

玄昌石 - 宮城県産二疊紀粘板岩 -

滝 沢 文 教¹⁾

1. 天然スレートの屋根

“玄”はクロとも読む。“昌”は盛んという意味の他に美しいという意があるから、玄昌石は黒くて美しい石を表している。玄昌石スレートで葺いた屋根は、一見地味に見えるが端正で清楚な美しさを見せる。雨に濡れると黒い輝きを増し、この石材の味わいを一層豊かにする。厚盤の玄昌石には静かさと共に重厚で深淵な趣さえある。玄昌石に静かさを覚えるのは、この石材の源が太古の海底に由来するからであろうか。玄昌石は別名「雄勝石」とも呼ばれるが、関東以西ではこの名をご存知の方は少ないであろう。地質家なら「登米スレート」と聞けば、大方お分かりであろう。すなわち、古生代二疊紀の粘板岩である。

北上山地南部の集落や三陸海岸の漁村を小高い丘の上から眺めると、民家の屋根は、それが当たり前のように玄昌石スレートで葺かれていることが多い(写真1)。宮城県から岩手県にかけての北上山地南部では、かつては最もポピュラーで安価な屋根材であった。物置小屋や家畜小屋まで玄昌石スレートが見受けられる。これだけふんだんにあるスレートが関東地方などではまれである。東京では少なくとも、JR東京駅(写真2)、旧帝国ホテル、東宮御所の屋根がこの玄昌石だそうである。赤レンガ造りの東京駅丸の内駅舎は、1903年着工、1914年(大正3年)完成したが、屋根が玄昌石スレートで葺かれていることは駅長室に伺って直接確認した。あれだけ大きな建物だけに、戦災後の修復の際には、原産地の宮城県登米町と雄勝町は町を挙げて生産・搬出・職人集めを行ったと当時の町長さんから伺った。明治・大正期には、公共的な建物などに赤レンガ造りの建物が、一種のブームのように建築されたようである。それらに黒の天然スレートはよくマッチしたであろう。しかしその多くはビルの高層化と共に取り壊された。北海道開拓記念館(旧道庁)も玄昌石スレート葺きと聞く。やはり赤レンガ造りの大阪中之島公会堂の屋根も一部ではあるが玄昌石とみられる。要するに、鉄筋コンクリートビルを除くと結



写真1 天然スレートで葺かれた民家の屋根(宮城県雄勝町)

構立派な建築物に玄昌石は使われていることになる。

屋根用スレートの一枚の大きさはかつては尺サイズで成形されていたが、最近ではメートル単位になり、30cm×18cm、厚さ4-6mmのものが最も多い。その他、大は2尺×1.2尺、小は4寸×6寸まで数段階ある。これらに2つの小孔をあけて銅釘で固定してゆく訳であるが、原形の四角いまま用いる角型スレートと、片方の隅を“押切り”という馬草を切る道具に似た刃物で丸く切断した鱗型スレートとがある。東京駅の場合、低い屋根は角型、ドーム状の高い部分は鱗型のスレートを使用している(写真2)。北上山地の民家では鱗型が圧倒的に多い。

スレートの成形は厚さ数-30cm位の不規則型の原石を、上記のサイズにダイヤモンドカッターで切断した後、両足に挟んで立て、包丁のような道具で手割する(写真3)。スレートの面はあくまで手作業で割った天然の石の地肌であって、機械で切断することは減多にしないのである。割っている様は、大根の輪切りのものである。この作業は“石の目”の見分けと割る技巧を要し、熟練しなければ仕事にならない。実はそれまで気付いていなかったのであるが、玄昌石の劈開面に非常に微妙ではあるがリネーションの見られることを教えられたのは、職人さんからであった。熟達した石割り職人は瞬時にこれを見分け、どの方向から石を打ち割るのが良いかを素早く判定しているのである。

