福島県会津宮下地域における中～後期中新世の隆起運動と陥没構造*

小 室 裕 明**

Uplift and volcanic collapse depression during middle to late Miocene age
in the Miyashita district, Aizu, Fukushima Prefecture, Northeast Japan*

Hiroaki KOMURO**

Abstract The Miocene Series in this area can be divided into the following formations in ascending order; the Takisawagawa, Otani, Iriyamazawa, Onarisawa, Shiotsubo, Sunagohara and Honna Formations. The Fujitoge Formation ranges in age from the latest Miocene to Pliocene and the Komadotoge Formation is assigned to the Pleistocene. They are mainly characterized by the acidic pyroclastic rocks and lava but the Onarisawa Formation and the lower part of the Otani Formation consist of mudstone. The Iriyamazawa, Sunagohara, Honna and Komadotoge Formations unconformably cover the lower formations.

As the Onarisawa Formation has a partly unconformable relationship with the underlying formations, the local uplifted zones seem to have emerged during the sedimentary stage of this formation (middle Miocene). Mudstone members of the Onarisawa Formation were deposited in the central part of the sedimentary basin and conglomerate and fine tuff members near the uplifted zones.

The sedimentary basin of the Sunagohara Formation which consists of perlite lava and fine tuff is not circular but polygonal in plan and the plane of unconformity dips steeply into the basin. Numerous irregular boulders are contained at the margin of this formation. Normal faults which do not cut the Sunagohara Formation is present at the peripheral area of the basin. Therefore, this sedimentary basin was formed by the collapse of basement.

A domal uplift began to rise prior to the deposition of the Sunagohara Formation. An ascending magma reservoir presumably caused the domal uplift. As a result of this uplift, the basement must have collapsed and formed the basin on top of the dome. Volcanic activity obviously began in the basin soon after the collapse. The domal uplift area and the collapse basin are estimated to have been about 15 km and 5 km in diameter, respectively.

Similar collapse basins of late Miocene were sporadically distributed around this area. As these collapse basins were generated where the middle Miocene uplifted zones had emerged, these zones are regarded to be formed by movement prior to volcanic collapse basins. It is considered that the secondary magma chambers began to rise and volcanic collapse basins were formed at the earth's surface after the partial melting layer in the upper mantle had lifted the crust.

ま え が き

東北日本南部のグリーンタフ分布地域は、島津(1973)

1983年10月14日受付。1984年4月9日受理。

* 日本地質学会 87 年大会 (1980, 島根大学), 90 年大会 (1983, 鹿児島大学) にて一部を講演。

** 島根大学理学部地質学教室。The Department of Geology, Faculty of Science, Shimane University, Matsue, 690 Japan.

によって“津川一会津区”と命名された。これは、新発田しんぱつだ—小出こいで線(山下, 1970)および三面一棚倉みおもて線、足尾山地の延長の基盤山地のへりによってかこまれる地質区であると定義されている。この地質区は、東北日本主部と比べて N—S の方向性が弱く、NW—SE 方向が基本構造になっていること、および西黒沢期以降の酸性火山活動

第1図 調査地域および地名。
番号付きの鎖線は第4図の柱状
ルートをしめす。Aの地域は第
5図の範囲。

が著しいことなどを特徴としている。また、八幡(1982)は、NW—SE 方向の地質区である津川—会津区、北秋田地域、陸羽区などに酸性火山活動が集中することを指摘し、しかも NW—SE の構造方向が西黒沢期になってから形成されたとのべている。

会津地域の第三系は、会津盆地周辺において鈴木(1951, 1964)、鈴木ほか(1956)により層位学的研究がはじめられ、その後早川ほか(1968, 1972)や北村ほか(1968)、島田ほか(1964, 1974)、柴田ほか(1972)、増田ほか(1973)、水戸ほか(1978)などによって調査がすすめられた。これらの研究から、会津地域では、盆地の配列や基盤の分布などに NW—SE 方向の基本構造がみられることが明らかとなってきた。また、会津盆地周辺地域では、中部中新統—第四系がほとんど層序間隙なしに

累重しているのに対し、それ以外の地域では数層準に地層の欠如がみとめられている。

宮下地域は、中—上部中新統のいくつかの層準に不整合現象がみとめられ、しかも、下位から上位までの地層がそろっている会津盆地のすぐ西側に位置しているため、中期中新世以降の構造運動を復元するための調査地として適当な地域のひとつである。筆者は、かつて本地域にみられる上部中新統の酸性火砕岩類を調査し、これが藤田(1967)および藤田ほか(1970, 1974)のいうドーム隆起—陥没構造であることを明らかにした(小室, 1978)。本論文では、より下位にみられる不整合について記載し、その不整合をもたらした隆起運動が NW—SE の長軸をもっていたことをしめす。そして、ドーム隆起—陥没構造がいかなる構造的な場には発生したかについての一

第3図 地質断面図. 凡例は第2図に同じ. 垂直: 水平比は 1:1.

中 新 統	上 部	只見・小林地域		宮下地域		会津盆地南縁		田島地域		糸沢地域	
		八幡田層	松坂峠層	本名層	砂子原層	藤峠層	塩坪層	三岐沢層	塔ノ嶺層	鎌越沢層	伊予戸入層
中 部	部	布沢層	大塩層	大成沢層	入山沢層	漆窪層	本郷層	湯ノ上層	滝ノ原溶結凝灰岩	大滝沢層	矢竹沢層
		小川沢層	大谷層	西方凝灰岩層	宮下泥岩層	萩野層	田中層	大岩層	大滝沢層	大滝沢層	大滝沢層
		滝沢川層	滝沢川層	滝沢川層	滝沢川層	観音層	観音層	大岩層	大岩層	大岩層	大岩層

第1表 会津地域対比表.

