

## 山形県吉野地域における中期中新世の陥没構造\*

足立久男\*\*

The Collapsed Basin in Middle Miocene  
in the Yoshino District, Yamagata Prefecture

Hisao ADACHI

**Abstract** It is generally recognized that the sedimentary basins formed by the Green Tuff orogeny in the period of its earliest stage collapsed after local upheaval, and were followed by the volcanic activities. In these basins, the talus-like conglomerates deposited at first and normal sediments did successively. Such collapsed basins formed at the Nishioga, Daijima and Nishikurosawa stage are found in the Green Tuff region. The genetic and developing process of the basins confirmed at the Nishioga and Daijima stages.

In the Yoshino district, the lower to the middle Miocene systems are divided into four formations, that is the Taro formation, the Yoshino formation, the Motozawa formation and the Hasedo formation. The Motozawa formation deposited in the collapsed basin formed after the deposition of the Yoshino formation. The cliff of the collapsed basin was about 700 meters high at that time. The Motozawa formation abutted against the cliff. The lowest part of this formation is marine sediments. The upper Yoshino formation is marine sediments, too. The Yoshino formation is conformably overlain by the Motozawa formation, except the Motoyashiki area where locates at the margin of the basin.

The facts above mentioned tell that the collapsed basin accumulated the Motozawa formation was formed under the sea.

The writer discusses about this basin in this paper.

## まえがき

グリーン・タフ造山運動の発生期に関する研究, 主として発生期の堆積盆地形成の機構に関する研究は, 藤田(1972), 本宿団体研究グループ(1968), 山陰グリーン・タフ団体研究グループ(1973)などによっておこなわれてきた。この結果, グリーン・タフ造山運動発生期の堆積盆地は, 部分的隆起と隆起部の陥没によって形成されることが定式化されてきた。また, 発生期の堆積盆地では一般に淡水環境のもとで, 陥没盆地縁辺部での崖錐性基底礫岩の堆積と正常碎屑岩類の堆積が進行し, やがて火山活動が開始するとされている。西男鹿期および台島期の堆積盆地ではこの傾向がよく認められるが, 西黒沢期の堆積盆地では堆積盆地形成後ほどなくして海進が

認められることが普通である(山陰グリーン・タフ団体研究グループほか, 1977)。

山形県吉野地域では, 中新世中期の西黒沢期後半の堆積盆地に当初から海が侵入しており, その堆積盆地内に堆積した地質系統は, 大部分が整合漸移の関係にある。しかしながら, この堆積盆地はその発生が陥没によって始まっている(足立, 1977)ことから, ほぼ水底における陥没盆地であるとみられる。本論文ではこの陥没構造について報告する。

