

廬山區土壤的特徵

黃瑞采·戴朱恆 陳邦本 陸寶樹

(南 京 農 學 院)

廬山是長江流域中部的名山,位於鄱陽湖西北面,其地理位置約為北緯 29 度/35 分及東經 116 度。

廬山最高峯的海拔略高於 1,500 米,它雖不是一座高山,但為避暑勝地,並且是不同領域的自然科學工作者所愛好的科學研究場所。

朱顯謨曾對廬山土壤作過研究,他着重報導了廬山主要土類的分佈和形態。本文報告廬山主要土類的理化性狀及其他特徵的研究結果。所採取的土樣皆分佈於自廬山次高峯大月山(海拔約 1,450 米)經含鄱口,下至山之東南麓白鹿洞一線,其中僅自大月山不遠所選的一個剖面在此線之外。本文特別着重於山上土壤與山麓低丘土壤差異的研究,若干有關廬山土壤的發育與演化問題亦有所討論,意欲對山地土壤及長江流域中部接近於濕潤副熱帶地區的土壤分類方面提出一些資料。

土壤形成的自然條件

廬山係腎臟形,自東北至西南長約 25 公里,其中部闊約 10 公里,最高峯海拔高約為 1,543 米。

本區氣候受東南季候風和山地地形的影響。山麓低丘及其鄰近地帶屬長江流域的濕熱氣候區,山上(海拔 800—1,000 米以上)屬山區溫和氣候。山麓(據星子縣的記錄)的年均溫為 17.3°C (1931—1937 年)^[18],山上海拔 1,000 米高處(據牯嶺附近黃龍林場的記錄)的年均溫為 12.6°C (1930—1933 年)。山麓的平均年降水量為 1,950 毫米,山上據牯嶺(海拔高約 1,000 米)的較早記錄(1909—1912 年)平均年降水量曾達 2,528.7 毫米。顯然,廬山山上與山麓的氣候是不同的,山上溫度較低,濕度較高。廬山每天雲霧變幻無常,古諺說:“不見廬山真面目”,實非虛構。此外,山上各別地點的氣候也是有差異的。

廬山的植物羣落屬長江流域中下游的常綠及落葉混交林^[20]。常綠闊葉樹有:青岡櫟(*Cylobalanopsis glauca*),白楠(*Phoebe neurantha*),甜櫟(*Castanopsis Eyrei*),

山茶(*Camellia oleosa*), 香樟(*Cinnamomum camphora*)及苦槠(*Castanopsis selero-phylla*)以及分佈於山坡下部的針葉樹馬尾松(*Pinus massoniana*)。落葉闊葉樹有: 楓香(*Liquidambar formosana*) 椴(*Tilia henryana*)及枹樹(*Quercus serrata*), 山麓及山上都可生長。杉樹(*Cunninghamia lanceolata*)的分佈自山麓直達海拔高 1,150 米之處, 黃山松(*Pinus hwangshanensis*)的分佈自海拔高 500 米以上直達山頂, 而生長良好的係在海拔高 1,000 米以上。

根據上述森林樹種的存在, 顯然可知, 廬山實處於溫帶及副熱帶的過渡地帶, 且副熱帶的常綠樹可在山坡下部經常見到。廬山的原始森林很久以前已被破壞, 目前大部山麓為次生樹或灌木所覆被, 有些低平地及坡度平緩的山頂, 禾本科草本植物生長茂盛。

廬山的地質構造是四周斷層上升而繼續緩緩隆起的特殊的塊狀山。山上大半是地質年代古老的沉積岩及變質岩, 而花崗岩、片麻岩廣泛分佈於山東南側的低丘。

據李四光教授的研究^[12], 廬山在第四紀歷經鄱陽、大姑及廬山等三次冰期, 相當於歐洲的滾慈(Gunz)、閔德爾(Mindel)及里斯(Riss)三冰期。李氏對各期的冰川沉積曾有詳細敘述。在山的高處及山麓四周的低地有成塊狀分佈的黃棕色的黃土性壤土, 極似長江下游的下蜀粘土。

地理學家任美鏗認為廬山高處的地貌仍處於河谷的壯年期。被冰川改變過的 U 形谷中, 正在風化的岩層的基準面尚與水系的發展相平衡。海拔高 1,000 米以下的 V 形谷及峽谷則仍屬河谷幼年期而未被冰川所侵蝕。山麓是起伏較大及微有起伏的低丘。由花崗岩侵入體所形成的低丘呈圓形, 未固結的沉積物則構成略有隆起的崗地。

因地形的差異, 深厚的土壤剖面往往在山的上部或山麓, 山坡中部地形險峻, 土壤剖面常很淺薄。

由於上述成土因子綜合作用的結果, 廬山的山上和山麓分佈着幾種主要土類。從山麓到山頂依次有紅壤、黃壤、山地黃壤、山地棕壤、山地草甸土, 山上個別地方尚有山地沼澤土及山地暗色森林土。

本報告所討論的土壤剖面的簡單描述見表 1。

分 析 方 法

表 1 中共有九個土壤剖面, 分析和測定項目有: 顆粒分析、全氮量、燒失量、pH 值、潛性酸、鹽基交換量(吸收容量)、交換性鈣及鎂、粘粒($< 2\mu$)的化學組成及差熱曲線。

所有上述測定均依照發生層次。顆粒分析用吸管法^[15]。有機質係用丘林的重酪酸鉀法, 所得有機碳%乘以 1.724 即有機質%。全氮量用通常的凱氏法。pH 值的電測法

表1 廬山區主要土類的土壤剖面描述

深度 厘米	層次	顏 色	機 械 組 成 (質地)	結 構	其 他 特 性
1 號剖面(白鹿洞北)紅壤,海拔約200米,植被松林,母質花崗岩,地形排水良好的低丘					
0—8	A ₁₁	淺灰棕紅色	砂質壤粘土	粒狀至層狀	結持力鬆散
8—35	A ₁₂	淺棕紅色	壤粘土	同上	同上
35—80	B	棕紅色	砂質壤粘土	塊狀	結持力較緊
80—100	C ₁	同上,少量黃色斑點	同上	夾有岩石碎片	近於基岩
2 號剖面(觀音橋東)黃壤,海拔約250米,植被松林和灌木,母質冰川沉積物,地形起伏很小的崗地					
0—12	A ₁	淺灰黃色	粉砂粘壤	層狀	結持力緊實
12—45	A ₂	淺黃	同上	小塊狀	很少鐵錳結核
45—75	B	同上,少量黃灰色斑點	同上	塊狀	少量豆狀鐵錳結核
75—100	BC ₁	黃色帶棕紅色斑點	壤粘土	同上	緊實,少量鐵錳結核
3 號剖面(蘆林盆地北)山地黃壤,海拔約1,020米,植被草本植物,母質被搬運過的冰川沉積物,地形在U形谷中					
0—8	A ₁₁	灰淺黃色	壤粘土	粒狀至碎塊狀	
8—25	A ₁₂	淺黃帶灰色,少量紅棕色斑點	同上	小塊狀	少量已風化的岩碎石片
25—48	B	淺黃帶少量紅棕色斑點	同上	塊狀	十分堅實
48—110	BC	淺棕紅色	粘土	同上	同上
4 號剖面(土壩嶺北)山地棕壤 海拔約1,040米,植被草本植物和稀少松樹,母質冰川沉積物和坡積物,地形緩坡,輕微侵蝕					
0—14	A ₁₁	深灰色	壤質粘土	碎層狀	結持力十分鬆散
14—22	A ₁₂	深灰棕色	粉砂質粘土	碎層狀至粒狀	結持力鬆散
22—38	B	棕色	同上	小塊狀	堅實,有些已風化石塊
38—68	BC	淡棕色	粉砂質粘壤土	同上	多碎片狀的石塊
5 號剖面(大月山)山地草甸土,海拔約1440米,植被草本植物,母質黃土性壤土,地形山頂緩坡					
0—20	A ₁₁	淺黃灰色	壤粘土至粘土	碎層狀	結持力鬆散
20—40	A ₁₂	淺灰黃色	壤粘土至粉砂粘土	碎層狀至碎片狀	結持力緊實
40—92	AB	淺灰黃色	同上	塊狀	緊實,近於基岩
6 號剖面(大月山)山地草甸土,近似5號剖面					
0—27	A ₁₁				
27—48	A ₁₂	似第五號剖面	—	—	—
48—105	AB				
7 號剖面(大校場)山地沼澤土,海拔約1225米,植被草本植物,母質冰川沉積物和近代沖積物,地形斜坡,地下水位高					
0—12	A ₁₁	淺灰黑色	腐殖質壤粘土至粉砂粘土	粒狀	—
12—24	A ₁₂	深灰色	腐殖質粉砂粘土	同上	—
24—52	BG	淺灰色	粉砂粘壤土	—	根孔中有鐵質條痕
8 號剖面(大校場)山地沼澤土,海拔約1220米,低位沼澤植被莎草科苔屬,近7號剖面,地下水位高					
0—14	A ₁₀	灰棕色	腐殖質粉砂粘土	層狀至粒狀	新沖積層
14—30	A ₁	深灰具有銹色的鐵質沉澱	腐殖質粉砂粘壤土	粒狀	密緻的草根
30—40	G ₁	淺藍灰色	粉砂粘壤土	無結構	—
40以下	G ₂	同上	同上	—	有些鐵錳斑點
9 號剖面(蘆林盆地)山地暗色森林土,海拔約1,030米,植被稠密的落葉闊葉林有厚的森林殘落物層,母質粗砂岩,地形12度的斜坡					
0—14	A ₁₁	淺灰黑色	砂粘壤土	單粒至粒狀	—
14—30	A ₁₂	深灰色	砂壤土	同上	—
30—40	AC	灰白色	同上	碎片狀	—
40以下	C	同上	已風化的砂岩	—	—

