

日本列島の生い立ちをさぐる

⑤-3

河合正虎

VI-8 西南日本内帯の地殻変動

A 古飛驒地背斜による変動

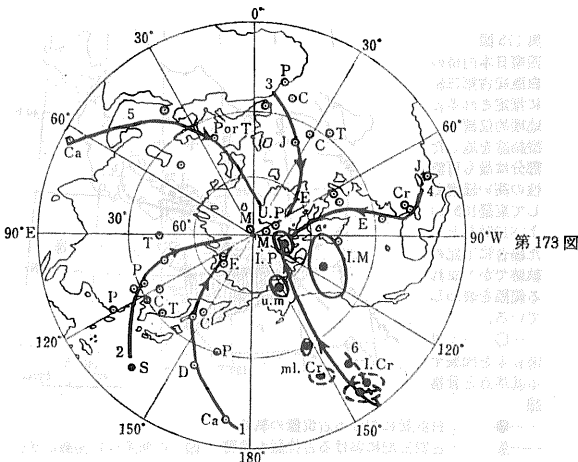
古生代末期頃からジュラ紀前半にかけて 激しい変動が行なわれて古飛驒地背斜が生成された。これは多分剛化した古い地塊である大陸側が大陸漂移のような運動によって大陸側から太平洋側に圧迫を加えたことに起因すると思われる。最近古地磁気の研究が進み世界各地で測定された磁極が地質時代を通じかつこれが観測された地域によって異なる。第173図にそれを示す。その合理的な説明は大陸の漂移に求めるより方法がないだろう。京都大学笹島貞雄博士ら(1966)による西南日本および北米 欧亜大陸から推定される白亜紀以後の極移動経路は第174図の通りである。笹島先生らは現在の西南日本を基準とした場合の白亜紀と古第三紀における古位置の軌跡を第175図のように示された。これらに用いられた数値や観測に使用された地層は平均値のようなもの(統計的な値)なので若干の問題もあると思われるが古い日本列島が地質時代を通じて同じ位置にはなかったであろうことを示している。このような現象があるからには地殻とその深部との間には1つの動きがあったはずである。地球物理学的に見ると地殻を構成する花崗岩質部すなわちシアル層は下の玄武岩質部すなわちシマ層の上に浮んでいると考えられる。そこでその間に大陸を漂移させる動きがあったに違いない。

激しい圧迫を受けて あるいは他の原因も加わって

シアル層の下部が溶け 同時にその部分が大陸側から大洋側におし上げられたとすると大陸側の下方から大洋側の上方向かって斜めに隆起が起こる。筆者はこのような運動によって古飛驒地背斜や瀬戸内地背斜が生成されたと考える。瀬戸内地背斜のところで述べたように古飛驒地背斜の南側には中軸部の隆起した部分が大きく推し被せ構造を作る。中軸部の深部では溶たけ物質が花崗岩漿となって変成された部分やその周辺部に侵入した。推し被せ構造に伴って大洋側では地層が深部におし下げられてまくれ込み 激しい圧力によって三郡変成岩類をつくる。これは前にのべた都城先生のご見解に近いと思われる。また地表では激しい火山活動を伴い同時に削剝が行なわれていわゆるモラッセ型の堆積物を生じた。これらが相前後し また並行してつづけられたと推定される。このような変動は間歇的に長い間に行なわれた(二疊紀後期から多分ジュラ紀前半まで)であろうから大陸側からの圧迫が中絶または弱まった時に深部にまくれ込んだ古い三郡帯は隆起したと思われる。隆起する部分では堆積物は激しく削剝されるであろう。この地殻変動の後半ではこの変動の影響をうけて瀬戸内地背斜のめばえがあったに違いない。これで内帯側の上部三畳系やジュラ系は外帯側のものとははっきりと区別された。

古飛驒の中軸部の隆起は三畳系長門層群や下部ジュラ系来馬層群のようなモラッセ型堆積物を残しその南限は中央構造線のような大きな断層を作ったであろう。この断層は小林名著教授がかつて内帯中央線とよばれたもので古生界と飛驒変成岩類とを境するがその後の手取累層群やより若い地層におおわれるので今では見られないけれども構造的にその存在を否定することはできない。

三郡帯の隆起は中国地方で三疊紀中期前に起こったが



第173図 世界各地の岩石試料の残留磁気から推定される地質時代における地球磁極の移動 (永田武 1961)

- 1. ヨーロッパのデータから
 - 2. 北アメリカのデータから
 - 3. オーストラリアのデータから
 - 4. インドのデータから
 - 5. 南極地域のデータから
 - 6. 日本のデータから
- (95%の信頼度をあわせて示す。点線は南半球に極があることを示す)。
 P 鮮新世 (u. P 上部鮮新世 l. P. 下部鮮新世) M 中新世 (u. m. M. 上 中部中新世 l. M. 下部中新世) O 漸新世 E 始新世
 Cr 白亜紀 (ml. l. Cr. 中 下部白亜紀 l. Cr. 下部白亜紀) J ジュラ紀 T 三疊紀 P 二疊紀 C 石炭紀 D デボン紀 S シルル紀 Ca カンブリア紀。

飛驒高原には見出されない。 東部の北アルプズの北辺部の変成岩にはことによると一部に三郡帯が存在するかも知れない。 このように考えると 飛驒帯の岩石のK-A法による絶対年代がジュラ紀前半に当ることの説明が容易である。