1) 地質調査所 地質部

キーワード: 玄昌石, 粘板岩, スレート, 雄勝硯, 登米

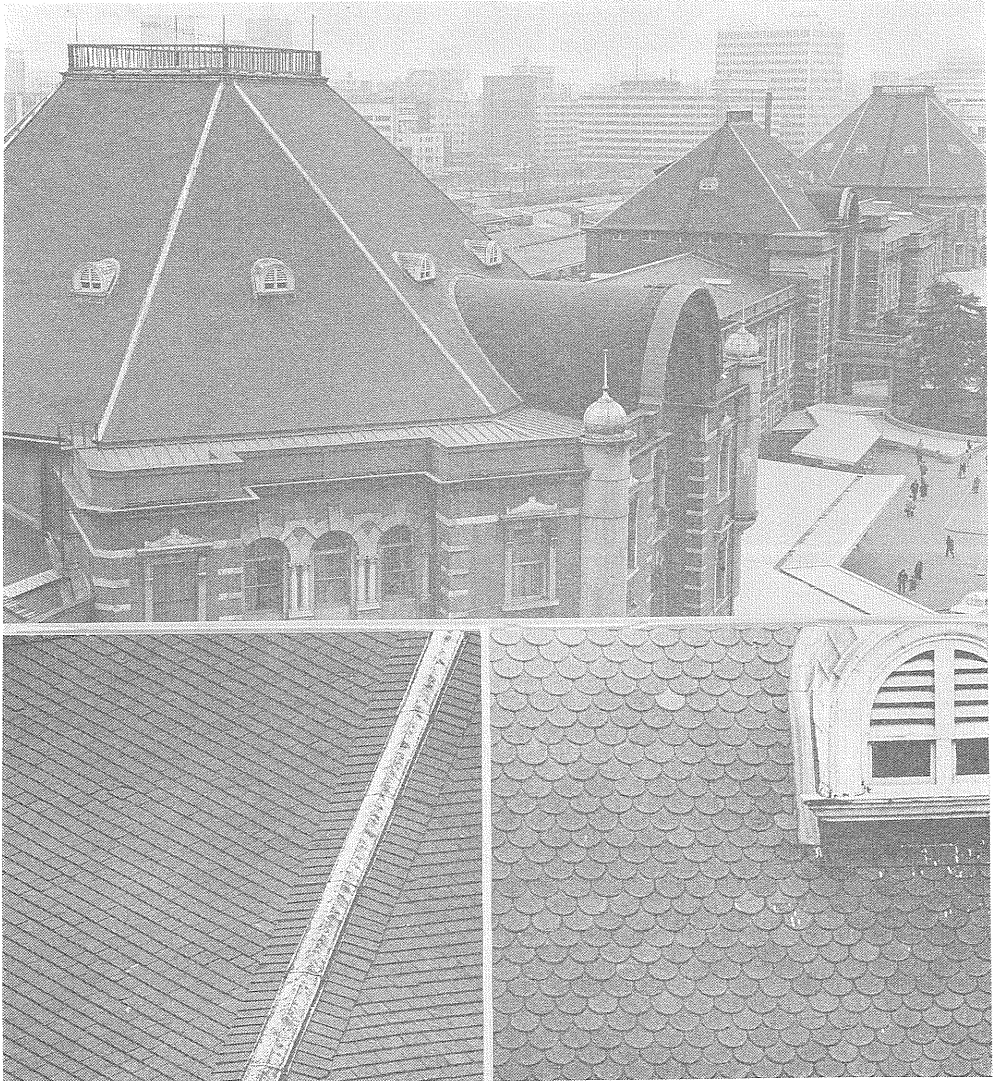


写真 2 東京駅と玄昌石のスレート屋根（1980年頃撮影）。

2. スレート採掘の歴史

第1図に渡辺（1950）によるスレート採掘地点を示す。かつては雄勝・登米両地区だけでも数え切れない程、多数の原石山があった。地質調査で登米層の分布域を踏査すると、沢という沢の殆どに採掘場跡があり、廃石の小山が沢の地形を変えている。雄勝付近の海岸では、写真4のようにスレートの細片が波打ち際を埋めつくしている。波の作用でたてに渦巻くように配列している。大量の廃石が造りだした、この地ならではの風景である。かつての凄じいほどの採掘のされようは、“兵者共が夢の跡”と化している。現在では屋根スレート石材を採掘中

なのは、広い北上山地にあって2カ所のみである。雄勝町明神の雄勝天然スレート株式会社と登米町北沢の東北天然スレート株式会社である。前者は明治17年（1884）創業の木村氏の原石山と工場であり、露天掘りである（写真5）。後者は登米町の第三セクター会社で、坑内掘りである。生産量は後者の方が多い。登米地方では粘板岩に微小な伏在割れ目（節理）が多いため、露天掘りだとそれが顕在化し易いので坑内掘りにしていると聞いている。なお、登米地方のスレート石材については、本誌グラビアを参照されたい。また、植田（1963）の報告中に「Roofing Slate の研究」としてまとめられている。

玄昌石の石材としての歴史は雄勝地方に始まる。以下

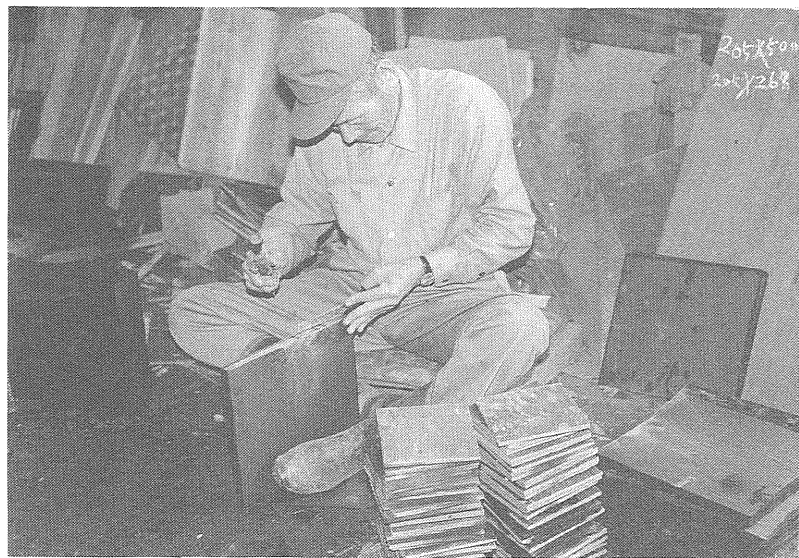
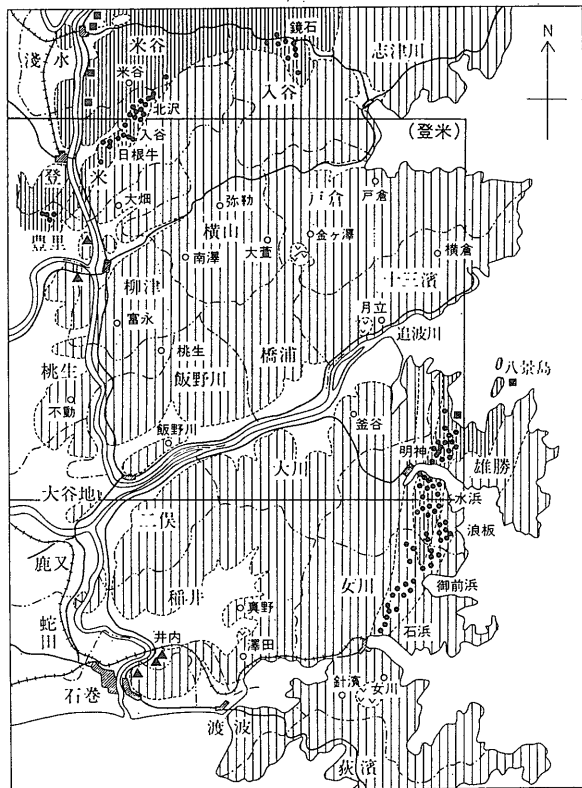


