

日本列島の生い立ちをさぐる

⑤-1

河合正虎

VI 後期中生代の地殻変動

後期中生代の地殻変動は日本列島の生成に非常に大きな影響をおよぼしたものである。筆者はこれをのべるために今までの地史をかなり詳しく書いた。地殻変動を詳しくのべるならば地層のそれぞれについても岩質変化 厚さ 化石群の特徴などの層相や地質構造についていろいろの立場から検討し 国際的な比較まで詳論しなくてはならぬだろう。

ここでは概要をやや詳しく述べる程度として扱おう。中生代を研究する人達の間にも各自の研究の対象や地域等によって見解がかなり大きく食い違っている。この論述はおもに筆者の見解であるが 多くの人の成果をも取り入れている部分も少なくない。それぞれの研究をも要約して紹介したい。それらの内容については発表された時の見解で 地質が一層詳しく判った時には修正されるべきだし 著者の方々の現在の心境とは幾らか違っていることもあるが 大筋では変っていないとみなしておく。それより筆者の方が誤った解釈をしたり誤解をまねくような表現をすることをおそれる。正しい解釈がなされていない時は叱正していただきたい。

筆者の後期中生代の地殻変動論は 主要な部分が西南日本に限られており 後期中生代は激しい褶曲とそれに伴った大規模な推し被せ構造が発達したという見解にたっている。今の日本の地質学会では 日本列島では大規模な推し被せ構造は存在しないと考えている人達が多いようだ。したがって筆者の見解はこれらの人達から受入れられない部分が含まれていることを 読者はご承知の上で 見ていただきたい。西南日本の地質区分で内外両帯が分けられ 両帯の間には多くの相違点があるが 地質構造の発達の過程において どのように分かれて行ったかをのべるのがこの地殻変動論の基礎となっている。誤った部分を指摘していただき 少しでも真実に近づきたいものである。

VI-1 領家 三波川 両変成岩

地質調査所今井功博士(1966)は領家 三波川両帯の変成岩に対する明治年間の解釈の変せんをのべた。

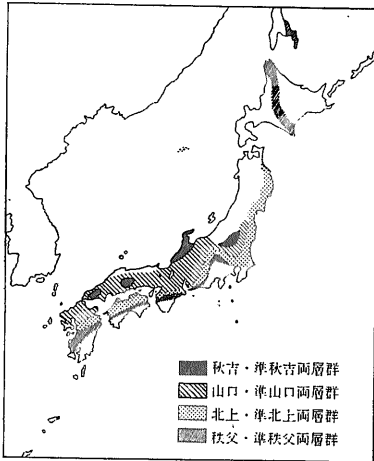
明治を通じて両帯の岩石は 始原代のものも主張され人によっては後までこの見解を支持する者とあった。

ドイツ人故ナウマン (E. Nauman) 氏(1885)は 西南日本の中軸から南に 片岩 結晶片岩 古生界(領家 三波川 秩父累帯をさす)の順に配列することに注目し 片岩 結晶片岩を始原代とみなした。東京大学教授故原田豊吉博士(1890)は 両帯を片麻岩系と結晶片岩系として ナウマン氏の考えを受けつぎ 両系の間および古生界との間にいずれも不整合関係があると考えた。これに反して 東京大学教授故小藤文次郎博士(1888)は 両変成岩類を単に先石炭系とし 三波川 御荷鉾統は古生界の変成相とみなした。ただし阿武隈の変成岩類は始原代とみている。

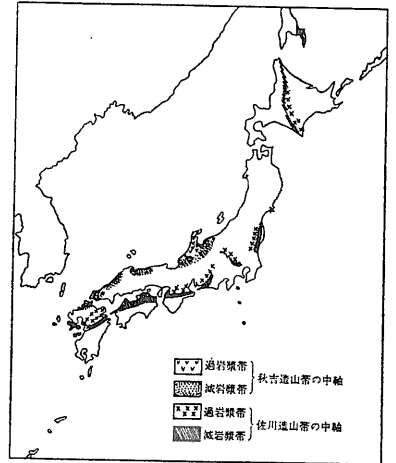
ナウマン先生(1885)や原田先生(1888)は 北海道の変成岩類も やはり始原代のもものとされたが 東京大学故神保小虎教授(1889)は古生界の変成相とし さらに中生代の火成活動で変成されたという画期的な研究をなしとげていた。領家変成岩類は 京都大学故中村新太郎教授(1905)が長野県で領家片岩(領家変成岩類)が古生界に漸移することを指摘したのが 古生代説の始まりで 東北大学故神津俣祐教授(1911)と共に広島地質図幅(20万分の1)で古生界と片麻岩系との間は漸移関係で 片麻岩は古生界から変成されたことを明瞭にされた。

京都大学故小川琢治教授(1906)の西南日本地質構造論には 三波川 御荷鉾統は 先石炭系で 変成作用の時期は石炭紀より後で三畳紀ころと推定されている。小川先生は外帯における鱗片構造から偏圧の方向についても論及されている。

小林名譽教授(1941)は領家 三波川両帯を白亜紀の佐川造山期に古生界が変成したとみた。これは第124および125図に示すように 秩父地帯斜に堆積した古生界として これを岩相によって分帯した。ただし 今では北海道の中軸部に見られる変成岩は 中生界が主体であることが明らかにされている。領家変成岩は非変成古生界山口層群が花崗岩の進入によって変成され 北部の非変成古生界との間は漸移関係で 南側は鹿塩圧砕岩で明瞭に区切られる。圧砕作用は領家深成活動後期に進入した岩体が 南限にそって 南に向って衝上したために生じたなど についてのべた。三波川 御荷鉾統は領家に先行する変成作用をうけ 原田先生の主張した両統間および古生界との間には不整合はなく 断層で



第124図
第一次層相に基づく秩父累系の分類試案
(小林貞一 1941)



第125図
秋吉・佐川両造山輪廻による
秩父累系の第一次層相の二次的変成
(小林貞一 1941)

ない場所では漸移する。全体として北から南に変成度が減少するのは アルプス型褶曲山脈では中軸部変成度が高いことと一致するとし 日本列島にもこの説が適用されると考えた。

東京教育大学藤本名誉教授(1937)は関東山地で 不整合関係の代りに推し被せ構造の関係を発見し 標式地付近の絹雲母片岩から放射虫などの化石を発見し 三波川帯の原岩を ジュラ系 とのべた。藤本先生(1939)は三波川 御荷鉢両統の差異は変成度の強弱によることから両統を一括して 長瀬系 とよぶことを提唱された。

