

# 関東山地北縁における中央構造線の中新世の活動

## Miocene movement of Median Tectonic Line in northern margin of Kanto Mountains, central Japan

武井 暁 朔<sup>1)</sup>・吉野 博 厚<sup>2)</sup>・小池 美津子<sup>†</sup>

Kensaku Takei, Hiroatsu Yoshino and Mitsuko Koike

キーワード：中央構造線，関東山地北縁，諏訪湖付近，滑川帯，下仁田構造帯，駒込帯，中新世

Key words : Median Tectonic Line, Northern margin of Kanto Mountains, Suwa District, Namegawa Zone, Shimonita Tectonic Zone, Komagome Belt, Miocene

### まえがき

中央構造線の活動が，いくつもの時期に分けられることは，Kobayashi (1941) をはじめ多くの論文で言及されている（たとえば，杉山 1973；Ichikawa 1980；嶋本ほか 1996）．Ichikawa (1980) は中央構造線の動きを，白亜紀以降5時期に分けて考察した．そして，関東山地北縁については，白亜紀～古第三紀に領家帯から外帯への押し被せが生じた，という小坂 (1979) の見解を紹介している．しかし当時はまだ関東山地北縁における中央構造線の位置は，かならずしも広く承認されているわけではなかった．その後，関東山地北縁地域の研究が進むにつれ，中央構造線の位置はより明確になった（たとえば，武井 1982；端山・比企団体研究グループ 1984；高木ほか 1989；柴田・高木 1989）（以下，団体研究グループを団研と略記する）．そして関東山地北縁では，中央構造線といってもすべてが同時期の活動で同じ活動様式とは限らないという小構造からの研究もある（小林 1995）．ただし，活動した年代についてはとくに議論されていない．

いっぽう古地理図などにに基づき，前期中新世に中

央構造線の再活動があり，守屋，内村，内山，下仁田，富岡，比企などで陥没性の堆積盆地が発生した（フォッサマグナ地質研究会 1991），と言われるようになってきた．その後，関東山地北縁の中央構造線付近の中新統については，さらに研究が進んだ．そして関東山地北縁では中新統の分布状態などから，中新統の堆積と中央構造線の活動との関連を示唆するような研究もみられるようになった（Kosaka et al. 1998；武井ほか 2013）．そこで，中央構造線の両側での中新統の分布状態，層厚，層相を比較検討することによって，中新世における中央構造線の再活動の状況をより具体的に解明できるだろう，と筆者らは考えた．

筆者らは比企団研に属し関東山地北東縁の地質について長期にわたって研究してきた（まとめは比企団研 2004）．なお筆者らのうち，武井は下仁田地域の研究（新井ほか 1966；鐮川団研 1985, 2016）にも加わった．また武井ほか (2013) は関東山地北東縁の古地理の変遷について述べた．そこで本論ではこれら筆者らの研究を下じきにしながらか，関東山地北縁における中央構造線の中新世における再活動を検討してみた．同時に，中央構造線と，それに接し

2016年12月14日受付．2017年2月10日受理．

1) 〒330-0064 埼玉県さいたま市浦和区岸町3-6-4

2) 〒363-0024 埼玉県桶川市鴨川1-10-21

† 故人

て分布する中新統がみられる諏訪湖付近の中央構造線の再活動とも比較した。なお本論で用いる中新世の区分名と放射年代や浮遊性有孔虫化石帯との関係については、第2図を参照されたい。地層の年代については、本文中でとくに議論していない場合は基準とした文献に基づいている。なお、角田史雄氏（埼玉大学名誉教授）には初稿を読んでいただき、有益な助言をいただいた。厚くお礼申し上げます。

### 関東山地北縁の中央構造線と中新統

関東山地北縁において、中央構造線に相当するとみなされる断層は、東部（児玉－比企地域）、中部（下仁田－富岡地域）、および西部（内山－駒込地域）では、名称が異なる。東部では奈良梨断層（小勝ほか 1970）、中部では大北野－岩山線（藤本ほか 1953）、そして西部では内山断層（渡部 1954）などである。これらの断層はいずれも、三波川帯の北縁を区切っている。中新統はこれら断層の北側に広く分布するが、南側にもある程度みられる。これら断層のすぐ北側には幅3～7kmの境界部が認められ、そこでは先中新世の岩石が分布したり、中新統の構造が複雑であったりする。そのためこの境界部は、東部では滑川帯（武井・小池 1981）、中部では下仁田構造帯（新井ほか 1966）、そして西部では駒込帯（小坂ほか 1991）と呼ばれ、これら3地帯を一括して、関東山地北縁構造帯という名称を、小坂ほか（1991）は、提唱している。

これら3地帯は、関東山地の北縁を区切るという点では共通しているが、露出している先中新世の岩石が異なるだけでなく、中新統にかぎってみても、層相、年代、構造などに相違がみられる。このことは、これら3地帯は東西にそのまま連続するわけではなく、接続部は南北方向に近い断層の影響を受けていることによるのであろう。東部と中部の境界は出牛－黒谷断層（渡部・新井ほか 1950）であるが、境界部は第四系でおおわれている。中部と西部の境界は、白岩－栗尾断層（通産省資源エネルギー庁 1975）の北方延長とみてよさそうであるが、現在は上部中新統の本宿層におおわれている。