島田ほか(1969, 1974), 鈴木ほか(1972), 増田ほか(1973), 柴田ほか(1972)および本論文にもとづく.

第4図 地質柱状図

つのモデルを提起する。

地 質 概 説

本地域には先第三系は露出していない。

新第三系は、下位より^{たきさわかわ}滝沢川層・^{おおたに}大谷層・^{いりやまざわ}入山沢層・^{おおなりさわ}大成沢層・^{しおつば}塩坪層・^{すなごほら}砂子原層・^{ほんな}本名層・^{おおべとうげ}大辺峠層・^{ふじとうげ}藤峠層に区分され、これらを覆って、更新統の^{こまどとうげ}駒止峠層と第四紀火山の沼沢火山・博士山火山の噴出物が分布している(第2, 3, 4図, 第1表)。

滝沢川層および大谷層は、緑色に変質した酸性火砕岩類を主とし、本地域に広く分布している。滝沢川層中～上部には厚い流紋岩溶岩層が挟在している。大谷層の下部には泥岩層がみられ、宮下付近ではこれが厚層をなしており、宮下泥岩部層として区分される。滝沢川層および大谷層は西黒沢階と考えられる。

入山沢層は、会津盆地西縁の荻野層(鈴木, 1951)と同層準である。本層は、下位層のなす直線状の高角不整合面にアバットしており、陥没盆地に堆積したと考えられる火砕岩層である。

大成沢層は、入山沢層と整合関係であるが、入山沢層より広く分布し、大谷層を低角傾斜の不整合関係でおおっている。細粒の酸性凝灰岩が主で、しばしば泥岩層や砂岩層をはさむ。会津盆地西縁山地に分布する^{うるしくぼ}漆窪層(鈴木, 1951)と同層準であり、女川階と考えられる。ただし、漆窪層は、大成沢層にくらべて頁岩が卓越しており、また、下位の荻野層とは整合関係にあるとされている(鈴木, 1951)。本地域の東部では、大成沢層中に、安山岩質の溶岩および凝灰角礫岩からなる部層が厚く分布し、明神岳安山岩部層と呼ばれている。

砂子原層と本名層は、陥没盆地に堆積した流紋岩質およびデーサイト質の溶岩や火砕岩からなる。これらと同層準か、あるいはそれよりやや下の層準と考えられる塩坪層は、下位の漆窪層と整合関係にあり、岩相も砂岩やシルト岩が主で、砂子原層のような火山性陥没盆地の地層とは異なっている。

藤峠層は、酸性凝灰岩や礫岩からなり、最下部は中新統の可能性があるが、大部分は鮮新統と考えられている。

第4図 地質柱状図。

柱状番号は第1図のルート番号に対応する。

a: 石灰質砂岩, b: 泥岩, c: シルト岩, d: 砂岩, e: 礫岩, f: 細粒凝灰岩, g: 中～粗粒凝灰岩, h: 軽石凝灰岩, i: 火山礫凝灰岩, j: 凝灰角礫岩, k: 玄武岩質火砕岩, l: 明瞭な成層, m: 成層が不明瞭なもの, n: 斜交葉理, o: スランブ構造。

(鈴木ほか, 1977)。駒止峠層は、デーサイト質溶結凝灰岩からなる。

岩脈類は、デーサイト質や流紋岩質のものが卓越し、北東部地域に集中している。玄武岩質岩脈は西部地域に少数が分布する。

本地域全般に、流紋岩およびデーサイトの火成活動が優勢で、中新世中～後期になると玄武岩が若干活動しているが、安山岩の活動は、東部地域の一部分に集中しており、それ以外の地域ではみられない。安山岩の活動が弱いことは津川一會津区全体についてもみとめられる特徴である。

地 質 各 論

1. 滝沢川層

〈命名〉平林(1966)による。島田・伊沢(1969)により再定義された。北村ほか(1968)の^{たまなし}玉梨層に相当する。

〈模式地〉大沼郡金山町滝沢(島田・伊沢, 1969)。

〈層位関係〉調査地域内では下限は不明。

〈層厚〉1,000m 以上。

〈岩相〉流紋岩溶岩および流紋岩質凝灰角礫岩、細粒凝灰岩などからなる。^{きりきた}霧来沢～^{かきざ}風来沢には本層最下部が露出している。本層は、上部層と下部層とに区分され、下部層は級化層理の明瞭な凝灰岩、上部層は流紋岩溶岩および凝灰角礫岩からなる(島田・伊沢, 1969)。上部の溶岩層は、沼沢を中心にしてU字型に分布する。また、島田・植田(1979)によって、上部層の流紋岩から23 m. y. のK-Ar年代値が得られている。

2. ^{おおたに}大谷層

〈命名〉新称。島田・伊沢(1969)の大塩層に相当すると考えられるが、分布する地域が離れているので、別の名称を用いることにした。下部の宮下泥岩部層と上部の西方凝灰岩部層とに区分できる。