この頃北海道の日高系や神居古潭変成岩からも放射虫などの化石が発見され(鈴木醇北大名誉教授 1939 矢部名誉教授ら 1939) それによって変成岩の原岩をジュラ系と見る者と それに反対して古生界と考える者とに分かれた。小林先生(1941)は三波川帯の原岩を古生界 変成は白亜紀の佐川時階とのべ 北海道と同様と考えた。北海道に関する限り原岩の時期は今ではジュラ紀を主体とするものとみなされる。

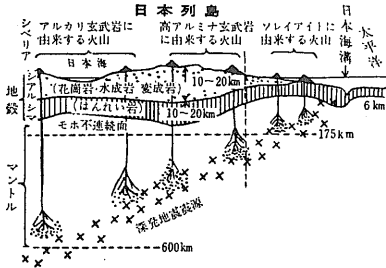
小林先生のことばを引用すると「佐川造山輪廻に際し 長瀬動力変成作用により 地殻深部において 三波川 御荷鉢両変成岩ができ つづいて領家片麻岩類を外側の三波川系上に衝上させ その衝上が佐川造山帯の軸部減岩禁性外部と過岩禁性内部を両断した中央構造線である」として要約される。

三波川帯は四国の土讃線ぞい付近で最もよく研究されている。一般に北に向って傾斜し 北から南に向って変成度を減じ 北側が三波川 南側が御荷鉢である。見かけの上位の三波川の方が御荷鉢より変成度が高い。これは じゅうらい三波川が御荷鉢より古いとみなされたり その間に不整合があると推定されたり また故小沢儀明教授(1926)のように逆転構造が考えられたりする

理由である。

小島教授(1953)によると領家変成岩は 北側では山口県で非変成玖珂層群と漸移し その変成相が領家であるとした。三波川帯では これを吉野川層群とよんで原岩による分帯を行ない 地質構造を解明した(地質ニュース 126号第6図参照)。そして三波川帯の変成度の強弱は 原岩の種類 貫入岩の影響等によって支配されたとみた。小島先生は領家 三波川両帯とも 古生代末ないし中生代初期のいわゆる秋吉造山運動によって変成されたものとするので 現在もこれを支持する地質学者は多い。小島先生(1966)は 三波川帯の緑色岩層群は二畳系中下部で 大步危層を上部石炭系とみなし その下位には 下部石炭系(欠除?)デボン シルル系が存在し これらは外帯の秩父累帯の古生界と層相の点で類似し デボン シルル系の厚さの和は1,000~2,000 m位で それより大きな差はあるまいと推定されている。

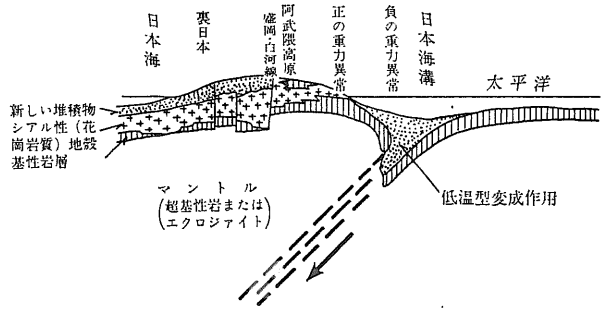
都城秋穂東京大学助教授(1959)は 太平洋周辺の造山帯には花崗岩にとむ変成帯(飛騨 領家 日高の各帯など)と藍閃石変成帯(三郡 三波川 神居古潭の各帯など)とが対になって現われ 両者は逆断層で接することを指摘した。そして対になった変成帯と日本などの弧状列島の起源についてのべている(都城 1961)。それによると 活動期の弧状列島には海溝を伴っているがここは一種の地向斜で 沈降地帯だ。古生代の秩父地向斜もこも様なものだろう。そこには弧状列島にそって噴出した火山物質も含まれる。日本海溝から大陸側に傾いて深発地震帯がある。第126図は久野久東大教授(1961)が推定された断面図である。この面または帯は 大きなズレの生じたところで 造山運動に伴って大洋側が大陸側の下におし込まれた巨大な逆断層だろう。



第126図 日本列島の断面と各種の本源玄武岩
 マグマの発生深度ならびに深発地震震源図
 (久野久 1961) によって本源玄武岩マグマ
 の発生深度と地震震源図を別々に示された
 がここでは両方を一つの図にまとめた)

造山運動に伴い 海溝の底は さらに下方に湾曲し その地層は圧縮されて褶曲し 逆断層を生じ さらに深く沈む。沈下した堆積物は 高圧の下で 再結晶が行なわれ広域変成岩となる。三波川帯の場合は 地下35 km 以上沈降して 10,000 気圧以上の圧力で再結晶した。比較的低温であったその理由の1つは 海溝の下にはシアル性の基盤がなかったか あるいはごく薄かったことに原因する。シアル性基盤が著しくないことは 変成帯に花崗岩を伴っていないことで判る。海溝下は低温であるが それは熱対流は海溝下では下方に向うとか あるいは堆積速度が早かったこと等にも原因があるろう。高温型変成は低温型に比して浅かったに違いない。海溝の生成 深発地震帯や低温型変成の方は造山運動と直接的な関係を持ち 弧状列島が内側に形成されるに反し 高温型変成は副次的なものと思われる。変成帯の大部分が高温型にならなかったのは 時間が比較的短かったから 低温部まで高温型変成が及ばなかったのであろう。そして高温を生じた原因は 基盤の一部が深所で再溶融し 花崗岩質マグマとなって上昇したのではないかと 他にも原因があるかも知れない。いずれにせよ内側にはシアル性基盤をもつことが必要だろう。それ故に 両変成帯の境は 造山期のシアル性基盤の外縁部だろう。古生代末頃と中生代末頃のこの境は 後の方が大洋側に成長したことになる 等について日本の例だけでなく 北米の西岸の変成帯についても論議している。第127図に都城先生(1961)の東北日本の地下構造の推定図を示す。

VI-2 小林名誉教授の佐川造山輪廻
 小林博士の佐川造山輪廻は 最新の知識を日本全域についてまとめた大論文である。ここでは要点だけかいつまんでのべよう。
 日本の中生代は 次の順序の過程をへて発達した。

