

飯能層研究の背景と展望¹⁾

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

1. はじめに

飯能市から青梅市にかけての丘陵地は加治丘陵とよばれている。加治丘陵東部に分布する飯能層については福田・高野（1951）の地質図があり、丘陵西部については藤田・松尾（1977）の詳細な地質図がある。しかし、この丘陵は立川断層によって東西に二分されているので（山崎，1978），全体を通した断面をつくることは今までに行われていなかった。

今回、飯能礫層研究グループ（代表者：岡野裕一）により加治丘陵北東側から前ヶ貫丘陵に分布する飯能層を調査して、新しい地質断面を作成した機会に、飯能層研究の背景と展望をまとめたので報告する。

2. 飯能層を中心とした地形の研究

2-1 丘陵地の地形

山地から平地にかけては、丘陵地、洪積台地ならびに沖積低地が発達している。この三つの地形区からなるところが平野である。

日本の丘陵地の共通的な性質を、式（1984）、松井ほか編（1990）、貝塚（1992）によりまとめると次のようになる。

- (1) 位置：平野の周囲に発達する。
- (2) 規模：海拔 300 m 以下（稀に高いものもある）に稜線高度が揃い、定高性を示す。起伏量は数十メートルであって、150 m 程度を越えることはない。細密に山谷に刻まれ、その谷の

1) 一部は1994年度日本第四紀学会講演会において発表

2) 城西大学理学部地学研究室

3) 埼玉県立三郷北高等学校

4) 早稲田大学本庄高等学院

5) 飯能市役所

6) 東京学芸大学教育学部

肢節は複雑である。

(3) 成因：基本的に台地の成因と同じで、新しい堆積物が堆積して地形面が形成されているが、陸地になってからの時間が長いと河川の浸食作用が進んで、台地のもっていた平坦面は消え、起伏に富んだ地形になった。

(4) 地質年代：丘陵地は一般に新第三紀層からなり、その浸食面を原形とする。また、更新世前期・中期の地層におおわれる部分もある。

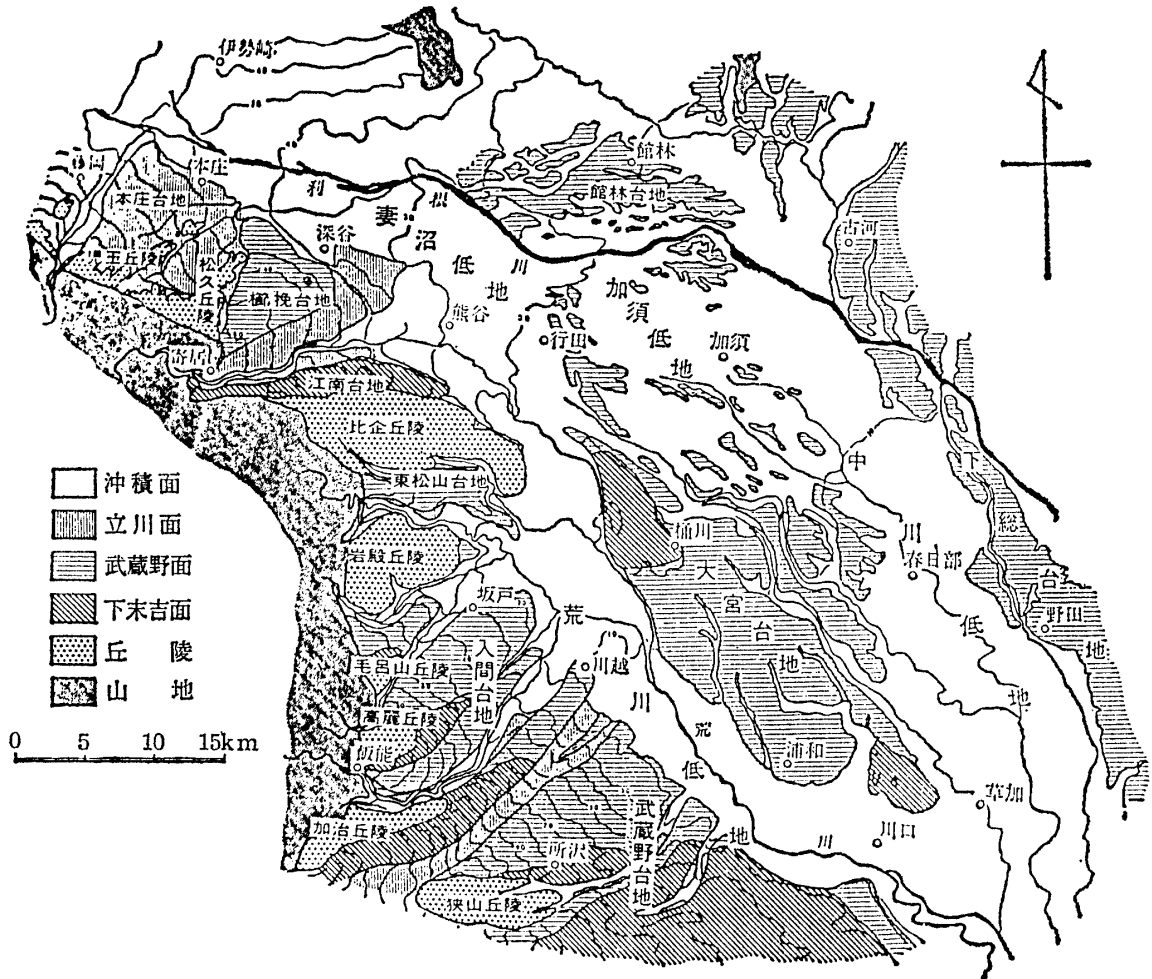
関東平野の丘陵地の中で地形が最も研究されているのは多摩丘陵である。多摩丘陵背面は多摩丘陵全域に分布するゆるく傾いた上総層群と斜交し、背面の地形と丘陵一帯にひろがる上総層群とはなんの関係もない。多摩丘陵は河食による浸食小起伏面として形成されたと考えられている。多摩丘陵は登戸—原町田の 100 m 等高線に沿う崖線を境にして二分される。高い方（標高 130—220 m）の背面は T 1 面、低い方（標高 70—100 m）は T 2 面とよばれた。T 1 面では上総層群が露出する面と、それより低く御殿峠礫層が堆積する河成面が認められる（羽鳥・寿円、1958）。

上総層群が露出する面では、砂質のところでは標高が高く、泥質のところでは低い傾向があるという（寿円、1951）。この考えによると、雨水をしみ込ませやすい砂層の所では谷も少なく傾斜もなだらかであるが、泥層の所では雨水がしみ込まずに地表を流れるので谷が多く傾斜も急になるという。T 2 面では北部（鶴見川以北）と南部（帷子川以南）に海成層にのる面がある。北部の堆積面を構成する地層はおし沼砂礫層、南部のそれは屏風ヶ浦層である。両者の中間の背斜軸に沿っては上総層群が露出する。

