow, P. C. Sarrazin, J. D. Farmer, D. J. Des Marais, E. M. Stolper, J. M. Morookian, M. A. Wilson, N. Spanovich, R. C. Anderson, and the MSL Science Team. 2013. Mineralogy and Elemental Composition of Wind Drift Soil at Rocknest, Gale Carter. LPS XLIV. Abstract.

Blake, G. R., and K. H. Hartge. 1986. Bulk density. pp. 363-375. *In* A. Klute (ed.). *Methods of soil analysis. Part 1.* 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.

Blakemore, L. C., P. L. Searle, and B.K. Daly. 1981. Soil Bureau, Laboratory methods: A. Methods for chemical analysis of soils. Sci. Rep. 10A. Revised ed. New Zealand Soil Bureau, Lower Hutt, New Zealand.

Blume, H. P., and U. Schwertmann. 1969. Genetic evaluation of profile distribution of aluminum, iron and manganese oxides. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 33: 438-444.

Bullock, P., N. Fedoroff, A. Jongerijs, G. Stoops, and T. Tursina. 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications, Wolverhampton, U. K.

Burt, R., and Soil Survey Staff. 2014. Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations Report 42, Version 5.0. U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center.

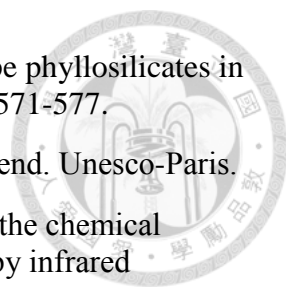
Cady, J. G., L. P. Wilding, and L. R. Drees. 1986. Petrographic microscope techniques. pp. 185-218. *In* A. Klute (ed.). *Methods of soil analysis. Part 1.* 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.

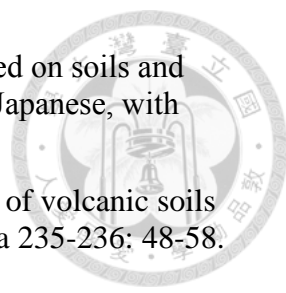
Campbell, A. S., and U. Schwertmann. 1985. Evaluation of selective dissolution extractants in soil chemistry and mineralogy by differential X-ray diffraction. *Clay Miner.* 20: 515-519.

Caner, L., G. Bourgeon, F. Toutain, and A. J. Herbillon. 2000. Characteristics of non-allophanic Andisols derived from low-activity clay regoliths in the Nilgiri

Hills (Southern India). *Europ. J. Soil Sci.* 51: 553-563.

- Caner, L., S. Petit, E. Joussein, E. Fritsch, and A. J. Herbillon. 2011. Accumulation of organo-metallic complexes in laterites and the formation of Aluandic Andosols in the Nilgiri Hills (southern India): similarities and differences with Umbric Podzols. *Europ. J. Soil Sci.* 62: 754-764.
- Chartres, C. J., and C. F. Pain. 1984. A climosequence of soils on Late Quaternary volcanic ash in highland Papua New Guinea. *Geoderma* 32: 131-155.
- Chen, C. H. 1975. Petrological and chemistry study of volcanic rocks from Tatum Volcano Group. *Proc. Soc. China* 18: 59-72.
- Chen, C. H. 1978b. Petrochemistry and origin of Pleistocene volcanic rocks from northern Taiwan. *Bull. Volcano.* 41: 513-528.
- Chen, C. H. 1983. The geochemical evolution of Pleistocene absarokite, shoshonite and high-alumina basalt in northern Taiwan. *Mem. Geol. Soc. China* 5: 85-96.
- Chen, Z. S., and J. H. Huang. 1994. Soil properties, clay mineralogy, and genesis of non-allophanic and allophanic Andisols in Taiwan. p. 327. *In Agron. Abstract*(1994). This paper was presented at the "Symposium of volcanic ash soils" of 1994 Annual Meeting of ASA-SSSA-CSSA, on Nov. 13-18, 1994, Seattle, Washington, USA.
- Chen, Z. S., T.C. Tsou, V. B. Asio, and C. C. Tsai. 2001. Genesis of Inceptisols on a volcanic landscape in Taiwan. *Soil Sci.* 166: 255-266.
- Chen, Z. S., V. B. Asio, and D. F. Yi. 1999. Characteristics and genesis of volcanic soils along a toposequence under a subtropical climate in Taiwan. *Soil Sci.* 164: 510-525.
- Chen, Z. S., Z. Y. Hseu, and C. C. Tsai. 2015. *The soil of Taiwan*. Springer book Publisher. (In Press)
- Childs, C. W. 1985. Towards understanding soil mineralogy. II. Notes on ferrihydrite. Laboratory Report CM7, Soil Bureau, Lower Hutt, New Zealand.
- Chuang, T. Y. 1960. Preliminary notes on the vegetation and flora of Mt. Ta-tun, Taipei. I. Vegetation. *Bot. Bull. Acad. Sinica* 1: 77-85.
- Crews, T.E., K. Kitayama, J. H. Fownes, R. H. Riley, D. A. Herbert, D. Mueller-Dombois, and P. M. Vitousek. 1995. Changes in soil phosphorus fractions and ecosystem dynamics across a long chronosequence in Hawaii. *Ecology* 76: 1407-1424.
- Dahlgren, R. A. 1994. Quantification of allophane and imogolite. pp. 430-451. *In* Amonette, J.E., Zelazny, L.W. (eds.). *Quantitative Methods in Soil Mineralogy*. SSSA Inc., Madison, WI.
- Dahlgren, R. A., and F. C. Ugolini. 1989. Effects of tephra addition on soil processes in Spodosols in the Cascade Range, Washington, U.S.A. *Geoderma* 45: 331-355.
- Duchauffour, P. 1984. *Pedologie*. Masson, Paris.

