仙台市茂庭・青葉山丘陵の鉤取－愛子線（単斜）と青葉断層帯の形成過程

Formative process of the Kagitori-Ayashi Line (Monocline) and the Aoba Fault Zone, at the Moniwa and Aobayama hills, Sendai, northeast Japan

Abstract

遅沢壮一*

Soichi Osozawa*

2002年2月12日受付.
2002年10月9日受理.

* 東北大学大学院理学研究科地圏環境科学科
Institute of Geology and Paleontology, Graduate School of Science, Tohoku University, Sendai, 980-8578 Japan

Monocline and strike-slip faults are at the Moniwa and Aobayama hills, west of Sendai City area. The monocline trends to the northwest and southeast, and constitutes the Kagitori-Ayashi Line. The monocline is an asymmetric concentric fold formed by northeast-southwest compression, after the deposition of the Pliocene Sendai Group. The north-south trending Aoba Fault Zone crosscuts this monocline. The fault zone contains the Aoba Eastern Fault, Aoba Central Fault, and Aoba Western Fault. The Aoba Central Fault and Aoba Western Fault are dextral faults with a relative uplifting component of their eastern sides, and the Aoba Eastern Fault is a sinistral fault with a relative uplifting component of its western side. The Aoba Fault Zone is a northern extension of the Futaba Fault, and reactivated under the northeast-southwest compression as dextral faults and under later northwest-southeast compression as a sinistral fault.

Key words: Kagitori-Ayashi Line, monocline, asymmetric concentric fold, Aoba Western Fault, Aoba Central Fault, Aoba Eastern Fault, strike-slip, Futaba Fault, reactivation, compressional stress field, Sendai City

1. はじめに

宮城県仙台地方の地質構造はかなり複雑である。そこには、走向が異なる単斜、南北走向の横ずれ断層、北東－南西走向の逆断層の3つの大きな構造要素が認められる（第1, 2図）。

仙台地方の地層の傾斜は一般に緩いが、局所的に急傾斜部がある。この様な急傾斜部は鉤取－奥武士線（生出, 1955a）と呼ばれている単斜の一部をなしている。この単斜は鉤取と愛子間の北西－南東走向の部分と愛子と奥武士間の北北東－南南西走向の部分からなっている。本稿ではそれぞれの部分の単斜を鉤取－愛子線、愛子－奥武士線と呼ぶ（第1図）。鉤取以南には、鉤取－愛子線に連続していると考えられている久の浜－岩沼線（生出, 1955a 参照）と呼ばれることが多い南北走向の単斜がある。いずれの単斜にも仙台層群が単斜の構成層として参加している。生出（1955b）以来、これら単斜は走向が異なっても同じ時期に、仙台層群の堆積中に形成されたものと見なされている。また仙台層群は単斜形成に伴って生じた相対的な沈降部に堆積し、単斜の現在の位置はその堆積盆の縁辺部に当たると考えられている。とくに竜の口層が堆積した海域は竜の口の海と呼ばれるが（例えば、北村ほか, 1986）、竜の口の海の海岸線はこれら単斜の位置にあったと見なされている（地学団体研究会仙台支部, 1980）。

阿武隈川以南には、割山隆起帯（生出・藤田, 1975）と呼

ばれる地塁状の構造単位があり（北村・中川, 1982）、その東縁が久の浜－岩沼線である。割山隆起帯西縁には断層があり、大谷断層（北村ほか, 1955）あるいは双葉断層（活断層研究会, 1980）と呼ばれる。双葉断層と久の浜－岩沼線はしばしば同義に扱われるが（例えば、北村・中川, 1982）、本稿では両者を区別して用いる（第1図）。一方、双葉断層の北方延長部に当たる仙台図幅内には（北村ほか, 1986）、南北性の断層が知られている（大槻ほか, 1977）。この断層は鉤取－愛子線と交叉している様に見える（第1図）。しかし、断層のずれのセンスや形成時期、北方・南方への連続性などは不明とされている（北村ほか, 1986）。今回の調査で、この断層は横ずれ断層からなる断層帯をなしていて、また北方の仙台層群分布域にも延長されることが明らかになった。本稿ではこの断層帯を青葉断層帯と命名する。青葉断層帯はいずれも新称の青葉西断層・青葉中央断層・青葉東断層の3つの主要な断層を含んでいる。とくに青葉東断層は、詳細は別に報告するが、双葉断層（厳密にはその東縁断層）の阿武隈川以北へ延長された断層そのものであると考えられる（第1図）。

逆断層は長町－利府線（Yabe, 1926）や坪沼・村田断層（北村ほか, 1986）、愛子断層（活断層研究会, 1980）などからなっており（第1図）、活断層として知られている。なお、坪沼・村田断層は大槻ほか（1977）では併せて円田断層と呼ばれている。一方、活断層研究会（1980）では、村田断層は円田断層と呼ばれている。また、今泉ほか（2000）の村田断

第3図. 地質図(北村ほか, 1986の地質図を第4図の範囲を中心に修正). 下線付き数字は竜の口層の層厚(北村ほか, 1986; 中川, 1990; 筆者の測定データを含む). 挿入図は地形区分図. 各丘陵名は北村ほか(1986)によるが, 名取川, 綱木層と梨野層との地層境界, 広瀬川を, 各丘陵の境界と修正・定義した.

するが, 第4図の調査地域内には分布しない.

第3図や第4図の範囲外であるが, 今回設定した鍵層1や2, 3を含む旗立層が茂庭層の上位に整合で重なっているのが観察される. 第4図の主要調査地域には最も下位の地層として鍵層1とその直下の地層が露出している. ここで, 旗立層については1~31までの鍵層を設定した(第6図). これらは旗立層の主体をなす海成の淘汰の良い細粒砂岩に挟在する凝灰岩が主体である. 凝灰岩のうち, 鍵層1など厚さ1m程度以上のものは水中火砕流堆積物, 薄層のものは降下火山灰と思われるが, いずれも基底に火山礫や角閃石などの粗粒鉱物

片を伴うものが多い. これら鍵層は調査範囲全域にわたって追跡可能であるが, 主要調査地域最南部の筑川沿いでは, 側方にかなり層相が変化している. 整合で上位に重なる綱木層との境界は綱木層に含まれる鍵層32の基底である.

