

牡鹿・雄勝地方の褶曲

(その1) ジュラ紀層の褶曲形態

滝沢文教 (地質部) 写真正井義郎 (総務部)

はじめに

褶曲——そのダイナミックな形象——は大規模な地殻変動の証拠としてあるいは構造地質学の研究対象として興味深い地質現象の一つである。北上山地を構成する中・古生代の地層の大部分が非常によく褶曲していることは中生代の末の白亜紀中頃に顕著な地殻変動(大島造山運動または大島変動)の起こったことの証となっている。ここで褶曲しているのは白亜紀前期ペラム階(気仙沼近傍の大島層がこれにあたる)までの地層でありその次の時代のアプト階の地層(宮古層群)がそれ以前の褶曲した地層を不整合におおいかつフラットな構造をもつことによってこの褶曲運動の年代決定は疑う余地のないところである。

褶曲構造の態様は地質断面図に端的に示されもし北上山地の北から南に10km位の間隔で東西方向の地質断面図を作成して縦に並べたてるとさぞ壮観な褶曲模様が現出されるであろう。北上山地の褶曲構造は本邦の他の地域の古期岩層が断裂型の変形が卓越して褶曲軸部が壊れ乱れておりしかも地層の連続状態のよくわからない場合の多いのに比較するとかなり“きれい”である。西南日本などを“戦場”とする地質家に「本当にそんなにきれいな構造しているんですかね?」とひやかされる所以である。

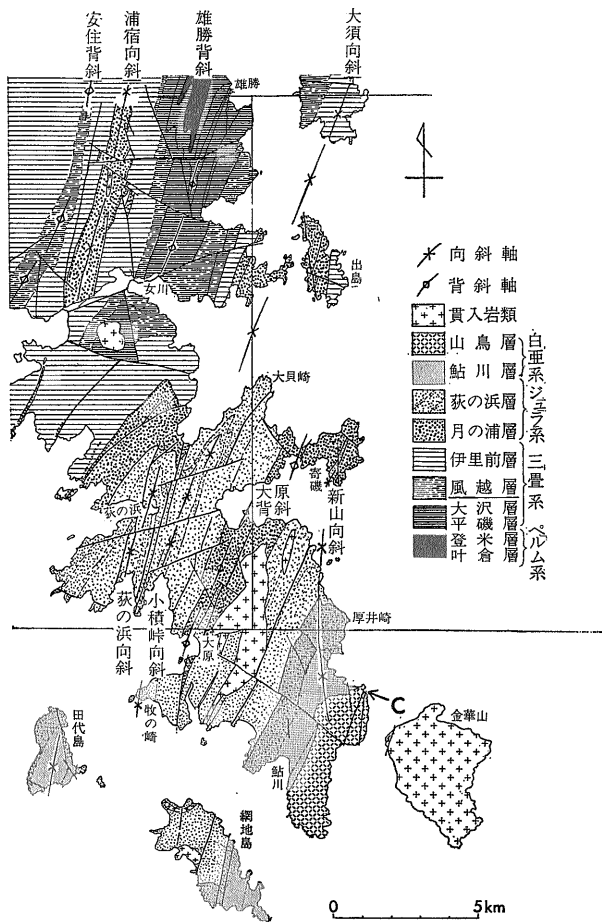
さて褶曲といっても波長がcm規模からkm規模まで様々のオーダーのものがある訳で岩相や地域によって規模は異なる。北部北上山地や南部北上山地の古生層地帯は一口に言って大まかな褶曲構造をもち波長が数100m以上の単位のことが多いため一つの露頭で直接褶曲を目の当りにするというチャンスは少ない。ところが北上山地南端の牡鹿半島から女川町を経て雄勝町にかけてのおもに中生層からなる地域には波長数~数10m位の露頭規模の褶曲——小褶曲——が実に見事に発達しており「褶曲オンパレード」の観を呈する。パツと目につく小褶曲はこの地方のジュラ紀層と三疊紀層の砂岩頁岩互層か葉理頁岩層に卓越している。道路の切割にもしばしばみられるが風化している場合が多いので何と言っても海崖の露頭の方が暗色の頁岩と淡色の砂岩とのコントラストがよくて見映えがよいし

細かい構造も観察し易い。その中には表紙写真のように天然の造形美を誇るものも幾つかある。

本稿ではまず小褶曲の形態的特徴を紹介しそれらがより規模の大きい褶曲構造とどんな関係にあるかを考察する。変形様式とか形成過程とか多少運動論がかった問題は本来筆者の及ぶところでなくまだ未解決の点が多いがその一端にふれてみたい。

地質の概要

第1図に本稿と続編その(2)で扱う範囲の地質概略図を示したように地域の北半部はおもにペラム系と三疊



第1図 雄勝—牡鹿地方の地質略図(神戸・滝沢原図)

系が 南半部にはおもにジュラ系と白亜系が分布する。褶曲軸が南側に向って10—30° 沈んでいることが この ような地層分布を示す大きな要因であり 北上山地全体 としても南側に開いた構造を示すことが多い。背斜と 向斜がくり返しており 第1図に明示してある比較的規 模の大きい褶曲の波長は 5—6 km のものが卓越してい る。この中で雄勝背斜は 地層の分布状態からみて 南部北上のうちでも第1級の背斜である。その北方延 長は 志津川東方の館や気仙沼南方の岩井崎などのペル ム系露出地に追跡される。

ペルム系は雄勝背斜の中核をなして分布し 砂質頁岩 を主とし少量の石灰岩・砂岩を伴う下部の叶倉層相当層 と 均質な粘板岩からなる上部の登米層からなる。雄勝地方の登米層はスレート劈開の発達がよく かって 屋根用スレートとして多量に採掘され 古くから硯の原 石産地としても知られる。登米層の厚さは500—600m と見積られる。

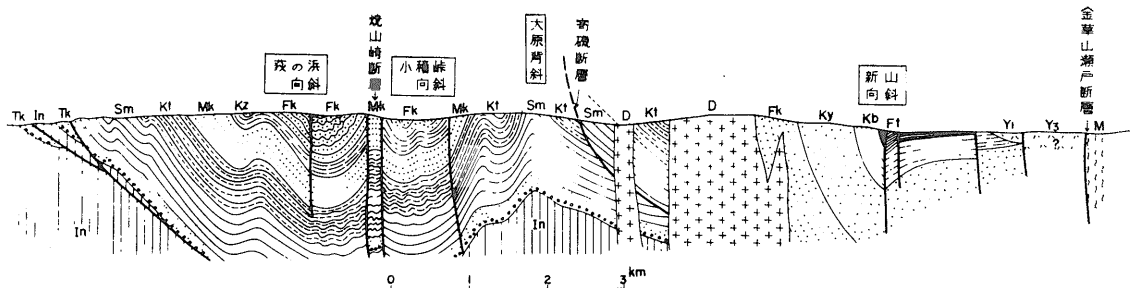
三疊系稲井層群は 登米層を不整合におおい 下位よ り礫岩・砂岩の平礫層 石灰質粘板岩の大沢層 よく成 層した砂岩の風越層 そしてやや石灰質の砂質頁岩から なる伊里前層の4層からなる。全体の厚さは 約2,000 mと見積られる。よく褶曲し スレート劈開の発達が 良好なので 登米層とともに模式的な剪断褶曲をなすと されてきた。岩相からみて2堆積サイクルを示すが 分布面積・層厚とも伊里前層が大きく 同層の石材は

“稲井石”と呼ばれ 石塔などの板状石材として盛んに 採掘されている。石巻付近に多いこの石切場からは しばしば見事に変形したアンモナイトが産出する。コ ンピテンシーからみると稲井層群は 2つのコンピテン ト層(平礫層と風越層)が他のインコンピテント層と うまく交互していることになる。

ジュラ系は 本地域中には中～上部ジュラ系のみが分 布し 下部ジュラ系を欠き 三疊系を基底礫岩をもって 不整合におおう。南部北上のジュラ系の分布は 本誌 の別稿「ジュラ紀層の堆積環境」の第3図に示したよう に2列の弧状配列をなして6つの“堆積盆”に分かれてい る。その中で牡鹿地方の 牡鹿層群は 最も強くか つ複雑に褶曲して変形が著しい。同層群の全層厚は 4,200mで ジュラ系部分は2,900mを占める。3累層 ・10部層から構成され 各部層の層厚は150—650mの範 囲にある。全層厚はもちろん 分布面積も南部北上で 最大であるが 3つもの向斜(西側より荻の浜向斜・小 積峠向斜・新山向斜)をもつ。牡鹿層群の断面図を第 3図に示す。コンピテントな砂岩層が4 インコンピ テントな頁岩層が3 中間的な準コンピテント層とみら れるフリッシュ型互層が2 そしてコンピテンシーのラ ンク付の難しい 浅海性砂岩・頁岩の地層が1部層ある (第2図参照)。この地方では下部白亜紀層でさえスレ ート劈開が発達し 化石の強い変形や礫の回転を生じてい ることは 南部北上の諸層の変形過程を考察する上で注 目される。ただし 白亜系部分では露頭規模の小褶曲

