新潟県長岡市北東方, 東山背斜の形成時期: 古流向と地質構造からの推定

Timing of formation of the Higashiyama Anticline, Niigata Prefecture, central Japan: constraints from paleocurrents and geologic structures

Abstract

池田昌之^{*†} 山路 敦^{**}

Masayuki Ikeda^{*†} and Atsushi Yamaji^{**}

2007年6月15日受付.

2008年5月22日受理.

^{*} 京都大学理学部地質学鉱物学教室
Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Kyoto University, Kyoto 606-8502, Japan

^{**} 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻
Division of Earth and Planetary Sciences, Kyoto University, Kyoto 606-8502, Japan

[†] 現所属: 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻

Present address: Department of Earth and Planetary Science, Graduate School of Science, University of Tokyo, Tokyo 113-0033, Japan

Corresponding author; M. Ikeda,
m_ikeda@eps.s.u-tokyo.ac.jp

Tectonic inversion commenced in the NE Japan arc sometime after the late Middle Miocene. This paper concerns the controversial timing of the inversion by dealing with the geology of the Higashiyama Hill in the southern part of the inner arc. The overturned Plio-Pleistocene formations make up the western limb of the north-south trending Higashiyama Anticline, which has a horizontal hinge line and a gently dipping eastern limb. Based on detailed geological mapping, paleocurrent and fault-slip analyses, we show that the anticline began uplifting no earlier than the deposition of the middle part of the Ushigakubi Formation, i.e., < 3 Ma. Specifically, it was found that the hinge line largely coincided with one of the main stream of the Pliocene paleocurrent system of this area. The stream branched off to the both sides of the present hinge line. This pattern was persistent over a few million years until ~3 Ma, during which sandstone layers of the Araya Formation were deposited in the Higashiyama area including the hinge zone. This long-standing pattern evidences flat paleo topography or even a shallow paleo trough along the anticline. Our geological mapping and fault-slip analysis suggest that the broader exposure of the Ushigakubi and older formations to the east of the hinge line than the western limb is the surface expression of the north-south extensional deformation of the strata, resulted from northward gravitational spreading of the culmination of the anticlinorium that is bounded at its western margin by the Higashiyama Anticline.

Key words: Niigata Basin, Plio-Pleistocene, geological mapping, paleocurrent, tectonics, paleostress, extensional deformation, gravitational spreading.

はじめに

東北日本弧内帯が、現在そして第四紀において圧縮応力場ないし短縮テクトニクスのもとにあることは、様々な証拠によって示されており (Uyeda and Kanamori, 1979; Tsunakawa, 1986; 栗田, 1988; Heki et al., 1990; Otsuki, 1990; 長谷川ほか, 1991), その始まりは鮮新世とされている (Sato and Amano, 1991). すなわち, 中期中新世初期までのリフティング (Yamaji, 1990) の後, 中立的応力状態が続き (佐藤ほか, 1982), 鮮新世になってテクトニックインバージョンが始まったという描像が受け入れられている (中村, 1992; Okamura et al., 1995; Sato et al., 2002, 2004). しかし最近, 奥羽山地の層序を再検討した Nakajima et al. (2006) は, 10 Ma 前後の傾斜不整合形成の原因を圧縮応力場への転換にもとめ, こうした描像に対して再考を迫っている.

東北日本弧内では, 新第三系~第四系が褶曲帯を作っており, それはこの圧縮応力場で成長したものと考えられている.

新潟地域における褶曲形成の時期については, 大きく二つの説が提唱されている. 一つは中期更新世以降を褶曲時期とする説であり (鈴木ほか, 1971; 鈴木・三梨, 1974; 植村, 1976; 植村, 1990), もう一つは後期中新世以降, 地層形成とともに次第に形成されてきたとする説 (金原, 1950; 望月, 1962; 小松, 1990) である. その一方で, 岸・宮脇 (1996) は鍵層の丹念な追跡により, 西山付近に分布する褶曲構造の各々について形成年代を論じ, この地域においては個々の褶曲構造で成長のタイミングが異なっていると結論した.

しかし, 西山地域以外の褶曲の多くはその形成時期が未解明であり, そのひとつとして東山背斜が挙げられる. 東山背斜は, 枋窪向斜, 荷頃背斜, 荒谷背斜とともに東山複背斜を構成し, 新潟堆積盆の中央部東縁に位置する (第1図). 東山背斜の背斜軸はほぼ南北走向で, 主稜線と位置がほぼ一致している.

ただし, 東山背斜という名称は, 研究者によって指し示す範囲が異なっていることに注意する必要がある. ここでは常山ほか (1989) や小林ほか (1991) にならい, 東山丘陵西

第1図. 長岡東方の地質図と佐々木・牛島 (1969) の古流向. 長岡東方の魚沼丘陵の地質図は小林ほか (1991), 小林ほか (2002), 柳沢ほか (1986) による. その他の地域は, 新潟県 (2000) の地質図による. 矢印の始点が古流向の観察地点を示す.

