

新潟・長野両県境の関田山脈と飯山盆地の形成に 関する造地形運動の研究

高 野 武 男* 関田山脈団体研究グループ**

A Study on the Morphogenetic Movements Associated with the Formation of the Sekita Mountains and the Iiyama Basin, Central Japan

Takeo TAKANO* and Sekita Mountains Collaborative Research Group**

Abstract

We studied the morphogenetic movements associated with the formation of the Sekita Mountains and Iiyama Basin situated at the boundary between the Niigata and Nagano prefectures in central Japan. As a result, we obtained following conclusions.

(1) The morphogenetic movement of the Sekita Mountains is a semicylindrical upwarping originating from faulting at both sides of the mountains. The origin was an inclined thrust of a basal block. In addition, it is assumed that the upheaval of the mountains due to a change in isostasy caused by erosion resulted in the four-thousand meter thick strata that constitutes the mountains, and erosion originated from a fold in the strata occurring in the middle Pleistocene.

(2) The morphogenetic movement constituting the Iiyama Basin is a reverse fault, which originated from tilting and drawing of the basal crust as a result of a semicylindrical upwarping of the Kato Mountains situated at the east side of the Iiyama Basin. The upwarping was caused by magma ascending from a deep part of the crust. Therefore, the Iiyama Basin was formed as a fault-angle basin. The mountain body of Kenasi Volcano tilted toward the west through the process of forming the Iiyama Basin.

We think the Iiyama Basin continued to subside at the rate of about one millimeter a year in the Holocene, based on radiocarbon dating of drilling core samples collected from sediments in the alluvial lowlands.

Key words : Sekita Mountains, Iiyama Basin, morphogenetic movement, semicylindrical upwarping, faultmountains, fault-angle basin, Kenasi volcano, tilting

キーワード : 関田山脈, 飯山盆地, 造地形運動, 蒲鉾状隆起, 断層山脈, 断層角盆地, 毛無火山, 傾動

* 上越第四紀研究所

** 調査参加メンバー (上越第四紀研究所に所属) :

藤田 剛・長谷川 正・橋立芳彦・木村 廣・黒田一武・大原 剛・仙田幸造・山田雅晴・米山正次

* Research Institute of Joetsu Quaternary Geology

** Participant for Research (Belonging Member to the Research Institute of Joetsu Quaternary Geology) :

Tuyoshi FUZITA, Tadashi HASEGAWA, Yoshihiko HASHIDATE, Hiroshi KIMURA, Kazutake KURODA, Takeshi OOHARA, Kozo SENDA, Masaharu YAMADA and Shoji YONEYAMA

I. はじめに

関田山脈の地形については、高野（1984, 1985）によって概略が報告されている。また、高野ほか（1994, 2003）によっても関田山脈の地形とその形成史の概略が記載されている。ところで、関田山脈の形成史は、それ自身の単独のものではなく、それに接する飯山盆地や高田平野の形成史とも関連するものであると考えられる。しかし、上記の報文にはそのような記載はない。

さらに、柳沢ほか（2001）は5万分の1地形図の飯山図幅について詳細な地質調査の結果を報告したが、これは地質の記載を主とするもので、関田山脈や飯山盆地の形成史については触れていない。

それで、今回は上記のすべての報文に示された成果を基礎にして、新たな調査結果を加え、関田山脈と飯山盆地の形成史を一体のものとしてとらえ、造地形運動という観点から考察した結果を報告する。

II. 地形・地質の概観

関田山脈は図1の接峰面図に示されるように、北東・南西方向にやや湾曲して延び、北東端の天水山から南西端の斑尾火山までの距離は約34 km、最高点の標高は1000 m 強の小規模な山脈である。しかし、新潟・長野両県の県境をなす稜線と山脈の主体は、図2の地質図に示されるように、前期更新統によって構成されており、南西側に接する東頸城丘陵の地域には新第三系が分布し、いわゆる地形の逆転現象をみることができる。それで、第四系によって構成される山脈としては日本列島で最も標高の高い山脈であるといわれている。

飯山盆地は長野盆地の北東に位置する。したがって、長野盆地の一部とも考えられる。しかし、高社火山によって関田山脈の山麓との間に沖積低地の狭隘部が形成され、長野盆地から切り離された形になっているので、一つの地形単位として飯山盆地とよばれている。

東西の幅6 km、南北の距離12 kmの小規模な

盆地である。盆地底には千曲川が流れ、沖積低地を形成している。しかし、盆地内には南北に延びる長峰丘陵が存在し、東縁には後に述べる断層によって、完新世段丘が変形したテクトニックバルジが存在する。

飯山盆地の東には標高1649.8 mの毛無火山が位置する。この火山は長野盆地の東に接する河東山地の北端部をなし、その東には鳥甲火山や苗場火山が位置する。毛無火山は西側斜面が著しく侵食され、侵食カルデラに類似する地形がみられる。その谷底に温泉が湧出し、野沢温泉の温泉街が形成されている。北側斜面は関田山脈の山麓に接し、千曲川の侵食によって峡谷状の谷地形が形成されている。その狭い谷底の完新世段丘面には多くの集落が立地しJR飯山線が通っている。

III. 調査地域の地質

1) 地質図の作成について

調査地域の地質図（図2）の作成にあたっては、新第三系と前期更新統および中期更新統の一部については地質調査所発行の5万分の1地質図幅の中野地域（赤羽ほか, 1992）、苗場山地域（島津・立石, 1993）、高田東部地域（竹内・加藤, 1994）、松之山温泉（竹内ほか, 2000）、飯山地域（柳沢ほか, 2001）および戸隠地域（長森ほか, 2003）を参考にした。中・後期更新統と完新統および崩壊地形については、高田平野団体研究グループ（1974, 1981）、高田平野地盤沈下団体研究グループ（1977）、高野（1983, 1984, 1985）および高野ほか（1994, 2003）と本報告のための2007年の筆者等による野外調査の成果を総合して作図した。

段丘面や崩積土堆積面の区分と調査地域に分布するローム層の層序との対比については、段丘面との対比が明瞭に記載されている新潟火山灰グループ（1981）に従った。

断層線については、上記の地質図幅のなか、あるいは池田ほか（2002）には、多くの断層線が描かれているものもあるが、本報告では地形との対応が可能なもの、および、地質構造の表現に必要なもののみを記入するにとどめた。

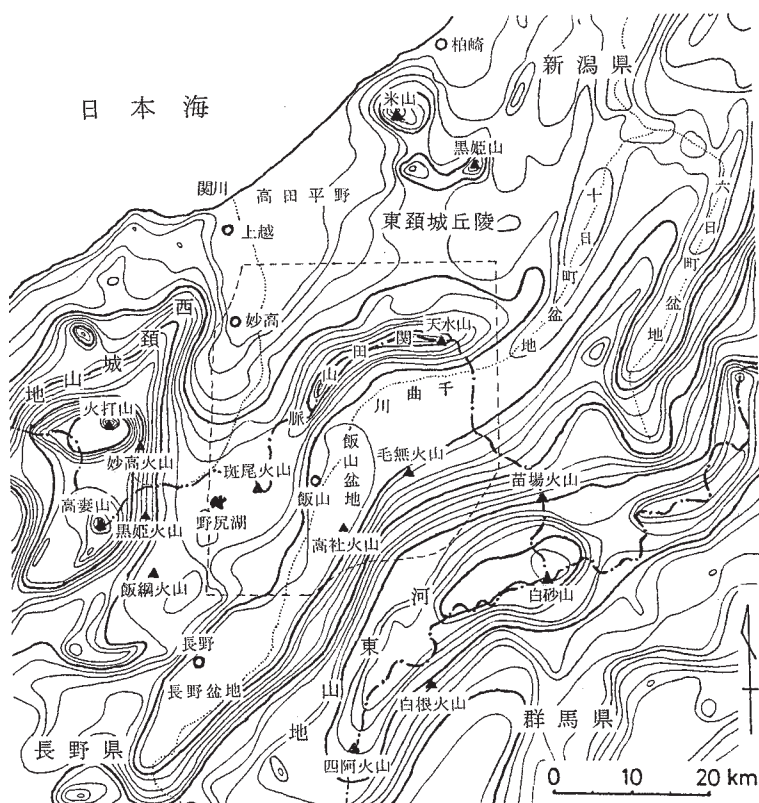


図 1 調査地域と周辺地域の接峰面図。
埋積法によって描き、火山をとりさった。等高線間隔は 100 m。
破線は図 2 地質図の範囲を示す。

Fig. 1 Figure of summit level with researched area and surrounding area. Drawing done by a method that restored contours and removed the volcano. Broken line shows the coverage of Fig. 2.

