

加治丘陵西部の飯能層と関東山地の接峰面について¹⁾

加賀美英雄²⁾・岡野 裕一³⁾・力田 正一⁴⁾
松本 昭二⁵⁾・阿比留 稔⁵⁾・相田 一郎⁶⁾

1. はじめに

飯能層は1951年に加治丘陵において初めて研究され、公表された地層であるが(福田・高野, 1951), 今では関東山地の山麓部に沿って広く分布していることが判明してきた(藤田・松尾, 1977; 竹越ほか, 1979; 石垣・竹越, 1982)。このような岩相は扇状地堆積物とみるか, あるいは平野(川成~湖成)堆積物とみるか難しいところである(斉藤, 1988; 貝塚, 1974, 1992; 松川ほか, 1991)。しかし, その分布や岩相からみると扇状地堆積物とするのが一般的である(石垣・竹越, 1982; 竹越ほか, 1986)。

入間川南部に広がる加治丘陵東部には, 層厚が200 mを越す飯能層が分布すること, かつその礫径も大礫を主とするチャンネル本流の堆積相であることなどにつき前回に報告した。なお, 地層名についても同報告を参照されたい(加賀美ほか, 1995)。今回はその厚い礫層の供給源を求めて, 多摩川流域に近い青梅市近郊の加治丘陵西部を飯能礫層研究グループ(代表者: 岡野裕一)により調査し, 礫種組成を調べ地質断面を作成した。

また, 今回の調査によって問題が提起された飯能層の供給源問題を概観するため, 関東山地の接峰面図を作り検討した(加賀美, 1995)。さらに, 飯能層相当層とされる加住礫層を見る機会を得て, 飯能層下部泥層と上部礫層の関係についても, 従来の考えを再検討し一応の見解を得たので報告する。

2. 加治丘陵西部の飯能層

加治丘陵の西部地域の青梅市小曾木町から木野下町にかけては, 谷底に相当する丘陵低地には

-
- 1) 一部は1995年度日本第四紀学会講演会(新潟大学)にて発表
 - 2) 城西大学理学部地学研究室
 - 3) 埼玉県立飯能高等学校
 - 4) 早稲田大学本庄高等学院
 - 5) 埼玉日曜地学ハイキング
 - 6) 東京学芸大学教育学部

飯能層下部泥層に似た泥質の岩相が分布し、その延長の西縁に当たる青梅ゴルフクラブ北西に位置する青梅市浄水場前には3 mの厚さの飯能層下部に特徴的な矢風凝灰岩（竹越ほか，1979）の存在が確かめられた。一方、塩船観音から立正佼成会研修センターのある丘陵の山頂部には上部礫層の風化した円礫層が分布している。その礫径は中礫程度であって、さほど大きなものでない。しかし谷間と山頂を連続して追える露頭は今のところ見つかっていない。そこで全体の分布を走向 $N 21^{\circ} E$ 、傾斜 $2^{\circ} SE$ と仮定して整理し、断面に示すと図1のようになる。加治丘陵の長軸方向は南西西に延びており、その方向である青梅市中心市街（多摩川）が堆積物の供給源のように見えるが、岩相分布からみると、むしろ北北西方向に粗粒になるような傾向がある。このことから上記の走向・傾斜が決められた。山頂部の円礫層の下にはかなりの規模の堆積間隙が存在すると考えると、円礫層が丘陵地の上下で連続しない様子が説明できる図となる。こうして描いた加治丘陵西部の飯能層の層厚は約60 mと見積もられた。これは昨年報告した加治丘陵東部の約200 m強と比べると、著しく薄く、また礫径を比較してみても特に大きくなる様子は観察されなかった。加治丘陵の西部は直接多摩川に接している場所であるから、単純に考えると上記の観察は供給源に近づいたということと矛盾することになる。なお、図1における地層の走向を $N 21^{\circ} E$ としたことが入間川起源を示している。

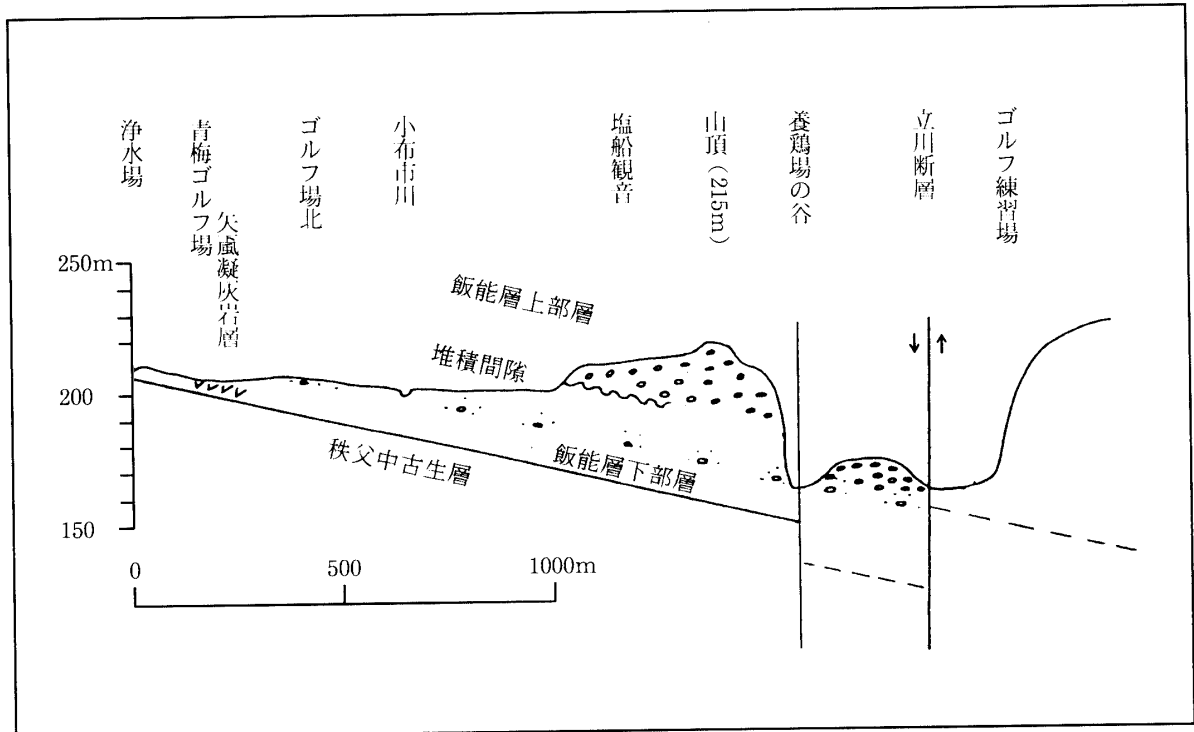


図1 加治丘陵西部の飯能層の地質断面図

この断面でみると、立川断層は西落ちで、落差は約30 mと推定される。これは従来の考えと矛盾しない（山崎，1978；活断層研究会，1991）。ただし、岩蔵温泉の黒沢川河床に下部泥層が露出することから、落差は必ずしも大きなものではないという考えもある（三友ほか，1986）。

表1 飯能礫層の礫種の区分（飯能礫層研究グループの資料による）

	谷ヶ貫採石	富岡5	駿河台大中段	ゴミ処理	岩 測	ゴルフ場	駿河台大東3	唐沢川上流
チャート	42.2	8.6	12.5	5.6	10.1	5.6	11.7	7.7
砂岩(古)	53.3	65.6	75.5	82.8	80.6	76.1	80.0	59.5
砂岩(新)	0.7	13.1	0.0	2.2	2.8	3.3	0.0	13.5
粘板岩	3.2	4.8	4.9	5.2	2.6	3.3	2.6	9.0
ホルンフェルス	0.5	6.2	5.4	1.3	3.5	8.9	3.8	7.2
花崗岩	0.0	0.3	1.1	1.3	0.1	0.6	1.1	1.8
その他	0.0	1.4	0.5	1.7	0.1	2.2	0.8	13.5

