

長野県領家帯弱変成部原岩の 岩相と未固結時変形

Lithology and soft-sediment deformation of the low-grade metamorphic rocks in the Ryōke Belt, Nagano Prefecture, Central Japan

大塚 勉*・森清 寿郎**・矢野 賢治***
大友 幸子***・富樫 均****

Tsutomu OTSUKA, Toshiro MORIKIYO, Kenji YANO,
Yukiko OHTOMO and Hitoshi TOGASHI

I はじめに

長野県木曾山地北部には、領家帯弱変成部の岩石が広く分布している。磯見・片田（1959）、片田・磯見（1962、1964）は、この地域の変成岩の原岩の層序区分を試み、大構造の考察を行なった。また狩野（1975、1982）は、層序・構造について、片田らとは異なる解釈を示している。非変成の美濃帯構成岩類に漸移する（片田ほか、1959）この地域の領家帯変成岩の原岩の岩相と初生変形を検討することは、内帯の中生代の地史を明らかにする際に不可欠である。筆者らの検討の結果、当地域に分布する大量の碎屑岩類は、顕著な未固結時変形を広範囲に伴うことが明らかになった。

この研究を進めるにあたり、新潟大学理学部植村 武教授、島根大学理学部山内靖喜助教授、大阪市立大学理学部市川浩一郎教授には様々な御教示をいただいた。記して謝意を表する。

II 地質概略と岩相

検討地域は、片田・磯見（1962）らが命名した奈良井層及び横川層の分布範囲に含まれる。本地域には泥岩（シルト岩を含む）、砂岩及びそれらの互層が広く分布し、その中にはチャート・石灰岩・塩基性火山岩類などのオリストリスが含まれる。片田・磯見（1962）らは、“チャートレンズ”をあまり含まない部分を下位の奈良井層、多く含む部分を上位の横川層としたが、両者の泥岩砂岩互層の岩質には大差がないため、ここでは一括して扱う。

本地域で最も一般的な岩相は砂岩泥岩互層である。それらは泥岩優勢で薄く（泥岩砂岩合わせて2~10 cm）成層した有律互層（図版）と、砂岩優勢で比較的厚く（同じく10~50 cm）成層した互層に大別される。前者の泥岩優勢互層には級化構造やラミナが顕著で、地層の上下判定が可能であることが多い。後者の砂岩優勢互層にも級化構造が一部に認められるが、砂岩層は一見無構造であることが多い。これらの互層のほかに、あまり成層構造が明瞭でない砂岩及び泥岩も存在する。これらの互層及び泥岩には、長径が最大で1000 mを超える大小様々な規模のチャートのオリストリスが含まれるほか、比較的小規模な石灰岩・塩基性火山岩などのオリストリスも少量ながら含まれる。

検討地域の各構成岩類は、変形（後述）が著しいこと、容易に鍵層となり得る地層を欠くことな

*大阪市立大学理学部

**信州大学理学部

*** 広島大学理学部

**** バシフィックコンサルタンツ（株）

どの理由で、側方への追跡が一般に困難である。

泥質岩にはジュラ紀のものと考えられる放散虫が含まれるが、変成作用のため保存不良であり、その詳細な年代は不明である。なお、チャート及び石灰岩オリストリスからは、三疊紀新世のコノドントが得られている。

Ⅲ 変形構造

ここでは変形構造として、変成作用以前のものを対象とし、変成作用の増進に伴って発達する *crenulation cleavage* や *schistosity* などは除外して扱う。

調査地域で見い出される変形構造の1つである褶曲には、岩質によって異なる、2種の形態のものが存在する。

泥岩優勢互層には図版1-1のような褶曲が認められることがある。この褶曲は非対称で、*interlimb angle* が 40° 以下の *close ~ tight fold* (FLEURY, 1964) であることが多く、半波長は一般に1 m以下である。軸部では砂岩・泥岩共にその層厚が増す傾向が強く、軸面劈開は見い出されない。肉眼的には、褶曲した泥岩と砂岩の境界にはすべり面が観察されず、両者は密着していることが多い。鏡下でも両者の境界にはすべり面が認められないことが多い。

砂岩優勢互層には図版1-2のような褶曲が見い出されることがある。この種の褶曲でも、泥岩優勢互層の場合ほど顕著ではないが、軸部で層厚が増す傾向が認められる。砂岩と泥岩の境界には一般にすべり面が存在するが、軸面劈開は観察されない。上記2種の褶曲軸を等積投影したものが図1である。褶曲軸は一般走向とほぼ等しいNE-SW方向のものが多く、水平を中心に 40° 以下のプランジを有する。なお褶曲のフェルゲンツには北西の場合と南東の場合とがある、前者が後者よりも優勢である。

