

設楽盆地北部にみられる大峠陥没盆地

沢 井 誠*

Otoge Collapse Basin in the Northern Part of the
Shidara District Aichi Prefecture, Central Japan

Makoto SAWAI

Abstract The Shidara group of Miocene age is widely distributed in the northern part of the Shidara district situated on north side of the Median tectonic line. On the other hand so-called Shidara volcanics are widely distributed in the southern part of the district. Stratigraphical sequence of the Shidara group is as follows; Toei, Tsubosawa, Mitsuse, Oro, Otoge, Oshimagawa, Myojinyama, Kada and Tsugu formations in ascending order (Table 1).

Partial unconformity between the Tsubosawa and Kuroze formations pointed by Kato (1962) was not found, but partial unconformity between the Oro and Mitsuse formations was newly found. Stratigraphical relations of these formations show inclined unconformity near Toei and south of Hikita, but are conformable near Mitsuse situated between Toei and Hikita. On the basis of such relation, division of the Hokusetsu and Nansetsu subgroups were redefined. Upheaval forming this partial unconformity is considered to be related to movement of the Median tectonic line in the Toei area and doming up in the Hikita area.

The Otoge formation of the Nansetsu subgroup is distributed in a restrict area, which is about 4 km in diameter and is surrounded by straight boundary lines, abuts on steeply dipping surface of unconformity. Poorly sorted taluslike conglomerates which include angular boulder gravel attaining 5m in diameter occur along the margin of the distributed area of the Otoge formation. Many of reconsolidated fractures and dykes are also distributed near the margin.

From the above-mentioned field evidences, the following process will be presented. Firstly, doming, which may be due to ascending of magma, took place and was succeeded by collapse along the fault-fracture planes. The surfaces of fractures can be interpreted as the steep slope or cliff of the mountain-land around the collapse basin.

The collapse basin was filled up by rhyolitic pyroclastic rocks erupted after collapse.

It is considered that these processes coincide with those of generation of sedimentary basin of the Green Tuff region proposed by Fujita (1973, etc).

はじめに

設楽堆積盆地は、東西20km, 南北30kmの範囲を示し、そこには領家変成岩類、花崗岩類を基盤にして、新第三系が発達している。新第三系は、正常碎屑岩類および火砕岩類よりなる。

設楽堆積盆地は、新生代地質区からみれば、グリーン・タフ地域の南縁部であるとともに、瀬戸内区の東部にあたる。また、中央構造線のすぐ北側に位置する。

* 愛知県立安城高等学校。

設楽堆積盆地の新第三系についての層序学および火山岩石学的研究は、かなりなされてきている。層序学的研究は、斉藤(1952)、林(1955)らの研究が設楽堆積盆地南部域でなされたが、北部域では石川(1899)、納富(1929)らの研究があるにすぎない。一方、火山岩石学的研究は、KUNO(1960など)によりくわしくなされている。

近年、KATO(1962)は、設楽堆積盆地に発達する新第三系を総括的に研究し、坪沢累層と玖老勢累層(いずれもKATO, 1962による)との関係が部分不整合であるとして、北設垂層群と南設垂層群に区分した。

筆者は、岩石学的研究を目的として、設楽堆積盆地の地質調査を行ってきたところ、層序・構造に関するあらたな知見をえた。それは、KATO(1962)の指摘した坪沢累層と玖老勢累層との部分不整合関係は認められず、それより上位で三ッ瀬累層と尾籠累層との部分不整合関係を見出したことである。また、北設楽郡東栄町北西方、大峠を中心とする地域で、小規模な陥没堆積盆地を見出した。この陥没堆積盆地の形成過程は、藤田(1973など)らのいうマグマ性陥没盆地の形成過程と同様である。このことは、瀬戸内区における堆積盆地の形成を考える上で、きわめて重要なことである。本論文は、この陥没堆積盆地(以下、大峠陥没盆地と略称する)の形成過程に焦点を合わせてまとめたものである。

地 質 概 説

設楽堆積盆地に発達する新第三系の層序は、第1表に示したとおりである。地質図を第1図に示し、地名を第2図に示した。

1. 基盤岩類

設楽堆積盆地の基盤岩類は、領家変成岩類および花崗岩類からなる。領家変成岩類は、地域によって岩相が異

なる。豊根付近では塩基性岩、津具付近では珪質片岩、東栄の北ではホルンフェルスがそれぞれ主体である。領家変成岩類の全般的な走向は、北東-南西方向である。東栄の南部には圧砕岩が発達し、さらにその南側には、三波川変成岩類が発達する。圧砕岩と三波川変成岩類の境界部に中央構造線が位置する。

2. 新第三系

a. 北設垂層群

i) 東栄累層(新称)