	谷ヶ貫北方	谷野北方	駿河台大東	加治小南	飯能大橋	大河原ヒ	駿河台大東2	日高町巾着田
チャート	5.3	13.7	6.5	7.9	7.4	9.7	9.7	32.6
砂岩(古)	81.0	79.5	79.0	76.5	84.7	83.6	69.0	59.9
砂岩(新)	5.3	2.7	7.9	6.0	0.2	0.4	0.0	2.4
粘板岩	5.8	2.0	3.7	2.6	3.5	2.0	12.1	3.0
ホルンフェルス	0.6	2.0	1.6	4.9	2.0	2.0	6.4	0.6
花崗岩	0.0	0.0	0.7	0.9	1.2	0.4	1.6	0.0
その他	1.9	0.0	0.4	1.3	0.9	2.0	1.2	1.5

	谷ヶ貫北方2	ゴミ処理2	成木川新大橋					
チャート	11.0	7.1	5.5					
砂岩(古)	72.9	37.2	53.8					
砂岩(新)	0.0	44.4	27.5					
粘板岩	11.7	9.2	5.5					
ホルンフェルス	1.0	1.0	3.8					
花崗岩	2.7	1.0	2.7					
その他	0.7	0.0	1.0					

飯能礫層研究グループは礫の種類を調べてきた。その結果は1995年7月末に松本市で発表した（表1）。表から明らかなように花崗岩類等は数%と値が小さく、全体を通して比較するには問題であるので、次の式のように強調して表現することにした。

まず、Chart Index (CI) の計算をした。砂岩などを除いた理由はチャートの分布を強調する目的による。その関係は次のようになる。

$$CI = (\text{チャート}) / (\text{チャート} + \text{ホルンフェルス} + \text{花崗岩類}) \times 100$$

計算結果を図に示すと閉曲線で示される例外的な分布があって、はっきりしないのであるが、強いて結論を述べると、チャートに関しては北西から南東へ供給された、つまり古入間川起源を示していると見ることができる（図2）。

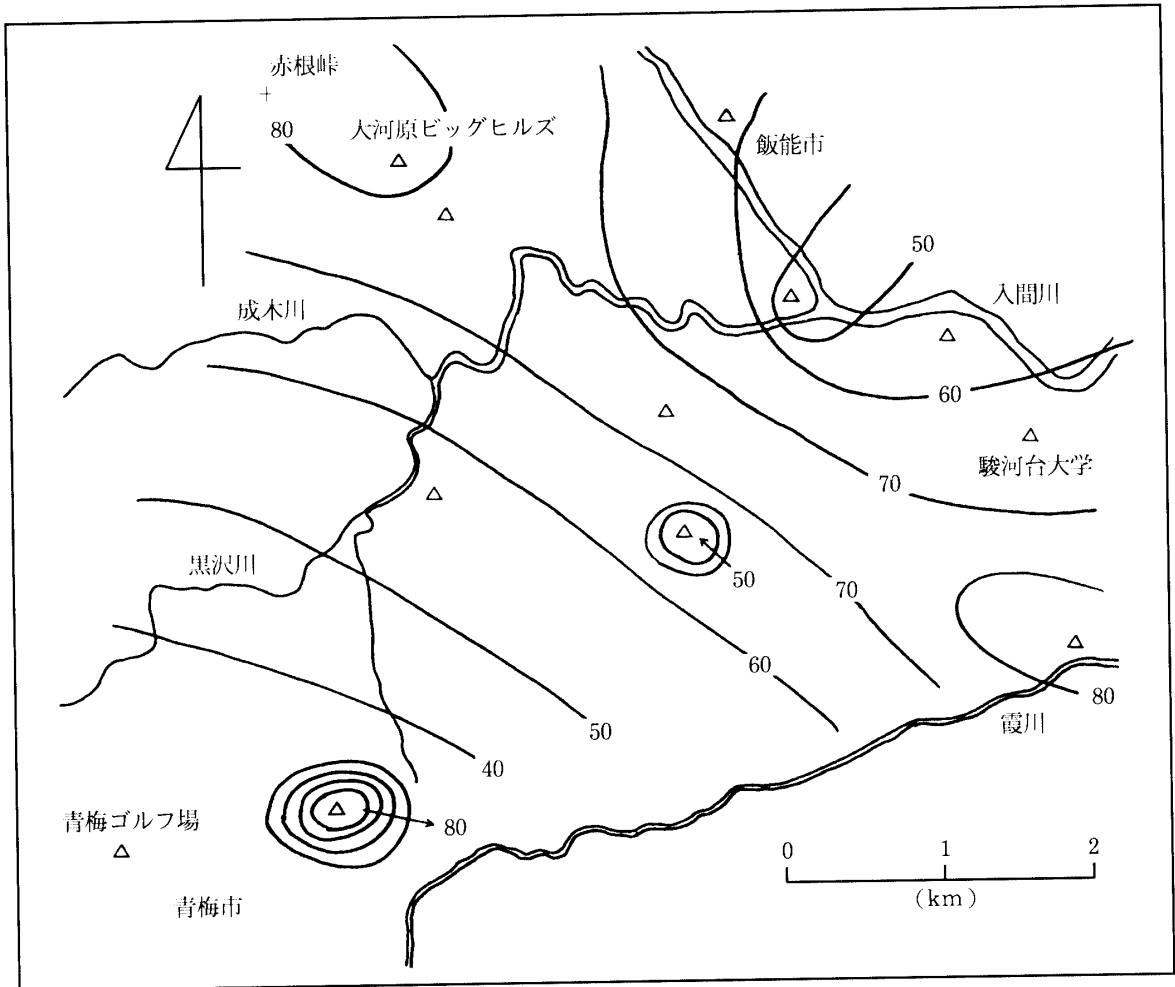


図2 飯能層の Chart Index の分布図（詳細は本文参照）
△は表1の調査地点

次に、Hornfels Index (HI) の計算をした。その式は次のようになる。チャート・砂岩を除いたのは相互に連動しないで、独立に花崗岩類を強調することを目的にしたことによる。

$$HI = (\text{ホルンフェルス} + \text{花崗岩類}) / (\text{ホルンフェルス} + \text{花崗岩類} + \text{粘板岩}) \times 100$$

その図をみると、花崗岩類に関しては南西から北東へかなり明瞭に供給されたことが示された、つまり古多摩川起源を示しているということが出来る（図3）。

このようにみると、加治丘陵を埋めた堆積物の供給は入間川起源と多摩川起源の両方が重なっていたということが出来る。強いて特徴的にいえば、多摩川水系の影響があるということになるが、量的な検討を加えるならば供給の主体は入間川水系といえる（表1）。