火山噴出物については、飯綱火山の場合はローム層との対比で古期と新期に区分したが、その他の火山については一括して表現した。

2) 地層の対比・年代

2-1) 野々海川火砕岩層と桶海火砕岩層

柳沢ほか（2001）は、千曲川をへだてた毛無火山の対岸、関田山脈北端の南側斜面に分布する野々海川火砕岩部層を、毛無火山噴出物に連続するので、本部層の一部は毛無火山噴出物と同時代のものである、と述べる一方で、大川層と指交の関係とみて本部層を毛無火山の基盤としている。これは K-Ar 年代値が 1.68 ± 0.11 Ma で、毛無

火山の噴出物より古いことによる判断である、と推測される。

しかし、毛無火山の旧期噴出物のなかには 1.65 ± 0.11 Ma, 1.66 ± 0.14 Ma のように、これにちかい年代値を示す溶岩も存在している。野々海川火砕岩部層の層厚は 1000 m にも達するものである。河東山地にはこれだけ大量の火砕物質を噴出する可能性のある、同時代の火山の存在は知られていない（赤羽ほか, 1992）。また、毛無火山の東方に位置する鳥甲火山や苗場火山の年代は毛無火山より新しい（島津・立石, 1993）。これらの理由から野々海川火砕岩部層の供給源は

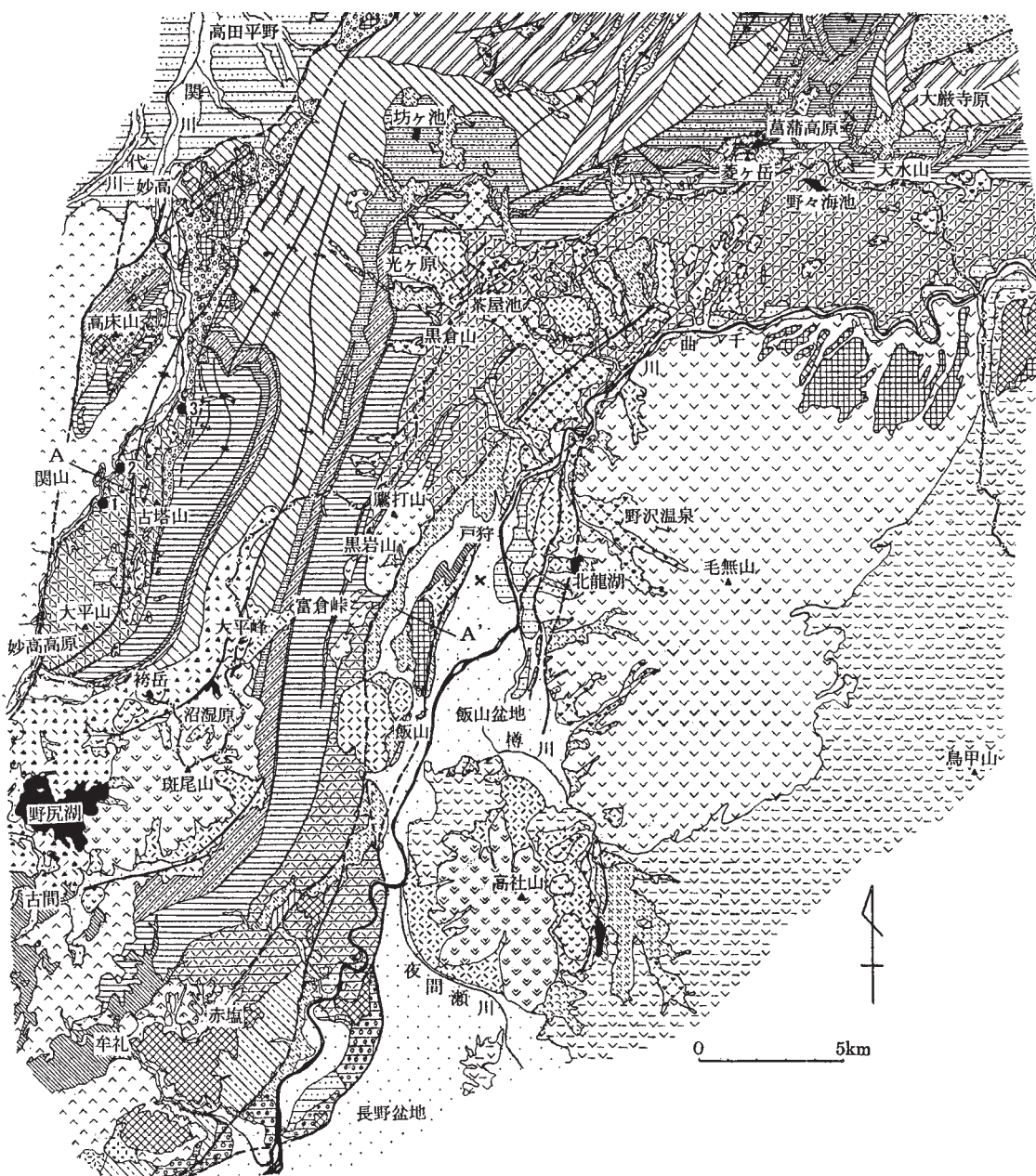


図 2 調査地域の地質図。

赤羽ほか(1992), 島津・立石(1993), 竹内・加藤(1994), 竹内ほか(2000), 柳沢ほか(2001), 長森ほか(2003) および高田平野団研グループ(1974, 1981)を参考にし, 現地調査の結果に基づいて作図した。鍵層は省略した。断層は地形に表現されるものと地質構造を表現するもののみを記入した。

Fig. 2 Geological map of researched area.

The geological map was based on field research and with reference to Akahane *et al.* (1992), Simazu and Tateishi (1993), Takeuchi and Kato (1994), Takeuchi *et al.* (2000), Yanagisawa *et al.* (2001), Nagamori *et al.* (2003) and Takada Plain Collaborative Research Group (1974, 1981). Key Beds are omitted. Fault lines are drawn to show only landforms and geologic structure.

最も近い毛無火山であると筆者らは考える。地質図には野々海川火砕岩層と表現した。

関田山脈の南西端に近い西側に分布する火砕岩層を桶海火砕岩層として地質図に表現した。柳沢ほか（2001）ではこれを安山岩火砕岩類として、大川層の最上部の部層としているが、野々海川火砕岩部層との関係は述べていない。しかし、筆者らは両者が関田山脈の背斜構造の両側に分布し、最も近い位置にあることから、岩質は若干異なるが同時代のものであり、桶海火砕岩層は大川層との間に猿橋礫層を挟むので、野々海川火砕岩層の上部の層準に対比され、同様に供給源は毛無火山であると考ええる。

この考えの基礎資料をえるために桶海火砕岩層の K-Ar 法による年代測定を試みた。そのための試料は地質図（図 2）の関川右岸の黒点の地点で採集した。地名は黒点 1 が吉住、黒点 2 が大鹿、黒点 3 が猿橋である。分析は（株）蒜山地質年代学研究所に依頼した。その結果、吉住が 0.67

± 0.07 Ma、大鹿が 2.23 ± 0.64 Ma、猿橋が 1.24 ± 0.46 Ma という年代値がえられた。

柳沢ほか（2001）によると、鍋倉山山頂（黒倉山の南東 500 m の地点）で採集した野々海川火砕岩部層の試料による K-Ar 年代値は 0.7 ± 0.1 Ma（2 個）および 0.7 ± 0.2 Ma である。この年代値に比較すると吉住の年代値が最も近いものである。鍋倉山山頂に比較すると吉住の層準は相当に上位であるとみられるので、年代値が若くなったものと考えられる。大鹿と猿橋の年代値が古いのは、桶海火砕岩層が火砕流堆積物であるため古い溶岩塊などを取り込んで流下している結果であると推測される。住吉の年代値は野々海川火砕岩層と桶海火砕岩層が一連のものであるとみなす一つの資料であると考ええる。

野々海川火砕岩層と桶海火砕岩層とが一連のものであり、毛無火山が供給源であるとするれば、両岩層の堆積時には毛無火山の裾野は高田平野南部から妙高山麓の地域まで達していたものと

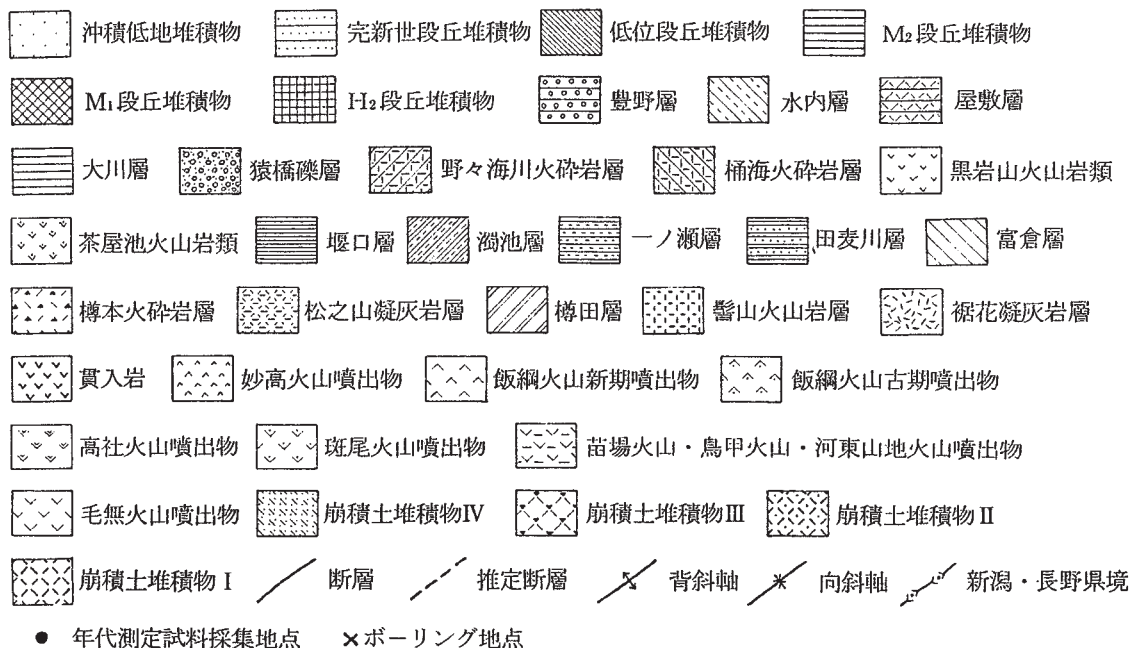


図 2 調査地域の地質図。（凡例）

Fig. 2 Geological map of researched area. (Explanatory notes)