衝上運動は多分ジュラ紀前半で 地殻が可塑性を失うと共に 中軸部付近ではほとんど終わったと思われるが 地表近くでは 瀬戸内地背斜による衝上運動に並行して活動し 飛驒高原では裏日本衝上系 中国地方では山陰衝上系として残った。 しかし いずれも瀬戸内地背斜によって 地殻が可塑性を失なうまで続いたであろう。 これは前の時期の古飛驒変動によって可塑性を失った前縁部には 大陸側の圧迫が瀬戸内変動によって可塑性を失なうまで つづいたことを示す。 さらに古飛驒変動に伴う火山活動は 変動の性格が瀬戸内変動に似ていることからみて 激しかったと推定されるが 直接の証拠はない。 しかし 三疊系に含まれる花崗斑岩礫や白亜系石徹白層群中に多量に含まれる石英斑岩礫は 当時の火山活動の産物と考えるより 解釈の仕方がない。

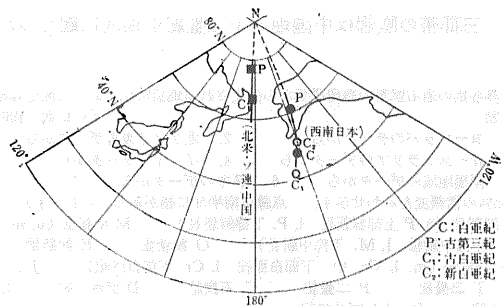
注 古飛驒変動とは 古飛驒地背斜を作った運動を指し 地質ニュース 126号でのべた飛驒変動を改称したものである。 一般に秋吉変動とされるが 筆者は秋吉における変動は白亜紀のものとするので この名称はとらない。 飛驒変動は 小林先生によって他のものを示すので ここでは古飛驒変動とよぶ。

B 瀬戸内地背斜

古飛驒地背斜の地域が剛化されると 次の段階では地塊化の縁辺部に力がかかってきた。 ある時期までは重なり合い 次には勢力が外側に移った。

中部ジュラ紀の後半頃には瀬戸内地背斜の上昇が急を上げたとと思われる。 しかし 広範囲に影響が示されはじめるのは 日本の中生界を考えると ジュラ紀後期から 白亜紀中頃で最も激烈であった。

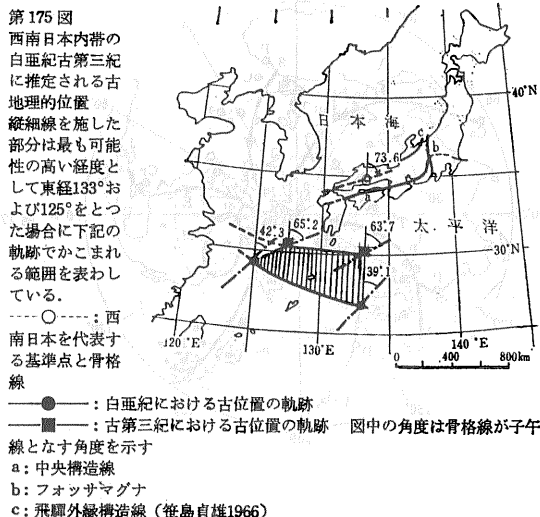
中軸部の隆起がある極限に達すると それまで削剝によってある程度のおさえがあったが 釣合いが破れるだ



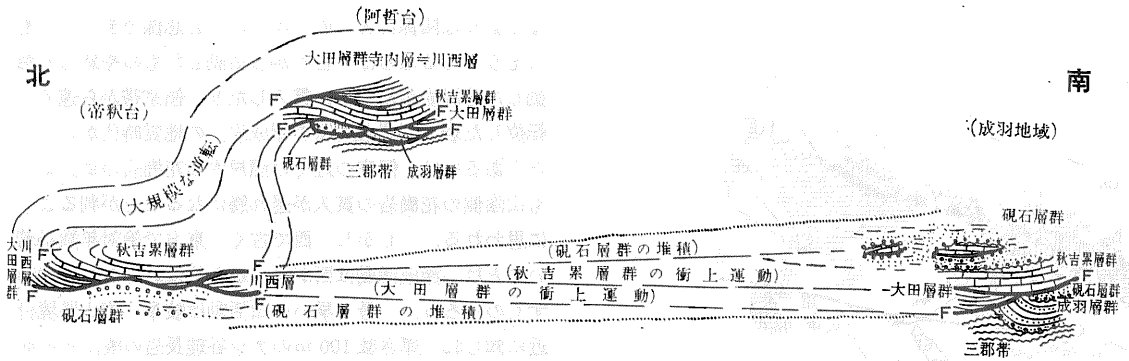
第174図 西南日本および北米・欧亜大陸から推定される白亜紀以後の極移動経路(笹島貞雄ら 1966)
C: 白亜紀 C₁: 古白亜紀 C₂: 新白亜紀 P: 古第三系

ろう。 そうして 衝上地塊が動きはじめ 大きくみると推し被せ構造をつくる。 その移動は短時間でないので 地表では堆積も行なわれるであろう。 移動量が大きければ 削剝も大きいだろうから 特殊の堆積物ができ上るだろう。 筆者は この種のものを地背斜の北側では 硯石層群で 古飛驒の影響を受けたものが手取累層群と見る。 他の粗粒なものを含む白亜系も モラッセの堆積物であろう。