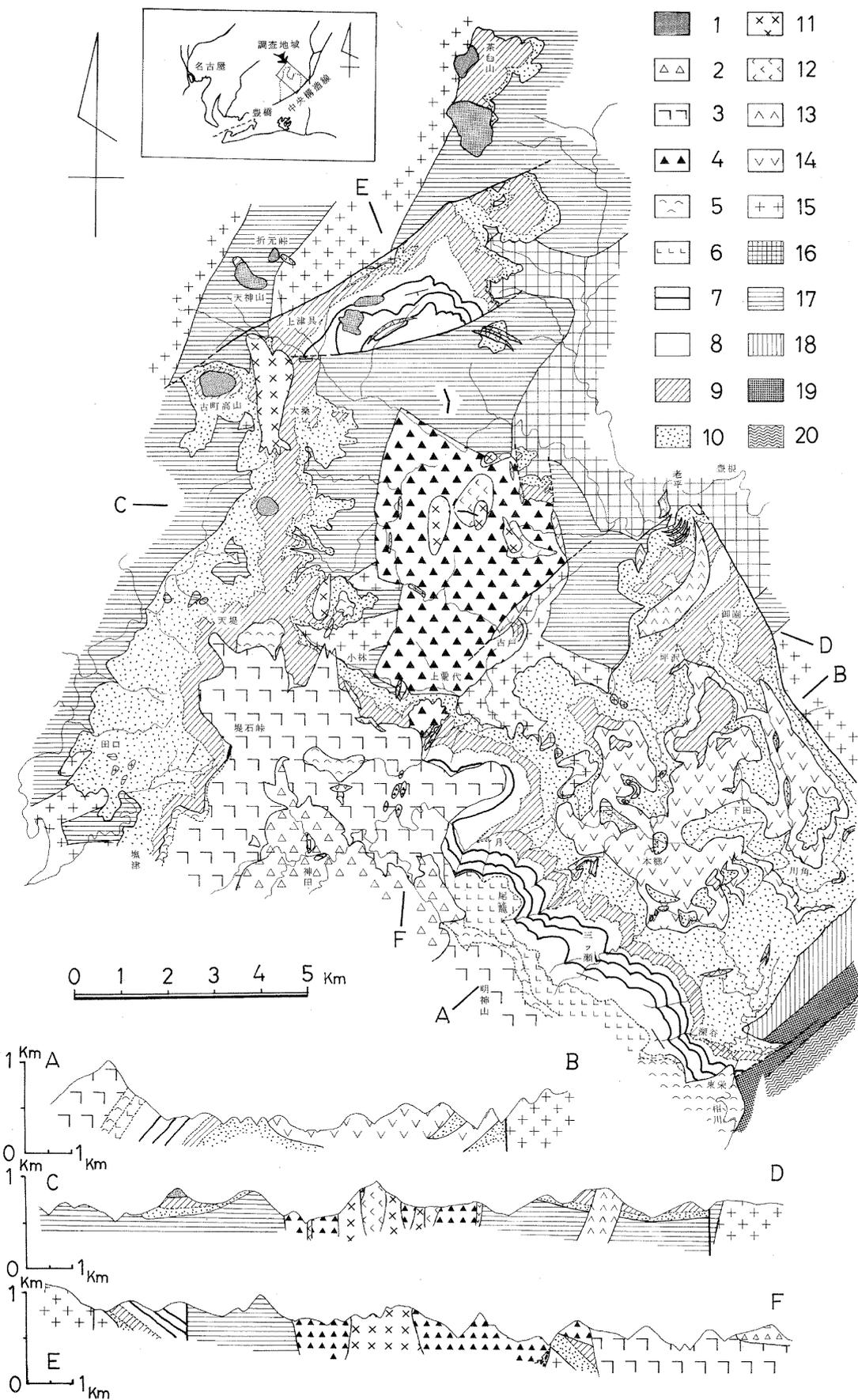
本累層はKATO(1962)の田口・川角・下田の各累層に相当する。本累層は、岩相上の特徴から下部から上部にむけて、巨礫岩層、砂岩層、泥岩層に区分され、それぞれは漸移関係にある。また、本累層の岩相は水平的にも変化が著しい。

巨礫岩層は、径5mにおよぶ花崗岩礫を多くふくむ、淘汰度の低い礫岩である。その基質は、花崗岩の細粒碎屑物よりなる。本層は、基盤である破碎された花崗岩に対してアバットの関係を示す。

砂岩層は、下部で細~粗粒のアルコーズ砂岩であり、細礫を含有して葉理の発達がよい。上位の黒色泥岩層に漸移する。

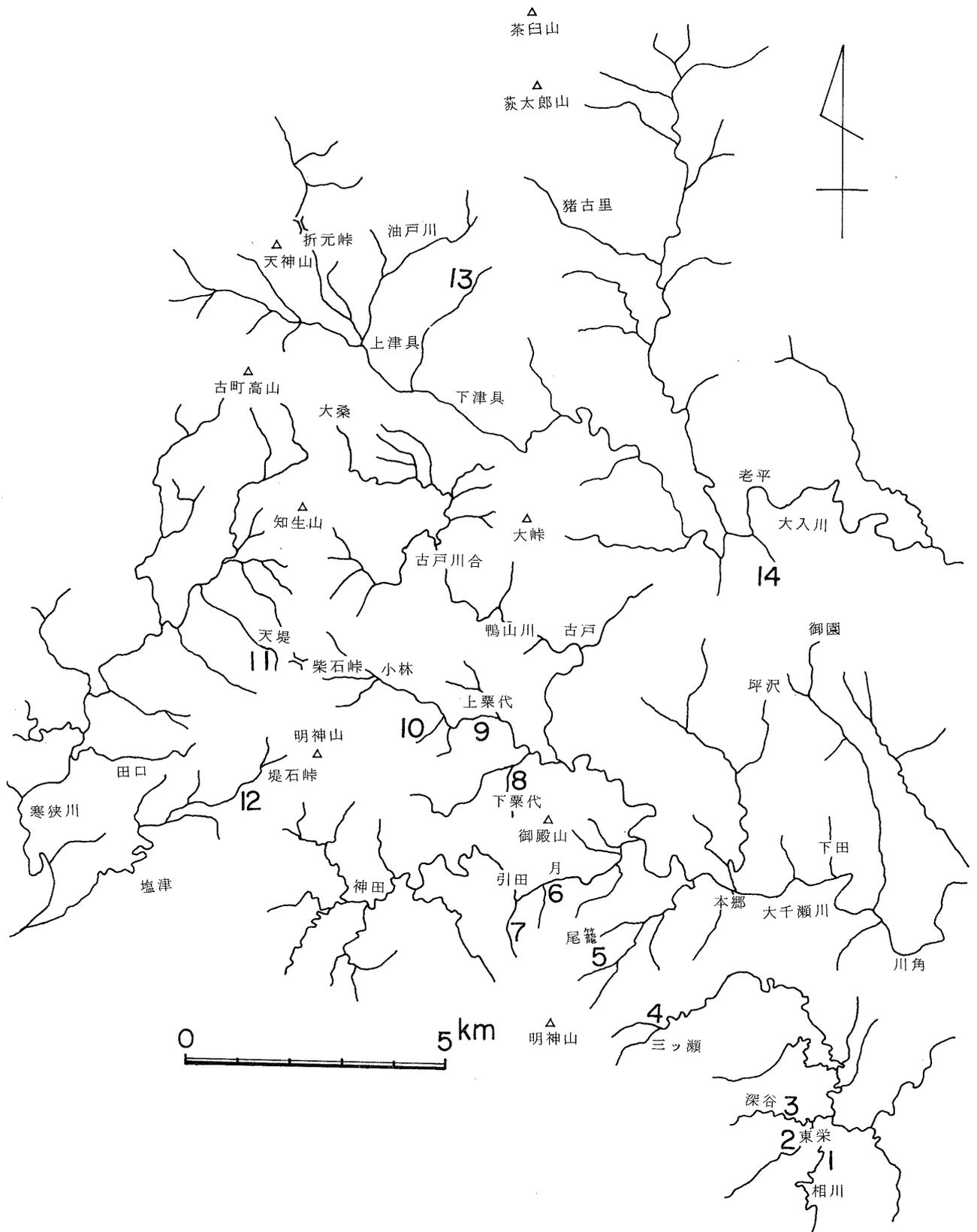
第1表 層序表.

