

富士相模川泥流の堆積学的特徴とその流下機構に関する考察

武原 未佳^{*1}・白井 正明^{*1}・宇津川 喬子^{*1}・河尻 清和^{*2}

^{*1} 首都大学東京 ^{*2} 相模原市立博物館

Sedimentological characteristic of Fuji-Sagamigawa Mudflow and study about its flow down mechanism.

Mika Takehara^{*1}, Masaaki Shirai^{*1}, Takako Utsugawa^{*1} and Kiyokazu Kawajiri^{*2}

^{*1} Tokyo Metropolitan University · ^{*2} Sagamihara City Museum

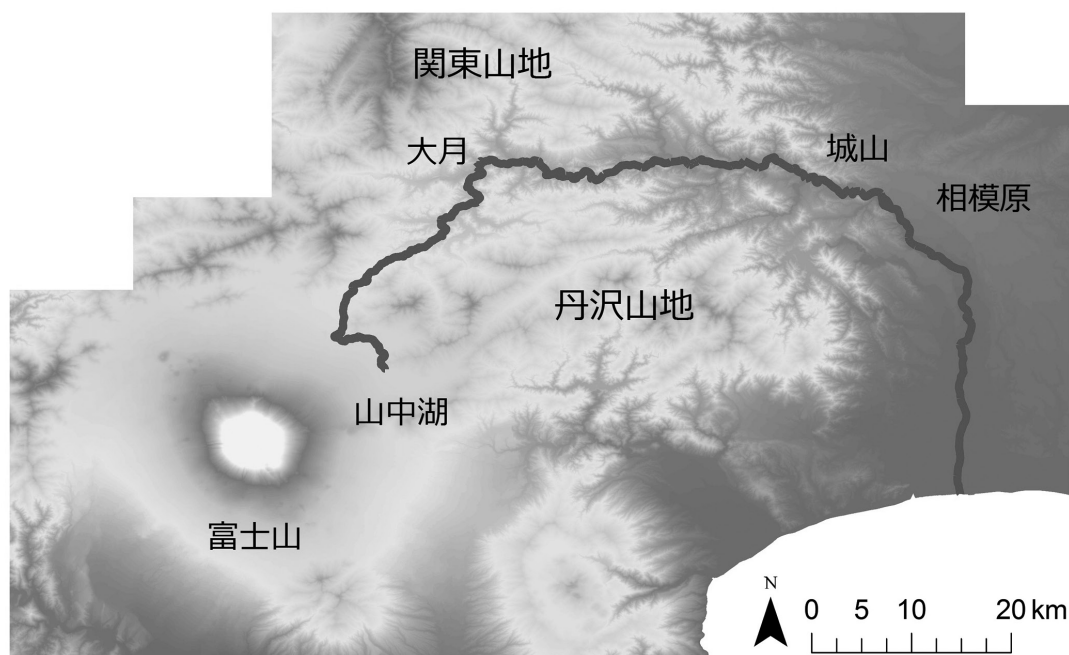


図1 相模川位置図。10mDEM を用いて作成。

1 はじめに

ラハール（いわゆる火山泥流）とは、火山周辺で発生する火山碎屑物と水の混合物の急速な流動現象の総称であり（例えば、Smith and Fritz, 1989）、火山の斜面上の未固結堆積物が雨で崩壊したり、火口湖や谷からあふれ出した水の流れに取り込まれたりすることにより発生すると考えられている（鹿野, 2005）。また、ラハールは、火山の噴火によっても引き起こされることがあり、1985年に南米のコロンビアのネバド・デル・ルイス（Nevado del Ruiz）火山（標高 5,389 m）が噴火した際には、山頂付近にあった大量の積雪が一気に融け出してラハールが発生したため、山麓付近の Armero の町が壊滅し、死者およそ 25,000 人という被害を発生させた（例えば、八木下, 2001）。日本でも、1926年に十勝岳が噴火した際にラハールが発生し、死者 144 人という被害が出ている（上

澤, 2008）。このように、ラハールはひとたび起こると甚大な災害につながる恐れがあるため、過去のラハール堆積物を詳細に調査することは、火山防災を考える上で極めて重要である。

研究対象である富士相模川泥流（大量の礫や砂を含みラハールという語を用いるべきであるが、本論文では従来の“泥流”という語を用いる）は、相模川（山梨県では桂川）を流下した火山泥流であり、その年代は、¹⁴C 年代測定およびテフラとの層位関係より、約 2.2 万年前とされている（町田, 2009）。富士相模川泥流については、相模原市地形・地質調査会（1990）によって詳細な調査がなされており、分布範囲や年代などが明らかになった。しかし、最近公表されている研究はなく、また富士相模川泥流の堆積物の性質に焦点をあてた研究は少ない。そこで本研究では、富士相模川泥流の堆積物の特徴を明ら

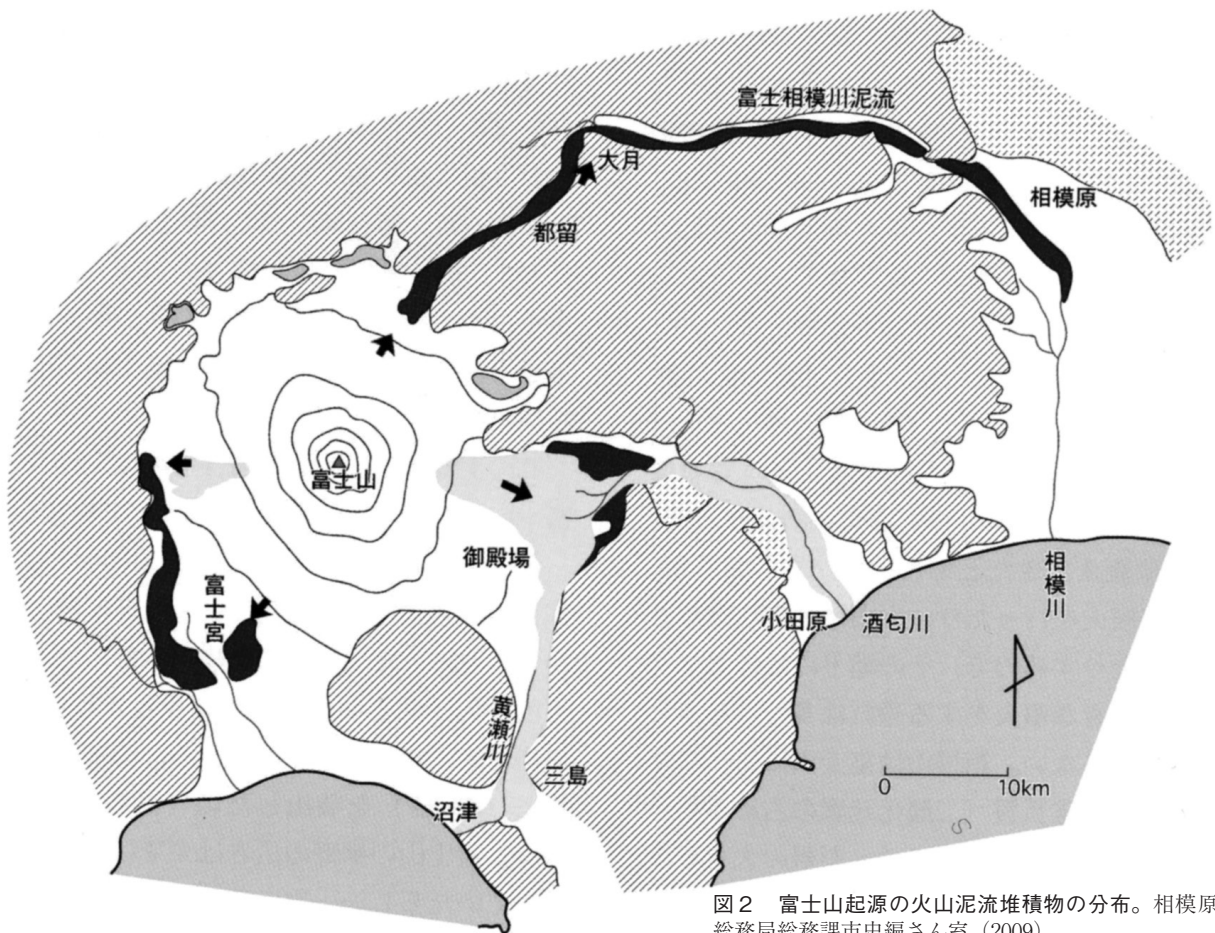


図2 富士山起源の火山泥流堆積物の分布。相模原市総務局総務課市史編さん室（2009）。

かにし、富士相模川泥流の流下に関する新たな知見の取得を試みる。

2 地域概要

相模川（山梨県での名称は桂川）は、流路延長109km、流域面積1,680km²の一級河川である（国土交通省，2016）。水源は富士山麓の山中湖であり、大月市で笹子峠より流れる笹子川と合流して関東山地と丹沢山地の間を東に流れ、相模原市緑区城山で相模平野に出たのち、流れを南に転じて相模湾に注いでいる（図1）（久保，2009）。