時代区分		層序区分		層厚 (m)	岩相	略号	
白 亜 紀	前 期	Valangi- -nian	山鳥累層	上部玄武岩熔岩部層	400	玄武岩熔岩流(乾燥成)	
				下部安山岩噴火砕岩部層	1200	デイサイト~安山岩噴火砕流(一部水中)	
				ドウメキ砂岩部層	300 ~600	粗粒砂岩(綠質)	
				長渡頁岩部層	620	頁岩・薄層理頁岩砂岩互層	
				小長渡砂岩頁岩部層	400	粗粒砂岩・頁岩	
	後 期	Berri- -sian	牡 鹿 層 群	清崎砂岩部層	640	粗粒砂岩・頁岩	Ky
				福貫浦頁岩砂岩部層	600 ~650	中層理頁岩砂岩互層	Fk
				小積頁岩部層	150 ~200	頁岩	Kz
				牧の浜砂岩部層	380	粗粒砂岩・頁岩・礫岩	Mk
				狐崎砂岩頁岩部層	350	中層理砂岩頁岩互層・礫岩	K†
中 期	Callo- -vian Bathonian Bejocian	月の浦累層	待浜頁岩部層	500	頁岩	Sm	
			(月の浦砂岩部層)	120 ~150	粗粒砂岩・砂質頁岩・礫岩	Tk	
			(稲井層群)			稟理砂質頁岩・頁岩・砂岩	
三 疊 紀							

第2図 牡鹿層群の層序(滝 沢ほか 1974に加筆)



第3図 社鹿層群の地質断面(滝沢ほか 1974より) 断面の位置は第1図のC

は 鮎川累層中部の頁岩層に少しみられるが 断層に伴う引きずり褶曲であるか スランプ褶曲と粉らわしいものなので 白亜系の小褶曲については 省略しておく。

以下に各層の褶曲形態を概観してゆくが 層序的に上位のものから見てゆくことにする。 その際 褶曲の大きさを波長によって 次のように区分しておく。

大規模褶曲: 第1図に明示してあるような 波長数km以上の大型の褶曲構造で 地質図上でのみ確認される。

中規模褶曲: 波長が数100m オーダーで 実際には300—1,000m 位の範囲を示す。 ルートマップまたは地質図上で把握される。

小褶曲 (小規模褶曲): 波長が数—数10mオーダーで 露頭で直接観察・把握される。

微褶曲: 波長が数cm以下で 非変成の地層では開いた形のものが多い。 本稿では原則として取り扱わない。

これら4段階の規模の中間の波長をもつ褶曲も 少ないが出現する。 それらには“亜”を付して表現する。 その他褶曲の全般的解説については 垣見 (1978) を参

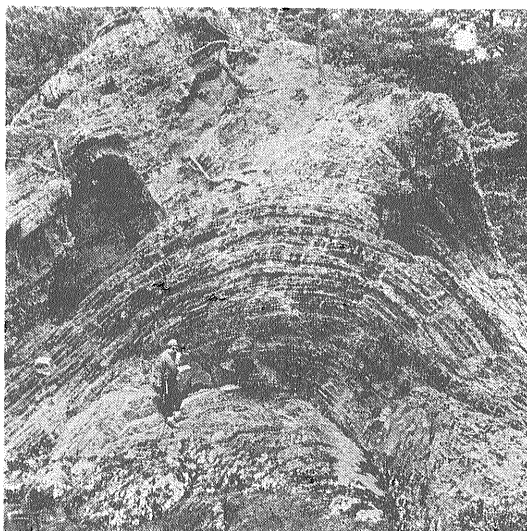


写真1 Fk 部層の小褶曲(背斜) 牧の崎西端 完全な同心褶曲にみえるが 層厚は軸部でやや厚くなっており 上部に鞍状層をもつ より大きな向斜の軸部にあたる

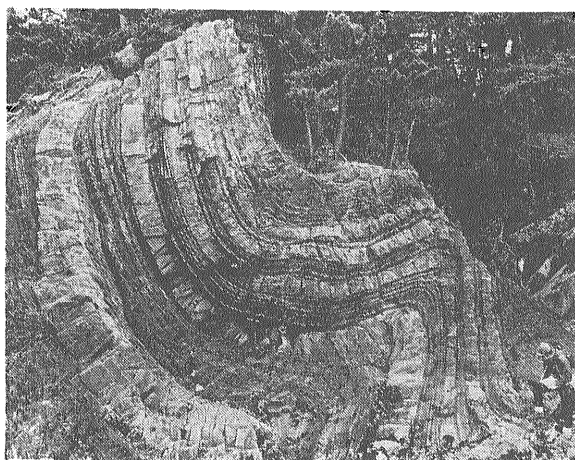


写真2 Fk 部層の小褶曲 写真1のすぐ西隣にある 表紙写真説明参照

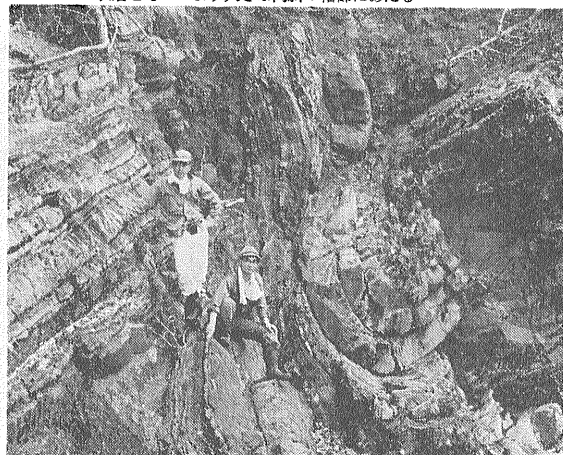
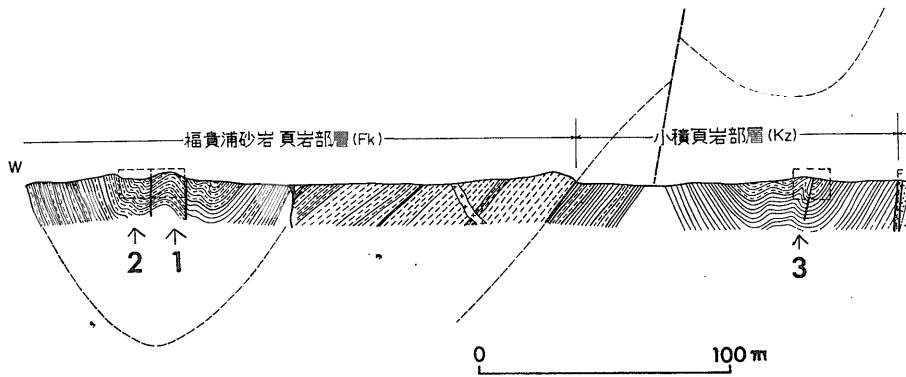


写真3 Kz 部層の小褶曲 牧の崎西側 軸部でかなり厚くなっている 層面すべり顕著 中規模オーダーの褶曲の向斜軸部に位置する



第4図 牡鹿半島牧の崎西半部の地質断面 規模の大きい褶曲を波線で表現してある 1・2・3の番号は 写真番号に対応 その位置を示す

照されたい。

みごとな小褶曲群

牡鹿半島の荻の浜累層は おそらく北上山地の非変成の中・古生層の中で 小褶曲が最も顕著に発達しているであろう。同累層は第2図の如く 下位より狐崎砂岩頁岩 (略号 Kt)・牧の浜砂岩 (Mk)・小積頁岩 (Kz)・福貴浦頁岩砂岩 (Fk) の4部層からなり 全体で1,500 m余の層厚をもつ。これらの中で Fk・Kt の両部層に小褶曲がよく発達し 次いで Kz 部層にもやや少ないがみられるが Mk には小褶曲はごく局所的であって本質的には発達していないとみなせる。