前にのべたように中国地方では 脇野 下関両亜層群に区分される関門層群の標式地の周辺を除くと 両亜層群の識別が困難である地層 すなわち硯石層群の堆積がある。 そして一部は成羽付近などで薄い地層が衝上地塊の下側にあるが その上に古生界が衝上し これを不整合におおって硯石層群の主部が位置する。 硯石主部には しばしば下から上に向かって 石灰岩の小礫→中礫→大礫→巨礫→巨大礫(?)をへて巨大礫状石灰岩の上に 赭色砂岩 頁岩 または雑色の礫岩からなる地層がのる。 この礫岩は石灰岩礫が大きいほど 石灰岩礫の量が増す傾向がある。 そして石灰岩の大きい礫を側方に遠ざかると石灰岩礫の量を減じて 大きく見ると石灰岩礫岩がレンズ状をしている。 このような異常と見られる堆積が広い範囲にわたっていることは 石灰岩の崖の下に崖の崩壊物がそのまま堆積したとは解釈しがたい。 このような堆積が見られる硯石層群主部の上に 北部地域の阿哲台や帝釈台で 大田相 秋吉相の順か あるいは秋吉相の古生界が衝上する。 帝釈台では下側の大田相は川西層で Yabeina 帯の化石を産し 上になっている秋吉相の石灰岩の上部も Yabeina 帯を伴い また石灰系から二疊系にわたる秋吉相の石灰岩の上に整合(?)ないし衝上する大田相は 阿哲台の寺内層やその相当層で これからも Yabeina 帯の化石が知られている。 全



第175図 西南日本内帯の白亜紀古第三紀に推定される古地理的位置 縦細線を施した部分は最も可能性の高い経度として東経133°および125°をとった場合に下記の軌跡でかこまれる範囲を表わしている。
---○---: 西南日本を代表する基準点と骨格線
●---: 白亜紀における古位置の軌跡
■---: 古第三紀における古位置の軌跡 図中の角度は骨格線が子午線となす角度を示す
a: 中央構造線
b: フォッサマグナ
c: 飛驒外縁構造線(笹島貞雄1966)



第 176 図 成羽 帝釈台 阿哲台の 3 地域の硯石層群と非変成古生界の衝上関係を示す模式断面図

南部の成羽付近では硯石層群堆積初期に衝上が生じ 堆積中に巨大な石灰岩の岩塊を伴っている。北部の帝釈台では 硯石層群の上に衝上断層で 非変成古生界がのっている。南部から北部に至る衝上地塊の転位は北ほどおそいと推定される。北部では東方の阿哲台で秋吉累層群に寺内層が整合ないし断層でのもっているが 寺内相当層の川西層は帝釈台では秋吉累層群の下にある 阿哲台と帝釈台とを併せてみると褶曲した秋吉累層群の上下位に大田層群がくり返し 全体として横臥した大背斜が推定される F: 衝上断層

体として帝釈台—阿哲台の間でみると大規模な横臥背斜があるようだ。また 南部と北部の硯石層群が同時期のものでは 衝上断層の生成は南が古く 北では新しいということになる。押し被せ構造は南から北に向かったことを意味する。上記の関係を模式的に第 176 図に示す。

山陽系の衝上運動よりも山陰系のものが遅れて完成するが これは地殻の剛化の差異によるか 衝上地塊の一部が削剝で断られたようなことに起因するだろう。両衝上は共に玢岩—安山岩(両備玢岩類や吉舎安山岩類)や流紋岩類(高田および阿武流紋岩類等)によっておおわれ さらに後から花崗岩類の貫入を受けた。

飛騨高原では 地層内ですべりを生じたり はげしく褶曲したり 時には地層内の一部のものが 転位したりして 激しく擾乱される美濃層群や手取累層群の上に伊勢変成岩類 デボン系上穴馬層群 秋吉相の石炭系や二疊系越前層群などが衝上地塊をつくっている。

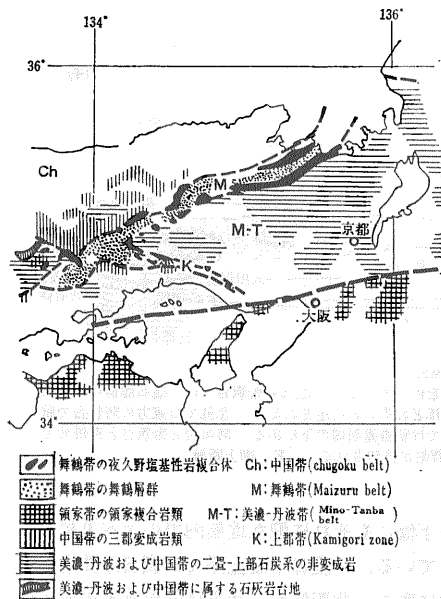
手取累層群のうちの九頭竜層群は前にのべた内帯中央線に当る地域などの上をおおい 飛騨変成岩類と美濃層群との双方をおおって その分布はかなり限定されているが 石徹白層群は広範囲にわたる。表日本衝上地塊をおおう石徹白層群は筆者は未発見であるが 金沢大学山田一雄先生ら(1966)によると 伊勢変成岩類の一部の上に認められるといわれる。表日本衝上系と反対方向に動いた裏日本衝上地塊をなす飛騨変成岩類の上には明らかに石徹白層群がのっているのだから このようなことがあってもおかしくないだろう。