本論文の作成にあたり懇切丁寧な御指導をいただいた新潟大学・吉村尚久博士に深く感謝申し上げる。

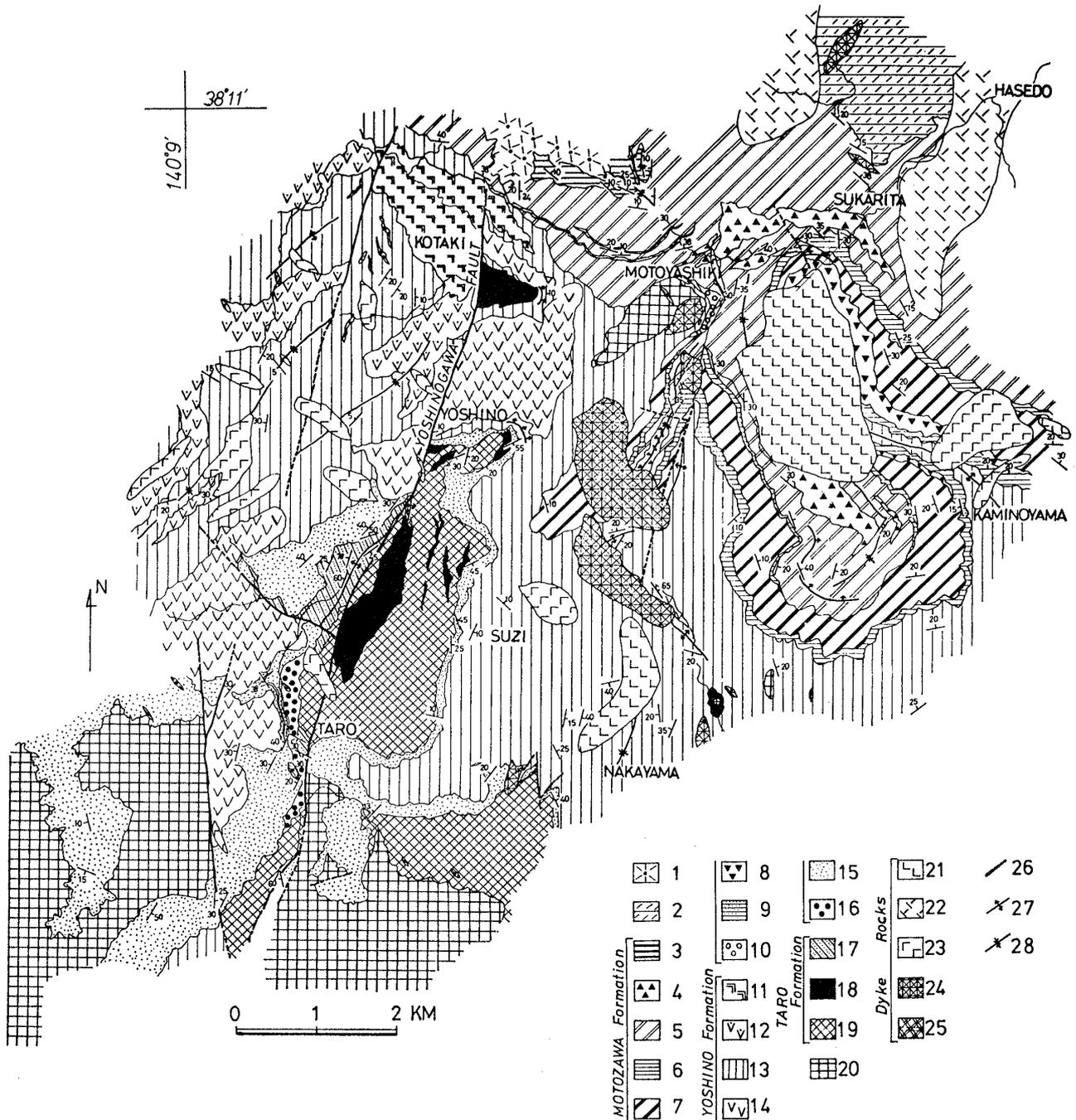
## 地質概説

本地域の地質の記載についてはすでに報告した(足立, 1977)ので, ここではその概略をのべるにとどめる。

本地域には, 基盤岩類として先新第三系の花崗岩類が

\* 「陥没総研」研究発表集会(於東京, 1977, 1)にて一部を発表。

\*\* 東京都立淵江高等学校, Fuchie High School, Tokyo.



第1図 地質図.

1 : 火山泥流堆積物 (白鷹山層), 2 : 流紋岩質火山碎屑岩類 (長谷堂層), 3 : 泥岩 (本沢層上部層), 4 : ホウホ岩型流紋岩質水冷破碎溶岩, 5 : 流紋岩質火山碎屑岩類, 6 : 泥岩 (以上 本沢層中部層), 7 : 流紋岩質火山碎屑岩類, 8 : 流紋岩質水冷破碎溶岩, 9 : 泥岩, 10 : 崖錐性 (基底) 礫岩 (以上本沢層下部層), 11 : 小滝型安山岩溶岩, 12 : 上部高倉山型安山岩溶岩, 13 : 石英安山岩~安山岩質火山碎屑岩類, 14 : 下部高倉山型安山岩溶岩 (以上 吉野層上部層), 15 : 砂岩・礫岩, 16 : 崖錐性 (基底) 礫岩 (以上 吉野層下部層), 17 : 砂岩・泥岩・礫岩 (太郎層上部層), 18 : 変質輝石安山岩溶岩, 19 : 変質輝石安山岩質火山碎屑岩類 (以上 太郎層下部層), 20 : 基盤, 21 : 大平山型流紋岩, 22 : 赤紫色流紋岩, 23 : その他の流紋岩, 24 : 安山岩, 25 : 玄武岩, 26 : 断層, 27 : 背斜軸, 28 : 向斜軸.

みとめられ、それを不整合におおって新第三紀中新世前期-中期にかけて噴出した中性～酸性の火山岩類および火山碎屑岩類が広く分布している。本地域北部には第四紀の白鷹山火山の火山泥流堆積物がみられる（第1図）。本地域の地質層序は第1表の通りである。

