

蓮華池地區森林土壤分類的研究

—採用美國農部的土壤分類系統—

金 恒 鏞

摘 要

本報告乃研究蓮華池試驗集水區第三號內的森林土壤之分類。區內的兩土壤剖面，以土元 I 與 II (pedon I and II) 表示，分別育自第三紀頁岩與砂岩，分布於常綠混生闊葉林，亞熱帶氣候區的急陡坡（約69%）集水區內。

土元 I 的剖面具有變遷 B 層 (cambric B-horizon) 的特徵，此育自頁岩的土壤含 36 至 46% 的黏粒。用蒸餾水測定的 pH 值，表土為 4.2，至 1.2m 處已增至 5.0。鹽基飽和度（中性醋酸銨法）低，且均不超過 10%。X-射線繞射結果顯示，黏粒成分主要是間層水雲母—蛭石，幾乎無石英存在。表土粉粒的黏土礦物種類與黏粒相同，惟尚有少量的長石類或綠泥石，但是心土的粉粒含蛭石量並不顯著。強度風化的頁岩主要含石英及少量水雲母。育自頁岩的土元 I 在分類上屬於正淡瘠弱育土 (Typic Dystrochrept)。

土元 II 剖面的位置與土元 I 剖面相距不過 100 公尺，但是剖面形態相差很遠。土元 II 具有淡色披覆層 (ochric epipedon) 及黏聚 Bt 層 (argillic Bt horizon)。此為砂岩母質之土元，正可反映其質地之粗細上。土元 II 的整個剖面，其含砂粒量皆超過 60%。以蒸餾水測定的 pH 值，表土為 4.4，至 1m 處增至 4.8。鹽基飽和度亦低，皆不到 10%（中性醋酸銨法）。

土元 II 的黏粒成分的黏土礦物種類與土元 I 的相同，惟所含之間層水雲母—蛭石量較小。粉粒中含石英及少量的水雲母。此育自砂岩的土壤屬於正簡極育土 (Typic Hapludult)。

此二土壤剖面均育自類似的氣候型，林相及地形，但是在分類上都分屬兩土綱，此或許是因為母質相異及發育年齡較輕之故。

一、緒 論

森林經營方式日趨集約的今日，整個森林生態系的功能不能只靠經營地上部的林木得以發揮。森林土壤在森林生態系的正常運作上，佔着其重要的地位。因此，瞭解森林土壤是達到集約經營森林地的一項必須知識 (Pritchett, 1979)。

為了綜合整理所觀察與分析的森林土壤，土壤

學學家集合某些性質相同的土壤為一類，並予定名，進而希望以科學性有系統的方式，研究森林土壤，逐漸發展一套森林土壤的分類法。任何企圖建立一套森林土壤分類的學者總會遇到許多困擾。例如應該選用森林土壤的那些性質，作為分門別類的準繩。再者，所命名的土壤名字是否簡單明瞭，不易產生聯想上的誤解。最後，所分類的土壤能否達到分類上的目的。也就是說，土壤分類系統能否與土

地利用上相關與配合。

因為研究土壤的這一門科學，一直在進步之中，因此對土壤的瞭解上也日益深入。這些進步情形尤其會影響土壤分類學的基本概念，因此，舊的土壤分類系統或者廢棄不用，或者一再修正，斬新的土壤分類系統也一再出現。前者如 Marbut(1928) 及 Baldwin et al., (1938)，後者如 Soil Survey Staff (1975), FitzPatrick, (1971), Bidwell 與 Hole (1964 a, b)。

臺灣省境的森林地佔全省陸地面積的 52%，其中約有四分之一的林地已經是人工林（林務局，1978）。因此以林業經營而言，走向集約管理是必行路徑。然而育林方面對土壤方面的重視程度相當低。林務局曾根據日本農林省林業試驗場建立的森林土壤分類方法 (Hashimoto et. al., 1981) 做適度的取捨，編集臺灣省森林土壤分類體系（林天良，1977）並繪製臺灣省森林土壤圖（沈昆禧，1980）。這是目前惟一的森林土壤分類的依據。

一九五〇年代起，美國鑑於沿用多年的土壤分類系統 (Baldwin et al., 1938) 不能適用於日益發現的許多土壤剖面，因而決定發展一套新的土壤分類系統。經過多次的修正，直到 1975 年才正式出版「土壤分類學」(Soil Survey Staff, 1975)。此分類系統的一個重要出發點是希望成為國際性的土壤分類法。換言之，希望能廣泛的容納世界各地的發育的土壤。

本省的農業土壤分類，目前還是採用美國 1949 年修訂的土壤分類系統 (Thorp and Smith, 1949; Riecken 與 Smith, 1949)。但是鑑於該系統有許多缺點 (FitzPatrick, 1986; Buol et al. 1980; Smith, 1983)，近來希望能嘗試改用 1975 年新發展的土壤分類學，因而有逐譯該系統內發展出來新命名土壤的嘗試 (王鴻淇，1985；張仲民，1984；許勝貞，1982；陳春泉，1977)。

本文便是依循美國土壤分類學 (Soil Survey Staff, 1975) 的土壤分類準則，分析臺灣中部地區

二處森林土壤剖面的形態，物理，化學及礦物性質，並參考該土壤所處的自然環境條件，研究採用美國土壤分類系統的可行性。

二、試驗地環境概述

本試驗地選擇在臺灣省林業試驗所蓮華池分所轄區內，目前劃定為森林試驗集水區第 3 號（圖一）。該地區是第三紀的沈積岩，主要是砂岩與頁岩互層構成（何春霖，1975）。

蓮華池地區溫暖多雨。降雨量每年介於 1100 與 3400mm 之間，平均為 2100mm，其中有 80% 發生在濕季（五月到九月）（葛錦昭等，1978）。濕季的降雨具有強度強，持續時間短的暴雨特性，尤其颱風期的暴雨，更有日降雨量 600mm 左右的紀錄。事實上，每小時 100mm 的強度並不稀奇。

月均溫介於 14.9 與 24.8°C 之間，月均溫為 20.6°C。平均月相對濕度變化小，介於 85.6 到 88.9% 之間，月平均相對濕度是 87.4%（圖二）。

蓮華池地區的森林覆蓋主要是常綠闊葉混生林，分類上稱為樟櫟林，主要樹種包括樟科殼斗科樹種（唐凱軍，未發表），屬於溫暖帶山地雨林（柳樞，1970），林內最老林木約有 170 年左右（洪富文等，1986）。優勢木有香桂（*Cinnamomum randaiense*），厚殼桂（*Cryptocarya chinensis*），臺灣黃杞（*Engelhardtia roxburghiana*），綠樟（*Meliosma squamulata*），火燒柯（*Castanopsis hystrix*）等。

蓮華池第三號集水區地形陡峭，平均坡度為 69%（葛錦昭等，1978）。由於地質的岩性（尤其是頁岩層）較弱，地形陡峭，因此地表沖刷極盛。故成土因素中，母質性狀與地形陡峭是兩項重要因素。

蓮華池地區的氣候雖然有乾濕季之分，但是以土壤水變域 (soil moisture regime) 而言（夏禹九等，1982），屬於美國土壤分類學中的潤變域 (udic moisture regime)。換言之，全年中任

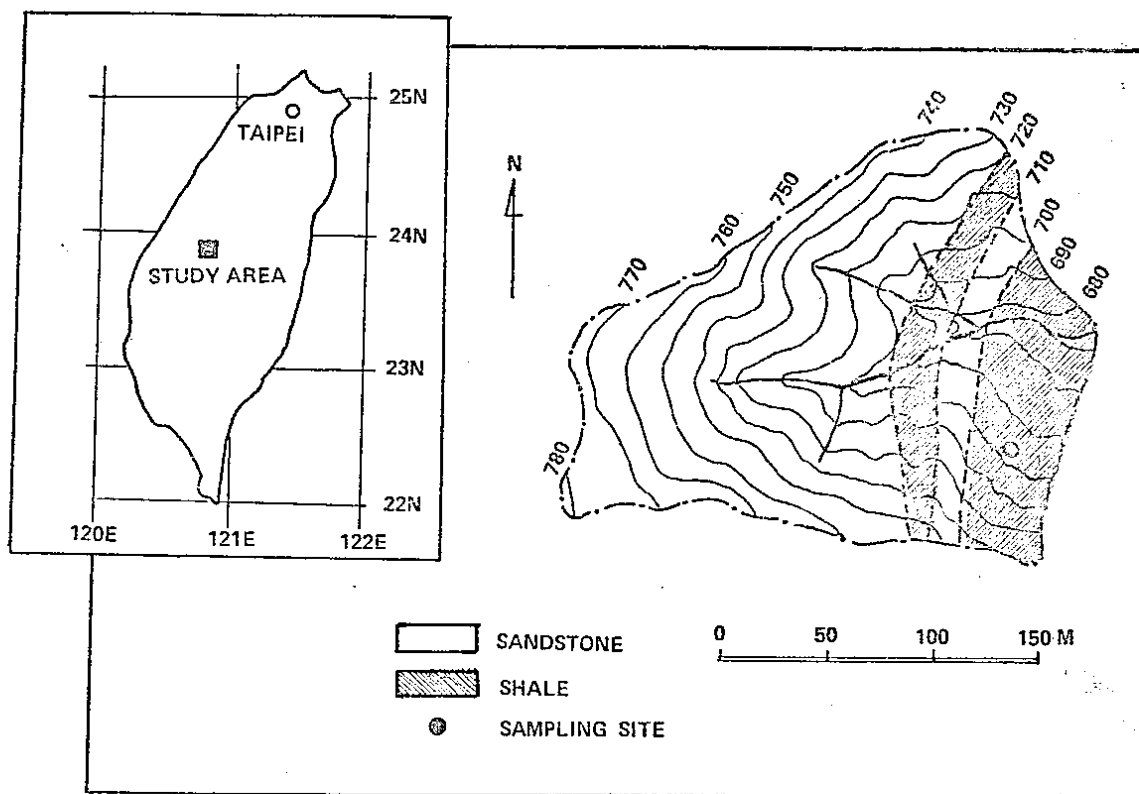


Fig. 1. Location, topographical map and bedrock geology of sampling site. (counter in 1 meters).