まず 福貴浦頁岩砂岩部層 (Fk) の小褶曲は 写真1~7に代表的に示される。これらの内写真1~3は小積峠向斜に 他は荻の浜向斜 (第1図と3図を参照)にある。牡鹿層群のもう一つの向斜である新山向斜にも向斜軸部付近に限って著しい小褶曲が発達しているがこれの写真は省略しておく。ただ新山向斜の本部層の小褶曲の波長は 他の2向斜のそれに比べて 平均2-

3倍の長さで大きいし 開いた形 (open folds) を示す。

Fk 部層の小褶曲の半波長は 前2向斜では5-15m位のものが優勢である。岩相は頁岩と砂岩がリズミカルに数10cm 単位で互層する いわゆるフレッシュ型互層である。砂岩の多くはタービダイトとみなされ 頁岩には 葉理が発達するなど 成層が大変によい。

これらの小褶曲の特徴を次に列記する。

- ① 小褶曲の集中して発達する部分は より規模の大きい中~大規模褶曲構造における背斜や向斜の軸部付近である (第4図・第16図)。翼部にも散在的にみられることもあるが少ない。
- ② 向斜と背斜とが “対” をなしていることが多い (写真7)。小褶曲が集中的に発達する部分でも よく見ると1つの“対”から次の“対”の間に大概是僅かであるが “同斜” 部分をもつ。
- ③ 形態は 頂部 (ヒンジ部) が丸味をもってはいるが 翼部は同心円的でなく かなり平たくなっていることが多い。頂部だけを見ると外観的に コンセントリック褶曲らしいが (とくにやや開いた褶曲では) 層面に垂直に測った各層の厚



写真4 Fk 部層の小褶曲 石巻市福貴浦 荻の浜向斜の軸部付近 黒色の成層頁岩からなり層面すべりをもつが かなり相似褶曲に近いようにみられる。もめた錠状部が軸部にある

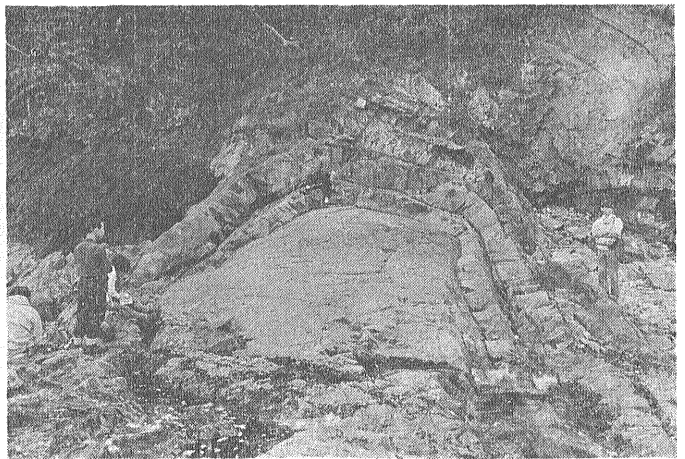


写真5 Fk 部層の小褶曲 写真4のすぐ東側隣りにあり それと“対”をなす成層砂岩からなる 右側が層序の上位

さは 翼部に比べて明らかに軸部で厚い。この軸部付近での層厚の増大は 頁岩ばかりでなく砂岩でも同様である。この点については 後で検討する。

④ 層理面の全てではないが 多くの成層面において 層面滑りの痕跡が鮮明に認められる (写真8)。これはいわゆる slickenside であり 砂岩層の条線の場合は石英に縁どられている。条線の方向は 褶曲軸に対して直交する例は僅かで普通60—80°位の角度をもつ。写真1の背斜では10—30cmの間隔で この層面滑りが認められる。

⑤ どの褶曲にもあるわけではないが 軸部にレンズ状の鞍状層の存在することもある。第9図にその1例を示す。写真1の上部にもわかりにくい認められる。これは④の軸部での層厚増大にさらにプラスするもので 産状的には 鉱床学で言うサドル・リーフ脈に似る。第9図における軸部のレンズ層の場合 周囲の成層岩と全く同質で 中の葉理などもあまり乱れておらず どこから突込んできたものか不思議

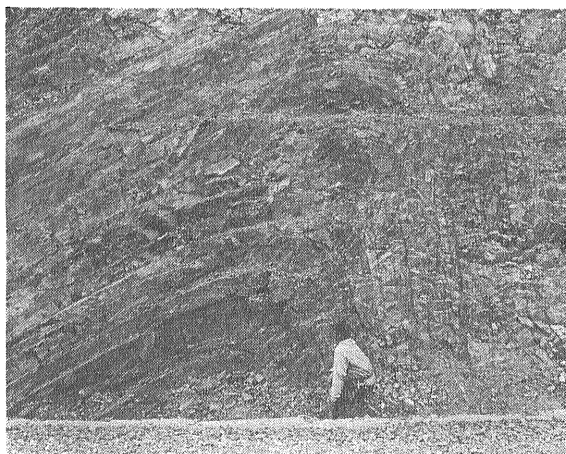


写真6 Fk 部層の小褶曲 福貴浦 砂質シルト岩からなり 第9図のスケッチの如く 鞍状層をもつ

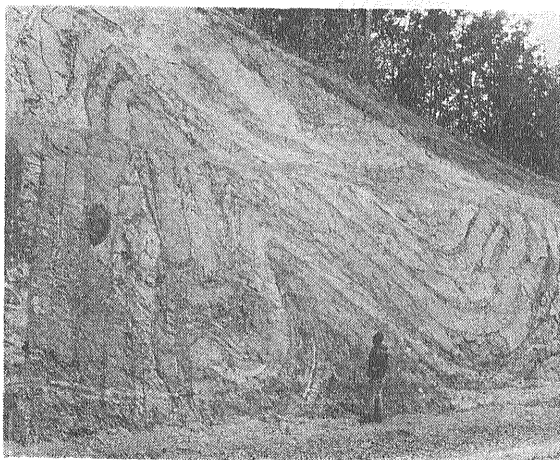


写真7 Fk 部層の褶曲 福貴浦 成層砂岩からなり 開いた向斜と閉じた背斜の“ペア褶曲” 写真4・5の300m北側に位置し その延長にあたる可能性がある

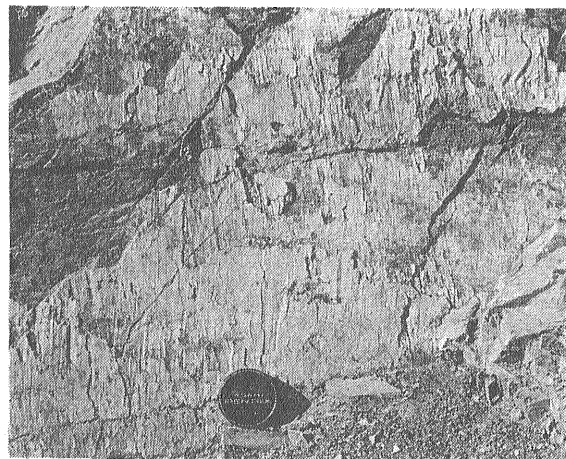


写真8 Fk 部層にみられる層面すべりの痕跡 褶曲作用に伴う曲げすべり (flexural slip) で 写真6の褶曲層の一部

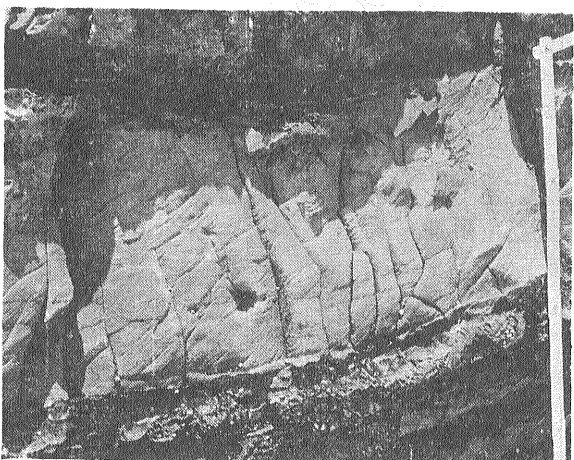


写真9 Fk 部層砂岩における裂け劈開とスレート劈開 写真2の褶曲層の一部で 後者が対角線方向

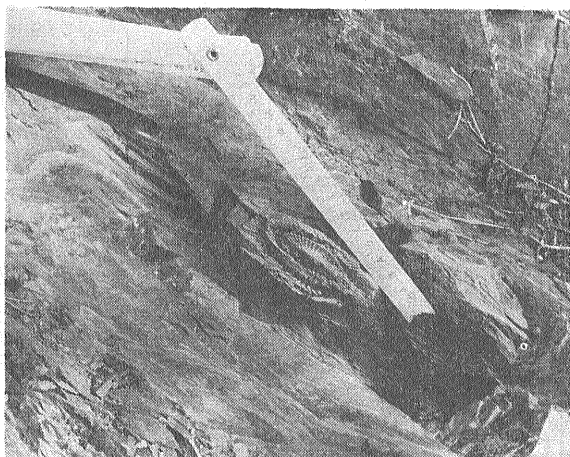


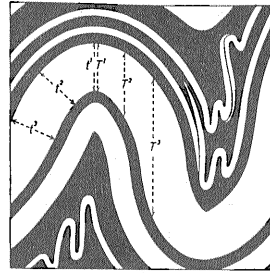
写真10 変形したアンモナイト Kz 部層 泊浜産 (属種不明だが *Perisphinctes* の仲間)