推測される。

2-2) 豊野層と倉井層 (M1 段丘堆積物)

豊野層団体研究グループ(1977)は豊野層を下位から上位に高丘砂シルト部層、観音山シルト部層および平出砂礫部層に区分している。前二者は層名のとおりシルト層が卓越しているので湖沼成の堆積物とみて古豊野湖の存在を想定している。

清水・横倉(1997)は高丘砂シルト部層の下限に黒雲母・石英・長石を多量に含む降下軽石層をみとめている。これは新潟火山灰グループ(1981)の谷上ローム層基底部の鍵層であるT1層に相当するものである。したがって、豊野層の堆積は谷上ローム層のT1層の降下期にはじまったものと考えられる。そして、堆積の場合は観音山シルト部層の堆積期まで湖沼性の環境であったと推測される。

平出砂礫部層は鳥居川の下流右岸で、飯綱火山新期噴出物を覆って堆積し、米原ローム層のほぼ全層準を載せているので、M1 段丘堆積物と同時代のものと判断される。したがって、地質図(図2)にはM1 段丘として表現した。同じく、鳥居川左岸の飯綱火山新期噴出物を覆って堆積する倉井層も、平出砂礫部層とは層相はやや異なるが米原ローム層のほぼ全層準を載せるので、地質図(図2)にはM1 段丘として表現した。

2-3) 関田山脈北部南側斜面の高位段丘

柳沢ほか(2001)は関田山脈北部の南側斜面に、3段の高位段丘が分布することを記している。しかし、筆者らの現地調査の結果では段丘堆積物は存在せず、すべて野々海川火砕岩層起源の崩積土堆積物で、段丘面とされているのは崩積土の堆積面である。

崩積土堆積物の表面に載るローム層の区分にしたがって、崩積土堆積物Ⅰ～Ⅲに、ローム層を載せないものを崩積土堆積物Ⅳとして地質図に表現した。

関田山脈東麓で高位段丘3とされている小規模な斜面にも段丘礫層は観察されない。これらの斜面は野々海川火砕岩層の侵食面であることから、後に述べる小起伏侵食面である関田面の一部

であると判断した。

3) 火成活動

第三紀層に関するものとしては、富倉背斜の北端付近に富倉層を貫く、小規模な丈ヶ山貫入岩体がある。この岩体はK-Ar法による年代測定で、 $2.73 \pm 0.05 \text{ Ma}$ という年代値がえられている(高野ほか, 2003)。この他にも濁池層や堰口層を貫く微小な貫入岩体が存在するが、これは地質図には表現されていない。

第四紀層に関するものとしては、やや規模が大きく大川層と野々海川火砕岩層を貫く黒岩火山岩類と茶屋池火山岩類がある。黒岩火山岩類の周辺には小規模な貫入岩体が分布する。関田山脈の北東端の野々海池の付近にも野々海川火砕岩層を貫く小規模な貫入岩体が分布する。

関田山脈の南端には斑尾火山が位置する。斑尾火山は南と北を、ほぼ北東・南西方向に延びる断層で限られる、小規模な地溝状の地形のなかに位置し、約70万年前から30万年前にかけて活動したとされている(高野ほか, 1994; 柳沢ほか, 2001)。斑尾火山の南西側に接して薬師山の小貫入岩体が存在する。

以上に述べたように、関田山脈の地域では第三紀末から第四紀中期にかけて、小規模ではあるがマグマの活動が継続してきたと推測される。

IV. 関田山脈の地質構造と侵食量

1) 褶曲構造

関田山脈は断層をとまって褶曲した褶曲山脈に区分されている(貝塚・鎮西, 1986; 小峠, 2007)。褶曲構造を形成する主要な位置にあるのは、富倉層分布地域の中軸部をほぼ南北に延びる富倉背斜であろう。新潟・長野県境付近から南方は軸面断層に変化するが、その東側では飯山盆地に接する山麓線まで、関田山脈の地域は同斜構造を形成している。

富倉背斜軸の中部から北端の西側には小規模な背斜構造と向斜構造が分布する。さらに、西側には原通向斜が延びる。これらの褶曲構造は地形的には丘陵地帯に分布するので、関田山脈の形成には直接関与していないと考えられる。

2) 褶曲構造の形成

大川層と同時代の魚沼層群が分布する、東頸城丘陵の北部地域では、褶曲構造の形成は0.7～0.3 Maにかけて進行したという（岸・宮脇, 1996）。0.7 Maは上部魚沼層群の堆積末期のフィッシュン・トラック年代である（村松, 1983）。

関田山脈では野々海川火砕岩層と桶海火砕岩層の堆積の末期に相当するが、野々海川火砕岩層に不整合で載る茶屋池火山岩類のK-Ar年代が $0.8 \pm 0.1 \sim 0.2$ Maである（柳沢ほか, 2001）ことから、両者の年代間に不一致が生じている。これはK-Ar年代とフィッシュン・トラック年代の違いによるものと推測される。いずれにしても、屋敷層が大川層とは不整合関係であるので、この地域の関田山脈を構成する地層の褶曲は、野々海川火砕岩層と桶海火砕岩層とが一連のものであることからみれば、両層の堆積後であると推測される。

その後、H2段丘堆積物の堆積期まで関田山脈の地域は地層の褶曲と侵食の時代が継続したと推測される。

3) 断層

断層については先に述べたように、地形に表現されているもののみを地質図（図2）に表現した。

関田山脈の山麓と飯山盆地の沖積低地を覆う崩積土堆積面との境界に飯山盆地西縁断層の存在を想定した。柳沢ほか（2001）の外様平断層に相当する。これは著しい地形的な境界であることによる。北西側上がり、南東側落ちの逆断層と推測する。この断層は南方に延長すると赤羽ほか（1992）の永江断層・赤坂断層・上今井断層（3者は西側落ち、東側上がりの正断層）および豊野断層（北西側上がり、南東側落ちの逆断層）に接続すると判断される。

佃ほか（1990）は、飯山盆地西縁断層とそれに接続する上記の断層を、1847年に善光寺地震を発生させた断層と一連のものとして長野断層系とよんでいる。その活動性を明らかにするために、飯山市南方の荒船地区でトレンチによる発掘調査を実施し、西傾斜の主断層群とは異なり、6回のイベントによって最上部更新統と完新統を切

る東傾斜の高角逆断層の存在を報告している。

また、地形から判断すると永江断層の延長として、これら一連の断層から枝分かれして赤塩に至る斑尾川断層が想定される。

長峰丘陵の東麓から飯山市街の東側を通る長峰・飯山断層が想定される。長峰丘陵南端の国道292号のトンネル工事の際に東側出口で西傾斜の破碎帯が観察されているので、西側上がり、東側落ちの逆断層であると判断される。この断層は南方に延び、赤羽ほか（1992）の長丘断層（西側上がり、東側落ちの逆断層）に連続するものと推測する。

栗田ほか（1990）は、長峰・飯山断層南端の蓮付近の沖積低地で実施されたボーリング試料の年代測定結果から、善光寺型地震の再来間隔を平均950年としている。そして、長丘断層北端の千曲川右岸の古牧付近で、上盤側に分布する7段の完新世段丘群を善光寺型地震による断層運動によって間欠的に隆起したものとみなし、地震の平均的再来間隔の変位量を1.9～2.3 mと推計している。これは1000年間に2.0～2.43 mの変位量となる。

活断層研究会（1991）は関田山脈の黒倉山から飯山市の市街地の西方に至る東側斜面に、明瞭な線状の地形がみられることから、黒岩山断層の存在が示されている。この地域は先に述べたように、富倉背斜の東翼で同斜構造の発達地であり、砂泥質の大川層と野々海川火砕岩層とが指交関係をなす地域でもある。また、地形分類図に示されるように走向山稜の分布地である。したがって、この断層は地層の性質の違いを反映したりニアメントないしは走向断層であると判断したので、地質図には表現されていない。

毛無火山の西麓には、柳沢ほか（2001）にも示されるように、扇状地面を切る低断層崖の存在および完新世段丘のテクトニックバルジの分布から、重地原断層と北龍湖断層の存在が想定される。しかし、断層面は観察されない。柳沢ほか（2001）はこれらの断層を東側落ちの逆断層としているが、筆者らは後に述べるように毛無火山の西方への傾動現象から推測すると、東側落ちの正