### 地質概説

ここでは中部、東部、西部における中新統と中央構造線の活動を概観する。

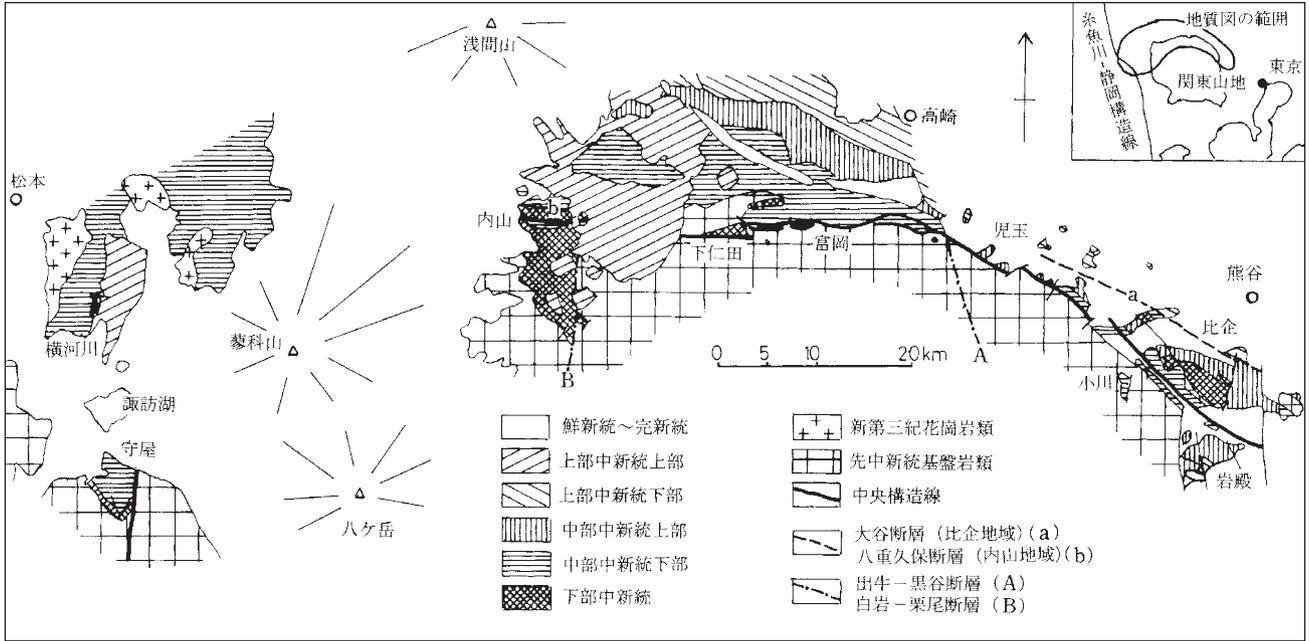
#### （1）中部（下仁田－富岡地域）

この地域の中央構造線は、大北野－岩山線（藤本ほか 1953）と、その東方延長にあたる馬山－金井線（神沢ほか 1968）である。両者の走行は全体としてほぼ東西で、傾斜は前者で南に60°（新井ほか 1966）、後者では北に45～80°である（鍋川団研 2016）。

なお、鍋川団研（1985）によって発見された牛伏山衝上断層（断層面は北傾斜20～40°）は、小林（1995）によって単に牛伏山断層と呼ばれ、大北野－岩山線よりも東の関東山地北縁を下仁田地域から藤岡地域まで連続するとして、中央構造線とみなされた。しかし、馬山－金井線との関係ははっきりしていなかったが、鍋川団研（2016）は、馬山－金井線のすぐ南（0.2～1 km）を牛伏山衝上断層が併走し、ところにより接触する（第1図）が、両者は別の断層であることを解明し、馬山－金井線を中央構造線としたが、両者の関係については今後の課題としている。なお、牛伏山衝上断層の上盤は多くの場合中新統であるが、西端部付近では先中新世の地層（南蛇井層）や岩石（花崗斑岩）もみられる。

中央構造線は西日本の各地で何度も活動したことが分っているので、複雑な断層系の場合があってもよいであろう。関東山地北縁の馬山－金井線と牛伏山衝上断層とは密接に関連しているように見受けられるので、筆者らは両者とも中央構造線の可能性があるかとみており、本論でもそのように扱っておく。

中央構造線のすぐ北側は下仁田構造帯と呼ばれる（新井ほか 1966；神沢ほか 1968）。構造帯内には平滑花崗岩、南蛇井層、骨立山凝灰岩、花崗斑岩、などの先中新世の地層・岩石が知られている。このうち平滑花崗岩は放射年代から領家帯の花崗岩とみられている（高木ほか 1989）。南蛇井層は放散虫化石からみてジュラ紀である（酒井ほか 1989）。また骨立山凝灰岩と花崗斑岩は、岩相などからみて西南日本内帯の白亜紀～古第三紀の火成活動の産物と考えられている。構造帯の幅は約3 kmであるが、これ



第1図 地質図

ら先中新世の地層・岩石の北方での地下分布が不明なこともあって、北限は確定されていない。またこの構造帯は南への傾動地塊であるとみられている。

この地域の中新統についての研究としては、Fujishiro and Kosaka (1999) および高橋・林 (2004) がある。両研究は地域的に東西にほぼ隣りあっているので、層序区分や年代はそれらに基づくことにする。またこの地域西端部に分布する上部中新統については、これまでの研究をまとめた群馬県地質図作成委員会 (1999) にしたがう。

この地域に分布する中新統は、第2図のように区分されている。前期中新世の下仁田層は下仁田構造帯の西部に分布し、骨立山凝灰岩を不整合におおう。同層の下部～中部は礫岩層で扇状地堆積物であるが、上部は砂岩や泥岩からなり浅海性堆積物とみられる。中期中新世前期の富岡層群は下仁田構造帯からその北側まで分布し、下位の<sup>ぬかべ</sup>下仁田層を不整合におおう (額部不整合: Fujishiro and Kosaka 1999) だけでなく、基盤岩 (平滑花崗岩、骨立山凝灰岩) をも不整合におおう。同層群は海成層で、同層群中部の小幡層はタービダイトからなり、層厚1400mに達する。中期中新世後期～後期中新世前期の安中層群は下仁田構造帯より北側にだけ分布し、

富岡層群を不整合におおう (庭谷不整合: 大石・高橋 1990)。安中層群のうち、下位の庭谷層は泥岩や凝灰質砂岩から、中位の原市層は泥岩からなり、両層とも海成層である。上位の後期中新世前期の板鼻層は砂岩と礫岩からなりデルタ堆積物とされている (久保・角田 1973)。西端部には本宿陥没盆地で知られる本宿層に代表される上部中新統が分布し、より下位の中新統や先中新統を不整合におおう。本宿層は火砕岩からなり緑色変質を受けている。植物化石を含み陸成層である。

下仁田構造帯内の中新統は褶曲が著しいが、その北側の中新統は北落ちの緩い (10～20°) 同斜構造を示す。

南側の三波川帯には、中新統の小分布地域が2か所で認められるが、どちらもクリップであるとされている。東端近くの牛伏山にみられるものは、層相からみて富岡層群最下部の牛伏層に相当するとされている (鍋川団研 1985)。もう一つの下仁田町東方のもの (小坂 1981) については、北側の中新統との層序関係ははっきりしない。

