

## 銚子半島先白亜系愛宕山層群の地質

### — 岩相記載と形成過程に関する考察 —

高橋直樹

千葉県立中央博物館  
〒280 千葉市青葉町955-2

**要旨** 先白亜系愛宕山層群は、銚子半島内で断片的に露出し、無数の断層が発達した複雑な地質構造を呈している。同層群には、塊状砂岩、礫岩、砂岩泥岩互層、礫質泥岩、チャートの5つの岩相が認識される。前3者は砂岩泥岩互層を中心に岩相変化したもので、海底乱泥流によって深海域に形成されたものと推定される。礫質泥岩は、初生的なものではなく、少なくとも構造的な作用を受けて形成されたと考えられる。チャートを含む礫質泥岩の存在から、愛宕山層群は、海溝域で形成された付加体の一部と解釈され、後に後生的な変形を被っていると考えられる。愛宕山層群の形成年代は、チャートの年代及び関東山地との比較などから、ジュラ紀ごろと推定される。

**キーワード**：愛宕山層群、基盤岩、ジュラ紀、付加体。

千葉県の東端に位置する銚子地域は、半島状に太平洋に突出し、また、愛宕山（標高73.6m）と呼ばれる小高い山をもつなど、上部更新統から構成される周囲の下総台地とは異なり、独特な地形を呈している。

この地域では、その愛宕山を中心に、東関東で唯一の中・古生界基盤岩が露出しており、古くから地質学者の興味を引いてきた。それらは、主に、先白亜系の愛宕山層群（鹿間・鈴木, 1972）と、白亜系の銚子層群（鹿間・鈴木, 1972）の大きな2つの地質体からなる。白亜系銚子層群については、地質構造が比較的単純で、化石が豊富に産出することから、詳しい層序、構造、堆積環境等の研究が行われているが（たとえば、Obata *et al.*, 1982）、先白亜系愛宕山層群については、分布が断片的なうえに地質構造が複雑で、化石もほとんど産出しないことから、詳しい研究がなされていない。

これまで、愛宕山層群に関しては、銚子地域全体の地質の記載の中で、砂岩（硬砂岩）、泥岩（頁岩、粘板岩）、礫岩、チャートの存在が示されるのみの場合がほとんどである（山岸ほか, 1959；鹿間・鈴木, 1972；猪郷, 1980；宇野沢ほか, 1983；田中, 1986）。その中では、特に、礫岩（高神礫岩）だけが詳しく記載されている（加納, 1958）。

その高神礫岩中の石灰岩礫からは古生代二疊紀後期を示すフズリナ等の化石の産出が報告されていたが（尾崎, 1959；千坂, 1960；Chisaka, 1960；Maeda and Mitsuoka, 1961；Maeda and Hamada, 1962；Sakagami, 1965）、前田（1959）、Sakagami（1965）

は、それらが外来礫であることを示した。その後、チャートから、三疊紀のコノドント、放散虫が報告された（國廣ほか, 1984；國廣, 1985MS；鈴木, 1986）。

最近、Katsura *et al.*（1984）は、愛宕山層群を chaotic facies とし、チャート及び砂岩が岩塊として存在することを指摘し、さらに、それらがオリストストロームであると説明している。また、國廣（1985MS）は、チャートの時代、構造を詳細に検討し、チャートをやはりオリストストロームと推定している。このため、碎屑岩からの化石の産出がほとんどないことから、愛宕山層群の正確な年代ははっきりしないことになる。

これまで、愛宕山層群に関する総合的な岩相記載が行われていないことから、本研究では、あらためて愛宕山層群の岩相を類型化し、各岩相の特徴を把握するとともに、地層全体の形成過程及び形成年代に関して考察したいと考える。

#### 銚子地域の地質の概略と愛宕山層群の分布

銚子地域の地質図及び地質層序表を、図1、2に示す。銚子地域の表層は、沖積低地以外は、ほとんどの部分が後期更新世の関東ローム層及び香取層に覆われている。これよりも下位の地層は、基本的には、内陸の谷沿いの崖や海岸に沿って見られるのみである。

最も古い愛宕山層群は、愛宕山周辺でよく見られる。頂上の近辺に、3つの大きな採石場（跡地を含む）があり、愛宕山層群が広く露出している。愛宕

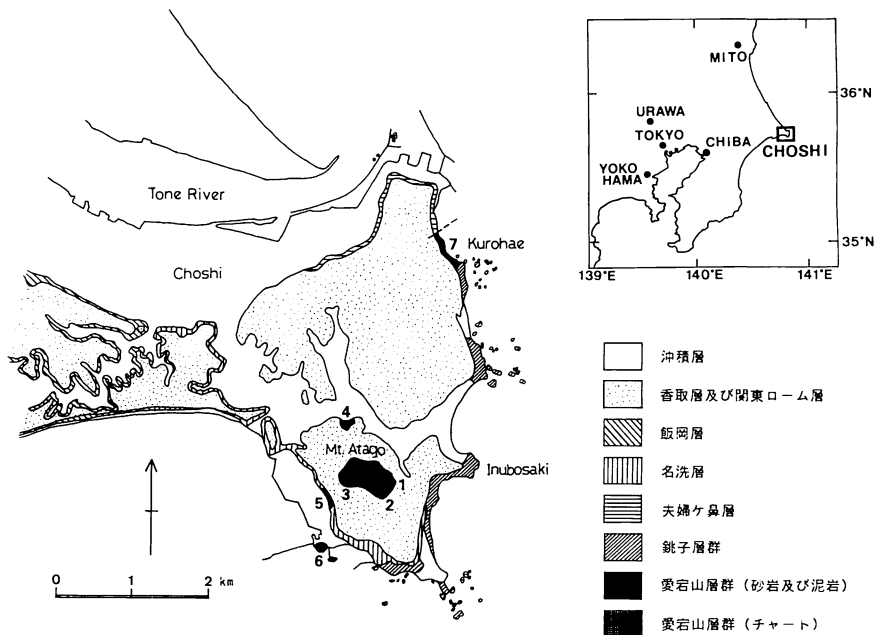


図1. 銚子地域地質図 (近藤ほか (1984) から引用). 1: 愛宕山北東採石場; 2: 愛宕山南東採石場; 3: 愛宕山西採石場; 4: 高神町採石場跡; 5: 潮見町; 6: 千騎ヶ岩; 7: 黒生.

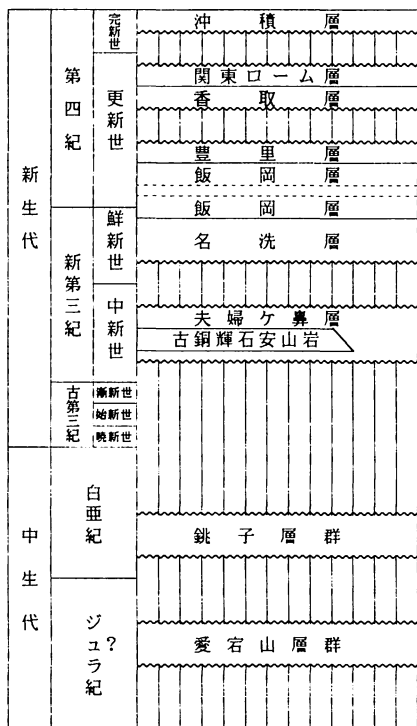


図2. 銚子地域地質層序表 (近藤ほか(1984), 佐藤ほか(1988) などから作成).

