

中 国 土 壤 胶 体 研 究

IV. 南京地区几个土壤剖面的粘土矿物研究*

唐誦六 蔣梅茵 虞鎮富 顧新运 許冀泉

(中国科学院土壤研究所)

南京位于东經 $118^{\circ}36'$ — $119^{\circ}04'$ ，北緯 $31^{\circ}54'$ — $32^{\circ}13'$ 之間。附近地区的海拔高度除鍾山高峯为 466 米外，其他石質丘陵和下蜀黃土崗地大都在 200 米以下。年降水量約 1,000 毫米，其中 6—9 月份的降水量占全年的 60% 左右。年平均温度在 15°C 左右。7 月份最高，月均温为 27.6°C ；1 月份最低，月均温为 2.3°C 。自然植被大都破坏，通常是小灌木丛和草本植物。格拉西莫夫和馬溶之曾称南京地区的土壤为黃褐土^[1]。1957 年柯夫达等在編中国土壤图时把南京地区的土壤划归为黃棕壤和棕色森林土^[2]。我国土壤工作者认为南京地区內在砂頁岩及酸性和中性火成岩上发育的土壤可属于黃棕壤，系由棕壤向富鋁化土过渡的土壤类型^[3]。过去对南京土壤的性質虽曾有不少研究，但大都着重于下蜀层母質所发育的土壤，对南京附近大面积石質丘陵上的土壤研究很少，至于土壤中粘土矿物方面的材料更少。熊毅曾对下蜀黃土进行了矿物分析，发现伊利石为其主要粘土矿物成分^[4]，并认为黃土母質的粘土矿物成分，不能代表当地土壤的粘土矿物組成。本文的目的，拟就发育在不同母質上的几个土壤剖面进行分析，了解南京地区土壤的一般理化性質和粘土矿物性質，并試探討土壤中粘土矿物的形成和演变特点，以作为进一步研究南京地区土壤的发生、分类和肥力特点的依据。

一、土壤剖面描述

剖面 1 采自南京市蔣王庙西果园中。采集地点的海拔高度約 50 米，位于相对高差 10 米左右的小丘頂部，坡度約 5 度。母質为輝长岩，係基性侵入岩，主要矿物成分为輝石、斜长石及輝石所变之角閃石^[5]。

A 层 0—15 厘米 灰褐色，粘土，疏松，屑粒状构造，植物根多，有少量岩屑侵入。

B 层 15—55 厘米 暗褐色，粘土，紧实，小核状构造，有黑色矿物顆粒。

BC 层 55—90 厘米 浅黃棕色，中壤土，紧实，块状构造，分布有很多黑色的矿物顆粒，在本层上部有暗褐色粘土填充于裂隙中。

C 层 90 厘米以下 白色粉状物，夹很多黑色矿物斑点。

全剖面无盐酸泡沫反应，均分布有坚硬的黑色矿物顆粒，但自下而上漸漸減少。

剖面 2 采自江宁县西村西乱石崗。海拔高度約 70 米，分布在緩坡中部，坡度約 5 度。母質为花崗岩，主要矿物成分为鈉长石、石英及正长石，并有少量黑云母^[5]。植物为黃茅、白茅、幼馬尾松。复被度差，有輕度片蝕。

* 感謝熊毅先生对本工作的指教和关心，并供給未发表的寶貴材料。

- A 层 0—8 厘米 灰棕色,砂壤土,含有碎石块,植物根多。
 AC层 8—17 厘米 灰棕色,砂壤土,块状构造,较紧实,植物根少。
 C₁层 17—31 厘米 黄棕色,紧实,植物根极少。
 C₂层 31—50 厘米 黄棕色,紧实,无植物根。

剖面 3 采自南京市馬羣街以北鍾山东端的緩坡上。海拔高度約 80 米,坡度約 5 度。母質为三迭紀黃馬青层的紫色砂質頁岩^[6]。植被为茅草、槐树和幼馬尾松。复被較差,有輕度片蝕。

- A 层 0—9 厘米 紅褐帶灰色,中壤土,疏松,碎块状构造,植物根多。
 AC层 9—18 厘米 紅褐色,中壤土,較紧实,碎块状构造,植物根多。
 C 层 18—30 厘米 紅褐色,系风化的母岩。

全剖面无盐酸泡沫反应,但 30 厘米以下的岩石中則反应很強。

剖面 4 采自栖霞山海拔 90 米的緩坡上,坡度約 5 度左右。母質为二迭紀栖霞层黑色灰岩^[6]。植被为櫟树、茅草、知风草、竹等。

- A 层 0—15 厘米 棕灰色,重壤土,較疏松,粒状构造,植物根多,强石灰反应。
 B₁层 15—33 厘米 紅棕色,輕粘土,較紧实,核状构造,植物根少。
 B₂层 33—45 厘米 紅棕色,重粘土,紧实,稜块状构造,植物根少。

二、試驗方法

土壤的分散和顆粒分离:风干土用稀盐酸洗去盐分和鈣質至 pH3.5 而止,用 30% 过氧化氢去除有机質,然后在 2% 碳酸鈉溶液中煮沸 10 分钟,使顆粒充分分散。用銅篩篩去直径大于 100 微米的顆粒,以沉降法分离出 5—2 微米的顆粒,用离心机法分离 2—1 微米和 <1 微米的顆粒,取一部分 <1 微米的悬浮体用超速离心机在每分钟 25,000 轉和 215 毫升的流速下分为 1—0.1 微米和 <0.1 微米的顆粒。从各粒級中分出一部分在 105℃ 下烘干,測定其含量。

化学分析:土壤的水悬浊液和 N 氯化鉀悬浊液的 pH 值用玻璃电极測定,土水比为 2:5。代換性酸和水解性酸分別用中性 N 氯化鉀和 pH8.3 的 N 醋酸鈉淋洗,然后以酚酞为指示剂,用氢氧化鈉滴定。有机質含量用丘林速測法測定。<1 微米粘粒部分的二氧化硅和二三氧化物含量用重量法測定,鉄用高錳酸鉀滴定法測定,都按照現行土壤分析法^[7]的步驟进行。游离氧化鉄用 Na₂S₂O₄ 及盐酸交替提取,再用比色法測定。氧化鉀含量用改进的 Smith 法測得^[8]。阳离子交換量用氯化錳法測得^[9]。

差热分析和 X 射綫分析:<1 毫米粘粒的差热曲綫用 Linseis 自动照相記錄差热分析仪作出。試样为鎂离子所飽和,并曾放置硝酸鈣飽和液干燥器中达到湿度平衡。各粒級的 X 射綫衍射图谱系用 X 射綫衍射仪以 CuK α 輻射在一致的条件下获得。粗的顆粒用非定向粉末薄片法,細顆粒用鎂离子飽和的甘油化定向薄膜法^[10]。

三、結果及討論

輝长岩发育的土壤(剖面 1)

从表 1 可以看出,剖面 1 各层次的顆粒分布有很大差別,总的規律是自下而上粗粒減少而細粒增多。A、B 二层中 <1 微米粘粒的含量很高,但 A、B 二层間的顆粒分布状况

