

牡鹿・雄勝地方の褶曲

(その2) 三疊紀層とペルム紀層の褶曲を巡って

滝沢文教・神戸信和(地質部)

井内石のふるさと

石碑・石塔・墓石などの石材として「井内石」は本邦に広くゆきわたっているが そのわりにこの石の名前や原産地を知る人は少ない。もちろん 石材の王者は何といっても「みかげ石」であり その量も種類も豊富で 人々に親しまれている。井内石は 一切りの石材の巨大さを競うという点では みかげ石をしのぐほどので 意外に陽の当る場所の石塔や石碑として 堂々と「鎮座」することになる(写真1)。

余談になるが この拙稿を「建国記念日」というありがたい日に書き始めて思い出したのであるが 大戦前の昭和15年に「建国2600年記念」と称する大行事があったらしく これを記念して大きな石碑や石塔が あちこちに建てられたようである。「七つの海を制覇せん」なんていう勇ましい言葉がもてはやされた時代である。確かな場所は覚えていないが九州へ旅行した際 この“兵者共が夢の跡”を語る大きい石碑を 街を見下ろす小高い公園で見たことがある。高さ7~8mもあったろうか 台座の上に立つ暗灰色の一枚岩は 確かに井内石であった。幅広で 高さは5m位あり「八紘一宇」の“夢”がその石面に刻まれていた。戦い終わって平和の世になって久しいが“動かざること岩の如し”と言わんばかりに この類の遺物はあちこちに残っている。こうした記念碑や忠霊塔 あるいは墓石・歌碑など辞を

刻んだ石碑には 井内石がかなりたくさん用いられている。暗灰色の非常に地味な感じではあるが 岩らしい重量感を与えてくれる石材である。

ところで井内石は 暗灰色の地に灰白色のすじが発達する独特な縞模様をもつ石灰質の砂質頁岩で 約2億年前の三疊紀前半の地層である。北上山地の稲井層群の産なのである。この岩には 大昔の海底生物が餌をあさった“食い歩き跡(生痕)”が一面に残っており そのため灰白色のすじ(葉理)が著しく乱されていることが多い(写真2)。このような岩質の特徴のため この岩がどこにあっても すぐそれとわかるのである。井内石が石材として有用なのは その「岩質」と共に「スレート劈開」が顕著に発達するからで 石材の広い方面(ふつう表面および裏面)がスレート劈開と平行である。スレート劈開は この石材の側面でこそ観察し易いのだが 新鮮にカットされたものでは見出しにくいほど微妙なものである。

仙台から仙石線というローカル電車に乗って終点の石巻で降り 市街の東部を南北方向に流れる北上川の畔(旧北上川)に立つと 東側の丘陵の麓に幾つかの石切場が目につく。これが「井内石」の原産地である。重くて大きな石材も 石切場からたかだか数100mの距離



写真1 井内石の石碑 支倉常長の遣欧ローマ行の黒船を建造した場所を記念したもの 厚板状の石碑の表面がスレート劈開と平行 縦のすじは葉理 宮城県雄勝町唐桑 背後の崖は登米層粘板岩



写真2 井内石にみられる葉理 稲井層群伊里前層の代表的なもので生物擾乱の痕跡(生痕化石)が著しいのを特徴とする 石巻市湊産



第1図 石巻付近における井内石の石切場の分布

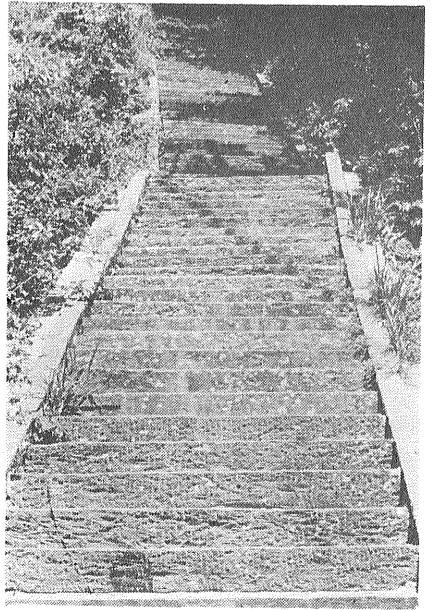


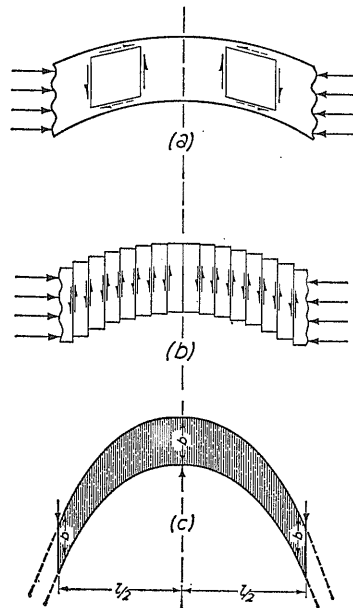
写真3 石段につかわれた井内石 宮城県雄勝町にて 用途としては 土台石・墓石・橋板材など広く 長柱状または厚板状で強度がある

に北上河口を利用した天然の港があるので 遠方への運搬にも非常に便利である。北上川流域の米や三陸海岸の海産物を集積して栄えた海運の街 石巻は 井内石の搬出港でもあった。現在の石巻市の北東部 旧北上川の東側は 合併前は稲井村と呼ばれ その「井内」という部落付近からこの石材が盛んに採掘される(第1図)。石巻かいわいは仙台藩に属していたので 井内石は「仙台石」とも呼ばれた。地元付近では 墓石の大部分にこの石材が用いられているほか 建築石材としても価値が高いし 小川の橋板・神社等の石段(写真3)などにふんだんに使われている。

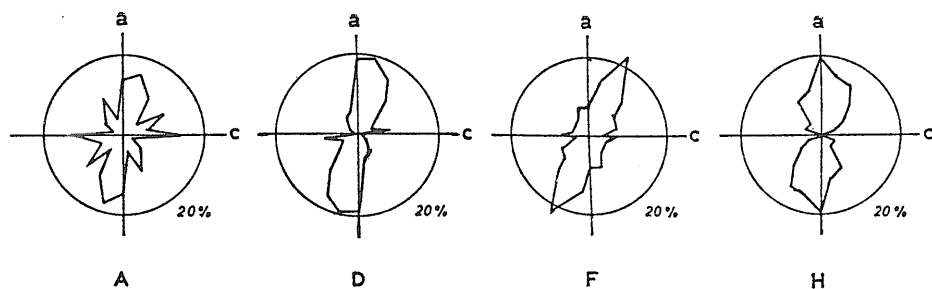
剪断褶曲とスレート劈開

ふつう褶曲と言えば 地層の層理面に沿うたかすのすべり作用——曲げすべり(flexural slip)——によって変形するのが最も一般的である。そのような褶曲の例については 本誌 291 号で牡鹿半島のジュラ紀層について紹介しておいた。これに対し「井内石」にみられるようなスレート劈開を伴う剪断褶曲とは 第2図に模式的に示すように 地層面に斜交または直交する“剪断面”に沿う微小なすべり作用 あるいは流動作用の集積によって形成されたものである。その剪断面は 最大圧縮応力の方向にほぼ直交する面方向を示すのが特色である。したがって その変形機構はズレ変形方向において 曲げ褶曲と対立的であり 全く異なる。この剪断面は 通常に発達したスレート劈開であって その面は褶曲軸面に平行なはずである。そこでこれを“軸面劈開”(axial-plane cleavage)と呼ぶことがある。

形態的にみると 曲げ褶曲が平行褶曲(同心褶曲)型で 褶曲層のどの部分をとっても層厚が一定であるのに対し 剪断褶曲では相似褶曲型であって 層厚は褶曲層の部分によって変化し 軸部で厚く 翼部で薄い。後者では 理想的には褶曲軸面に平行に測った厚さ(軸厚)は一定であり 1つの褶曲層を褶曲軸に平行移動させた



第2図 地層面に直交する方向の剪断変形(a, b)と相似型褶曲の形成(c) cでは褶曲軸面に平行な細密劈開(スレート劈開)の発達を示す CAMPBELL (1951)による



第3図
砂岩層の背斜における砂粒の長軸の配列 (TOKUYAMA, 1965 による) A・Dは翼部 F・Hは軸部付近を示す 地層面は図の横方向と考えてよいから砂粒の長軸は褶曲軸にほぼ平行な方向に回転していること示している 牡鹿半島のジュラ紀層(狹の浜層)の例

場合 同じ形(相似型)をもつことになる。

前項で述べた井内石や後で述べる登米層のスレートはまさにこの剪断面=スレート劈開の存在によって 石材としての価値を生んでいる訳で 地層面よりもむしろこれと大きく斜交することの多いスレート劈開の方向に岩石は割れ易く または割れ易くなっている。しかしスレート劈開の面は 節理のように岩石の内部組織に無関係なシャープな割れ目ではなく 岩石中の鉱物がその方向に平行配列したり 潜在的な微少な剪断面が存在するような内部組織に起因している(写真4)。その意味で変成岩の片理と似かよっている。ただし 再結晶の度合は片理に比較して問題にならないほど弱く また面の方向も地層面に平行かそれに近い方向をもつことの多い片理とは異なっている。

スレート劈開が強いほど 岩石中の粒子の定向配列は顕著である。スレート劈開は 一般に泥質岩では顕著であるが 砂岩や礫岩では肉眼的にはそれほど著しくな

いし剣離性も乏しいが確かにある。第3図は ジュラ紀層の背斜部の断面の各部分について 砂岩層における砂粒の定向配列の様子を示したもので(TOKUYAMA, 1965)。褶曲して地層面の傾斜が変化しているのに 砂粒子の長軸方向は褶曲軸面にほぼ平行な方向(図の縦方向)に多く配列している。右の2つは背斜軸部付近にあるから 粒子の長軸方向は層理面にほぼ直交していることがわかるであろう。

礫岩では この構成粒(礫)の定向配列は肉眼でしかと確かめられる。写真5では 層理面に直交する方向に 礫の長軸が向いている。牡鹿・雄勝地方の中生層でも褶曲軸部付近で礫が層理面に直交 もしくは大きく斜交した方向に長軸をもって配列しているのを見かけることがしばしばある。初めて見る人には これは驚きであるに違いない。

粒子の定向配列は言うまでもなく 剪断褶曲作用すなわちスレート劈開の形成と揆を一にするもので 造構的

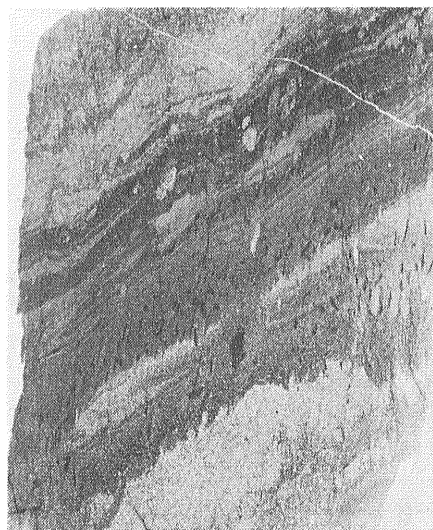


写真4
稲井層群砂質頁岩(井内石)の薄片写真 横方向の葉理に対し 縦方向のすじ模様がスレート劈開 粒子や泥岩片が後者の方向に回転または変形していることが多く 葉理面もぎざぎざしてうねっている (横幅が約3cm)