第1表 地質層序。

第四紀		白 鷹 山 層	
		~~~~~	
		長 谷 堂 層	
新 第 三 紀 中 新 世	中 期	本 沢 層	上 部 層
			中 部 層
			下 部 層
	前 期	吉 野 層	上 部 層
			下 部 層
			上 部 層
	太 郎 層	下 部 層	
先新第三紀		基 盤	

基盤の花崗岩類は黒雲母花崗岩・花崗閃緑岩などからなる。これらは朝日山塊に至るまで地表に点々と露出している。また試錐資料（金属鉱物探鉱促進事業団，1971）によってもきわめて浅いところで基盤に達するなど、浅所まで基盤が分布している地域として知られている。

新第三系は、下位より太郎層・吉野層・本沢層・長谷堂層に区分できる（足立，1977）。

太郎層は、変質安山岩溶岩および同質火山碎屑岩類、さらに碎屑岩類から構成されている。本層はとくに南部の基盤に接する部分に発達しており、地表における分布はかぎられている。一部に溶結凝灰岩や降下スコリア質凝灰岩がみられる。太郎層の最大層厚は550 m+である。

吉野層は、太郎層をゆるやかな傾斜不整合の関係でおおい、ときには太郎層を欠いて直接基盤を不整合におおふ。本地域の中央部から南西部にかけて広く分布する。本層は玄武岩質安山岩～安山岩質火山碎屑岩類および碎屑岩類を主体としており、一部に石英安山岩の活動もみられる。基底礫岩をふくむ下部層の上部からは、海棲貝化石を産出する。吉野層の層厚は300～1150 mである。

本沢層は流紋岩質火山碎屑岩類を主体としており、本地域の北東部に広く分布する。本沢層と下位の吉野層とは一部不整合の関係にある。比較的連続性のよい泥岩層が数層準に発達する。本部層の層厚は150～970 m+である。

長谷堂層は、白色酸性火山礫凝灰岩からなり、下位の

本沢層を一部不整合の関係でおおふ。層厚は150 m+である。

第四紀の火山泥流堆積物からなる白鷹山層は、下位の新第三系の構造とは全く無関係にほぼ水平に分布している。

本地域の地質構造を大局的にみると、北西-南東ないしは北北東-南南西から北東-南西方向の断層および褶曲構造が発達し、吉野層にはドーム構造と波状褶曲構造がみられる。

### 本沢層の記載

本沢層の岩相は第2表に示した通りである。ここでは2, 3の特徴的な点についてふれておく。

本沢層と下位の吉野層との関係は、元屋敷付近の基盤の分布するところでは、後述するように一部不整合の関係にあるが、他の地域では整合漸移の関係にある。また、本調査地域北方の小滝峠付近の本沢層と吉野層も整合の関係にある。本沢層のほぼ基底部に相当する黒色泥岩お

第2表 本沢層の岩相。

		長 谷 堂 層	
		~~~~~	
本 沢 層	上 部 層	灰～暗灰色の泥岩を主体とする。下部は比較的凝灰質で上部になるにつれて泥岩へと移化する。層厚1.5m程度の玄武岩質凝灰岩を介在する。下部から海緑石を産出する。層厚は50m+である。	