これらの衝上面はいずれも 大きくみると ほとんど水平に近いが 波打って起伏しており 多くの小さい衝上断層を伴って衝上地塊には鱗片構造がつけられる。

衝上地塊の下盤にもそれに似た地層内でのすべりによる断層ができています。裏日本衝上系では表日本衝上系とは反対方向に動き 北西側から南東に向かうものが主体であるが 一部には反対に表日本衝上系に見られるような北ないし北西に向かう動きも見られる。表日本衝上地塊の上にある本戸累層は赭色岩にとみ 石灰岩礫岩もあって 礫から *Yabeina* sp. が知られるので 二疊紀後期以後の堆積物としか 時代は判らないが 岩相からみて硯石層群とみなされる。複雑な構造によって 本層は一部では小さい鱗片状地塊となって古生界中に夾み込まれている。両衝上系は上部白亜系足羽層群および面谷流紋岩類の上に 表日本 裏日本の順で衝上地塊をのせ いずれも白亜紀末ないし古第三系の白川花崗岩類などで貫ぬかれる。

東北大学河野義礼元教授ら(1967)によると 西南日本では K-A法による年代測定値は 領家帯とその周辺の花崗岩との間に差異はなく 三重県以西の瀬戸内側では 7,500~9,500万年 三重以東から糸魚川—静岡構造線にわたる範囲で 領家帯と周辺部の花崗岩類は 5,000~6,500万年である。

領家の花崗岩類は周辺部の花崗岩よりも時代は古いと考えられていたが 双方の間には 新旧の区別はつげがたく 時には領家帯の構成員の方が新しいこともある。これを裏付ける研究は地質調査所山田直利技官(1966)らによって行なわれている。山田技官は岐阜県下で 面谷流紋岩類の延長とみなされる濃飛流紋岩類を領家の花崗岩が貫ぬいている事実を認めた。これは前にのべた。地背斜の隆起に伴って 地殻の深部では花崗岩漿が生じ 地殻の割れ目を通して 地表に噴出したものが 流紋岩類であり 噴出するに至らなくて地下で固結したも



第177図
舞鶴帯とその近傍の地質概念図
(淡正雄ら 1965)

のが 花崗岩類であろう。瀬戸内周辺の花崗岩の年代は新白亜紀中であって ほぼ上記の諸流紋岩類の堆積と時期を同じくする。飛騨高原の花崗岩類の時代は白亜紀最末期から古第三紀初頭にわたって 流紋岩類の堆積後期またはその後を示している。これら両地域の花崗岩類貫入の時期のずれは また両地域の衝上運動の終息のずれと一致する。換言すれば衝上地塊の転位は花崗岩類の貫入をもって終息する。この終息は地殻が可塑性を失ったと見られるので 可塑性の消失それ自身が花崗岩類の貫入の影響と考えられよう。

くり返すが 瀬戸内地背斜の生成と衝上運動 火山活動 深成活動は互に不離密接な関係にあつて ほとんど同時期に行なわれ また 不整合を伴った中生界の堆積とも深い関係にある。筆者が飛騨高原の地質研究において 幾度かこれを強調した(1961)。最近の資料はこれらの関係を一層明白に示している。

市川浩一郎教授(1966)がのべたように アジア大陸東部でも広大な地域にわたって 白亜紀後半ないし古第三紀の火山活動および深成活動があつた。朝鮮半島ではわが国の諸先輩によって 火山 深成両活動が早くからわしく研究されていることは周知の通りである。

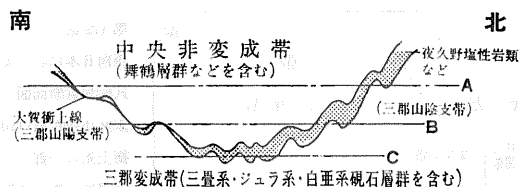
日本列島ならびにアジア東部地域にわたって 広く認められる この時期の深成活動が 西南日本では 領家帯の外側には全然存在しない。これは瀬戸内地背斜の中軸が花崗岩漿の生成と密接な関係を有し ことによるとシアル層の融けた部分が 瀬戸内地背斜の中軸部と連

なるような関係にあるのではないかと想像できる。もしそうであるならば 古くから活動したものと新しく活動した花崗岩が領家帯に貫入したり 領家帯から遠くへ転位した岩石(黒瀬川帯の深成岩)の地質時代が古いこと あるいは 領家の近くの瀬戸内の花崗岩の貫入よりも山陰側の花崗岩の貫入が遅れ勝になることが判るように思われる。しかし 西で古く 東方で絶対年数が若いことは 深成活動は西が早くから行なわれたことを示すものだろう。最も早い火山活動は岐阜 富山県境付近に知られ 厚さ数 100 m のアシ谷珪長岩の噴出が石徹白層群堆積中に見出されている。

C 舞鶴帯などに分布する夜久野塩基性岩類とその産状についての一見解

夜久野塩基性岩類は舞鶴湾付近から西南西にのび 岡山県津山東方 福渡付近に至り そこから南西方向の成羽町 井原付近 福山北部 広島県府中まで散点しながら一つの方向性をもつものと 支脈と思われるものが岡山の北部にもある。他の帯は北西で広島県西城 岡山県北房 福渡から 1 脈は周匠付近 兵庫県上郡 竜野を結ぶ方向 他の 1 脈は津山の東方から方向を転じて上月 竜野北方にのびるものがある。大きく見て 2 帯が斜交し 津山 福渡付近では 比較的に広がり広く多くの岩体が散在し これより東では連続性とみ西では連続性が乏しくなっている。