| | | 沢 井 (1978) | | KATO (1962) | |
|-------------|-----------------------|------------|---------|-------------------------|-----------------------|
| | | 設 楽 地 域 | 大 峠 地 域 | | |
| 中 新 世 | 南 設 垂 層 群 | 津具 累層 | 津具 累層 | 流紋岩・安山岩類 | 南 設 垂 層 群 |
| | | 神田 累層 | | | |
| | | 明神山累層 | 明神山累層 | | |
| | | 大島川累層 | 大峠 累層 | | |
| | | 尾籠 累層 | | | |
| 中 期 | 北 設 垂 層 群 | 三ッ瀬累層 | | 玖老勢累層 | 北 設 垂 層 群 |
| | | 坪沢 累層 | 坪沢 累層 | 坪沢 累層 | |
| | | 東栄 累層 | 東栄 累層 | 下田 累層 川角 累層 田口 累層 | |
| 先 新 第 三 系 | | | | | |



第1図 地質図および地質断面図。

1: 津具累層, 2: 神田累層, 3: 明神山累層, 4: 大神累層, 5: 大島川累層, 6: 尾籠累層, 7: 三ツ瀬累層中の石英安山岩貫軽石凝灰岩層, 8: 三ツ瀬累層, 9: 坪沢累層, 10: 東栄累層, 11: 石英安山岩貫入岩, 12: 輝石安山岩貫入岩, 13: 玄武岩貫入岩, 14: 流紋岩貫入岩, 15: 花こう岩類, 16: 苦鉄質岩類, 17: 領家片麻岩類, 18: ホルンフェルス, 19: 圧砕岩類, 20: 三波川変成岩類。



第2図 地名索引図.

1~14は、第3図の柱状図の位置.

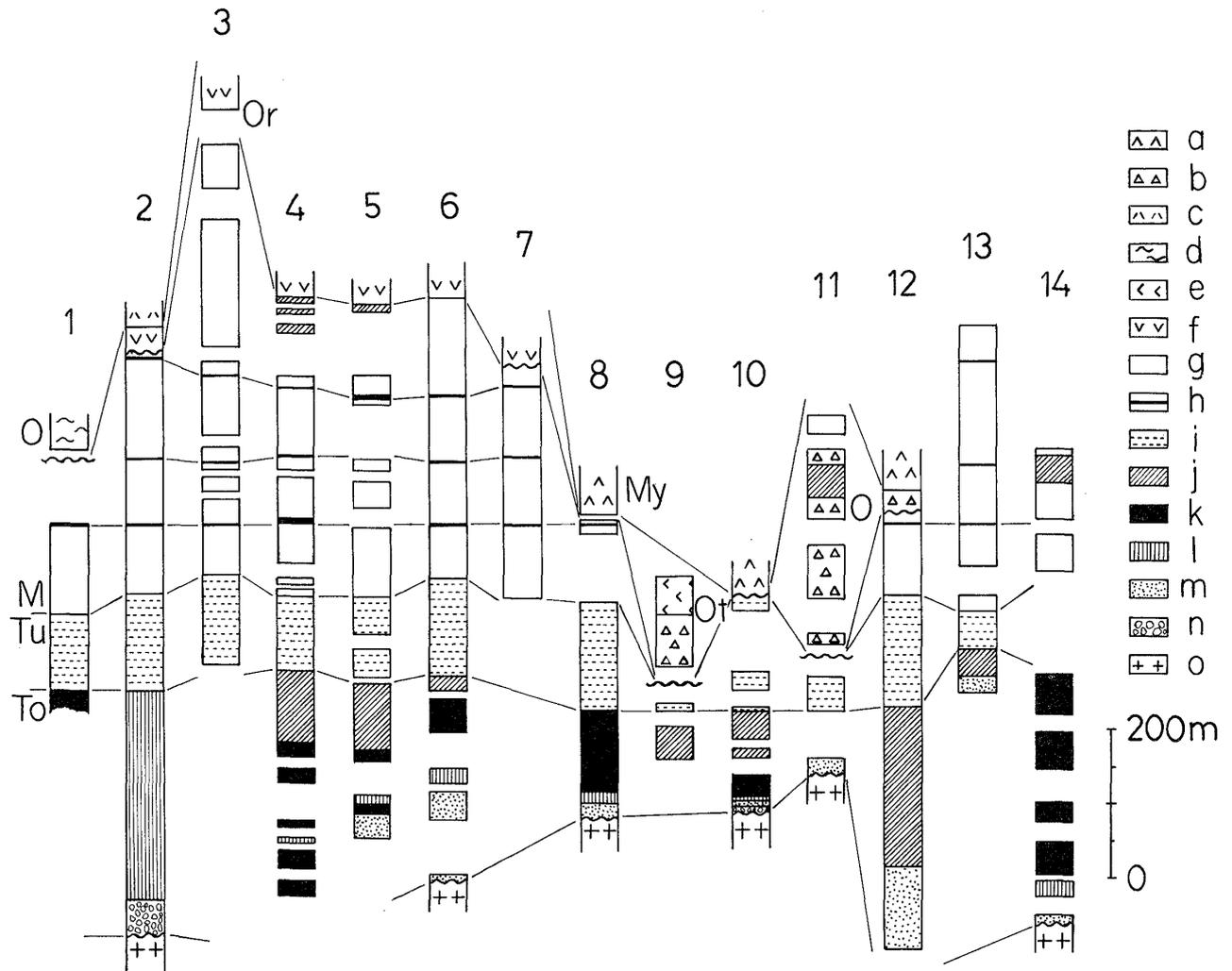
泥岩層は、下部から上部にむかうにつれて黒色砂質泥岩相から均質な黒色泥岩相に漸移する。上部では流紋岩質凝灰岩をはさみ、全体として凝灰質となって上位の坪沢累層 (KATO, 1962) へ漸移する。設楽町田口以北では泥岩層の発達がよくなく、しばしば欠除する。