でさえある。

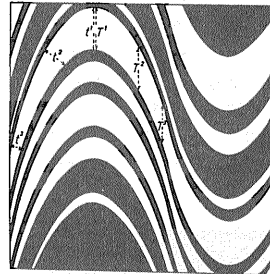
⑥写真では見分けにくい スレート劈開が 余り強くないながらも発達している。頁岩はもちろん砂岩にも小褶曲の軸部付近では確実に認められる。砂岩の褶曲には扇状の配列を示す裂け劈開 (fracture cleavage) が見事に発達している一方 褶曲軸にほぼ平行で一様な方向にスレート劈開がみられる (写真9)。アンモナイトなど化石の変形 (写真10) の伸長方向は この劈開方向に一致する。

褶曲形態と短縮率

上に指摘した諸特徴は 小褶曲の形成機構や形成過程を考察する上で 重要な示唆を与えるものなので それぞれの点について 詳細に調べ検討する必要があるが データが不足しているので とりあえず③の「褶曲の形」について 少し詳しく調べてみよう。⑥の「スレート劈開との関係」については 次回に検討することにする。褶曲の形は 人の顔が1人1人異なるように 千差万別である。そして 褶曲の分類・呼称の方法もまた 混乱する程たくさんある。参考までに 木村ほか(1966)の分類を第5図に掲げるが これ以外にもたくさんの呼称名がある。分類は大きく メカニズムに注目した力学的なもの と 幾何学的形態にもとづく「静的」なもの とがあって 両者は かなり密接な関連をもつ。まず 幾何学的形態の検討をしてから 次に 機構分類との対応にふれてみよう。形態的分类の基礎としてよく用い



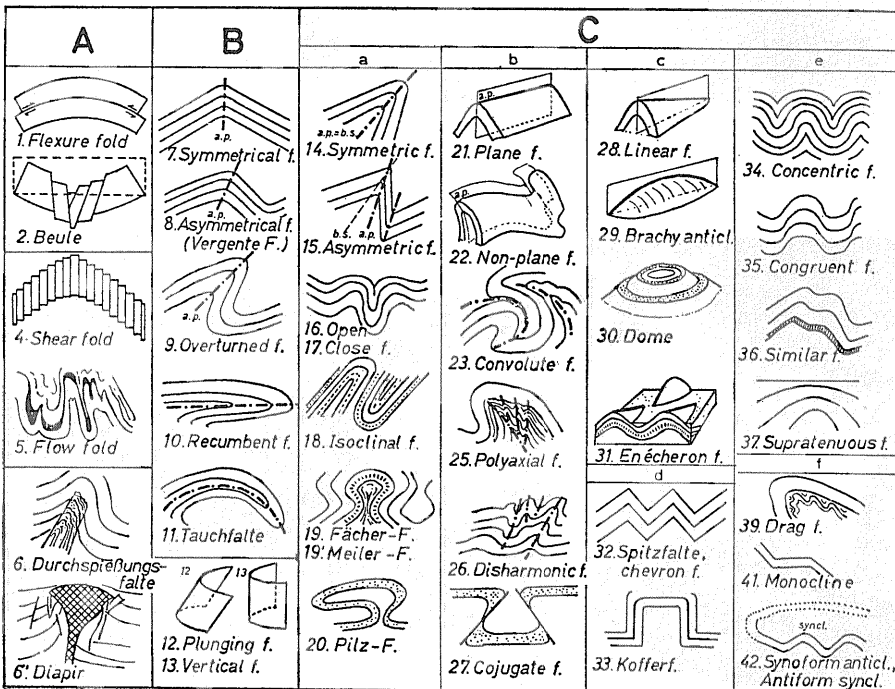
A



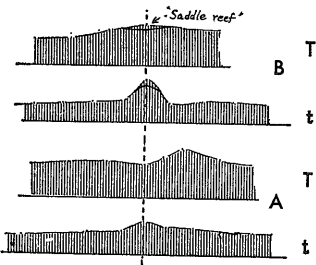
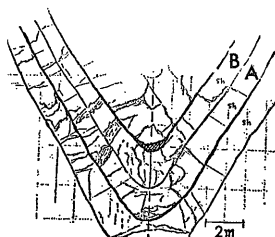
B

第6図
同心褶曲 (A) と相似褶曲 (B) t は層厚 Tは軸厚を示す (RAMSAY 1962 第1図より引用) Aはtが一定 BはTが一定

られるのが 第6図のC—e欄における 同心褶曲 (concentric fold) と 相似褶曲 (similar fold) である。前者は 平行褶曲 (parallel fold) とほぼ同義であるが その特殊な場合であって層厚 (layer thickness) が 褶曲層のどの部分をとっても一定で 各層は原則的に平行性を保つ。これに対して 後者は 褶曲層が褶曲軸の



第5図
褶曲の分類の1例 (木村ほか1966 第17図より引用) Aは 褶曲機構 Bは 水平面との位置関係 そして Cは 褶曲形態にそれぞれ基づく



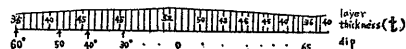
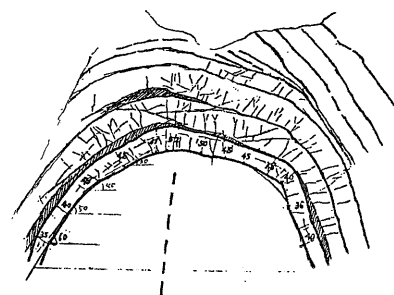
第7図
写真4の褶曲に関する
t-Tダイアグラム
tが軸部で最大である
のに対し Tは翼部で
むしろ大きい

方向に“同じ形”をもち——等傾斜線 (dip isogons) が軸線に平行に並ぶことになる——層厚が 褶曲層の各部分で変化する。この同心褶曲——相似褶曲の比較には 層厚と軸厚(axial-plane thickness)の両方を測定しその変化をみると便利である。ここで 軸厚とは 褶曲軸に平行な方向に測った“厚さ”である。第6図を見ていただきたい。同心褶曲では 層厚(t)は一定であるが 軸厚(T)は軸部で最小 翼部の中間で最大と 大きな変化を示す。これに対し相似褶曲では 層厚が軸部で最大 翼部の中間で最小と大きく変化する。一方軸厚は一定である。そこで ある褶曲について tとTを測定してその変化を調べれば どれだけコンセントリックか あるいは相似型かがわかる。その際厚さを測定した部分での褶曲層の傾斜角を測っておく。第7図は 写真4の褶曲に関する t-Tダイアグラムである。同じく第8図は写真5の 第9図は写真6の t-T図である。これらの図から tの値はどれも軸部で最大を示し tの最大値 t_h (軸部)と最小値 t' (翼部)の比 t'/t_h は 0.60~0.75の範囲にある。一方Tの値は一定ではないが その変化幅はtに比べるとかなり小さく しかも 最大は軸部でなく どちらかの翼部にある。

第10図などはかなり一定とみなされる。

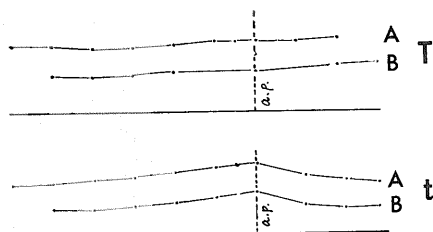
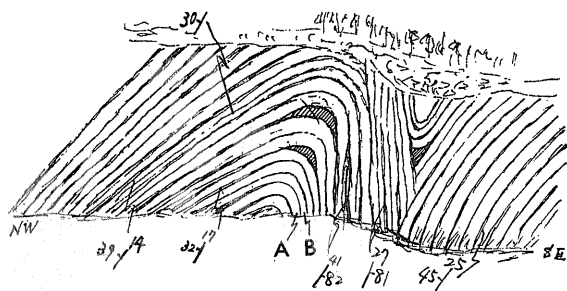
このようにt-Tダイアグラムの検討結果ではこれらの褶曲は 同心褶曲よりは むしろ相似褶曲に近い性質をもつことがうかがわれる。しかし 褶曲層を軸線に沿い平行移動させると 同じ形のくり返しではなく上・下どちらかに開いた(閉じた)形となってゆく。