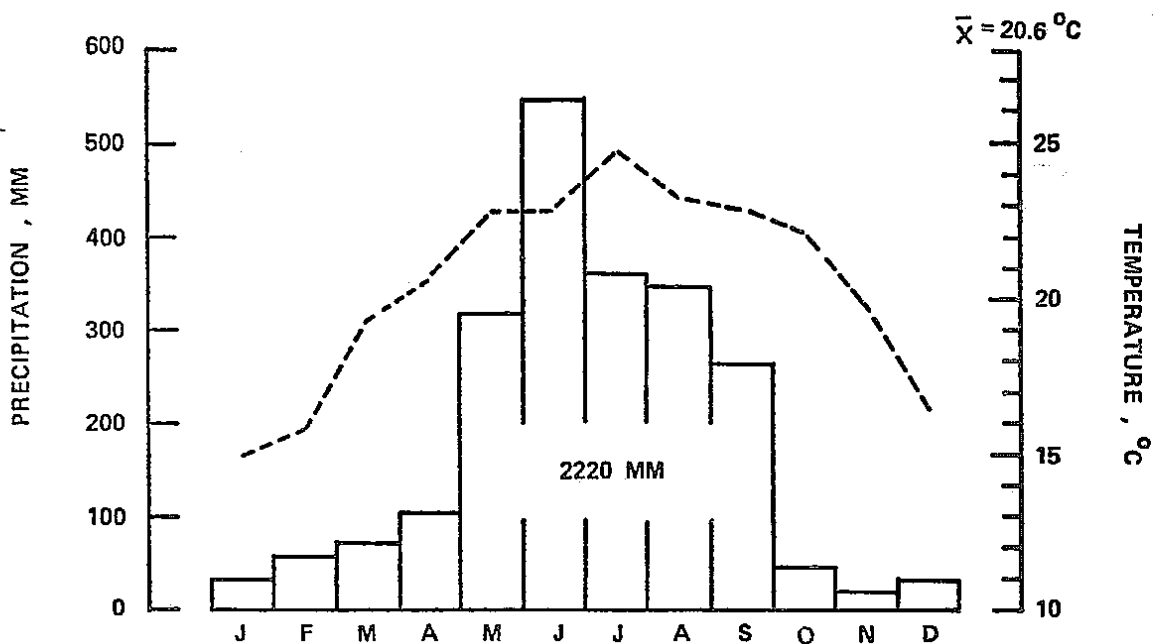


Fig. 2. Climate of Lien-hua-chi experimental watershed (20 years record).

何連續三個月的土壤都相當潤濕，土壤水不是植物生長的限制因素。

蓮華池地區的地溫，根據該地區的測候站資料顯示，屬於美國土壤分類學的暖變域 (thermic temperature regime)。即年平均地溫介於15~22°C 之間，剖面 50cm 處的夏冬平均溫差超過 5°C。

三、試驗方法與試料

就蓮華池試驗集水區第三號的 3.4 公頃內，用土鑽查勘，自砂岩母質與頁岩母質各選出代表性的土壤剖面各一，分別命名為土元 I (pedon I) 與土元 II (pedon II)。土壤剖面描述依美國土壤學 (Soil Survey Staff, 1975) 規定，並採用土壤學 (郭魁士, 1978) 的名詞，描述於次，並附上剖面照片二幀。

編號：土元 I

地點：南投縣，魚池鄉，臺灣省林業試驗所蓮華池分所第 3 號試驗集水區。

地形：東北向，坡度 60%，標高 695 公尺。

植生：常綠闊葉混生林 (樟櫟林)。

排水：中等。

母質：石英—雲母頁岩 (quartz-mica shale)

A1 0-10cm 黃紅色(7YR4/6) 粉黏土；弱，小團粒結構；結持度潤時易碎，濕時極黏及塑性極強；根羣繁密，發育自然；界面清晰平整。

A3 10-30cm 黃紅色(5YR5/8) 粉黏土；中度，小亞稜塊結構；根羣細小極少，發育自然；界面清晰平整。

Bw 30-50cm 黃紅色(5YR5/6) 粉黏土；結持度潤時堅，濕時極黏與塑性強；根羣細小極少，發育自然；界面清晰平整。

B31 50-110cm 黃紅色(5YR5/6) 粉黏壤土，夾

有頁岩碎片；弱度，小亞稜塊結構；結持度潤時極堅，濕時極黏，塑性極強；無根羣；60公分以下，散佈鐵結核；界面漸變，平整。

B32 110+cm 紅棕色(5YR4/4) 粉黏壤土，夾有頁岩塊；壁狀結構；結持度，潤時極堅，濕時極黏，塑性極強；無根分佈。

編號：土元 II

地點：同土元 I

地形：南向，60%坡度，標高 730 公尺。

排水：中等良好。

植生：同土元 I。

母質：石英砂岩 (quartz-sandstone)

A1 0-10cm 黃棕色(10YR5/4) 砂質壤土；細至中團粒結構；潤時易碎，濕時不黏，略帶塑性；根羣細小繁多，發育自然。

E1 10-40cm 淺黃棕色(10YR6/4) 砂質壤土；中等，亞稜塊結構；潤時易碎，濕時黏，具塑性；根羣少；界面清晰平滑。

E2 40-50cm 淺黃棕色(10YR6/4) 砂質壤土；弱，細小亞稜塊結構；潤時易碎，濕時黏性與具塑性；根羣細小；界面漸變，平滑。

Bt 50-80cm 棕黃色(10YR6/6) 砂質黏壤土，夾有稜礫石；弱，細小亞稜塊結構；潤時堅，濕時黏性與具塑性；根羣雖少，細粗皆有，發育自然；界面漸變，平滑。

B31 80-95cm 棕黃色(10YR6/8) 砂質黏壤土，夾有稜岩塊；無結構；潤時鬆散，濕時無黏性，無塑性；無根羣；界面漸變。



Fig. 3. Illustration of forest soil profile, Pedon I, derived from Tertiary Shales on 69% slope.



Fig. 4. Illustration of forest soil profile, Pedon II, derived from Tertiary sandstones.

B32 95+cm 棕黃色 (10YR6/8) 砂質壤土，夾有稜岩塊；無結構；潤時鬆散，濕時無黏性，無塑性；無根羣。

完成剖面描述之後，從下往上，自各診斷層收集複合土樣 (composite sample)，重約 2 公斤。土壤運回土壤實驗室，先行攤開氣乾再研磨以破壞團粒結構為度，並過篩 (2mm 篩孔)。在決定氣乾含水量後，進行下列各種分析。氣乾含水量用以計算所有分析結果的烘乾重表示法。除非特別註明，否則所有分析方法，均參照 McKeague (1978) 的分析手冊進行分析。

土壤酸鹼度用 0.01M CaCl₂, H₂O 及 INKCl 溶液 (Hunter, 1975)；有機碳用 LECO 碳分析儀 (Leco Carbon Analyzer)；萃取性 Al, Fe, Mn 分別用 dithionite-citrate, acid ammonium oxalate 及 Sodium pyrophosphate 溶液萃取；滴定酸 titratable acidity 用 INKCl 溶液萃取後滴定 (Hunter, 1975)；置換鹽基及置換 Al 用中性 INNH₄OAc 溶液萃取，用原子吸收光譜儀測定；粒徑分析採用吸管法 (pipette method)。

陽離子置換量用置換鹽基量與滴定酸之和計算而得；鹽基飽和度為置換鹽基除陽離子置換量之商，用百分率表示之。

黏土礦物分析是將土樣與 30% H₂O₂ 作用，移除有機物後再用 bicarbonate-citrate 緩衝液洗去氧化鐵等膠性物質。爾後用篩濾法分離出砂粒。黏粒 (<2 μ) 與粉粒 (50—2 μ) 用重力沉降作用分離。分離而得之黏粒在超離心機下收集，用冷凍乾燥後備用。冷凍乾燥的黏粒，分別用 INMgCl₂ 或 INKCl 溶液飽和，然後分別數次離心處理及與 H₂O 與乙醇混合溶液洗滌，洗除 Cl⁻ 離子。粉粒用水調和，敷抹於載玻片上 (Sayegh et. al., 1965)；已風化的頁岩與砂岩等母質，研成粉末 (>50 μ)，用水調和，敷抹於載玻片。所有的黏粒