ii) 坪沢累層 (KATO, 1962)

本累層は、設楽堆積盆地全域に分布し、それぞれ厚さ10cmていどの泥岩、流紋岩質凝灰岩、砂岩の互層からなる。上部ほど凝灰岩の発達が良い。津具村上津具付近では、凝灰岩が緑色を呈する。

iii) 三ツ瀬累層 (新称)

本累層は、KATO (1962) の玖老勢累層にほぼ相当する。本累層は東栄町三ツ瀬に模式的に発達する。また、津具の北東部にも分布する。本累層は主として緑色凝灰岩からなり、坪沢累層とは整合関係にある。本累層の基底は流紋岩質凝灰岩 (3m±) においた。一般にこの上位には泥岩・凝灰岩互層、緑色石英安山岩質粗粒凝灰岩層が累積する。緑色石英安山岩質粗粒凝灰岩層には3枚の石英安山岩質軽石凝灰岩層がはさまれ、本調査地域での良好な鍵層となっている (第3図参照)。なお、東栄町尾籠以北では、本累層の凝灰岩類はほとんどが変質作用をうけているため白色化している。



第3図 各個別柱状図。

a : 石英安山岩, b : 流紋岩質火砕岩, c : 流紋岩質軽石凝灰岩, d : 流紋岩質熔結凝灰岩, e : 安山岩質火砕岩・熔岩, f : 流紋岩熔岩, g : 粗粒凝灰岩, h : 石英安山岩質軽石凝灰岩, i : 泥岩・凝灰岩互層, j : 凝灰質泥岩, k : 黒色泥岩, l : 黒色砂質泥岩, m : 砂岩, n : 礫岩, o : 先新第三系, Or : 尾籠累層, Ot : 大峠累層, O : 大島川累層, My : 明神山累層, M : 三ツ瀬累層, Tu : 坪沢累層, To : 東栄累層。

(柱状図の位置は、第2図に示した。)

3層の鍵層より上位では、砂質凝灰岩、礫まじり凝灰質砂岩が多くなる。含まれる礫は円磨度が高く、径2cm以下で、礫種は先新第三系基盤岩類、新第三系の黒色泥岩、凝灰岩、流紋岩などである。とくに、尾籠、月では粗粒であるのに対して、尾籠以南では細粒の堆積物となっている。

b. 南設重層群

i) 尾籠累層 (新称)

本累層の模式地は、東栄町尾籠南方である。模式地付近では、本累層は下位の三ツ瀬累層とは整合の関係にあるが、東栄町付近、引田南方などでは傾斜不整合の関係にある。本累層はほとんど流紋岩熔岩からなり、下部から上部にむかうにつれて、自碎状→塊状→自碎状の順に岩相変化を示す。塊状の部分には流理構造が発達し、松脂岩になっている。とくに尾籠南方から深谷西方までの間には、松脂岩がよく発達する。この流紋岩は斑晶として、石英、斜長石、黒雲母、ザクロ石がみとめられる。

KATO(1962)は、玖老勢累層と坪沢累層との部分不整合関係を根拠に、玖老勢累層を南設重層群に含めたが、先のべたように坪沢累層と三ツ瀬累層すなわち玖老勢累層との関係はすべて整合である。むしろ、後でのべるようにそれより上位の三ツ瀬累層と尾籠累層との部分不整合関係が明らかになったため、あらたに、KATO(1962)のいう玖老勢累層すなわち三ツ瀬累層を北設重層群に含め、尾籠累層から上位を南設重層群とした。

ii) 大島川累層 (新称)

本累層は東栄周辺に分布する熔結凝灰岩を主とする火砕岩層をさす。尾籠累層とは整合関係である。しかし、相川では尾籠累層が欠除しているため、本累層が直接に北設重層群を傾斜不整合の関係でおおう。同様の関係が柴石峠、塩津でもみられるが、ここに発達する火砕岩が本累層に対比できるかどうか、まだ検討の余地がある。