并无显著差别, <1 微米粘粒的含量约略相等。

表1 土壤各层次的颗粒分布(%)

剖面	层次	深度 (厘米)	粒 径 (微米)				
			>100	100—5	5—2	2—1	<1
由輝长岩发育的剖面	A	0—15	26.2	33.3	7.1	4.2	29.2
	B	15—55	23.0	36.0	6.2	4.0	30.7
	BC	55—90	36.3	30.9	7.9	3.6	21.3
	C	90以下	48.2	41.4	4.2	1.5	4.8
由花岗岩发育的剖面	A	0—8	54.1	32.1	3.3	1.9	6.6
	AC	8—17	49.9	32.7	3.6	2.8	9.1
	C ₁	17—31	49.4	28.3	6.1	3.7	10.4
	C ₂	31—50	47.6	22.1	12.0	4.4	13.2
由紫色页岩发育的剖面	A	0—9	2.4	58.5	6.5	3.8	20.2*
	AC	9—18	2.7	62.6	6.6	3.8	21.6
	C	18—30	0.2	65.2	9.2	3.7	18.2
	D	30以下	7.6	72.8	9.5	2.4	5.8**
由石灰岩发育的剖面	A	0—15	4.8	43.7	8.3	4.3	39.0
	B ₁	15—33	2.5	29.6	7.5	3.6	56.8
	B ₂	33—45	3.4	14.8	7.2	4.2	70.3

* 1—0.1 微米粒径的颗粒有 11.3%, <0.1 微米的颗粒有 9.0%。

** 1—0.1 微米颗粒有 4.5%, <0.1 微米颗粒有 1.3%。

表2 土壤及<1微米粘粒的化学性质

剖面	层次	深度 (厘米)	土 壤			<1 微米粘粒							
			有机质 (%)	pH		SiO ₂ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	SiO ₂ / Fe ₂ O ₃	SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / R ₂ O ₃	K ₂ O (%)	阳离子交换量 (毫克当量/100克)
				水	NKCl								
由輝长岩发育的剖面	A	0—15	2.02	7.09	5.80	43.39	14.21	28.86	8.10	2.55	1.94	0.62	39.7
	B	15—55	1.17	6.64	5.31	43.01	15.53	28.65	7.36	2.55	1.89	0.80	39.6
	BC	55—90	0.63	6.90	5.42	44.23	11.48	30.31	10.26	2.48	2.00	0.59	34.5
	C	90以下	0.31	7.62	5.19	44.02	6.45	35.29	18.13	2.12	1.90	0.24	22.0
由花岗岩发育的剖面	A	0—8	1.30	6.20	4.55	49.37	7.47	28.81	17.55	2.99	2.49	2.11	39.7**
	AC	8—17	0.59	6.35	3.80	48.51	8.15	28.57	13.45	2.89	2.36	1.35	35.6**
	C ₁	17—31	0.28	5.55	3.70	48.86	8.84	28.09	14.69	2.94	2.45	1.59	41.4**
	C ₂	35—50	0.19	5.60	3.50	50.64	8.16	26.76	16.49	3.25	2.68	1.79	52.6**
由紫色页岩发育的剖面	A	0—9	2.85	6.44	5.05	43.82	12.28	27.74	9.48	2.62	2.08	3.67	28.6
	AC	9—18	1.87	6.40	4.90	43.77	12.57	27.04	9.25	2.74	2.12	3.58	30.8
	C	18—30	0.77	7.23	5.00	43.92	12.04	29.32	9.68	2.54	2.01	3.68	29.5
	D	30以下	0.15	8.43	6.81	42.80	12.89	26.44	9.83	2.74	2.09	4.15	30.9
由石灰岩发育的剖面	A	0—15	4.73	8.25	7.46	44.34	8.85* 12.31	28.67	9.57	2.61	2.06	1.83	36.5
	B ₁	15—33	1.75	5.41	4.15	44.36	8.73* 12.43	30.27	9.50	2.48	1.97	1.34	32.9
	B ₂	33—45	1.53	5.21	4.22	44.12	8.87* 12.50	30.11	9.37	2.48	1.96	1.59	32.9

* 分子系游离 Fe₂O₃ 的含量。 ** 用氯化锰-醋酸锰法测得。

从表 2 的化学分析结果看出,全剖面的土壤酸度都近于中性反应,而土体的 pH 值略低于风化母质层。各层次的二氧化硅含量及二三氧化物总量变化不大,硅铁铝率也十分接近(只 A、B 层中二三氧化物总量相对较高)。二三氧化物中铁和铝的分布有很大差异。土壤粘粒中铁的含量比风化母质层粘粒中铁的含量高出一倍多,说明在剖面上层的粘粒中有多量铁的积聚,这可能是由于含铁的黑色矿物在上层风化较深,其铁质以游离氧化铁的形式淀积于粘粒表面。相反,铝的含量在剖面中自上而下递增,可说明三层型粘土矿物在剖面上部的相对含量较下部为高。

<1 微米粘粒的氧化钾含量很低,这与母岩中矿物(斜长石、辉石、角闪石)的含钾量少有关。如以伊利石平均含氧化钾 10% 计算,则在剖面 1 的 <1 微米粘粒中,伊利石不是组成粘土矿物的重要成分(不足 10%)。

<1 微米粘粒的阳离子交换量较高,约每百克 22—40 毫克当量。阳离子交换量自下而上的递增可以说明剖面上层粘粒中含交换量高的矿物较多。这和硅铝率的变化相符合。

各层次 <1 微米粘粒的差热曲线形状十分相象(图 1), 50—200°C 间有一巨大的吸热反应, 500—600°C 间有一次强的吸热反应, 900°C 附近有一弱的放热反应。550°C 处的吸热谷和 900°C 处的放热峰是高岭石存在的标志。C 层的 500—600°C 间的反应较大较强, 表示高岭石的含量相对较高。从 50—200°C 间巨大的吸热谷可推测粘粒中有蒙脱石、蛭石类矿物存在,但这些矿物在高温时的热反应因过于微弱而不易辨认。

