

北部フォッサ・マグナ地域の先第三系基盤岩について

茅 原 一 也^{*1}

まえがき

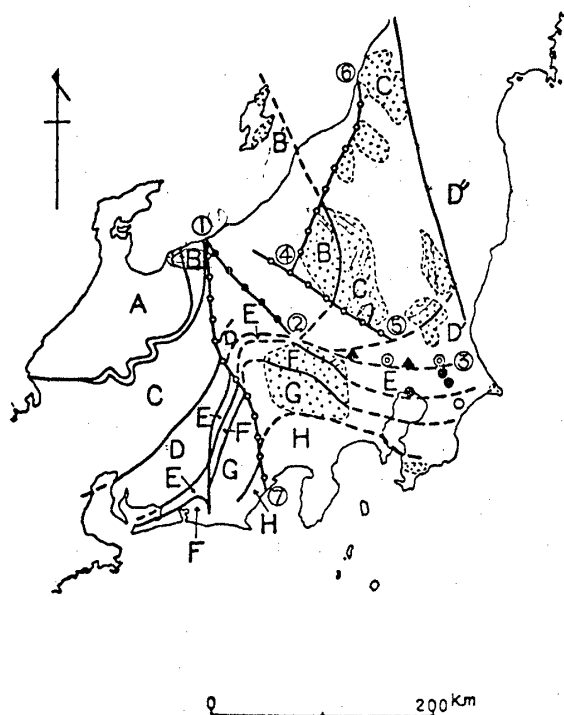
フォッサ・マグナ南部地域において、外帯要素である三波川帯およびその南側の各構造帯は、90°近い屈曲を示すとはいえ、明らかに連続し関東東部にまで延長している。これに対し、フォッサ・マグナ北部地域においては、両側の基盤岩類は東西方向で凡そ90 km～120 kmの距離を隔てて露出し、その間は広く新第三系が分布していて構造の連続関係が不明である。

したがって、牛来(1952, 1968)が指摘したように、フォッサ・マグナの構造的意義をどのようにとらえるかは、先第三系の基盤構造をどのように考えるか、具体的には東西両側のそれぞれの先第三系構造区の相互の関係をどのように考えるかによってちがってくる。

この問題に関しては既に、両側地域それぞれにおける帯状構造の区分およびその対比について、大森(1960)、礒見・河田(1968)、HAYAMA *et al.* (1969)、山下(1966, 1970)など傾聴すべき研究がなされている。そして一部については共通した理解がある。すなわち、西側の丹波帯(美濃帯)は足尾・日光帯へ連なり、飛騨外縁構造帯は上越変成帯(HAYAMA, 1969; 山下・端山ら, 1965)に連なるであろうという点については現在のところ大した異論はないようである(第1表)。

しかし、西側では帯状構造がよく残されているのに対し、東側では山下(1970)が示しているようにいくつかの推定構造線で分断され、しかも著しくブロック化している。これはグリーンタフ期の断裂運動が重複しているとはいえ異常であり特に筆者の注目をひく。しかも、全体の構造は内帯の構造に対し著しく不調和である。

そこで、東側における基盤岩帯状構造の関東山地のそれに対する不連続、更に広くフォッサ・マグナ地域に対する不連続などを説明するために、利根川構造線(望月, 1950; 山下, 1957; 山下・端山, 1965)、関東構造線(石井, 1962; 礒見・河田, 1968)などが考えら



第1図 フォッサ・マグナ両側における基盤岩類の帯状構造の配置(礒見・河田, 1968 による)

A: 飛騨帯; B: 飛騨外縁帯; C: 美濃帯; D: 領家帯; E: 三波川帯; F: 秩父帯; G: 四万十帯(北帯); H: 四万十帯(南帯); B': 上越帯; C': 足尾帯; D': 筑波帯; D'': 阿武隈帯

①—④: フォッサ・マグナ西縁構造線; ④—⑤: 利根川構造線(山下・端山による); ②—⑤: 関東平野下に潜在する中央構造線延長部; ①—②—③: 予想される「関東構造線」; ④—⑥: 新発田—小出線(山下・端山による)

れている。また、最近、山下昇(1970)は利根川構造線を北へ延長し、改めて「柏崎—銚子線」を提唱した。この線があるとすれば、上越地方でどの辺を通るかについては西田・茅原(1973)が論じたところである。また、猪間(1971)は新第三系下部の坑井資料に基づいて、幅のある構造帯を考え、「米山—谷川岳構造帯」を提唱している。

最近、糸魚川—静岡線以西の三郡帯の構造については、伊藤(1966)・松久(1968)・加納(1975)およ

*1 新潟大学理学部地質鉱物学教室

第1表 フォッサ・マグナ両側の基盤岩類の分布と対比

フォッサ・マグナ以西		フォッサ・マグナ以東	
A 飛驒帯		?	
—— 飛驒外縁構造帯 ——		(上越変成帯) B' ——	
B 三群 (変成) 帯		(片品構造帯)	
手 取 層 来 馬 層 ? ?		戸倉沢層 奥利根帯	
		岩室層	
		奥利根層	
		中部三畳系	
C 美濃 (丹波) 帯		足尾帯 C'	
D 領家帯		筑波帯 D'	
—— (中央構造線) ——		—— (関東構造線) ——	
外 帯		外 帯	

び筆者 (1975) らの研究により, より詳細な状況が明らかになった。また, 新潟一群馬県境地帯について筆者・小松正幸・黒川正己らの調査が1975年に行われて新しい事実が多く判明した。

一方, フォッサ・マグナ北部地域の新第三紀層地帯では深い坑井によって柏崎附近の新第三系基盤に超塩基性岩の存在することが明らかになった (石和田・猪木, 1971; 猪間, 1971) ほかに, 1974年7月の新潟焼山火山の爆発によって噴出した火山灰の研究 (茅原・小松, 1975) から, この地域の先第三系基盤に塩基性岩～超塩基性岩の存在することが明らかになった。更に米山・柵層の鮮新世火山岩 (佐藤・米山研究グループ, 1975; TAKESHITA, 1974) や糸魚川東南方の鮮新世火山岩 (島津光夫氏談話) にもはんれい岩の捕獲岩が多数存在していることが知られている。

これらの新知見を加えて, フォッサ・マグナ北部地域の基盤岩の構造およびその変動史について考察することがこの小論の目的である。

謝辞 本論文を草するにあたり, 新潟大学理学部地質学鉱物学教室の西田・島津・植村・青木・小松の各氏, 同教養部の長谷川美行氏からいろいろ御教示を受けた。ここにこれらの各位に対し厚く感謝申し上げる。特に西田彰一教授には, 日頃, フォッサ・マグナ北部地域の先第三系基盤や関連する構造線に関して御教示・御討論をいただいていた。また, 小論で同教授の見解の引用を許可された。ここに深甚の謝意を表したい。

更に, 先第三系基盤岩について新知見の御教示をいただいた島津光夫教授に深く感謝申し上げる。

I. フォッサ・マグナ北部地域周辺の先第三系基盤岩に関する最近の知見

1. フォッサ・マグナ北部地域における新第三系基盤の塩基性～超塩基性岩

a) 柏崎附近の坑井で発見された超塩基性岩

既に猪間 (1971), 石和田・猪木 (1971), および茅原 (1974 a) が報告しているように, 柏崎東方の中央油帯南部で掘さくされた坑井のうち, 北側の吉井SK—4号井では地表深度3,109 m以下で白亜紀花崗岩が確認され, それより南西方約5 kmの茨目1号井および更にその南約600 mに位置する南安田SK—2D号井では, それぞれ地表深度3,215 m, 2,880 m以下で含かんらん石単斜輝石岩および蛇紋岩が新第三系の基盤岩として存在することが確認されている。