(2) 東部 (児玉-比企地域)

この地域は荒川から南東側の比企地域と、北西側の児玉地域とを含んでいるが、後者 (小池ほ

か 2007) では中新統の地表分布が少ないので前者を中心に述べる。なお両地域で地層名の異なる場合があるが、比企地域の地層名で代表することにする。

この地域の中央構造線は、奈良梨断層で代表される。この断層は中新統や第四系におおわれて地表ではみられないが、北西-南東方向に直線状に走り、筆者らは傾斜は垂直に近いと考えている。

奈良梨断層とそれにほぼ平行な北側の大谷断層に挟まれた幅 4 ~ 7 km の地帯が滑川帯である。滑川帯には中新統のほかに、その南縁近くに先中新世の太郎丸深成変成岩類 (嵐山町博物誌比企・岩殿グループ 2004) が認められ、岩相や放射年代からみて領家帯の花崗岩や片麻岩に相当するとみなされている (武井・小池 1977; 武井 1982; 比企団研 1982; 端山・比企団研 1984; 高木・長濱 1987; 高木ほか 1989)。周囲の中新統とは多くは断層関係にあるが、基本的には不整合関係とみられる。

比企地域の中新統については、最近のものとしては比企団研 (2004) および高橋・柳沢 (2004) の研究がある。前者の方が比企地域全体に及んでいることなどから、ここでは基本的には前者に基づくこととするが、後者や他の研究もあわせて検討した。以下に概略を述べる。

比企団研 (2004) および小池ほか (2010) によると、比企地域の中新統は第 2 図のように 10 累層 (以下では混乱を生じないかぎり累層を単に層と記す) に区分される。記述を分り易くするために、不整合を境にして図にあるように 4 層群にまとめておく。この中で男衾層群は、渡部・菅野ほか (1950) の名称・内容と同じである。

地層の年代については浮遊性微化石や凝灰岩の放射年代によってかなり確定してきたので、それらを考慮した武井ほか (2013) にほぼ基づいて第 2 図のようにしておく。ただし最下位の七郷層については、最下部付近と上部の凝灰岩の放射年代として、かつて両者とも 19.3Ma という値が得られていた (雁沢・比企団研 1991)。しかしその後、同層上部については、新たに 16.3Ma という値が得られた (大平 2004) ことを考慮して、ここでは両凝灰岩とも放射年代は 16.3Ma でいどとみておく。

前期中新世の嵐山層群は滑川帯の中央地帯に分布し、基底部が露出していないが地表でみられる最下部は礫岩であることなどから、下限は地表からあまり深くなくて基盤岩の上に不整合にのっている、と推定される。同層群最下位の七郷層下部は溶結凝灰岩があることなどから陸成層とみられる。同層群はこの七郷層下部を除けば海成層である。七郷層上部は泥岩からなる。同層群中部の滝層では砂岩優勢で、上部の畠山層は凝灰岩と砂岩からなる。

中期中新世前期の男衾層群は、滑川帯中央地帯から滑川帯南部、さらに滑川帯の南側の三波川帯北縁、そして約 4 km 南の小川町にも分布し、下位の嵐山層群だけでなく、三波川変成岩その他の先中新統を不整合におおう。また関東山地東縁の岩殿丘陵でも、三波川帯に同時期の堆積物がみられる。しかしこの地域はその後、中央構造線の活動と直接関係しない独自の堆積場として分離した (武井ほか 2013) ので、ここではこれ以上とりあげない。同層群下部の小園層は粗粒砂岩を主とし、海岸付近~浅海の堆積物である。その上に重なる荒川層はタービダイト~スランプ堆積物からなり、海域の盆地斜面~盆地底の堆積物である。

中期中新世後期の山田層群は滑川帯内にかなり広く分布するがとくに北側に多くみられる。タービダイトやスランプ堆積物である。下位の男衾層群とは断層で接するが、分布状態などからみて男衾層群と不整合関係にあると推定される。なお山田層群と下位の荒川層はタービダイトやスランプ堆積物からなる点は共通しており、両者を合わせた層厚は 3000m を超える。

後期中新世の江南層群は滑川帯より北側に分布する。下位の山田層群とは断層で接するが、構造の相違などからみて山田層群と不整合関係にあると推定される。下部の土塩層は砂質泥岩からなり陸棚堆積物である。中部の楊井層は礫岩と砂岩が多く、ファンデルタ堆積物とされる (武井ほか 1989)。上部の山崎層はほとんど礫岩からなり、河川堆積物とみられている (小池ほか 2010)。

以上のような層相や堆積環境の変遷はあるものの、全体としてみると、海岸線の位置は現在の地層

分布地域からあまり遠くへは隔たらなかったこと、および海が海岸から沖合に向かって急に深くなったこと、などが推定されている（武井ほか 2013）。

火山活動との関連では一般に火山碎屑物が多いが、嵐山層群では著しく多く、同層群最下部（七郷層下部）には溶結凝灰岩がみられる。また同層群は熱水変質作用を受けているが、より上位の地層はすべて弱い続成変質ないしほぼ非変質である（佐藤 2004）。

滑川帯より北側に分布する江南層群は、北東傾斜（30°前後）の同斜構造を示す。いっぽう滑川帯内の地層については、高橋・柳沢（2004）の地質図には褶曲が描かれているが、筆者ら（比企団研 2004）の研究では地塊化が著しく、褶曲構造としては2つの小規模な背斜が認められるだけである。

（3）西部（内山－駒込地域）

この地域の中新統の層序、年代および構造については、小坂ほか（1991）、藤代ほか（1997）、および（Kosaka et.al. 1998）にもとづいて述べる。

この地域の中央構造線は内山断層である。断層の走向はほぼ東西で、傾斜は北に38°である。内山断層の北側には、同断層とそれにほぼ平行な八重久保断層にはさまれた駒込帯（小坂ほか 1991）が認められる。駒込帯は幅約2 kmで、同帯の中新統は、その両側の地域に比べて地層の変位・変形が著しい。