係用玻璃電極，土壤與水或氯化鉀的比例為 1:5。“交換性酸”、“水解性酸”、“吸附性氫及活性鋁”用彼堅布爾斯基^[22]所介紹的方法進行，鹽基交換量及交換性鈣與鎂係用 A. O. A. C. 分析法中鈣、鎂的容量法^[16]測定。矽鋁鐵的全量分析係用三酸法代替碳酸鈉熔法^[15]氧化鈦的測定係用 K_2TiF_6 標準液比色法，計算氧化鋁含量時除去了氧化鈦含量，但未除去全 P_2O_5 含量。土壤粘粒部分的差熱分析係用鋁鉻絲熱電偶測定。

結 果 及 討 論

1. 土壤機械組成

各種土壤機械分析結果見表 2。從表中可知除暗色山地森林土外，所有主要土類均含高量的粘粒，幾乎所有土壤的剖面中均無粘粒顯著下移的跡象。山麓黃壤的心土質地相當粘重，為發育的 B 層，但亦可能是由於冰川沉積物的性質所致。山地黃壤表層的粘粒含量較少，係土壤侵蝕的後果。山麓紅壤各層次間質地相當均勻，證明成土過程有紅壤化性質。

山地棕壤、山地草甸土及山地沼澤土的粉砂粒含量均高。山地草甸土粘粒含量高，其百分比因深度而降低，這可能由於表土中礦物粘化過程相當快。由淡灰色砂岩發育的山地暗色森林土，各層的粘粒百分比差異頗大，且明顯地隨深度而減少，這種土壤砂粒部分的百分比則隨深度而增加，表明是發育程度很淺的土壤。

2. 有機質及碳氮比

土壤有機質含量見表 2。山麓紅壤及黃壤(1 及 2 號剖面)有機質含量很低。雖然這些土壤位於馬尾松幼林之下，然而森林殘落物層很薄，且林下灌木雜草頗為稀疏，土壤侵蝕非常嚴重，特別以紅壤更甚。

山地黃壤(3 號剖面)的表土含有機質達 3%，但下層的數值甚至低於山麓的紅壤及黃壤。山地黃壤所在的 U 形谷是已經開墾過的土地，無森林而僅有草類生長，由於雨量高和溫度較低，故其表土有機質含量尚兩倍於山下的紅壤及黃壤。

山地棕壤(4 號剖面)位於略高於山地黃壤分佈的地區，其表土有機質含量較多，表土上層約為 8.5%，而表土下層小於 4%，較下的土層中含量驟然減少。

山地草甸土(5 及 6 號剖面)有機質含量很高，在 20—27 厘米厚的表土上層，其數值略大於 10%，可與含有機質多的蘇聯黑鈣土相比擬。表土下層直到 40 至近 50 厘米範圍內，其數值約為 5.5—6%，即使深達 100 厘米以下，有機質含量仍約為 3.5%。山地草甸土有機質含量很高的原因，是由於山頂的降水量高而多雲霧以及冬天氣溫很低等所致。滲漏水的滲濾及腐殖質的酸性都能促使腐殖質滲入土層的深處。

表2 廬山區土壤的機械組成(粉砂和粘粒部分)、有機質、全氮、碳氮比和燒失重

深度 厘米	層次	粉砂 0.05—0.005毫米	粘粒部分			有機質 %	全氮 %	碳氮比	燒失重 %
			< 5 微米	< 2 微米	< 1 微米				
1 號剖面 紅壤 海拔約 200 米									
0—8	A ₁₁	14.24	39.07	32.61	28.92	1.41	0.061	13.50	5.42
8—35	A ₁₂	34.81	31.96	27.95	18.18	0.57	0.032	10.44	6.30
35—80	B	21.67	32.86	—	26.15	0.37	0.034	6.40	6.30
80—100	C ₁	21.40	30.12	27.43	24.13	0.30	0.024	7.25	6.42
2 號剖面 黃壤 海拔約 250 米									
0—12	A ₁	58.66	29.66	27.21	22.28	1.65	0.080	11.96	5.08
12—45	A ₂	48.88	24.42	14.98	11.39	0.69	0.046	8.64	4.62
45—75	B	54.10	34.58	20.09	3.67	0.54	0.044	7.07	3.30
75—100	BC ₁	45.44	30.76	28.24	17.62	0.21	0.025	4.82	5.46
3 號剖面 山地黃壤 海拔約 1,020 米									
0—8	A ₁₁	39.26	41.14	28.07	21.80	2.88	0.181	9.24	7.23
8—25	A ₁₂	39.93	48.24	38.73	31.19	0.37	0.043	5.01	5.39
25—48	B	40.68	47.58	37.46	29.83	0.32	0.036	5.17	5.43
48—100	BC	33.83	51.12	45.22	37.97	0.22	0.026	5.00	5.70
4 號剖面 山地棕壤 海拔約 1,040 米									
0—14	A ₁₁	44.22	37.78	36.12	19.04	8.47	0.312	15.73	12.03
14—22	A ₁₂	52.29	39.15	27.58	18.18	4.18	0.211	11.47	8.47
22—38	B ₁	55.60	37.15	24.19	15.00	1.55	0.107	8.42	6.88
38—68	BC	63.41	27.90	23.30	12.35	1.31	0.077	9.82	6.75
5 號剖面 山地草甸土 海拔約 1440 米									
0—20	A ₁₁	38.30	49.18	34.98	25.38	10.04	0.484	12.03	16.66
20—40	A ₁₂	50.40	38.49	22.92	14.29	5.44	0.288	10.96	10.02
40—92	AB	48.99	36.04	—	10.64	3.95	1.168	11.79	8.26
6 號剖面 山地草甸土 海拔約 1440 米									
0—27	A ₁₁	41.33	50.02	32.05	22.48	10.39	0.468	12.87	16.20
27—48	A ₁₂	49.71	40.70	23.66	16.94	5.95	0.288	11.98	11.54
48—105	AB	53.14	35.85	18.87	11.38	3.61	0.198	10.55	8.56
7 號剖面 山地沼澤土 海拔約 1225 米									
0—12	A ₁₁	48.95	39.70	32.01	—	11.88	0.446	15.46	14.63
12—24	A ₁₂	52.02	39.56	28.88	21.05	6.96	0.414	9.74	13.40
24—52	BG	61.53	25.14	21.34	12.37	3.12	0.186	9.75	7.42
8 號剖面 山地沼澤土 海拔約 1220 米									
0—11	A ₁₁	56.36	34.76	22.16	14.89	7.85	0.352	12.94	13.47
11—33	A ₁	50.92	26.41	29.64	23.10	9.60	0.486	11.45	14.65
33—44	G ₁	51.10	27.27	22.43	15.91	3.10	0.137	13.11	7.80
9 號剖面 山地暗色森林土 海拔約 1,030 米									
0—14	A ₁₁	27.40	20.34	18.39	11.81	7.95	0.352	13.11	12.37
14—30	A ₁₂	22.94	13.93	11.99	1.11	2.81	0.119	13.66	4.70
30—40	AC ₁	24.10	1.60	0.31	0.11	0.99	0.066	8.74	4.26