埼玉県内の丘陵地の分布は堀口（1974）の図を用いた（図 1）。関東山地に接して、点模様で示したところが丘陵地である。加治、前ヶ貫、高麗、毛呂山丘陵と北に向かって連なっている。後に述べるように、分布する礫層中の花崗岩類礫の存在などから、高麗丘陵の中部を境に、北の丘陵は高麗川系統に、南の丘陵は多摩川系統に区分される（石垣・竹越、1982）。また、丘陵を構成している地層は、北部では新第三紀の中新統であり、南部では第四紀前期の飯能層であり、さらに南の多摩丘陵では第四紀中期の丹沢山地起源の御殿峠礫層におおわれ、南の丘陵ほど年代的に新しくなる。

岩塚（1952）によれば、飯能市付近の第三系丘陵の地形面は三段の浸食平坦面に分かれることが指摘された。①多峯主山の山脚から天覧山、高麗峠にかけての 200 m 弱にみられる浸食平坦面。②宮沢湖北側尾根の面とか、入間川以東の丘陵地に示される 160—150 m の平坦面。飯能礫層が分布している地域である。③入間川以東の低い丘陵地にみられる 130—120 m の平坦面は豊岡礫層がのってくる面で、T 1 面に対比されるものである。

日本の扇状地を研究した齊藤（1988）によると、日本列島では第三紀末には起伏の大きな山脈はなく、山地は第四紀初頭から隆起し始めたという。そのうち飛驒山脈や関東山地は隆起速度が



名称	高度分布 (m)	形態	構成層
狭山丘陵	190 ~ 90	残丘状	鮮新統
加治丘陵	250 ~ 140	岬状*	〃
高麗丘陵	180 ~ 80	〃	〃
毛呂山丘陵	120 ~ 80	〃	〃
岩殿丘陵 (比企南丘陵)	135 ~ 70	〃	中新統+鮮新統
比企丘陵 (比企北丘陵)	140 ~ 60	岬状+残丘状	中新統
松久丘陵	140 ~ 117	〃	〃
児玉丘陵	130 ~ 105	〃	〃

* 山地から平野に向かって岬のように張り出しているもの。

図1 埼玉県西部の地形区分 (堀口ほか, 1974)

速く、山地発達段階の最も進んだ極相期（または後期）に達した山地であり、その山麓には供給された岩屑がつくる扇状地の発達がよいという。山地の発達段階は集水域面積と起伏比に深い関連があり、日本の例について次のようにまとめられた。山地成長期中期前半では集水面積4,000 km² 以下で起伏比20%以上である。中期後半になると集水域面積 2,000 km² 以下で起伏比30%以上となる。さらに成長期後期では集水域面積 1,000 km² 程度で起伏比40%以上となる。このよ

うに山地が発達すると共に起伏比が大きくなり集水域面積が減少する。このことから扇状地が形成され始める山地成長の初期には、極めて大きな集水域面積を持っていたものと考えられる。

加賀美ほか(1994)は加治丘陵と高麗丘陵の接峰面図をつくり検討した。加治丘陵に関しては山崎(1978)が作った図がある。加治丘陵の接峰面図は二万五千分の一地形図を500m方眼のメッシュにおいてサンプリングし、塩野ら(1988)のソフトを使って、10mコンター間隔で描いた(図2)。コンター間隔がこんでいる西方の220~230mより高い部分が秩父中・古生層の分布する関東山地である。加治丘陵には180mと120mの二ヶ所に平坦面が認められるが、七国峠の西部を南北に通る立川断層(山崎, 1978)によって丘陵面は構造的に切られて、重複して発達している。立川断層は西落ちの横ずれ断層で、落差は地形面からみると40mとなる。東側の180mの平坦面は仏子粘土層におおわれており、この粘土層の存在と平坦面の発達は関連していることを示している。

前ヶ貫・高麗・毛呂山の各丘陵の接峰面図は入間川、高麗川の流域にある丘陵地を描いている。この丘陵地にも170mと200~210mの二つの平坦面が認められる(図3)。このことは岩塚(1952)以来知られていたが、その意義は明らかにされていなかった。Sとマークした所が大河原ビッグヒルズで、団地開発のため丘陵が削られ、よい露頭がでてきた。この露頭の解釈から、前ヶ貫丘陵から入間川沿いに加治丘陵までの地質断面を作ることが可能になった。

今回の図2、図3において次の点が明らかとなった。まず、関東山地の山麓面は標高230m以上高において連続する急傾斜の斜面として明瞭に識別される。かつて、矢部・青木(1927)はこの地形的境界を八王子線とよんだ。八王子線は西方から連続してきた秩父帯が見かけ上、関東平野の下に没して見えなくなるので地形構造上意味があると考えた(岡山俊雄, 1974)。しかし後