縁部で東山油田の地域を含み、鋸山断層の北方にある背斜構造をこの名で呼ぶことにする。他方、1970年代前半の地質調査所の研究者らは、南方延長にある荒谷背斜（第1図）までをひとつながりの背斜構造と見なして、東山背斜という名称を使っている（鈴木ほか, 1971; 小玉・樋口, 1974; 島田ほか, 1974）。これはかつて大村（1937）が鋸山背斜と呼んだものと等しい。本論文では、これを広義の東山背斜と呼ぶことにする。

東山背斜の褶曲時期に関しては、小林ほか（1991）は更新統魚沼層を御山層が傾斜不整合に覆うことから、魚沼層の堆積後に褶曲の進行情がかったことを明らかにした。また、東山丘陵の山麓部を東山背斜と平行に悠久山断層という活断層が切っており、吉岡（1987）はこれを広義の東山背斜の褶曲に伴う層面すべり断層と述べることににより、東山背斜が活構造であることを示唆した。魚沼層がこの東山背斜西翼で直立しているわけだから、第四紀にこの背斜が成長したことは明らかである。

一方、東山背斜の褶曲開始時期に関しては不明確である。鈴木ほか（1971）は栖吉から半蔵金に至るルート（第1図）において、荒谷層の層厚が広義の東山背斜の軸部と東翼部が西翼部に比べ極端に薄くなっていると、この層厚変化に依拠して広義の東山背斜が同層堆積期に隆起段階にあったと考えた。しかし常山ほか（1989）は、このルートが鋸山断層（佐々木・牛島, 1969）によって分断されていることを示した。これにより、鈴木ほか（1971）の示した層厚変化自体が

疑問に付されることになった。こうしたことを背景として、本研究は狭義の東山背斜の褶曲開始時期を明らかにすることを目的としてかかる。

本研究では、長岡市街の北東方において、地表踏査を行うことによって精密な地質図を作成し、さらに古流向と小断層を調べることによって東山背斜の地質構造と形成時期を検討した。すなわち、古流向から古地形を推定し、東山背斜の隆起時期を制約する。また、小断層から岩体の受けた歪みおよび応力を推定し、褶曲と地質構造について議論する。

地質概説

本調査地域に分布する新第三系～第四系を、小林ほか（1991）に従って下位より、荒谷層、牛ヶ首層、白岩層、魚沼層、御山層に区分する（第2図）。ただし、御山層に関しては、今回得られたデータが少ないために、本研究の対象外とする。本研究の地層区分は、東山背斜西翼および東翼の北部（椿田川流域）において小林ほか（1991）のそれと大略一致する。しかし、その範囲で認められた層序を同背斜東翼およびその東方に追跡した結果、東翼以東は小林ほかの地質図とは異なる地層分布を考えるに到った。本研究で作成した地質図、および断面図を第3図に示す。彼らの地質図に示された凝灰岩鍵層は本研究でも地層区分に役立った。それらのうち、5枚の鍵層 Htp, Ctg, Ttp, Thp, Usp は複数個所で観察できた。観察地点を第3図に示す。それらの層相については新潟平野東縁団体研究グループ（1990）、および小林ほか

Ma	時代	地 層 名	岩 相	凝灰岩鍵層 (Ma)	浮遊性有孔虫化石	珪藻化石
1	更新世	御山層	砂岩, シルト岩, 礫岩	SK020 (0.8) SK030 (1.3) Usp (1.8)		
		魚沼層	砂岩, シルト岩, 礫岩			
2	鮮新世	白岩層	砂質シルト岩		Thp	Globigerina pachyderma (dex.) / Globorotalia orientalis Zone
デイサイト質 塊状泥岩 火山砕屑岩				
3		牛ヶ首層	砂岩泥岩互層			
			安山岩質 礫岩・含礫泥岩 火山砕屑岩
4		荒谷層	暗灰色 塊状泥岩	Ttp Ctg Htp	Globorotalia ikebei / Orbulina universa Zone	
5	砂岩泥岩互層					
	中新世		厚層砂岩			

第2図. 総合模式柱状図. 地層区分は小林ほか (1991) に従う. 凝灰岩鍵層の年代に関しては, SK020 と SK030 は新潟平野東縁団体研究グループ (1990) に, Usp は小林ほか (1991) に, 浮遊性有孔虫化石に関しては米谷 (1978) に, 珪藻化石に関しては Koizumi (1985) による.

(1991) を参照されたい. 堆積環境と堆積年代については, 文献の紹介にどめる.

