

木曾山地北部の非変成古生層ならびに領家変成岩原岩の堆積相についての考察

磯見 博* 片田 正人*

Consideration on Some Sedimentary Features of Non-metamorphosed
Upper Paleozoics and Ryōke Metamorphics in the Northern Part
of Kiso Mountainland, Central Japan

by

Hiroshi Isomi & Masato Katada

Abstract

The northern part of the Kiso mountainland corresponds to the transitional area of zones of non-metamorphosed Upper Paleozoics and Ryōke metamorphics which are regionally metamorphosed representatives of the Upper Paleozoics. These rocks belong to the thickly accumulated deposits in the geosyncline.

The Paleozoic deposits are lithologically grouped into chert facies, fine-clastic facies and coarse-clastic facies. The chert facies is referred to chert associated with basic pyroclastics and limestone in small amount. The fine-clastic facies consists mainly of shale accompanied by small amount of fine-grained sandstone. The coarse-clastic facies means coarse-grained graywacke sandstone forming thick massive beds. From the combination of the three facies above-mentioned and from their degree of development, are discriminated five zones running parallel with each other.

Remarkable features observed in the fine-clastic facies are as follows.

- a) *Helminthoidea*, a fossil trail ubiquitous in the Alpine Flysch and its equivalent formations in other younger orogenic regions, is frequently found in swarm in the area under question.
 - b) Clastic muscovite flakes are abundantly contained in shale, siltstone and fine sandstone. They form, in many cases, lamina in shale.
 - c) Plant fragments occur occasionally in carbonaceous shale or siltstone.
- The characteristics of the coarse-clastic facies (coarse graywacke) are as follows.
- d) Main constituents of the coarse graywacke are quartz occasionally showing mylonitic texture and fresh feldspars. Among feldspars, plagioclase is dominant over alkali-feldspar.
 - e) Coarse graywacke bed characteristically contains shale inclusions. It includes sometimes pebbles of chert, and more often is conglomeratic.
 - f) Pebbly mudstone occurs in close association with conglomeratic coarse sandstone bed.

Some coarser parts of the fine-clastics—siltstone and fine sandstone—exhibit grading phenomena, and sometimes are revealed convolute laminations. These facts are suggestive of sedimentation from turbidity current. On the other hand, in the coarse-clastics, grading is mostly indistinct within sandstone bed in spite of its graywacke type. Moreover, no grading relation is found between the sandstone bed and its overlying and underlying fine-clastics, but between them is recognized abrupt change in grain-size. The areal distribution of coarse-clastics gives the impression of its encroaching upon the chert facies territory. Judging from these facts, the writers are inclined to infer that the abnormal intense turbidity current which should be invoked for sedimentation of the coarse-clastics is different from the normal weak turbidity

* 地質部

current responsible for fine-clastics, and that both types are not in direct relation to each other. The cause of triggering off the intense turbidity current may be episodic and frequent changes of bottom form within geosyncline. Therefore, the abundant occurrences of the coarse-clastics can be said to indicate the unstable condition of the Late Paleozoic geosyncline. And they seem to share the effects of the tectonic disturbances during Middle Permian with the sporadic occurrences of the intraformational conglomerates of granite and other pebbles hitherto reported in the Inner Side of Southwest Japan.

Broadly speaking, general features of the Paleozoic sedimentation in the area under question do not differ from the Flysch-type sedimentation, except for the deficiency of rhythmical alternation of sandstone and shale and the association with stronger chert sedimentation accompanied by rather active submarine volcanism in the Paleozoic geosyncline.

要 旨

木曾山地北部の領家変成岩およびその北に続く非変成帯を構成する古生層中に、いわゆる異常堆積の現象が認められる。すなわち、生痕化石の産出すること、細粒砕屑岩のなかに白雲母片の多産すること、植物破片がみいだされること、礫岩および礫状岩があること、などが注目される。古生層の主要な構成物である砂岩の産状および組成が graywacke タイプであることと相まつて、この異常堆積の現象は、turbidity current による堆積現象とみなされる。

1. ま え が き

改めていうまでもなく、地相斜における砂岩—graywacke—の堆積作用が turbidity current の作用によるものであることは、広く認められている。すなわち、たとえば大陸や安定地塊の周辺のデルタ状の地域とか、大陸棚のような地域にまず砕屑物が急速に堆積する。この未凝固の堆積物のマスの末端部が、ある原因によつてすべり出し、それが比重の大きな turbidity current となつて重力の影響の下に地相斜の傾斜に沿つて流下し、遙か遠方の傾斜が小さくなつた所で graded graywacke が堆積する、と説明されるのである。この種の堆積物は、turbidites とか resediments とか、呼ばれている。turbidites の堆積相やその古地理的意義については、Kuenen とその協力者その他によつて、近年しばしば論じられている。

これから述べる木曾山地北部の古生層の砕屑岩が、このような堆積相をそなえていることは、当然予想されることであつて、至極あたりまえのことといわねばならない。しかし、この地域は、領家変成帯の外縁部にあたり、変成帯とその北側の非変成古生層地域との橋わたしをなす地域であるので、その堆積相をもつと内側の古生層の堆積相と比較検討することは、日本の古生代後期の

地相斜の古地理を考えるうえに重要な意義をもつものといえよう。このような試みの一つとして、木曾山地北部の古生層の、とくに砕屑岩の堆積相について気付いた点を述べてみたいと思う。

木曾山地中部の地質については、最近、東京教育大学の方々の変成岩・花崗岩を中心とした研究¹⁾¹¹⁾が発表されているし、筆者および村山正郎・山田直利・河田清雄⁴⁾も木曾山地中・北部の地質のあらましを報告した。本論文は、筆者の担当した5万分の1「伊那」図幅の野外調査資料に主としてよつたものである。この野外調査にあたり、柴田秀賢・大木靖衛ら東京教育大学の方々の研究¹²⁾¹³⁾および亀井節夫²⁾⁹⁾ら信州大学の方々の古生層の研究におうところが大きであつたこと、ならびにすでに公刊された「上松」³⁾、「赤穂」⁸⁾の各地質図幅によつた点も少なくないことを、明記しておきたい。

2. 古生層のあらまし

2.1 古生層の岩相

古生層は、領家帯に属する変成岩をも含めて大きくみると、山嶺の延びの方向に平行してNEないしNNEの一般走向をもつて、帯状をなして分布している。

この地域の古生層は、岩相と帯状分布とからみて、大きく3分される。これらを、便宜上、北西部帯 (I)、中部帯 (II)、南東部帯 (III) と呼ぶことにする。

北西部帯 (I) の岩相

泥質岩・砂岩を主とし、チャートに乏しい岩相 (I a) と、チャート・珪質粘板岩を主とし、そのほかに塩基性火山岩や少量の石灰岩を挟む岩相 (I b) とに、細分される。

I a 相—泥質岩・砂岩相：非常にチャートに乏しい岩相である。最も多いのは泥質岩である。泥質岩には、泥岩といえるようなきわめて細粒の部分が多いが、そのほかに、それよりやや粗くシルト岩といった方がよい部分がある。これらは、おのおの数mm位の厚さで互層す

る場合がめだつている。また、量的にはそれらほどには多くはないが、細粒の砂岩があり、大抵の場合数mm位のラミナをなして、上記の泥質岩の互層に加わっている。細粒砂岩とシルト岩とは、漸移しgradingを示すことが多い。

以上のほかに、粗粒の硬砂岩も多い。これは、泥質岩の夾みなしで多くの場合1~2mの塊状の層をなしている。この塊状砂岩層は、それ自体のなかでの粒度のレインチが小さなためgradingは明瞭でない。そして、その上下の細粒碎屑岩に対し、はつきり一線を画して分かれており、上・下層に対するgradingも認められない。

I a相に属する泥質岩の一部—多くの場合シルト岩—には、白雲母片の多いラミナが非常に多く、また、完全に炭化した植物の破片が含まれることがある。かつて、「味噌川の中生層」と考えられたのは、これら特異な岩石の多い部分であり、I a相の一部なのである。

I b相—チャート相： チャートの優勢な岩相である。大きくみて、2帯をなして分布する。北西側に分布するものでは、たとえば宮の越近傍、橋戸などに見られるように、赤色の Radiolarian chert が顕著である。チャートは、珪質の粘板岩に移化する。

この岩相に伴う泥質岩は、暗灰色のものが多く、きれいな黒色泥岩は少ない。チャートと細かく互層するもの以外には、はつきりした層理の見られる場合はまれである。

I b相に属する副次的な岩石として、塩基性火山岩があり、局部的には少量の石灰岩もある。

中部帯 (II) の岩相

チャートに乏しい岩相 (II a) と、チャートの多い岩相 (II b) とに分けられる。

II a相—泥質岩相： 泥質岩によつて特徴づけられる岩相である。とくに、その北半部では、ラミナのよく発達した、または層理の発達した泥質岩が優勢である。しかし、南半部では、粗粒・塊状のI a相に記したのと同じ産状の砂岩が、かなり多い。

チャートは、非常に少なく、いずれも薄層をなし、連続性に乏しい。

II a相は、次に述べるチャートの多い岩相II b相の北に平行して带状に分布するが、分布地域の南西部ではII b相とinterfinger の関係にある。

II b相—チャート・泥質岩・砂岩相： チャートと泥質岩・砂岩からなる岩相であるが、とくに、厚いチャート層の発達により特徴づけられる。

II b相は、大きくみて、粗粒砂岩の多い岩相 (III) に移行変わるのみでなく、この岩相自体のなかにもIII相と

同じ岩相を示す部分が認められる。

南東部帯 (III) の岩相

砂岩・泥質岩の多い岩相である。これらは、大体、I a相の岩相に類似しているが、泥質岩のこまかな性質は、軽微な変成作用をうけているため、不明の点が多い。粗粒塊状の砂岩層は、I a相におけるように数多く、また、その一部がしばしば礫を含んでいるのが著しい特色である。

このほか、チャートに富んだII b相のような部分も多いが、そのチャートもII b相におけるほどには著しいものではない。

古生層の堆積物を、チャート相、粗粒塊状の砂岩を代表する粗粒碎屑岩相、泥岩・シルト岩・細粒砂岩を代表する細粒碎屑岩相に3分して、これら3者の組合せによつて、北西部・中部・南東部の各帯の岩相の特色を表示すれば、次のようになる。