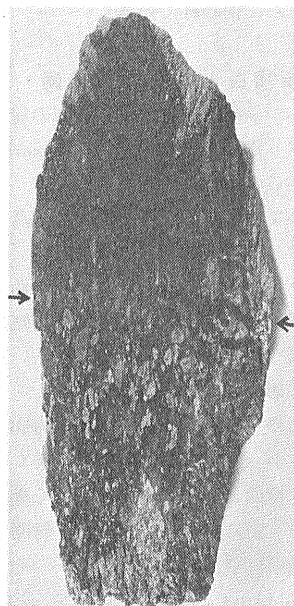


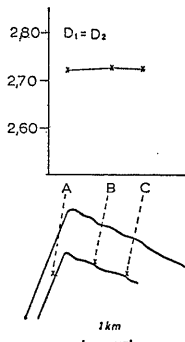
写真5
火山碎屑岩における礫の定向配列 (世田米地方小坪沢の下部石炭系) 矢印方向が層理面で 礫はスレート劈開に平行な縦方向に配列している 横幅が約6cm

な回転によるものである。砂岩のようなコンピテント層では スレート劈開は“屈折”するように 泥質岩との境界部で折れ曲っている (写真6)。

剪断褶曲の教科書的な断面は 層厚が変化する一方軸厚一定という特徴をもつから ふうにみられる平行褶曲 (コンセントリック褶曲) とは 異なる形態をもっている。原理的に軸面劈開を重視すれば 第4図のように 褶曲軸面はスレート劈開面に一致し 褶曲の両翼のなす角の“2等分線”とは一致しないという解釈がなされている。この剪断褶曲における褶曲軸面の問題については 本稿の最後に再検討してみよう。

本邦の中・古生層は大部分が多かれ少なかれ褶曲しているが 剪断褶曲の発達する地域とそうでない地域とがある。この違いがどうして生じたか はまだよくわかっていない。原 (1973) の説明によれば それは圧縮応力場にあったか 張力性応力場にあったかの相違であるとされている。また 温度条件も関係したとする考えもある。帰納的な解明法として 世界各地にみられる剪断褶曲の発達フィールドの比較をしてみることが必要であろう

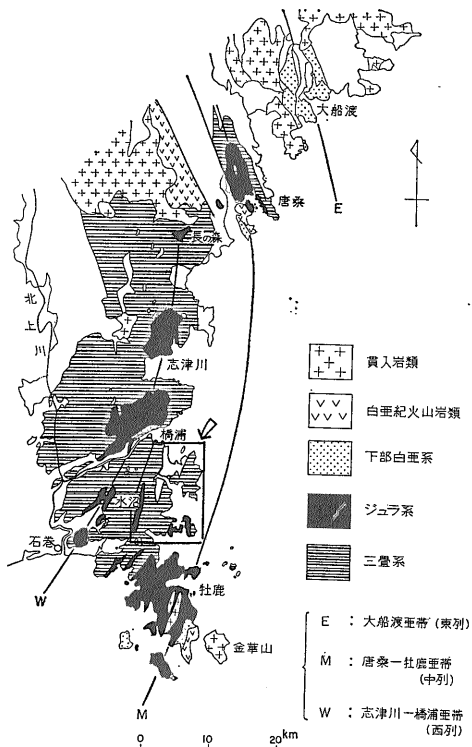
Jnai-Serie



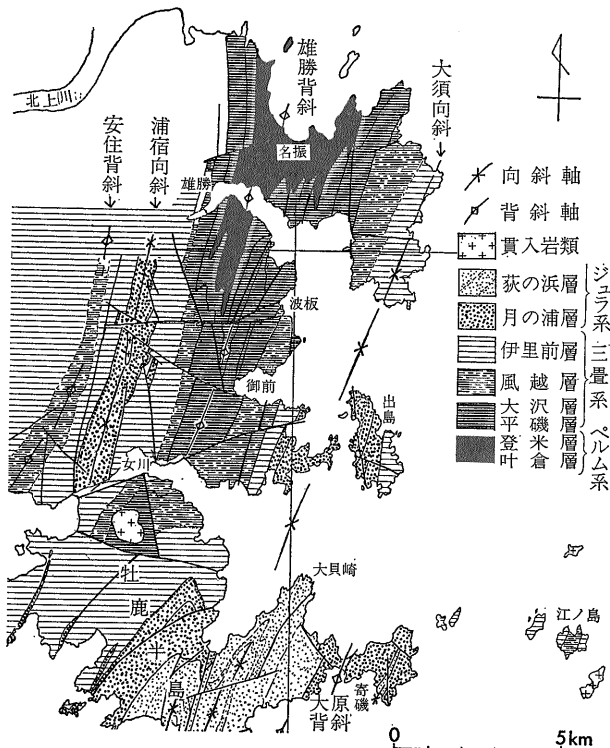
第4図 剪断褶曲による地質断面の解釈例 (TOKUYAMA, 1965 による) 左上は岩石の比重 右下は軸厚の一定なことを示している

三疊紀層の分布と岩相

稲井層群は 第5図に示すように 北上山地の南東部を占めて 南北約70km 東西幅約25kmの範囲に分布している。この分布域の中に ジュラ紀一下部白亜紀の地層群が点在しているが それらは稲井層群の向斜部にそって その上の上ののっているのに過ぎないので 稲井層群はよく連続した一続きの“堆積盆”をなしていると言って差しつかえない。稲井層群を含む北上山地の中生代堆積盆は 構造的には 気仙沼—岩井崎—雄勝に連



第5図 南部北上における中生層の分布



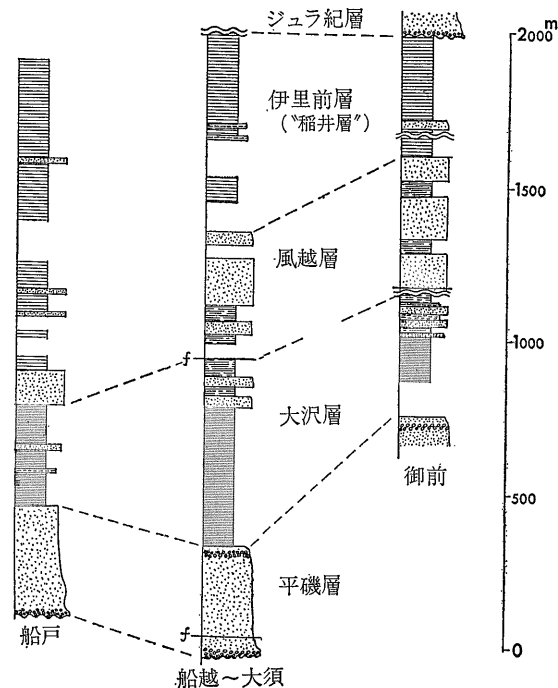
第6図 雄勝地方の地質略図

らなる南北方向の背斜部を境に 西側と東側とに2分してみることができる。この背斜部には 古生代ペルム紀の地層が露出し 本稿で述べる雄勝背斜はこれに相当する。第6図は 本稿で扱う範囲の地質略図であり 各層の分布状態を示している。

稲井層群は 第7図の如く 下位より ① 基底礫岩・砂岩 ② 頁岩ないし粘板岩 ③ 砂岩 ④ 砂質頁岩の4層からなる。すなわち コンピテントな砂質岩が2層 スレート劈開のよく発達するインコンピテントな泥質岩が2層で 異なる岩相が 200~400m の単位で交互している。この中で④は一般に他に比べて厚くしかもよく褶曲してくりかえしているため 露出面積が非常に広く 稲井層群の代表的な「顔」となっている。「井内石」は ④の伊里前層の砂質頁岩であるが 泥質岩としては比較的多量の石灰分を含んでいることを特色とする。②の大沢層の泥質岩は 伊里前層より細粒で生物擾乱の痕跡が少なく 葉理が乱されていないので美しい縞目を呈する。ただし 葉理のよく発達するのはこの層の上半部であり 下半部は葉理の稀な塊状の粘土質岩からなる。大沢層は細粒なため また より下位の層準にあってスレート劈開の発達が密なためか 石材の用途としては後で述べる登米層の粘板岩のものに類似して 「玄昌石」の一種とされている。すなわち

「井内石」(伊里前層) が大きな厚みのある板状石材であるのに対し 大沢層のものは 薄板状のスレートやタイル材 一部硯石材として用いられている。稲井層群の2つの砂岩層は ともに中粒を主とし 部分的に粗粒または礫質である。砂岩組成は 石英25~35% 長石25~45%の範囲のものが圧倒的で いわゆるアルコーズ質砂岩に属する。炭酸塩鉱物は平均10%位 多いもので20%と泥質岩層と同様に石灰分を多く含んでいる。岩片は礫種を反映して 花崗岩・閃緑岩・はんれい岩などの深成岩 それに種々の火山岩のほか 変成岩類や緑れん石等の変成鉱物など非常に多種類である。砂質岩層は 雄勝町一女川町一帯 すなわち雄勝背斜の周辺部によく露出している。最下部の平磯層の砂岩は 側方への層厚変化が比較的小さいのに対し 中部の風越層の砂岩は 厚いところで 350m以上 薄いところはたかだか数10mと 側方への層厚変化が著しい。この変化はしばしば強調される剪断褶曲によって説明される構造的要因のみに帰すことは不可能に近く 基本的には堆積時のものであろう。

上に述べたような岩相の違いが 褶曲構造とどのように関連しているかは この地域の褶曲の形成過程を解明する上で大変興味深いところである。次に述べる各ルート毎の地質構造では 特にその点に留意してみよう。



第7図 稲井層群の地質柱状図

石巻から女川・雄勝へ

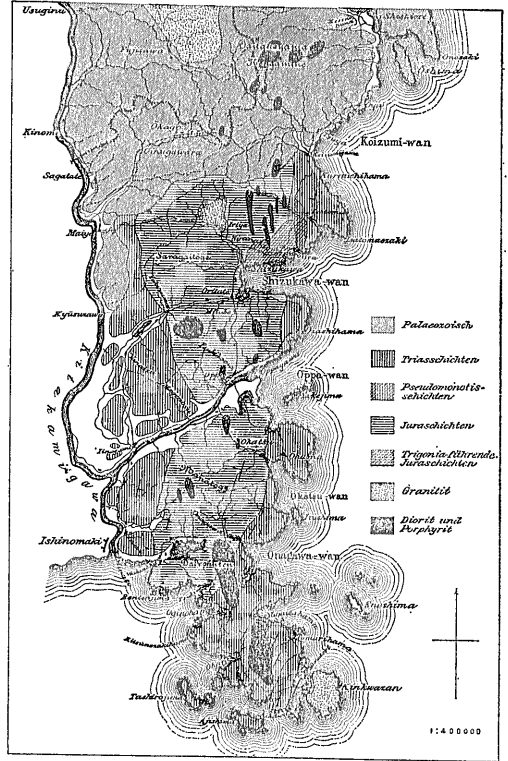
石巻は北上山地の南側の玄関口である。石巻市街の東縁に立ちはだかる「井内石」の山から産出する菊面石(アンモナイト: グラビア参照)は 日本で最初の三疊紀化石として報告された志津川地方のモノチス (NAUMANN, 1881) と共に 北上山地の中生層を早くから著名ならしめた。その菊面石 (Ceratites = Hollandites) は原田豊吉・ナウマン両博士によりヨーロッパに届けられ 1888年 MOJSISOVICS によってウィーンの学術雑誌に報告されている。日本の地質学のまだ黎明期であった1880年代から1900年頃にかけて 数多くの当時の若い地質学者が 石巻を起点として 雄勝や志津川にかけての中生層地帯の地質調査を行っている。神保小虎・菊地 安・伊木常誠・大築洋之助・川崎繁太郎・矢部長克等であり 彼等によって先駆的な仕事が行なわれたのである。