(a) 宮下泥岩部層

〈命名〉北村ほか(1968)による。

〈模式地〉大沼郡三島町宮下。

〈層位関係〉滝沢川層の火砕岩類と整合関係にある。

〈層厚〉300～350m。

〈岩相〉層理が明瞭な灰黒色ないし黒色の泥岩～砂質泥岩からなる。

〈化石〉大型化石には乏しいが、*Globigerinoides bisphe-ricus*などの有孔虫化石の産出が報告されている(北村ほか, 1968)。

(b) ^{にしきた}西方凝灰岩部層

〈命名〉北村ほか(1968)が西方層としたものを、ここ

では部層単位とみなした。

〈模式地〉 大沼郡三島町西方。

〈層位関係〉 宮下付近では宮下泥岩部層の上位に重なるが、北部では泥岩部層がしだいに薄化・尖滅し、本層が滝沢川層に直接重なっている。

〈層厚〉 模式地付近で 300m。大谷付近では削剝されて 50m 程度である。

〈岩相〉 緑色の凝灰角礫岩や軽石凝灰岩、火山礫凝灰岩からなる。

〈化石〉 *Serripes* cf. *makiyamai*, *Delectopecten peckhami* が報告されている(早川ほか, 1968)。

3. 入山沢層

〈命名〉 北村 ほか(1968)および 吉村 ほか(1981)による。

〈模式地〉 大沼郡三島町^{あさまた}浅岐。

〈層位関係〉 下位層との関係が確認できる露頭は発見されなかったが、下位層の構造を切っていることと、縁辺部に下位層由来の礫を含むことから、下位層と不整合関係にあると判断した。不整合線は、地形の起伏の影響を受けず、地質上で直線状を呈する。

〈層厚〉 500m。

〈岩相〉 円磨された granule サイズの礫を含む塊状軽石凝灰岩からなる。

浅岐から大谷にかけての地域には本層最下部が露出しており、不整合面直上に、滝沢川層や大谷層に由来する礫種の不淘汰角礫岩層が観察される。この礫層には直径が 0.5~1m の巨礫が含まれている。また、浅岐には、下位の大谷層に由来する泥岩および凝灰岩のブロック状の礫がとり込まれている。この礫は、最大のもので直径が数mに達し、礫と基質の固結度が同程度であり、しかも礫の周縁には流動した痕跡がみられるので、未固結状態でとり込まれたものと思われる。分布域の北部では、泥岩の礫(数 mm のチップを主として、まれに数 10 cm 径のものまで)がひんぱんに含まれる。

下中津川北西の地域では、玄武岩質の凝灰岩~火山礫凝灰岩からなる薄い部層が挟在する。

〈化石〉 未発見。

4. ^{おおなりさわ}大成沢層

〈命名〉 新称。只見川以北で鈴木(1951)および鈴木ほか(1968, 1972)による漆窪層に本層がつながることは明らかであるが、模式地の漆窪層とは岩相がやや異なることや、只見川で分布がとぎれていることなどから、ここでは一応別称を用いることにする。

〈模式地〉 河沼郡柳津町^{やないず}大成沢。

〈層位関係〉 入山沢層とは整合・漸移関係にある。高森地域では、滝沢川層と大谷層の構造を切っており、基底礫岩もみられることから、明らかに大谷層以下の地層と不整合関係にある。また、宮下から大谷にかけての地域でも、下位の大谷層と不整合関係にあり(第5図)、不整合面の直上には、西方凝灰岩部層に由来する cobble 大の亜円礫が基底礫として含まれている。

〈層厚〉 250m。

〈岩相〉 流紋岩溶岩、細粒凝灰岩、真珠岩質凝灰角礫岩、凝灰質シルト岩、泥岩、石灰質砂岩、礫岩などからなり、岩相の側方変化に富んでいる。

大谷峠や滝谷、高森などの地域では、本層最下部に淘汰の悪い円礫岩が、部分的にかなり厚い部層として挟在する(第4図)。礫は、下位層に由来するものが優勢で、最大径 50 cm~1 m の円礫ないし亜円礫が含まれている。

本層下部には細かい葉理の発達した細粒凝灰岩~凝灰質シルト岩の有律互層がみられ、大谷以南の地域で良好な鍵層となっている。また、保存の悪い貝化石を含んだ石灰質砂岩層が、本層の比較的下部に部分的に挟在する。

東部地域には安山岩質の溶岩・火砕岩からなる部層が分布し、鈴木・吉田(1956)によって明神岳安山岩質火砕岩層とされている。鈴木ほか(1972)は、漆窪層の下位層である荻野層ともこの部層が同時異相になるとしているが、本地域では荻野層相当層の大谷層中には安山岩質の火砕岩部層は見い出されない。

〈化石〉 東部の大峯付近から、*Chlamys kaneharai* (YOK.), *Placopecten akihoensis* (MATSUMOTO), *Terebratalia tenuis* (HAYASAKA), *Coptothyris adamsi* (DAVIDSON), *Miyagipecten matsumoriesnsis* MASUDA が報告されている(鈴木・吉田, 1956)。また、早川ほか(1972)によって、Blow の N.9~N.10 をしめす有孔虫化石群が報告されている。

5. 塩坪層

〈命名〉 鈴木(1951)。

〈模式地〉 耶麻郡高郷村塩坪(鈴木, 1951)

〈層位関係〉 下位の漆窪層と整合関係である。

〈層厚〉 150m。

〈岩相〉 葉理の明瞭な細粒凝灰岩、軽石凝灰岩、中粒砂岩などからなる。本地域における分布南限の柳津や野老沢では、最下部に礫径数 cm で淘汰の良くない円礫岩がみられる。