相模川流域の地形の特徴として、河成段丘が発達していることが挙げられる。相模原市地形・地質調査会（1984）は、地形とテフラより相模平野の段丘を座間丘陵、高座台地（高座丘陵ともいう）、相模原段丘（古いものから新淵面 S1、吉岡面 S2、横山面 S3、職訓大面 S4 の4面に細分される）、中津原段丘、田名原段丘（古いものから上溝面 Tk、原当麻面 Th、四ツ谷面 Ty、清水面 Ts の4面に細分される）、陽原段丘（四辻面 My、望地面 Mm、常盤面 Mt、磯部面 Mi、塩田面 Ms の5面に細分される）に区分した。また相模原市地形・地質調査会（1986）では、

相模原市緑区城山付近より上流の山間部にある段丘を古い順にⅠ面、Ⅱ面、Ⅲ面、Ⅳ面に区分し、さらにⅢ面を、ⅢS面（相模原段丘に相当）、ⅢN面（中津原段丘に相当）、ⅢT面（田名原段丘に相当）、ⅢM面（陽原段丘に相当）に細分した。研究対象である富士相模川泥流は、陽原面の礫層中やその直上に見られることから、陽原面が河床であったときに流下した（相模原地形・地質調査会，1990）。

3 富士相模川泥流に関する先行研究

富士相模川泥流の研究は、花井（1927）が、上野原より上流に玄武岩の角礫やスコリアに富む固結した地層を記載し、「集塊質泥流堆積物」と呼んだことに始まる。この堆積物は、津屋（1940）によって古富士火山が提唱されたことにより、「古富士泥流」と呼ばれるようになった。当時は相模原市緑区名倉より上流の地域でしか確認されていなかったが、貝塚・森山（1969）によって、少なくとも相模原市南区磯部まで流下したことが明らかとなった。富士山起源の泥流は多数発生しており（図2）、「古富士泥流堆積物」とは富士山南西麓や東麓に分布し時代

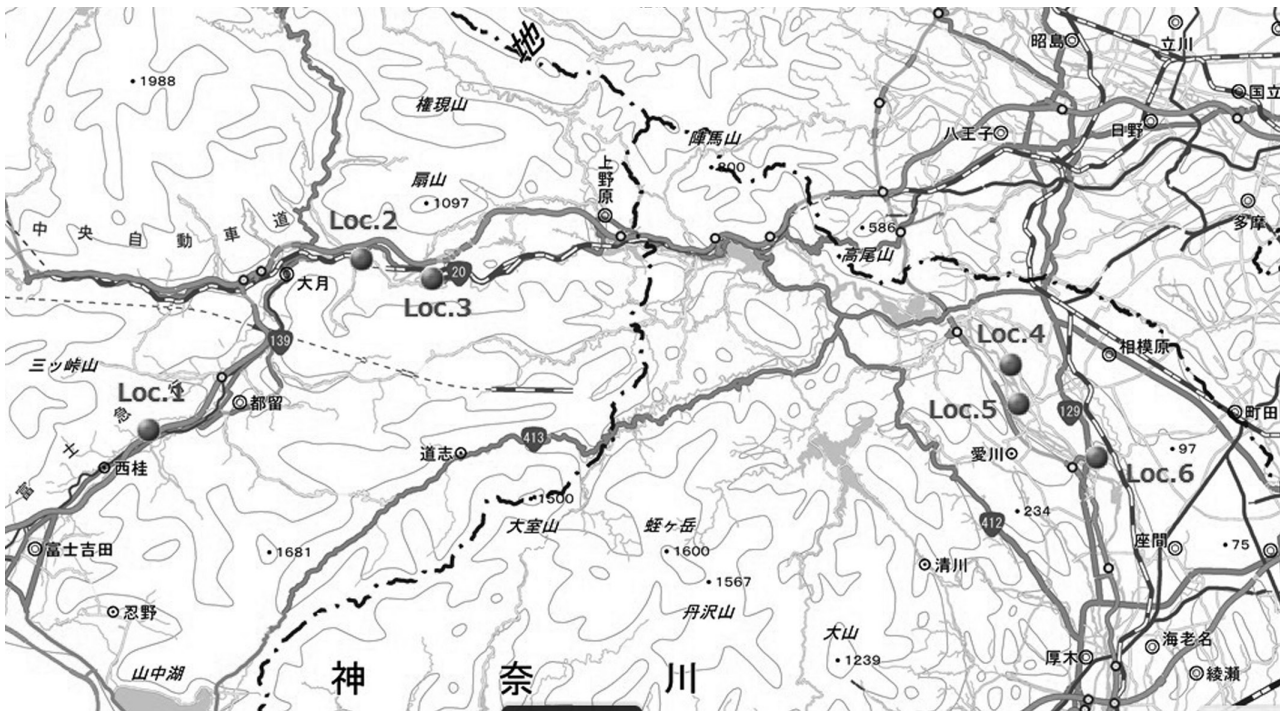


図4 調査地点位置図。地理院地図 (<http://maps.gsi.go.jp/#11/35.573007/139.095840>) に加筆。

めに、調査時に採取した試料について、粒度組成と岩種組成の測定を行った。Loc.2～Loc.4, Loc.6の各ユニットから1つずつ試料を採取、Loc.5の富士相模川泥流については、ユニットには分かれないうが3試料を採取し便宜的に3つのユニットとして扱う。露頭位置は図4と図5に、露頭写真は図6に示す。

固結している試料は手や乳鉢を用いて注意深くほぐし、試料を水洗いした。植物片が多く含まれているものは、10%の過酸化水素水 (H_2O_2) を用いて有機物を分解した。水洗いした試料は乾燥後に1φごとにふるい分けした後に乾燥重量を測定し、重量比から粒度組成を求めた。φスケールと粒径 d (mm) との関係は、Krumbein (1936) によって次のように定義されている。

$$\phi = -\log_2 d$$

また、粒度組成の特徴を検討するために、山元・川辺 (2014) などを参考に、縦軸にユニットごとの粒度の標準偏差 (σI)、横軸に平均粒径 ($Me \phi$) をとった散布図を作製した。標準偏差と平均粒径は、ともに Folk and Ward (1957) により定義されている、

$$\sigma I = (\phi_{84} - \phi_{16})/4 + (\phi_{95} - \phi_5)/6.6$$

$$Me \phi = (\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84})/3$$

を用いて計算した。ここで ϕ_5 , ϕ_{16} , ϕ_{50} , ϕ_{84} , ϕ_{95} はそれぞれ、粒度積算曲線における 5%, 16%, 50%, 84%, 95% の値 (ϕ) を表す。

岩種組成は、全ての試料に共通して含まれている粒径

が 4～2mm の細礫サイズの試料について、目視または双眼立体顕微鏡を用いて 200 粒以上を目安に「玄武岩」、「スコリアと発泡の良い玄武岩」、「その他」の3種類に分類し、組成を算出した。その他には、凝灰岩、頁岩などが含まれている。

5 結果

5-1 野外調査

1) Loc.1 太郎・次郎滝 (都留市夏狩)

都留市の富士急行東桂駅近くの太郎・次郎滝は、富士相模川泥流堆積物上から桂川の支流である柄杓流川に流れ込む滝である (図 5a, 図 6a)。滝の壁面で泥流堆積物を観察でき、現在、最も上流側で富士相模川泥流を見られる地点となっている (小山, 2013)。黒っぽい泥流堆積物が、確認できるだけで層厚 20～30m、幅 100m ほどにわたって見られる。泥流堆積物には水平なくぼみのようなものが見られ、一見すると、いくつかのユニットに分けられそうであるが、露頭の下部 3m ほどのところを川に沿って水平方向に観察したところ、礫径が最大 60～70cm の巨礫が集まっている部分や、巨礫が見られない部分があるなど、層相にばらつきがあることが分かる。また、10～20cm ほどの亜円礫がところどころに見られる基質支持になっている部分も見られる。Loc.1 でも試料を採取したが、径 15cm 以上の極端に大きい礫を含むため、粒度分析は行わなかった。