分析者 方明 鄭洪奎

沼澤土(7 及 8 號剖面)的表土含有機質亦多, 心土常年或一年中有一段時期積水, 有機質含量急劇降低。這兩個剖面的生物環境條件尚不足以形成深厚的泥炭。

山地暗色森林土(9 號剖面)的表土上層有機質含量近於 8.0%, 底土有機質含量則小於 1.0%。這是棕色森林土或生草灰化土的一般趨勢。

從九個土壤剖面的有機質含量來看, 顯然可知, 由於不同土類環境條件的差異, 山上的土壤與山麓的土壤在有機質含量方面呈現出鮮明的對比。

碳氮比頗值注意, 不同土類及同一土類的不同層次間, 碳氮比變化十分顯著, 其數值見表 2。

紅壤及黃壤(1 及 2 號剖面)表土上層的碳氮比在 12.1 至 13.5:1 之間。兩剖面下部的數值隨深度而各逐漸降低到 6.4:1 及 4.8:1。

山地黃壤(3 號剖面)表土上層的碳氮比略高於 9:1, 而所有的較下土層在 5:1 左右。其他山地土類不論表土或心土的碳氮比都較高。

惠格勒(P. Vageler)^[21]總結關於濕潤熱帶及副熱帶氣候的土壤資料指出, 表土碳氮比的變化自 8:1 至 12:1, 那些酸性心土的碳氮比有時小至 4:1。萊特(W. R. Leighty)及蘇芮(E. C. Shorey)在研究美國很多種土壤後, 指出碳氮比的變化自 3.5:1 至 35.1:1 之間不等。

在比較廬山主要土類幾個剖面的有機質及碳氮比時, 我們知道, 除了山地黃壤與山麓黃壤較近似以外, 山上的土類及山麓土類間有機質含量及碳氮比都存在着明顯的差異。

主要土類間有機質含量的差異乃由於山麓與山高處生物氣候條件不同所致, 在山麓地區是副熱帶的氣候, 植被為常綠及落葉闊葉混交林, 地面有機質的分解相當迅速。此外, 人為因子加速了土壤侵蝕從而妨礙厚的覆被物層的積累, 因此土壤有機質含量降低。山高處具有溫帶的氣候, 植被為落葉闊葉林, 某些地方由於人為破壞, 或在比較平緩的山頂上, 強而冷的風限制了樹木的生長, 而使草類代替了森林。

總之, 各主要土類的碳氮比較狹小。很自然地可以推想到土壤有機質的分解程度是較強烈的, 並且其分解的初期相當迅速。雖然殘餘的有機質中氮素的含量頗高, 但是土壤微生物難於利用相當穩定的腐殖質, 尤其是在較低的土層中的。廬山土壤中有機質的分解過程和它的性質尚待進一步的研究。

3. pH 值、“水解性酸”及“交換性酸”

由表 3 可知廬山主要土類的 pH (H_2O) 值差異不大, 幾乎所有的土壤樣品皆在 4.59 至 5.65 之間。兩個沼澤土中有一個(7 號剖面)表土上層 pH (H_2O) 值只有 4.50。山地

表 3 廬山區土壤的 pH 值、“水解性酸”和“交換性酸”

深度 厘米	層次	pH(H ₂ O)	pH(KCl)	(a-b)	水解性酸	交換性酸	活性氮	活性鉛	c-d	$\frac{c}{d}$	有機質 %
					毫當量 100 克	毫當量 100 克	毫當量 100 克	毫當量 100 克			
—	—	a	b	—	c	d	—	—	—	—	—
1 號剖面 紅壤 海拔約 220 米											
0—8	A ₁₁	4.95	3.91	1.04	7.03	5.28	0.04	5.24	1.75	1.33	1.41
8—35	A ₁₂	5.10	3.90	1.20	6.11	5.21	0.04	5.17	0.90	1.17	0.57
35—80	B	5.25	3.83	1.42	7.07	5.25	0.10	5.15	1.82	1.35	0.37
80—100	C ₁	5.30	3.93	1.37	6.11	5.40	0.03	5.37	0.71	1.13	0.30
2 號剖面 黃壤 海拔約 250 米											
0—12	A ₁	4.95	3.99	0.96	6.90	3.81	0.16	3.65	3.09	1.81	1.65
12—45	A ₂	4.66	3.93	0.73	6.66	4.18	0.04	4.14	2.48	1.59	0.69
45—75	B	5.20	3.87	1.33	7.65	4.95	0.13	4.82	2.70	1.55	0.54
75—100	BC ₁	5.28	3.80	1.48	9.00	7.74	0.05	7.69	2.26	1.16	0.21
3 號剖面 山地黃壤 海拔約 1,020 米											
0—8	A ₁₁	5.24	4.04	1.20	7.24	1.98	0.12	1.86	5.26	3.66	2.88
8—25	A ₁₂	5.30	3.89	1.41	5.42	4.67	0.02	4.65	0.75	1.16	0.37
25—48	B	5.28	3.89	1.39	6.29	5.21	0.08	5.13	1.08	1.21	0.32
48—110	BC	5.20	3.75	1.45	7.92	6.91	0.05	6.86	1.01	1.15	0.22
4 號剖面 山地棕壤 海拔約 1,040 米											
0—14	A ₁₁	5.48	4.24	1.24	9.65	1.34	—	—	8.31	7.20	8.47
14—22	A ₁₂	5.21	4.15	1.06	4.00	2.90	—	—	1.10	1.38	4.18
22—38	B	5.38	4.29	1.09	1.58	1.57	—	—	0.01	1.00	1.55
38—68	BC	5.30	4.18	1.12	4.86	1.86	—	—	3.00	2.61	1.31
5 號剖面 山地草甸土 海拔約 1440 米											
0—20	A ₁₁	5.15	4.01	1.14	13.30	3.65	—	—	9.65	3.64	10.04
20—40	A ₁₂	4.92	3.99	0.93	9.46	3.71	—	—	5.75	2.55	5.44
40—92	AB	5.22	4.34	0.88	5.72	1.53	—	—	4.19	3.74	3.35
6 號剖面 山地草甸土 海拔約 1440 米											
0—27	A ₁₁	5.31	4.18	1.13	10.97	1.97	0.05	1.92	9.00	5.57	10.39
27—48	A ₁₂	5.09	4.18	0.91	11.44	3.80	0.04	3.76	7.64	3.01	5.95
48—105	AB	5.38	4.32	1.06	6.37	1.50	0.02	1.48	4.87	4.25	3.61
7 號剖面 山地沼澤土 海拔約 1225 米											
0—12	A ₁₁	4.05	3.80	0.25	14.18	5.11	—	—	9.07	2.77	11.88
12—24	A ₁₂	5.00	3.99	1.01	9.32	6.51	—	—	2.81	1.43	6.96
24—52	BG	5.21	4.03	1.18	6.58	3.14	—	—	3.44	2.10	3.12
8 號剖面 山地沼澤土 海拔約 1220 米											
0—11	A ₁₁	5.30	4.12	1.18	—	—	—	—	—	—	7.85
11—33	A ₁	5.18	4.06	1.12	—	—	—	—	—	—	9.60
33—44	G ₁	5.38	4.20	1.18	—	—	—	—	—	—	3.10
44 以下	G ₂	5.65	4.25	1.40	—	—	—	—	—	—	—
9 號剖面 山地暗色森林土 海拔約 1,030 米											
0—14	A ₁₁	5.12	3.72	1.40	12.50	3.86	—	—	8.64	3.24	7.95
14—30	A ₁₂	5.52	4.14	1.38	5.31	2.36	—	—	2.95	2.25	2.81
30—40	AC	5.90	4.29	1.61	2.35	1.19	—	—	1.16	1.97	0.99
40 以下	C	6.80	4.70	2.10	—	—	—	—	—	—	0.12