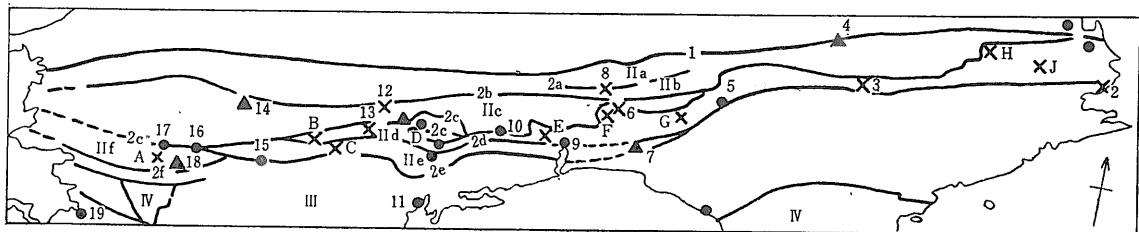


第127図 東北日本と日本海溝付近の推定地下構造(都城秋穂 1961)

- (1) 未知の基盤の上に生じた秩父地向斜のうちに厚さ数 1,000 m の古生界が海成層として累重した
- (2) 二疊紀後期に薄衣その他の造山運動が起こり 地向斜は種々に分化した
- (3) 日本の内側は三疊紀のラジニック階頃に秋吉造山運動が起こって ある程度山化した
- (4) 上部三疊紀には日本の北西側に陸地があって 内側から外側(北から南側)に向って湖沼-半海-浅海 浅海 半深海性の堆積物である三疊系的美禰 河内ヶ谷 斗賀野の3相の地層が配列した
- (5) ジュラ紀に中央部が地背斜によって 古日本脊稜に発展しはじめ 内側の内陸盆地と外側の四万十につづく地向斜を分離させた
- (6) 内側の豊浦 脇野両層群間の不整合はジュラ紀末期のウェールデン階の大賀変動を示し 脇野 硯石両層群は南朝鮮の落東 新羅両層群と共に 津島盆地その他の内陸盆地を生じた
- (7) 北上山地では物部川統の上下部の間にある(宮古層群の下の)不整合が 大島時階の造山運動を示す

第13表 日本群島の構造発達史

地質時代	地層	造山・造陸運動	変成作用・深成活動	造山輪廻
第四紀	沖積層	大八洲地殻運動群	深成活動	
	洪積層			
	鮮新更新層			
	鮮新層			
第三紀	中新統	秋津造陸運動		
	漸新中新統(淡貝・榎内統)			
	漸新統(伊豆・石狩統)			
	始新統			
白亜紀	仙酔層	浦川統	中国底盤侵入	佐川造山輪廻
	硯石層	ギリヤーク統		
	脇野統	宮古統		
	物部川統	大島統		
ジュラ紀	豊浦統	島根統	先礫石貫入	
	七良谷層	飛騨造陸		
三疊紀	美禰統	飛騨造陸	先礫石貫入	秋吉造山輪廻
	福井統	豊ヶ岳造陸		
	三都変成	三都変成		
二疊紀	登米統	飛騨造陸	先礫石貫入	
	米谷統	三都変成		
石炭紀	鬼丸統	飛騨造陸	先礫石貫入	
	長安寺統	三都変成		
泥盆紀	大森統	地内斜内火山活動		
	中野統			
	大野統			
	高経背統			
后鳥紀	高経背統			
	川内統			
先鳥紀				



第128図 四国秩父累帯地質構造図 1御荷鉾地帯(三波川帯) II a 黒流衝上帯 II b 大蔵衝上帯 II c 小富士衝上帯 II d 佐川衝上帯 II e 斗賀野衝上帯 II f 御在所衝上帯 III 四万十地帯 IV ギリヤーク・浦川統 1 御荷鉾線 2 a 黒流衝上 2 b 大蔵衝上 2 c 黒岩衝上 2 c' 小富士横移岩塊 2 c'' 魚成衝上 2 d 神原谷衝上 2 e 仏像衝上 2 f 仏像衝上 2 f' 仏像衝上 A 魚成盆地 B 郷盆地 C 白石川盆地 D 佐川盆地 E 高知盆地 F 領石盆地 G 物部川盆地 H 勝浦川盆地 J 那賀川盆地 領石盆地 F 高知盆地 E 佐川盆地 D 魚成盆地 A を通る地質断面図は第26図(地質ニュース128号22頁参照のこと) 2 中林 3 助村 4 剣山 5 大柄 6 天狗線 7 三宝山 8 黒流 9 高知 10 伊野 11 須崎 12 大蔵 13 長者 14 大野ヶ原 15 瀧原 16 土居 17 魚成 18 御在所山 19 宇和島 (小林貞一 1941)

- (8) 西南日本の外側では これらから遅れて中部白亜紀初期に佐川時階の造山運動によって擾乱された
- (9) その間に動力変成による三波川 御荷鉾両変成岩 つづいて
- (10) 領家侵入による領家片麻岩の生成と領家の衝上によって中央構造線の生成が起こった
- (11) これに次ぎ深成作用は単なる侵入で 内帯に中国地方などの花崗岩類の大底盤岩体の生成が行なわれた

造山運動につづく深成活動は領家帯のうち山口地帯南部に起こった先領石花崗岩類で 領石統に物質を供給した。

B 大島時階

西南日本の物部川統は激しい擾乱をうけている。東北日本では下半部の大島統は擾乱されるが 上半部の宮古統は擾乱の度が小さい。大島 宮古両統間の海退を示す不整合は大島時階の激動期を示す。これは宮古層群が北上山地の田老で大島層群を貫く花崗岩や大島噴出岩類をおおうという著しい不整合が大島造山運動の証拠とされた。西南日本内帯の硯石層群が成羽層群を不整合におおうこともこの時階の変動とされる。第14表は小林先生の 日本の白亜系と地殻変動の各時階とを示したものである。

C 佐川時階

西南日本外帯の秩父累帯における鱗片(覆瓦)構造の存在に注目した。なお故小川琢治先生(1906)も外帯の帯状配列を鱗片構造によったものとし 日本列島は北から南に向い激しい圧迫を受けたことを指摘されている。第128図に小林先生による四国の秩父累帯の地質構造図を示す。地質ニュース 128号 第26図はこの図に伴うもので 領石 高知 佐川 魚成各盆地を通る断面で 鱗片構造が示されている。