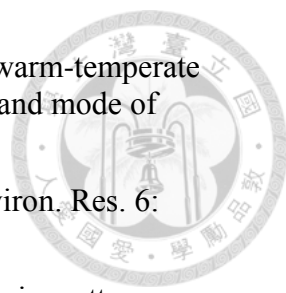
- 
- Dudas, M. J., and M. E. Harward. 1975. Inherited and detrital 2:1 type phyllosilicates in soils developed from Mazama ash. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39: 571-577.
- FAO/Unesco. 1974. *Soil Map of the World, 1 : 5,000,000. Vol. 1, legend.* Unesco-Paris.
- Farmer, V. C., A. R. Fraser, and J. M. Tait. 1979. Characterization of the chemical structures of natural and synthetic aluminosilicate gels and sols by infrared spectroscopy. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 43: 1417-1420.
- Farmer, V. C., and J. D. Russell. 1990. The structure and genesis of allophanes and imogolite: their distribution in non-volcanic soils. *In 'Soil Colloids and their Associations in Soil Aggregates'*. Proc. NATO Advanced Studies Workshop, Ghent, 1985. (Plenum: New York.)
- Gardner, W. H. 1986. Water content. pp. 493-544. *In A. Klute et al. (eds.). Methods of soil analysis. Part 1. 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.*
- Gebhardt, H., and N. T. Coleman. 1974. Anion adsorption by allophanic tropical soils: III. Phosphate adsorption. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 30: 263-267.
- Gee, G. W. and J. W. Bauder. 1986. Particle-size analysis. pp. 383-411. *In A. Klute (ed.). Methods of soil analysis. Part 1. 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.*
- GÉRARD, M., S. CAQUINEAU, J. PINHEIRO, and G. STOOPS. 2007. Weathering and allophane neof ormation in soils developed on volcanic ash in the Azores. *Europ. J. Soil Sci.* 58: 496-515.
- Gracia-Rodeja, E., B. M. Silva, and F. Macias. 1987. Andosols developed from non-volcanic materials in Galicia, NW Spain. *J. Soil Sci.* 38: 573-591.
- Gunjigake, N., and K. Wada. 1981. Effects of phosphorus concentration and pH on phosphate retention by active aluminum and iron of ando soils. *Soil Sci.* 132: 347-352.
- Hetier, J. M., N. Yoshinaga, and F. Weber. 1977. Formation of clay minerals in Andosols under temperature climate. *Clay Minerals.* 12: 299-307.
- Hughes, R. E., D. M. Moore, and H. D. Glass. 1994. Qualitative and quantitative analysis of clay minerals in soils. pp. 330-359. *In J. E. Amonette and L.W. Zelazny (eds.). Quantitative methods in soil mineralogy. Soil Sci. Soc. Am. Misc. Publ. SSSA, Madison, WI.*
- Hunter, C. R., B. E. Frazier, and A. J. Busacca. 1987. Lytell series: a nonvolcanic Andisols. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 376-383.
- ICOMAND. 1983. Circular Letter no. 5. *Int. Comm. Classif. Of Andisols, c/o Soil Bureau, Lower Hutt, New Zealand.*
- ICOMAND. 1988. Circular Letter no. 10. *Int. Comm. Classif. Of Andisols, c/o Soil Bureau, Lower Hutt, New Zealand.*
- Inoue, K. 1981. Implications of eolian dusts to 14Å minerals in the volcanic ash soils in Japan. *Pedologist* 25: 97-118 (in Japanese).

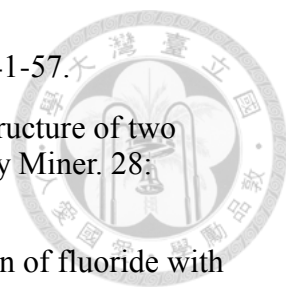
- 
- Inoue, K., and T. Naruse. 1990. Asian long-range eolian dust deposited on soils and paleosols along the Japan Sea coast. *Quat. Res.* 29: 209-222 (in Japanese, with English abstract).
- Ivanov, A., S. Shoba, P. Krasilnikov. 2014. A pedogeographical view of volcanic soils under cold humid conditions: the Commander Islands. *Geoderma* 235-236: 48-58.
- Jenny, H. 1941. *Factors of soil formation*. McGraw-Hill, New York.
- Jongmans, A. G., F. van Oort, A. Nieuwenhuysse, P. Buurman, A. M. Jaunet, and J. D. J. van Doesburg. 1994. Inheritance of 2:1 phyllosilicates in Costa Rican Andisols. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58: 494-501.
- Jongmans, A. G., P. Verburg, A. Nieuwenhuysse, and F. van Oort. 1995. Allophane, imogolite, and gibbsite in coatings in a Costa Rican Andisol. *Geoderma* 64: 327-342.
- Juan, V. C., L. C. Hsu, and T. S. Yao. 1963. High-alumina basalt from northern Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China* 6: 67-71.
- Juang, W. S. 1993. Diversity and origin of Quaternary basaltic magma series in northern Taiwan. *Bull. Natl. Mus. Nat. Sci.* 4: 125-166.
- Kahle, M., M. Kleber, and R. Jahn. 2002. Review of XRD-based quantitative analyses of clay minerals in soils: The suitability of mineral intensity factors. *Geoderma* 109: 191-205.
- Kawasaki, H., and S. Aomine. 1966. So-called 14 A clay minerals in some ando soils. *Soil Sci. Plant Nutr.* 12: 18-24.
- Kirkman, J. H., and W. J. McHardy. 1980. A comparative study of the morphology, chemical composition and weathering of rhyolitic and andesitic glass. *Clay Miner.* 15: 165-73.
- Klute, A. 1986. Water retention. pp. 636-660. *In* A. Klute (ed.). *Methods of soil analysis. Part 1.* 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.
- Kondo, Y., T. Fujitani, Y. Katsui, and K. Niida. 1979. Nature of the 1977–1978 volcanic ash from Usu volcano, Hokkaido, Japan. *Kanzan* 24: 223-238 (in Japanese).
- Kubiena, W. L. 1938. *Micropedology*. Collegiate Press, Ames, IA.
- Lair, G. J., F. Zehetner, M. Hrachowitz, N. Franz, F. J. Maringer, and M. H. Gerzabek. 2009. Dating of soil layers in a young floodplain using iron oxide crystallinity. *Quat. Geochronol.* 4: 260-266.
- LaManna, J. M. and F. C. Ugolini. 1987. Trioctahedral vermiculite in a 1980 pyroclastic flow, MT. ST. Helens, Washington. *Soil Sci.* 143: 162-167.
- Leamy, M. L. 1984. Andisols of the world. 13: 368-387. *In* *Congreso Internacional de Suelos Volcanicos*. Universidad de la Laguna Secretariado de Publicaciones, serie informes.
- Lin, C. P., J. P. Huang, Y. H. Lee, M. Y. Chen. 2009. Phylogenetic position of a threatened stag beetle, *Lucanus datunensis* (Coleoptera: Lucanidae) in Taiwan and