走行は北西－南東の場合が多く、傾斜は南西に40～60°である。これに対し駒込帯の南北両側の中新統では走向は東西に近い場合が多い。傾斜は駒込帯より北側では急傾斜の場合でも30～40°の北落ちである。また駒込帯の南側では波長3 kmほどの東西軸のゆるい褶曲構造を示し、地層の傾斜は10～40°の場合が多い。なおこれまでに述べた下仁田構造帯や滑川帯とは異なり、先中新世の地層・岩石は駒込帯では認められない。

内山地域の中新統の層序は第2図にみられるとおりである。このうち、前期～中期中新世の地層はすべて海成層であり、後期中新世の地層だけが陸成層である。前期中新世の内山層と駒込層は、駒込帯とその南側の秩父帯に分布し、秩父帯の中・古生層を不整合におおう。内山層は礫岩、砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層からなる。基底部の礫岩は河川堆積物であり、それより上は浅海から盆地底にわたる堆積物とされている。駒込層は凝灰質の砂岩や泥岩および凝灰岩からなる。両者の層厚は駒込帯内で大きい傾向があり、とくに駒込層では駒込帯より南側で160 m、駒込帯内では1800 mに達し、フリッシュ的堆積相を示す。中期中新世前期の地層は知られていない。中期中新世後期の八重久保層は駒込帯より北側に分布し、おもに緑色に変質した安山岩質火砕岩や溶岩からなる。この地域の北方および東方には、既

Ma	Blow 年代		諏訪湖付近		関東山地北縁				
	区分	区分	守屋地域	横河川地域	西部地域 (内山-駒込地域)	中部地域 (下仁田-富岡地域)		東部地域 (児玉-比企地域)	
5.32	N17	後期中新世		小滝山層群	本宿層	本宿層		江南層群	山崎層
	N16	後期中新世						山崎層	楊井層
11.2	N15	中期中新世			八重久保層	安中層群	板鼻層	山田層群	野田層
	N9					原市層	庭谷層	福田層	
16.4	N8	前期中新世	守屋層群	高ボッチ層 高ボッチ層群		富岡層群	原小牛層 藤原層	荒川層	小園層
	N7	前期中新世	守屋層群		駒込層		下仁田層	嵐山層群	山崎層
	N6			内山層				嵐山層群	

第2図 中新統の対比

述の中部地域西側から連続する後期中新世の本宿層が分布する。

### 中央構造線の活動史

#### (1) 中部 (下仁田-富岡地域)

この地域については、Fujishiro and Kosaka (1999) によると、前期中新世後期 (N7) に下仁田構造帯を中心に西方から海が入りこみ、浅い内湾 (古下仁田湾) が形成され下仁田層が堆積した。したがってこの時期に三波川帯のすぐ北側が沈降し、中央構造線が北落ちの断層として活動したとみてよいであろう。それ以後については、筆者らの知る範囲では中央構造線の活動を示唆するような研究はない。しかしこの地域の西部に限られていた下仁田層につづいて、中期中新世前期の富岡層群が東部にまで堆積するので、海は東方まで広がり、中央構造線の北落ちの活動は東方まで広がりながら続いたとみてよいであろう。富岡層群ではタービダイトからなる小幡層が、既述のように層厚が大きく、また堆積速度が極めて大きい (200cm/1000年より大) (高橋・林 2004) ことは、この北落ちの運動に対応すると思われる。ただし下仁田層と富岡層群との関係は不整合 (額部不整合) であり、一時的に中央構造線の北側が隆起する時期があったのであろう。Fujishiro and Kosaka (1999) によると、下位の下仁田層の方が上位の富岡層群よりも褶曲の程度が著しい。したがってこの時期に褶曲運動もおこったとみられる。

富岡層群は中期中新世後期の安中層群によって不整合におおわれる (庭谷不整合)。そして富岡層群では褶曲構造がみられるのに、上位の安中層群は一般に北上位の同斜構造を示す。富岡層群の褶曲は、この地域の南北性の著しい短縮によって形成されたといわれる (高橋 2008)。そうだとすると、三波川帯にみられる牛伏山などのクリッペは、この時期に形成された可能性がある。そして中央構造線より北側が、南側に押し上げるようなことが起きたことになりそうである。なお牛伏山衝上断層の断層面は北傾斜である。この断層面の小構造から上盤が北側に移動した正断層であるとする研究がある (小林 1995)。しかし、この断層の上盤に西南日本内帯

の白亜紀～古第三紀火成活動の産物と考えられる花崗斑岩が中新統の富岡層群とともにみられること (鍋川団研 1990) は、富岡層群堆積後に上盤が南方に移動する運動が起こった (端山 1990) 時期があったことは間違いないと考えられる。

安中層群堆積時には下仁田構造帯も隆起するが、中央構造線の南側も隆起したと考えられ、中央構造線の両側の垂直方向の運動差はあまりなかったのではなかろうか。この地域の西端において本宿層が中央構造線の南北両側に、中央構造線の位置を反映せずに広く分布することからみると、後期中新世後期以降はこの地域における中央構造線の活動は見られなくなったと考えられる。

#### (2) 東部 (児玉-比企地域)

この地域については、比企団研 (2004) の研究で中央構造線についてふれられている。その後、武井ほか (2013) によって、古環境や碎屑物の供給源を考慮して中新世におけるこの地域の古地理の変遷が検討された。それらにもとづき中央構造線の活動史についてみると次のようになる。

前期中新世に中央構造線の北側が沈降し、滑川帯を中心に海が東方から進入した。滑川帯の南北両側に陸地があった。すなわち滑川帯が陥没したとみられ、同時に火山活動が活発であった。したがって火山性陥没であったかもしれないが、明確な証拠はない。なおこの時期の沈降、海進、火山活動は、滑川帯の東部に限られていたようである。この時期の末期に、嵐山層群の地塊化と熱水変質が起こったとみられている (比企団研 2004)。

中期中新世前期には、滑川帯の沈降は同帯西部まで及んだだけでなく、中央構造線のすぐ南側 (三波川帯北縁) まで地層が堆積した。またその初期 (小園層堆積期) には滑川帯東部では約 4 km 南の小川町まで海が広がった。しかしすぐに海は三波川帯から退きはじめ、同帯は隆起傾向に移ったが、同帯北縁には海がのこった。中央構造線の南北両側で同時期に形成された堆積物において層厚や層相に大きな相違がないので、中央構造線の両側での垂直方向の運動差は大きくなかったのであろう。

