小断層解析により復元した茂木地域の前・中期中新世応力場の変遷

Reconstruction of the Early to Middle Miocene stress fields in the Motegi area, Northeast Japan, using minor fault analyses

Abstract

星 博幸* 大槻憲四郎*

Hiroyuki Hoshi and Kenshiro Otsuki**

1995年12月19日受付.

1996年6月26日受理.

* 東北大学理学部地圏環境科学科.

Institute of Geology and Paleontology, Faculty
of Science, Tohoku University, Sendai 980-77,
Japan

Minor fault analyses in the Lower Miocene basin in the Motegi area, Northeast Japan, provide the lines of evidence of rapid changes in stress field within a short period from 17 to 15 Ma; NNE-SSW trending extension $\Rightarrow$ E-W trending extension $\Rightarrow$ NNE-SSW to NE-SW trending compression. The extensional stress field with a minimum stress axis (σ_3) trending NNE-SSW is almost concordant with that deduced from Early Miocene dike swarms in Northeast Japan. The E-W extension in the Motegi area is also concordant with that deduced from the development of Early Miocene half grabens over Northeast Japan. In the Motegi area, a drastic change of stress field, from extensional to compressional, occurred in the earliest Middle Miocene time. This compressional event has also been reported from the adjacent areas (e.g., the Chichibu basin, Takasaki area and the Tanakura area). The three stress fields are thought to be a key for solving some tectonic problems, such as kinematic history of the Pacific and Philippine Sea plates, backarc spreading in the Sea of Japan, lateral bending of Japan arc crust, and the buoyant subduction of the Izu-Bonin island arc.

Key words: minor fault analysis, Early to Middle Miocene stress field, extensional and compressional tectonics, Northeast Japan, Motegi area, Nakagawa Group

はじめに

過去の造構応力場を復元する際によく用いられる手法として、小断層解析法(例えば、平山・垣見, 1965)とその応用である鉱脈法(大槻, 1989)、および岩脈法(中村, 1969; Nakamura, 1977)がよく知られている。まず、岩脈法の長所は、岩脈の放射年代測定から応力場の時代を直接決定することにあるが、水平最大主応力軸(σ_{Hmax})の方向は知ることができても、三次元的な主応力軸配置を知ることはできない。鉱脈法は基本的に小断層解析法と同じ手法であるため、三次元的な主応力軸の方向を決定することができ、さらに鉱石の放射年代測定により応力場の時代を直接決定することも可能である。しかし、鉱床の形成域が限定されているという欠点もある。これら2つの手法に対して、小断層は火成作用や鉱化作用とは無関係に発達することから、適用地域が限定されない利点がある。小断層解析法では応力場の年代評価が問題となるが、詳細な地質年代と小断層の発達層準、複数系統の断層の前後関係、断層の性質(開離性か癒着性か、引きずりの種類、断層岩の性質)などの情報から、断層活動と応力場の年代をかなり詳しく推定することができる。

ところで、東北日本においては岩脈法や鉱脈法を用いた中期中新世以降の応力場変遷が詳細に復元されている(天野, 1980; Takeuchi, 1980; 佐藤ほか, 1982; 佐藤, 1986;

Tsunakawa, 1986; 大槻, 1989; 山元, 1991; 高橋, 1992; 渡辺, 1993; Sato, 1994 など)。しかしながら、前期中新世の応力場に関する報告は少なく、東北日本の各地で発達した正断層群とその活動に伴うハーフグラabenの伸びの方向(Yamaji, 1990; 幡谷・大槻, 1991; Sato, 1994)から最大伸張方向を推定しているにすぎない。東北日本の前期および中期中新世堆積盆は奥羽脊梁域および背弧域に広範に発達するが、そこに分布する地層はおもに火山砕屑岩類からなるいわゆるグリーンタフであるため、地質年代を高分解能で評価することは困難で、応力場の変遷を復元することも容易ではない。他方、前弧域には比較的新鮮な岩石からなる下・中部中新統が散点的に分布し(二戸、松島・仙台周辺、霊山、常磐、棚倉、茂木、関東山地周辺など)、近年それらの地質年代が高い分解能で解明されつつあり、応力場の詳細な復元も可能となってきた。

前弧域下部中新統の中でも、八溝山地中部に位置する茂木地域(Fig. 1)では、最近、岩相層序と地質構造(星・高橋, 1996a)、放射年代(高橋・星, 1995)および古地磁気層序(星・高橋, 1996b)が明らかにされた。星・高橋(1996a)は本地域で支配的なN-S系断層群が前期中新世最末期頃に正断層として活動したことを示し、前期中新世に東北日本の各地で成長したN-SからNNW-SSE方向のハーフグラabenの形成と密に関連した地殻変動である可能性が高いと指摘し

Fig. 1. Simplified geological map of the southeastern part of Northeast Japan, showing location of the Motegi area.

た。しかし後述するように、正断層運動の後に生じた断層運動の性格は未だ不明な点があり、これは島弧会合域に位置する茂木地域のテクトニクスを明らかにする上で重要な問題である。

前期中新世から中期中新世初頭にかけては、日本海の拡大に伴う東北日本の大規模な反時計廻りの回転（例えば、Otofuji et al., 1994）や地殻の薄化に伴う広域的な沈降（山路・佐藤, 1989）が生じたと考えられている。これらの地殻変動の時期とメカニズムを明らかにするためにも、前期中新世の応力場についての詳細なデータを得ることは重要である。本論では、筆者らが茂木地域において実施した小断層解析の結果を報告し、茂木地域における応力場の変遷、およびその応力場がより広域的な応力場とどのように関連しているのかについて議論する。

地質概説

茂木地域に分布する下部中新統は陸成の碎屑岩類および苦鉄質～珪長質火山岩類からなり、中川層群と呼ばれている（河田, 1947; Kawada, 1953）。中川層群は下位から市場層、

元古沢層、山内層および茂木層の4層に区分され、基盤の八溝層群（Kanomata, 1961）を不整合に被う。中川層群の上位には海成の中～上部中新統からなる荒川層群（河田, 1947; Kawada, 1953; 酒井, 1986）が傾斜不整合をもって重なる。以下ではおもに星・高橋（1996a）にもとづいて各層の概略、地質年代、および地質構造とN-S系断層群の運動センスを述べる。なお、本地域の模式柱状図、地質図および地質断面図をそれぞれFig. 2, 3, 4に示した。