含かんらん石単斜輝石岩は, 破碎構造がいちじるしく, 主成分鉱物は異はく石様の単斜輝石 (成分はほぼ $Wo_{47}En_{42}Fs_{11}$) で, 80%以上を占め, そのほか, かんらん石がわずかに伴われている。また, 帯黄暗緑色のスピネルの小粒が散点する。更に, 二次的に形成された細粒の actinolitic amphibole が発達している。

猪間 (1971) は, これらの坑井に隣接する多くの深井戸による探鉱結果, 特に七谷層・寺泊層の層相・有孔虫化石などの南北両側での差異, および谷川岳附近に分布する蛇紋岩やその構造などを総合的に考慮して, 幅約15 kmで北北西～南々東方向にのびる“米山—谷川岳構造帯”を提唱した。これは山下の“柏崎—銚子線”のうち北部のものについて新しい解釈を示した

ものである。

b) 新潟焼山火山直下の新第三系基盤としての 塩基性～超塩基性岩類

糸魚川南東方，東経 $138^{\circ}2'12''$ ，北緯 $36^{\circ}55'3''$ に位置する新潟焼山火山は 1974 年 7 月 28 日に爆発し，多量の火山灰が噴出した。この火山灰中には，本火山の基盤である新第三系の更に基盤と考えられる塩基性～超塩基性岩の破片が多量に含まれている（小松・茅原，1975；小松・茅原，1976）。

先第三系基盤岩と考えられるものとしては，meta-diabase ～ gabbro · amphibolite · quartz-biotite schist · clinopyroxenite などがあり，成因的に若干問題のあるものとして cordierite-anthophyllite rock · quartz-cordierite-sericite rock などがある。これらの塩基性～超塩基性岩を構成している角閃石類には，無色のもの，淡緑色・青緑色のものなどがある。また，多くの岩石に黒雲母を生じていることが注目される。

焼山基盤の塩基性岩～超塩基性岩は岩質からみて，柏崎附近のものや上越帯のものに類似性が強い。

c) 新第三紀火山岩の捕獲岩としてはんれい岩

この種の岩石が含まれるものとしては次の地域があげられる。

米山地域—安山岩中に角閃石はんれい岩の捕獲岩（佐藤隆春・米山研究グループ，1975）

荒倉山安山岩*2（柵層）—片麻状角閃石はんれい岩の捕獲岩（TAKESHITA, 1974；島津光夫氏の談話）

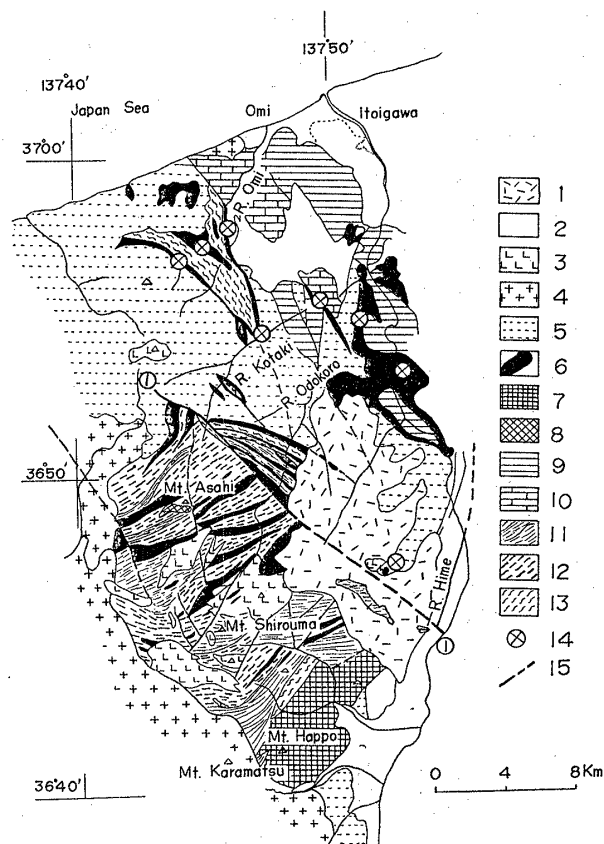
糸魚川南東方海川流域の安山岩—はんれい岩の捕獲岩および角閃石のメガクリスト（島津光夫氏の 1975 年の調査に基づく談話）

2. 姫川西側地域の地質構造

この地域は，結晶片岩・準片岩～千枚岩・非変成古生層・中生層およびこれらを貫く超塩基性～塩基性深成岩類・花崗岩・濃飛流紋岩などからなっている。

これらについて，古くは石井清彦（1937）の有名な白馬岳図幅があり，その後，BANNO（1958）や小林貞一ら（1957）などの優れた研究が公表されている。また，蛇紋岩に関連して関（1963）や筆者（茅原，1960，1969，1971）の研究があり，青海附近の非変成古生層については長谷川（1964）の報告がある。

最近，朝日岳・白馬岳・八方尾根附近の急峻な山地を構成する準片岩～千枚岩類・超塩基性岩について，



第2図 姫川流域地質図

（凡例 1～15の説明文は本論文末尾に示してある）

伊藤（1966）・松久（1968）・加納（1975）による詳細な研究が発表され，この地域の地質構造が飛躍的に明らかになった。

以上の成果と最近の筆者らによる小滝川・大所川流域の調査結果とを基にして編図したものが第2図である。

本地域は NNW-SSE 方向の断層（①—①，黒負山断層）によって大きく 2 分され，両側で構造が著しく異なっている（第2図）。黒負山断層の SW 側（朝日岳～白馬岳帯）では，主として準片岩～千枚岩が広く分布し，概ね EW—NE 方向の構造をもち，飛驒外縁帯の全体構造と調和的である。その南東部には蛇紋岩化作用の弱いダナイトが存在している。

一方，黒負山断層の NE 側（青海—小滝帯）では，NNW—SSE 方向の構造配列・断層の存在が顕著である。

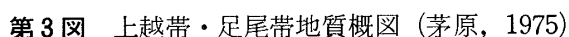
来馬層の分布はこの NNW—SSE 方向の带状配列に支配されているように見える。

黒負山断層，青海—小滝帯の带状配列，および断層系の方向と同様に，南西部の黒部川花崗岩の貫入方向も NNW 方向を示し，この地域のジュラ紀以後の構造

*2 この地点は関東構造線北部の南西側にあるか，ごく近いところに位置している。

この NNW 方向の断層系は、来馬層堆積前に既に出現しており、ジュラ紀後更に強化されたものではあるまいか。したがって、最も新しい糸魚川—静岡構造線によって切られており、佐藤 (1973) のいうように、この構造線そのものの運動によってひきずられたといった単純な構造発達史を考えることはできない。筆者は逆に、この構造の形成がフォッサ・マグナの形成に寄与していると考えたい。この地域の中・古生界の湾曲は、フォッサ・マグナの生成の初期またはそれ以前にさかのぼる可能性がある。