〈化石〉 鈴木・吉田(1956)により、小椿から *Serripes*

第5図 大谷付近の地質図。地域は第1図のAの範囲。

1: 砂子原層, 2~6: 大成沢層(2: 塊状細粒凝灰岩, 3: 泥岩, 4: 層理の明瞭な細粒凝灰岩, 5: 火山礫凝灰岩, 5-a: 流紋岩, 6: 円礫岩), 7: 入山沢層(含礫軽石凝灰岩), 8: 西方凝灰岩, 9: 宮下泥岩, 10: 玉梨層

yokoyamai (OTSUKA), *S. laperousi* (DESHAYES), *Tellina protovenulosa* NOMURA が、また、柳津からは、*Chlamys* cfr. *kaneharai* (YOK.) が報告されている。

6. 砂子原層

〈命名〉 早川ほか(1968)による。北村ほか(1968)の小野川原層下部に相当する。

〈模式地〉 河沼郡柳津町砂子原。

〈層位関係〉 下位層と不整合関係にある。不整合面の傾斜は高角であり、この不整合面に、水平層である本層がアバットする。

〈層厚〉 400m.

〈岩相〉 不淘汰縁辺礫岩、細粒凝灰岩、真珠岩溶岩などからなる。岩相は、小室(1978)によって詳しく記載されているので省略する。

〈化石〉 未発見。

7. 本名層

〈命名〉 島田・伊沢(1969)による。

〈模式地〉 大沼郡金山町本名。

〈層位関係〉 下位層と直接の関係をしめず露頭は発見できなかったが、下位層起源の礫を基底部に含むことと、下位層と構造が不調和なことから、下位の滝沢川層および大成沢層と不整合関係にあると判断できる。とくに、本層の北縁から西縁にかけては、本層と下位層との境界は高角傾斜をなしており、このような部分に巨礫を含む不淘汰角礫岩層が分布している。

〈層厚〉 200m.

〈岩相〉 北縁から西縁部にかけての縁辺部に、直径数mの巨礫を含む不淘汰角礫岩層が分布している。礫種は滝沢川層の流紋岩や凝灰岩である。

この礫岩層の上位に、塊状のデーサイト質凝灰角礫岩層が分布する。これは、場所によって角礫の割合が多い場合と泥質の基質が多い場合とがあり、どちらも固結度は高い。

〈化石〉 未発見。

8. 大辺峠層

〈命名〉 新称。

〈模式地〉 大沼郡三島町大辺峠。

〈層位関係〉 下位の大成沢層と不調和に分布しているため、不整合関係にあると判断した。

〈層厚〉 50m.

〈岩相〉 細かい葉理の明瞭な細粒凝灰岩からなる。藤峠層下部の凝灰岩によく似た岩相である。径5mm程度の軽石が葉理にそって並ぶことがある。厚さ50cm~1mの亜角礫層が一部に挟在する。

〈化石〉 未発見。

9. 藤峠層

〈命名〉 鈴木(1951)。

〈模式地〉 河沼郡柳津町藤峠(鈴木, 1951)。

〈層位関係〉 柳津以北の地域では、下位の塩坪層と整合関係であるが(鈴木, 1951, 1964), 柳津から大峯にかけては、塩塊層を欠き、大成沢層を不整合関係でおおっている。砂子原層との直接の関係はおさえられていないが、整合ないし一部指交関係にあると考えられる(小室, 1978)。

〈層厚〉 150m.

〈岩相〉 礫岩および細粒凝灰岩、軽石凝灰岩などからなる。礫岩層は、比較的淘汰のよい pebble 大の円礫からなり、分布域南部の大峯付近では不整合面の直上に分布する。ここでは安山岩の礫が目立つ。鈴木ほか(1968)によれば、この層準は藤峠層の中部にあたる。

細粒凝灰岩は砂子原層の凝灰岩とよく似ているが、砂子原層ほど葉理が顕著ではない。

軽石凝灰岩層は、火山岩の pebble 大の亜角礫を含み、柳津から大峯にかけて厚く分布している。

〈化石〉 *Fagus palaeocrenata* OKUTSU, *Liquidamber formosana* HANCE など多数の植物化石が報告されている(鈴木, 1951; 鈴木ほか, 1977)。

10. 駒止峠層

北村ほか(1968)によって命名された。下位の大辺峠層および入山沢層と不整合関係にあり、層厚は300mである。デーサイト質の溶結凝灰岩からなり、標高600~700m付近に平坦面をつくって分布する。島田・植田(1979)によれば、6MaというK-Ar年代値が報告されているが、対比については述べられていない。水戸ほか(1978)は、本層を第四系更新統としている。

11. 博士山火山岩層

小林ほか(1983)によって命名されたもので、第四紀更新世中期の玄武岩溶岩と同質凝灰角礫岩との互層からなり、層厚は150~200mとされている。

12. 沼沢火山噴出物

沼沢湖周辺および只見川ぞいに分布する。下位の第三系と不整合関係にある。

沼沢湖周辺には、デーサイト溶岩層および同質火山角礫岩層が分布する。只見川沿いの段丘面上には、軽石流堆積物からなる火砕岩層が分布し、早戸付近ではこの下部が柱状節理の顕著な溶結凝灰岩になっている。柳津付近の火山灰流堆積物中から得られた木炭片の¹⁴C年代は、4870±110年B.P.とされている(只見川第四紀研

第 6 图 地質構造。
1: 断层, 2: 背斜轴, 3: 向斜轴, 4: 挠曲轴, 5: 下-△構造, 6: 陷没構造, 7: 岩脈, 8: 走向・傾斜。

究グループ, 1966).

13. 貫入岩類

(a) 流紋岩およびデーサイト

主として本地域の北東部に分布し, 比較的大きな岩体をなす場合が多い. 小樺および砂子原付近のものは真珠岩状である. 大成沢層, および一部は塩坪層に貫入している.