		チャート相	細粒碎屑岩相	粗粒碎屑岩相	その他の特徴
北西部帯 (I)	I a 相		◎	◎	生痕・雲母片がとくに多い
	I b 相	◎			
中部帯 (II)	II a 相		◎		
	II b 相	◎	○	○	
南東部帯 (III)	III 相	○	○	◎	礫岩が著しい

◎ 特徴的なもの ○ 普通にみられるもの

2.2 古生層の構造

大きくみて、古生層の一般走向は、北東部ではENEであるが、中央部ではNSへと急転し、南西部ではふたたびENEにもどる。すなわち、S字の両端を引きのばしたような形をとっている。この屈曲部にあたり、NNW方向の著しい断層帯があり、これを神谷断層帯と呼ぶ。幅2~3Kmにも及ぶこの断層帯は、地層を著しく破碎しており、南東方では幾本かの断層に分岐して、伊那盆地の段丘の下にもぐる。しかし、この断層による地層のずれは、意外に小さい。

ほぼ走向に沿った断層としておもなものは、北西側では奈良井断層が、南東側では伊那断層がある。奈良井断層もまた著しい破碎帯を伴った大断層であるが、とくに注目すべきことは、この断層の北西側の古生層のみが地塊化してその傾斜の向きも一定しないことであつて、南東側の古生層が大局的にはSEに傾斜した単純な構造を呈するのに対して、著しい対照をなしている。

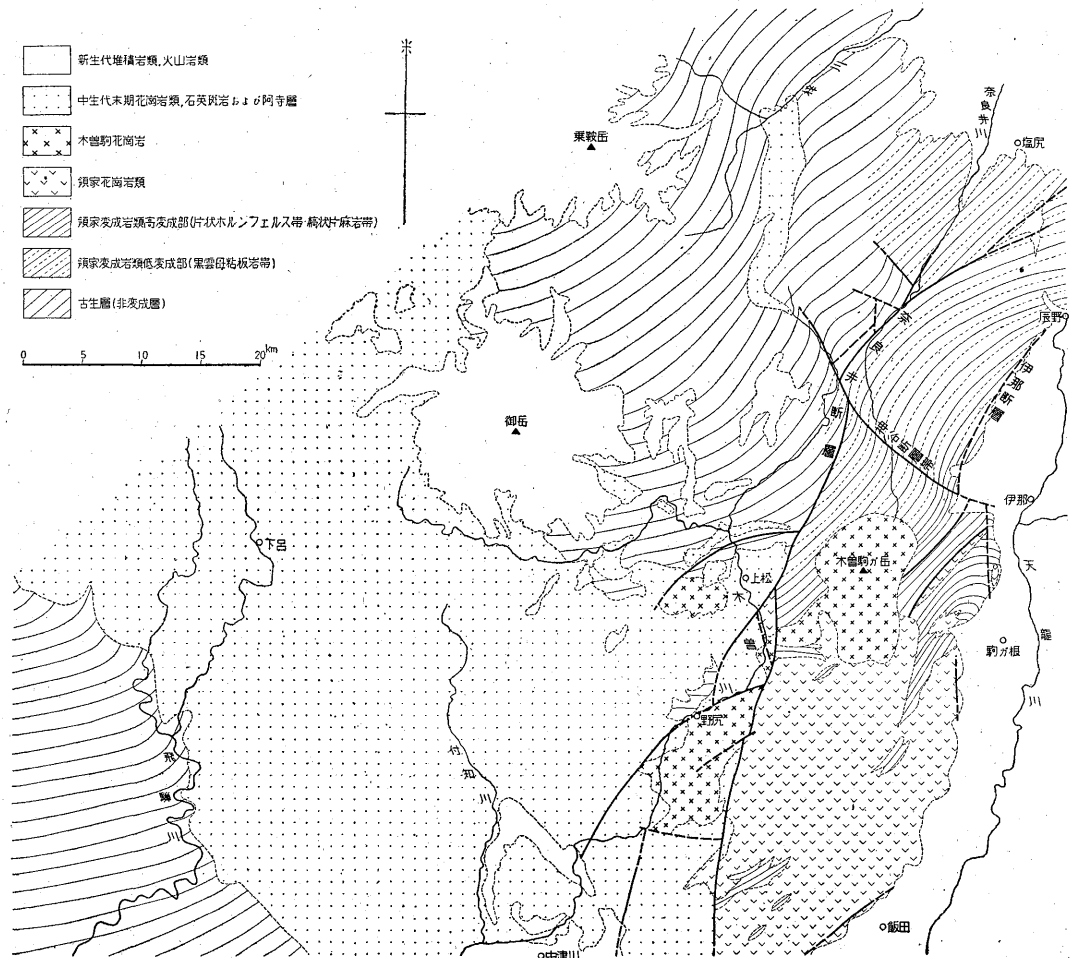
伊那断層は、伊那谷に面する断層崖の根元をなすもの

である。断層付近の地層は、その傾斜の向きが一定でなく、構造がとくに複雑になつている。

これら各断層は、著しい破碎帯を作り、地形を支配している。泥質岩の破碎された部分は軟かい断層粘土と化している。しかし、同じく破碎生成物の一部とみなされる角礫岩—第7章の第4のタイプ—が全く固化していることなどからみて、これら断層が古生層の基本的構造形成に関係した大褶曲運動の産物であり、後にふたたび活動して断層粘土を作つたものとみられる。

古生層は、一般に、50°以上の傾斜角をもつた高角度の構造をしている。しかし、南東側のII b相やIII相中には、30~40°の比較的緩い傾斜をなす部分があり、この部分は地域内で変成度の割合に高い部分にあたるので、もつと変成度の高い傾家帯中に報告されている緩い褶曲構造と相通ずるものがあるといえよう。

さらに、もつとくわしく地層の変形の様子をみると、傾斜の向きが急変する所では、ほとんど常に断層が認められ、単純な背斜とか向斜とかは認められない。また露頭の範囲内でみて地層がうねっている所でも、小断層が付随している。そして、この小さきみな褶曲は、塊状粗粒の厚い砂岩層の無い部分に限られる。一方、厚い砂岩層を含んだ露頭では、きれいな褶曲がみられない代わりに、砂岩層の境目はまわりの細粒碎屑岩に対して相対的にすべつているし、砂岩層自体は、割れ目が多くなつたり、石英脈に貫かれたりしている。そして、このような厚い砂岩層と砂岩層との間にある泥質岩の夾みは、千枚岩状を呈している。このような擾乱をうけて古そうな外観を呈する部分は、ある幅をもつた断層の一部にほかならない。I a相の、断層運動のみられない部分は、若そうな見掛けを呈し、一見中生層のようにさえみえる。



第1図 長野県木曾地方およびその近傍の地質概略図

2.3 古生層の地質時代

木曾山地の北部には、時代を指示する化石はまだ発見されていない。僅かに、この地域の南西方にあたる野尻付近で *Yabeina* 石灰岩が知られている³⁰⁾にすぎない。この含化石石灰岩を含む古生層は、古生層地域主部から孤立している。しかし、大きく木曾山地の構造を眺め、その岩相を検討してみると、野尻の *Yabeina* 石灰岩が本論文で I b 相とする部分の延長にあたることは、ほぼ確実である。したがって、当地域の古生層は、少なくともその一部分は中部二疊系であり、全体としてもそれよりあまり時代の離れた地層とは考えられない。

3. *Helminthoidea* の産出すること

この地域の古生層中には、生痕の化石が少なくない。それらのうちで、とくに数多くしばしば産するのは *Helminthoidea* のなかまの化石である。

その産出は、ラミナの良く発達した泥質岩に限られる。まれには幅 2 mm 位のこともあるが、たいていは幅 1 mm 前後、ループ状で河川のメアンダーを思わせる形をしている。欧州アルプス地方で普通に産するものよりも小型で、うねり方もやや緩く、もつと不規則である。生痕の部分とそうでない部分との凹凸の差はきわめて少なく、微細なせいもあるが、もともと生痕の部分の凹みは少なかったものと思われる。常に密集して産する。

この化石は微細で認めにくいものであるが、生痕の刻まれた部分が、多くの場合、白雲母片の密集したラミナに覆われたり、炭質物に富んだりするため、そのデリケートな印象が識別されるのである。ラミナの発達の悪い泥岩中にも、この化石はあることはあるが、その場合非常に不鮮明である。ラミナに平行な割れ目に富んだ岩石で、ラミナに沿った面が出せる場合、化石はとくに明瞭に見られる。露頭でやや風化の進んだ部分は、軽くハンマーをあてるだけで紙を剥ぐように薄く割れるため、化石は多くこの部分に発見された。このほか、ごく軽度の変成作用をうけて黒雲母ができてい場合にも、光沢の差のため、はつきり認められる。

筆者がこの化石を確認した場所は、第 2 図上に×印を記してある。

Helminthoidea という生痕化石は、アルプス地方の白堊紀後期ないし古第三紀のフリッシュ (*Flysch*) にきわめて多い化石であり、フリッシュの一つの特徴をなすものであつて、*Flysch à Helminthoides* などという地層名をさへもたらしている。アルプス以外の若い造山帯でも、フリッシュと呼ばれたり、それと同じ意義をもつとされる地層中に、世界各地に広く産している。

こゝで一応の問題となるのは、*Helminthoidea* がアルプス造山期の *Flysch* 堆積時代の特徴的な化石であるのだから、それを含む当地域の地層も中生層ではないか、という疑問であろう。しかし、この化石は、I b 相の塩基性火山岩—石灰岩層に直接接した泥岩 (豊川付近) 中や、チャートを挟んだ地層 (管付近や橋戸沢) 中に産すること、また、この化石を含む地層自体が領家変成作用をうけていること (たとえば藪原の南方) をあげれば、この含化石層が古生層の一員であることは明白である。筆者は、*Helminthoidea* がアルプス造山期以前の地向斜性堆積物中から産する例がほかにあるのか、無いのか、知らない。仮りに無いものとしても、生痕化石が時代を指示するものではなく示相化石にすぎないことはいうまでもないのであるから、この化石の産出することは、フリッシュに似た堆積環境を示すという点においてこそ深い意味をもつのである。