新潟・群馬・福島県境地域は地形が急峻のため、地質について不明な点が多く、野外調査から取り残されていた地域も多い。



1. 新第三紀層 2. 下部白亜系 (戸倉沢層)
3. 下部ジェラ系 (岩室層) 4. 上部三疊系 (奥
利根層) 5. 中部三疊系 6. 二疊系 7. 石灰
岩 8. 片状ホルンフェルス 9. 石英閃緑岩
10. 花崗岩 11. 輝緑岩 12. はんれい岩 13. 蛇
紋岩

(b) 黒又川流域の“古生層”も全体として NNW—SSE 方向の軸を有する、奥只見ダム附近のものとは別の複向斜をつくっている。この付近の層序の特徴は、厚い層状チャートが発達し、その上に砂岩・泥岩の互層が重なることである。チャート層から豊富なコノドント群集を産し、中部三畳系があることは確実で、ま

た、チャート層の下位のコノドント群集から、下部は二畳紀にわたる可能性がある。更に、上部の砂岩の岩質から、三畳系上部からジュラ系に対比される可能性がある。

(c) 端山ら (1969) の想定した片品構造線 (帯) は、仮に存在したとしても、黒又川付近を通ることはない。

(d) 佐藤 (1974) によれば、鶏足一鷲子山地では、東側から西側へ、二畳系・三畳系・ジュラ系の順に重なり、北部では走向がほぼ南北で南部では NE 方向に変化している。

(e) 要するに、奥只見・黒又川流域を含め、新潟・福島県境の山岳地帯に分布する中・古生界は、少なくとも二畳・三畳系を含み、ジュラ系に達する可能性がある。その基本構造は NNW—SSE、または NNE—SSW の褶曲軸をもつ褶曲系をつくっている。この構造はおそらくジュラ紀末までに完成したものと思われる。このことは西南日本内帯の山口～三郡帯の大部分および足尾山地・八溝山地と同様で、本地域が本来山口帯と一連のものであったことを示している。これが現在のようにブロック化し、各々小山塊に分れたのは、ジュラ紀より後のことであるのは確実である。

(3) 只見南方地域における“古生層”中にはんれい岩～輝緑岩帯の存在すること。

島田ら (1974) は福島県 5 万分の 1 地質図幅「小林」で古生層中にはんれい岩～輝緑岩の小岩体を示している。これらは第 3 図に示したように NNW—SSE 方向に線状の配列をしている。このような塩基性岩体は更に他の部分でも存在が十分に予想される。

上記の岩石は、中粒～粗粒の角閃石はんれい岩で、斜長石はソーシール石化作用を受けており、角閃石は一般に淡褐色を呈する。一部に角閃石岩があるが、これは羽毛状の緑褐色の普通角閃石を主とする。

(4) 小出町東方の“古生層”には層状チャートが厚く存在し、西方では傾斜 20° 以下の緩い構造を示している。岩質および黒又川の層序との関係からみて三畳系の可能性が強い。このことについては長谷川美行 (1965) が既に述べているところである。

(5) 水無川上流、駒ヶ岳を中心に分布する水無川変成岩類 (茅原・西田, 1968) は、元来、粘板岩・砂岩・チャート・凝灰岩を原岩とし、準片岩～千枚岩化した

後、強いホルンフェルス化をこうむった複変成岩である (端山ほか, 1969)。第 3 図に示したように、全体として NE 方向で急傾斜の片理構造を示し向斜構造を呈する。周辺部ではホルンフェルス化を受けない千枚岩に移化する。したがって、位置からみても中生層(?) から局所的な強大な偏圧下で形成された弱変成岩である可能性も考えられる。南側は大きなはんれい岩体 (佐々木, 1961, 1965; 茅原・小松・黒川・今井, 1976) によって貫入されている。

(6) 県境地帯における中生層の新分布地

これまでに知られている中生層は、利根川源流域の奥利根層 (上部三畳系) および谷川岳周辺の中生層 (奥利根層あるいは岩室層に相当) のみであったが、1975 年夏の筆者および小松正幸らの調査により、巻機連峰特に牛ヶ岳から東方にかけて分布し奥利根中生層の延長と思われる地層が見出された。粘板岩質頁岩と砂岩の互層からなり、北方に急斜している。ひん岩やアブライト質花崗岩の層々進入を受け、一部鉍化し著しく変質作用をこうむっている。構造的には奥利根向斜の南翼の延長部に相当している。奥利根層はおおよそ東西方向の軸を有する向斜構造をもっている。

(7) はんれい岩および輝緑岩について

新潟県三国 (さぐり) 川上流の角閃石はんれい岩体は、南越鉍山の鉍床母岩をなすもので、佐々木伝一 (1961, 1965) により始めて報告されたものである。この岩体の全体の形状が筆者や小松正幸・黒川克己の 1975 年夏の調査で明らかになった (茅原・小松・黒川・今井, 1976) (第 3 図)。このはんれい岩体は南北約 6 km 以上、東西約 15 km の拡がりを含み、上越帯に分布するはんれい岩体の中で最大である。岩相の変化が著しく粗粒のはんれい岩 (一部はペグマタイト質となる) から細粒の輝緑岩質のものまで変化し、一部は角閃岩質である。また、局所的には優白質、閃緑岩質となる。この角閃石はんれい岩は、北部では水無川変成岩を、東部では奥利根中生層を貫き、西および南では白亜紀花崗岩によって貫入されている。

谷川連峰の茂倉岳北から北方にかけて分布する白亜紀花崗岩の中に多くの輝緑岩体が捕獲岩として分布している。これらの岩体はいずれも NNW 方向に延びた形を示している。詳細にみると、輝緑岩を主とするが、はんれい岩・粘板岩 (ホルンフェルス)・輝緑岩が複雑に貫きあっているものである。

これらの輝緑岩類と蛇紋岩は花崗岩*³によって貫かれ、更に中新世石英閃緑岩によって貫かれている。

*³ 蛇紋岩 (およびはんれい岩～輝緑岩) が花崗岩中に、あたかも浮いているように存在することについて筆者は奇異な感をもっているが、山下 (1972) はこれを蛇紋岩と花崗岩マグマの比重の差で説明し、同時に結晶片岩の存在しないことを述べている。

なお、この中新世石英閃緑岩は、東部でのみ細長く北方に延び巻機連峰を構成している。

以上に述べた、谷川連峰およびその北方山地における蛇紋岩・輝緑岩類・石英閃緑岩にみられる NS の方向性は、後で述べる様に、「柏崎—銚子線」の性格を考察するに重要である。

II. 北部フォッサ・マグナ地域における中生代堆積盆の生成と塩基性火成活動

(1) 中生代堆積盆地の火成活動

端山ら(1969, Fig. 1)の示した片品構造線(帯)は、少なくとも尾瀬まではよいとしても、その北方延長には疑問がある。塩基性深成岩の分布にだけ関してみると、この線を NE 方向に伊南川沿いに延長してもよいし、そのまま延ばして只見町東方に連続させることもできる。このことは山下(1964)の奥利根帯と足尾帯を区分する線についても同様である。

それはさておき、3—(2)で述べたような佐藤・吉田・木村(1974)の時代論や筆者の推定が正しいとすると、端山らの設定した片品構造線(帯)はそのまま中生層分布の東縁を示すことになる。そしてこの線よりも西側には、中部三畳系・上部三畳系・下部ジュラ系・下部白亜系が、やや不明瞭ながらも帯状構造をもってかなり広く分布していることになる。ただし、景鶴山の最上部二畳系だけがこの帯に含まれるが、その位置は東縁線にごく近い。

