

深部地質構造のもつ意味(2)

木村 敏雄 (東京大学名誉教授)
Toshio KIMURA

(6) 日本における深部—浅部地質構造

日本において 深部から浅部への地質構造の移化が欧米にくらべて比較的良く残されているからといって その移化は簡単に見出されるものではない。すでに述べたように(第2図) 非常に広いはんに調査して始めて構造階層系列の全容を把握できるものであるからである。広はん地域についての知識を必要とすること それをまとめる総合力を必要とすることが 日本においても構造階層の研究を遅らせたものと思われる。褶曲は変形単位の移動機構によって 流れ褶曲, “剪断褶曲”, “レンズ褶曲”, 曲げ褶曲などに分類し得る。しかし自然に存在する褶曲の非常に多くはこれらの褶曲の複合である。露頭でのこれら複合褶曲の認定方法の開発の遅れが また構造階層の研究を遅らせたものと思われる。

欧米ではその研究は盛んではなかったものの 深部か

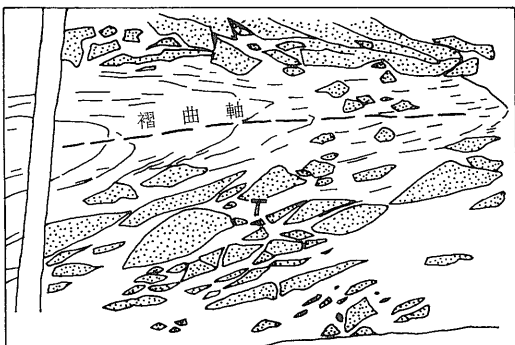
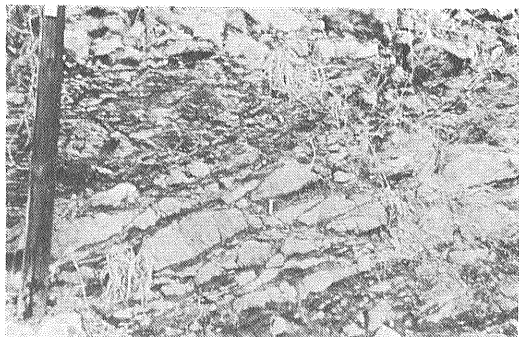
ら浅部に向って流れ褶曲 剪断褶曲 曲げ褶曲の系列があることが良く知られている。これに対して日本では流れ褶曲 レンズ褶曲 曲げ褶曲の系列(KIMURA, 1968)がふつうに見られる。剪断褶曲を含む系列が日本で広いはんにみられるのは北上山地である。そこでは中・古生層が剪断褶曲した白亜紀初期には花崗岩活動があった。すなわち中温ないし高温区であった。これに対してレンズ褶曲を含む系列は 三波川 三郡変成岩に移化するところでの秩父中・古生層や 四万十層群に良くみられる。すなわち低温型変成作用との関連がみられる。そのようなことから私はレンズ褶曲を含む系列は低温高压型変成作用をおこすような所で 剪断褶曲を含む系列は中温の場で生ずると考えている(木村 1979, p.554)。欧米においてレンズ褶曲を含む系列が報告されていないのは そこに低温型変成岩およびそれに関連した地層が広く分布するところがないからである。これに対してレンズ褶曲は環太平洋に特徴的であるように見えるが そこに低温型変成区が広くみられることによるものであろう。

レンズ褶曲を含む系列

日本で流れ褶曲 レンズ褶曲 曲げ褶曲の系列がもつとも良くみられるのは四万十帯および瀬戸川—中村帯の白亜系および古第三系である。大井川中流でそれが良く認められる(木村 1967)。

レンズ褶曲のレンズ状体はしばしばブーディンと誤って記述される。また海底地すべりレキが構造性レンズと誤認されることも多い。ちぎれちぎれになったレンズ状体ではなくて 全体としては成層した砂岩層がレンズ状体に分離したものを良く観察することによって レンズ褶曲が正しく把握できる(第9図)。

四万十帯にくらべると 三郡—山口帯や三波川—秩父帯の秩父中・古生層では 深部から浅部への地質構造の変化がつかみ難い。後生断層によって構造階層系列が乱されていること 複数回の異なる変形を受けたために複合系列を作り単純な系列を残していないことによる。



第9図 レンズ褶曲。(静岡県川根町家山)