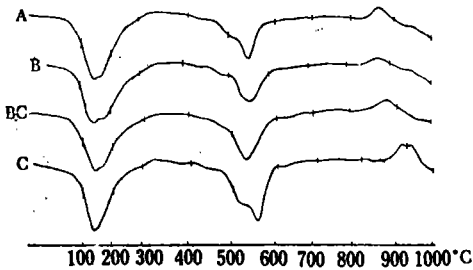


图 1 辉长岩发育土壤 <1 微米粘粒的差热曲线

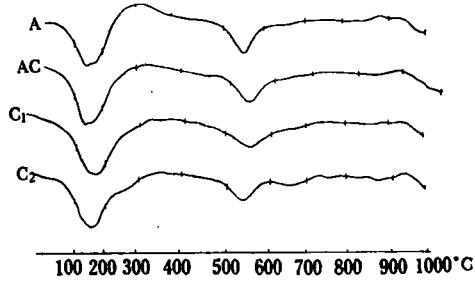


图 2 花岗岩发育土壤 <1 微米粘粒的差热曲线

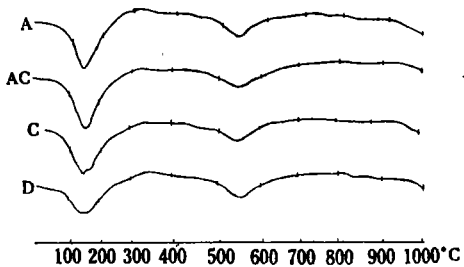


图 3 紫色页岩发育土壤 <1 微米粘粒的差热曲线

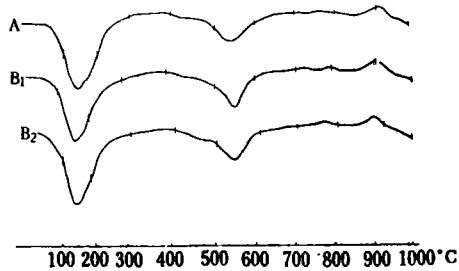


图 4 石灰岩发育土壤 <1 微米的差热曲线

在镁质粘粒的甘油化定向薄膜的 X 射线衍射谱中, 18 Å 的衍射峰属于蒙脱石, 14 Å 的衍射峰属于蛭石或绿泥石, 7.2 Å 和 3.58 Å 属于高岭石, 4.27 Å 和 3.35 Å 属于石英。此外, 在部分样品的衍射谱中, 发现有 11 Å 的宽的衍射。进一步的试验表明(图 6), 镁质样品经

甘油处理得 11 Å 的衍射者,如不經甘油处理时此种衍射消失,而代之以一个寬的 10 Å 衍射。样品如經 100°C 加热处理則 10 Å 衍射亦消失,而 7.2 Å 的衍射峯却大大加强。这是埃洛石因受热而失水閉合的現象。这个結果表明具有 11 Å 衍射的矿物是埃洛石。

14 Å 的衍射是蛭石和綠泥石所共有的,为了辨别起見,作了鉀飽和样品的 X 射綫分析。方法是将样品放在 N 醋酸鉀溶液中煮沸,制成定向薄膜后再行照射。图 5 的結果表明,原鎂質甘油化样品而具有 14 Å 衍射的,經鉀处理后 14 Å 衍射消失,而在 10 Å 处出現了一組新的衍射。这是蛭石被鉀离子所閉合的現象,說明样品不含綠泥石, 14 Å 衍射来自蛭石。

5—2 微米与 2—1 微米粒級的 X 射綫分析 (图 5, 6) 表明,各层都有蛭石和高岭石,但含量不尽相同。C 层中高岭石和蛭石的含量均低,但含有大量埃洛石。随着剖面向上,高岭石和蛭石逐渐增加而埃洛石則不再存在。在 A 层中蛭石稍少于 B 层但却有濃脫石出現。此外,在 A、B 二层中尚有少量石英。

< 1 微米粘粒的粘土矿物組成比較簡單(图 7), 仅为濃脫石、蛭石和高岭石。A、B 两层中濃脫石和蛭石的含量均較 BC、C 层中为高。随着剖面往上,高岭石的相对含量減少(从 7.2 Å 和 4.44 Å 峯下的面积看),濃脫石和蛭石含量則显著增加。这与差热分析、阳离子交换量和硅鋁率的分析結果相符合。

C 层的 >100 微米和 100—5 微

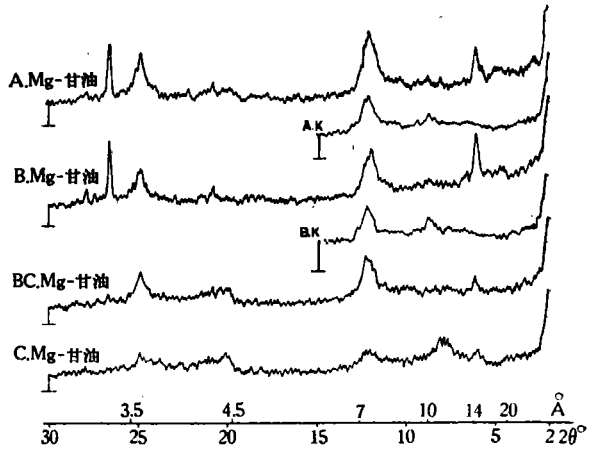


图 5 剖面 1, 5—2 微米粒級的 X 射綫衍射譜

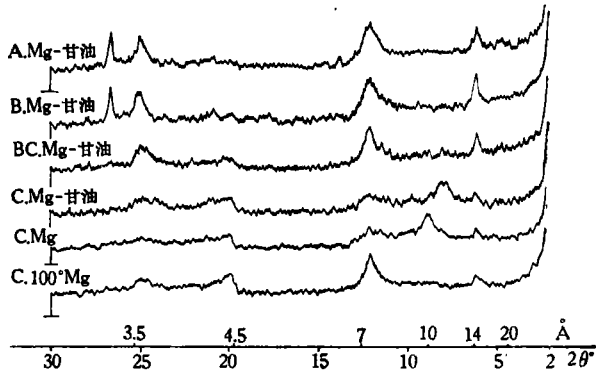


图 6 剖面 1, 2—1 微米粒級的 X 射綫衍射譜

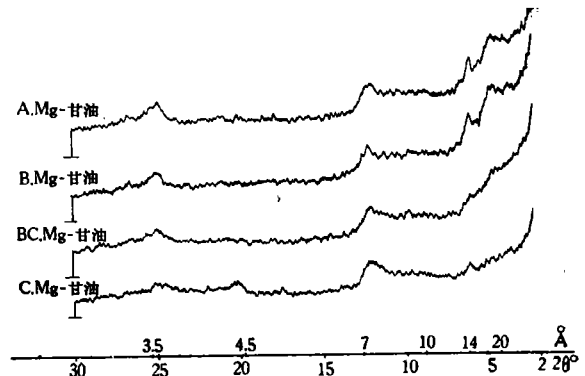


图 7 剖面 1, < 1 微米粘粒的 X 射綫衍射譜

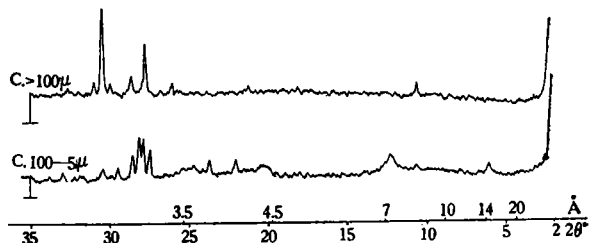


图 8 剖面 1, C 层的粉末 X 射綫衍射譜

米粒級的粉末 X 射綫分析(图 8)表明,以黑色矿物为主的 >100 微米粒級內含有閃石(8.4 Å)、长石(3.1 Å 和 3.2 Å)和磁赤铁矿(2.94 Å); 100—5 微米粒級中除上述三种矿物外,还有蛭石和高岭石。

根据上述的結果可作如下的討論。C 层,作为风化的母質层,其中的粗粒原生矿物风化为高岭石和蛭石。已有的研究資料表明长石能通过次生云母的中間阶段风化为高岭石,也能不經此中間阶段而直接风化为高岭石^[11]。今 C 层的 X 射綫分析表明长石和高岭石同时存在,却没有任何云母类矿物的痕迹。这說明在形成高岭石之前并没有經過云母的中間阶段。埃洛石仅見于 C 层的 5—1 微米部分,它很可能是长石形成高岭石过程中的中間矿物。

