

# 信濃川ローム層に見られる縞状着色：その層序と形成環境 Striped Coloration in the Shinanogawa Loam Formation: Stratigraphy and Environmental Conditions of Formation

山野井 徹\*・遠藤 真哉\*\*

\* 東北大学総合学術博物館（山形大学名誉教授） \*\* 新和設計株式会社

Tohru Yamanoi\*, and Shinya Endo\*\*

\*The Tohoku University Museum (Professor Emeritus of Yamagata University), Ueda 386-1544, Japan,

\*\*Shinwasekkei Co. Ltd., Yonezawa 992-0021, Japan

**Abstract:** Currently, outcrops cannot be observed at the Miho site, the type locality for the Shinanogawa Loam Formation in Niigata Prefecture. However, in the provided outcrop photograph, 'striped coloration' is clearly visible, consisting of a 'broad units of coloration' and a 'narrow units of coloration.' These divisions were identified by visual inspection for the former and by color analysis for the latter. In the color analysis, digital data from the photograph was processed with correction adjustments to accurately reproduce colors, producing color variation curves. The threshold obtained from these curves was used to demarcate the narrow units of coloration. The striped coloration was then correlated with the strata of the type locality, which was subsequently compared to loess stratigraphy and marine isotope stratigraphy using the ages of several tephra layers within the strata. Additionally, the formation conditions of the striped coloration soils at the Miho site were examined from a pedological perspective. The findings revealed that the site experienced the formation of "zonal soils" influenced by climate, "flat plane soils" associated with topography, and the deposition of "loessial soils" as parent material. These soils were buried and preserved in recurring cycles under the environmental context of the "passage of time."

## はじめに

台地や丘陵地の表層を覆う表土層は一般に風成のローム質層からなる。表土層の色は、普通最上部に黒ボク土の黒色があつて、その下位には褐色を基調としつつ、黒色・灰色・赤色など多様な色調が加わることがある。このような色の違いや変化の要因について、筆者らはこれまでに阿蘇火山周辺を対象に、火山灰の含有量が異なる表土層の色分析を行ってきた。その結果、黒ボク土層の下の地層において、火山灰を多く含む母材では、有色鉱物の影響により黒色化が進行することが明らかとなった（遠藤ほか、2019）。一方で、火山灰の含有量が少ない表土層の色に関する研究は少なく、未解明な点が多い。そこで本研究では、第四紀火山の北西側に位置する中部日本・日本海側の地域に注目し、調査対象地を選定した。

新潟県の十日町市―津南町周辺やそれ以外の信濃川流域の河成段丘は我が国有数の分布と発達があり、これまでも多くの研究がなされてきた。この地域の段丘上に発達する

ローム質層の表土層は一括して「信濃川ローム層」とされている（新潟火山灰研究グループ、1981）。そうした信濃川ローム層の模式地やその付近の露頭は、現在植物の被覆などで観察が困難である。そうした中、かつて良好な露出状態にあった模式地の露頭写真（以下「露頭写真」）が提供された（Fig.1）。近年、日本では新規の道路建設などが減少し、新たな露頭の出現機会が限られているため、過去に撮影された露頭写真は貴重な研究資料となり得る。

Fig.1 の写真で注目される特徴は、地層の色が縞状に着色されていることである（以後「縞状着色」「striped coloration」という）。こうした縞状着色の成因等を総合的に検討するには付近を大規模に削り直し、新鮮な露頭から得られた地層や試料を対象にするのが望ましい。しかし、この写真のように視覚的明確さをもって認識される縞状着色とは何か？ 先ずはその解明をめざした。すなわち小論では新たな露頭の再現の機会を待たずに、この露頭写真から縞状着色に関しての理解を深めることとした。そのため、露頭写真の観察に加え、写真からデジタル情報を得て、縞状着色の色分析

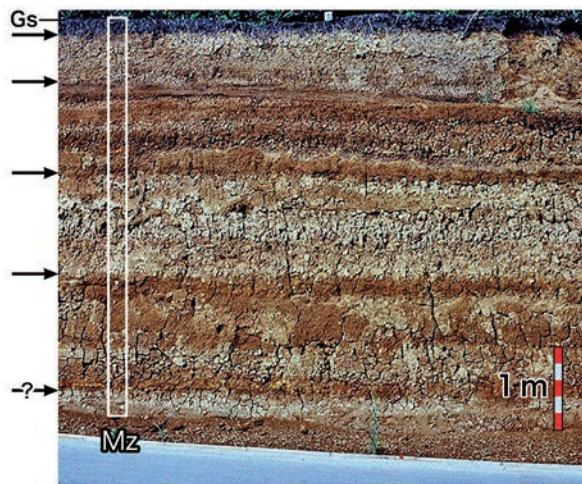


Fig.1 Outcrop of the Shinanogawa Loam Formation at the Miho site (photographed by Hideo Watanabe). The lowermost part of the formation is not exposed. Arrows indicate the boundaries of the broad coloration units. "Gs" marks the ground surface, and the square denotes the measurement zone (Mz) used for color analysis.

を試行した。さらに、露頭写真は信濃川ローム層の模式層序との対応を明確にされ、その縞状着色層序がテフラの年代を用いて国際層序と対比された。第四紀国際層序としての陸成層は中国の黄土層であり、その褐色のL(レス)部と暗色-茶色が加わるS(古土壌)部のくり返しからなる互層は、S,L層序として古気候の変化と関連づけられている。この黄土層のS,L層序と縞状着色層は対比可能な地層であった。

我が国各地の表層土は、一般に中国の黄土層のS,L層序と色で対比されてはいない。それにもかかわらず、信濃川ローム層はなぜ対比が可能なのか。こうした特性に関し、新潟県津南町の段丘上において縞状着色層が形成された環境諸条件についての考察を加えた。

### 美穂地点のローム層と露頭写真

新潟県の津南町から小千谷市付近の信濃川流域には河成段丘が広く分布している。とくに津南町周辺では広い面をもつ高位から低位までの河成段丘が発達している (Fig.2)。こうした信濃川流域の段丘上に堆積する信濃川ローム層は、津南町の最高位の谷面上での発達が良好で、その模式地は十日町市所平の北々西 1.5 km の道路沿いの露頭である (新潟火山灰研究グループ, 1981)。

小論で扱う露頭写真 (Fig.1) はその模式地内の道路西側の切取り法面を撮影したものである (Fig.3: 北緯 36 度 59 分 6.2 秒, 東経 138 度 41 分 58.3 秒)。模式地は十日町市にあるものの津南町的美穂集落に近いことから、露頭写



Fig.2 Well-developed river terraces in the Tsunan area. T: Taniage Terrace; M: Maibara Terrace; H: Honokisaka Terrace; K: Kaisaka Terrace; S: Shomen Terrace; O1: Owaniri I Terrace; O2: Owaniri II Terrace. (Photo by T. Yamanoi)

真の地層は「美穂地点のローム層」と呼称する。

信濃川ローム層はその岩質 (土質, 土色や鉱物組成など) によりに下位より「谷上ローム層」, 「米原ローム層」, 「貝坂ローム層」に区分され、さらに模式地の詳細な鉱物分析などに基づき 19 層準の鍵層 (テフラ) が識別されている (新潟火山灰研究グループ, 1981)。他方, 早津・新井 (1981) は津南地域のローム層から 20 層準余りのテフラ層準を見出し、その一部を広域テフラに同定した。その後, 新潟火山灰研究グループ (1995), 渡辺ほか (1999) や渡辺 (2000) などは信濃川ローム層中で認定したテフラ層を追加し、それまでのテフラの一部を広域テフラに同定し、信濃川ローム層がより細かく編年されるに至っている。また、露頭写真に近接した段丘上の切り土の露頭で 350ka 以降の主要な 8 層準の

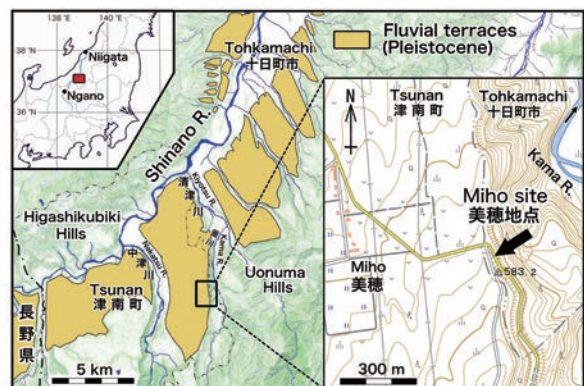


Fig.3 Location map of river terraces and the Miho site near Tokamachi. Base map adapted from the Digital Web System of the Geospatial Information Authority of Japan.