中期中新世後期には、三波川帯の全体が隆起する

ようになり、中央構造線の北側の沈降が顕著になった。中期中新世前期の後半（荒川層堆積期）から中期中新世の終わりまで、滑川帯内の堆積物は一般に盆地斜面～盆地底堆積物で、ほとんどがタービダイトとみられる級化成層やスランプ堆積物で占められ、この間に形成された堆積物の厚さは3000mをこす。このことは、この狭長な堆積盆地の急速な沈降と、外帯側の大きな隆起に対応するとみられる。滑川帯の沈降の中心は後になるほど北方へ移動したようであるが、三波川帯の変成岩由来とみられる岩石の礫や、三波川帯にクリップとしてみられる花崗岩類とよく似た岩石の礫が、中新統の最上部にまでみられることは、外帯側の隆起が中新世いっぱい続いたことを反映しているのであろう。

(3) 西部（内山-駒込地域）

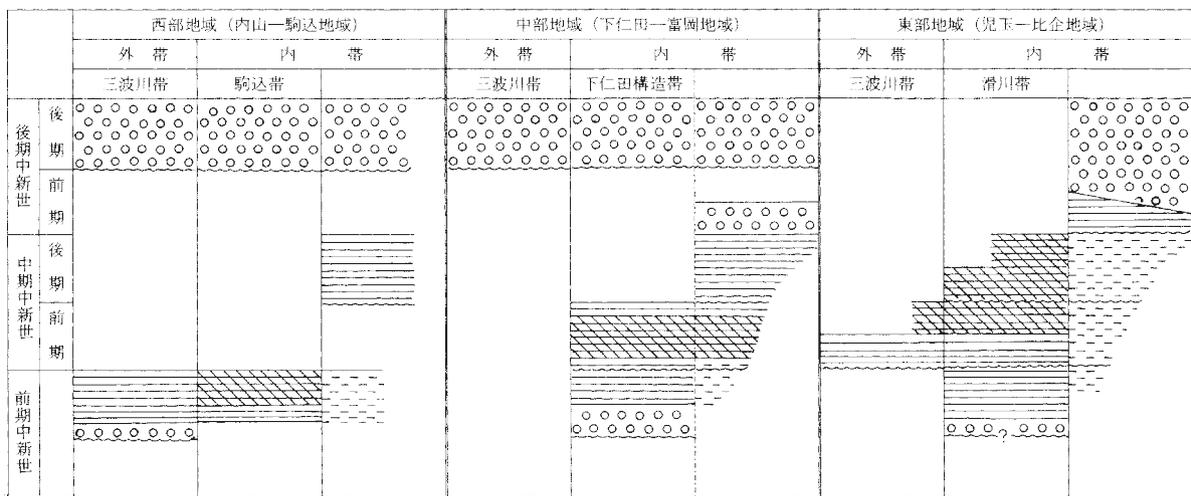
この地域では、下部中新統の内山層と駒込層は南北に広く堆積したとみられている（小坂ほか 1991）が、既述のように駒込層は駒込帯内でとくに層厚が大きい。盆地斜面～盆地底堆積物は内山層でもみられるが、駒込帯の駒込層はフリッシュの堆積相（小坂ほか 1991）が普通のものである。したがって中央構造線に相当する内山断層は、前期中新世において北落ちの活動をしたとみられる。しかし中期中新世前期に相当する地層は認められず、駒込帯の北側にだけ中期中新世後期の地層（八重久保層）が分布

する。したがって、中期中新世には駒込帯とその南側の地域は隆起したと考えられる。この地域の東端で、上部中新統の本宿層が中央構造線に相当する内山断層の位置を反映せずに南北に広く分布することは、中部地域の場合と同様に後期中新世では中央構造線は活動しなかったとみることができよう。

(4) 全域のまとめ

上記3地域における中央構造線の活動の異同は次のようにまとめられよう（第3図参照）。

- a 中央構造線の活動の開始は、どこでも前期中新世である。そして関東山地北縁では、ほぼ同時期（N7頃）に中央構造線の北側の沈降がはじまった。
- b 中期中新世になると、全域で中央構造線の北側の隆起が起こったと思われる。この隆起傾向は西部では長期にわたったが、中部と東部ではすぐに海進が起こった。中部では中央構造線の北側が沈降する動きが明瞭であるが、東部では外帯側までであるていど海が広がったので、中央構造線の動きは大きくないであろう。この前期中新世から中期中新世への移行期は、下仁田地域では額部不整合で示されている。また中期中新世前期は西黒沢海進期に相当する。
- c 中期中新世後期になると西部と中部では、中



第3図 関東山地北縁における堆積地域の変遷（概念図）  
堆積物が存在する地域を示す。○印は陸成層、横線は海成層（破線は地下の推定部分）、斜線はタービダイトおよびフリッシュ堆積相、波線は不整合

中央構造線のすぐ北側の隆起傾向が一般的になるとみられる。しかし東部では中央構造線のすぐ北側の沈降は継続する。なおこの時期の地層の基底は下位層と不整合関係にある（庭谷不整合）。この不整合として表れている変動によって、中部地域では中央構造線より北側の、外帯側へのいちじるしい押しあがりが生じたとみられ、現在では外帯にクリップが残されている。なおこの時期の変動は、一般に下位層の褶曲を起こしたとされている（高橋 2008）が、筆者らの研究（比企団研 2004）によると東部では地塊運動が主であった。この相違の解明は今後の課題である。

- d 後期中新世では一般に中央構造線のすぐ北側は隆起傾向にあるが、南側の外帯部分も同様に隆起したであろう。このことはとくに、西部の東端から中部の西端にわたってみられる上部中新統の地層が中央構造線の南北両側にわたって分布するのに、その分布地域において中央構造線の影響がみられないことから推定される。したがってこの時期には、少なくとも中部～西部では、中央構造線の活動はみられないようである。
- e 中新統にみられるタービダイトやスランプ堆積物、あるいはフリッシュ的堆積物と記述されているものの生成年代が、西部では前期中新世、中部では中期中新世前期、そして東部では中期中新世前期の後半～中期中新世後期というように、西方ほど古い年代を示す。このことから、内帯側の沈降の著しい時期は、西部→中部→東部と推移したとみられる。