輝石和角閃石属鏈状硅酸盐,它們和层状硅酸盐之間有着过渡的构造关系。在文献資料中也常有輝石、角閃石等矿物风化为綠泥石、蛭石的記載。从剖面 1 各层之間的变化中可以看出,蛭石和蒙脫石自下而上递增,这表示蛭石和蒙脫石乃是輝石和角閃石的演变产物。此外, X 射綫分析結果說明在輝长岩发育的土壤中,没有云母-伊利石类矿物存在。这和低的氧化鉀含量相符合,說明在剖面 1 的成土过程中由于母岩缺少含鉀矿物,脱鉀作用^[10,12]是不显著的。

蛭石在剖面中的分布較蒙脫石为普遍。5—2 微米和 2—1 微米粒級中,各层都有蛭石, A 层中蛭石含量稍低于 B 层但开始有蒙脫石形成。这显示蛭石有向蒙脫石轉变的趋势。在大多数粒級中都有高岭石存在,其来源可能有二方面,其一是长石的高岭化,另一是三层型矿物(蒙脫石)的脱硅作用^[10,12]。 <1 微米粘粒中,高岭石在 C 层的相对含量最高,这可能是由于斜长石风化为高岭石的速度比角閃石风化为蒙脫石的速度較快。

从上述的討論中可以看出,这个发育在基性火成岩——輝长岩母質上的土壤,它的特点是土壤呈中性反应,胶体的吸收容量較大,而土壤中有氧化鉄的积聚。 <1 微米粘粒部分的粘土矿物組成較为简单,主要为高岭石,次为蒙脫石和蛭石。在剖面发育过程中,矿物的风化順序是斜长石經埃洛石风化为高岭石;輝石、角閃石风化为蛭石和蒙脫石,即(1)斜长石→埃洛石→高岭石;(2)輝石、角閃石→蛭石→蒙脫石。

花崗岩发育的土壤(剖面 2)

从表 1 可以看出,剖面 2 各层中大于 5 微米粗粒的含量很高而小于 5 微米的細粒含量很低, <1 微米粘粒的含量只占 10% 左右。这和母質中富含石英有关。土壤剖面中大于 5 微米各粒級的含量自下而上增加,小于 5 微米各粒級的含量自下而上减少。从剖面形态和剖面所处的地形部位看来,这可能是受坡积和雨水冲刷的影响所致,而不完全是細粒下移所造成的。

从土壤化学性質(表 2)看来,剖面呈酸性反应,而表土的 pH 值略高于底土;愈接近母質层,酸度愈增高。从表 3 来看,代換性鋁是造成酸度高的主要原因。各层次 <1 微米粘粒的二氧化硅和二三氧化物含量变化不大,仅 C₂ 层中二氧化硅的含量稍高而氧化鋁的含量稍低。 <1 微米粘粒的阳离子交換量較高,为每百克 36—53 毫克当量。底层粘粒的交換量最高,往剖面上部降低,表明蒙脫石或蛭石类矿物的含量在底层較多。这和硅鋁率的变化是一致的。

各层次 <1 微米粘粒的差热曲綫形状相似(图 2)。550°C 附近的吸热谷和 900°C 附近

表3 由花岗岩发育的土壤的酸度

层 次	深 度 (厘米)	水解酸(毫克当 量/100 克)	代换性酸(毫克当量/100 克)		
			氢	铝	总 量
A	0—8	2.59	0.10	0.25	0.35
AC	8—17	4.59	0.05	2.79	2.84
C ₁	17—31	7.26	0.03	5.82	5.85
C ₂	31—50	10.04	0.04	9.06	9.10

小的放热峰是高岭石的热反应。C₂层 600—700℃ 和 800—900℃ 間的热反应表示該层中蒙脱石的含量高于其他各层。

X射线分析(图9, 10)表明,在5—2微米和2—1微米粒級中含有多種的原生矿物和粘土矿物,如石英、长石、伊利石、蛭石、蒙脱石和高岭石等。各种矿物在剖面中的分布很有規律,即原生矿物如长石和石英在底层含量最低,往上显著增加;相反,高岭石和蒙脱石則以底层为最多,愈往剖面上层愈少。蛭石的含量以表层最高。在<1微米粘粒中(图11),C₂层的蒙脱石含量特別高,随剖面往上显著减少,这个变化与化学分析和差热分析的结果相符合。高岭石的分布亦以底层較多,剖面上部的含量稍低,晶性也有降低的趋势。伊利石的10Å衍射峰并不很强,但从氧化钾含量推算,它在<1微米粘粒中占有20%左右。这与母岩中含正长石和黑云母有关。此外,<1微米粘粒中仍含有少量游离石英,但已沒有长石存在。

从X射线分析结果看来,小于5微米顆粒的矿物分布趋势是:随着顆粒的变細原生矿物的含量减少而粘土矿物的含量增多。从各层次間的对比来看,随着剖面深度的改变,自下而上地长石和石英的含量增加而蒙脱石和高岭石类粘土矿物的含量降低。这种情况的产生可能是由于有风化程度較輕的岩屑以坡积的形式积聚在剖面上部。根据剖面的顆粒分布情形来看,这一可能性也是存在的。

从矿物风化的情况来看,花岗岩中,石英的抗风化能力极强,黑云母的含量很低,不足以产生<1微米粘粒中20%左右的伊利石,因此长石必然是粘土矿物的主要来源。这就是說,伊利石、蒙脱石和高岭石