第15表に諸衝上帯の層序を示す。断面図に示さ

とするのが おもなるでき事で 第13表のように要約される。

A 大賀時階

小沢儀明先生(1925)の大賀衝上を標準とし 小沢先生の大賀線を幾つかの地点で確認して 秋吉一蔵目喜 帝釈一大賀 志高一夜久野 伊吹山一霊仙山一舟伏山 飛騨桐谷 青梅を結ぶ 北から南に向う大賀衝上線を示した。(地質ニュース131号 第48・49図参照)。

夜久野塩基性岩類の貫入は 大賀線の衝上額部にそつたとみている。そして造山運動の激動期は地層の層序関係を重視して 吉母層から脇野に移る間とみた。激動の結果手取盆地は陸化した。大賀造山帯は飛騨一三郡帯を含む秋吉 山口両層群の地帯にまたがっている。

第14表 日本白亜系の対比表

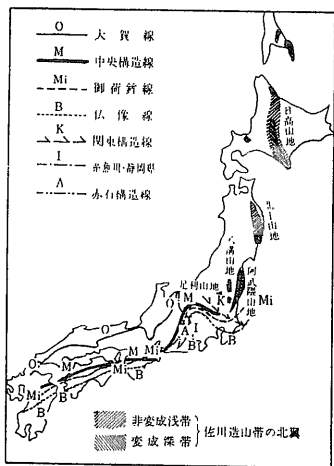
地質時代	地層	佐川造山帯西翼												同北翼				地殻運動
		西南日本						東北日本										
		宇和島	佐田川	御所川	浦川	浅谷	天狗	水野	大野	松山	山泉	中子	宮古	久慈	及野	北海道中部		
ジュラシック	Uu																	
白亜系	Uu																	
セノマニアン	G																	
アルビアン	Mu																	
マリアン	Mm																	
ベドリアン	MI																	
パレミアン	OM																	
ネオテリウアン	O																	
ウィーリウアン	R																	
マルム	T																	

(小林貞一 1941)

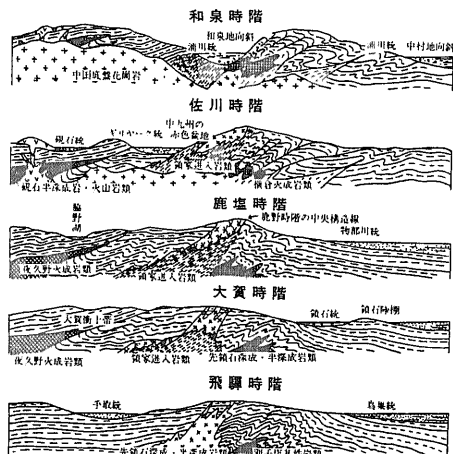
第15表 四国の秩父累帯中の諸衝上帯の層序

黒海・大蔵衝上帯	小富士衝上帯	佐川衝上帯	斗賀野・御在所衝上帯	四万十地帯
	物部川統	宮ノ原砂岩	—?—	寺川統
	—?—	上部物部川統		領石統
	—?—	下部物部川統	物部川統	西川統
	—?—	領石統	領石統	四万十層群
	—?—	鳥巢統	鳥巢統	
	河内ヶ谷統	—?—	七良谷階	三宝山層群
	—?—	—?—	西山階	
	—?—	—?—	—?—	斗賀野統
	秩父層群上・中部	秩父層群	秩父層群	斗賀野階
				秩父層群
				東川統

(小林貞一 1941)



第129図 佐川造山帯の構造区分 (小林貞一 1941)



第130図 西南日本における佐川輪廻中の諸地殻変動を示す模式図 (小林貞一 1941)

- (5) 脇野下関亜層群堆積前 (古白亜紀後期)
- (6) 下関亜層群の中ほどの不整合の時期 (新白亜紀の境頃)
- (7) 下関後八幡層前
- (8) 八幡層後

の時相が識別され そのうち重要な時期は(3)(4)の頃とした。

外帯の秩父異常については

- (1) 鳥巢層群堆積前 (ジュラ紀中～後期)
- (2) 鳥巢後領石層堆積前 (古白亜紀初期)
- (3) 領石後物部川層群堆積前 (古白亜紀 K1 K2間)
- (4) 物部川層群上下部の境 (古白亜紀 K2 K3の間)
- (5) 八代層基底ならびに堆積中 (古白亜紀後期 K3中)
- (6) 外和泉層群基底部の時期 (新白亜紀初期 K3 K4間)
- (7) 新白亜紀後期または末期

と地殻変動の階梯を分け 小林先生の佐川造山に匹敵す

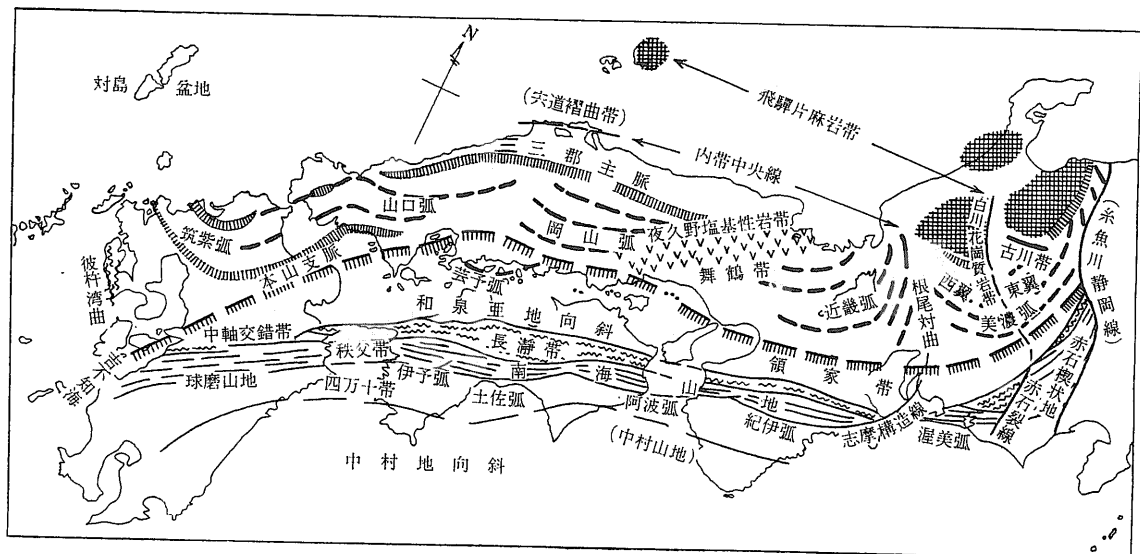
る(5)は九州の球磨山地では著しい (7)より後の変動も存在すると推定された。

外帯の四十地帯の火成活動の時期に内帯では白亜紀後期 (一部では晩新世におよんで) の中性ないし酸性の火山活動と花崗岩の貫入があったが これらは後期中生代地殻変動の造山期後期から続造山時につづく一連の火成活動を代表するとみられた(松本教授 1964)。

