

格魯吉亞和中國南部紅色風化殼上 土壤發育的一些問題

C. B. 佐 恩

(蘇聯科學院森林研究所)

衆所周知，格魯吉亞亞熱帶和中國熱帶的地理位置顯然不同。前者位於北緯 43° — 42° 以南；而後者從北回歸綫以南開始，即北緯 25° 以南。二地相隔的距離計達 9,000 公里以上。儘管地理位置的差別這樣大，但是在這些地區成土過程的發育方面，有一些共同的特點。我覺得對此作比較研究，可以幫助我們更進一步了解格魯吉亞亞熱帶土壤發生的情況。但在開始敘述我們的看法以前，應該指出：這些看法是以野外觀察和某些分析資料作為根據的，這些資料一部分是從李慶遠教授和黃瑞采教授等在我曾到過的地區所作的工作中借用來的；另外是根據我們所採集的少量中國熱帶土壤的分析資料。

關於格魯吉亞和阿塞爾拜疆的亞熱帶紅壤和黃壤雖然已做過很多工作，但對於它們的發生和發育看法並不一致。

如 M. H. 沙巴什維里(1954)認為，紅壤基本上是向灰化土類方向發展的，但他仍把紅壤列為一個獨立的發生學土類，其中包括典型(未灰化)紅壤和灰化紅壤兩亞類。此外，他還將黃壤類土壤也劃分出來，並且與紅壤一樣也分出了兩亞類(即典型與灰化兩亞類——譯者)。M. H. 沙巴什維里認為黃壤的形成與母岩和風化產物的不同有關，這就決定了黃壤為紅壤形成中不明顯的中間階段。

他認為灰化紅壤與灰化黃壤兩亞類，是向亞熱帶地區灰化土過渡的土壤。據 M. H. 沙巴什維里的推斷，紅壤和黃壤正向亞熱帶地區的灰化土進化。M. H. 沙巴什維里認為，紅壤最顯著的特點為：氫氧化鋁和氫氧化鐵的含量很高，這就使紅壤呈鮮紅色或橙紅色，以及非常特殊的理化性質和有機物質積聚的條件。

B. B. 波雷諾夫(1944)曾推測：從前在潮濕熱帶氣候的條件下，紅色風化殼上可能發生灰化過程。現在，在同樣的地層上發育的是亞熱帶地區的灰化土前一階段的土壤和棕壤型土壤。前者與後者的不同主要是形成土壤的紅色風化殼的性質。

這一切正可以說明：為什麼紅壤和黃壤的發生學特徵和性質、它們垂直分佈的規律性以及向灰化土類進化的情況，都是模糊不清的。

關於格魯吉亞亞熱帶廣大面積上的土壤是在紅色風化殼或其沉積物上形成的這一點，大家的看法是一致的。幾乎所有的研究者也都認為紅色風化殼的形成最低限度是屬於第三紀的。

在中國的熱帶部分(海南島、廣東省和雲南省的南部等地)，土壤形成過程同樣也是在紅色風化殼上進行的；紅色風化殼不但可由噴出岩和侵入岩(玄武岩、玢岩、凝灰岩、花崗

岩和片麻岩等)形成,而且也可由沉積岩(頁岩、砂岩等)的風化產物形成。

由於母岩的不同,主要是其中三氧化鐵和三氧化鋁含量不同的結果,由這些母岩形成的古代風化殼的顏色也很不同:從淡黃色直至橙色、紫色和磚紅色。

玄武岩、玢岩和凝灰岩以及此類岩石的再沉積物上的紅色風化殼的特點是磚紅色最明顯。某些中國土壤學家認為:此種風化殼也可以由結晶石灰岩和方解石形成,特別是在雲南省。但經過在該地區的觀察,我們得到的結論是:石灰岩上的風化殼很可能是次生的一再沉積的,而紅色風化殼的形成物質也還是玄武岩的紅色風化產物。

不論在中國或格魯吉亞,形成最典型紅色風化殼的基岩及紅色風化殼本身的化學組成十分接近(表 1)。

表 1 基岩及形成於其上的紅色風化殼的全量組成(佔絕對乾物質%)

根據 M. H. 沙巴什維里(1954)和李慶遠(1956)的資料

| 母質及採集地點 | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | H ₂ O |
|----------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------------------|-------------------|------------------|
| 格魯吉亞玢岩····· | 47.67 | 20.98 | 7.67 | 11.83 | 0.07 | 1.19 | 2.52 | 0.44 |
| 中國玄武岩····· | 49.28 | 15.83 | 11.54 | 8.44 | 0.13 | 0.77 | 3.59 | 0.05 |
| 格魯吉亞紅色風化殼····· | 39.08 | 29.08 | 19.15 | 0.30 | 2.34 | 0.22 | 0.29 | 9.40 |
| 中國紅色風化殼····· | 42.55 | 23.15 | 17.14 | 0.62 | 2.47 | 0.55 | 0.78 | 9.28 |