神保(1900)は地質雑第7巻の雑記で この地方について 次のように紹介している。「本邦中生層が小区域にて種々の時代を代表せる処を尋ねる時も亦恐らく北上山地を似て第一流の地と為すべし。(中略) 地質学に志す人は此地方に行きて 一たび其化石の種類多き古

生層と四種の層位に分かれたる中生層とを……研究せよ。
 (中略) 実に本邦の中生と古生とを論ぜんと欲する人は必ず一たびは北上山地を踏まざるべからず」とずいぶん持ち上げた表現になっている。おそらく せい明期の 大著である原田豊吉 (1890) による “Die Japanischen Inseln” に神保の北上の研究結果が 数少ない地質図まで差し込んで大きく引用されている (第8図) ことに気をよくしていたのであろう。しかし 実際のところ北上山地が古生層ばかりでなく 中生層についても 充実した重要な価値をもっていることは 今も変わらないであろう。また 本稿の目的である褶曲構造の観察にとってこんなにみごとな地域は そう滅多にないことは 本誌 No. 291 の拙稿を合せみただければ理解されるであろう。

ところで 稲井層群の観察には 石巻市東部の湊・井内 (稲井)・渡波などの地区に点在する石切場の露頭もよいが これらは全て 同層群上部の伊里前層のみであるから 全体を把握するには 第9図に示した太平洋岸の女川町から雄勝町にかけての地域が最も適している。ここでは 同層群の4層が比較的狭い地域にそろって分布し 各層の岩相発達や露出状態がかなり立派である。各層の模式地となっている本吉郡歌津町地域に勝るとも劣らない好条件である。

女川町は 石巻市街から東へ車で約20分のところであり そこから北の雄勝町には 車で30分余である。両町の中心地は リアス式海岸の深く切れ込んだ湾入部にあるのだが 海岸沿いの露頭は 地層の観察に最も好条件である。 予め層などで干潮時間帯をよく調べておき 干潮時に海岸の磯づたいの調査 潮が上ってきたら道路



第8図 Die Japanischen Inseln (原田 1890) に引用されている神保小虎の北上山地の地質図

沿いの切割や沢沿いの調査をするのが能率的である。

これから紹介する主な見学候補地は 南から A 女川湾北岸 B 御前湾南岸 C 浪板浜西方の沢 D 雄勝湾岸である。このほか E 名振湾岸 (ペルム系登米層) や沖合の江の島なども 褶曲をみるのに興味深い。

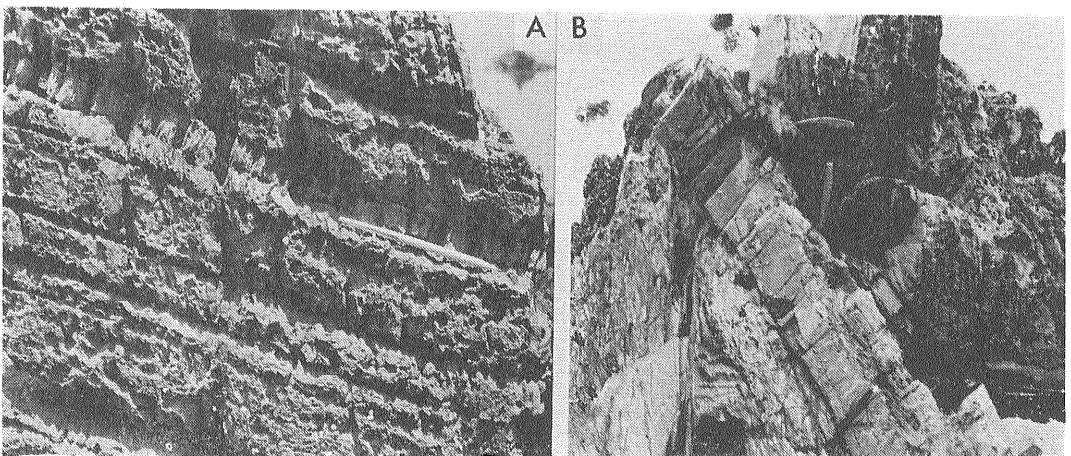


写真6 大沢層におけるスレート劈開の発達状態を境に折れ曲っている 上下いずれも御前湾岸沿い

ふつう泥質岩で強く 砂質岩で弱い 後者では劈開面がほぼ層理面

女川湾北岸

女川の港を右下に眺望しながら曲りくねった道を尾浦に向けて進むと まず石浜までの道路北側は 全て大沢層のスレートが露出する。 かつて「女川スレート」として盛んに採掘されたものである。 縞目(葉理)のよく発達した地層で スレート劈開と層理面との関係を見るのに適している。 石浜～桐ヶ崎間は 走向・傾斜の変化が激しく 岩石がもめていたり 小断層が数多くあるなど複雑なため ここを調査する地質屋を手こずらせる部分である。 ここは 雄勝背斜の延長部にあたる部分で 褶曲軸の南へのプランジが $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ とかなり強くなっている部分である。 岩石は風越層の砂岩および

砂質頁岩である。 このルートは 個々の露頭での小さな乱れが多いが それにあまりとらわれ過ぎたり惑わされずに層序を念頭において 大局的構造を掴むことを心掛けたい。 第10図に簡単な構造概念を示しておく。 このルートの東端には 中部ジュラ系が露出し その基底礫岩が稲井層群を不整合で覆う露頭が数カ所以上で観察される。 両者の関係を断層で表現してある地質図をみかけることがあるが 南側の牡鹿半島から出島にかけて 露出する限りの両者の関係は 10カ所以上で実際に観察され 完全に不整合である。

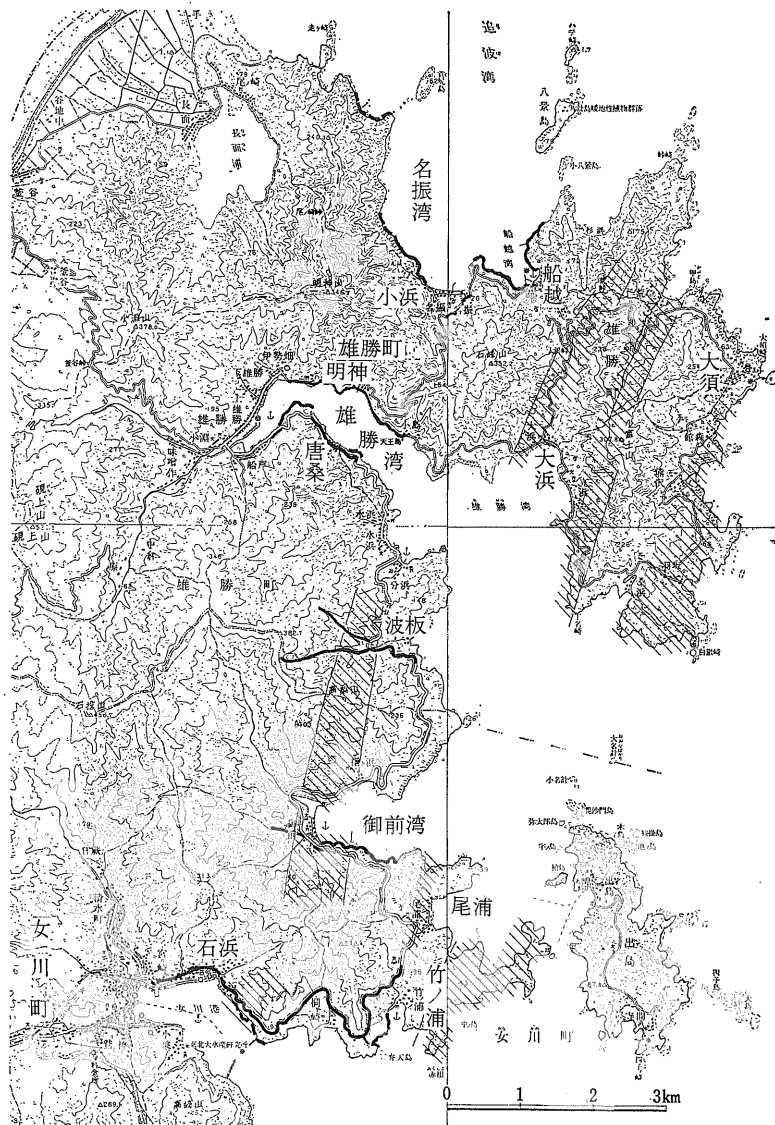
御前湾南岸

構造的には 先の女川湾北岸ルートのすぐ北側の延長であるが 観察される地層はそれより下位の大沢層が幅広く露出する。 御前浜の部落のすぐ西側を雄勝背斜の軸部が通り そこには平磯層上部のものと思われる礫岩と 大沢層下部のスレートが露出している。 ここは平磯層分布の南限でもある。 そして この第一級の背斜の東方では 中～小規模な褶曲による地層の反覆がありながらも 大局的に東側に上位の地層が順次重なり 出島向斜のジュラ系が出現してくるわけである。

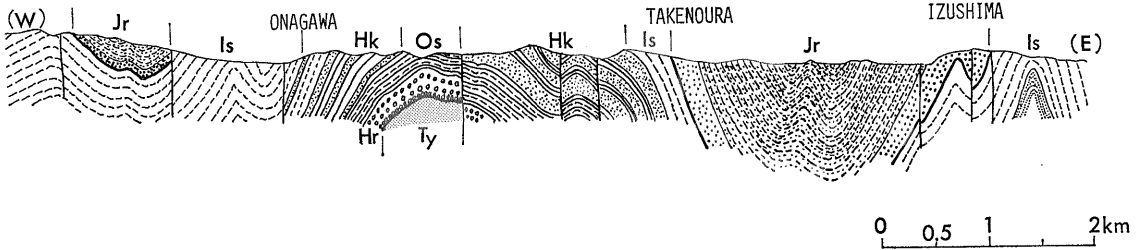
この付近では 大沢層の小褶曲がみものである。 また風越層や伊里前層などとの小褶曲の発達程度の差異も注目してみよう。