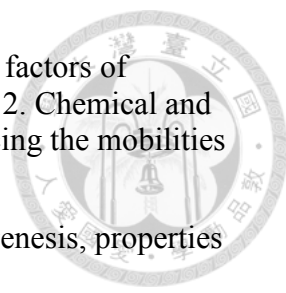


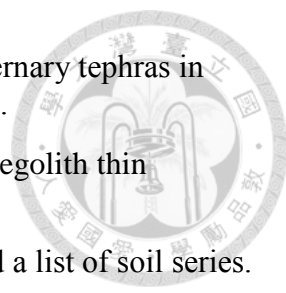
implications for conservation. *Conserv. Genet.* 12(1): 337-341.

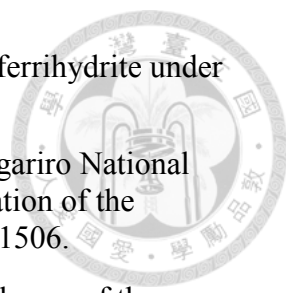
- Malucelli, F., F. Terribile, and C. Colombo. 1999. Minerology, micromorphology and chemical analysis of Andosols on the island of São Miguel (Azores). *Geoderma* 88: 73-98.
- Martini, J. A., and J. A. Palencia. 1975. Soils derived from volcanic ash in Central America: 1. Andepts. *Soil Sci.* 120: 278-287.
- Masui, J., S. Shoji, and N. Uchiyama. 1966. Clay mineral properties of volcanic ash soils in the northeastern part of Japan. *Tohoku. J. Agr. Res.* 17: 17-36.
- McKeague, J. A., and J. H. Day. 1966. Dithionite and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Can. J. Soil Sci.* 46: 13-22.
- McLean, E. O. 1982. Soil pH and lime requirement. pp. 199-244. *In* A. L. Page *et al.* (eds.). *Methods of soil analysis. Part 2.* 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.
- Mehra, O. P., and M. L. Jackson, 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite – citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays Clay Miner.* 7: 317-327
- Meyer, J. D. 1971. Glass crust on intratelluric phenocrysts in volcanic ash as a measure of eruptive violence. *Bull. Volcanologique* 34: 358-368.
- Mizota, C. 1976. Relationships between the primary mineral and the clay mineral compositions of some recent Andosols. *Soil Sci. Plant Nutr.* 22: 257-268.
- Mizota, C. 1982. Tropospheric origin of quartz in Ando soils and Red-Yellow soils on basalts, Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.* 28: 517-522.
- Mizota, C. 1983. Eolian origin of the micaceous minerals in an ando soil from Kitakami, Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.* 29: 379-382.
- Mizota, C., and K. Inoue. 1988. Eolian dust contribution to soil development on volcanic ashes in Japan. p. 547-557. *In* D. I. Kinloch, S. Shoji, F. H. Beinroth and H. Eswaran (eds.). *Proc of the 9th Int. Soil Classification Workshop, Japan. 20 July to 1 August, 1987.* Publ. by Jap. Committee for 9th Int. Soil Classification Workshop, for the Soil Management Support Services, Wingshton, D. C., U.S.A.
- Mizota, C., and L. P. van Reeuwijk. 1989. *Clay Mineralogy and Chemistry of Soils formed in Volcanic Material in Diverse Climatic Regions.* Soil monograph 2, ISRIC, Wageningen, The Netherlands.
- Mizota, C., and Y. Takahashi. 1982. Eolian origin of quartz and mica in soils developed on basalts in northwestern Kyushu and San-in, Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.* 28: 369-378.
- Moore, D. M., and R. C. Reynolds, Jr. 1997. *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals.* Oxford Univ. Press. New York, NY.
- Moustakas, N. K., and F. Georgoulas. 2005. Soils developed on volcanic materials in the Island of Thera, Greece. *Geoderma* 129: 125-138.