また本研究では, 荒谷層, 牛ヶ首層, および魚沼層において, タービダイト砂岩層中のクライミングリップル等の斜交葉理から古流向を推定した. 古流向を地図上にプロットする場合, 地層の走向方向を回転軸として水平に戻すように傾動補正している. また, 佐々木・牛島 (1969) は, 本調査地域から南方の越後川口に到る地域で, 荒谷層と牛ヶ首層の砂岩層のソールマークから古流向を明らかにした. 第1図には彼らの結果と本研究で得られた古流向がプロットされている. 調査地域の詳細な古流向分布は第4図に記す.

以下, 小林ほか (1991) に準拠して, 各層の概略を紹介する.

1. 荒谷層

本層は東山背斜の背斜軸周辺および南東部に分布している. 本研究の対象地域ではこの層の下限が露出しない. 観察した限りで, 層厚は 400 m である. 本層は暗灰色塊状泥岩, 厚層砂岩, 砂岩泥岩互層, 安山岩質火山砕屑岩からなる. 本層は東山背斜の軸部の東側と西側とで, 若干岩相を異にする. すなわち, 安山岩質火山砕屑岩は背斜西翼にしか分布せず, 塊状泥岩は逆に西翼で見られない. 堆積環境については, 本層中部の砂岩泥岩互層の泥岩部の有孔虫化石群集から, 中部漸深海帯で, やや停滞水域を伴う海域であることが推定されている (常山ほか, 1989). また本層上部の塊状泥岩から淡水生, および内湾生の珪藻化石が産出することから, 陸域に近いことが示唆されている (小林ほか, 1991). 堆積年代は, 後期中新世末から前期鮮新世と考えられている. その根拠として, 朝日川流域の本層最上部に挟在する火山灰層 (NA75) から得られたフィッション・トラック年代 (5.6 ± 0.4 Ma) が挙げられる (柳沢ほか, 1986). また, 本層からは米谷

(1978) の *Globorotalia ikebei*/*Orbulina universa* 帯の有孔虫を産する (小林ほか, 1991).

2. 牛ヶ首層

本層は下位の荒谷層に整合, 一部同時異相の関係である. 本層の“見かけ”の層厚は東山背斜西翼で約 100 m, 北部で約 300 ~ 500 m, 東部で 800 m である. ここで“見かけ”とした理由は議論の節で述べる. 本層は下位より, 礫岩, 砂岩泥岩互層, 塊状泥岩層と重なり, 北部ではデイサイト質火山砕屑岩が最上部に重なる. 堆積環境については, 浮遊性有孔虫・底生有孔虫群集は中部漸深海帯上部の深度のものであるが (常山ほか, 1989), 本層上部の塊状泥岩中から内湾生, 淡水生の珪藻化石を産することから, 陸の近傍であったと推定されている (小林ほか, 1991). 本層の堆積年代は前期〜後期鮮新世であると考えられている. その根拠は, 本層下部から浮遊性有孔虫化石帯 *Globigerina pachyderma* (dextral)/*Globorotalia orientalis* 帯が, また珪藻化石の *Thalassiosira oestrupii* 帯が認定されていることが挙げられる (小林ほか, 1991).

3. 白岩層

本層は一般に青灰色の塊状シルト質泥岩からなる. 下位の牛ヶ首層とは整合関係だが, 牛ヶ首層に挟在する鍵層 Thp (田井角閃石-紫蘇輝石軽石質火山灰層; 新潟平野東縁団体研究グループ, 1990) が本層にも挟在することから, 一部同時異相の関係である. 層厚は, 250 ~ 300 m である. 本層の堆積年代は, 凝灰岩層のフィッション・トラック年代値 (約 2.8 Ma) から後期鮮新世と考えられている (柳沢ほか, 1985).

4. 魚沼層

本層は白岩層の上位に整合で重なる. 調査地域の南西部および北西部に分布する. 上限は露出しないが, 観察した限り

第3図. 東山背斜周辺の地質図と地質断面図.

第4図. 古流向分布図. 本研究および佐々木・牛島(1969)の古流向データをプロットしてある. それぞれ斜交葉理および底痕から推定した. 矢印の始点が古流向の観察地点を示す.

で層厚は800 mである. 青灰色ないし淡灰褐色の中粒～粗粒砂層を主とし, 稀に火山灰層, 礫層, シルト層および亜炭層を挟む. 本層の堆積年代は, 後期鮮新世～中期更新世初頭と考えられる. その根拠として, 本層に挟在する凝灰岩層SK030, SK020のフィッション・トラック年代値がそれぞれ1.3および0.8 Maであることが挙げられる(小林ほか, 1989).

地質図規模の地質構造

本研究の対象である東山背斜は, 南北走向でほぼ水平なヒンジ線(褶曲による地層の曲率が最大となる点を連ねた線; 狩野・村田, 1998)を持ち, 北端部の椿田川以北のみ北へ約20°プランジしている. 東翼が緩傾斜であるのに対し, 西翼は急傾斜である. 西翼では, 逆転した地層が観察される露頭も多く, 浦瀬川においては, 魚沼層から荒谷層の岩体が最大40°程度の傾斜で逆転している.