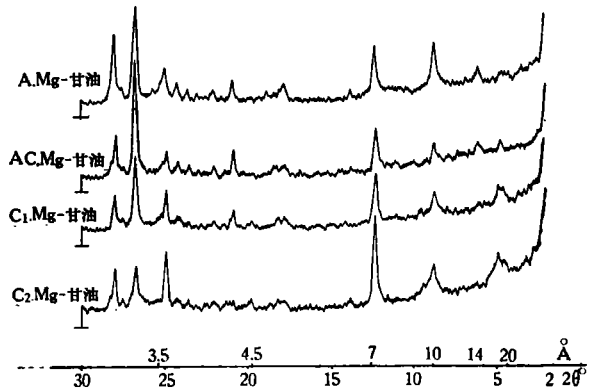


图9 剖面2, 5—2微米粒級的X射线衍射譜

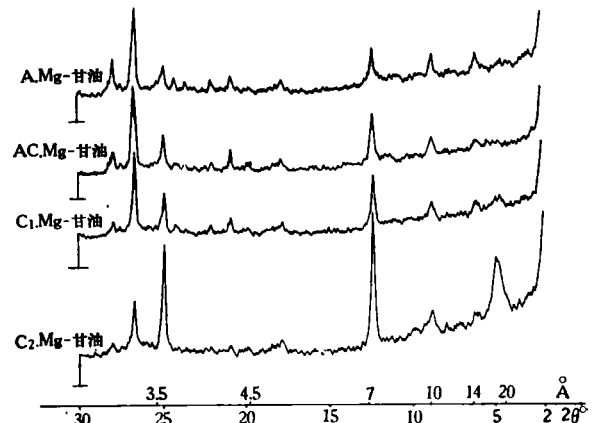


图10 剖面2, 2—1微米粒級的X射线衍射譜

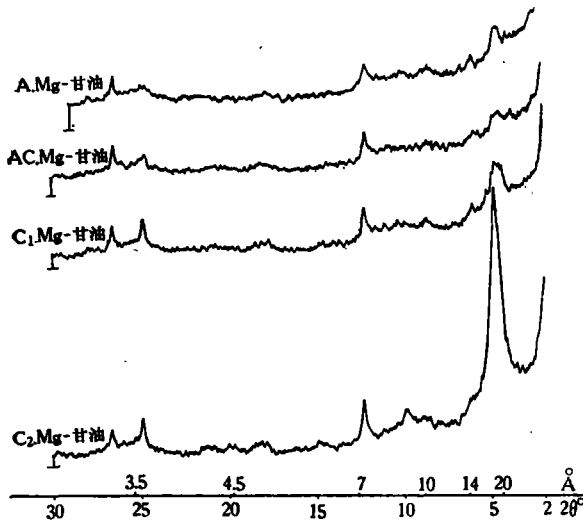


图 11 剖面 2, <1 微米粒级的 X 射线衍射谱

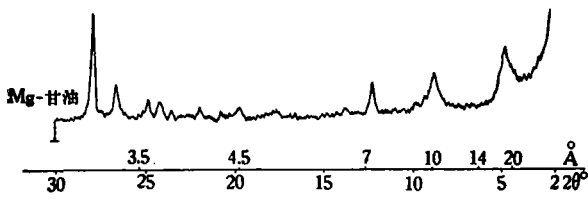


图 12 剖面 2, 花岗岩风化体的 X 射线衍射谱

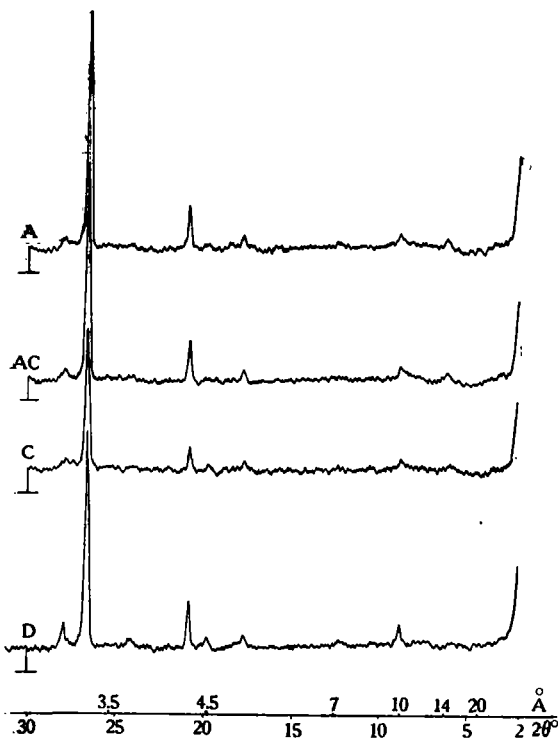


图 13 剖面 3, 5—2 微米粒级的粉末 X 射线衍射谱

大部分来自长石的风化,亦即在长石风化为高岭石的过程中存在着次生云母的中間阶段。这和由輝长岩发育的土壤中的情况不同,其原因可能是由于輝长岩中缺少含鉀的正长石。为了查明长石风化和粘土矿物形成之間的关系,我們从半风化的岩石上挖出长石风化物进行 X 射线分析。由图 12 可以看出,半风化长石中除长石外,已有相当多的蒙脱石、伊利石和高岭石出现。这个剖面的矿物风化顺序是另一种方式:(1)黑云母→蛭石;(2)长石→伊利石→(蛭石)→蒙脱石→高岭石。

紫色頁岩发育的土壤(剖面 3)

从顆粒分布(表 1)来看,100—5 微米粒级占主要成分,其次为 <1 微米粒级,这二级的总量约占 80% 左右。从各层次間的变化来看, A、AC、C 层間的差异不大,但与母岩相比則差别很显著。A、AC、C 层中 <1 微米粘粒约占 20%,比母岩高出 2—3 倍;而母岩中 >5 微米的粗粒則比上几层都高。从这些情况可以认为,剖面 3 的风化作用不算强烈,沒有显著的粘粒移动,而顆粒的物理风化是主要的。

从土壤的化学性质(表 2)可看出,剖面 3 土壤反应近中性,而表土的 pH 值低于母岩。 <1 微米粘粒的硅、鉄、鋁含量变化不大(只 C 层氧化铝含量稍高),而各层硅鋁率(2.5—2.7)和硅鉄鋁率(2.0—2.1)也十分接近。

<1 微米粘粒的氧化鉀含量极高,为 3.6% 左右,而母岩中可高达 4.2%。如以伊利石平均含氧化鉀 10%,則其中伊利石的含量分别占

36% 和 42% 左右。这个情况表示: (1) <1 微米粘粒中, 伊利石是优势矿物成分, 说明该剖面的发育程度很轻; (2) 剖面上部伊利石含量低于母岩, 说明存在有云母-伊利石类矿物的脱钾过程。A、AC 和 C 层中 <1 微米粘粒的阳离子交换量很接近, 均为 30 毫克当量左右, 同样说明其中以伊利石为主导粘土矿物。从 X 射线分析 (图 15) 可知, 母岩中含有较多蒙脱石, 但阳离子交换量和差热曲线上的低温吸热反应并没有增大, 可能是其中的伊利石比较接近于云母, 故其阳离子交换量和水化度都较低。

各层次 <1 微米粘粒的差热曲线 (图 3) 形状相近。第一个大的吸热谷在 50—200°C 范围内, 这是由于伊利石和蒙脱石等矿物吸湿水的排除所形成的。第二个宽而浅的吸热谷在 500—600°C 间, 其后曲线即趋平直, 表示伊利石是主要成分。

5—2 微米粒级的粉末 X 射线衍射谱 (图 13) 表明, 石英和长石是主要成分, 并有少许蛭石和高岭石。在剖面上部云母-伊利石的含量减少而蛭石则渐渐增多, 表示云母有转变为蛭石的趋势。从 2—1 微米粒级的 X 射线衍射谱 (图 14) 可以看出, 云母-伊利石类矿物是主要成分, 并有石英、蛭石和高岭石伴存, 它们的含量随剖面逐渐增加。母岩中还有少许蒙脱石, 但在成土过程中似有演变而成为高岭石等其他粘土矿物的趋势。

剖面 3 各层的 <1 微米粘粒中也含有石英 (图 15)。在母岩中, 伊利石和蒙脱石的含量很高, 但在土壤中含量显著减少。与伊利石和蒙脱石的情况相反, 土壤中蛭石的含量比母岩中高。高岭石的变化不很显著。虽然从 X 射线图上看, 母岩 <1 微米部分的蒙脱石和伊利石衍射强度比剖面上部各层高出很多, 但如考虑到剖面上部各层 <1 微米粘粒含量为母岩的 3—4 倍, 则应该