この付近の道路沿いの露頭は コンクリートでおおわれているが 干潮時を狙って 海岸沿いの観察が抜群によい。

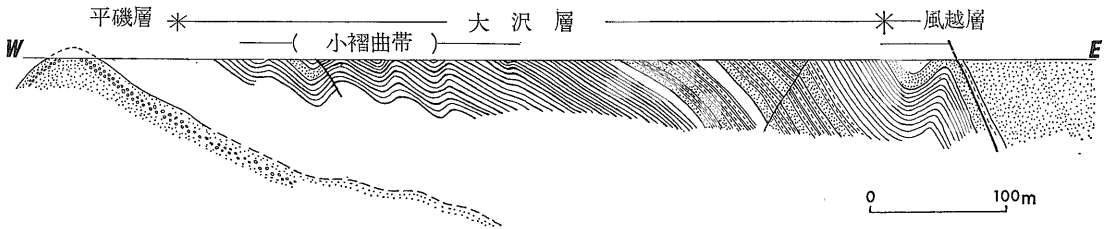
第11図は 御前湾南岸の1千分の1縮尺のルートマップをもとに作成した断面図である。 大沢層には小褶曲がよく発達し 全体的に急傾斜の構造は考えにくく だいたい $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 位東に傾斜するものとみなされる。 これに対し 大沢層の上位に重なる東側の風越層は 平均傾斜が 70° (東)で急傾斜になっており かつ小褶曲はご



第9図 雄勝—女川地方の地形図と見学ルート(太線) 国土院発行の5万分の1地形図「石巻」ほか



第10図 A ルートを含む地質断面図



第11図 御前湾南岸の地質断面図 大沢層のみに小褶曲がよく発達

く稀になり 単調な同斜構造を示す。その厚さはこのルートでは約370mである。従って 以上3層の関係は概念的にみると 風越層をコンピテント層としてその上下位の地層は小褶曲のよく発達するインコンピテント層ということになる。以上で 御前湾岸における稲井層群の大まかな構造は理解していただけたであろう。

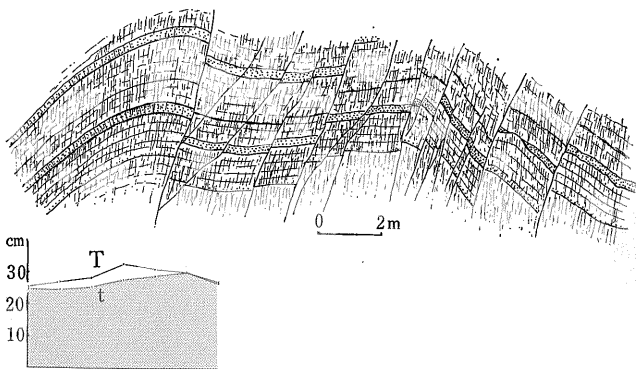
ここで2・3の小褶曲の例を紹介しておこう。写真7 および第12図は御前浜の南端にみられる褶曲である。葉理頁岩には 顕著なスレート劈開と共に それとほぼ平行な小断層がよく発達している。厚さ30cm以下の砂岩が数枚はさまれており これに注目して層厚-軸厚

の変化 (t-T ダイアグラム) を調べてみるのも面白い。

写真8は かなり典型的な相似型褶曲の形をもつ向斜である。軸部で厚く翼部で極端に薄くなっている層厚の変化が特徴である。グラビア写真6 に示したみごとなスレート劈開も この大沢層にみられるものであるが 御前浜の近隣には スレートの採掘場(跡)がたくさんある。

浪板西方の沢

御前湾と北側の雄勝湾の間に 浪板という小さな部落(浜)がある。御前湾岸から北側の道路沿いには 風越



第12図 御前浜南端にみられる大沢層の背斜
 スレート劈開にほぼ平行な小断層がたくさん発達 砂岩(打点部)と頁岩の境界の一部には 層面すべりの痕跡も認められる 左下図は背斜左半部の t-T ダイアグラムで RAMSAY (1962) による方法で“押しつぶし”量を算出すると 約15%である

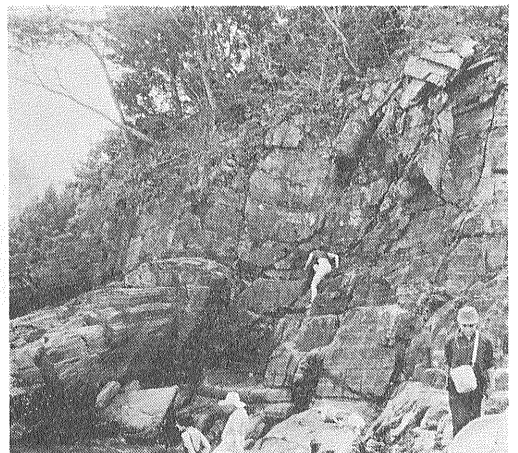


写真7 大沢層の小褶曲(背斜) 第12図スケッチの左側3分2の範囲に相当

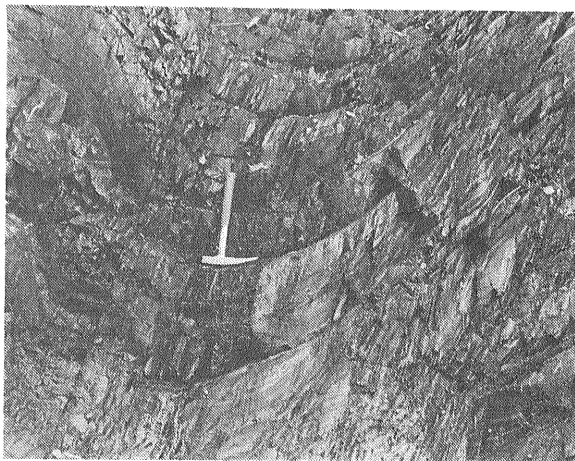


写真8 大沢層にみられる小褶曲(向斜) 相似型褶曲に近く
層厚が軸部で厚く 翼部で薄い 軸面にはほぼ平行なスレート劈
開が顕著に発達

層の砂岩が赤褐色～黄土色に風化して よく露出している。浪板の西方の沢を350m程入ってゆくと 写真9・10のように大きな露頭がある。山の南斜面を大きく採石した跡である。大沢層の見事な褶曲であり 西側に背斜 東側に向斜がペアをなしており これらの両側はしばらく同斜構造をもつ。岩相は葉理頁岩で みごとな成層構造をもつ。この露頭は 数年位前まではスレートを採掘していた石切場で スレートのズリが大量にある。

この露頭の褶曲の形は 大沢層の中で最もみごとなものであろう。背斜の方がきれいな彎曲をもつのに対し 向斜の方は 翼部が比較的まっすぐで 頂部が六角形の3辺のように角ばっている。スレート劈開は 走向N

18°E 傾斜 80°W である。

ここで見逃してはならないのは この褶曲の位置が 雄勝背斜の東翼部にあるから この付近は褶曲しながらも東側上位が期待されるところである。ところが 明らかに西上位! なのである。浪板の部落付近は 大沢層の上位の風越砂岩が露出しているから この露頭と部落の中間に中規模オーダーの背斜がなければならぬ事になるが それを確かめるべき付近に露頭はない。しかしその北方への延長にあたる 分浜付近の道路沿いを調べると 背斜が認められるから一応納得! ということになる。また 上記の石切場跡の西側には平磯層の礫質砂岩が背斜状に出ており さらにその西側に大沢層の向斜を経て雄勝背斜の中心部が稜線付近に位置する(第13図)。

雄勝湾周辺

ここは 雄勝背斜の軸部にそって ペルム系登米層が分布する。その幅は 約0.8km(街道沿いに約1km)で 深く切れ込んだ湾の両岸に 赤茶けた風化面をもつ登米層の粘板岩(スレート)の露頭が幾つか点在している。とくに唐桑の街道筋には 何百年も昔から硯を採掘したとみられる石切場の大露頭がある。各露頭での地層の傾斜変化に注目して登米層部分での構造を調べると 2つの背斜と1つの向斜の存在が見い出される。すなわち 雄勝背斜の中央部には規模の小さい向斜があつて その両側に背斜があるという複背斜(アンチクリノリウム)の構造を示している(第14図)。登米層分布の両側には 稲井層群基底の平磯層が分布する。両者の関係が不整合であることは 学界で異存のないところと

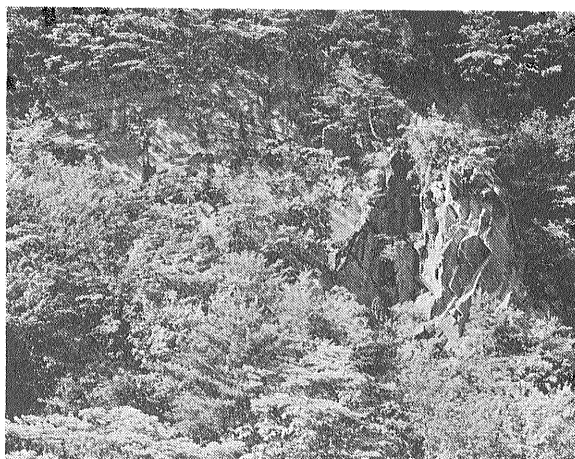


写真9 波板西方 大沢層の背斜 顕著なスレート劈開が発達し 登米層と同様にスレート材や硯石材も採掘されている。頂部におけるきれいな円味のある形態は 曲げ褶曲(コンセントリック褶曲)に劣らない (正井義郎技官撮影)

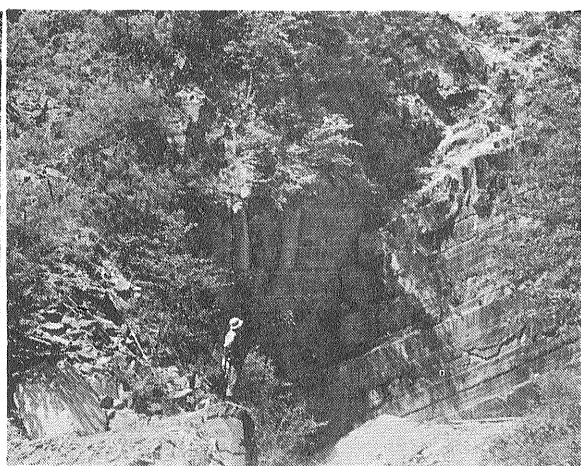
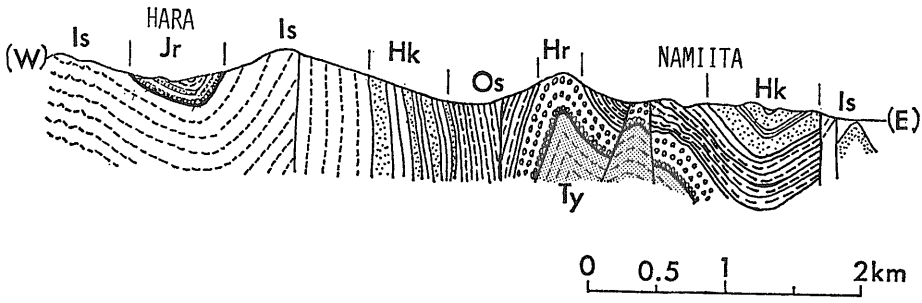
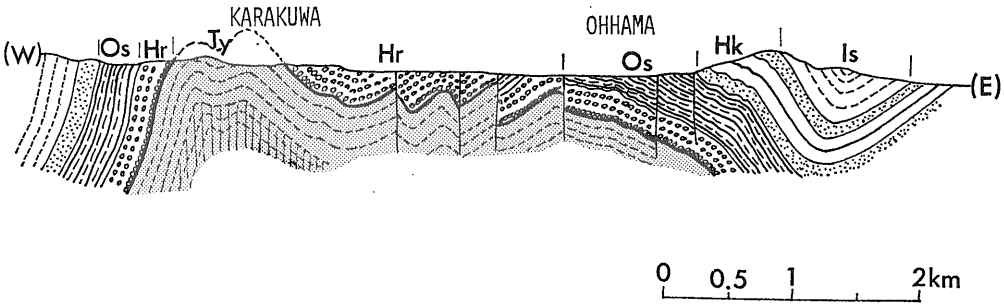