ところでフリッシュといえば、その堆積物、とくに硬砂岩の構成物の大部分は、地向斜から誕生しそれを分化させたコルデラに作用したすさまじい削剝作用によつて供給されたもの、と一般に考えられている。しかし、このような供給源の見方に対して、Kuenen³¹⁾は、各地のフリッシュおよびそれに相当する地層の堆積学的な研究に基づいて異なつた結論をだしている。フリッシュ地向斜の碎屑物の大部分の起源が、フリッシュ地向斜そのものを限るコルデラ自体に結びつくものでなく、もつと遠くの供給源に由来するとする Kuenen の考え方—その可能性は非常に大きい—が受け入れられるとすれば、日本の二疊紀の地向斜の内部には多量の物質を広域にわたつて供給できたような明瞭なコルデラの存在は考えられないとはいえ、日本の地向斜の堆積作用もフリッシュのそれと本質的には大差がないといつてよかろう。とはいえ、アルプスの古典的なシエマをそのまま日本の古生代後期の地向斜に適用して、その地層の地史的な位置づけを試みる必要はない。日本の二疊系の大部分について、強いてフリッシュという語を用いるのは、やはり誤解をまねくおそれがあるので、pre-Flysch とか sub-Flysch とかいう方が適当であろう。フリッシュ的な堆積岩と優地向斜的な岩石—塩基性火山岩—とが共存するからである。この場合、pre-Flysch という言葉には *Flysch* に先行するという意味が含まれるのであるから、日本の場合のように *Flysch* にあたるものがはつきりしない場合には sub-Flysch の方がふさわしいと思われる。

なお、この化石は、当地域だけでなく、内帯の各地にも産する。片田は御岳の東方で、磯見は岐阜県郡上八幡の付近で、この化石を発見している。たゞ、木曾山地北

部ほどには多くないことだけが違っているにすぎない。なにはともあれ、探せば、日本の古生層全体に、少なくとも内帯全域に、見つかるのではないかと思う。

4. 細粒砕屑岩のなかに白雲母片の多いこと

細粒砕屑岩には、しばしば白雲母片が沢山含まれる。多くの場合、かなり炭質物に富んで暗灰色を呈する泥質岩中にラミナ状に密集して産する。このほか、非常に細粒の砂岩またはシルト岩で炭質物に富んだ泥質のマトリックスの多いもののなかに、特定のラミナをなさずに散在して多数含まれることもある。白雲母片の大きさは1mm前後で肉眼で粒子のはつきり認められる位のものが多い。

白雲母片を含んだ細粒岩は、I a相中にきわめて多く、一般にチャートを伴わないで砕屑岩のみからなる部分に特徴的である。チャートと完全に移化する泥質岩中には無いし、I a相以外のチャートで特徴づけられる岩相には少ない。とはいっても、I a相のレンズ状チャートのすぐ上または下の部分から産することもあつた。I a相以外でも *Helminthoidea* の産するような部分にはほとんど常に認められる。変成作用の進んだ部分—南東側をしめる地層—では、変成作用による雲母の形成があるため、堆積源の白雲母があつたかどうかは判断できない。

とくに注意しておきたいことは、白雲母片の多い細粒砕屑岩が grading (細粒砂岩→シルト岩) を示すこともあるし、convolute lamination など turbidity current からの堆積物の特徴をそなえているもののあることである。この事実から、白雲母片を運んできた営力は一種の(弱い) turbidity current であると、結論できよう。もちろん、粗粒塊状の砂岩の構成物中にも白雲母片は存在する。

なお、これら白雲母片のすべてが変成作用の産物ではないかという疑いも、生ずるであろう。これに対しての反証としては、I a相の大部分には別に変成作用の証拠はないこと、白雲母片がきれいなラミナをなすこと、変成作用の弱い部分では砕屑物起源の雲母と変成鉱物としての雲母とは鏡下ではつきり区別できることを述べれば充分であろう。また、これら白雲母片が authigenic なものでないことは、以下に述べるような鏡下で産状と大いさを検討すれば、はつきりわかる。

Micaceous な泥質岩の鏡下における観察

鏡下でみると、各ラミナごとに量に多少はあるが、変成物質のほかには石英・長石・白雲母・黒雲母などの粒子が識別される。白雲母と黒雲母とでは、黒雲母の方がよ

り厚味を帯びたものが多く、二次的変質を受けている。

白雲母には大小様々の大きさのものがある。大型のものは、ラミナに平行方向に並び、ゆるく曲つていることが多い。ときにはよごれていることもあり、結晶の末端などが機械的にこわさされていることもある。また、砂質の岩石では、石英・長石粒に圧されて、はなはだしく曲つたり、こわされたりしている現象もめだつ。このような大型のものは、砕屑物起源のものであることは明白である。

微細な白雲母は、はつきりわかりかねることが多いが、明瞭に authigenic と思われるものも存在する。

authigenic なものと変成作用で最初に生じたものとは区別できず、これらの場合は、必ず微細結晶で、一般に絹雲母といわれているものである。そして、ラミナ方向に並ぶという産状よりも、長石・緑泥石に伴うなど特定の部分に生じていることが多い。

白雲母片の産出は、この地域にとくに多く、他の地域では少ないものらしい。たとえば、筆者は、飛騨帯により近い郡上八幡付近の古生層を調べたとき、白雲母片が非常に少ないことに気付いた。白雲母片の古生層中における分布状態は、地向斜当時の古地理を考えるうに、興味深いものがある。

5. 植物破片の産状

味噌川一帯に分布する地層中に植物化石の破片が産出することは、すでに知られており²⁹⁾¹²⁾これが“味噌川の中生層”説のまさしくおもしろい論拠であつた。

われわれの調査範囲にはこの“中生層”と考えられた地層分布地域の南半分が入るにすぎず、第2図の上で⊗の印の記された少数の地点でしか、植物化石の破片が採集できなかった。

われわれの得た標本では、植物の破片は、炭質物に富み雲母片の含まれた泥質岩中に、ラミナに平行に、一定の薄い層ないしはラミナをなして、入つている。普通は、長径15mm、短径数mm以下の短冊状の破片で、まれには長さ40mm内外の細長い棒状のものもある。完全に炭化しており、扁平におしつぶされている。これらの長径の向きは、同一標本中でも必ずしも一定していない。これら破片は、少なくとも大きなものは、葉の断片ではなく、茎や枝の破片とみなされる。

筆者は鑑定しうる可能性のある標本はまだ得ていない。これまで、この地方産の植物化石として、中生代を示すと思わせる種名が(?)をつけて発表されている²⁹⁾が、化石の記載はなされていない。その同定の真実性を筆者は疑っているが、もし正しいとしたら、植物破片を

含む地層は次に述べるように古生層の一員にほかならないのであるから、日本の古生代後期の地向斜が中生代のある時期まで続いたことになるのであり、単に一地層の地質時代の問題にとどまらなくなるわけである。したがって、その古植物学的データが専門家の手で公表されることが望ましい。

5.1 “味噌川の中生層”説に対する反証

従来木曾地方の中生層とされたもののなかには、石英斑岩と密接な関係にある中生層と、チャートに乏しい古生層の碎屑岩層とが区別されることは、筆者がすでに述べた⁹⁾ことがあるが、味噌川の地層が後者の場合であることも、最近簡単に報告⁹⁾してある。この後、この考え方を強く裏づける新たな事実も得られたので、次にこの問題について、ふれてみたい。中生層説の論拠と思われるものに対しては、われわれは次のように答えたい。

5.1.1 一見して若そうな見掛けをすることに対して

たとえば、味噌川をさかのぼると、下流部では、地層はかなりもめていて、いかにも古生層らしい感じがする。次いで、かなり炭質物に富んだり雲母片に富んだりした、もめていない地層が目につき、中生層ではないかという気がする。これをすぎると、ふたたびチャートを含んだ古生層らしい地層が現われる。この場合、かつて考えられたことのあるように、中生層らしい地層が両側を断層で切られて古生層地域中に地溝状に落ちこんだものと考えられるのも、ごく自然であるといわねばならぬ。しかし、この中生層らしく見える岩石の露出する川筋から離れて、その東方や西方の小さな枝沢に入ると、やはり、古生層らしい古めかしい岩石が見られる。そして、もめた古めかしい地層も、岩質そのものは若そうなものと変わらない。したがって、この場合、先に古生層の構造の項に述べたように、下流部と上流部とは川筋とやゝ斜交する小断層の存在することが、結論される。そして、とくに中流部の若そうな地層の部分には粗粒塊状の厚い砂岩層が無いので、高角度傾斜構造の生じたときに、厚い砂岩層と泥質岩との competency の差に基づく差別的なすべりを伴わないで、全体が一樣に傾斜したものと解される。要するに、一連の地層ではあるが、部分によつて擾乱の受け方に差があるため、若そうな部分と古そうな部分とができたにすぎない。

5.1.2 植物化石の破片の産出することに対して

先に述べたように、植物化石の産状は、それが非海成または陸地に接近した堆積環境を示す証拠では決してなく、これらが遠くから流されてきたものであることがまず断言できる。筆者が植物化石を採集できた産

地は数少ないものではあるが、それらのうちの一つ、柴原のものは、これまで誰しも古生層とみなした地層中のものである²⁹⁾¹²⁾¹⁵⁾。また、植物破片を含む岩石につきものの炭質物に富む泥質岩は、味噌川付近にとくに多いとはいえ、ともかく、地域全般にわたり広く産出するのである。なお、筆者の一人(礧見)は、郡上八幡の南西方の中部二疊系にも同様な植物化石片、および無煙炭層ともいべき炭質物の薄層の産出するのを何箇所かで確認しているし、柴田秀賢その他も上河内付近や木曾御岳南麓の古生層中に植物化石の産出を報告している^{13)14)註1)}。こうしてみると、内帯の地向斜堆積物である古生層に植物化石の産出することは、比較的珍らしいことではあつても、広く各地に認められる普遍的現象といえる。なお、このような植物破片の産出は、フリッシュ型堆積物中には珍らしいことではないようで、世界各地から記録されている。

5.1.3 巻貝の化石の産出することに対して

柴田秀賢は、木曾福島で巻貝の化石が産出するという興味ある報告¹²⁾¹⁵⁾をしている。その産地付近には礫岩や礫状岩を伴う粗粒塊状の砂岩層が発達し、これは、筆者の観察によれば、チャート相の地層と整合に重なりあつているもので、古生層の一員である。この巻貝化石は保存が悪くてよくわからないらしいが、かりにそれが浅海棲のものであるとしても、地向斜堆積物中に浅海棲の化石が産出することだけではその地層が浅海性であるといえないことは、これまでしばしば注意されていることである。それどころか、浅海棲の化石が深海棲のものと共存したり、非浅海性の堆積物中に見られたりすることは、それら堆積物や化石が浅所から turbidity current によつて深所に運ばれ、堆積し、定着したものであるとする学説の有力な論拠とさえなるものである。