テフラの露出状況が記述されている（鈴木，1996）．さらに露頭写真地点の北西方向，約 100m の地点のローム層では，吉永ほか（1997）による石英微粒子の含有量や，金（2004）による初期磁化率が測定され，ローム層の堆積と古環境の変化（古気候など）などに言及されている．

露頭写真（Fig.1）は信濃川ローム層の模式地（Fig.3）で渡辺秀男により撮影された（1992 年頃）．写真はアサヒペンタックス製のカメラで，35mm カラーリバーサル（富士クローム）フィルムに写されたものをキヤノン製のスキャナーで取り込み，デジタル化した画像をトリミングしたものである（カメラやそのレンズ及びスキャナーの機種は不明）．Fig.1 の写真画像のサイズは横 1675 × 縦 1445pixel である．写真中のスケールは現地の道路脇の U 字溝の長さが 1m 単位であることを基に画像に挿入されたものである．ただし，露頭写真（Fig.1）は撮影レンズによる収差や遠近感は補正されていないのでスケールの置かれた位置付近以外（特に写真上部）はその尺度が異なる．写真の最上部は地表（Gs）とそれを覆う植生，最下部は側溝（U 字溝）と道路であるが，露頭最下部の崩落堆積物を除くローム層としての有効な露出は後述する Mz（測帯）の矩形部で示される上辺と下辺の間である．

露頭写真は，法面が切られた直後の状態ではなく，露頭の乾燥による白化やクラックや凹みなどの影（黒化）も目立つ．そうした短所はあるものの，縞状に着色した水平的な地層の連続性，垂直的な変化，そしてそれら色調やコントラストは良好と判断される．こうした縞状着色は厚さの異なる色ユニットの集合，すなわち，「縞状着色帯」“striped coloration units”として観察される．縞状着色帯は 1m 程度かそれ以上で暗褐色（dark brown）と明褐色（bright brown）が交互に変化する着色帯（それらの境界は Fig.1 の矢印）と，さらにその中で細かく変化する着色帯がある．前者を「広い着色帯」“broad units of coloration”，後者を「狭い着色帯」“narrow units of coloration”として区別しておく．

## 色分析の方法

地質学における色の扱いはその対象により多様であるが，表土層に関しては土壌学の方法がとられる．すなわち，土壌の色は野外で掘ってすぐのピットの断面の色であり，それを「標準土色帳」と対応させ，マンセル表色系による色相，明度，彩度を組み合わせた記号・数字で表現する．

一般に風成のローム質層は層理面がなく岩質や色の変化は漸移的である．縞状着色帯の場合，同色ユニットがその上下の漸移的变化部に対して十分に厚い場合は，その境界線の位置は比較的容易に定まる．それに対し，同色ユニットが薄い場合，境界線を漸移的境界部のどこにするかは定め難く，何らかの客観的な基準が必要となる．露頭写真では広い着色帯は Fig.1 に示す矢印の層準に目視で境界を定めて区切るこ

とができた．他方，狭い着色帯の区分には客観的・統一的基準を得る必要があるため，そのための「色分析」を試みることにした．その分析とは露頭写真の垂直的な色の变化を数値化して解析するもので，その方法は以下のとおりである．

まずは，露頭写真からの色情報を取得する断面区域として，スケールの幅で 20cm の Mz（測帯：measurement zone）を設定した（Fig.1）．Mz は割れ目（黒色部）や過乾燥部（白色部）など，地層の真の色を阻害する部分（以後「色阻害因子」という）がない断面部を選ぶのが好ましい．しかし，そうした部分は見当たらないので，Mz としては色阻害因子が比較的少なく，代表的な着色の範囲が比較的多いと思われる断面部を選んだ．Mz の深度は写真中のスケールを基準に，地層として有効な地表（0 cm）から下底（470 cm）までを目盛った．この場合，露頭写真の実寸はスケールの置かれている下底付近では，ほぼスケールが示す大きさであるが，それ以上は上部ほどスケールよりも大きい．

次いで画像の画素数を Mz の尺度で縦 1cm × 横 1cm（1 cm<sup>2</sup>）が 1 pixel になるように調整した（Mz 域全体で 20 × 470pixel）．水平方向の 1 層準単位の色情報は 2 cm 間隔（2 × 20pixel）として抽出した．なお，複数の Mz からの色情報の抽出も検討した．しかし，露頭写真の地層が横方向に水平（同じ深度）であり，かつ同一の厚さが cm 単位で保証されないことにより，Mz は 1 箇所とした．

自然物の色に関しては，土壌ではマンセル表色系で，色相（Hue），明度（Value），彩度（Chroma）を用い，「色相 明度/彩度」のように記述することが慣例である．そこで，色の 3 属性である色相（Hue），彩度（Saturation），明度（Brightness）を抽出対象とした．Mz より抽出した画像は sRGB 表色系であるので，画像解析ソフト ImageJ を用いて HSB 表色系に変換した．この際，各成分は 8 ビット，256 階調（Gradation）で表現される．こうした 3 成分値は 2cm 深度ごと（40 pixel）の平均値を求め，表計算ソフトに入力して深度ごと階調値を得た．これら 3 成分ごとの変化の特徴を見比べるための曲線を試作した（Fig.4）．その結果，色相（H）成分は変化に乏しく，彩度（S）成分と明度（B）成分では B 成分がより鋭角的なピークをもつことで，細かな変化を示し，縞状着色帯を特徴付ける濃淡色調をより敏感に反映している．そこで，当色分析では B 成分を使用する．その際の階調（Gradation）は明度（Brightness）となる．

得られた B 成分については，色阻害因子の影響を軽減するために，層準単位（2 × 20=40 pixel）ごとの値にアンダーソン・ダーリング検定を行い，正規分布に従う場合は，平均 ± 1 σ 内の平均値をその層準の値とし，従わない層準の深度値は着色曲線には使用しないこととした．以上の補正値を層準ごとに連続させた曲線を「1 次補正曲線」とした．この補正後もなお色阻害因子の影響が強いと判断される場合は，画像に「ぼかし処理」を試行することとした．ぼかし処理とは，ある画素周囲の画素を混ぜて平均して色を出力することで，

## 結 果

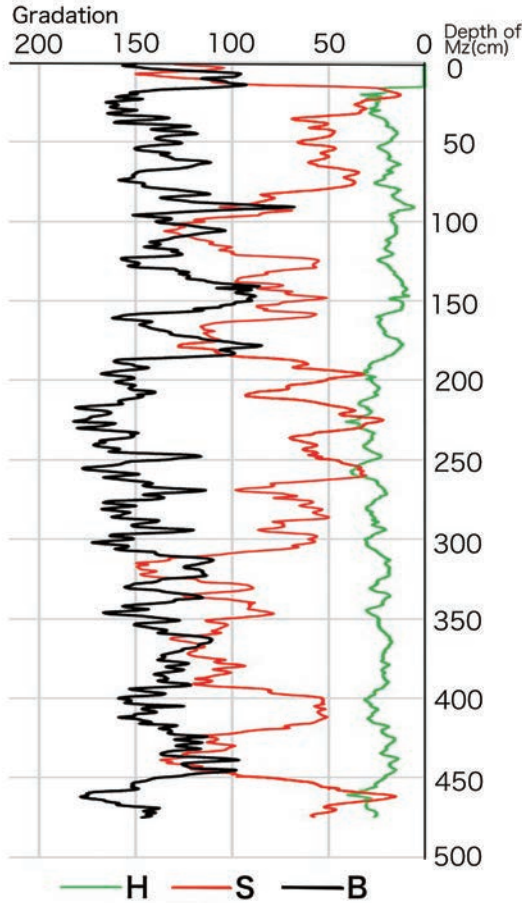


Fig.4 Prototype color analysis curves of the striped coloration using the HSB color model. Curves are based on uncorrected image data. H: hue; S: saturation; B: brightness.