剪断褶曲を含む系列

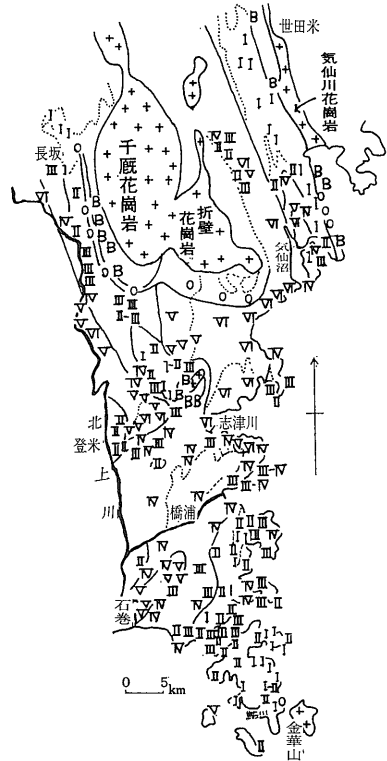
南部北上山地では 気仙沼東方の綱木坂向斜のように 波長にくらべて振幅が非常に大きい褶曲がみられる所がある。 そのような場所で 褶曲を横切る比較的短い距離のはんいの調査で 剪断褶曲から曲げ褶曲への移り変り (TOKUYAMA, 1965 ; IWAMATSU, 1969) ちりめんじわへき開をもつ流れ褶曲から剪断褶曲への移り変り (IWA-MATSU, 1975) を知ることができる。 しかし1つの区域で構造階層系列の全容を求めることはできない。 いくつかの区域での調査を総合して始めてその全容を知ることができる。 “剪断褶曲” のでき方については マイクロリソンの相対的平行移動によってできるとふつうに唱われている。 剪断変形とみなし得るといふ解釈から “剪断褶曲” の名が生まれている。 そのようなものが確かに存在している。 しかし於保 (1981) の詳しい研究によると イライトや緑泥石の回転と再結晶との繰り返しによって それらの平行配列を生じてスレートへき開が形成されるものであって 剪断によってスレートへき開ができるものではないことが明らかとなっている。

OHO(1982) は剪断褶曲を構成するスレートの中で それらの鉱物の平行配列の程度が強いものから弱いものまでをIからVIまで分類した。 それには顕微鏡の他にX線による計測が用いられた。 また花崗岩の周辺で泥質岩中に新しく結晶して生じた黒雲母が平行配列を示すもの (Bクラス) とそれを示さないもの (Oクラス) とを区別した。

南部北上山地で各クラスのスレートがどのように分布しているかを示したものが第10図である。 このような研究を通じて OHO はスレートへき開の形成が ひいては剪断褶曲が温度 埋没深度 ローカルな歪量 (大褶曲が閉じた褶曲を作るか 開いた褶曲を作るかの程度) に支配されることがわかった。 綱木坂向斜では埋没深度の影響が強くあらわれ 牡鹿半島ではローカルな歪量と金華山花崗岩による熱の影響とが強くあらわれている。 また千厩・折壁花崗岩体の形成以前にできたスレート分帯を切るようにして この花崗岩体の南縁に新しくB,Oクラスのスレート帯ができたことがわかる。 南部北上山地の剪断褶曲が従来いわれたように 先宮古の1回だけの地変によって生じたものでなく それに先立って先大船渡にも褶曲変形があったことがわかっている (OHO, 1982; KANAGAWA, 1982—第14図参照) が 千厩・折壁花崗体の南での新旧のスレート分帯の斜交はこれを示している。

新第三系またはその基盤の深部構造

新第三系の厚い地層が褶曲しているとき その深部で



第10図 南部北上山地におけるスレートの変形クラス別の分布 (OHO, 1982). B, O, I, II, ……IVのうち先に書いたものほど変形が強い。 破線は地質境界。

温度ならびに圧力が高い所では その地質構造は浅部とは異なるはずである。 しかし新第三紀以降の隆起量はふつうはあまり大きくないので 深部構造が地表にあらわれることは少ない。 日本ではそのような新第三系の深部構造は 丹沢山地の結晶片岩にみられるぐらいのものである。 その西で南部フォッサマグナにおいては下部 (しもべ) 付近で新第三系の下部層に剪断褶曲が認められている (徳山ほか 1979)。 また地表にあらわれてはいないものの地下深くの新第三系にスレートへき開が認められた例としては新潟県中頸城郡柿崎町でおこなわれた基礎試錐「頸城」がある。 ここでは 3,500m よりも深い所にある新第三系火打山層の黒色硬質頁岩にスレートへき開が認められた (岩松 1971)。 温度と埋没深度とに支配されて構造階層を生ずることがここで実証された。

東北日本日本海側の新第三系の褶曲はしばしば単に基盤の地塊運動に帰因して生ずるとされる。 基盤岩類がその上にあまり厚くない新第三系をのせるところでは その接触部付近では新第三系と変形様式を異にし 基盤

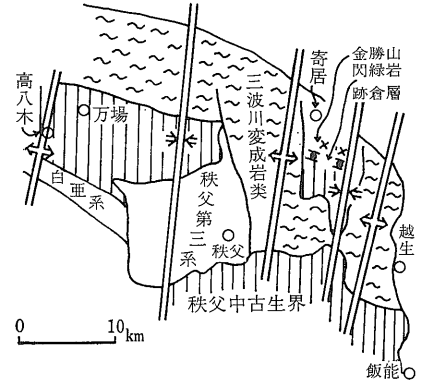
は地塊を最小の変形単位として挙動する。したがってそのような考えが生まれる。しかし新第三系の深部にスレートへき開をもつことは、その変形が単に基盤の地塊運動だけによって生ずるものでないことを示す。また基盤岩類といえども地下深所ではそ性変形し、褶曲変形するとみられる。

関東山地における秩父第三系 跡倉層 三波川変成岩などの分布をみると、そこに南北軸の曲隆的褶曲があることを認めざるを得ない(第11図)。それと秩父鉱山付近の鮮新世花崗岩との関係を考えあわせると、その褶曲は鮮新世におこったと推定される(木村 吉田 1973)。東北日本新第三系の褶曲は関東山地のこの南北軸褶曲と同方向であり、これも基盤深部の曲隆的褶曲と関連して生じたと推定できる。伊藤谷生は弘前南方の中・古生層が新第三系と共に褶曲したことを博士論文において明らかにしている。東北日本日本海側の新第三系の褶曲には明らかに基盤の地塊運動によって生じたものがある。このような地塊運動に伴う変形であっても地下深所では断層変形を伴わない流動変形に移化するものと思われる。