分析者 凌雲霄 吳蘭言 陳邦本

暗色森林土的心土和它下面已風化的母岩的 pH (H_2O) 值各為 5.90 及 6.80。大半 pH 值的差異都不算大,不能說明什麼問題。紅壤及黃壤(1 及 2 號剖面)各層的 pH 值十分接近,而山地暗色森林土的 pH 值從表土上層到風化的母岩層有明顯的增加。後種情形是新發育的土壤的普通象徵。

應當指出,表 3 中各土層的 pH (KCl) 值比同層的 pH (H_2O) 值皆較低。

考慮到各土層 pH (H_2O) 和 pH (KCl) 的對比關係,容易看到在紅壤、黃壤及山地黃壤的心土中,兩種 pH 值間的差異較大,實際的差異數字約為 1.4 pH 值。山地沼澤土(8 號剖面)的 G 層及山地暗色森林土的各層亦有同樣趨勢。表中頭三個土類的這種情況或是由於心土中有較高的 pH (H_2O) 值或是因氯化鉀對阻止有些土類交換性鹽基的水解作用有較大的效果。沼澤土(8 號剖面)的灰粘層及山地暗色森林土的較大差異,主要是由於土壤 pH (H_2O) 值較高所致。

不同土類水解性酸的數值見表 3。紅壤、黃壤及山地黃壤的水解性酸量約略相等,變動範圍為每百克土 5.5 到 9 毫當量。除黃壤外,所有山地土壤不同層次的水解性酸隨剖面深度而減少的趨勢均十分明顯。表土層的變動範圍為每百克土壤 9 至 14 毫當量以上。這樣高的數值與山地土壤的豐富有機質含量有密切的關聯。

不同土類的交換性酸亦見表 3。紅壤、黃壤及山地黃壤的交換性酸量亦約略相同,除山地黃壤的表土上層外,其變動範圍都在 3.8 到 7.7 毫當量間。山地棕壤的交換性酸量顯然低於紅壤、黃壤及山地黃壤。因此在山地棕壤及山地黃壤之間存在着很顯明的對照。山地草甸土(5 及 6 號剖面)的交換性酸量並不算高,然而很不規則。山地沼澤土(7 號剖面)交換性酸量相當高而與紅壤、黃壤及山地黃壤相近。山地暗色森林土(9 號剖面)的母質風化不久而又屬砂質,故其交換性酸量低。然而這一土壤的表層由於含有機質較高而有較高的交換性酸量。

水解性酸與交換性酸的關係可用兩者的差數(即表 3 中 $c-d$) 及兩者的比值(即表 3 中 c/d) 來表示,態穀稱後一數值為潛酸比。從表 3 可知有兩種趨勢存在:第一,所有土類或剖面中的各土層凡有機質含量較高的,則 $c-d$ 及 c/d 值亦較大;第二,具有顯著高數值的“水解性酸”和相對低數值的“交換性酸”之山地草甸土,有一定高的 $c-d$ 與 c/d 值。這是山地草甸土獨特的性質。

扼要的講,我們知道山麓低丘的紅壤和黃壤以及山地黃壤的潛酸比值(c/d) 較低,這意味着這些土類的土壤膠體與一般紅壤的土壤膠體相類似。在這方面,廬山的山地棕壤似有向山地黃壤轉變的趨勢。否則就是山地棕壤的母質在冰期及間冰期中也曾有若干程度的改變。無論如何,山地棕壤的交換性酸是低的。從平均數來說,高山草甸土

的潛酸比值較其他土類為高，這大概是由於其所含有機膠體的性質的不同所致。山地沼澤土及山地暗色森林土的潛酸比值位於各土類之間。

在交換性酸中包括吸附性氫及活性鋁離子。土壤溶液中的活性鋁離子量隨土壤 pH 值的降低而增加。用間接滴定法^[23]，我們知道紅壤、黃壤及山地黃壤有很多活性鋁離子，平均各為每百克土約 5.0 毫當量。在幾個山地土壤方面，根據我們所用的測定法，活性鋁量不能自交換性酸量中減去吸附性氫而求得，因為當土壤的交換性酸量很低時，活性氫離子不能用此法檢驗出來。在山地草甸土的剖面之一（6 號剖面）中，所有活性氫離子量均在每百克土 0.05 毫當量以下。除山地黃壤外，其他山地土壤中活性鋁的情況尚不明瞭。

4. 鹽基交換量及交換性鹽基

鹽基交換量及交換性鹽基的結果見表 4。紅壤、黃壤（1 及 2 號剖面）中不同土層的鹽基交換量多半少於每百克土 10 毫當量。山地黃壤（3 號剖面）的鹽基交換量每百克土略大於 10 毫當量，表土上層中約為每百克土 13 毫當量，母質中約為每百克土 14 毫當量。

山地棕壤的鹽基交換量約比山地黃壤高兩倍，即每百克土 20 毫當量。但是在距地表 38 厘米以下的土層中，這個數值與山地黃壤距地表 48 厘米以下的土層中的數值約相等。

山地草甸土（5 及 6 號剖面）的鹽基交換量比任何所研究的土類都較高，表土為每百克土 30 毫當量，即使在深的心土亦如此，仍在每百克土 21 毫當量以上。

山地沼澤土（7 及 8 號剖面）表土的鹽基交換量僅次於山地草甸土。在山地暗色森林土中，僅具有高有機質含量的表土，其鹽基交換量接近於每百克土 20 毫當量。

總之，紅壤、黃壤及山地黃壤的鹽基交換量低，其餘山地土壤則較高。土壤的這個性質一方面決定於土壤有機質的含量，另一方面也決定於土壤中吸收性複合體的數量及其性質。

不同土類的交換性鈣量見表 4，剖面下部層次低至每百克土 0.38 到 1.46 毫當量。有機質含量較高，表土上層交換性鈣較多，其量達每百克土 0.87 到 4.27 毫當量。平均而言，所有山地土壤包括山地黃壤在內，交換性鈣量都較高。這些土壤的交換性鈣量隨土層深度而遞減，表土上層的數值較高，這與有機質含量有一定關係。