山の北側の裾野に近い高神町にも採石場跡地があり、愛宕山層群が分布していることから、愛宕山全体がほぼ愛宕山層群からなると推定される。そのほか、愛宕山の南西方向にあたる千騎ヶ岩および潮見町にまとまった岩体が見られる。一方、愛宕山北東方の黒生海岸に、チャートが露出しており、これも愛宕山層群に含まれている。以上のことから、愛宕山層群は、愛宕山を中心に北東-南西方向の分布を示していることがわかる。

白亜系の銚子層群は、主に東側の海岸に沿った地域に分布している。愛宕山層群との関係が直接観察される露頭は存在しないが、銚子層群の基底に、愛宕山層群起源と考えられる礫を含む基底礫岩が存在することから、少なくとも一部は不整合関係をもつと考えられる。

新第三紀中新世の泥岩及び凝灰質泥岩からなる夫婦ヶ鼻層ならびに古銅輝石安山岩は、半島の北端の川口町及び南端の長崎鼻に離れて分布している。愛宕山層群と直接の関係は観察されない。

中新世～鮮新世の名洗層は、主に軽石を多量に含んだ凝灰質砂岩からなり、半島南部を東側海岸から西側に向かって、銚子層群及び愛宕山層群を不整合に覆って堆積している。特に、千騎ヶ岩と潮見町では、愛宕山層群にアバットしている様子が観察される。

第四紀更新世の香取層は未固結の砂層から構成さ

れ、ほぼ半島全域を覆っているが、愛宕山頂上付近では観察されず、愛宕山層群の直上にローム層が載っている。香取層はある標高までしか分布していないと考えられる。

このような各時代の地層の分布は、新第三紀以降の関東造盆地運動と、その結果としての愛宕山層群の陸化と密接にかかわっていると考えられる。

### 愛宕山層群の特徴と研究方法

愛宕山層群の地質構造の全体的な特徴は、大小の断層が無数に発達し、地層が縦横に切られ、同一露頭内でも、地層が水平・垂直方向にほとんど連続しないことである。そのため、層序の確認が難しく、他の露頭との層序、構造上の関係をつかむことが非常に困難である。放散虫などの微化石もほとんど産出せず、これを用いた年代決定、構造解析が困難な状況にある。そこで、愛宕山層群を構成する岩相要素を詳細に検討することにより、愛宕山層群全体の形成過程、形成年代の解析を試みることにする。

研究方法としては、銚子半島に分布する愛宕山層群のほぼ全露頭を対象に、主に野外での詳細な露頭観察を行い、また肉眼では判別できないような地層や岩石の構成物質の確認、微細な構造の検討のために、必要に応じて岩石薄片を作成し、顕微鏡下で観察を行った。

### 愛宕山層群の岩相

愛宕山層群の岩相は、およそ次の5つに区分できる。すなわち、a)塊状砂岩、b)礫岩、c)砂岩泥岩互層、d)礫質泥岩、e)チャート、である。以下、上記5つの岩相について詳述する。

#### a. 塊状砂岩

塊状砂岩は、愛宕山頂上周辺の各採石場(跡)及び潮見町に分布している。

顕微鏡観察によると、細粒から粗粒の砂岩で、淘汰は悪く、粒子はかなり角張っている。構成鉱物は、斜長石、石英、カリ長石が主体で、岩石片は少ない(図3、4、表1)。分類上は、長石質アレナイト〜ワッケに含まれるが、同一の薄片内でも、碎屑粒子と基質の割合が極端に異なる部分がある。重鉱物としては、ざくろ石、単斜輝石、斜方輝石、黒雲母、白雲母、磁鉄鉱等を含んでいる。

露頭では、断層が多数発達していて、大小のブロックに分断されている。ほとんど層理面が見えず、級化層理や斜交層理も発達していないので、多くは上下関係が不明である。級化層理に関しては、岩石が非常に硬く膠結していて、採石場の新鮮な破断面では、粒子が肉眼では明瞭でないことも影響している。

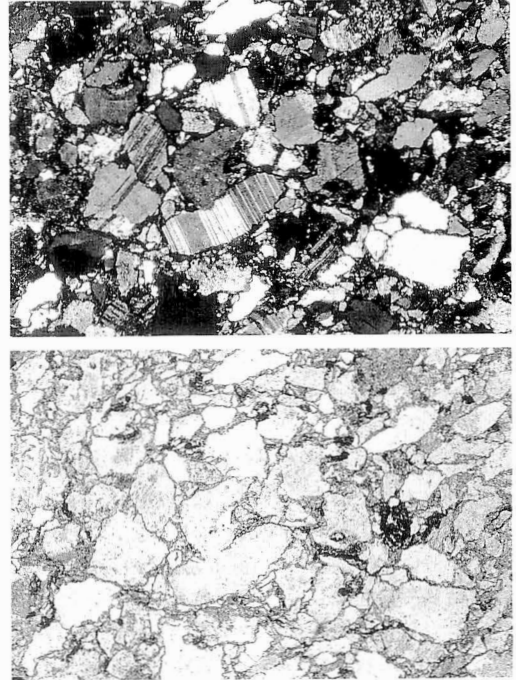


図3. 塊状砂岩顕微鏡写真(愛宕山西採石場)。粒子は偏平で角張ったものが多く、淘汰も悪い。斜長石粒子を多く含む。上：+ニコル；下：-ニコル。写真横幅は約2.7mm。

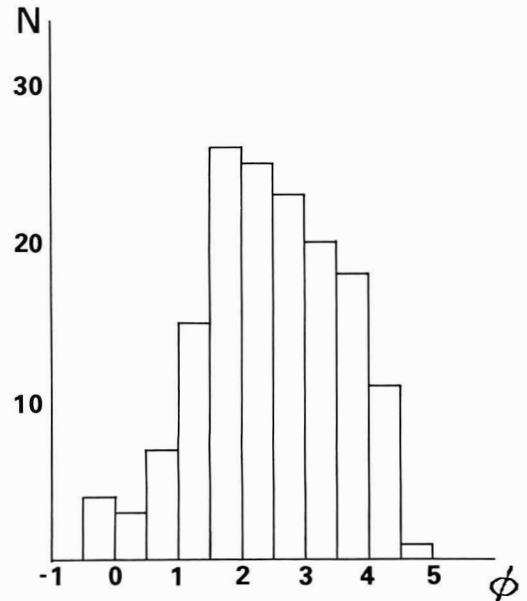


図4. 塊状砂岩の粒度組成頻度分布(潮見町)。中央粒径：Mdφ=2.42。平均粒径：Mz=2.49。分級度：σ<sub>1</sub>=1.11 (poorly sorted)。 (Folk and Ward(1957)による)。

表1. 潮見町産塊状砂岩の鉱物組成

粒子	個数	割合(%)
石 英	53	26.5
斜 長 石	65	32.5
カ リ 長 石	26	13
岩 石 片	14	7
単 斜 輝 石	3	1.5
斜 方 輝 石	1	0.5
黒 雲 母	2	1
白 雲 母	1	0.5
鉄 鉱 物	1	0.5
基 質	24	12
方 解 石 脈	10	5
計	200	100