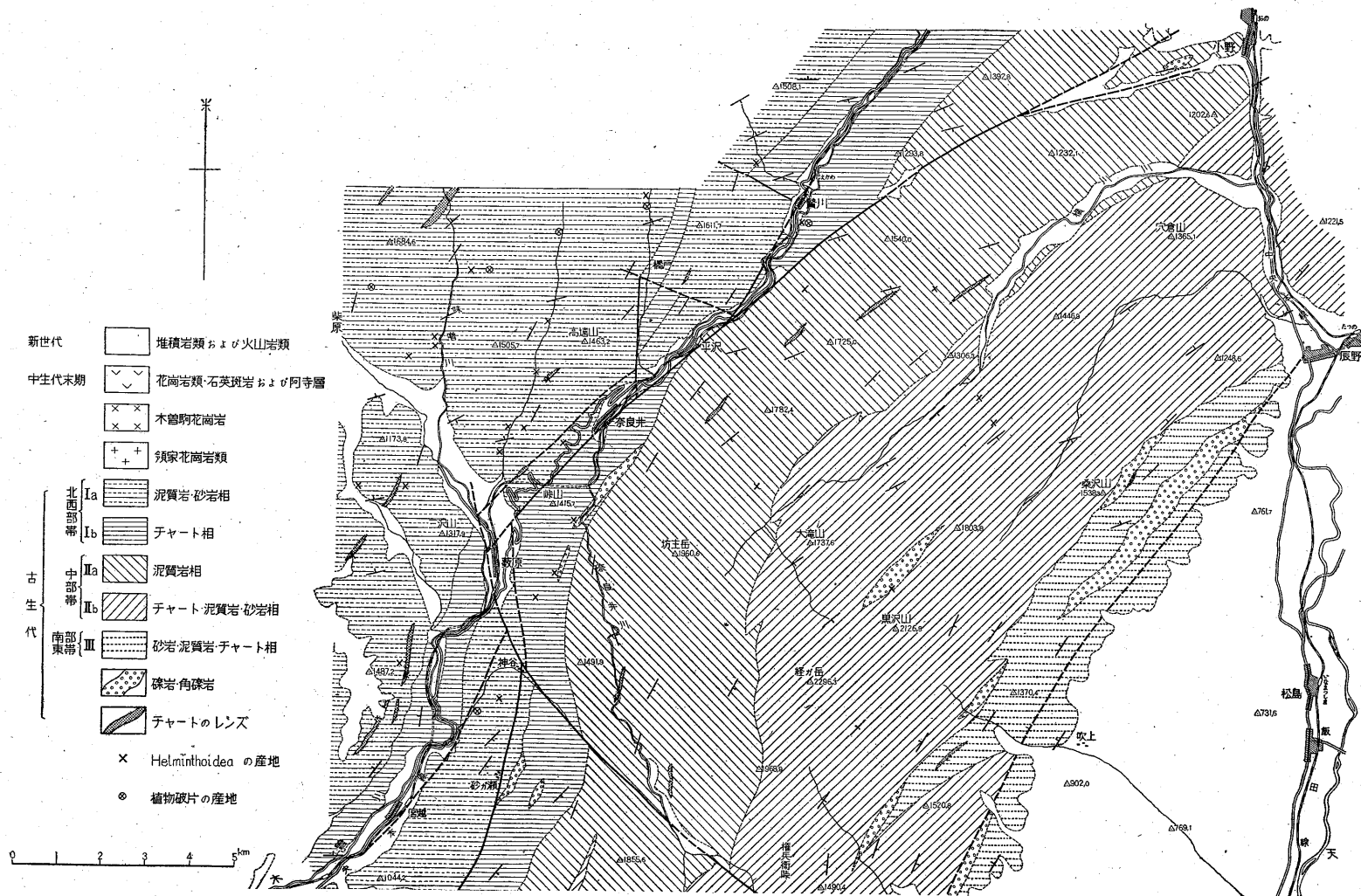
5.1.4 Micaceous shaleのあるということに対して

先に述べたように、雲母片は、チャートを伴わない若そうな感を与える地層のなかのみでなく、古生層とするに異論の全く生じない地層中にも、産する。

5.1.5 礫岩があるということに対して

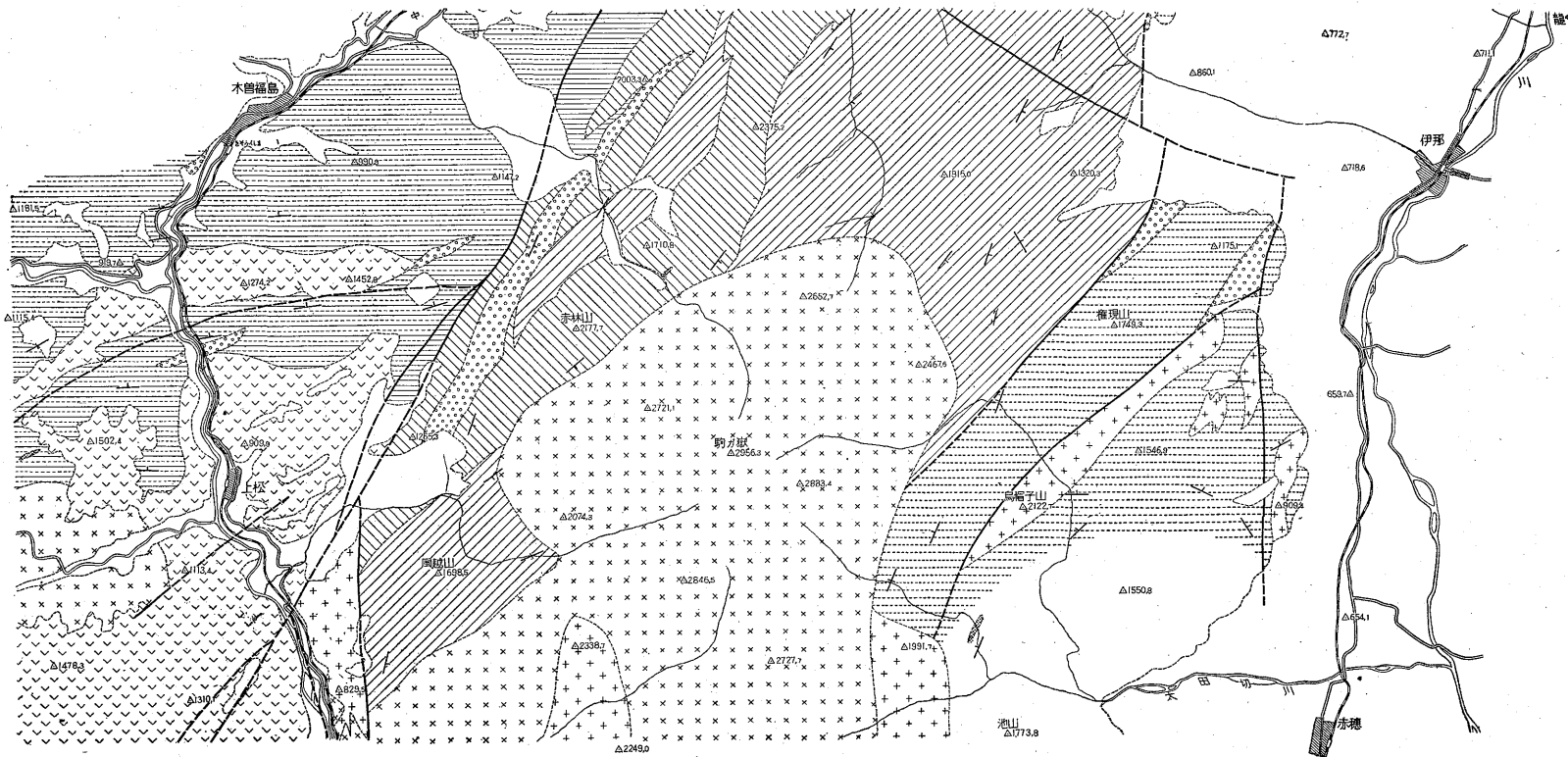
粗粒で塊状厚層をなす砂岩層の一部に、礫岩および礫状岩の見られることは、古生層全体に共通した現象

註1) なお、渡辺和衛 (1955, p. 73)¹⁶⁾は、桑名市北西方の養老山塊山麓に無煙炭を含んだ砂岩層のあることを報告している。その炭質は成羽の三疊系のものに類似すると記載されているが、この地層もおそらく二疊系の一員であろうと、筆者には思われる。



- 新世代 堆積岩類および火山岩類
 中生代末期 花崗岩類・石英斑岩および阿寺層
 木曾駒花崗岩
 須家花崗岩類
 古 生 代
 北西部帯 Ia 泥質岩 砂岩相
 Ib チャート相
 中部帯 IIa 泥質岩相
 IIb チャート泥質岩 砂岩相
 南部東部帯 III 砂岩 泥質岩 チャート相
 礫岩 角礫岩
 チャートのレンズ
 x Helminthoidea の産地
 o 植物破片の産地

8—(1044)



第2図 古生層の岩相分帯図

である。そして、これら礫岩は、内帯の中生層の礫岩とは堆積相を異にする。礫岩・礫状岩については、後に第7章で述べることにする。

5.1.6 その他の堆積相や構造について

以上あげたことからのほかに *Helminthoidea* の産出、砂岩の性質や産状など、堆積相はすべて、中生層かも知れないと思われる若そうな岩石にも、古生層にまちがいない古そうな地層にも、共通である。構造の点からみても、褶曲の度合、様式に大差はない。また、木曾山地中・北部に古生層と中生層との両方があり、たまたま両者が地向斜性の堆積相を共有するにすぎないということは、日本の地史からみて、もちろん考えられない。