夜久野岩類の带状配列の方向は 古期岩層の配列に対して緩く斜交している。第177図に東部地域の配列を示す。夜久野岩類とよばれるものは種々の岩質を含む。変輝緑岩 変閃緑岩—変斑礫岩に属するものが最も多く 変花崗質岩 変珪長岩もあり 一部には蛇紋岩を伴う。変輝緑岩は古生界中のいわゆる輝緑凝灰岩の一部と類似する。変閃緑岩—変斑礫岩は花崗質岩や珪長質岩に貫かれると考えられる。また角閃岩やその他の変成岩をも伴う。変成岩は河守変成岩とよばれ K-A法による年数が側定され 2.15~2.16±0.17億年と算定された(地質調査所柴田賢 猪木幸男両技官 1966)。この年数は三疊系前期末頃を示す。河守変成岩の変成された時代が三疊紀前期末頃とすると 主要なものである変閃緑岩—変斑礫岩の貫入はそれよりも後の時期と思われる。市川 山下両先生ら(1956)や猪木技官(1966)が指摘したように あるいは黒瀬川帯の火成岩類と近縁なものかも知れない。しかし 河守変成岩の地質時代がそのまま他の岩石の時代を示すものでないと思われる。最近山口大学村上先生の採取した長門構造帯の近くの山口県平野の花崗質岩の時代は約 4 億年と測定された(河



第178図 夜久野塩性岩類と他の地質系統の関係を説明する模式断面図
地形がAを横切の場合は夜久野岩類は大きくみて南北2列 Bの場合一部で連続しないことがある。Cの場合は不規則な形の
小岩体が幅広く分布をする。岩床状をなした夜久野岩類が比較的
に厚い部分では舞鶴帯のように連続性とむが 岩床が薄かつ
たりとぎれた広島県下のような部分では 連続性に乏しい小岩
体が断片的に現われ 岩床状のものが消失する場合は 山口県下
のように大賀衝上またはそれに相当する衝上断層として現われ
るとみられる。

野前教授 1966)。この岩石は蛇紋岩中に取込まれたと
考えられ 付近にはこのほか角閃岩もあり おそらく
深部の基盤の一部が蛇紋岩に伴って上昇された可能性が
ある。河守変成岩も変閃緑岩→変斑礫岩によって 古
い領家帯のようなところからもたらされたかも知れない。

小林先生によれば 夜久野岩類は大賀衝動の直後に丹
波高原北部から吉備高原南部まで 大賀衝上線の額部に
そって岩漿が貫入した。大賀衝上線 夜久野岩漿
彼杵彎曲 四万十錐 吉母海峡などはいずれもジュラ紀
後期から白亜紀の初期に至る間に起こった一連の地質現
象で互にはば並行性を保ったとのべられた(小林先生
1941)。筆者がかって5万分の1 津山東部図幅の調査
研究に際して 夜久野岩類の産状を調べたところによる
と古生界や三畳系とはしばしば断層関係(一部に貫入と
見られることもある)にあつて 断層は低角度のもの
が多い。多くの研究者によって 上部三畳系堆積前に
貫入 他の者によって上部三畳系に貫入したと意見が分
かれている。

筆者は津山の東方で 上部三畳系を局部的におおつた
ような分布を認めた。夜久野岩類の分布地域を見ると
大局的には中央非変成帯の南北縁辺部の近くで優勢であり
本岩類分布地域の近傍の非変成帯にはしばしば上部
二畳系の舞鶴層群相当層が見出されている。また本岩
類の近くにはしばしば三郡変成岩類 三畳系のほか硯石
層群が時には相伴い あるいはこれらの一部が見出され
る。これらのことから 小林先生(1941)が述べられた
ように大賀衝上線 すなわち中央非変成帯と下位の三郡
帯との境の低角度断層にそつて 岩床状に貫入したとみ
ると本岩類の分布が説明しやすい。第178図のように
複向斜状の貫入であれば Aの部分を通る地質断面では
夜久野岩類は南北2列となり Bまで削剝された地域で
は時には断続し 地表がCの時には本岩類は幅広く散点
した分布を示すだろう。貫入岩であるから 時には三
郡帯や中央帯をも貫くこともあろう。もし岩床の厚さが
変化して薄くなれば西部地域のように連続性が乏しく
かなり離れて 小規模な分布しか見られないこともあろ
う(河合 1962)。

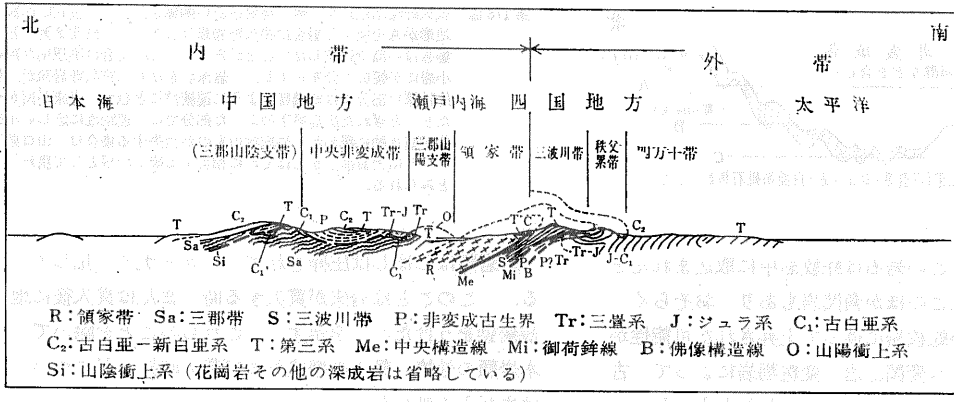
本岩類はしばしば圧碎されて ミローナイト化してい
る。このことは岩床が貫入する時 または貫入後に地
殻変動をうけたことを示す。これらのことを除いて
本岩類の性格 貫入の様式および貫入時期などについて
はまだよく判らない。