岩体全体に、普遍的に大小の割れ目（裂罅）が発達している。この割れ目は、幅が数mmあるのに対して、長さ数cmで両側に収斂してしまい、あまり連続しないという特徴がある（図5）。収斂した先は、密着膠結して、連続している場合も多いが、断層のようにはっきりと岩体を分断せず、岩体内部でほぼ解消している。岩体が固結した後に被った後生的な変形と考えられるが、変形の時期、様式については不明である。

塊状砂岩といっても、泥岩（黒色泥岩）が挟まれていることがあるが、層理面をなしているのではなく、断層に沿って楔状に入り込み、連続せずに砂岩中に収斂していることが多い。断層に沿って薄く見られる場合もあり、断層粘土が岩石化したようにも見えるが、多くはかなりの容積を持つことから、砂岩と層理をなして堆積していた泥岩が、断層によって細かく寸断されたか、断層に沿って貫入したものと考えられる。

この泥岩とは別に、碎屑粒子として泥岩が含まれる場合がある。かなり角張っていて、サイズも砂粒子と同程度から1cm前後のものまで存在する（図6）。これは、グレイワッケに多い、いわゆる“chip wacke”（水谷・足立、1987）と考えられ、おそらく砂岩の堆積時に、周囲に存在した未固結の泥層を削剝して取り込んだものと推測される。

## b. 礫 岩

礫岩は、愛宕山北麓の高神町たかがみの採石場跡によく発達しており、「高神礫岩」（加納、1958）と呼ばれている。現在、この跡地はほぼ水没しており、観察できるのはわずかである。そのほか、潮見町にも少量分布している。

これらの礫岩は、前述の塊状砂岩が、粗粒に岩相変化したタイプと考えられる。礫岩の基質は、塊状砂岩とほぼ同質か、それよりやや粗粒の物質からなる。また、この礫岩層の上位及び下位は、塊状砂岩



図5. 塊状砂岩にみられる裂罅（千騎ヶ岩）。

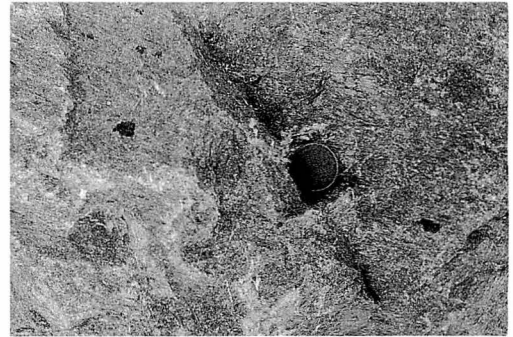


図6. 塊状砂岩中にみられる泥岩片(chip wacke)（愛宕山西採石場）。押しつぶされて、葉片状になっているものも多い。



図7. 高神礫岩中の火山岩礫。顕著な流理構造を呈している。填間状組織を示す。—ニコル。写真の横幅は約2.7mm。

に移行している。

高神礫岩の場合、現在見られるものでは、礫径は1cm以下から最大10数cm程度で淘汰悪く、偏平で、円磨されているものが多い。礫種は、花崗岩類、火山岩類、石灰岩、チャート、砂岩、泥岩、変成岩類など、多岐にわたっている。火山岩類としては、流理構造をもつ普通輝石安山岩～玄武岩などが見いだされる。これは、石基に単斜輝石と斜方輝石の両方

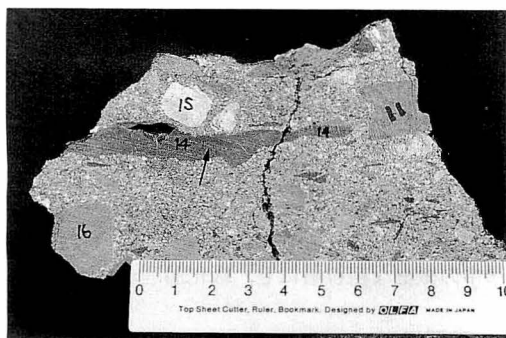


図8. 高神礫岩中の泥岩礫。極端に扁平で、しかも角張っている。

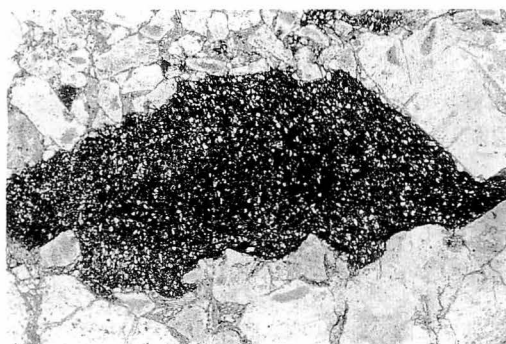


図9. 礫岩中の泥岩礫の顕微鏡写真(潮見町)。未固結時に取り込まれ、周囲の粒子やその間隙に合わせて変形している様子がわかる。一ニコル。写真横幅は約2.7mm。

をもつ火山岩で、海洋底のソレライト玄武岩や海山をつくるアルカリ玄武岩とは異なり、島弧(陸弧)的なカルクアルカリ岩と推定される(図7)。

また、これらの礫の中では泥岩礫が特に扁平で、角張っているものが多い。これは未固結の泥岩から

もたらされた偽礫である可能性を示している(図8, 9)。

潮見町で見られる礫岩は、厚さ1.5m程度で層状に見られ、断層で寸断されているが、側方に比較的よく連続している(約6m)。礫岩層の下限は直線的で明瞭であるが、上限は波打っていて、また、砂岩に漸移している部分もある。下位の砂岩中にも同サイズの礫が散在している。礫種は、黒雲母片岩、白雲母片岩、石英片岩等の広域変成岩を多く含み、砂岩、泥岩等の堆積岩、花崗岩類などやはり多種のものが見られる。礫径は1cm内外で、細礫~小礫大であり、高神礫岩に比較してかなり細粒である。礫種に関しては、変成岩が非常に多いこと、石灰岩が含まれないことなどの点で、高神礫岩とは違いが見られ、両者が同一層準かどうかは不明である。

### c. 砂岩泥岩互層

愛宕山西採石場に顕著な砂岩泥岩互層がある。また、千騎ヶ岩にも、それほど典型的ではないが、互層と言える岩相が存在する。

愛宕山西採石場では、厚さ5~10cmの砂岩と、厚さ2~5cmの泥岩の比較的リズムカルな互層がみられる(図10, 11a)。砂岩層には斜交葉理が発達している。泥岩層も細かい平行葉理をもつが、砂岩層の斜交葉理の葉理に沿って、泥の粒子が配列していることも多い。また、この露頭では、地層は逆転していない。なお、この露頭では、整然と成層した砂岩泥岩互層は、露頭面で数m×数mの範囲で(図10A, 11a)、その側方及び下方では、互層の痕跡はかろうじて残しているものの、層状構造が乱れ(図10B)、部分的に砂岩と泥岩が激しく入り乱れた様相を呈している(図10C, 11b, 12)。この岩相は、次項で述べる礫質泥岩層に近いものと推測される。このよう