	中 部 層	流紋岩溶岩および同質火山碎屑岩を主体としており、最下部には比較的連続性のよい泥岩層が発達する。流紋岩溶岩は塊状・ひび割れ状・角礫状を呈するものからなり、一部には球顆流紋岩がみられる。火山碎屑岩類は軽石質凝灰岩、砂質～泥質凝灰岩が主である。層厚は150～500mである。	
	下 部 層	流紋岩溶岩と同質火山碎屑岩類を主体としており、下部には泥岩層が発達し、元屋敷付近では局部的に崖錐性礫岩がみられる。流紋岩溶岩は灰～淡緑色を呈し、無斑晶質ないしガラス質であり、一般に自破碎状を示す。火山碎屑岩類は、淡緑色の基質に緑～暗緑色のパッチ状あるいは横にのびる扁平な軽石を多量にふくんでいるものが多い。層厚は0～490mである。	
		~~~~~	
		吉 野 層	

よび泥質凝灰岩が上山市西方に発達するが、この中からは、*Globorotalia scitula*, *Globigerinoides ruber*, *G. triloba*, *Hopkinsina sinboi*, *Martinottiella communis* などの有孔虫化石を産出し、また小滝峠の本沢層の基底部とした泥岩層中からも *Globigerina sp.*, *Martinottiella communis* などの有孔虫化石が産出する（北ほか、1969：金属鉱物探鉱促進事業団、1971）。以上にあげた有孔虫の産出は本沢層の基底部から海が入っていたことを意味するものである。

本沢層の下部層および中部層には流紋岩溶岩・同質火山碎屑岩類が発達するが、とくに溶岩流は元屋敷以東の地域に集中的に分布している。下部層および中部層中に発達する溶岩は次のような特徴をもっている。

肉眼的には、灰～淡緑色ないし青緑色を呈し、無斑晶質ないしガラス質であり、塊状・ひび割れ状・角礫状を呈している。そして、泥岩がしばしば角礫の間をみたくしている。また溶岩流の縁辺部には真珠岩もみられる。鏡下では、斑晶は斜長石・シソ輝石などがみとめられ、斑状組織、真珠岩組織、流理構造を示す。

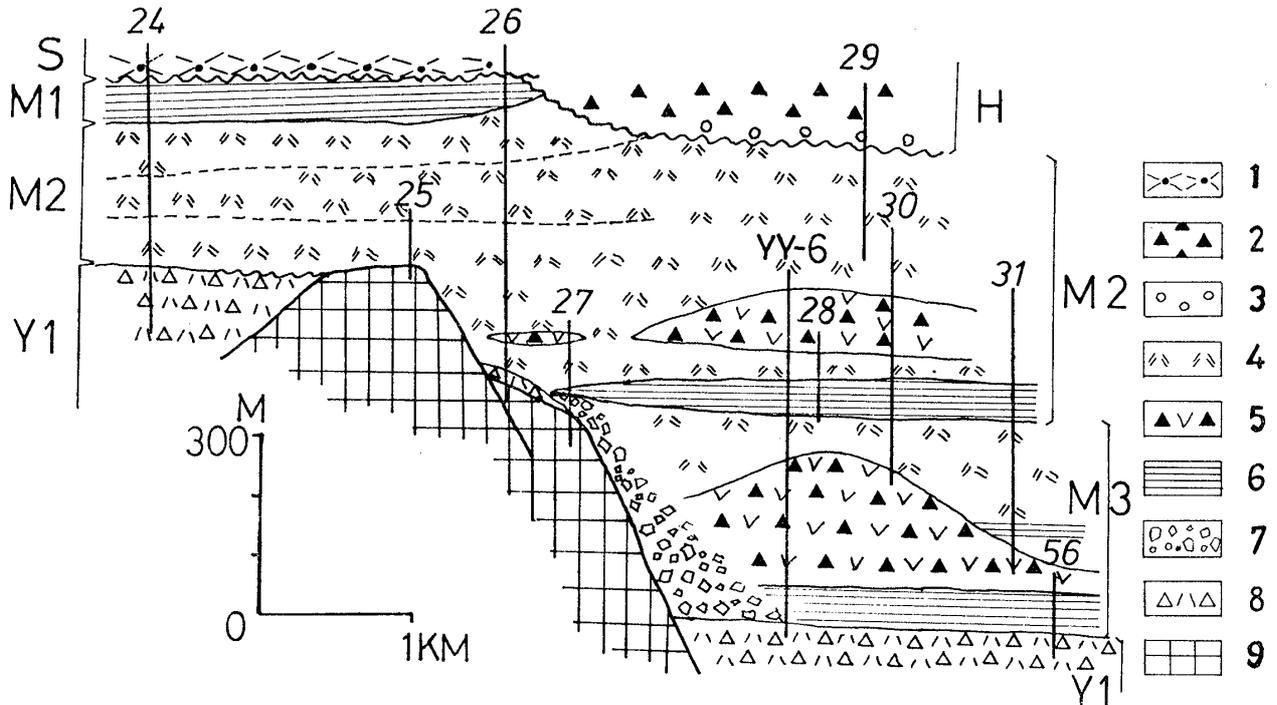
野外においては次のような産状を示している。この産状は、とくに山元から須刈田にかけての本沢川沿いおよび須刈田から上山に向う道路沿いでよく観察される。全