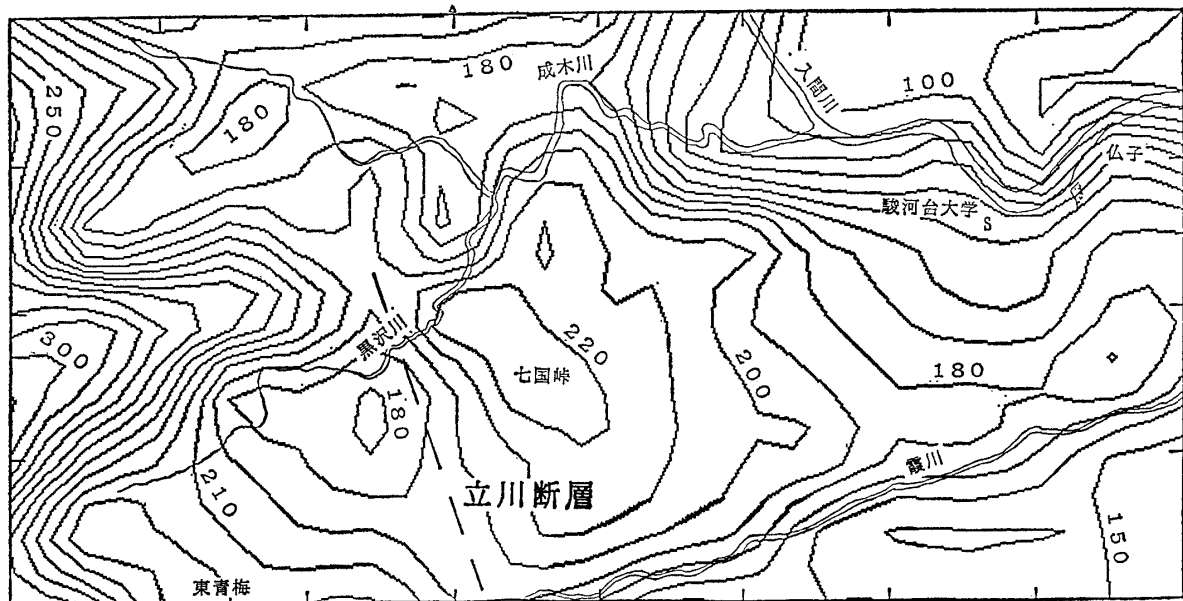


図2 加治丘陵の接峰面図

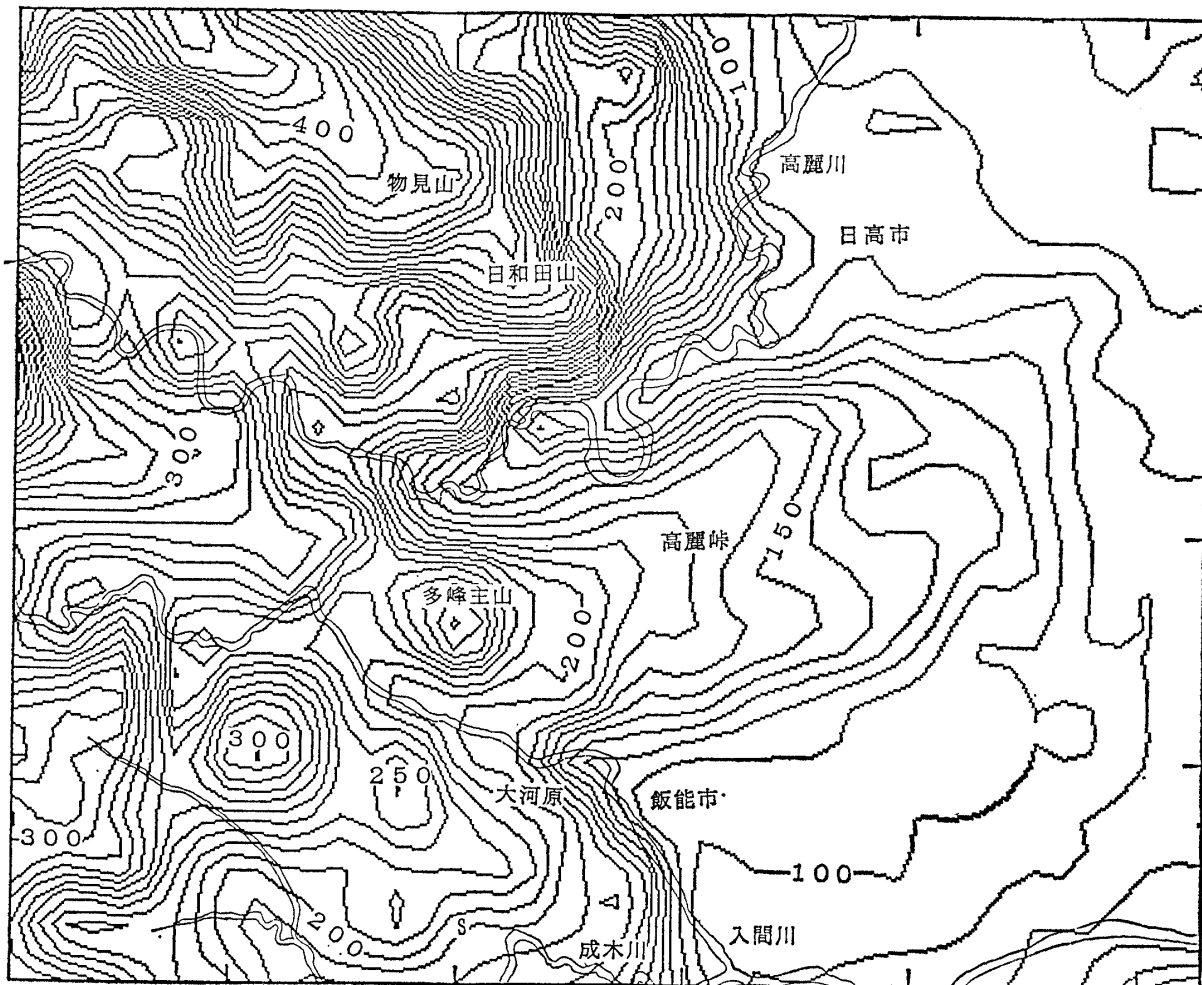


図3 前ヶ貫・高麗丘陵の接峰面図

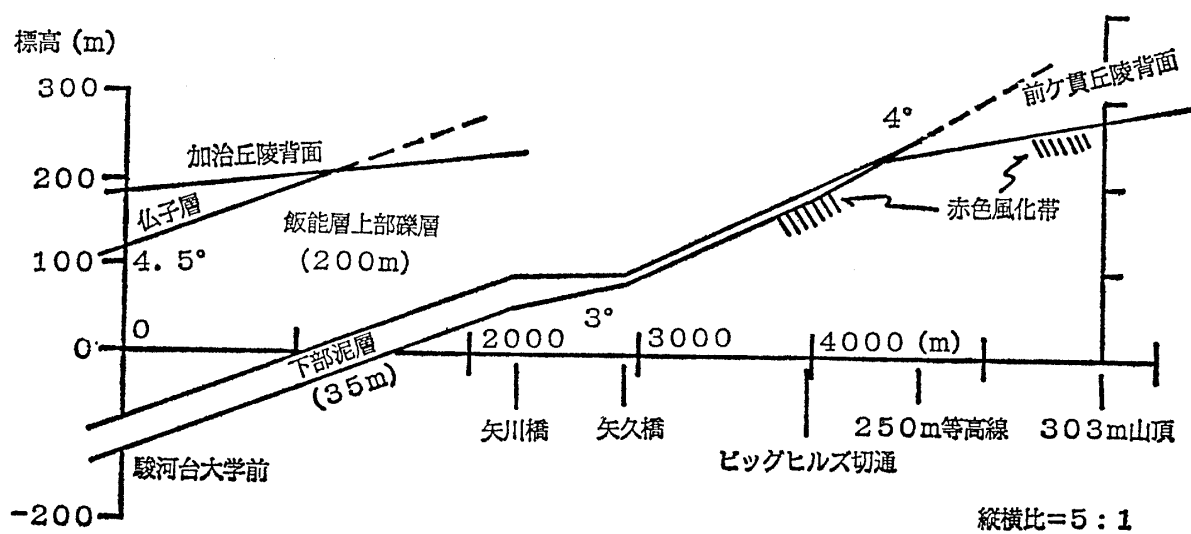


図4 前ヶ貫丘陵から加治丘陵にかけての地質断面図

に述べるように、地層としては連続している。八王子線に接して 220 m 以下の定高性を示す丘陵背面が発達している。加治丘陵背面には 200—210 m と 180—190 m の二段に比較的平坦な面が発達するのが認められた。また、丘陵背面は飯能層の堆積面と斜交していることから（図 4 の地質断面図参照）、浸食小起伏面であることは明瞭である。なお、この地質断面から加治丘陵では下部泥層の厚さは 35 m、上部礫層の厚さは 200 m であることが明らかとなった。