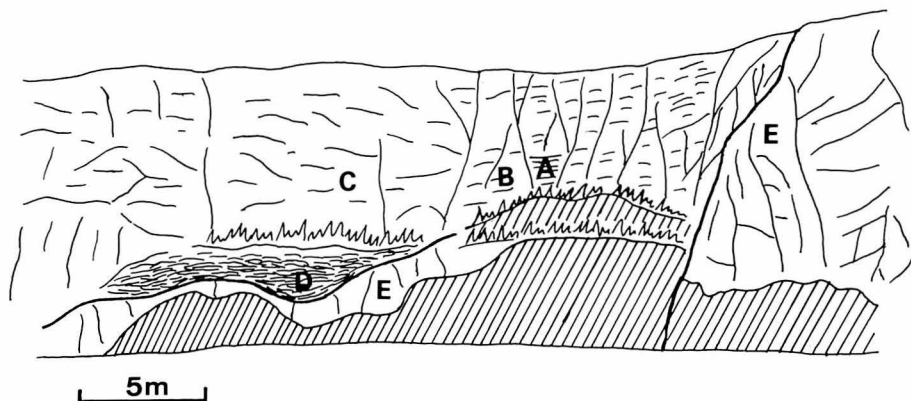


図10. 砂岩泥岩互層露頭スケッチ(愛宕山西採石場)。A: ほとんど変形を受けていない砂岩泥岩互層。B: 変形を受けているが、砂岩泥岩互層の重なりを留めている部分。C: 砂岩の中にレンズ状、楔状に泥岩が存在する部分(砂岩主体)。D: 砂岩と泥岩が激しく入り混じっている部分(砂岩泥岩互層起源と推定される)。E: 塊状砂岩。

に変形度の非常に異なる地層が、接近して、しかも漸移して存在することは、この地層の受けた構造的な作用を考える際に重要な点である。

千騎ヶ岩では、厚さ数mの比較的厚い泥岩層が発達し、砂岩層と大きな互層をなしているといえる。ただし、断層が非常に発達している露頭なので、層理に平行な断層が存在する可能性もある。しかし、両層の境界面はほとんど膠結しており、断層関係で

はないと考えられる。

なお、その厚い泥岩層を細かく観察すると、黒色細粒の泥質物中に、厚さ数mmの白っぽい粗粒層が頻繁に挟まれていることがわかる。前者は粘土～シルトサイズで、炭質物が多いのに対し、後者はシルト～極細粒砂サイズで、石英、長石粒子が多い。

砂岩層には級化層理がよくみられ、これがタービダイト起源であることを示唆している(図13)。泥岩層中の微細な粗粒層にも、級化層理が認められる。

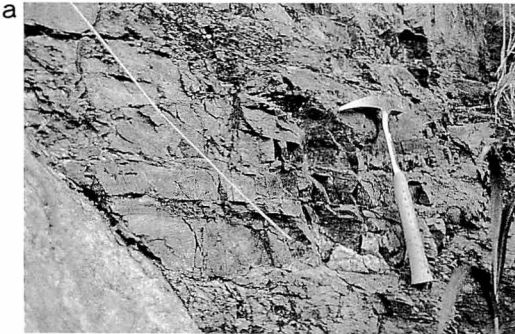


図11. 砂岩泥岩互層露頭写真(愛宕山西採石場)。a: ほとんど変形を受けていない部分(図10のA)。b: 激しく変形を受けた部分(図10のD)。

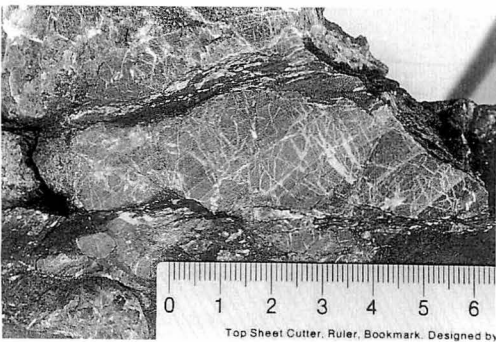


図12. 砂岩泥岩互層の激しく変形を受けた部分(図10のD)の切断面。砂岩はほとんど変形していないのに対して、泥岩はかなり圧砕を受けている。砂岩中の方解石脈は、泥岩には及んでいない(変形を受ける前に形成されたことを示している)。

#### d. 礫質泥岩

礫質泥岩は、愛宕山南東採石場で最も典型的に見られるほか、愛宕山西採石場及び愛宕山北東採石場でも観察される。

この岩相の最も重要な特徴は、黒色細粒の泥質物質を基質としていることである。この性質から、同じ礫状の岩相とはいえ、前述の砂質基質の礫岩とは明瞭に区別される。

愛宕山南東採石場では、方向性を持った鱗片状劈開を示す泥質基質のなかに、砂岩の礫が多量に含まれている(図14, 15)。礫種は砂岩がほとんどを占めているが、緑色凝灰岩が少量含まれ、ごくわずかにチャートも見られる。砂質基質の礫岩と比べて礫種が非常に限られている。礫径は最大140cm程度で、ほとんどの礫は、10cm前後の大きさである。チャート



図13. 砂岩泥岩互層の砂岩層にみられる級化構造(千騎ヶ岩)。

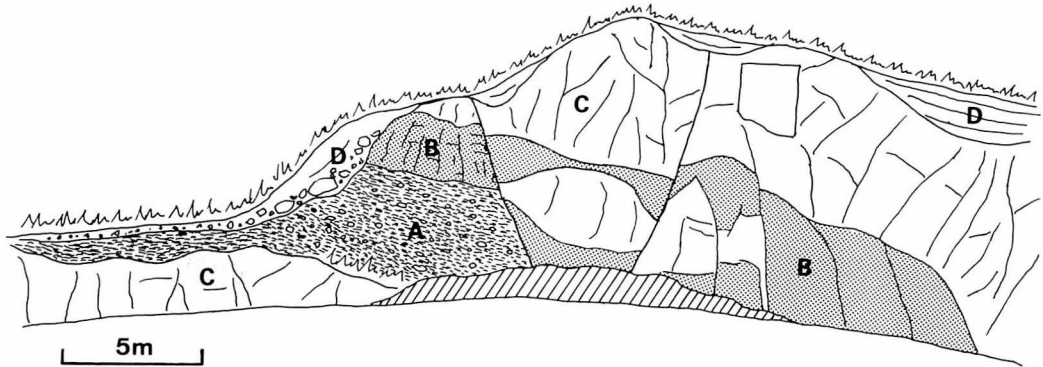


図14. 愛宕山南東採石場の露頭全体スケッチ. 砂岩と泥岩が不規則に存在している. 礫質泥岩は塊状砂岩を削り込んで見えるように見える (図の左). A: 礫質泥岩 (鱗片状劈開が顕著). B: 鱗片状劈開がそれほど発達していない泥岩. C: 塊状砂岩. D: 関東ローム及び旧崖錐堆積物.



図15. 礫質泥岩露頭写真 (愛宕山南東採石場). 基質の劈開や礫の配列に, 左上から右下への方向性が認められる. 下中央やや右の部分のスケッチが図16.