さて、この中生層地帯には蛇紋岩・はんれい岩～輝緑岩が多数散在している。このうち、蛇紋岩は、変成岩・二畳系を貫くもの、岩室層(下部ジュラ系)を貫くもの、および新期花崗岩中の捕獲岩として産するものなどが区別されるが、いずれにしても、全体として再活動のものを含めて上越変成帯を切り離しては考えられないものである。

一方、はんれい岩類は上越帯で極めて多く出現し(第2図*)、特に上部三畳系～ジュラ系に密接に伴い、これを貫くものと、花崗岩の捕獲岩体として産するものがある。この点、姫川流域の来馬層の中を単独で貫くはんれい岩類の存在が皆無に近いことと明らかに区別され、特に注目する必要がある。

上越帯の中生層(特にジュラ系)と姫川以西の来馬

層とが極めて類似していることから、この両者を関連させ、フォッサ・マグナ北部の新第三系被覆地域の基盤を大胆に推定し、全体として中生代の堆積盆地の設定を仮想することができよう。この堆積盆地については、既に山下(1957)および大森(1960)が論じているところである。

筆者は、上越帯における中生層にはんれい岩類が密接に伴うこと、それが焼山深部や柏崎附近の先第三系基盤をなす塩基性岩類と相互に類似し、しかもこれらが北部フォッサ・マグナでも広く分布すると推定されることなど、言い換えれば火成活動の面から同様な堆積盆地の存在を考えたい。それにしても、現在の露頭分布だけに基づく古地理図で画かれる堆積盆地の形は過大であるように思えてならない。

要するに、規模の大小、位置は別としても、この中生代盆地が、塩基性マグマ活動を伴う性格のものであることを特にここで指摘したい。

この考えを更に一步進めた西田彰一(個人談話)の见解を次に紹介する。

(2) 来馬帯と頸城帯——西田彰一氏の见解——

フォッサ・マグナ最北部、つまり山下昇(1970)がいう信越一房豆帯の最北部は、周知のように糸静線を境にして、これから以西は非変成古生層、中生層、変成岩類、超塩基性岩類などのような古期岩類からなるのに対し、以東では「いわゆる難波山層」と呼ばれる新第三系が分布している。ここで注目すべき現象は、以西の地域では来馬層群というジュラ紀前期の地層が糸静線に沿って狭長に発達するということであり、以東では難波山層の分布は、柏崎—銚子線を北限としている点である。つまりこの2つの積成岩体の分布には構造帯という意義が潜んでいるように思われる。

来馬層群の分布は、この地域に堆積がジュラ紀前期においてもなお行なわれたことを意味しており、これに対して北陸地域(富山・石川・福井県)にこれを欠除するという現象は、この時代には北陸地域は隆起・剝削が行なわれたことを暗示するものと考えられる。中国大陸から朝鮮半島を通じて中生代地史を眺めると、ジュラ紀前期～中期にかけての地層が極めて局限された場所のみ発達するということを回想する必要がある。すなわち、日本列島の内帯を含めて前述の各地域は、この時代は隆起・剝削の時期にあったものと推論される。これに対し、来馬層群が分布する地域は、おそらく三畳紀からジュラ紀前期にわたり継続的に沈降・堆積の場所であったと見なすうのではなからう

*4 第2図に示したほかに、水上町藤原ダム付近は角閃石はんれい岩の小露出があり、また、これを被う大倉玄武岩にははんれい岩の捕獲岩が多数存在することから、かなり広いはんれい岩の分布が想定される。

か。このことは、いわゆる非変成古生層と来馬層群とが構造的に平行の関係にあるというわれわれの最近の知識からもうなづくことができる。

一方、難波山層の分布地域の基盤には、わずかなデータではあるが、近年における油田の深部探鉱からの情報によれば、蛇紋岩(南安田 SK-2D)や超苦鉄質岩(帝石・茨目-1号)の存在が知られている。また、焼山火山の1954年の活動にともなう噴出物のなかに、meta-diabase~gabbro・amphibolite・meta-basalt・clinopyroxeniteなどのような塩基性~超塩基性岩の岩石片が発見されている(茅原ほか, 1974)。すなわち、このような事実から推察すれば、難波山層の基盤には、ユウ地向斜運動に特徴的な超苦鉄質岩の活動があったことを暗示するものであろう。したがってこの地域の基盤には地向斜堆積物の潜在することも予想されてくるのである。

一方、来馬層群中にはほとんど火山活動の徴候はなく、ただ地質構造(断層)に規制される超塩基性岩体の進入があるのみである。来馬層群の層相は浅海性であるが、その層厚から推論すると三畳紀からジュラ紀前期にわたって引続いて堆積が行なわれた、おそらく大陸棚の堆積物であって、ミオ地向斜的性格のものと理解できないであろうか。すなわち、来馬層群の分布地域は、北陸ブロックが古生代末以降、隆起・陸化したのと対照的に地向斜の状態を維持していたものと考察される。したがってこの地域を来馬帯と仮称したい。

また、難波山層の分布地域の基盤を構成する積成岩体⁵には臆測の段階ではあるが、来馬帯に対応するユウ地向斜の堆積物とそれに調和的な火成活動の所産である超苦鉄質岩やはんれい岩の岩体が隠されて存在するのではなかろうか。この地域を頸城帯と仮称しておく(1975, 10)。

III. 上越変成帯およびその西縁の「柏崎-銚子線」に関する2・3の考察

(1) 上越変成帯の解体と消滅

“上越変成帯”が「まぼろしの変成帯」といわれる所以は、(1)変成岩の露出(水無川変成岩⁶、川場片状ホルンフェルスなど)が僅少であり、捕獲岩体としても小岩体(谷川岳頂上付近)のみが知られるにすぎない

のに、(2)礫としては中生層および新第三紀層中に多量に含まれること(HAYAMA *et al.*, 1969)、(3)したがって、確実な形で変成帯の幅や延長方向を画き得ないという不明確さをもつこと、などである。

しかし、端山らが述べているように、変成帯山地がジュラ紀前期から、古第三紀を通じ、新第三紀の始めにかけて、何処かに露出していたことは確かであろう。しかもその産状は、青海一小滝地域におけるように、断層で中生層と接して衝上しているような存在であったと考えられる。

なお、このことに関連して、吉村・鈴木(1966)が新潟県西山および中央油帯地域に分布する中新世の椎谷層の砂岩中に緑れん石と共に藍閃石を見出していること、また佐々木・牛島(1968)が東山背斜両翼の椎谷および西山層から同様に藍閃石を多量に見出していることに注目したい。更に米山研究グループ(1973)により米山地域の鮮新世の礫岩中に塩基性深成岩類が多量に含まれ、しかもそれらが巨礫であることが知られており、その起源について論議のあることを付け加えておきたい。また、筆者(1974 a)は、三条市付近で掘さくされた燕R-1号井で、深度2,990 mの玄武岩質凝灰岩中に藍閃石片岩礫が含まれていることを記載したが、坑井の位置が奇異に感じたので詳しくは検討しなかった。岩質その他更に検討を今後したいと考えている。