(b) 安山岩類

川口南方や牧沢付近に小岩脈があるが, これ以外にはほとんどみられない.

(c) 玄武岩類

本地域の西部に主として分布する. 滝沢川層と大谷層に貫入している.

14. 地質構造

本地域の地質構造を第6図に示す.

北北西方向の長軸をもつ半ドーム構造が沼沢付近に発達している. 滝沢川層と大谷層がこの半ドーム構造に関与しているが(第2図, 第6図), それより上位の地層はドーム構造とは無関係であり, ドームの南縁部は, 入山沢層堆積期の陥没構造によって切られている.

大谷層の分布地域には南北方向の軸をもつ褶曲構造が発達し, とくに宮下泥岩部層がよく褶曲している. 軸長は2~3 km で波長が0.5~1 km, 翼間角が100~120°程度である. 下中津川付近にも, 北西方向の褶曲軸がみられ, 翼の傾斜は10°前後をしめす. また, 大谷から高森にかけて, 北東および北西方向の軸をもつ褶曲構造と北西方向にのびる撓曲構造がみられ, そのうちの何本かは砂子原層堆積期の陥没構造に切られている. とくに撓曲軸は, 砂子原の陥没盆地の南西縁で南北の方向に向きを変え, 盆地西縁に平行となる. 撓曲翼部は盆地側に傾斜している.

砂子原層や本名層などが堆積した陥没盆地の周辺には, 走向方向へあまり伸びない断層が何本かみられる. これらは, 傾斜が垂直で剪断面が固結しており, しかも陥没盆地を埋積する地層におおわれているので, 陥没構造形成時にできた断層の一部であると考えられる. これ以外に, 西部や北東部の地域では, 延長数 km の正断層がみられる. また, 柳津には北東走向で40°南傾斜の逆断層があり, 大成沢層が塩坪層に衝上している.

岩脈類については, 個々の岩脈の貫入面は南北性をしめすものが目立つが, 分布は北西ないし北北西方向である. たとえば, 本名と玉梨, 滝谷と高森を結ぶ地域に岩脈が集中しており, これらはまた, 本名一玉梨隆起帯および赤羽一軽井沢隆起帯と呼ばれる構造帯(HAYAKAWA

et al., 1974)に一致する.

隣接地域の中～上部中新統との対比

只見・会津地域における中～上部中新統の対比を第1表に示した.

滝沢川層は, 会津盆地南縁の観音層などとともに津川層下部に対比できる(八幡, 1982). また, 大塩層の宮下泥岩からは有孔虫化石が産出し, 台島～西黒沢階に対比されている(早川ほか, 1968).

入山沢層からは, 化石が発見されていないが, 本層は, 大成沢層の下位に位置しており, 大成沢層が只見川をこえて漆窪層に連続しているので, 漆窪層の下位の荻野層に対比することができる. 只見地域ではこの層準は小川沢層に相当する.

只見・小林地域の松坂峠層は, その産出化石から塩坪層に対比されている(島田・伊沢, 1969). また, 布沢層は, 岩相が大成沢層によく似ていることと, 松坂峠層の下位に位置することから, 大成沢層・漆窪層に対比できる.

砂子原層は, 大成沢層に不整合関係で重なることと, 藤峠層中部の下位に位置するとみられることから, 中新統上部と判断される*. 本名層は, 大成沢層の上位に不整合関係で重なっており, 沼沢火山噴出物に不整合におおわれ, しかも地層の固結度が比較的高いので, やはり中新統上部と思われる.

増田ほか(1973)および柴田ほか(1972)によれば, 田島・糸沢地域に分布する三喰沢層・塔ノ崩層・水引層・伊予戸入層・鎌越沢層なども上部中新統とされている. このうち, 塔ノ崩・伊予戸入・鎌越沢の各層と只見地域の八塩田層からは, 後期中新世をしめす植物化石群が産出している.

中新世中～後期の造構運動について

会津地域には2層準に顕著な不整合関係がみとめられる(第1表).

一つは, 入山沢層から大成沢層にかけての層準およびその相当層の基底部にみられるものである. 入山沢層は, 火砕流的な岩相を呈しており, 縁辺部には下位層に由来する不淘汰の角礫を含むことや, 不整合線が地質図上で直線的であることなどから, 後述する砂子原層などと同様の陥没性の盆地に堆積した地層とみられる. 田島・糸沢地域(増田ほか, 1973; 柴田ほか, 1972)におけ

* 鈴木敬治(1983年5月地学団体研究会37回総会プレシンポジウム講演)によれば, 砂子原層の層準はもっと新しくなる可能性があるということであるが, 本論文では従来通り(小室, 1978, 鈴木1980)最上部中新統としておく.