格魯吉亞和中國的母岩化學組成雖然很相近,但形成於其上的格魯吉亞的紅色風化殼,與中國的相比, Ca、K 和 Na 的淋失較多,而且有大量的 Al、Fe 積聚的特點。這種情形說是由於母岩化學組成不同的結果是很難講得通的,因為中國玄武岩所含的 Al、Ca、K 和 Na, 比格魯吉亞的玢岩要少。但是在玄武岩的風化產物中,這些元素的含量(其中 Al 除外),却比格魯吉亞玢岩風化產物中的含量要高。

因此可以這樣來假設,即格魯吉亞的紅色風化殼與中國的相比,可能經受過更強的淋溶作用;這是與氣候條件的差異和植物——土壤系統中灰分物質生物循環的強度有關的。

格魯吉亞的紅色風化殼,雖然含有大量的 Al 和 Fe, 但與中國的相比,它的顏色不夠鮮明。

中國的熱帶部分的現代成土過程由於人類的干預而變得非常複雜。此種人類干預的結果,首先也是最嚴重的是破壞了森林植被——土壤系統中的生物循環,往往導致侵蝕作用的廣泛發展。在侵蝕作用的影響下,廣大面積上的土壤遭受侵蝕,從而使紅色風化殼不同的層次裸露於地表。即使熱帶森林下的土壤屬於紅壤,這樣的形成作用也會大大地妨害我們把它理解為一定的發生學土類。

具有季節性氣候和海洋性氣候的潮濕熱帶地區,均屬於古代森林地區。

因此這些地區最主要土壤的形成,是與森林植被的影響及交替的垂直帶的規律性,以及成土母質、首先是紅色風化殼的組成和性質有不可分割的聯系。

森林植被對熱帶地區土壤形成的影響是十分多種多樣的,與溫帶地區相比,它的強度顯得特別大。

由於熱帶林樹種的種類繁多,很多奪取木本寄主大量有機物質的附生植物,它最後也進入土壤以及土壤動物,特別是各種白蟻的活動,使植被——土壤系統中物質的循環變得極為複雜。這種循環不僅在製造有機物質方面表現出來,而且在礦物體順着樹木向上移

動方面也表現出來，因此附生植物可以部分地滿足本身對灰分物質的需要。

此外，熱帶樹種絕大部分的根系主要分佈在表面 20—40 厘米的土層中，這就限制了從更厚的土層中取得物質，因而使物質的循環變得複雜起來。最後在年周期中，有二個明顯的氣候狀況——極其潮濕的夏季和秋季與極其乾旱的冬季和春季，這就決定了有機物質的分解和礦質化方面和它們的分解產物對土壤礦質部分影響方面的重大差別。

排水良好的土壤，有機物質在其中的積聚不會使紅色風化殼的表層發生重大的改變。在這樣的情況下，在不厚(20—30 厘米)的腐殖質層的下面，係屬在成土作用方面變化很小的紅色層。

排水不良的土壤或隨着它們所分佈的高度增加而濕度更高時，緊接在腐殖質的下面可以劃分出明顯的橙黃色或淡黃色的層次；其厚度的變化，從 30—50 至 100—120 厘米。其下，此層被紅棕色的層次所代替，這種紅棕色是未經改變的紅色風化殼所特有的顏色。具有此種剖面結構的土壤分佈於海拔高 400 至 1,200 米以上，這是與個別地區的地貌特點和離海洋影響的遠近有關的。如在海南島此種土壤見於 400 至 1,000 米之間，而雲南省則在 1,200—1,700 米以上。

同時，在海南島 600—650 米以下，此種土壤與未經變化的土壤相交錯。在此以上具有明顯的黃色層的土壤分佈最廣。

在雲南省，後面的這類土壤從 1,400—1,500 米開始在潮濕的熱帶常綠林覆蓋下，形成明顯的土帶。

中國土壤學家們認為這種土壤顏色的變化是與在高濕度的影響下，鐵、鋁的氧化物變成氫氧化物分不開的。

但是，這種解釋不是能普遍適用的。它或許只能適用於解釋紅色土壤中，在有某種程度的雨水臨時滯積的特徵時，在其中形成不太厚的黃色層的情況。但當沒有這種滯積的特徵和黃色層加厚並逐漸轉變成不變的紅色層時，或當發現其中土壤都有黃色層時，則此種黃色層的形成與有機酸的影響有密切聯繫；此種有機酸是從殘落物層中滲出來的，它可以促進水化胡敏酸鐵的形成。