このように、関東山地北縁の中央構造線の活動に西部、中部、および東部によって異同がみられることは、これらの3地域をへだてる、ほぼ南北性の断層（既述の白岩―栗尾断層、および出生―黒谷断層）が中新世中期ごろに活動したことに関連するようみえる。

関東山地北縁における中央構造線の水平方向の動きについては、先中新世に右横ずれがあったと推定する向きがあるが（たとえば、Ichikawa 1980）、

中新世について具体的に論じられたことはなさそうである。今回の筆者らの研究においてもそれを検討できるような資料はみあたらない。

### 諏訪湖付近の中央構造線の活動との比較

中新世における中央構造線の動きは、関東山地の北縁については既に述べたが、東西両側ではどうであったのか。東側では中央構造線は関東平野の地下に埋没しており、位置を推定する程度であるが、西方ではフォッサマグナを隔てて40kmほど離れているが諏訪湖付近に中央構造線が認められる。そこで、諏訪湖付近の中央構造線の動きについてみておきたい。

#### 諏訪湖付近の地質概観と中央構造線

##### （1）諏訪湖付近の地質概観

諏訪湖付近では、諏訪湖の北西方向の横河川地域と諏訪湖の南の守屋地域に、中央構造線とそれに接して分布する中新統がみられる。前者は糸魚川―静岡構造線より東側の北部フォッサマグナ地域にあたり、後者は糸魚川―静岡構造線より西側の地域にあたるが、両者はもともと連続していたものが糸魚川―静岡構造線により分断され、現在では同構造線に沿ってみると約12kmへだたっている。

この2地域の中新統のうち中央構造線の西側のものは、かつて守屋層として一括されていたこともあり（本間 1931）、層相もかなり似ている部分が多い。この中新統分布地域については、その後もいろいろな方面からの研究があるが筆者らのうち吉野（1976, 1982）が層序および構造について報告しているので、ここでは基本的にはそれにもとづいて考察する。ただし横河川地域については中央構造線の東側にも中新統が分布することが知られ、その後の研究としては美ヶ原団研（1990）および砥沢団研・永田（1991）のものがある。両研究に本質的な相違はないが、調査地域に横河川変成岩が含まれることを考慮して、ここでは主として前者に基づいて考察する。

横河川地域では、横河川変成岩（三波川変成岩に相当）とその西側の中新統とを境する横河川断層が

中央構造線に相当するとされている。断層の方向は約 N20° E で、傾斜は垂直に近い。

守屋地域は赤石山脈の北端にあたり、中央構造線の走行は約 N10° E で、傾斜は垂直に近い。この断層の西側には、守屋山を中心にして中新統が分布する。

これら中新統は、横河川地域では高ボッチ亜層群（本論では層群と記す）、守屋地域では守屋亜層群（本論では層群と記す）と呼ばれ、第2図のように区分されている（吉野 1982）。両層群とも含有化石などからみて海成層である。年代は、両層群の層相対比、および高ボッチ層群に含まれる放散虫化石（公文ほか 1990）や守屋層群の大型有孔虫化石（松丸ほか 1982）にもとづき、第2図のように考えておく。また、横河川地域で横河川変成岩の東側に分布する中新統は小滝山層群と呼ばれ（美ヶ原団研 1990）、植物化石を含む陸成層である。年代は第2図のように考えておく。

## （2）諏訪湖付近の中央構造線の活動

守屋層群は、下部（守屋層）と上部（権現沢層）の境界付近では、外帯の三波川帯からかなりの碎屑物供給を受けたことがわかっており（吉野 1982）、この時期に中央構造線の東側が大きく隆起したとみられる。それ以前のこの地域の中央構造線の動きについては、守屋層群の下部層（守屋層）が東側の中央構造線沿いに分布することからみて、中央構造線沿いでは同層堆積時に領家帯側が沈降する傾向があったとみてよいであろう。したがって守屋層の分布状態などからみて、守屋層群は全体として、中央構造線の西側の沈降に応じて堆積したが、上述のように守屋層群の堆積の中期に、三波川帯の特に顕著な隆起があったと考えられる。

横河川地域では守屋層相当層は露出しないが守屋地域と層相が全体として似ていることなどからみて、守屋地域と同様な傾向があったと推定してよいであろう。

その後、中期中新世後期から後期中新世前期の堆積物は知られていないので、中央構造線の動きは分からない。しかし後期中新世の後期には、横河川地域では外帯側に陸成の小滝山層群が堆積した。本層群の分布の西縁はほぼ直線状で、南部では横河川

断層に沿い、北部では同断層の延長部とみられる場所にある。基底部には崖錐性不淘汰角礫岩があり、陥没性盆地の堆積物とみられている（美ヶ原団研 1990；砥沢団研・永田 1991）。したがって中央構造線の東側が沈降したと考えられる。一方、守屋地域では、このような運動が起こったことは、これまでの研究からは知られていない。

## 関東山地北縁と諏訪湖付近における中央構造線活動の比較

上述の諏訪湖付近の状況を、関東山地北縁の場合と比較すると、次のようなことが言えるであろう。

- ① 諏訪湖付近でも、関東山地北縁部とほぼ同じ時期（N7）に内帯側が沈降するとみてよいであろう。
- ② 関東山地北縁では N7末に内帯側の隆起傾向が現れる。そのあとは既述のように地域ごとの活動傾向の相違がみられるようになる。
- ③ 諏訪湖付近では N8 に入ってまもなく外帯側が隆起するが、内帯側の沈降はほぼ N8 いっぱい続く。そして守屋地域と横河川地域とで中央構造線の活動に明らかな相違が認められるのは後期中新世後期である。この時期に横河川地域では、中央構造線より外帯側に沈降が起こった。
- ④ 関東山地北縁と諏訪湖付近とで中央構造線の動きが異なることは、中新世において両地域が分断していたことを意味するであろう。ただし中央構造線の活動開始期が両地域でほぼ同じで、しかも内帯側に沈降が起こっている、という共通点もみられる。このことは両地域が新第三紀初期において何らかの関連性があったことを示すのかもしれない。諏訪湖付近から関東山地北縁への中央構造線の大きな屈曲が古第三紀に完成した（Ichikawa 1980）と言われていることとの関連において、もっと広域からの検討が必要であろう。

## まとめ

関東山地北縁の中央構造線について、中新世における活動状況を中央構造線付近の中新統の分布、層

相, 層厚などに基づいて検討してみた. 同時に, 西方の諏訪湖付近の中央構造線の活動とも比較してみた. その結果と今後の検討課題を以下に記して, この論文のまとめとしたい.