写真3 原石を割る。必ず手割りである。

の記述は渡辺(1950)と木村鉄郎氏(故人)の談話による。硯石材としては、少なくとも室町-江戸時代に遡るが、スレートとしての採掘は明治になってかららしい。1873年(明治6年)石磐の販売に関係していた横浜の海産物商山本儀兵衛氏が雄勝を訪れ、雄勝町御留山(後述)の硯石用原石が石磐として好適なのに注目し、山本氏の知人であった雄勝町木村幸治氏が石磐製造のため明神山で採掘を開始した。これが石材採掘の端緒である。その後1890年ドイツから帰朝した大阪の篠崎氏が、



第1図 登米・雄勝地方におけるスレートの採掘地点(渡辺, 1950による)。現在では大部分廃止されている。



写真4 砂浜ならぬ“スレート浜”。(雄勝町唐桑の海岸)



写真5 玄昌石の原石採掘現場。もちろん登米層粘板岩(雄勝町明神, 雄勝天然スレートKK)。層理面は写真の左側に60度傾斜している。



写真 6 雄勝硯（雄勝町発行観光案内より）. 国の伝統工芸品に指定されている。



写真 7 伊達藩のお止め山跡（雄勝町唐桑）。

西欧のスレート加工技術をこの地方に導入し、雄勝地方に天然スレートの製造が広まった。地元の民家の屋根の葺き換えはもちろん、先述の東京駅舎など他地域からも需要の急激な増大があって、明治時代の末期には北方の本吉郡の入谷、その後登米町、戦後になって西方の豊里町まで拡大していった。原石も雄勝および南側の女川地方では二疊系の登米層のほか、三疊系の灰色粘板岩（女川石：稲井層群大沢層相当）(滝沢・神戸, 1979参照)もスレート石材として大量に採掘されるようになった。雄勝では、登米層粘板岩を“黒ばん”、と呼ぶのに対し、三疊系大沢層粘板岩を“白ばん”と呼ぶ。第1図の中生代分布

域のスレート山は三疊系大沢層のものである。大沢層の粘板岩は、ビリヤード台など大型の石磐やタイル材として、雄勝町南部の浪板で現在採掘されている。

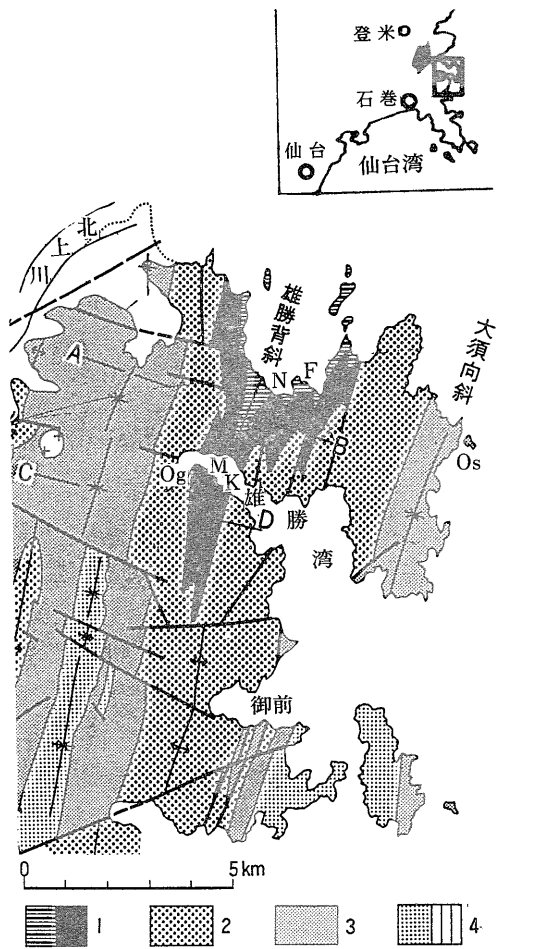
第1図にみるような多数の採掘場があった当時は、険しい山中の採掘場で、特別仕立ての幅広いノコギリを良く目立てして原石を切断し、その場で薄磐に割りスレート材まで作り上げていた。その頃は硯石材、石磐用としても生産量が増加していった。しかし、1950年代以後、需要の低下、石材加工業の後継者難、国有林内での採掘制限など種々の事情が重なって、屋根スレートも石磐とも生産量は減少した。現在では、いろいろな合成スレートがずいぶん出回っている。