綱木層でも, 凝灰岩を主体に32から70までの鍵層を認定した(第6図). 上方に粗粒化している傾向があり, 次第に浅海化する層相をもっている. このことを反映して, 67より上位層は側方への連続性が不良で, 68~70の3つの鍵層認定にとどまった. 筑川流域では, 綱木層についても, 33~38の層相は大きく変化している. 火山礫凝灰岩が多数挟在すること

第4図. 主要調査地域の地質図。
旗立・網木層中の数字は鍵層の番号。
鍵層は第6図参照。a～fは
第6図の柱状図作ると。a: 鍵
層1～32cと40～49, b: 32c～
40, c: 49～56, d: 56～57, e:
57～67, f: 67～70についての
ルート。

で特徴づけられる41～47も各地域間で対応づけは可能であるが、側方変化が著しい。一方、57の礫岩は近隣の吉岡図幅(北村ほか, 1983)などにも広域的に追跡できると考えられている良好な鍵層である(北村ほか, 1986)。この礫岩は下位層

を浸食しており、網木層内に不整合がある可能性がある。この層準付近から緑色に変質した火山岩礫や花崗岩礫が地層中に認められるようになり、後背地の隆起が示唆される。つまり、これらはこの時期の広域的な変動を反映しているかも知

第5図. 地質断面図. 断面の位置は第4図参照. A-A'は青葉断層帯西側, B-B'は内部, C-C'は東側.

れない。

秋保層群の梨野層は亜炭層を含むことから(北村ほか, 1986)陸成である酸性凝灰岩主体の地層である。梨野層は火山豆石や円磨された石英粒を含むこと、また汚濁した褐色の色相でも特徴づけられる。梨野層堆積時期は東北日本では大規模カルデラが形成された時期として知られる(例えば, Sato, 1994)。梨野層は第4図の主要調査地域では成層していて、鉤取-愛子線の単斜に参加しているが、太白山を含む第4図西方のその範囲外の地域(第3図)では梨野層は崩壊堆積物を主体とし、乱雑な見かけを呈し、成層構造は不明瞭であることが多い(北村ほか, 1986)。筆者はそれぞれがカルデラ外とカルデラ内の層相を表わしていると考えている。梨野層は下位層を不整合に覆うとされているが、北村ほか(1986)で記載された複数の不整合露頭はいずれも第4図範囲外の西方地域にあり、ここでは梨野層は下盤の旗立・綱木層の構造を切って、ガウジを伴う断層で実際は接しているのが観察される。一方、調査地域での梨野層と下位の綱木層との実際の関係は以下の通りで、両層は浅海から陸地へと堆積環境が変化する中で堆積した整合一連の地層であると解釈される。鍵層70より下位のいくつかの地層には海成を示す生物擾乱が認められる。調査地域範囲外の名取川河床であるが(第3図)、鍵層70直下の砂岩層には多数の保存良好なウェイブ

リップルが見られる。この層準には浸食面を伴う礫岩も存在するが、側方の別のルートには連続せず、不整合面は認定できない。また、碎屑岩脈やスランプ褶曲など、離水に伴う堆積盆の不安定化に起因すると思われる現象が認められる。火山豆石はまれに海成層にも含まれることがあるので(加藤, 1986)、必ずしも陸成層の指標とはならないが、鍵層70より上位層から、火山豆石が観察される。本稿では、梨野層と綱木層との境界を鍵層70の上面に設定する(第6図)。

三滝層は梨野層と対照的に塩基性の火山礫凝灰岩を主体とし、溶岩を伴う。基本的に梨野層の上位を占めるが、火山礫凝灰岩が酸性凝灰岩を挟んでいることも第4図の範囲で観察され、部分的には両層は指交関係にあるとされる(北村ほか, 1986)。ただし、三滝温泉東方で指交とされた関係は(例えば、地学団体研究会仙台支部, 1980)、部分的には青葉東断層による地層の繰返しを誤認したものである。三滝層の溶岩は調査地域内では3枚あることを今回確認し、下位からL1~L3とした(第4図)。これら3枚の溶岩は青葉断層帯の断層によって大きく変位している。なお、調査地域外北西方の権現森では三滝層は成層火山をなしていると考えられる(北村ほか, 1986)。また、太白山の岩頸(第3図)は三滝層堆積時のものである。

仙台層群の最下位層は陸成の亀岡層である。調査地域内で

第6図. 旗立・綱木層の柱状図. 横の番号は鍵層番号.

は分布が限られ、仙台層群の基底は竜の口層であることが多い。下位の梨野層とは、梨野層も陸成層であるため、岩相上の区別が必ずしも容易でないが、亀岡層は竜の口層の直下にあるより軟質の地層である。鈎取-愛子線に沿って分布する亀岡層は(第4図)、50cmの一定の厚さをもつ亜炭層と、この上下にありとくに下位側で厚さ8mにおよぶ厚層の細粒凝灰岩である。上位の細粒凝灰岩には直上の竜の口層砂岩由来の砂管が認められる。不整合とされる梨野層との境界は露出が無く確認できなかった。

竜の口層は特徴的な青緑色を呈する砂岩・シルト岩主体の地層で、海棲化石を多産する。近年、珪藻化石層序の *Neodenticula kamtschitica* Zone であることと古地磁気層序を組み合わせて、竜の口層は最上部中新統におよぶと考えられている(柳沢, 1990)。広瀬川右岸の広い範囲で(第4図)、竜の口層基底の巨礫岩が、亀岡層を欠いて、下位の三滝層を不整合に覆っている関係はアバットと解釈される(北村ほか, 1986)。アバットの関係にある地点では、三滝層は竜の口層よりは数°大きく傾動しているが、両者間で大きな構造差は無く、不整合面が両層の水平に近い層理面と斜交している。さらに上位の向山層も三滝層にアバットする場合がある。アバットは鈎取-愛子線沿いでは見られない。

向山層は基底礫岩を伴って竜の口層を不整合に覆う陸成層である。ただし、上記アバット関係にある地点では、不整合が不明瞭である。中部の広瀬川凝灰岩部層は下位の細粒凝灰岩と上位の軽石凝灰岩からなる。細粒凝灰岩は埋もれ木を覆う降下火山灰で、火山豆石を伴うが、厚さは50cm前後である。軽石凝灰岩は火砕流堆積物で、厚さ7~8m(北村ほか, 1986)と厚層である。青葉山丘陵の青葉断層帯に分布する地層はこれまで広瀬川凝灰岩部層を含む向山層と誤認されてきたが、梨野層である(第4図)。両層とも火山豆石や亜炭を含む陸成層であるが、梨野層は、部分的に指交するが三滝層の下位層準にあり、硬質で、円磨された石英を含み、汚濁した色相をもち、地層の側方への連続性が不良で、乱堆積構造がしばしば認められる。一方、向山層は広瀬川凝灰岩部層やこの上位の細粒凝灰岩と軽石凝灰岩の鍵層など特徴的な岩相・層序をもっており、竜の口層の上位層準・大年寺層の下位層準にあり、軟質で、地層の側方への連続性が良好で、乱堆積構造はほとんど認められない。青葉断層帯に分布する地層の特徴は梨野層である。