断層である、と判断する。重地原断層の北端の完新世段丘を切る断層は早津ほか（1999）によって補った。ここでも東側落ちの逆断層が想定されているが、これは後に述べる関田山脈の隆起運動による断層であると判断する。

高社火山の東方には、扇状地面を切る低断層崖と推測される地形が観察されるので、八丁原断層の存在が想定される。やはり、後に述べるように、河東山地の隆起運動によるアンチセテックな東側落ちの正断層と判断される。

関田山脈の西方では、丘陵と高田平野および妙高山山麓との境界付近に、木成断層、高田平野東縁断層および妙高山麓東縁断層が延びている。

木成断層は主に猿橋礫層の分布の東縁を限るもので、森島（1941）、Saito（1961）によって猿橋断層とよばれていたが、中村（1982a）によって新たに命名され、その特異な形態と運動様式が明確にされた。それによると、長さ 14 km 以上で、下部は高角、上部は低角、東側上がり西側落ち、左横ずれの衝上断層であるという。柳沢ほか（2001）によれば、調査地域での落差は 400 m に及ぶという。筆者らの現地調査でも、高床山東方の猿橋地域では M2 段丘まで変位させていることが確認された（図 2）。

高田平野東縁断層は高田平野の南端から北端の柿崎付近まで雁行状に延び小断層が並行する断層で、調査地域の北端付近に位置する岩の原葡萄園の地形断面図から、落差 100 m、1000 年に 1.25 m の変位をともなった、東側上がり西側落ちの逆断層である、と推測されている（高野、2004）。

妙高山麓東縁断層は高田平野東縁断層に接続するものと推測され、関田山脈西側の丘陵と妙高山麓との境界をなす断層である。高床山孤立丘の南部を横断して分布する M1 段丘を切っており、M1 段丘形成以後の落差は 190 m に達する逆断層と推測される（Takano, 1995）。M1 段丘の形成年代は酸素同位体ステージ 5e（Williams *et al.*, 1993）の約 12 万年前とされている（高野、2002）ので、1000 年間の変位は 1.58 m である。

関田山脈の富倉背斜東方の光ヶ原には、崩積土堆積物を切る長さ 1.2 km から 1.5 km で、北東・

南西方向に延びる数条の断層が分布する（活断層研究グループ、1980）。これらの断層では断層面と想定される急斜面は南東側に位置し、落差は 10 m 前後である。北西側斜面は緩傾斜で崩積土堆積面に移化する。このような地形から、富倉背斜による褶曲運動はまだ生きており、それによる走向断層であると判断される。

関田山脈北端付近の菱ヶ岳西方に鷹羽断層（竹内・加藤、1994）がほぼ東北東・西南西方向に延びている。この断層は地形的には丘陵地と山地の境界付近に位置するが、明瞭な地形線を形成してはいないので、関田山脈の形成に関する意味はいまだ検討されていない。

4) 地質断面から推測される地層の侵食量

図 3 は中村（1982a）の図と柳沢ほか（2001）の地質図を参考にし、現地調査の結果を加えて描いた関田山脈の地質断面図である。断面線の位置は図 2 に示されており、飯山盆地の長峰丘陵の中央部から、高床山孤立丘の南端付近に至る線に沿う地質断面である。断面線の位置の関田山脈東縁部では、野々海川火砕岩層は指交の関係で大川層に挟まれる薄層しか分布していない。しかし、柳沢ほか（2001）は野々海川火砕岩層の層厚は野々海池付近で 1000 m 程度であると述べているので、図 3 は野々海川火砕岩層の層厚を 1000 m と仮定して描かれている。

この地質断面図（図 3）によって、地層の層厚を考慮して富倉背斜軸の直上で侵食によって失われた、上位の野々海川火砕岩層および桶海火砕岩層から下位の富倉層までの厚さを計測すると、約 4000 m に達すると推測される。

先に述べたように、関田山脈を構成する地層の褶曲の開始期は約 70 万年前と推測され、この時点より地層の侵食がはじまったものと判断される。また、後に述べるように、関田山脈に分布する小起伏侵食面の高度が H2 段丘面の高度とはほぼ同じであることから、地層の侵食は約 30 万年前まで約 40 万年継続したと推測される（高野、2004）。これらの値によって年間の侵食量を計算すると約 10 mm/年となる。したがって、地層の侵食はきわめて急速であったと判断される。

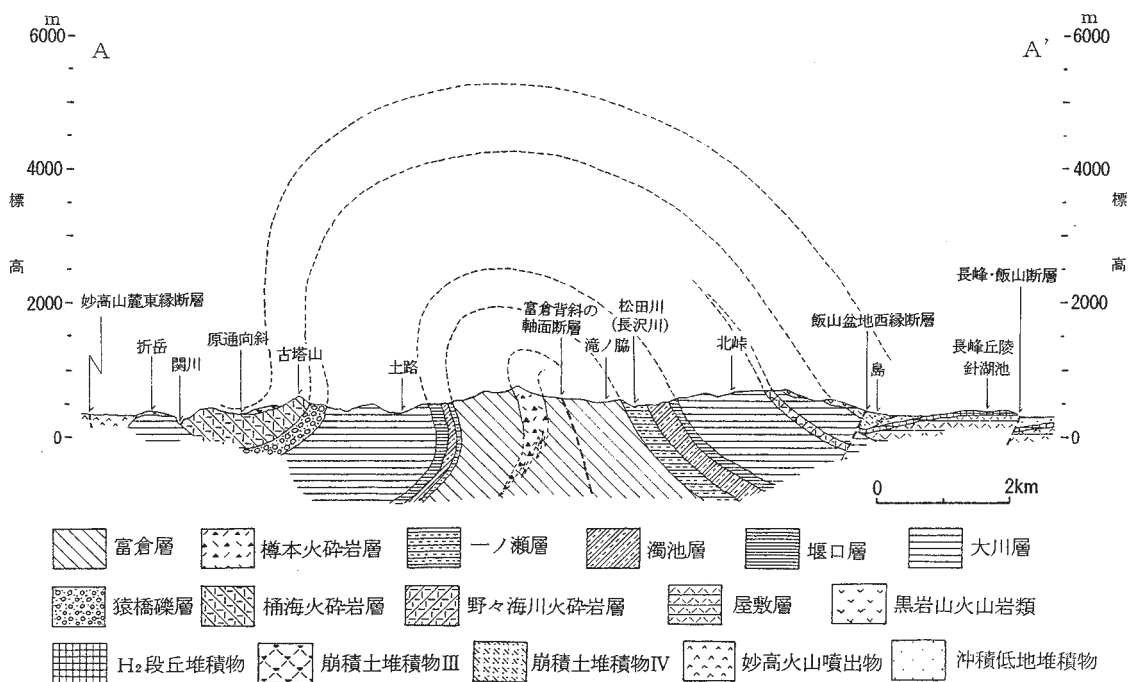


図 3 関田山脈の地質断面図.

中村 (1982a) と柳沢ほか (2001) の図を参考にし、現地調査の結果によって作図した。断面線の位置は図 2 に示されている。

Fig. 3 Geologic profile of the Sekita Mountains.

The cross-section was based on field research and with reference to Nakamura (1982a) and Yanagisawa *et al.* (2001). Profile line is shown in Fig. 2.

V. 地形分類図からみた関田山脈の地形

1) 小起伏侵食面の分布

図 4 は関田山脈とその周辺地域の地形分類図である。この地域の地形の特徴として小起伏侵食面の分布があげられる。この地形面は 30 m 前後の起伏を示すが、遠望すると平坦面としてまとめられ、傾斜ないしは湾曲する場合も地形断面線は、スムーズな直線ないしは曲線によって示されるものである。

とくに、この小起伏侵食面は関田山脈の北東部、野々海池の周辺地域に広く分布し、関田山脈の尾根に沿って線状に延びて、斑尾火山の北方まで分布する。さらに、飯山盆地の沖積低地付近にも小規模で傾斜した小起伏侵食面の分布がみられる。

地質図と重ねてみると、野々海川火砕岩、桶海火砕岩および樽本火砕岩の分布地域と一致していることがわかる。これは先に述べたように、急速な侵食によって形成された侵食面が、隆起する過程で泥岩質の地層が著しく侵食され、火砕岩の地層が著しい侵食から免れて保存された結果である、と推測される。

この小起伏侵食面によって代表される地形面を関田面とよぶ。また、東頸城丘陵や西頸城丘陵の地域に分布する、接峰面図によって表現される平坦面も、関田面と同期に形成された侵食面を表現するものと推測され、頸城面とよぶ。