前ヶ貫丘陵の浸食小起伏面は 210—220 m と 170—180 m の二面が認められた。加治丘陵との間には成木川・直竹川をつくる溪谷があり、直竹川の東部には名栗断層が存在する（活断層研究会、1991）。また、入間川を挟んで前ヶ貫丘陵の北に発達する高麗丘陵には 200 m と 160—170 m の二面の小起伏面が認められた。このような平坦面の発達は岩塚（1952）にさかのぼり知られていたが、今回の調査で 200—220 m の面は飯能層の下部泥層がのる面であり、160—190 m の面は仏子粘土層がのる面であることが分かった。寿円（1951）が述べている多摩丘陵の場合と異なり、未だ固結していない扇状地の岩相では泥層は砂礫層に比べ浸食に対して抵抗性があると思われる小起伏面として残ったものと判断した。

2-2 関東造盆地運動と平野の地形

(1) 関東造盆地運動から推定される山地の隆起

関東平野の下末吉面（9～13万年前）は広い分布を示す海成段丘面である。現在の下末吉面の高度分布は盆地構造を示しており、このような地形をつくった地殻変動は関東造盆地運動とよばれている（矢部・青木、1927）。その高度が最も低いところが二カ所みられる。その一つが茨城県古河付近で、古河地区の造盆地運動とよばれ、もう一つは東京湾北部にあり、東京湾造盆地運動とよばれる（貝塚、1974）。両者を合わせた範囲を関東盆地とよぶ。

武蔵野台地（5～7万年前）は、その頂点に狭山丘陵があり、多摩川がつくった扇状地的形態を示しているが、東京湾低地に比べ所沢台地より北の荒川低地に面した部分が著しく沈降している傾向が見られる。例えば、川越付近で約 40 m 近く沈降したことになり、最近の沈下は古河地区造盆地運動の方が大きいことを示していると解釈されている（吉川ほか、1973）。

関東盆地は中新世以来沈降を続けてきたが、成瀬（1968）は新第三紀後期からの造盆地運動の速度をまとめた。これによると梅ヶ瀬層の最上部以前の関東造盆地運動の沈降速度は 0.5 m/1000 y 以下であったが、下総層群堆積以降は沈降速度は 1.2 m/1000 y 以上と約二倍の大きさへと変化した。このような基盤変動の変化は関東山地の隆起と平行に進行したものと考えられるので、山地の隆起量を知る直接の資料がない現在において、構造運動を考える上で貴重な資料である。なお、盆地の沈降運動がいつから加速されたのかは重要な問題である。貝塚・成瀬ほか（1985）の図 2, 12, 9 を使うと梅ヶ瀬層の U 6 凝灰岩より上の上総層群の沈降速度は 1.75 m/1000 y となり、この前後の頃から沈降運動は十分加速されていたことが確認された。

(2) 丘陵地・洪積台地の地下にみられる堆積構造

バイプロサイス地震波反射法による大宮—青梅間の関東平野トランセクトは青梅市から加治丘陵を横断し、仏子、入間市を通るあたりから下総層群が厚くなり、川越東方の荒川の下では0.5 sec TWT (約500 m) の深さ(厚さ)となる(笠原ほか, 1994)。なお、TWTは往復走時(秒)である。川越市付近(K)の下では基盤の秩父中・古生層は1.8 sec TWTの深さにあって、明瞭な不整合を示している。菊地ほか(1988)の描いた下総層群の下限は大宮台地の西側で約500~400 mの深度にあり、ここに示した反射地震断面の下総層群の下限深度(S)と一致する(図5)また、上総層群の下限(k)は1.1 sec TWTにある。Sやkの反射面は基盤の凸凹とは関係なく、一様に荒川低地に向かって傾斜していることは断面記録から明らかで、この部分が傾動運動を示唆する重要な証拠である。つまり、このような板状の地層が一様に傾斜を示す場合は断層性の構造が図の東側の荒川低地の下に必ず存在することを意味すると解釈される。それが荒川断層である。堀口・関東平野中央部地質研究会(1993)によると、大宮台地側の浦和における深層ボーリングでは下総層群の下限は200 m付近にあるという。このことは下総層群の下限のレベルで荒川断層をはさんで西側の川越付近は二倍ほど大きく沈降していることは明らかである。前述した武蔵野台地の川越付近の変形は関東造盆地運動の結果であるという吉川ほか(1973)の見解は、むしろ局地的に荒川断層によって深化したものとみる可能性の方がおおきい。活断層研究会(1991)もこの断層の存在は武蔵野台地の変形から推定したと述べている。

秩父中・古生層は入間市(I)付近において急激に浅くなり、青梅において地表に現れる。入

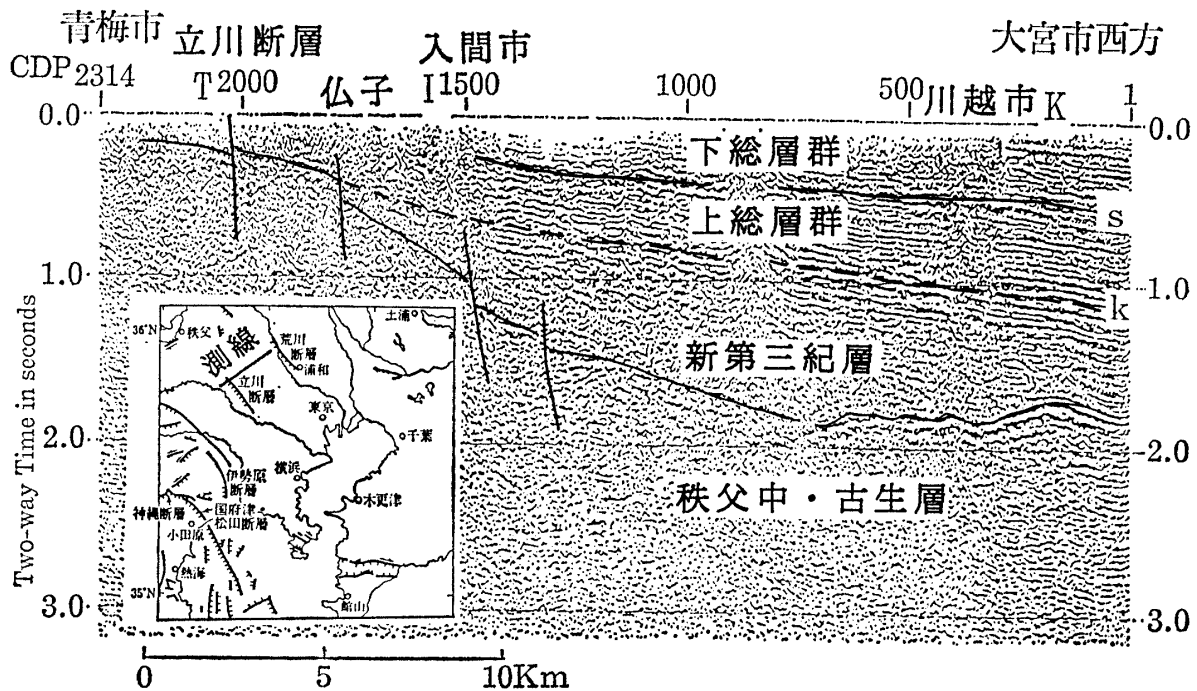


図5 青梅—川越間のバイプロサイス地震波反射法断面(笠原ほか, 1994)
断面の位置を示す挿入図(松田, 1987)