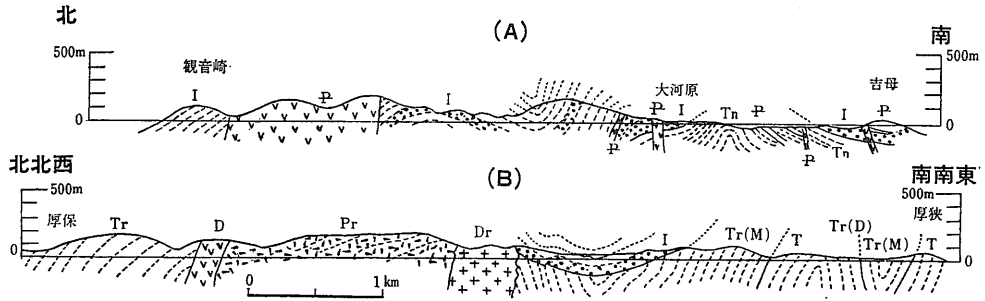
三波川変成の時期については断定をさけられているが全体としては長い期間 (たとえばジュラ紀中期から白亜紀後期まで) にわたる変成史をもつかも知れないと表現されている。

さらに重要な点を若干とり出すと

- (1) 古生代末頃の地殻変動は著しかった
- (2) 外帯の古第三系と新第三系との間には大きい傾斜不整合が



第131図 西南日本の秋吉・佐川山地の構造区分 (小林貞一 1951)



第133図 西中国の中生界の関係を示す地質断面図
 (A) 山口県西部の豊西海岸にそった地城 (B)厚狭と厚保との間
 T: 第三系 R: 玢岩 Dr: 閃緑岩 Pr: 変質安山岩 I: 硯石層群 Tn: 豊西層群 Tr: 三疊系 (美禰厓層群相当層)
 (M は Monotis (Entomonotis) D は Dictyophyllum を含む厚狭地域の三疊系) (松本達郎 1949)



第134図 三疊紀後期(新世)の古地理図
 (山下昇 1957)

第19表 本州地域の地史の時代区分 (山下昇 1957)

新 生 代	第四紀	山下 昇 1956		牛来 正夫 1955	牛来 正夫 1952	小林 貞一 1941	
	第三紀	分化時代	分化時代		大八洲ブロッ ク化時代	大八洲シリーズの 地殻変動 秋津造陸	佐川造山輪廻 秋吉造山輪廻
中 生 代	白亜紀	広島 変動時代 起時代	本州地背斜時代	変動大陸時代	東海陸棚時代	和泉造陸 佐川造山 大島造山 大賀造山 飛騨造陸 豊岳造陸	
	ユラ紀					本州造山時代	
	三疊紀	秋吉造山 稲井造陸 館造陸 薄衣造陸					
古 生 代	二疊紀	地本 向州 斜時代	造山時代	秩父地 向斜時代	坂本造陸		
	石炭紀						
	デボン紀						
	シルリア紀						
先 シル リア紀	大陸時代	大陸時代	飛騨大陸時代				

本州地背時代は本州造山が一応おさまり 本州区はほとんど陸化し 隆起に移るが 動揺はなおつづき 幾つかの異質的な分化が進んで 部分的に 比較的短い期間の沈降が生じた。 外側では四万十および北海道日高の2つの地向斜がかなりの期間にわたって沈降と堆積のと場だった。 第134図に山下博士の本州地背斜で生じた隆起と動揺による内陸盆地の生じた三疊紀後期の古地理図を示す。

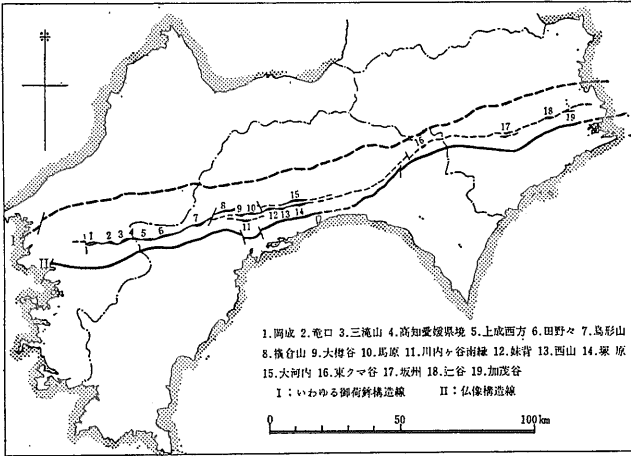
領家帯と領家に類似する阿武隈の地帯とを合わせて山下先生は中軸変成帯とよんだ。 山下博士らは外帯の徳島県下で擾乱をうけた下部二疊系を上部三疊系が不整合におおったいわゆる坂州不整合を発見して 上部三疊紀以前に少なくとも四国の一部は本州造山による変動を受けていると強調されている。

黒瀬川構造帯に領家と同じ型の広域変成作用でできた岩石のあること 上部ジュラ系鳥巢層群の基底礫岩に黒瀬川帯の岩石の礫が入っている等のことから領家 阿武隈両帯の形成は本州造山期に生じた。 第135図に黒瀬川構造帯を示す。 横倉山火成岩 寺野変成岩およびそれらの相当層 デボン—シルル系は黒瀬川帯に現われる。

西南日本の中上部三疊系を含むその後の中生界の堆積には内外両側の区別の対立が明瞭なことから中間の領家三波川両帯の位置に隆起帯があったとみることも 両変成帯の変成作用が その以前であると判断される根拠となっている。

中生代の火成活動には種々のものがあり 火山岩から深成岩 塩基性岩から酸性岩にわたる。 そのうち最も著しいものは 中国底盤で知られる酸性の深成—半深成岩の活動があつて 中国帯に最も広く丹波帯の東部から飛騨区にもかなり著しかったが 外帯にはこの時期の火成活動はごくわずかし知られていない。