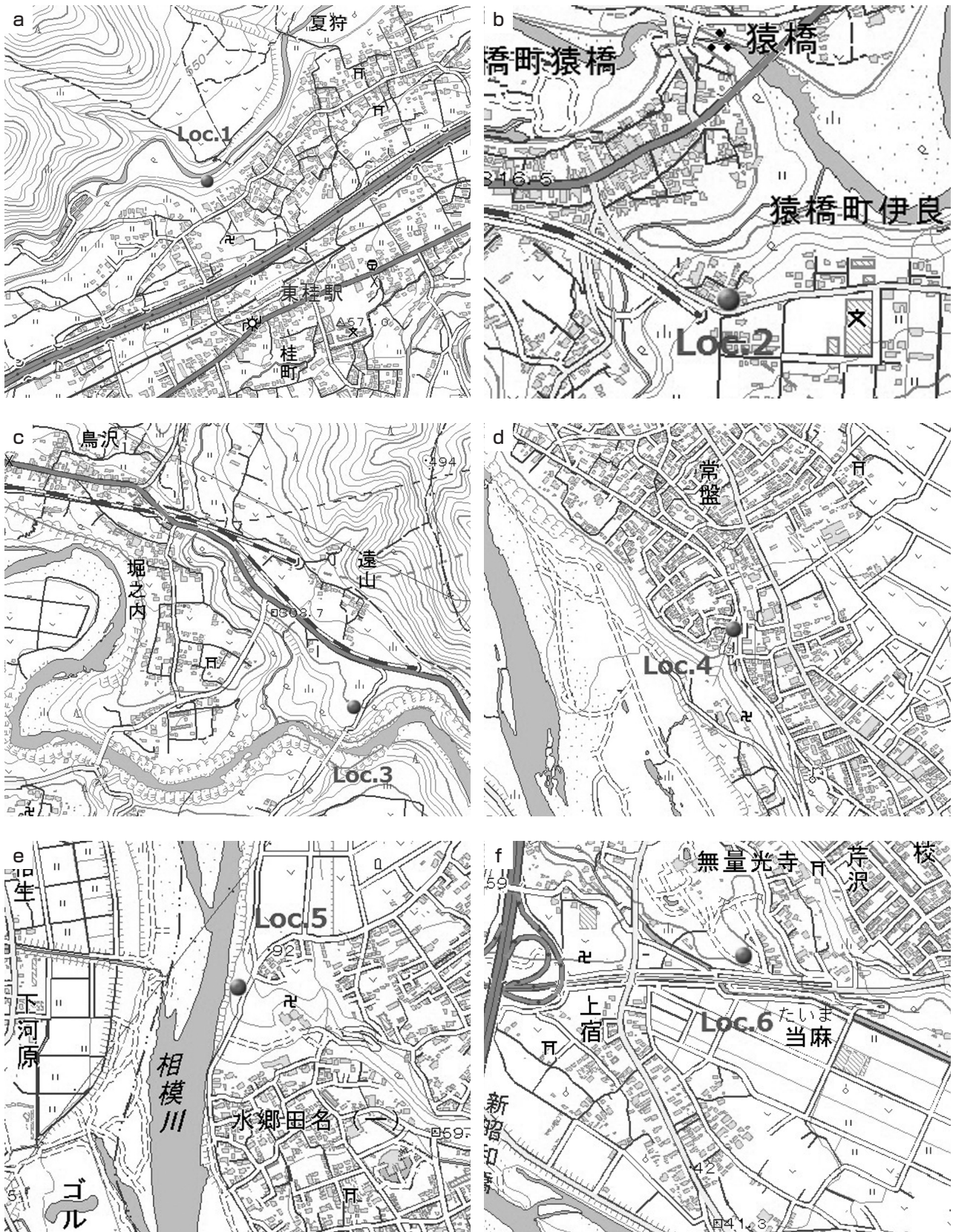


図5 露頭位置図。地理院地図に加筆。a: Loc.1 (<http://maps.gsi.go.jp/#15/35.538128/138.872681>)、b Loc.2 (<http://maps.gsi.go.jp/#16/35.614325/138.980570>)、c: Loc.3 (<http://maps.gsi.go.jp/#15/35.604766/139.016275>)、d: Loc.4 (<http://maps.gsi.go.jp/#15/35.566863/139.320717>)、e: Loc.5 (<http://maps.gsi.go.jp/#15/35.551607/139.323378>)、f Loc.6 (<http://maps.gsi.go.jp/#15/35.526044/139.364018>)。

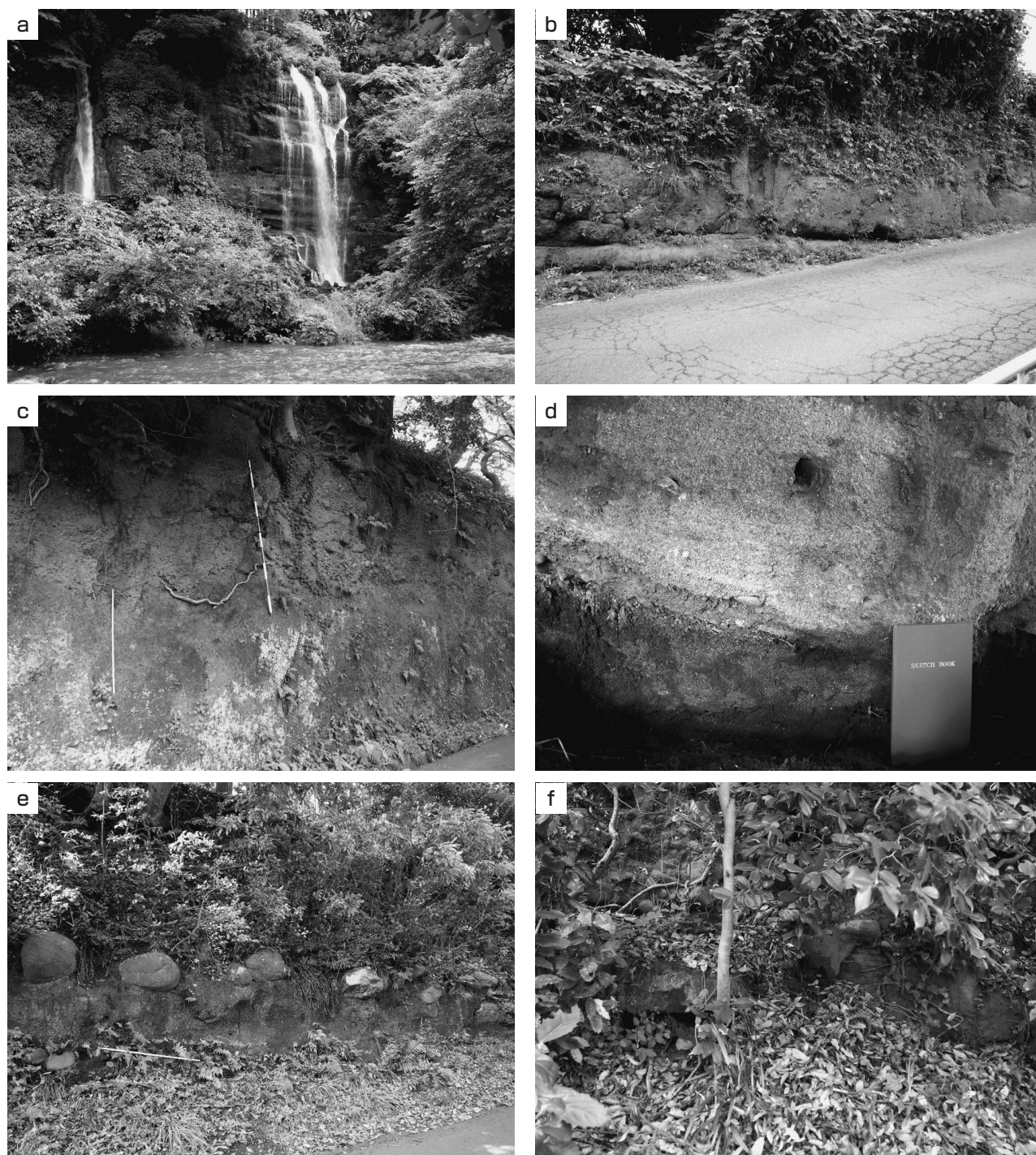


図6 富士相模川泥流堆積物の露頭写真。a: Loc.1、b Loc.2、c: Loc.3、d: Loc.4、e: Loc.5、f: Loc.6。

2) Loc.2 猿橋小学校（大月市猿橋町，Ⅲ M 面）

大月市立猿橋小学校の西にある坂道沿いに、泥流堆積物を見ることができる（図 5b，図 6b）。上部の黄土色のユニットと、下部の黒っぽいユニットに分かれている。全体的に角礫を多く含み、10 cm 以上の大きな礫は見られない。

上部のユニット（2-1）は、下部のユニットに比べて礫

が少なく、含まれている礫も、最大で径 3cm ほどである。礫の含まれていない部分がレンズ状に入っているところが見られるほか、下部には、礫が集まっている部分が層状に見られる。試料はこれらの部分を避け、平均的に見られる部分から採取した。下部のユニット（2-2）には、上部の層に比べて礫が多く含まれており、含まれている礫の大きさも、最大 5cm ほどであり、上部のユニットよ