洋風住宅の増加が目につく昨今であるが、玄昌石スレートは和風・洋風双方ともによく合っている。最近、一部の大手住宅建築メーカーが、玄昌石を用いた天然スレート葺きの住宅を手掛けるようになった。たびたび襲われる台風や宮城県沖地震では、瓦屋根などに比べてこの玄昌石スレートの強さがかえり見られつつある。ちなみに、玄昌石スレートの耐用年数は80-100年と聞く。

3. 硯石材

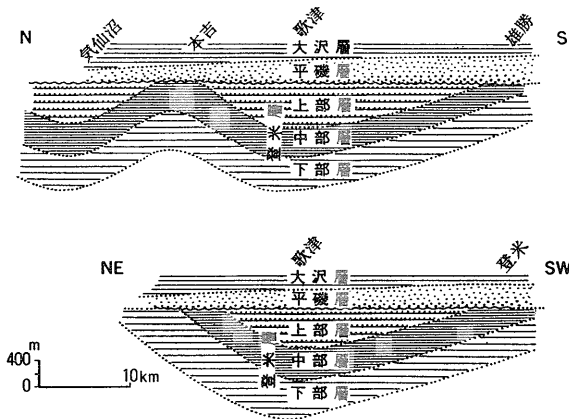
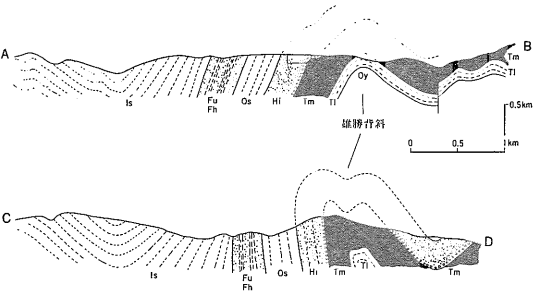
玄昌石は硯を抜きにして語れない。日本全国に硯石材の原産地は20-30箇所知られている（小貫, 1971; 木村, 1984）。しかし、国産の原生生産量では雄勝産玄昌石が全国の9割以上を占めている。雄勝硯（写真6）は国内で代表格と言える。かつての名産地の一部は原石が枯渇している所が少なくないようであるが、雄勝産の硯石材はその心配は当然無用である。

雄勝産硯の歴史は古文書によれば少なくとも室町時代に遡る（小貫, 1971）。伊達藩の初代政宗時代に御用硯となり、雄勝湾南岸の唐桑及び呉壺付近を“お止め山”（又は御留山；写真7）として、一般の採掘を禁止した。藩には“硯石番”のような役人が置かれ、採掘を管理した。天然スレートとしての登米層は北上山地に広く分布するが、硯石材としては雄勝産粘板岩のみが使用されている。スレート材と同じ原石から硯石材も採っているが、硯石材のみを手掘で小規模に採掘している場合が多い。筆者が硯石材の採掘現場を幾つか見回っているうちに驚いた事は、良質の石材が採れるという部分は背斜か向斜の褶曲軸部とその付近が圧倒的に多い。地質家でもとても判別困難な微妙な石質の差を、地質構造が判って捜し当てた訳ではなく、石材職人は感で見出しているのである。スレートや硯に関係する職人さんの目と指先の感覚の鋭さは凄い。彼らこそ最も良く石を知る人達である。前述の御止め山は背斜と向斜が対をなしている小褶



第2図 雄勝地方の地質概略図と断面図。

1. 二疊系, 黒色部が登米層中部の粘板岩, 2. 三疊系 稻井層群下部・中部, 3. 稻井層群上部, 4. ジュラ系.
 F: 船越 N: 名振 K: 唐桑 M: 明神 Og: 雄勝



第3図 北上山地における二疊系と三疊系の関係を示す模式図 (村田・下山, 1979)。

曲帯で、現在でもノミとハンマーを用いての手掘りで硯石材を採掘している。雄勝では数10cm大、或は1m位もの大きな硯が展示用に幾つか作られており、現地でもシキと呼ばれている開口性の割れ目の間隔から判断して2m大のものまで可能な原石が採れそうである。登米町と雄勝町の石との区別は地質家でも難しいが、登米町の玄昌石が硯石材として不適なのは、硬すぎることと粒子がやや粗く墨下ろしに適さないためらしい。

硯の製作はたいてい家内工業規模である。最盛期は50-60軒あったが、現在では20軒前後である。近年地場産業の育成・振興(伝統工芸品指定)によって生産・販売に力を注がれつつある。ただし、10年以上前から中国産の硯石用原石が大量に輸入されるようになり、ここで製品化される硯の一部に中国産の原石が使われている。

スレートや硯の他に、玄昌石の用途はタイル(壁・床張り)、玉石、装飾用小物など多様化が進められている。黒い石磐に色鮮やかな絵画をほどこした“絵石”はなかなかのものであるし、花瓶・時計磐・電気スタンドなどはシンプルな落ち着きを感じさせる。とくに白壁に良くマッチする玄昌石タイルは、屋根スレート材に次いで生産量が多い。