深部地質構造と変成作用

低温高圧型変成作用であろうと、高温低圧型変成作用であろうと、変成度は地下深部に向って高くなるのがふつうである。そして地表近くでは変成作用はおこらない。変成作用は鉱物の再結晶を通じておこる。構造階層系列のうちの深部構造である流れ褶曲もまた再結晶を通じておこる。この両者の再結晶は同一のものであって、変成作用と深部地質構造とは1つのものを両面からみていることとなる。したがって変成分帯と構造階層系列は対応する。例えば岡山県勝山の南で HASHIMOTO (1968) によって明らかにされた変成分帯において、変成度の一番高いところが複背斜の中軸にあたり、両翼に向って変成度が低くなるのに対応してより浅部の構造となることがわかっている。

勝山付近は西南日本内帯のうち舞鶴地帯よりも西にあたるところで、三郡変成岩類が地表に広く分布する。これに対して舞鶴地帯よりも東には飛騨外縁の区域以外には高圧型変成岩類は地表にはほとんどあらわれない。したがって舞鶴地帯の西と東との区域は異なる構造帯をなすとする考えがある。しかし京都北方の鶴ヶ岡付近ではその近くを東西に走る大背斜の中軸部に沿って深部地質構造が認められ(YOSHIDA, 1969) 小規模ながら弱変成作用を受けた地層の流れ褶曲も認められる。構造階層の観点からみると、舞鶴地帯の西と東とは基本的に異なるものではなく、西側では地表にあらわれている深部構造をもつ変成岩が、東側では地表にほとんどあらわれ



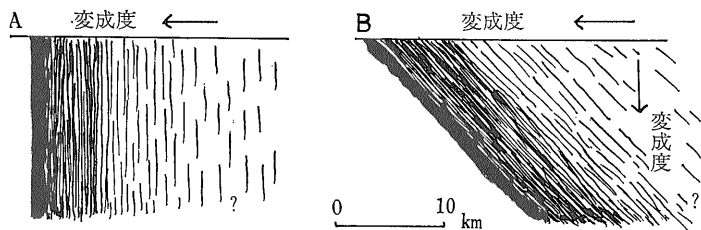
第11図 関東山地東北部における南北軸褶曲。

ることなくいまだ地下深くにかくされているに過ぎない。舞鶴地帯よりも東に、西側よりもより広く、三疊—ジュラ系が分布するという最近の知見はこれを裏づけている。

変成岩はその上位層が浸食し去られたときはじめて地表にあらわれる。高圧型変成岩ではその上位層が厚いので地表にあらわれ難い。舞鶴地帯よりも東ではその上位層がまだとり去られていない故に、変成岩が地表にあらわれていないのである。このことは変成帯、特に高圧型変成帯を認定するのにあたって、地表にみられる高圧型変成岩分布区のみを“変成帯”と認定することが誤りであることを示す。三郡“変成帯”とふつうに呼ばれているところは三郡変成岩地表分布区であって、三郡変成区はそれよりももっと広い領域をもつ。高圧型変成作用のおこった高圧型変成区全体が隆起して、変成岩があらわれたときのみ、地表における高圧型変成岩の分布区と高圧型変成帯とが一致する。しかし、高圧型変成岩を作った地質営力とそれを地表にあらわすに至る地質営力とは異なるはずであることを考慮に入れると、地下深所にあったところがいっせいに隆起して、高圧変成区全体が高圧変成帯になることはありそうにない。

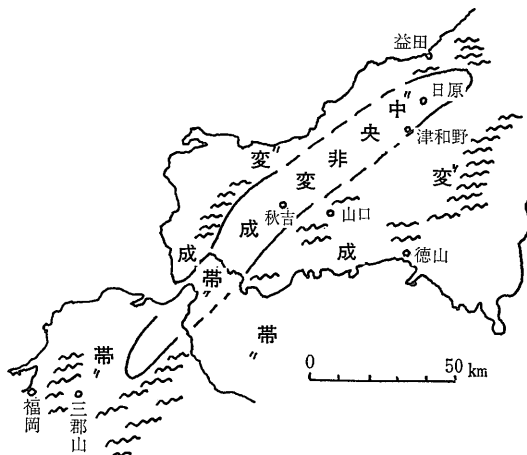
第12図Aのように地殻構成層が90°回転しても変成区と変成帯が一致する。このようなことはおこりそうにないし、仮りにおこったとしてもかつて非変成岩であったものが地下深所にもたらされることによって新しい変成区ができるであろう。三波川変成岩は側方に非変成秩父中・古生層に移化することが知られている。その移化の仕方は模式的に示せば第12図Bのようになって、地表で非変成のところでも、地下には変成岩が分布するところがあるであろう。

中国地方の西部では、北から“三郡変成帯主脈”(山陰“支脈”)“中央非変成帯”“三郡変成帯本山支脈”(山陽“支



第12図 変成岩から非変成岩への移行. 深部地質構造への移行に対応する.