東栄付近の本累層は、下部はほとんどが含ザクロ石流紋岩質熔結凝灰岩、上部は石英安山岩質熔結凝灰岩、流紋岩質火砕岩などで構成される。

柴石峠、塩津の各地区にみられる本累層の岩相は多様で、流紋岩質凝灰角礫岩、同質軽石凝灰岩、同質凝灰岩、凝灰質泥岩、黒雲母石英安山岩質軽石凝灰岩、石英安山岩質凝灰角礫岩などがみとめられる。

iii) 大峠累層 (新称)

本累層の模式地は、古戸西方の鶴山川流域である。主に流紋岩質の火砕岩からなる。本累層の分布は大峠を中心として、長径6km、短径5kmの多角形をした地域内に限られる。本累層は、そのほとんどが基盤岩類および北

設重層群に対して、高角不整合面をなしてアバットの関係を示す。一方、東栄町上粟代南方では基盤岩類、北設重層群をオーバー・ラップの関係でおおい、坪沢累層を直接に不整合でおおう。本累層の層序的位置は、その分布が限られているため、はっきりしない。しかし、北設重層群を不整合におおい、明神山累層に相当する石英安山岩に貫入されていることから、尾籠累層および大島川累層に相当すると考えられる。本累層の岩相は、大島川累層の流紋岩質火砕岩相によく似ているため、第1表に示した層序を現在では考えている。

本累層の下限については不明であるが、下位より巨礫岩層、流紋岩質凝灰角礫岩層、輝石安山岩熔岩にわけられる。基盤岩類に対して高角不整合面をなしてアバットの関係を示している部分の最下部に、巨礫岩が認められる。小林、上粟代西方の地域では直径5mに達する巨礫を含む淘汰度の低い角礫岩が分布する。含まれる角礫は、礫種からみればすぐ近くに分布する基盤岩類に由来する礫のみで、基質もそれらの破砕物からなる。この巨礫岩層を漸移関係で流紋岩質凝灰角礫岩がおおう。流紋岩質凝灰角礫岩は、基盤に直接アバットの関係で接している部分では、基盤岩に由来する超大な角礫を多く含む。この凝灰角礫岩層は、下部で黒色泥岩礫を多量に含むが、上部では比較的少なく、無斑晶質流紋岩礫を多く含む。輝石安山岩がこれをおおう。本累層は、変質作用のため白色化しており岩質の判別が困難な場合が多い。本累層の構造は、全体的にほぼ水平である。

iv) 明神山累層 (新称)

本累層は東栄町明神山登山道によくみられ、斑状の紫蘇輝石安山岩、石英安山岩、およびそれらの火砕岩からなる。引田の西より北側では、北設重層群を貫く貫入岩としてみとめられる。貫入方向は、東西および南北方向を示す。

v) 神田累層 (新称)

本累層は設楽町神田付近に模式的に発達し、主に流紋岩質熔結凝灰岩からなる。

vi) 津具累層 (新称)

津具村上津具を中心として、古町高山、天神山、折元峠、茶臼山、油戸川などの各地に点在して分布する。本累層は玄武岩、斑状輝石安山岩の熔岩、同質火砕岩からなる。本累層は北設重層群を不整合におおい、かつ一部でこれを貫く。本累層の岩相は明神山累層のそれに類似するが、ほとんど変質作用をうけていないことからみて、南設重層群の最上位層と考えている。

以上、大峠陥没盆地形成過程に焦点をあわせるため、

層序関係についてはその記述を最小限にとどめた。層序のくわしい記載は稿を改めて公表する予定である。

3. 貫入岩類

本調査地域にみとめられる貫入岩類の岩質は、玄武岩、安山岩、石英安山岩、流紋岩と多岐にわたっているが、玄武岩と流紋岩が圧倒的に多い。貫入岩類はその貫入規模の大小から大規模貫入岩類と小規模貫入岩類とに分けられる。

大規模貫入岩類はおおむね幅20m以上を示し、その代表的なものは、東栄町本郷を中心とした径5km、厚さ100mの流紋岩岩床である。大峠累層分布地域を取りまいて、玄武岩および流紋岩の貫入が顕著であり、とりわけ大桑西方には火山-深成複合岩体がみとめられる。

大峠累層を貫く貫入岩類には、輝石安山岩およびこれを貫く石英安山岩がみとめられる。輝石安山岩は、その一部が溢流し、自破碎構造を示した熔岩流となって、大峠累層の流紋岩質火砕岩層（上粟代付近）をおおう。石英安山岩貫入岩体の中核部では、石英閃緑玢岩相を示す。

小規模貫入岩類は、幅20m以下のものがほとんどであって、明神山累層の石英安山岩を貫く小貫入岩体を形成する。久野(1955)は、大桑西方で平行岩脈群を記載し、老平付近で岩床群を記載した(第4図参照)。老平の岩床群のなかでミュージャライトを記載している(KUNO, 1960)。筆者は、神田の南から古戸にいたる延長13kmにおよぶ平行岩脈群(第4図)を見いだした(沢井ら, 1975)。この平行岩脈群の総幅は1kmに達する。