1. 中川層群の岩相層序

中川層群の最下部をなす市場層は礫岩からなる。礫はおもに基盤由来の砂岩、頁岩、チャート、石英斑岩からなり、礫組成、平均礫径、円磨度は分布域ごとに異なっている。一般に礫、基質ともに変質が著しく、特に礫には黄鉄鉱の細脈が発達することがある。市場層の最大層厚は80mである。その上位の元古沢層は市場層を整合に被い、礫岩、砂岩、シルト岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩などからなる。本層のシルト岩は薄葉理が発達することと、しばしば亜炭を挟在することが特徴である。このシルト岩から産する植物化石群は阿仁合・台島混合型に属するという（関根, 1983）。最大層厚は350mほどで、岩相から湿地ないし湖沼堆積物と考えられる。山内層は元古沢層を非整合に被い、玄武岩～安山岩質の溶岩および同質の火山碎屑岩からなる。溶岩は上位層準ほど安山岩質である。本層の最大積算層厚は1400mに達する。本層群最上部の茂木層は下位層にオーバーラップし、おもに珪長質軽石凝灰岩とその再堆積物である凝灰質砂岩、凝灰質シルト岩からなり、安山岩～デイサイト質溶岩を挟む。

中川層群には多種多数の貫入岩が認められる。元古沢層には玄武岩質安山岩と無斑晶質玄武岩がシルとして発達する。後者は高 TiO_2 、低 K_2O で特徴づけられるソレライトで、元古沢玄武岩と呼ばれている（周藤ほか, 1985）。星・高橋（1995a, 1996b）は元古沢玄武岩とその上下の堆積物の観察から、本玄武岩の貫入時期を元古沢層の堆積直後と考えた。茂木層に発達するデイサイトは溶岩のほか貫入岩としても認められる。白水ほか（1983）によると、この岩石は著しく鉄に濃集したソレライト質ピジョン輝石デイサイトである。なお、中川層群分布域には、まれではあるが安山岩岩脈も認められる。

2. 地質年代

中川層群の地質年代は溶岩と凝灰岩のK-Arおよびフィッシュン・トラック（FT）年代測定と、古地磁気層序を地磁気年代尺度へ対比することにより詳しく推定されている。高橋・星（1995）によると、元古沢層に貫入する玄武岩質安山岩のK-Ar年代は 17.7 ± 0.2 Ma および 18.4 ± 0.2 Ma（いずれも誤差1 σ ）で、茂木層上部の軽石凝灰岩は 16.7 ± 0.9 Ma（1 σ ）のFT年代を示す。このことから、市場層と元古沢層は約18Maよりも古い地層と考えることができる。荒川層群最下部には浮遊性有孔虫化石帯（Blow, 1969）のN.8/N.9境界が確認されている（宇佐美ほか, 1995）。したがって、N.8/N.9境界の推定年代（15.1 Ma: Berggren et al., 1995）は中川層群の上限年代を意味する（Fig. 2: 高橋・星, 1995; 星・高橋, 1996b）。さらに、火山岩シーケンスの古地磁気層序を

Fig. 2. Generalized stratigraphic column of the Neogene strata in the Motegi area. Biostratigraphic, magnetostratigraphic and radiometric data are attached.

Cande and Kent (1995) の地磁気年代尺度に対比した星・高橋 (1996 b) は、元古沢玄武岩の貫入がクロン C5Dr (18.281~17.615 Ma) またはクロン C5Er (19.048~18.781 Ma) に生じたことを明らかにし、さらに山内層の下部にクロン C5Dn/C5Dr 境界 (17.615 Ma) が、山内層の中部にクロン C5Cr/C5Dn 境界 (17.277 Ma) があると考えた。以上より山内層は 18~17 Ma の、茂木層は 17 Ma 前後の地層であり、中川層群は約 19 Ma から 17 Ma 前後までの短期間に堆積した地層と判断される (Fig. 2)。なお、星・高橋 (1996 b) で説明されているように、Wei (1995) の地磁気年代尺度を採用し

た場合には中川層群および荒川層群の年代、さらに以下に記述する応力場と構造運動の年代解釈が Cande and Kent (1995) の地磁気年代尺度を使用した場合と若干異なってくる。これについての詳細は「付記」に記したが、本論では基本的に Cande and Kent (1995) の地磁気年代尺度および Berggren et al. (1995) の複合年代尺度を用いて議論を進める。

3. 地質構造と N-S 系断層群の活動

本地域の北部に分布する中川層群は南または南東に 10~40° で傾斜する同斜構造を呈し、一般に基盤近傍で傾斜角は

Fig. 3. Geological map of the Motegi area. MMF: Mukoda-Machida Fault. KF: Kawaminami Fault. NF: Namai Fault. INF: Ishihara-Nagate Fault. KOF: Koudo-Ose Fault. IIF: Ichiba-Ishihata Fault. GF: Gyoninzukatoge Fault. NTF: Niiyashiki-Tawakura Fault. KIF: Kakado-Iino Fault. HRF: Hattandagawa Fault. TF: Togoe Fault. MIF: Motokozawa-Iwanome Fault. SF: Senda Fault. MF: Mitsumanda Fault. MKF: Motegi-Kamii Fault. HF: Hayashi Fault. AF: Ayuta Fault. Simplified from Hoshi and Takahashi (1996 a).

Fig. 4. Geological cross section of the northern part of the Motegi area. Simplified from Hoshi and Takahashi (1996 a).

大きい。地域中央部に広く分布する茂木層は 10° 前後の傾斜を示すことが多いが、大局的に岩相分布はほぼ等高線に平行である。

本地域の地質構造を大きく規制している構造要素は、N-S方向の西傾斜断層群である (Fig. 3, 4 および 5)。星・高橋 (1996 a) は断層破碎帯に含まれる断層角礫の表面の擦痕の方向、角礫の剪断のセンス、および断層面上に保存されている擦痕の方向などのデータから、N-S系断層群の初生的かつ主要な運動センスは正すべり (normal-slip) または正すべり成分が卓越する右正すべり (right-normal-slip) であったと考えた。しかしながら、正すべり成分が卓越する運動のみでは低角 rake を示す断層擦痕 (Fig. 5 の C, H, J, N など) を説明することは困難である。そこで彼らは断層面上に記録されている擦痕は最も新しい時期のスリップベクトルの方向を示しているとみなし、かつ低角 rake の方向はほとんどが南または南西であることを考慮し、正すべりの後に生じた断層運動について、①伸張応力場での左正すべり、②圧縮応力場の下での右すべり～右逆すべり、の2つの可能性を挙げた。