脈”)が識別されている(第13図). この際“変成帯”と“非変成帯”のそれぞれに 変成岩または非変成岩が地表から地下深くまでわたって分布するように思っている向きがある.“動力変成作用”説が信じられた時代の名残りである. しかし これらの“構造帯”の地表における幅と地殻の厚さとをくらべあわせ さらにこれらの“構造帯”に分布する岩石の物性に著しい違いがないことを考えるとき また地下深くなるほど変形 変成が強くなることを考えるとき 側方から働いた力によって地下深所にまで及ぶ変成帯と非変成帯との区別を第13図に示されるようなスケールで生ずることはあり得ないと推定される. 岡山県勝山や京都府鶴ヶ岡などの地質を勘案すると“変成帯”とされた部分は複背斜部で“中央非変成帯”とされた部分は複向斜部であろうと推定される(KIMURA 1960).



第13図 中国地方西部における“変成帯”“非変成帯”の分布. “中央非変成帯”は複向斜とみられる.

高压変成帯の認定にあいまいな点があることは とりもなおさず“ペアードメタモルフィックベルト”において ペアの認定の仕方にあいまいな点があることを示す. ペアを認定するのに地下にかくされた高压型変成区を考慮に入れない限り 文字通り皮相的結論となることを示す. 高压型変成岩には著しい高压下で生じたとは言えないものがあって それがサブダクション帯以外のところまできたとみられるものがある. しかし大洋プレートのサブダクション帯が著しく高压の変成区であるとする都城秋穂の考えも正しいであろう. だがそこでは地表に高压型変成岩はあらわれていない. 地表に変成岩があらわれない変成区があることを認めざるを得ない. それは高压型変成岩の形成条件を考えると当然のことである.

浅所において形成される高温型変成岩が隆起によって地表にあらわれるチャンスは 地下深所で形成される高压型変成岩よりもはるかに大きい. したがって現在は高压型変成岩が地表にあらわれない“ペアードメタモルフィックベルト”もあり得るであろう. 私は北海道の日高変成帯の東には 高压型変成岩類が地下深くにかくされた高压変成区があるものと推定している. 高温

型変成岩である日高変成岩類すら地表分布は今なお局限されているのであるから 高压型変成岩類がいまだ地表にあらわれていないとしても当然のことであろう.

(7) 高温・高压下, 低歪速度下における永久歪の形成

GRIGGS その他の実験によって良く知られているように 高温・高压下で また低歪速度での岩石の永久歪は鉱物の再結晶を伴いながら生ずる. MASUDAほか(1981)は高温・高压下での石英の再結晶の仕方が そして永久歪のでき方が 温度のみならず歪速度にも関連していることを示した.

再結晶を伴いながらおこる変形は索性変形であって その永久歪の大きさは応力のみ関数ではない. 弾性体の歪が応力の関数であるのと異なる. 索性変形における歪量は応力のみならず変形の進行時間に関係する. そして再結晶を促進させるものとして 歪エネルギーだけでなく 熱エネルギーが再結晶そして歪量の増大に大きく関与する.

再結晶を伴いながら岩石変形がおこるとき 最大主応力軸に対して特定の方向に鉱物が配列して片理面を生ずる. 片理面の形成に関与する鉱物の再結晶は差応力だけ

でなく 温度にも大きく依存する。したがって片理面の発達には必ずしも差応力が大きかったことを意味しない。再結晶を伴いながらおこる変形で生じた歪量 片理面のような岩石組織が 温度 圧力 差応力 歪速度といかなる関係にあるかについては 特に差応力や歪速度との関係については未解明の点があまにも多い。

しかし地表における岩石変形が基本的には地下深部でおこった変形を起源とすることを思うと 深部構造としての再結晶を伴いながらおこる岩石変形の研究は 構造地質学の研究に欠くべからざるものである。構造地質学は岩石の機械的変形をあつかう学問であると受けとられているが 再結晶を伴いながらおこる変形 すなわち変成作用に伴っておこる変形の研究が すなわち深部地質構造の研究が今後の構造地質学の研究として重要である。

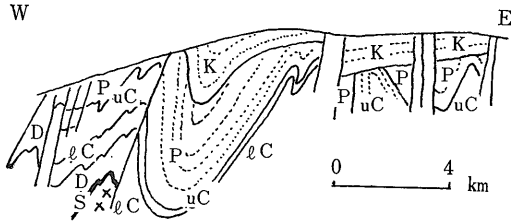
(8) 変形運動における温度の役割
造山帯における熱ヒストリー

岩石の変形量を ϵ 差応力を σ 変形時間を t とすると 大まかに

$$\epsilon = A\sigma + B\sigma t$$

であらわされる。 A B は岩石固有の物性 温度 封圧 差応力 歪速度などに関係した量である。単純な場合 A はヤング率 B は粘性係数の逆数にあたる。

造山運動においてはしばしば「圧力が増大した結果変形運動がおこった」と唱かれる。これは上述の式の右辺第1項の $A\sigma$ のみにとらわれた考えである。または第2項の $B\sigma t$ において B が σ のみの関数とする考えである。 $A\sigma$ は弾性変形とみなせるから 短期間の地殻変動といっても 100 万年以上の長期間を考慮に入れる必要のある造山変形としてはそぐわない。第2項の $B\sigma t$ についていうと B は温度に大きく関与してその値を変える。したがって ある一定の時間をとるとき $B\sigma t$



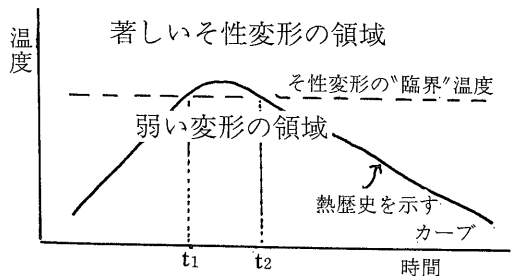
第14図 遠野東方から釜石西方にかけての区域の西半部の東西地質断面図 (KANAGAWA 1982). S, シルル系; D, デボン系 IC, 下部石炭系; uC, 上部石炭系; P, 二畳系; K, 下部白亜系.