VI-9 西南日本の構造発達に関する考察

日本の中生界は 前に掲げた幾つかの対比表 とくに
白亜系のものについて見られるように 四万十累層群の
ようなものを除くと 多くの場合に 岩質 層厚 堆積
環境 不整合の位置等について 変化に富んでいる。
これは 日本列島のできはじめた期間を通じて 陸化
(海退)や海の侵入のほかに 激しい隆起や急激な沈降
が所々に行なわれ 堆積の場などが常に動揺したことを
示している。すなわち 日本列島の存在するところで
地殻変動が進行したことである。

西南日本については 筆者の見解から(もちろん多く
の先覚者の意見を参酌して) 古い飛騨ならびに瀬戸内
地背斜の形成によって 地盤が動揺して 局所的な盆地
や入江 時には広範囲にわたつて海におおわれたところ
に 中生界が堆積したであろう。従つて 場所 環境
などによって 処々に雑多な地層が堆積し 不整合など
も不揃であった。しかし 秩父累帯に見られるように
内側から外側に向かって 陸水 半鹹半淡 瀬海 海成
と沖に向かっている。

これらの地層と共に四万十累層群までを含めて考える
と 古生界の秩父地向斜から古飛騨地背斜に移るにつれ
て 地向斜の中心は漸次に外側に移つたであろう。古
飛騨地背斜が瀬戸内地背斜に移行すると共に地向斜は秩
父地向斜から四万十地向斜に移り 地背斜の影響が四万
十帯におよんだ。四万十累層群にはしばしば いわゆる
輝緑岩や輝緑凝灰岩層をはさみ これらは地向斜にお
ける海底火山の噴出であるとみられる。このことは古
飛騨地背斜の時期においても瀬戸内地背斜に対応する四
万十地向斜に相当するものが存在したと思われる。そ
の位置は 多分あとから瀬戸内地背斜が生ずる位置かま
たはその南側であろう。黒滝の下部三畳系は岩質が四



第179図
西南日本における模
式的地質断面図
末武川構造線は山陽
衝上系の一部 仏
像線は 衝上断層
山陽地塊および四国
の衝上地塊の双方に
横臥した複背斜がつ
くられる

万十累層群に似て いわゆるフレッシュ型なので 四万十地向斜よりも古い地向斜性堆積物の一部と考えて差支えないだろう。

以上かなり くわしく地殻変動の存在を示す事実や地質構造と関連して 見出された地殻変動 ならびにそれらの考察などについてのべた。

ジュラ紀後期頃からはっきり 古い領家を地背斜を軸とし その南側に いわゆる四万十地向斜を形成しつつ進行した 地殻変動が 小林先生の佐川輪廻を修正して筆者が提唱する佐川造山輪廻である。中生代後期の主として 中軸部で起こった地殻変動が 瀬戸内地背斜を起こした古い領家の変動ともよぶべきものとする。古領家変動(または瀬戸内変動)をおもなるものとし さらに古第三紀から中新世初期(符号でいえばF₁末まで)のかなりの余いを引きついで地殻変動までを含めて広義の佐川造山とよぶべきものとする。あるいは古領家を狭義の佐川造山とよぶべきかも知れない。この佐川造山の影響は 東北日本まで波及していたであろう。これについては次にのべる。

筆者がのべた西南日本の大構造に関する見解は 第179図の中国から四国にかけての模式断面図として表現される。

VI-10 西南日本と東北日本との地質構造の類似性

西南日本の帯状構造を そのまま東北日本に当てはめることは現在の段階では 多くの難点がある。西南日本の内外両帯を分かち中央構造線は 糸魚川-静岡線や赤石裂線などに切られて 少しづれるが 多少彎曲しながら関東に入って 下仁田構造帯を通り 関東平野の下をへて 筑波の南方をよぎると推定される。それから先は方向を転じて北に向かって 阿武隈山地東縁の棚倉破砕帯に連るか あるいはそのままの方向で太平洋底に向かうのか詳らかでない。

この中央線の南東側には 西南日本外帯とほとんど同じ関係で 北から南に向かって 三波川帯 秩父累帯および四万十帯が配列する。相馬地方の上部ジュラ系は鳥巢層群に似ているのみでなく 鱗片構造が形成されて外帯の地層と類似している。北上山地南部のジュラ-白亜系は余り明瞭ではないが 多少の近縁性が見出される。北上山地北部のものは秩父累帯におけるような中生界の現われ方をしているが 反面北海道のジュラ系や下部白亜紀とも似ているといわれる。何れにせよ 東北日本の太平洋側の中生界は南部では強く 北部になるにつれて弱けれども西南日本外帯の特徴を有していることは間違いない。

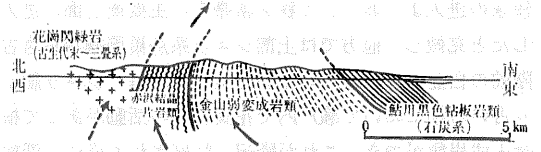
中央線の北側の領家帯は いわゆる下仁田構造帯から関東平野の下に伏在する。山下先生ら(1965)は下仁田帯の花崗質岩を領家の一員とみなされているようである。