- 
- Nagatsuka, S. 1972. Studies on genesis and classification of soils in warm-temperate region of Southwest Japan: part 3. Some features in distribution and mode of existence of free iron. *Soil Sci. Plant Nutri.* 18: 147-154.
- Nanzyo, M. 2003. Unique properties of volcanic ash soils. *Glob. Environ. Res.* 6: 99-112.
- Nelson, D. W., and L. E. Sommers. 1982. Total carbon, OC, and organic matter. pp. 539-577. In A. L. Page *et al.* (eds.). *Methods of Soil Analysis. Part 2.* 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.
- Nieuwenhuys, A., P. S. J. Verburg, and A. G. Jongmans. 2000. Mineralogy of a soil chronosequence on andesitic lava in humid tropical Costa Rica. *Geoderma* 98: 61-82.
- Nishiue, A., M. Nanzyo, H. Kanno and T. Takahashi. 2014. Properties and classification of volcanic ash soils around Lake Kuwanuma on the eastern footslope of Mt. Funagata in Miyagi prefecture, northeastern Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.* 60: 848-862.
- Nizeyimana, E., T. J. Bicki, and P. A. Agbu. 1997. An assessment of colloidal constituents and clay mineralogy of soils derived from volcanic materials along a toposequence in Rwanda. *Soil Sci.* 162: 361-371.
- Okamura, Y., and K. Wada. 1983. Electric charge characteristics of horizons of ando(B) and red-yellow B soils and weathered pumices. *J. Soil Sci.* 34: 287-289.
- Ossaka, J. 1982. Activity of volcanos and clay minerals. *Nendo Kagaku.* 22: 127-137 (in Japanese).
- ÖZCAN, S., and H. H. ÖZAYTEKİN. 2011. Soil formation overlying volcanic materials at Mount Erenler, Konya, Turkey. *Turk. J. Agric. For.* 35: 545-562.
- Parfitt, R. L. 1990. Allophane in New Zealand—a review. *Aust. J. Soil Res.* 28: 343-360.
- Parfitt, R. L., and A. D. Wilson. 1985. Estimation of allophane and halloysite in three sequences of volcanic soils, New Zealand. In: E. Fernandez Caldas and D. H. yaalon (eds.) *Volcanic Soils. Catena Suppl.* 7: 1-8.
- Parfitt, R. L., and C. W. Childs. 1988. Estimation of forms of Fe and Al: a review, and analysis of contrasting soils by dissolution and Moessbauer methods. *Aust. J. Soil Res.* 26: 121-144.
- Parfitt, R. L., and J. M. Kimble. 1989. Conditions for formation of allophane. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53: 971-997.
- Parfitt, R. L., and M. Saigusa. 1985. Allophane and humus-aluminium in Spodosols and Andepts formed from the same volcanic ash beds in New Zealand. *Soil Sci.* 139: 149-155.
- Parfitt, R. L., and T. Henmi. 1982. Comparison of an oxalate-extraction method and an infrared spectroscopic method for determining allophane in soil clays. *Soil Sci. Plant Nutr.* 28: 183-190.
- Parfitt, R. L., M. Russel, and G. E. Orbell. 1983. Weathering sequence of soils from

- 
- volcanic ash involving allophane and halloysite. *Geoderma* 29: 41-57.
- Parfitt, R. L., R. J. Furkert, and T. Henmi. 1980. Identification and structure of two types of allophane from volcanic ash soils and tephra. *Clays Clay Miner.* 28: 328-334.
- Perrott, K. W., B. F. L. Smith, and R. H. E. Inkson. 1976. The reaction of fluoride with soils and soil minerals. *J. Soil Sci.* 27: 58-67.
- Pevear, D. R., D. P. Dethier, and D. Frank. 1982. Clay minerals in the 1980 deposits from Mount St. Helens. *Clays Clay Miner.* 30: 241-252.
- Ping, C. L., S. Shoji, and T. Ito. 1988. Properties and classification of three volcanic ash-derived pedons from Aleutian islands and Alaska peninsula, Alaska. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52: 455-462.
- Rampe, E. B., D. L. Bish, S. J. Chipera, R. V. Morris, C. N. Achilles, D. W. Ming, D. F. Blake, R. C. Anderson, T. F. Bristow, J. A. Crisp, D. J. Des Marais, R. T. Downs, J. D. Farmer, J. M. Morookian, S. M. Morrison, P. Sarrazin, N. Spanovich, E. M. Stolper, A. H. Treiman, D. T. Vaniman, A. S. Yen, and the MSL Science Team. 2013. Detecting Nanophase Weathering Products with CheMin: Reference Intensity Ratios of Allophane, Aluminosilicate Gel, and Ferrihydrite. LPS XLIV. Abstract and Poster.
- Rasmussen, C., Matsuyama, N., Dahlgren, R.A., Southard, R.J., Brauer, N., 2007. Soil genesis and miner transformation across an environmental gradient on andesitic lahar. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 71: 225-237.
- Saigusa, M., S. Shoji, and T. Takahashi. 1980. Plant root growth in acid andisols from northeastern Japan: 2. Exchange acidity Al as a realistic measure of aluminum toxicity potential. *Soil Sci.* 130: 242-250.
- Saito, K., and S. Shoji. 1984. Silica adsorption and dissolution properties of andosols from northeastern Japan as related to their noncrystalline clay mineralogical composition. *Soil Sci.* 138: 341-345.
- Schwertmann, U. 1985. The effect of pedogenic environments on iron oxide minerals. pp. 171-200. *In* B. A. Stewart (ed.). *Advances in Soil Science*, Vol. 1. Springer Verlag, New York.
- Shoji, S. 1985. Genesis and properties of non-allophanic Andisols in Japan. *Applied Clay Sci.* 1: 83-88.
- Shoji, S. 1988. Separation of melanic and fulvic Andisols. *Soil Sci. Plant Nutr.* 34: 303-306.
- Shoji, S., and M. Saigusa. 1977. Amorphous clay materials of Towada ando soils. *Soil Sci. Plant Nutr.* 23: 437-455.
- Shoji, S., and T. Ono. 1978. Physical and chemical properties and clay mineralogy of Andosol from Kitakami, Japan. *Soil Sci.* 126: 297-312.
- Shoji, S., and Y. Fujiwara, 1984. Active aluminum and iron in the humus horizons of Andosols from northeastern Japan: their forms, properties, and significance in clay weathering. *Soil Sci.* 137: 216-226.