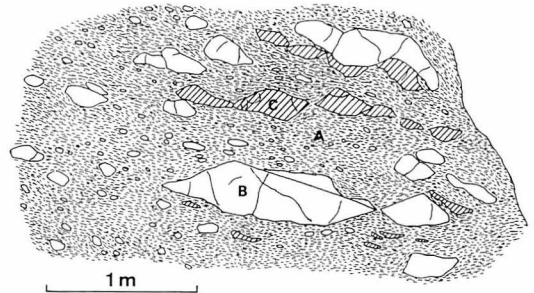


図16. 礫質泥岩露頭スケッチ (愛宕山南東採石場). 中央やや上の緑色凝灰岩, その下の砂岩は, 小断層によって分断されている. A: 鱗片状劈開をもつ泥質基質. B: 砂岩. C: 緑色凝灰岩.

礫では, 大きいもので20cm程度である. 礫は比較的偏平で, 長軸は全体的にほぼ一定の方向を示している. そして, その方向は, おおよそ泥質基質に見られる劈開の方向性と一致している. 大型の礫には, 断層によって直線的に寸断された様子が見られる. 断層によって遊離した2つの岩塊は, すぐ近くに存在しているが, その断層は, その礫の外側の基質や他の礫にはほとんど連続していない (図16). 現在の位置に至る以前にできた断層と考えられ, そのような断層による変形を受けながら移動したものと推定される.

愛宕山西採石場では, やはり, 鱗片状劈開を示す泥質基質中に砂岩の礫を含んでいる (図17). 砂岩以外には, ごくわずかにチャートが含まれている. 愛宕山南東採石場のような緑色凝灰岩は見られない. 礫の大きさは数10cm以下である. やはり, 礫は偏平で, ほぼ平行に配列し, 泥質基質の方向性と一致している.

愛宕山北東採石場では, 礫質泥岩は, 一方向は, 塊状砂岩中に尖滅してしまう (図18). 礫には径数mの巨大な砂岩が見られる. 比較的円礫に近く, あまり偏平でない. このため, 泥質基質の鱗片状劈開の方向性とは不調和に見える. その他の礫種は確認していない.

#### e. チャート

愛宕山の北北東, 約3kmの黒生海岸に, まとまった岩体が見られ, 通称「黒生チャート」と呼ばれている.

このチャート岩体は, ほぼ層状で, 単層の厚さは, 数cm~10数cmである (図19). 単層の中心部は透明感のある淡灰色だが, 周縁部は不透明で淡緑色を呈している. 岩体全体としては, かなり緑色がかって見えるものが多い. 酸性火山活動の噴出物が多数挟在していると考えられる.

この黒生チャートは, 愛宕山層群に含められてい

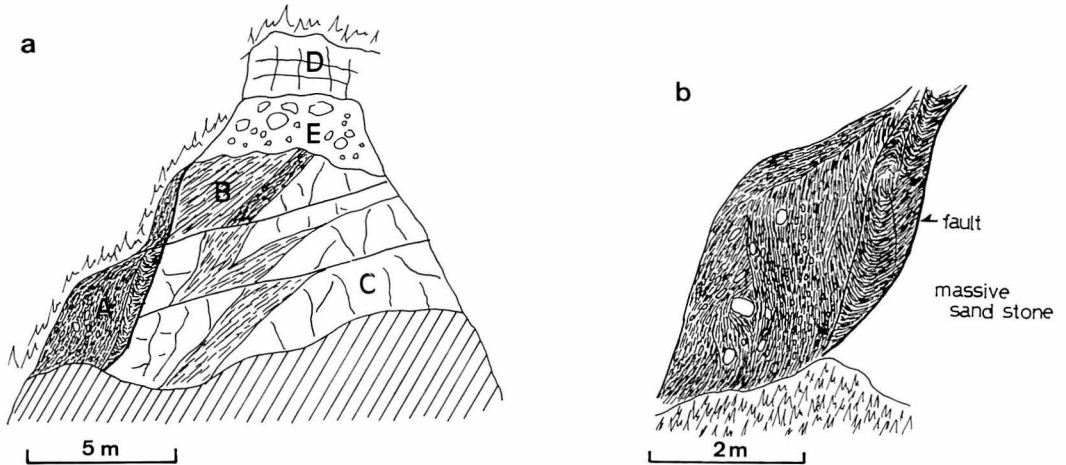


図17. 礫質泥質露頭スケッチ(愛宕山西採石場)。a—露頭全体, b—礫質泥岩部分の拡大。断層によって基質が変形を受けた様子が見られる。礫質泥岩自体も断層関係で他と接している。A: 礫質泥岩(鱗片状劈開が顕著)。B: 鱗片状劈開がそれほど発達していない泥岩。C: 塊状砂岩。D: 関東ローム。E: 旧崖錐堆積物。

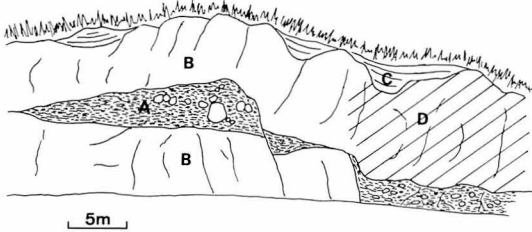


図18. 礫質泥岩露頭スケッチ(愛宕山北東採石場)。比較的大きい砂岩ブロックを含む(径2~3m)。A: 礫質泥岩。B: 塊状砂岩。C: 関東ローム。D: コンクリート吹き付け。

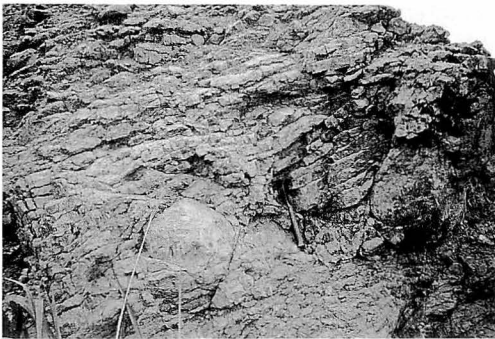


図19. “黒生チャート”露頭写真。数cm~10数cmの層状をなしている。

る。しかし、模式地の愛宕山周辺で普遍的に存在する砂岩、泥岩は周囲には全く見られない。岩体は、それぞれほぼ単独で海岸に突出するように存在し、

岩体間は浸食され土や草に覆われているため、岩体同志の関係は不明である。走向一傾斜の測定結果からは、数個ずつのまとまりが推定され、いくつかの岩塊に分かれている可能性がある(図20)。

このチャート岩体に近接して、白亜系銜子層群基底の海鹿島層の礫岩が露出している。この礫岩中には、よく円磨されたチャート礫が多量に含まれている。チャートと直接の関係が確認される露頭は存在しないが、少なくとも一部は不整合関係にあり、チャート岩体を削剝して海鹿島層が堆積したものと考えられる。ただし、この礫岩の中には、黒生チャートには見られない乳白色や濃灰色のチャートも数多く含まれている。チャート岩体は、現在露出しているものよりも、かなり広範囲に存在したものと推定される。あるいは、現在でも、関東ローム層や香取層に覆われた台地の下に存在している可能性もある。なお、海鹿島層礫岩中のチャート礫からは、まだ微化石の産出報告はなく、あるいは、黒生チャートとは時代の異なるものが存在することも考えられる。