これら小規模貫入岩のうち大峠累層堆積盆地の縁辺部にみとめられるものは、貫入面が80°以上の傾斜を示すものが多い。これに対して堆積盆地周辺の基盤岩類および北設垂層群を貫く貫入岩の貫入面は、80°以下の傾斜を示すものが多い。とりわけ、流紋岩貫入岩は上記の高角不整合面付近に多くみとめられる。第4図に示した断面図でも明らかなように、大峠累層堆積盆地から遠ざかるに従い、貫入面の傾斜はゆるくなっている。貫入面が80°以下の傾斜角度を示す貫入岩の貫入面の極を、ステレオ下半球投影法によって求め、これをコンター・ダイアグラムに表わした(第4図)。それによると、貫入面は基盤岩に対する大峠累層の高角不整合面にほぼ平行であって、そのために大峠累層をとりかこむようになっている。先に述べた老平の岩床群も、同様に大峠累層堆積盆地をとりかこむ貫入岩類の一部をなしていると考えられる。また、貫入面が80°以上の傾斜角度を示す貫入岩類についても、貫入方向をローズ・ダイアグラムにあらわした(第4図)。この場合も、貫入面は大峠累層と基盤岩との高角

不整合面に平行である。

地 質 構 造

本調査地域における新第三系中にみとめられる地質構造は、地域によって異なるが、大別すると2つの地域にわけることができる。その1つは、田口-神田-引田-三ツ瀬-東栄をむすぶ線より南側の地域であって、盆状構造が発達する。これは、納富(1929)が指摘した盆状構造の一部をなす。その2つは、上記以外の地域であって、ほぼ水平の構造が支配的である。

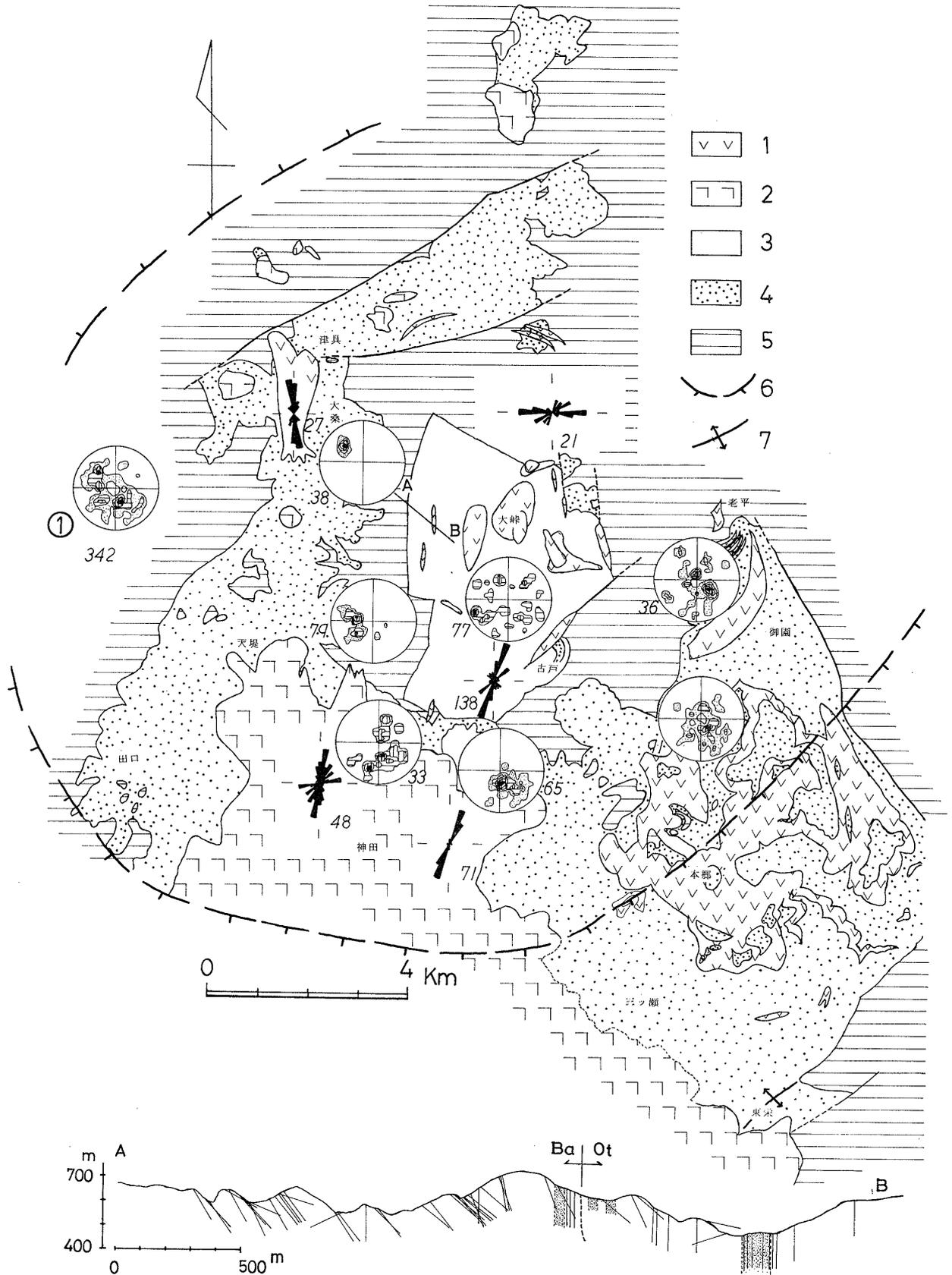
断層についてみれば、そのほとんどは固結している。たとえば、御園東および津具でみられる固結断層は、基盤岩類と新第三系との境界部にみとめられる。さらに、固結断層に沿った貫入岩類がよくみとめられる。