の値は温度および差応力に依存する。したがって造山運動による変形には圧力 (差応力) だけでなく温度をも考慮に入れる必要がある。

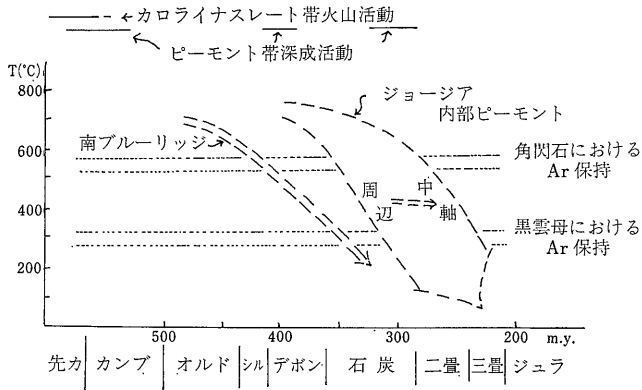
大洋プレートのサブダクションに伴って日本列島の過去の造山運動がおこったと解されている。そのとき造山帯に働く差応力は 大洋プレートのもぐり込みの速さの関数である。北上山地には先大船渡と先宮古の2回の短期間の褶曲変形があり また白亜紀初期から中期におよぶ花崗岩活動がある。この花崗岩活動もまた大洋プレートのもぐり込みに関係づけられる。すなわち白亜紀初期から中期におよぶ長期間の大洋プレートのもぐり込み期間の中で 2回の短期間の著しい褶曲変形があったと解される。著しい褶曲変形が差応力の増大にもとづくとするとその時期に大洋プレートのもぐり込みの速さが急に大きくなったことになる。現在の大洋プレートのもぐり込みの速さが年 5 cm 前後であって 地域によって大きく違わないことを考慮にいとるとそのようなことがおこったとは考え難い。

南部北上山地の大船渡の東北で 局所的に著しく褶曲変形した先大船渡層を あまり変形しない大船渡層群が傾斜不整合で覆っているところがある (第14図) (KANAGAWA 1982). 一方それに近接したところで大船渡層群が著しく変形したところがある。大船渡層群が先宮古の変形を受けたことは良く知られた事実である。大船渡の周辺には先大船渡と先宮古の2度の著しい褶曲変形があり その変形の場所は近接してはいたが異っていた。褶曲変形が応力の増大によっておこったとすときわめて狭い区域の中で 応力の大きいところと小さいところとの区別を生じたことになる。大洋プレートのもぐり込みが そこから遠く離れた島弧の上で 局所的に大きく異なる応力を発生させたことは考え難い。以上のことは 少なくとも南部北上山地の白亜紀の“造山運動”が応力の増大のみによっておこったものでないことを示している。

そこで $B\sigma t$ の B が温度によって大きく変ることに注



第15図 熱ヒストリーと変形



第16図 南部アパラチアの熱ヒストリー (金川 1982).

目する必要がある。 B は粘性係数の逆数で代表される値で 温度が増大するとき著しく大きな値をとり得る。褶曲変形が地下深所での再結晶を伴う塑性変形を源としておこることを考慮にいれると さらに長石や石英が 700°C ないし 600°C を越える温度で再結晶しやすくなることを考慮にいれると 温度の増大が造山帯での褶曲変形に大きな役割をはたすと推定される (第5図) (木村 1980, p. 903). 北上山地ではその褶曲変形の時期に安山岩、花崗岩の活動があったので その時期に温度上昇があったことが推定できる。また応力と違って 温度は近接した場所であっても異なることが容易におこり得る。温度上昇の仕方が 特に $600\text{--}700^{\circ}\text{C}$ という臨界温度に達する仕方が場所によって違ったとすれば 局所的に変形の大きいところできた理由が理解できる。造山運動の変形が短期間に進行したとすれば唱られるが 造山帯での熱ヒストリーの中で 臨界温度以上になった時期に変形が急速に進行したとすれば このことが良く説明できる。

このように考察すると 造山運動の解明には 応力場の変せんと共に 造山帯における熱ヒストリーの研究が重要であることがわかる。近年南部アパラチアで 同一岩石内の角閃石 黒雲母の $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代が異なることなどを利用してのこの種の研究が DALLMEYER (1978) によって進められている。その結果を金川 (1982) がまとめたもの (第16図) によると 南部アパラチアではカレドニア系列とヘルシニア系列との2つの熱ヒストリーの積み重ねがある。私のマルチシステム造山運動論に関連して この積み重ねは私にとって興味あるものであるが このアパラチアでの2系列の熱ヒストリーの頂点がカレドニアン ヘルシニアン造山運動が著しかった時期とほぼ一致することは 造山帯における褶曲変形期と温度上昇の頂点が一致するという私の考えを裏づけるものである。