ガウスぼかし (Gaussian Blur) では、ガウス関数 (正規分布関数) を用いて周囲の画素のなかでも近いものと遠いもので重みを変えた状態で混ぜて色を出力する方法である。ぼかしの程度については、 $\sigma$  (シグマ, 標準偏差) を大きくすることでぼかしを強くすることができる (池田 2018)。

Mz 画像でのぼかしの方法は、画像処理ソフト (ImageJ) を用いて、ガウスぼかしのパラメータとして  $\sigma = 1$  からその値を増やし、ぼかしの程度を強めるスムージングを試行することとした。そうした処理後、1次補正で正規分布に従わない層準を除き、層準単位の平均値を用いて着色曲線を描き、適切な  $\sigma$  値と判断される曲線を「2次補正曲線」として得ることにした。

### 目視区分と色分析

露頭写真を特徴付ける縞状着色帯は前記のように「広い着色帯」と「狭い着色帯」で構成されている。目視区分できる広い着色帯は、暗褐色帯を D、明褐色帯を B とし、上位からそれぞれのユニットに通番を付けて Mz 深度の範囲で示すと、D0 (0-20cm)、B1 (20-70cm)、D1 (70-190cm)、B2 (190-310cm)、D2 (310-450cm) として区切ることができる (Fig.5 左)。ただし、最上部の D0 (20 cm) と最下部で見える範囲の B 3 (約 30cm) は、広い着色帯としては薄いので、ここでは仮称とし、両区分の適否に関しては後述する。

他方、色分析の結果は縞状着色帯の広い着色帯区分 (Fig.5 左側) とその色区分を右側に延長し、その上に重ねて 1 次補正曲線 (a) と同 2 次補正曲線 (候補) を (b),(c) として配置した (両曲線の選択の経緯は後述)。

## 考 察

### 1. 露頭写真の模式地層序への対比

Fig.6 に露頭柱状写真とその広い着色帯の区分を左側に、右側には信濃川ローム層の模式地の地質記載 (新潟火山灰研究グループ, 1981) に基づく柱状図を示した。信濃川ローム層の層序区分は前記のように主に岩質 (色) でなされているので、露頭写真の模式層序への対比は、広い着色帯の厚さとその色を主体に、一部はテフラを考慮して以下に行った。

最上部の D0 はそれ以下の地層のような褐色要素に乏しい黒色土 (クロボク土) であることから「表土」に対比される。なお、一般に表土は一連の表土層の最上部の部位として厚さにかかわらず区分されている。D0 は「広い着色帯」としては薄いので仮称としていたが、厚さによらず「広い着色帯」と同列区分とし、D0 とした。その下位の B1 (明褐色帯) は表土以下で灰褐色層を含む貝坂ローム層に対比される。D1 (暗褐色帯) は米原ローム層上半部の暗褐色 - 褐色の部分に対応する。B2 は露頭写真中位の顕著な明褐色帯であり、「米原脱色帯」(新潟火山灰研究グループ, 1981) に相当する。その下位の D2 (暗褐色帯) は、米原脱色帯の下位にある谷上ローム層最上部の約 1.2m の黄褐色部に対比される。なおここでは、テフラについて補足する。D2 にはその下底から約 10 cm 上に風成層に上下を画されたオレンジ色の薄層が認められる (矢印)。この薄層は露頭写真で識別できる唯一のテフラと判断される。新潟火山灰研究グループ (1981) によれば、谷上ローム層中の最も顕著なテフラはオレンジ色の T6 とされており、薄層はその特徴から T6 に対比される。T6 以外のテフラはパミスやスコリア粒子の集積からなる (新潟火山灰研究グループ, 1981) が、風雨にさらされた後の凹凸のある露頭写真からはこれ等は識別できない。

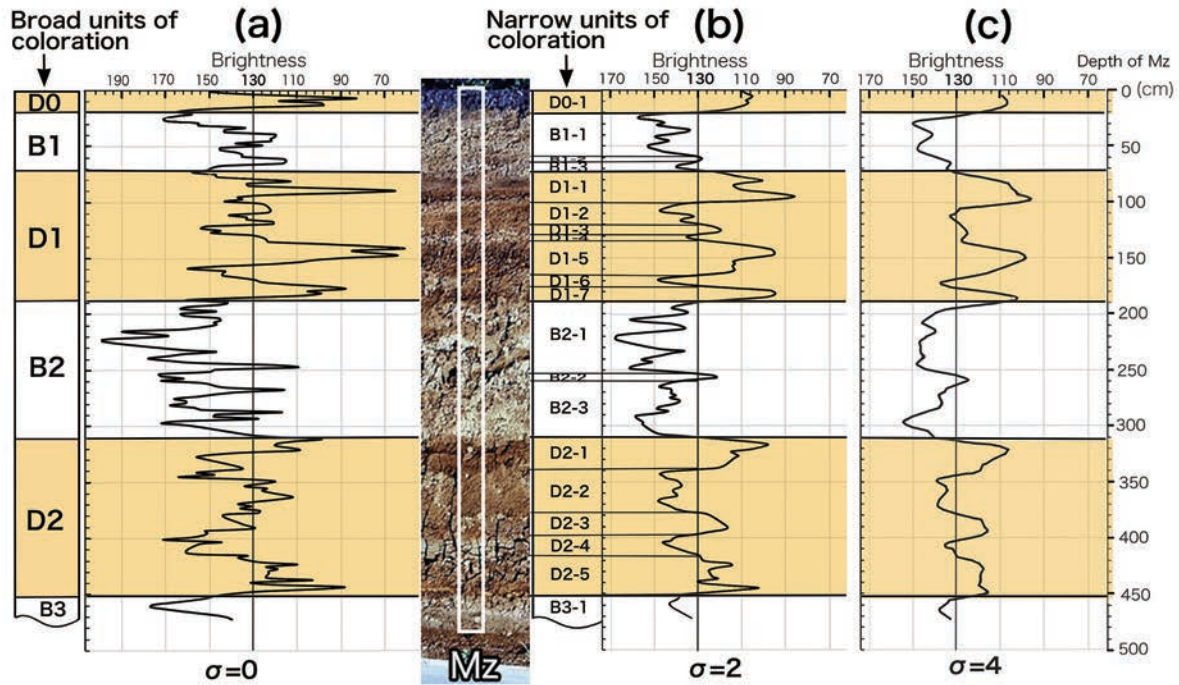


Fig.5 Illustrates the broad units of coloration (based on visual classification), and the color analysis curves derived from the B component of the HSB color system. The curve showing the removal of the inhibition component value is presented in (a), while Gaussian blurring with  $\sigma = 2$  and  $\sigma = 4$  is depicted in (b) and (c), respectively.

上記のように D2 を対比すると、その下位の明褐色部（仮称 B3）は、模式地柱状図の厚さ約 80 cm の「谷上脱色帯」（新瀧火山灰研究グループ、1981）に対比できる。よって D2 下の明褐色部はその一部しか露出しないが、広い着色帯の B3 として区分される。

## 2. 色分析による狭い着色帯の区分

Fig.5 の 1 次補正曲線 (a) と図の中央の柱状地質を比較すると、曲線の右側の山や左側の谷の部分に細かな振幅（山谷振幅）が認められる（例えば、140-150cm や 210-220cm 付近など）。これらの振幅は色阻害因子が前記の方法で補正してもなお残り、それらが反応していると判断される。そこで、前記の方法で 2 次補正曲線を得た。すなわち、ぼかしの強度 ( $\sigma$ ) は段階の差違が明瞭になるよう  $\sigma$  を 2 ずつ増やした曲線を試作した。その結果、 $\sigma$  値が 6 以上になると曲線の山や谷が少なくなり、かつそれらが円味を帯びるなど、明らかにスムージングが過ぎて狭い着色帯の色変化を表現しているとは思われない（より具体的な理由は後述される）。よって 2 次補正の曲線としては適切な範囲にあると思える  $\sigma = 2$  と  $\sigma = 4$  の曲線が (b)、(c) として示されている (Fig. 5 右)。

そこで、(b)、(c) いずれが 2 次補正曲線としてより適切かであるが、(b) 曲線では (a) 曲線の「山谷振幅」のほとんどが除かれているのでこの曲線以上にぼかした (c) 曲線は