4. 玄昌石の地質

玄昌石は二疊紀後期、すなわち古生代末期の海底に堆積した粘土や泥が固結し、白亜紀前期の地殻変動一褶曲作用によるスレート劈開の形成を経て粘板岩化した岩石である。地質学上は登米層と呼ばれる。雄勝地方の粘板岩層は以前は雄勝層とも呼ばれたが現在では使われない。登米層は南部北上山地に広く分布する地層であり、

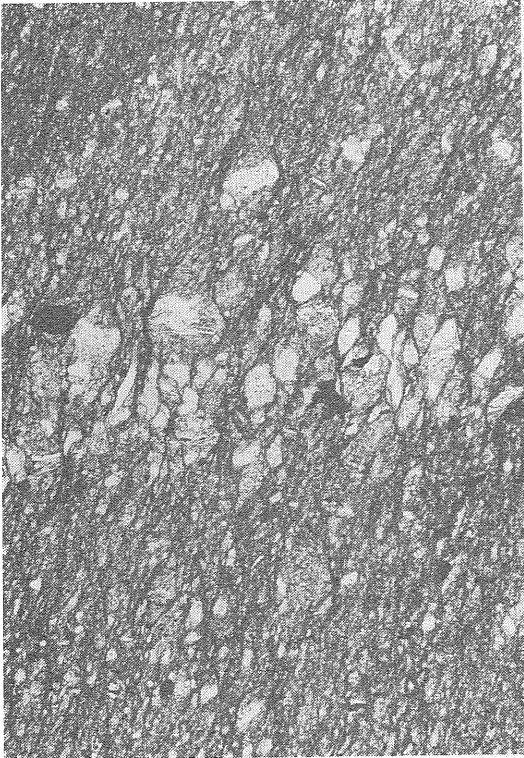


写真 8 登米層粘板岩の顕微鏡写真。スレート劈開は黒っぽい筋模様として観察される。中央部を横断する粗粒部はシルト岩葉理バーの長さは0.1mm.

雄勝・登米両地方のほか石材になるスレートの産出は岩手県南部の雪沢、宮城県本吉郡にも知られている。

登米層は層序学的に下部・中部・上部に3分されるが、上部は気仙沼地方の鍋越山周辺などごく一部しか発達していない。雄勝や登米地方では上部は欠如している。古生層の最上位にあった登米層は、古生代末期の陸化・浸食作用によって特にその上部が削剝され易く、多くの地域で削り取られてしまったのである(第3図)。その後中生代初期の三疊紀には南部北上山地は再び海底に沈み、稲井層群が堆積した。この陸化・浸食を示す地層の不連続を不整合と呼ぶ。稲井層群基底部の礫岩と砂岩(平磯層)は、登米層の上位に接しているのでスレート山の近くで良く見受けられ、現地では“ま石”と呼んでいる。

登米層のうち、玄昌石を産するのは中部層である。中部層の厚さは雄勝地方で400-450m、全層が均質な粘板岩で、砂岩などの挟みは僅かなので全体が石材として有用である。スレートや硯の中には白っぽい筋模様に見えるものがある(写真9)。これはシルト岩の葉理や細粒砂岩の薄層で、主に石英・斜長石・方解石などからなり、堆積面を示している。また、粘板岩中に二枚貝(*Palaeoneilo*, *Nuculopsis* など)や巻貝(*Bellerophon*, *Kitakamispira*)

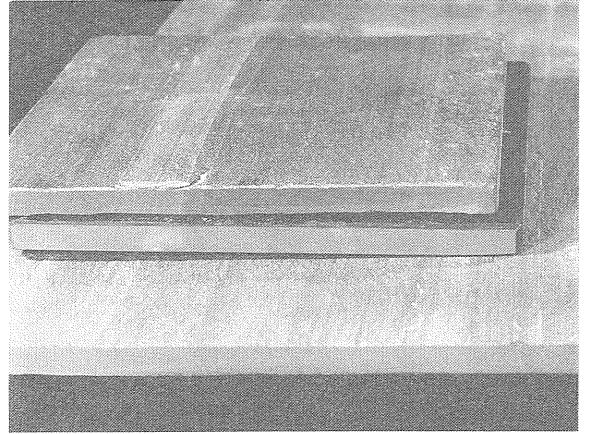


写真 9 細粒砂岩薄層及び葉理の見える粘板岩。切口で見るとスレート劈開面は層理面に対しほぼ直交している。

の化石を産出する。下部層は粒子がやや粗く、砂質でスレート劈開の発達は余り強くないので、スレート石材としては用いられない。下部層は頭足類(アンモナイト・オウム貝)の化石を産し、登米層の年代の決め手になっている。

岩質について見ると、粘板岩を構成する粒子は非常に細かく(写真8)、0.05mm以下、シルト岩葉理を除けば大部分0.01mm以下の微粒子で、石英・斜長石・緑泥石・方解石・絹雲母などが顕微鏡下で認められる。他に幾種かの粘土鉱物と黄鉄鉱を含む。黄鉄鉱は時に団塊状(採掘場で金じゃかと称する)をなす。スレート劈開は鏡下では石英・長石粒など鉱物粒の定向配列と黒い筋模様(dusty part: 於保, 1981の用法による)によって特徴づけられ(写真8)、劈開方向への鉱物粒の回転、一部押しつぶし変形のあったことを裏づけている。このためスレート劈開の発達強度は、X線回折によっても確認することができる(於保, 1981; 石井, 1985など)。黒い筋模様は於保(1981)によれば、おもに緑泥石とイライトから構成され、ミクロン単位の細かい間隔で発達している。