中川層群とは対照的に、荒川層群には地質図に表記可能な規模をもつ断層はおろか、小断層すらほとんど発達しない。荒川層群は本調査地域西方の栃木県市貝町から北は黒羽町にかけて南北に広く分布するが (酒井, 1986), 酒井 (1988, 1991) の地質図からも明かなように、分布域全域を通して断層または褶曲などの変形構造はごくまれにしか認められず、概ね西に 10° 前後で傾斜する同斜構造を呈するのみである。このように基盤岩および下部中新統中川層群と、中～上部中新統荒川層群との間に著しい構造的差違が認められることは、中期中新世以降に八溝山地西縁地域で顕著な造構運動が生じていないことを暗示するばかりではなく、中川層群分布域にみられる大規模なN-S系断層や多数の小断層の活動が荒川層群の堆積前に終了したことを示唆している。

小断層解析

小断層解析は河川沿いや切り割りなどで、できる限り露頭単位で測定・記載した。単一露頭では測定数が少ない場合や露頭面積が小さい場合はルートに沿って測定した。測定した露頭およびルートの位置を Fig. 6 に示す。小断層は断層の走向・傾斜、擦痕が保存されている場合はその rake、およびスリップ量 (ネットスリップが不明なときは露頭面上におけるセパレーション) を測定した。さらに断層近傍に引きずり (fault drag) が認められる場合はそれも記載した。測定対象は元古沢層以上の地層に発達する小断層である。市場層にも

小断層は多くみられるが、礫岩であるためネットスリップ、セパレーションともに測定が困難で、解析対象から除いた。以下ではまず本地域に発達する小断層の概略的な特徴を述べ、つぎに解析結果の詳細を運動センス別に記述する。なお、各測定サイトにおける地層の傾斜は 20° 前後かそれ以下であるため、地層面補正は行っていない。

1. 断層の性質と分類

本地域に発達する小断層は衣笠ほか (1969) による開離型 (open) のものと癒着型 (closed) のものに大別することができる。癒着型の断層を筆者らは「面なし断層」と呼んでいる。「面なし断層」について、井尻ほか (1955) は「断層面が失われているか、または少なくとも失われる傾向にある断層」と定義したが、筆者らはこの定義にこだわらず、藤田ほか (1965) および衣笠ほか (1969) に従い、「断層の両盤の間の物質 (破碎物質) が周囲の岩石と同程度に固結し、断層面が癒着してしまった (healed) 断層」という意味で使用している。それに対して、開離型の断層は、「断層面そのものを掘り出せる断層」、つまり断層面が癒着していない (unhealed) 断層を指す。破碎帯の固結は埋没深度 (圧力と温度) に依存するが、癒着型の断層は未固結または半固結の地層に破壊が生じ、その後母岩とともに続成作用を受けた場合に形成されるであろう (衣笠ほか, 1969)。他方、開離型の断層は脱水・固結作用が進行して脆性的になった地層が破壊した場合に形成され、その後埋没深度がさしたるものでなければそのまま保存されよう。癒着型の断層は茂木層の軽石凝灰岩、凝灰質砂岩および凝灰質シルト岩に多くみられ、開離型の断層は山内層の溶岩および火山砕屑岩に多く認められる。

本研究では便宜的に $0^\circ \leq \text{rake} \leq 30^\circ$ のものを走向すべり断層、 $30^\circ < \text{rake} < 60^\circ$ のものを斜めすべり断層、 $60^\circ \leq \text{rake} \leq 90^\circ$ のものを傾斜すべり断層と呼ぶことにする。本地域には傾斜すべり断層と走向すべり断層がよく発達する。傾斜すべり断層はすべて正すべり成分を伴い、逆すべり成分を伴うものはみられなかった。走向すべり断層は右ずれ、左ずれの両方が認められたが、右ずれを示すものが多い。

2. 傾斜すべり断層

中川層群にはN-S～NNW-SSE方向とWNW-ESE～E-W方向の正断層がよく発達する (Fig. 7)。便宜的に前者をN-S正断層系、後者をE-W正断層系と呼ぶことにしよう。以下では各層ごとに発達する傾斜すべり断層を記載する。

茂木層

サイト 11, 12, 13, 14, 15, 16, 18, 19, 22, 25, 26 (Fig. 6)。茂木層に発達する傾斜すべり断層の等積ネット (下半球)

Fig. 5. Structural map of the Neogene basin in the Motegi area (Hoshi and Takahashi, 1996 a).

投影を Fig. 8 に示す。癒着型の断層 (図の A) は E-W 正断層系が卓越し、そのほとんどが茂木層の中部層準以下に発達する。断層面の傾斜は $60^{\circ} \sim 70^{\circ}$ のものが多い。この正断層系から NNE-SSW 方向の伸張応力場が期待される。他方、開

離型の断層 (図の B) の走向には、測定数が少ないためか方向性が認められない。断層面の傾斜は $60^{\circ} \sim 90^{\circ}$ が多い。

茂木層分布域において共役関係を示す小断層系を 2 セット確認した (Fig. 9 の上段)。1 つは茂木町下菅又 (茂木町茂木

Fig. 6. Map showing the routes and outcrops where minor faults were measured. Base map after one 1 : 50,000-scale (15' quadrangle) topographic map of Japan, Quadrangle "Karasuyama" of Geographical Survey Institute of Japan.

の西北西約4km; Fig. 6の範囲外)に分布する茂木層上部の軽石凝灰岩中に、もう1つはサイト14に分布する茂木層中部の砂質軽石凝灰岩中に発達するものである。両者とも癒着型の断層からなる共役正断層系で、前者の中間圧縮主応力軸(σ_2)と最小圧縮主応力軸(σ_3)はそれぞれN-S, E-W方向、後者についてはそれぞれWNW-ESE, NNE-SSW方向である。

山内層

サイト1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 17, 23, 27 (Fig. 6)。

山内層に発達する小断層をFig. 10に示す。癒着型の断層(図のA)は測定数が少ないもののN-S正断層系が卓越するようである。断層面の傾斜はいずれも $70^\circ \sim 80^\circ$ である。山内層に圧倒的に多いのは開離型の断層(図のB)である。これは山内層が溶岩および火山砕屑岩からなり、もともと脆性的な岩質だからだろう。断層の走向がばらついているように見えるが、いずれにも正すべりを示す断層擦痕が認められ、N-S正断層系とE-W正断層系が共存したものとみなせよう。

Fig. 7. Normal-slip minor faults in the Nakagawa Group. π -poles of fault planes projected on lower hemisphere of equal-area net. Contours (Kamb's method; Kamb, 1959) are at a 2σ interval. Plotted using the program "Stereonet version 4.3a" by Allmendinger, R. W.