5.1.7 とくに宮の越東方のチャートを伴わない地層だけは中生層であろうとする考えに対して

最近の論文を見ると、味噌川の地層は古生層に改められているが、宮の越東方の micaceous shale を含む地層（本論の I a 相の一部）だけはやはり中生層として残されている。この地層は、南の方では扇状地に覆われて少しの間途切れはするが、木曾福島の南を径て上松図幅地域で筆者が含礫岩相の古生層⁹⁾と呼んだ地層に及び、一続きの地帯をなしている。含礫岩相が古生層の一異相にはかならないことはかつて述べたところであるが、そのさい、雲母片に富む頁岩についてはふれなかつたので、宮の越東方の I a 相についてとくに述べてみたい。木曾福島の南で含礫岩相の古生層中に見られるという micaceous shale は、その北東方にあたる宮の越東方の I a 相にもあるし、砂岩その他の堆積相も全く共通なので、I a 相が宮の越東方から上松図幅地域の含礫岩相の地域に連続して分布することは、ほぼ明白である。ただ、この地帯にはまだチャートが全くみつかつていず、この点が、この地帯の地層が中生層ではないかとの疑いの余地を残す唯一の拠点である。ところで、宮の越東方の地層を、チャート相 (I b 相) の地帯を隔てて西方の I a 相と比較してみると、砂岩の性質とあり方、micaceous な泥質岩のあること、しかもそれが味噌川にみられるよりも量的に少ないこと、*Helminthoidea* を産すること、など堆積相はすべて符合する。そして、宮の越西方の I a 相でまれに見られるチャートは、いずれも薄く連続性に乏しいことや、味噌川の中生層と考えられていた地層中に最近になつてようやくチャートの小レンズが見つかったこと、などを考え合わせると、宮の越東方の地層は、I a 相のチャートを全く欠いた部分であると同

定せざるをえない。構造的にみても、宮の越東方と西方とでは、一般走向にも変形の程度にも違いはないのである。

6. 砂岩の産状とその一解釈

砂岩は、細粒で、非常に薄い層またはラミナ状をなすものと、粗粒で、厚さ1~2m内外の塊状砂岩層をなすものとに、大きく2分される。両者は堆積相が著しく異なり、それらの中間のタイプのは非常に少ない。両者の産状を比較してみると、次のようである。

6.1 粗粒の塊状砂岩層の産状

- 1) 砂岩だけで、他の岩石の夾みなしに、独立した厚層を作っている。
- 2) 層の内部では、graded bedding は明瞭でない。たゞし、とくに粗粒になり礫を混じえたりするような場合にのみ、大きくみて、肉眼的に grading が認められる。しかし、この場合にも、礫のはいる部分は必ずしも下底ではなく、なかほどにあたることもある。すなわち、その場合の grading は、simple ではなく compound であるとみられる。
- 3) 粗粒砂岩層がその上位および下位にある泥質岩に接する場合、それらの間に細粒砂岩の介在することなく、砂岩と泥質岩は一線を画して分けられ、両者間の粒度の変化は飛躍的である。すなわち、両者間には grading 現象はみられない。
- 4) 砂岩層の内部には、成層面など平行な構造は、認められない。
- 5) 粘板岩のパッチ（角ばつた薄い大小の破片）のはいつた礫状岩一次に述べる第7章の第1のタイプは、この種の砂岩に特徴的に多い。またときには、円礫を混じえることがある。
- 6) *Helminthoidea* などの生痕化石は、この種の砂岩下底のキャストとしては全く見られない。

6.2 細粒砂岩の産状

- 1) 細粒砂岩は、シルト岩と相伴つて、細粒碎屑岩相の一部をなしている。細粒砂岩は、大ていの場合、数mm位の厚さでラミナ状をなしたり、薄い層をなしたりする。数cm位の層をなすことは、比較的まれである。
- 2) 細粒砂岩からシルト岩へと、grading が見られることが少なくない。シルト岩は、黒色泥岩に対して漸移的である。
- 3) 細粒砂岩の、それに直接する泥質岩に対する境界は、大ていの場合、細粒碎屑岩相全体に見られるラミナ方向に平行である。しかし、ときには、細粒砂岩の数mm位の層がくさび状をなして泥質岩中に挟まれている

ことがある。この場合、細粒砂岩の境界は全般的なラミナの方向と幾分斜行し、この産状は小規模な斜交葉理の一部であろう。

4) 細粒砂岩が数 cm 位の厚さをもつ場合、比較的まれではあるが、convolute lamination と呼ばれるラミナの乱れがその層中に見られることがある。

5) 粘板岩のパッチは、細粒砂岩には全く含まれない。円礫を伴うこともない。

6) *Helminthoidea* などの生痕は、細粒砂岩下底のキャストとしては見られない。しかし、細粒砂岩のラミナまたは薄層を挟む泥質岩のうちの、比較的粗いラミナの下底に多産する。

砂岩の両タイプを合せて一つの全体と考えると、turbidity current からの模式的な堆積物に相当するものといえる。つまり、粗粒のものは turbidity current の先端部 (nose) および主部からの、細粒のものは後端部 (dilute tail) からの堆積物にそれぞれ相当すると考えるのが自然である。それにもかゝらず、実際には、両者は互いに分かれて産し、不連続である。

これら両者をもたらしした営力 turbidity current は、もともと同一であつたらうか、それとも、性質を異にする別々の起源のものであつたらうか? この問題についてはまだまだ多くの観察が必要であつて、たとえば、同一の current の後端部がある条件の下で先端部からひどく遅れて、遂には両者が全く分離したような状態におちいる可能性も考えられよう。しかし、これまで記載されている世界各地の turbidity current による堆積物の大部分は薄いユニットをなして grading しているらしい。厚い層をなす砂岩—たとえばアペニンの Macigno 砂岩の一部など—は grading もはつきりせず、異常なタイプのものといわねばならないらしい。したがつて、さしあたり、当地域の粗粒砂岩は、異常なタイプの砂岩だけを堆積させた特異な turbidity current の所産であつて、細粒砂岩とは成因的に無関係なもの、と考えておきたい。

ところで、grading がはつきりせず細粒部を欠く異常なタイプの turbidites の成因については、いろいろな説明が提起されている。模擬実験の結果からは、turbidite になる以前の一時的な堆積物であつたときにその堆積物自体の粒度のレンジが狭かつたり細粒物質が相対的に少なかつたためだとか、長期にわたり連続して current に物質の涵養がなされたためだとか、などといわれているし、また最近の turbidite の水平方向における変化に注目しての研究からは、供給源地域に近い部分のファシースを表わすものだろうとか、いろいろな推論がなされ

ているものの決定的な結論は断言はできない。しかし、あえてこの異常なタイプの turbidite の成因を考えるならば、急な斜面の上部から下部にかけての広い地域にわたつて一面に大規模な slumping ないし sliding が数多く、しかもほとんど同時に突発し、それらが turbidity current に転化したもの、それらは巨大なものではあるが、slumping 期があまりにも長すぎたため以後の turbidity current の発育がおくれ、堆積作用が行なわれたときにもなお slumping のおもかげを幾分残したものと Kuenen 流に考えるのが最も妥当といえよう。異常なタイプの turbidite を、斜面の上に刻まれた特殊な canyon から吐き出された subsea fan の堆積物とする見方があるが、筆者の扱う地域の場合には、そのような堆積物が canyon の口に相当すべき特定の箇所に集まる傾向はなく、全地域に散在しているのであるから、この見方はあてはまらない。要するに、地向斜斜面の角度が急になることが、異常な turbidite をもたらす要因であると、考えておく。

何はともあれ、筆者の扱っている地域で強調すべきことは、grading のはつきりしない異常なタイプの turbidites が量的に非常に多く、広く産出するという事実である。そして、それをもたらしした turbidity current は、細粒の turbidites をもたらししたものに較べて、礫をさえ運びうる位に、下底にあつた黒色頁岩の断片を流れのなかにまき込みえた位に、より強力なものであつたといえる。

次に、この地域における粗粒塊状砂岩層の大局的な分布状態についてみてみよう。一般にチャートは泥質岩と密接に相伴うものであつて、チャートと泥質岩とが細かく規則正しく互層する場合もあれば、チャート→珪質泥岩→泥岩という岩質の漸移関係がみられることもある。チャートと粘板岩との組合せを全体としてチャート相と呼ぶ。チャート相がしばしば碎屑岩相と interfinger の関係にあることは普通に認められているところであるが、これについてももう少し突つこんで考察することにす。

木曾山地北部におけるチャート相と碎屑岩相との分布状態をみると、興味ある事実が目につく。チャート相で特徴づけられる II b 相を南西方向にたどつてみると、チャートが衰える。北東部では平行して発達していたところの細粒碎屑岩を主とする II a 相が、南西部では II b 相の領域にくいこんで、interfinger するようになる。そして、interfinger の部分では、II a 相の主体部にきわめてまれな粗粒塊状の砂岩層が、しばしば挟まれている。また、II b 相のチャートに富む岩相のなかでも碎屑

岩相が優勢になるところには、この粗粒塊状の砂岩層がはつきりと認められ、しかも多くの場合、きわめて粗粒で、礫を伴うことさえある。さらに、粗粒塊状の砂岩層とそれに伴う礫岩とで特徴づけられるⅢ相のなかに分布するチャートは、礫岩のもつと少ないI a相におけるよりも、かえって連続性に富んでいる。このように、チャートが急激に消滅する所には、粗粒砂岩層の発達が著しい。このことからみて、チャート相の堆積作用を急激に中絶させたものは、粗粒塊状砂岩層の突発的な堆積作用であり、すなわち強力な turbidity current の到来であるといえる。筆者はこれまで、内帯の他の地域で、著しいチャート層の内部に礫質部を伴った粗粒砂岩層が挟まれたり、両者が直接したりする例を幾度となく実見し、両者が漸移にほど遠い関係にあるのに奇異の感にうたれたこともある。このことも、先に述べたチャートと粗粒砂岩との関係の一つの現われにほかならず、同じ考え方で、解すべきものである。

ところで、地向斜に堆積した砂岩 (graywacke) のうち、フリッシュ相や外帯の未詳中生層に模式的に発達するような砂岩・頁岩のリズミカルに互層する産状をなす場合には、おそらく、地向斜に隣接していたと推定される一種のデルタ状体の急速な成長につれてその末端部に週期的に破綻が生じ、かくして中位の大きさの turbidity current が週期的に生じたものであろうし、その起因としては地殻変動を強いて考える必要はない。しかし、木曾地方の粗粒の厚い砂岩層の堆積については、それが突発的に産出し、かつ大規模であることからみても、その直接的な起因としては斜面の角度の急激な増大、いいかえれば地向斜底の形態の突発的な変化が推定されることは先に述べた通りであるが、さらにその急変をもたらした遠因としては、ある種の突発的な地殻変動を考えざるをえない。内帯の中部二畳系にときどき報告されている層内礫岩が後背地におけるある地殻変動の反映として一般に解され注目をあびているが、この地殻変動の反映は、ひとり礫岩の産出のみに求められるべきではなく、礫岩を伴った粗粒砂岩層そのものの生成にあるとみるべきである。つまり、後背地だけでなく、地向斜そのものの状態にも著しい変化が生じたと考えられる。このように考えると、“ある種の地殻変動”は粗粒砂岩層の数に相当する回数だけあつたことになり、何々のフェーズと取り立てていほど珍らしいできごとではなくなる。いずれにせよ、二畳紀の大部分の時期には日本の地向斜がこのように不安定な状態にあつたことは、明らかである。しかし、その不安定な状態が日本の古生代地向斜時代の末期だけに限られたものではないか—二畳紀以前にはなか