第8図
写真5の褶曲の層厚
(t)変化を示す図
軸部の最大52cmに
対し 翼部の最小は
35cmを示す



すなわち dip-isogons (等傾斜線)は平行ではなく やや閉じた扇形配列を示す。したがって理想的な相似褶曲ではなく 平行褶曲(≡同心褶曲)の性質をも兼ねそなえていると考えられる。写真1・2の褶曲は外観的にはコンセントリックに見えるが tの値は軸部で確実に厚くなっているし 軸部にサドル・リーフ状のレンズ層をもつことを考えると 同心-相似褶曲の中間型と考えられる。

さて 次に これらの褶曲の形成過程について考察してみよう。先に指摘しておいたように これらの小褶曲には層面滑りが必ず認められるから“曲げ滑り”(flexural slip)の要素が確実に存在している。一方ではスレート劈開が認められ 剪断褶曲作用(shear folding)の要素をももつことになる。後者の作用は層面に斜交してこれを切る方向の滑りに特徴づけられる

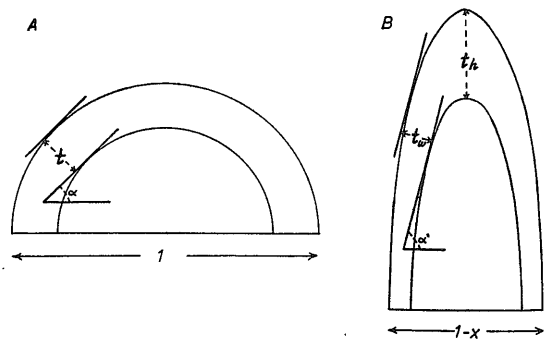


第9図
写真6の褶曲のt-Tダイアグラム 上のスケッチの斜線部は鞍状層を示す この場合軸面が傾くので α' の値は実際の傾斜角から軸傾斜の分だけ補正する Tの値はかなり一定であることに注意

(第5図A-4)から 層面滑りと対立する。ここでは両方の滑り作用を共存してもつことになる。ここに本地域の褶曲のもつ複雑さがうかがわれる。スレート劈開-剪断褶曲はこの地方の三疊系やペルム系にもっと強く現われるので 次回に検討することにしてここではこの問題は深入りはしないことにしておく。

ここで 写真11を見ていただきたい。この写真は Flkより下位の中部ジュラ紀層 (Sm部層)の小さな向斜部 (写真17)にみられるもので 層面滑りの slickensideの面が 条線の方とほぼ直交した方向の軸をもってうねっていることを示す。そのうねりの軸は スレート劈開に一致しており slickenside はスレート劈開と平行な面で僅かに切れて ずれを生じている部分もある。このことは 層面滑りの生じた後 ちりめんじわ型の微小なうねり作用のあったことを示唆しており 層面滑りのあと更に変形作用があった (進んだ) と解してよいであろう。

ところで 同心褶曲は concentric flexure という語が用いられるように 曲げ滑り (flexural slip) によって形成されるが 完全な同心褶曲にさらに圧縮が加わって変形が進む場合どうなるであろうか。その場合もはや層厚を一定に保ったままの変形は困難で層内流動あるいは層を構成する物質の再配列によって層厚変化をきたすことになる。RAMSAY (1962) は この変形過程を考察し 第10図のAからBのように変形すると仮定した。この図では容積変化はないとし 側方への短縮縦方向への "伸張" によって変形が進行する。このような変形を 押しつぶし作用 (flattening) と呼び この



第10図 完全同心褶曲と押しつぶし曲げ褶曲 (RAMSAY 1962 第5図より引用) 前者を側方からの押しつぶし作用 (flattening) によってX量短縮すると後者になり 層厚 (t) の変化をきたす。この押しつぶしは スレート劈開の形成と密接に関連

タイプの褶曲を 押しつぶし曲げ褶曲 (flattened flexural folds or modified flexure folds) と呼ぶ。B図のXは押しつぶし量を表わしている。RAMSAY は ①褶曲層のある部分での傾斜角 (α) が 押しつぶし変形後は α' に増大すること そして押しつぶしが強ければ強い程 α' の値は大きくなること ②同心褶曲の段階では層厚 (t) は褶曲層のどの部分でも一定であったのが 押しつぶし変形後は 軸部での層厚 (t_h) の増大 翼部での層厚 (t_w) の減少を生じ その差は変形が強い程大きくなる の2点に着目して $\alpha' \cdot t_h \cdot t_w$ の3つの値から 押しつぶし量 (X) を算出するためのグラフ第11図を作成した。

牡鹿半島の小褶曲は すでに述べた諸特徴から flexural slip → flattening の変形過程によって形成されたと考えると好都合である。そこで 例えば 写真5 (図8) の褶曲について第11図のグラフを用いて 押しつぶし量を算出するとだいたい $X=25\%$ 前後の値を示す。

押しつぶし作用は 小褶曲部分だけでなく スレート劈開の形成がこの地域全般に及んでいるように この地域を含むかなり広域にわたって全般的に作用したと考えられる。もしそうだとすれば この25%という押しつぶし量は 少なくとも荻の浜層レベルでの「褶曲による最低限の側方短縮量」を示していると解しても差つかえない。

さらに もともと水平であった地層が コンセントリック褶曲するまでの側方短

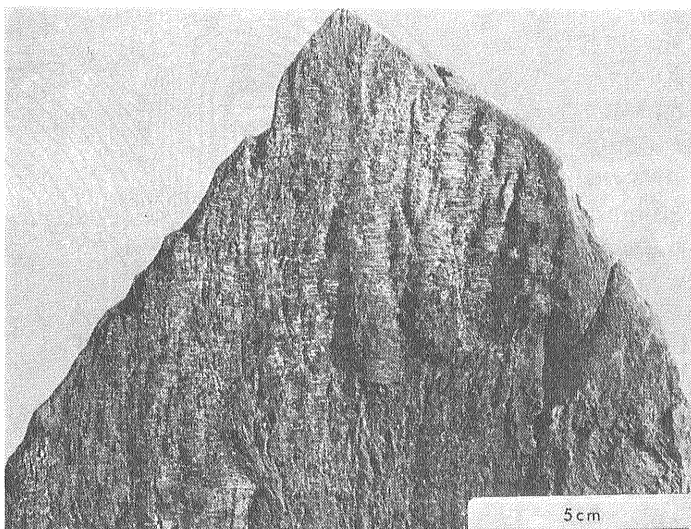


写真11 微小なうねりを示す層面すべり面 写真の横方向が曲げすべりの方向 縦方向がスレート劈開で前者を切っている

縮?は まだ計算に含めていない、 de SITTER (1958) によれば その量は $1/1.57=0.64$ であるが 小褶曲は 後述するように よりコンピテントな地層には発達せず その部分の地殻の側方短縮とは ほとんど無関係である、 中〜大規模褶曲にのみ関与しているコンピテント層の示す褶曲形からは ある量の側方短縮量が期待される。

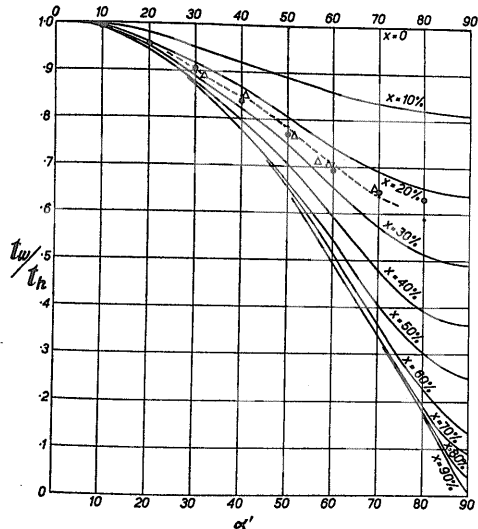
しかし 規模の大きい褶曲になると「層短縮」と堆積作用による初源的たわみがどんなであったかを考慮せねばならず単純な計算はできなくなる。 ともあれ RAMSAY 先生の御高説に乗りに乗って 理想的な同心褶曲を 25%横に押しつぶしてみたのが第12図である。 この図をこれまで示した褶曲の形とあらためて比較してみよう、 写真3・4・5・7における褶曲形のバラエティーをうまく説明できるように思われ 当てはめてみたものであるが 如何がであろうか?