泥岩優勢互層中の砂岩層の内部には、垂直成分が5 cm以下の小断層（一般に正断層）がしばしば認められる（図版1-3）。それらの断層面は、肉眼的には明瞭で破碎帯を持たず密着しており、砂岩層の上下の泥岩層の中ではその延長が不明となる。鏡下では、断層面は幅 $30\mu\text{m}$ 程度のすべり

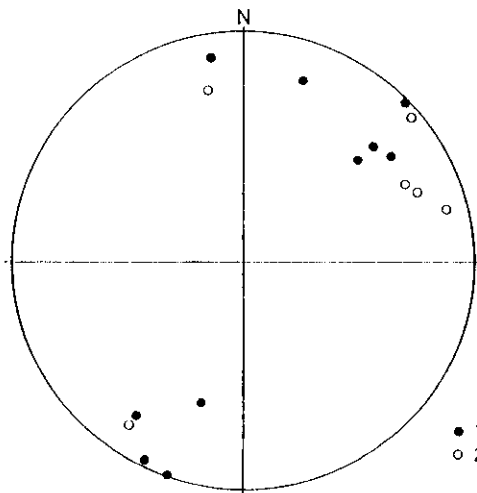


図1 褶曲軸の等積投影（下半球）
1：泥岩優勢互層中の褶曲軸
2：砂岩優勢互層中の褶曲軸

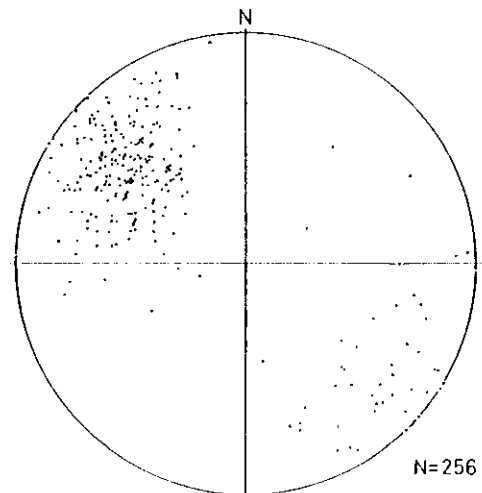


図2 地層面の極の等積投影（下半球）
見かけ上SE傾斜の地点数とNW傾斜
の地点数の比は約4：1

面にすぎず、一般にその周囲のカタクラシスは極くわずかである。

泥岩優勢互層には、砂岩層が変形せず、側方へ良く連続するもの(図版1-4)、砂岩層に著しい膨縮(pinch and swell)が生じたもの(図版2-1)、さらに砂岩層が礫状となり、もはや互層の形態を示さないもの(図版2-2, 3)など、様々な変形段階の砂岩層が広く観察される。

礫状となった砂岩と泥岩の境界面は、肉眼的には明瞭で密着していることが多く、そこには一般にすべり面は認められない。鏡下では両者の境界にすべり面が認められる場合も多いが、それが認められない場合も存在する。特に細粒な礫状となった砂岩には、鏡下においても周囲の泥岩との間にすべり面が観察されないのみならず、判然とした境界面さえも認められない例も存在する(図版2-4)。

前述のように泥岩砂岩互層において、(1)軸面劈開が認められず、褶曲の軸部で単層が厚さを増すこと、(2)砂岩層の膨縮が著しいこと、(3)礫状化した砂岩が周囲の泥岩と密着接触を示すことなどの肉眼的な特徴が認められる。これらの特徴は、泥岩砂岩互層にはflowを伴う変形がかなり広く存在していることを示している。

さらに鏡下では、(4)褶曲の軸部においても砂岩層と泥岩層の間に層面すべり面が観察されず、砂岩を構成する鉱物粒子の内部に、褶曲形成時に生じたと考えられるbrittleな変形がほとんど見出し出されないこと、(5)礫状砂岩の周囲にすべり面が観察されないことがあるのみならず、泥岩との境界さえも不明瞭である場合があること(図版2-4)、(6)小断層のすべり面の極く近傍でもカタクラシスが観察されないことが多い。などの特徴が認められる。