交換性鎂的數值亦見表 4，在有些土類或同一土壤剖面某些層次中，其數值較交換性鈣高。紅壤及黃壤中，交換性鎂量約比交換性鈣高兩倍。其他土類中，同一剖面的同一層次中，交換性鎂高於交換性鈣的情況也不少，但是沒有規律性。不容忽視的事實是有機質含量高的所有山地土壤的表土上層，其交換性鈣量無例外地較交換性鎂量高。

表 4 廬山區土壤的鹽基交換量、交換性鈣和交換性鎂

深度 厘米	層 次	鹽基交換量 (毫當量/100克)	交換性鈣 (毫當量/100克)	交換性鎂 (毫當量/100克)	交換性鈣鎂 (毫當量/100克)	交換性鈣鎂 鹽基交換量 (%)	有機質 (%)
1 號剖面 紅壤 海拔約200米							
0—8	A ₁₁	7.18	0.50	1.09	1.59	22.10	1.41
8—35	A ₁₂	7.57	0.57	0.96	1.53	20.11	0.57
35—80	B	12.05	0.71	1.50	2.21	18.21	0.37
80—100	C ₁	8.42	0.85	1.82	2.67	30.81	0.30
2 號剖面 黃壤 海拔約250米							
0—12	A ₁	9.38	0.51	1.37	1.88	20.03	1.65
12—45	A ₂	7.47	0.55	1.03	1.58	21.20	0.69
45—75	B	10.98	0.54	1.20	1.74	15.87	0.54
75—100	BC ₁	9.56	0.48	1.19	2.67	27.90	0.21
3 號剖面 山地黃壤 海拔約1,020米							
0—8	A ₁₁	12.96	1.39	1.35	2.74	21.12	2.88
8—25	A ₁₂	10.63	1.01	1.35	2.36	22.20	0.37
25—48	B	10.44	0.94	1.16	2.10	20.62	0.32
48—110	BC	13.79	1.38	0.91	2.29	16.60	0.22
4 號剖面 山地棕壤 海拔約1,040米							
0—14	A ₁₁	21.11	4.27	1.46	5.73	27.13	8.47
14—22	A ₁₂	21.64	1.46	0.95	2.41	11.12	4.18
22—38	B	19.33	1.02	0.86	1.88	9.74	1.55
38—68	BC	13.35	1.22	0.81	2.03	15.20	1.31
5 號剖面 山地草甸土 海拔約1440米							
0—20	A ₁₁	31.11	1.77	1.14	2.91	9.77	10.04
20—40	A ₁₂	21.03	0.70	0.78	1.48	6.86	5.44
40—92	AB	21.53	0.52	0.85	1.37	6.34	3.35
6 號剖面 山地草甸土 海拔約1440米							
0—27	A ₁₁	30.77	3.21	1.72	4.84	15.73	10.39
27—48	A ₁₂	28.27	0.52	1.07	1.59	5.64	5.95
48—105	AB	21.29	0.38	0.02	0.40	1.87	3.61
7 號剖面 山地沼澤土 海拔約1225米							
0—12	A ₁₁	27.64	1.38	1.24	2.62	9.49	11.88
12—24	A ₁₂	24.75	1.27	0.88	2.15	8.71	6.96
24—52	BG	12.13	0.51	0.87	1.38	11.40	3.12
8 號剖面 山地沼澤土 海拔約1220米							
0—11	A ₁₁	22.71	0.87	0.43	1.30	4.41	7.85
11—33	A ₁	28.10	0.60	0.90	1.50	5.34	9.60
33—44	G ₁	15.58	0.68	1.00	1.68	13.73	3.10
9 號剖面 山地暗色森林土 海拔約1,030米							
0—14	A ₁₁	19.69	1.05	0.93	1.98	10.05	7.95
14—30	A ₁₂	10.42	0.62	0.92	1.54	14.72	2.81
30—40	AC	4.30	0.56	0.79	1.25	29.06	0.99
40以下	C	1.55	0.68	0.75	1.43	92.20	0.12

分析者 陸寶樹 秦懷英

最後，所有廬山土類的交換性鈣和交換性鎂的總量都是很低的，不但紅壤和黃壤遭受了高度的淋洗，而且山地土壤亦復如此。如果我們將山地棕壤的交換性鈣量與平原的酸性棕壤，例如安徽北部嘉山的棕壤（過去稱為六營粉砂粘土）相比較，除兩者表土上層的數值外，前者為後者的十分之一（廬山的地山棕壤比之平原棕壤有機質含量較高）。

交換性鈣加交換性鎂對鹽基交換量的比值以百分比示之如表 4。就紅壤和黃壤而言，表土上層的比值為 20% 左右，山地黃壤亦如此。其他山地土類的比值大半很低且變動很大。幾個土類遠低於 10%。這種結果和福建北部的山地黃壤相似^[1]，山地土類的表土上層有機質含量高的，其比值可高至 15 或 27%。若與相同有機質含量的黑鈣土相比時，這些比值顯得特別的低。

總之，由於廬山山上的年降水量高，所有山地土類的交換性鹽基含量都很少，鹽基飽和度非常低。這些土壤的有機質中，鹽基含量亦低，雖然有機質能大大地增加土壤的鹽基交換量。

5. 土壤粘粒部分的化學組成

小於 2 微米的粘粒部分的化學組成見表 5。紅壤（1 號剖面）的矽鋁鐵率的變動範圍在 1.86 至 1.95 間，其矽鋁率的變動範圍在 2.25 至 2.42 間，這些數值均較廬山其他土類為低。紅壤所有各土層間的矽鋁鐵率、矽鋁率及矽鐵率三個比值比較一致。這是符合於紅壤形成過程的。氧化鐵的含量因深度而略增，但其差異尚不够大，不能作為澱積作用的有力證據。

紅壤的矽鋁鐵率及矽鋁率比之典型的紅壤為高。左青 (A. W. R. Joachin)^[19] 在研究錫蘭的典型紅壤時曾指出，凡粘粒部分的矽鋁率大於 2 時，則該土壤是“非磚紅壤性的紅壤”或是未成熟的磚紅壤性土壤。該地區某些殘積土粘粒部分的矽鋁鐵率在 2.0 到 2.4 之間或更大^[19]。廬山山麓紅壤的矽鋁鐵率及矽鋁率與長江流域中部代表性紅壤的矽鋁鐵率及矽鋁率相近^[8]，但較距廬山南面 130 公里的南昌附近由花崗岩演變而來的紅壤略大。

黃壤、山地黃壤、山地棕壤及山地草甸土（2、3、4 及 6 號剖面）的矽鋁鐵率及矽鋁率較紅壤大，但不規則，山地棕壤（4 號剖面）心土的矽鋁鐵率和矽鋁率最大。頭三個土類粘粒部分中的氧化鐵含量頗相近。山地草甸土的氧化鐵含量較低。在所有的幾個土類中山地沼澤土的矽鋁鐵率最大，三氧化二鐵的含量最低。