写真10 波板西方 大沢層の向斜 写真9のすぐ東隣りにあつて それと“ペア褶曲”をなす



第13図
Cルートを含む東西方向の地質断面図



第14図
Dルートを含む雄勝湾付近の地質断面図

なっているが その不整合の意義の規模の大きさについては 必ずしも一致したところとなっていない。また不整合面の確認あるいは両者の境界がどこにあるかについて 2つの異なる見解がある。その論点は 平磯層の基底をどこに置くかという問題で 平磯層プロパーの礫岩(これを基底礫岩と考える人もある)と 登米層プロパーの間には 厚さ10m内外(場所によって30m以上)のかなりシルト質の粘板岩と その下位に厚さ10m以上の砂岩があって これらをどちらに含めるかで議論が分かれ

るのである。

ともかく 背斜両翼の平磯層を観察してみよう。同

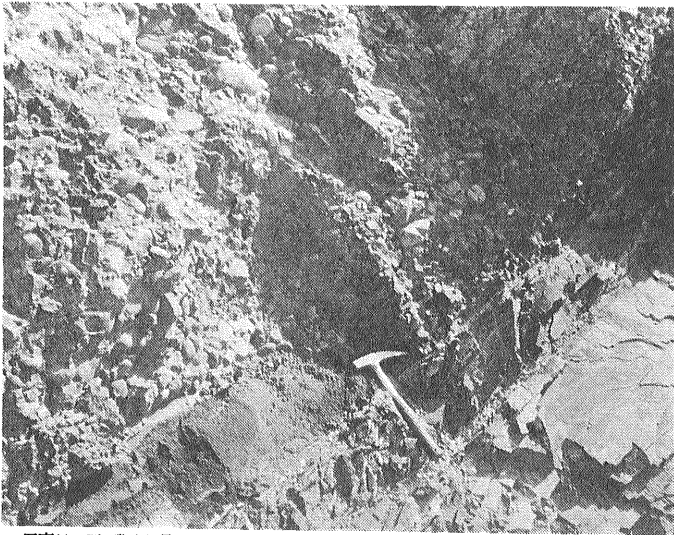
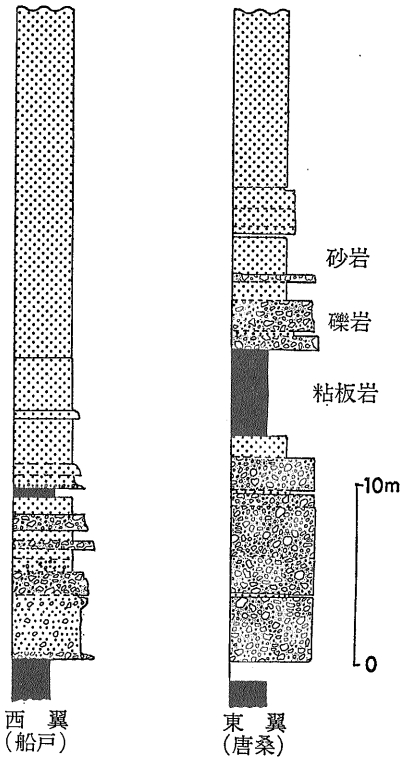


写真11 平磯層最下部の礫岩(雄勝町唐桑) 雄勝背斜東翼のもので 花崗岩礫などの深成岩礫や種々の火山岩礫を多量に含む



第15図 雄勝背斜両側における平磯層最下部地質柱状図 礫岩の発達状態が極端に異なる

層最下部の礫岩は随所でみられるが まず雄勝湾南岸の2カ所を比較してみると 東翼では写真11および第15図に示すように 花崗岩礫を多量に含む大礫礫岩が約14mの厚さもあるのに対し 西翼では 礫の量は非常に少なく大きさも小さい。さらに西翼では 密集した礫岩の厚さは 全部で 1m前後と極端に薄く しかも花崗岩礫は極めて稀で おもに珪質火山岩の中～小礫が散在する程度である。このような礫岩相の発達および礫種の極端な相違から 堆積当時東側に供給源を求める考えが提出されている(加納 1959 滝沢 1977など)。

ここで注目したいのは 雄勝背斜両翼での平礫層の層厚の差異がどの位かである。というのは 剪断褶曲の場合によく主張される褶曲の両翼における層厚の相違(第4図参照)を ここで確かめてみるためである。実際に測定してみると 西翼の船戸地区で約350mに対し 東翼も 場所はちょっと離れるが(雄勝湾岸では適当なルートが見つからない) 名振湾岸の船越北東で 350m 前後とほとんど相違がないのである。すなわち この砂岩層には 剪断褶曲作用による造構的な層厚変化の影響は非常に少ないものとみなされるのである。これは典型的であるとされるこの地域の剪断褶曲の形成過程を考える上で 大変重要な意味をもつことである。

登米層粘板岩の予察

石巻を起って 女川から雄勝へと 三疊紀の稲井層群を概観してきたが 雄勝まで来ると よく知られたペルム系登米層のスレートを見物しないわけにはいかないのと同層について簡単に付言しておこう。

登米層の分布は 南部北上の大半に及んでおり 当地域のものは その南端に位置し 古くから「雄勝層」とも呼ばれてきた。現在 稲井層群に占められる地域の地下深所にも ずっと連続して広がっているであろうことは 分布状態からほぼ確実である。本地域での層厚は 500~600m と推定される。

岩相は 大部分が単調な粘土質またはシルト質の粘板岩からなり 部分的に少量の砂岩薄層 局所的に礫岩(薄衣型)ををさむ。本層はペルム系中部の叶倉層相当の砂質頁岩から漸移し その下半部は上半部に比べて一般に粒度がやや粗く堅固である。岩相や層序および化石については 気仙沼地方ではあるが 本誌 No. 291 における田沢純一博士の記述が詳しい。

さて この黒色の粘板岩層の観察は 単調な岩相なので そう多く欲張ってみても 何か目のつけどころがないと仕方ないところであるが 雄勝町一帯に点在する

石切場の露頭のほかに 北側の名振湾岸沿いまで足をのばしてみたい。というのは後者では 前者ではみられない登米層の下部 とくに最下部が叶倉層相当層とともに 海岸沿いの露頭で確かめられるからである。ただし 名振湾岸では登米層の全層準がほぼ連続露頭でみられるもの 上半部については干潮時でも踏査が困難だから 漁船を借りないと無理であろう。

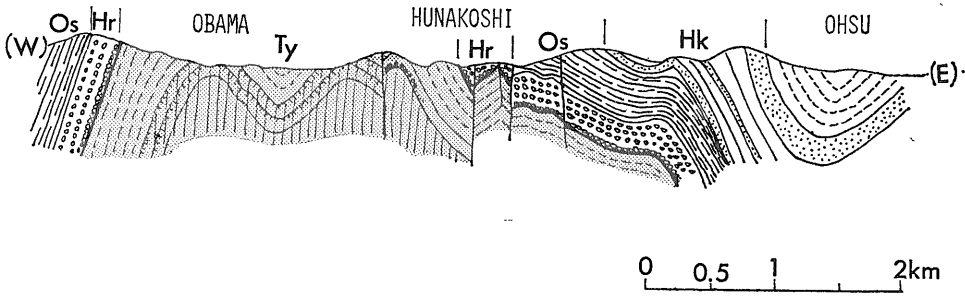
登米層の地質構造を解明する際に大変なのは しばしば層理面が非常にわかりにくくなっていることである。

これは 稲井層群などと違い 泥質岩に葉理が乏しい上 スレート劈開が顕著に発達するため 道路沿いや沢沿いの露頭では 層理面が全くわからずお手あげのこともある。とにかく葉理を求めて ひたすらハンマーをふるうしかない。それに岩相の垂直変化に乏しく もちろん鍵層もないから 同一層準を側方に追跡することはままならない。こうした難条件下ではあるが 傾斜の変化に着目して地質構造を検討すると 意外に単調で大まかな構造を示している。

このインコンピテントな地層には ジュラ系(本誌No. 291 参照) や三疊系の泥質岩層にみられたようなたくさん的小褶曲が発達しているどうか。答は否とすべきであろう。全く小褶曲がないわけではないが ジュラ系や三疊系に類似したオーダーのものはむしろ稀である。写真12に示す小褶曲は 局所的な構造の乱れに伴うもので 普遍的なものではない。この地方の登米層の中上部あたりには 厚さ 10cm 以下の砂岩薄層をかなりたくさんはさむ層準(厚さ50m前後)があつて いわば頁岩勝の互層を形成している。このような岩相的なコントラストがよく かつ成層性の良好な層準には 中生層で見られるような“きれいな”小褶曲の連続な発達が期待されるのだが それも認められない。

ここで認められる褶曲のオーダーは 本誌No. 291 のジュラ紀層の場合に「中規模褶曲」と呼んだ波長数 100m前後のものが基本である。波長数~数10mの単位の小褶曲の規則的発達はないようだ。従って登米層の褶曲構造は 卓越波長の面から見ると 砂岩層で代表されるコンピテント層と同様なオーダーをもっていることになる。事実 その褶曲形は 上位の三疊系最下部の平礫層(砂岩・礫岩層)とほとんど調和的である。

肝心なことが後回しになったが 稲井層群(三疊系)と登米層(ペルム系)とは不整合関係にあるものの その間に褶曲運動を介在するような大きな構造的ギャップはないとみるのが大勢であるし 筆者らもそのような見解に賛成である。このことは第14図および第16図を見てい



第16図
Eルートを含む名
振～大須間の地質
断面図

ただければおわかりであろう。多分 構造地質学的にも見出し得るものは 登米層のみ発達する節理系とか (小) 断層系であろうが これを見出すには精査を要するであろう。

ここで 雄勝湾沿いの登米層にみられる褶曲構造 (2背斜1向斜) について調べてみよう。

写真13の背斜構造は登米層粘板岩からなり 雄勝湾より南側の水浜西方の雄勝“複背斜”の一部をなすもので 登米層分布の西縁に位置する。この露頭から約 100m 西側には 平磯層の礫岩が露出しているから 登米層のかなり上部の層準である。円い頂部をもち 層理面の一部は 条線こそ不明瞭だが すべすべした「鏡肌」様の滑動面の特徴が認められる。もちろん スレート劈開は褶曲軸面にほぼ平行な方向に顕著に発達している。褶曲の波長は 先に述べたように約 500~600m 位のものであるから 地質図にも十分表現し得る規模である。

この背斜軸は 雄勝湾の北岸の道路沿いの石切場 (雄勝町病院の東方約 100m) までは 確実に追跡される。ところが さらに北側の名振湾岸の相当位置には明瞭には現れず 単なる構造的乱れとなって消滅しかかっているように見える。雄勝湾付近で 上記の背斜の東側に隣接する向斜構造についても 同様に名振湾岸では見出しされない。