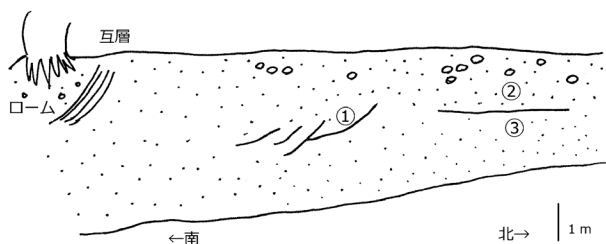


図7 Loc.3の露頭スケッチ。

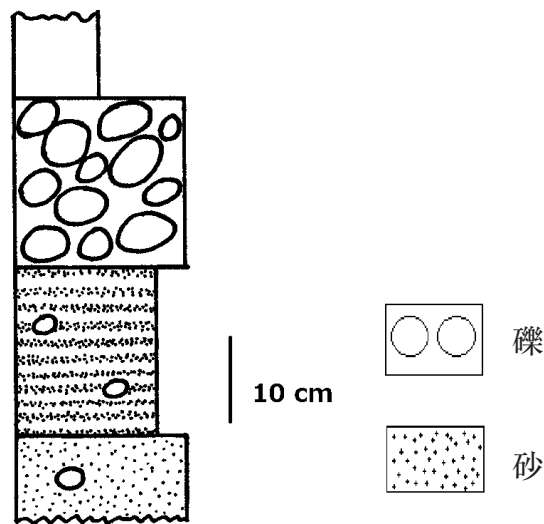


図8 Loc.4の柱状図。

り大きくなっている。

3) Loc.3 遠山(大月市富浜町鳥沢, III M 面)

大月市の国道20号線から相模川へ向かう坂道沿いに50mほどにわたって富士相模川泥流が見られる露頭がある(図5c, 図6c)。ただし2016年の時点でこの露頭は観察できなくなっている。スケッチを図7に示す。この露頭でも、泥流堆積物にはLoc.2と同じく全体として角礫を多く含む。

この露頭の南側(左側)の端の上部には、層厚1~2cmほどの泥層と、層厚5~10cm、礫径が最大で2cmほどの角礫からなる層との、傾斜した互層が見られる。泥層は、上位の層ほど細粒になっており、少なくとも4層ある。この互層の上部には、最大3cmほどの角礫を含むロームのような固結していない層が見られる。北側(右側)へ進むと、右上から左下にかけて斜めの境界が見られる。境界およびその左側(上位)には、トラフ状の小規模な侵食面が複数見られる。礫質であるためトラフ内の層理は認められなかったが、トラフ型斜交層理の累重と思われる。露頭左端の互層とこの境界の間にあるユニットを3-1とする。ユニット3-1の右側は、ほぼ水平な境界によって比較的礫の多い上部のユニット(3-2)と、上部の

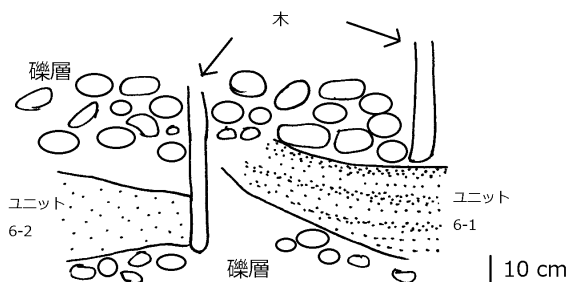


図9 Loc.6の露頭スケッチ。

ユニットと比べて礫の少ない下部のユニット(3-3)の2つに分かれているが、このユニット境界は、南側(左側)では不明瞭になる。

4) Loc.4 やつば(相模原市緑区大島, Mt 面)

相模原市緑区の「大島水場のやつば」と呼ばれる湧水の付近にある露頭(図5d, 図6d)では、層厚50cm以上の礫層の下位に泥流堆積物が見られる。柱状図は図8に示す。礫層の直下には、層厚30cmほどの、弱いラミナが見られる黄土色のユニット(4-1)がある。Locs.2, 3のような目立つ角礫は含まれておらず、淘汰は良いが、まれに最大5cmほどの円礫が含まれる。このユニットの直下にはこげ茶色の無層理のユニット(4-2)が見られる。ユニット4-1とユニット4-2の境界は明瞭である。ユニット4-2の下限は地中に埋没しており、層厚は不明である。このユニットにも、Locs.2, 3に見られるような目立つ角礫は含まれていないが、まれに最大5cmほどの円礫が見られる。現在では確認することはできないが、相模原市地形・地質調査会(1990)によると、泥流堆積物の下位にも礫層が見られ、「やつば」で見られる泥流堆積物は、礫層中に挟まれているかたちになる。

5) Loc.5 山王坂(相模原市中央区田名)

相模原市中央区の宗祐寺の西の山王坂沿いにある露頭である(図5e, 図6e)。Loc.5はMt面が相模川の沖積地に岬状に突き出ている坂の途中にあり、貝塚・森山(1969)は、「Mt面より7m低い段丘」とみなしている。礫層の上位に層厚1~1.5mの無層理の泥流堆積物が見られ、ここで見られる泥流堆積物の礫は、細礫から中礫へと逆級化を呈している。最上部には、径最大60~70cmほどの円磨された巨礫が見られる。この巨礫の礫種は、玄武岩が多く、凝灰岩と思われるものも見られる。巨礫が見られる上限の部分はほぼ水平である。この堆積物の上位には礫層は確認されない。Loc.5では、基底から70~80cm(ユニット5-1)、50~60cm(ユニット5-2)、30~40cm(ユニット5-3)の部分にある3試料を採取した。

6) Loc.6 無量光寺(相模原市南区当麻, Ms 面)

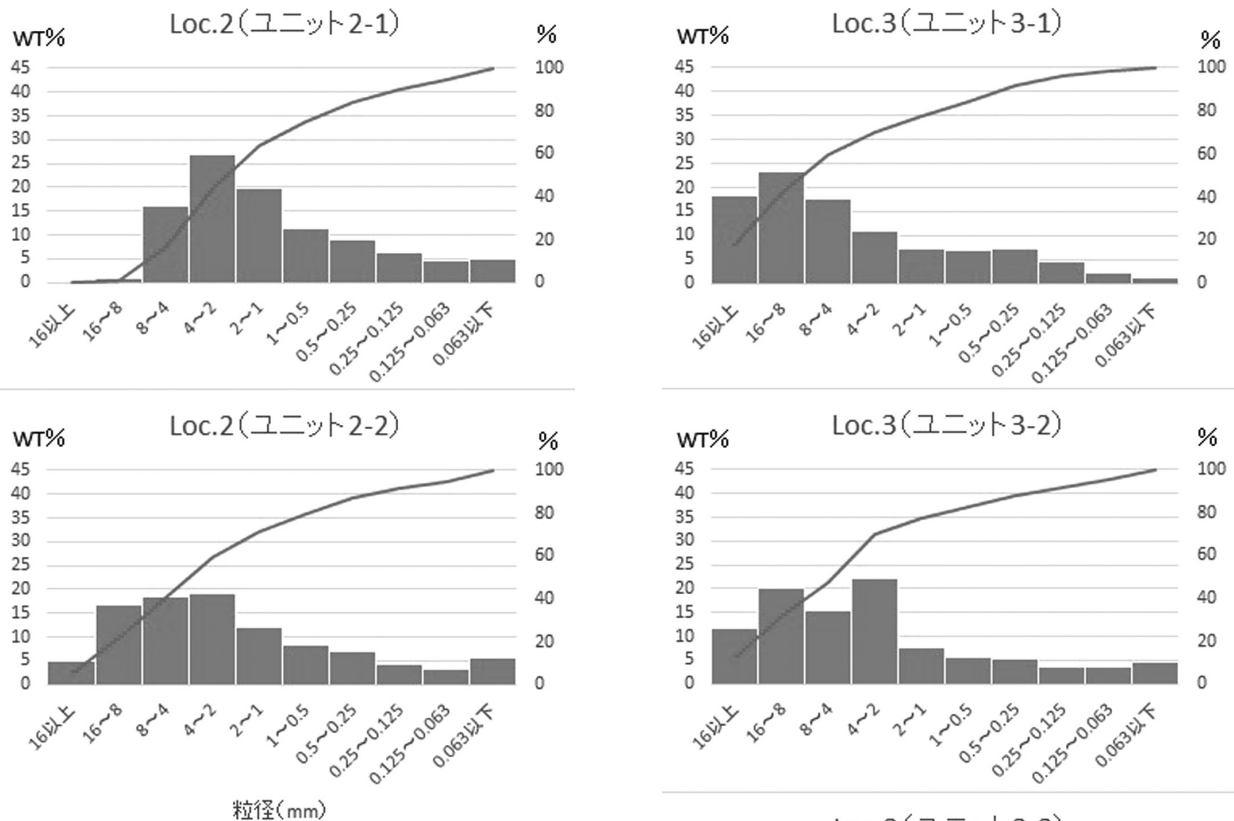


図10 粒度分布のヒストグラム (Loc.2)。

相模原市南区の無量光寺に続く参道で、礫層にはさまれた泥流堆積物を見ることができる (図 5f, 図 6f)。スケッチは図 9 に示す。層厚 1.5 ~ 2m の主に円磨された大礫からなる礫層の下位に、2つのユニットに分かれる泥流堆積物があり、上部のユニット 6-1 が下部のユニット 6-2 を斜めに切るように堆積している。泥流堆積物の下位にも主に円磨された大礫により構成される礫層があるが、上の礫層と比べて礫径が小さい。ユニット 6-1 の層厚は 40 ~ 50cm、黄土色の弱いラミナが見られ、主に粗粒砂と中粒砂からなり、淘汰が良い。ユニット 6-2 の層厚は 30 ~ 40cm、こげ茶色で無層理の外見を呈し、主に細礫~中粒砂からなる。