間市の地下において東落ちの正断層状の様相が識別されるのは、基盤の沈降と関連していると考えられる。これらの断層が現在の地表にまで影響を与えている活断層かどうかは、今の段階でははっきりしない。これらの断層は、陥没性の堆積盆地をつくった正断層群として考えられたもの（竹越ほか、1979）に近い。また、深部構造としての八王子線を規定している断層である可能性もある。

青梅市近辺で立川断層（T）が認められる。これは西落ちの横ずれ断層で落差は約 0.1 sec TWT（100 m 弱）と読みとれる。

この断面記録から、入間市から青梅市にかけて上総層群が薄く分布するのが丘陵地の特徴であることが明白に理解された。また、入間市から川越市にかけては下総層群が厚く分布する洪積台地が発達する様子が観察された。

3. 飯能層をめぐる丘陵地の層序について

3-1 加治丘陵の層序

加治丘陵の層序について、現在用いられているものは基本的に福田・高野（1951）によって作られたものである。それによると、加治丘陵（論文中では阿須山丘陵という名称を用いている）を作る地層は下位より基盤岩類、飯能層、豊岡礫層に区別され、さらに飯能層は下位の飯能礫層と上位の仏子粘土層に区別されている（表1）。この飯能礫層と仏子粘土層の関係は、福田・高野（1951）以前では飯能礫層が仏子粘土層を不整合におおうとしているものが多かったが、彼らはそれは飯能礫層の基底部の泥層を仏子粘土層とみなしたためであり、事実は逆であるとして、仏子粘土層は飯能礫層の上に整合にのる地層であると述べている。この考え方が現在まで認められているものである。なお、基盤岩類と飯能層、および飯能層と豊岡礫層との関係は共に不整合関係であるとしている。

堀口ほか（1977）は、仏子粘土層について再検討している。それによると、仏子層は全層厚 113 m であり、その中に含まれる礫層が 4 層準に認められ、これをもとに仏子層は 5 部層に分けられるとし、それを下位より A, B, C, D, E 部層と呼んでいる。そして、仏子粘土層を再定

表 1 加治丘陵の層序対比表

福田・高野（1951）		藤田・松尾（1977）		竹越ほか（1979）		三友ほか（1986）		加賀美ほか（1994）	
飯能層	仏子粘土層			仏子粘土層		飯能層	仏子粘土層	仏子層	
	飯能礫層	飯能礫層	円礫岩相	飯能礫層	上部層		飯能礫層	上部礫層	
			角礫岩相		下部層		矢風凝灰岩層	下部泥層	
			含角礫泥岩相						

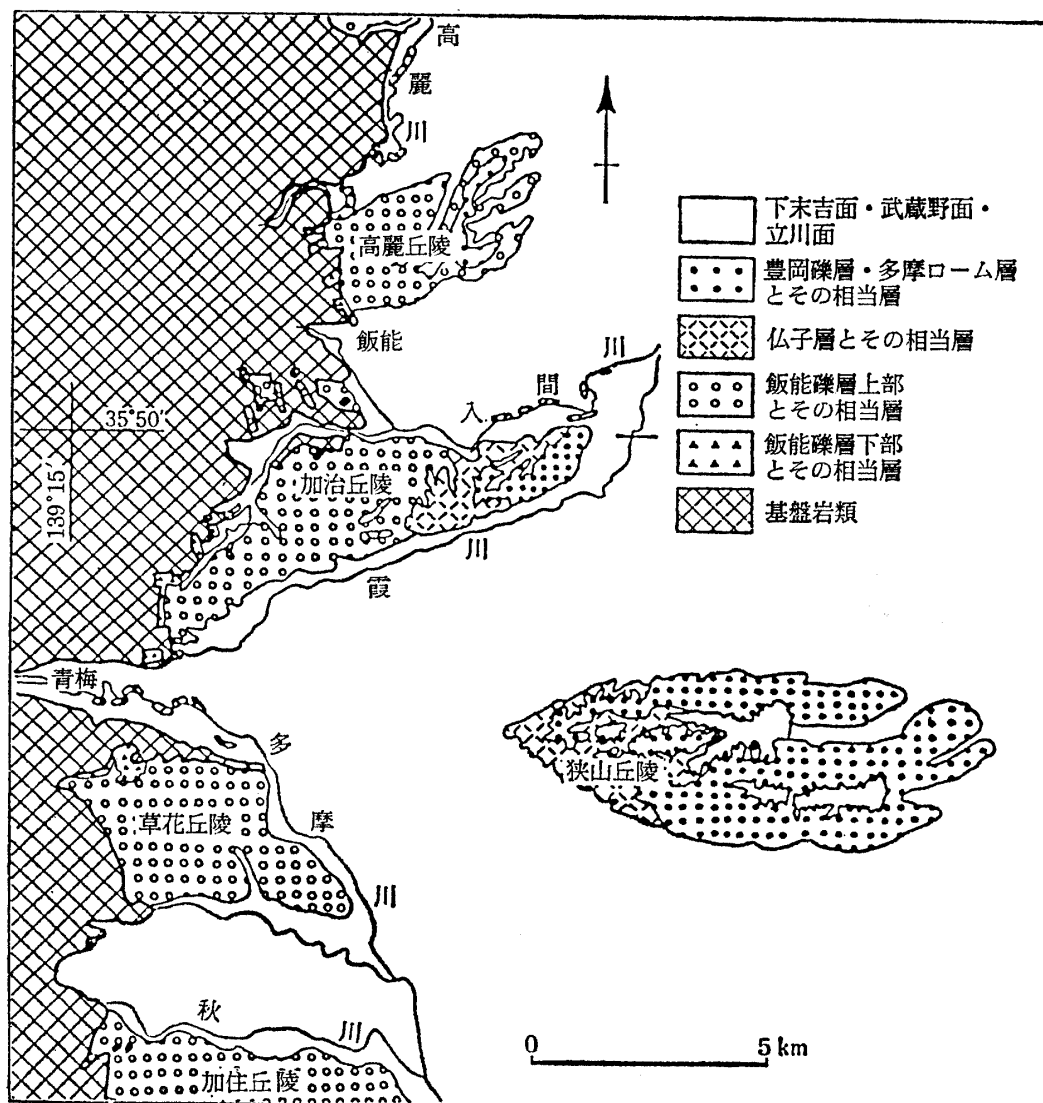


図 6 関東平野の西縁丘陵南部の地質図 (竹越ほか, 1986)