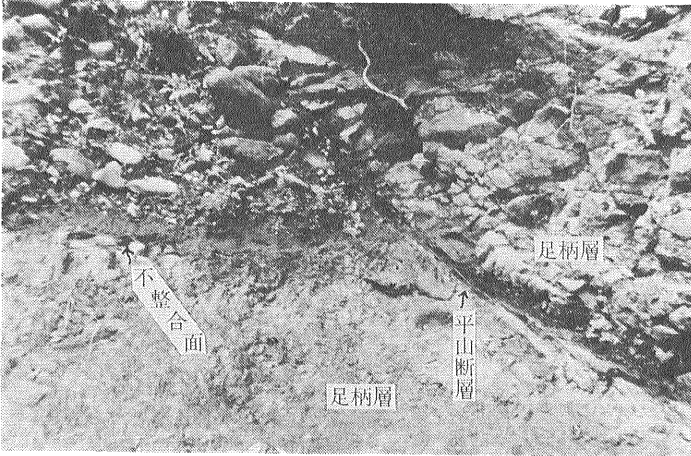
(9) 断層活動と深部地質構造

大きな断層は地表から地下10kmていどあるいはそれ以上の深さに達する。そして震源をそのような深さにもつ地震をひきおこしたと考えられる。その断層を含む広い区域に また地下での断層に沿う狭い空間に長期間にわたっての歪変形がおこり 歪量がある値に達したとき 地震としての急激な変位活動がおこったと考えられている。そのような長期間の変形と瞬間的変形とを繰り返しながら 小変位が積み積って長大断層の大変位を生じたと解されている。

そのような変形の進行過程において 地下10kmていどあるいはそれ以上といった深さの所で長期間にわたっておこる歪変形は 鉱物の再結晶を伴う永久歪として生じたと推定される。室内実験でいどのきわめて短い期間の岩石変形実験でも 高温・高圧下では再結晶を伴う永久歪を生じているのであるから その推定は誤りないものであろう。とすると 1つの断層活動と次の断層活動との間の長期間に断層に沿う狭い空間内に生じた歪変形もまた地下深部から浅部におよぶ構造階層系列を作っていたと思われる (木村 1973). KOSAKA (1980) は断層破碎変形の構造階層系列を 褶曲の構造階層系列と関連づけた。

日本ではこのような破碎変形の構造階層の考えに無理解であるため マイロナイトが地表近くで生じた他の破碎変形形態と混同されることがある。また地表で風化によって また地下で熱水によって断層破碎物が粘土化したものを断層粘土と呼ぶ弊が著しい。これらについて私は今まで幾度も言及した (木村 1981) ので ここでは詳しく述べない。

ただ活断層について 断層破碎帯幅と断層の活動度とを結びつける議論があるので それについて言及しておきたい。断層破碎の構造階層の考えから推論すると



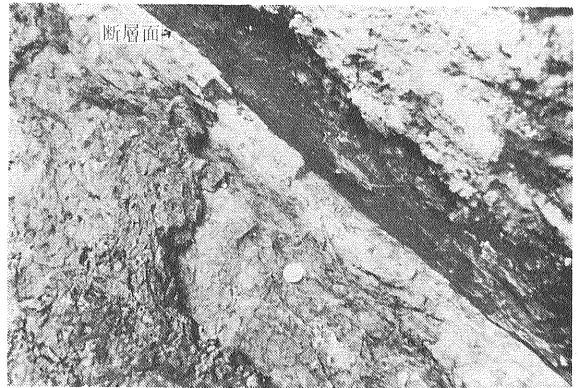
第17図
平山断層（神奈川県山北町）。この図の左上方の崖で 何回にもわたる変位活動の証拠が認められた。

幅広い断層破砕帯は地表からわずかに下あたりの地下では生ずることなく 地下1~2kmあるいはそれ以上の深さで生ずる。地震断層が比較的固い岩盤の露頭に認められたとき その地震活動によって生じた破砕帯は数cm以下の幅をもち 例外なく非常にせまい。やや幅広い割れ目帯を生ずるのは 地表に堆積あるいは風化軟弱層が分布するところだけである。

神奈川県山北で 神縄断層の南で見出された平山断層では(伊藤ほか 1982) 約2,500年前の変位は湖成層内に生じているが その変位は面なし断層として生じており破砕帯をはさまない。したがって地表においてもその形成条件によっては活断層は軟弱層内にも破砕帯を生じないといえる。

平山断層には約2万年前から約2,500年くらい前までの間に5回以上(おそらく9回以上の)また累計10m以上の変位活動の証拠が残されている。面なし断層を湖成層に生じたのは最後の活動である。平山断層は第四紀層の基盤としての足柄層の頂部を数m以上変位させている。したがって足柄層を切る部分で平山断層は5回以上(おそらく9回以上)の活動を2万年以降ひきおこしている。しかし足柄層内で平山断層の破砕帯の幅は1cmに満たない(第17図)。平山断層の両側では足柄層の中に数10m以上の幅にわたって破砕変形がみられる。著しい断層破砕変形のみかけを呈するところがある。しかしこの破砕変形の破断面 小断層は約2万年前の地層によって不整合におおわれている(第17図)。もしこの不整合がみられなかったとすると 足柄層内の破砕変形はすべて平山断層の活断層活動によって生じた と誤ってとられたであろう。