調査地域には大小の断層がある. 地質図規模の8条の断層をF1～F8という記号で示す(第3図). F7断層以外は, 鍵層やそれを含む地層の不連続性から存在が予想される推定断層である. 以下の記述では, 断層の存在を考えるに到った観察事実と解釈とを合わせて述べる. 記載は本来, 解釈と別に述べるべきであるが, 地質構造の複雑さに比べて露出が限られるなどの悪条件がある場合, それらを截然と分けることが現実には難しいためである.

まず, 実際に観察することの出来たF7断層について述べる. この断層は, 稚児清水川の地点CH-2(第5図)でその存在を確認した. この断層は厚さ50 cmの破碎帯を持ち, 断層面は走向N60°Eで南東に26°傾いている. 断層面上の条線は, レイク角が東から70°傾き, 下がつている. 上盤側に上位の地層が乗っていることから, センスは左横ずれ正断層と判定された. この断層は, 下盤の地層を斜めに断ち切るが, 上盤の地層の走向傾斜は, この露頭において断層面のそれとほぼ平行である. ただし, 断層から南に数十m離れた地点における走向傾斜は, 周囲の地層と同様に北傾斜である. 鍵層Ttpが, 小出川と稚児清水川の2ルートでずれているように見えること, および鍵層Ttpと鍵層Ctgの間の見かけの層厚が, それら2ルートで違って見えることは, この断層の変位で説明される(第3図, 第6図).

小林ほか(1991)をはじめ, 多くの先行研究が東山背斜とその東側の荷傾背斜の間を板歪向斜としている(第1図). しかし, この領域は確かに東山背斜, 荒谷背斜に比べて構造的に低下部ではあるが, 背斜軸の近くを除けば地層の走向はそれらの背斜軸と平行ではなく, むしろ10～20°北北東に傾いた同斜構造をなしている. この領域では, 牛ヶ首層の砂岩泥岩互層と塊状泥岩が繰り返して露出している. 後述する小断層の観察結果および東山丘陵北部の地質構造から, この領域はおおむね東西走向を持つ大小のインプリケート正断層によって層序が繰り返していると解釈される. F7とF8は, そ

第5図. 小断層データ取得地点と小断層のセンスと運動方向. ただし, 小断層の運動方向は完全データのみをプロットしている.

のうちでも変位量の大きな断層である. F8断層の存在は, 牛ヶ首層の砂岩泥岩互層 (Us) と塊状泥岩 (Um) が繰り返していることと, 走向方向にそれらが隣接している分布状態から推定した.

東山背斜の西翼の急傾斜帯には, 地質図規模で見かけの層厚に影響を与えている断層が存在する可能性がある. 層理面と平行に近い断層は一般に発見しにくい, 次の節で述べるように, 層理面と10度以下で斜交する逆断層が9条確認された. 実際, 第3図の地質図中で, 荒谷層上部から牛ヶ首層までを構成するAv, Aa, Ua, Umと区分された地層群の厚さがルート毎に変化している. これは, 堆積時の地層の側方変化だけでなく, 層理面に平行に近い断層のためとも考えられる. しかし断層自身のそうした性質のために, それを認定することが難しい. したがって, 第3図の地質図にはそうした断層は描かれていない. F3～F5断層は凝灰岩鍵層Thpおよび部層単位の地層のずれに依拠する推定断層である.

F1断層とF2断層は, 鍵層Ctgの不連続性と部層単位の

地層のずれに依拠して推定された. どちらも南北走向で西側の岩体が隆起, または北に変位する. F6断層は荒谷層の安山岩質火山碎屑岩のずれに依拠して推定された. 東西走向で北側の岩体が隆起, または西に変位する.

小林ほか(1991)は, 本調査地域において大規模地すべりの堆積物が広く分布すると報告している. 実際地すべり地形は数多く認められるが, 本研究の地質図(第3図)では調査地域南東部だけを地すべり地として示した. 地層の走向傾斜がそこでは乱雑になっているからである. 地すべり地形が認められる他の場所では, 地層の走向傾斜と岩相の分布が大きくは乱されていないことから, ここではそれらの場所を地すべり地域としては扱わなかった.

小断層

本調査地域において多数の小断層を確認した. 断層面の方向を測定した小断層は216条で, そのうち78条は断層擦痕の方向と変位センスの両方が分かった. 本研究では, 全く未固結の破碎物質を挟む断層を除外した. 地すべりに伴って地

第6図. 調査地域の柱状図.