上記の(1)、(4)などの特徴から、砕屑粒子の間の基質の流動(intergranular movement)の存在が予想される。MALTMAN(1984)は、未固結時に堆積物が変形したと判断する基準として、多くの曖昧な肉眼的な基準を除外した上で、鏡下でintergranular movementが認められることを挙げている。MALTMANの意見に従うならば、泥岩優勢互層に認められるclose~tightな褶曲は未固結時に形成されたと考えられる。鏡下で観察される上記の特徴(5)も、礫状砂岩の少なくとも一部が、やはり未固結時に生じたことを示唆するものと解釈される。なお礫状砂岩の周囲にはすべり面が観察される場合も多く、後生的にbrittleな変形も付加されていると考えられる。

COWAN(1982)はフランススカンのメランジュに関する肉眼及び鏡下での観察から、その堆積物の変形時には、未固結時の高間隙水圧下でのintergranular flowが重要な役割を果たしていたと考察している。木曾山地北部の泥岩優勢互層において認められるmeso~microscopicな変形には、砂岩のintergranular flowをはじめとして、砂岩層の膨縮や礫状化、小断層など、COWANが記載した変形構造との共通点が多い。

IV 地質構造

変形その他の理由で、調査地域の構成岩類の側方への追跡が容易ではないことは前述の通りである。ここでは野外調査のみで地質構造を直接的に把握することは困難である。

本地域では、地層はNE-SW方向の一般走向を示すが、その傾斜方向にはSEの場合とNWの場合とがある。横川川流域で測定された走向と見かけの傾斜の値は図2に示される。各地点における見かけの傾斜の方向を図3に示す。さらに堆積構造に着目して地層の上下を判定した結果、地層の見かけの傾斜が南東、北西のいずれの場合においても、正常と逆転の地点数の比はほぼ2:1であった。かなりの地点において見出しされるこのような地層の逆転は、前述の泥岩砂岩互層のclose~tightで非対称な褶曲に主として起因するものと推定される。図1、図2及び上下判定の結果から、上述の小褶曲を包含する、より大きな規模の非対称褶曲の存在も予想されるが、詳細は今後の課題である。