- 
- Shoji, S., I. Yamada, and K. Kurashima. 1981. Mobilities and related factors of chemical elements in the topsoils of Andosols in Tohoku, Japan: 2. Chemical and mineralogical compositions of size fractions and factors influencing the mobilities of major chemical elements. *Soil Sci.* 132: 330-346.
- Shoji, S., M. Nanzyo, and Dahlgren, R.A. 1993. Volcanic ash soils: genesis, properties and utilization. *Developments in Soil Science*, vol. 21. Elsevier.
- Shoji, S., T. Hakamada, and E. Tomioka. 1990a. Properties and classification of selected volcanic ash soil from Abashiri, northern Japan-Transition of Andisols to Mollisols. *Soil Sci. Plant Nutr.* 36: 409-423.
- Shoji, S., T. Ito, M. Saigusa, and I. Yamada. 1985. Properties of nonallophanic andosols from Japan. *Soil Sci.* 140: 264-277.
- Shoji, S., T. Takahashi, and M. Saigusa. 1987. Clay mineralogical and chemical properties of nonallophanic Andept (Andisols) from Oregon, USA. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 986-990.
- Shoji, S., T. Takahashi, M. Saigusa, I. Yamada, and F C. Ugolini. 1988a. Properties of Spodosols and Andisols showing climosequential and biosequential relations in S. Hakkoda, N.E. Japan. *Soil Sci.* 145: 135-150.
- Shoji, S., T. Takahashi, T. Ito, and C. L. Ping. 1988b. Properties and classification of selected volcanic ash soils from Kenai Peninsula, Alaska. *Soil Sci.* 145: 396-413.
- Shoji, S., Y. Fujiwara, I. Yamada, and M. Saigusa. 1982. Chemistry and clay mineralogy of Ando soils, Brown forest soils, and Podzolic soils formed from recent Towada ashes, northern Japan. *Soil Sci.* 133: 69-86.
- Simonson, R. W. 1979. Origin of the name "Ando soils". *Geoderma* 22: 333-335
- Soil Survey Staff. 1974. *Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys.* USDA Handbook no. 436. USDA-SCS. U.S. Govt. Printing Office, Wahington, D.C.
- Soil Survey Staff. 1990. *Key to Soil Taxonomy.* 4th ed. AID. USDA-SMSS Technical Monograph No. 19, Blacksburg, Virginia.
- Soil Survey Staff. 1992. *Key to Soil Taxonomy.* 5th ed. AID. USDA-SMSS Technical Monograph No. 19, Blacksburg, Virginia.
- Soil Survey Staff. 1993. *Soil survey manual.* USDA Agric. Handb. 18. U. S. Gov. Print. Office, Washington, DC.
- Soil Survey Staff. 1999. *Keys to Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys.* USDA-Natural Resources Conservation Service, Agricultural Handbook No. 436, 2nd ed., U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.
- Soil Survey Staff. 2014. *Kellogg Soil Survey Laboratory Methods Manual.* Soil Survey Investigations Report No. 42, Version 5.0. R. Burt and Soil Survey Staff (eds.). U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service.
- Soil Survey Staff. 2014. *Keys to soil taxonomy.* 12th ed. USDA-NRCS.

- 
- Stevens, K. F., and G. C. Vucetich. 1985. Weathering of Upper Quaternary tephra in New Zealand. Part 11. Clays minerals. *Chem. Geol.* 53: 237-247.
- Stoops, G. 2003. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Soil Sci. Soc. Am., Madison, WI.
- The Third Division of Soils. 1973. Criteria for making soil series and a list of soil series. The first approximation. Nat. Inst. Agr. Res., Japan.
- Thomas, G.W. 1982. Exchangeable cation. pp. 159-165. *In* A. L. Page *et al.* (eds.). Methods of soil analysis. Part 2. 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.
- Tsai, C. C., and Z. S. Chen. 2011. Volcanic ash soils in Taiwan: Properties, Genesis and Ecology. Nova Science Publishers, Inc. *In*: Horizons in Earth Science Research. 5: 283-305.
- Ugolini, F. C. and R. A. Dahlgren. 1991. Weathering environment and occurrence of imogolite/allophane in selected Andisols and Spodosols. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55: 1166-1171.
- Ugolini, F. C., R. Minden, H. Dawson, and J. Zachara. 1977. An example of soil processes in the *Abies amabilis* zone of central Cascades, Washington. *Soil Sci.* 124: 219-302.
- Vacca, A., P. Adamo, M. Pigna, and P. Violante. 2003. Genesis of tephra-derived soils from the Roccamonfina Volcano, south central Italy. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67: 198-207.
- Vacca, S., G. F. Capra, E. Coppola, M. Rubino, S. Madrau, A. Colella *et al.* 2009. From andic non-allophanic to non-andic allophanic Inceptisols on alkaline basalt in Mediterranean climate. *Geoderma* 151: 157-167.
- Vingiani, S., F. Scarciglia, F. A. Mileti, P. Donato, and F. Terribile. 2014. Occurrence and origin of soils with andic properties in Calabria (southern Italy). *Geoderma* 232-234: 500-516.
- Wada, K. 1977. Allophane and imogolite. pp. 603-638 *In* J. B. Dixon and S. B. Weed (eds.). Minerals in soil environments. SSSA, Madison, WI, USA.
- Wada, K. 1980. Mineralogical characteristics of Andisols. pp. 87-109. *In* B. K. G. Theng (ed.). Soils with variable charge. Soil Bureau, Lower Hutt, New Zealand.
- Wada, K. 1989. Allophane and imogolite. pp. 1051-1087. *In* J. B. Dixon and S. B. Weed (eds.). Minerals in soil environments. 2nd ed. SSSA, Madison, WI, USA.
- Wada, K., and N. Gunjigake. 1979. Active aluminum and iron and phosphate adsorption in ando soil. *Soil Sci.* 128: 331-336.
- Wada, K., and T. Higashi. 1976. The categories of aluminum and iron-humus complexes in ando soils determined by selective dissolution. *J. Soil Sci.* 27: 357-368.
- Wada, K., Y. Kakuto, and H. Ikawa. 1986. Clay minerals, humus complexes and classification of four "Andepts" of Maui. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50: 1007-1013