癒着型の断層から推定されるのはほぼE-W方向の伸張応力場であるが、測定数が少なくデータのばらつきが大きいため、あまりこの応力場は強調できない。開離型の断層からはほぼE-WおよびN-S方向の伸張応力場が推定される。

元古沢層

サイト9, 10, 20, 21, 24 (Fig. 6)。

元古沢層に発達する小断層をFig. 11に示す。癒着型の断層(図のA)は、癒着型に特有の黒い筋があったり不規則型の形態(衣笠ほか, 1969)を示すのだが、面は開離していることが多い。すなわち、衣笠ほか(1969)が表現した「面なし断層」が風化によって「開いた断層」と考えられる。E-W正断層系の癒着型断層には純粋な正すべりを示す擦痕が保存されているものが多い。断層面の傾斜は 70° 前後ではほぼ一定している。これらの断層群はNNE-SSW方向の伸張応力場を示唆する。擦痕のない癒着型の断層は測定数が少ないためか方向に規則性が認められない。他方、開離型の断層(図のB)にはN-S正断層系に属するものが多いが、E-W正断層系に属するものもわずかに認められる。断層面の傾斜は $40^\circ \sim 90^\circ$ の範囲でばらつきが大きい。いずれもほぼ正すべりを示す擦痕を伴っている。

調査地域南部に分布する本層中に共役関係をなす小断層系を2セット確認した(Fig. 9の下段)。1つはサイト20の癒着型からなるセットで、もう1つはサイト24から得られた開離型のセットである。断層の性質が異なるにもかかわらず

Fig. 8. Normal-slip minor faults in the Motegi Formation. A: fault plane orientations of closed (healed) faults. B: fault plane orientations and slip vectors of open (unhealed) faults. Equal-area lower-hemisphere projections.

ず、これら2つの共役セットはともによく一致した主応力軸配置を示す。すなわち、 σ_1 (最大圧縮主応力軸) はほぼ垂直で、 σ_2 と σ_3 はそれぞれ NW-SE, NE-SW 方向である。

3. 走向すべり断層

中川層群の全層準にわたって走向すべり断層が発達する。これらは開離型のものが圧倒的に多い。Fig. 12 の A はずれの方向が確認できなかった断層、B および C はそれぞれ左ずれ、右ずれの断層の投影図である。断層面の傾斜はほとんど

のものが 70° 以上であり、擦痕の rake は 20° 以下が多い。断層の走向は NNW-SSE から ENE-WSW の範囲に集中し、さらにその中でもほぼ N-S 方向のものが卓越するようである。左ずれの断層は測定数が少ないためか、明瞭な方向性は認められないが、右ずれの断層はほぼ N-S 方向のものが多く、これらの走向すべり断層群から推定される応力場については後述する。

Fig. 9. Stress orientations deduced from conjugate minor faults in the Motegi area.

Fig. 10. Normal-slip minor faults in the Yamanouchi Formation. A: fault plane orientations of closed (healed) faults. B: fault plane orientations and slip vectors of open (unhealed) faults. Equal-area lower-hemisphere projections.

Fig. 11. Normal-slip minor faults in the Motokozawa Formation. Equal-area lower-hemisphere projections showing fault plane orientations and slip vectors of (A) closed (healed) and (B) open (unhealed) faults.

考 察

これまで茂木地域に発達する小断層の卓越方向と運動センスを記載し、さらに傾斜すべり断層については期待される応力場についても記述してきた。本地域は約 17.6 Ma 以降、水平回転運動を被っていないことが予察的な古地磁気の研究から明らかになっている(星・高橋, 1995b) ため、上に復元した応力軸の方向はそのまま断層形成時の方向とみなしてよい。また、既述したように、中川層群を不整合に被う荒川層群に変形構造がほとんど発達しないことは、荒川層群堆積時以降は八溝山地西縁地域において顕著な造構運動が生じなかったことを暗示するだけでなく、中川層群に認められる小断層の形成が荒川層群の堆積前、すなわち浮遊性有孔虫化石帯 N.9 の基底年代 (15.1 Ma: Berggren et al., 1995) 以前であったことを示唆している。以下ではまず、走向すべり断層から推定される応力場について考察し、つぎに複数の断層系統から推定された応力場の前後関係について議論する。そして、復元された応力場がより広域的な応力場とどのように対応しているのかについて検討する。

1. 走向すべり断層から推定される応力場

すでに述べたように、走向すべり断層の走向は NNW-SSE から ENE-WSW の範囲に集中し、さらにその中でもほぼ N-S 方向のものが卓越する (Fig. 12)。また、右ずれ変位を確認できた断層 (Fig. 12 の C) もほぼ N-S 方向のものが多く、このことは、本地域で確認された多数の N-S 系走向す

べり断層の運動センスが右すべりであったことを示唆している。本地域に発達する大規模 N-S 系断層群の後生的な運動センスも右すべり～右逆すべりであった可能性が高く(星・高橋, 1996a)、本地域では N-S 方向の断層に沿う走向すべり運動のセンスは、断層のサイズに関わらず右すべりであったと考えられる。

N-S 方向の断層に沿って右すべり運動が生じるときの応力場は、仮に剪断面角 (2θ) を $60^\circ \sim 90^\circ$ としたとき、ほぼ NNE-SSW $\sim$ NE-SW 方向に σ_1 をもつ圧縮応力場が期待される。

2. 茂木地域における応力場変遷

中川層群に発達する小断層は正断層と走向すべり断層の 2 種類に大別することができた。そのうち、正断層には発達層準と断層面の性質(開離型と癒着型)ごとにいくつかの異なった系統があることが判明した。また、走向すべり断層は NNE-SSW $\sim$ NE-SW 方向の σ_1 をもつ圧縮応力場により形成された可能性が高い。本地域における応力場の変遷を明らかにするためには、これら複数系統の断層群の前後関係を解明する必要がある。

最初に正断層について考えてみよう。まず、茂木層にはその中部に σ_3 が NNE-SSW の癒着型共役正断層系がみられ、上部には E-W の σ_3 を示す癒着型共役正断層系が認められた (Fig. 9)。既述したように、癒着型の断層は脱水・固結作用が進行していない未固結ないし半固結の地層中に形成されと考えられるため、茂木層中部、および茂木層上部の堆積時

Fig. 12. Strike-slip ($0^\circ \leq \text{rake} \leq 30^\circ$) minor faults in the Lower Miocene Nakagawa Group. Equal-area lower-hemisphere projections showing fault plane orientations and slip vectors. A: faults with unknown slip direction. B: left-lateral faults. C: right-lateral faults.