因此，黃色層的存在，不管其形成條件如何，還可作為劃分紅壤和黃壤二個熱帶的基本土類的主要標誌之一。

這裏我們簡單地比較一下中國和格魯吉亞紅壤中小於 1—2 μ (表 2) 粒級的化學組成的性質。前者引用李慶遠教授(1956)和黃瑞采教授等的資料，後者引用 M. H. 沙巴什維里的資料(1956)。

根據 SiO_2 、 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 和 $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ 與 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 分子率的比較，則格魯吉亞的紅壤處於中國熱帶紅壤和亞熱帶紅壤之間的中間地位，而偏近於前者。

在 CaO 和 MgO 的全量方面，格魯吉亞紅壤與中國熱帶部分紅壤有重大區別。

前者 A 層中鈣的含量達 0.65%，並隨深度而減少至 0.43—0.46%。相反，MgO 在 A 層中為 0.95%，隨深度而增加至 2.41%。

中國熱帶紅壤中 CaO 幾乎沒有——痕跡，而 MgO 的含量從 A 層中 0.47%，隨深度而略增至 0.71%。

從 CaO 和 MgO 在剖面中的含量和分佈方面的這種差別，可以得出這樣的結論：格

魯吉亞紅壤中 CaO 、 MgO 的積聚主要是次生過程，即由原先存在的熱帶常綠林被比較喜鈣的落葉林代替所決定的生物發生過程。

格魯吉亞紅壤膠體部分組成方面的變化，也可能決定於此種過程，紅色地層也可能形成於與此相應的中國熱帶條件下。

格魯吉亞和中國紅壤中有機物質分組組成和組分組成的資料（表 3）* 也指出了此種進化情況。

這些資料證明雖然格魯吉亞紅壤有較多的有機體殘落物進入土表，但中國紅壤中有機物質的分解過程却比它進行得更為強烈。

這首先反映在下列幾方面：土壤中總碳量很低，與鈣結合的碳的釋放量很低（在脫鈣以後），胡敏酸的含量極低和土壤中完全沒有胡敏酸鈣（第二組分）。

腐殖質的組成中主要是富里酸，特別是 1a 和 1 組分。因此，土壤中 C 胡敏酸與 C 富里酸的比率低，不超過 0.22—0.55。值得注意的是不溶性殘渣中碳量很高。同時腐殖質的組成與紅壤上所生長的森林性質的相互關係也是十分明顯的。如熱帶松林下的紅壤，與常綠闊葉林下的紅壤相比，總碳量增加，土壤中胡敏酸的量也增加，富里酸含量減低以及在不溶性殘渣中的碳量大大地增加。但是，此時與鈣結合的碳幾乎減低至一半，而酒精-苯提取部分的碳增加至 2—3 倍。

同時，剖面中還顯示出富里酸明顯的向下移動，緊接在松針殘落物層下的紅壤的某些灰化作用可能與此有關。

格魯吉亞紅壤中，首先引起注意的是表面 10—15 厘米和下部從 35 到 40 厘米的二層中，腐殖質的組成有極大的不同。

下層腐殖質組成中胡敏酸和富里酸含量和它們的比率(0.23)很接近於中國紅壤。只是中國紅壤在脫鈣後可以看到釋放出來的碳量較高，而且還有與鈣結合的胡敏酸組分出現。

胡敏酸的出現無疑是由於它們從表層向下移動的結果所產生的。

表層腐殖質的組成與下層有顯著的不同，這是由於表層不溶性殘渣中碳量降低，而胡敏酸含量比較高（至 4—5 倍）的緣故。

因此表層 C 胡敏酸與 C 富里酸之比率提高到 0.83。

由於格魯吉亞紅壤不同深度腐殖質的組成差別很大，因此可以斷定，在原有的熱帶腐殖質形成過程的基礎上，又發生了與森林植被的顯著演替有關的近代亞熱帶腐殖質形成過程。10—15 厘米表層所特有的這種近代腐殖質形成過程，本身反映出了它的集鈣性很大，而這種集鈣性則是由現在生長在這些土壤上的，如櫟樹、千金榆等樹種對鈣質所具的高度生物學選擇能力所造成的。