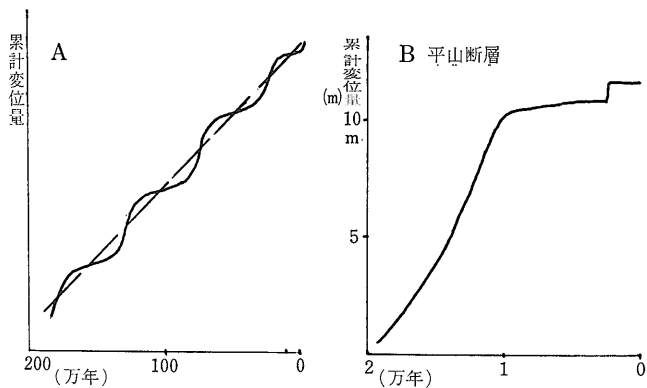
足柄層内に下方に追った平山断層はまた全くといって



第18図 平山断層の破砕帯をもたない断層面。第17図より少し右下にあたる。

よいほど破砕帯をもたない。そして断層面から約10cm幅の下盤側は白色化し(第18図) 断層面に沿って浸入した地表水による風化が進行過程にあることを示すがそこはまだ粘土化していない。以上のことは断層“粘土”を活断層の目じるしとすることや 断層破砕帯の幅を活断層の活動性と結びつける考え方が論理的に正しくないことを示している。

松田時彦その他によって活断層の変位速度が第四紀において一定であるとされている。深部地質構造について考察すると この考えもまた常に正しいとは認められない。変形速度一定の考えは先に述べた $\epsilon = A\sigma$ の思想に根ざしている。大洋プレートのサブダクション帯に沿ってはもぐり込むその速さに応じた一定の速さで変形がおこっているとみなし得るであろう。しかしサブダクション帯から水平的に また垂直的に遠く離れたところではこの考えは成り立たない。なぜならば第1図に示したようにもぐり込んだ大洋プレートと地殻上層部との間には厚い地殻中・下部とマントル上層部とがある。そこでは低速速度の変形に際してはそ性変形をおこすところである。しかもマグマ活動のあるところでは温度



第19図
活断層の変位速度一定の考えについて。 Aは200万年という長い期間についての仮想的な場合 Bは2万年という期間をとったときの平山断層の例。

も高くなっており 物性も他の場所とは異っている。第四紀を通じてマグマ活動の仕方が一定でなかったことが良く知られている。このようにして *B_{0t}* 中の σ の値は局所的には変形の経過を通じて変化すると思われるし *B* の値もマグマ活動などを通じて 時に大きく変化すると推定される。このようにして *t* 一定のときも σ の値は場所によって変るし 1つの地点において決して一定の速さで変化しないと推定される。

先に述べた平山断層は5回の活動時とそのときの変位が明らかになっている。約2万年この方の活動史がこれほど詳しくわかった活断層はほかにない。その平山断層は2万年前から1万年前まで急速に変位し あとしばらく活動を停止した後2,500年前に活動し その後また活動を停止している。すなわち2万年この方の変位速度は決して一定ではない。男鹿半島東北端の安田(あんでん)では20—30万年前の安田層が一部で下位の第四紀層を著しい傾斜不整合でおおうが 数100mはなれたところでは整合となる。下位層内にも小規模の斜交不整合的關係を示す堆積形態がみられる。局所的な撓曲運動が第四紀中のある期間に継続的におこったが 安田層堆積後はその撓曲運動は停止したものとみられる。すなわちこの撓曲運動は20—30万年以降停止しており第四紀を通じて決して変位速度一定ではなかった。

ここで第四紀を通じ変位速度が一定でなかったと述べたが それは厳密に言った場合のことで 第19図Aに示したようにして詳細にみると決して一定ではないが 大まかにみれば変位速度一定ということもあり得る。しかし“直下型”地震(内陸地震)の予知といった問題を取りあつかうとき 我々に必要なのは第四紀という期間の流れの中で 最近の何万年間の活断層の活動性がどのようなであったかという知識である。それを求めるには第四紀を通じて変位速度一定という仮定に立つわけにはい

かない。第19図A, Bを見くらべればそのことが良く了解できるであろう。

(10) まとめ

岩石の室内変形実験 異なる変成度をもつ変成岩の分布の仕方 異なる様式の地質構造をもつ地層の分布は地表から地下深部に向って変成分帯と平行した地質構造の階層系列があることを示している。その階層構造系列内には初生的および後生的不連続があり 構造階層系列の認定を誤らせる。

変成分帯に平行な構造階層系列の解析は 地表における変成岩分布区を“変成帯”と呼ぶ仕方が誤りであることを示す。変成岩はしばしば非変成岩の下位に広く分布する。

地下深部におけるような高温・高圧下では かつまた低歪速度の下では 岩石の永久歪は鉱物の再結晶を伴いながら塑性変形によって生ずる。そして鉱物の再結晶は温度がある臨界的な値を越えたとき促進される。そのような条件下では 応力が特に大きくなくても変形は著しく進行する。造山運動と呼ばれる変形運動の際に 応力の増大よりは温度上昇の方が重要な役割を果している場合があると思われる。

活断層活動も地下深所での鉱物の再結晶を伴っての塑性変形が大きく関与している。活断層研究 ひいては内陸地震の研究にも地下深所物質がどのような挙動をしているかの考察が必要である。

引用文献

DALLMEYER, R. D. (1978); ⁴⁰Ar/³⁹Ar incremental ages of hornblende and biotite across the Georgia Inner Piedmont: Their bearing on Late Paleozoic—Early Mesozoic tectono-thermal history. *Amer. Journ. Sci.* v. 278, p. 124-149.