上越変成帯が解体し消滅していったのは、一つは断層による著しいブロック化、白亜紀および新第三紀花崗岩類の貫入による押し上げ、分断・浸食、更に一部では逆に沈降、中生代および新第三紀の火山岩類の被覆による消滅がある。

この過程は糸魚川-静岡線西側の青海一小滝帯の構造(第2図)と比較してみると、よく理解できる。青海一小滝帯では、非変成古生層および来馬層分布地域にくらべて結晶片岩露出地域は非常に少ない。このような地帯が断層によってより細かくブロック化し、更に多くの花崗岩体の貫入をこうむれば上越変成帯に似たような解体状況が起るであろう。

糸静線以西の青海一小滝帯の蛇紋岩には、時代を異にする2種のものがある。一つは来馬層中に礫として含まれるものであり、他の一つは来馬層と非変成古生層あるいは結晶片岩との間の断層に沿って貫入したものである。後者の場合には、第2図から明らかなように、いずれも細長い延長方向を示している。

上越帯の蛇紋岩は、岩質からは dunitite、一部 harz-

*5 火打山層下部の酸性凝灰岩中には粘板岩の角礫が多量に含まれている(西田, 1975)ことに注目する必要がある。

*6 前に述べたように、水無川変成岩の原岩の時代には、多少問題が生じてきた。

burgite 起源とされている (HAYAMA *et al.*, 1969) が、時代的にも2種のものがあり、この点でも青海一小滝帯に類似している。しかし、狭長な延長を示すもの、あるいはかつてその状態であったことを示す産状は一つない。このことが問題をなお困難にしている。しかし、いずれにしても、上越変成帯の岩石類の元来の構造は、やはり上位の二疊系以下の古生界(山口帯)の構造とはおおむね調和的であったと考えたい。したがって、その方向は NEE 方向であったとみたい。

(2) 上越帯西縁における「柏崎—銚子線」の性格

谷川岳周辺地域における地質構造は、20 万分の1 新潟県地質図(1962)、赤松・島津ら(1967)および筆者らの最近の知見によれば、次のような特徴をもっている。

(a) 輝緑岩類の分布および構造

一の倉岳以北では、輝緑岩とした大小の岩体が白亜紀花崗岩中に捕獲岩体として多数存在している。これらの岩体はおおむね NNW~NS 方向に延びている。実際は、前に述べたように、輝緑岩・縞状はんれい岩・片状ホルンフェルスなどが複雑に切り合っている岩体である。

(b) 蛇紋岩の分布および構造

谷川岳頂上付近では蛇紋岩が南北方向に延びて、白亜紀型花崗岩および第三紀石英閃緑岩によって捕獲されている。また、更に北部でも蛇紋岩体がいくつか白亜紀型花崗岩中に取り込まれて分布している。

これらの蛇紋岩は更に西方へ分布がひろがっており、飯士火山南方および松川西南方の新幹線トンネル内にも大きな岩体が存在する。したがって、「柏崎—銚子線」は「米山—谷川岳構造帯」(猪間, 1971)よりも更に幅をひろげ、西田および筆者(1973)が述べたように、清津川まで含めた帯として考えた方がよいと思う。

ところで、上述の超塩基性~塩基性捕獲岩体の個々の延長方向が NS~NNW 方向を示すとしても、これをもって直ちにこの方向の変成帯を考えるのには問題がある。この方向性は単に既存岩体の「柏崎—銚子線」の形成に関連した破碎方向を示すものであって、その後の深成岩体の貫入によって解体され、ルーペンダントとして残ったものであろう。

この地域の破碎帯の方向は新第三紀石英閃緑岩体の貫入時にも影響していたことは、その岩体が巻機連峰を構成して南北に細く延びていることで明らかに示されている。

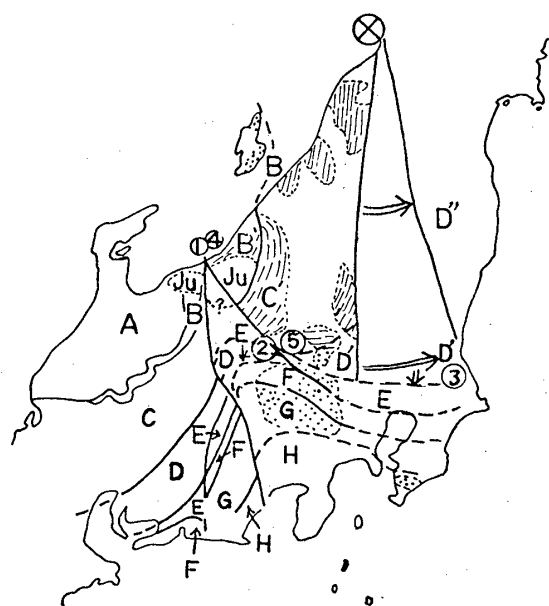
要するに、上越帯の西縁を限る「柏崎—銚子線」は、ここでは白亜紀花崗岩貫入前に生じた、既成の変成帯を切る幅広い NNW~NS 方向の破碎帯として性格づけた方がよいようである。

IV. 足尾帯および上越帯の転位を説明する一試論

(1) 従来の諸見解

北関東の足尾帯の帯状構造が関東山地のそれにほぼ直交するという不連続性についていろいろの意見があるが、そのうち、藤本(1932)、大森(1960)、牛来(1968)、磯見・河田(1968)の所説に注目したい。

藤本治義(1932)は、関東山地の帯状構造が赤石山地のそれと、90°近くも対曲していることに注目して、このような転回運動の時期を、小仏層群堆積後で御坂層群堆積前として、利根川構造線以北における八溝・筑波・足尾山地等が利根川構造線等に沿って東方に水平移動したと関係させている(大森, 1960, p. 66 から引用)。



第4図 足尾帯・上越帯の回転による復元図
(茅原, 1975) 記号は第1図に同じ

この時期に関連して大森(1960, p. 77)は、別の論拠から、「利根川構造線は、決して上部白亜系堆積後で御坂層群堆積前といった一時期に形成されたものでなく、前期ジュラ紀ないし後期三疊紀から、古第三紀にかけて次第に赤石山地と関東山地との対曲を強化するような形で、この構造線が形成されたものであろう」。

と述べている。

礒見・河田(1968)は、フォッサ・マグナ両側の基盤岩類の対比について論じ、その結論を次のように要約している。

(a) 北関東の山地における基盤岩類の3帯—上越帯・足尾帯・筑波帯—はフォッサ・マグナ西側における西南日本内帯の飛騨外縁帯・美濃帯・領家帯の延長である。この結論は、白亜紀～古第三紀の火成活動がフォッサ・マグナの両側で完全に一致するという事実により、とくに強く支持される。

(b) フォッサ・マグナ西縁構造線による基盤岩類の横ずれの量は、最大10km程度である。この構造線だけでは、北関東の山地の異常な地質構造は説明できない。北関東の山地の基盤岩類が、フォッサ・マグナ西側の基盤岩類に対して示す見かけのずれの量(約100km)は、上記のずれ(10km)よりは、はるかに大きい。

(c) 北関東の山地の基盤岩類の転位は、フォッサ・マグナ西縁構造線による転位では説明できない。白亜紀から古第三紀の間に活動したと想定されるまぼろしの大構造線—関東構造線(第1図①—②—③)—の形成に関係した地塊運動の所産とみるべきであろう。