または堆積直後にそれぞれ NNE-SSW 方向, E-W 方向の伸張応力場が作用したと推察される。

より詳しく 2 つの断層系 (N-S 正断層系と E-W 正断層系) の形成順序を検討するために, 以下では各層準に発達するこれら断層系の発達の程度, 癒着型断層の割合 (Table 1) などに注目してみよう。

① N-S 正断層系と E-W 正断層系は, ともに中川層群のほぼ全層準にわたって発達していて, 下位の層準ほど N-S 正断層系および E-W 正断層系の正断層総数に対する割合 (N_{N-S}/N および N_{E-W}/N) が減少するという明瞭な傾向もない。これらのことは 2 つの断層系とも茂木層堆積時以降に形成された可能性が高いことを示唆しており, 露頭規模の共役正断層系から得られた上記の推察を支持する。

② 癒着型断層の出現頻度は, N-S および E-W 正断層系の双方とも茂木層で著しく大きくなる。このことは両者とも茂木層の固結があまり進行していない時期に形成されたことを示唆する。とくに茂木層においては, E-W 正断層系の 9 割を癒着型が占め, この割合は N-S 正断層系の 1.5 倍以上に達する。このことは E-W 正断層系の後に N-S 正断層系が形成

Fig. 13. Assemblages of two different slip vectors on a fault plane. Closed circles: older vectors. Open squares: younger vectors. Equal-area lower-hemisphere projection.

されたことを示唆する。

③ N-S および E-W 正断層系の双方とも, 癒着型断層の割合が山内層で激減する。これは山内層が溶岩および火山碎屑岩を主体とし, 堆積直後から固結度が高かったためであろう。元古沢層における癒着型断層の割合は茂木層のそれよりかなり低いが, これは下位層ほど固結が進行していたためであろう。その層準でも癒着型断層の占める割合は E-W 正断層系より N-S 正断層系の方が格段と低い。このことも E-W 正断層系の後に N-S 正断層系が形成されたことを示唆する。

以上のことから, まず E-W 正断層系が茂木層堆積中か堆積直後に形成され, その後 N-S 正断層系が形成されたと考えられる。すなわち, 茂木層堆積時, またはその直後から荒川層群の堆積が始まるまでに, NNE-SSW~N-S 方向の伸張応力場→E-W 方向の伸張応力場という応力場の転換が生じたと考えることができる。

つぎに, 伸張応力場と NNE-SSW~NE-SW 方向の圧縮応力場との前後関係を考えよう。走向すべり断層は大多数が開離性の断層からなり, また中川層群のほぼ全層準に発達する。このことから, 茂木層の堆積以降で荒川層群の堆積前に圧縮応力場が作用したと考えられる。ここで Fig. 13 に示した, 複数系統の擦痕が保存されている小断層に注目してみよう。まれに同一断層面上に方向の異なる擦痕が重複して保存されていることがある。このことは同一面に沿ってスリップベクトルの異なる複数回の断層運動が生じたことを意味しているのだが, 一方の擦痕がもう一方の擦痕を部分的に消しているのを認め得ることがある。本地域では 11 条の小断層にこの事象が認められた (Fig. 13)。この「消した消された」関係を用いることにより双方の運動の前後関係を知ることが可能である。Fig. 13 の黒丸は部分的に消されている擦痕, つまり先に生じた断層運動の方向を示している。そして白抜き四角は黒丸を消している擦痕である。この図から, ①断層面は N-S 方向のものが多く, ②11 条中 8 条の断層で, 傾斜すべりを示す擦痕を走向すべりの擦痕が消している, ことがわか

Table 1. Normal-slip fault data in each formation.

Formation	N	N_{N-S}	N_{E-W}	N_{N-S}^h	N_{E-W}^h	N_{N-S} / N	N_{E-W} / N	N_{N-S}^h / N_{N-S}	N_{E-W}^h / N_{E-W}
Motegi	127	37	90	22	82	29%	71%	59%	91%
Yamanouchi	74	49	25	10	1	66%	34%	20%	4%
Motokozawa	52	25	27	4	14	48%	52%	16%	52%

N =total number of faults measured; N_{N-S} =number of faults belonging to N-S fault system; N_{E-W} =number of faults belonging to E-W fault system; N_{N-S}^h =number of healed faults belonging to N-S fault system; N_{E-W}^h =number of healed faults belonging to E-W fault system.

る。これらのことは、まず N-S 系の断層に沿って傾斜すべり運動が生じ、その後同一断層面に沿って横ずれの運動が起きたことを示している。すでに述べたように、N-S 系の小断層に沿って起きた傾斜すべり運動は正すべり成分が卓越したものであった (N-S 正断層系) ので、E-W 方向の伸張応力場の後に NNE-SSW~NE-SW 方向の圧縮応力場が作用したと考えることができよう。

以上の議論から各応力場の前後関係が推定された。ところで、茂木層最下部の年代は FT 年代 (高橋・星, 1995) および古地磁気層序 (星・高橋, 1996b) から約 17 Ma と考えられる。また、荒川層群の最下部は浮遊性有孔虫化石群集 (宇佐美ほか, 1995) から, Berggren et al. (1995) の年代尺度を用いて約 15.1 Ma と見積もられる (Fig. 2)。したがって、Fig. 14 に示したように、茂木層の堆積開始時から荒川層群の堆積開始時までの約 200 万年間に、NNE-SSW 方向の伸張→E-W 方向の伸張→NNE-SSW~NE-SW 方向の圧縮という 2 回の応力場の転換が生じたと考えられる。

3. 東北日本南部地域における前~中期中新世の応力場とテクトニクス

茂木地域では 2 回の応力場の転換が推定されたが、それらがより広域的な応力場とどのように対応しているのかを検討する必要がある。

まず、茂木地域において茂木層堆積時または堆積直後に作用した NNE-SSW 方向の伸張応力場は、前期中新世に東北日本全域に作用したほぼ NE-SW 方向の伸張応力場 (Sato, 1994) と同一のものである可能性が高い。Sato (1994) は東北日本の各地から報告されている岩脈、小断層、および鉾脈などのデータをまとめ、新第三紀以降の広域応力場の変遷を議論したが、それによると 20~15 Ma の岩脈の方向はほぼ NW-SE 方向に定向配列しているという。奥羽脊梁域以西に分布する下部中新統は変質が著しく、現時点では高い分解能で地質年代を評価することは困難なので、ここでは両者が同一の応力場である可能性を指摘するにとどめる。

つぎに、茂木地域で NNE-SSW 方向の伸張応力場の後に作用したであろう E-W 伸張応力場は、東北日本で多数認められるハーフグラaben の形成の応力場と一致する。茂木に隣接する地域についてのみ言及すれば、NNW-SSE 方向に延びる棚倉破砕帯沿いの新第三系堆積盆には、Arcid-