る湯ノ上層(溶結凝灰岩層をはさむ)や滝ノ原溶結凝灰岩などもこれと同層準とみられ、陸域における火山活動の特徴とし、下位層と不整合関係にある。しかし、会津盆地周辺の地域では、同層準でしかも海成の荻野層が下位層と整合に重なっている。したがって、入山沢層基底部の不整合関係は、かなり広範囲にみとめられるのであるが、この時の変動によって会津地域がすべて陸化するほどではなかったと考えられる。

大成沢層および漆窪層の堆積盆地縁辺部には、石灰質砂岩や凝灰質シルト岩などからなる部層がしばしば挟在し、盆地中心部の泥岩相とは対照的な縁辺相を呈している(鈴木, 1983)。下位の大谷層にはこのような岩相はみられず、厚い泥岩が発達しているので、大成沢層の岩相は海退相をしめしているといえる。

八幡ほか(1982)は、大成沢層と同層準であると考えられる天満層の堆積時期に、海水準上昇による海域の拡大があった可能性を示唆しており、その理由として、基盤上に天満層がオーバーラップしていることや浅海相が発達していることをあげている。しかし、この層準のオーバーラップは、津川から新潟堆積盆地にかけての地域では明瞭であるが、会津地域ではむしろオフ・ラップである。また、石灰質砂岩などの浅海相は、上にのべたように盆地縁辺部に主として認められる。

鈴木(1951)は、利田層から塩坪層までを海進・海退の一輪廻としているので、大成沢層の層準は、この輪廻における海退の始まりにあたると考えられる。そして、大成沢層の縁辺部に局所的にみられる円礫層や部分的不整合は、全般的海退と同時に、大成沢層・漆窪層の盆地内に顕著な局地的隆起が生じたことを意味している。つまり、藤田(1976)が指摘したように、部分的不整合に残る局地的隆起と、地層の欠如と層相にしかあらわれない広域隆起(海退)とが重なっていると考えられるのである。第 7-a 図から、この時の局地的隆起は、北西方向の長軸をもつ隆起帯であったことが推定される。

上部中新統基底部の不整合関係も広い範囲にみとめられる。この層準の地層は、塩坪層と松坂峠層を除いて下位層と不整合関係にあり、直径数 km の盆地がそれぞれ孤立して分布する。

砂子原層および本名層には、盆地縁辺の基盤中に、盆地側の落ちる撓曲構造や破碎帯の固結した断層が観察される。しかも、盆地の縁辺は、地質図上で地形に無関係な直線状を呈しており、そのために盆地の輪郭は不規則な多角形状をなしている。また、不整合面に沿って、巨礫を含む不淘汰角礫岩層が分布する。これらの事実、

断裂による基盤の陥没で盆地が形成され、断層崖の直下に崖錐性の不淘汰角礫が堆積したことを意味しており、藤田(1967)および藤田ほか(1970)が提唱したモデルと調和的である(小室, 1978)。陥没盆地内の地層は断層や撓曲による変形をうけておらず、断層活動は火砕岩類の噴出・堆積前に終了した。また、砂子原層では、上部層の一部が低角不整合面上にオーバーラップしているが、下部の層準は、高角不整合面に対してアバットする。このことから、火山活動が始まる前に陥没盆地ができて、そのあと火砕岩類が盆地を埋めたとていったことが推察される。

陥没盆地基底部の不整合部を追跡すると、たとえば砂子原層の場合には、陥没盆地の縁辺から数 km 外側で整合関係に移りかわる(小室, 1978)。筆者は、これにもとづいて直径 25 km のドーム隆起を推定したが、陥没盆地がドームの中央部に生じたと仮定すれば、ドームの直径は 15 km 程度とも考えられる(第 7-b 図)。いずれにせよ、砂子原層や本名層の陥没盆地は、直前に発生した局地的なドーム隆起の頂部に水平の引張応力場が生じ、その部分の基盤が陥没して形成されたものである(藤田ほか, 1970, 1974)。このような一連の造構運動がマグマだまりの上方へのつき上げによって起こることも、すでに藤田ほかによつてのべられており、また、小室ほか(1977)の実験でも明らかにされている。

只見地域や田島地域の八塩田層・塔ノ峯層・鎌越沢層・伊予戸入層・三喰沢層・水引層には、高角不整合面や盆地縁辺部の不淘汰角礫岩層などの陥没をしめす諸現象が観察され、砂子原層と同様の陥没盆地であると考えられる。第 7-b 図にはこれらの後期中新世陥没盆地の分布をしめた。いずれの盆地でも、陥没後に酸性の火山活動が盆地内に発生している。

ここで、第 7-a 図と第 7-b 図を比較すると、中新世後期のドーム隆起一陥没盆地は、大成沢層堆積期の隆起帯ないしその縁辺部に発生していることが読みとれる。

大成沢層およびその相当層の盆地は、中新世後期になるとさらに縮小して、そこに塩坪層や松坂峠層が堆積した。これらは、下位層とは整合関係で重なっており、陥没盆地に堆積したものではない。岩相も、砂岩や砂岩泥岩互層からなる非火山性海成層が主であり、挟在する火砕岩層は細粒のものに限られる。つまり、中新世後期の火成活動は、砂子原層などの陥没盆地に集中していたとみられるのである。

大成沢層は入山沢層と整合関係にあるので、大成沢層

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5

第7図 中新世中期 (a) と後期 (b) の隆起.

1: 先第三系, 2: 大成沢層および相当層の分布域 (中新世中期の海域), 3: 中新世後期のドーム隆起 (破線部は, 地層の証拠が残っていないため, 陥没盆地を中心に円対称をなすと仮定して描いた), 4: 中新世後期の陥没盆地, 5: 中新世後期の海域 (塩坪層・松坂峠層の分布域をもとにして推定).

H: 本名層, I: 伊予戸入層, M: 三喰沢層, Mz: 水引層, S: 砂子原層, T: 塔ノ鼻層, Y: 八塩田層.