，粉粒，風化母質粉末皆用「敷抹法 (smear-on-paste technique)」製作成順向樣品 (Oriented sample)，供 X—射線繞射測定黏土礦物種類 (Theisen 與 Harward, 1960)。X—射線繞射儀 (Norelco diffractometer) 裝有鐵過濾片及鈷射線。

四、試驗結果

剖面形態

田間調查時，土元 I 最大的特徵是沒有明顯的診斷層 (diagnostic horizon) 在 110cm 以內的整個剖面的土色，質地及結持度極為相似。土色的色彩 (hue) 相同，均為 5YR；色值 (value) 變化幅度小 (4 到 5)；色度 (chroma) 介於 6 至 8 之間，色度較亮。質地含黏粒多 (表 1)，濕時黏性便強，可塑性高。雖然整個剖面的特徵均極相似，惟自 50cm 以下開始緊實 (compaction)。此緊實作用是似乎是受了散生的鐵—錳結核 (Fe-Mn concretions) 的緣故。

實驗室分析結果 (表二) 顯示土元 I 的鹽基飽和度不到 10% (NH₄OAc 及 NaCl)；A 層的有機碳高於 1%。因此，土元 I 的 A 層是屬於黑瘠 (umbric; 張仲民, 1984) 層。如果仔細分辨 30-50cm 的土層，發覺此層的色度比上層略弱；自由氧化鐵 (free iron oxides) (表四) 比上下層亦略少，因而屬於變遷 (Cambic, 張仲民, 1984) 層。

土元 II 是育自砂岩母質的土壤，其剖面形態上多處與土元 I 有別。土元 II 的土層分化比土元 I 清晰。

育自砂岩的土元 II 的土色 (10YR) 比育自頁岩者黃，而且其色度變幅也較大，近表土者幾近 4 而 95cm 處已為 8。根據剖面的質地與土色的變異情形，10~50cm 深處的土層應屬於淡色 (ochric, 張仲民, 1984) 層。50~80cm 深處的土層，有黏粒聚積的現象 (表 1)，符合粘聚 (argillic) 層的標準，故應為粘聚層 (argillic horizon)。

Table 1: Particle size distribution of fine earth fraction.

Horizon	Depth cm	Sand, % 2000-50 μ	Silt, %				clya <2 μ
			50 20 μ	20 5 μ	5-2 μ	total	
Pedon I							
A1	0-10	10.7	19.2	20.0	6.8	46.0	43.3
A3	10-30	9.6	20.7	18.1	7.1	45.9	44.5
Bw	30-50	8.6	14.5	21.9	8.9	45.3	46.1
B31	50-110	14.1	15.0	18.7	8.9	42.6	43.3
B32	110-130	9.9	19.0	24.3	10.6	53.9	36.2
Pedon II							
A1	0-10	59.8	11.4	10.1	3.4	24.9	15.4
E1	10-40	61.8	8.1	9.6	3.3	21.0	19.2
E2	40-50	64.4	5.9	8.3	3.4	17.6	18.1
Bt	50-80	59.1	5.7	7.1	2.1	14.8	25.9
B31	80-95	64.6	4.0	8.9	2.2	15.1	20.3
B32	95+	69.5	0.2	7.8	3.8	11.8	18.7

Table 2: Extractable Cations, Cation Exchange Capacity and Base Saturation of Pedon I and Pedon II.

Horizon	Depth cm	1N Neutral NH ₄ OAc							2N NaCl							
		Ca	Mg	K	Na	Al	CEC	BS	Ca	Mg	K	Al	CEC	BC		
	meq/100g.....							%	meq/100g.....					
Pedon I																
A1	0-10	0.1	0.4	0.2	0.1	1.0	10.5	9.5	t*	0.3	0.1	5.9	9.9	4.0		
A3	10-30	0.1	0.2	0.2	t	1.1	10.2	3.9	t	0.1	0.1	7.9	9.6	2.1		
Bw	30-50	0.1	0.1	0.2	t	1.5	11.4	3.6	t	0.1	0.1	8.9	11.2	1.8		
B31	50-110	0.1	0.1	0.2	t	2.5	11.6	3.6	t	0.1	t	7.3	11.3	0.8		
B32	110-130	0.2	0.1	0.4	t	3.4	12.2	5.8	t	0.1	0.1	7.9	11.7	1.7		
Pedon II																
A1	0-10	0.1	0.1	0.2	t	6.1	6.3	6.5	t	0.1	0.1	6.4	6.1	3.1		
E1	10-40	0.1	0.1	0.1	t	1.4	4.3	6.9	t	t	0.1	3.1	4.0	2.5		
E2	40-50	0.1	t	0.1	t	1.2	3.1	6.5	t	t	0.1	3.2	3.1	3.2		
Bt	50-80	0.1	t	0.1	t	3.0	3.3	6.1	t	t	0.1	3.4	3.3	3.0		
B31	80-95	t	t	0.1	t	2.6	2.6	3.8	t	t	0.3	2.7	2.9	10.7		
B32	95+	t	t	0.1	t	3.1	2.7	3.7	t	t	0.3	2.7	2.9	10.3		

t indicates trace amount.

Table 3: Reactions, Organic Carbon and Total Nitrogen Contents and Titratable Acidity of Pedon I and Pedon II.

Horizon	Depth cm	pH			Organic C %	Total N %	Titratable Acidity meq/100g
		H ₂ O	KCl	CaCl ₂			
Pedon I							
A1	0-10	4.2	4.1	4.0	1.73	0.18	9.5
A3	10-30	4.3	4.2	4.1	1.14	0.03	9.8
Bw	30-50	4.3	4.2	4.1	0.81	0.09	11.1
B31	50-110	4.6	4.3	4.2	0.39	0.03	11.1
B32	110-120	5.0	4.3	4.2	0.31	0.02	11.5
Pedon II							
A1	0-10	4.4	4.2	4.0	1.58	0.10	5.9
E1	10-40	4.6	4.4	4.2	0.60	0.01	3.9
E2	40-50	4.6	4.5	4.4	0.27	t*	3.0
Bt	50-80	4.7	4.5	4.3	0.38	t	3.2
B31	80-95	4.8	4.5	4.3	0.33	t	2.6
B32	95+	4.8	4.5	4.3	0.15	t	2.6

*t indicates trace amount.

Table 4: Amounts of Iron, Aluminum and Manganese Extracted by Various Reagents.

Horizon	Depth cm	Dithionite-Citrate			Ammonium Oxalate			Na-Pyrophosphate			Fe** Activity Ratio
		Fe %	Al %	Mn ppm	Fe %	Al %	Mn ppm	Fe %	Al %	Mn ppm	
Pedon I											
A1	0-10	1.9	0.2	30	0.8	0.3	21	0.6	0.4	21	0.42
A3	10-30	2.2	0.2	19	0.7	0.3	22	0.6	0.2	22	0.32
Bw	30-50	2.0	0.3	16	0.8	0.3	17	0.4	0.3	11	0.40
B31	50-110	2.5	0.3	46	0.5	0.2	57	0.2	0.2	21	0.20
B32	110-130	1.9	0.3	26	0.1	0.2	23	0.1	0.2	16	0.05
Pedon II											
A1	0-10	0.2	0.1	t*	0.3	0.1	4	0.1	t	t	—
E1	10-40	0.2	0.1	t	0.3	0.1	t	0.2	t	t	—
E2	40-50	0.2	0.1	t	0.3	0.1	t	0.2	0.2	t	—
Bt	50-80	0.3	0.2	t	0.3	0.1	4	0.3	0.1	10	—
B31	80-95	0.2	0.1	t	0.2	0.1	4	0.2	t	10	—
B32	95+	0.2	0.1	t	0.3	0.1	4	0.1	t	10	—

* t indicates trace amount

** ratio of iron concentration extracted by ammonium oxalate to by dithionite-citrate.

物理與化學性質

根據表一所示，土元 I 在 50cm 以內的土壤含有黏粒 43—46%；粉粒 45—46%。黏粒百分率雖然有一些變異，惟大致上黏粒到底層變少而粉粒隨深度漸增。

土元 II 的粒徑分佈主要是砂粒（表一）。砂粒百分率（除 Bt 外）大致隨深度而增加，在 95cm 處已是 70% 砂粒。黏粒亦隨深度增加，惟至 80cm 時方開始減少。黏粒在 50—80cm 之間，含量達高峯。這可能算是黏粒移動 (lessivage) 的一項證據。

兩土元的土壤反應 (soil reaction) 在 H_2O 中測定時從極強酸性 (pH 4.5 至 5.0) 到極酸性 (pH < 4.4) 之間 (表三)，並顯示無論那種土元及無論何種方法測定的 pH 值，皆相當靠近，加上由滴定酸 (Titratable acidity) 的數值上看來，兩土元的酸度 (reserve acidity) 很高。兩土元的酸度隨剖面深度略逐漸的稍為降低。