- 
- Wells, N., and C. W. Childs. 1988. Flow behaviour of allophane and ferrihydrite under shearing forces. *Aust. J. Soil Res.* 26: 145-152.
- Wells, N., C. W. Childs, and C. J. Downes. 1977. Silica Springs, Tongariro National Park, New Zealand—analyses of the spring water and characterization of the alumino-silicate deposit. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 41: 1497-1506.
- Yamada, I., and S. Shoji. 1982. Retention of potassium by volcanic glasses of the topsoils of Andosol in Tohoku, Japan. *Soil Sci.* 133: 208-212.
- Yamada, I., and S. Shoji. 1983. Alteration of volcanic glass of recent Towada ash in different soil environments of northeastern Japan. *Soil Sci.* 135: 316-321.
- Yerima, B. P. K., L. P. Wilding, F. G. Calhoun, and C. T. Hallmark. 1987. Volcanic ash-influenced Vertisols and associated Mollisols of El Salvador—Physical, chemical, and morphological properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 699-708.
- Yoshinaga, N. 1986. Mineralogical characteristics. II. Clay minerals. pp. 41-56. *In* K. Wada (ed.). 'Ando Soils in Japan'. Kyushu University Press.
- Zehetner, F., W. P. Miller, and L. T. West. 2003. Pedogenesis of volcanic ash soils in Andean Ecuador. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67: 1797-1809.

## 附錄



### 附錄 1-1

Pedon No: HL-1

Date: July 1, 2015

Classification: Andic Dystrudepts

Location: Summit of Honglushan

Latitude: 25°11'36.0" N

Longitude: 121°30'50.0" E

Parent material: Al-enriched Basalt

Vegetation: 紅楠 (*Machilus thunbergii* Sieb. & Zucc.)、昆欄樹 (*Trochodendron aralioides* Sieb. & Zucc.)、小花鼠刺 (*Itea parviflora* Hemsl.)、樹杞 (*Ardisia sieboldii* Miq.)、狹瓣八仙 (*Hydrangea angustipetala* Hayata)、杜英 (*Elaeocarpus sylvestris* (Lour.) Poir.)、大明橘 (*Myrsine seguinii* Lev.)、森氏紅淡比 (*Cleyera japonica* Thunb. var. *morii* (Yamamoto) Masamune)、米碎柃木 (*Eurya chinensis* R. Br.)、冷清草 (*Elatostema lineolatum* Forst. var. *major* Thwait.)、赤車使者 (*Pellionia radicans* (Sieb. & Zucc.) Wedd.)、廣葉鋸齒雙蓋蕨 (*Diplazium dilatatum* Blume)、假柃木 (*Eurya crenatifolia* (Yamamoto) Kobuski)、紅果金粟蘭 (*Sarcandra glabra* (Thunb.) Nakai)、琉球雞屎樹 (*Lasianthus fordii* Hance)、華中瘤足蕨 (*Plagiogyria euphlebia* (Kunze) Mett.)、蘭埃馬蘭 (*Strobilanthes rankanensis* Hayata)

Elevation: 646 m

Physiographic position: Summit

Drainage: Well

Temperature: 19 °C

Precipitation: 4800 mm

Soil moisture regime: Udic

Soil temperature regime: Thermic

Diagnostic epipedon: Ochric epipedon (0–10 cm)

Diagnostic horizon: Cambic horizon (Bw) (10–50 cm)

Slope: 4 degree

Aspect: S 30° W

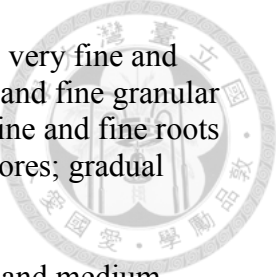
Stoniness: > 60% (> 65 cm)

Describer: C. Y. Lin, Z. S. Chen.

Sampler: J. Y. Hseu, Z. S. Chen, C. H. Lee, C. Y. Lin, Y. Y. Tan, T. L. Fu, C. C. Tsui, and C. C. Tsui.

Colors are for the moist soil.

- A 0-10 cm, dark brown (7.5YR 3/2); moist clay loam; moderate very fine and fine subangular blocky structure parting to moderate very fine and fine granular structure; friable, slightly sticky and slightly plastic; many very fine and fine roots throughout and few medium roots; common very fine and fine biopores; clear smooth boundary.