這些樹種的有機物質的分解產物，滲入下層使下層腐殖質的組成逐漸朝着這方向改變。

因此，可以看到格魯吉亞紅壤礦物部分組成的改變與腐殖質分組組成和組分組成的改變有一定的關係。

中國紅壤特有的粘土礦物是：高嶺石（達 64%）、三水鋁礦（13—15%）、氧化鐵礦物（18—19%）。

* 分析係蘇聯科學院森林研究所森林土壤實驗室 Д. 索柯洛夫和 Т. 狄涅娃夫所作。

表 2 中國和格魯吉亞紅壤中小於 1—2μ 粒級的一些化學指標

| 中國熱帶紅壤 | | | 中國亞熱帶紅壤 | | | | | 格魯吉亞紅壤 (沙巴什維里, 1954) | | | | | | | | | |
|------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|---|--|------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|---|--|------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|---|--|
| 深度 (厘米) | SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | SiO ₂ / R ₂ O ₃ | SiO ₂ / Al ₂ O ₃ | 深度 (厘米) | SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | SiO ₂ / R ₂ O ₃ | SiO ₂ / Al ₂ O ₃ | 深度 (厘米) | SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | SiO ₂ / R ₂ O ₃ | SiO ₂ / Al ₂ O ₃ |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0—30 | 30.02 | 18.49 | 34.04 | 1.13 | 1.50 | 0—8 | 39.15 | 11.13 | 26.90 | 1.95 | 2.42 | 0—8 | 34.45 | 18.77 | 30.08 | 1.39 | 1.96 |
| 30—50 | 30.22 | 19.16 | 33.50 | 1.14 | 1.53 | 8—35 | 39.55 | 11.44 | 28.25 | 1.89 | 2.37 | 35—45 | 34.73 | 18.49 | 27.82 | 1.48 | 2.08 |
| 50—80 | 30.06 | 18.83 | 34.33 | 1.12 | 1.49 | 35—80 | 40.48 | 12.25 | 26.67 | 1.99 | 2.25 | 75—91 | 35.33 | 19.44 | 32.89 | 1.34 | 1.84 |
| 80—100 | 30.49 | 18.82 | 34.34 | 1.13 | 1.51 | 80—100 | 39.63 | 12.43 | 28.22 | 1.86 | 2.38 | 140—160 | 32.67 | 22.15 | 30.24 | 1.24 | 1.86 |

表 3 土壤腐殖質的組成 (佔原土壤有機碳總量%)

| 土 壤 | 植 被 | 深 度 (厘米) | 原土壤中 有機碳 (佔土重%) | 酒精-苯 提取液中 的碳 | 土囊脫 鈣時提 取的碳 | 胡 敏 酸 的 碳 (C _T) | | | 富 里 酸 的 碳 (C _F) | | | 胡敏酸與 富里酸碳 量的比率 (C _T :C _F) | 活性腐殖 酸的碳 | 不溶殘 渣的碳 | | | |
|-------------------------|-----------|-------------|-----------------------|--------------------|-------------------|-----------------------------|-----|-----|-----------------------------|------|------|---|-------------|------------|------|------|------|
| | | | | | | 總 量 | | | 總 量 | | | | | | | | |
| | | | | | | 1 | 2 | 3 | 1α | 1 | 2 | | | | 3 | | |
| 中國紅壤 (佐 恩) | 常綠闊 葉林 | 0—10 | $\frac{2.81}{100}$ | 3.6 | 5.7 | 6.0 | 沒有 | 1.4 | 7.4 | 13.5 | 12.8 | 2.1 | 3.6 | 36.0 | 0.23 | 13.2 | 38.1 |
| | | 10—20 | $\frac{1.81}{100}$ | 3.3 | 9.3 | 5.0 | — | 2.2 | 7.2 | 16.0 | 13.8 | 沒有 | 2.8 | 32.6 | 0.22 | 13.8 | 34.8 |
| | | 30—40 | $\frac{1.30}{100}$ | 3.1 | 9.2 | 5.4 | — | 2.3 | 7.7 | 16.2 | 14.6 | 0.8 | 2.3 | 33.9 | 0.23 | 14.6 | 35.1 |
| 中國紅壤 (佐 恩) | 松 林 | 2—4 | $\frac{4.56}{100}$ | 4.2 | 2.4 | 8.1 | — | 1.1 | 9.2 | 4.0 | 10.3 | 1.5 | 3.7 | 19.5 | 0.47 | 3.7 | 61.0 |
| | | 4—12 | $\frac{1.83}{100}$ | 5.5 | 3.8 | 9.3 | — | 2.7 | 12.0 | 9.0 | 6.6 | 3.3 | 2.7 | 21.9 | 0.55 | 3.3 | 53.5 |
| | | 17—25 | $\frac{0.87}{100}$ | 9.2 | 5.7 | 5.8 | — | 4.6 | 10.4 | 12.7 | 2.3 | 5.7 | 2.3 | 23.0 | 0.45 | 4.6 | 47.1 |
| 格魯吉亞紅壤 (貝爾契柯娃, 1951) | 森 林 | 10—15 | $\frac{7.01}{100}$ | 3.4 | 11.4 | 19.2 | 4.3 | — | 23.5 | 25.7 | 2.8 | — | 28.5 | 0.83 | 未測定 | 28.5 | |
| | | 35—40 | $\frac{1.15}{100}$ | 4.4 | 20.0 | 3.5 | 1.7 | — | 5.2 | 21.7 | 0.9 | — | 22.6 | 0.23 | 未測定 | 46.1 | |