## 考 察

### 1. 愛宕山層群の形成過程

愛宕山層群の岩相を類型化し、各岩相を詳細に観察した結果を総合すると、愛宕山層群の構成要素は、大きく3つに区分できる。第1は、塊状砂岩、礫岩及び砂岩泥岩互層、第2はチャート、そして、第3は礫質泥岩である。

第1の場合は、陸源性碎屑岩類としてまとめられる。これは、砂岩泥岩互層を基本とし、砂岩層の厚い部分が塊状砂岩であり、砂岩層の粗粒化したタイ



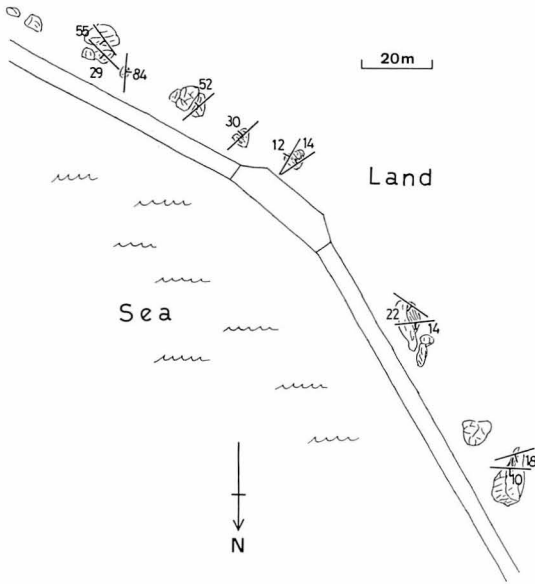


図20. “黒生チャート”ルートマップ。走向一傾斜からは、3～4つのまとまりが認められる。

ブが礫岩と考えられる。すなわち、砂岩泥岩互層の砂岩層には級化層理がみられること、塊状砂岩が未成熟なグレイワックであること、塊状砂岩の“chip wacke”や礫岩中の泥岩礫など、未固結時に取り込まれたと考えられる泥岩片を含むこと、全体的に化石をほとんど含まないことなどの点から、これらは浅海域で堆積したものではなく、泥質物質が堆積している深い海底に、乱泥流によって砂及び礫が運ばれて堆積したものと考えられる。つまり、乱泥流が繰り返されることによって砂岩泥岩互層が形成されたと推定される。そして、大量に砂が運ばれた場合には塊状砂岩となり、乱泥流に礫が伴っていた場合に礫岩が形成されたのであろう。

第2のチャートの場合、碎屑岩類とは異なる環境のもとで堆積したと考えられる。碎屑岩類は主として陸源性碎屑物からなるのに対して、チャートは火山灰を除いて陸源性碎屑物を含まない。しかも、両者が連続して堆積している露頭が存在しないのはもちろん、両者の中間的な性質をもつ珪質泥岩類も見られない。このチャートは、おそらく陸源性碎屑物の供給がほとんどない深海底で形成されたものであろう。

國廣ほか(1984)、國廣(1985MS)により、黒生チャートから中生代三疊紀のコノドントの産出が報告されており、それによると、岩体ごとに異なった年代を示し、最も古いもので三疊紀前期 Spathian、最も新しいものは、三疊紀後期 Norian～Rhaetian を示す。これらの時代の間には、かなりの時間間隙

がある。それらの岩体はかなり接近して存在し、しかも走向一傾斜もいくつかの岩体ごとに異なる産状を考慮すると、これらは一連の整合的な岩体ではなく、本来は三疊紀の Spathian～Rhaetian まで、あるいはそれ以上の期間、連続的に堆積したものが、構造運動を受けて断片化し、年代の異なる岩体が接近したものと考えられる。Hanzawa (1950) が黒生海岸から二疊紀のフズリナを含む石灰岩を報告しているが、この石灰岩の存在も、チャート及び石灰岩が共に地層中の岩塊であることを示唆している。

第3の礫質泥岩は、基質が劈開をもつ泥質物質であること、含まれる礫が断層で遊離していることなど、通常の堆積物とは異なり、いわゆる“メランジェ”と呼ばれているものと非常によく似ている (Raymond, 1984; 脇田, 1989; 坂井, 1989など)。ただし、一般にメランジェ中によく見られる石灰岩や玄武岩(緑色岩)の礫は含まれない。礫の大きさも、最大のもので数mである。これが、いわゆるメランジェ的な岩相とすると、その形成機構については、初生的な堆積物が構造的に破断、変形を受けて形成されたものか(テクトニック・メランジェ)、海底地滑りによって堆積したものか(オリストストローム)という問題がある。

愛宕山南東採石場の場合、前述のように、礫質泥岩に含まれる礫が断層で寸断されていること、また、砂岩礫を顕微鏡で観察したところ、砂岩を構成する鉱物粒子にも極端な平行配列が見られることは(図21)、構造的な成因を強く示す。一方、この礫質泥岩の見掛け上の下位に塊状砂岩の岩体があり、その境界面は、礫質泥岩の基質の劈開の方向性とほぼ平行で、しかも、境界面にやや凹凸が見られる(図22)。これは堆積性の成因を支持する。ただし、この礫質泥岩全体が構造的に砂岩の間にはさまれるように移動したとすると、同様な存在関係を示すことも

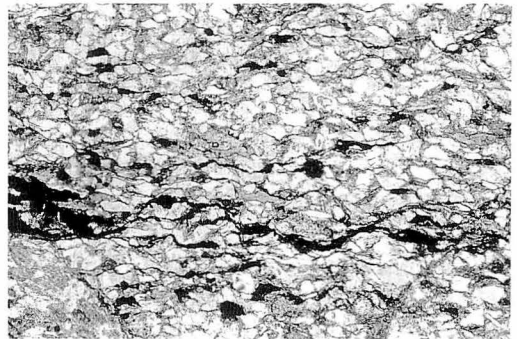


図21. 礫質泥岩中の砂岩礫の表層部分(愛宕山南東採石場)。砂岩の粒子は平行配列し、その間に泥の粒子(すじ状の黒い部分)が入り込んでいる。一ニコル。写真横幅は約2.7mm。

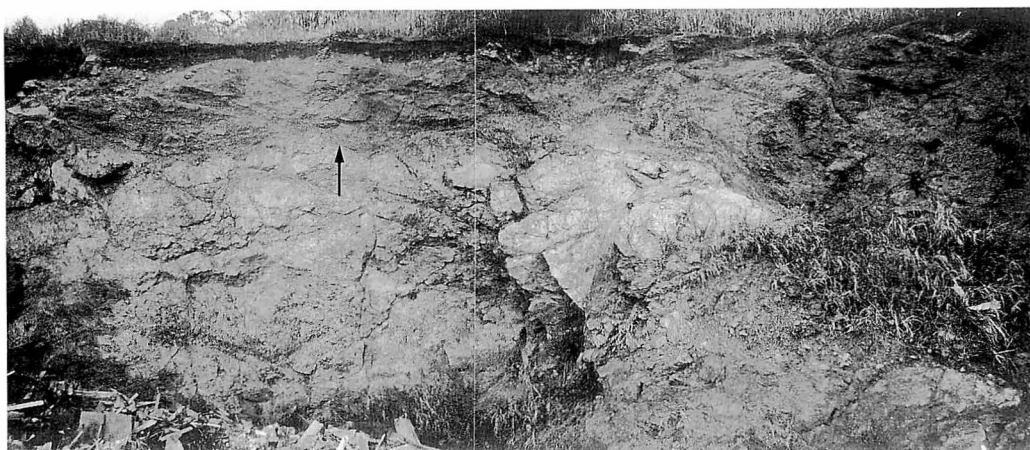


図22. 礫質泥岩と塊状砂岩の接触部分（愛宕山南東採石場）。礫質泥岩は塊状砂岩の凹凸を埋めるように載っている。両者の境界面と礫質泥岩の劈開がほぼ平行である。写真横幅は約10m。