つたのではあるまいか—という問題、つまり、その不安定な時期の堆積作用がアルプスのフリッシュの堆積作用に相当するものではあるまいか—ということは、まだ予想の域をでていず、今後検討すべきものとして残されている。

6.3 2, 3の粗粒砂岩の性質

次に、2, 3の粗粒砂岩の鏡下での観察結果をあげておく。その組成は次の通りである。

鉱物粒は、角ばつた、平均0.5mm程度のもので、マトリックスがかなり多く、graywacke タイプである。

主要鉱物： 石英・ミロニティック石英・斜長石・カリ長石。

副成分鉱物： 白雲母・黒雲母・電気石・ジルコン様鉱物・珪線石(?)・ざくろ石・その他変質した不明鉱物。

マトリックス： 炭質物・緑泥石・細粒石英など。

主要な岩片： チャート・粘板岩・塩基性火山岩・酸性火山岩・玢岩(?)—(以上非変成)—石英質結晶片岩・珪岩。

代表的な砂岩のうち、従来の“味噌川の中生層”、古生層、領家変成帯からサンプルを取り、その構成鉱物・岩片の容量比を point counter 法により求めてみた。領家帯にはいると、次第に斜長石の絹雲母化などの変成作用が加わるため、測定困難となる。

第1表 粗粒砂岩の組成百分比

採 集 箇 所	1	2	3	4
石英・ミロニティック石英	47.4	39.2	44.3	38.4
斜長石・絹雲母化斜長石	16.6	19.7	9.7	7.9
カリ長石	12.0	9.5	13.1	8.3
他の鉱物	3.2	3.6	2.8	6.7
チャートの岩片	2.8	4.5	5.5	19.0
他の岩片	1.2	2.5	3.2	4.7
マトリックス	16.8	21.0	21.4	15.0
	100.0	100.0	100.0	100.0

- 1 味噌川中流、従来“味噌川の中生層”と呼ばれた地層
 - 2 橋戸沢、従来から古生層とされたもの
 - 3 贅川西方、微弱な領家変成作用を受けたもの
 - 4 贅川西方、微弱な領家変成作用を受けたもの
- 1~3は、平均して粒度約0.5mm、淡青灰色の外観を示すもの
4は、チャートの細片に富んだより粗粒なものと互層する

第1表からわかるように、石英の量、斜長石とカリ長石とを合わせた量、比較的粗粒な砂岩であるにもかかわらずマトリックスの量がかなり多いこと、などは、砂岩を構成する粒子が角ばっていることと相まって、これら砂岩が graywacke タイプであることを示している。また、従来中生層と考えられた地層中の砂岩も、古生層とみなされた地層中のものも、ほとんど差がない。次に、構成物のうち、とくに注目すべき事実につき、2、3のデータを付言する。

1) ミロニティック石英： 清澄な粒で、ミロニティックの程度には種々の段階がある。単に波状消光を示すにすぎないもの、波状消光が強くなつて縫合状の外形のいくつかの結晶に分裂しているもの、さらに結晶片岩状のものなどが見られる。これらは、粗粒の石英質岩石が偏圧をうけて結晶片岩形成の途上のものか、またはプロトクラスティックな酸性深成岩か、あるいはチャート起源の珪岩か、いずれにしても変成帯の岩石からきたものである。

2) 長石類： 長石類は比較的多い。とくに、カリ長石に比して、より不安定な斜長石が多い。変質をうけたものもあるが、比較的新鮮なものが多い。新鮮な斜長石は、oligoclase—andesine である。カリ長石は新鮮で、格子構造やパーサイトがよく発達する。

3) 珪線石： 石英中に含まれる繊維状のものである。鑑定がよくつかないが、おそらく珪線石(ファイブロライト)であろうと思われる。

4) 結晶片岩・珪岩など： チャートや上述のミロニティック石英とは区別困難な場合が多いが、それとは別に、確かに結晶片岩や珪岩と思われるものが存在し、ときにホルンフェルス状のものもみられる。構成鉱物としては、石英以外に白雲母・黒雲母・エピドート(?)がみいだされる。なお、酸性火山岩原の変成岩と思われるものが存在するのは注目に値する。

6.4 砂岩の起源についての予想

これらのデータは、砂岩の起源を断定するにはあまりにも貧弱なものではあるが、重要なデータの一つであるといえよう。そして、これら砂岩の組成と、泥質岩中に白雲母片の多いもののあるのを併せ考えると、起源についての程度のイメージは浮かんでくる。すなわち、

a) ミロニティック石英・珪線石(?)、結晶片岩の岩片、雲母類の一部は、変成岩起源のものであろう。

b) カリ長石・斜長石・白雲母・黒雲母・電気石などは、酸性深成岩・ペグマタイトから由来したものであろう。

a) と b) との各グループは、おそらく、同一地域、

すなわち、広域変成帯から由来したものと見えよう。このほか、チャートの岩片など、古生層自体に普通に見られる岩種の構成物も少なくない。

広域変成帯から由来したといえば、この場合、常識的に想像されるのは、その変成帯は現在の飛騨変成岩地帯に関係したものではないかということだろう。しかし、砕屑岩の構成物は必ずしも飛騨変成帯のものに一致するものではない。また、飛騨変成帯から遠く離れた領家帯外縁の古生層中に白雲母片が沢山含まれること、しかも内帯のもつと内側を占める他の地域の古生層に較べてこの地域に雲母片がとくに多いことは、飛騨変成岩を起原と考えると矛盾するように思えるし、結晶片岩のようなこわれ易い岩片が分解せずに残っていることも興味をひく。

ともかく、堆積物の供給源の問題は、広く各地域からデータを集めないで即断するのは危険である。また、この問題を考えるのに、偶然的にみられる少数の大きな礫の性質のほか、粗粒砂岩の構成物、とくに岩片を定量的にも定性的にも検討するのが有効であると思える。大きな礫などは、物質の大部分をもたらしたものと別、偶発的な営力によつて、大部分の物質の供給源とは別の構造単位をなした地域から由来した可能性も、ありうるからである。

7. 礫岩および礫状岩の産状

古生層にみられる礫質岩には、4種類のタイプがある。第1のものは、粗粒砂岩中に粘板岩の破片だけを含んだもので、真の礫岩とは区別すべきものである。第2のタイプのものは、同じく粗粒砂岩中にチャートなどの丸い礫のはいつたもので、狭義の礫岩である。第3のタイプは、泥質のマトリックス中にチャートの礫の含まれるものである。これらとは別に、おそらく破碎作用に基づくとみなされる角礫岩がある。

7.1 第1のタイプ

これは、筆者が「上松」地質図幅説明書において「礫岩状岩石」と呼んだもので、当地域の粗粒砂岩中にもみられる。粗粒で厚層をなすものはほとんど常に、多かれ少なかれこの種の礫岩状岩石に伴うことを特記しておく。第2図には、このタイプの産地はとくに示していない。粘板岩の破片は、その延びの方向に平行な面では、一見、円礫岩にみえることもあるが、よくみると大ていは不規則な形をしている。垂直な面では、長く延びて薄板状をなし、多くの場合先端が角ばつたりとがつたりして、大きなものでは全体の形はうねつたり曲つたりしている。しかし、比較的小きな径5mm位のものは、や

や丸味をおびている。粘板岩の破片は、砂岩層全体に一樣に分布することもあるが、大局的にみれば層の下部に多い傾向がある。

このような粘板岩の破片は、一種の偽礫であつて、slumping に関連してできた pull-apart 構造と説明される。graywacke facies の砂岩の特徴として注目され、世界各地で説明されている。なお、わが国では、古く神津飯祐 (1911, p. 71) が“角子岩”(角礫岩のこと)⁹⁾ という名称を用いて、この種の礫状岩の産出するのを報告している。

7.2 第2のタイプ

これも常に、粗粒塊状の砂岩中に認められる。礫は、径2 cm 位の大きなものもあるが、1 cm 以下のものが多い。礫種は、チャートが大部分で、まれには細粒砂岩のこともある。礫の形は、一般に角がとれて丸味をおびているものの、かなり不規則なこともあり、チャートの礫のうちには先端が二またに分かれてフオーク状を思わせるものすらある。しかし、完全に円礫といえるものもある。したがって、これら礫は、始めから礫として砂や泥と重なり合つて堆積していたものが、後に turbidity current となつて移動し堆積したものと考へておく。これら礫を含んだ部分は、砂岩層のうちでも比較的粒度の大きな部分であり、その上や下にある粒度の小さな部分に移り変わり、大きくみて grading を示すことが多い。礫岩部は、砂岩層のなかに10 cm 内外の間隔をおいて2枚以上の薄層をなす場合もあり、必ずしも砂岩層の下底に集中しない。

このタイプの礫岩は、木曾山地北部ではⅢ相中に産するが、南西方の地域では他の岩相中にも認められる。はつきりした礫岩は比較的まれだが、そのほかに、径2 m 位のチャートの小片を多く含んだ礫質砂岩は、粗粒砂岩中にしばしば認められるし、Ⅲ相以外のどの岩相中の粗粒砂岩にも広く認められる。

7.3 第3のタイプ

このタイプの礫岩は、礫そのものの性質としては、第2のタイプのものと同じである。すなわち、径1~2 cm 位で、かなり丸味をおびている。まれには細粒砂岩の礫もある。しかし、第3のタイプの著しい特徴は、そのマトリックスが泥質である点にある。このような岩石は、pebbly mudstone と呼ばれるべきもので、その成因については、Crowell¹⁾ が述べているように、泥層と礫層との互層がある条件の下で一緒に斜面をすべり落ち、両者が混ざり合い、かくして泥のなかに礫の散在した礫質岩として堆積したものと考へられる。そのすべり出しを規定した条件としては、やはり、傾斜の角度の突発的な増

大、つまり地向斜の状態の急変が考へられ、おそらく地向斜当時のある種の地殻変動があつたものと、筆者は考へたい。すなわち、このタイプの礫岩も、地向斜時代の不安定な時期の一指指示者といえる。