2) 崩壊地形の分布

崩壊地形の分布の表現については、泥岩質の地層である富倉層や大川層などの分布地域にみられる、いわゆる地すべり地形の表現は省略した。そ

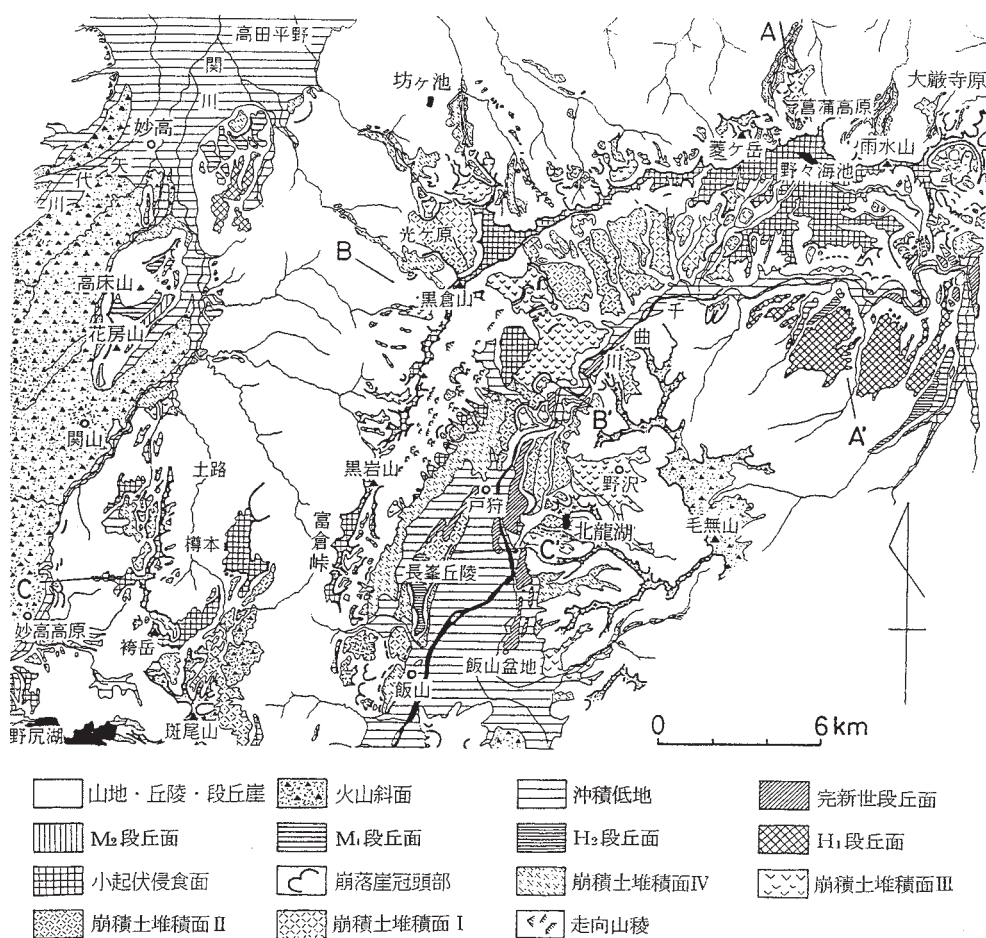


図 4 関田山脈と周辺地域の地形分類図。
高野ほか（1994）の図に加筆・改変した。

Fig. 4 Landform classification map of the Sekita Mountains and surrounding area.
The map was drawn by retouching and adjusting the figure in Takano *et al.* (1994).

の理由は、地すべり地形はあまりにも分布密度が高く、これを全部表現すると地形の特徴の説明に必要な崩壊地形の分布が不明瞭になるためである。

黒倉山より東の地域に大規模な崩壊地形が分布している点が特徴的である。野々海川火砕岩層の広い分布地域とほぼ一致している。桶海火砕岩層の分布地域にもやや小規模な崩壊地形が分布する。

とくに、黒倉山より東の地域の南側斜面には大

規模で、山脈の尾根付近から千曲川の沿岸まで達し、T1やM1の鍵層にちかい層準までのローム層を載せる時代の古い崩積土を堆積させた崩壊地形が分布している。後に述べることであるが、このことが飯山盆地や長野盆地に分布する地層の形成に大きな影響を与えたと推測される。

北側斜面では光ヶ原のように大規模な崩壊地形がみられるが、全体としては小規模である。しかし、古い崩積土堆積物の先端がさらに崩壊して2次・3次の崩壊が生じている点が南側とは異なっ

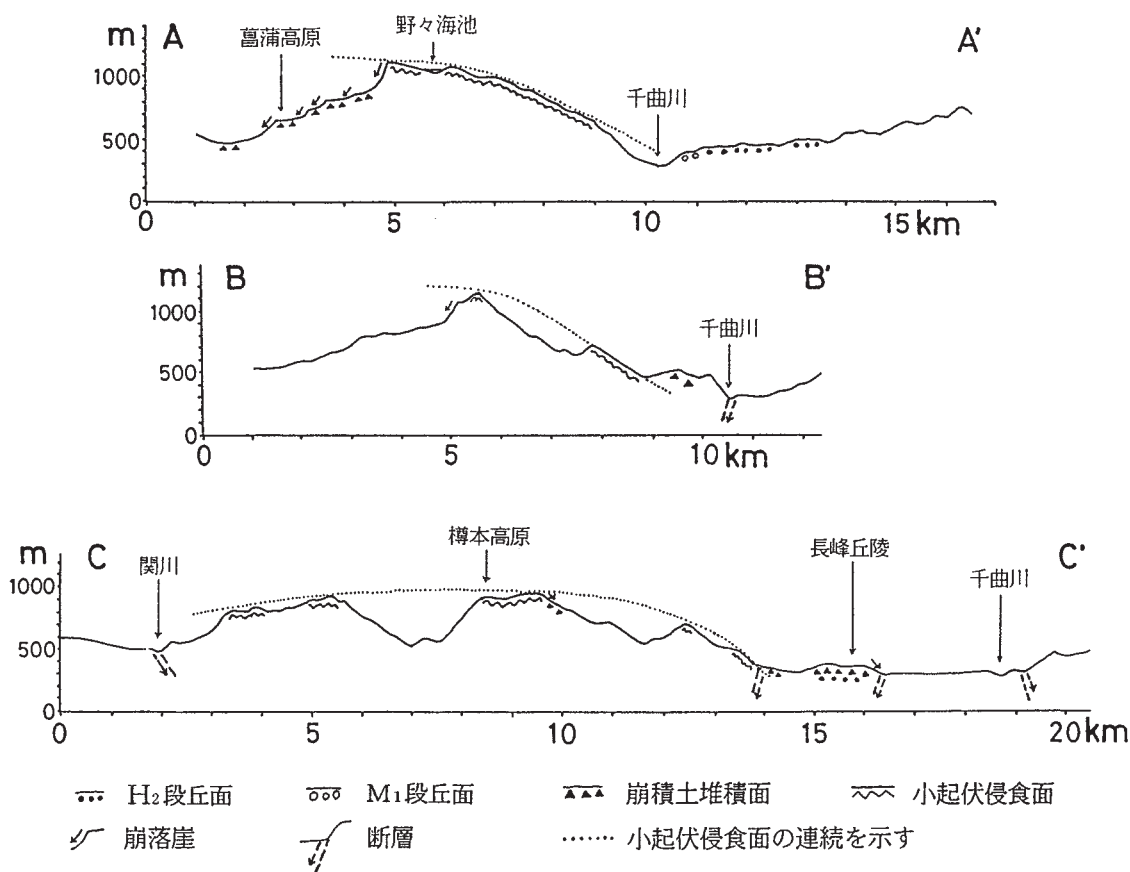


図 5 関田山脈の地形断面図。
高野ほか（1994）の図に加筆・改変した。断面線の位置は図 4 に示されている。

Fig. 5 Topographic profile the Sekita Mountains.

The profile was drawn by retouching and adjusting the figure in Takano *et al.* (1994). The profile lines are shown in Fig. 4.

ている。これは北側斜面では崩積土堆積物の基盤をなす地層が、富倉層をはじめとして濁池層、堰口層、大川層などの泥岩質の地層であることに原因があると推測される。さらに、この現象は関田山脈の隆起が間欠的であったことを示唆していると推測されるが、この問題の検討は今後の課題としたい。

3) 関田山脈の隆起

図 5 は、図 4 の地形分類図において、関田山脈を横断する方向に作成した地形断面図である。断面線の位置は図 4 に示されている。

この図によると、どの断面でも小起伏侵食面が湾曲して、飯山盆地の沖積低地の近くまで低下していることが読み取れる。とくに、A-A' 断面では、小起伏侵食面の先端の高度が、先に述べたように、H2 段丘面の高度とほぼ同じ位置にあるので、小起伏侵食面の形成にかかわる地層の侵食は H2 段丘の形成期まで継続したものと推測される。

C-C' 断面では不完全ではあるが、上に凸の地形断面が示されている。これは関田山脈の形成は、先に述べた小起伏侵食面である関田面の隆起

によるものであり、その隆起運動は曲隆であることを示していると推測される。A-A'およびB-B'断面も小起伏侵食面の遺物を連ねる右半分の断面が湾曲していることから推測すると隆起運動は曲隆であったと判断される。左半分は泥岩質の地層の分布する地域で、侵食に対する抵抗性が低いために崩壊や浸食によって失われたものと推測される。

したがって、関田山脈全体としては蒲鉾状の曲隆による隆起運動を行なったものと判断される。

4) 関田山脈の隆起量

第四紀における関田山脈の隆起量については、第四紀地殻変動研究グループ(1968, 1969)が、侵食平坦面による地形学的方法によって780～870 mとしている。また、第三紀・第四紀境界層準の分布上限高度による地質学的方法によっては700～900 mとしている。さらに、両方法による結果を総合した集成値として、500～750 mと750～1000 mの両階層の境界に位置するとしている。