- 
- Bw1 10-25 cm, dark brown (7.5YR 3/4); moist clay loam; moderate very fine and fine subangular blocky structure parting to moderate very fine and fine granular structure; firm, slightly sticky and slightly plastic; some very fine and fine roots throughout and few medium roots; few very fine and fine biopores; gradual boundary.
- Bw2 25-35 cm, brown (7.5YR 4/4); moist clay loam; moderate fine and medium subangular blocky structure parting to moderate very fine and fine granular structure; firm, slightly sticky and slightly plastic; few very fine and fine roots throughout and few medium roots; few very fine biopores; gradual boundary.
- Bw3 35-50 cm, brown (7.5YR 4/4); moist clay loam; moderate very fine and fine subangular blocky structure parting to moderate very fine and fine granular structure; firm, slightly sticky and slightly plastic; few very fine and fine roots throughout; few very fine biopores; clear wave boundary.
- BC 50-65 cm, brown (7.5YR 4/4); moist clay loam; moderate very fine and fine granular structure parting to moderate very fine and fine subangular blocky structure; firm, slightly sticky and slightly plastic; few very fine and fine roots throughout; few very fine biopores; clear smooth boundary.
- C1 65-90 cm, brown (7.5YR 4/3); moist clay loam; moderate fine granular structure parting to moderate very fine and fine subangular blocky structure; firm, slightly sticky and slightly plastic; few very fine and fine roots throughout; few very fine biopores; gradual boundary.
- C2 >90 cm, brown (7.5YR 4/3); moist clay loam; moderate fine granular structure parting to moderate very fine and fine subangular blocky structure; firm, slightly sticky and slightly plastic; few very fine and fine roots throughout; few very fine biopores.



附錄 1-2



Pedon No: HL-2

Date: July 1, 2015

Classification: Andic Dystrudepts

Location: Balaka Road (4 K)

Latitude: 25°11'53.0" N

Longitude: 121°30'39.0" E

Parent material: Al-enriched Basalt

Vegetation: 楓香(*Liquidambar formosana* Hance)、相思樹(*Acacia confusa* Merr.)、紅楠(*Machilus thunbergii* Sieb. & Zucc.)、樹杞(*Ardisia sieboldii* Miq.)、香楠(*Machilus zuihoensis* Hayata)、大葉楠(*Machilus japonica* Sieb. & Zucc. var. *kusanoi* (Hayata) Liao)、江某(*Schefflera actophylla*)、細葉饅頭果(*Glochidion rubrum* Blume)、筆筒樹(*Sphaeropteris lepifera* (Hook.) Tryon)、森氏紅淡比(*Cleyera japonica* Thunb. var. *morii* (Yamamoto) Masamune)、白匏子(*Mallotus paniculatus* (Lam.) Muell. -Arg.)、九節木(*Psychotria rubra* (Lour.) Poir.)、米碎稔木(*Eurya chinensis* R. Br.)、長梗紫麻(*Oreocnide pedunculata* (Shirai) Masamune)、燈稱花(*Ilex asprella* (Hook. & Arn.) Champ.)、臺灣雙蓋蕨(*Diplazium taiwanense*)、山棕(*Arenga engleri* Beccari)、粗毛鱗蓋蕨(*Microlepia strigosa* (Thunb.) Presl)、廣葉鋸齒雙蓋蕨(*Diplazium dilatatum* Blume)、姑婆芋(*Alocasia odora* (Roxb.) C. Koch)、中國穿鞘花(*Amischotolype hispida* (Less. & A. Rich.) Hong)、熱帶鱗蓋蕨(*Microlepia speluncae* (L.) Moore)、赤車使者(*Pellionia radicans* (Sieb. & Zucc.) Wedd.)、邊緣鱗蓋蕨(*Microlepia marginata* (Panzer) C. Chr.)、臺灣山桂花(*Maesa perlaria* (Lour.) Merr. var. *formosana* (Mez) Yuen P. Yang)、腎蕨(*Nephrolepis auriculata* (L.) Trimen)、竹葉草(*Oplismenus compositus* (L.) P. Beauv.)

Elevation: 500 m

Physiographic position: Upper backslope

Drainage: Well

Temperature: 19 °C

Precipitation: 4800 mm

Soil moisture regime: Udic

Soil temperature regime: Thermic

Diagnostic epipedon: Ochric epipedon (0–18 cm)

Diagnostic horizon: Cambic horizon (Bw) (30–65 cm)

Slope: 13 degree

Aspect: N 10° E

Stoniness: >60 % (>80 cm)

Describer: C. Y. Lin, Z. S. Chen.

Sampler: J. Y. Hseu, Z. S. Chen, C. H. Lee, C. Y. Lin, Y. Y. Tan, T. L. Fu, C. C. Tsui, and C. C. Tsui.

- Colors are for the moist soil.
- A1 0-10 cm, brown (7.5YR 4/4); clay loam; moderate very fine and fine granular structure; friable, slightly stick and slightly plastic; many very fine and fine roots; many very fine and fine biopores; gradual boundary.
- A2 10-18 cm, brown (7.5YR 4/4); clay loam; moderate very fine and fine angular blocky structure parting to moderate very fine and fine granular structure; firm, slightly stick and slightly plastic; many very fine and fine roots; common very fine and fine biopores; clear smooth boundary.
- Bw1 18-30 cm, brown (7.5YR 4/4); clay loam; moderate very fine and fine angular blocky structure parting to moderate very fine and fine granular structure; firm, slightly stick and slightly plastic; many very fine and fine roots; few very fine and fine biopores; clear smooth boundary.
- Bw2 30-48 cm, brown (7.5YR 4/4); clay loam; moderate very fine and fine angular blocky structure parting to moderate very fine and fine granular structure; firm, slightly stick and slightly plastic; few very fine and fine roots; few very fine and fine biopores; gradual boundary.
- Bw3 48-65 cm, brown (7.5YR 4/4); clay loam to clay; moderate very fine and fine granular structure parting to strong and few moderate very fine and fine angular blocky structure; very firm, stick and plastic; few very fine and fine roots; common very fine and fine biopores; some significant clay skin on the pedosurface; gradual boundary.
- BC 65-80 cm, brown (7.5YR 4/4); clay loam; moderate very fine and fine granular structure parting to moderate very fine and fine angular blocky structure; firm, slightly stick and slightly plastic; few very fine and fine roots; gradual boundary.
- C 80-100 cm, brown (7.5YR 4/4); clay loam; moderate very fine and fine granular structure parting to moderate very fine and fine angular blocky structure; firm, slightly stick and slightly plastic.