很遺憾,我們沒有關於格魯吉亞紅壤粘土礦物含量的十分可靠的資料。康克蘭里德采等人(1957)雖指出格魯吉亞紅壤中含有蒙脫石礦物,但是這還有待於仔細的研究。

黃壤——作為一個土類,在它所分佈的地區——格魯吉亞和阿塞爾拜疆還是一個最模糊的和研究最少的土類。多數人都認為,它可能是屬於最接近於亞熱帶灰化土的土壤,並認為它一般都具有某些灰化土的特徵和性質。

在中國,不論是在亞熱帶和熱帶,黃壤不僅沒有灰化的特徵,相反,膠體粒級中 $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ 、 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 和 $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ 的比率還很大(表 4)。

表 4 中國黃壤中 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 的全量及其分子率

根據李慶遠(1956)黃瑞采等的資料(1956)

| 熱帶黃壤 | | | | | | | 亞熱帶黃壤 (1,200米) | | | | | | |
|------------|----------------|-------------------------|-------------------------|---|--|--|----------------|----------------|-------------------------|-------------------------|---|--|--|
| 深度 (厘米) | SiO_2 | Fe_2O_3 | Al_2O_3 | $\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$ | $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ | $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$ | 深度 (厘米) | SiO_2 | Fe_2O_3 | Al_2O_3 | $\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$ | $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ | $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$ |
| 0—20 | 37.38 | 11.28 | 36.34 | 1.47 | 1.75 | — | 0—8 | 36.26 | 10.50 | 23.84 | 2.01 | 3.58 | 9.18 |
| 20—45 | 37.25 | 11.54 | 36.54 | 1.45 | 1.73 | — | 8—25 | 43.38 | 11.49 | 23.60 | 2.38 | 3.12 | 10.03 |
| 45—100 | 36.47 | 10.95 | 36.32 | 1.46 | 1.71 | — | 25—48 | 43.08 | 10.76 | 26.25 | 2.21 | 2.78 | 10.64 |
| | | | | | | | 48—100 | 37.65 | 12.33 | 28.28 | 1.77 | 2.26 | 8.11 |

熱帶黃壤與紅壤相比, SiO_2 和 Al_2O_3 的含量高得很多, Fe_2O_3 的含量則降低。

$\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ 和 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 的比率相應增大。

熱帶黃壤中這些氧化物的含量及其分子率,與相應的紅壤比較並無重大的變化。

兩種黃壤的礦物組成的差別很大。

熱帶黃壤中高嶺石的含量顯著增高(達 80%),三水鋁礦含量下降(至 7%),含鐵礦物為針鐵礦(達 11%)。熱帶紅壤中後面這種礦物未發現。

亞熱帶黃壤中除高嶺石外,尚有多水高嶺石。

針鐵礦和多水高嶺石很可能就是使黃壤產生黃色的礦物。這些礦物的形成很可能是與有機酸的作用有關,此種有機酸的組成不同於紅壤中的有機酸(表 5)。

雖然黃壤中碳的總量稍低,但其組成中的胡敏酸,特別是與鐵結合的胡敏酸組分的含量却有增加。

此外與紅壤相比,胡敏酸的活性比較小,固定在表層裏的比較多。

黃壤中富里酸的總量一般都稍高。此外,與紅壤相比,富里酸向較深的土層裏的移動比較明顯。

黃壤組分組成也有變化。紅壤中是以最活躍的 1 α 組分為主,而黃壤中(海南島)則是以 1 組分為主。在深達 15—25 厘米的表層裏,與鈣結合的 2 組分的含量也有增加,它也固定在這一層裏。

土壤表層 C_7/C_6 的比率相應地增大為 2 倍。特別是雲南的黃壤增加較大。

根據上述的變化情況,可以認為:黃壤中胡敏酸的積聚性和固定性比較大。與紅壤相比,黃壤中胡敏酸的活性顯著減小。相反,富里酸的活性却比較大,向下層淋溶較多。顯然,這決定了上面指出的對土壤膠體部分所發生的作用;這種作用促進了粘土礦物組成的