5-2 粒度分析

Loc.2 ~ Loc.6 にて採取した試料の粒度分析結果を示す。Locs.2, 3 の試料は、粒径の大きな成分が多いため、径 16 ~ 0.063mm では 1 φ ごとに重量を計測し、径 16mm 以上の中礫、径 0.063mm 以下の泥の重量はそれぞれまとめて示す。Loc.4 ~ Loc.6 の試料は、径 8 ~ 0.063mm は 1 φ ごとに重量を計測し、径 8mm 以上の中礫、径 0.063mm 以下の泥の重量はそれぞれまとめて示す (図 10 ~ 14, 表 1)。また比較対象として、Loc.6 の無量光寺のす

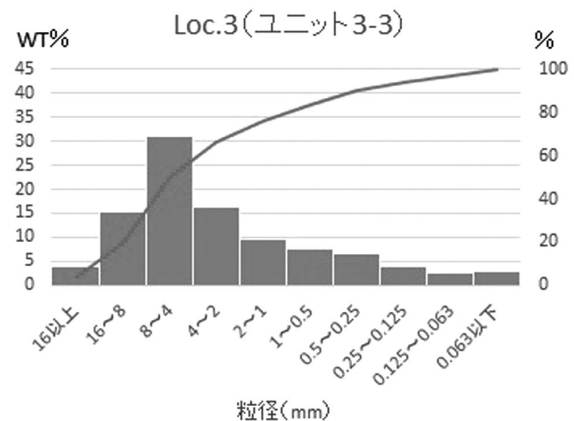


図11 粒度分布のヒストグラム (Loc.3)。

ぐ東側に露出する田名原礫層中にレンズ状に挟まれる、ラミナがある砂層の粒度分析も行った (図 15, 表 1)。

Loc.2 の試料は、どちらも径 4 ~ 2mm の成分に最も富むが、上位のユニット 2-1 の方が下位のユニット 2-2 に比べて正規分布に近い形をしている。また、最大粒径はユニット 2-1 が 16 ~ 8mm であるのに対し、ユニット 2-2 は 16mm 以上であった (図 10)。

Loc.3 の試料は、3つの試料全てで径 16mm 以上の中礫を含むが、ピークの位置がユニット 3-1 で径 16 ~ 8mm、ユニット 3-2 で径 4 ~ 2mm、ユニット 3-3 で径 8 ~ 4mm と、全て異なっている。ユニット 3-1 とユニット 3-3 では、ヒストグラムが比較的正規分布に近い形をし

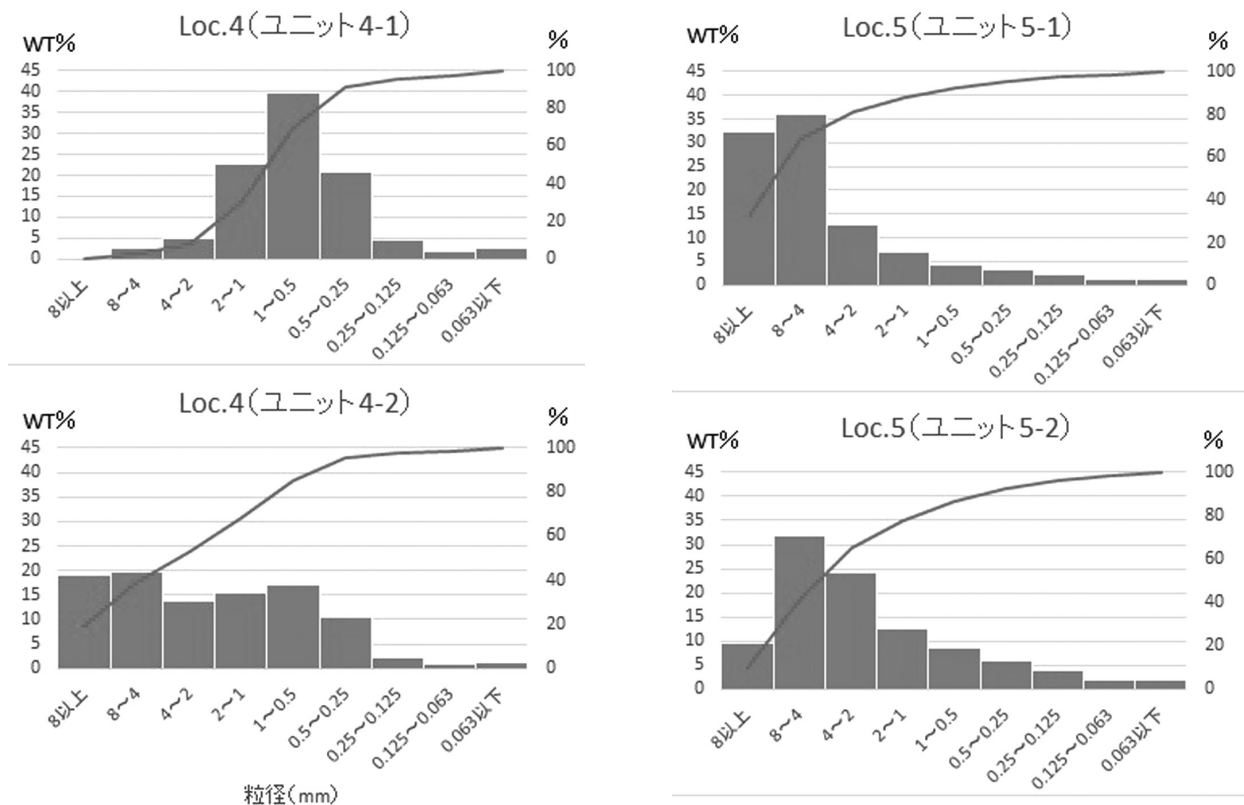


図12 粒度分布のヒストグラム (Loc.4)。

ているが、ユニット 3-2 では粒度のばらつきが大きい (図 11)。

Loc.4 の試料は、ユニット 4-1 ではピークが径 1~0.5 mm に位置し、正規分布を示すのに対し、ユニット 4-2 では、ピークがはっきりしないばらつきの大きいグラフとなった。最大粒径は、ユニット 4-1 では 8~4mm であったのに対し、ユニット 4-2 では径 8mm 以上の中礫であった (図 12)。

Loc.5 の試料は、全ての試料で径 8mm 以上の中礫を含むが、ユニット 5-1 とユニット 5-2 では径 8~4mm、ユニット 5-3 では径 4~2mm の成分に最も富むことや、ヒストグラムの形からも、逆級化していることが分かる (図 13)。

Loc.6 の試料は、どちらも径 1~0.5mm が最も富むと共に、最大粒径は 4~2mm であり、他の試料と比べて細くなっている。また Loc.6 の試料はユニット 6-1、ユニット 6-2 共に他の試料に比べてきわめて淘汰が良いことが特徴であり、特にユニット 6-1 は、大部分 (80%弱) が径 1~0.25mm の範囲におさまっている (図 14)。

標準偏差・平均粒径の散布図を作成したところ (図 16)、比較対象とした田名原層の砂試料を基準に、標準偏差、平均粒径がともに大きい Loc.2 (2-1・2-2)・Loc.3 (3-1・

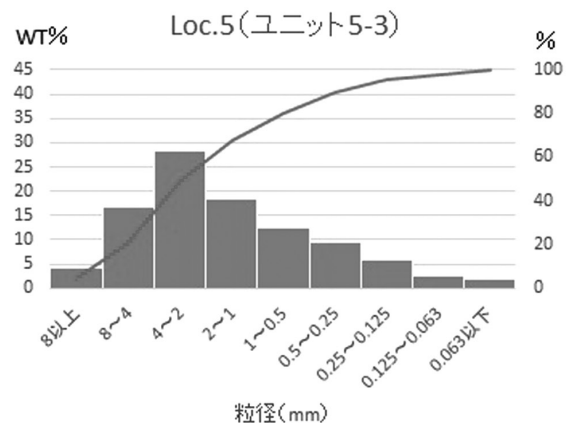


図13 粒度分布のヒストグラム (Loc.5)。

3-2・3-3)・Loc.4 (4-2)・Loc.5 (5-1・5-2・5-3) のグループ、標準偏差、平均粒径がともに小さい Loc.4 (4-1)・Loc.6 (6-1・6-2) のグループの 2 つに分けることができた。2 つ目のグループは、全て相模原地域の試料であり、比較的細粒かつ淘汰が良いという特徴がある。