都城先生(1959)は 日立地方の花崗岩類および阿武隈山地の変成岩類などを一括して 阿武隈主部変成岩帯とよび 領家帯の延長と見做した。岩相に差異があることからこれに反対の意見をもつ人もある。山下先生ら(1955)は花崗閃緑岩類と日立古生界との関係を第180図のように説明された。この模式断面図で花崗岩閃緑岩を領家帯 赤沢結晶片岩類を三波川帯 金山弱変成岩類や鮎川黒色頁岩層などを古生界とすると領家帯が三波川帯の上に衝上する初期の段階を示すものとみられる。もしもそうであれば 南蛇井の花崗質岩(下仁田帯)に似たものが三波川帯などの上に衝上して それが跡倉帯の川井山石英閃緑岩類に相当し 跡倉層はモラッセに当るように思われる。今後の研究にまつ。

利根川の源流地方にはジュラ系岩室層が発見され また最近 は 下部白亜系石徹白相当層 上部三疊系そのほか結晶片岩からなる変成岩等の存在が確認された。地質調査所河田清雄技官(1966)は足尾山地の石英斑岩は白

亜紀の濃飛流紋岩類と類似する火砕流であることを指摘した。関東山地北部は西南日本内帯とはなはだ似ている。これらの事実は西南日本と東北日本はかつて一連のものであったに相違ない。

東北日本は第三系が広くおおい 中生界の分布する地域は地理的に調査研究が困難なので その詳細は今のところよく判らない。したがって湊教授ら(1965)の古生代における阿倍族造山運動との関係その他についてのべることは今のところ適当でない。古い中央構造線はその後の変動によって性格がかなり変えられているので もとの状態について そのあらましを検討してみよう。



第180図 日立古生界のまくれ上運動概念図 (山下昇ら 1955)

- (c) 塩基性岩は 進入時の圧砕作用 固結後の圧砕作用 花崗岩による変成作用をうけた
- (d) 花崗岩は進入時の圧砕作用をうけた

これらを総括してミローナイト様岩石は地殻変動(とくに褶曲作用)に起因する偏圧の下に 塩基性岩および花崗岩類の岩漿が進入し その周辺において 半深成的条件の下に 岩漿の昇騰 固結と圧砕とが交互滲透的に おきて生成されたとのべられている。

坪井誠太郎東大名誉教授(1939)は杉山先生の研究や他の学者の論拠を合わせて 和泉層群堆積後の断層線を中央構造線 (Median dislocation line) とよび それ以前のもは中央圧砕帯 (Median mylonitization zone) の名を与えるべきだとされた。

地質調査所平山健博士ら(1957)は5万分の1吉野山図幅で詳細な報告をされた。この地域ではミローナイト化したものは最大の幅が5kmに達し 一般に中央線に近づくにつれて強い圧砕作用をうけるが 部分的にはレンズ状のこともあるといわれる。深成岩類とくに黒雲母角閃石花崗岩などが圧砕されてでき 領家変成作用以後の数次の断層運動の時期に生成されたとみている。

ここに注意すべきことはミローナイト中に和泉層群と思われるものもみ込まれていることであり ミローナイトで代表される鹿塩時階は 必ずしもそれよりも新しいとされる市ノ川や砥部の両時階より古いとは断言しがたいとする矢部先生の見解も生ずる。小林名誉教授(1941 1950)は佐川造山帯の中核後部(領家帯)に岩漿が進入して隆起がおこり 隆起部が中核前面部である三波川帯の上に衝上した。衝上帯の南壁では圧砕と剪断とによって鹿塩圧砕帯が作られた。こうして中央構造線が誕生した。厚さ数100mに達する鹿塩ミローナイトを作るような運動が西部で行なわれている時期に 造山帯の北翼は東に移動をはじめて 関東山地では大霧衝上帯ができた。隆起した領家帯の花崗岩が外帯の宮古階の礫岩への供給地であり 中央構造線の最初の出現は宮古階直前の鹿塩時階であると見做された。

先生はさらに 一方では横倉火成岩(花崗岩類 閃緑岩などのほか蛇紋岩までを一括)は佐川造山時階の後期に

VI-11 古い中央構造線の生成

西南日本内外両帯を分かち中央構造線は西から八代白杵付近 松山南部 徳島 和歌山 伊勢 豊橋を通り諏訪湖の北をへて 浅間 榛名の火山や関東平野の下をくぐり 銚子の北で太平洋に出ると考えられている。

中央構造線の誕生については 多くの学者によって種々の意見が出されているが ここではおもなるものについてのみをべよう。

小林先生(1941 1950)は中央構造線の活動の時期を4つに区分した。ここでは古い時期のものをのべる。

鹿塩時階の活動

中央構造線にそってその北側に長野県から和歌山県にわたって 最大の幅は500m 時に1kmをこえる特種な岩石からなる帯がある。この岩石は一種の圧砕岩類であって 場所によっては鹿塩ミローナイトまたは鹿塩片麻岩類の名でよばれる。四国から西ではこの種の圧砕岩はほとんど知られていない。

東北大学元教授石井清彦博士(1930)は7万5千分の1恵那山図幅の作成に従事し 領家深成作用を中生代以後第三紀前に起こったとし 第1～第5期に分類された。この際じゅうらい圧砕岩とされたものは最終段階に貫入し 中央構造線に断られたとのべた。このことは領家深成作用の時期を中生代に限定すると共に鹿塩ミローナイトに対する新しい見解を投じたことである。

信州大学杉山隆二教授(1939)は 長野県遠山付近の鹿塩片麻岩の調査研究に当たった。おもなるものを要約しよう。

- (a) この特殊な岩類には火成岩源および水成岩源のものがある
- (b) 水成岩源のものは 圧砕作用 塩基性岩による変成作用 花崗岩の貫入による変成作用をうけた。