表5 中國熱帶黃壤的腐殖質組成(佔碳量的%)

| 地 點 | 深 度 (厘米) | 總 碳 量 | 脂 肪 碳 | 脫鈣 時可 溶性 碳 | 胡 敏 酸 的 碳 | | | | 富 里 酸 的 碳 | | | | | C _r :C _h | 不溶 性殘 渣中 的碳 | 活性 腐殖 酸碳 |
|-------------|-------------|--------------------|-------------|---------------------|-----------|-----|-----|------|-----------|------|-----|-----|------|--------------------------------|----------------------|----------------|
| | | | | | 組 分 | | | | 組 分 | | | | | | | |
| | | | | | 1 | 2 | 3 | 總量 | 1a | 1 | 2 | 3 | 總量 | | | |
| 海 南 島 | 2—8 | $\frac{1.90}{100}$ | 4.2 | 4.2 | 10.0 | 沒有 | 3.2 | 13.2 | 6.8 | 15.9 | 4.7 | 3.7 | 31.1 | 0.42 | 38.4 | 8.9 |
| | 8—12 | $\frac{1.65}{100}$ | 4.2 | 4.2 | 9.0 | 沒有 | 2.4 | 11.5 | 9.1 | 20.0 | 4.2 | 2.4 | 35.7 | 0.32 | 35.3 | 9.1 |
| | 15—25 | $\frac{1.08}{100}$ | 4.6 | 8.3 | 7.4 | 0.9 | 1.9 | 10.2 | 13.0 | 14.8 | 沒有 | 3.7 | 31.5 | 0.32 | 36.1 | 9.3 |
| | 30—40 | $\frac{0.83}{100}$ | 3.5 | 9.6 | 0.0 | 6.0 | 2.4 | 8.4 | 14.5 | 16.9 | 沒有 | 1.2 | 32.6 | 0.26 | 34.9 | 10.9 |
| 雲 南 省 | 2—10 | $\frac{1.47}{100}$ | 2.0 | 2.0 | 19.8 | 沒有 | 5.1 | 24.9 | 6.6 | 11.6 | 5.1 | 5.1 | 28.4 | 0.87 | 37.6 | 5.1 |
| | 15—25 | $\frac{0.84}{100}$ | 4.8 | 4.8 | 19.0 | 沒有 | 9.5 | 28.5 | 13.1 | 1.2 | 4.8 | 3.6 | 22.7 | 1.26 | 32.1 | 7.1 |
| | 30—40 | $\frac{0.52}{100}$ | 5.8 | 3.8 | 13.5 | 沒有 | 7.7 | 21.2 | 25.0 | 1.9 | 沒有 | 3.8 | 30.8 | 0.69 | 30.8 | 7.7 |

分析者: A. 索柯洛夫, T. 狄涅娃。

改變和多水高嶺石的形成。

黃壤中未見任何表示灰化作用的特徵和性質。

很遺憾,我們沒有相應的格魯吉亞黃壤的分析資料,所以很難直接對比,因此,不得已只好利用蘇格其其(Зугдиди)土壤粘粒部分的分析資料。沙巴什維里將此種土壤劃為灰化土,但根據記載來看,它更接近於黃壤(表6)。

根據 Fe_2O_3 和 Al_2O_3 的含量,以及 SiO_2/Al_2O_3 的比率,這種土壤非常接近於中國亞熱帶黃壤。

主要的區別是 A 層 SiO_2 含量特別高,這與其說是與就地的土壤形成作用有關,不如說是由於外來物質影響的結果。至於 < 0.001 毫米粘粒的分佈,正好說明了它的一定的移動情況,但是很可能這種移動與膠體部分的破壞並無關係。因為粘粒的移動一般講來並不大,並且與 SiO_2 的積聚不相適應。此外, SiO_2 並非積聚在 A_2 層,而是在 A_1 層中,所以這是和灰化作用絕不相符的。

應該指出,無論是在中國的熱帶地區或亞熱帶地區,不論是紅壤或黃壤均未見有灰化過程的發育。儘管在很多地方發現有 < 0.001 毫米粘粒沿剖面向下移動的現象。

顯然,這種現象首先是由鐵的保護作用所決定。李慶遠教授曾對黑鈣土和其他土類中鐵與鈣的作用作過正確的比較。最後,熱帶和亞熱帶紅壤與黃壤的代換性酸度主要決定於鋁,而不是氫。這也可以作為由於鋁離子的特性而沒有出現灰化現象的標誌。

因而,粘粒在土壤剖面中的再分佈,在某種程度上可以作為指示灰化現象存在的一種性質。

但是指出這點是很重要的,即英、法、德等國的土壤學者對灰化過程的看法現在已經作了重大的修改。他們將原先屬於此種成土類型的土壤明顯地劃為兩個獨立的土類。

表 6 蘇格其其土壤粘粒部分的全量分析
(佔絕對乾物資重量的%)

| 土層和深度 (厘米) | SiO ₂ | R ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | $\frac{SiO_2}{R_2O_3}$ | <0.001 毫米 的粘粒 |
|----------------------|------------------|-------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------------|------------------|
| A ₁ 0—7 | 89.71 | 33.20 | 10.09 | 23.11 | 2.36 | 16.31 |
| A ₂ 10—15 | 42.80 | 36.62 | 10.08 | 26.54 | 2.22 | 21.46 |
| B 40—50 | — | — | — | — | — | 28.30 |
| C 115—125 | 45.76 | 40.49 | 11.20 | 29.29 | 2.17 | 19.38 |