大年寺層は再び海成層である。竜の口層に岩相的に類似しているが、向山層との層序的位置から区別すべきである。仙台地域での大年寺層の年代は、珪藻化石層序は竜の口層と同

じ *Neodenticula kamtschtica* Zone で、この上位の化石帯は見られないが、古地磁気層序と組み合わせると、約 300 万年より古いとされている (柳沢, 1990)。

青葉山段丘とそれ以外の中一低位段丘は区別して第 1 図などに図示している。これら段丘についての詳細は北村ほか (1986) などを参照されたい。

3. 鉤取-愛子線

鉤取-愛子線は単斜であり、鉤取から愛子まで、北西-南東に延びている (第 1, 3 図)。この単斜の幅、地層の急傾斜帯の幅は 1 km 程である。急傾斜帯では、地層は北東に傾斜している (第 7 図)。ただし、青葉西断層より東側では、地層の傾斜はむしろ東北東である (第 7 図)。

単斜の南西縁は北西-南東軸をもつ佐保山背斜 (北村ほか, 1986) である (第 3~5 図)。背斜軸は南東に緩く軸傾斜している。単斜の北東縁は同じく北西-南東軸をもつ、新称の金剛沢向斜である。ただし、これら褶曲の軸部付近の地層の傾斜は緩く、急傾斜帯はこれら軸部間ではあるが、軸部から離れた佐保山背斜の北東翼あるいは金剛沢向斜の南西翼の位置にある (第 5 図)。佐保山背斜の南西側および金剛沢向斜の北西側の広い範囲では、地層の傾斜は、青葉断層帯を除いて、緩い。単斜は非対称褶曲の急傾斜部に当たっている。

佐保山背斜は、第 4 図の鍵層 1 の分布地域より東では、厳密には 2 背斜とそれらの間の 1 向斜からなっていて、複背斜をなしている。なお、太白山周辺を軸が通るこれらとは別の向斜がある (第 3 図)。

鉤取-愛子線は単斜で、非対称褶曲の一部分をなしているが、この褶曲は同心褶曲であることが分かる。鉤取-愛子線の北西端に当たる (第 1 図)、愛子の広瀬川右岸の大露頭では、この褶曲が一目で観察できる (第 8 図)。生出 (1955a) の第 7 図にも、この崖全体の簡単なスケッチがある。ここでは、梨野層に相当する白沢層、亀岡層、竜の口層が北東に 65° で急傾斜しているが、広瀬川凝灰岩部層の下位の向山層軽石凝灰岩は 40° で、上位層程、地層の傾斜は緩くなっている。この軽石凝灰岩も厚層の火砕流堆積物で、愛子付近では広瀬川凝灰岩部層の火砕流堆積物とは別のものがその下位に存在していることになる (北村ほか, 1986)。広瀬川凝灰岩部層自体の細粒凝灰岩と軽石凝灰岩の褶曲面は半径 30 m 程の円弧の一部をなしている。円弧の南西端での地層の傾斜は 30°、北東端では 18° である。広瀬川凝灰岩部層より上位の向山層上部は細粒凝灰岩や軽石凝灰岩の鍵層を挟んでいるが、これらの傾斜はほぼ水平となる。金剛沢向斜の延長に当たる向斜軸はこの露頭から離れた大年寺層分布域内にある (北村ほか, 1986)。広瀬川凝灰岩の褶曲の観察から、この褶曲は形態的に同心褶曲であると判断される。

調査地域においても、第 7 図に示される地層の傾斜の変化は褶曲が円筒褶曲であることを示している。第 7 図で、直線や大円から外れるプロットは青葉断層帯近傍のもので、断層のひきずりを表していると考えられる。円筒褶曲であることは、鉤取-愛子線の一部である上記の愛子の褶曲が同心褶曲であるならば、同じく鉤取-愛子線の一部である調査地域の

第 7 図. 層理面のタンジェントダイアグラム、および π ポールダイアグラム (下半球投影)。タンジェントダイアグラムの各プロットは層理面の傾斜方向と同心円の 20°~60° の角度で示した傾斜角を表わす (Bengtson, 1980)。

褶曲も同心褶曲であることを意味している。断面図は、この様に、褶曲が同心褶曲であると判断して、バスク法で描いた (第 5 図)。一方、第 7 図から軸傾斜の量を推定するのは困難であるが、とくに青葉西断層より西側では、佐保山背斜は南東に軸傾斜している。これは第 4 図の地質図上で、旗立層の鍵層 1 や 3 の褶曲した分布形態に示される。また鍵層 20 より上位の、とくに綱木層の鍵層群が、背斜北東翼で、走向が次第に北西から北北西に変化する褶曲形態にも示される。なお、この走向変化は、第 7 図の結果と併せて、右ずれの青葉西断層の変位に伴うひきずりに少なくとも部分的に起因するとも解釈可能である。しかし、露頭規模の確実なひきずり褶曲が、西 3 地点 (第 9 図) など、断層のごく近傍で、実際に観察され、上記の走向変化はおもに単斜形成に起因すると判断できる。以上の様な地質図上での鍵層の褶曲も円弧の一部で近似できる。このため、地質図も作図に当たって、バスク法を用いることができる。

鉤取-愛子線の特徴は、この単斜・非対称褶曲の形成に関連して形成され得る北西-南東走向の断層が認められないことである。断層は青葉断層群に含まれる南北性のもののみが観察され、またいわゆる鉤取断層 (Hanzawa et al., 1953) は生出 (1955a) の指摘通り存在しない。ごくまれに種々の走向の小断層が名取層群に見られたが、面が癒着しているため、名取層群堆積直後の断層と見なされる。唯一、青葉東断層から外れた金剛沢向斜近傍で、竜の口層を切ってガウジを伴う N20°W 走向の高角断層を見出したが、センス自体も不明であった。

同心褶曲は北西-南東軸をもつ 1 背斜・1 向斜からなる非対称褶曲である。この褶曲は北東-南西の短縮を表わしており、この短縮は北東-南西の圧縮応力場の反映である。したがって、非対称褶曲の急傾斜部である鉤取-愛子線・単斜は北東-南西の圧縮で形成されたことになる。なお、上記、愛子の広瀬川の大露頭では (第 8 図)、下位側の厚層の軽石凝灰岩下半部とこの基底にある細粒凝灰岩の層準に限って、かつ

第8図. 愛子の広瀬川右岸の褶曲. 崖の高さは図中央の節理のある部分付近で12m. 写真左側が北東. 礫層は仙台中町段丘相当(北村ほか, 1986)の礫層で, ほぼ水平であり, 褶曲の形成は礫層堆積以前である.