中央構造線に近い東栄付近では、軸が南西に急斜した背斜構造が発達する。この地域以外には、褶曲構造がみとめられない。

北設垂層群と南設垂層群との関係

筆者は、第1表に示したように新第三系を部分不整合を境にして、下位を北設垂層群、上位を南設垂層群に区分し、これらを再定義した。部分不整合現象は、三ツ瀬累層中に発達する鍵層を追跡することにより明らかにすることができた。すなわち、東栄の北東部では三ツ瀬累層が削剝され、3層の鍵層はいずれもなく、しかも上位の尾籠累層が欠除しており、直接大島川累層に傾斜不整合の関係でおおわれている。一方、引田南方では、3層の鍵層の直上の凝灰岩・泥岩互層がわずかに削剝されているだけで、尾籠累層との関係は軽微な傾斜不整合関係を示す。田口北東方、天堤などにおいては、三ツ瀬累層が削剝され、大島川累層に対比される流紋岩質軽石凝灰岩および同質火砕岩が、坪沢累層を直接に不整合関係でおおう。

東栄付近には、北設垂層群のみ参加した背斜構造がみとめられる。この背斜部頂部が削剝され、南設垂層群に属する大島川累層がこれを不整合でおおう。この背斜構造の軸方向は、中央構造線の走向と調和しており、軸面は南西方向に急傾斜している。設楽団体研究グループ(1979)も、東栄の南西15kmの湯谷付近で、南設垂層群最下部の尾籠累層と北設垂層群との不整合関係を見出している。その不整合現象を形成した隆起運動は、中央構造線に平行な方向を有するものであったことを指摘している。以上のことから、北設垂層群堆積末期に、中央構造線に平行な北東-南西方向の長軸を持つ延長15km程



第4図 貫入岩分布図.

1 : 大規模貫入岩, 2 : 南設垂層群, 3 : 大峠累層, 4 : 北設垂層群, 5 : 先新第三系, 6 : 推定されるドーム状隆起地域, 7 : 背斜構造.

度の部分隆起現象があったと推定される。

考 察

1. ドーム状隆起

大峠地域をとりまく周辺部でみられる不整合現象について考察する。北設亜層群の削剝量は、第1図および第3図から明らかなように、大峠地域に近づくにつれて大きくなり、大峠地域では大部分が基盤岩類まで削剝されている。すなわち、大峠累層堆積盆地の中心から遠ざかるにしたがって、より上位の地層が発達し、その傾斜は大峠累層堆積盆地をとりまくように外側に傾斜している。これらのことから、大峠付近を頂部とした坪沢累層堆積後に形成されたドーム構造が推定できる。そして、このドーム構造の頂部が削剝されて南設亜層群堆積盆地（大峠堆積盆地）が形成された。

このドーム構造を形成した隆起運動（以下ドーム状隆起という）の水平規模は、北設亜層群と南設亜層群との関係から推定できる。すなわち、両亜層群は引田の南方で不整合関係、尾籠の南方で整合関係を示すことから、中間の地点で不整合関係から整合関係に変わるものと推定される。また、北設亜層群の構造から判断すると、ドーム状隆起は比較的単純な半球状のドーム状隆起であろうと思われる。このように見れば、ドーム状隆起の水平規模は大峠を中心とした径約16kmのほぼ円形の範囲であったと結論される。大峠付近は、柱状図（第3図の13と1～6）で示したように、田口－引田－本郷を結ぶ線の北側で、東栄および坪沢累層の層厚がより薄くなっており、細粒堆積物の発達もわるい。このことはドーム状隆起した場所が、先大峠累層堆積期での沈降量の少ない位置にあるといえる。

つぎに、隆起量の計算を試みた。三ツ瀬累層の基底から3層の鍵層の層準までは、全域ほとんど層厚変化がない。3層の鍵層より上位の層準では、大峠累層堆積盆地に近づくにつれ、その層厚を減じる。またそれらの岩相についてみれば、上位の尾籠累層に不整合関係でおおわれる箇所に近いほど、より粗粒堆積物となる傾向を示す。粗粒堆積物中には三ツ瀬累層に由来する凝灰岩、先新第三系基盤岩類の小円礫が多く含まれる。以上のことから、3層の鍵層より上位の堆積物は、隆起・陸化によって削剝された物質に由来すると考えられる。以上のことがらをもとに推論すれば、東栄累層基底部から三ツ瀬累層中の3層の鍵層の層準までの層厚は、津具で450m、三ツ瀬で650mであるから、その中間値を大峠地域に堆積した北設亜層群の推定層厚とすることができる。大峠地

域では、そのほとんどが削剝されているので隆起量は少なくとも500mはあったといえる。

隆起運動の時期については、それを明らかにすることは困難である。しかし、三ツ瀬累層にはさまれる3層の鍵層を境にして、下位に比して上位の層準で正常碎屑物がいちじるしく増加することから、少なくとも三ツ瀬累層堆積時のある時期から隆起運動が始まったと推定できる。

2. 大峠を中心とする陥没運動について

大峠累層は、大部分が基盤岩類に対して高角不整合面をなしてアバットの関係を示す。高角不整合面は、地質図（第1図）上では直線的に表現される。大峠累層堆積盆地の縁辺部に、淘汰度の低い巨角礫からなる礫岩が発達しているところがある。この縁辺礫岩は、大峠累層の最下部をなす。縁辺礫岩の存在は、大峠累層堆積前に、堆積盆地縁辺部に巨角礫をもたらすような急崖があったことを物語るものである。大峠累層と基盤岩類との高角不整合面の基盤側には、固結した破碎帯が発達している。固結破碎帯およびその付近に貫入岩が多くみとめられる。固結破碎帯は、貫入岩にとって好都合の貫入の場を提供したのであろう。以上の事実からして、大峠堆積盆地は、断裂の形成→陥没という過程をへた陥没盆地であると結論される。大峠累層の層厚が610mと推定されるので、陥没垂直変位量は500mは下らない。この陥没盆地は、大峠を中心としたドーム状隆起部の頂部に形成されたものである。