附錄 1-3



Pedon No: HL-3

Date: July 2, 2015

Classification: Typic Dystrudepts

Location: Yangming Road (2 K)

Latitude: 25°11'59.0" N

Longitude: 121°30'21.0" E

Parent material: Al-enriched Basalt

Vegetation: 楓香(*Liquidambar formosana* Hance)、相思樹(*Acacia confusa* Merr.)、紅楠(*Machilus thunbergii* Sieb. & Zucc.)、樹杞(*Ardisia sieboldii* Miq.)、香楠(*Machilus zuihoensis* Hayata)、大葉楠(*Machilus japonica* Sieb. & Zucc. var. *kusanoi* (Hayata) Liao)、江芎(*Schefflera actophylla*)、細葉鰻頭果(*Glochidion rubrum* Blume)、筆筒樹(*Sphaeropteris lepifera* (Hook.) Tryon)、森氏紅淡比(*Cleyera japonica* Thunb. var. *morii* (Yamamoto) Masamune)、白匏子(*Mallotus paniculatus* (Lam.) Muell. -Arg.)、九節木(*Psychotria rubra* (Lour.) Poir.)、米碎稔木(*Eurya chinensis* R. Br.)、長梗紫麻(*Oreocnide pedunculata* (Shirai) Masamune)、燈稱花(*Ilex asprella* (Hook. & Arn.) Champ.)、臺灣雙蓋蕨(*Diplazium taiwanense*)、山棕(*Arenga engleri* Beccari)、粗毛鱗蓋蕨(*Microlepia strigosa* (Thunb.) Presl)、廣葉鋸齒雙蓋蕨(*Diplazium dilatatum* Blume)、姑婆芋(*Alocasia odora* (Roxb.) C. Koch)、中國穿鞘花(*Amischotolype hispida* (Less. & A. Rich.) Hong)、熱帶鱗蓋蕨(*Microlepia speluncae* (L.) Moore)、赤車使者(*Pellionia radicans* (Sieb. & Zucc.) Wedd.)、邊緣鱗蓋蕨(*Microlepia marginata* (Panzer) C. Chr.)、臺灣山桂花(*Maesa perlaria* (Lour.) Merr. var. *formosana* (Mez) Yuen P. Yang)、腎蕨(*Nephrolepis auriculata* (L.) Trimen)、竹葉草(*Oplismenus compositus* (L.) P. Beauv.)

Elevation: 386 m

Physiographic position: Lower backslope

Drainage: Well

Temperature: 19 °C

Precipitation: 4800 mm

Soil moisture region: Udic

Soil temperature region: Thermic

Diagnostic epipedon: Ochric epipedon (0–8 cm)

Diagnostic horizon: Cambic horizon (Bw) (8–14 cm, 20–40 cm, 58–75 cm)

Slope: 1.5 degree

Aspect: N 70° W

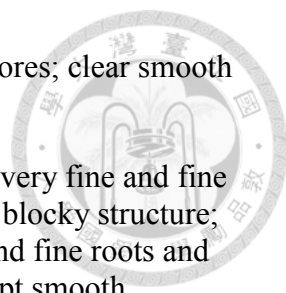
Stoniness: >50 % (14–20 cm, 40–58 cm), >60 % (>75 cm)

Describer: C. Y. Lin, Z. S. Chen.

Sampler: J. Y. Hseu, Z. S. Chen, C. H. Lee, C. Y. Lin, Y. Y. Tan, T. L. Fu, C. C. Tsui, and C. C. Tsui.

Colors are for the moist soil.

A 0-8 cm, dark yellowish brown (10YR 3/4); sandy loam; weak very fine and fine granular structure; friable, non-stick and non-plastic; many very fine and fine

- 
- roots and common medium roots; few very fine and fine biopores; clear smooth boundary.
- Bw 8-14 cm, dark yellowish brown (10YR 4/4); clay loam; weak very fine and fine granular structure parting to strong very fine and fine angular blocky structure; very firm, slightly stick and slightly plastic; many very fine and fine roots and common medium roots; few very fine and fine biopores; abrupt smooth boundary.
- BC 14-20 cm, abrupt smooth boundary.
- Bwb 20-40 cm, dark yellowish brown (10YR 4/6); clay loam; strong coarse and very coarse angular blocky structure; very firm, slightly stick and slightly plastic; few very fine and fine roots and few medium roots; few very fine and fine biopores; abrupt smooth boundary.
- BCb 40-58 cm, dark yellowish brown (10YR 4/4); clay loam; moderate very fine and fine granular structure parting to moderate very fine and fine angular blocky structure; firm, slightly stick and slightly plastic; common very fine and fine roots and few coarse and very coarse roots; few very fine and fine biopores; abrupt smooth boundary.
- B'w 58-75 cm, dark yellowish brown (10YR 4/4); clay loam; moderate very fine and fine granular structure parting to moderate very fine and fine angular blocky structure; firm, slightly stick and slightly plastic; few very fine and fine roots and few coarse roots; few very fine and fine biopores; abrupt smooth boundary.
- C1 75-100 cm, dark yellowish brown (10YR 4/4); clay loam; moderate very fine and fine granular structure parting to moderate very fine and fine angular blocky structure; firm, slightly stick and slightly plastic; common very fine; few very fine and fine biopores; abrupt smooth boundary.
- C2 >100 cm, dark yellowish brown (10YR 4/4).