登米層粘板岩の化学組成や鉱物組成に関する研究は、1960年代以降数多くなされ、登米層の堆積環境や供給源について議論されている。それらについては滝沢ほか(1990)に概略的に紹介しておいたので、詳しいことは省略する。また化学分析値は片田・小野(1968)に集約されている。最近、地質調査所作成の化学分析標準試料(JSL-1 & 2)としても登米・雄勝両地区の本層の粘板岩が用意されている(第1表)。神戸ほか(1969)および片田ほか(1973)によれば、主成分では本邦の他の古期泥質岩に比べて、1) SiO_2 が少なく、2) $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ である、3) 鉄が比較的多い。鉱物学的には、1) 石英が少ない、

第1表 登米層粘板岩の化学分析値 (Terashima et al. 1990)

サンプルは地質調査所標準試料

主成分 (%)

	JSL-1	JSL-2
SiO ₂	59.35	59.26
TiO ₂	0.73	0.75
Al ₂ O ₃	17.62	17.98
Fe ₂ O ₃	2.45	1.30
FeO	3.95	4.79
MnO	0.062	0.085
MgO	2.48	2.43
CaO	1.43	1.93
Na ₂ O	2.20	1.39
K ₂ O	2.85	2.93
P ₂ O ₅	0.19	0.17
H ₂ O+	4.00	4.27
H ₂ O-	0.63	0.33
CO ₂	n. d.	n. d.
Total	97.94	97.62
T-C	1.01	1.28
LOI	5.96	6.28

微量成分 (ppm)

As	15.6	11.6
Be	2.3	2.8
Co	14.7	14.8
Cr	58	64
Cs	8.6	9.2
Cu	40.0	40.8
Li	54.8	54.9
Ni	38.5	39.1
Pb	18	21
Rb	116	117
T-S	1,633	588
Sr	192	231
Tl	0.61	n. d.
V	135	127
Zn	112	107

2) 斜長石が多い, 3) カリ長石と白雲母は少ない, 4) 緑泥石が多いなどの特徴が指摘されている。これらのことから供給源岩に塩基性火山岩が多かったのではないかと推察されている。

登米層の堆積環境に関して、海が開いていたか、閉じていたかという点で異なる見解が出されている。Minato (1950) は“登米海”という閉じた海—内海を想定した。

遠藤ほか (1973) は登米層の黄鉄鉱の形成機構について論じた上、イオウの起源が SO²⁻ イオンの還元から生じた H₂S にあったとし、少なくともこれら黄鉄鉱の晶出した場所は嫌気性バクテリアの活動に好都合な条件下におかれたはずで、堆積当時還元環境にあったことを示唆した。これは Minato の古地理環境説と符合する。これに対し、Kanisawa・Ehiro (1986) は登米層に燐灰石を多く含む団塊や薄層の存在を見だし、その堆積場は内湾よりも、深層水の湧昇するような陸棚外縁が好都合であると考えた。

化石の種類が限定されているという極性を持った登米層粘板岩は、かなり限定された海域、それも余り浅い海に堆積したものではなく、泥質岩の粒度の細かさ、硫化物の存在やスランプ構造の存在などを考慮すると、比較的深い(少なくとも200m以深?)内海又は内湾に堆積したと筆者は推察している。

5. 褶曲とスレート劈開

登米層や大沢層の粘板岩が石材として利用されるのは、顕著なスレート劈開が発達しているからである。登米層のような厚い泥質岩は、本邦の中—古生界に“たくさん”と言ってもよいほどにある。もちろん、登米層と同時代の泥質岩層もある。しかし、商品価値を持つような良好な天然スレートは登米層や大沢層にしか知られていない。片状構造を持つ岩石構造の他の例として結晶片岩や千枚岩に見られる片理がある。この場合片状組織は源岩の層理面に殆ど平行な層面片理であって、その面はうねっており、走向・傾斜とも一定しない。北上山地に見られるスレート劈開では片状組織は常に鉛直方向に近く、層理面に対し大きく斜交しており、上記のような変成岩の片理とは本質的な違いがある。両者の間には地殻変動—構造運動の様式の違いがあったと考えざるを得ない。顕著なスレート劈開が形成される構造運動に対し、原・梅村 (1979) はスレート劈開造構作用と呼んだ。スレート劈開は軸面劈開とも呼ばれることがあり、その形成は褶曲作用と密接な関係を持っている。ここで雄勝付近の地質構造とスレート劈開について概観してみよう。