5-3 岩種組成

Loc.2~Loc.6 にて採取した試料の岩種組成を測定した。測定結果を表 2 に、それを基に算出した岩種組成を図 18 に示す。

Loc.2 の試料は、ほとんどが玄武岩、スコリア・発泡の

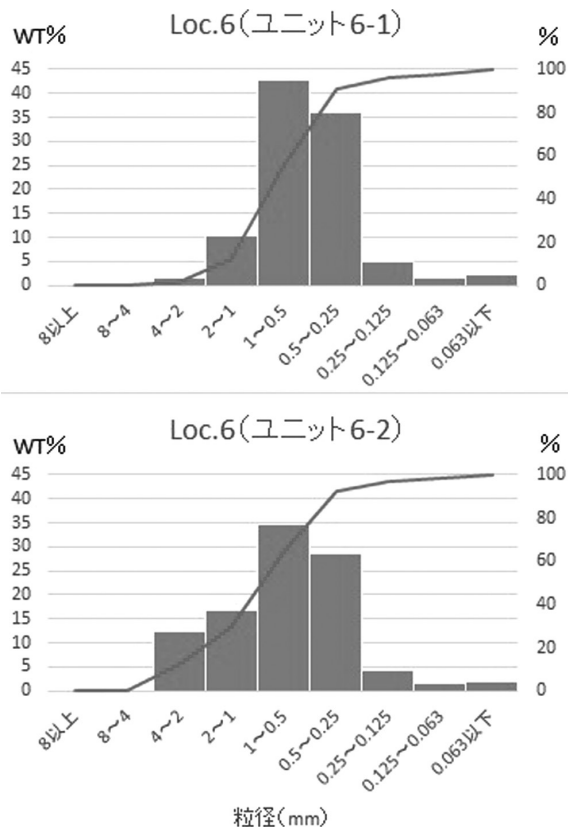


図14 粒度分布のヒストグラム (Loc.6)。

良い玄武岩で構成されているが、玄武岩の割合がユニット 2-1 では 30%弱、ユニット 2-2 では 60%弱と、その組成は大きく異なっている。

Loc.3 の試料のうち、ユニット 3-2 とユニット 3-3 もほとんどが玄武岩、スコリア・発泡の良い玄武岩で構成されているが、その組成に大きな違いは見られない。一方ユニット 3-1 の試料は、全てが玄武岩で構成されており、スコリア・発泡の良い玄武岩を含まない。

Loc.4 の試料では、玄武岩、スコリア・発泡の良い玄武岩の占める割合がユニット 4-1 では 70%強、ユニット 4-2 では約 60%と、ユニット 4-1 の方が多くなっている。

Loc.5 の試料では、ユニットごとに岩種組成に大きな違いは見られなかった。

Loc.6 の試料では、玄武岩、スコリア・発泡の良い玄武岩の占める割合が、ユニット 6-1 では 50%強、ユニット 6-2 では 60%弱と、ユニット 6-2 の方が若干多くなっている。

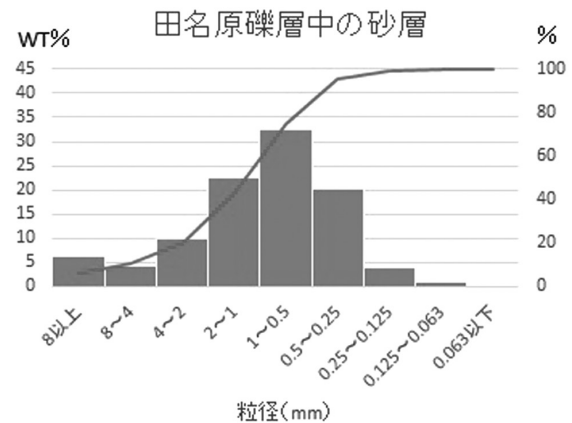


図15 粒度分布のヒストグラム (田名原砂層)。

6 考察

6-1 Loc.3 で見られる泥流堆積物の再検討

相模原市地形・地質調査会 (1990) では、Loc.3 にあたる大月市遠山では FSk-1 ~ 3 まで観察できるとされており、現在の露頭左端上部の互層の右側を FSk-1、互層の上部より上を FSk-2 とし、FSk-2 の上に 5 cm ほどの厚さのローム層をはさんで FSk-3 が見られるとしている。今回の調査では、露頭中央にあるトラフ状の境界とその右側にあるほぼ水平な境界を新たに見出した。トラフ状の境界の左側にあたるユニット (3-1) は、斜めのトラフ状の境界が侵食を示唆すること、同じ露頭のほかの 2 ユニット (3-2, 3-3) と比較して粒度組成が大きい方に偏っていること、岩種としてスコリア・発泡の良い玄武岩が含まれていないことから、ユニット 3-2、ユニット 3-3 とは異なる流れによって形成されたと考えられる。ユニット 3-2 とユニット 3-3 については、粒度組成は異なるものの、岩種組成に大きな違いが見られず、また、ユニット 3-2 とユニット 3-3 の境界に時間間隙を示すような堆積物が見られないことから、異なるイベントによって形成されたとする積極的な理由は見当たらない。一方ユニット 3-1 は、基底に河川堆積物でよく見られるようなトラフ状の侵食面ができていることから、ユニット 3-2、ユニット 3-3 と比べて河川の水流の影響が強い流れによって形成されたと考えられる。また、相模原市地形・地質調査会 (1990) が本露頭で FSk-2 としている堆積物は、角礫が含まれているものの、基質がロームのような細粒で固結していない堆積物からなるため、泥流堆積物ではなく、崖錐と解釈した。以上より、Loc.3 では、富士相模川泥流がパルス状に流下したため、まずユニット 3-2 とユニット 3-3 が形成され (FSk-1 に相当)、ユニット 3-2、ユニット 3-3 が侵食された後、河川の水流に近い強い流れによってユニット 3-1 が堆積し、その後、ローム層と

表1 粒度組成 (g)。

	16mm以上	16~8mm	8~4mm	4~2mm	2~1mm	1~0.5mm	0.5~0.25mm	0.25~0.125mm	0.125~0.063mm	0.063mm以下	合計
ユニット2-1	0	0.96	15.77	26.53	19.43	11.26	8.9	6.15	4.44	4.91	98.35
ユニット2-2	5.64	18.72	20.62	21.13	13.25	9.25	7.75	4.83	3.48	6.08	110.75
ユニット3-1	18.61	23.95	18.05	11.12	7.58	6.97	7.32	4.78	2.3	1.39	102.07
ユニット3-2	23.3	39.91	30.5	44.04	14.92	11.26	10.46	7.1	7.15	9.16	197.8
ユニット3-3	8.86	34.93	71.29	37.48	21.88	17.05	15.15	8.78	6.21	6.85	228.48
ユニット4-1	—	0	3.07	5.88	27.32	47.38	24.94	5.22	2.38	3.08	119.27
ユニット4-2	—	29.53	30.27	21.28	23.59	26.32	16.06	3.21	1.59	1.87	153.72
ユニット5-1	—	27.73	30.93	10.86	5.87	3.8	2.77	1.88	1.02	1.06	85.92
ユニット5-2	—	10.89	36.58	27.88	14.52	9.67	6.85	4.64	2.22	2.06	115.31
ユニット5-3	—	5.34	20.74	35.4	22.95	15.57	11.67	7.29	3.09	2.51	124.56
ユニット6-1	—	0	0	1.91	11.83	48.34	40.65	5.65	1.83	2.62	112.83
ユニット6-2	—	0	0	14.32	19.69	40.71	33.32	5.07	1.7	2.09	116.9
田名原砂層	—	10.13	6.71	16.12	37.1	53.05	32.86	6.24	1.51	0.13	163.85