第9図. 茂庭丘陵の断層露頭位置図.

地層の急傾斜部から緩傾斜部に移化する部分に限って, N 35°W, 20°SW の節理が多数認められる(第8図). これら節理は非対称褶曲の軸面と平行である.

青葉断層帯は鈎取-愛子線を切って, より後期に形成された. 佐保山背斜と金剛沢向斜は, 青葉断層帯に寸断されながらも, 断層群を挟んで追跡できる. 金剛沢向斜は青葉断層帯によって変位しているが, 断層帯の西側と東側で, また断層間で, 良く対応している(第4図; 第9図も参照). 佐保山背斜の2背斜1向斜についても(第4図), 北東側の背斜と向斜については, 3条の各断層に挟まれた2地域にそれぞれ1背斜と1向斜が認められ, ずれながらも断層間にそのまま延長

される. 一方, 青葉東断層の東側では, 南西傾斜の地層が, 調査範囲内のみならず, 第4図の範囲外の名取川左岸までも観察されず, 対応する背斜・向斜軸の位置が不明瞭である. しかし, 南東に軸傾斜した佐保山背斜は巨視的に地質図上で, 次第に南東に褶曲が解消, あるいは長波長となる形態をもっている. 青葉東断層の東側で, 地層は一般に北東あるいは東北東傾斜であるが, 東傾斜の部分があり(第7図), ここが背斜の南西翼, 向斜の北東翼に相当する. つまり, 第4図の地質図上で, 背斜軸は地層のトレースが逆「く」の字の角の位置に, 向斜軸は「く」の字の角の位置に存在する. 第5図のC-C'断面では, 北東側のより急傾斜から南西側の緩傾斜に変わる位置に背斜が, 逆の位置に向斜が存在する. また, 佐保山背斜のうち, 南西側の背斜の青葉東断層以東の位置も不明であるが, 第3図に推定位置を示した.

仙台層群は, 生出(1955b)以来, 単斜つまり本稿の鈎取-愛子線形成中に生じた相対的な沈降部に堆積し, 鈎取-愛子線の現在の位置はその堆積盆の縁辺部に当たると考えられている. 仙台層群は鈎取-愛子線を超えてその南西側には堆積しなかったとされている. この考えは, しかし, 広瀬川凝灰岩部層の火砕流堆積物に注目すれば, 修正が必要である. 仙台図幅(北村ほか, 1986)北隣の吉岡図幅(北村ほか, 1983)内には, 広瀬川凝灰岩部層に対比される非常に厚層の宮床凝灰岩があり, 広瀬川凝灰岩部層の火砕流は北方からもたらされたと推定されている. 広瀬川凝灰岩部層の火砕流堆積物としての軽石凝灰岩の層厚は, 愛子-奥武士線沿いを除けば, どこでも7~8mで, 時に10m以上におよび, 非常に厚い(北村ほか, 1986). 広瀬川凝灰岩部層が鈎取-愛子線の南西側に分布しないことも, 生出(1955b)や地学団体研究会仙台支部(1980)に従えば, 鈎取-愛子線による構造規制を表わしている. しかし, 広瀬川凝灰岩部層の軽石凝灰岩の層厚は鈎取-愛子線沿いにおいてもそれ以外の地域と差は無く, 均一である. 愛子の広瀬川の大露頭(第8図)を観察しても, 広瀬川凝灰岩部層の軽石凝灰岩の厚さは9m, その下位の同質の軽石凝灰岩の厚さは10mで, 他地域と同程度に火砕流堆積物は厚層である. 火砕流堆積物は鈎取-愛子線沿いに急傾斜して分布しているが, 愛子の大露頭でも急傾斜していて, かつ緩傾斜から移化して, 前述の様に褶曲しているのが観察される. もし, 構造規制があるならばこの付近で火砕流堆積物は急速に薄化・滅尖するはずである. 層厚は全く変化

しないので、北方からもたらされた火砕流がこの位置で停止して、南西には流れなかったとは考え難く、火砕流堆積物が鉤取-愛子線の南西側に全く分布していないのは、単に削剥されて消失したに過ぎないと解釈される。

他方、竜の口の海の海岸線も現在の鉤取-愛子線の位置にあったとされている(地学団体研究会仙台支部, 1980)。生出(1955b)は陸成の亀岡層と海成の竜の口層とを併せた層厚は鉤取-奥武士線より離れた地域程、厚いとした。しかし、そもそも層厚から海岸線の位置を論じるのは難しく、鉤取-愛子線近傍と生出(1955b)も検討したそれ以外の地域で、竜の口層の層厚には差は無い(第3図)。ただし、竜の口層が三滝層にアバットする地域では層厚が薄い(第3図)。また、愛子-奥武士線沿いでも竜の口層の層厚は10m前後で薄く(北村ほか, 1986)、牡蛎礁を伴っており(Chinzei and Iwasaki, 1967)、西方には海岸線があったと思われる。また、久の浜-岩沼線北端の名取川河床では、層厚は10mであり(第3図)、同様に薄い。なお、貝化石床は竜の口層を特徴づける堆積物であるが、これを含め鉤取-愛子線沿いとそれ以外でとくに差は無い。

鉤取-愛子線の形成は、以上の様に、仙台層群の堆積を支配していない。したがって、鉤取-愛子線の形成は仙台層群堆積中であるという根拠の1つは失われた。他の根拠は、仙台層群の上位層程、地層の傾斜が緩いことであった。しかし、仙台層群最上位の大年寺層は下位層に比べてずっと緩傾斜であるはずで、実際そうであるが、一部では傾斜角が30°におよんでいる。削剥量の違いを反映して、金剛沢向斜の軸は仙台層群各層の地層境界と斜交しており(第4図)、層準と褶曲軸の位置は一致していない。上の大年寺層の例はこの様な斜交部に当たっていて、鉤取-愛子線近傍の大年寺層の急傾斜部は現在ではほとんどが削剥されて失われていると考えられる。一方、三滝層と仙台層群は部分的にはアバットの関係にあり、仙台層群内にも竜の口層と向山層との間に不整合がある。これら不整合、とくに後者の不整合は、生出(1955b)の考えに従えば、鉤取-愛子線形成との関連があるはずである。しかし、竜の口層と向山層との間に大きな構造差は認められない。また、その不整合面自体が鉤取-愛子線では50°傾斜している。以上の様に、鉤取-愛子線は仙台層群堆積後に形成されたと単純に考えられる。