Potamid 動物群集の産出層準から *Miogypsina kotoi* や *Operculina complanata japonica* を産出する層準にかけての短期間に、断層活動に伴う大量の粗粒碎屑物が供給された (Omori, 1958; 大槻, 1975; 天野ほか, 1989; 斎藤ほか, 1992)。佐藤ほか (1982) や大槻・北村 (1986) は、この現象を ENE-WSW 方向の伸張応力場の下でのハーフグラaben の活動と考えたが、棚倉におけるこの応力場は、断層活動の時期および性格から、茂木地域で N-S 系正断層群が成長する原因となった E-W 伸張応力場と同一のものと判断される。

NNE-SSW~NE-SW 方向の圧縮応力場について考えてみよう。関東地方では前期中新世末~中期中新世初頭に顕著な圧縮応力場が作用したことが知られている (大石・高橋, 1990; 高橋, 1992)。大石・高橋 (1990) は、関東山地の北縁部に位置する高崎地域において N. 9~N. 10 期の庭谷層がその下位層を部分不整合に被うことを明らかにし、この不整合を庭谷不整合 (Niwaya Unconformity) と名付けた。さらに彼らは地質構造および小断層解析の結果から、この不整合は NE-SW 方向の圧縮応力場により形成されたことを示した。ここでの主圧縮軸 (σ_1) の方向と時代は、茂木地域で推定されたそれとほぼ一致する (Fig. 14)。このような圧縮応力場は秩父盆地 (高橋, 1992)、棚倉地域 (大槻, 1975; 佐藤ほか, 1982; 越谷, 1986) などでも確認されている。高橋 (1992) も指摘しているように、東北日本の脊梁~背弧域には関東で認められる圧縮応力場は見いだされておらず、逆にこの地域では N. 8 から N. 9 期に広域的な沈降が生じた (山路・佐藤, 1989; Yamaji, 1990)。すなわち、茂木地域で認められた圧縮応力場は、東北日本南部地域に特徴的に認められる圧縮応力場と同一のものと判断される。

さて、茂木地域で復元された 3 つの異なった応力場は、より広域的な応力場の一部であると考えられるわけだが、それぞれが持つテクトニックな意味については必ずしも判明しているわけではない。これらを扱うのは本論の範囲を超えるのだが、問題点のいくつかを整理しておこう。

島弧の広域応力場は、基本的にはプレートの収れん速度に支配されるが (Otsuki, 1989)、海山や大陸性地殻の浮力性沈み込み、扇形のような不均等な背弧拡大などによって修飾される。上記の 3 種の応力場のうち、NNE-SSW 方向の水平伸

Fig. 14. Change of stress fields in the Motegi and Takasaki areas between 19 and 14 Ma.

張応力場は、東北日本の伸びの方向とほぼ平行なため、テクニクな解釈が容易ではない。

E-W 方向の伸張応力場は、これまで日本海の拡大に関係するものとみなされてきた。このような解釈は、古地磁気の研究による日本列島の折れ曲がり（例えば、Otofuji et al., 1985 a）と調和するかのようにみえることに強く影響されたからであった。しかし、同様な古地磁気の研究であっても、二戸地域の白鳥川層群（林田, 1994）、松島地域の松島層と大塚層（Yamazaki, 1989）、茂木地域の中川層群（星・高橋, 1995 b）などの東北日本弧前弧域は、18~17 Ma 以降回転していないことが次第に明らかになってきたばかりではなく、Otofuji et al. (1985 b) のデータの中にも朝日山地北麓のような一様な回転と矛盾するものが含まれている。広岡 (1989) や林田 (1994) はそのようなデータを島弧内ブロックの差別的回転によるものと解釈したが、白亜紀~古第三紀に形成された NNW-SSE 方向の大規模左横ずれ断層群（Otsuki and

Ehiro, 1978; 永広, 1982; 庄司, 1983; 笹田, 1984, 1985; 越谷, 1986; 山元・柳沢, 1989; 大槻・永広, 1992 など）は前弧域、背弧域を通して走向方向が一定しており、東北日本がその内部で差別的な回転を被った形跡は見当たらない。したがって、これまで日本海拡大直前から拡大時のものとみなされてきた E-W 方向の伸張応力場は、むしろ日本海拡大後（厳密には東北日本の回転後）のものである可能性が強まったといわなければならない。

NNE-SSW~NE-SW 方向の水平圧縮応力場は、東北日本の南部に限定されるという点で特異である。その局所性から、この応力場の原因を伊豆-小笠原弧の衝突に求められるのかもしれない。しかし、この時期以降も衝突の状況は変化していないようなのに（例えば、天野, 1986; Amano, 1991）、なぜ圧縮応力場が 16~15 Ma 頃の短期間しか継続しなかったのかという問題が生じる。

いずれにせよ、17~15 Ma の短期間に目まぐるしく変化し

た3つの応力場は、太平洋プレートとフィリピン海プレートの運動史、両プレート間の境界(伊豆-小笠原海溝)の位置の変化と伊豆-小笠原弧の衝突、日本海拡大の時期と様式など、新生代日本列島のテクトニクスにとって大変重要な要素が関連しており、逆にこれらの問題を解く鍵となるものと考えている。

ま と め

本論では、茂木地域で実施した小断層解析の結果を報告し、前〜中期中新世の応力場の変遷について議論した。本地域では、茂木層の堆積開始時(約17 Ma)から小高層の堆積開始時(約15 Ma)までの約200万年間に、NNE-SSW方向の伸張応力場→E-W方向の伸張応力場→NNE-SSW〜NE-SW方向の圧縮応力場、という応力場の変遷が復元された。E-W方向の伸張応力場は東北日本に多数発達するハーフグラベン形成の応力場と、そしてNNE-SSW〜NE-SW方向の圧縮応力場は南部フォッサマグナ地域とその周辺で特徴的に認められる圧縮応力場と同一のものと判断される。