体的には角ばった岩塊の集合体であり、溶岩流の端の部分と思われるところでは岩塊と岩塊との間を泥がみたくしており、ガラス質である。この溶岩流は、山元付近で最も厚く東側に向って厚さを減じる。山元付近から東側に向うにつれて次のような一連の岩相変化を示す。①塊状な岩塊、②網目状の一種のひび割れ構造を有する溶岩（溶液の通過によると思われる緑色化がひび割れの中に見られる）、③岩塊と岩塊の間にすきまができ、そのすきまの部分は泥岩および岩塊と同質の細粉によってみたくされている溶岩、④岩塊と岩塊とのすきまが大きくなり岩塊そのものも小さくなった溶岩、以上のような岩相変化を示している。これらの中に異質礫は全く含まれない。このような特徴は、水の影響を強く受けて急冷された溶岩流にみられる特徴であると考えられる。下部層に発達する溶岩流は、連続的に観察できる露頭がないため産状を十分あきらかにできなかったが、ほぼ同様の傾向を示している。

### 本沢層の陥没構造

#### 1. 陥没の証拠

陥没を示す証拠として、一般的には崖錐性基底礫岩・高角不整合面・古期破碎帯などの存在があげられている



第2図 堆積盆地の東西方向の模式断面図。

- 1：火山泥流堆積物（白鷹山層），2：流紋岩質火山碎屑岩類，3：礫岩（以上長谷堂層），4：流紋岩質火山碎屑岩類，5：流紋岩質水冷破碎溶岩，6：泥岩，7：崖錐性（基底）礫岩（以上本沢層）  
8：安山岩質火山碎屑岩類（吉野層），9：基盤。

(藤田, 1973: 山陰グリーン・タフ団体研究グループほか, 1977). 本沢層についてみれば, 直接の基盤との高角不整合面とそれにへばりつく崖錐性(基底)礫岩の存在がたしかめられたが, 古期破碎帯についてはこれまでの地表調査でみるかぎりではあまりみられない。したがってここでは, 陥没を示す証拠として崖錐性(基底)礫岩および高角不整合面の存在, そしてこの高角不整合面に対して大量の本沢層がアバット関係を示すことなどがあげられ, 以下にこれらについてのべる。

#### 〈崖錐性(基底)礫岩〉

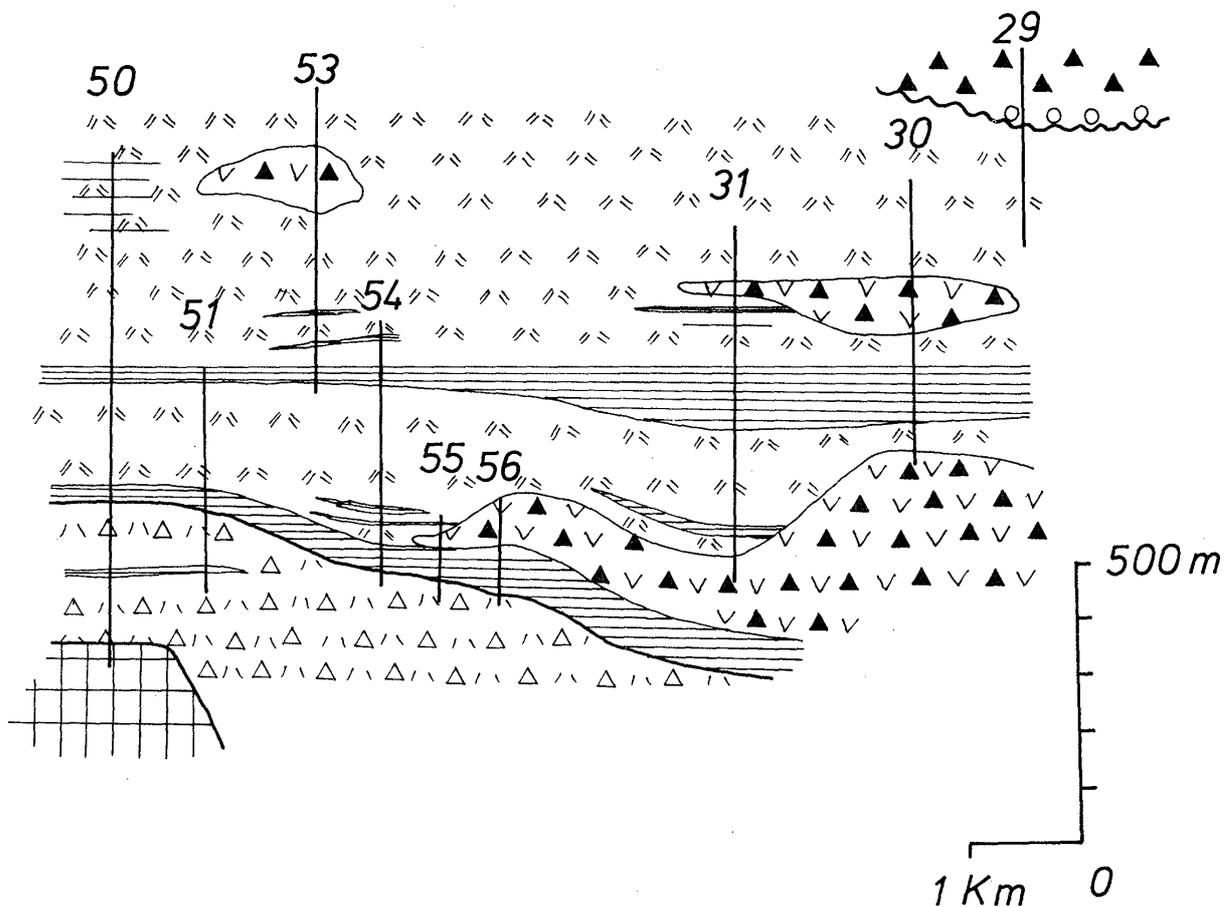
元屋敷付近に分布する基盤の花崗岩のへりに, 不整合関係で吉野層の無斑品質安山岩の礫をふくむ礫岩が発達している。この礫岩の分布は局所的であり, 礫の平均径は人頭大ぐらいであるが最大径3 mに達するものもある。また, 淘汰度が低く, 礫の大半が角ないし亜角礫よりなっている。礫種は基盤の花崗岩が圧倒的に多く, ほかに吉野層に由来する安山岩・凝灰岩・砂岩・泥岩などの礫をふくむ。基質部はアルコーズ砂岩からなる。この礫岩

は基盤の花崗岩にへばりつくように, しかも後述するような急崖のへりに分布しており, 側方ないし上位になるにつれて泥岩・泥質凝灰岩・軽石凝灰岩に移化する(第2図)。

このような特徴をもつ礫岩は崖錐性礫岩とされている(藤田, 1972: 沢井ほか, 1973: 山陰グリーン・タフ団体研究グループほか, 1977)。