質学的にはごく最近形成されたと思われる小断層を排除するためである。

小断層のデータを得た地点を第5図に示す。小断層を含む地層の走向傾斜が調査地域内で大きく変化するので、大構造に応じて小断層データ取得地域を2つに分けて議論する。すなわち、東山背斜の背斜軸とその延長を境界として、調査地域を東部地域と西部地域に区分する。

各地域で得られた断層スリップデータを、第7図のステレオネットに示す。断層スリップデータとは、断層面の方向・条線の方向・変位センスという3つのデータである。理想的には、1条の断層からそれら全てが得られるべきであるが、それらの一部が欠損したデータしか得られない場合もある。前者の場合を完全データ、後者の場合を不完全データと呼ぶ。さらに後者は、センスが分からない場合と、センスは分かるが断層面がうまく剥がせず、条線の方向が分からない場合とがある。それらすべてのデータが第7図に示されている。この図で完全データは、tangent lineation diagram (Twiss and Moores, 1992) として表現されている。すなわち、ステレオネット上で断層面の極の位置に矢印がプロットされ、この矢印が基円の中心に向かうものが逆断層、外に向かうものが正断層である。つまり、この矢印は下盤の運動方向を指し示している。基円の中心と同心円の円周上に矢印があるなら、その断層は水平に変位したことを示す。条線の方向が不明な不完全データの場合、矢印の向きうる可能な範囲が扇形シンボルで示されている。条線の方向は判定できたが、センスが分からない場合、矢印の代わりに線分が示される。

西部地域から得られた小断層データは、NE-SW 走向のものが多く見られる(第7図)。ただし変位センスでは、正断層と逆断層は同じ程度の頻度で見られる。また、層面すべり断層が数箇所確認された(第5図)。層面すべり断層のずれのセンスは面上の非対称構造 (Petit, 1987) から読み取れた。その結果、全て相対的に上盤側が背斜軸方向へ近づくセンスで変位していた。

東部地域の小断層は、圧倒的に正断層ないし斜めずれ正断層が多い(第7図)。断層面の方向にはばらつきが大きい、E-W ないし ENE-WSW 走向のものが他のトレンドのものにくらべてやや多い。存在が確認された F7 断層も同様の性質を示している。第5図の地点 KW-1 において、南落ちの正断層が卓越しており、これらと北向きに滑り落ちる正断層センスの層面すべり断層が互いに切りつ切られつ関係であった。ただし、背斜軸付近の地点 TO-1 において、層面すべり断層は逆断層で、上盤側が背斜軸方向へ変位することが確認された。

これらの小断層から、Yamaji et al. (2006) の方法を拡張した Sato (2006) の手法で応力を計算した。前者は、Wallace-Bott 仮説 (Wallace, 1951; Bott, 1959) に従って、あらゆる応力の断層データへの適合度を評価し、それらの応力のうちで、適合度が極大となる応力が有意な解であると見なす解析方法である。この手法では、前述の不完全データは解析できなかったが、Sato (2006) は、不完全データも解析が可能なように改良した。この方法で検出された応力を第8図に示す。

第7図. 断層スリップデータの下半球等積投影図. 表現方法は本文および Sato (2006) を参照. 断層データは地層の傾動を補正していない.

第8図. 東部地域における小断層解析の結果. 断層スリップデータから計算した最適解の80%以上の適合度の応力が下半球等積投影で示されている. 傾動補正前の解析結果を上側の1組のステレオネットに, 傾動補正後の解析結果を下側の1組のステレオネットに示す. 応力はオタマジャクシ型シンボルで示し, 応力比Φはグレースケールで表現されている. 1組のステレオネットの左側では, オタマジャクシの頭の位置が σ_1 方向を表し, 尾の長さや向きが σ_3 方向を表す. 右側のステレオネットでは, 頭と尾の役割が逆. 同じ色のオタマジャクシがクラスターをなしているなら, クラスター中心が有意な応力を表す.

また, 富田・山路 (2001) の方法を用いた傾動補正を行った (第8図). 傾動補正前の結果は, 地層が現在の走向傾斜になった後に小断層ができたことを前提としている. 逆に小断層が出来てから地層が傾動したと仮定した場合, 古地磁気データと同様に地層の走向を回転軸として断層データを傾動補正すればよい (Yamaji et al., 2005). この場合, 地層が傾

く前に断層ができていたことを前提とすることになる. しかし現実には, 断層はそれら両極端の間のいずれかの時期にできたはずである. 地層の傾動は断層スリップデータにノイズをもたらす. 地層の傾動の量と方向がランダムである場合, 断層スリップデータのノイズレベルと計算結果の応力の不確定性とはほぼイコールになることが Yamaji and Sato (2006) によって示されている. 西部地域で小断層データを取得した地点では, 地層が逆転している場合もあるため, その結果は信頼性に乏しい. そのため, 西部地域については解析結果を示さない.

東部地域では, 傾動補正の前後とも, 同様の正断層型応力が検出された. すなわち, NW-SE から NE-SW 方向の引張応力 (第8図) である. データの質および量に比べて不均一性が大きいので, 応力比は制約できなかった. 東部地域では傾動量が最大 20° 程度であるから, 傾動の影響は検出される応力の主軸を 20° 程しか狂わせない. この程度の誤差は無視しようとし, この条件が満たされる範囲で考察を後に加える.