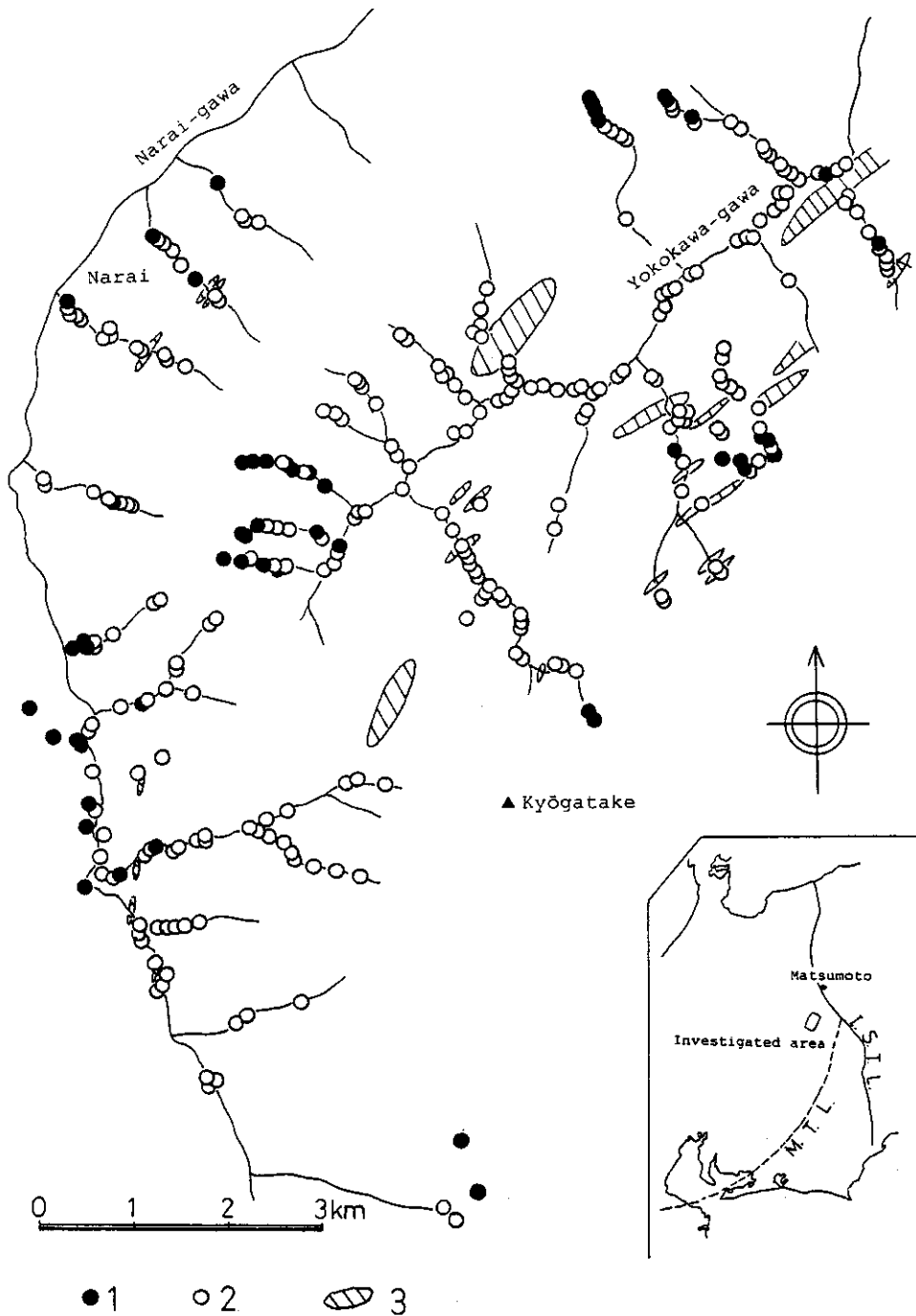


図3 各地点での地層の傾斜方向

1 : NW傾斜 (一部SW傾斜), 2 : SE傾斜 (一部NE傾斜), 3 : チャートオリストリス地層の上下判定の結果は考慮されていない。測定地点が近接している場合、記号を省略して表現してある。オリストリスの傾斜方向は記入されていない。

V まとめ

調査地域で見い出された未固結時変形が、重力による海底地すべり（スランプ）によって形成されたものか、あるいは圧縮応力下で tectonic に形成されたものかの判断は容易ではない。ただ変形した地層が変形していない地層間に明らかに挟まれる例、特に褶曲の頂部が上位の地層の堆積前に浸食によって削られている例が認められないこと、褶曲軸の方向にそれほど大きなばらつきがないこと、変形が極めて広範囲にわたり普通に見い出されることなどから判断して、この地域の未固結時変形は、少なくとも表層的なスランプ以外の成因によるものであろう。

文献

- COWAN, D. S., 1982: Deformation of partly dewatered and consolidated Franciscan sediments near Piedras Blancas Point, California. In: *Trench-Forearc Geology* (edited by LEGGITT, J. K.). *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* **10**, 439-457.
- FLEUTY, M. J., 1964: The Description of Folds. *Geol. Assoc. Proc.*, **75**, 461-462.
- 磯見 博・片田正人, 1959: 木曾山地北部の非変成古生層ならびに領家帯変成岩原岩の堆積相についての考察. *地調月報*, **10**, 1037 - 1053.
- 狩野謙一, 1975: 長野県, 北部木曾-梓川地域の上部古-中生層の層序. *地質雑*, **81**, 285 - 300.
- , 1982: 美濃-領家帯の中生層の重力滑動とそれに伴う地質構造. *静岡大学地球科学研究報告*, **7**, 9 - 33.
- 片田正人・磯見 博・村山正郎・山田直利・河田清雄, 1959: 中央アルプスとその西域の地質. その1: 中央アルプスの領家帯. *地球科学*, **41**, 1 - 12.
- 片田正人・磯見 博, 1962: 5万分の1地質図幅「伊那」および同説明書. *地質調査所*, 28 p.
- ・———, 1964: 5万分の1地質図幅「塩尻」および同説明書. *地質調査所*, 52 p.
- MALTMAN, A., 1984: On the term 'soft-sediment deformation'. *Jour. Struct. Geol.* **6**, 589-592.

図版 1

1. 泥岩優勢互層に見られる tight で非対称な褶曲。写真の長辺は約 1.5 m。
2. 砂岩優勢互層に見られる褶曲，頂部では非対称。
3. 泥岩優勢互層に見られる小断層。
4. 泥岩優勢互層。変形少なく堆積構造が良く保存される。

図版 2

1. 膨縮が生じ，断続的になった砂岩。
2. 礫状化した泥岩優勢互層の砂岩層。図版 1 - 4 から 2 - 1 を経てこの状態まで，様々な変形段階のものが存在する。
3. 礫状化した泥岩砂岩互層の切断面。砂岩と泥岩の境界に，肉眼的にはすべり面が認められない。断面長 12 cm。
4. 細礫状となった砂岩。砂岩と周囲のシルト岩の境界にはすべり面が認められず，かつ境界も明瞭ではない。長辺は 12.5 mm