「除き過ぎ」が生じていると考えられる。このことを検証するために狭い着色帯が最も良く目視できる D1 部分を用いて (b)、(c) の適正さを比較した。すなわち、Fig.5 の D1 に区分される柱状写真の範囲で、狭い着色帯として目視で区分可能な数は 7 ないし 9 ユニットが候補に上がる。両曲線で、狭い着色帯の区分をそれぞれの山や谷から、B 成分値（明度）の 130 を閾値（数値の根拠は後述）にして区分すると、(b) 曲線では 7 区分、(c) 曲線では 5 区分となる。このことから、(c) 曲線では目視区分できた候補数より明らかに少なくなっている「除き過ぎ」効果が現れていると考えられる（上記  $\sigma$  が 6 では更にこの効果が強い）。よって、2 次補正曲線としては (b) 曲線がより適正と判断される。

以上により、色分析の (b) 曲線を用いて狭い着色帯を区分するが、すでに目視区分された広い着色帯の境界はいずれの層準でも明度 130 が閾値である。よって、狭い着色帯区分でも明度 130 を閾値として区分した。区分とその名称は「広い着色帯記号－狭い着色帯の上位からの通番」のようにし、Fig.5 の狭い着色帯区分 (Narrow units of coloration) に示した。

縞状着色帯は色の単位の互層であり、その境界は水成層の層理面のような明確さはなく、風成堆積物特有の「漸移」である。とくに狭い着色帯では上記の基準で漸移部の中に境界を決定できた。しかし、狭い着色帯でのこうした区分は、漸

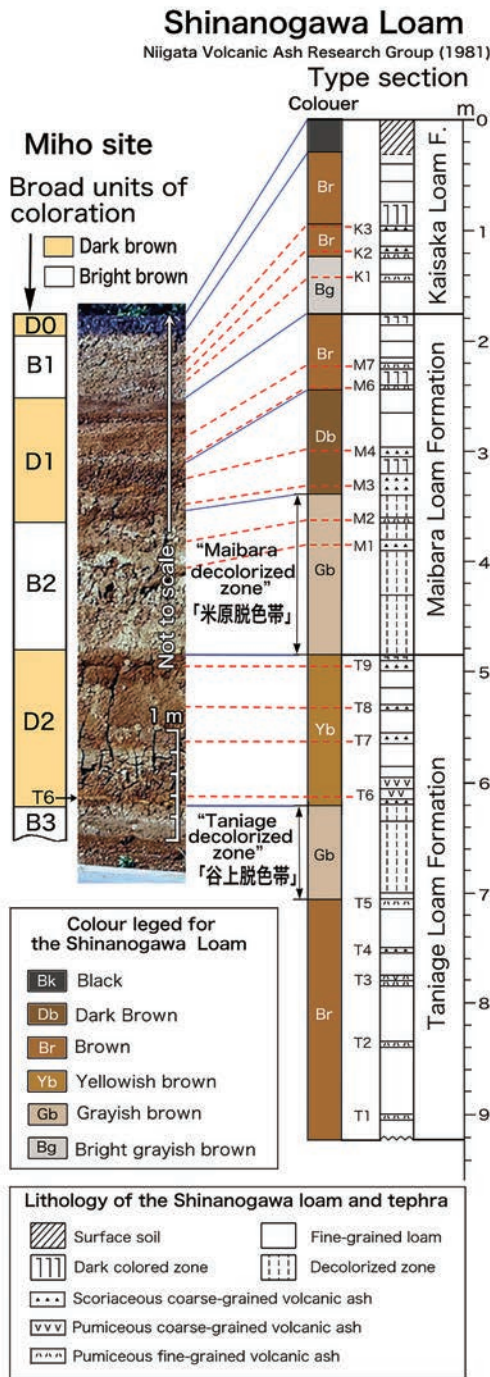


Fig. 6 Classification of the broad units of coloration in the Miho site loam and their correlation with the type section of the Shinanogawa Loam Formation. Blue lines indicate lithological correlations; red dashed lines represent estimated correlations with tephra layers.

移部の割合が大きい部分で一線を画することとなり、それよりは変化曲線のような表現がむしろ自然である。すなわち、美穂地点のローム層の縞状着色帯は、広い着色帯は一線で区切り、狭い着色帯は色分析曲線で、両者合わせて表すのが適切に思える。

### 3. 広い着色帯の時期

広い着色帯の時期は、テフラの年代から推定するが、露頭写真でテフラが特定できるのは前記T 6のみである。また、狭い着色帯と模式柱状図（新潟火山灰研究グループ, 1981）に記載される各テフラの層準の関係も認められない。そこで露頭写真における各テフラの位置は、模式地の柱状図のテフラの位置を広い着色帯ごとに深度に比例して移した層準にあるものとした（Fig.6, 赤色破線）。こうしたテフラ層準やその後に追加されたテフラ、あるいは広域テフラに同定されたもの（渡辺, 2000）の層準や対応関係は Fig.7（露頭写真右）にまとめて示す。

広い着色帯の各境界の年代は、それぞれの境界層準に最も近接するテフラの年代から以下のように推定された。

「D0/B1境界」は、柱状写真最上部の黒色土の下限に当たる。黒色土（黒ボク土）の直下に見出されたK5はAs-Kとされた（渡辺, 2000）。As-Kの年代は、 $16,619 \pm 74$  IntCal20 yrs BP (Albert et al., 2024) とされているので、境界の年代はこの年代と同様かやや新しい。「B1/D1境界」は、K1のやや下位にあり、K1はDKPとされた（渡辺, 2000）。DKPの年代はAlbert et al. (2018) によると  $59.6 \pm 5.5$  ka であることから、この境界は6万年前頃と考えられる。「D1/B2境界」は、M3(AY)の直下でM2(NG)の上にある。鈴木(2001)はこの時期のテフラとして飯綱上樽テフラ群(Iz-KT)に注目し、そのうち特にIz-KTaは海洋酸素同位体ステージ(MIS)の5-6境界を示準するとした。津南地域はIz-KTaの降灰範囲からわずかに外れるが、降灰していたら、AYとNG(Iz-KTc)の間に挟まれるはずである（鈴木, 2001）。このことから、当境界はIz-KTaの層準にあり、MISの5-6境界(13万年前)に相当すると考えられる。「B2/D2境界」は、谷上ローム層の最上部のT9(MG-b)付近に当たる。MG(米原軽石群)の噴出源は長野県の高社火山と考えられ（早津・新井, 1981）、同火山の活動年代は19-30万年前とされている（金子ほか, 1991）。MG-bはMGの最上位付近にあるので、その年代は19-20万年前頃と推定される。「D2/B3境界」は、T6の直下にある。T6はMGに含まれるので、その年代は19万年前から30万年前までの間にあるが、テフラからは現時点でそれ以上に細かく定まらない。

### 4. 縞状着色帯の国際年代層序への対比

風成層の国際的模式層序とされる中国の黄土層は、色の違いによる縞状の互層を特徴としている（Liu et al, 1985; Kukla, 1987 など）。美穂地点のローム層も風成層であり、そ