この場合、礫の形が角ばつていれば、礫はチャートが pull-apart 作用をうけたもの、つまり第1のタイプの粘板岩の破片と同じ成因によるもの、ということになる。しかし実際には、礫は一方向に延びたものが多いとはいへ、角ばつた礫は実見されないのであるから、この場合のチャート礫がもともと普通の礫であつたと考へておく。また、チャートの pull-apart の報告はまだないようである。とはいへ、現在見られる礫が丸味をおびているのはすべり動く間に円磨されたと考へられなくもなく、とくに図版6 (e, f) に示したようにチャート礫の密集する場合には礫同志がぶつかり合つて円磨される可能性も小さくなく、すべり動き以前には角礫状であつたとする考へ方を全く可能性のないものと否定し去ることはできない。このことと関連して興味あるのは、第2のタイプの礫岩の産出箇所の近くに、径2~3 m 位のチャートのやや角ばつた岩片だけが泥質マトリックス中にまばらに散在する岩石がみいだされることである。チャートの小岩片とマトリックスとの中間の粒度の粒子は、この岩石中には全くない。問題のチャートの小岩片は、大きな礫状チャートの角ばつた部分の名残りとも考へられるのである。いずれにせよ、小岩片だけを含んだものも、pebbly mudstone の一変種にほかならず、成因的にも関連したものである。

第3のタイプの pebbly mudstone^{註2)} は、Ⅲ相中に、第2のタイプの礫岩と共存して産する。他の岩相の地層中には、まだ見つかつていない。

7.4 第4のタイプ

このタイプの岩石は、I b 相のチャートが他の岩石と細かく互層した地層の、破碎された部分に産する。構成物は、角礫ないし角ばつた薄板状体である。その延びに平行な面では礫のように見えるが、それに垂直な面では押しつぶされ、引きちぎられた平板状体や角礫であることがわかる。構成物の岩種は、おもにチャートで、そのほかに粘板岩があり、まれには石灰岩や細粒砂岩もある。いずれも、I b 相に普通の岩石ばかりである。角礫

註2) 筆者の知つている pebbly mudstone のみごとな例は、赤石山地南部の未詳中生層中に見られる。7万5千分の1「静岡」地質図幅の三倉層の礫岩の、少なくとも一部は、pebbly mudstone であつて、木曾山地の場合と比較にならない位に、著しい層厚と拡がりをもつている。

の大きさは、径 10 cm 内外のものから、それ以下の肉眼的に見られるあらゆるサイズがある。マトリックスにも破砕作用の様相が読みとられ、鏡下で見ると、ほとんどチャートの角ばった細粉のみからなる部分や、泥のなかにチャートの細粉の混じりあつた部分が、認められる。

これら角礫のうちには、付近の地質に異質的なものが全く見られないことからみて、それらが、遠くから運ばれてきて堆積した礫岩である可能性は少ない。マトリックスの状態から判断して、この角礫岩はすでに充分固化していたチャート(および粘板岩などの細互層)が断層運動をうけたさいに破砕されたものと断定せざるをえない。このタイプの礫状の産出箇所は、藪原一奈良井付近や砂ヶ瀬付近に限られ、神谷断層や奈良井断層の範囲内にあたるので、その地理的位置からみても、断層破砕作用を成因とするのが妥当である。

その次に問題となるのは、その断層運動の時期である。もちろん、地角斜が完全に地背斜と化したとき、あるいはそれ以後の構造運動と考えるのは、常識的であり最も可能性が大きい。しかし、地角斜時代のある時期に地角斜底の一部に、すでに堆積し固化していた地層が露出し、その部分に破砕作用が生じたとか、あるいは、そのような岩層が破砕作用を伴う構造運動をうけて地角斜底に露出するにいたつた可能性はないものであろうか。つまり、アルプスにおける地角斜を分化させたコルジレラの形成に関連した角礫岩のような地史的な位置を占めるものではないだろうか、という疑問である。もし、そうだとしたら第 4 のタイプの角礫岩は破砕作用の生じた地帯からほとんど移動しなかつた岩石、第 3 のタイプの pebbly mudstone はもつと遠くに運ばれる間に角礫に円磨作用がはたらいたもの、というふうにもみなされる。そう考えると、第 4 のタイプは第 3 のタイプの前の段階を代表することになるのである。いまのところ、未凝固の断層粘土を伴い、新しい時代に再活動したことの明白な断層帯以外の地域に、第 4 のタイプの角礫岩が産する例は、まだ見つかつていない。したがって、第 4 のタイプの角礫岩を地角斜時代の生成とするのは、一つの単なる可能性にすぎず、それを支持する積極的な証拠はないわけである。しかし、礫岩や礫状岩の種類が発達の各段階を表わすという見方は、今後充分検討されるべきものである。

8. ま と め

この地域の北部、味噌川の中生層などと呼ばれたところのある地層は、極端にチャートに乏しい古生層の一部にはかならない。

当地域の古生層堆積物は、チャート相、細粒碎屑岩相、粗粒碎屑岩相に、分けられる。

細粒碎屑岩の堆積相のうちでとくに目立つのは、

1) アルプスの Flysch や世界各地のそれに相当する地層に特徴的な生痕化石 *Helminthoidea* が、泥質岩に多産する。

2) 白雲母片が、しばしば、泥岩やシルト岩に非常に多く含まれる。ラミナをなすことが多い。この白雲母片は明らかに碎屑起源である。

3) 植物化石の破片が泥質岩中に認められることがある。このような産状は、内帯の他地域の古生層中にも知られている。

粗粒碎屑岩(粗粒砂岩)の特色は、

4) 粗粒砂岩は、粒子は角ばつており、マトリックスの量も多くて、graywacke タイプである。組成物としては、新鮮な長石類がめだち、カリ長石に比較して斜長石が多い。石英には、マイクロティックなものがある。岩片としては、チャートのほかに、結晶片岩がみいだされる。

5) 粗粒砂岩は、塊状で、厚い層をなす。その一部に、チャートなどの礫の含まれるものがある。また、粗粒砂岩層には、しばしば、粘板岩の断片がはいつている。

6) 礫岩に伴つて、pebbly mudstone がある。細粒碎屑岩の一部の比較的粒度の大きな部分に grading が認められたり、convolute lamination が発達したりして、turbidites の様相をそなえるものがある。それに引きかえ、粗粒碎屑岩—粗粒砂岩は、graywacke タイプであるにもかかわらず、砂岩層自体の内部において grading はあまり明瞭でない。しかも、粗粒砂岩層にかきなる細粒碎屑岩に対しても grading をなさず、不連続的である。また大きくみて、粗粒砂岩層は、チャート相の領域にくいこんだような分布状態をなしている。

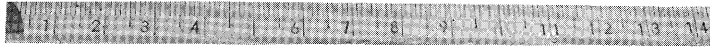
細粒碎屑岩のうちの turbidite 的な部分は、弱い turbidity current によるもの、粗粒細屑岩は、slumping の名残りととどめた異常な強力な turbidity current によるもの、と推定される。この強力な current は、地角斜の恒常的な堆積作用を急激に中絶させた突発的現象で、その直接的な起因は、おそらく、地角斜底の形態の急変と斜面の角度の急増とであつたろう。これまで、内帯の各地で古生層に“層内礫岩”が知られ、二畳紀中期の後背地における地殻変動の反映だといわれているが、層内礫岩も粗粒砂岩もともに、地角斜時代の変動に富んだ不安定な時期をあらわすものと、みるべきである。

古生層の碎屑堆積物の堆積相は、外帯のいわゆる未詳中生層に模式的に見られるリズムカルな互層に乏しい点を除けば、フレッシュ層の堆積相に類似している。

(昭和32年調査)

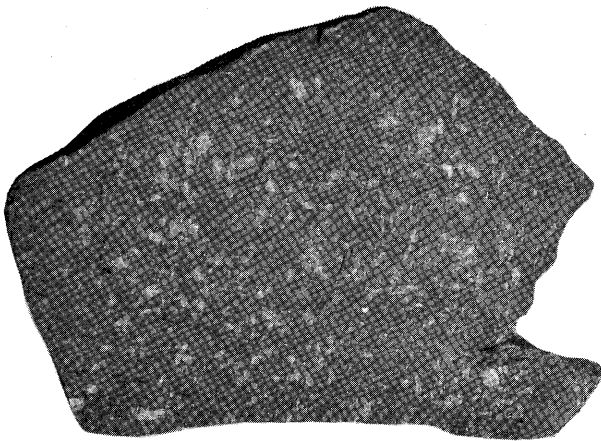
文 献

- 1) Crowell, J. C. : Origin of pebbly mudstone, Bull. Geol. Soc. America, Vol. 68, No. 8, 1957
- 2) 亀井節夫 : 長野県北部木曾・伊那山地の地質, その1 (塩尻図幅), その2 (伊那・木曾福島図幅), 長野県地質調査報告書, 1955
- 3) 片田正人・磯見博・5万分の1「上松」地質図幅および同説明書, 地質調査所, 1958
- 4) 片田正人・磯見博・村山正郎・山田直利・河田清雄 : 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, No. 41, 1958
- 5) 神津淑祐 : 乗鞍火山地質調査報告, 震災予防調査報告, No. 71, 1911
- 6) Kuenen, Ph. H. : Problems concerning source and transportation of Flysch sediments, Geologie en Mijnbouw, Vol. 20, No. 10, p. 329~339, 1958
- 7) 森田 広 : 木曾野尻町近傍に発見した紡錘虫石灰岩 (雑報), 地質学雑誌, Vol. 58, No. 684, 1952
- 8) 村山正郎・片田正人 : 5万分の1「赤穂」地質図幅および同説明書, 地質調査所, 1957
- 9) 長野県地学会編 : 20万分の1長野県地質図および説明書, 1957
- 10) 大木靖衛 : 木曾山脈北部の熱変成岩類, 地質学雑誌, Vol. 64, No. 748, 1958
- 11) 大木靖衛・柴田秀賢 : 木曾駒花崗岩について, 地質学雑誌, Vol. 64, No. 751, 1958
- 12) 柴田秀賢 : 木曾谷の地質 (第2報), 長野営林局報, No. 19, 1954
- 13) 柴田秀賢 : 木曾御岳附近の地質, 長野林友, 創刊号, 長野営林局, 1955
- 14) 柴田秀賢・木村達明 : 槍ヶ岳・穂高連峰附近の地質と岩石—日本北アルプスの地質と岩石 (その2), 地質学雑誌, Vol. 64, No. 758, 1958
- 15) 柴田秀賢 : 木曾谷北部の地質, 長野林友, 4月号, 長野営林局, 1958
- 16) 渡辺和衛 : 特殊土壌および水理と地質との関連についての研究 —三重県桑名地方における調査結果を中心として— 第1部地質と特殊土壌, 地学雑誌, Vol. 64, No. 3, 1955