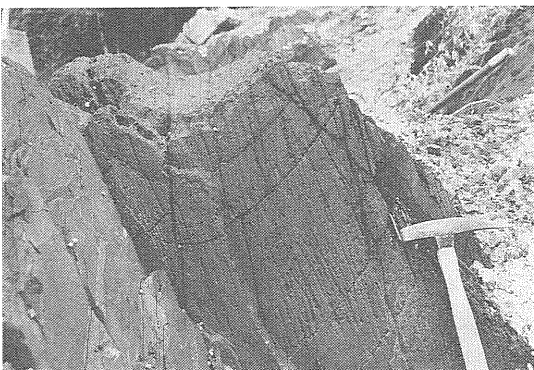
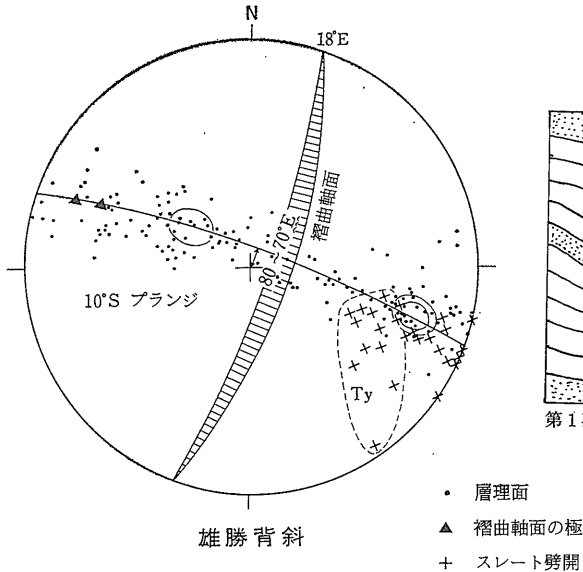
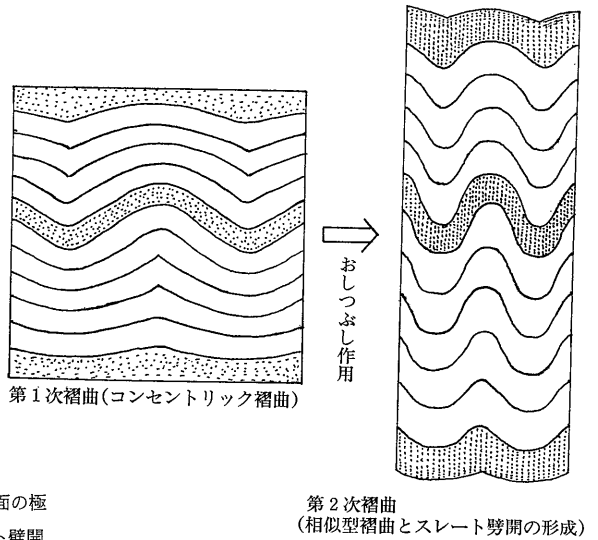


写真10 登米層に見られる小規模褶曲とスレート劈開 (雄勝町名振)。

雄勝地方での登米層は第2図に示すように、南に沈下



第4図 スレート劈開と褶曲構造との関係。両者は斜交している。下半球投影。褶曲軸に対しスレート劈開が10-30度右廻りにずれている。



第5図 模式化した小褶曲の発達過程(滝沢, 1981より)。雄勝地方の三疊系の褶曲を想定。押しつぶしの結果、横方向に短縮し、縦方向に伸長した。

した背斜構造(雄勝背斜)をなして分布する。雄勝背斜をはじめとして、二疊系と三疊系の褶曲軸は NNE-SSW ないし N-S の方向を有しており、この方向は、南部北上山地全般の古生界一下部白亜系(唐桑半島以北では NNW-SSE)にも共通している。褶曲軸が南北方向であることは、褶曲を形成した圧縮応力が東西方向に作用したことを暗示している。もちろん褶曲の中には圧縮作用に因らない場合もあるが、小褶曲の形態、低角断層の存在や化石などの強い変形から見て北上山地の場合は側方圧縮に因ると断定できる。地質断面図や写真10で代表されるように、褶曲の形態は、相似型褶曲に近く(滝沢・神戸, 1979; 滝沢, 1981)、より強い圧縮応力で形成されたことの証である。これはスレート劈開の発達する地層における褶曲変形の特徴でもある。

雄勝背斜付近におけるスレート劈開は、西側に急斜(60-85度)する場合は圧倒的に多い(第4図)。一般にはスレート劈開の発達する地層では、それと褶曲軸とは平行で、軸面劈開とも呼ばれている。雄勝地方でも両者は平行していると解釈する見解が従来あったが、実際には褶曲軸面とスレート劈開面と一致せず、雄勝背斜の褶曲軸面は東側に急傾斜する(滝沢, 1981; 滝沢ほか, 1984)。このことは背斜構造の西翼が東翼よりも急傾斜を示す非対称的な形態をもつことから予測されよう(第2図の断面図)。またスレート劈開の走向は、全般的傾向として褶曲軸に対して時計回りに10-30°回転した方向を示す

(第4図)。北上山地では、雄勝に限らず褶曲軸面とスレート劈開の両者は斜交している場合が少なくない(滝沢, 1981; 石井, 1985; Kanagawa, 1986)。スレート劈開は、圧縮性の応力場において、圧縮主応力に対して直交方向に形成されると言われているが、褶曲軸との斜交関係をどう説明したら良いのだろうか。この点を含めて、登米層を含む雄勝・登米地方における中一古生層の褶曲形成をごく簡単にひもといてみよう。

前期白亜紀の中頃(アプト階初期: 1.1-1.2 億年前)に、北上山地には大規模な地殻変動が生じた。これは前期白亜紀の末期の地層である宮古層群の基底に見られる著しい不整合によって証明されており、大島造山運動と呼ばれている。この変動は東西性の強い圧縮応力のもとで、地下深部でのマグマ活動(深成作用)を伴っていた。地層の変形は、当初は東西方向での層短縮を経て、層理面に沿った滑り作用で特徴づけられる曲げ滑り褶曲(flexure-slip folds)が形成された(変形の第1次段階)。滑り作用の間隔は二疊系や三疊系では2-10m位と粗かった。この段階ではスレート劈開は形成されなかった。いわゆるコンセントリック型の褶曲である。東西性の圧縮作用に短期間の休止期があった後に、再び強い東西方向の、しかし、先の主応力方向から時計回りに10-30°に回転して水平圧縮作用が働いた。この後期の圧縮作用は押しつぶし作用(flattening)として、既に形作られた褶曲形を、鉛直方向に伸長するように押しつぶす剪断的な変形一相