兩土元表層的有機物含量較高，但是到了土心便急速下降。總氮量的垂直分佈一如有機物，惟土元 II 的心土 (40cm 以下) 含總氮量極微 (表三)。

所有土樣的置換鹽基 (exchangeable bases) 均極低 (表二)，每層的總置換鹽基量均少於 1 meq/100g，此酸性土壤的置換性陽離子主要是鋁。土元 I 每層的滴定酸度 (titratable acidity) 相差極微，表土層為 9.5 meq/100g，至 130cm 處時為 11.5 meq/100g。土元 II 的滴定酸度從表土的 5.9 meq/100g 降至土心的 2.6 meq/100g (表三)。

表四顯示三種還原劑 (dithionite, oxalate 與 pyrophosphate) 萃取鐵與錳的量變化相當的大，但是萃取鋁的量都很低。自土元 I 剖面，用 Dithionite-citrate 溶液萃取的鐵量變異不大，介乎 1.9 到 2.5% 之間。用 Acid ammonium oxalate 溶液萃取的鐵次之，從表層的 0.8% 降到 130cm 處的 0.1%。至於 Na-pyrophosphate 溶液萃取的鐵量最低，最高不過 0.6% 三種還原劑所

萃取的鋁量皆不超過 0.4%。

土元 I 的含錳量，經過 dithionite-citrate 溶液萃取之後，結果顯示 (表四)，50cm 以內的錳量大致相近，惟在 50—110cm 的錳量增加 2~3 倍之多，再往下又回復到與表土相近的濃度 3。這種錳的垂直分佈型，用 acid ammonium oxalate 溶液萃取時，更顯得明顯突出。至於 Na-pyrophosphate 溶液萃取的錳，濃度低，變幅小。

土元 II 剖面被萃取的鐵，鋁與錳，不論採用何種還原劑，結果都是很低。

黏土礦物分析

經過 X 一射線繞射分析的結果，同一剖面的各層土壤，其黏粒部分的礦物種類極其相似。因此，本文僅列出 A，B 層的繞射圖 (diffractogram) 以為代表。

自圖五至圖八的繞射圖中顯示，Mg-25°C 處理有三明顯的尖峰 (10, 5, 3.34A°)，二個次顯明的尖峰 (14.0, 7.1A°) 及一個極小的尖峰 (4.25 A°)。這說明可能分別是水雲母 (hydromica) 蛭石 (vermiculite) 及石英 (quartz)。還有，在 14.0A° 與 10.0A° 之間有連續寬肩 (broad shoulders)，此寬肩因 K-25°C 及 K-54°C 處理後消失，說明 14.0A° 崩解為 10.0A°，亦即 14.0A° 與 10.0A° 的寬肩代表的黏土礦物是水雲母與蛭石的間層礦物 (interstratified hydromica-vermiculite minerals)。

兩土元的表土粉粒的礦物種類與黏粒的相同外，尚顯示有微量的長石 (feldspars) 或綠泥石 (chlorite) (圖九、十)。粉粒的礦物種類中，與黏粒的礦物種類最大的差別還是前者有明顯的 4.25A° 尖峰 (即含石英)，此為後者所無 (圖五至八)。

為了明瞭黏土礦是土壤化育的 (pedogenic) 還是承襲 (inherent) 風化母質的結果，便得再參照圖九與圖十的繞射圖。該圖顯示土元 I 的母岩 (風化的頁岩) 已含有間層水雲母—蛭石，但是主要

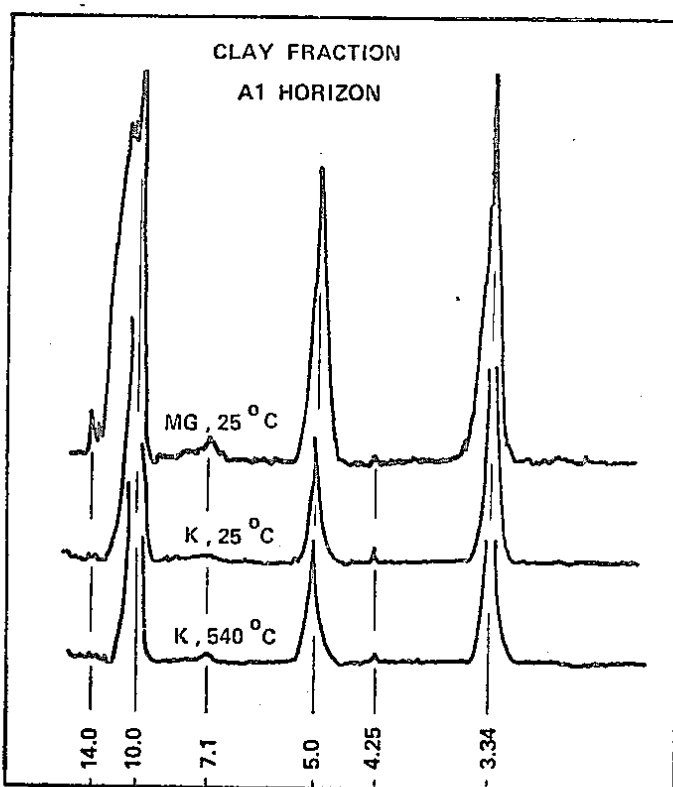


Fig. 5. X-ray diffraction patterns of the clay fraction from A1 horizon (0-10cm) of Pedon I (units in Angstroms).

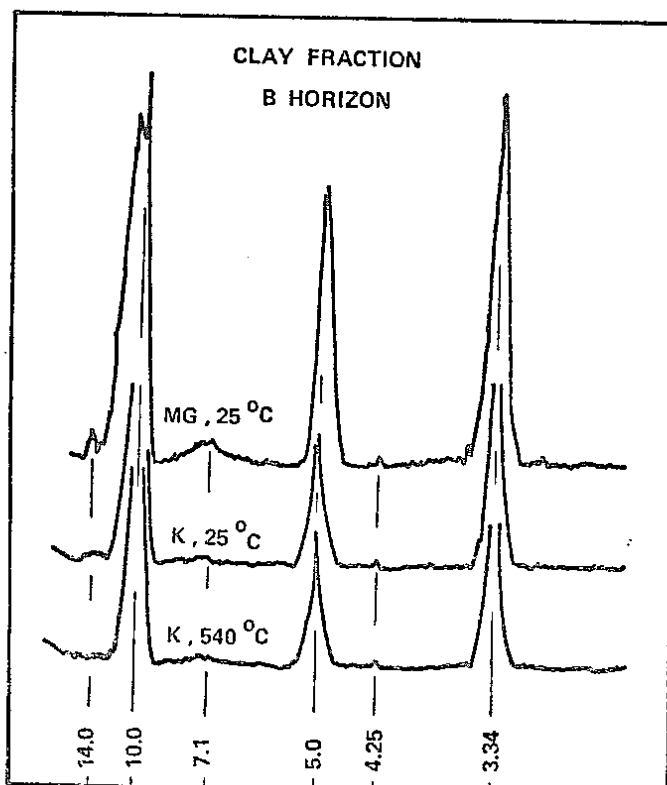


Fig. 6. X-ray diffraction patterns of the clay fraction from B horizon (50-60cm) of Pedon I (units in Angstroms).

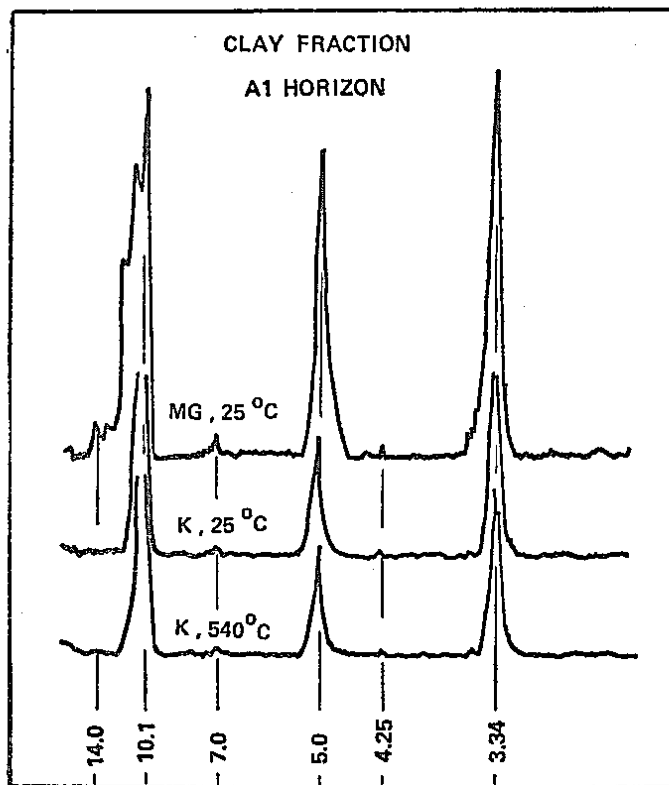


Fig. 7. X-ray diffraction patterns of the clay fraction from A1 horizon (0-10cm) of Pedon II (units in Angstroms).