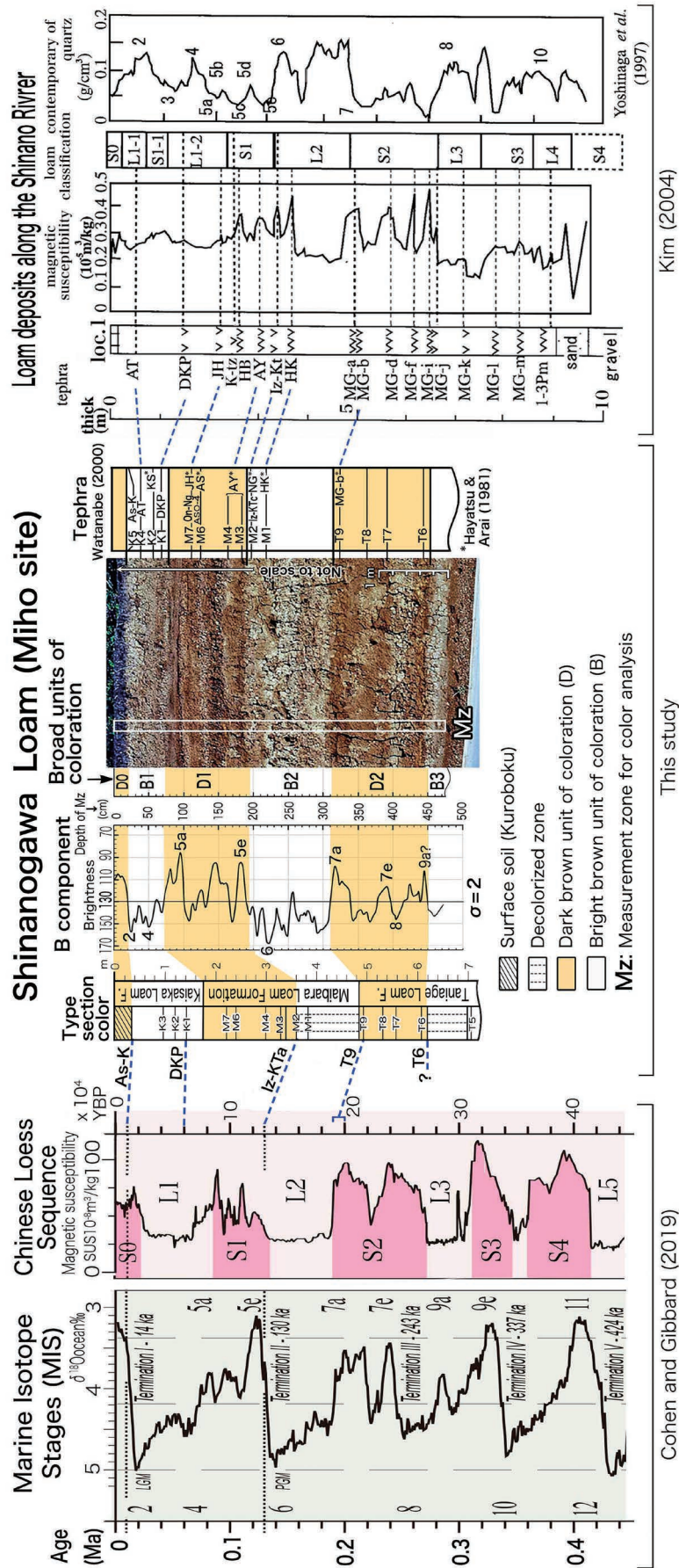


Fig.7 Stratigraphic comparison of the striped coloration at the Miho site with previous studies based on tephra chronology. Includes correlation with loess-paleosol sequences and marine isotope stages (MIS).

の広い着色帯も縞状の互層を特徴としている。そこで、美穂地点のローム層の広い着色帯区分 (D, B 層序) と色分析の 2 次的変化曲線 (b) を D, B 層序区分の境界に近接したテフラ層準の年代をもって、第四紀年代層序対比表の中国の黄土層序と海洋の酸素同位層序 (Cohen and Gibbard, 2019) に対比した (Fig.7)。

美穂地点のローム層の広い着色帯区分の D, B 層序は、Fig.7 (左側) のように、黄土層の L, S 層序に破線で示す限りの大略的な対応関係が認められる。さらに色分析による B 成分の変化曲線は前記のように美穂地点のローム層の縞状着色帯の 1 面を表現していると考えられる。この曲線をテフラの年代で区切られた範囲で海洋酸素同位体ステージ (MIS) の曲線と比較すると類似した増減変化が見られる。こうした両曲線の比較で、増・減のピークが対応する可能性がある MIS ナンバーを B 成分曲線上に提示した (Fig.7)。

なお、露頭写真の場所から北北東約 100 m の地点で、信濃川ローム層の初期磁化率が測定されていて、黄土層序のそれに対比されている (金, 2004)。この結果をテフラ (渡辺, 2000) で対比してみると、B 成分の変化曲線は初期磁化率曲線と大局的な対応関係がみられる (Fig.7 右)。露頭写真での最下位は黄土の L3 層準までの対比であるが、金 (2004) の信濃川ローム層ではさらに下位の S3, L4 が対比されている。また谷上ロームの最下位の T1 テフラの放射年代が 0.36Ma (村松, 2019) とされることから、美穂地点のローム層の最下部は L4/S4 境界付近か S4 最上部に該当すると考えられる。

## 5. 縞状着色帯の成因

美穂地点のローム層の広い着色帯は、中国の黄土層の L (レス) と S (古土壌) の縞状層序に対比されたことで、その成因も共通であったと考えられる。黄土層の L, S 層序の成因は気候変動などと関連付けられている (Liu et al, 1985; Kukla, 1987 など)。大井ほか (1997) は、洛川の黄土層の L, S 堆積物を分光測色計で分析し、S の形成期である間氷期では明度が低く、L の形成期の氷期には明度が高いことを明らかにした。また、鳥居・福田 (1998) は明度が低い S 堆積物の初期磁化率増加の原因となっている強磁性鉱物は、土壌化作用に伴う微粒なマグネタイトやマグヘマタイトの現地性の形成であるとしている。

以上のような黄土の L, S 層序の特性から、縞状着色帯の暗褐色帯 (D) や色分析曲線での B 成分値が低い (明度が低い) 地層は風化分解により酸化第二鉄を生成する土壌化作用の強い時期に形成されたものと考えられる。このことは金 (2004) の信濃川ローム層準の初期磁化率増加層準と対応することからも裏付けられる (Fig.7 右)。すなわち、Fig.7 の (b) の色分析曲線は気候の変動に伴う土壌化作用の強弱を反映したものと考えられる。

レスは、黄砂などとして我が国に飛来しているが、その経路にある韓国でもレス起源の風成層が見つかり (成瀬ほか,

1985)、同風生層を発掘した旧石器時代の遺跡などで見出された L, S 層序は、中国の黄土層序に対比されている (成瀬ほか, 2008)。

日本では鳥取県の倉吉市で風化レス (S 相当) がある (成瀬, 2006)。しかし、これは大山の厚い火山灰に挟まれたもので、L, S が連続した地層ではない。そのほか日本での着色土としては、関東地方では殆ど見られないが、東北日本や西南日本を通して広く間氷期などの温暖な時期に生成したとされる「古赤色土」が報告されている (松井・加藤 (1962) など)。しかし、古赤色土はその内部に着色帯が区分されてはならず、美穂地点のローム層のような縞状着色土としての報告はない。こうしたことから我が国のローム層では、縞状着色土の形成は一般的ではなく、美穂地点のローム層の特性である可能性がある。そうであるならば、なぜ縞状着色が美穂地点のローム層で形成されたかの地域特性、すなわち縞状着色層の形成環境に関する諸条件を検討しておく必要がある。

## 6. 縞状着色土の形成環境

地表面付近の集合体としてのいわゆる「土」(soil) は、地表環境による物理・化学・生物的諸作用を受けるが、これら作用は一括してここでは「土壌化作用」と呼ぶ。陸上に飛来した風成粒子は、土壌化作用を受け、地表付近の生物群集を支える「土壌」として機能し、やがて「古土壌」となって埋積されていく (ここでの古土壌は広義で、黄土層での S (古土壌) と L (レス) を含む)。したがって、乾陸の風成の表土層とは古土壌のことであり、その生成の理解には地質学のみならず土壌形成の視点が不可欠である。なお、以後、表土層の区分で「〇〇土」とする表現は土壌化作用を受けたことを意味する。

土壌 (S) はその環境すなわち、気候 (cl)、生物 (o)、地形 (r)、母材 (p) 及び時間 (t) の諸要因の組み合わせで形成され、次の基本式で表現されている (Jenny, 1941)。

$$S=f(cl,o,r,p,t,\dots)$$

ただし、時間 (t) は他のすべての独立的な要因に共通な時の経過や地質学的な新旧関係を与える点で、他のファクターとは異なる。また式中の (...) は、ほかに必要な要因の予備である。

### 6.1 気候 (cl) 要因による「成帯性土」の形成

縞状着色は前記のように、気候 (cl) の変動を反映すると考えた。気候の違いにより生成される土壌は「成帯性土壌」である。現在の日本 (湿潤地域) の成帯性土壌は、生物 (o) 要因としての植生帯にも対応して、北海道北部の亜寒帯針葉樹林下では灰白色の漂白層をもつ「ポドソル性土」、東北、北陸から関東の冷温帯落葉広葉樹林下では「褐色森林土」、関

東から九州にかけての暖温帯広葉樹林下では「黄褐色森林土」、九州以南の南西諸島の亜熱帯林下では「赤黄色土」がそれぞれ形成されている (Table.1: 吉良, 1971; 三枝・木村, 2005)。このように気候によって色の異なる成帯性土壌ができるには、表層土がその当時の気候を十分に反映した土壌化作用を受けることが不可欠である。この気候に起因する成帯成土の形成とその累積は縞状着色土形成の基軸であり、その形成に必要な諸条件をほかのファクターである地形 (r)、母材 (p)、時間 (t) から検討を加えたい。

Table.1 Climate-related vegetation zones (Kira, 1971) and corresponding zonal soils (Saegusa & Kimura, 2005) of humid regions in and around Japan.