荻の浜層下半部の褶曲構造

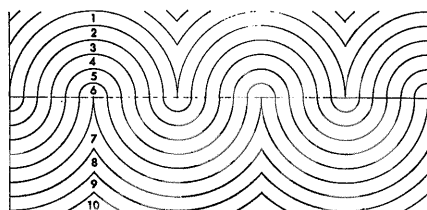
小褶曲のよく発達した Fk 部層の下位には 間に約 150 m 厚の頁岩層をはさんで 砂岩と頁岩がそれぞれ数 m—20mの単位で互層する極厚層理砂岩頁岩互層がある (厚さ350m余)。 この Mk 部層には Fk 部層のような小褶曲は稀である。 もちろん露頭で褶曲がみられない訳ではなく 向斜か背斜か一方の軸部は観察される。 しかしこの地層の褶曲波長は第16図の B セクションに示されるように 小積峠向斜で 1 km 前後と Fk 部層の小褶曲の数10倍の長さをもつ。 この規模の褶曲 (中規模褶曲) についての形態解析 とくに t_w - T ダイアグラムを描くような作業はかなり難しい。 それは 褶曲層の断面を露頭から直接得ることが出来ないので 精密なマ

ッピングによって 地層境界を追って 精度の高い地質図を描き 軸の突っ込み角を利用して 垂直断面に投影するという間接的方法によって 褶曲形態を出さねばならないこと また 数 100m 以上距離があると変形前の本来の層厚が 側方に変化している可能性が高いことなど 強いて作っても誤差が大きく それをもって検討に耐えるかどうか疑問である。 かと云って 全く断面を描く手がかりがない訳ではない。 前項で述べた 褶曲層の押しつぶし作用 (flattening) は 広域に及ぶスレート劈開の形成と密接な関連をもつ可能性が高く (この点の議論は次回にゆずる) その作用は 全般的に波及したのであろうから もちろん Mk 部層にも働いたであろう。 したがって 押しつぶし量が Fk 部層の場合 (25%) と大差ないとみなし 前述した小褶曲とほぼ相似した褶曲形をとると仮定して Mk 部層の褶曲断面を描くのである。

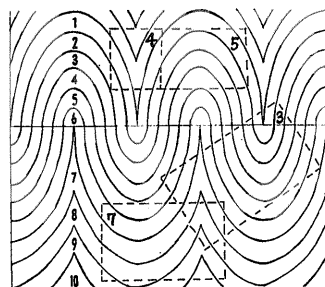
Mk 部層の砂岩比は Fk 部層とは大差はないとみられるが 層全体としてのコンピテンシーには 格段の差があつて前者が高いと思われる。 それは Mk 部層には 10〜数10m といった厚い砂岩層が 10枚以上あるのが大きく効いているからであろう。 一般にコンピテント層の褶曲では 卓越波長 (L) と層厚 (T) との間に一定の相関のあることが 野外観察や実験から指摘され CURRIE (1962; BADGLEY 1965より引用) は $L/T=27$ としたが その後 他の研究者によって いろいろな値が報告されているが どれもこれよりかなり小さい値が



第11図 押しつぶし量 (X) を算出するためのグラフ (RAMSAY 1962 第7図より引用) t_h : ヒンジ部 t_w : 測定部位での層厚 Δ 点と波線は 荻の浜層の褶曲についての例 (写真5と6) を示し 25%の押しつぶし量が見積られる

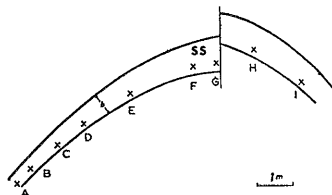


Complete concentric folds
↓ Flattening (25%)



Flattened flexure folds.

第12図 完全同心褶曲とそれを25%押しつぶした図 (滝沢原図) 押しつぶし曲げ褶曲における 閉じた褶曲や開いた褶曲など様々な形のものをうまく説明できる 下図の点線ワケ内の番号は 写真番号に対応させ その位置を推定した



Stelle	A	B	C	D	E	F	G	H	I
T Mächtigkeit a*		62	60	65	66	75	76	69	72
t Mächtigkeit b CM	40	45	45	80	92	95	90	69	90

* Schieferungsfläche ist hier nicht parallel der Achsenenebene. (Tokuyama, 1965)

第13図 Kt 部層の小褶曲における t-T の変化 牡鹿半島大原浜北西清水田海岸 (Tokuyama 1966より引用)

出されているようである。小さい方では $L/T = 4 \sim 7$ という報告もある。仮に Mk 部層全体がコンピテント層として能動したとすると小積峠向斜では $L/T = 3$ 位ということになる。この値はかなり小さいが牡鹿層群の場合コンピテント層になりうるような“有資格層”が4部層もあり褶曲の際それらが相互に干渉しあつた可能性は十分ある。先に準コンピテント層とした Mk 部層の上下位にある Fk・Kt 両部層が実は小褶曲が非常によく発達してむしろインコンピテント層としての挙動を示すことを考慮すると Mk 部層は他のコンピテント層とは 1,000m 近い垂直的距離を有していたことになる。

さて 荻の浜累層下半部のもう1つの地層 (Kt 部層 : Mk 部層の直下位の地層) はどんな褶曲構造をもっているのだろうか。フリッシュ型の有律互層を主とする Kt 部層は先の Fk 部層と同様 第16図Aセクションに示されるように小褶曲がよく発達している。

Fk部層に比べてやや砂岩の量が多く 全層厚はその半分位という違いはある。また Kt 部層の小褶曲は小積峠向斜および大原背斜付近のみに限られ他の向斜では稀である。これは Fk 部層の場合小褶曲がどの向斜の軸部にもよく発達していたのに比べると発達する位置をずい分 好みしていることになる。荻の浜向斜や新山向斜における Kt 部層は上位の Mk 部層の褶曲構造と全く調和的で同一波長の褶曲に参加しており小褶曲はほとんど認められない。一方小積峠向斜内の大貝崎付近や大原浜付近においては先の Ft 部層に負けず劣らずの見事な小褶曲が発達している。写真12~14はそれらの例である。これ等の小褶曲の特徴は幾何学的形態をはじめ“ペア褶曲”をなすことが多く層面滑りをもつことさらにスレート劈開を伴うなど先に指摘した Fk 部層の諸特徴と質的にほとんど同じなので詳しいことは省略する。第13図は Tokuyama (1965) による大原浜北方の Kt 部層の小褶曲の例であるが軸部での層厚の増大が翼部のその2倍強にもなっている。平均的にみれば Kt 部層の小褶曲軸部における層厚増大はこんなにも大きくはないが大原背斜付近ではこのように変形量の大きいものが幾つか認められる。層面滑りの存在その他からこの地層の褶曲も flexural slip→flattening の過程を経て形成された押しつぶし曲げ褶曲であると考えられる。