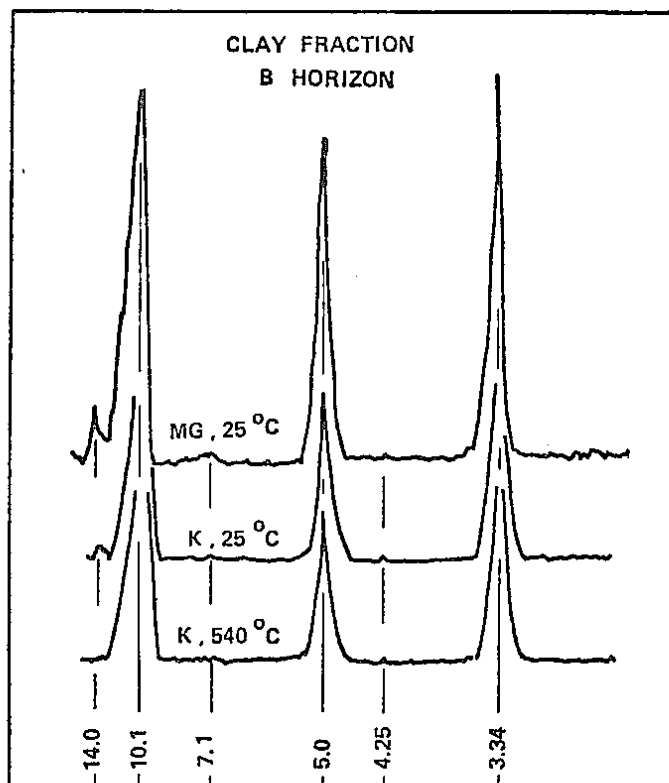


Fig. 8. X-ray diffraction patterns of the clay fraction of B horizon (50-60cm) of Pedon II (units in Angstroms).

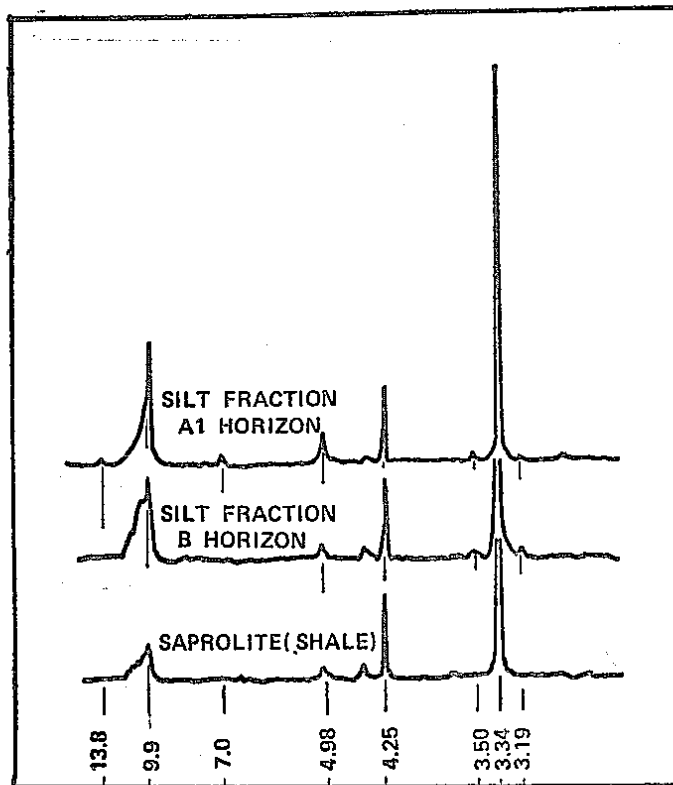


Fig. 9. X-ray diffraction patterns of the silt fraction ($50-2\mu$) from surface and subsoil, and powdered parent material (shale) of Pedon I (units in Angstroms).

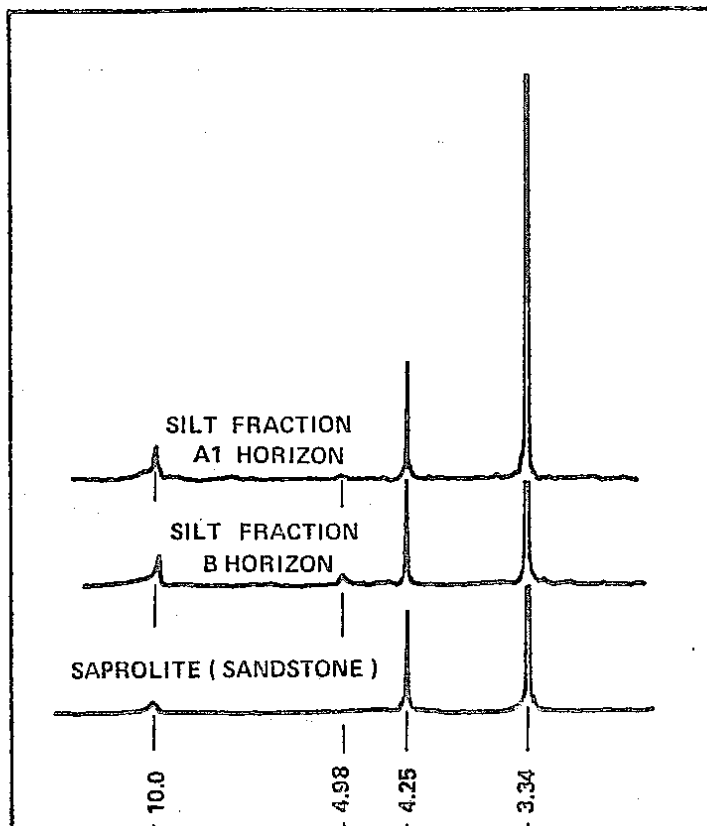


Fig. 10. X-ray diffraction patterns of the silt fraction ($50-2\mu$) from surface and subsoils, and powdered parent material (sandstone) of Pedon II (units in Angstroms).

還是石英(圖九)。土元II的母岩(風化的砂岩)含有的礦物種類與土元I的母岩相同,惟所含的間層水雲母—蛭石的含量較少(圖十)

五、討 論

長久以來,一致公認土壤是(1)母質,(2)氣候,(3)生物(尤其是原生植生),地形及(5)時間等五大因素綜合作用下的產物(Foth, 1984)。在局部地區內,如果氣候,生物與時間相似,那麼地形與母質便成為左右該地區土壤化育的最重要因子了。母質對土壤性質影響最明顯的時期是在幼齡的土壤。對「年輕」的土壤而言,凡是地景不穩及冲刷速率大的地區,土壤化育的「時間」因素便相對的算是

短暫的。

本研究的土壤是發育自砂岩與頁岩互層的沈積岩(何春燕, 1975)。這種沈積岩對該地區土壤性質的影響程度亦一覽無遺。例如土元I育自頁岩,其黏粒含量因深度而異,介於36與46%之間而粉粒介於43與53%之間,但是,土元II育自砂岩,含砂量約在60~70%之間(表一)。母質類型不但直接影響土壤的質地粗細,也間接影響土壤的孔隙度持水量及淋溶的速率與深度等。

蓮華池地區土壤的反應極酸的原因也因為是酸性母質及母質的鹽基量低的緣故(圖十一)。土元I與土元II的置換性鋁是主要的置換性陽離子而置換性鎂分別佔陽離子置換位(cation exchange

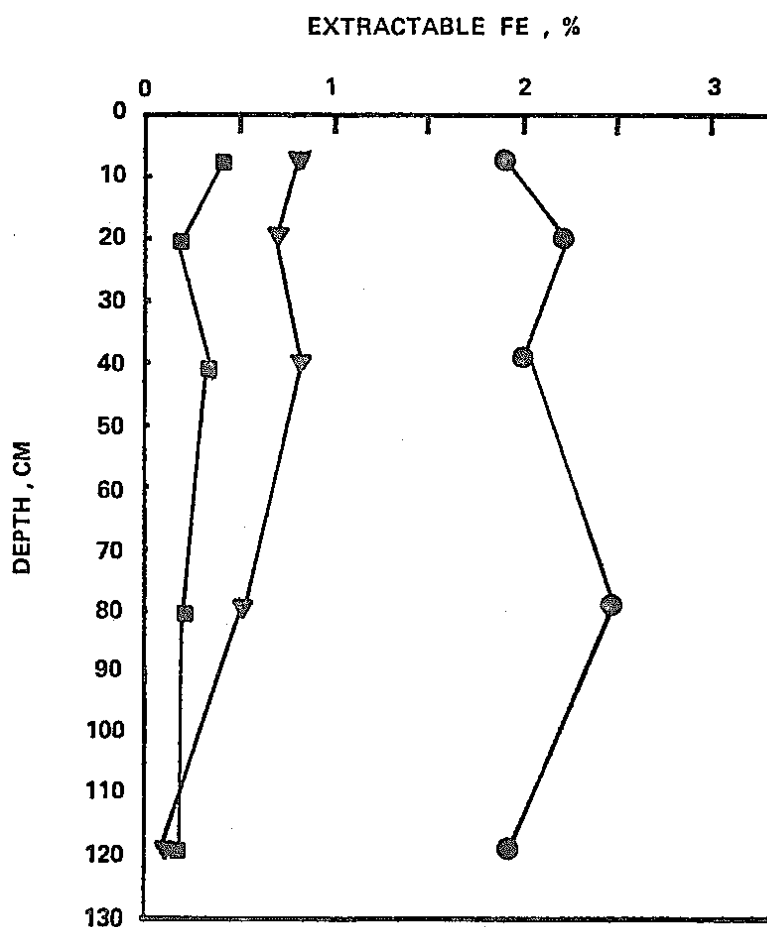


Fig. 11. Amounts of dithionite-citrate- \bar{c} (—●—), acid ammonium oxalate- \bar{c} (—▼—) and sodium-pyrophosphate- \bar{c} (—■—) extractable iron from Pedon I profile.