現將上述各土壤剖面的物理化學性質的圖解示於圖 1 中。

6. 差熱曲線

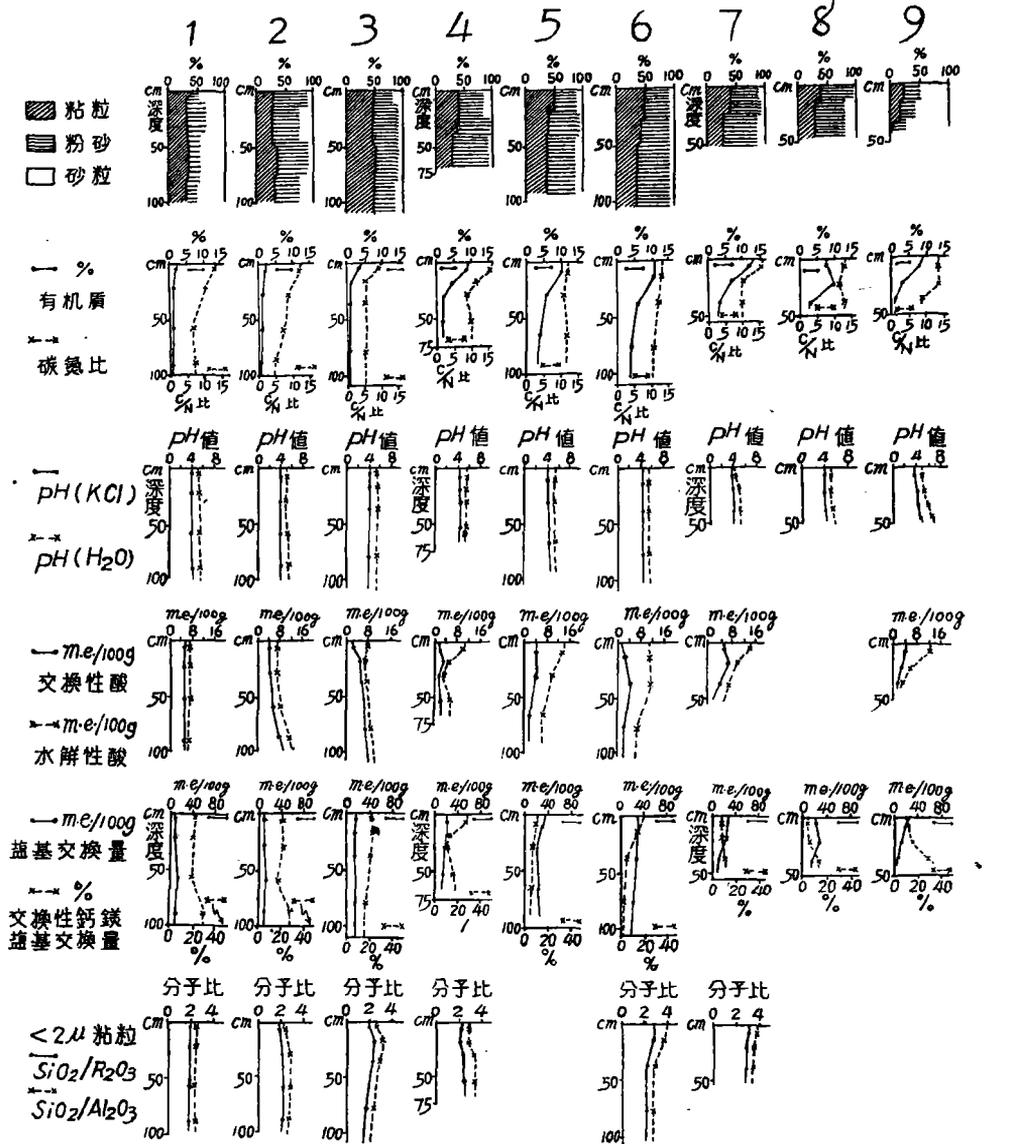
紅壤、黃壤、山地黃壤及山地棕壤的差熱曲線很有趣味，即使它們只能提供一些定

表 5 廬山區土壤中粘粒部分(小於2微米)的化學分析

深 度 厘米	層 次	SiO ₂ %	Fe ₂ O ₃ %	Al ₂ O ₃ %	TiO ₂ %	分 子 比 率		
						$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
1 號 剖 面 紅 壤 海 拔 約 200 米								
0—8	A ₁₁	39.15	11.13	26.90	0.93	1.95	2.42	9.35
8—35	A ₁₂	39.55	11.44	28.25	0.99	1.89	2.37	9.18
35—80	B	40.48	12.25	26.67	1.02	1.99	2.25	8.78
80—100	C ₁	39.63	12.43	28.22	1.08	1.86	2.38	8.47
2 號 剖 面 黃 壤 海 拔 約 250 米								
0—12	A ₁	46.86	8.00	36.43	0.52	1.91	2.18	15.57
12—45	A ₂	42.21	10.66	26.10	1.04	2.11	2.74	10.52
45—75	B	41.44	10.01	24.85	0.92	2.25	2.83	11.00
75—100	BC ₁	41.95	10.29	26.72	0.87	2.14	2.66	10.84
3 號 剖 面 山 地 黃 壤 海 拔 約 1,020 米								
0—8	A ₁₁	36.26	10.50	23.84	0.79	2.01	2.58	9.18
8—25	A ₁₂	43.38	11.49	23.60	1.12	2.38	3.12	10.03
25—48	B	43.08	10.76	26.25	0.87	2.21	2.78	10.64
48—110	BC	37.65	12.33	28.28	0.94	1.77	2.26	8.11
4 號 剖 面 山 地 棕 壤 海 拔 約 1,040 米								
0—14	A ₁₁	41.45	11.70	25.15	1.06	2.16	2.80	9.41
14—22	A ₁₂	37.66	12.35	23.62	1.11	2.03	2.71	8.11
22—38	B	37.30	12.14	19.18	1.09	2.35	3.30	8.17
38—68	BC	37.82	10.29	19.10	1.09	2.50	3.36	9.77
6 號 剖 面 山 地 草 甸 土 海 拔 約 1440 米								
0—27	A ₁₁	35.47	9.69	16.55	1.03	2.65	3.64	9.72
27—48	A ₁₂	30.58	8.70	19.34	0.82	2.08	2.68	9.34
48—105	AB	35.04	10.02	23.48	0.97	1.99	2.53	9.29
7 號 剖 面 山 地 沼 澤 土 海 拔 約 1225 米								
0—12	A ₁₁	46.03	8.36	20.60	1.15	3.01	7.39	14.60
12—24	A ₁₂	47.69	7.78	24.12	1.19	2.78	3.35	16.29
24—52	BG	44.69	7.71	23.18	1.24	2.70	3.27	15.41

分析者 戴朱恆 陸寶樹 秦懷英 李 玲

剖面分析



剖面： 1 = 红壤； 2 = 黄壤； 3 = 山地黄壤； 4 = 山地棕壤；

5与6 = 山地草甸土； 7与8 = 山地沼泽土； 9 = 山地暗色森林土

圖 1 廬山區土壤的物理化學性狀的圖解

性的概念。在圖 2 的一系列曲線中,典型的吸熱谷跨越自 520 至 560°C 的範圍內,而放熱峯跨越自 850 到 900°C 的範圍。這正符合高嶺石類礦物包括高嶺石及鉍永石的特徵。