第8図 地表の変動と深部のモデル。

1: 中新世中期(大成沢層堆積期)・深部における部分溶融層の形成とこれの膨張ないし押し上げによる地表の隆起帯の形成。深部では密度の逆転にもとづく重力不安定によって溶融層上面に波状変形が生じ、この波形の頂部に液相が集積する。

2: 中新世後期(塩坪層堆積期)・波形の頂部がダイアピル状に分離し、マグマだまりを形成する。このマグマだまりの上昇によって地表にドーム状の隆起が生じ、直径5 km 前後の陥没盆地が10~20 km の間隔で発生した。

堆積期の隆起帯の形成は、入山沢層基底部の不整合にはじまると考えられる。この時期には田島・糸沢地域でも、滝ノ原溶結凝灰岩にみられるような、陸上における火山活動が生じていた。また、大成沢層・漆窪層は、盆地の中心部では泥岩が卓越するが、隆起帯周辺では凝灰岩が優勢となる。したがって、大成沢層堆積期にも主として隆起帯上ないしその縁辺で火山活動がおこなわれていたと考えられる。つまり、この隆起帯にそった地域は、中新世の中期から後期を通じて活発な火成活動の場であったといえるのである。

以上の点から、大成沢層堆積期の隆起帯の形成は、後期中新世にドーム隆起—陥没構造をひきおこしたマグマだまりの活動の先駆現象であったと考えられる。そして、火成活動が一貫してこの地域に集中していることは、この隆起帯が地下深部におけるマグマの集積(部分溶融層の形成)を反映したものであることをしめしていると思われる。地下深部に部分溶融層が形成され、上位層との間に密度の逆転が起これば、一定の波長をもった波形が生じて部分溶融層がダイアピル状に上昇することが知られている(RAMBERG, 1968)。第7-b図からは、一群の陥没盆地がたがいに10~20 km 程度へだたて

分布している様子がよみとれる。このような陥没盆地の等間隔にちかい分布や、先駆的な隆起帯の形成などを考慮すると、マグマだまりが部分溶融層からダイアピル状に上昇したというモデルによって本地域の陥没盆地の発生を解釈することができる(第8図)。要約すると、中新世中期に地下のある深さのところにNW—SE方向に長軸をもった部分溶融層が形成され、これの膨張によって地表に隆起帯が生じた。部分溶融層と上位層の間には密度の逆転がおり、境界面は波状に変形して、マグマがおそらく波形の頂部に集積していったであろう。この部分は、中新世後期にはダイアピルとして分離し、地殻のより浅いところへ上昇して、地表にドーム隆起—陥没構造を形成するに至ったと考えられる。

ま と め

- ・ 宮下地域の中~上部中新統を調査し、中新統中部と上部の二つの層準に不整合関係と陥没構造を見い出した。
- ・ 中新世中期にはNW方向に長軸をもつ隆起帯がのびていたとみられる。つまり、この隆起帯の方向は、津川—会津区の基本構造に規制されていたと考えられ

る。

- この隆起帯があったところに、中新世後期になってドーム隆起—陥没盆地が形成された。
- 中新世中期の隆起帯は部分熔融層の形成によるもので、後期の隆起—陥没は、それぞれの陥没盆地に対応した二次的なマグマだまりの上昇によるものと思われる。
- 入山沢層が堆積した陥没盆地についてはまだ資料に乏しく、発生機構について議論できる段階ではないが、隆起帯形成の初期に発生していることは興味深い。部分熔融層から2度にわたってマグマだまりが上昇した可能性がある。
- 本地域以外にも、群馬県本宿地域(藤田ほか, 1970)や山陰地域(山陰グリーンタフ団研ほか, 1977)の例にみられるように、陥没盆地はいくつかまとまって発生する傾向がある。また、藤田(1972)によれば、西黒沢期には多数の陥没盆地が重なり合うようにして発生している。本論文に示めた2回の隆起運動によって発生する陥没盆地のモデルは、後期中新世の例ではあるが、グリーンタフ変動全体に共通する内容をもっていると考えている。
- 隆起帯の形成と中新世中～後期の海退、および津川—会津区の基本構造との関係は、今後さらに詳しく解明されるべき課題である。また、マグマだまりの上昇機構や部分熔融層の生成過程の解明についても今後の課題である。

謝 辞

本論文をまとめるにあたって、新潟大学藤田至則教授には終始ご指導いただき、原稿の校閲もしていただいた。また、福島大学鈴木敬治教授、新潟大学吉村尚久教授、北海道立地下資源調査所八幡正弘氏にはいくつかの点で御教示をいただいた。