一方 雄勝湾岸の登米層でみられるもう一つ東側の背斜は 東西方向の断層により少しズレながらも 南北にずっと追跡され明瞭である。すなわち これこそ雄勝背斜の盟主とみられる。北側の名振湾岸では 小浜部落付近に西翼が10°~20°と緩傾斜 東翼では50°~60°位のかなり急な傾斜をもって この背斜軸部がよく露出している。その東翼には叶倉層相当の石灰岩 (「小浜石灰岩」) が海岸によく露出し 海ユリやサンゴ等の化石を多量に含んでいる。サンゴなどの化石から この地層がペルム紀中期の時代であることがわかる。

一方この背斜の南方への延長を追って 登米層分布の

南限を確かめてみると 雄勝湾から水浜の西方の谷沿いを経て 浪板西方の沢の最奥部に至る。先に三畳系の褶曲を観察したと同じルート (第13図) の西部である。

そこでは 登米層の分布が幅約 150m に限られ 背斜状をなしている。つい先年までスレートや硯材を採掘していた大きな石切場で 両側には平磯層が分布するから この登米層は同層最上部である。背斜の西翼は 15°~20°の緩傾斜 東翼は 70°東に傾斜し 褶曲軸は西側に急傾斜すると推定される。従って 北側の小浜の背斜部とほぼ似たような形状と言える。登米層は この谷より南側には分布しないから南限である。

雄勝背斜の主軸の南へのプランジがどの位であるかを 小浜からこの浪板西方までの軸線に沿い 登米層の層厚を 500m として概算してみると 約 5° という値を得た。

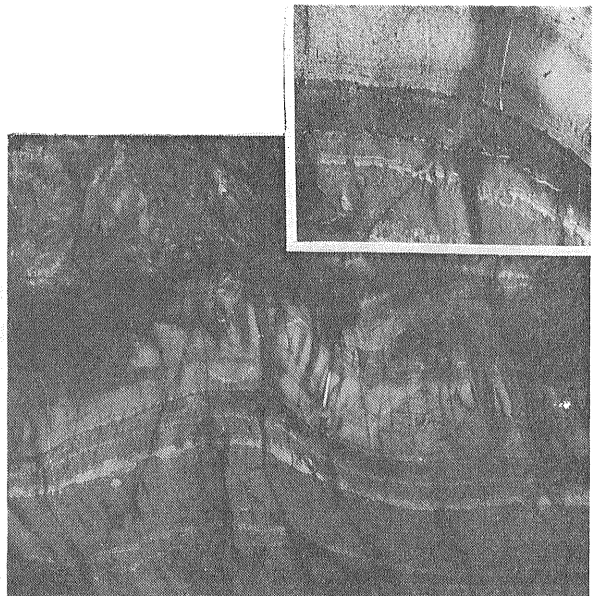


写真12 登米層にみられる小褶曲 (名振湾西岸) この地域の登米層では インコンピテント層であるにも拘らず 小褶曲はあまり発達しない 層理面はぎざぎざしたちりめんじわ型微褶曲を示す

褶曲軸のプランジは必ずしも一定せず 雄勝背斜のさらに南方の女川湾沿いでは 20° 位と見積られるし この主背斜の東側に位置する平磯層の雄勝湾沿いの分布状態 (第6図の地質図参照) からは 10°~15° 南へのプランジが推測される。 極端な例として 牡鹿半島のジュラ紀層では 大局的に南にプランジしながら局所的に 北側に プランジした褶曲も数カ所あることを付言しておく。

剪断褶曲についての幾つかの疑問

前項までに この地方の三疊紀層やペルム紀層における褶曲構造を概観してきたが それらは従来剪断褶曲の典型とみなされてきたものである (TOKUYAMA, 1965 木村ほか, 1966)。 ところが 実際に現地を見学してみると 教科書や諸先輩の論文に示される剪断褶曲の概念や見方に対して 全て納得できる訳ではなく 幾つかの疑問を感じる。 例えば 素朴な疑問としては次のようである。

- i) 剪断褶曲だというのに どうして曲げ褶曲と同じような円い頂部をもった褶曲形態をもつのであろうか (写真8・9・12などの諸例)?
- ii) 小褶曲に限られた層準または場所のみ卓越して発達し 必ずしも全体にわたってみられないのは何故か? 例えば雄勝背斜東翼では第11図に示されるように 小褶曲は大沢層とか 伊里前層といったインコピテント層のみ発達し 風越層や平磯層では稀である。
- iii) 雄勝背斜を境として 両側の地層の厚さの違いが 剪断褶曲から予想される程には差違があまりないのは どう説明すればよいか?

iv) 次項で述べる“層面すべり”の存在やスレート劈開面と褶曲軸面との関係などは 剪断褶曲作用と どのように関連づけたいのだろうか?

以上のような疑問に対する解答は 必ずしも容易なものではないが “考え方” だけ終章に述べておく。 その前に上記 iv) の点に関しての2つの重要な観察事実を紹介しておく。

剪断褶曲層における“層面すべり”

第2図に示されるように剪断褶曲では 変形作用が層理面に斜交する微小なズレ動き (実的にはスレート劈開に沿うすべり) の集積によって形成されるので 変形機構からみて 層理面に平行なすべり作用による曲げ褶曲とは 大きく対立するものである。

ところが この“剪断褶曲する地層”に 実はかなりたくさんの層面すべり (bedding slip) の痕跡が見い出されるのである。 その中には すべり方向を示す条線をはっきり残したのものもある。 写真14は スレート劈開のよく発達した登米層 (粘板岩中) の層理面上に見い出された層面すべりの痕跡である。 この条線の発達したすべり面は 微小な波長でちりめんじわ型のうねりをみせ この“うねり褶曲”の軸は スレート劈開の方向と完全に一致している。 これによく似た現象は 牡鹿半島のジュラ系の褶曲層でもみられた (地質ニュース No. 291, p. 56) が そこでは「ちりめんじわ型のうねりとスレート劈開の形成とに先行して 層面すべり作用が存在した」ことを指摘しておいた。 層理面上のちりめんじわ型微褶曲は随所で観察され (写真15) 必ずしも明瞭でないが 層面すべりの存在を認め得る場合も多い。

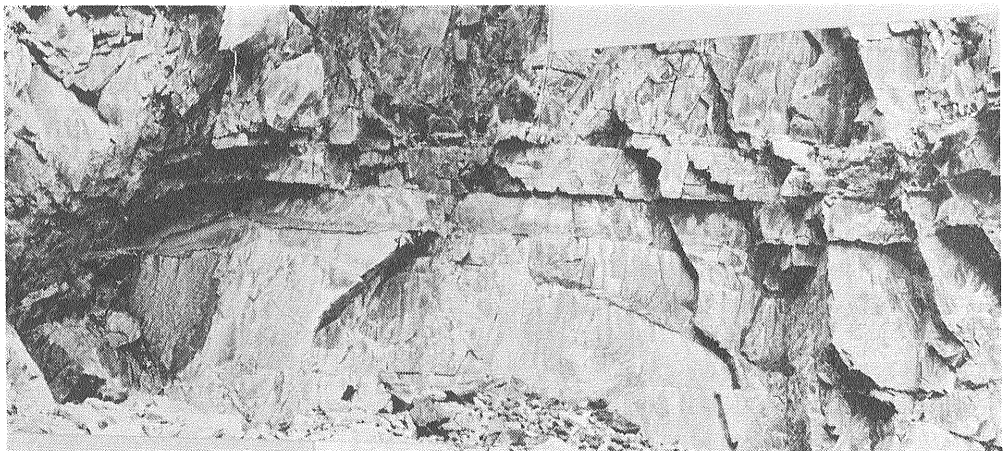


写真13 登米層の背斜頂部 (水浜西方の沢)

この背斜は雄勝背斜プロパーのもので 礫用の原石を採掘している

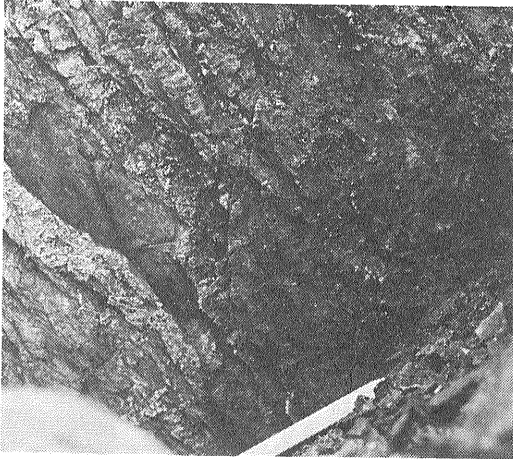


写真14 登米層中の層面すべりの痕跡(名振湾西岸)
斜め横方向が層面すべり 斜めタテ方向がスレート劈開方
向で後者が前者を切っている 白い棒は鉛筆

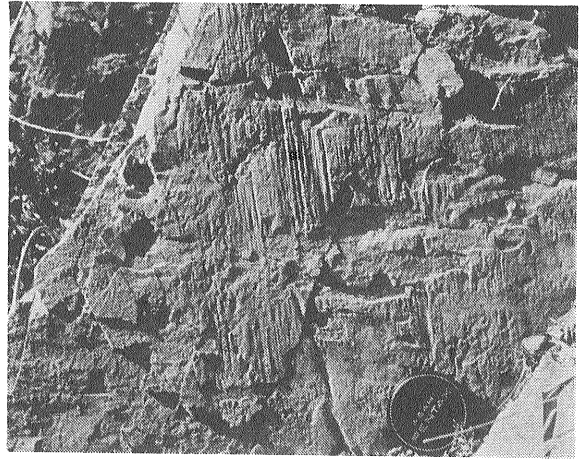


写真16 平磯層砂岩層表面の層面すべり痕 おそらく
“曲げすべり作用”によって形成されたものと考えられる

一方では 条線やちりめんじわ型褶曲を示さず 断層面にしばしば認められる鏡肌似た すべり面もしばしば認められる。

もちろん 三疊紀の稲井層群にも 層面すべりの痕跡は少なくない。写真16・17にその例を示した。大沢層の粘板岩は 登米層に劣らぬ程のスレート材を採掘しており スレート劈開の発達はみごとであるが やはりその中でも層面すべりは認められる。写真16の平磯層の例では 条線の方法はほぼ褶曲軸の方向に直交している。

以上のように 剪断褶曲の代表格とされている登米層や稲井層群中にも かなりたくさんの層面すべりがみられることは これらの地層の変形が 剪断褶曲の要素とともに 曲げすべり (flexural slip) によって特徴づけられる 曲げ褶曲の作用を併せもっていることを示唆しているのではなからうか。