#### 〈高角不整合面—アバット〉

野外で直接に不整合面を観察することはできなかった。しかし第2図にみられるように, 元屋敷付近の基盤の分布する部分をふくめた西側の地域と東側の地域とでは, 本沢層の層厚が極度に異なっている。西側地域の層厚は300m内外であるのに対して, 東側地域では800m~1000mである。両地域の堆積量の差は本沢層堆積後の断層活動によって生じているものではない。これは, 地表調査において両地域を境する本沢層堆積後の断層がみられないこと, および層序関係から明らかである。このことは, 元屋敷付近の基盤の東側地域が本沢層の堆積する以前に



第3図 堆積盆地の南北方向の模式断面図。

凡例は第2図と同様。

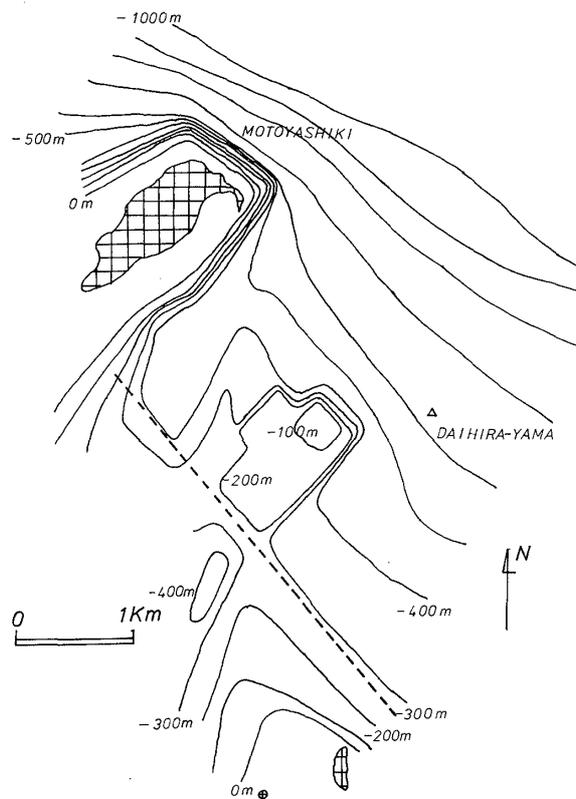
相対的におちこんでいたことを示している。

試錐資料（金属鉱物探鉱促進事業団，1971）によれば，孔井YY-22は深さ15mで基盤に達しているにもかかわらず，孔井YY-6は，700mまで掘削しても基盤には達していない。YY-22の位置とYY-6の位置は水平距離にして700mしかはなれていない。しかも高角不整合面に対してほぼ直角に切る方向の断面に投影すると水平距離にしてわずか300~400mのへだたりである。これらのことから，基盤の東側に急崖が存在していること，しかもその急崖は堆積盆地側に70°~75°の傾きをもつ高角不整合面であると考えられる。この高角不整合面に対して，流紋岩溶岩および同質火山砕屑岩類からなる本沢層の下部層および中部層の一部がアバットの関係を示して接している（第2図）。アバット量は500~700mにも達する。さらに上位の層準は，西側地域で基盤に対してオーバーラップの関係で堆積している。

## 2. 陥没構造

東西方向の断面では陥没構造がよくあらわれているが，南北方向に切った断面（第3図）には陥没構造がみられない。第4図は地表調査と試錐資料をもとにして作成した基盤の等深線図である。この図からも元屋敷付近の基盤の東側に急傾斜面が存在することがみとめられるが，この急傾斜面すなわち高角不整合面は地質図で直線的に表現され，その方向は北北東-南南西方向を示す。そこには貫入岩類が高角不整合面に沿ってほぼ一直線状に配列しており，これらは構造的弱線に沿っての貫入岩類とみなされる。また元屋敷の南方に位置する龍沢りゅうさくの北側を北西-南東方向にのびる断層が，試錐資料から推定されるが，地表にはあらわれていない。すなわち南北方向の断面では形態的には陥没構造こそ直接にはあらわれてはいないが，比較的深部における基盤部分での陥没構造の存在を示唆している。

第5図は，等重力線図および試錐資料から予想される陥没盆地内での基盤の状況を示したものである。基盤は北西-南東および北北東-南南西~北東-南西方向の断層によって細かくブロック化されているものと推定される。これらのブロックは北西-南東と北北東-南南西~北東-南西の2方向に長軸をもっている。これは，北北東-南南西方向および北西-南東方向の断層によって大きな単元の陥没が規定されているが，陥没盆地内においても陥没を規定した断層と，ほぼ平行した断層によって大小のブロックが形成されていることを示す一つの資料である。