鉤取-愛子線に当たる地点で、綱木層の鍵層70から上位の大年寺層までの傾斜した地層を、青葉山段丘層は傾斜不整合で水平に覆っている(北村ほか, 1986; 東7地点北方の東北工業大学グラウンドで現在も観察できる; 第9図)。このことは、鉤取-愛子線は、仙台層群堆積後ではあるが、青葉山段丘層堆積以前に形成されたことを示している。

4. 青葉断層帯

青葉断層帯は、これまで(北村ほか, 1986)、青葉山丘陵には延長されていなかった。しかし、青葉断層帯は青葉山丘陵の仙台層群を切っており、その断層活動は仙台層群最上部層である大年寺層堆積以後で、300万年前以後の比較的新期の活動となる。かつ、鉤取-愛子線も、すでに述べた様に、こ

第10図. 青葉山丘陵の断層露頭位置図。

の断層帯で切断されており、断層帯の活動は鉤取-愛子線の形成以後である。なお、生出(1995)は本稿の青葉断層帯にはほぼ相当する地域を青葉山隆起帯と呼び、これを活構造と考えている。

青葉断層帯の断層は横ずれ成分が卓越している。このため、地層の傾斜が緩い地域では走向移動量を推定するのが難しい。鉤取-愛子線の急傾斜帯を含む茂庭丘陵と、同じく鉤取-愛子線である南西緑を除いて緩傾斜である青葉山丘陵に分けて述べる(第1, 2表; 第9, 10図)。

4-1. 茂庭丘陵の名取層群を切る青葉断層帯

断層はほぼ直立しているが、東傾斜であることが多い(第1表, 第9図)。露頭での断層の走向は南北に近い。しかし、南北からかなりずれているものもある。このずれは断層が屈曲しているためと考えられる。青葉山丘陵であるが、西9地点では(第10図)、河床の露頭で、断層が逆S字に屈曲しているのが観察される。その断層の走向は、北端から南端まで3mの範囲で、傾斜は70°SWと同じであるが、N45°W, N5°W, N47°Wと変化している。また、第1図の名取川から阿武隈川に至る地域では、青葉東断層と青葉断層帯の延長断層は全体として南北にトレースされるが、断層には南北走向のセグメント以外に、北西-南東、および北東-南西走向の

第1表. 茂庭丘陵の青葉断層帯の記載. 括弧内の条線のピッチは仮定値. 角度単位(°)は省略した. 位置は第9図参照.

断層露頭 位置	ガウジ の厚さ mm	東側の地層・鍵 層番号	西側の地層・鍵層 番号	層厚差m	断層の走向・ 傾斜	条線の ピッチ	条線と層 理のなす 角度	東側の地層の 走向・傾斜	西側の地層の 走向・傾斜	地層の平均の 走向・傾斜	実移動 m	走向移動 m	傾斜移動 m	落差 m
東1	2	21	32~33	42~48	N1W85SW	(10N)	19	N47W40NE	N29W50NE	N38W45NE	138	136	24	24
東2	30	31	29	8	N13E50SE	33N		N2W60NE	N5E34NW					
東3	10	32より6m下位層	29より8m下位層	14	N13E60SE	3N		N18E40SE	N5E34NW					
東4		43	30	75				N13W50NE	N5E12SE					
東5	2	47より5m下位層	32より6m下位層	90	N12W60NE			N3E50SE	N63E25NW					
東6		62b	65	14		(15N)	8	N27W40NE	N27W40NE	N27W40NE	101	97	25	22
東7	5	68より下位層	68より上位層	60	N2W80NE	15N	17	N27W50NE	N27W50NE	N27W50NE	205	198	51	51
東A	3	39	39より上位層	14	N15E60SE	(10N)	35	N39W38NE	N39W38NE	N39W38NE	24	24	4	4
東B	5	33	34~37	3~33	N3E55SE	10N		N29W50NE	N47W80SW					
東C	10	21より下位層	28より上位層	20	N48E30SE	(10N)	40	N38E40SE	N43E40SE	N40E40SE	31	31	5	3
東D		37より下位層	39より上位層	15				N29W30NE	N29W30NE	N29W30NE				
中央1	100	34~37	33	3~33	N23E75NW	18N		N47W80SW	N12W10NE					
中央2	20	41より上位層	38	7	N3E75NE				N12W10NE					
中央3	100	31~32	33	10~14	N43E88SE	10N	23	N67W20SW	N87W12SW	N77W16SW	31	30	5	5
中央4	50	60a~60b	43	120~125	N42W50NE	14N	42	N27W40NE	N27W35NE	N27W35NE	183	178	43	33
西1	100	20~21	13の1m上位層	15~20	N35E85SE	(10N)	10	N43E40SE	N28E32SE	N35E36SE	101	99	17	17
西2	50	32~33	?(26より下位層)		N19E88SE	2S		N72W12SW						
西3	50	30	26の5m上位層	22	N18E85SE	15S		N77W30SW	N3E38SE					
西4		48	39基底から3m	50		(10N)	27	N27W60NE	N27W60NE	N27W60NE	110	108	19	16
西5	1	56	48より2m上位層	23	N31W56NE	(10N)	39	N27W60NE	N17W31NE	N22W45NE	37	36	6	5
西6	3	61a	59基底から1m	30	N13E50NW	(10N)	32	N27W70NE	N37W65NE	N32W67NE	57	56	10	7
西7	1	66a	65	4	N3E45NE	(10N)	79	N42W55NE	N42W55NE	N42W55NE	4	4	1	0
西8	?	66c	66bより上位層	10		(10N)	94	N42W65NE	N42W65NE	N42W65NE	10	10	2	1
西A	3	33	35	12	N31E57NW	10N	23	N87W12SW	N72W12SW	N80W12SW	31	30	5	4

第2表. 青葉山丘陵の青葉断層群の記載. 角度単位(°)は省略した. 位置は第10図参照.

断層露頭 位置	ガウジの 厚さmm	東側の地層	西側の地層	断層の走向・ 傾斜	条線の ピッチ	落差m
東8		竜の口層	梨野層			
東9		梨野・三滝層	梨野・三滝層L2			10
東10		三滝・亀岡層	三滝層・亀岡層			30
中央5		梨野層	梨野層			3
中央6		梨野層	梨野層			
中央7	15	三滝層L1	三滝層L1	N28E75SE	45N	
西9	10	梨野層	竜の口層	N47W70SW		
西10		梨野層	向山層下部			
西11		梨野層	向山層下部			
西12		梨野層	竜の口層			
西13	10	三滝層L1	三滝層	N2W75NE		30~50

セグメントが多数存在し、屈曲が著しい(詳細は別に報告予定). 屈曲は横ずれ断層の特徴である(例えば、狩野・村田, 1998 参照). 第4図の断層のトレースは、この様な屈曲を受け入れ、各露頭での走向の違いを忠実に反映して描いている. なお、以下に述べる様に、茂庭丘陵の青葉西断層は北の地点ほど実移動量が少ない傾向があり、青葉山丘陵の青葉西断層とは直接対応しない可能性もある.