對真正的灰化土類的理解是:由於原生和次生礦物破壞的結果,粘粒發生移動;在表層有次生無定形二氧化矽的聚積。

另一種過程稱為“假灰化過程”(лесливажа)¹⁾,它的特點是粘粒在土壤剖面上的再分佈不是由於礦物破壞而產生,因而不能促使游離二氧化矽的次生聚積。

土壤表層受暫時的季節性水分過剩的影響,亦可能具有近似灰化的外表特徵,這種土壤表層的脫色現象亦屬於後一過程。這類土壤稱為“假潛育土”或稱為“Parabraunerde”²⁾。

K. H. 波加特烈夫(1954)曾指出,亞熱帶的土壤有形成這種灰化作用的可能。

上述的情形和對已有的格魯吉亞和阿塞爾拜疆黃壤分析資料的研究,使我們注意到這些土壤的外表灰化現象和其內部組成並不一致。它們沒有游離的二氧化矽,在所謂灰化層裏交換量也沒有明顯的下降。因此,重新研究一下這類土壤這方面的發生學性質,我們認為是很重要也是很必要的。

最後,我們來討論一下在熱帶條件下灰化過程的發育問題,主要是根據文獻資料。研究熱帶土壤的土壤學家們,常常不正確地來理解灰化作用的實質,將僅僅具有如鐵結核或硬粒的這些標誌的土壤都列入這一土類。例如,根據這種特徵,在中國劃出了灰化紅壤。這樣的劃分未必能取得人們的同意,因為在山地地形條件下,這些特徵的形成可能與土壤內部水分的移動和鐵的脫水有關。

我們的討論至此結束,現試作一些結論如下:

1. 紅壤和黃壤兩成土類型是在森林植被直接作用下形成的土類;森林植被決定着土壤中有機物質的聚積及其分解產物與土壤礦質部分的相互作用;而有機物的分解產物又決定着不同的含鐵粘土礦物的形成。紅壤的特徵是具有三水鋁礦和其他以氧化鐵形態為主的礦物。黃壤的特徵是針鐵礦和多水高嶺石的含量很高,也就是以水化鐵形態為主的礦物含量很高。

2. 紅壤腐殖質組成中胡敏酸和富里酸的活性比黃壤要大,非水解性的惰性化合物佔有主要地位,因為胡敏酸的固定性微弱,這也就決定了 C 胡敏酸與 C 富里酸的比率非常小。

黃壤中胡敏酸的積聚性和固定性比較大,而富里酸則具有不甚活動的特點,在頗大程度上被粘土礦物所吸附,並改變其性質和組成。C 胡敏酸與 C 富里酸的比率特別大。

1) “Лесливаж” 是一個法國字,直譯就是“淋溶”;其確切的意思為:“不改變化學組成(沒有破壞)的膠體淋溶”。我們暫譯作“假灰化過程”。

2) “Parabraunerde” 是一個德國的術語,為棕色森林土的一個亞類。與“Лесливаж”的過程相似,即指春、秋土壤周期性積水的情況下,膠體從土壤中的淋溶或淋失。我們暫譯作“假潛育土”。

3. 若以這些標誌作為根據，則在格魯吉亞紅壤中，這些標誌僅部分地保存在殘留的變化甚小的紅色層裏。在近代喜鈣植物作用下形成的表層，無論是在有機部分或礦質部分它們都更接近於亞熱帶棕色森林土類。在季節性水分過剩情況下，則接近於黃壤土類。

4. 黃壤這一成土類型，作為只與成土母質組成有關的土類，由於研究得不够，特別是在灰化過程方面研究得不够，至今還是一個不甚清楚的土類。可以推斷，黃壤中很可能有“假灰化”過程發生，這一過程很可能是由於周期性的季節性水分過剩所造成。

5. 格魯吉亞紅色風化殼毫無疑問是殘餘的，它保存着過去熱帶成土作用的特徵，但是看來似乎並無與它相適應的灰化形成過程的性質。

上面所談的只是初步的意見和結論，還需要請大家以後再作進一步的研究，同時我們希望，對中國資料的深入研究能使我們更深刻地了解熱帶和亞熱帶的土壤。假如我們的意見，即使在某種程度上能為土壤學家們所採納，則無疑地，這將會促使建立在生物學基礎上的關於熱帶亞熱帶地區特殊成土條件學說的原理得到更進一步的發展。