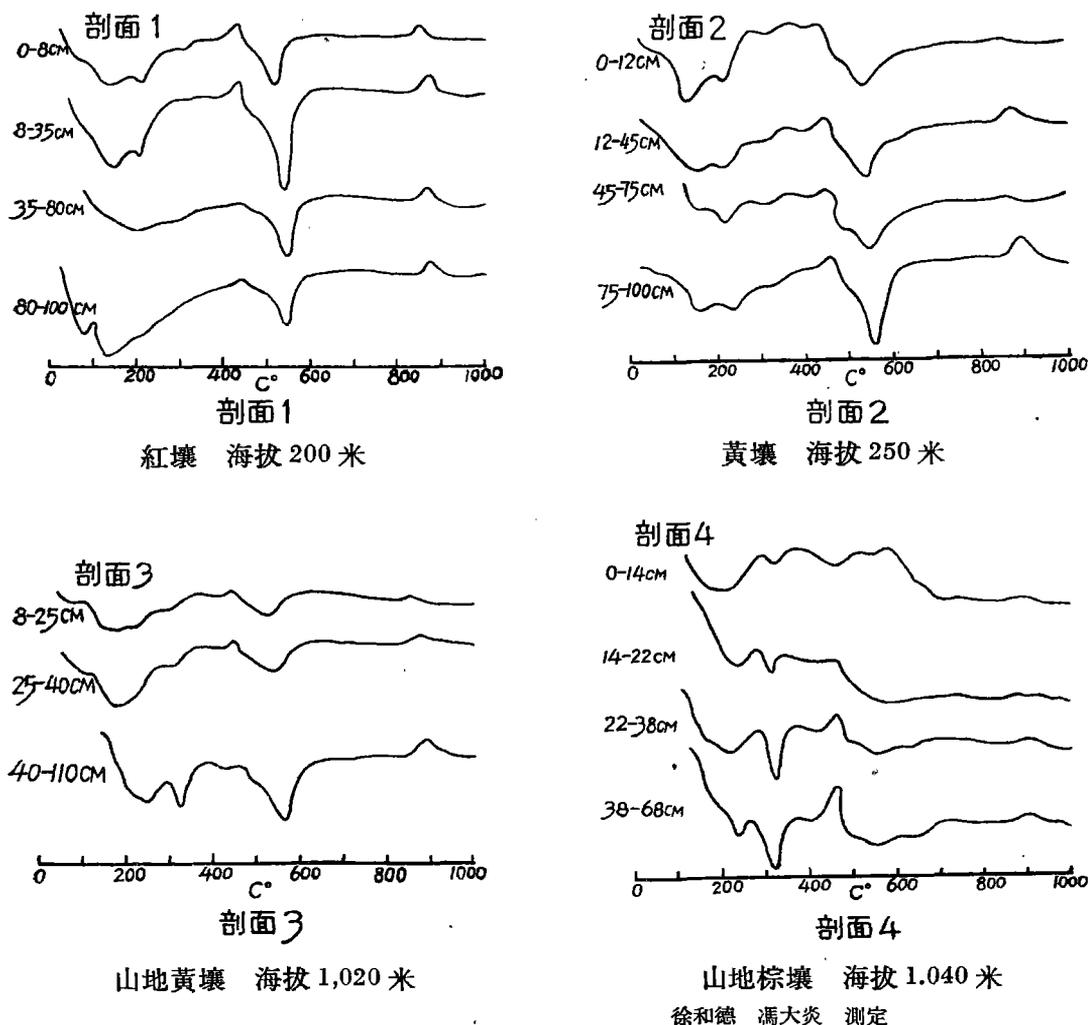


圖 2 廬山區土壤中 $< 2\mu$ 粘粒的差熱曲線

在比較不同的土壤剖面時,顯而易見的,紅壤中含有相當顯著量的高嶺石,特別是其剖面的第二層。黃壤及山地黃壤中高嶺石的含量都有減少,黃壤第四層中的高嶺石含量比山地黃壤的第四層中多。N. E. 戈布諾夫^[22]指出,由於灰化黃壤中存在着貝得石 (beidellite) 及其他中性體礦物 (heat-inert minerals),其差熱曲線不能很清楚地顯示出土壤中有高嶺石的存在。山地棕壤的差熱曲線及未引用的其他山地土壤的差

熱曲線都沒有任何證據足以示明其中含有高嶺石類礦物。從現有的關於土壤粘土礦物的資料來說，我們認為廬山山麓的紅壤及黃壤的紅壤化性質比山高處其他土類要顯著一些。

7. 有關問題的討論

(1) 廬山山麓紅壤的發展

有些土壤工作者懷疑在目前氣候條件下，江西省北部包括廬山區在內，紅壤是否仍在繼續發展^[9]。根據發生學的紅色剖面上下層質地的均一、pH 值隨深度而微增、潛酸比及鹽基交換量低以及高嶺石類礦物的含量高特點來判斷，我們認為，在目前氣候條件下廬山山麓的花崗岩仍可發育成爲紅壤，即使此紅壤化過程並不強烈。

反之，尚無足夠證據說明江西北部的土壤包括廬山山麓低丘在內，已經結束了紅壤形成的階段。我們在本區內可找到發育在花崗岩、雲母片岩、片麻岩、千枚岩、第三紀紅色砂岩的紅壤^[9]。這些紅壤都處於鐵-矽鋁性風化階段(ferro-siallitic weathering)^[24]。

(2) 廬山的山地黃壤與山地棕壤間的差別

在廬山土壤的垂直分佈帶中，山地黃壤及山地棕壤常呈互相交錯的複區存在。單純憑土壤顏色來分辨是不可靠的，而且多少會使土壤工作者在野外觀察時發生迷惑。根據我們的研究，發現廬山山地黃壤在碳氮比、pH 值、潛酸比、鹽基交換量、差熱曲線的特徵等方面都與山麓的紅壤和黃壤比較相似。這就可與山地棕壤有所區分。

上述結果可能適用於下列幾個名山的土壤：如位於長江流域上游的峨嵋山^[10]、中游的廬山、下游的黃山^[11]以及長江下游以南的天目山。

(3) 山地草甸土及山地暗色森林土的發生

在草本植物下發育的廬山山地草甸土含有豐富的有機質，濕時呈黑色。在冷濕的氣候下，淋溶作用十分強烈，母質所含的鹽基被淋失。表土中粘粒含量高，可能是因爲表土裏礦物粘化過程相當快。土壤剖面的較下層還沒有很多三氧化鐵鋁的澱積。

在落葉闊葉次生林下發育的廬山山地暗色森林土是年青的。除了草類就地累積有機質外，林木的枯枝落葉也增加了表土有機質的來源。由於母質的砂性，土粒的總表面積小，土壤中高度分散的酸性腐殖質很快地將礦物質顆粒染成黑色。

土壤剖面的母質與黑色表土層之間有明顯的界線，這是山地暗色森林土的特徵。這種土壤亦可在長江下游的黃山地區見到。

(4) 廬山土壤演化的歷史階段

廬山區冰期的研究對於該區土壤演化的歷史階段的探討有很大的幫助。就廬山三

次冰期影響所及的區域而言，我們知道山麓低丘及山高處的土壤都是大姑冰期以後的形成物。

很自然的可以想到，在大姑-廬山間冰期中所形成的山地紅壤是廬山高處最古老的土壤。但是牯嶺以上地段的紅壤已成為埋藏土壤，實際上是磚紅壤化的土壤母質，其最上部已被侵蝕移去。在山高處所存在的土壤中，山地黃壤較老於山地棕壤。山地草甸土及山地沼澤土在各土類中是比較年青的。

對於廬山古土壤和泥炭沉積的進一步研究，不但可以揭示土壤演化的歷史階段，也可明瞭不同地質年代的生物和氣候條件。

土壤的形成與演化是一個複雜的問題，由於各門自然科學知識和技術的發展，我們將有可能對廬山的土壤進行更詳細的研究。

提 要

廬山是位於華中長江流域中游的名山。山麓低丘及其鄰近地區氣候濕熱，山上的氣候溫和而潮濕。山麓分佈着紅壤和黃壤，山上有山地黃壤、山地棕壤、山地草甸土、山地沼澤土及山地暗色森林土。

本報告對於代表廬山主要土類的 9 個剖面作了研究。

土壤顆粒分析示明除黃壤外，剖面中粘粒部分無下移現象。

紅壤、黃壤及山地黃壤的有機質含量低而碳氮比很狹小。其他山地土壤的有機質含量相當高，碳氮比相對的較大。各土類間的 pH 值無多大差異，它們都呈酸性。

紅壤、黃壤及山地黃壤的潛酸比（即水解性酸與交換性酸的比值）小，這是紅壤化土壤的特徵。

紅壤、黃壤及山地黃壤的鹽基交換量小至每百克 ± 10 毫當量，其他山地土壤具有較高的鹽基交換量，特別在富含有機質的表土上層中。交換性鈣和鎂的數值都很低。在紅壤和黃壤中交換性鎂約為交換性鈣的兩倍，由於高度淋溶之故，山地土壤交換性鈣鎂之和對鹽基交換量的比例是非常的低。