議 論

1. 古流向と褶曲形成時期

本研究では, 東山背斜北部の隆起は牛ヶ首層堆積時以降に始まったか, または顕在化したという結論に達した. その根拠を述べる. 地殻浅所における褶曲構造の成長は, しばしば地表面の昇降運動として現れる. 過去における褶曲形成でも, そうした場合に古地形からそのタイミングを推定することができる. 古地形の直接的指標である古水深は, 本地域でも底生化石から推定されてはいるものの (小林ほか, 1991 など), この目的には精度が十分でない. そこで本研究では, 層序と古流向に基づいてこの問題を考える.

荒谷層と牛ヶ首層の層準において, 古流向は東山背斜の軸部では褶曲軸とほぼ平行に北に向かい, 褶曲の西翼では北西方向へ, 東翼では北東方向への古流向が卓越する (第4図). 本研究では, タービダイト砂岩層中のクライミングリップル等の斜交葉理から推定した古流向, および佐々木・牛島 (1969) が砂岩層のソールマークから推定した古流向を用い

た。両研究が示す古流向は、大略整合的である。こうした古流向のデータは、これらの地層が堆積するのに要した数百万年間にわたって、古流向が現在の東山背斜沿いに北に向かう本流と東西に分かれる支流からなる流系が維持されていたことを示している。

ここではすべて、古流向には、傾動補正を施している。すなわち、地層の走向方向を回転軸として地層を水平に戻した場合の古流向の方向が第4図に示されている。背斜西翼のように大きく傾いた地層では、こうした傾動補正の妥当性は一般に低くなる。こうした回転操作を正当化する、例えば古地磁気などの積極的証拠は持ち合わせていないが、地層面と直交する軸のまわりの回転を示す断層等の断裂系は見られなかった。この西翼地域では傾動補正の結果は30～40°の誤差を持つものと思うべきで、この精度で言えることを以下で考える。

背斜軸に沿った古流向は何を意味するのだろうか。もし、荒谷層と牛ヶ首層の堆積時に背斜軸部が隆起していたとすると、背斜軸部は海底で地形の高まりとなるため、隆起帯の尾根に沿って堆積物粒子が運搬され、なおかつそこで堆積したという結論になる。東山背斜のヒンジ線はほぼ水平であり、褶曲構造の北端部の椿田川付近以北でのみ約20°プランジしている。上記の描像が正しいとすると、調査地域内に限ってもこの水平に伸びる尾根は少なくとも5 kmの延長を有し、この距離にわたって数百万年間流れの中軸が尾根沿いに固定されていたことになる。しかしながら、軸部にも地層が堆積していることを考え合わせると、東山背斜の軸部は荒谷層・牛ヶ首層の堆積時に地形的な隆起帯であったとは考えにくく、むしろ周囲より相対的に沈降していた可能性すらある。徐々に沈降していたことにより、流れの中軸がそこに長期間固定されたと考えるわけである。したがって、東山背斜の褶曲開始時期、正確にいうならば海底における隆起帯として現れたのは、牛ヶ首層堆積時期以降であったと考えられる。

2. 地質構造と褶曲形成時期

褶曲成長と堆積作用が同時進行する場合、堆積物供給に大きな違いがなければ、地層は向斜で厚く背斜で薄くなるのが普通である。小林ほか(1991)の地質図幅では、東山背斜と荷頃背斜の間に位置する栴窪向斜で荒谷層・牛ヶ首層が、それらの背斜部に比べて著しく厚くなるように表現されている。このことから、同層堆積時における栴窪向斜の相対的沈降と、両背斜の相対的隆起が示唆される。

しかし本研究では、この層厚の変化は、E-WないしENE-WSW走向の大小の正断層によって地層が繰り返していることによる大部分は見かけ上のことであると考えている。地層と平行に近い断層は一般に検出されにくい、東部地域では地層と10°以下で斜交する断層が7条観察された。層理面と低角で交わる断層は認定が難しいので、実際はそれ以上存在すると考えられる。本調査地域の東山背斜の軸部において、牛ヶ首層の層厚は300～500 mであるのに対し、東部地域のそれは見かけ800 m以上に達している。しかし、第3図の地質図に示した地質構造では、F7、F8断層によって層序が繰り返しているため、実際の東部地域の牛ヶ首層の