荻の浜累層の上下位層の褶曲構造

まず上位の鮎川累層下部 (Ky 最後期ジュラ紀層) は Mk 部層によく似た岩相でそれより砂岩はやや多くコンピテントな地層である。Ky 部層は Fk 部層

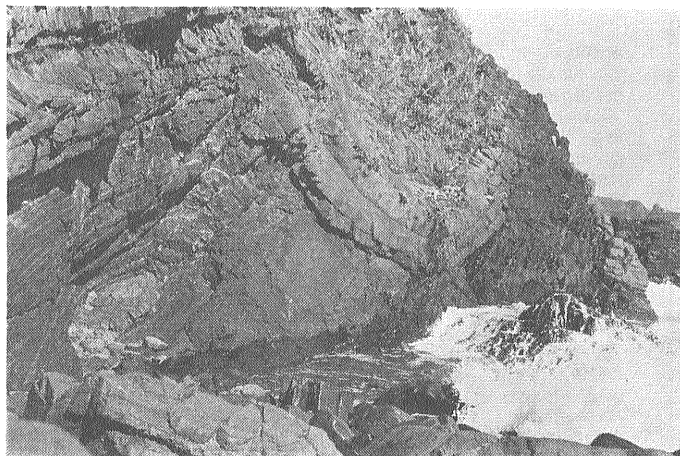


写真12 荻の浜累層下部 Kt 部層の小褶曲 牡鹿半島北部の大貝崎付近

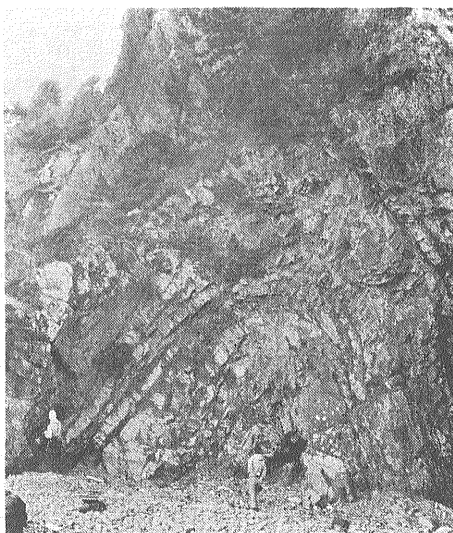
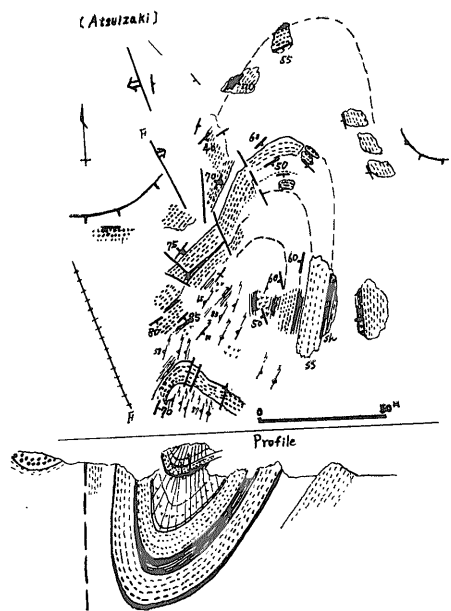
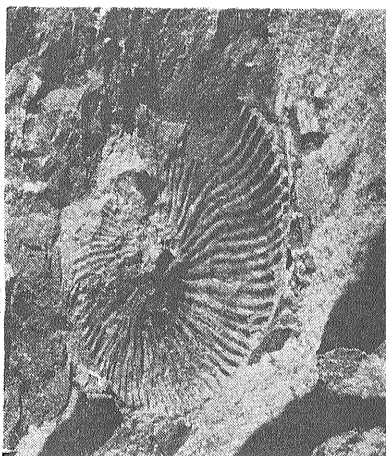


写真13 Kt 部層の小褶曲 岩相は成層のよい砂岩互層 翼部がかなり真つぐである 大貝崎付近



第14図
 鮎川累層 Ky 部層下部の褶
 曲構造 社鹿半島東部厚
 井崎海岸 南側へのプラン
 ジが大きい

写真16
 社鹿半島白亜記層産の変形
 したアンモナイト
Thurmanniceras sp. で
 白亜紀最初期を示す(鮎川
 累層中部 TAKIZAWA 1970
 参照) 白亜紀層でもスレ
 ート劈開が発達



との境界に近い最下部のみが (規模の大きい褶曲構造の軸部付近で) 小褶曲を示すが その主部はもはや波長の長い大規模オーダーの褶曲構造となっていて 小褶曲はみられない。 Ky 部層の最下部にみられる小褶曲も その形態は Fk 部層のものに近く 新山向斜のものではむしろ Fk 部層の中でも強度の変形のものに比較できるものさえある。 第14図および写真15に例を示すが 前者では局所的に褶曲軸の突込み (plunge) が大きく 南に 40° 位を示し 向斜の上部に向かって開いた形になり 明らかに形態変化をしている。 すなわちこの向斜構造に参加している3枚の厚い砂岩層のうち 下部のものは西翼で 70° 位で逆転しているのに 中部のもの

垂直層 最上部の砂岩層は 70° の正常層である。 軸部での層厚は正確に測定できるほど露出はないが 断面図の如く増大しているであろう。 また 写真15の亜小褶曲はかなり強い側方からの押しつぶし作用が示唆される。 しかし この褶曲は写真の上方に向け たわみが小さくなって消滅していると推定される。 このように Ky 部層最下部にみられる小褶曲は 層序的に上下位方向に形の変化をし 閉じていた褶曲も上方には次第に開いてゆき ついにはフラットになって Ky 部層主部では消滅しているものと考えられる。 このような小褶曲構造の形態変移は 第12図における垂直的形態変化に照合して考察することができよう。 要するに 本質的には同心

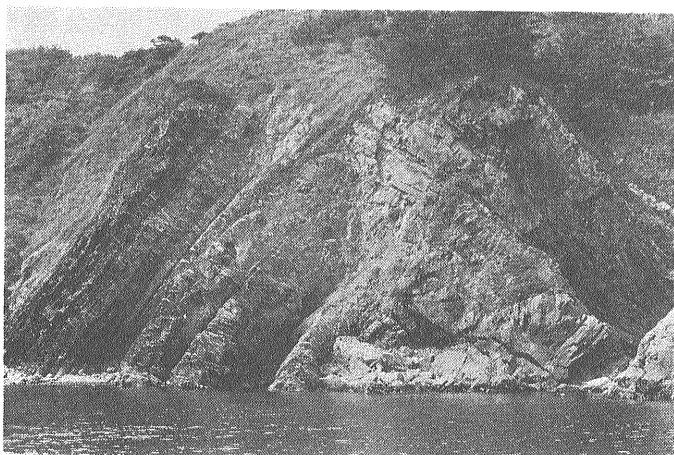


写真14 Kt 部層の 褶曲 シェブロン型に近いが 丸い頂部に鞍状層が加わっている すぐ東側(写真の左側)に向斜があり 半波長が100m位と大きい

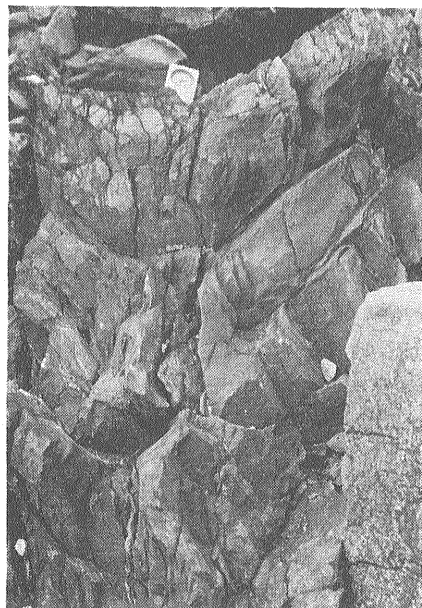


写真15 鮎川累層下部 Ky 部層の小褶曲 厚井崎付近 軸部で厚いが 写真の縦方向の形態変化が認められる

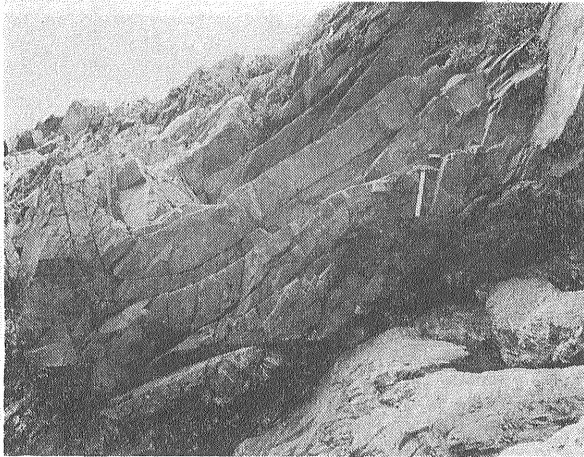


写真17 月の浦累層上部の小褶曲 寄磯海岸 押しつぶし曲げ褶曲で
写真11はこの褶曲の中央部の層面上

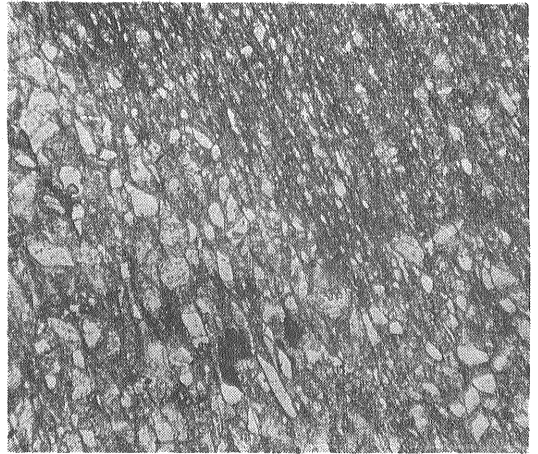


写真18 スレート劈開の顕微鏡写真 月の浦累層上部の砂質頁岩と細
粒砂岩の境界部で層理面は左上から右下方向 砂粒の多くは
石英と長石で スレート劈開と平行に並ぶ(平行ニコール)