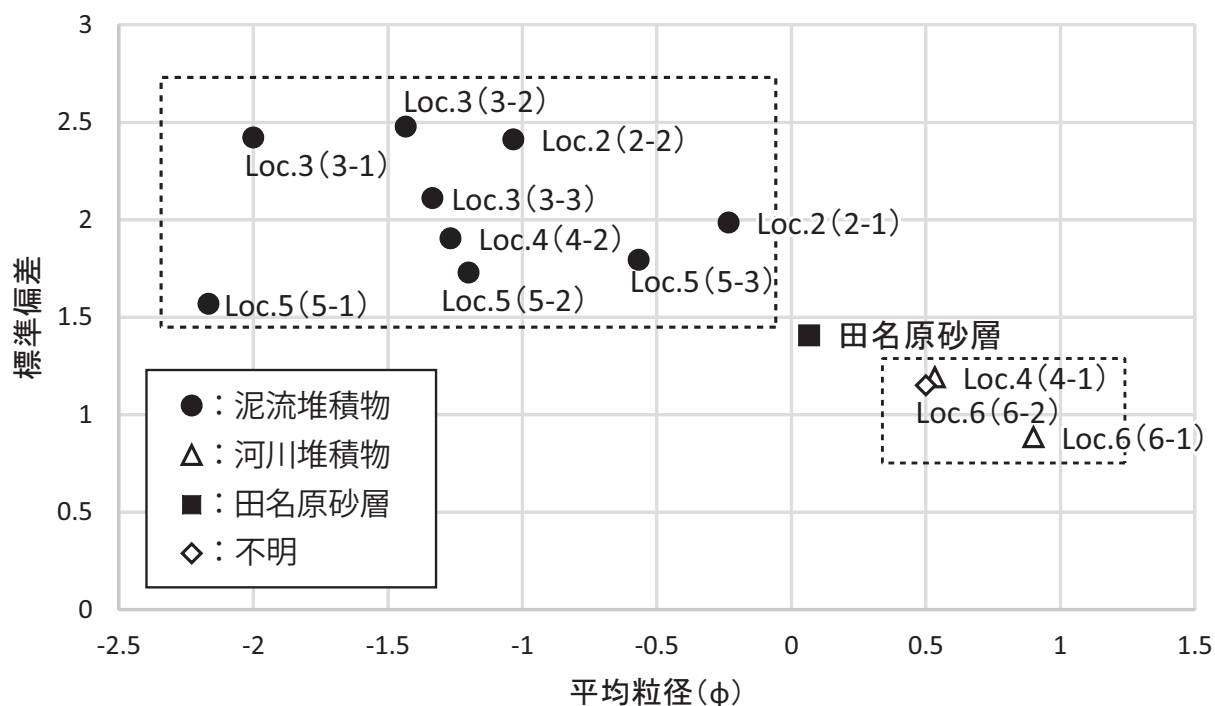


図16 採集した堆積物の標準偏差と平均粒径の散布図。

崖錐 (FSk-2 に相当) が堆積できる時間間隙において FSk-3 が堆積したと考えられる。

次に、ユニット 3-1 が FSk-1 と FSk-2 のどちらに対比されるか検討した。ユニット 3-1 は、ユニット 3-2、ユニット 3-3 とは異なる流れ(より水流による影響が強い状態)で流下したと考えられる。相模原市地形・地質調査会(1990)は、桂川地域における FSk-2 の特徴として、FSk-1 に比べるとやや砂質で直下に降下スコリアを伴うとしているが、ユニット 3-1 は、ユニット 3-2、ユニット 3-3 よりも 8mm 以上の粒径の礫の割合が多く、ユニット 3-1 の方がやや砂質とは言えない。ユニット 3-1 の基底にはスコリアが挟まれず、FSk-2 の記載と合致しない。仮に降下スコリア上に形成されたのであれば、堆積物の構成粒子としてスコリアが含まれていてもおかしくないが、ユ

ニット 3-1 にスコリアは含まれていない。以上よりユニット 3-1 は、FSk-2 には相当しない可能性が高い。したがってユニット 3-1 は、ユニット 3-2、ユニット 3-3 の二次堆積物または全く別のイベントによるものと考えられる。

6-2 Loc.4 と Loc.6 の上位ユニット (4-1 および 6-1) の再検討

Loc.4 と Loc.6 で見られる泥流堆積物は、どちらも黄土色を呈し弱いラミナが見られる上部のユニットと、こげ茶色を呈し無層理の下部のユニットに分かれ、泥流堆積物の上位に礫層が見られるという点で共通している。粒度組成を見ると、どちらも上部のユニットのピークが 1 ~ 0.5mm であり、下部のユニットより淘汰が良くなっている。以上より、Loc.4 と Loc.6 では、泥流堆積物の上部

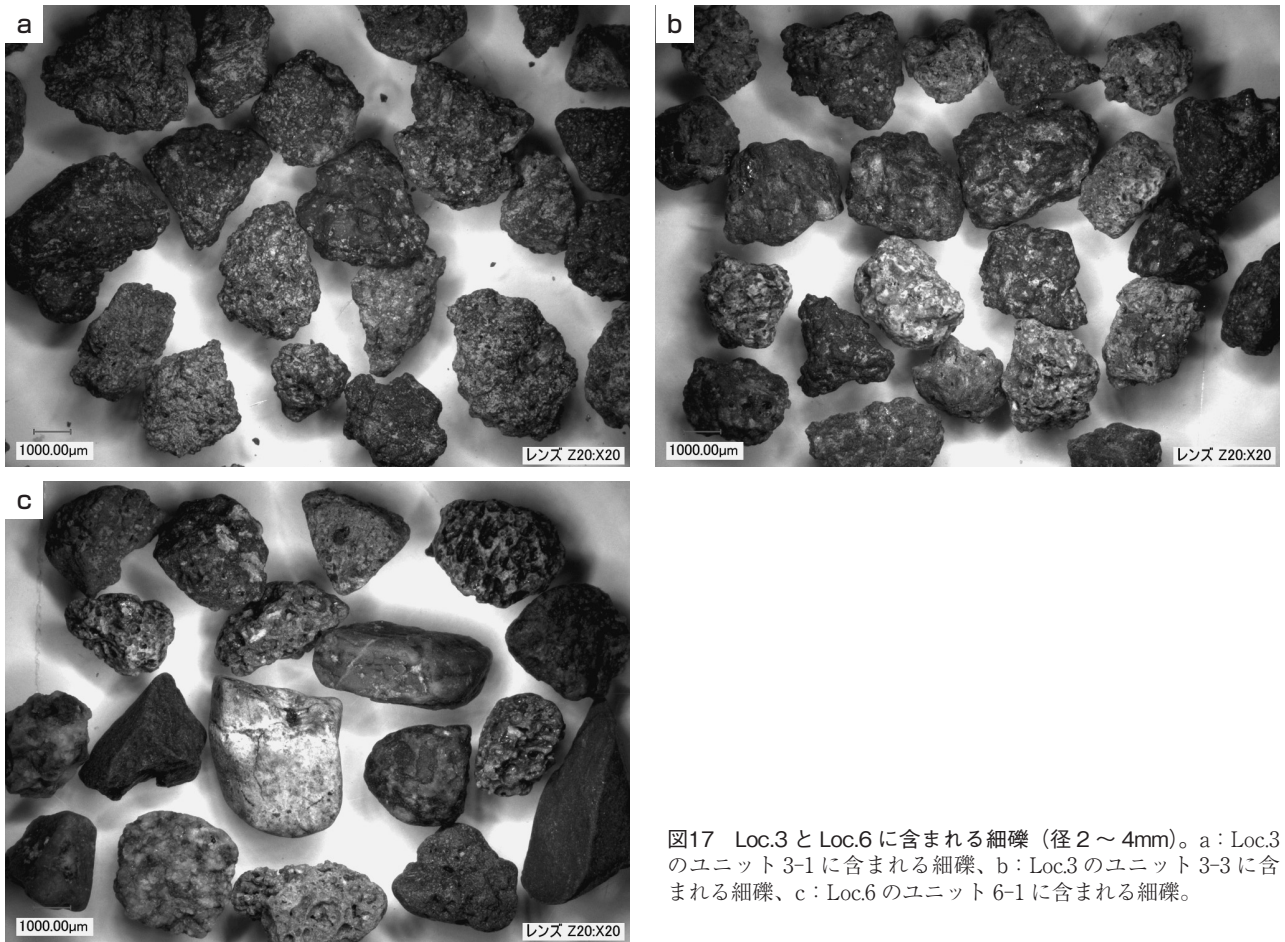


図17 Loc.3 と Loc.6 に含まれる細礫（径2～4mm）。a：Loc.3のユニット3-1に含まれる細礫、b：Loc.3のユニット3-3に含まれる細礫、c：Loc.6のユニット6-1に含まれる細礫。

のユニットと下部のユニットは異なる流れによって形成されたと考えられる。共に上位に礫層が見られ泥流堆積後も河床であること、上部のユニットにはラミナが見られ水流の作用によって形成されたと考えられること、田名原層の砂試料より標準偏差も平均粒径も小さく（図16）他の泥流堆積物と粒度組成の特徴が異なること、Loc.6では上部のユニットが下部のユニットを切るように堆積していること、以上より上位のユニット4-1とユニット6-1は、下位の泥流堆積物が河川環境下で再移動・再堆積したものと考えられる。なおユニット6-2の粒度組成の特徴は河川堆積物に近いが（図16）、水流の影響によって形成されるラミナが見られないため、今回は判断を保留する。

6-3 桂川地域から旧相模原地域にかけての岩種組成の変化

細礫の岩種組成分析の結果を、富士山由来である玄武岩・スコリアと、その他（河床礫由来とする）の2つに分けて考える。桂川地域の試料には、河川由来の礫はほとんど見られないが、下流の相模原地域（Locs.4～6）では、河川由来の礫の割合が増えている。これは、泥流