スレート劈開と褶曲軸

剪断褶曲におけるスレート劈開は “軸面劈開” (axial plane cleavage) と呼ばれるように ふつう褶曲軸に平行

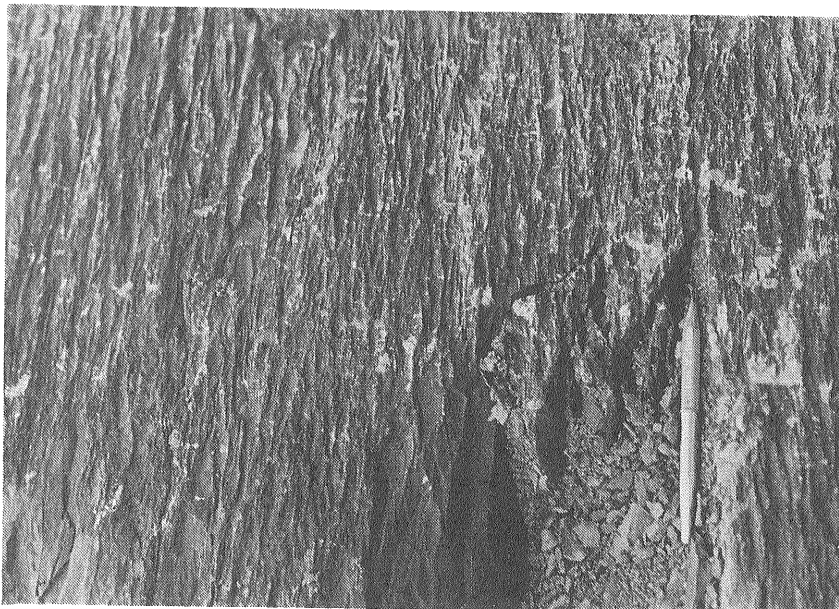
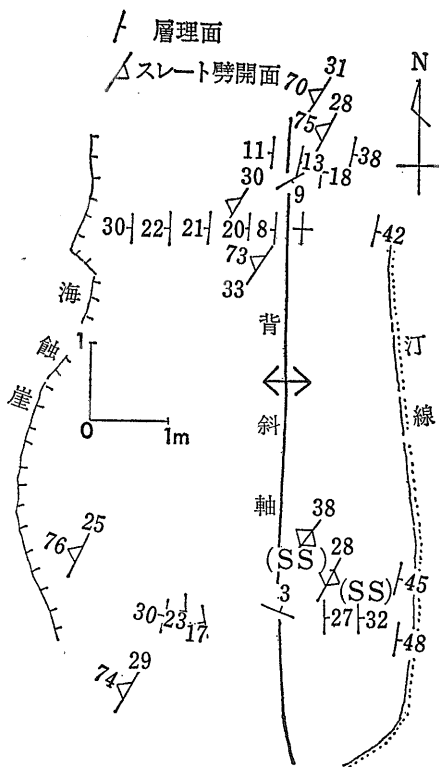
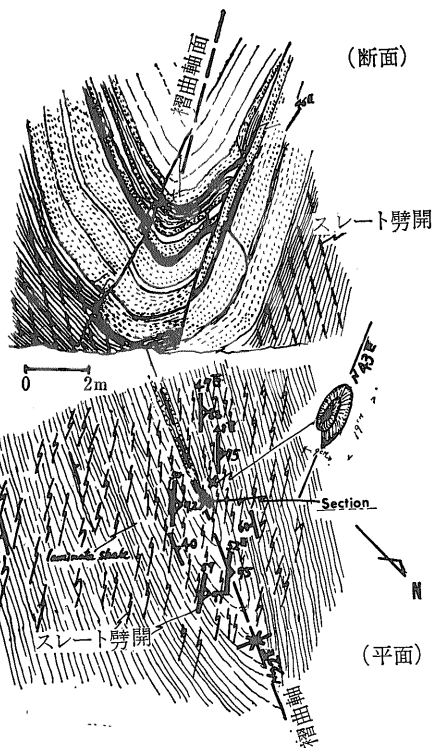


写真15 登米層粘板岩の層面上の微構造 このぎざぎざしたうねりは しばしば観察され “ちりめんじわ型微褶曲”に相当するものと考えられる



第17図
大沢層の小背斜における褶曲軸とスレート劈開の関係 両者が斜交していることに注意



第18図
ジュラ紀層の向斜における褶曲軸とスレート劈開の関係 (牡鹿半島大貝崎) 両者の走向は 25°以上斜交し かつ傾斜も逆向きである 打点部は砂岩 他は頁岩

であるとされている。これは至極当然のこのように考えられる。ところがこれについて野外の露頭を実際に調べてみると意外なことに必ずしもそうではないのである。

第17図は 登米層とほとんど同程度にスレート劈開のよく発達した三畳系大沢層における褶曲軸とスレート劈開の関係を調べた生データそのものである。場所は雄勝背斜の東側の海食台であり 背斜軸が30m以上にわたって追跡されるので この軸部付近でスレート劈開がどうなっているかを観察するのに都合がよい。岩相は葉理および層理のよく発達した灰色粘板岩で砂岩層を挟む。褶曲軸の方向は丁度 N-S または N2°E で 南側では N5°W に少し彎曲している。スレート劈開の走向は N30°E 前後であり 傾斜は西へ75°前後を示す。したがって褶曲軸とは約30°位斜交していることになる。褶曲軸に平行なスレート劈開は認めがたい。

このような両者の斜交例は 雄勝背斜の東側でときどき見出されるほか 牡鹿半島のジュラ系では 露頭単位でも 大規模褶曲のオーダーでもこの斜交関係が認められる。興味あることは アンモナイトなど化石の変形軸が 褶曲軸と斜交していることである。第18図は

牡鹿半島にみられる向斜のスケッチで その断面は海崖に高さ10m以上露出し かつ海食台に沿って その“平面”が20m余も追跡される。

ここでは褶曲軸とスレート劈開が約25°斜交している。運のよいことに褶曲軸付近から3つのアンモナイトを発見した。その変形楕円の長軸はいずれもスレート劈開の方向と一致し 褶曲軸とは斜交している(写真18)。向斜構造の褶曲軸面は東に急傾斜しているのに対し スレート劈開面は西に75~80°傾斜しているから 両者は斜交している。この褶曲の外観は 褶曲軸面に対し斜め方向から押しひしがれたように歪んだ形を呈している。写真19は上記向斜の東隣りにある背斜で 斜め方向から押しつぶされたような歪んだ形観を呈している。

スレート劈開が褶曲軸に斜交する現象は 以上に述べた露頭規模の小褶曲のほか 本地域の東部の大規模オーダーの褶曲についても認められる。本誌291号で紹介した牡鹿半島の「大原背斜」や「新山向斜」についてもそのことが明らかである。また 本稿で述べてきた地域についても 第19図に示すように「大須向斜」(出島向斜)では マッピングあるいはステレオネット上で求められた褶曲軸面と スレート劈開面の極は一致しない。

「雄勝背斜」付近では この関係は 走向はあまり大きな差異はないが 傾斜が逆のようであり やはり斜交していると考えられる。 このことは次に述べるように地質構造の解釈に当り 大変重要なことである。

おわりに

女川～雄勝地方の三畳系・ペルム系の褶曲を紹介してきた結果として 剪断褶曲に必ずしも符合しないと考えられる幾つかの事実のあることを指摘した。 褶曲の形成機構まで論ずることは本稿の目的ではないし 大変にむずかしい問題で筆者の及ぶところでない。 ここでは一体どう考えればよいのかを 問題提起としてきわめて概念的に示しておきたい。

北上山地は 白亜紀前期に 東西性の強い圧縮応力場の状態下にあつて 同期のパレーム階以後一先アプト階の間に激しい火成活動と前後して 急激な褶曲運動に見まわれた。 褶曲運動は“爆発的”といわれるように長大な堆積盆の歴史からみると 非常に短期間の間に起こり終るものであることを 先アプト階の不整合が教えている。 この“短期間”の間の褶曲の形成過程も北上山地の場合 2つの段階に分けて考えられないだろうか。 1つは 層面すべり＝曲げすべり作用による 曲げ褶曲の形成段階である。 この前半期の褶曲作用によって 小～大規模な褶曲の波長や褶曲軸の方向など基本形が大部分決定されたと推察される。 次に引き続く強い圧縮応力によって変形はさらに進行するが 今度は層理面に斜交するほぼ鉛直方向に近い方向に剪断作用が起こって スレート劈開の形成＝剪断褶曲作用による褶曲形の修飾

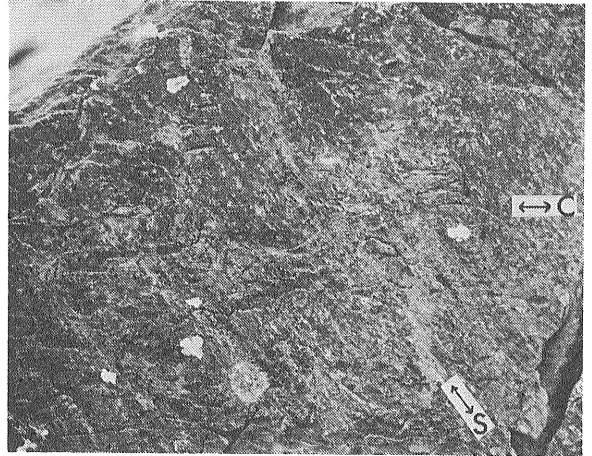


写真17 大沢層の層理面上にみられる層面すべり痕 左から右下に向かう線構造(S)がそれで スレート劈開は写真の横方向(C)にある 岩相はよく成層した粘板岩

をもたらしした。

“修飾”と呼んだのは 基本形が曲げ褶曲作用によってすでに決定されていたと考えるからである。 この後者の段階では 側方から押しつぶし 鉛直方向に引き伸ばすような変形が特色で 本誌 291号で「押しつぶし作用」(flattening)と呼んだものである。 押しつぶし作用をもたらしした圧縮応力の方向は 曲げ褶曲段階の応力方向とは必ずしも一致せず 最大 30°位(時計回りに) 斜交したものであった可能性がある。