謝辞 地質調査所燃料資源部の高橋雅紀博士には、関東地方の応力場変遷に関し討論していただき、有益な御助言をいただいた。深く感謝します。

文 献

- 天野一男, 1980, 奥羽脊梁山脈宮城・山形県境地域の地質学的研究. 東北大地質古生物邦文報, no. 81, 1-56.
- 天野一男, 1986, 多重衝突帯としての南部フォッサマグナ. 月刊地球, 8, 581-585.
- Amano, K., 1991, Multiple collision tectonics of the South Fossa Magna in central Japan. *Modern Geol.*, 15, 315-329.
- 天野一男・越谷 信・高橋浩之・野田浩司・八木下晃司, 1989, 棚倉破砕帯の構造運動と堆積作用. 日本地質学会第96年学術大会見学旅行案内書, 55-86.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. and Aubry, M.-P., 1995, A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Berggren, W. A. et al., eds., *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. SE. PM Spec. Pub. No. 54, 129-212.
- Blow, W. H., 1969, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Renz, H. H., eds., *Proceedings of the First International Conference on Planktonic Microfossils*. 1, Leiden, Netherlands, 199-422.
- Cande, S. C. and Kent, D. V., 1992, A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, 97, 13917-13951.
- Cande, S. C. and Kent, D. V., 1995, Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, 100, 6093-6095.
- 永広昌之, 1982, 東北日本のNNW性断層群—棚倉破砕帯の姉妹断層—. 月刊地球, 4, 200-205.
- 藤田至則・沓沢 新・三梨 昂, 1965, 堆積盆地の境界部に発達する断層の研究(1). 地球科学, no. 76, 1-14.
- 幡谷竜太・大槻憲四郎, 1991, 山形県小国町付近の地質—東北本州弧前期中新世ハーフグラベンの例—. 地質雑, 97, 835-848.
- 林田 明, 1994, 門の沢地域の古地磁気方位と東北日本の回転. 月刊地球, 16, 135-138.
- 平山次郎・垣見俊弘, 1965, 地層中の応力場の解析法とその実例について. 地球科学, no. 78, 23-31.
- 広岡公夫, 1989, 中新世の中・東日本の古地磁気. 月刊地球, 11, 539-543.
- 星 博幸・高橋雅紀, 1995 a, 栃木県茂木地域にみられる前期中新世シートコンプレックス(予報). 日本地質学会第102年学術大会演旨, 93.
- 星 博幸・高橋雅紀, 1995 b, 栃木県茂木地域に分布する前期中新世火山岩の古地磁気—東北日本の回転は17.6 Ma以前!—. 地球電磁気・地球惑星圏学会第98回演旨, 167.
- 星 博幸・高橋雅紀, 1996 a, 八溝山地中部, 茂木地域に分布する下部中新統の地質構造—N-S系断層の運動と中新世テクトニクス—. 地質雑, 102, 25-39.
- 星 博幸・高橋雅紀, 1996 b, 茂木地域に分布する前・中期中新世火山岩類の古地磁気層序と火山活動の時期. 地質雑, 102, 573-590.
- 井尻正二・藤田至則・陶山国男, 1955, “面なし断層”. 地球科学, no. 24, 12-19.
- Kamb, W. B., 1959, Theory of preferred crystal orientation developed by crystallization under stress. *Jour. Geol.*, 67, 153-170.
- Kanomata, N., 1961, The geology of the Yamizo, Torinoko and Toriashi mountain blocks and their geologic age. *Jour. Coll. Arts and Sci., Chiba Univ.*, 3, 351-367.
- 河田喜代助, 1947, 栃木県鷺子山塊周縁の第三紀層について. 地質雑, 53, 92.
- Kawada, K., 1953, Geological studies on the Yamizo, Torinoko and Toriashi mountain blocks and their neighbourhood in the northeastern Kanto district. *Sci. Rep. Tokyo Bunrika Daigaku, ser. C*, 2, 217-307.
- 衣笠善博・垣見俊弘・平山次郎, 1969, 房総半島東海岸の小断層. 地調月報, 20, 13-38.
- 越谷 信, 1986, 棚倉破砕帯の変形と運動. 地質雑, 92, 15-29.
- 中村一明, 1969, 広域応力場を反映した火山体の構造—側火山の配列方向—. 火山第2集, 14, 8-20.
- Nakamura, K., 1977, Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—Principle and proposal. *Jour. Volcano. Geotherm. Res.*, 2, 1-16.
- 大石雅之・高橋雅紀, 1990, 群馬県高崎地域に分布する中新統一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, no. 92, 1-17.
- Omori, M., 1958, On the geological history of the Tertiary system in the southwestern part of the Abukuma mountainland, with special reference to the geological meaning of the Tanakura Sheared Zone. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Ser. C*, 6, 55-116.
- Otofujii, Y., Kambara, A., Matsuda, T. and Nohda, S., 1994, Counterclockwise rotation of Northeast Japan: Paleomagnetic evidence for regional extent and timing of rotation. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 121, 503-518.
- Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S., 1985 a, Opening mode of the Japan Sea inferred from the palaeomagnetism of the Japan Arc. *Nature*, 317, 603-604.
- Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S., 1985 b, Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan—rifting process of the Japan Arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, 265-277.
- 大槻憲四郎, 1975, 棚倉破砕帯の地質構造. 東北大地質古生物研邦文報, no. 76, 1-71.
- 大槻憲四郎, 1989, 鉾脈による新第三紀東北本州弧の造構応力場復元. 地質学論集, no. 32, 281-304.
- Otsuki, K., 1989, Empirical relationships among the convergence rate of plates, rollback rate of trench axis and island-arc tectonics: “laws of convergence rate of plates”. *Tectonophysics*, 159, 73-94.
- Otsuki, K. and Ehiro, M., 1978, Major strike-slip faults and their bearing on spreading in the Japan Sea. *Jour. Phys. Earth*, 26, Suppl., 537-555.
- 大槻憲四郎・永広昌之, 1992, 東北日本の大規模左横ずれ断層系と日本の地体構造の成立. 地質雑, 98, 1097-1112.
- 大槻憲四郎・北村 信, 1986, 北村 信編「新生代東北本州弧地質資料集」第3巻, 島弧横断ルートNo. 30(川治一塩原, 棚倉, 常磐), 地質図・地質断面図および同説明書. 宝文堂, 仙台, 9p.