が流れるにつれもともと河床にあった礫を巻き込んだため、河川由来の礫の割合が多くなったと考えられる。

7 まとめ

今回の調査で、富士相模川泥流について従来の研究とは異なる、新たな知見をいくつか得ることができた。まず、桂川地域の太月市遠山（Loc.3）では、従来FSk-1と一括されていた堆積物が、ユニット3-1、3-2、3-3の3つのユニットに分かれ、特にユニット3-1は、河川の影響の強い流れによってユニット3-2、3-3が侵食されてから、やはり河川の影響下で堆積したと考えられる。また、従来FSk-2とされていた堆積物は、基質がロームのような細粒で固結していない堆積物からなっているため、泥流堆積物ではなく崖錐であると判断した。相模原地域のやつぼ（Loc.4）と無量光寺（Loc.6）でそれぞれ上位に見られるユニットは、岩相と粒度組成と岩種組成から、河川堆積物であると判断した。

泥流堆積物の粒度組成や岩種組成の特徴についても検討を行った。粒度組成を測定した結果、粒度組成はユニットごとに異なることが分かった。岩種組成について、

表2 岩種組成（個数）。

	玄武岩	スコリア・発泡 の良い玄武岩	その他	合計
ユニット2-1	65	174	1	240
ユニット2-2	125	88	2	215
ユニット3-1	200	0	0	200
ユニット3-2	156	40	4	200
ユニット3-3	164	50	0	214
ユニット4-1	49	98	53	200
ユニット4-2	46	87	88	221
ユニット5-1	41	121	45	207
ユニット5-2	47	110	46	203
ユニット5-3	47	140	29	216
ユニット6-1	51	69	115	235
ユニット6-2	80	86	124	290

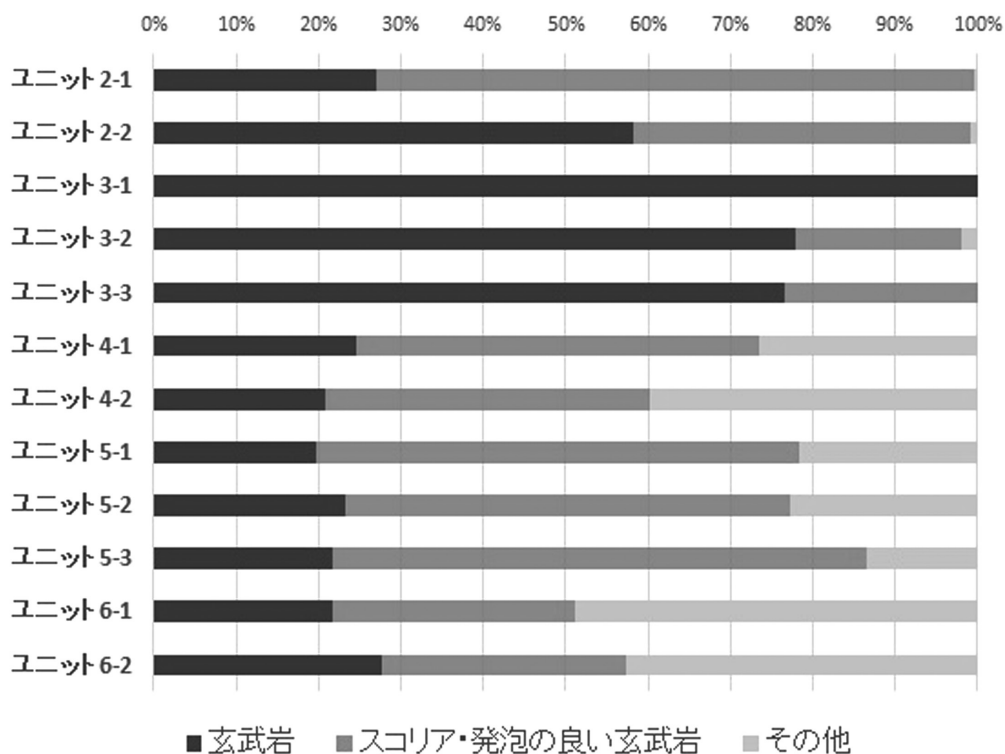


図18 細礫（径4～2mm）の岩種組成。

下流では上流と比べて富士山由来の玄武岩礫やスコリアの占める割合が低くなり、河川由来の礫の占める割合が高くなることが分かった。以上より、ラハール堆積物の傾向について論じる場合は、ラハール堆積物本体と、その後河川の水流により再移動・再堆積した堆積物とを区別して考える必要がある。

今回、桂川地域の遠山で泥流堆積物の境界の再検討を行ったが、桂川地域から相模原地域にかけての富士相模川泥流の区分を確定することはできなかった。本研究では詳細な調査を行わなかったが、相模湖南岸（相模原市緑区名倉）で観察される富士相模川泥流は、3つないし4つのユニットに分かれているように見える。上流の桂

川地域の陽原段丘は細分されていないが、相模原地域の陽原段丘は何段にも細分されており、複数の段丘で富士相模川泥流堆積物を見ることができる。富士相模川泥流の流下回数の再検討を行うことは、相模川流域における河成段丘の形成史の再評価につながると考えられる。またラハールは、ひとたび発生すれば大きな災害につながる可能性が高いため、ラハールについてさらに堆積学的な調査を継続し、知見を増やすことは、防災上重要である。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、首都大学東京都市環境学部地理環境コース地形・地質学研究室の山崎晴雄名誉教授、

鈴木毅彦教授には、多岐にわたりご指導・ご助言を頂きました。林崎涼氏、平成 27 年度卒論生の秋葉佳一氏、小野瀬雄也氏、加藤裕真氏、塩谷純佳氏をはじめ、地形・地質学研究室の諸氏には多くのご助言とご指導を頂きました。同大学院地理情報学研究室の石川和樹氏には、作図を助けて頂きました。また、相模原市立博物館の皆様には、本稿の執筆の機会を与えて頂きました。研究をするにあたりかわって頂いた全ての人に、心より感謝申し上げます。本当にありがとうございました。

引用文献

- Folk, R. L. and Ward, W., 1957. Brazos river bar; a study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.*, 27: 2-26.
- 花井重次, 1927. 桂川沿岸の地形および河岸段丘の研究(1) ~ (3). *地理学評論*, 3: 173-189, 308-326, 402-430.
- 貝塚爽平・森山昭雄, 1969. 相模川沖積低地の地形と沖積層. *地理学評論*, 42: 85-105.
- 鹿野和彦, 2005. 火山を発生源とする重力流の流動・定置機構. *火山*, 50: 253-272.
- 国土交通省, 統計・調査結果 相模川.
http://www.mlit.go.jp/river/toukei_chousa/kasen/jiten/nihon_kawa/83032/83032-1.html
 (最終閲覧日: 2016 年 1 月 18 日)
- 小山真人, 2013. 富士山 大自然への道案内. 岩波新書: 256p.
- Krumbein, W. C., 1936. The application of logarithmic moments to size frequency distributions of sediments. *J. Sed. Petrol.*, 6: 35-47.
- 久保純子, 2009. 第 4 章 相模川がつくった段丘の地形と地質, コラム 4-1 相模川とその流域. 相模原市総務局総務課市史編さん室編, 相模原市史自然編, 相模原市: 90-91.
- 町田洋, 2009. 第 6 章 富士・箱根火山の活動と相模原, 第 1 節 富士火山の泥流流下とその影響. 相模原市総務局総務課市史編さん室編, 相模原市史自然編, 相模原市: 159-165.
- 相模原市地形・地質調査会, 1984. 相模原の地形・地質調査報告書. 相模原市教育委員会: 57p.
- 相模原市地形・地質調査会, 1986. 相模原の地形・地質調査報告書(第 3 報). 相模原市教育委員会: 96p.
- 相模原市地形・地質調査会, 1990. 相模原の地形・地質調査報告書(第 4 報) 富士相模川泥流と最終氷期. 相模原市教育委員会: 63p.
- Smith, G. A. and Fritz, W. J., 1989. Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology*, 17: 375-376.
- 津屋弘達, 1940. 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究. *地学雑誌*, 52: 347-361.
- 植木岳雪・山縣耕太郎, 2005. 富士相模川泥流堆積物の流下温度, 堆積様式および成因: 富士相模川泥流堆積物と御殿場泥流堆積物中の礫の自然残留磁化を比較して. 地球惑星科学関連学会 2005 年合同大会予稿集, Q042-009.
- 上澤真平, 2008. 北海道十勝岳火山 1926 年噴火大正泥流堆積物層序の再検討と古地磁気特性. *火山*, 53: 171-191.
- 八木下晃司, 2001. 岩相解析および堆積構造. 古今書院: 222p.
- 山元孝広・川辺禎久, 2014. 伊豆大島 2013 年ラハールの堆積学的特徴: ラハール堆積物の粒度組成による分類. *地質学雑誌*, 120: 233-245.