義して仏子層と呼ぶことを提唱している。

一方、飯能礫層に関しては藤田・松尾 (1977) や竹越ほか (1979) によって検討されている (図 6)。藤田・松尾 (1977) は飯能礫層の層相を下位より含角礫泥岩相、角礫岩相、円礫岩相に区分している。竹越ほか (1979) はそれをひきつぐ形で、飯能礫層を下部層と上部層に区分している。この二論文については後に再びふれる。

その後、三友ほか (1986) は飯能層を下位から矢嵐凝灰岩層、飯能礫層、仏子粘土層と区分している。この場合、矢嵐凝灰岩層は福田・高野 (1951) の飯能礫層下部の泥層の部分であり、竹越ほか (1979) の下部層に相当する。また、この飯能礫層は福田・高野 (1951) の飯能礫層から下部の泥層を除いた部分であり、また、竹越ほか (1979) の上部層に相当するものである。最近では、加賀美ほか (1994) は竹越ほか (1979) の呼び名をそのまま踏襲して使っている。

このように、飯能礫層に関しては、地層名は異なるものの、下部の泥層と上部の礫層に区分で

きるということで一致している。しかし、この両者の関係は基本的には整合関係であり、一部は指交関係であるとされているが（福田・高野，1951；藤田・松尾，1977），部分的にダイアステムとみられる浸食面が観察されるという意見もある（竹越ほか，1979；三友ほか，1986；加賀美ほか，1994）。両層の関係は堆積場の発達にかかわる問題であり，今後の検討課題であると思われる。

3-2 飯能層の地質年代について

飯能礫層の年代については，福田・高野（1951）は前期鮮新世とし，竹越ほか（1979）では後期鮮新世～前期更新世としているが，これらはそれぞれの時代の年代論の趨勢を反映したものである。福田（1962）は飯能層は多摩丘陵の大矢部層，平山層，連光寺層に対比し，さらに関東ガス田を構成する上総層群の大田代層，梅ヶ瀬層に対比できるとしており，現在それらの地層は前期更新世と考えられている。

最近行われた，仏子層最上部のE部層でのフィッシュントラック年代測定によると1.1 Maの年代が得られた（竹越ほか，1990）。また，A部層では10中8サンプルが逆帯磁を示した。これは松山逆磁極期に当たる。10中2サンプルについては正帯磁であったが，竹越ほか（1990）はこれがオールドバイ・イベント（1.7 Ma）に相当する可能性があるとしている。

地域は異なるが，多摩丘陵の下部更新統の上総層群について石灰質ナノ化石により年代の検討が行われた（高野，1994），石灰質ナノ化石の同定は岡田尚武によって行われ，平山層上部では1.36～1.57 Ma，鶴川層中部から王禅寺層下部にかけては1.20～1.36 Ma，飯室層においては1.10～1.20 Maと決められた。

仏子層の火山灰層序によると，35枚はさまれる火山灰層のうち4枚は多摩丘陵のものと同対比されるという（竹越ほか，1986）。それによると仏子層のA部層のA9火山灰は多摩丘陵の平山層上部のH2火山灰に対比されるという。高野（1994）によれば，H2は第2堀之内タフ（HU2）とよばれ，小山田層中に見られる。この両層は多摩丘陵東部では鶴川層に相当する。

以上のデータは直接に飯能層の年代を決めるものではないが，飯能層の上限を知る上では重要なものであると考える。飯能礫層と仏子層の関係はこれまでの研究では整合関係とされており，そのことからすると，飯能礫層の時代は前期更新世の前半とするのが妥当と思われる。

4. 飯能層の岩相について

4-1 飯能礫層下部層の岩相

福田・高野（1951）によれば，飯能礫層の下部は主に角礫～亜角礫を含む青灰色の凝灰質粘土層・シルト層・砂層よりなり，部分的に薄い亜炭層や流木（以後本論文では材化石とよぶ）が含

まれる。

竹越ほか(1979)によると、本層は基盤岩付近ではその基盤岩と同質の角礫からなる淘汰の悪い角礫層である。礫径は一般に3~8cm程度のものが多いが、基盤に近いほど大きくなる傾向が見られる。基質は暗灰色~青灰色のシルト~粘土・泥質砂・砂などよりなり、基盤から離れるに従いシルト~粘土層へと変化する。そのなかには暗褐色~黒色を呈する材化石を含み、3~5mm径の材の一部には直立した産状を示すものもある。本層の中には角閃石や黒雲母を含む火山灰層が挟在するが、連続性はよくない。

加賀美ほか(1994)は飯能大河原の宅地造成地において、基盤の中・古生層の一部が赤色風化帯を形成している上に本層の青灰色粘土層が不整合に接しているのを観察した。

高麗丘陵の巾着田付近でのボーリングによれば、下部層の下部(13m+)は礫質であり、上部(17m+)はシルト~粘土質であった(新井, 1995)。

4-2 飯能礫層上部層の岩相

福田・高野(1951)によれば、飯能礫層の上部は淡褐色~褐色の礫よりなり、基質も同色の凝灰質の粘土・砂よりなる。礫径は小礫から巨礫にわたるが、大礫のものが最も多い。円磨度をみると円礫~亜円礫が主であり、分級は著しく悪い。礫種は秩父系と中生層起源と考えられる硬砂岩・砂岩・チャート・粘板岩などよりなり、また石英閃緑岩を含むことが特徴である。礫は全般的に風化しており、特に石英閃緑岩・硬砂岩・砂岩の礫ではその傾向が著しい。

石垣・竹越(1982)は、高麗丘陵から加治、草花丘陵さらには加住丘陵までの本層の礫種を中心とした調査を行った。その結果、天覧山北方と宮沢湖南方を結ぶ線を境に礫種の構成に違いが認められた。北部では、砂岩が50%、チャートが40%を占めるのに対して、南部では砂岩が80%と多く、また花崗岩類、閃緑岩類、ホルンフェルスなどが含まれる違いがある。この違いは調査域内の現河床礫からも同様な結果が得られることから、礫を供給した河川の集水環境の違いによるものと解釈された。南北の各々の地域に対応する河川は、北部では高麗川・名栗川が、また南部では入間川・成木川・多摩川・平井川・秋川があげられる。北部の河川系からは秩父帯の北帯・中帯に対応する礫が供給され、また南部の河川系からは秩父帯の中~南帯・四万十帯・五日市層群・奥多摩三頭山の石英閃緑岩および埼玉・山梨県境の花崗岩類などの礫が供給された。