以上の方がたに厚くお礼申し上げます。

なお、本研究には文部省科学研究費を使用した。

文 献

- 藤田至則, 1967: グリーンタフ変動発生期に関する地質学的問題. 地質雑, **73**, 106.
- ・川北敏章・新井 節, 1970: 本宿グリーンタフ形成期における造構運動—とくに、陥没機構と火山活動について. 地団研専報, no. 16, 81-95.
- , 1972: グリーンタフ変動と地向斜の発生～発展期の法則. 伊豆半島, 13-33, 東海大出版会.
- ・萩原 茂・鈴木敬治・八島隆一・真鍋健一, 1974: 新生代後期の造構力場の復元. 海洋科学, **6**, 24-29.
- , 1976: 新生代後期の三つの隆起運動——グリーンタフ造山と島弧変動——. 新潟大地質研究報告, no. 4, 395-400.
- 早川典久・他 13 名, 1968: 昭和 42 年度広域調査報告書(西会津地域). 通産省, 1-40.
- ・他 18 名, 1972: 昭和 46 年度広域調査報告書(東会津地域). 通産省, 1-35.
- HAYAKAWA, N., SHIMADA, I., SHIBATA, T. and SUZUKI, S., 1974: Geology of the Aizu metalliferous district, Northeast Japan. *Mining Geol. Spec. Issue*, no. 6, 19-28.
- 平林武雄, 1966: 横田鉱山の内部構造とくに本山鉱床について. 鉱山地質, **16**, 46-55, 76-77.
- 北村 信・菅原祐輔・鈴木養身・藤井敬三・伊藤 修・高橋清治, 1968: 福島県地質調査報告「宮下地域の地質」. 1-21, 福島県.
- 小林昭二・博士山団体研究グループ, 1983: 会津博士山の火山岩類について. 日本地質学会第 90 年大会講演要旨, 335.
- 小室裕明・小玉喜三郎・藤田至則, 1977: グリーンタフ造山における陥没盆地の発生機構—数値モデル実験による試論. 地質雑, **83**, 277-288.
- , 1978: 会津柳津地方における後期中新世陥没盆地の形成について. 地球科学, **32**, 68-82.
- 増田孝一郎・柴田豊吉・阿久津純・中川義二郎, 1973: 福島県地質調査報告「田島地域の地質」. 1-33, 福島県.
- 水戸研一・原 担・根田武二郎, 1978: 福島県地質調査報告「針生地域の地質」. 1-33, 福島県.
- RAMBERG, H., 1968: Fluid dynamics of layered systems in the field of gravity, a theoretical basis for certain global structures and isostatic adjustment. *Phys. Planet. Interiors*, **1**, 63-87.
- 山陰グリーンタフ団体研究グループ・津川グリーンタフ団体研究グループ・陥没研究グループ, 1977: グリーンタフ変動発生期に関する諸問題. 地団研専報, no. 20, 163-176.
- 柴田豊吉・他 10 名, 1972: 福島県地質調査報告「糸沢地域の地質」. 1-36, 福島県.
- 島田昱郎・伊沢寿昭, 1969: 福島県地質調査報告「只見地域の地質」. 1-39, 福島県.
- ・根田武二郎・黒江良太郎・伊沢寿昭, 1974: 福島県地質調査報告「小林地域の地質」. 1-29, 福島県.
- ・植田良夫, 1979: 西会津グリーンタフ地域における酸性岩類の K-Ar 年代. 岩鉱, **74**, 387-394.
- 島津光夫, 1973: 東北日本グリーンタフ地域における津川—会津区. 地質学論集, no. 9, 25-38.
- 鈴木敬治, 1951: 会津盆地西方地域の地質 (I 中央地区). 地質雑, **57**, 379-386, 449-456.
- ・吉田 義, 1956: 会津盆地西南縁地域の第三系・第四系について——会津盆地西方地域の地史学的研究 (II). 地質雑, **62**, 161-176.
- , 1964: 福島県 5 万分の 1 地質図幅「会津地

方」. 1-57, 福島県企画開発部.

——・八島隆一・吉田 義・西村新六・真鍋健一・小林昭二, 1968: 福島県地質調査報告「野沢地域の地質」. 1-33, 福島県.

——・藤田至則・八島隆一・吉田 義・真鍋健一・箱崎高衛・萩原 茂・周藤賢治・角田史雄, 1972: 福島県地質調査報告「若松地域の地質」. 1-61, 福島県.

——・真鍋健一・吉田 義, 1977: 会津盆地における後期新生代層の層位学的研究と会津盆地の発達史. 地質学論集, no. 14, 17-44.

——, 1980: 鮮新世・更新世における東北地方南部地域の古地理の変遷と構造運動について——会津盆地を中心として. 総研島弧変動研究報告, 2, 23-37.

——・真鍋健一・吉田 義, 1983: 会津盆地地域の地質と地質構造. 地団研 37 回総会学術シンポジウム資

料集, 92-97.

只見川第四紀研究グループ, 1966: 只見川・阿賀野川流域の第四系の編年——とくに沼沢浮石層の層位学的諸問題. 第四紀総研連絡誌, no. 8, 76-79.

八幡正弘, 1982: 会津盆地南西部の第三系——中期中新世の造構史. 地質雑, 88, 819-834.

——・津川グリーンタフ団体研究グループ, 1982: 津川—会津区におけるグリーンタフ変動と西黒沢海進に関する諸問題. 地球科学, 36, 321-332.

山下 昇, 1970: 柏崎—銚子線の提唱. 島弧と海洋, 179-191, 東海大出版会.

吉村尚久・八幡正弘・石山一義・糠塚昌文, 1981: 西会津の中新統にみられる不整合. 日本地質学会第 88 年学術大会要旨, 106.

福島県会津宮下地域における中～後期中新世の隆起運動と陥没構造

小 室 裕 明

(要 旨)

本地域の新第三系・第四系は、下位より、滝沢川・大谷・入山沢・大成沢・塩坪・砂子原・本名・藤峠・駒止峠の各累層に区分される。これらは、主に酸性の火砕岩・溶岩からなるが、大谷層の下部と大成沢層の一部は泥岩層である。入山沢・砂子原・本名・駒止峠の各層と大成沢層の一部は下位層と不整合関係にあるが、大成沢層にみられる部分不整合は、同層堆積期に局地的な隆起帯が出現したことを示唆する。砂子原層と本名層は、直

径 5 km ほどの陥没性の盆地に堆積した火砕岩層であり、陥没の主因は、マグマの上昇に伴うドーム状の隆起である。これとほぼ同時期に形成されたとみられる火山性の陥没盆地が会津地域に点在し、これらの陥没盆地は、大成沢層堆積期に出現した隆起帯の上に重なるようにして分布する。したがって、隆起帯は、陥没—火山活動の先駆現象と考えられる。