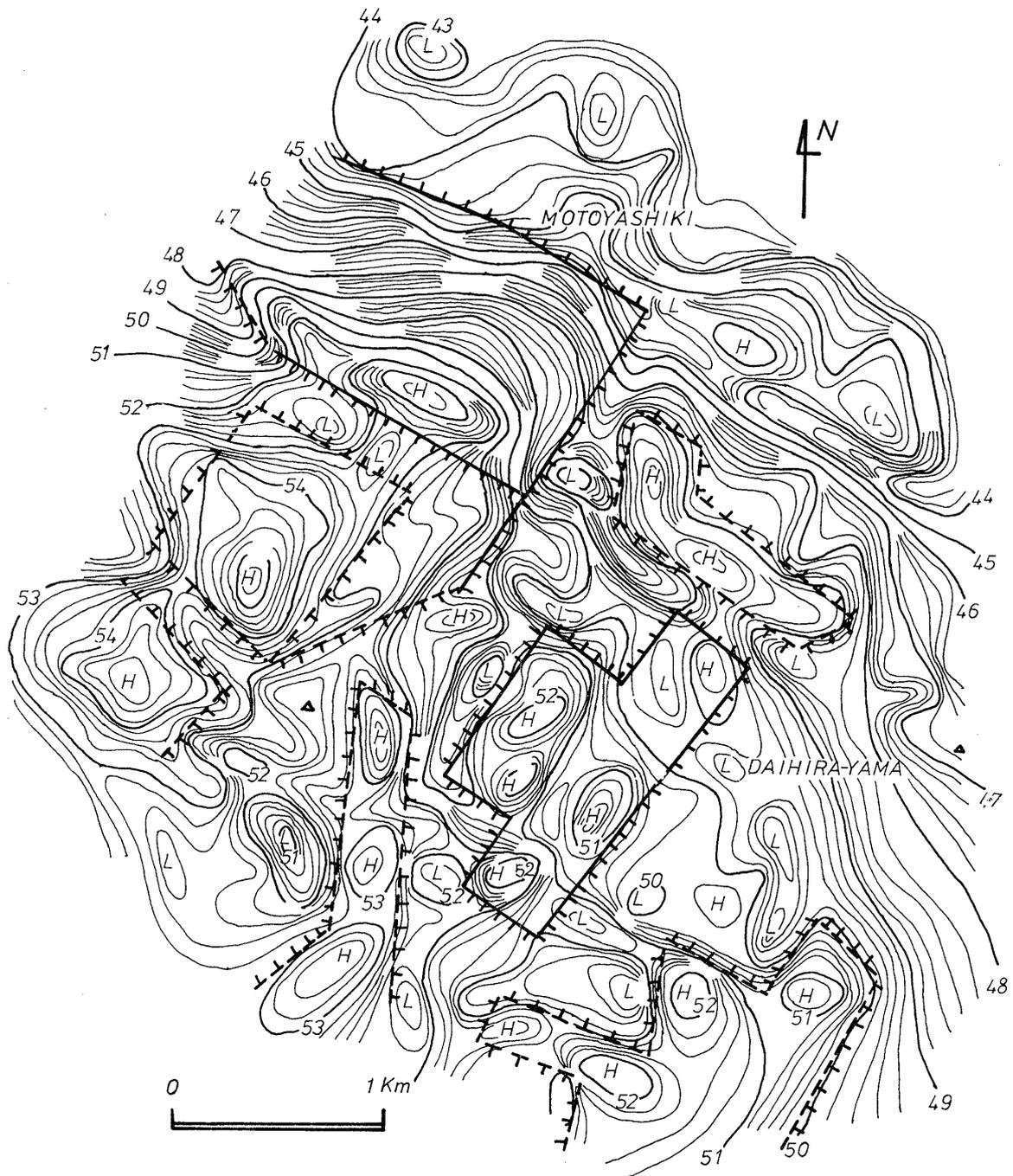
第4図 基盤等深線図。

海拔300mの面からの等深線図である。破線は推定される断層。

## 本沢層の陥没構造に関する考察

本地域の新第三系をみると，太郎層は陸域ないし汽水・湖水的環境における安山岩~玄武岩質安山岩の激しい火山活動によって形成されたが，吉野層堆積期に沈降運動があり，海進が生じた。その末期に局部的隆起があり，吉野層の一部が陸化し削はくされたが，他の部分では海域が残存していた。そのため，局部的隆起の部分に本沢層の陥没構造が形成されて，ただちに沈降運動が引き続いたため本沢層の基底部から海進がみとめられるのである。

本沢層と下位の吉野層との関係は，元屋敷付近をのぞく他の地域で整合の関係にあり，しかも本沢層の基底部から有孔虫が見い出されているので，吉野層から本沢層にかけては，海底での堆積作用が連続的に進行しているとみてよい。しかし，一方，元屋敷付近に分布する本沢層の崖錐性礫岩の岩相および構成している礫から判断すると，近接する後背地に由来したものと考えられるが，この礫岩の中に吉野層に由来する礫が認められる。したがって基盤および吉野層の一部が削はくを受けたものと



第5図 予想される陥没地内の基盤のブロック化。

実線は地表調査および試錐資料からうらづけられているブロックであり、破線は推定ブロックである。数値の単位は mgal.

みられる。

これらのことから本沢層の陥没が発生する前に局部的隆起が生じたが、大部分の地域—とくに東側の地域—では水底における堆積作用が連続的に進行していたものとみられ、このような環境のもとで陥没が発生したと考えられる。このことは、本沢層の堆積後ほどなくして活動する流紋岩の溶岩が、水による急冷作用をうけているこ

となどにもあらわれている。

陥没した盆地の西縁は北北東—南南西方向の高角不整合面によって規定されているが、この方向は貫入岩が配列している方向と一致している。また、陥没した地域内においては、基盤が北西—南東および北北東—南南西～北東—南西方向の断層によってブロック化されたときみなされるが、陥没したあとほどなくしてブロック化した地

域に集中的に酸性の火山活動が発生していることや、貫入岩類ののびの方向が基盤をブロック化している断層の方向とほぼ一致していることから、次のようなことが推論される。すなわち、高角不整合面を規定した断層や陥没地内をブロック化している断層は、本宿団研構造研究グループ(1970)が本宿地域で明らかにしたように、マグマの挙動と深いかわりあいをもった深部断裂であるとみなされる。