十分に考えられる。

愛宕山西採石場では、礫質泥岩は塊状砂岩と断層で接し、その断層に沿って泥質基質が引きずられている様子が観察される。その断層とほぼ平行に礫質泥岩内部にも比較的大きな断層があり、やはり、それに沿って泥質基質が変形を受けている(図17)。これらの岩相も構造的な成因によるものと考えられる。

愛宕山北東採石場でも、一部断層によって切られ、断層に引きずられて、泥質基質が変形していることが観察される。この場合は、礫質泥岩自体の伸びの方向（泥質基質の劈開の方向）に対して断層がかなり直角に切っていることから、礫質泥岩が形成された後に、断層によって変形を受けたとも考えられる。ただ、礫質泥岩が収斂していることは、元の岩体が構造的な作用によって、（移動を伴い）砂岩中にはさみ込まれたことを示すと考えられる。一方、前述の円形に近い砂岩ブロックの存在は、堆積性起源の可能性も示している。

この3つの露頭に見られる礫質泥岩は露頭規模においても側方及び上下方向にあまり連続しない。各露頭間の関係も不明である。ただし、この礫質泥岩が、複数の地点に普遍的に存在することは、この礫質泥岩を含めた愛宕山層群全体が、構造的な作用を受けて形成されたものであることを示唆する。

ところで、この礫質泥岩の形成機構を論ずる際には、前述の砂岩泥岩互層の変形構造も考慮する必要がある。すなわち、愛宕山西採石場で見られる砂岩泥岩互層の変形(図10, 11)が、Raymond (1984)のUNIT TYPE  $\alpha \sim \gamma$  に対応し (Formation~Broken formation), 礫質泥岩がUNIT TYPE  $\gamma \sim \delta$  に対応すると見られ(Merange), 両者は一連の変形作用の下に形成されたと考えられるからである。これらの

種々の変形段階の地層が、1つの露頭内で、漸移して存在することは、変形の作用は全体に均等に渡るものではなく、部分的に、たとえば、ある境界面に沿って強く働くと考えられ、その面に近い部分は変形が激しく、遠い部分は変形が小さいと言える。この境界面は、断層面とも、地滑りの滑り面とも考えられるが、泥質部分の尖断がかなりの厚さに渡っていることを考慮すると、断層による構造的な変形の方が可能性が高いと考えられる。

以上のことから、礫質泥岩は、少なくとも構造的な作用を受けて形成されたものと推定されるが、初生的な地滑りに関しては、存在しないと断定できない。

なお、この岩相は、Katsura *et al.* (1984)の chaotic facies に相当するものと考えられる。彼らは、その成因をオリストストロームとしているが、その根拠については言及していない。

この礫質泥岩の形成過程に関しては、それらがチャート礫を混在することを考えると、陸源性碎屑岩と、陸源性碎屑物をほとんど含まないチャートが混合した過程ということもできる。

ただし、ここで注意しなければならないのは、礫質泥岩中のチャート礫からは直接年代が得られていないため、それらが黒生チャートと同一の起源かどうか不明なことである。ただし、黒生チャートの産状から、それらが、おそらく巨大岩塊として同様に地層（礫質泥岩）中に取り込まれているものと推測されることから、愛宕山周辺の礫質泥岩中のチャートも同一起源、年代のものと考えてよいと思われる。

それを前提にして、礫質泥岩の形成過程は次のように説明することができる。

砂岩泥岩互層が構造的な力を受け、泥岩層を中心

に破碎が進み、泥岩は鱗片状破碎を受け、砂岩はブロック化され泥岩の中に取り込まれるかたちとなった。破碎を受けた泥岩層は“流動化”しやすくなり、形成された断層に沿ってしぼり込まれるような挙動を示した。そして、近い位置（層序上の下位？）にあったチャート岩体をも取り込んだ。

このような作用は、加賀美ほか（1983）などで示された、プレートの沈み込みによる付加体の形成として説明することができる。すなわち、チャートは海溝よりも外洋側の海底で堆積したと考えられる。プレートの移動に伴ってチャートが海溝に達し、海溝域で陸側から供給された砂や泥が堆積する。そして、プレートの沈み込みに伴う構造的な力によって、初生的な堆積物が変形を受け、礫質泥岩が形成される。海溝陸側地域は逆断層や衝上断層の卓越した強い圧縮の場であり、基本的には、このような断層によって地層が変形を受けたものと推測される。ただし、愛宕山層群全体は砂岩や泥岩が主体をなし、チャートの占める割合は小さいこと、チャートの下層に存在するはずの玄武岩（緑色岩）がまったくみられないこと、あまり乱れていない砂岩泥岩互層も存在することなどを考慮すると、愛宕山層群は、海溝付加体形成の中心域（沈み込む海洋プレートの直上付近）からある程度陸側あるいは上方に離れた場所で形成されたものと考えられることができる。

以上は愛宕山層群の各岩相要素の形成過程であるが、現在、陸上で見られる愛宕山層群の形成には、もう一つの過程を考えなければならない。それは、海溝域での礫質泥岩の形成を伴う変形の後、現在の位置に至るまでに被った二次的な変形の段階である。愛宕山層群には無数に断層が発達しているが、その中には、海溝における初期の変形の際に形成された断層もあれば、その後の構造運動によって形成された断層もあると考えられる。たとえば、愛宕山層群の周辺に分布する白亜系銚子層群や新第三系夫婦ヶ鼻層にも断層は数多く見られ、それらをもたらした力は、愛宕山層群にも同様に及んでいるはずである。前田（1966）は愛宕山層群と銚子層群の、近藤ほか（1975）は夫婦ヶ鼻層の断層方向をそれぞれ測定しているが、たとえば同じ銚子層群でも場所によって卓越方向に違いが認められ、単純な差し引き計算で愛宕山層群のみが被った断層を求めるのは非常に難しい。

関東山地の秩父帯を中心とした中生界の地質構造を見ると（酒井，1987；安田，1989）、卓越した断層方向（地質体の伸長方向）があり、その内部の地層は走向も比較的一致しており、極端に変形を受けていない。一方、愛宕山層群の場合は走向一傾斜が一定しておらず、複雑な構造をもっている（図23）、これを考えると、愛宕山層群は、初期変形後の二次的

な変形がかなりの割合を占めることが予想される。このことは、銚子地域を東関東で唯一の基盤岩露出地帯とした関東造盆地運動とも密接に関係していることを示唆しているが、この運動の詳細が現時点では不明であり、この関係については今後の研究課題となろう。