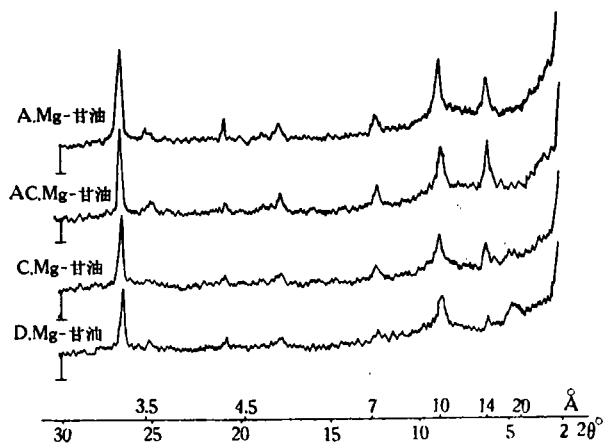


图 14 剖面 3, 2—1 微米粒级的 X 射线衍射谱

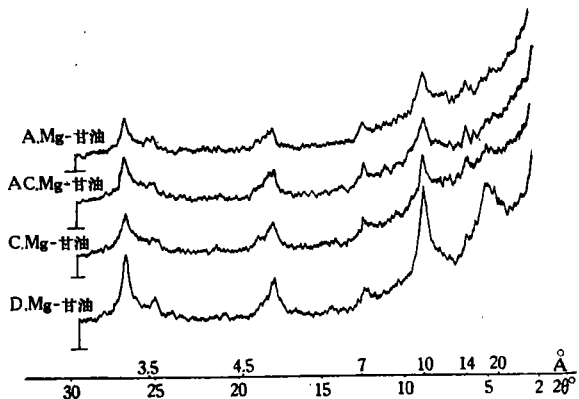


图 15 剖面 3, <1 微米粘粒的 X 射线衍射谱

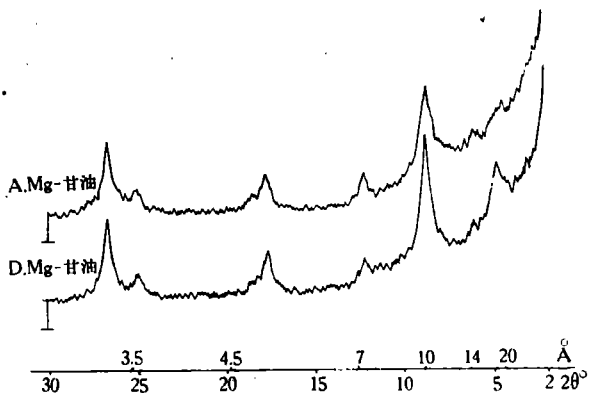


图 16 剖面 3, 1—0.1 微米粗粘粒的 X 射线衍射谱

认为剖面上部蒙脱石实际含量的减少不会象X射线衍射峰所显示的那样强烈。

用超速离心机将表层和母岩的<1微米部分细分为1—0.1微米和<0.1微米两组粗、

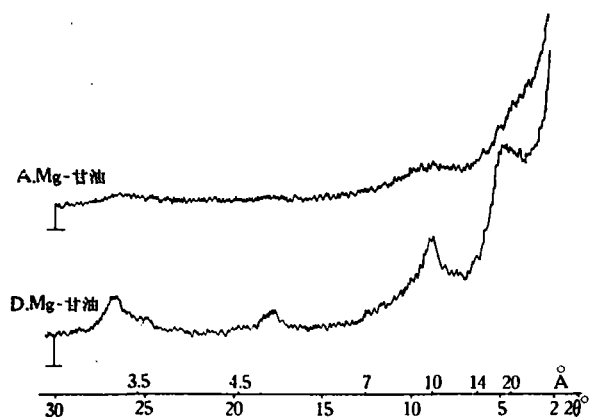


图 17 剖面 3, <0.1 微米细粘粒的 X 射线衍射谱

细粘粒,发现表土层细粘粒较多, X 射线衍射峰平坦(图 17),说明其分散度高、晶性差;粗粘粒部分晶性和绝对含量与母岩中相若(图 16)。

从各项分析结果看来,剖面 3 粘粒部分的主要矿物仍为伊利石,并有高岭石以及少量蒙脱石和蛭石。黄马青层紫色砂页岩属于中生代三迭纪沉积岩,其中所含的伊利石和蒙脱石形成于远古,并非目前环境下的特征形成物。由于土壤剖面发育程度尚幼,所以我们能清楚地

看到母岩中的云母和伊利石开始脱钾向蛭石转变,以及蒙脱石开始脱硅而风化为高岭石的过程。

石灰岩发育的土壤(剖面 4)

发育在石灰岩母质上的土壤质地十分粘重,<1微米粘粒的含量为 39—57—70%,并随剖面向下而增加。表土层与心土层有显著的差别。表土因多量的有机质而呈灰色,因存在游离碳酸钙而提高了 pH 值;心土不含游离碳酸钙,具显著的酸性反应,呈明显的棕红色。<1微米粘粒的硅、铁和铝的含量在各层中大致相同,只表土中氧化铝的含量较低。

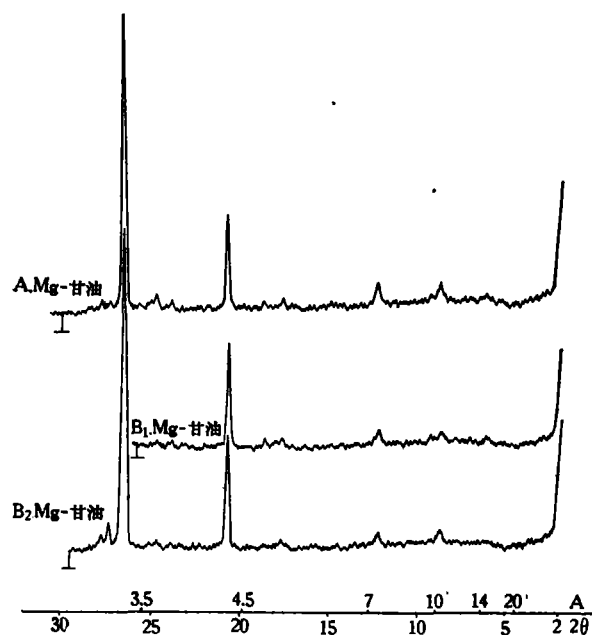


图 18 剖面 4, 5—2 微米粒级的 X 射线衍射谱

各层 <1微米粘粒中氧化铁的含量均高,而其中游离氧化铁约占全量的三分之二。这些游离铁是使剖面呈现红色的物质。<1微米粘粒的阳离子交换量为每百克 33 毫克当量。表土粘粒的交换量较高(37 毫克当量),与硅铝率的变化相一致,说明表土中含有较多蒙脱石或蛭石类矿物。从氧化钾的含量估计 <1微米粘粒中约有 20% 左右的伊利石。