北上や阿武隈には若干の火成活動が見られる。 北上



第135図 黒瀬川構造帯の存在を反映する「レンズ状部」の四国での分布状態

の火成活動は比較的浅く 新月噴出岩や人首花崗岩等がこれに当る。日詰一気仙沼構造線は白亜紀初期に出現し 古い褶曲構造や曲線構造を切って直線的のびる。見かけは単なる地塊運動による断層に見えるが 火成岩の貫入 褶曲 地塊運動と一連のものである。阿武隈東縁の破碎帯も直線的で ジュラ系相馬層群後 白亜系浦河統の双葉層群前に出現した。これに伴って新期の深成活動も起こった。山口県の長門構造線も本州地背斜時代に生じ 直線的で しばしば浅い型の火成岩を伴い 地層の褶曲と関係していることは 北上 阿武隈等を含めて この時期の特徴である。

概観すると 西南日本内帯諸地域の火成作用と隆起とが四万十区における沈降と堆積とに対応している。普通の地向斜造山帯における火成作用—海底火山 造山運動に際して中軸帯における深成作用あるいは末期の火山活動—とか 安定大陸や大洋における火山活動とも異なる日本独特の性格をもつ 等の諸点を詳細にのべられた(山下先生 1957)。

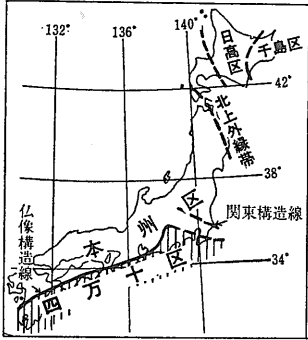
大阪市立大学市川浩一郎教授(1962 1966)は山下博士と多くの共著があり その説は山下説と共通性がある。古期日本から中期日本に発達するにつれて 海底火山活動を伴う正地向斜は 秩父累帯の南縁から四万十区や東北日本では北上外縁帯に移動した。第1期は三疊紀後半で 内側の中国帯では山下先生の本州造山の名残がつつき 局地的な激しい山体の上昇と山間盆地の沈降が見られ 厚さ数1,000mの晩造山型の上部三疊系が形成された。外側は比較的安定した浅海によっておおわれた。第2期はジュラ紀前半で激しい変動は終り 外帯の北半には地背斜の隆起による古い陸地が広がった。

内側や東北日本にはところどころ当時の海成層があったが 来馬層群を除くと何れも薄い地層で堆積盆地の沈降は少ない。盆地相互の間では化石に共通な種類が少ないので 当時の海盆は局地化していた。第3期は外側の鳥巢層群の海進からはじまり 白亜紀中頃では北の方まで領石 物部川層群 場所によっては外和泉層群まで海が侵入し 沈降性海域が広がった。その間に褶曲変動が起こったが 地域によって変動の時期と強さに差があるが 全体としては白亜紀中葉から古第三紀初までにわたっている。南側にできた四万十区は海底火山を伴う正地向斜だった。西南日本内側ではジュラ紀後半に手取盆地の生成があったが 他の地域では広く陸化のままであった。白亜紀には陸地の諸所に湖ができた安山岩質と酸性との火山活動が大規模に行なわれ 花崗岩も広く貫入した。白亜紀後期には それまで陸化していた中軸帯が沈降し 海の侵入があり大野川や和泉層群が堆積した(市川教授 1962)。内側の大賀などの衝動は褶曲の形成と共に局所的な出来事とみているようである。

また中期日本の大構造区を第136図のように本州区と大洋側の四万十区 北上外縁区 北海道日高区に分けた。あとの3区は正地向斜地域で 本州区の主部は前の本州造山で地向斜状態でなくなり 東アジア大陸部と大洋側の正地向斜帯との接合地帯になった。それ故本州区は不安定で 段階的に局地的な沈降と隆起とが ところを変えて起こっている。ここでは比較的短軸の向斜構造盆地の形成が支配的である地質構造があり 盆地縁部基盤との間にしばしば衝上断層が発達する。地質構造の性格は地域によって その形成時期と共に差異があるが 本州区全体としてはジュラ紀後半から古第三紀はじめまで段階的に進行した。ただし 東北日本では白亜紀前半で終わっている。内側の西部では三疊紀後半で本州造山晩期段階の変動を伴い ジュラ紀前半でも 本州区は全く静穏だったわけではない。外側の上部三疊系と上部ジュラ系との間の斜交不整合も過少に評価はできない。

白亜紀を中心とする時期の多量の中性—酸性の陸成火山活動と花崗岩の形成をも重視したことは 先の諸先生と同様である。

これらの諸点は 本州区の中期日本の発展が 大規模な正地向斜発達を初期の段階としてもつ西欧の標式的な造山サイクルと同様に扱うことは不適當である。本州区の後期中生代の変動は 巨視的にみると本州変動に付随した性格を持つことを強調する。



第 136 図
日本の中生代の大地質区
(市川浩一郎 1966)

中生代火成作用は大陸部を含めて東西 1,500km 以上南北 4,000km 以上にわたる地域に活動があった。それによる物質は地下深部から供給されたが大洋側に生じた地向斜とその変動の背後地の現象として考えるには物質の量が莫大にすぎる。アジア大陸東部から外側の正地向斜までの地帯を広域大変動帯とし本州区などは大陸縁辺の多変動地帯に当るとみなしている(市川博士 1966)。

湊正雄北大教授ら(1965)は大著 Development of the Japanese Islands において市川山下両先生ら多くの研究者と共に日本列島の地史を詳細にのべられている。湊先生ら(1966)も大筋における見解には同様である。ごくかいつまんでのべよう。シルル紀から二畳紀までの間に起こった地向斜の発達 石炭紀中葉の褶曲運動とか変成作用および火成作用が代表される造山運動の全過程を一括した北上山地を標式地として東独のパリスカン造山に比較してこれを安倍族造山運動とよんだ。小林先生や山下先生らの秩父または本州地向斜とそれにつづく秋吉または本州造山運動のほかにそれらに付随した変成作用や火成作用を加えたものに相当するだけでなく湊先生らによる北上山地のシルル系—二畳系の詳細な層序や地質構造の解析等から得られた種々の段階の造山運動史が詳細に加えられた点が大きな特徴である。後期中生代の地殻変動はアルプス変動に比較され北海道日高で北海道大学の多くの研究者によって解明された日高造山運動として詳論された(地質ニュース 150号 第59図参照)。