3条の断層以外に、青葉西断層と青葉中央断層間に2条の左ずれ断層と、2条の右ずれ断層があり、これらは第4図の地質図にも示し、第1表にも記載した. 青葉東断層は沢川で分岐していると考えた. また、露頭で断層の変位量やセンスが分かる多数の小断層がとくに沢川流域に多い. 青葉断層帯の位置から南東方に遠く離れて(東A地点; 第9図), 1条の左ずれ断層がある.

断層にはガウジが伴われる. 断層面には条線が観察される

ことがあり、ピッチはほぼ水平である. 青葉東断層と青葉中央断層ではいずれも北に10°前後のピッチをもっている. 一方、青葉西断層では条線が観察されたのは2地点のみで、南に15°と2°のピッチであった. この様に、観察される条線がいずれも低角であることから、青葉断層帯は横ずれ変位の卓越した断層帯と考えられる. なお、1つの断層露頭でピッチの異なる複数の条線は観察されない. リーデル剪断などずれのセンスを示唆する非対称構造は、露頭の肉眼観察や壁岩の定方位研磨標本でも、確実なものは認められなかった.

断層は褶曲を切っているの、断層のセンスは褶曲軸のずれから決定できる. つまり、金剛沢向斜と佐保山背斜の軸のずれから判断できる(第4図). 褶曲の翼部については、断層を挟んで褶曲の異なった翼が接している場合、褶曲形態が複雑であるため、単純にセンスは決まらないが、同じ翼が接している場合はセンスは容易に決定できる. ただし、ピッチが完全に水平ではなく、北に10°程度であるため、地層が北東傾斜であっても緩傾斜である場合、厳密には地層面と断層面の交線のピッチが条線のそれより緩い場合、見かけの地層のずれは断層の真のセンスと逆になる(第11図). 実際は左ずれである青葉東断層の西側と東側で鍵層のずれを見ると、67より上位の鍵層や20は単純に左ずれしていることが分かるが、青葉東と中央断層間にある背斜の北東翼では、鍵層32, 39, 57はこれと一見矛盾した右ずれを示しており、57と67間の距離が断層の東側より詰まっている(第9図). 第9図に示される実際の地層のずれは第11図で説明でき、青葉東断層は左ずれ断層、青葉中央断層と青葉西断層は右ずれ断層と判断される. また、この様な横ずれ成分以外に、青葉東断層では西上がり、青葉中央断層と青葉西断層では東上がりの、落差をもっている(第1表). これらの落差に関する運動セン

第11図. 実線の地層が断層でハーフトーンの線の位置にずれるとき、F-F'の北東側では、矢印で示すピッチより地層の傾斜が急で、より上位層がもとの地層と接する南西側では逆の関係になり、ピッチは同じでも層位的にはずれのセンスが異なってくる。実際の、第5図の断面図や第9図の鍵層の断層によるずれを良く説明する。

スは後述の青葉山丘陵におけるセンスと矛盾しない(第2表)。

断層に切られる両側の地層中の鍵層の対応はかなり厳密に決定でき、両側の鍵層の走向・傾斜がほぼ一致する場合、実移動量を計算できる(第1表)。ただし、それらの走向・傾斜が大きく異なる場合、つまり褶曲の異なった翼が接している場合、計算は困難である。計算には、両側の地層の走向・傾斜と層厚差について、中間値を採用した。条線が観察されない場合、そのピッチは、青葉西断層を含めて、北に 10° とした。ただし、東6地点のみその北方の東7地点と同じ 15° とした。

青葉東断層の実移動量は東1地点で138 m、東6地点で101 mであるが、東7地点では205 mと2倍近い差がある(第9図、第1表)。ただし、東7地点における、鍵層68の走向移動量の実測値は150 m、鍵層70のそれは130 mで、上記2地点のそれらと大差ない。一方、東6地点では、断層より西側の地層には小断層が多く、地層の走向・傾斜の値もやや信頼性に乏しく、移動量を実際より小さく評価していることを考慮すると、青葉東断層の走向移動量は130 m以上、落差も30 m前後と見積もられる。

青葉中央断層でも、中央3地点で31 m、中央4地点で183 mと、移動量が大きく異なっている(第9図、第1表)。中央3地点では、断層の両側の地層は背斜の南東翼に当たっている(第9図)、それぞれの地層の走向・傾斜の一致度は良くない。

青葉西断層では、実移動量が100 m前後、50 m前後、10 m前後と、南方から北方に、減少する傾向があり(第9図、第1表)、一定の実移動量をもっていない。ただし、実移動量が100 m前後の西4と、50 m前後の西5地点は近接している。落差は南方で17 mであるが、北方で1 m前後と少ない(第9図、第1表)。

第12図. 第四紀以前の鉤取-愛子線、青葉西断層・青葉中央断層、および第四紀の青葉東断層、長町-利府線・坪沼断層と応力軸との対応。

4-2. 青葉山丘陵の秋保・仙台層群を切る青葉断層帯

青葉山丘陵で青葉断層帯の断層露頭は3カ所のみであるが(第2表)、これら以外の複数の地点でも(第10図、第2表)、断層を挟んだ両側の地層の相違から、断層の存在が推定される。青葉山丘陵は大部分がほぼ水平な秋保・仙台層群が分布する地域に当たり、青葉東断層では、断層の西側に東側より下位の地層が、青葉中央断層と青葉西断層では、逆に、東側に西側より下位の地層が見られる。三滝層の3枚の玄武岩、梨野層、また仙台層群の各層・部層はこれら自体が鍵層となって、上記の関係を明らかにしている。秋保・仙台層群のずれに基づく青葉東断層の落差は約30 m、青葉中央断層では3 m程度、青葉西断層では三滝層の玄武岩鍵層間の層厚に基づけば30~50 mである(第2表)。東9地点では落差10 m程であるが(第2表)、ここでは梨野層と三滝層が指交していて、この落差は少なく見積もられている。これらの落差を茂庭丘陵の落差と比べると、青葉東断層では一致している。青葉中央断層の落差3 mも、茂庭丘陵の中央3地点の落差5 mと(第1表)、ほぼ一致している。しかし、青葉西断層では、やや不確実ではあるが、青葉山丘陵での落差は茂庭丘陵の落差より大きく、両丘陵の青葉西断層は実際は連続しない異なった断層である可能性もある。