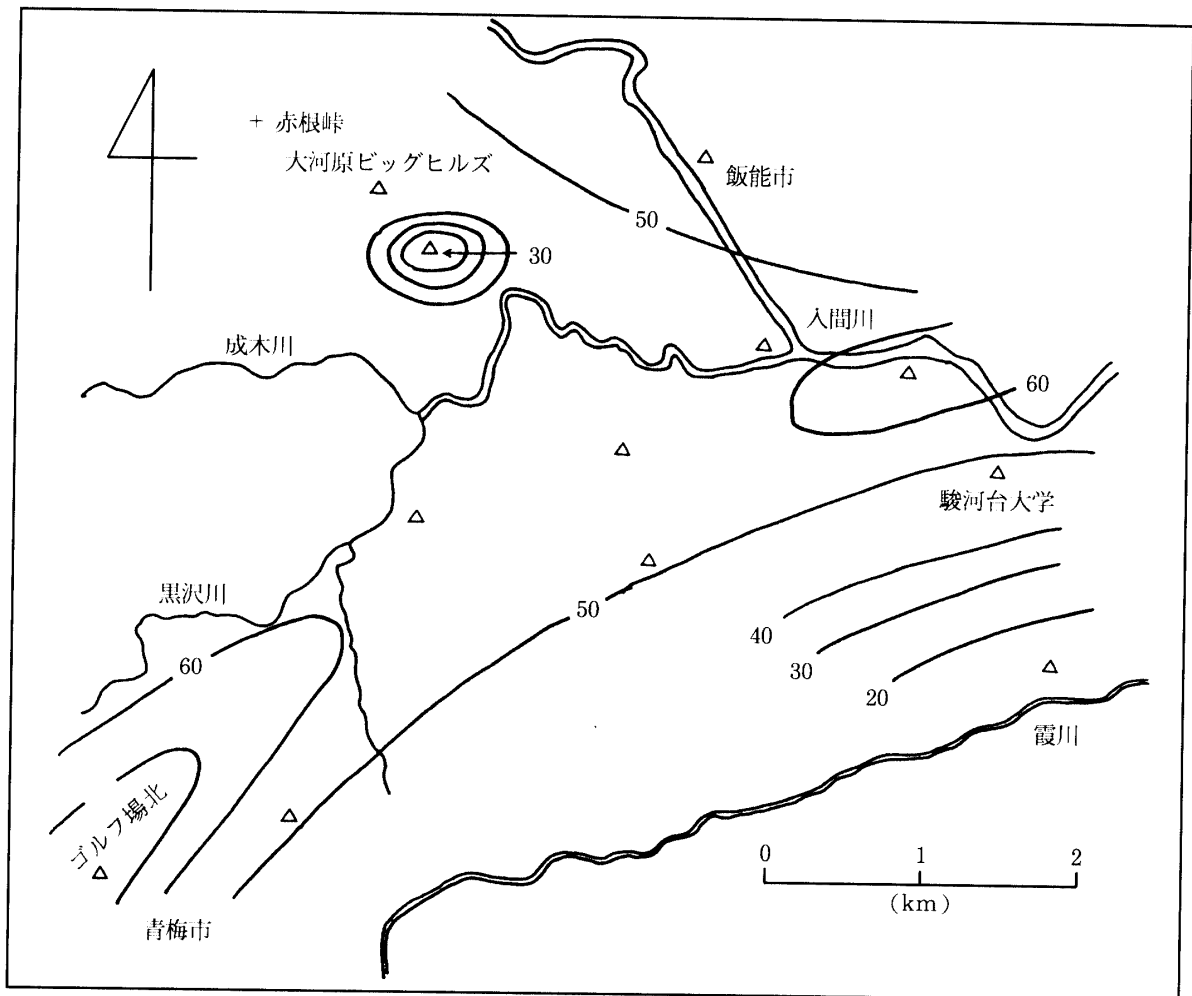


図3 飯能層の Hornfels Index の分布図
△は表1の調査地点

3. 関東山地の接峰面

加治丘陵西部が上記のように飯能礫層の供給源を示さないということになると、いったい飯能礫層はどこから供給されたのであろうか。このことを検討するために、国土地理院の20万分の1地勢図（東京・甲府・宇都宮・長野）を使って、北緯 $35^{\circ}30'$ ~ $36^{\circ}10'$ 、東経 $138^{\circ}30'$ ~ $139^{\circ}30'$ の範囲を4 km 方眼に区分し、 24×19 個のサンプルについて最高点を選んで接峰面図を作った（図4）。この作業には、塩野ほか（1988）のプログラムを使用して、200 m 間隔でコンターを描いた。岡山（1982）の「フォッサ・マグナに関連した地形」には、100 m 間隔の接峰面図が描かれているが、大地形を概観するには有効である。関東山地は東西・南北ともに70 km の四角な形の山地である（中村ほか、1994）。関東山地の東方は関東平野に面しており、その境界は八王子線と呼ばれた（矢部・青木、1927）。その北方では利根川地溝帯に切られ、西方はフォッサ・マグナのプレート境界に接し、南方では丹沢山地との間の衝突境界である藤ノ木—愛川線に限られる。関東山地は西南日本の外帯の特徴を強く示し、東西方向にのびる帯状の配列

をしている。それは北から三波川結晶片岩帯・御荷鉾緑色岩類，秩父帯，四万十帯と配列している。また，関東山地の南西端にあり，面積にして全体の 1/8 を占める甲府火成岩体は，西南日本

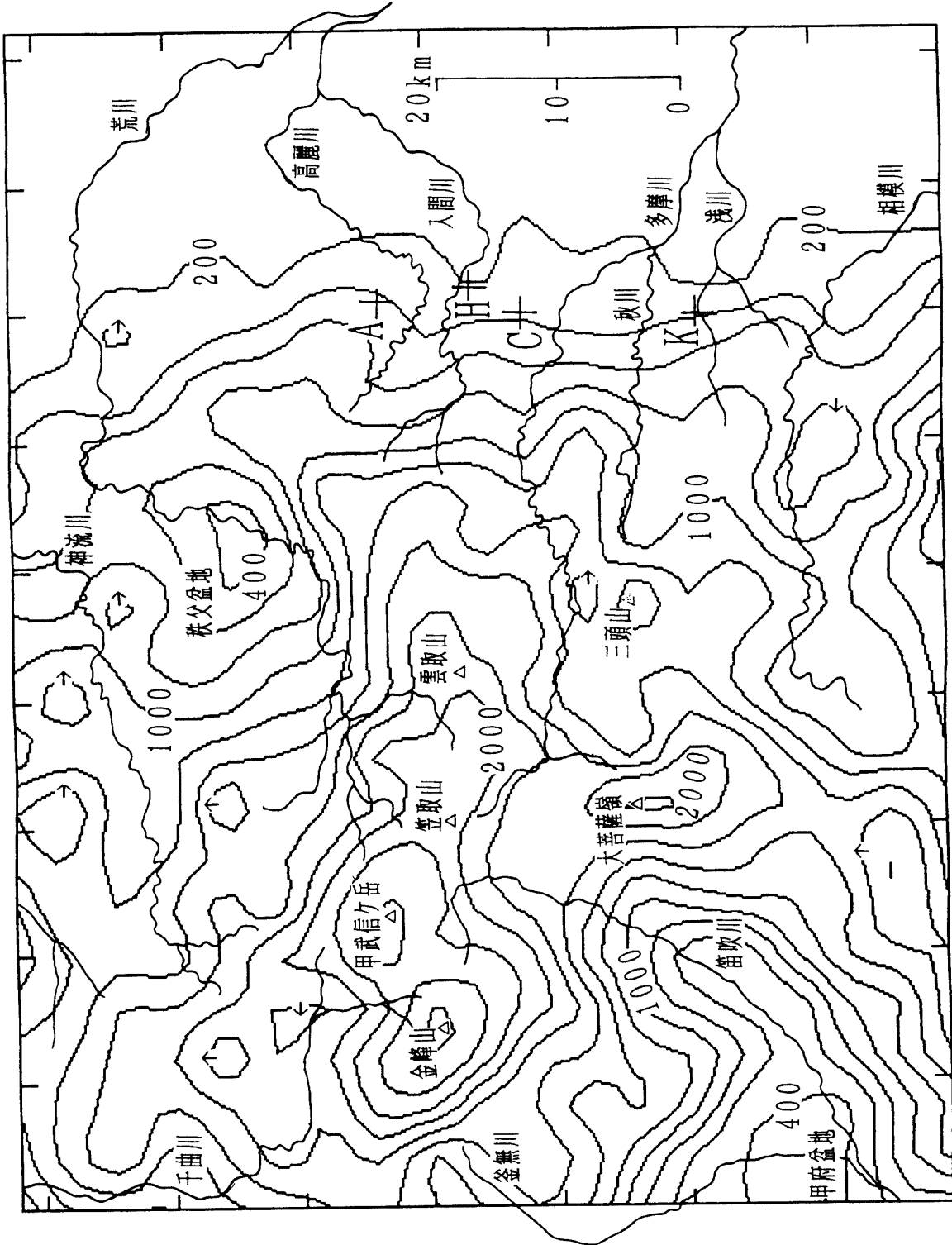


図 4 関東山地の接峰面図

外帯にみられるフィリピン海プレートの沈み込み開始時に関連する火成活動の一つとみられる。そうすると，関東山地の隆起は南海トラフの海溝活動に伴う海岸山脈の形成運動という一面をもつことを忘れてはならない。