不久以前出版的莫爾和王巴倫的著作(1954年)，很清楚地體現出了現在研究這類土壤的礦物——化學方向，但是，據我們看來，這個方向未必能使進一步的研究獲得成功。

(陳恩健、葉子同合譯)

參 考 文 獻

- [1] Богатырев, К. П., К вопросу о глееобразовании под влиянием поверхностных и внутрипочвенных вод во влажных субтропиках. Ж. почвоведение, № 12, 1954.
- [2] Гамкрелдзе, Л. В., Почвообразование на красноцветной коре выветривания. Ж. почвоведение, № 5, 1957.
- [3] Полюнов, Б. Б., Красноземная кора выветривания и ее почвы. Ж. почвоведение, № 1, 1944.
- [4] Сабашвили М. Н., Почвы Грузии. изд. АН грузинской ССР. тбилиси, 1948.
- [5] Сабашвили М. Н., Субтропические красноземы СССР. Изд. АН СССР, М.—Л., 1954.
- [6] Lee Ching-kwei and Chang Shio-w, Chemical characteristics of red soils in China, Peking, China, 1956.
- [7] Hwang S. T., Tai C. H., Chen P. P. and Lu P. S., Characteristics of the soils of the Lushan area, Central China. Peking, 1956.
- [8] Mohr E. C. J and Van Baren F. A., Tropical soils. London-New York, 1954.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РАЗВИТИЯ ПОЧВ НА КРАСНОЦВЕТНОЙ КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ В ГРУЗИИ И ЮЖНОМ КИТАЕ

Резюме

С. В. Зонн

(Институт леса АН СССР)

Географическое положение субтропиков Грузии и тропиков Китая, как известно, резко различно. Однако, в развитии почвообразовательных процессов на этих территориях имеются некоторые общие черты. Статья посвящена сравнительному изучению почв этих двух территорий, чтобы способствовать дальнейшему более глубокому познанию генезиса субтропических почв Грузии.

Химический состав пород Грузии и Китая хотя близок, но образованная на них красноцветная кора выветривания в Грузии оказывается более выщелоченной от Са, К и Na и характеризуется большим накоплением Al и Fe, чем в Китае. Отнести это за счет различия в химическом составе пород трудно, т. к. китайский базальт беднее Al, Са, К и Na, чем порфирит Грузии. В продуктах же выветривания базальта содержание тех же элементов, за исключением Al, больше чем в таковых Грузии. Это позволяет полагать, что красноцветная кора выветривания в Грузии возможно подвергается более интенсивному выщелачиванию, чем в Китае, что связано с различиями климатических условий и интенсивностью биологического круговорота зольных веществ в системе растительности-почвы.

Красноземный и желтоземный типы почвообразования являются типами, формирующимися под непосредственным воздействием лесной растительности. Для красноземов характерно наличие гиббсита и др. минералов с преобладанием в них окисных форм железа. Для желтозема более показательно увеличение содержания гетита и галлуазита, т. е. минералов с преобладанием гидратных форм железа.

В составе гумуса красноземов гуминовые и фульвокислоты более подвижны, чем в желтоземах, Отношение C_7 к C_6 является очень узким.

В желтоземах происходит большее накопление и закрепление гуминовых кислот, а фульвокислоты имеют менее агрессивный характер и в большей степени адсорбируясь глинистыми минералами изменяют их свойства и состав. Отношение C_7 к C_6 значительно расширяется.

Для краснозема Грузии эти показатели лишь частично сохраняются в виде остаточных в наименее измененных красноцветных горизонтах. В верхних же горизонтах, формирующихся под воздействием современной более кальцефильной растительности, они по своей органической и минеральной части ближе стоят к типу бурых субтропических лесных почв и при сезонном избыточном увлажнении приближаются к типу желтоземов.

Следует указать, что ни в тропической ни в субтропической зонах Китая развития подзолообразовательного процесса ни в красноземах, ни в желтоземах не отмечено. Хотя передвижение частиц <0.001 мм вниз по профилю во многих случаях наблюдаются. Относить почвы к подзолообразовательному процессу при наличии только таких показателей, как железистых конкреций или ортштейновых зерен, не правильно. Однако, есть основания предполагать, что скорее в желтоземах идут процессы "лессиважа", в значительной мере обусловленные периодическим сезонным переувлажнением.

Красноцветная кора выветривания Грузии несомненно является остаточной, сохраняющей в себе черты бывшего тропического почвообразования, но не имеющей свойств якобы соответствовавшего ему подзолообразовательного процесса.

Существующее минерально-химическое направление в изучении тропических почв, которое ярко проявилось в недавно вышедшей монографии Моора и Ван-Барена (1954), не открывает, как нам кажется, перспектив для успешности дальнейших исследований.