ところで関田山脈の場合、地質学的方法では第三紀・第四紀境界高度の上限の地点による違いが大きすぎるし、集成値では関田山脈以外の地域も含まれるので、隆起量の値としては地形学的方法による値が適切であると判断される。しかし、この地形学的方法の隆起量には侵食平坦面が形成された当時の高度の gradient が無視されている(第四紀地殻変動研究グループ, 1968)という問題がある。

先に述べたように、関田面はH2段丘面と同時期に形成されているので、H2段丘面の形成にかかわった河川の河床面の標高が、関田面形成期の関田面の標高を近似的に表現していると推測される。しかし、現在ではH2面も隆起しているので、H2面ないしは関田面に最も近い河川の河床面の標高が、関田面の形成期の高度を第一近似として表現していると判断される。

このような判断に基づいて、H2面の形成にかかわった千曲川と関川の河床面の標高を考慮して、関田面の隆起量を計測すると、関田山脈の南端の袴岳付近で770 m、中央の黒倉山付近で

960 m、北端の野々海池付近で850 mである。先に述べているように、関田面の形成期は30万年前とされているので、1000年間の隆起量は袴岳付近が2.75 m、黒倉山付近が3.2 mおよび野々海池付近が2.83 mとなる。これらの値は先に述べた、飯山盆地西縁断層、高田平野東縁断層および妙高山麓東縁断層の変位量と比較すると、やや大きな値である。これが関田山脈の蒲鉾状の曲隆をもたらしていると判断される。

VI. 毛無火山の傾動

1) 接峰面図と地形断面図

毛無火山は柳沢ほか(2001)が述べているように、前期更新世に形成された火山であるため著しく侵食が進んでいる。そのため、火山斜面は部分によってはわずかしが残っていない。この火山斜面と尾根にそって埋積法によって描いたのが、図6の毛無火山の接峰面図である。図7はこの接峰面図と国土地理院発行の2万5000分1地形図によって描いた、毛無火山のやや東北東・西南西寄りの断面線に沿う地形断面図である。

2) 基盤の傾斜

この地形断面図について、侵食によって失われたとみられる部分を復元すると、毛無火山は標高約2000 mに達する火山であったことが想定される。また、この復元図をみると西側斜面は東側斜面に比較して著しく急傾斜である。これは毛無火山の基盤が火山体の形成過程を通し、あるいは形成後に、西方へ傾斜したために火山体も西方へ傾斜した結果であると判断する。

毛無火山の復元された断面図を東西両側の斜面の傾斜が同じになるように移動し、基盤の西側が低下したと仮定すれば、その低下量は約700 mに達する。東側の基盤が上昇したと仮定しても上昇量は、西側基盤の低下量と同じである。

3) 基盤の傾動の原因と時代

毛無火山の基盤の傾動の原因については、飯山盆地と長野盆地の東方に位置する河東山地の隆起によるものと推測される。図1の火山をとりさった接峰面図をみると、河東山地は関田山脈と同様にほぼ北東・南西方向に延びる蒲鉾状の曲隆に

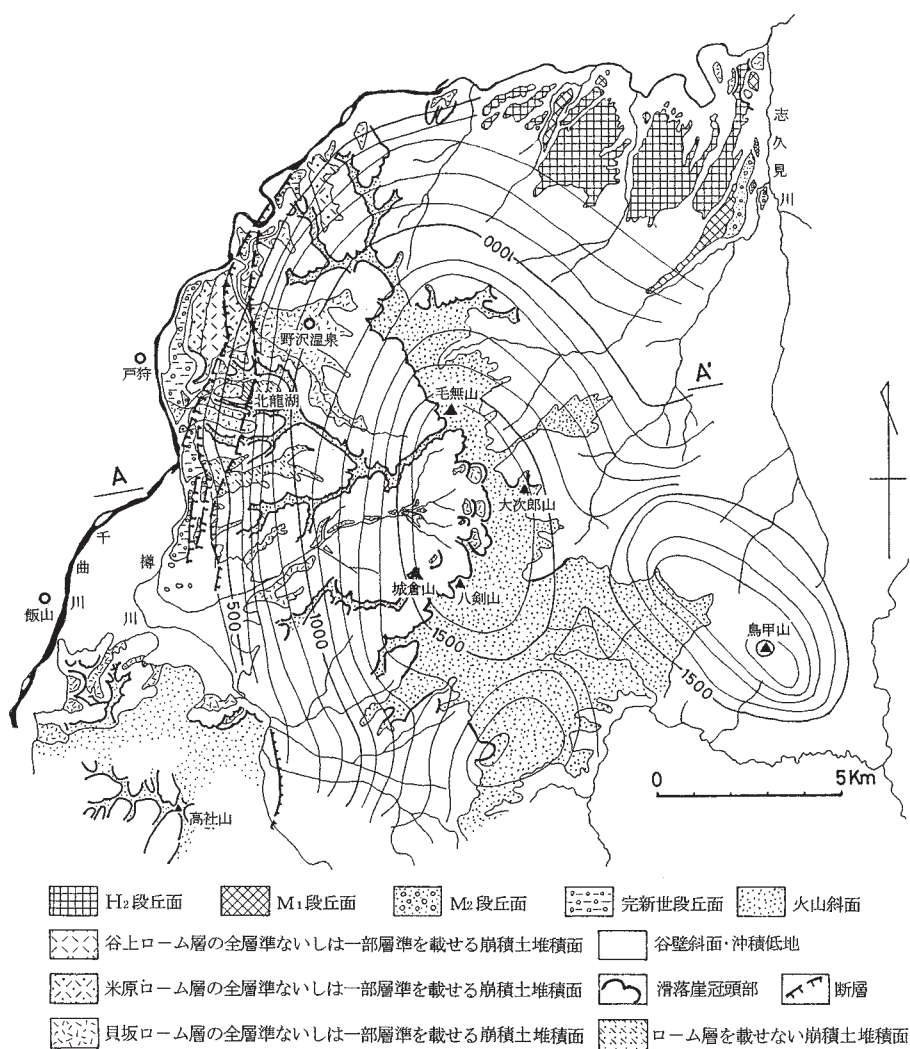


図 6 毛無火山の地形分類図と接峰面図。

高野（1990）の図に加筆・改変した。接峰面図は埋積法によって描かれている。

Fig. 6 Landform classification map and figure of summit level of Kenasi Volcano. The figure was drawn by retouching and adjusting the figure in Takano (1990). The figure of summit Level was drawn by the method that restored contours.

よって形成された山地であると推測される。毛無火山は河東山地の西側斜面と飯山盆地の境界付近に位置していることが表現されている。このことから、毛無火山の基盤が傾動した原因は河東山地の蒲鉾状の曲隆によるものと判断する。

河東山地には多くの第四紀火山が分布するが、

その基盤は関田山脈を構成する地層より古く、新第三紀中新世中・後期の地層である（植村・山田，1988）。したがって、河東山地の隆起は関田山脈より古い時期に開始されていたものと推測されるので、毛無火山の傾動は、形成期を通して継続したものと判断される。

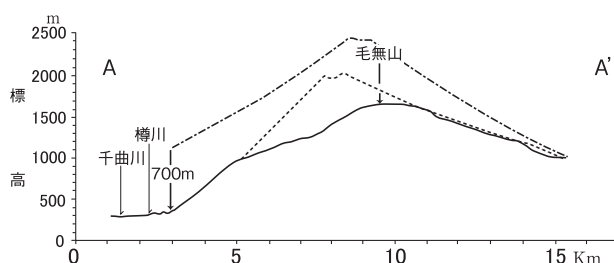


図 7 毛無火山の地形断面図。
高野 (1990) の図を改変した。

Fig. 7 Topographical profile of the Kenasi Volcano.
The profile was drawn by adjusting the figure in Takano (1990).

毛無火山の南西方に位置する高社火山については、今回は接峰面図の作成による検討は行なわなかったが、やはり、西側斜面が東側斜面より急傾斜で、その原因は毛無火山と同様に火山体が傾動した結果であると推測される。さらに、傾動の原因は毛無火山と同様に河東山地の曲隆による基盤の傾動によるものと判断する。

毛無火山の西麓の重地原断層と北竜湖断層および高社火山東方の八丁原断層については、断層線の東側の地形面が低下していること、西側の地形面の膨らみがみられないことなどから推測して、河東山地の基盤の隆起と毛無火山の傾動にともなって生じたアンチセテックな正断層と判断する(図 2)。

VII. 関田山脈と飯山盆地の形成に関する 造地形運動

1) 関田山脈の造地形運動

岡山 (1976) は、造地形運動は山地・山脈・台地・盆地などの大地形¹⁾を形成する地殻運動で、曲動(曲隆・曲降)・断層・造陸運動などを内容とし、地質学における造構造運動に相当する用語である、と記している。また、岡山 (1961) は、造地形運動は造構造運動の後に起こる多少なりとも独立した運動と考えられ、地層の褶曲や衝上に比べれば、規模も大きく性質も異なる現象である、と述べている。さらに、岡山 (1968) は、造構造運動によって決定された地質構造が、いか