厚さは500 mである。荒谷層は下限が調査範囲で露出しないために、層全体の厚さの変化を論じ得ない。

東山背斜と荷頃背斜の間に発達したこれらの正断層群の活動は、荒谷層と牛ヶ首層とを大略N-SないしNNE-SSW方向に引き伸ばしたことになる。小断層から計算した伸張応力場がこれを示している(第8図)。この歪みと応力は、小千谷南西方の渋海川向斜でYamaji et al. (2005) が論じたように、構造的高所の岩体が構造的低所に向かってgravitational spreadingしたことを表しているのだろう。つまり東山背斜・栴窪向斜・荷頃背斜の複背斜とその北方の大面背斜・石地町向斜・庄川背斜のなす複背斜とは、見附東方の刈谷田川付近で構造的鞍部を介して隣り合っている(第1図)。複背斜を構成する弱固結層が、複背斜の頂部からこの鞍部に向かって、重力によって引き伸ばされたと解釈するわけである。

謝 辞

産業総合研究所の大坪 誠博士には、現地において有益なご助言を頂いた上、議論を通して貴重なご意見を頂いた。また、小断層解析には京都大学理学研究科の佐藤活志博士のプログラムを使わせて頂いた上、議論を通して貴重なご意見を頂いた。千葉大学理学研究科の成瀬 元博士には、粗稿に目を通して頂き、有益なご意見を頂いた。長岡市科学博物館の加藤正明氏には、調査に同行して頂き、調査地について貴重な情報・ご意見を頂いた。三幸旅館、ホテル明日香の方々には、様々な便宜を図って頂いた。京都大学理学部地質学鉱物学教室の方々には種々の議論を通して、ご教示、ご意見を頂いた。ここに心から御礼申し上げる。

引 用 文 献

- 栗田泰夫, 1988, 東北日本弧中部内帯の短縮変動と太平洋プレートの運動。月刊地球, **10**, 586-591。
 Bott, M.H.P., 1959, The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, **96**, 109-117。
 長谷川 昭・趙 大鵬・山本 明・堀内茂木, 1991, 地震波からみた東北日本の火山の深部構造と内陸地震の発生機構。火山, **36**, 197-210。
 Heki, K., Takahashi, Y. and Kondo, T., 1990, Island arcs of Southeast Asia. *Tectonophysics*, **181**, 113-122。
 狩野謙一・村田明広, 1998, 構造地質学。朝倉書店, 298p。
 金原均二, 1950, 新潟油田の地質。石技誌, **15**, 19-33。
 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, **105**, 88-112。
 小林巖雄・立石雅昭・小松原琢, 2002, 三条地域の地質。産総研地質調査総合センター (5万分の1図幅), 98p。
 小林巖雄・立石雅昭・黒川勝己・吉村尚久・加藤慎一, 1989, 岡野町地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 112p。
 小林巖雄・立石雅昭・吉岡敏和・島津光夫, 1991, 長岡地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 132p。
 小玉喜三郎・樋口茂生, 1974, 東山背斜翼部の断層系, 地質調査所報告, **250**, 23-36。
 Koizumi, I., 1985, Diatom biochronology for late Cenozoic Northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **91**, 195-211。
 小松直幹, 1990, 新潟油田地域の褶曲—形態と形成過程。地質学論集, no.34, 149-154。
 米谷盛壽郎, 1978, 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫層序。「日本の新生代地質」池辺展生教授記念論文集, 35-60。
 望月 央, 1962, 新潟県下の新第三系の石油地質学的考察。石技誌, **27**,