コンピューターが描いた接峰面によれば、関東山地の東斜面は標高 2000 m の雲取山付近を扇の要にして東に向かって扇状に広がっているのが明瞭に認められた。それはほぼ平滑な斜面を示しており、地形的に雲取山を頂点とする緩斜面の存在が確認されたので、この地形面は小起伏面ではないかと考える。その大部分は秩父中生層によって構成されている。「日本の山」(貝塚・鎮西編, 1986)によると、関東山地東部では主要な稜線の高度がよくそろっていて、しかもその高度が西から東へ、1500 m ぐらいから 300 m ぐらいまで一様に低下して行く。稜線上の平坦地形はわずかしかないが、高さのそろった稜線はかってその高さにひろがっていた小起伏面—いわゆる準平原—の名残だと考えられる。この面を東方に延長させると、関東平野の地下にある第三紀末の上総層群下部に続くから、この準平原はその頃に出来たのであろうと述べられている。そこでこの小起伏面に名前がないと不便なので、仮に、前飯能面と命名する。

相模川より南には藤野木—愛川構造線があって、これより南側は丹沢山地となるが、この構造線より北側には四万十帯が分布する。前飯能面として確認された小起伏面はかつては四万十帯の辺りにも発達していたものと考えられるが、四万十帯の岩石は軟らかいとか、構造的に破碎されたため、いち早く浸食されたものと考えられる。この前飯能面の東端の標高 150~400 m には 4ヶ所(図中の + 印)で秩父中生層(—地点は小仏層)が飯能層の堆積する以前に赤色風化した露頭を発見した。そのうち人間川沿いの飯能市ビッグヒル(図 4 の H)では赤色風化秩父帯は直接飯能層下部の泥層に覆われていることが観察された。したがって、この平滑な関東山地の東斜面は、飯能層堆積以前の準平原面を示しているという小起伏面の時代が明確に決められたのである。その他に赤色風化帯が確認された場所は、毛呂山町の鎌北湖から西の顔振峠に上がる山道の標高 350 m 付近(図 4 の A)、青梅市小曾木二丁目南西の山道(図 4 の C)、それに八王子市上壱分方町の北浅川の河床(図 4 の K)などである。顔振峠への山道を除いて、いずれも飯能層または相当層に覆われていた。なお、ここでいう赤色風化とは、アルプス造山運動のモラッセ堆積層に見られる赤色モラッセ(モラッセ・ルージュ)を内容的に考えている(加賀美ほか, 1992)。

秩父盆地を流れる荒川は、この東斜面とは異なった構造的河川の様に見える。それに対して高麗川・人間川系や多摩川・秋川系の河川は準平原性の東斜面を流れ下ったものと判断される。多摩川・秋川系の河川は三頭山の谷へ向かって切り込んでいる。この谷もかつては標高 2000 m の大菩薩嶺から東になだらかに発達する斜面上を流れていたものと推定されるが、岩質が四万十帯の軟質堆積岩であったことや、丹沢山地の衝突という構造的破碎作用により脆くなっていたために大規模に浸食されたものと考えられ、現在では谷頭は関東山地深部の笠取山(標高 2017 m)にまで達している。

大菩薩嶺から甲武信ヶ岳にかけて分布するいわゆる甲府火成岩体の花崗岩類がどのような経路を経て飯能層に供給されたかは重要な問題である。高麗川と荒川との間には幅広い尾根の存在が認められ、花崗岩類が秩父盆地側を経て加治丘陵に供給された可能性はないとみる。接峰面図に

において高麗川・入間川系の河川はほぼ 1000 m の標高まで遡上して終わっている。秩父盆地との間には標高 1000 m に達する幅広い尾根が存在しており、この地形配置から高麗川系がそれを越え

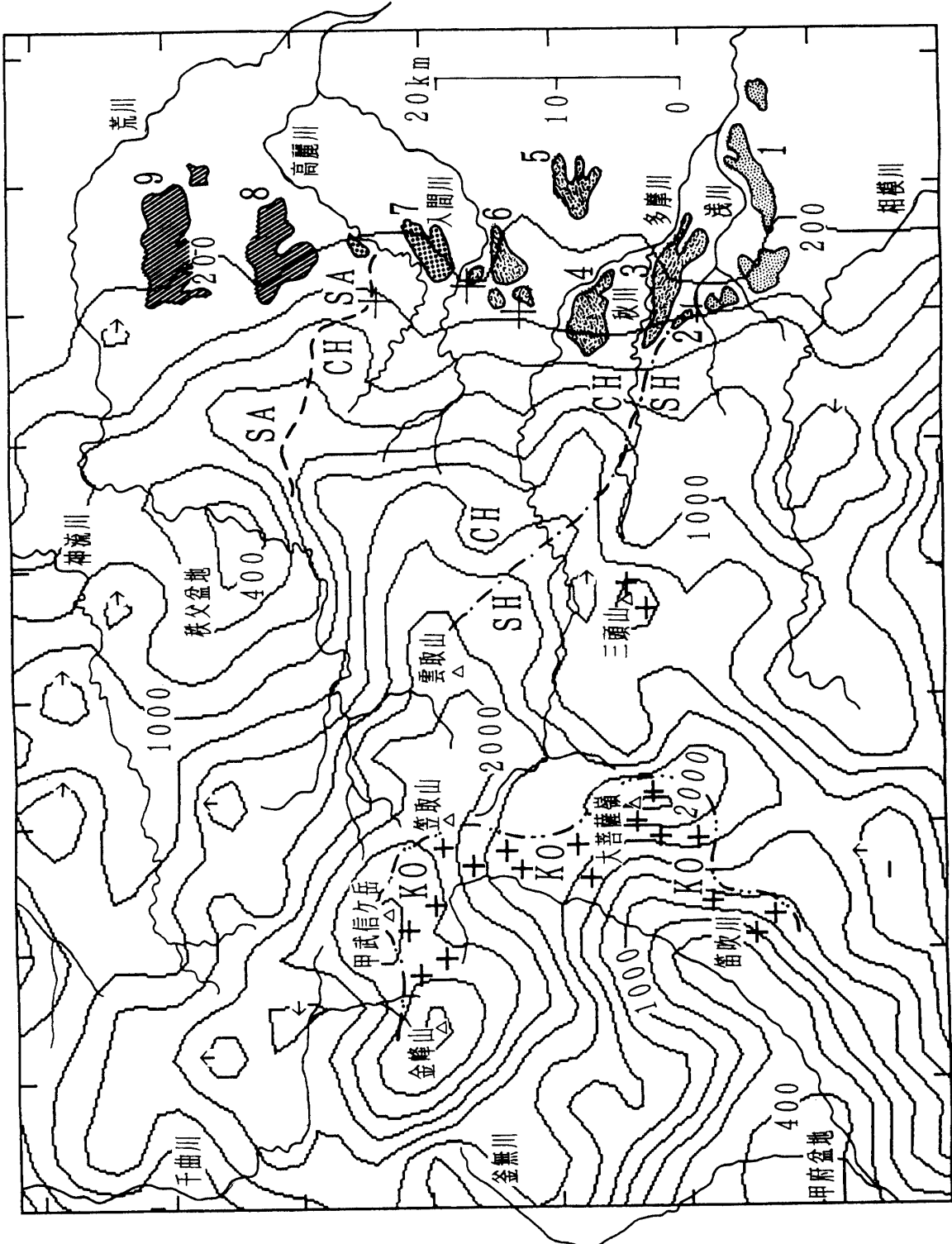


図 5 関東山地の基盤の帯状配列と礫層の礫種による区分
 SA : 三波川帯, CH : 秩父帯, SH : 四万十帯, KO : 甲府花崗岩類

て秩父盆地側に流通していた可能性はとうてい考えられない。したがって、花崗岩礫は秋川・多摩川を經由して供給された可能性が一番大きい。なお、三頭山の花崗岩類の根っこの規模はかなり大規模なものであったことが図 4 に示した接峰面図から指摘できる。

多摩川系の営力の大きさを示す指標として 200 m コントアの大規模な西向きの湾入があげられる。多摩川や入間川において標高 200 m の等高線が示す幅広い湾入・河口部の存在は興味ある問題である。多摩川に関しては、かつて五日市―多摩川帯というトラフの存在が指摘されていた。足立 (1994) は五日市盆地から多摩川に沿う地域の地下に西北西―東南東方向の凹地帯の存在をボーリング資料にもとづき示した。この凹地帯が飯能礫層の堆積時に再活動して、そこに厚い地層が堆積したものと推定した。