Climate-Vegetation zone 気候-植生帯		Zonal soils 成帯性土
Warmth Index	Arctic tundra	Tundra soils
	15 Subarctic needle-leaved forest	Podzols
	45 Cool-temperate deciduous broad-leaved forest	Brown forest soils
	85 Warm-temperate broad-leaved forest	Yellow brown forest soils
	180 Tropical and subtropical forest	Red yellow soils

### 6.2. 地形 (r) 要因による「平坦面土」の形成

地形 (r) 要因が関わる代表的な土壌のタイプを模式的に Fig.8 に示す。表土の土壌化作用は冠水がある場所では阻害されるから、低地以外の乾陸域で進行する。乾陸域でも起伏がある地表では流水が生ずる。こうした場所では土壌化作用の中断や侵食、あるいは2次堆積物が混入し、「緩斜面土」や「急斜面土」が形成される。1次堆積物の母材による整然とした成帯性土壌が形成され続けるには、地形的に平坦な場所で堆積した「平坦面土」(Fig.8の矩形内)であることが必要条件となる。美穂地点のローム層は、地形的には平坦な河成段丘上にあるから「平坦面土」の形成環境にあって、「成帯成土」の形成に寄与した。

### 6.3. 母材 (p) による「レス質土」の形成

日本の台地上の風成層の岩質はローム質土である (Fig.8)。ローム質土の母材の起源は黄砂 (大陸起源の広域風成塵)、近隣からの風塵 (土ほこり)、第四紀火山からの火山灰である。こうした母材の起源を持つ日本のローム質土は火山灰の混入があることを特徴としている。この火山灰の混入に関しては阿蘇火山の風成土では、火口近傍で火山灰が100%の母材の土壌は「火山灰土」と区分された。さら火山灰が50%以上から100%未満を「火山灰質土」と区分されたが、50%

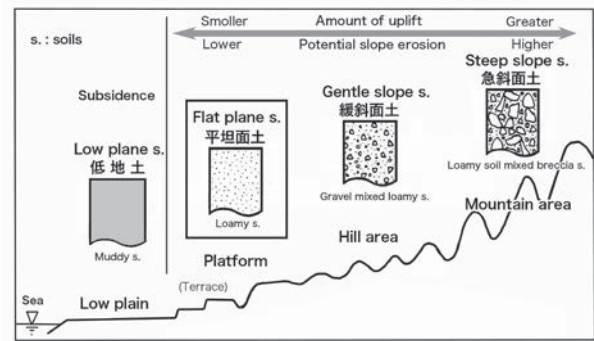


Fig.8 Soil classification based on topographic conditions. Soil types within the rectangle represent environments suitable for the formation of striped coloration soils.

未満の母材の区分名は未定であり、両者合わせて「ローム質土」とされていた (遠藤ほか, 2019)。

中部-関東地域の表土層のローム質土に関し、鈴木 (1995) はその素材 (母材) の起源を (1) 一次的な噴火堆積物, (2) 火口周辺からの裸地からの風塵, (3) 非火山性裸地からの砂塵, (4) 大陸起源の広域風成塵, にあるとし, (1) はさらに (1) a 遠方火山で発生した大規模な火砕流またはプリニアン噴火によりもたらされたテフラ (例: AT, K-Ah), (1)b 近傍火山から飛来した小規模なテフラ (例: 1979年の御嶽山の水蒸気爆発による降灰など) に区分した。このような母材からなるローム質土が過去5万年間に堆積した厚さ (指標テフラの厚さは含まない) を各地の調査データに基づいて明らかにした (Fig.9)。

この図のローム質土の厚さは火山灰 (1) の量で変化するが、その主体は (1)b である。日本海側や静岡県南部など1m以下のローム質層は (1)a + (3) + (4) であるが、1mを超えても2mまでは、火山灰の割合は50%未満で、近隣裸地からの土ほこり (近隣風成塵) と大陸からの広域風成塵 (井上, 成瀬, 1990) が主体となる。したがって、2m未満の場所のローム質土は「レス質土 (loessial soils)」として区分できる。他方、2m以上の場所では火山灰が50%以上の母材組成となるので、遠藤ほか (2019) の区分を踏襲して「火山灰質土 (volcanic ashy soils)」に区分される。

なお、従来、関東地方の表層土には「関東ローム」と呼ばれるローム質層の存在が知られ、その詳細な調査報告もある (関東ローム研究グループ, 1965)。同グループ (1965) の扱う関東ロームは Fig.9 の2m以上の区域にほぼ収まる。すなわち、この図で2mに境を置くならば、それ以上の厚さの場所は従来漠然としていた「関東ローム」の分布範囲の目安にすることができる。こうして区切ると、関東ロームとは「関東西部の富士などの諸火山の火山灰の堆積を主体に、北部に連なる八ヶ岳から浅間、赤木、男体などからの火山灰を加えた火山灰質土」として規定される。また、近隣の妙高・黒姫・