青葉山段丘礫層は第4図の範囲では青葉西断層以西には認められないが、青葉東断層との間、つまり青葉断層帯では、梨野層と三滝層を不整合で覆っている。一方、ほぼ平坦な仙台層群分布地域内では、青葉山段丘礫層は大年寺層、あるいは一部では大年寺層を欠いて向山層を覆っている。この様に、青葉山段丘礫層は、断層変位によって生じた起伏が浸食・平坦化された後、堆積していることが分かり、青葉山段丘形成以前に、少なくとも一度、断層活動があったことを示している。

5. 青葉断層帯・鉤取-愛子線のテクトニクス

東北日本の古応力場については近年多くの研究がある(例えば、大槻, 1989)。これらの研究のとくに重要な結論は、より古期の時代を含めて年代値の精度に多少の問題が残るとしても、第四紀になって初めて北西-南東あるいは西北西-東南東の圧縮応力場になり、現在に引き続いていることであろう。ここでは、鉤取-愛子線と青葉断層帯について、応力場とその変遷との関連を中心に議論を進める(第12図)。

鉤取-愛子線は第四紀以前に、仙台層群堆積中に形成されたと考えられていた(生出, 1955b)。本稿では、鉤取-奥武士線のうち、北西-南東走向の鉤取-愛子線については、第四紀の青葉山段丘形成以前であるが、仙台層群堆積以後(300万年以後)の形成であることを示した。したがって、鉤取-愛子線は第四紀に近い時期ではあるが、第四紀の応力場とは異なった応力場により形成されたことになる。鉤取-愛子線は単斜で、北西-南東軸の非対称同心褶曲の1部をなしている。このような北東-南西の水平短縮は北東-南西の圧縮応力場で引き起こされた。第四紀以前の東北日本では、最大あるいは中間主応力軸が北東-南西あるいは東北東-西南西であり、その後半には最小主応力軸が垂直であったことが知られている(例えば、大槻, 1989)。今回、仙台地方で推定した第四紀以前の応力場はこれと調和的である。

一方、生出(1955b)の鉤取-奥武士線のうち、愛子-奥武士線は北北東-南南西走向である。愛子-奥武士線は、最大でも地層の傾斜は25°程度であるが、鉤取-愛子線と同じく地層の急傾斜帯である(生出, 1955b)。愛子-奥武士線については、本稿の鉤取-愛子線についての様な検討が無く、応力場など、形成要因は不明である。しかし、愛子-奥武士線上ではないが、その東側、仙台層群分布域には、同じく北北東-南南西走向のセグメントをもつ愛子断層がある(第1図)。愛子断層はバックスラストを伴うが西上りのスラストで、活断層として知られる(大内, 1973; 活断層研究会, 1980, 1991; 北村ほか, 1986)。この愛子断層と愛子-奥武士線の関係は、活動時期を含めて、今後の検討が必要である。

鉤取-愛子線も、また、南北走向の久の浜-岩沼線(第1図)にも連続すると考えられている(生出, 1955a; 大槻ほか, 1977)。久の浜-岩沼線も仙台層群を含む地層の急傾斜部である。しかし、久の浜-岩沼線が仙台層群の堆積と同時進行的に形成されたか否かについて、また鉤取-愛子線との走向の相違と形成時期との関連については、再検討すべき課題である。

青葉断層帯は鉤取-愛子線形成以後に活動した。このうち、青葉中央断層と青葉西断層は南北走向の右ずれ断層である。Anderson型断層を仮定すれば(山路, 2001参照)、鉤取-愛子線を生じた北東-南西圧縮応力場の中間と最小主応力軸が単に入れ替われば形成され得る。主応力軸はいずれも圧縮であるので、この入れ替わりは必ずしも不自然ではない。しかし、これと共役する左ずれ断層は認められない。青葉東断層は左ずれではあるが、走向が南北で、共役断層とは考え難い。一方、青葉東断層と青葉中央断層・青葉西断層は剪断面角の小さい共役断層と見ることも可能であるが、この場合、応力場は南北圧縮となる。しかし、この応力場は鉤取-愛子線から推定される北東-南西圧縮と調和せず、またこれまで(大槻, 1989)報告の無いものである。

青葉断層帯での断層の走向の乱れは、現実には非Anderson型の、非平面歪みである断層帯では普通であるという考えがある(山路, 2001)。しかし、本稿では、この乱れは横ずれ断層の屈曲を表わすと解釈した。

青葉断層帯の成因についての本稿の解釈は、これら断層活

動は弱線としての双葉破砕帯の再活動によるものとするものである(この機構は、例えば大槻ほか, 1977参照)。双葉破砕帯は初生的にはトランスフォーム断層であり(Osozawa, 1998)、白亜紀に左ずれした基盤の破砕帯である。双葉断層は双葉破砕帯が第三紀以降に再活動して生じた断層である(例えば、久保ほか, 1994)。双葉断層の北方延長が青葉断層帯である(第1図; 大槻ほか, 1977も参照)。地下の基盤岩・古期岩に南北走向の弱線が存在すると考えれば、鉤取-愛子線を生じた北東-南西の圧縮応力場では、再活動の結果、被覆層に右ずれ断層を生じる得る。青葉西断層と青葉中央断層は仙台層群堆積以後であるが第四紀以前に、鉤取-愛子線を生じたのと同じ応力場で活動した(第12図)。

青葉東断層の活動も伏在する双葉断層の再活動の結果と考えられる。ただし、左ずれであるので、北東-南西の圧縮応力場では生じ得ないと思われる。東北日本・仙台地方は第四紀に北西-南東の圧縮応力場に転化した(例えば、大槻ほか, 1977)。この応力場では、南北走向の双葉破砕帯は再活動して左ずれ断層を生じ得る。したがって、青葉東断層は、青葉中央断層と青葉西断層を生じた第四紀以前の古い時期の応力場でなく、新しい第四紀の応力場で生じた可能性が指摘できる(第12図)。阿武隈川以南で、双葉断層には実際に、左ずれの活断層である部分が知られている(松本, 1976; 大槻ほか, 1977; 鈴木・小荒井, 1989)。第四紀には、北東-南西走向の長町-利府線などの逆断層群も生じた(第12図)。

仙台地方の鉤取-愛子線と青葉西断層・青葉中央断層は第四紀直前の北東-南西の圧縮応力場で生じた。この時期、東北日本沖で海洋プレートの沈み込みがあったにもかかわらず、期待される北西-南東あるいは東西の圧縮応力場に無かった理由は千島弧の衝突が関連していると考えられる(Sato, 1994)。現在の応力場への転化はその様な衝突の終息を意味している。