同様な地形を示す湾入が入間川のところに発見されたことは、少なくとも飯能層堆積時に、そこには他の場所より深い堆積盆地としての受け皿が形成されていたことを示すと考えることは可能であろう。このことが加治丘陵東部の厚い地層の形成を可能にしたのであったと考える。この湾入地形または凹地形が断層性のものか、または撓曲性のものかは今の所分からないが、この両河川の河口部に特徴的なことから両河川の浸食量の大きさと関係していると考えられることは間違いないであろう。なお、現在の河川の位置はこの湾入地形より北にずれている。おそらく伊豆弧の衝突の影響で北にずれたのであろう。

関東山地の基盤の帯状配列とその後背地の影響で堆積した飯能層・相当層の礫種の違いによる区分を図 5 に示した。丘陵地の名称は堀口 (1974) に従い、また礫種は竹越ほか (1986) や高野 (1994) を参照して北より述べると、まず比企丘陵 (図 5 の 9)・岩殿丘陵 (図 5 の 8) の礫種は変成岩・花崗岩類により特徴づけられ、三波川・御荷鉾帯に由来した荒川系統であることを示す。毛呂山丘陵・高麗丘陵 (図 5 の 7) の礫種は秩父中生層・チャートにより特徴づけられ、秩父帯に由来した高麗川・入間川系統であることを示す。加治丘陵 (図 5 の 6)・狭山丘陵 (図 5 の 5)・草花丘陵 (図 5 の 4)・加住丘陵 (図 5 の 3) の礫種は花崗岩類・ホルンフェルス・四万十層により特徴づけられ、甲府火成岩体 (含む三頭山花崗岩類)・四万十帯に由来した多摩川・秋川系統であることを示す。さらに、川口丘陵 (図 5 の 2)・多摩丘陵 (図 5 の 1) の礫種は小仏層により特徴づけられ、四万十南帯に由来した浅川系統であることを示している。

4. 下部泥層と上部礫層の関係

(1) ビッグヒルズ切通しでの観察

飯能市大河原の清掃工場より北に入るビッグヒルズの造成地の切通 (標高 190~200 m) の崖は以下に述べるような露頭が存在し、1994 年夏の第四紀学会に報告したのであるが、1994 年 10 月に再訪したおりに消滅していた。ここでは下部泥層が基盤岩の秩父中生層の上位に不整合に重なっている。この基盤の一部の中生層には真赤に焼けた赤色風化帯が観察された (図 6 a)。基盤の秩父中生層の風化は、部分的なものでなく、この付近の赤根峠の西方にある標高 303 m ピークへの林道 (図 6 b) にも広く分布している。赤色風化面が飯能層によって直接覆わ

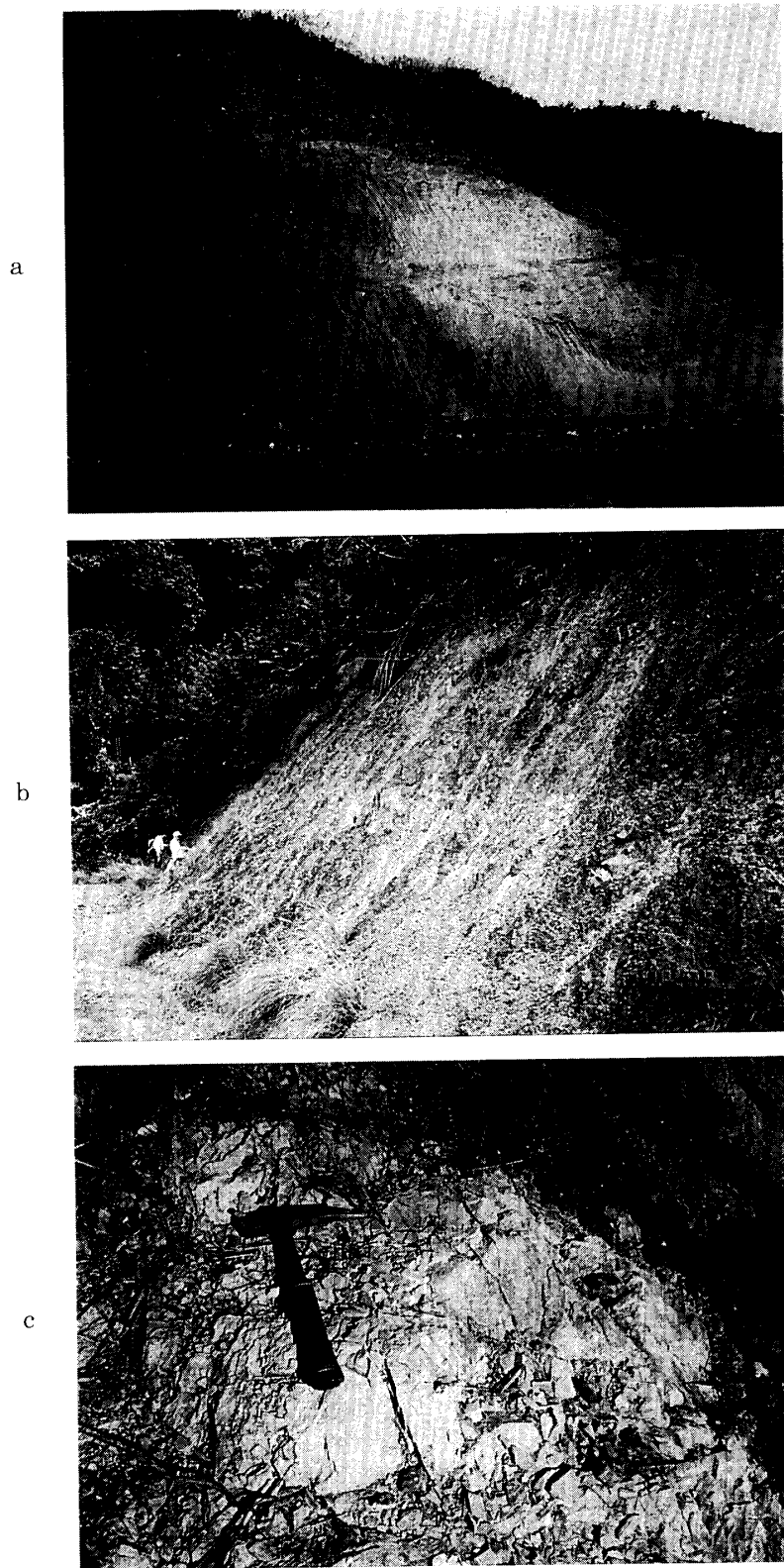


図6 飯能層に覆われる基盤岩の赤色風化帯の露頭

- a. 飯能市大河原ビッグヒルズの切通し北東の崖（標高 200 m）
基盤岩の赤褐色に風化したリゴリスの谷状の窪地を埋めて下部泥層が堆積する。
その上を不整合に覆って上部礫層が載ってくる。
- b. 飯能市赤根峠北西の 303 m ピークへに到る山道（標高 238 m）
- c. 八王子市上七分方町の北浅川の河床（標高 152 m）