領家の進入よりおくれて秩父累帯中の主要衝上面に進入したと見做し 他方では上部ジュラ系鳥巢層群から宮古階前の白亜系に含まれる花崗岩質の供給は ジュラ紀より古い時期において瀬戸内で花崗岩漿の活動があつて横倉火成岩類ができこれが隆起 削剝されて後に 深部に領家花崗岩類が侵入 さらに隆起することによって現在見られるように領家花崗岩類が広く露出するに至つたとのべている。 2つの考えの間の矛盾についてははっきり説明されていないようにみられる。

小林説の多くの部分は筆者の見解と似ている。小林先生の説では 多くの現象を何時も順序正しく表現しようとして試みられた。筆者は基本的な地質現象—地背斜の生成—の下において付随的な地質現象は相互に複雑にからみ合い ある時は順序正しく 時には逆になったり並行的に進んだりしたと考える。後期中生代の出来事を再びここでくり返してみよう。

ジュラ紀の中頃(?)から瀬戸内地背斜が起つて深部の地層を地表にもたせ 大規模な推し被せ構造をつくり かつ削剝が行なわれた。隆起地帯を外れるとその南側では地層が深部にまくれ込みさらに離れたところでは削剝された物質が新しい地層となって堆積した。地背斜では隆起と共に岩漿の進入による深成変成作用がまくれ込んだ三波川帯では変成作用がほとんど時期を同じくして起つた。これらは少なく共白亜紀末までまたはその後まで引きついで行なわれた。早期に深部から上昇した横倉複合岩などの礫は鳥巢層群だけでなく秩父累帯の白亜系全体に供給された。大きな礫を含みそして比較的厚いこのような礫岩は隆起ないしは堆し被せ運動の激しさの尺度を示すものと思われる。

地背斜の隆起は 緩急や停止または時として沈降など間歇的に進んであろう。大きな逆転構造ができて しかも地質系統が異なる部分では断層ができたが 岩質がはなはだしく異なる場合 しかも双方が断層の生成に対して抵抗が大きいならば圧砕岩は顕著なものが生ずるであらう。地背斜の激しい隆起の際は 南側では深部に向かって 大きくまくれ込みを起こすであらうが 隆起が停止または沈下するような時期には南側では上昇があつて 変成された三波川帯が領家帯と直接にくつづくに至るに違いない。鹿塩ミローナイトは このような推し被せ構造に伴って領家帯の南縁部で生じた衝上断層による圧砕岩であらうが また同時期に進入した深成岩類自体が 領家帯の南限部で圧砕 変成作用をうけたものとみるべきであらう。これらのことから考えると鳥巢層群堆積前にはすでに中央線の胚芽があり 和泉層群

堆積前後を通じて 中央圧砕帯が存在したに違いない。

三波川変成帯の隆起に先立つて 中央圧砕帯または構造線の存在した地域の近傍は 北側の地背斜が激しく隆起し それに伴って南側が急激な沈降を生じた。そこに堆積した地層が九州では大野川 四国以东では和泉の両層群であらう。これよりも古い時代の変動で 北陸地方で生じた飛騨地背斜の隆起に伴い その南側の前縁部に当る小林名誉教授の内帯中央線の地域が急速に沈下して ここに下部ジュラ系来馬層群や ジュラー白亜系手取累層群が堆積して 内帯中央線を覆いかくしたと同様な現象がおこり 大野川や和泉層群の堆積となつたのであらう。

三波川変成帯の隆起は どの地域でも同時期に行なわれたのではなくて 北九州では大野川層群の堆積の後期からはじまり 四国では和泉層群の末期頃からその後にかけての時期であらう。このようにして領家帯と三波川帯とが接するに至つて 中央構造線は現在のものとおよその形が似てきた。したがつて鹿塩ミローナイトはジュラ紀から白亜紀末よりも後までの激烈な変動の総和として生じたので 和泉層群や領家帯を構成する岩石などの捕獲岩が取込まれ またミローナイトが構造線によって切断されるということも生じたと考えるべきであらう。

小林先生(1941 1950)は鹿塩ミローナイトと横倉火成岩類とを同じような成因による見做された。また鹿塩圧砕岩を研究された人たちは これの原岩には塩基性ないし酸性の捕獲岩があることを報じている。ことによると捕獲された岩石には横倉複合岩類の近縁関係のものがあるかも知れない。筆者はまた いわゆる御荷鉾緑色岩類中の斑岩質岩や その近傍にみられる石英斑岩とよばれるものは 横倉複合岩類と近縁関係があるような気がしてならない。

地質ニュース 第152号 第74図には小林先生の中央構造線の活動を示す各時階が示される。断層Iは鹿塩時階 II IIIおよびIVは それぞれあとからのべる市ノ川 砥部および菖蒲谷の各時階を表わしている。

(筆者は地質部地質第2課長)

- 訂正 172号 9頁 第135図 追記(市川浩一郎 1956)
174号 6頁 第154図 断面線AB EFは符号が逆
8頁 右列 下から6—8行目 “市ノ川…ようになり” 削除
9頁 A 飛騨高原の地質構造の末尾へ追記 (5万分の1 荒島岳 根尾
両図幅 地質調査所月報12巻 10および12号参照)
11頁 第160図説明文 Arkell 1956 より単純化して引用
12頁 第20表中 富山県の地名と地層名の一部が入れ代る
14頁 第163図(小島文児 1953)
15頁 第166図 足立衝上の傾斜は何れも40°N
16頁 第168図 左側説明文 常森層のBの項は雁飛層に移す
17頁 第169図 北上衝上は北山衝上の誤り