各层 <1微米部分的差热曲线形状相似(图 4)。第一个吸热反应在 50—200°C 间;第二个吸热反应在 500—600°C 间;第三个反应发生在 900°C 附近,为一较弱的放热反应。500—600°C 间的吸热反应和

900°C 处的放热反应表示这部分粘粒中含有高岭石或伊利石。

5—2 微米顆粒的甘油薄膜 X 射綫衍射譜 (图 18) 表明, 石英是主要成分, 但同时含有伊利石和高岭石, 上二层还能辨認出有蛭石存在。2—1 微米粒級的 X 射綫分析結果 (图 19) 与 5—2 微米的相似, 只是石英的含量較低而粘土矿物的含量均升高。 <1 微米粘粒的 X 射綫衍射峰強度很低, 經去除游离鉄質后, 衍射強度的增加有限 (图 20), 說明顆粒的分散度很高。其粘土矿物成分主要为高岭石, 次为伊利石, 表层含有蒙脫石, 此外也有少量石英。

剖面 4 是石灰岩母質上发育的土壤, 它的質地粘重, 游离氧化鉄瀆染为棕紅色, 呈酸性反应, 很象紅色石灰土。但是粘土矿物組成和硅鋁率則显然与华南地区的紅色石灰土^[13] 不同, 而与上述三个南京土壤有共同之处。其粘土矿物組成以高岭石和伊利石为主, 表土富含鈣質, 有蒙脫石伴存。Khan^[14] 認为紅色石灰土主要含云母类矿物, 与含蒙脫石为主的黑色石灰土有所区别。Norrish 等^[15] 認为澳大利亚紅色石灰土与黑色石灰土的粘土矿物并无本質上的差别, 它們都以伊利石为主要矿物。另外, Lippi-Boncambi 等^[16] 認为大多数的紅色石灰土以伊利石为主, 但亦有个別紅色石灰土以高岭石为其主要矿物。他們并認为这可能决定于气候和母質等因素。总之, 对于石灰岩母質发育的土壤分类問題, 目前尚未取得一致

的看法。有人把它看作非地带性土壤。要从粘土矿物的組成来討論这类土壤的发生学性質, 还須对各地區的由石灰岩发育的土壤作更多的研究。

从上述四个土壤剖面的研究中可以看出, 南京地区在不同性質母岩上发育的土壤, 有着許多共同的特征, 但也存在着一定的差异。四个土壤的成土母質差别极大。輝長岩由基性的斜长石、輝石和角閃石組成, 酸性花崗岩中富含石英, 紫色頁岩是含大量云母的松散沉积物, 石灰岩以溶性碳酸盐为其主要成分。尽管如此, 所发育的土壤的反应为酸性至中性, 土体中粘粒的硅鋁率在 2.5—3.0 的范围内。再从成土过程中矿物演变的情况来看, 母岩中的长石能很快地高岭化, 云母能經脫鉀作用轉变为蛭石, 而粘土矿物中蒙脫石轉变为

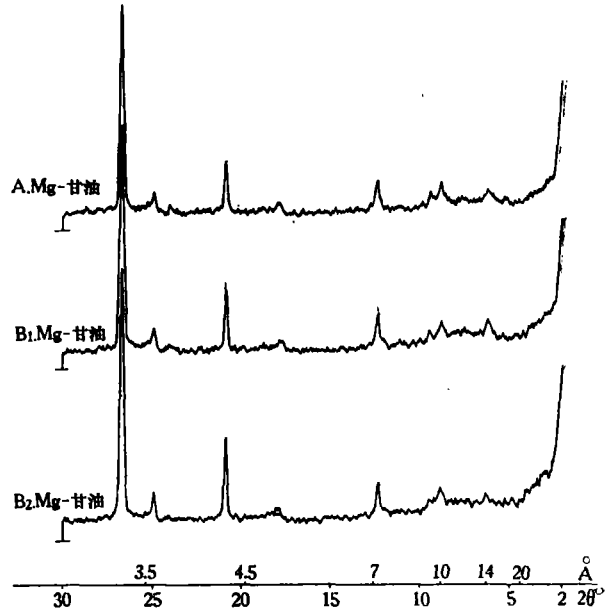


图 19 剖面 4, 2—1 微米粒級的 X 射綫衍射譜

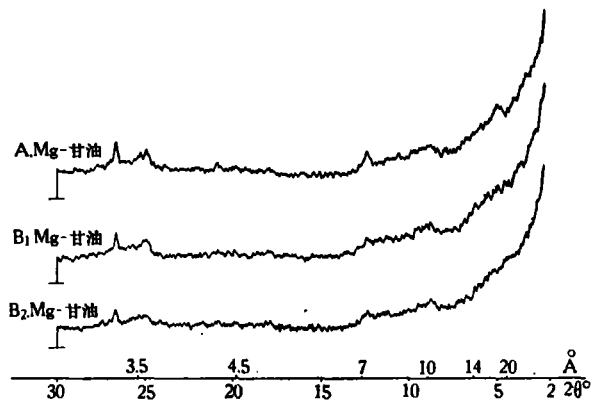


图 20 剖面 4, <1 微米粘粒的 X 射綫衍射譜

高岭石的脱硅作用也很明显。可见南京地区土壤中原生矿物的风化进行得比较强烈,而粘土矿物的生成和转化都很迅速。如将四个剖面土体中 <1 微米粘粒的 X 射线分析结果结合硅铝率、阳离子交换量和氧化钾含量推算各类粘土矿物含量的比例,则从表 4 可以看出,除了由紫色页岩发育的土壤外,粘土矿物中高岭石约占一半或一半以上,但同时有相

表 4 土壤 <1 微米粘粒的粘土矿物组成

土 壤	硅 铝 率	阳离子交换量 (毫克当量/100 克)	K ₂ O (%)	粘土矿物组成 高岭石:伊利石:蒙脱石+蛭石
辉长岩发育的土壤	2.55	39.7	0.62	7:0:3
花岗岩发育的土壤	2.99	39.7	2.11	5:3:2
紫色页岩发育的土壤	2.62	28.6	3.67	4:5:1
石灰岩发育的土壤	2.61	36.5	1.83	6:2:2

注:假设阳离子交换量数值高岭石为 10,伊利石为 30,蒙脱石、蛭石为 100—120;硅铝率数值高岭石为 2.0,伊利石为 3.0,蒙脱石、蛭石为 4.0。

当量的伊利石、蛭石和蒙脱石存在。这说明在南京地区的具体条件下,由不同母质发育的土壤,其粘土矿物性质有着重要的共同特征。另一方面,各个土壤仍然有着各自的特点,如由辉长岩发育的土壤,由于母质中缺乏含钾的正长石和云母,粘土矿物组成中没有伊利石。花岗岩中含大量石英,土壤的酸度较高,质地较粗,而粘粒的硅铝率和硅铁铝率也较其他三个剖面为大。在正长石形成高岭石的过程中显然经过次生云母的中间阶段。紫色页岩上发育的土壤备受侵蚀,发育程度较轻,粘土矿物中伊利石仍为优势成分,显然与母岩中富含云母直接相关。石灰岩发育的土壤状如红色石灰土,它的心土呈棕红色,质地粘重而酸度较大,只在含游离碳酸钙和较多腐殖质的表土的粘粒中才有蒙脱石存在。这显然和上述三个土壤都有不同之处。可见在南京地区,母质成分对土壤形成仍然能起一定的影响。土壤发育的程度愈轻,这种影响表现得就愈显著。