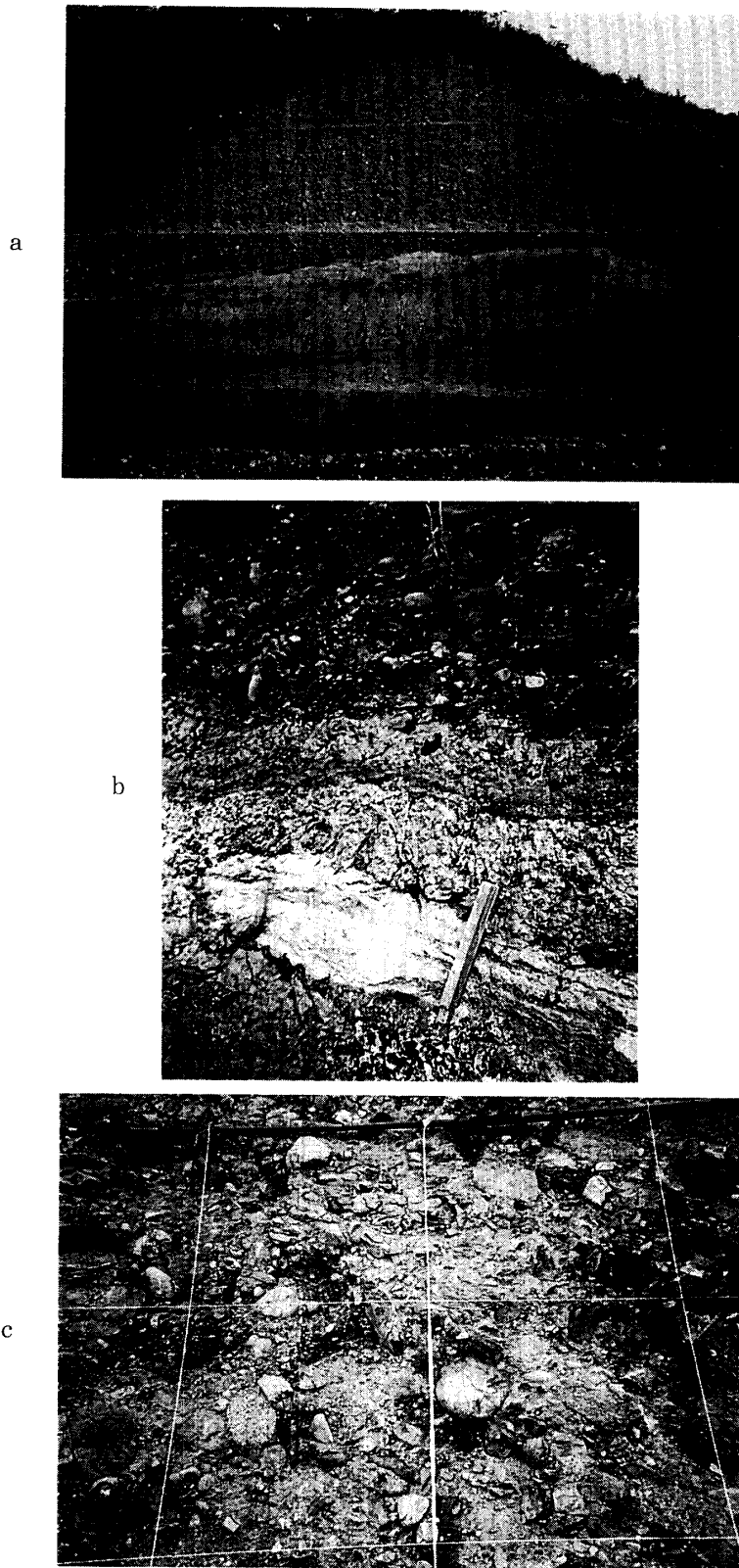


図7 飯能層の露頭

- a. 飯能市大河原ビッグヒルズの切通し南西の崖の全体図
- b. 同上。下部泥層の最上部にある火山灰層の接写
(スケールの長さ16 cm)
- c. 同上。上部礫層の計測状態
メッシュの大きさは1 m 四方

れていることが確認されたのは始めてではないだろうか。

下部泥層と基盤との間の不整合は基盤の風化帯が厚いために明瞭でなく、風化した砂岩の溝状部分に粘土層が沈積していた(図6 a)。その泥層は風化した基盤岩とは、わずかに有機物質を含むことで区別が付けられる程度しか変わらないのである。下部泥層は木片など有機物が多量に含まれていることと、浅い谷状地形から後背湿地性堆積物ではないかと学会の折には述べたが、上部礫層とは同時異相的なものではないことが確認された。層厚は全体で約9 mである。切り通し南西側の崖では泥層が厚く発達してくる。炭化した木材が多く含まれ、特に材が直立している部分は自生の植物が存在したように見える。この泥層には細かい炭質化した木材が多く含まれるために、露頭では青黒色を呈する(図7 a)。層構造が認められた泥岩の走向傾斜はN 55° E, 12° Sとやや急傾斜を示した。上部礫層との境界付近には厚さ15 cmのゴマタフ様火山灰が1枚認められた(図7 b)。この火山灰層が矢嵐凝灰岩に対応するものかどうかの鉱物学的検討は済んでいない。しかし数ある露頭報告、例えば高麗丘陵のきんちやく田の露頭とか、青梅市下奥多摩橋の露頭に見られるような(竹越ほか, 1979)層位的関係と、前回報告した断面図の作成結果から判断して、ほぼ同一層準に対応するものと考察した。このように判断すると、ここでみられる地層は下部泥層の下部層準に相当するということになる。

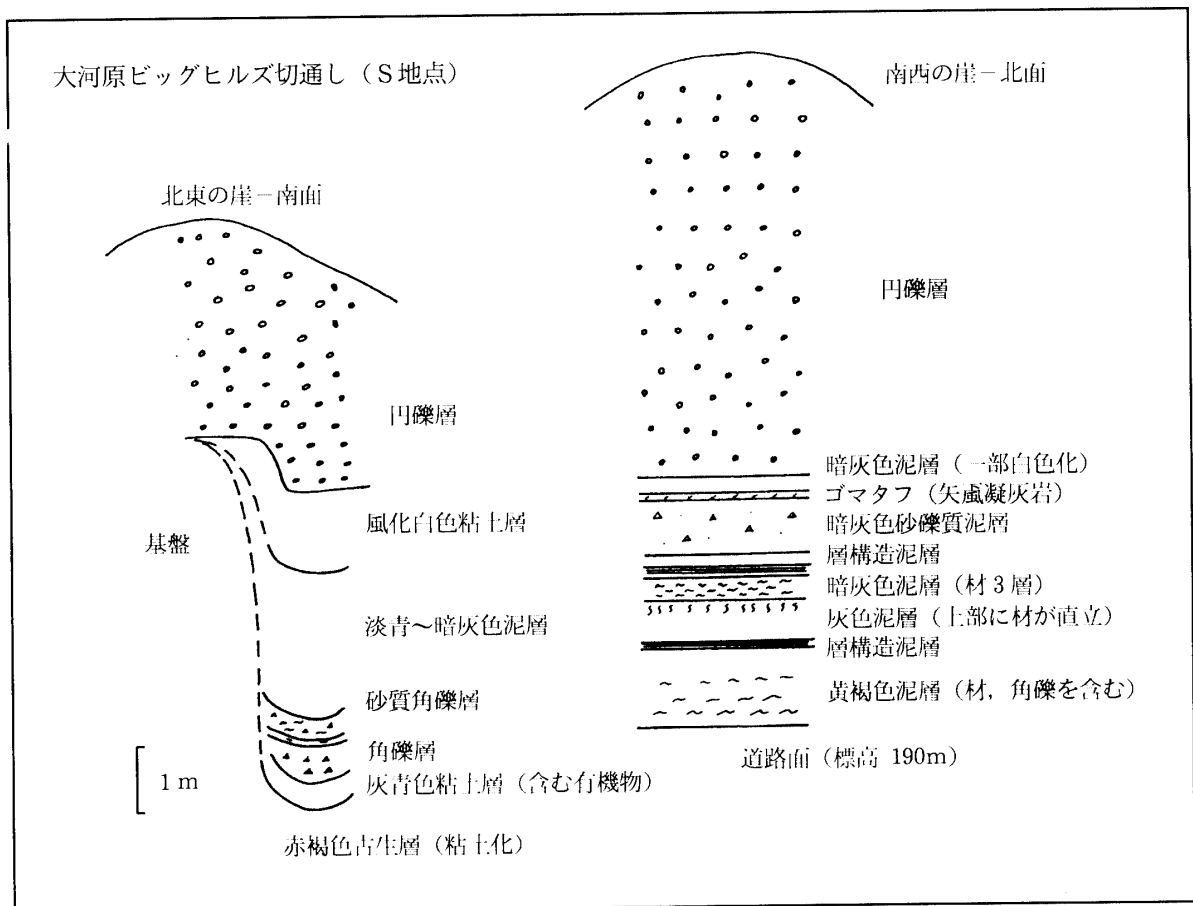


図8 飯能市大河原ビッグヒルズの切通しに見られる飯能層の柱状図

基盤の秩父中古生層に谷状に切り込んでいる部分の柱状図（図 8）をみると、上部の円礫層が一種の浸食面を作って切り込んでいるのが明瞭となった、これは従来の報告で堆積間隙の存在が指摘されていること（竹越ほか、1979）と一致する。この浸食作用により、図から読みとれるように、下部泥層の上部層準が約 20 m 程度削られている。この露頭では火山灰層が最上位に見られ、それが層位的に矢嵐凝灰岩に対応するとしたことから、本露頭では下部泥層の上部層準は大きく欠落しているものと判断される。つまり、上部礫層は丘陵高所では下部泥層を大きく削っているものとみられる。