紅壤中小於 2 微米粘粒部分的矽鋁鐵率 and 矽鋁率較廬山的其他土類為小，但大於典型的紅壤。因此是未成熟的磚紅壤性土壤。各土類剖面中的三氧化二鐵的澱積並不顯著。紅壤的差熱曲線顯示高嶺土類礦物的含量相當豐富，特別在剖面的第二層中。

基於廬山土壤的上述特徵，討論了下列的幾個問題：

(1) 我們推想在現在氣候條件下，廬山山麓由花崗岩發育的紅壤仍處於紅壤的發育階段。(2) 由冰川沉積物發育的山地黃壤與山地棕壤間的區別可從它們的碳氮比、

pH 值、潛酸比、鹽基交換量及差熱曲線加以鑑定。(3)在山頂冷濕氣候下,草本植物生長的地方可發育山地草甸土。在砂性母質上,次生闊葉落葉林下可發育山地暗色森林土,砂粒易被腐殖質所染黑。(4)廬山冰川的研究為廬山古土壤演化歷史階段的研究打下了基礎。所有廬山區各土類都是大姑冰期以後的形成物。埋藏的山地紅壤在絕對年齡上是廬山高處最古老的土壤,其餘較年青的土類依次為山地黃壤、山地棕壤、山地草甸土、山地沼澤土,山地暗色森林土是其中最年青的。古土壤的進一步研究不但可揭示土壤演化的歷史階段,並且可明瞭古地質年代的生物氣候條件。

參 考 文 獻

- [1] 陳家坊, 1953. 閩北高山黃壤的化學性狀. 土壤學報 2 (3): 204—206.
- [2] 朱顯謨, 1947. 廬山土壤紀要. 土壤季刊 6 (2): 61—66.
- [3] 朱顯謨, 1948. 江西紅壤之氣候問題. 中國土壤學會會誌 1 (1): 51—56.
- [4] Dean, L.A., 1947. Differential thermal analysis of Hawaiian soils. *Soil Sci.*, 63: 95—105.
- [5] 淮河流域土壤調查規範. 1955. 96—97.
- [6] 熊毅, 1940. 中國南部土壤為何常是酸性? 土壤季刊 1 (2): 19—21.
- [7] 熊毅, 1940. 中國鉻鐵土代換性鹽基的性狀與含量. 土壤季刊 1 (1): 11—19.
- [8] 熊毅等, 1938. 中國主要土類中膠體的成份. 土壤特刊乙種第四期、地質調查所.
- [9] 熊毅等, 1946. 江西紅壤及其改良. 土壤季刊 5 (1): 35—43.
- [10] 黃瑞采, 1939. 川西土壤的野外觀察. 農林新報 16: 17—19, 23—25 金大農學院.
- [11] 黃瑞采等, 1950. 皖南黟屬五縣的土壤. 皖南森林調查報告的一部份, 中南農林部.
- [12] 任美鏗, 1953. 廬山地貌的初步研究. 地理學報 19 (1): 61—73.
- [13] 李四光, 1947. 冰期之廬山. 中央研究院地質研究所專刊乙種 2 號.
- [14] 李慶遠, 1955. 華南紅壤的化學性質(未刊稿).
- [15] 李慶遠等, 1953. 土壤分析法. 45—47, 81—82, 149—158 頁, 中國科學院土壤研究所.
- [16] Leighty, W. K. and Shorey, E. C., 1930. Some carbon-nitrogen relations in soils. *Soil Sci.*, 30: 257—266.
- [17] Methods of Analysis—A. O. A. C. 1950, 7th ed., 41—44.
- [18] 氣象資料, 1954. 中華人民共和國中央氣象局.
- [19] Mohr, E. C. J. and Van Baren, F. A., 1954. *Tropical Soils.*, pp. 354, 379.
- [20] 耿伯介及趙儒林, 1956. 廬山的植物羣落(報告摘要), 南京大學生物系.
- [21] Vageler, P. (English translation by H. Greene, 1933), *An Introduction to Tropical Soils*, pp. 138.
- [22] Горбунов, Н. И., 1954. Минерально-гигический состав красноземов. Доклад на 5 международном конгрессе почвоведов.
- [23] 彼特布爾斯基, А. Б. (陳家坊等譯 1954), 農業化學分析. 180—190 頁.
- [24] Полянов, Б. Б., 1944. Красноземная кора выветривания и ее почва. Почвоведение. № 1.

CHARACTERISTICS OF THE SOILS OF THE LUSHAN AREA, CENTRAL CHINA

(Summary)

S. T. HWANG, C. H. TAI, P. P. CHEN and P. S. LU

(*Nanking Agricultural College, Nanking, China*)

Lushan is a famous mountain in the Middle Yangtze Valley of Central China. The climate of the foot hills of Lushan and its vicinity is humid and warm, while that of the upper part of the mountain is humid and temperate. At the foot of the mountain there are the red loam and the yellow earth, while on the upper part of it there are the mountain yellow earth, mountain brown earth, mountain meadow soil, mountain humic gley soil and the dark mountain forest soil.

Altogether 9 soil profiles representing all the main soil types have been studied. The particle size determinations show no downward translocation of the clay fractions in the profiles except for those of the yellow earth. The organic matter contents of the red loam, yellow earth and mountain yellow earth are low and their C/N ratios very narrow. The organic matter contents of the other mountain soils are pretty high and the C/N ratios of them are comparatively wider. There is not much difference of pH values among all the soil types, all of them being acid in nature.

The "ratios of potential acidity", i.e. the ratios of "hydrolytic acidity" to "exchange acidity", of the red loam, yellow earth and mountain yellow earth are small. This is a characteristic of the lateritic soils.

Exchange capacities of the red loam, yellow earth and mountain yellow earth are as low as 10 m.e. per 100 gm. of soil. The other mountain soil types have higher exchange capacities, especially in the upper surface layers which are high in organic matter. Both exchangeable Ca and Mg are low in value. With the red loam and yellow earth, the exchangeable Mg are about twice as much as the exchangeable Ca. The ratios of exchangeable Ca plus exchangeable Mg to the exchange capacity are exceedingly low for the mountain soils due to high leaching effect.

The red loam has $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ and $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ of the $< 2 \mu$ clay fractions smaller than those of the other soil types of the Lushan, but their values are larger than those of the typical red loam. It is an immature lateritic

soil. There is no prominent illuviation of Fe_2O_3 in the profiles of all the soil types. The differential thermal curves of the red loam show the relative abundance of kaolin minerals, especially in the second layer of the profile.

On the basis of the above characteristics of the soil types of the Lushan, the following problems are discussed: (a) We think that under the present climatic conditions the red loam derived from the granite is still in the stage of development. (b) The mountain yellow earth developed in the glacial deposits may be distinguished from the mountain brown earth by comparing their C/N ratios, pH values, "ratios of potential acidity", exchange capacities and their differential thermal curves. (c) The mountain meadow soil may develop whenever there is a grass vegetation growing in a damp and cool climate on the mountain top. The dark mountain forest soil is developed on a sandy parent material under a thick second growth of deciduous broad-leaf trees. The sand particles are stained black by the organic matter. (d) The study of glaciation of the Lushan area has paved the way for the study of the historical stages of evolution of the soils of the Lushan. All the soils of the Lushan area are formations after the Taku period of glaciation. The buried mountain red earth is the oldest soil in "absolute age"; the mountain yellow earth, mountain brown earth, mountain meadow soil and the mountain humic gley soil follow in order, the dark mountain forest soil being the youngest among them. Further studies of the fossil soils will bring forth not only the historical stages of soil evolution but also the biological and climatic conditions of the past geological times.