先へのべた小規模貫入岩類は、大桑付近の平行岩脈群、神田－古戸の平行岩脈群をのぞくと、大峠累層堆積盆地の縁辺部およびその周辺のものほど貫入面が急傾しており、それから遠ざかるにしたがって貫入面はより低角度になる。低角度貫入面を示す小規模貫入岩類は、ドーム状隆起部に集中する（第4図）。貫入岩類の産状は、ドーム状隆起部における古応力場の復元にきわめて有効である。ドーム状隆起部の中央部では最大引張主応力の方向が水平であり、これから遠ざかるにつれて最大引張主応力の方向が急速に垂直となることを示すものである。この貫入岩類の産状から求めた古応力場の復元から推論すれば、大峠累層堆積盆地は、ドーム状隆起現象のもたらず応力場で水平方向の最大引張主応力が作用して、まず断裂を生じさせ、断裂の内側（堆積盆地側）がおちこんでできた陥没盆地であると結論することができよう。最近、小室ら（1978）による数値モデル実験によって、ドーム隆起部位において同様の応力配置がみとめられることを明らかにしている。

ドーム状隆起をもたらした要因については、本宿研構造研究グループ(1970)は、陥没盆地形成後に大規模な火山活動が生じているという事実を踏えて、マグマだまりにおける物理的、化学的变化が地表部におけるドーム隆起をもたらしたと推論している。本調査地域における大峠陥没盆地形成過程についても、この推論を支持するものである。小室ら(1978)は、水平規模30kmのドーム隆起を生じさせ、ついで一辺が15kmの陥没盆地を形成させるには、地下13~14kmでのマグマの膨張による上方突上げがあれば十分であると説明している。大峠陥没盆地の規模は、垂直変位量500m、陥没面積5×6km²であり、さらにドーム状隆起部の規模は、水平規模16km、垂直規模500mであった。小室ら(1978)の数値実験結果を、かりにそのままあてはめてみれば、本調査地域でのドーム状隆起および陥没盆地形成には、地下7kmでマグマによる上方突上げがあれば説明できることになる。

以上のべてきた陥没盆地形成に関する一連の地質学的現象をまとめると次のようになる。ドーム状隆起→陸化・削剝→断裂の形成→陥没盆地の形成→火山活動。

上にのべた一連の地質学的現象は、規模の差こそあれ、藤田ら(1970, 1973, 1974)がグリーン・タフ地域で明らかにした堆積盆地の発生過程にみられる地質現象と同様である。このことは、瀬戸内区における堆積盆地の発生機構を考える上で、きわめて重要な指摘であろうと考える。

ま と め

設楽盆地北部に発達する新第三系を調査した結果、以下にのべる事実がわかった。

(1) KATO (1962) が指摘した坪沢累層と玖老勢累層(三ツ瀬累層に相当)との間の部分不整合関係は、みとめられなかった。

(2) あらたに、尾籠累層と三ツ瀬累層とは部分不整合関係にあることを見い出した。この部分不整合関係によって、新第三系を北設垂層群と南設垂層群とに再区分した。

(3) 東栄付近にみられる三ツ瀬累層と大島川累層との不整合関係に関与した隆起運動は、中央構造線に平行な北東-南西方向の部分隆起運動である。

(4) 引田付近にみられる三ツ瀬累層と尾籠累層との不整合関係は、大峠を中心としたドーム状隆起が関与している。ドーム状隆起の水平規模は16km、垂直規模は500

mと推定した。

(5) ドーム状隆起部の頂部に陥没盆地が形成された。その規模は、5×6km²の大きさで、垂直落差は500mと推定される。

(6) この陥没運動は、グリーン・タフ地域で、藤田(1973など)によりあきらかにされてきたものとまったく同じである。

謝 辞

本論文の作成にあたり、調査地域の設定から現地での指導、粗稿の検討まで終始かわらぬ御指導をいただいた島津光夫氏(新潟大学)に、記して深い謝意を表わします。藤田至則氏(新潟大学)、吉谷昭彦氏(鳥取大学)には、粗稿の検討をしていただいた。また、この調査を行うにあたっては、多くの方々の援助を得た。東栄町川角の竹内文吾氏、岡田忍氏の御家族の方々には現地での交通の便宜、宿泊のお世話をいただいた。神谷好志枝氏には、和文タイプを打っていただいた。中西幸子氏には、図の作製を助けていただいた。以上の方々にあらためて深い謝意を表わします。

文 献

- 藤田至則, 1973: 日本列島の成立. 257p. 築地書館, 東京.
 ———・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の場の復元. 海洋科学, 6,
 600-605.
 林 唯一, 1955: 鳳来寺山のなりたち. 北設山岳及鳳来
 寺山県立公園一帯の自然科学調査報告書, 1-7.
 石川成章, 1899-1900: 三河設楽第三紀及其付近地質報
 告. 地質雑, 6-7.
 KATO, Y., 1962: On the structural development of
 Shidara basin. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*,
 10, 51-69.
 小室裕明・小玉喜三郎・藤田至則, 1978: グリーンタフ
 造山における陥没盆地の発生機構. 地質雑, 84,
 277-288.
 久野 久, 1954: 火山及び火山岩. 283p. 岩波書店, 東京.
 ———, 1960: Hi-alumina Basalt. *Jour. Petrology*,
 1, 121-145.
 本宿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. 地函研専報, no.16, 81-95.
 納富重雄, 1929: 1/75000地質図設楽および同説明書.
 齊藤正次, 1952: 1/50000地質図三河大野および同説明書.
 沢井 誠・島津光夫, 1975: 設楽盆地の岩脈群. 三鉱学
 会昭和50年度秋季連合学術講演会, 45.
 設楽団体研究グループ, 1979: 鳳来寺山南部の新第三紀
 層について. 地質学論集, 第16号, 65-75.