上部礫層は円磨度のよい円礫よりなり、谷地形を越えて広い浸食面上に拡がって分布しているが、この間に大きな間隙があることは加治丘陵西部の例でも述べた。上部礫層を構成する円礫の種類は、軟らかい砂岩 50%（花崗岩類も含めてくさり礫が多いのが特徴）、秩父中古生層の堆積岩 30%（花崗岩類に対して多くないのが特徴、秩父帯はまだ隆起していなかった？）、チャート 10%、花崗岩類・ホルンフェルス 10%となっている（図 7 c）。このように花崗岩類・ホルンフェルスなどを含むこと、さらに砂岩のなかに四万十層起源と思われる礫も含まれることから、上部礫層は多摩川水系起源の影響も受けた扇状地性堆積物と推定した。

(2) 加住礫層の示す問題点

北浅川の上壱分方小学校北側の河原で加住礫層を観察した。基盤は中生代白亜紀の小仏層で、部分的に著しく風化した状態で赤色風化といってよいものであった（図 6 c）。これを不整合で覆う加住礫層下部層は青灰色砂質シルト層より成り、30 m 以上の層厚を有する。上部層は円～亜円の礫層からなり、最大 100 m 以上の層厚を有する（関東平野西縁丘陵研究グループ、1995）。同報告によれば、あきる野市サマーランド南側の三ノ谷で見られる下部層のシルト層中には 80 cm の厚さの軽石質火山灰層が含まれ、採集されたジルコンのフィッシュントラック年代は 2.0 Ma + 0.2 Ma を示した。

また、上壱分方小学校北側の加住礫層下部層からは植物化石が得られており、松川ほか（1991）や関東平野西縁丘陵研究グループ（1995）の研究が行われている。どんな植物が在ったかということ、*Cunninghamia* sp.（コウヨウザン属）の葉（多産）、*Metasequoia disticha*（メタセコイア）の球果（普通）、*Cyclocarya paliurus*（シキシマサワグルミ）の堅果（普通）、*Alnus* sp.（ハンノキ属）の果実（普通）、*Styrax* sp.（エゴノキ属）の種子（少量）が認められている。これらはメタセコイア植物群繁栄期の植物群と判定され、2.2～2.5 Ma の年代を指示するものと考えられており、飯能層の下限の時代が決定された（関東平野西縁丘陵研究グループ、1995）。

一方、上部礫層に整合的に重なる仏子粘土層（堀口ほか、1977）の最上部の E 部層中の火山灰層のフィッシュントラック年代は 1.1 Ma を示し（竹越ほか、1990）、また最下部の A 部層の

古地磁気はオールドバイ・イベント (1.7 Ma) の可能性があるという (入間川足跡化石発掘調査団, 1993)。これらの資料を勘案すると、飯能層 (上部礫層と下部泥層) は 2.5~1.7 Ma の年代範囲に入ることになる。なお、福田 (1962) によると仏子層は海進最大期の地層に相当すると指摘している。

(3) 黒滝層のシーケンス層序学的解析と飯能礫層

房総半島の黒滝層は鮮新-更新統の上総層群の基底層であり、時代は 2.4 Ma から 1.6 Ma にわたる、氷河性ユースタシーを反映した地層である (伊藤ほか, 1992)。そのシーケンス層序学的研究によると、黒滝層は 5 つの堆積シーケンス (DS 1~DS 4) より構成されており、DS 1 下部の低海水準期堆積体に始まり、DS 1 上部~DS 4 の 4 つ海進期堆積体によりなっている。地理的分布をみると、DS 1 は房総半島東部の勝浦付近の深海底に分布することに始まり、DS 4 では養老川以西の浅海底に達し、最も海水準が上昇した時期の堆積であることを示している。

一方、多摩丘陵の層序をみると小仏層に不整合にのる上総層群は下から寺田層、大矢部層、平山層である。寺田層は礫層・砂層・泥層の不規則な互層よりなり、泥炭質シルトからは汽水性の珪藻化石が知られている (高野, 1994)。大矢部層中の火山灰層 (Ko) のフィッシュントラック年代は $2.1 + 0.1$ Ma であり (関東平野西縁丘陵研究グループ, 1995)、また平山層最上部のナノ化石帯の年代は 1.36~1.57 Ma とされている (高野, 前出)。年代的に上記の 3 層が黒滝層に対応しているとみることができる。

高野 (前出) の地質断面によれば、礫層が卓越するのは寺田層に一枚、大矢部層に二枚、平山層に二枚であって、合計 5 枚の礫層サイクルが認められる。また、いずれの礫層も主として小仏層に由来する礫をもって構成されているのが特徴である。

このような関係を考えて、飯能層の下部泥層は寺田層に、上部礫層は大矢部層・平山層に対応するものであろうが、下部泥層との間の不整合が大きい場合には上部礫層に対応するのは時代的にも空間的にも DS 4 である可能性が大きいと予測され、多摩丘陵では平山層下部に対応すると推定される。

5. ま と め

(1) 加治丘陵東部に存在する 200 m を越す厚い飯能層の供給起源を明らかにする目的で、加治丘陵西部の調査をした。加治丘陵西部 (立川断層より西側) に分布する飯能層は下部泥層と上部礫層よりなり、層厚約 60 m と薄く、礫径も中礫と比較的細かいことなどから、扇状地縁辺相であるといえる。多摩川に接近したのに層厚ならびに礫径が小さくなるということから見ると、多摩川系河川を供給源とする仮説では矛盾することになる。飯能層は房総半島に分布する上総層

群の基底礫岩である黒滝層に対比される地層である。上部層は礫層である性格から、比較的短時間に堆積したものと考えられ、下部泥層との間には不整合が存在するものであることが明らかとなった。

(2) 接峰面図で関東山地の標高 2000 m の雲取山から 200 m コンターまでの間の東斜面は、地形的に平滑な小起伏面の可能性があり、これを前飯能面と呼んだ。また、4ヶ所で発見された基盤岩の赤色風化帯の存在から、この東斜面は飯能層堆積前に形成されていた準平原面を象徴していると考えられる。飯能層の上部礫層は前期更新世に堆積した赤色礫層、つまり関東山地が隆起を始める極く初期に堆積した構造的な礫層であるといえる。

(3) 接峰面図が示す東斜面の湾入（凹）地形を勘案すると、浸食の規模と量において多摩川系が関東平野の堆積層に貢献した影響は著しいものと判断する。一方、高麗川・入間川系の湾入（凹）地形の存在も明白で、そこに堆積の場となる顕著な凹地（湾入）が存在したことが礫径と層厚の大きい加治丘陵東部の飯能層を堆積した可能性はあった。ただし、この河川系は秩父帯の岩石の硬いこと、集水面積の小さいことなどから、その後大きく成長しなかったため、多摩川ほどの大規模な堆積物を供給したとは考えられない。

(4) 接峰面図で高麗川・入間川系と秩父盆地との間には標高 1000 m に達する幅広い尾根が存在することから、これら河川がかって荒川上流の河川を争奪していたとはとうてい考えられない。以上の考察から、関東山地の花崗岩類が飯能層に到来するには、やはりその礫が関東山地の東斜面を流下するほかに道が無かったものと結論される。なお、接峰面図の示した湾入地形は、やはり堆積の受け皿としてのトラフ状の湾入（凹）地形があったからこそ、飯能層はそのような地形に制約されて、いろいろの方向から礫の供給を受けた。これが加治丘陵東部で礫層が厚く、かつ多様性を示した理由であろう。