sites) 的60~70%與幾乎100% (表二)。許多研究指出，育自貧鹽基母質的極育土 (Ultisols)，往往具有酸度強，鹽基量低及鋁飽和度高的特性 (Gamble and Daniels, 1974; Soil Survey Staff, 1975)。

一般將土壤的自由鐵 (free iron) 分為三種成分：(1)晶體氧化物 (crystalline oxides) 主要包括針鐵礦 (goethite) 與赤鐵礦 (hematite)；(2)無定形水化氧化物 (amorphous hydrous oxides)；(3)有機結合鐵 (organic-bound iron) (Schwertmann and Taylor, 1977)。第一種還原劑 (dithionite-citrate) 最強，能溶解上述3種形態的自由鐵；第二種還原劑 (oxalate)

次強，只能溶解後兩種狀態的自由鐵，第三種還原劑 (pyrophosphate) 只能溶解最後一種自由鐵 (McKeague et. al., 1971)。

根據圖十二所示，三種還原劑自土元 I 中萃取的自由鐵量各不相同；第一種還原劑溶解量遠超過其他兩種，這說明了土元 I 的游離鐵主要是細晶體氧化物 (finely divided crystalline oxides)，即為針鐵礦與赤鐵礦。Bigham et. al., (1978) 認為這種礦物正是土壤顏色的一種主要來源。Schwertmann 與 Fisher (1973) 以鐵活性比 (Fe activity ratio)，即第一種游離鐵量除第二種自由鐵量的商，表示土壤剖面洗入與洗出作用 (eluvial-illuvial process) 的強弱。

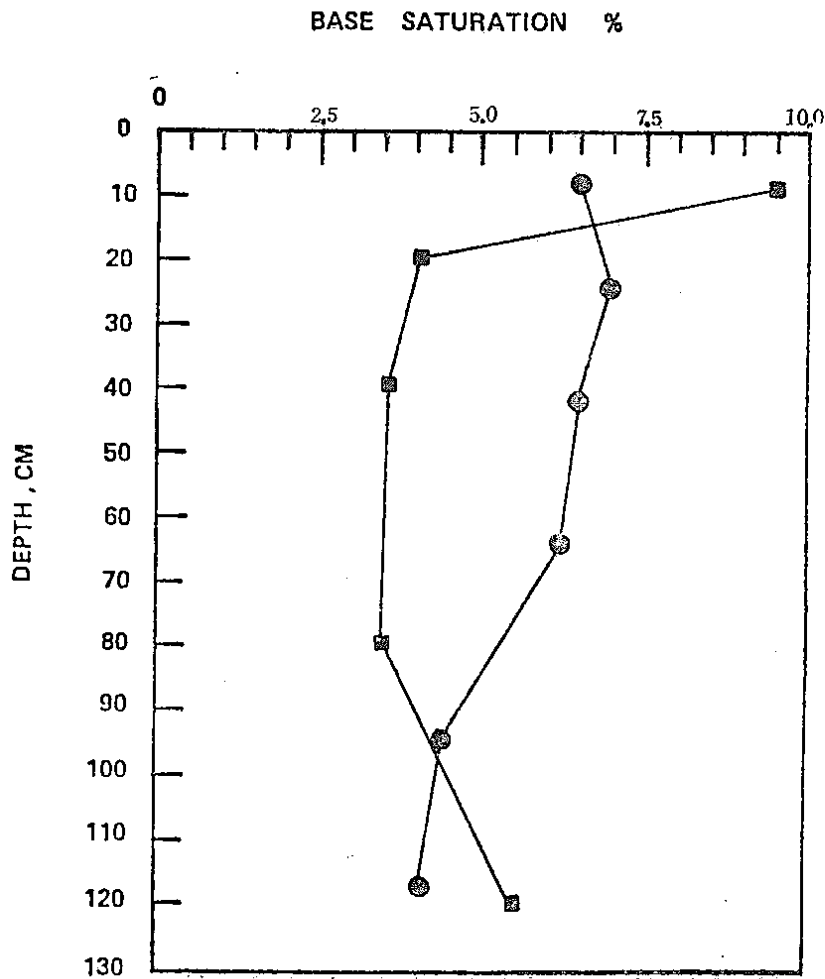


Fig. 12. Changes of base saturation (1N neutral NH₄OAc method) with depth of Pedon I (—●—) and Pedon II (—■—).

根據圖十三的分佈情形，不論審視何種自由態鐵的垂直分布或鐵活性比的垂直變化，皆無洗入與洗出作用的象徵。表土鐵活性比較高可能是受了表土有機物多的影響（圖十三）。有機物有阻止鐵氧化物變成晶體氧化鐵的可能（Blume與Schwertmann, 1969）。土元 I 剖面的有機物及黏粒的垂直分佈亦足以證明該土壤的垂直輸送作用（vertical translocation）微弱（圖十三與表三）。

自土元 I 剖面 50-110cm 處，溶解於第一、二種還原劑的錳量高於其上下處的土壤（表四）。而 50-110cm 處的土壤正是散佈着鐵-錳結核 (Fe-Mn concretions) 的位置。該處的氧化錳業已用 H_2O_2 溶液測試得到證實。Brewer et. al. (1973) 研究

多種鐵-錳磐 (Fe-Mn Pans) 的結果發現兩者聚集處顯著的分散，換言之，錳-鐵磐分析的結果，錳或鐵單獨存在，不常混合發生。這種發現可能屬實，因為土元 I 的結核有些可與 H_2O_2 作用，有些則否。

鐵錳結核的形成機制迄今未明。Blume 與 Schwertmann (1968) 研究棕色森林土 (Brown Forest Soils) B 層內的錳結核時，認為是從向轉送的結果。McKeague et. al. (1968) 却認為鐵-錳磐 (Fe-Mn Pans) 的形成與灰化作用 (podzolization) 的過程類似，故認為其與有機-金屬複合物 (organo-metal complexes) 的垂直轉送過程有關。上述的各種解釋，事實上似乎與土元 I

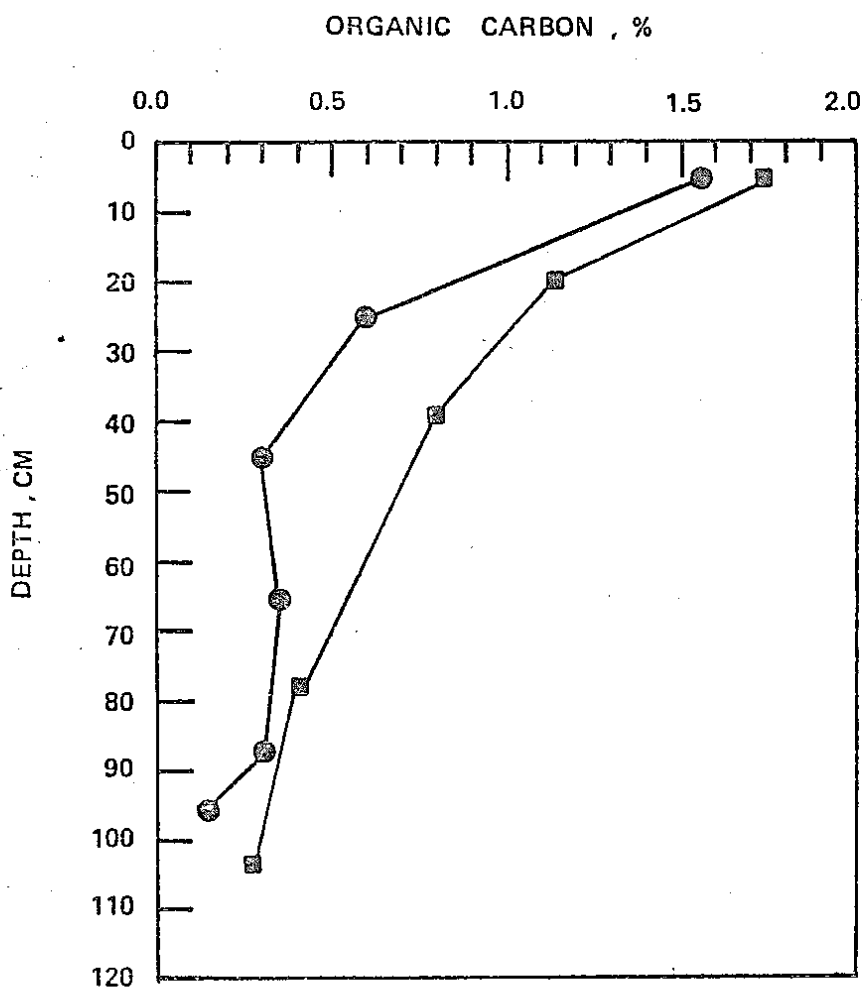


Fig. 13. Vertical distribution of organic carbon content of Pedon I () and Pedon II ().