に複雑かつ千差万別であろうとも造地形運動をうける素材である、とも述べている。そして、岡山 (1953) は、接峰面は山地の原起伏を示し、造地形運動の結果を表現している、と記している。

上記の見解に基づいて判断すれば、関田山脈では、すでに述べたように、地形断面図から推測される造地形運動は曲隆である。その原因は、この地域の地質構造を形成した基盤ブロックの傾動・衝上(中村, 1982b)が、第四紀更新世中・後期をへて完新世まで進行していることを示すものと推測される。これに加えて、地下におけるマグマの活動も関田山脈の隆起に多少の影響を与えたと推測される。さらに、関田山脈を構成する地層の 4000 m という侵食量も無視できないものと考ええる。これは Isostasy の変化による地殻の浮き上がりの問題である。たとえば、フェノスカンジアでは最終氷期の大陸氷床の厚さは数値計算によりボスニア湾奥で 3000 m に達したと推測されている(阿部, 2002)。その大陸氷床が消失した後氷期以後の地盤の総隆起量は 520 m と見積もられており、現在でもボスニア湾奥の隆起量は 9 mm/年で、今後の平衡に達するには 210 m の隆起が生じるという(Flint, 1971)。地層の場合、氷との比重を比較すれば地盤の隆起に与える効果は 2 倍以上になるであろう。このように、基盤ブロックの傾動・衝上とマグマの活動、さらに Isostasy の変化が結合して、関田山脈の曲隆が生じたものと判断される。

この関田山脈の曲隆によって、逆断層である高田平野および妙高山麓東縁断層と飯山盆地西縁断層が発生したと推測される。このような逆断層の形成については、断層の室内実験（恒石, 1971; 小玉ほか, 1974）が興味ある結果を報告している。砂や粘土を層状に重ねた検体を下から突き上げた場合、表面は蒲鉾状に隆起し、隆起部の左右の境界には隆起部に向かう数本の逆断層状の亀裂が生じ、その下端は垂直の断層状の亀裂になっている。地殻に発生する断層と室内実験で生じる亀裂とはスケールが異なるので、その結果を簡単に実際の断層に適応することはできない。しかし先に述べたように、木成断層が上部は低角、下部は高角の衝上断層である点は室内実験の結果と相似しているので、関田山脈の東西両側の逆断層も下部は高角の断層ではないかと推測される。

このような曲隆運動と断層の存在を想定すれば、関田山脈は断層をともなった曲隆山脈であると定義される。

2) 飯山盆地の造地形運動

飯山盆地の形成に関する断層は長峰・飯山断層である。この断層は毛無火山西麓の断層と同様に、河東山地の隆起によって生じたアンチセチックな断層で上部は逆断層であるが、下部は東落ちの正断層であると推測される。

河東山地は先に述べたように、基盤は新第三紀中新世中・後期の地層からなり、変質安山岩・ひん岩・石英閃緑岩などの貫入岩が各地に分布し、第四紀更新世の火山も多く分布する（植村・山田, 1988）。したがって、河東山地は地下からのマグマの上昇によって隆起したものであろう。この隆起運動にともなって基盤に引張が起こり、長峰・飯山断層とその南に接続する長丘断層が生じたものと推測される。このように考えると飯山盆地は断層角盆地であると定義される。

長峰丘陵東方の沖積低地におけるボーリング（位置は図2に示す）の試料によって放射性炭素による年代測定を試みたところ、地表面下 2.46 ~ 2.50 m で 1.830 ± 100 Y.B.P. (Gak-17183), 14.32 ~ 14.38 m で 15.340 ± 240 Y.B.P. (Gak-17184), 16.95 ~ 17.00 m で 18.420 ± 350 Y.B.P.

(Gak-17185) という年代値がえられた。

この年代値によると、飯山盆地は長峰・飯山断層の活動によって、後氷期から完新世において 1 mm/年程度の等速度で沈下を継続して来たことが推測される。

VIII. ま と め

野外調査と主に柳沢ほか（2001）によって示された資料によって、関田山脈と飯山盆地の形成に関する造地形運動について検討した結果、次の結論に達した。また、検討の結果は表1にもまとめた。

(1) 関田山脈の造地形運動は両側に断層をともなった蒲鉾状の曲隆である。その原因の一つは基盤ブロックの傾斜・衝上である。それに加えて、中期更新世における山脈を構成する地層の褶曲にともなって生じた 4000 m にも達する侵食量による Isostasy の変化から山体が浮き上がったことなどが主要な原因であると推測される。

(2) 飯山盆地の造地形運動は東方の河東山地におけるマグマの上昇にともなう蒲鉾状の曲隆の結果、基盤の傾動と引張によって生じた正断層である。それとともに毛無火山も傾動した。飯山盆地は断層角盆地で、後氷期以降 1 mm/年程度の等速的な沈下を継続していると推測される。

IX. 今後の問題

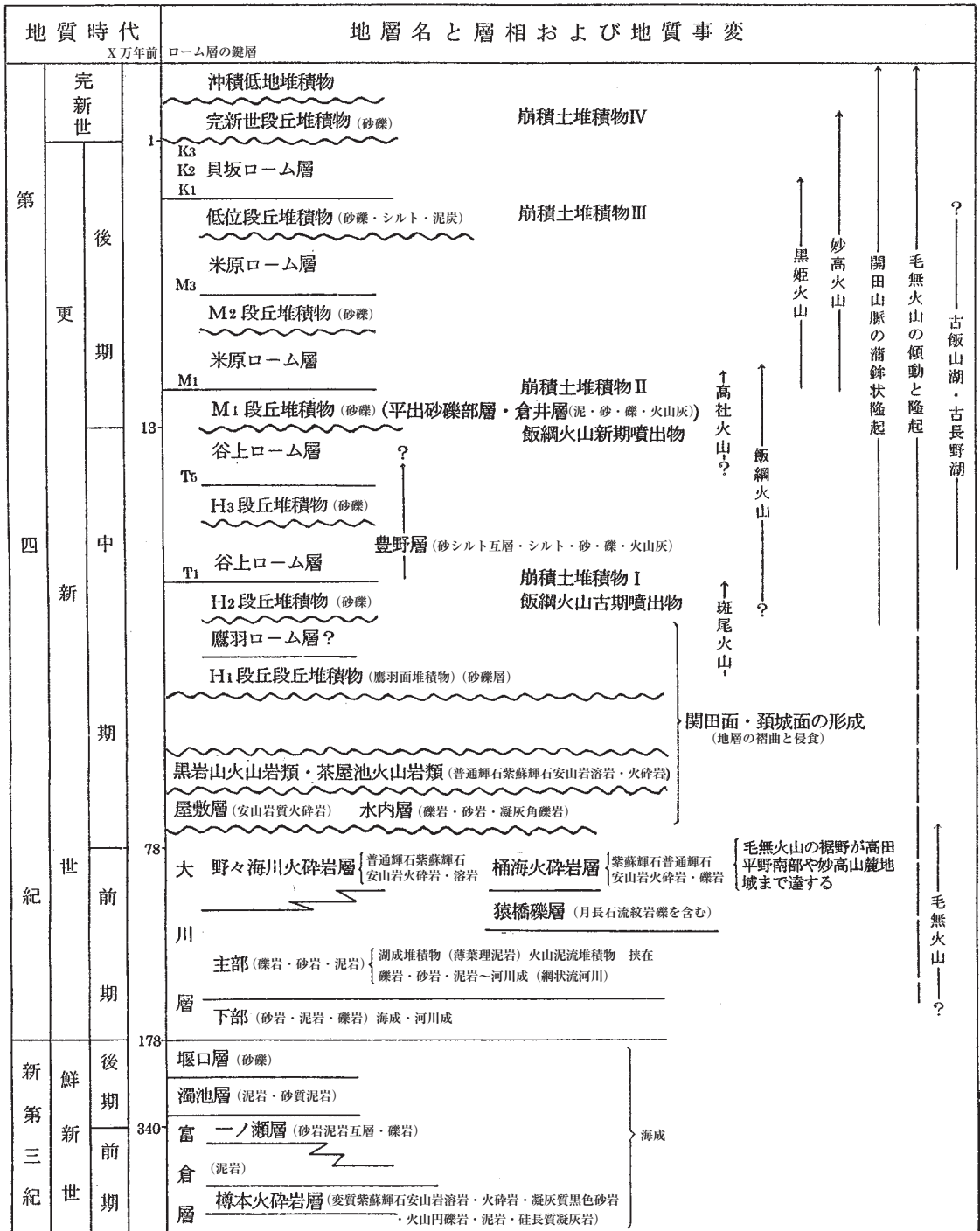
今後の問題として次のような点があげられる。

(1) その一つは関田山脈の両側の断層に関する問題である。飯山盆地と高田平野との境界の南西半部では断層の存在が確認されるが、東頸城丘陵と毛無火山の火山山麓扇状地に接する北東半部では、まだ断層の存在は確認されていない。とくに、先に述べたように毛無火山の火山山麓扇状地と関田山脈の小起伏侵食面の先端部の標高がほぼ等しく、小起伏侵食面の形成期を推測する証拠とされているので、今後の検討が必要である。

(2) 次に、豊野層に関する問題である。豊野層団体研究グループ（1977）は、豊野層が古豊野湖の湖成堆積物であることを報告している。しかし、古豊野湖の成因については触れていない。

表 1 関田山脈と飯山盆地および周辺地域の地形・地質編年表.