日高山脈ではジュラ紀における日高地向斜の発生と発展から白亜紀の深成岩や混成岩の形成と変成作用による神居古潭岩類の生成をへて古第三紀からはじまる地向斜部の隆起さらに新第三紀の山脈化というアルプス運動の後半部が明瞭に解析された。ここではくわしくはふれないことにする。

本州区においては山下市川両先生らの説が支持され

る。三畳紀からジュラ紀にわたるアルプス運動の前半を認めている。また領家三波川および三郡各変成帯の一部にも中生代初期に変成したものがあから山下先生らがパリスカン運動から除外して本州造山とよぶのは妥当であることを認めた。そして日本列島は古生代および中生代の別々のものではなくして一連の地殻変動が行なわれ複造山帯であることを強調した。そして後期中生代の本州側の造山運動(狭義)には余り重点はおかれていないが内側の白亜紀火山および深成活動には注目されている。

VI-5 西南日本内外両帯の共通性(対称性)と異質性(非対称性)

西南日本は中央構造線を境として内外両帯を分かち、この構造線は大きな断層だが単に地層を食違わせたというような断層ではない。仮に断層にそって内帯か外帯を横にすべらせたとしても両帯に共通する地層をつなぎ合わせることはできない。小林先生(1941)の指摘した通り中央構造線ができる前に領家と三波川両帯が既にあつて領家が三波川に向かって衝上したとすれば片方を横にすべらせても食違ふ前の状態に復元できぬことは明らかで中央構造線は単なる横すべり断層ではないことを意味する。

内外両帯の地質構造は異質ではあるが単に異質ということから出発して双方の地質構造を説明するのではなく一元的な構造発達史の上で異質に分化したことを示すことが可能となった時にはじめて西南日本の構造発達の本質が解明できるはずだ。内外両帯の類似点と相違点の一部は地質ニュース 126号 西南日本の帯状構造の項でのべた。内帯にもジュラ系とそれ以前の中生界を三郡帯に含めるとかなり明瞭に帯状配列が認められる。古い白亜系には帯状構造らしいものがあるけれども新しい白亜系にはそのような性質はほとんど見出されない。これに反して外帯では中新統を含む四万十累層群まで帯状配列に明瞭に加わっている。内帯の夜久野塩基性岩類はやや異質で一般の傾向に対しゆるく斜交する。外帯のデボン—シルル系と内帯のデボン系ならびに両帯の薄衣式礫岩の分布は第 137 図に示すように領家帯に対してほぼ対象性を示している。

これらのことはそれぞれ意味のあることと思う。内帯と外帯との帯状配列は共通した要因によって作られ内帯ではその原因がジュラ紀以前では外帯とほとんど変らなかつたが白亜紀から後には漸次に共通なものを失って異質になったことである。内帯の変成帯には古い時期の飛驒—三郡帯を除くと領家があり外側には三波

川帯がある。さらに中生界についてみると内帯には火成岩類を除くと一般に断片的でさらに和泉層群を除くと陸成のものも多く海成層も多きは浅海性とか内湾性であるのに対し外帯では秩父累帯の北部には陸成ないし瀕海成のものもあるが南に向うにつれて海成層から四万十帯や秩父累帯南部のように地向斜性のもとなる。さきに例外的とした内帯の和泉層群に対しては外帯には外和泉や大野川両層群がある。和泉などを除くと内外両帯の中生界には中軸部の領家帯の部分に山嶺があつて内側には盆地性外側には海成とそれらに連る陸成や地向斜性堆積が行なわれた。しかもジュラ系の項の第42 43 45 47図に示されるように外帯では北から南に陸地の近傍から外洋の方に向かう堆積相を示す。



第137図 薄衣礫岩とデボン・シルル系 (加納博 1966)

これらは和泉の堆積期を除いて考えてみれば領家帯では南にたおれた非対象性の地背斜をつくつたに違いない。和泉層群は地背斜生成のある一時期に地背斜の軸部まで沈降したことがあつてそこに海溝状に厚い堆積物を沈積させた。それはおそらく矢部先生がのべられたように公海性で外和泉や大野川層群による海進と一つづきであつた。それらの経過の一部は第138図のような模式図で示されよう。図に示したように中軸部で斜下からの推し上げは地表に現われて南北両側に降起部を崩壊させるだろう。小林先生(1941)の西南日本内帯の模式断面図を第139図に示す。これにも北から南に向う圧迫が重視されている。

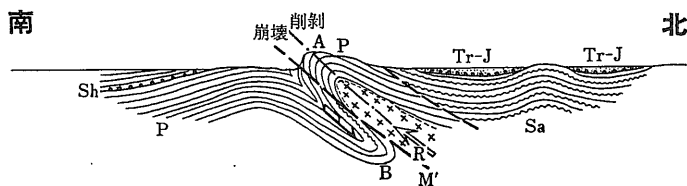
領家変成岩は比較的に高温低圧三波川変成岩は低温高圧の下の広域変成作用で生じたから第8図(地質ニュース 126号)に示したように造山運動における進行の過程に当てはめると第8図の溶融したシマ層の代りに

シアル層の下部が溶融したものが地表に現われそれが西南日本の領家変成 北海道の場合は日高変成に相当すると思われる。またシマ層から由来した物質が三波川帯や神居古潭帯の蛇紋岩-かんらん岩の超塩基性岩ではなかるうか。東京大学の都城博士(1959)は領家変成の受けた圧力は5,000~10,000気圧と推定された。比較的に低圧といつても必ずしも圧力が少ないということではないことに注意したい。

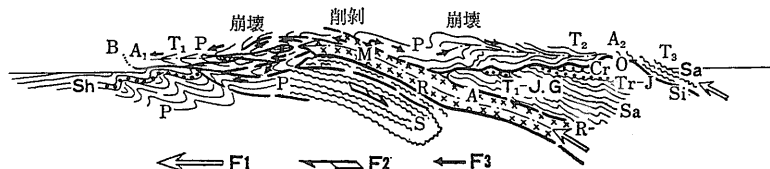
南側の古生界は大構造線(初期の中央構造線)にそつて下側にまくれ込むならば深部における圧力をうける。こうして三波川帯は領家変成岩類よりも一層大きな圧力をうけて変成作用が進んだと見ることが出来る。