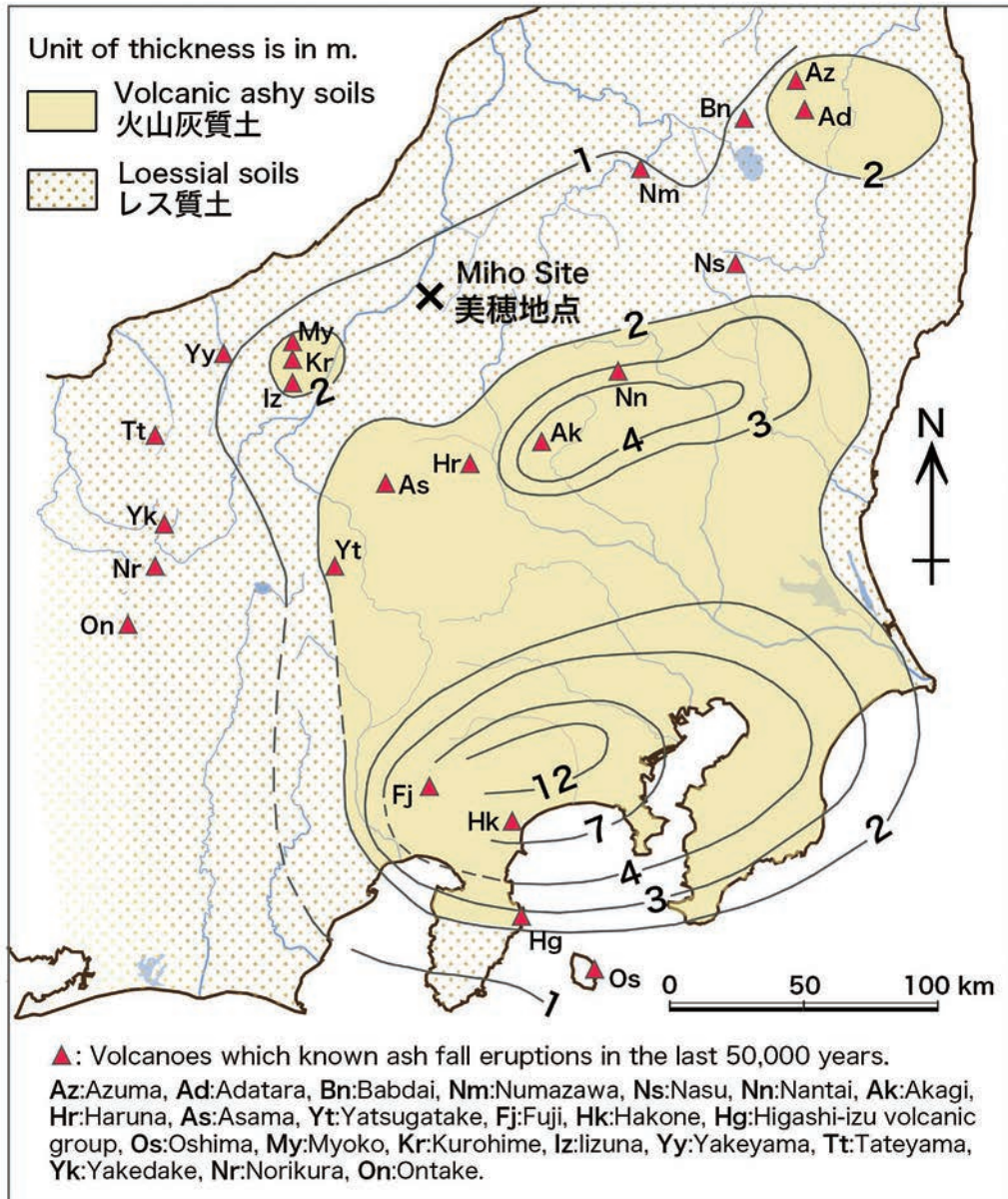


Fig.9 Thickness of loamy soils deposited over the past 50,000 years in the Kanto and Chubu regions. Modified from Suzuki (1995). The figure represents the relationship between loam thickness and volcanic ash content.

飯綱や吾妻・安達太良などの火山灰を主体として隔離される火山灰質土とも区別される。こうして区分される関東・中部地域の「火山灰質土」の代表は「関東ローム層」であり、「レス質土」のそれは「信濃川ローム層」であることを付記しておきたい。

母材が火山灰質土であると、それに含まれる鉱物色が土壌

色に影響し、成帯性土壌の色を反映するとは限らない（遠藤ほか、2019）。また、火山灰の混入による堆積速度の増加は表土の十分な土壌化作用を阻害する可能性がある。Fig.9から美穂地点のローム層母材はレス質土であることが読み取れるが、津南地域の信濃川ローム層の堆積速度（18万年前以降）は、渡辺（2000）により 30mm/1000年（1.5m/5万年）

とされているから、レス質土であることが追認される。縞状着色形成の母材としてレス質土が厳密な必須条件になるか否かは今後の研究を待ちたいが、美穂地点がレス質土母材の堆積域にあり、火山灰由来の鉱物色の影響が少なく、着色土の形成が進んだ場であったと考えられる。

なお、母材による土壌の区分を風成土以外も加えた全体像(未完成)として、参考のため Fig.10 に示した。この図で、矩形内の「運積土」から「レス質土」までは、美穂地点のローム質土の母材特性に向けて細分化される土壌区分を示す。

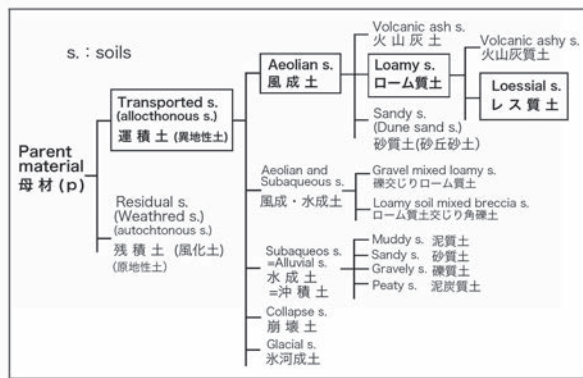


Fig.10 General soil classifications related to parent material. Soil classifications within the rectangle have the condition for the formation of the striped coloration soils.

#### 6.4. 時間 ( t ) 要因による「土壌堆積層」の形成

時間 (t) は上記の土壌形成の全てのファクターに作用する。この際、母材 (p) が現地性の「残積土」であると、表土層は時間の経過とともに風化作用などにより A,B,C 層などの土壌層位は形成されるが、表層土 (A 層) の累加・埋積がくり返される土壌の堆積は進まない。美穂地点のローム質土は前記のように残積土ではなく運積土の母材であるとしたから、時間 (t) は風成土の堆積、すなわち、「土壌堆積層」の形成として作用する。すなわち、そのメカニズムは地表部において、成帯性土を覆った新たな表土は土壌化作用を受けつつその厚さを増して新たな成帯性土となるとともに、その下方に過去の着色土 (成帯性土) を覆い保護したことにある。このことが時間 (t) の経過で連続的にくり返され、土壌堆積層としての「縞状着色土」が形成された。

#### 7. 美穂地点の縞状着色と補足

以上に述べた土壌形成の要因との関わりで美穂地点の縞状着色土の形成をまとめると、縞状着色土層の形成は「成帯成土」、「平坦面土」、「レス質土」の3者の形成が同時進行する環境にあって、かつそれが持続したことによるものである (Fig.11)。

美穂地点のローム層の縞状着色土の形成は上記のとおり

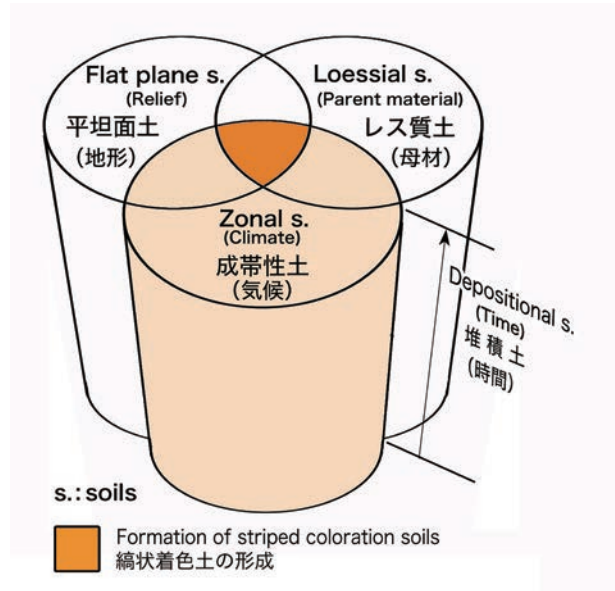


Fig.11 Conceptual model of environments necessary for the formation of the striped coloration soils include the development of zonal soils that reflect the climate, loessial soils as the parent material, flat plain soils in terms of topography, and the passage of time required for stratification of depositional soils.

理解されが、D0 と区分した最上位の黒色土は、それ以下の着色土とは区別しておく。すなわち、最上位層は後氷期の地層に相当し、下層と同様の成帯土壌であるならば、現在と同様の気候下で形成される褐色森林土である。しかし、それとは異質の黒色土であるクロボク土が形成されている。(黄土層最上部の S0 にはクロボク土に類似した「黒壚土」があるという (成瀬, 2007))。クロボク土の成因は縄文人の野焼き・山焼きで生じた燃焼炭の風成粒子である微粒炭がローム質土の母材の一員に加わり、腐植を担持して黒色化しているものである (山野井, 1996)。ちなみに信濃川ローム層の表土層は多くの縄文遺跡の埋積土でもあり、そこからは国宝の火焰型土器などを出土している。したがって、表層部のクロボク土の色は気候要因による成帯性土による着色ではない。このことは、前述の Jenny(1941) の土壌形成の基本式に生物 (o) 要因とは別に、(…) の予備部にヒト (h) 要因を入れ、人類が土壌形成に影響を与え、成帯性土壌を「非成帯性土壌」に換えた部分であることを補足しておきたい。

#### まとめ

信濃川ローム層の模式地の露頭写真は、大小幅の縞状の着色が明瞭にくり返されるもので、「縞状着色」と呼んで研究対象とした (Fig.1)。普通、実物ではない 1 枚の写真の研究対象にすることはないが、画像からの視覚区分に加え、文章

記載では表現し難い縞状着色に関し、色分析による着色曲線の活用を試みた。

縞状着色は目視が可能な「広い着色帯」と、色分析による「狭い着色帯」に区分された。色分析の方法は、あるべき理論からではなく、可能性を探る試行と位置付けた。得られた着色曲線は明確な層理面を持たない風成の表層土の岩質表現の1素案になることが期待される。写真の露頭は模式露頭の原記載（新潟火山灰研究グループ, 1981）との対応を明確にした（Fig.6）うえで、黄土層など第四紀の国際層序と対比した。こうして得られた信濃川ローム層の縞状着色に関しては以下にまとめられる。