付 記

- 斎藤登志雄・高橋浩之・天野一男, 1992 編, 棚倉断層周辺新第三系地質図. 茨城大理学部.
- 酒井豊三郎, 1986, 中新統荒川層群(栃木県)の模式地における層序. 宇都宮大教養研報, no. 19, 49-70.
- 酒井豊三郎, 1988, 土地分類基本調査「烏山・常陸大宮」, 表層地質図. 栃木県.
- 酒井豊三郎, 1991, 土地分類基本調査「喜連川・大子」, 表層地質図. 栃木県.
- 笹田政克, 1984, 神室山-栗駒山地域の先新第三紀基盤岩類-その1 鬼首-湯沢マイロナイト帯-. 地質雑, 90, 865-874.
- 笹田政克, 1985, 神室山-栗駒山地域の先新第三紀基盤岩類-その2 阿武隈帯と北上帯の境界-. 地質雑, 91, 1-17.
- 佐藤比呂志, 1986, 東北地方中部地域(酒田-古川間)の新生代地質構造発達史. 東北大地質古生物研邦文報, no. 88, 1-31; no. 89, 1-45.
- Sato, H., 1994, The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Jour. Geophys. Res.*, 99, 22261-22274.
- 佐藤比呂志・大槻憲四郎・天野一男, 1982, 東北日本弧における新生代応力場変遷. 構造地質, no. 27, 55-79.
- 関根泰代, 1983, 栃木県茂木町周辺の新第三系. 日本地質学会第90年学術大会演旨, 146.
- 白水 明・高橋正樹・池田幸雄, 1983, 栃木県茂木地域に産するビジョン輝石デイサイト. 岩鉱, 78, 255-266.
- 庄司勝信, 1983, 朝日山地・末沢川溶結凝灰岩の変形特性. 地質雑, 89, 197-208.
- 周藤賢治・伊崎利夫・八島隆一, 1985, 栃木県茂木町北方地域に産する第三紀高 TiO_2 ソレイト. 岩鉱, 80, 246-262.
- 高橋雅紀, 1992, 中部日本の新第三紀テクトニクスにおける中新世秩父盆地の地質学的位置. 埼玉県立自然史博研報, no. 10, 29-45.
- 高橋雅紀・星 博幸, 1995, 栃木県茂木地域に分布する前期中新世火山岩類の放射年代. 地質雑, 101, 821-824.
- Takeuchi, A., 1980, Tertiary stress field and tectonic development of the southern part of the Northeast Honshu Arc, Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 23, 1-64.
- Tsunakawa, H., 1986, Neogene stress field of the Japanese arcs and its relation to igneous activity. *Tectonophysics*, 124, 1-22.
- 宇佐美守弘・高橋雅紀・尾田太良, 1995, 荒川層群小碓層の浮遊性有孔虫による微化石層序. 日本地質学会第102年学術大会演旨, 137.
- 渡辺 寧, 1993, 岩脈・火口配列に基づく西南北海道北部の新生代後期の応力場. 地質雑, 99, 105-116.
- Wei, W., 1995, Revised age calibration points for the geomagnetic polarity time scale. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 957-960.
- Yamaji, A., 1990, Rapid intra-arc rifting in Miocene Northeast Japan. *Tectonics*, 9, 365-378.
- 山路 敦・佐藤比呂志, 1989, 中新世における東北本州弧の沈降運動とそのメカニズム. 地質学論集, no. 32, 339-349.
- 山元孝広, 1991, 日本列島の後期新生代岩脈群と造構応力場. 地調月報, 42, 131-148.
- 山元孝広・柳沢幸夫, 1989, 棚倉破砕帯の北方延長に関する新知見-山形県米沢市南西部の先新第三紀マイロナイト-. 地調月報, 40, 323-329.
- Yamazaki, T., 1989, Paleomagnetism of Miocene sedimentary rocks around Matsushima Bay, Northeast Japan and its implication for the timing of the rotation of Northeast Japan. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, 41, 533-548.

最近, 新生代地磁気年代尺度 (Cenozoic geomagnetic polarity timescale) の改訂が Cande and Kent (1992, 1995) および Wei (1995) により行われたが, 中川層群の年代を推定するに際しては, 古地磁気層序と地磁気年代尺度との対比 (星・高橋, 1996b) に拠っている部分が多い. また, 荒川層群の最下部の年代は宇佐美ほか (1995) が予察的に報告した浮遊性有孔虫化石層序をもとに推定されている. したがって, 現時点ではどの地磁気年代尺度を用いるかにより中川層群および荒川層群の地質年代 (星・高橋 (1996b) の Fig. 14 を参照されたい) のみならず, 本論で議論した応力場と構造運動の年代解釈も異なってしまう.

本論では, Cande and Kent (1995) の地磁気年代尺度, およびそれをもとに作成された Berggren et al. (1995) の複合年代尺度を用いて応力場および構造運動の年代を議論したが, Wei (1995) の地磁気年代尺度を採用した場合は, 荒川層群最下部の年代が 16.3 Ma 前後となり, 茂木層の堆積開始時 (約 17 Ma) と 16.3 Ma との間の約 70 万年間に NNE-SSW 方向の伸張→E-W 方向の伸張→NNE-SSW~NE-SW 方向の圧縮, という応力場の変化が起きたことになる.

星・高橋 (1996a) では Wei (1995) の地磁気年代尺度が用いられ, N-S 系断層群の活動時期が 16.5 Ma 前後の短期間と結論された. しかし上記と同様に, Cande and Kent (1995) の地磁気年代尺度, および Berggren et al. (1995) の複合年代尺度を用いた場合, N-S 系断層群は茂木層の堆積年代 (FT 年代が 16.7 ± 0.9 Ma (1σ): 高橋・星, 1995) と荒川層群最下部の年代 (約 15.1 Ma) との間に活動したことになる.

このような, 一見混乱を招きかねない年代解釈の相違は, 現在提唱されているいずれの地磁気年代尺度にも, 特にそれらの作成過程で設けられる校正点 (calibration point) の年代に問題があること (星・高橋, 1996b), および荒川層群最下部の年代推定が浮遊性有孔虫化石群集のみにもとづいていることに起因している. 茂木地域における上記の問題を解決するためには, 荒川層群における凝灰岩を対象にした放射年代測定が最も有効な手段と考えられる.

(要 旨)

星 博幸・大槻憲四郎, 1996, 小断層解析により復元した茂木地域の前・中期中新世応力場の変遷. 地質雑, 102, 700-714. (Hoshi, H. and Otsuki, K., 1996, Reconstruction of the Early to Middle Miocene stress fields in the Motegi area, Northeast Japan, using minor fault analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 102, 700-714.)

茂木地域の下部中新統に発達する小断層を対象に小断層解析を行った。その結果、約 17~15 Ma の間に、NNE-SSW 方向の伸張応力場→E-W 方向の伸張応力場→NNE-SSW~NE-SW 方向の圧縮応力場という応力場の変化が復元された。NNE-SSW 方向の伸張応力場は、東北日本の前期中新世岩脈群から推測される応力場の方向と一致している。E-W 方向の伸張応力場は、東北日本の各地に発達する前期中新世末期のハーフグラabenの延びの方向から推測される応力場の方向と調和的である。NNE-SSW~NE-SW 方向の圧縮応力場については東北日本南部のいくつかの地域からも報告があり、中期中新世最初期の東北日本南部に特徴的に作用したものと考えられる。