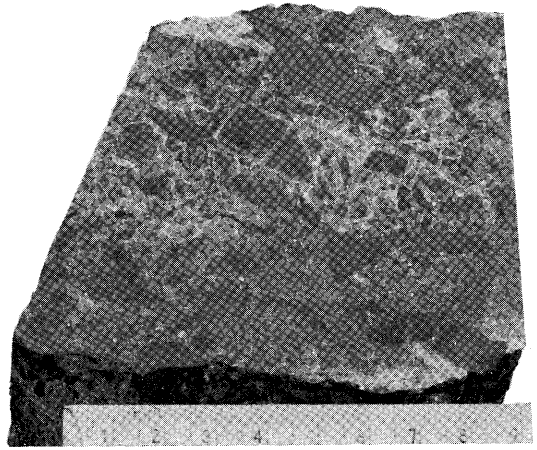


図版1 生痕化石 (*Helminthoidea*)

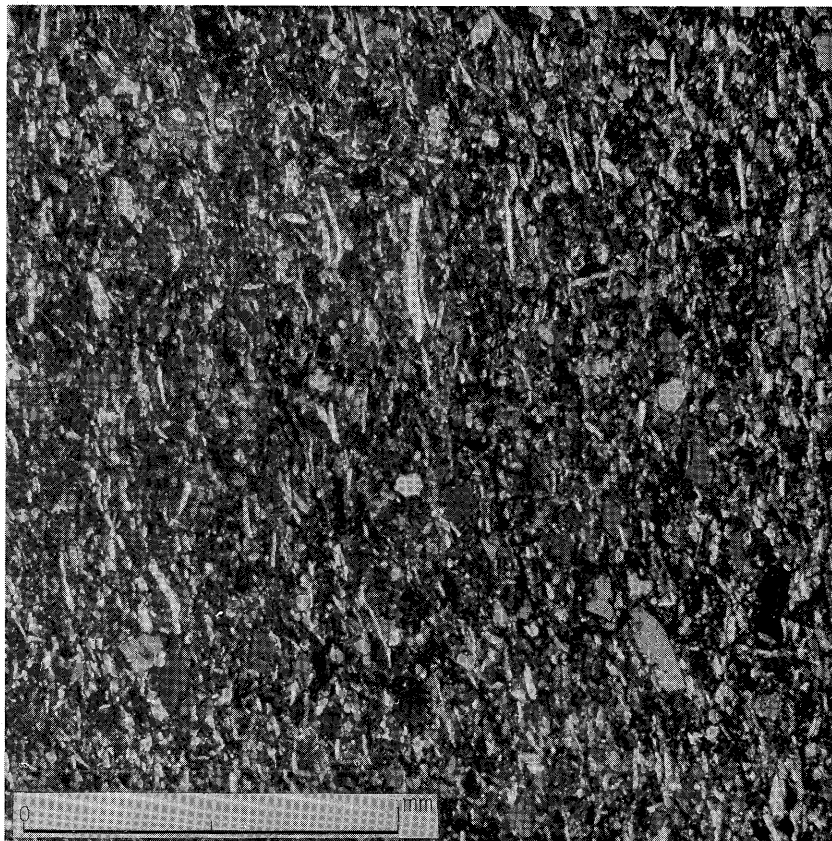
この黒色頁岩は、領家変成作用の影響で黒雲母ができている。*Helminthoidea* は、この図に示されるよりも、もつと密集して産するのが普通である (飯原駅付近)。



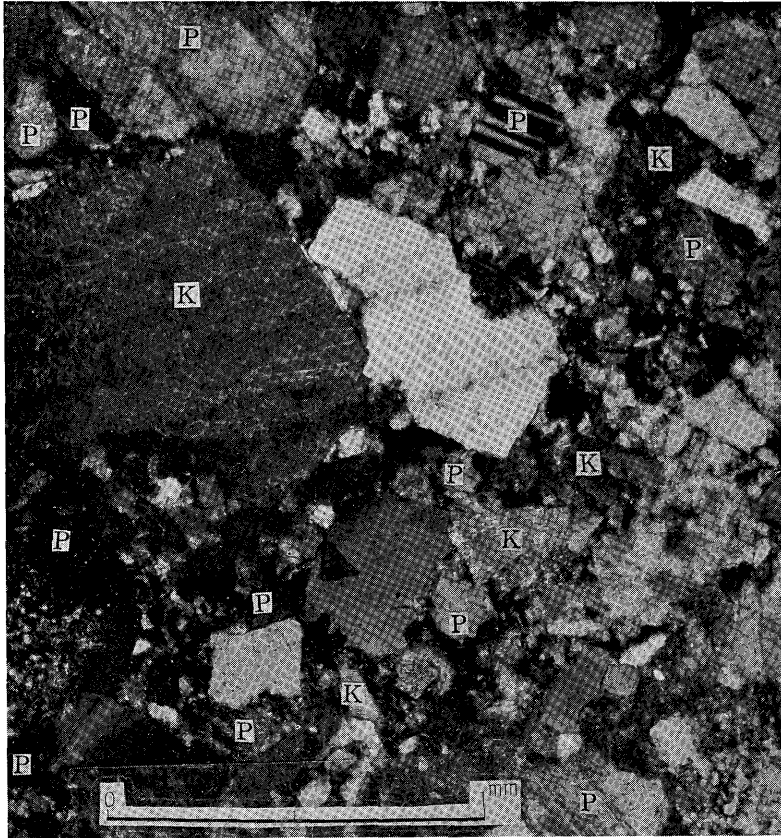
図版2 植物の破片のはいつたシルト岩
破片はグラファイト化し、光っている。
(養川駅東方)



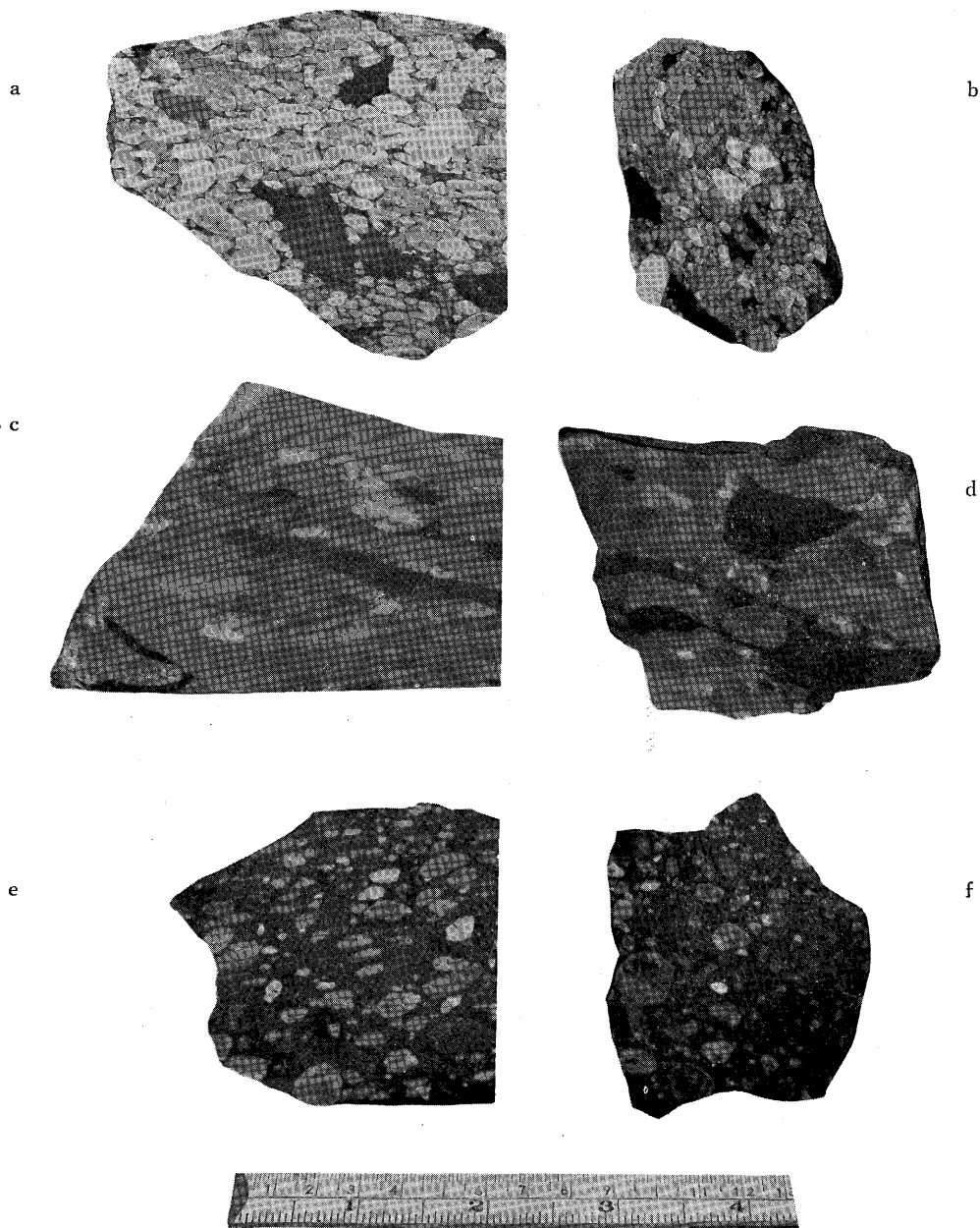
図版3 第4のタイプ(角礫岩)
角礫はほとんどがチャート。マトリックスにも、チャートの小片が多く、ミロニテイクな組織がみられる。
断層破砕帯中にみられる。(奈良井の南方)



図版4 白雲母片を多量に含むシルト岩（味噌川）



図版 5 長石を比較的多量に含む砂岩
P は斜長石, K はカリ長石 (味噌川)



図版6 III相にみられる礫岩

a, b, c, d は第2のタイプ。円礫は、大部分チャート（白色）で、少量の砂岩（灰色）を混じえている。黒色の角ばった部分は、黒色頁岩の偽礫。チャート礫が偽礫にくいこんだり、貫いたようになっている。
e, f は、第3のタイプ（*pebbly mudstone*）。上に示したものと共存する。
 左側 *a, c, e* は礫の長軸に平行な断面。右側 *b, d, f* は長軸に垂直な断面。（いずれも桑沢山東方）