以上のように剪断褶曲作用に先行して 曲げ褶曲作用

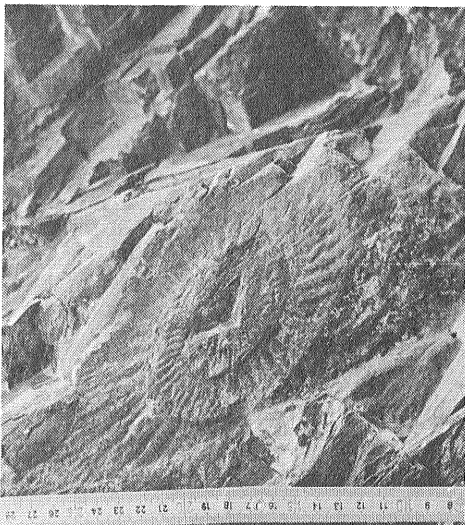


写真18 変形したジュラ紀アンモナイト 変形槽内の長軸は褶曲軸に対し 25°以上斜交している(第18図参照) 牡鹿半島大貝崎

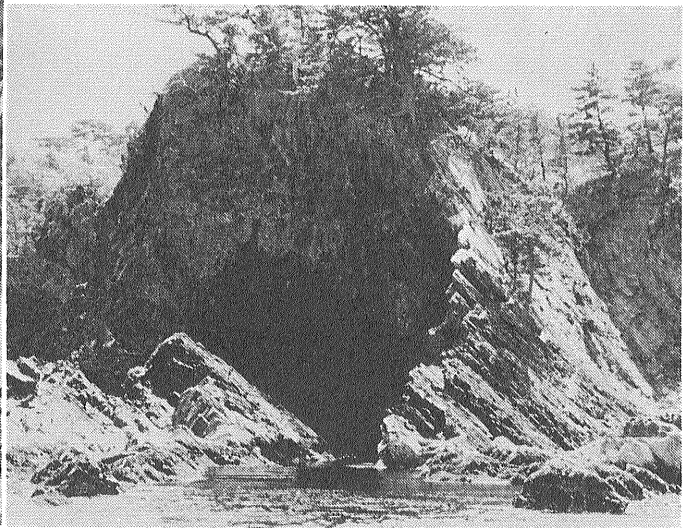


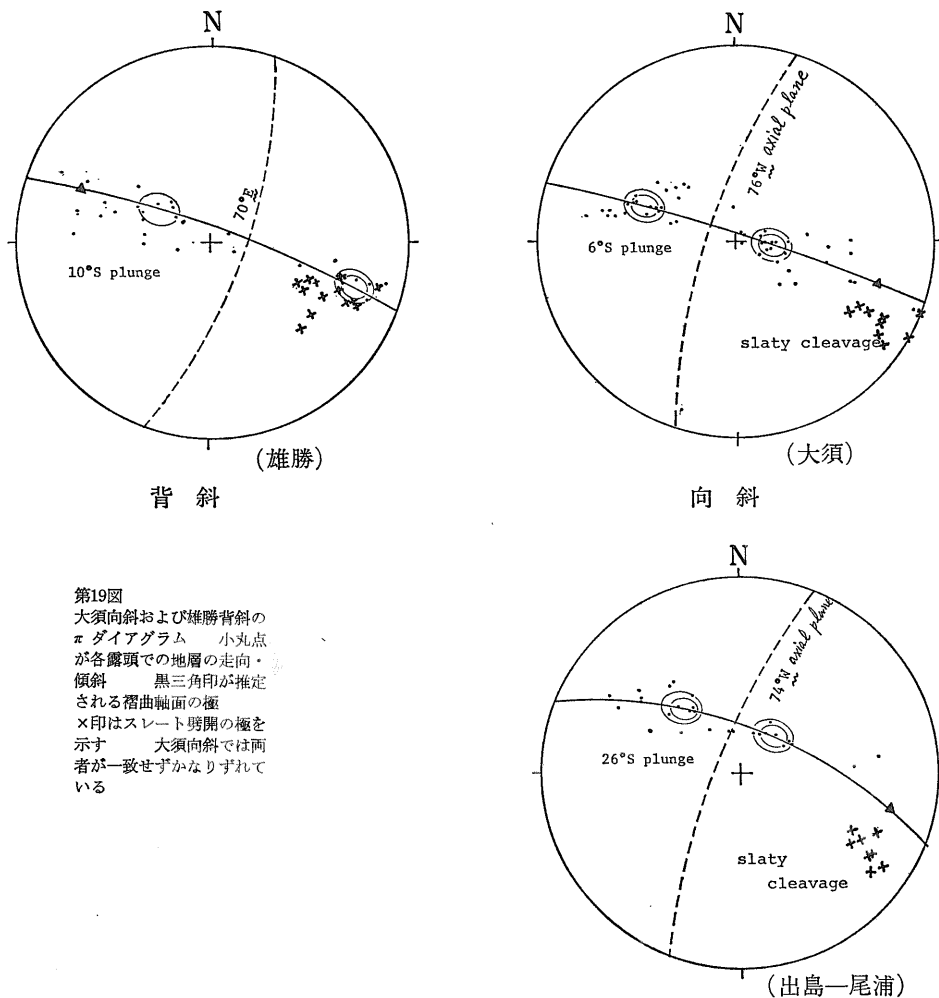
写真19 牡鹿半島大貝崎の背斜(ジュラ紀層) この褶曲の軸に対し スレート劈開は第18図に示したのと同程度斜交し 斜めから押しひしがれたように歪んだ形をもつ

が存在したと考えることによって 先に列記した i) ~ iv) の疑問点の大部分が氷解するであろう。ただし現在の地質構造の形成に至るまでには 褶曲運動以後の断裂変形や 曲げ褶曲を起こす前の層短縮(回転した逆断層セットなどに示される) などの変形もあったことが推察されるが ここではそれらは省略しておく。先に紹介した牡鹿半島のジュラ紀層の褶曲においても スレート劈開は普遍的に発達し(写真20) それらの褶曲を「押しつぶし曲げ褶曲」(flattened flexural folds) であるとみなした(滝沢 1978)。本稿で述べてきた三疊紀層とペルム紀層の褶曲も 本質的にはジュラ紀層と一連の変形機構であって 「押しつぶし曲げ褶曲」であろう というのが結論である。ただ異なる点は 「押しつぶし」の度合いが より下位の層準では封圧条件 (=深度の違い) を反映して幾らか強かったと考えられることである。RAMSAY (1962) によるこの過程の説明は 先に記したの

でここでは省略する。KNILL (1960) などによる剪断褶曲に対する考えもこれに近いようである。

曲げ褶曲段階と剪断褶曲(押しつぶし) 段階との関連については 変形が連続的に進行したと考えたいところであるが 褶曲軸に対しスレート劈開が斜交していることから 不連続であった可能性が強い。この過程についての解明は今後に残された重要課題の1つであろう。

従来剪断褶曲とみなされる地域の地質断面図を描く場合に “軸面劈開” の考え方から 褶曲軸面を機械的にスレート劈開に一致させたり インコンピテント層にみられる小褶曲群がコンピテント層にも共通して存在するとみなすなど 剪断褶曲の概念をうのみする傾向があったことを否定できないであろう。少なくとも地質断面図に関するこの2つの “視点” は 野外の事実にも必ずしも適合せず 教科書概念(?)の野外への適用には十分



第19図
大須向斜および雄勝背斜の π ダイアグラム 小丸点
が各露頭での地層の走向・
傾斜 黒三角印が推定
される褶曲軸面の極
×印はスレート劈開の極を
示す 大須向斜では両
者が一致せずかなりずれて
いる

注意を要することを御理解いただけたなら 拙稿の意義も少しはあると思う次第である。

おわりに ここに記した内容は マッピング資料について 滝沢が神戸の資料の一部を参考にしてまとめたものであり 記述の責任は全て滝沢にあることをおこわりしておきたい。

引用文献

CAMPBELL, J. D. (1951): Am. Jour. Sci., vol. 47, 625-639.
 原 郁夫ほか (1972): 基盤岩類 (3) 5-14.
 HARADA, T. (1890): *Die Japanischen Inseln, eine topographisch-geologische Übersicht.* 1-126, Tokyo.
 神保小虎 (1900): 地質雑 第7巻 311-320.
 木村敏雄ほか (1966): 鉱山地質 第16巻 192-203.
 KNILL, J. L. (1960): International Geol. Congr., 21th ses., part 18., 317-325.
 Mojsisovics. (1888): Beitr. Palaeont. Österreich. Ungarns 7. (日本古生物学会による A Survey of the Fossils from Japan Illustrated in Classical Monographs, 1963, Part IV 参照)
 RAMSAY, J. G. (1962): Jour. Geol., vol. 70, 309-327.
 滝沢文教 (1977): 地函研専報 20号 61-73.
 滝沢文教・正井義郎 (1978): 地質ニュース 291号 49-61.
 TOKUYAMA (1965): Sci. Pap. Coll. Gen. Educ. Univ. Tokyo, vol. 15, 217-235.

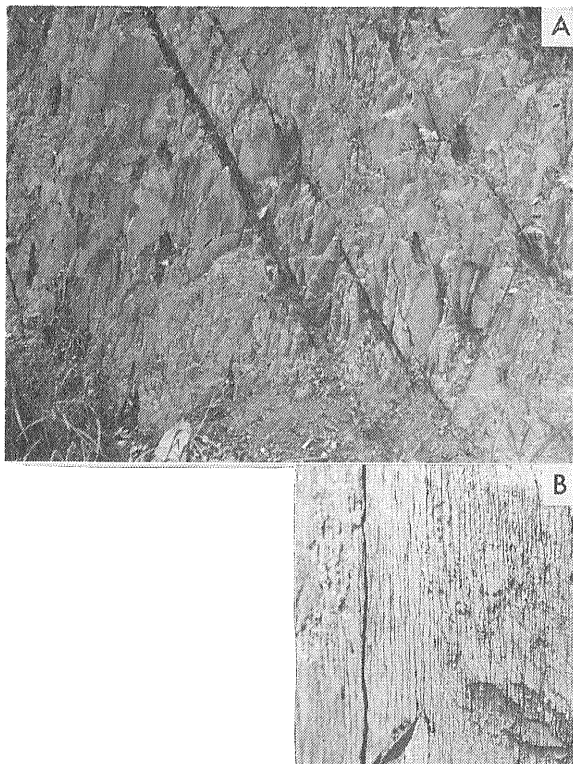


写真20 ジュラ紀層のスレート劈開 ともにやや砂質の頁岩で aでは石灰質団塊(暗色部)が変形してスレート劈開と平行な方向に配列 bは海岸の露頭 (牡鹿半島寄磯および泊浜)

新刊紹介

地学英語

水—地球の彫刻家—

最近 科学技術英語の参考書は非常に増えているが 地学分野のものがなく残念に思っていた。 待望の本書が 地学の英語論文を読み 英語の論文を書こうという人のため 地質調査所元職員の太田良平氏によって 同氏の退官記念として刊行された。 このことを喜ぶとともに同氏の努力に敬意を表したい。 同氏は在職中研究のかたわら 科学技術英語に関心をもたれ 科学技術翻訳士 英検1級 通訳案内業などの資格をとられた。 本書はいわばその英語道の研究の集大成で とくにこれから地学英語を学ぼうとするわれわれ若い後輩のためにと 非常な熱意と配慮をもって書かれたものである。 広範な地学関係者の必読 座右の書としてすすめたい。 なお本書は自費出版のため 一般書店では販売されない。 購入希望者は地学英語研究会(振替 東京 1-91969)に定価のほか送料260円をそえて直接注文されたい(但し本書売切れ後は研究会の名称・振替ともなくなる)。

書名から受ける表層地質過程の解説書といったおだやかな印象とはちがいが これはソ連のものらしい強烈な個性をもった本である。 つまり地殻下部のコンラッド面とモホ面の間 一面に蒸気や溶液として水が循環する「排水殻」の存在を想定し この内部地質過程により海洋や大陸の全地殻 またそれに伴う鉱物・エネルギー資源も形成されるという大胆な仮説を提唱している。 第1著者は 応用化学分野の研究で国家功労賞を受け「地殻の形成に果たす水の役割」という専門書も発表している。 地質分野外の人だけに 地殻の分化 海洋底の磁気縞 地震・火山の分布 石油・マンガン団塊資源の成因 地熱エネルギーの起源など 何でもものおせせず この仮説によって強引に説明していて面白い。 その論拠が薄く無理と思われる点も少なくないが 地殻内部過程での水の役割が最近注目されているおり 示唆に富んだ本である。 地質調査所のロシア語のベテラン平山次郎氏が共訳している。

書名: 地学英語
 著者: 太田良平
 出版社: 地学英語研究会
 168 東京都杉並区永福2-20-4 Tel. (03)328-0012
 (振替 東京 1-91969)
 規格その他: A 5判 270頁 定価2,200円 送料260円 1979年

書名: 水—地球の彫刻家—
 著者: S. グリゴリエフ・M. エムツェフ
 訳者: 中山敦一郎・平山次郎
 出版社: 共立出版株式会社
 112 東京都文京区小日向4-6-19 Tel. (03) 947-2511
 規格その他: B 6版 206頁 定価1,200円 1979年

(盛谷智之)