(d) この関東構造線は、関東平野では、領家帯と三波川帯との境界線としての中央構造線(第1図②—③)に一致する。しかし、関東構造線の西半部、つまりフォッサ・マグナ地帯内部での構造線(第1図①—②)は、中央構造線とは斜交する、フォッサ・マグナ地帯だけに固有なNW—SE方向の構造線と考えられる。

(e) 関東構造線の本質的な形成や、それに関係した北関東の山地の基盤岩類の転位は、白亜紀後期から古第三紀の間に行なわれたと考えられる。

牛来正夫(1968)は、領家帯の構造をフォッサ・マグナについて論じ、「先第三系基盤構造は、大局的にみて、太平洋の方に張りだした弧状(但し、曲率は現在の本州弧のそれよりも大きい)としており、フォッサ・マグナあたりで、北北西方向に大きくくびれこんでいるものと考ええる事ができる。これは、正にナウマン(1885)が考えた構造である。いわゆる利根川構造線にそって、東北日本の古期岩層が東方に移動した為に、赤石山地の北方延長が東に屈曲して関東山地になったという、小川(1899)その他の考えは、正しくないと思う」と述べ、前述の転位の2説を否定している。

(2) 筆者の見解

阿武隈帯は、変成帯の性格・原岩である古生層の時代・変成帯の地質構造などからみて、足尾帯とは全く異質である(黒田, 1963; 総研阿武隈グループ, 1969; 礒見・河田, 1968)。したがって、足尾帯の構造やその転位問題、ならびに、糸静線以西の各構造帯や関東山地のそれとの不連続性などを考えるにあたって切り離して考えてよいであろう。しかし足尾帯と阿武隈帯との関係は、以下の推論を行なうにあたり大きな問題として残る。

足尾帯の不連続は、結論的にいえば、幾何学的には回転運動によって説明できると思う。

(1) 幾何学的にみれば、日本国片麻岩の北西端(第4図X点)を中心として、足尾帯全体(上越帯・筑波帯を含めて)を時計回り方向に約20°回転すると、利根川構造線(第1図④—⑤)は関東構造線北半部(第1図①—②)にぴたりと一致する。このようにしてみると、糸静線以西の構造帯と上越帯・足尾帯との連続性を復元することができる。すなわち、以下のような元来の位置関係を求めることができよう。

(2) 飛騨外縁帯は上越帯に連続し、その延長は佐渡島に至る。現在の位置での片品構造線(帯)(端山ら, 1966, 1969, 第1図)は新発田—小出線(山下, 1970)を横断し佐渡島東側に延びる、一見、奇異な延長方向をとっているが、復元位置では無理のない形で佐渡島へ延びることになる。何故ならば、佐渡島は回転運動には参与していないで元来の位置を保っているからである。

(3) 足尾帯は美濃帯の構造をそのまま延長した構造として理解できる。

(4) 関東平野での領家帯は第1図(総研阿武隈グループ, 1969, 図—1)のように主部が带状配列をするのに対し、筑波帯はこれを領家式変成岩と考え、とび離れたところに位置している。これを回転で元位置にもどせば、関東山地北東部で領家帯に一致する。

(5) 関東構造線北部①—②は単なる割れ目であり、南部②—③は水平ずれ運動を示す断層であって性格が異なるということができよう。この水平回転によって、外帯部分は元来NE方向をとっていたものが、南へ押し上げられた形になっている。

(6) 利根川構造線④—⑤は関東構造線①—②と同じものである。

(7) 足尾帯・上越帯の基本構造は、第1図および第3図に示したように、北部ではNNW—NS方向で、南部ではNE方向をとりわん曲している。南部のNE方

向は、水平回転運動の際の引ずりによるわん曲と見ることもできよう。

以上のように、足尾帯・上越帯のフォッサ・マグナ東側地域での不連続性は、幾何学的には、元位置から反時計回りの20°の回転によって現在の位置をとった結果であると説明することができる。

さて、以上の幾何学的考察をダイナミックスの面からも説明し得るかという点、多くの問題がある。

(a) 第1は、地殻の割れ目①—②および新発田—小出線がどのように発生したかという問題である。これには積極的な論及ができないが、大局的には本州弧の折れ曲りに関連して生じた割れ目として一応理解しておきたい。

(b) 第2は、割れ目の発生後の回転運動の原動力は何かという問題である。これは大局的には本州弧の動き、割れたブロックの間の相対的な運動としてとらえるべきであろう。西南日本弧が日本海の中央部から南へ移動したという考え方があるが、その移動過程でのブロック化および回転運動として考えることも可能である。

フォッサ・マグナ地域という局所的な見方をすれば、割れ目の発生、塩基性マグマの昇・充填→ブロックの移動が連続的に起こって、ブロックを東方へ押しやったと考えられる。

以上の考えは、いわば局所的な海底拡大といってもよいかもしれない。この拡大された地域が塩基性マグマの多量の貫入を伴う中生代ユウ地向斜の発生に結びつくといった思考が前節4の推論の基底にある。筆者および西田彰一は、北部フォッサ・マグナ地域の先第三系基盤としての白亜紀花崗岩は存在しないのではないかと考えているが、これは上記の考えと矛盾しない。

地塊の移動がどのような面で行なわれるのかは極めて困難な問題である。これに関連して、最近、木村(1973)が、「赤石山地や関東山地を作る地塊は、それより下のシアル物質よりなる、より深い基盤の上を、いわばすべり動いて現在の位置を占めるに至ったとみなし得る、北上・阿武隈山地などのマッシューフについても同様であろう。ただこのすべり動きの面が、中・古生層とその基盤との境界面であったか、それとも、それに関係なしに生じたものであるかについては現在のところ推測の根拠をもたない」と述べているのが筆者の興味をひく。

(c) 足尾帯・上越帯の回転移動によって開いた地域が中生代ユウ地向斜期を経て、古第三紀時代にどう

なったかは1つの問題である。筆者は前述の思考から、この地域に古第三紀層の存在の可能性を強く考えざるを得ない。

この問題に関連して、外帯基盤を切る形で分布している内山層・北相木層など疑問の多い古第三紀層、および群馬県鐺川流域に分布する神農原層(上部白亜系ないし古第三系)の存在に注目する必要がある。

そして、この不安定地域は新第三紀になってグリーンタフ時代には異常な沈降帯となり、更にその後の難波山帯にみられるような異常隆起帯に転化したことが考えられる。

(d) 開いた地域における新生代のマグマ活動がどのようにかかわっているかは無視できない問題である。

弥彦・佐渡島小木半島・米山・糸魚川南方海川などに玄武岩～塩基性火山岩が卓越して活動したことは、復元したときの新発田—小出線の位置・方向と関連しているようにも見えるので矛盾しない。また、米山以西で七谷期のグリーンタフが劣勢であることも意義があると考えられる。

しかし、フォッサ・マグナ北部地域において質的および量的に特有な出現をする、いわゆる新第三紀石英閃緑岩および難波山帯の石英閃緑ひん岩類(茅原, 1974 a・b)は、この開かれた地域の地殻—マントル系の条件と矛盾するのではないか、という疑問を生ずる。