4-3 仏子層の岩相

福田・高野(1951)によると、本層は主に雲母に富む凝灰質シルト質粘土よりなり、礫層・貝化石層・亜炭~泥炭層などを挟在している。牛沢貝層では、貝化石としては *Ostrea gigas* THUNBERG が圧倒的に多い。また、有孔虫化石としては *Rotalia beccarii* (LINNE) を含み、両者ともに内湾度の高い環境を指示している。本層に含まれる亜炭の大部分はメタセコイア *Taxodioxydon*

sequoianum GOTHAN からなっている (福田・高野, 1951)。

堀口ほか (1977) によれば牛沢貝層はD部層の中部にあり, メタセコイア化石林はE部層上部, B・A部層に, またアケボノ象の産出はE部層上部, D部層下部から発見されている。なお, 足跡化石はA部層の2層準から知られている (入間川足跡化石発掘調査団, 1993)。

また, 堀口ほか (1977) は35層の火山灰層を確認し, その中に遠隔地との対比に有効な鍵層の存在を明らかにしている。

5. 飯能層の堆積環境について

藤田・松尾 (1977) は加治丘陵の鮮新～更新統, 特に飯能礫層の下部を, 鮮新～更新世堆積盆地の発生期の地層として注目し, その層序と地質構造の解明により堆積盆地の発生の形式について検討している。竹越ほか (1979) はその成果をもとに, 調査地域を南北に広げて飯能礫層下部に注目し, 関東平野西縁の鮮新～更新世堆積盆地の発生過程について検討している (図7)。

この二つの論文では, 飯能礫層の堆積環境について以下のように述べている。下部の角礫岩相は崖錐性のもの, ないしは山麓扇状地性の礫相である。その根拠として角礫岩相の礫がほとんど角礫～亜角礫からなり, また礫の大きさがまちまちであること。礫も基質もその岩質が似ていること。さらに, その岩質がごく近くに分布する基盤岩起源の岩質であることなどをあげている。

また, 角礫岩相の下位にある含角礫泥岩相に関しては, 堆積盆地に供給された堆積物のうちの細粒な物質が中央部に運ばれたものであるとしている。この細粒な物質に角礫が混じっていることから, これらを運んだ水流は激しいものではなく, いわゆる氾濫原のような部分で, 時たま進行する流れによって堆積したものと考えられた。この堆積盆地内に植物が繁茂しており, そのため細粒部には材化石や亜炭層が堆積している (竹越ほか, 1979)。

さらに, 上位の円礫岩相については, 堆積盆地中央部における強い水流の場で堆積したとして

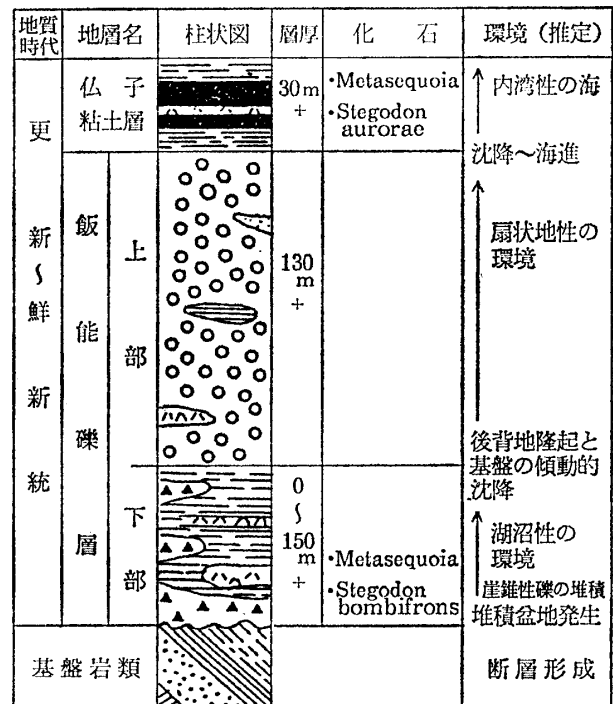


図7 飯能礫層の堆積環境を示す総合模式柱状図 (竹越ほか, 1979)

いる。さらに、本地域の東部に円礫岩が広く分布し、かつその層厚も大きくなることから、円礫岩相の堆積期に堆積盆地の沈降が進行したと述べている。竹越ほか(1979)では、下部層の上部にスランプ構造が発達することや、上部層と下部層の境界にダイアステムと考えられる浸食面がみられること、さらに、上部層が傾斜のゆるやかな基盤岩上面に対してオーバーラップの不整合関係であることより、この堆積盆地の沈降は急激なものであり、全般的な沈降であるとしている。

多摩川以南の地域については、飯能層の古環境について考察した論文がある(松川ほか, 1991), それは時間経過とともに変化する岩相分布を、あたかも一時間面における古環境図の如くに示しているが、しかし興味ある解釈である。それによると、青梅市を平野への出発点として飯能層の堆積相は南西に向かい沼沢地、扇状地、氾濫原、内湾浅海と変化している。飯能層下部層を沼沢地堆積相に、飯能層上部層を扇状地堆積相に、そして多摩川中流域で上部層の礫径が中礫へと変化することから、その中流域の飯能層を氾濫原相としている。もう一つ興味あるのは、礫のファブリックや礫径の変化から、飯能層をもたらした河川はこの地域より北方に存在した大規模な河川の影響を受けたものと解釈した。

飯能層下部層に関して、加賀美ほか(1994)は扇状地の山際に発達するごく小規模の後背湿地ではないかと述べた。

なお、足立(1994)によると、関東山地の四万十帯東側には五日市盆地の新第三系の分布などにみられるように五日市-多摩川帯といわれるチャンネルが発達し、この凹地に沿って飯能層は-500~-1,000 mの深さに伏在しているという。

6. ま と め

(1) 加治・前ヶ貫丘陵背面にある200—220 mと160—190 mの小起伏面はそれぞれ泥層が被覆している。例えば、加治丘陵東部の180 m面は仏子層の堆積面であり、また前ヶ貫丘陵の210 m面は飯能層下部泥層の分布範囲である。このことから加賀美ほか(1994)は泥層が浸食に対して抵抗性が大きかったために小起伏面を形成したのものであると報告した。加治丘陵と多摩丘陵では、ほぼ同時代の上総層群に属する地層ではあるが、前者では陸成の扇状地性堆積物で、まだ未固結状態であり、後者では海成層が陸化したために固結状態が進行しており、両者は浸食作用に対して違う反応を示すのではないかという結論になった。しかし、この問題は従来の通説と著しく相違するので、なお今後の検証が必要である。

(2) 関東盆地は中新世以来沈降を続けてきたが、盆地の沈降運動がいつから加速されたのかは重要な問題である。特にこのような基盤変動量の変化は関東山地の隆起と平行に進行したものと考えられるので、山地の隆起量を知る直接の資料がない現在において、貴重な資料である。