- HASHIMOTO, M. (1968); Glaucophanitic metamorphism of the Katsuyama district, Okayama Prefecture, Japan. *Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec. II, v. 17, p. 99-162.
- 伊藤谷生ほか(1982); 平山断層(神奈川県山北町)の更新世最末期以降における変位累積過程. 日本地質学会第89年学術大会(新潟)講演要旨集 p. 548.
- IWAMATSU, A. (1969); Structural analysis of the Tsunakizaka syncline in southern Kitakami mountainous land, Northeast Japan. *地球科学* v. 23, p. 227-235.
- 岩松 暉(1971); 構造地質学ノート2——基礎試錐「頸城」のコアに認められたスレートへき開——. *地球科学* v. 24, p. 181-182.
- IWAMATSU, A. (1975); Folding-styles and their tectonic levels in the Kitakami and Abukuma mountainous lands, Northeast Japan. *Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec. II, v. 19, p. 95-131.
- KANAGAWA, K. (1982); Stratigraphy and geologic structures of the eastern marginal part of the southern Kitakami mountains and the southern marginal part of the northern Kitakami mountains, Northeast Japan. 東大修論
- 金川久一 (1982); 造山帯高温区における熱歴史と地殻変動についての考察. 東大修士演習報告.
- KIMURA, T. (1960); on the geologic structure of the Paleozoic group in Chugoku, West Japan. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, v. 10, p. 109-124.
- 木村敏雄(1967); 大井川流域南部の四万十層群の地質構造——小構造による構造解析の例——. 佐々保雄教授還暦記念論文集 p. 21-38.
- KIMURA, T. (1968); Some folded structure and their distribution in Japan. *Japan Journ. Geol. Geogr.* v. 39, p. 1-26.
- 木村敏雄(1973); 岩石の変形と地質構造——特に構造階層について. *科学* v. 43, p. 738-744.
- (1979); 日本列島Ⅱ上 古今書院
- (1980); 日本列島Ⅱ下, 古今書院
- (1981); 断層, とくに断層破砕帯の見方, 考え方. *応用地質*, v. 22, p. 4-16.
- 吉田鎮男(1973); 東北日本新第三系の基盤の構造. 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(総研A, 代表者北村信), p. 1-7.
- KOSAKA, K. (1980); Fault related fabrics of granitic rocks. *Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, Sec. II, v. 20, p. 77-115.
- MASUDA, T. and FUJIWARA, A. (1981); Microstructural development of fine-grained quartz aggregates by syntectonic recrystallization. *Tectonophysics*, v. 72, p. 105-128.
- 於保幸正 (1981); 南部北上山地牡鹿半島におけるスレートへき開組織. *地質雑*, v. 87, p. 657-673.
- OHO, Y. (1982); Early Cretaceous deformation in the South Kitakami mountains —— Microstructural analysis of slate, limestone and granite cobble……. 東大博士論文, 印刷予定.
- TOKUYAMA, A. (1965); Faltungsstockwerke in der Ojika-Halbinsel Nordostjapans. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo*, v. 15, p. 217-236.
- 徳山明, 吉田鎮男, 地殻物理学講座第一回生 (1979); 山梨県下部周辺地域の新第三系の地質, 特に剪断褶曲について. 静岡大学地球科学研究報告, no. 4, p. 1-17.
- YOSHIDA, S. (1969); Structural analysis of the Paleozoic system in northeastern Tamba mountainous district, with special reference to fold and cleavage. *Japan Journ. Geol. Geogr.* v. 40, p. 25-40.

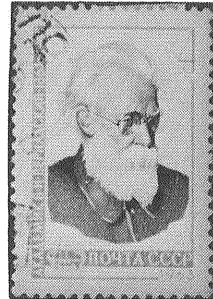
地学と切手

地球化学者ヴェルナツキーの切手

P. Q.

ヴェルナツキー (1863-1945) の切手は 彼の没後すぐ 1946年に発行された。彼は若くしてモスクワ大学礦物学教授となり 珪酸塩礦物の研究で名声を博した。その後政治的理由のために故国を出国し パリに亡命するに至った。パリではコレージュ・ド・フランスで研究を続け 亡命中にもかかわらず故国のペテルスブルグ学士院は彼を会員に推せんしたほどだった。ロシア革命の当時はソルボンヌ大学の講師の職にあり 1924年に地球化学 “La géochimie” を出版した。著者はこれを増補改定し 1930年にドイツ語版を出版した。

その後レニングラード学士院会員となり 放射能研究



所と生物地球化学研究室を主催し 大気の進化や元素の地球化学的輪廻に生物の寄與することの大きいことを強調し “生物地球化学” と云う言葉を初めて創始し 1929年に “La biosphère” 1935年に “Le problème de la radiogeologie” を出版した。