- (1) 関東山地北縁での活動の開始期は前期中新世末 (N7) で, 内帯側が沈降する. そして N7 末に内帯側の隆起傾向が現れる. この後, 東部 (児玉-比企地域), 中部 (下仁田-富岡地域), 西部 (内山-駒込地域) の各地域で活動傾向に相違が生じる. このことはそれぞれの地域の境界部にあたる中央構造線を切る断層の動きが関与している可能性がある. そして N17になると少なくとも中部と西部では中央構造線の活動はみられないようである.
- (2) 諏訪湖付近でも, 活動開始期が関東山地北縁と同じ (N7) で, 内帯側が沈降する. しかし, N8に入ってからまもなく外帯側が隆起し, 内帯側の沈降は N8いっぱい続く. そして, 糸魚川-静岡構造線の南側の守屋地域と, 北側の横河川地域とでは, 後期中新世後期に活動の相違がみられ, 後者では外帯側に沈降が起こった.
- (3) 関東山地北縁と諏訪湖付近とでの中央構造線の活動の異同の要因については, さらに広域からの検討が必要であろう.
- (4) 関東山地より東方の関東平野地域では同山地から約40km離れた春日部層序試錐 (春日部 GS-1) において, 前期中新世以降の比企丘陵の中新統と対比可能な地層が知られている (武井ほか 1997). したがって滑川帯が春日部付近まで連なる可能性があり, 中新世における中央構造線の動きも関東山地北縁東部と同様な可能性があるが, 今後の課題である.

Abstract : Miocene geohistory of the Median Tectonic Line (MTL) in Northern Margin of Kanto Mountains was studied on the basis of geological features of Miocene sediments around MTL.

In late Early Miocene (N7), downward displacement of the Ryoke Belt occurred along MTL, and this depression was filled with sediments. An

unconformity was formed between Early and Middle Miocene (N7/N8) along the northern margin of Kanto Mountains. After then, geohistory of MTL were different in eastern, central and western part of northern margin of Kanto Mountains. These differences were related with the movement of N-S trending faults separating each part. During Late Miocene a displacement of MTL was not observed along northern margin of Kanto Mountains.

In Suwa district, sedimentation continued through N7/N8, though some area of the Sanbagawa Belt was uplifted to land surface in early N8. In the northern part of Suwa district, a collapse basin appeared in the Sanbagawa Belt along MTL during Late Miocene.

## 文 献

- 新井房夫・端山好和・林 信悟・細矢 尚・井部 弘・神 沢憲治・木崎喜雄・久保誠二・中島孝守・高橋 洌・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎・山下 昇・吉羽興一 (1966) 下仁田構造帯. 地球科学, 83, 8-24.
- フォッサマグナ地質研究会 (1991) フォッサマグナの隆起過程. 地団研専報, 38, 159-181.
- 藤本治義・渡部景隆・沢 秀生 (1953) 関東山地北部の押し被せ構造. 秩父科博研報, 4, 1-41.
- Fujishiro T and Kosaka T (1999) The Lower Miocene in the Shimonita Tectonic Zone, along the northern margin of the Kanto Mountains, central Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, 105, 122-139.
- 藤代隆司・輿水達司・柴 正博・小坂共栄 (1997) 関東山地北西縁部, 「駒込帯」およびその北側に分布する中新統の地質年代. 地球科学, 51, 158-163.
- 雁沢好博・比企団体研究グループ (1991) 埼玉県比企丘陵地域における中新統の凝灰岩のフィッシュン・トラック年代. 地団研専報, 38, 67-74.
- 群馬県地質図作成委員会 (1999) 群馬県10万分の1地質図および同説明書. 内外地図株式会社, 113p.
- 端山好和 (1990) 竹内圭史氏の関東山地北縁における牛伏山衝上断層に関する討論へ答える. 地質雑, 96, 494.
- 端山好和・比企団体研究グループ (1984) 関東山地北東縁から天竜峡型片麻状花崗岩および鹿塩型マイロナイトの発見. 地質雑, 71, 76-77.
- 比企団体研究グループ (1982) 関東山地北東縁部から領家非持型トーナル岩の発見. 地質雑, 88, 427-430.
- 比企団体研究グループ (2004) 関東山地北東縁部の比企丘陵-吉見丘陵-荒川河岸地域の中新統. 地団研専報, 52, 1-34.
- 本間不二男 (1931) 信濃中部地質誌. 古今書院, 331p.
- Ichikawa K. (1980) Geohistory of the Median Tectonic