1. 縞状着色は「広い着色帯」とその中の「狭い着色帯」に区分された。広い着色帯は目視区分で「暗褐色帯」(D)と「明褐色帯」(B)とに、それぞれ3帯ずつ6区分された。狭い着色帯は色分析で着色曲線を得てさらに細区分された（Fig.5）。
2. 「広い着色帯」はテフラの年代を用いて黄土層のL, S層序に対比した。その結果、Bは黄土層のLに、Dは黄土層のSにそれぞれ対応する（Fig.7）。
3. 縞状着色帯は、黄土層のL, S層と同様に形成されたとするならば、気候変動による土壌着色の差を反映したものと考えられる。
4. 「狭い着色帯」を表現する着色曲線は海洋同位体ステージ（MIS）のカーブに対応する可能性がある（Fig.7）。

以上が前半のまとめである。しかし、これまで日本の表層土が黄土層のL, S層序に対比される報告はほとんどなかったため、この縞状着色はこの地特有の環境で形成されたのではないかの疑問が生ずる。この疑問を残さないためには、土壌形成の視点からの考察を必要とした。それは信濃川ローム層（美穂地点のローム層）での縞状着色土層の形成環境（条件）として小論の後半に加えた。それらの結果は以下にまとめられる。

5. 気候要因として、気候変化に対応した「成帯成土壌」の形成環境にあった（Table 1）。
6. 地形要因として、風成層として水流の影響を受けない「平坦面土」の形成環境にあった（Fig.8）。
7. 母材要因として、土壌色に影響を与える火山灰を多く含まない「レス質土」の形成環境にあった（Fig.10）。
8. 時間要因として、上記3要因が同時に進行する時間が継続して「土壌堆積層」としての縞状着色帯が形成された（Fig.11）。

**謝辞：**新潟県長岡市の渡辺秀男氏には美穂地点のローム層の写真の提供を受けた。その上さらに信濃川ローム層に関する多くの情報をいただいた。このことがあって小論ができた。また、投稿段階では東北大学の高嶋礼詩先生、大月義徳先生に御手数をおかけした。これらの方々に厚くお礼申し上げます。

## 文 献

- Albert, P., Smith, V., Suzuki, T., Tomlinson, E., Nakagawa, T., McLean, D., ..., Suigetsu 2006 Project Members, 2018, Constraints on the frequency and dispersal of explosive eruptions at Sambe and Daisen volcanoes (South-West Japan Arc) from the distal Lake Suigetsu record (SG06 core). *Earth-Science Reviews*, **185**, 1004-1028.
- Albert, P., McLean, D., Buckland, H., Suzuki, T., Jones, G., Staff, R. A., ..., Smith, V.C., 2024, Cryptotephra preserved in Lake Suigetsu (SG14 core) reveals the eruption timing and distribution of ash fall from Japanese volcanoes during the late-glacial to early Holocene. *Quaternary Science Reviews* 324, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev>.
- Cohen, K.M. and Gibbard, P., 2019, Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 Q1-500. *Quaternary International*, **500**, 20-31.
- 遠藤真哉・梶原 倅・山野井 徹, 2019, 色の分析による表土の成因と区分—阿蘇火山地域を例に—. *応用地質*, **60**, 216-229.
- 早津賢二・新井房夫, 1981, 信濃川中流域におけるテフラ層と段丘形成年代. *地質学雑誌*, **87**, 791-805.
- 池田卓生, 2018, ImageJを用いた個人情報保護のための虹彩のぼかし処理. *Equilibrium Res*, **77**, 566-573.
- 井上克弘・成瀬敏郎, 1990, 日本海沿岸の土壌および古土壌中に堆積したアジア大陸起源の広域風成塵. *第四紀研究*, **29**, 209-222.
- Jenny, H., 1941, *Factors of soil formation: a system of quantitative pedology*. Dover Publications, New York, p.266.
- 金子隆之・清水 智・板谷徹丸, 1991, 信越高原地域に分布する第四紀火山のK-Ar年代と形成史. *地震研究所彙報*, **66**, 299-332.
- 関東ローム研究グループ, 1965, 関東ローム その起源と形状, 築地書館, 378 p.
- 金 幸隆, 2004, 魚沼丘陵の隆起過程と六日町断層の活動累積. *活断層研究*, **24**, 63-75.
- 吉良竜夫, 1971, 生態学から見た自然. 河出書房新社, 295 p.
- Kukla, G., 1987, Loess stratigraphy in central China. *Quart. Sci. Rev.*, **6**, 191-219.
- Liu, T.S., An, Z.S., Yuan, B.Y. and Han, J.M., 1985, The Loess-Paleosol Sequence in China and climatic history. *Episodes*, **8**, 21-28.
- 松井 健・加藤芳朗, 1962, 日本の赤色土壌の生成時期・生成環境にかんする二, 三の考察. *第四紀研究*, **2**, 161-179.
- 村松敏雄, 2019, 新潟県中越地域に分布する更新世中期火山灰の放射年代. *新潟県地学教育研究会誌*, No.49, 21-28.
- 成瀬敏郎, 2006, 風成塵とレス. 朝倉書店, 197 p.
- 成瀬敏郎, 2007, 世界の黄砂・風成塵. 築地書館, 174 p.
- 成瀬敏郎・井上克弘・金 萬亭, 1985, 韓国の低位段丘上に堆積するレス土壌. *ペドロジスト*, **29**, 108-117.
- 成瀬敏郎・兪 剛民・渡辺満久, 2008, 東アジア旧石器編年構築のための90万年前以降のレス-古土壌層序と編年. 松藤和人編, 東アジアのレス-古土壌と旧石器編年, 雄山閣, 67-86.

- 新潟火山灰研究グループ, 1981, 新潟県下のローム層について そのⅠ—信濃川ローム層について—. 地球科学, **35**, 291-311.
- 新潟火山灰研究グループ, 1995, 新潟県下のローム層について そのⅡ—信濃川ローム層の層序—. 地球科学, **49**, 188-202.
- 大井圭一・福澤仁之・岩田修二・鳥居雅之, 1997, 中国内陸部のレス・古土壌堆積物と日本海深海堆積物の粘土鉱物からみた東アジアにおける過去 240 万年間のモンスーン・偏西風変動. 地学雑誌, **106**, 249-259.
- 三枝正彦・木村真人 編, 2005, 土壌サイエンス入門. 文永堂出版, 318 p.
- 鈴木毅彦, 1995, いわゆる火山灰土(ローム)の成因に関する一考察—中部-関東に分布する火山灰土の層厚分布—. 火山, **40**, 167-176.
- 鈴木毅彦, 1996, 信濃川中流域に分布する河成段丘とそれを覆う風生テフラ—谷上段丘と 350ka 以降の風成層—. 第四紀露頭集—日本のテフラ, 225.
- 鈴木毅彦, 2001, 海洋同位体ステージ 5-6 境界に降下した飯綱上樽テフラ群とその編年学的意義. 第四紀研究, **40**, 29-41.
- 鳥居雅之・福田浩司, 1998, 黄土層の初磁化率: レヴィュー. 第四紀研究, **37**, 33-45.
- 渡辺秀男, 2000, 新潟県十日町盆地の津南段丘群の形成について. 地球科学, **54**, 310-327.
- 渡辺秀男・卜部厚志・荒川勝利, 1999, 新潟県津南町地域の貝塚段丘堆積物中の広域火山灰. 地球科学, **53**, 420-433.
- 山野井 徹, 1996, 黒土の成因に関する地質学的検討. 地質学雑誌, **102**, 526-544.
- 山野井 徹, 2015, 日本の土 地質学が明かす黒土と縄文文化. 築地書館, 249p.
- 吉永秀一郎・鈴木毅彦・木村純一・岩崎 誠, 1997, ローム層中に含まれる微細石英の堆積速度の約 30 万年間の変化—新潟県信濃川中流域の例—, 1997 年日本第四紀学会講演要旨集, 27, 206-207.