剖面的觀察不合。土元 I 內發生鐵-錳結核的深度介於 50-110cm 之間，而此段深度正是每年乾濕交替或氧化還原作用最活性的區域。根據 Marshall (1977) 的解釋，結核形成之處，先必要有 $Fe(OH)_3$ 或 MnO_2 存在。此後，該處氧化與還原作用交替循環的結果，結核才逐漸雛形。換言之，先要有供形成結核的核心才行。土元 I 剖面內的結核分佈與鐵磐不同，是不連續的塊狀分佈，因此，還原氧化作用的地區亦可能是局部微環境的問題。

以礦物性質而言，兩土元的土壤礦物組成都相當單純。風化砂岩與頁岩主要由石英組成，雜有少量的以雲母為主的間層水雲母-蛭石，但是頁岩還有微量的長石（圖七）兩土元皆無高嶺石(kaolinite) 或蒙脫石(smectite)。既然未成土壤的母岩已含有表土及心土的黏粒成分的黏土礦物，可見在蓮華池地區的這二土元剖面，以黏土礦物的種類看來，相當年輕。

另外，兩土元的黏粒成分的黏土礦物含有大量的間層水雲母與蛭石，這種黏土礦物屬於可風化礦物(weatherable minerals)，因之，是年輕土壤的另一證明(soil survey staff, 1975)。

坩粒含有大量的石英，但是黏粒幾乎無石英存在，這種原因或許是黏土粒子細小，因而表面積增加，如此則提升石英的溶解度，故黏粒內不包石英是可以理解的。黏粒中雲母比較穩定，因為雲母晶體結構中的二氧化矽與三氧化二鋁層(silica-alumina layer) 是相當穩定的構造(Buol et. al., 1980)。

綜上所述，土元 I 以分類上所需的條件而言，具有變遷診斷層 B 層(cambic diagnostic B horizon)，因之屬於弱育土綱(Inceptisol)，具有淡色披覆層(orchric epipedon)，故屬於淡色亞綱(orchric suborder) 的深色弱育土(Ochrepts)。控制剖面復又缺乏如脆盤(dragipan) 堅磐(duripan) 等診斷層，其土壤水髮域屬於潤(udic)，鹽基飽和度低，故屬於瘠淡弱育土(

Dystrochrept) 大土類。該土壤的排水尚屬自由；無黏聚層(argillic horizon)；有機碳隨深度銳減(圖十三)，至 1.3m 時 0.3%，故屬於正亞土類(Typic Suborder)。

土族(soil family) 之分類原則仍是土地經營或利用下所能影響的土壤物理與化學性質，因之凡土地利用後，其物理與化學性質發生類似反應者，歸於同一土族(Soil Survey Staff, 1975) 土壤物理與化學性質包括耕耘層以下，生物活動旺盛處的土壤粒徑分佈，同深度的礦物性質，土溫，土深，坡度，結持度等等。以土元 I 而言，其土壤粒徑介於 35-59% 之間，故屬於「細級(fine class)」。根據圖五與六，黏粒的主要礦物是間層水雲母-蛭石類，故應屬於伊萊石(illitic) 級。

美國土壤分類學(Soil Survey Staff, 1975) 的土溫等級分為八級，其中暖(thermic) 級的年均土溫介於 15 到 22°C 之間，正適合蓮華池的土溫的範圍。

根據上述分析，發育自頁岩的蓮華池第三號集水區的土壤屬於“Typic Dystrochrept, fine, illitic, thermic”，以上分類僅止於土族(soil family) 為止。美國土壤分類的最低綱目是土系(series)，然而此與農業上土地利用之關係較為密切，以森林土壤而言，本文不擬再分類至土系的細目。

土元 II 是在與土元 I 相距不過 100 公尺左右的同一集水區內，但是發育自砂岩母質。根據土壤剖面形態，及粒徑分析結果，黏粒隨深度增加，到 50-80cm 呈最高峰，(表一) 再往下依次下降。根據美國土壤分類學對黏聚層(argillic horizon) 的定義之一是：洗出層的黏粒百分率若在 15~40% 之間，而且黏聚層的黏粒量與洗出層的黏粒量的比高於 1.2 時，方符合黏聚層的標準。而土元 II 的洗出層(10-50cm) 含黏粒量正介於 15~40% 之間；洗入層與洗出層的黏粒量比較為 1.4，亦超過 1.2，故介

於50-80cm間的土層符合黏聚診斷層。再根據表四之顯示，沒有明顯的自由鐵及圖十三之顯示亦沒有機物的洗入現象。因之無明顯的灰化作用(podzolization)。土元 II 是強酸性(表一)，鹽基飽和度不超過10% (表二)，有機物隨剖面深度銳減(圖十三)，具有黏聚診斷層(argillic diagnosic horizon)，因之在美國土壤分類學 (Soil Survey Staff, 1975) 上屬於極育土 (Ultisols) 土綱。

極育土綱下依剖面的乾濕度及有機物的含量復分為五個亞綱。土元 II 的排水良好(well-drained) 是潤水分變域 (udic moisture regime)，有機物含量低(表一)，故可歸類為潤極育土 (udults) 亞綱。綜觀剖面內沒有脆磐 (fragipan)，沒有銹斑層 (plithite layer)，土溫變域 (soil temperature regime) 與土元 I 同，皆為暖 (thermic)。故此育自砂岩的土壤屬於簡極育土大土類 (Hapludlts)。若再繼續往較低級綱目分類簡極育土，則發現因排水良好，故無銹斑 (mottles) 存在，黏聚層 (Bt) 厚度超過 25cm (表三)，無強度脹縮性黏土礦物，因之，是屬於正簡極育土 (Typic Hapludults)。

如土元 I 所述，土族分類上主要求要視質地級，礦物級及土溫級而定。正簡極育土的質地，若以細土部分 (fine earth fraction) 而言(表一)，是屬於細壤土 (fine-loamy) 級，但是加上粗層部分 (coarse fragment)，便應屬於粗壤土 (coarse loamy) 級。黏粒的主要礦物是石英(圖七、八)，故礦物級是屬於硅質 (silicious) 級。土溫與土元 I 同，均屬暖 (thermic) 級。因此，育自蓮華池分所試驗集水區砂岩的森林土壤，在美國分類上屬於 "Typic Hapludult, coarse-loamy, silicious, thermic"。

在一個小小的集水區 (3.4 公頃) 內，經過仔細的土壤剖面分析結果，發育自頁岩者是淡瘠弱 (

Dystrochrept) 而發育自砂岩者為簡極育土 (Hapludult)，前者屬於弱育土綱，後者屬於極育土綱。但是兩者其他的成土因子(暖潤氣候，陡峻坡度，潤葉林植生) 相似，惟母質相異及可能時間上亦有差別。在發育上，弱育土的診斷層不明顯，化育程度弱，而極育土有明顯的 30cm 厚黏聚層 (Bt)。

弱育土缺乏黏聚層的原因尚不清楚，但是根據田野剖面觀察及實驗室的分析或可找到若干解釋方向。

育自頁岩的土壤質地較細。黏重土壤的滲漏性一般較小，導水度亦較粗質地者低。加上如果含有機質少，結構差時，上述現象更見明顯。土元 I (弱育土) 的剖面，在 60cm 以下開始突然變堅實，因此在雨季期間，幾達飽和水狀態。如此，缺乏有效孔隙及堅實心土的影響，可能限制了機械淋洗作用 (lessivage) 的進行，黏粒無法轉移到 B 層，因而沒有可茲辨識的黏聚診斷層了。陡急坡地(本剖面所在的地形為平均 69% 坡面) 及溫暖潤濕的氣候下，可能有利表土沖蝕及可能誘發地表蠕動 (surface creeping)。

頁岩地質帶的沖蝕向來被認為是很嚴重的 (Blatt et. al., 1972)。他們認為即使是較平緩地形的頁岩地質帶其中沖蝕率可能高過山岳地形的砂岩地質帶。除了沖蝕旺盛之外土壤蠕動潛在性也較高。陡坡地帶的黏重土與砂質土比較，前者的塑性限度 (plastic limits) 較後者高，地景也較不穩定。明顯的乾濕季交替現象，毫無疑問對當地的土壤水變域 (soil moisture regime)，造成某程度的影響。換言之，極可能引發無法目測的土壤蠕動作用。然而此處所推論的土壤蠕動，到目前為止仍處在臆測之內，雖然田野觀察林木根株彎曲的樹形，足以部分支持這種推測。在此生育地的弱育土，似乎與其環境達到某種平衡，除非環境改變或地景穩定性增加，否則此弱育土不易化育成較成熟的土壤剖面。

前面曾經提起，同集水區內育自砂岩的極育土，其剖面形態及理化性質與育自頁岩者差別極大。極育土比弱育土成熟。極育土剖面有 E 層及 Bt 層。此砂質壤土含砂粒 60~70% 之間，陽離子置換量低，故可能有助於機械淋洗作用 (lessivage) 及淋失作用 (leaching) 的進行。前者促使黏粒等下移，後者使鹽基淋失剖面之外。Sanchez (1976) 指出，有效性的陽離子置換量不得低於 4meq/100g 才能阻止大部份陽離子的淋失作用。表二所示的資料顯示，極育土的陽離子置換量遠低於 Sanchez (1976) 所設定的下限。