流紋岩の溶岩流は陥没側に集中しており、非陥没側にはみられない。また火山砕屑岩類の厚さも、陥没側は非陥没側の2～3倍もある。これらの堆積物は陥没盆地を埋積しつつきたあと、陥没壁をのりこえ、非陥没側である基盤に対してオーバーラップの関係で堆積している。

### あ と が き

本論文で報告した堆積盆地は、部分的隆起—深部断裂・陥没—陥没側を中心にした海底火山活動の開始、という機構で形成されている。この機構は、これまでの堆積盆地発生期に関する研究(藤田, 1972: 本宿団体研究グループ, 1968: 山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1973ほか)の成果と一致している。しかしながらグリーン・タフ発展期においては、海進が大規模に行われているので、堆積盆地の形成に先行する局部的隆起は、その大半が水底の環境下で行われるという場合が多いのではないかと予想される。まさに本地域での本沢層を堆

積させた陥没盆地の形成は、このような経過をたどったものであった。

### 文 献

- 足立久男, 1977: 山形吉野地域のグリーン・タフとくに西黒沢期の不整合問題について. 地質雑, **83**, 411—424.
- 藤田至則, 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, 1—30, 東海大学出版会. ———, 1973: 日本列島の成立. 257p., 築地書館, 東京.
- 金属鉱物探鉱促進事業団, 1971: 精密調査報告書—山形吉野地域. 95p.,
- 北 卓治・神保 恵・田宮良一・本田康夫・鈴木雅宏・渡辺則道・長田武司・北崎 明・浜辺修二, 1969: 昭和41年度山形吉野地域広域調査報告書. 15p., 通商産業省.
- 本宿団体研究グループ, 1968: 群馬県本宿地域のグリーン・タフ層内で発見した二重陥没構造と意義. 地球科学, **22**, 32—36.
- 本宿団研構造研究グループ, 1970: 本宿グリーン・タフ形成期における造構運動. 地団研専報, no. 16, 81—95.
- 山陰グリーン・タフ団体研究グループ, 1973: グリーン・タフ積成盆の発生期にまつわる2, 3の問題. 地質学論集, no. 9, 107—122.
- 山陰グリーン・タフ団体研究グループ・津川団体研究グループ・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.
- 沢井 誠・山家浩晶・吉谷昭彦, 1973: 中部中新統積成盆地形成の一形式. 地質学論集, no. 9, 83—91.