(5) 藤ノ木・愛川構造線や利根川構造線は伊豆弧の衝突に関連し、大局的に右横ずれ断層であるようだ。今回の阪神・淡路大震災で明らかになったことは、プレート境界は一本の線ではなく、数ある境界マイクロプレートによって構成されているという事実である。関東山地もそのようなマイクロプレートの一つであり、これらの構造線も活断層の性格を持った境界の一つと解釈される。関東山地の隆起と飯能礫層の堆積は関連しており、マイクロプレートの活性化が鮮新世末期・前期更新世に始まったものと考えられる。

〈謝 辞〉

本研究を進めるにあたり、多くの方の協力をえた、心からお礼を申しあげる。特に、第四紀学会講演会においてお世話になった齊藤亨治博士や、日頃いろいろご教示下さる菊地隆男博士に感謝する。また、倉川博・大沢進の両氏は北浅川のフィールドを一緒に歩いていただいた、記して感謝の意を表す。

本論文は菊地隆男・倉川博氏に読んでいただき有益なコメントをいただいた。なお、両氏のコメントに充分答えていないのは著者らの努力不足のためである。

引用文献

- 足立久男（1994）五日市—多摩川帯について。地質学雑誌，**100**，249–262。
- 伊藤 慎・川辺鉄哉・大原 隆（1992）房総半島鮮新統黒滝層のシーケンス層序学的解析。堆積学研究会報，**36**，9–17。
- 藤田至則・松尾行洋（1977）島弧変動期における堆積盆地の発生。地質学論集，**14**，245–254。
- 福田 理・高野 貞（1951）東京都青梅町北方阿須山丘陵の地質。地質学雑誌，**57**，459–472。
- 福田 理（1962）仏子粘土層中の亜炭層の堆積過程とそれに関連する諸問題。化石，**3**，9–12。
- 堀口万吉（1974）関東平野西部の地形区分と段丘面の変動。垣見・鈴木編；関東地方の地震と地殻変動。ラテイス，119–214。
- 堀口万吉・角田史雄・清水康守・駒井 潔・坂東尋子・栗原陽子（1977）関東平野西部入間川沿いに発達する仏子粘土層の再検討。埼玉大学教養部紀要（自然科学編），**13**，93–98。
- 入間川足跡化石発掘調査団（1993）埼玉県入間川の足跡化石と古環境。地団研第47回総会シンポジウム要旨集，113。
- 石垣 忍・竹越 智（1982）関東山地東縁の飯能礫層の上部円礫層について。島弧変動・地団研専報，**24**，209–214。
- 貝塚爽平（1974）関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動。垣見俊弘・鈴木尉元編；関東地方の地質と地殻変動。ラテイス，175–192。
- 貝塚爽平（1992）平野と海岸を読む。（自然景観の読み方5），岩波書店，142 p。
- 貝塚爽平・鎮西清高編（1986）日本の自然・日本の山。岩波書店。
- 加賀美英雄（1995）加治丘陵西部の飯能層と関東山地の接峰面について。日本第四紀学会講演要旨，**25**，124–125。
- 加賀美英雄・岡野裕一・力田正一・松本昭二・阿比留稔・須田邦彦・相田一郎（1995）飯能層研究の背景と展望。城西大学研究年報，**19**，9–25。
- 加賀美英雄・溝塩大洗・大和雄一（1992）四国山地の隆起と城山層・竜王層の堆積環境。第四紀研究，**31**，271–283。
- 活断層研究会（1991）新編日本の活断層——分布と資料。東京大学出版会，174 p。
- 関東平野西縁丘陵研究グループ（1995）関東平野西縁丘陵の地質（1）——加住丘陵周辺の層序・構造と年代。地球科学，**49**，391–405。
- 松川正樹・馬場勝良・藤井英一・宮下 治・相場博明・坪内秀樹（1991）多摩川中流域に分布する上総層群の古環境解析とそれに基づく地質野外実習教材の開発。とうきゅう環境浄化財団（一般）研究助成，**71**，270 p。
- 三友清史・町田瑞男・戸塚敦子（1986）矢嵐凝灰岩層および飯能礫層における新知見について。埼玉県立自然史博物館研究報告，**4**，73–86。
- 中村和郎・小池一之・武内和彦（1994）日本の自然・関東。岩波書店，180 p。
- 岡山俊雄（1982）日本の山地地形。古今書院，246 p。
- 齊藤享治（1988）日本の扇状地。古今書院，280 p。
- 塩野清治・升本真二・弘原海清（1988）Basic によるコンターマップ。I. 基礎編，114 p。II. 応用編，171 p。古今書院。
- 高野繁昭（1994）多摩丘陵の下部更新統上総層群の層序。地質学雑誌，**100**，675–691。
- 竹越 智・石垣 忍・足立久男・藤田至則（1979）関東山地東縁の鮮新——更新世の堆積盆地の発生に関する研究。地質学雑誌，**85**，557–569。

- 竹越 智・五日市団研・加治団研（1986）関東平野西縁丘陵. 大森・端山・堀口編, 関東地方, 167-169, 共立出版.
- 竹越 智・村松敏雄・倉川 博・大沢 進・金井克明（1990）関東平野西縁丘陵の地質（1）上総層群のフィッシュトラック年代. 日本地質学会第97年学術大会演旨, 218.
- 矢部長克・青木廉二郎（1927）関東構造盆地周縁山地に沿える段丘の地質時代. 地理学評論, 3, 79-87.
- 山崎晴雄（1978）立川断層とその第四紀後期の運動. 第四紀研究, 16, 231-246.

（1996年2月27日受付, 3月25日受理）

The Hanno Formation in the Western Kaji Hill and the Summit Level Map of the Kanto Mountains

Hideo KAGAMI¹⁾, Yuichi OKANO²⁾, Masakazu RIKITA³⁾,
Shoji MATSUMOTO⁴⁾, Minoru ABIRU⁴⁾ and Ichiro AIDA⁵⁾

(1) The Hanno Formation distributed at the western Kaji Hill, west of the Tachikawa Fault is 60 m thick and composed of the lower silt bed and the upper medium-sized gravel bed. These features are characteristic of distal facies of the fluvial fan, which will contradict a proximal model supplied from the Tama River. It was known that the Hanno Formation was equivalent to the Kurotaki Formation, the basal unit of the Kazusa Group observed in the Boso Peninsula at the other side of the Kanto Basin. An unconformity between the lower silt bed and the upper gravel bed of the Hanno Formation is clearly identified.

(2) The summit level map of the Kanto Mountains is made by using computer program of Shiono et al. It is found that a continuous hillslope develops from the summit of Mt. Kumotori down to the Kanto Plain. At four sites on the hillslope, reddish weathered basements are observed, three of which are covered by the Hanno Formation. Because of this evidence, we conclude that the hillslope is a peneplain formed immediately before deposition of the Hanno Formation. We call it the Pre-Hanno Plane.

(3) The Hanno gravel bed, the upper unit of the Hanno Formation at the western Kaji Hill is characterized by granite and hornfels gravels. There were discussions whether they were supplied from Koma/Iruma River or from Tama River. The summit level map indicates that the Tama River is the only conduit for transportation of these gravels from the Kofu granitic body.

(4) The trough-like depressions on the 200 m contour of the summit level map are observed along the Tama/Asa River and Iruma River. They may indicate either large amounts of erosion or a depositional basin for receiving various sediments. Regarding Tama River, it represents huge amounts of erosion. But for Iruma River, it indicates a depositional basin so as to receive thick deposits from Koma, Iruma and Tama Rivers.

1) Institute of Geology, Faculty of Science, Josai University

2) Hanno High School, Saitama Prefecture

3) Honjo High School, Waseda University

4) Saitama Sunday Geologic Hiking Society

5) Department of Education, Tokyo Gakugei University

(5) It was pointed that Hansin Earthquake of January 17, 1995 occurred at one of the micro-plate boundaries. The Kanto Mountains is also one of the micro-plates bounded by Fossa Magna, a plate boundary between Eurasia and American plates. From the land-form study, we conclude that uplifting of the Kanto Mountains started at the end of Pliocene or early Pleistocene and deposited red-conglomerate facies of the Hanno Formation at the foot of the Pre-Hanno Plane.