試驗地的土壤既然酸性強，鹽基量又極少，有機物與總氮量也低，置換性鋁極高（土壤的磷固定量可能因而提高），所以土壤的固有肥力應該很低。然而該地區的天然闊葉林生長良好，土地生產力似乎不算低，那可能是林木——林地間的生物地質化學循環系統 (biochemical cycling) 效率相當高。地表 30~40cm 的表土所含有機物較高，此可能是林木生長的主要植物營養庫 (nutrient pool)。

六、參考文獻

- 王鴻淇，民國七十五年，土壤系統分類命名與議。土壤肥料通訊。8:125-128。
- 何春霖，民國六十四年，臺灣地質概論。中華民國經農部印行。共153頁。
- 陳春泉，民國六十五年，美國土壤新分類法在臺灣之試用及美國土壤新分類之土壤名稱試譯。土壤肥料通訊。309: 1481-1485; 310:1489。
- 張仲民，民國七十三年，土壤分類學上冊，國立編譯館出版。
- 沈昆禧，民國六十九年，臺灣森林土壤圖說明書。共12頁。附有臺灣省森林土壤圖。臺灣省林務局印行。
- 林天良，民國六十六年，建立本省森林土壤分類體系之調查研究報告。共五十七頁。臺灣省林務局印行。
- 柳 楮，民國五十九年。臺灣植物羣落分類之研究。Ⅱ臺灣闊葉樹林諸羣系及熱帶疏林羣系之研究。國科會研究彙刊4, II:1-36。
- 洪富文，夏禹九與唐凱軍。民國七十五年。華華池次生暖溫帶山地雨林地上部生物量及葉面積之估算。省林試所，試驗報告第465號。共9頁。
- 許勝貞，民國七十一年，土壤學名詞辭典。名山出版社。共228頁。
- 夏禹九，楊炳炎，金恒鏞與漆陸忠。民國七十一年。皆伐作業對蓮華池試驗集水區溪流流量的影響。省林試所，試驗報告第381號。
- 郭魁士，民國六十七年，土壤學。中國書局印行。共753頁。
- 葛錦昭，楊炳炎，林淵霖，楊楚淇，漆陸忠，民國六十七年。臺灣森林集水區經營試驗初步報告。臺灣省林業試驗所。
- Baldwin, M., Kellog, C. E. and Thorp. J. 1938. Soil classifications, pp. 979-1001. In Soil and Men, Yearbook of Agriculture. U. S. Dept. Agr. U. S. Govt. Printing Office. Washington.
- Bidwell, O. W. and Hole, F. D. 1964(a). Numerical Taxonomy and soil classification. Soil Sci. 97:58-62.
- Bidwell, O. W. and Hole, F. D. 1964(b). An experiment in the numerical classification of Some Kanas Soils. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 28:263-268.
- Bigham, J. M., Golden, D. C., Bowen, L. H., Buol, S. W., Weed, S. B. 1978. Iron oxide mineralogy of well-drained Ultisols and Oxisols. I. Characterization of iron oxide mineralogy by Mossbauer spectroscopy x-ray diffraction, and selected chemical

- techniques. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 42: 816-825.
- Blatt, H., Middleton, G. and Murry, R. 1972. *Origin of sedimentary rocks*. Prentice-Hall Inc. New Jersey.
- Blume H. P., and Schwertmann, U. 1969. Genetic evaluation of profile distribution of aluminum, iron and manganese oxides. *Soil Sci. Soc. Am Proc.* 33:348-444.
- Brewer, R. R. Protz, and Mckeague, J. A. 1973. Microscopy and electron microprobe analysis of some iron-manganese pans from Newfoundland. *Can. J. Soil Sci.* 53:349-361.
- Buol, S. W., Hole, F. D. and McCracken, R. J. 1980. *Soil genesis and classification*. 2nd. Ed. The Iowa State University Press, Ames, Iows.
- FitzPatrick, E. A., 1971. *Pedsology, a systemtric approach to soil science*, Oliver and Boyd, Edinburgh, pp. 306.
- FitzPatrick, E. A. 1983. *Soils, their formation, classification and distribution*. Longman Group Ltd., 353 p.
- Foth, H. D. 1984. *Fundamentals of soil Science*. 7th ed. John Wiley and Sons. New York.
- Gamble, E. E. and R. B. Daniels, 1974. Parent material of upper-and middle-coastal plain soils in North Carolina. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 38:633-637.
- Hashimoto, N. H. Takehara, T. Kurotori, M. Matsui, Y. Mashimo, T. Kubo., T. Kojima, 1981. *Atlas of forest soil profiles in Japan*. (2). English version. Forestry and Forest Products Research Institute. Japan.
- Hunter, A. H. 1979. *Suggested soil and plant analytical techniques*. Tropical Soil Research Program Lab., AGRO Service International, Inc.
- Marbut, C. F. 1928. A scheme for soil classification. IV. *Proc. 1st Int. Congress Soil Sci.* IV:1-31.
- Marshall, C. E. 1977. *The physical chemistry and mineralogy of soils*. p. 81. Vol. II: *Soil in place*. J. Wiley and Sons, New York.
- McKeague J. A. (Editor). 1978. *Manual on soil sampling and methods of analysiss*. Can. Soc. Sci., Ottawa, Ont., 2nd. ed.
- Mckeague, J. A., Brydon, J. E., and Mile, N. M. 1971. Differentiation of forms of extractable iron and aluminium in soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35: 33-38.
- Pritchett, W. L. 1979. *Properties and management of forest soils*. John Wiley and Sons. New York.
- Riecken F. F. and G. D. Smith. 1949. Lower categories of soil classification: Family, Series, type, and phase. *Soil Sci.* 67:107-115.
- Sanchez, P. A. 1976. *Properties and management of soils in tropics*, John Wiley and Sons. N. Y.
- Sayegh, B. L., Harward M. E. and Knox, E. G. 1965. Humidity and temperature interaction with respect to K-saturation expanding clay minerals. *Am.*

- Mineral. 50: 490-495.
- Schwertmann, U. and Fisher, W. R. 1973. Natural "amorphous" ferric hydroxide; Geoderma. 10:237-247.
- Schwertmann U. and R. M. Taylor 1977. Iron oxides. p. 145-180 in J. B. Dixon and S. B. Weed. eds. Minerals in Soil Environments: Soil Sci. Soc. of America, Madison, Wisc.
- Smith, G.D. 1983. Historical development of soil Taxonomy-background. pp. 23-49. In Wilding, L. P. N. E. Smeck and G. F. Hall, Ed. Pedogenesis and Soil Taxonomy. I. Concepts and Interactions. Elsevier Science Publishers B. V. Amsterdam.
- Soil Survey Staff. 1975. Soil taxonomy U. S. Dept. Agri. Handbood. No. 436.
- Theisen, A. A., and Harward, M. E. 1962. A paste method for preparation of slides for clay mineral identification by X-ray diffraction. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 26:90-91.
- Thorp J., and Smith, G. D. 1949. Higher categories of soil classification order, suborder and great soil groups. Soil Sci. 67:117-126.

The Classification of Two Forest Soils in Lien-Hua-Chi Experimental Watershed. An attempt to use USDA comprehensive system of soil classification.

By H. B. King

Summary

Two forest soils, occurred in the Lien-hua-chi experimental watershed No. 3, were studied. These two soils, designated as pedons I and II, have formed under an evergreen mixed hardwood forest and a subtropical climatic regime, from tertiary shales and sandstones, respectively, on about 69% slope in central Taiwan.

Pedon I was characterized morphologically by developing a cambic B horizon. The clay content of of this shalederived soil varied between 36 and 46%. The pH increased from 4.2, at the surface to 5.0 at 1.2 m, as determined in water. The organic carbon content was 1.7% at the surface but decreased abruptly thereafter and remained low (ca. 0.3%) for the rest of profile. Its base saturation, measured with NH_4OAc solution, was low and was less than 10% at all depth. The X-ray diffraction analysis showed that all clay fractions were dominated by interlayered hydromica-vermiculite with barely detectable levels of quartz. Silt fractions of surface horizon contained all the clay minerals that occurred in clay fractions with additional small quantities of feldspars and perhaps chlorites. But the silt fraction of subsoils contained insignificant amount of vermiculite. Ground powder of strongly weathered shale contained exclusively quartz and with minor quantities of hydro-mica. The soil dervied from shale was classified as Typic Dystrochrept.

Pedon II, located only about 100m apart from pedon I, was morphologically different. It had an ochric epipedon and an argillic Bt horizon between 50 and 80cm. The texture of this pedon was reflected by the nature of the parent material which was sandstone. It contained over 60% sand throughout the entire profile. The pH values, as measured in water, increased from 4.4 at the surface to 4.8 at 1 m. The organic carbon content decreased from 1.6% at the surface to 0.2% in the C horizon. The base saturation was also very low and was less than 10% (NH_4OAc method).

The clay fractions of pedon II contained the same suites of clay minerals that were found in the Pedon I but with relatively less amount of interlayered hydromica-vermiculite. The silt fractions were quartz-rich with minor amount of hydromica. Pedon II, derived from sandstone, was classified as "Typic Hapludult."

These two soils were formed under similar climate, forest cover and topographic features but classified into different orders. It is believed that the differences in parent materials and relative young stages of formation explain the differences observed in these two soils.

Key words: Dystrochrept, Hapludult. Inceptisol, Utisol