成瀬（1968）は第三紀後期からの造盆地運動の速度をまとめた。それによると梅ヶ瀬層最上部以前の関東造盆地運動の沈降速度は $0.5 \text{ m}/1,000 \text{ y}$ 以下であったが、下総層群堆積以降は沈降速度は $1.2 \text{ m}/1,000 \text{ y}$ 以上と約二倍の大きさへと変化した。貝塚・成瀬ほか（1985）の図 2, 12, 9 を使うと梅ヶ瀬層の U 6 凝灰岩より上の上総層群の沈降速度は $1.75 \text{ m}/1,000 \text{ y}$ となり、この前後の時期から沈降運動は十分加速されていったことが確認された。

(3) 大宮市（実際には川越市）—青梅市間のバイプロサイス反射地震断面記録をみると、入間市あたりから青梅市にかけては上総層群が薄く分布する丘陵地が発達する様子が明白に観察され、それより東側の入間市から川越市にかけては下総層群が厚く分布する洪積台地が発達する様子が観察される。この断面記録には、立川断層、推定の荒川断層のほか、幾つかの深部に伏在する断層が観察された。これらの一部は深部構造としての八王子線を規定している断層である可能性がある。

(4) 飯能層は三層に分けられる。三友ほか（1986）によると、矢風凝灰層、飯能礫層、および仏子粘土層である。なお、本文では便宜的に矢風凝灰層を下部泥層とよんだ。また、飯能礫層を上部礫層とよぶことがある。下部泥層と上部礫層の構造的関係はダイアステムである可能性がある。上部礫層と仏子層の関係は整合一連である。

(5) 飯能礫層の時代ははっきり決められていない。仏子層の A 9 火山灰が多摩丘陵での HU 2 タフに対比されるものならば、その時代の上限は $1.20 \sim 1.36 \text{ Ma}$ 頃になることが推定される。

(6) 加治丘陵を中心に大礫が分布し、この付近が礫径で一番大きくなるという事実は、多摩川と荒川の間で大きな供給河川が存在した可能性を示唆する様に考えられる。しかし、現状では花崗岩類・ホルンフェルス・軟らかい砂岩などの礫の供給を十分説明できないこともあり、今後の検討課題である。

(7) 飯能層は下部から上部に向かって、または山地から離れるに従って、沼沢地または後背湿地、扇状地、内湾浅海（三角州）へと層相が変化する様子が観察された。この場合の後背地は関東山地であった。

<謝 辞>

本論文を書くにあたり、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いろいろご教示いただいた羽鳥謙三博士や、日頃いろいろお教え下さり、草稿を読んでいただいた菊地隆男博士に感謝する。また、竹越智・倉川博の両氏はフィールドを一緒に歩いていただいた。ここに記して感謝の意を表す。

引用文献

- 足立久男 (1994) 五日市一多摩川帯について. 地質学雑誌, 100, 249-262.
- 新井健司 (1995) 埼玉県日高市に分布する矢嵐凝灰岩層および飯能礫層の堆積環境. 地学雑誌, 104, 267-283.
- 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.
- 羽鳥謙三・寿丹晋吾 (1958) 関東盆地西縁の第四紀地史 (I), (II). 地質学雑誌, 64, 181-194, 232-249.
- 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.
- 堀口万吉・関東平野中央部地質研究会 (1993) 埼玉平野の地下地質. 日本地質学会第100年学術大会演旨 (東京大学教養学部), 123-124.
- 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.
- 岩塚守公 (1952) 関東山地周辺及びそれに続く第三紀丘陵に存在する浸食平坦面地形について. 地理学評論, 25, 56-62.
- 寿丹晋吾 (1951) 多摩丘陵の地形学的研究. 地理学評論, 24, 391-403.
- 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・成瀬洋・太田陽子 (1985) 日本の平野と海岸 (日本の自然4). 岩波書店, 226 p.
- 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 (1994) 関東山地に続く加治丘陵・前ヶ貫丘陵の飯能層について. 日本第四紀学会講演要旨集, 24, 166-167.
- 笠原敬司・山水史生・井川猛・足立幾久 (1994) 関東平野トランセクト, 大宮-青梅測線における平野部活断層の地震波反射断面. 地震学会予講集, 2, 380.
- 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.
- 菊地隆男・楡井久・楠田隆 (1988) 上総・下総両層群の層序に関する2・3の問題. 地質学論集, 30, 51-65.
- 松田時彦 (1986) 百年・千年・万年の未来予測—地震と地殻変動. 日本第四紀学会編, 百年千年万年後の日本の自然と人類. 古今書院, 81-103.
- 松井健・武内和彦・田村俊和編 (1990) 丘陵地の自然環境, その特性と保全. 古今書院, 202 p.
- 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.
- 成瀬洋 (1968) 関東地方における第四紀地殻変動. 地質学論集, 2, 29-32.
- 岡山俊雄 (1974) 日本の山地地形. 古今書院, 246 p.
- 斉藤享治 (1988) 日本の扇状地. 古今書院, 280 p.

- 式正英 (1984) 地形地理学. 古今書院, 240 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. 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オントラック年代. 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.
- 吉川虎雄・杉村新・貝塚爽平・太田陽子・坂口豊 (1973) 新編日本地形論. 東京大学出版会, 415 p.
- (1995年2月27日受付, 3月30日受理)

Research History and Prospectus of the Hanno Group at the Piedmont of the Kanto Mountains

Hideo Kagami¹⁾, Yuichi Okano²⁾, Masakazu Rikita³⁾,
Shoji Matsumoto, Minoru Abiru, Kunihiko Suda⁴⁾, Ichiro Aida⁵⁾

The Hanno Group is divided into three formations, which are the lower or Yaoroshi formation, the upper or Hanno formation, and the Bushi formation. The lower formation consists of silt and mud with angular to sub-angular gravels, which is often intercalated by a pyroclastic tuff with hornblende crystals. The upper formation consists of well rounded gravels in large size. The Bushi formation consists of silt and mud with marine shells, peat layers, and rounded gravels.

The lower formation lies unconformably on the Chichibu zone of the Kanto Mountains. It is found that a part of the Chichibu zone is reddish weathered and overlain by the lower formation. The thickness of the formation is 35 m thick. The base of the upper formation is the red conglomerate facies which is composed mostly of weathered granitic rocks and soft sandstones derived from the Miocene granitic zone and its vicinity of the Kanto Mountains. The thickness of the formation is 200 m thick. The upper formation is conformably overlain by the Bushi formation, 113 m thick.

The environmental condition for the lower formation was supposed to be back-marsh behind the main stream. That for the upper formation was piedmont fan at the time when the Kanto Mountains started to uplift. The time of uplifting might be before or around 1.20–1.36 Ma, assuming that the A 9 tuff in the Bushi formation would correspond to the HU 2 tuff at the Tama Hill.

- 1) Institute of Geology, Faculty of Science, Josai University.
- 2) Misato Kita High School.
- 3) Honjo High School, Waseda University.
- 4) Hanno City Office.
- 5) Tokyo Gakugei University.