6. 結 論

鉤取-愛子線は単斜であり、非対称同心褶曲の一部である。それは仙台層群堆積以後であるが、第四紀以前に、北東-南西の圧縮応力場における水平短縮で生じた。青葉断層帯のうち、右ずれの青葉西断層と中央断層はこの時期に、仙台地方まで延長される双葉破砕帯の再活動で生じた。一方、左ずれの青葉東断層は第四紀の北西-南東の圧縮応力場で、同じく再活動によって生じた。この時、長町-利府線などの逆断層群も形成された。

謝 辞

中川久夫博士には仙台層群について種々御教示頂いた。新妻信明博士・山路敦博士には建設的な査読を頂いた。永広昌之博士・佐々木理博士には広瀬川沿いの断層露頭など、多数の有益な情報を頂いた。大槻憲四郎博士には名取層群の鍵層および断層について御教示頂いた。また、東北大学地質学古生物学教室の野外実習の際に昭和50年以来、御指導・御同行頂いた中川・大槻・石崎国熙の各博士をはじめとする多くの関係各位に感謝します。

文 献

- Bengtson, C. A., 1980, Structural uses of tangent diagrams. *Geology*, 8, 599-602.
- 地学団体研究会仙台支部, 1980, 新編仙台の地学. きた出版, 178 p.
- Chinzei, K. and Iwasaki, Y., 1967, Paleocology of shallow sea molluscan fauna in the Neogene deposits of Northeast Honshu, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 67, 93-113.
- Hanzawa, S., Hatai, K., Iwai, J., Kitamura, N. and Shibata, T., 1953, The Geology of Sendai and its environs. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, 25, 1-50.
- 今泉俊文・松本信尚・渡辺満久・澤 祥・中田 高・宇根 寛・丹羽俊二, 2000, 1/25000 都市圏活断層図「白石」. 国土地理院.
- 狩野謙一・村田明広, 1998, 構造地質学. 朝倉書店, 298 p.
- 加藤祐三, 1986, ひょう起源の火山豆石. 地質雑, 92, 429-437.
- 活断層研究会, 1980, 日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 363 p.
- 活断層研究会, 1991, 新編日本の活断層—分布図と資料. 東京大学出版会, 438 p.
- 北村 信・石井武政・寒川 旭・中川久夫, 1986, 仙台地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 134 p.
- 北村 信・中川久夫, 1982, 表層地質図 (土地分類基本調査), 5 万分の 1 「塩竈・岩沼」. 宮城県, 38-45.
- 北村 信・中川久夫・上田 朗, 1955, 松川浦周辺の地質および構造. 東北大地質古生物邦文報告, no. 45, 84-96.
- 北村 信・大沢 穰・中川久夫, 1983, 吉岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 50 p.
- 久保和也・柳沢幸夫・吉岡敏和・高橋 浩, 1994, 浪江及び磐城富岡地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 104 p.
- 松本秀明, 1976, 阿武隈山地北東縁・塩手山付近の活断層. 東北地理, 28, 176.
- 中川久夫, 1990, 仙台城跡およびその周辺地域の地質. 仙台城跡の自
- 然, 仙台市教育委員会, 1-32.
- 生出慶司, 1955 a, 仙台市付近の地質—3 つの問題点について. 地質雑, 61, 387-395.
- 生出慶司, 1955 b, 「鉤取—奥武士線」の意義について. 地球科学, 25, 12-20.
- 生出慶司, 1995, 宮城県とその周辺における活断層と地震. 地団研専報, no. 44, 藤田至則編著, 地質と地震, 35-47.
- 生出慶司・藤田至則, 1975, 岩沼地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 27 p.
- 大槻憲四郎, 1989, 鉤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.
- 大槻憲四郎・中田 高・今泉俊文, 1977, 東北地方南東部の第四紀地殻変動とブロックモデル. 地球科学, 31, 1-14.
- Osozawa, S., 1998, Major transform duplexing along the eastern margin of Cretaceous Eurasia. In Flower, M., Chung, S.-L., Lo, C.-H. and Lee, T.-Y., eds., *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia, Geodynamics Series*, 27, Washington, D.C., AGU, 245-257.
- 大内 定, 1973, 広瀬川の河岸段丘の変位. 東北地理, 25, 84-90.
- Sato, H., 1994, The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Jour. Geophys. Res.*, 99, B11, 22261-22274.
- 仙台市史編さん委員会, 1994, 仙台市史. 仙台市, 520 p.
- 鈴木毅彦・小荒井衛, 1989, 福島県相馬郡鹿島町における双葉断層 (大谷断層) の断層露頭と最近の活動に関する一考察. 活断層研究, 6, 23-29.
- 田山利三郎, 1933, 北上山地の地形學的研究, 其一—河岸段丘, A 仙臺近傍の河岸段丘. 斎藤報恩會學術研究報告, no. 17, 1-83.
- Yabe, H., 1926, Excursion to Matsushima and Sendai; Geological guide. *Pan-Pacific Sci. Congr.*, Tokyo, 1926, Guide Book, Excursion C-3, 1-18.
- 山路 敦, 2001, 総説: 新しい小断層解析. 地質雑, 107, 461-479.
- 柳沢幸夫, 1990, 仙台層群の地質年代—珪藻化石層序による再検討—. 地質調査所月報, 41, 1-25.

(要 旨)

遅沢壮一, 2002, 仙台市茂庭・青葉山丘陵の鉤取—愛子線 (単斜) と青葉断層帯の形成過程. 地質雑, 108, 781-793. (Osozawa, S., 2002, Formative process of the Kagitori-Ayashi Line (Monocline) and the Aoba Fault Zone, at the Moniwa and Aobayama hills, Sendai, northeast Japan. *Jour. Geol. Japan*, 108, 781-793.)

仙台市の市街地西部の茂庭と青葉山丘陵には, 鉤取—愛子線と呼んだ北西—南東走向の単斜と青葉断層帯と呼んだ南北走向の断層帯がある. 鉤取—愛子線は北東—南西の水平短縮により, 仙台層群堆積後に形成された. 青葉断層帯のうち, 青葉中央断層と青葉西断層は断層の東側上がり成分をもつ右ずれ断層で, 青葉東断層はこれと逆のセンスをもつ断層である. 青葉中央断層と青葉西断層は引き続き北東—南西圧縮応力場で, 青葉東断層は後の第四紀の北西—南東圧縮応力場で, それぞれ仙台地方に延長される双葉破碎帯が再活動することにより生じた.