Table 1 Chronological table with geomorphology and geology of the Sekita Mountains, the Iiyama Basin and its surrounding area.



ところで、豊野層の下限にみられる黒雲母などの鉱物を含む軽石層(清水・横倉, 1997)は谷上ローム層のT1鍵層に対比されるものである。このことから豊野層の堆積開始期は、関田山脈北東部の南側斜面に分布する崩積土堆積物Iの堆積時期にほぼ一致する(表1)。したがって、関田山脈の南側斜面の崩壊によって、古千曲川が堰き止められ、さらに長峰・飯山断層による地盤の沈下も加わって、古豊野湖が形成されたものと推測される。古豊野湖は豊野層の分布によって長野盆地の地域まで広がっていたと推測されている。表1では古飯山湖、古長野湖として表現した。長峰丘陵北部の低位段丘堆積物はシルトや細砂からなり、これに載るローム層の下半部は水中堆積である。このことから、古飯山湖は低位段丘形成期まで存在したと推測される。

(3) さらに、古豊野湖の流出口の問題である。豊野層団体研究グループ(1977)はこの問題にも触れていない。筆者らの現地調査によっても、飯山盆地の北端から毛無火山の火山山麓扇状地の分布地の西端までの間では、千曲川の沿岸には完新世河岸段丘が分布するのみで、それより古い河岸段丘はみられない。関田山脈の標高の最も低い地点である富倉峠とその周辺でも河川の流れた証拠は観察されない。また、飯綱火山の山麓地域でも千曲川程度の河川が流れた痕跡を見いだすことはできない。

これらの点を検討することも今後の課題である。

謝 辞

本研究では桶海火砕岩層の試料のK-Ar年代測定は(株)蒜山地質年代学研究所に依頼し、測定費には東京地学協会研究・調査助成金を使用した。また、査読者の指摘によって論理の矛盾を正し、文章を正しく記述することができた。ここに記して御礼申し上げる。

注

- 1) 原文のまま。岡山(1976)の論文が書かれた当時は、地形のスケールによる区分が発表されていた(吉川ほか, 1973)が、地球の内的営力によって形成された山脈、高原などを大地形とする考え方も存在していた(三野, 1977)。

文 献

- 阿部彩子(2002): 気候システムと地球史. 熊沢峰夫・伊藤孝士・吉田茂生編: 全地球史解説. 東京大学出版会, 234-258.
- 赤羽貞幸・加藤碩一・富樫茂子・金原啓司(1992): 中野地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 106p.
- 栗田泰夫・佃 栄吉・池田国昭・奥村晃史・渡辺和明・宮崎純一(1990): 善光寺型地震の再来間隔と地震時の断層変位量. 日本地震学会予稿集, 12.
- 第四紀地殻変動研究グループ(1968): 第四紀地殻変動図. 第四紀研究, 7, 182-187.
- 第四紀地殻変動研究グループ(1969): 第四紀地殻変動図. 国立防災科学技術センター.
- Flint, R.F. (1971): *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley and Sons, Inc., New York, 892p.
- 早津賢二・渡辺満久・新井房夫・望月静雄(1999): 飯山盆地北部における縄文時代後期生活面の断層変位. 地学雑誌, 108, 76-84.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編(2002): 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 254p.
- 貝塚爽平・鎮西清高編(1986): 日本の自然2 日本の山. 岩波書店, 259p.
- 活断層研究グループ(1980): 日本の活断層—分布と資料. 東京大学出版会, 363p.
- 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, 437p.
- 岸 清・宮脇理一郎(1996): 新潟県柏崎平野周辺における鮮新世～更新世の褶曲形成史. 地学雑誌, 105, 88-112.
- 小崎 尚(2007): 自然景観の読み方 山を読む. 岩波書店, 151p.
- 小玉喜三郎・鈴木尉元・小川銀三・丸田美幸(1974): 箱型褶曲の内部構造について—スケール・モデル実験による研究. 地質調査所報告, 250, 121-144.
- 三野与吉(1977): 地形入門. 古今書院, 257p.
- 森島正夫(1941): 信越国境富倉油田の層序. 石油技術協会誌, 9, 21-26.
- 村松俊雄(1983): 魚沼層群のフィッシュン・トラック年代. 地函研専報, 26, 63-66.
- 長森英明・古川竜太・早津賢二(2003): 戸隠地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 109p.
- 中村和善(1982a): 新潟県高田平野南方地域における後期新生代の構造運動—その1 堆積盆の変遷と基盤の運動像—. 地質学雑誌, 88, 155-175.
- 中村和善(1982b): 新潟県高田平野南方地域における後期新生代の構造運動—2 地質構造の形成と基盤の運動像—. 地質学雑誌, 88, 343-362.
- 新潟火山灰グループ(1981): 新潟県下のローム層について, その1. 地球科学, 35, 294-311.
- 岡山俊雄(1953): 日本の地形構造—地形誌の出発点として—. 駿台史学, 3, 28-38.
- 岡山俊雄(1961): 日本の地形構造と地質構造の関係.

- 辻村太郎先生古稀記念地理学論文集, 50-69.
- 岡山俊雄 (1968): フォッサマグナに関連した地形. 日本地質学会第75年秋季学術大会総会討論会資料—フォッサマグナ—, 243-252.
- 岡山俊雄 (1976): 自然地理学—地形—. 法政大学通信教育部, 315p.
- Saito, Y. (1961): Geology of the northern part of the Fossa Magna (Part 1). *Journal of the Faculty of Education Shinshu University*, **11**, 179-200.
- 島津光夫・立石雅昭 (1993): 苗場山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 90p.
- 清水岩夫・横倉隆夫 (1997): 豊野町の自然. 豊野町誌1 (第1編地形・地質), 豊野町誌刊行委員会, 1-45.
- 高田平野団体研究グループ (1974): 新潟県新井市平九地域の地すべりについて—新潟県の第四系・そのXⅧ—. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, **19**, 245-270.
- 高田平野団体研究グループ (1981): 高田平野の第四系と形成史—新潟県の第四系・そのXXIV—. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, **25**, 209-281.
- 高田平野地盤沈下団体研究グループ (1977): 新潟県板倉町西部地域の水理地質—新潟県の第四系・そのXXI—. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, **22**, 173-192.
- 高野武男 (1983): 関田山脈中・北部の崩壊地形と土石流堆積物. マスムーブメントに関する諸問題, 地学団体研究会第37回総会災害シンポジウム資料集, 31-36.
- 高野武男 (1984): 関田山脈の侵食面と崩壊地形. 日本地理学会予稿集, **25**, 9-10.
- 高野武男 (1985): 関田山脈の成長と飯山盆地の形成. 日本地理学会予稿集, **27**, 100-101.
- 高野武男 (1990): 新潟県南西部の変動地形の検討. 日本地理学会1990年秋季大会巡検案内, 日本地理学会予稿集, **38**, 288-303.
- Takano, T. (1995): Active faults estimated in the eastern margin of Takada Plain and Myouko Volcano. *TERRA NOSTRA (International Union for Quaternary Research XIV International Congress abstracts)*, Berlin, 296.
- 高野武男 (2002): 上越市と周辺地域の地形. 上越市史資料編1, 上越市教育委員会上越市史編さん委員会, 7-52.
- 高野武男 (2004): 高田平野の地形. 上越市史通史編1 (自然・原始・古代), 上越市史編さん委員会, 24-88.
- 高野武男・天野和孝・藤田 剛・黒田一武・草野英二・水野敏明・米山正次 (1994): 妙高村の地形と地質. 妙高村史 (自然編), 新潟県中頸城郡妙高村教育委員会妙高村史編さん委員会, 1-120.
- 高野武男・天野和孝・藤田 剛・林 成多・黒田一武・草野英二・米山正次 (2003): 板倉町の地形と地質. 板倉町史 (自然・通史編), 新潟県中頸城郡板倉町教育委員会板倉町史編さん委員会, 1-123.
- 竹内圭史・加藤碩一 (1994): 高田東部地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 67p.
- 竹内圭史・古川俊之・釜井俊孝 (2000): 松之山温泉地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 76p.
- 豊野層団体研究グループ (1977): 長野盆地西縁部の第四系—長野盆地の形成史に関する研究—. 地質学論集, **14**, 79-92.
- 佃 栄吉・栗田泰夫・奥村晃史 (1990): 長野断層系荒船断層の発掘調査. 日本地震学会講演予稿集, 1.
- 恒石幸正 (1971): 地塊の境界にみられる主断層の性質および小断層との関係. 地質学雑誌, **77**, 243-247.
- 植村 武・山田哲雄編 (1988): 日本の地質4, 中部地方I. 共立出版株式会社, 332p.
- Williams, M.A.J., Dunkerley, D.L., Dekker, P.De., Kershaw, A.P. and Stoker, T.J. (1993): *Quaternary Environments*. Edward Arnold, 329p.
- 柳沢幸夫・金子隆之・赤羽貞幸・栗田泰夫・釜井俊孝・土谷信行 (2001): 飯山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 144p.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊 (1973): 新編日本地形論. 東京大学出版会, 415p.