似型の褶曲一を生んだ(第5図, 変形の第2段階)。スレート劈開の形成は, この押しつぶしによって起こった。押しつぶし作用は封圧の強い地下中一深部では強く, 表層部では弱かった。表層部では封圧が低いため, 圧縮応力は上方に解放されたであろう。押しつぶしによって, 地層の傾斜は増し, 三疊系では東西方向で40-50%(中深部)の短縮が生じたと推定される(滝沢, 1981; 石井, 1986)。

以上に述べた褶曲運動の結果, 白亜紀中頃直後の北上山地は現在よりもはるかに高い山脈であったろう。雄勝地方の二疊系の上位には, 三疊系・ジュラ系が3,000m以上累重していたに違いない。一億年もの長い間にそれらは削剝されて, 地下深部にあった登米層が地表に露出したのである。

白亜紀前期には花崗岩類の貫入があったので, その影響による温度の上昇がスレート劈開の形成に重要な要因であったとする見解がある(石井, 1988)が, はっきりしていない。その形成のメカニズムはまだ十分には解決されていないと言わなければならない。この問題は諸外国のスレートを産する地層との比較検討も必要である。広域的なスレート劈開の発達を示すように, 古生代一中生代を通じて東北日本が西南日本と異なる造構条件にあった事は確かである。

雄勝とその南側の牡鹿地方にみられる見事な褶曲については, かつて本誌291・300号で紹介したことを付言しておく。

文 献

遠藤祐二・片田正人・佐々木昭(1973): 北上山地の二疊紀登米層中の黄鉄鉱。地質調月, **24**, 113-121。
 原 郁男・梅村隼夫(1979): 松ヶ平・母体変成岩類の時代論。日本列島の基盤(加納 博教授記念論文集), 559-578。
 石井和彦(1985): 南部北上山地牡鹿半島における褶曲およびスレートへき開の形成過程。地質雑, **91**, 309-332。
 石井和彦(1988): 南部北上山地におけるスレートへき開の形成と花崗岩体の上昇・貫入過程。東北大地質古生物研報, **no.9**, 1-14。
 神戸信和・片田正人・大森貞子(1968): 南部北上帯の二疊系登米粘板岩の化学組成および堆積環境。地調月報, **20**, 1-11。
 Kaeisawa, S. and Ehiro, M. (1986): Occurrence and

geochemical nature of phosphatic rocks and Mn-rich carbonate rocks in the Toyoma Series, Kitakami Mountains, Northeastern Japan. Jour. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., **81**, 12-31。
 片田正人・神戸信和・大森えい(1973): 南部北上山地二疊紀登米粘板岩のNa₂OとK₂O。地質調月, **24**, 233-242。
 片田正人・小野千恵子(1968): 北上山地古生層泥質岩の化学分析。岩鉱, **60**, 75-91。
 木村鉄郎(1984): The 硯。文房四宝-3。日貿出版社。127p。
 Minato, M (1950): Toyoma-Sea, the Late Permian Inland-Sea in the Kitakami Mountainland, NE. Honshu, Japan. Proc. Japan Acad., **6**, 80-86。
 村田正文・下山正一(1979): 北上山地におけるペルム系一三疊系境界付近の層序と先三疊系不整合。熊本大学理学部紀要(地学), **11**, 11-31。
 於保幸正(1981): 南部北上山地牡鹿半島におけるスレート劈開組織。地質雑, **87**, 657-673。
 小貫義男(1971): 硯石考(On the Inkstone)。宮城教育大紀要, **5**, 35-55。
 滝沢文教(1981): 南部北上山地雄勝・牡鹿地方中生界の褶曲構造: とくにスレート劈開との関連。構造研究会誌, **no. 26**, 43-57。
 滝沢文教・神戸信和(1979): 牡鹿・雄勝地方の褶曲(その2, 三疊層とペルム紀層の褶曲を巡って)。地質ニュース, **no. 300**, 28-45。
 滝沢文教・神戸信和・久保和也・秦 光男・寒川 旭・片田正人(1984): 石巻地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 103p。
 滝沢文教・鎌田耕太郎・酒井 彰・久保和也(1990): 登米地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, p.126。
 Terashima, S., Ando, A., Okai, T., Kanai, T., Taniguchi, M., Takizawa, F. and Itoh, S. (1990): Elemental concentrations in nine new GSJ rock reference samples "Sedimentary rock series." Geostand. Newsletter., **14**, 1-5。
 植田房雄(1963): 南部北上山地宮城県登米・米谷地区二疊系・三疊系の地質構造・東洋大紀要(自然科学), **no.4**, 1-78。
 渡辺萬次郎(1950): 宮城県の地下資源。宮城県商工部, 140p。
 TAKIZAWA Fuminori (1991): Genshouseki-Permian slate in Miyagi Prefecture.

<受付: 1991年10月4日>