筆者は古い領家の上昇を領家地背斜(河合 1965)とよんだが現在見ることで出来る領家は長い間の上昇と変成さらに削剝のくり返しの後のもので初期のものとは

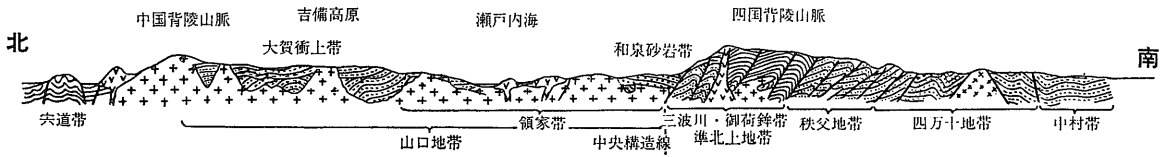
A. 地背斜生成の初期の発達過程を示す模式断面図



B. 地背斜形成の激動期における擾乱と崩壊との模式断面図



第138図 瀬戸内地背斜の形成と西南日本内外両帯の分離との推定図
 Sa: 三郡変成帯 R: 領家変成帯 S: 三波川変成帯 P: 非変成古生界 Tr-J: 三疊系-ジュラ系 Cr: 白亜系(硯石層群) Sh: 四万十帯層群 (三疊系-中新統下部)
 A: 領家帯中軸 A1: 秩父累帯中の複背斜軸 A2: 山陽衝上地塊中の複背斜軸 M: 中央構造線 M': 中央構造線の初期生成 B: 仏像線 O: 大賀衝上線(山陽系) Si: 山陰衝上線 T1: 秩父累帯中の衝上地塊 T2: 山陽衝上地塊 T3: 山陰衝上地塊 F1: 地背斜の隆起(衝上) F2: 地背斜に伴うまくれ込み(衝入) F3: 転位の方向
 説明: 地背斜の上昇は間歇的に進行し、上昇と沈降とのくり返しと思われる。もしそうであれば隆起量の総和Uは各段階の隆起量 ΔU と沈降量 ΔD との関係は $U = \sum \Delta U - \sum \Delta D$ である。衝上地塊の転位位置Lは $L = \sum \Delta U$ と推定される。 $U = 10 \sim 20\text{km}$ に対し $L = 100 \sim 150\text{km}$ となることは可能と思われる。地背斜の隆起に伴って南側の地塊は圧迫され、深部へまくれ込みを生じ、北側の地塊は南へ引きずられ、それと衝上地塊がおおむね同時と推定される。地背斜は一種の複背斜であるが地震中でできた後背斜に比較して軸部が地表に現われるので、削剝・崩壊および堆積が同時に行なわれることに留意しなければならぬ。



第139図 中国・四国を横断した西南日本の概念的断面図 (小林教授 1941)

区別しなくてはならない。すなわちここでのべるものは古領家ともいうべきでこれを瀬戸内地背斜(河合1966)に改めたいと思う。

さきに内外両帯における異質性のうちから飛驒帯と三郡帯とを除外した。小林先生(1941)が既に指摘されたようにこれら両帯は領家三波川両帯よりも古い変成作用に基づくであろう。これはK-A法による絶対年数の測定値にも明瞭に示されている。そして都城先生(1959)が指摘されたように花崗岩類にとむ領家変成帯に対し対となった藍閃石変成帯は三波川帯であり飛驒帯もまた花崗岩にとむ三郡帯は飛驒帯と対となった藍閃石帯である。したがって領家三波川両帯の生成に対し飛驒と三郡両帯がほとんど同様の生成過程をふみ大陸側で古く大洋側で新しい時期に起こったとみなすことはそれ程不合理ではあるまい。

平行しないと思われる。褶曲軸が短軸なので局地的な変化を受けているだろう。また時代や时期的な違いにつれて局地的に条件が異なるに違いないし絶えず削剝の危機に見まわれまた変動地帯から離れるに従って圧縮的な力の受け方が小さく若い時代のもの程その影響を受けなかったであろうことが容易に推定される。内帯側のジュラ系より古い中生界はかなり帯状配列が顕著なのに対し白亜系では比較的不明瞭で下部白亜系硯石層群では微弱ながらも帯状配列性があるが上部白亜系の珩岩や流紋岩にはほとんど見られないことの説明ができると思う。

さてこのような説明の下に果たして内外両帯の地質構造が作られているかどうか少し詳しく調べて見よう。

(筆者は地質2課長)

2つの地背斜の生成によって西南日本は全体として帯状配列を生じたことは理解されよう。外側の地向斜(四万十地向斜)は変成帯の軸ないしは変成帯の延びと平行するのであろうが内側に生じた盆地は必ずしも

〔注〕 この項を新しく読まれる方へ

「日本列島の生い立ちをさぐる」の掲載号は次のとおりです。

- No. 126 No. 128 No. 129 No. 131 No. 150
- No. 152 No. 153

新刊紹介

堀口万吉編著

「日曜の地学 埼玉の地質をめぐって」

これは地学団体研究会埼玉支部の人たちが行なっている日曜ごとの地質見学会(日曜巡検会)の記録を中心にして多数の関係者の執筆原稿を編著者がとりまとめたものである。埼玉県下には長瀬をはじめとして名勝や日帰りのハイキングコースが多数ある。これらは地質という面でもそれぞれ非常に興味深いところである。県下の次の20カ所について解説されている。

- 1 浦和付近
- 2 春日部付近
- 3 川越付近
- 4 所沢付近
- 5 狭山丘陵
- 6 加治丘陵
- 7 高麗川の中生層
- 8 天目指峠から子の権現
- 9 武甲山
- 10 長瀬
- 11 釜伏峠
- 12 寄屋付近
- 13 荒川扇状地
- 14 笠山・堂平山
- 15 武蔵嵐山

- 16 吉見丘陵
- 17 比企南丘陵
- 18 黒山三滝・旗振峠
- 19 二瀬ダム・三峰・雲取山
- 20 秩父盆地の化石産地

解説はそれぞれ「みどころ」「地形図」「交通」「コース」「個々の露頭のくわしい説明」の順でされており現地の見取図もかならずついている。そのほか主要採取化石のリストやスケッチも随所にのせられている。解説はきわめて平易・明快でありクリノメーターの使い方など基礎的テクニックもかかっている。地学に興味をもつ人ならば誰でも直ちに利用できるよう配慮された地質見学案内書である。最後に埼玉県全体の地形・地質・地史のあらましがまとめられておりさらに見学の時の服装・必要なもちものリストまで掲載されているという親切さである。値段も安く県外の人でも買ってにおいて損にはならないハンドブックである。

築地書館刊(1968) 本文159ページ 定価320円