これに対しては、最近、石原(1975)によるこれらの石英閃緑岩類の大部分が、マントル性のものに属するという見解が筆者の興味をひく。

(e) 他の地球物理学的情報、例えば重力・磁力などが上記の推察とマッチするかどうか、十分に検討する必要がある。

(f) もし、足尾帯が関東構造線北半部①—②で割れて動いたとすると、この線と糸魚川—静岡線とに挟まれた三角地域では、もちろん後の変動で糸静線により大きく沈んでいるが、美濃帯の延長がそっくり残されている筈である。この三角地域の先第三系基盤についての情報は、筆者の知る限りでは全くない。しかし、美濃帯がそのまま延長していることは十分に考えられ、この基盤構造が、難波山帯と区別される南部地区の新第三系の褶曲構造に反映しているのではなかろうか。

新第三紀の信越褶曲帯は大局的には一連のものであるが、「米山—谷川岳構造帯」を境にして、北東側油田地帯と難波山帯とで褶曲形式が異なっている(山下,

1970; 猪間, 1971; 西田・茅原, 1973; 木村・吉田, 1973). また, おおよそ笹ヶ峰断層(西田, 1975)を境にして, それより南西地域の褶曲構造は小さい波長をもつ平行的なものに変わっている. この笹ヶ峰断層の位置・方向は関東構造線とかかわっているようにみえる. 新第三系の基盤構造および運動が被覆新第三系の褶曲に反映している(木村, 1973)とすれば, 逆にこれまでに述べた諸構造線の存在を証するものといえよう.

以上に述べたような, 回転運動を考えるのには, 多くの難点や問題点が伴うが, 一つの可能性として, 回転運動による足尾帯・上越帯の転位仮説を提唱したいと考えている.

この回転運動は, 早くはジュラ紀前期以降に開始され, 最大の転位は白亜紀末から古第三紀にかけて起こったものではあるまいか.

文 献

- 赤松 陽・河内洋佑・村松敏雄・島津光夫・田村 貢, 1967: 谷川連峰周辺の地質(概報). 地球科学, **21**, no. 2, 1—6.
- 新井房夫編, 1964: 群馬県の地質と地下資源. 20 万分の 1 群馬県地質図説明書.
- BANNO, S. 1958: Glauconite schist and associated rocks in the Omi district, Niigata Prefecture, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **29**, 29—44.
- 茅原一也, 1960: 小滝・青海地域の硬玉. 新潟県文化財調査報告書, 第 6, 新潟県教育委員会, 35—78.
- 茅原一也・西田彰一, 1968: 越後三山・奥只見地域の地形および地質. 越後三山・奥只見自然公園学術調査報告(日本自然保護協会調査報告 第 34 号), 19—55.
- , 1969: 新潟県青海地方の古生層と超塩基性岩. 日本地質学会第 76 年総会地質見学案内書, 24—44.
- CHIHARA, K., 1971: Mineralogy and paragenesis of jadeite from the Omi-Kotaki area, central Japan. *Mineral. Soc. Japan, Spec. Pap.* 1, 147—156 (Proc. IMA-IAIGOD Meetings '70, IMA Vol.)
- 茅原一也・西田彰一, 1973: 清津川流域の地質調査報告. 清津川ダム計画に関する学術調査報告(日本自然保護協会調査報告第 43 号), 7—28.
- , 1974 a: 新潟地区の火山層序について. 地質調査所報告, no. 250—1, 183—234.
- , 1974 b: 新潟積成盆地の新第三系火山層序. 石油技誌, **39**, 201—215.
- CHIHARA, K., 1975: GDP National report.
- ・西田彰一, 1975: 奥清津ダム周辺および清津川上流地域の地質. 奥清津ダム学術調査報告書(日本自然保護協会調査報告書第 50 号), —.
- ・小松正幸・黒川勝己・今井直哉, 1951: 新潟県三国川上流の中ノ岳はんれい岩体(第 1 報). 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 4, 263—273.
- 地質調査所, 1974: 50 万分の 1 金沢図幅.
- 福島県, 1959: 20 万分の 1 福島県地質図.
- 藤本治義, 1932: 関東山地の地質構造について. 大塚地理論文集, **5**, 299—302.
- ・小林二三雄, 1961: 奥羽地方内帯の古生層について. 地質雑, **67**, 221—227.
- 牛来正夫, 1952: 日本列島の成立, III. 自然, 5 月号, 62—67.
- , 1968: 領家帯の構造とフォッサ・マグナ. 日本地質学会第 75 年秋季学術大会総合討論会資料「フォッサ・マグナ」, 13—14.
- 林 信悟・神沢憲治・木崎喜雄・大竹 忍・武井颯朔・戸谷啓一郎・山下 昇, 1965: 片品川上流地域で発見した“手取統”. 地質雑, **71**, 76—77.
- 服部 仁, 1966: 佐渡島の変成岩と花崗岩類(概報). 地球科学, no. 84, 26—30.
- 端山好和, 1966: 失われた変成帯—上越変成帯の構想—. 変成帯(総合研究「日本の変成帯形成史の総合的研究」)研究連絡誌, no. 3, 19—23.
- 長谷川美行, 1969: 新潟県青海地方の古生層と超塩基性岩. 日本地質学会第 76 年総会地質見学案内書, 1—23.
- , 1965: 小出町東方地域のいわゆる古生層. UMP 地質構造部門 B-Zone 連絡紙, no. 2, 6.
- HAYAMA, Y., KIZAKI, Y., AOKI, K., KOBAYASHI, S., TOYA, K. and YAMASHITA, N., 1969: The Joetsu metamorphic belt and its bearing on the geologic structure of the Japanese Islands. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 4, 61—82.
- 猪間明俊, 1971: 柏崎市付近における蛇紋岩の発見とその意義. 地質雑, **77**, 757—763.
- 石井清彦, 1937: 7 万 5 千分の 1 白馬岳図幅, 同説明書. 地質調査所.
- 石井基裕, 1962: 関東平野の基盤. 石油技術協会誌, **26**, 615—640.
- 石和田靖章・猪木幸男, 1971: 新潟県柏崎市南東方地域の試掘井岩芯より発見された超苦鉄質岩の地質学的意義. 地質雑, **71**, 796—797.
- 石原舜三, 1975: 酸性マグマと関連鉱化作用. 海洋科学, **11**, 36—39.
- 石原舜三(1976): 花崗岩形成史におけるフォッサ・マグナの意味—その新第三紀花崗岩類の成因—. 日本地質学会第 83 年学術大会講演要旨, 15—16.
- 磯見 博, 1968: 200 万分の 1 日本地質構造図. 地質調査所.