试以南京地区的这几个土壤与我国另一些地区的土壤相比较,则南京地区的土壤比华北地区的褐土^[17]酸度较高,粘粒的交换量和硅铝率较小。华北褐土中粘土矿物尚停留在脱钾阶段,成分以伊利石和蛭石为主,蒙脱石和高岭石的含量很低。这和南京地区的土壤显然不同。另一方面,南京地区的土壤较华南土壤^[18]酸度小,粘粒的交换量高、硅铝率大。粘粒中虽含有多量高岭石,但还含有相当量的蒙脱石、蛭石甚至伊利石,却没有三水铝矿。这显然与华南地区的富铝化土壤不同。所以南京地区土壤的粘土矿物成分具备南北过渡特征。

对于南京地区的土壤,曾有不同的命名。近年来,不少研究者主张从棕壤中划分出黄棕壤类型。本文所研究的几个土壤中,普遍存在着粘土矿物的脱硅作用并形成多量高岭石,与一般所称的棕壤确实有所不同,而具有向富铝化土过渡的特点。然而,土壤的粘土矿物性质只是土壤性质的一个重要方面,要确定南京地区土壤的发生学特性,还必须从其他重要方面如土壤生物和土壤有机-无机复合体等方面来共同阐明。

摘 要

对南京地区发育在不同性质母岩上的四个土壤剖面进行了化学分析、阳离子交换量测定、差热分析和 X 射线鉴定。结果表明,辉长岩母质发育的土壤,粘土矿物组成以高岭石

为主, 次为蒙脱石和蛭石, 但不含伊利石, 母岩中的斜长石能经过埃洛石转变为高岭石。花岗岩发育的土壤粘土矿物中, 高岭石和伊利石的含量均高, 母岩中的长石能很快地经伊利石转变为蒙脱石。紫色页岩上的土壤发育较幼稚, 伊利石类矿物是粘土矿物中的优势成分, 并有高岭石和蒙脱石伴存。石灰岩上的土壤具有红色石灰土的部分性质, 粘土矿物中高岭石和伊利石是主要成分而蒙脱石仅见于表土中。四个剖面中都有蛭石, 其含量在剖面上部均见增多。土壤发育过程中矿物演变的共同特征是云母、伊利石类矿物的脱钾作用和蒙脱石类矿物的脱硅作用都甚明显。

参 考 文 献

- [1] Герасимов, И. П. и Ма Юн-Чжи (馬裕之): 1958. Генетические типы почв на территории Китайской Народной Республики и их географическое распространение. АН. СССР. Москва, Стр. 42—47.
- [2] Ковда, В. А. и Кондорская, Н. И.: 1957. Новая почвенная карта Китая. Почвоведение, 1957, 12:45—54.
- [3] 黄瑞采編著: 土壤学。305—324 頁, 科技卫生出版社, 1958 年。
- [4] Hseung, Y. and Jackson, M. L.: 1952. Mineral composition of clay fraction: III. of some main soil groups of China. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 16:294—297.
- [5] 叶良輔、喻德渊: 1934. 南京鎮江間之火成岩地質史。地質研究所专刊 乙种第一号。
- [6] 李毓尧、李捷、朱森: 1935. 宁鎮山脉地質。地質研究所集刊 11 号。
- [7] 李庆遠、蕾如坤、陈家坊編: 土壤分析法。科学出版社, 1958 年。
- [8] 周維珍、王振农、黄鉞、戴根荣、張連弟: 1962. 土壤中含鉀測定方法的改进。土壤学报, 10:98—101.
- [9] 許冀泉、熊毅: 1955. 阳离子交換量半微量速測法。土壤学报, 3:31—38.
- [10] 熊毅: 胶体矿物与土壤风化(未发表)。
- [11] Rich, C. I. and Thomas, G. W.: 1960. The clay fraction of soils. In A. G. Norman Edited, Advances in Agronomy. 12: 1—39. Academic Press. New York and London.
- [12] Jackson, M. L., Hseung, Y., Corey, R.B., Evans, E. J. and Vanden Heuvel, R. C.: 1952. Weathering sequence of clay-size minerals in soils and sediments. II. Chemical weathering of layer silicates. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 16:3—6.
- [13] 侯传庆、石华: 1962. 华南石灰岩地区土壤的发生和利用。土壤, 2 期, 6—14 頁。
- [14] Khan, D. H.: 1960. Clay mineral distribution in some rendzinas, red-brown soils, and terra-rossa on limestones of different geological ages. Soil Sci., 90: 312—319.
- [15] Norrish, K. and Rogers, L. E. R.: 1956. The mineralogy of some terra-rossa and rendzinas soils. J. Soil Sci., 7:294—301.
- [16] Lippi-Boncambi, C., Mackenzie, R. C. and Mitchell, W. A.: 1955. The mineralogy of some soils of Central Italy. Clay Min. Bull., 2:281—288.
- [17] 許冀泉: 1961. 中国土壤胶体研究 III. 褐土胶体的矿物組成。土壤学报, 9:103—109.
- [18] 張效年、李庆遠: 1958. 华南土壤的粘土矿物組成。土壤学报, 6:178—192.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОЧВЕННЫХ КОЛЛОИДОВ КИТАЯ

IV. ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ НЕКОТОРЫХ ПОЧВЕННЫХ ПРОФИЛЕЙ В РАЙОНЕ НАНКИНА

Тан Сун-лю, Цзян Мы-ин, Юй Со-фу, Гу Синь-юнь и Сюй Цзи-цюань

(Почвенный институт Академии Наук КНР)

(Резюме)

На четырёх почвенных профилях, развитых на разных материнских породах, были произведены химические анализы, определение ёмкости обмена катионов, дифференциально-термические и рентгено-дифракционные анализы.

Результаты показали, для образцов почв, сформированных из габбра, в составе глинистых минералов преобладает каолинит, второе место занимают монтмориллонит и вермикулит, а иллит не встречается. Плагиоклаз из материнского порода может превратиться в каолинит через галлузит.

Для образцов почв, развитых на граните, преобладает иллит, кроме того содержание каолинита тоже высоко. Полевые шпаты из данной материнской породы могут быстро превращаться в монтмориллонит через иллит.

Почвы, сформированные из фиолетового сланца, сравнительно молоды, среди их глинистых минералов иллит является преобладающим, причём сопровождают каолинит и монтмориллонит.

Почвы, развитые на известняках, обладают некоторыми свойствами терра-россы. Среди глинистых минералов каолинит и иллит представляет основную часть, а монтмориллонит присутствует только на поверхностном слое почв.

Во всех четырех профилях присутствует вермикулит, содержание которого больше в верхней части профилей.

Общим характером превращения глинистых минералов в процессе почвообразования являются заметные "декаллизация" у минералов слюды и иллита и "десилификация" у минералов монтмориллонита.