- 557-585.
- Nakajima, T., Danhara, T., Iwano, H. and Chinzai, K., 2006, Uplift of the Ou Backbone Range in Northeast Japan at around 10 Ma and its implication for the tectonic evolution of the eastern margin of Asia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **241**, 28-48.
- 中村光一, 1992, 反転テクトニクス (inversion tectonics) とその地質構造. 構造地質, **38**, 3-45.
- 新潟平野東縁団体研究グループ, 1990, 新潟県東山丘陵の地質 (その1). 長岡市立科学博研報, **25**, 1-12.
- 新潟県, 2000, 新潟県地質図および同説明書 (2000 年版). 新潟, 200p.
- 大村一蔵, 1937, 東山油田. 石枝誌, **5**, 341-364.
- Okamura, Y., Watanabe, M., Morizjiri, R. and Satoh, M., 1995, Rifting and basin inversion in the eastern margin of the Japan Sea. *Island Arc*, **4**, 166-181.
- Otsuki, K., 1990, Neogene tectonic stress fields of northeast Honshu Arc and implications for plate boundary conditions. *Tectonophysics*, **181**, 151-164.
- Petit, J. P., 1987, Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Jour. Struct. Geol.*, **9**, 597-608.
- 佐々木清隆・牛島信義, 1969, 新潟県東山油帯の椎谷層および西山層に発達する緻化砂岩の堆積学的研究. 岩鉱, **56**, 161-182.
- Sato, H. and Amano, K., 1991, Relationship between tectonics, volcanism, sedimentation and basin development, late Cenozoic, central part of northern Honshu, Japan. *Sediment. Geol.*, **74**, 323-343.
- Sato, H., Hirata, N., Iwasaki, T., Matsubara, M. and Ikawa, T., 2002, Deep seismic reflection profiling across the Ou Backbone range, northern Honshu Island, Japan. *Tectonophysics*, **355**, 41-52.
- Sato, H., Iwasaki, T., Kawasaki, S., Ikeda, Y., Matsuta, N., Takeda, T., Hirata, N. and Kawanaka, T., 2004, Formation and shortening deformation of a back-arc rift basin revealed by deep seismic profiling, central Japan. *Tectonophysics*, **388**, 47-58.
- 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. 構造地質研究会誌, **27**, 55-79.
- Sato, K., 2006, Incorporation of incomplete fault-slip data into stress tensor inversion. *Tectonophysics*, **421**, 319-330.
- 島田忠夫・三梨 昂・影山邦夫・宮下美智夫・鈴木尉元, 1974, 東山の層序と地質構造. 地質調査報告, **250**, 113-127.
- 鈴木尉元・影山邦夫・島田忠夫・宮下美智夫・小玉喜三郎, 1971, 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について. 地質雑, **77**, 301-315.
- 鈴木尉元・三梨 昂, 1974, 信越堆積盆地の地質構造区分, 地質構造発達過程と褶曲の形成機構について. 地質調査報告, **250**, 79-91.
- 富田 智・山路 敦, 2001, 共役断層による小断層解析はすべて誤りか? 新潟県新津丘陵における多重逆解法と共役断層法との比較, 地質雑, **107**, 711-721.
- Tsunakawa, H., 1986, Neogene stress field of the Japanese arcs and its relation to igneous activity. *Tectonophysics*, **124**, 1-22.
- 常山 太・渡辺其久男・島津光夫, 1989, 新潟県, 長岡市東方, 東山丘陵の地質. 石枝誌, **54**, 202-218.
- Twiss, R. and Moores, E., 1992, *Structural Geology*. Freeman, New York, 532p.
- Uyeda, S. and Kanamori, H., 1979, Back-arc opening and the mode of subduction. *Jour. Geophys. Res.*, **84**, 1049-1061.
- 植村 武, 1976, 越後第三系の褶曲区分. 西田彰一教授退官記念論集, 151-157.
- 植村 武, 1990, 東北本州背弧南部における後期新生代の褶曲機構と地殻変動. 地質学論集, no.34, 199-209.
- Yamaji, A., 1990, Rapid intra-arc rifting in Miocene Northeast Japan. *Tectonics*, **9**, 365-378.
- Yamaji, A., Otsubo, M. and Sato, K., 2006, Paleostress analysis using the Hough transform for separating stresses from heterogeneous fault-slip data. *Jour. Struct. Geol.*, **28**, 980-990.
- Yamaji, A. and Sato, K., 2006, Distances for the solutions of stress tensor inversion in relation to misfit angles that accompany the solutions. *Geophys. Jour. Int.*, **167**, 913-942.
- Yamaji, A., Tomita, S. and Otsubo, M., 2005, Bedding tilt test for paleostress analysis. *Jour. Struct. Geol.*, **27**, 161-170.
- 柳沢幸夫・茅原一也・鈴木尉元・植村 武・小玉喜三郎・加藤碩一, 1985, 十日町地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 104p.
- 柳沢幸夫・小林巖雄・竹内圭史・立石雅昭・茅原一也・加藤碩一, 1986, 小千谷地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 177p.
- Wallace, R.E., 1951, Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Jour. Geol.*, **59**, 118-130.

(要 旨)

池田昌之・山路 敦, 2008, 新潟県長岡市北東方, 東山背斜の形成時期: 古流向と地質構造からの推定. 地質雑, **114**, 405-414. (Ikeda, M. and Yamaji, A., 2008, Timing of formation of the Higashiyama Anticline, Niigata Prefecture, central Japan: constraints from paleocurrents and geologic structures. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **114**, 405-414.)

新潟県長岡市北東方の東山背斜について, 形成時期を解明するため, 詳細な地質図を作成し, 古流向と小断層を調べた. 中新統最上部から下部鮮新統にわたる荒谷層と牛ヶ首層の古流向分布は, 当時の堆積物供給の軸が東山背斜の軸部から枝分かれするパターンを示す. このような古流向分布が長期間継続し, かつ現在の背斜軸部にも両層が堆積したことから, 東山背斜の隆起は牛ヶ首層堆積時までは遡らない, すなわち約 3 Ma 以降に始まったと推定される. また, 地層の分布から, 牛ヶ首層の層厚が東山背斜の軸部より東側で大きくなるように見える. これは東山背斜の堆積同時成長を示すかに見えるが, 層厚変化は断層による見かけのことに過ぎない. 実際, 東部地域で地質図規模の正断層が発見され, 小断層も正断層が多数を占め, ほぼ南北方向の伸張変形を示す. つまり, この層厚変化は, 調査地域の北にある複背斜との間の構造的鞍部に向かう gravitational spreading の結果であると解釈される.