- 磯見 博・河田清雄, 1968: フォッサ・マグナ両側の基盤岩類の対比. 日本地質学会第 75 年秋季学術大会総合討論会資料「フォッサ・マグナ」, 4—12.
- 伊藤正裕, 1966: 白馬岳北方朝日岳北西部の変成岩. 地質雑, **72**, 287—296.
- 加納 隆, 1975: 飛騨外縁帯東北部, 白馬岳・祖母谷周辺の地質について. 地団研専報, no. 19, 89—101.
- 木村敏雄・吉田鎮男, 1973: 東北日本の新第三系の基盤の構造. 総研「東北地方における第三紀地殻変動に関する構造地質学的研究」昭和 47 年度報告, 1—7.
- 木崎喜雄・新井房夫, 1955: 奥利根地域鉾床概査報告. 群馬県商工課.
- 小林貞一・小西健二・佐藤 正・速水 格・徳山 明, 1957: 来馬層群(ジュラ系下部). 地質雑, **63**, 182—194.
- 小松正幸・茅原一也, 1975: 焼山火山 1974 年活動の噴出物(降下火山灰). 新潟県焼山火山の 1974 年活動に関する緊急調査研究報告, 41—53.
- 小松正幸・茅原一也, 1976: 1974 年焼山火山の噴出物中の基盤岩片について. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 4, 255—262.
- 黒田吉益, 1963: 東北日本の深成変成岩類の相互関係. 地球科学, no. 67, 21—29.
- 松久幸敬, 1968: 長野県八方尾根地域の超塩基性岩体. 岩鉱, **59**, 195—205.
- 望月勝海, 1950: 東北日本・中央日本の関東対曲. 地質雑, **56**, 285.
- 村山正郎・河田清雄, 1956: 5 万分の 1 地質図幅「燧岳」, 同説明書. 地質調査所.
- 西田彰一・茅原一也, 1973: 柏崎—銚子線にまつわる二・三の問題. 地質学論集, no. 9, 9—24.
- 西田彰一, 1974: 焼山火山の基盤. 新潟県焼山火山の 1974 年活動に関する緊急調査研究報告, 19—23.
- 新潟県, 1962: 20 万分の 1 新潟県地質図.
- 大森昌衛, 1960: フォッサ・マグナの地質学的意義. 地球科学, nos. 50—51, 75—82.
- 佐々木伝一, 1961: 新潟県南越鉾山の地質と鉾床. 鉾山地質, **11**, 78—83.
- , 1965: 南越鉾山の地質と鉾床の形成. 鉾山地質, **15**, 92—102.
- 佐々木清隆・牛島信義, 1968: 新潟県東山油帯の椎谷層および西山層の砂岩の重鉱物組成. 岩鉱, **59**, 84—90.
- 佐藤 正, 1973: 北部フォッサ・マグナの地殻変動. 総合研究「東北日本における第三紀地殻変動に関する構造地質学的研究」昭和 47 年度報告, 71.
- 佐藤 正・吉田鎮男・木村敏雄, 1974: 奥只見・黒又川地域の地質構造. 総合研究「東北地方における第三紀地殻変動に関する構造地質学的研究」昭和 48 年度報告, 15—21.
- , 1974: 鶏足—鷲子山地の二畳・三畳・ジュラ系. GDP 連絡紙, II—1—(1), no. 2, 41—50.
- 佐藤隆春・米山研究グループ, 1975: 新潟米山地域の火山岩類. 地球科学, **29**, 211—226.
- SEKI, Y. *et al.*, 1963: Mafic and leucocratic rocks associated with serpentinites in the Sasaguri and Omi-Kotaki areas in the Sangun metamorphic belt of Japan. *Science Report of Saitama Univ.*, [B], **4**, 193—216.
- 島田昱郎・根田武二郎・黒江良太郎・伊沢寿昭, 1974: 小林地域の地質. 福島県地質調査報告書, 5 万分の 1 図幅「小林」. 福島県.
- 総研阿武隈グループ, 1969: 阿武隈高原の複変成作用. 地質学論集, no. 4, 83—97.
- 相馬恒雄・吉田 勝, 1958: 谷川岳付近の深成岩類. 岩鉱, **51**, 39—52.
- TAKESHITA, H., 1974: Petrological studies on the volcanic rocks of the northern Fossa Magna region, central Japan. *Pacific Geology*, **7**, 65—92.
- 栃木県, 1953: 20 万分の 1 栃木県地質図.
- 戸谷啓一郎・端山好和・林 信悟・神沢憲治・木崎喜雄・大竹 忍・高橋 洌・高橋武夫・武井暁朔・山下 昇, 1965: 片品川上流の中生層について. 地質雑, **71**, 375.
- 山下 昇, 1957: 中生代(上). 地学双書, no. 10.
- , 1964: 関東東山地方の地質構造について. 昭和 38 年度関東農政局管内地すべり防止事業調査報告書—その 2—, 関東農政局計画部.
- ・端山好和・林 信悟・神沢憲治・木崎喜雄・大竹 忍・高橋 洌・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎, 1965: 片品構造帯について. 地質雑, **71**, 371—372.
- , 1966: 上越変成帯のむこう. 変成帯(総合研究「日本の変成帯形成史の総合的研究」研究連絡誌), no. 3, 23—24.
- , 1970: 柏崎—銚子線の提唱. 島弧と海洋, 東海大出版部, 179—191.
- YAMASHITA, N., 1972: Survival of serpentinite against granite intrusion. *Journ. Fac. Sci., Shinshu Univ.*, **7**, 143—150.
- 米山研究グループ, 1973: 新潟県米山地域における新第三系. 地球科学, **27**, 1—18.
- 吉村尚久・鈴木 実, 1966: 新潟県西山および中央油帯新第三紀層の鉱物組成. 地質ニュース, 143 号.

Pre-Tertiary Basement Rocks in the Northern Fossa Magna Region

Kazuya CHIHARA

(Abstract)

By the recent field survey it has been clarified that the Mesozoic strata of middle to upper Triassic, lower Jurassic and lower Cretaceous ages are more widely developed than ever known in the western side of the Katashina Tectonic Line (Zone).

The Mesozoic formations are intimately associated with gabbroic or diabasic rocks. This fact suggests that the formations were the neptun formed in a eugeosynclinal basin. Similar gabbroic to ultrabasic rocks as pre-Tertiary basement have been found in the northern Fossa Magna Region through the investigation of volcanic ash erupted from the Yakeyama volcano in 1974 activity, deep drillings near Kashiwazaki City, and the studies of xenoliths included in the Pliocene volcanic lavas.

The Joetsu-Ashio belts are displaced about 100 km against the corresponding belts developed in the west side of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, and display a distinct discontinuity against the zonal arrangement in the Kwantō Mountainland.

Geometrically this discontinuity may be explained by a hypothesis that the Joetsu-Ashio belts were rotated counterclockwise about the point X, near the Nihonkoku gneiss area, from the original position. By the clockwise rotation about the point X by 20 degrees, 1) the Tonegawa Tectonic Line coincides with the northern part of the Kwantō Tectonic Line. It means that the both tectonic lines were originally the same; 2) the Joetsu metamorphic belt becomes continuous with the Sangun metamorphic belt and extends northward to Sado Island; 3) the Ashio belt coincides with the Mino belt; 4) the Tsukuba Ryoke-type metamorphics occupy the position near the northeastern side of the Kwantō Mountainland. Consequently the general zonal arrangement in the western side region of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line as a whole extends to northeastern direction.

The displacement of the Joetsu-Ashio belts by counterclockwise rotation from the original position might result in the opening of the upper crust in the Fossa Magna Region, and the opened districts might be filled by the basic igneous intrusions and the sediments of eugeosynclinal characters.

The rotational displacement might have taken place first in the Jurassic age, and then accelerated during the late Cretaceous to Paleogene epochs.

第2図 姫川流域地質図(茅原 1975). 1: 白馬大池~風吹大池火山噴出物, 2: 第三紀層, 3: 石英斑岩, 4: 花崗岩, 5: 中生層~古第三紀層, 6: 蛇紋岩, 7: カンラン岩, 8: ハンレイ岩, 9: 非変成古生層, 10: 石灰岩, 11: 黒色準片岩~千枚岩, 12: 緑色千枚岩, 13: 結晶片岩, 14: ヒスイ産地, 15: 断層