- Line of Southwest Japan. Mem. Geol. Soc. Japan, 18, 187-212.
- 鐮川団体研究グループ (1985) 関東山地北縁から牛伏山衝上断層 (新称) の発見. 地質雑, 91, 375-377.
- 鐮川団体研究グループ (1990) 関東山地北縁における跡倉衝上と牛伏山衝上の関係. 地質雑, 96, 73-76.
- 鐮川団体研究グループ (2016) 関東山地北縁の中央構造線「馬山-金井線」の再検討. 下仁田町自然史館研究報告, 1, 41-48.
- 神沢憲治・木崎喜雄・久保誠二・高橋武夫・角田寛子・細谷 尚 (1968) 下仁田構造帯Ⅱ. 群馬大教育紀要, 自然科学編, 17, 7-19.
- 小林健太 (1995) 関東山地北縁部の中央構造線. 地質雑, 101, 729-738.
- Kobayashi T (1941) The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands. Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, Sec II, 5, 219-578.
- 小勝幸夫・小林洋二・渋谷 紘・武井暁朔・竹内敏晴・角田史雄・堀口萬吉・町田二郎・村井武文・吉田弘安・吉羽興一 (1970) 埼玉県寄居町付近の中生代後期の地層・岩石を中心とした地質学的研究. 地質雑, 76, 421-431.
- 小池美津子・橋屋 功・堀内誠示 (2007) 関東山地北縁部児玉地域の中新統. 埼玉県自然の博物館研報, 1, 21-41.
- 小池美津子・大平寛人・橋屋 功 (2010) 関東山地北縁, 上部中新統・山崎層 (新称) とその FT 年代. 埼玉県自然の博物館研報, 4, 45-54.
- 小坂和夫 (1979) 関東山地北東縁部付近の白亜紀以降の断層運動史. 地質雑, 85, 157-476.
- 小坂和夫 (1981) 群馬県下仁田町東方の三波川変成岩類分布地域から中新世以降を示す化石の発見とその意義. 日大文学部自然科学研究所「研究紀要」, 16, 13-15.
- Kosaka T, Kitazume O, Takano T and Fujishiro T (1998) Lower Miocene Stratigraphy and its paleo-environments of the Ame and Nukui River Area, northwestern part of the Kanto Mountains, central Japan. Earth Science (Chikyū Kagaku), 52, 136-152.
- 小坂共栄・鷹野智由・北爪 牧 (1991) 関東山地北西部の第三系 (その 1) - 長野県東部香坂~内山川流域, 特に駒込帯の地質とその地質学的意義について-. 地球科学, 45, 203-216.
- 久保誠二・角田寛子 (1973) 群馬県高崎市西方に分布する板鼻層の堆積サイクル. 地質雑, 79, 687-697.
- 公文富士夫・佐藤玲子・小坂共栄 (1990) 長野県諏訪湖北方の新第三系横河川累層の中新世放散虫化石. 信州大学理学部紀要, 25, 25-33.
- 松丸国照・林 明・松尾康弘・岸 良平 (1982) 北部フォッサ・マグナ地域の守屋層からの *Miogypsina* の発見とその意義. 地質雑, 88, 699-700.
- 大石雅之・高橋雅紀 (1990) 群馬県高崎地域に分布する中新統-とくに庭谷不整合形成過程について-. 東北大地質古生物研邦文報告, 92, 1-17.
- 大平寛人 (2004) 埼玉県比企丘陵および荒川河岸に分布する第三紀中新世凝灰岩の FT 年代. 地団研専報, 52, 51-65.
- 嵐山町博物誌比企・岩殿グループ (2004) 嵐山町と周辺の丘陵地域の地質. 嵐山町博物誌調査報告, 9, 13-78.
- 酒井 彰・藤森秀彦・竹内圭史・牧本 博・木村克巳・高木英雄 (1989) 群馬県下仁田町の南蛇井層からジュラ紀放散虫化石の産出とその意義. 地質学会第96年学術大会演旨, 154.
- 佐藤和平 (2004) 比企-荒川地域の中新統の変質作用. 地団研専報, 52, 97-111.
- 柴田賢・高木秀雄 (1989) 関東山地北部の花崗岩類の年代, 同位体からみた中央構造線と棚倉構造線との関係. 地質雑, 95, 687-700.
- 嶋本利彦・早坂康隆・塩田次男・小田匡寛・竹下 徹・横山俊治・大友幸子 (編著) (1996) テクトニクスと変成作用. 創文, 404p.
- 杉山隆二 (編) (1973) 中央構造線. 東海大学出版会, 401p.
- 高木秀雄・長濱裕幸 (1987) 関東山地北東縁部比企丘陵の領家帯. 地質雑, 93, 201-215.
- 高木秀雄・柴田 賢・内海 茂・藤森秀彦 (1989) 関東山地北東縁部の, 花崗岩類の K-Ar 年代. 地質雑, 95, 369-380.
- 高橋雅紀 (2008) 新第三系の分布と対比. 日本地方地質誌 3 関東地方, 朝倉書店, 東京, 26-37.
- 高橋雅紀・林 広樹 (2004) 群馬県富岡地域に分布する中新統の地質と複合年代層序. 地質雑, 110, 175-194.
- 高橋雅紀・柳沢幸夫 (2004) 埼玉県比企丘陵に分布する中新統の層序-複合年代層序に基づく岩相層序の総括-. 地質雑, 110, 290-308.
- 武井暁朔 (1982) 関東山地北縁部の領家帯. 地質雑, 88, 431-435.
- 武井暁朔・柿沼知子・中村和子・柿沼俊之 (1989) 関東山地北東縁部の中新統・楊井層のファンデルタ堆積物-サイクル性堆積と構造的背景-. 埼玉自然史博研報, 7, 57-72.
- 武井暁朔・小池美津子 (1977) 関東山地北縁部から董青石黒雲母片麻岩の発見. 地質雑, 83, 433-435.
- 武井暁朔・小池美津子 (1981) 関東平野西縁の地質. 地質学論集, 20, 169-176.
- 武井暁朔・小池美津子・橋屋 功・小沢良広 (2013) 関東山地北東縁部における中新世の古地理. 埼玉県立自然の博物館研究報告, 7, 31-50.
- 武井暁朔・佐藤和平・小池美津子・本間岳史 (1997) 春日部層序試錐 (春日部 GS-1) の中新統層序-関東山地北東縁部の比企地域の地質との比較検討-. 埼玉自然史博研報, 15, 1-15.
- 砥沢団体研究グループ・永田勇夫 (1991) 長野県二ツ山付近の後期中新世の陥没構造. 地団研専報, 38, 119-127.

通商産業省資源エネルギー庁（1975）広域調査報告書，秩父地域，56p.  
美ヶ原団体研究グループ（1990）長野県中央部美ヶ原高原南西部の地質．信州大学理学部紀要，25，79-99.  
渡部景隆（1954）内山断層について－関東山地北西部第三系の地史学的研究－．東京教育大理学部地質学鉱物学教室研報，3，105-115.  
渡部景隆・新井重三・林 唯一（1950）秩父盆地第三紀層

の地質学的研究．秩父科博研報，1，21-92.  
渡部景隆・菅野三郎・高野 貞・村山猪久馬（1950）関東山地北東縁部第三紀層の地質学的研究（寄居－小川－松山－児玉地域）．秩父科博研報，1，93-146.  
吉野博厚（1976）諏訪湖北方および南方の中央構造線－特に中新世以降の活動について－．地質学論集，13，61-72.  
吉野博厚（1982）長野県諏訪湖周辺の新第三系．地球科学，36，128-149.