褶曲である。

なお 鮎川累層中部の頁岩層(白亜紀層)は 新山向斜内では 野外で明瞭なスレート劈開をもち 写真16に1例を示すように化石も強く変形している。

一方 荻の浜累層の下位は月の浦累層で 上部が厚い均質な頁岩層(Sm 部層)下部にジュラ系基底の砂岩層(Tk 部層)がくる。この頁岩層のうち 最上部は Kt 部層の褶曲に調和的な褶曲構造をもつが その主部では Kt の小褶曲とは一見無関係な 不規則な形の小褶曲が発達しているか 場所によっては小褶曲がなく 単純な同斜構造を示す。この層準の褶曲をみるには 寄磯付近か 大原浜付近がよく 頁岩中に砂岩層のはさまがあつて 比較的翼の閉じた相似褶曲に近いタイプの小褶曲(やはり押しつぶし曲げ褶曲と考えられる)を幾つか観察することが出来る(写真17)。ともかく インコンピテント層として期待される厚い頁岩層ではあるがこの地層独自の規則的な小褶曲はあまり多くない。基底部の月の浦砂岩部層(Tk)は 上下を厚い頁岩層にはさまれたコンピテント層として 興味深いがこの地層の露出は牡鹿層群分布の北西縁に限られ そこでは全て同斜構造のため 褶曲の態様はつかめない。ただこの地層には 東傾斜の衝上性逆断層がつきもので これによる地層の小規模なくり返しが 小褶曲に代るもの(?)としてよく観察される。おそらく Tk 部層は 中～大規模褶曲構造にのみ関与しているであろう。

小褶曲と中～大規模褶曲との関係

これまでに 牡鹿半島のジュラ紀層の褶曲形態を層準

別にみてきたが それら各層の褶曲の相互関係について考えてみよう。たとえば Fkと Kt 両部層に小褶曲がよく発達し その中間の Mk 部層には小褶曲は稀で 中規模(～大規模)褶曲が特有であることがわかった。

小褶曲が ある一定の層準とくにコンピテントの低い層に現われる場合の一般的な様式として 引きずり褶曲(drag folds)がよく知られている。これはコンピテント層が インコンピテント層との境界面をスリップ面として 差別的運動を行う結果 その引きずり効果によって生ずるもので 曲げ滑りの認められる牡鹿層群には この様式による小褶曲は当然期待される。ところが 第15図に示すように この差別的運動によるすべりは 翼部では大きい 軸部ではゼロに近くなるから 軸部付近では引きずり褶曲はできない筈である。既に何回も述べてきたように 牡鹿層群わけても荻の浜累層の小褶曲は 中～大規模オーダーの褶曲構造の軸部付近にもっともよく集中的に発達し 翼部の方が発達頻度が少ないか 殆んど認められない場合さえある。したがって 引きずり褶曲という様式だけでは 牡鹿層群の小褶曲を説明できない。

また コンピテント層とインコンピテント層の境界がドラッグ的なスリップ面をなしているかどうかについては 牡鹿層群の場合むしろ否定的である。たとえば Fk 部層の小褶曲がその上位のコンピテントな Ky 部層の最下部部分にも調和的に連続して発達しており Ky 部層主部に向つて漸次的に小褶曲が消滅してゆくと考えられることや 肝心の Mk 部層の Kt・Fk 両部層との構造的関係からも同様の漸移的關係が推察されることによる。もしこれが事実なら 引きずり褶曲にとっては

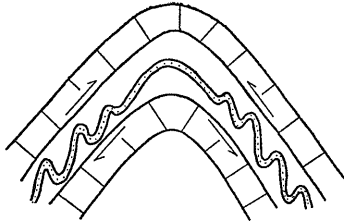
ますます不利な条件となる。

de SITTER (1958) は 英国のデボン系にみられる強いスレート劈開を伴う小褶曲が より規模の大きい褶曲構造の軸部に集中的に発達している例を報告し これを引きずり褶曲と区別して 寄生褶曲 (parasitic folds) と名づけた。 この場合翼部にブーディン構造をもつ。彼はスレート劈開の形成時の押しつぶし作用によってこの寄生褶曲とブーディン構造ができたと説明している。スレート劈開の形成 (劈開褶曲) に先だつて コンセントリック褶曲があったとする彼の見解は 雄勝・牡鹿地方の褶曲に関する筆者の見解と一致するが 牡鹿地方の小褶曲は スレート劈開の形成に先立って コンセントリック褶曲の段階で既に形成されていたと考えられるから 問題の小褶曲を de SITTER の寄生褶曲と同じ成因で説明することは困難であろう。

あとがき

いろいろ書いてきた最後になって 菌切れの悪いことになって恐縮であるが 結局 小褶曲の形成機構はわかりません というのが正直なところである。 どうやら “座屈褶曲論” の中にヒントがありそうなので 褶曲の専門家に この先をお願いした方がよさそうである。

この地方の地質については 地質部神戸信和技官と共同で調査し 第1図の作成にあたり 未公表資料の提供を受けた。 また 環境地質部垣見俊弘技官には かつて 野外で貴重な御教示を得た上 本稿で用いた用語等



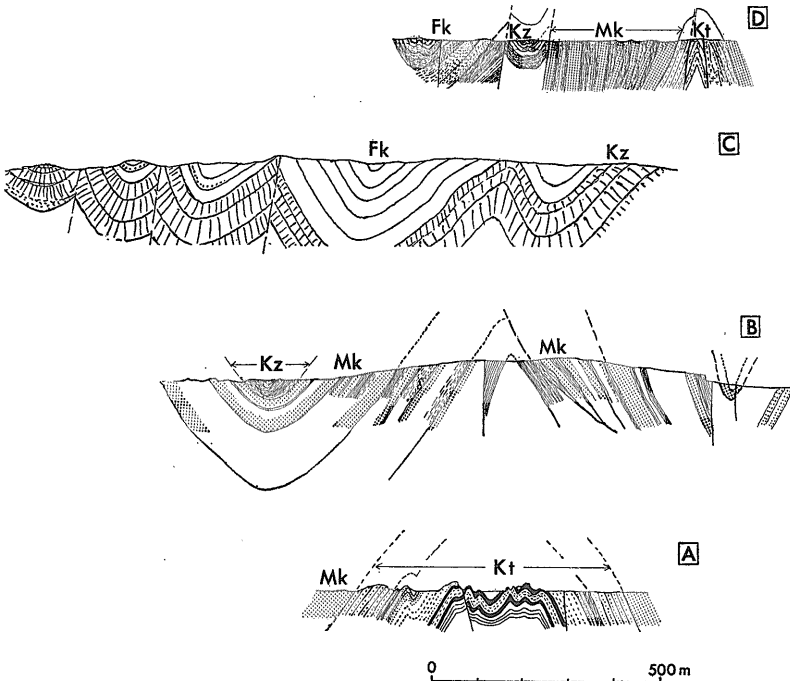
第15図
引きずり褶曲 (垣見 1978-3, 79図より引用) 軸部には原則として発達しない牡鹿層群の小褶曲は軸部にも集中的に発達するから適用されないであろう

についても御教示いただいた。 両氏に厚くお礼申し上げます。 本稿の続きとして 次の機会に 同じ地方の三疊紀層の褶曲とスレート劈開について紹介してみたい。

引用文献

BADGLEY, P. C. (1965) : *Structural and tectonic principles*, 521 p., Harper & Row, New York.
De SITTER, L. U. (1958) : Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. en Mijnbouw*, vol. 20, p. 277-286.
垣見俊弘 (1978) : 地質構造の解析. 240 p. 地学双書 22 地学団体研究会
木村敏雄・佐藤 正・徳山 明 (1966) : 小地質構造 鉱山地質 vol. 16 p. 192-203.
RAMSAY, J. G. (1962) : The geometry and mechanics of formation of "similar" type folds. *Jour. Geol.*, vol. 70, p. 309-327.
TAKIZAWA, F. (1970) : Ayukawa Formation of the Ojika Peninsula, Miyagi Prefecture, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 21, p. 567-578.

滝沢文教・一色直記・片田正人 (1974) : 金華山地域の地質 62 p. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅) 地質調査所
TOKUYAMA, A (1965) : Faltingsstockwerke in der Ojika Halbinsel, Nordostjapans. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo*, vol. 15, p. 217-235.



第16図
小嶺峠向斜における地質断面図
北側から
A : 大貝崎付近
B : 塚浜~小屋取間
C : コバルトライン
D : 牧の崎 南にプランジするため
A→Dに向って順に上位層準が現われる
小褶曲の発達位置に注意