## 2. 愛宕山層群の形成年代

以上のように、愛宕山層群の形成には、大きく3つのステージを考えることができる。第1は、同層群をつくる物質が堆積物として海底に沈着した段階（ステージ1）、第2は同層群の性質の根幹にかかわる初期変形を受けた段階、つまり、海溝域での付加体の形成段階（ステージ2）、第3は、その後の地殻変動による二次的な変形の段階（ステージ3）である。

ただし、ステージ1では、上述のように碎屑岩類とチャートの形成環境がまったく異なることから、両者はステージを分ける必要がある。そこで前者をサブステージ1bとし、後者をサブステージ1aとする。

愛宕山層群の形成年代といった場合に、ステージ1、2、3のどれをさすかという問題がある。二次的な変形は一般には形成年代とは言えないので、ステージ3はとりあえず除外して考える。

愛宕山層群の中では、前述のように、サブステージ1aのチャート、特に黒生チャートの形成のみが、

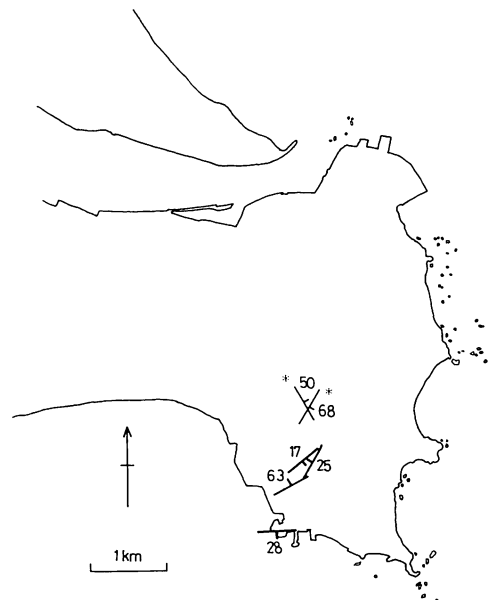


図23. 愛宕山層群の走向一傾斜。砂岩泥岩互層など、層理面が認定できるものについて測定した。黒生チャートは除く。\*は尾崎（1959）のデータに基づく。

三畳紀と判明している。高神礫岩中の石灰岩礫に関しては、外来礫と推定されることから、地層（サブステージ1b）の形成年代は示していないと考える。ステージ1, 2がほぼ同時代におこったとすれば、愛宕山層群は三畳紀に形成されたということになる。しかし、チャートが岩塊として含まれることから、少なくとも2は1aよりは後であることはわかるが、どの程度の間隔が存在するかは不明である。2と1bの関係では、変形を受けた砂岩泥岩互層や礫質泥岩の観察から、変形を受けた時点では砂岩はある程度固結していたと推定され(図12など)、2と1bの間にもいくらかの時間間隔が必要と考えられるが、これに関しても時間の絶対量は不明である。

宇野沢ほか(1983)は、チャートの年代と秩父帯の時代論を考慮して、愛宕山層群の年代を三畳紀～ジュラ紀?とした。また、國廣(1985MS)もチャートがオリストリスであるとの考えから、ジュラ紀ごろと推察している(いずれもステージ1bまたは2のこと)。

最近の中・古生界の研究によれば、チャートの年代よりも陸源性の碎屑岩類の年代の方が常に若いことが知られている(たとえば松岡(1985)、小澤ほか(1985)など)。チャートは非常に長い時代に渡って堆積しているのに対して、それを挟在する碎屑岩類の時代は比較的短い範囲を示している。小澤ほか(1985)の関東山地の資料では、三畳紀中期～後期の時代を示すチャートを含む碎屑岩類は、最も古いものでもジュラ紀前期であり(秩父帯中帯沢井層)、最も新しい時代を示す場合には白亜紀前期となる(たとえば秩父帯南帯御前山層)。愛宕山層群が、チャートと碎屑岩類に関して関東山地の基盤岩とほぼ同一の関係をもつとすれば、愛宕山層群の碎屑岩の年代(ステージ1b)は、ジュラ紀前期から白亜紀前期の間のいつかということになる。ただし、銚子層群が白亜紀前期の年代をもち、しかも浅海性の地層であることを考えると、愛宕山層群から銚子層群の形成までに、ある程度まとまった時間が必要と考えられるので、愛宕山層群の年代は(ステージ2を含めて)これよりもかなり古いはずである。そうすると、愛宕山層群の年代は、およそジュラ紀ごろにしぼられるものと推測される。

以上の考察には大きな2つの仮定が前提となっている。第1は、礫質泥岩中のチャートが、黒生チャートと同一の年代及び産状を示すということ、第2は、愛宕山層群が関東山地の地層と連続であって、その形成過程に類似性が認められるということである。後者に関して、最近では、日本海の拡大とからんで、山下(1970)の提唱した「柏崎—銚子線」が再びクローズアップされてきている(広岡, 1984)。もし、関東山地と銚子の間にこのような構造線があ

るとすれば、先的前提は成立しにくくなる。しかし、現時点では、柏崎—銚子線は銚子の北側を通るか(福田ほか, 1987)、あるいは南側に構造線があっても地質構造はほぼ連続すると考えられている(長谷川, 1988)。多方面からの検証が必要である。また、前者に関しては、とにかく時代を示す化石を得る以外にない。今後も、地質構造や年代に関する定量的なデータを蓄積し、より正確で詳細な愛宕山層群の形成過程を明らかにしていきたい。

## 謝 辞

本論を作成するにあたり、敬愛大学近藤精造教授、千葉大学坂上澄夫教授、千葉県立匝瑳高校加瀬靖之教諭には粗稿の御校閲を賜り、多くの御助言をいただいた。また、新潟大学松岡篤博士には現地で御教示いただき、また、放散虫処理について御指導いただいた。これらの方々には厚くお礼申し上げる次第である。

## 引用文献

- 千坂武志, 1960. 銚子半島高神礫岩産 *Kahlerina* Kochansky-Devide について. 千葉大銚子臨海研報告 2: 49-55.
- Chisaka, T. 1960. On Some Permian Fusulinids from the Takagami Conglomerate, Choshi Peninsula, Chiba Prefecture, Japan. Jour. Coll. Art. Sci., Chiba Univ. 3(2): 235-254.
- Folk, R. L. and W. Ward. 1957. Brazos river bar; a study in the significance of grain size parameters. J. Sed. Petrol. 27: 3-26.
- 福田 理・鈴木宏芳, 1987. 関東平野の基盤構造. 地学雑誌 96(4): 173-184.
- Hanzawa, S. 1950. On the Occurrences of the Foraminiferal Genera, *Eoverbeekina*, *Nankinella*, and *Sphaerulina* from Japan. Short Pap. Inst. Geol. Paleontol., Tohoku Univ., Sendai. 2: 1-12.
- 長谷川功, 1988. 地震探査から見た関東平野の基盤構造. 地質学論集 31: 41-56.
- 広岡公夫, 1984. 古地磁気からみた日本列島の変動. 科学 54: 541-548.
- 猪郷久義, 1980. 銚子付近の地形と地質, 古生界, 白亜系. 日本地方地質誌 関東地方(改訂版). pp. 197-202. 朝倉書店.
- 加賀美英雄・塩野清治・平 朝彦, 1983. 南海トラフにおけるプレートの沈み込みと付加体の形成. 科学 53: 429-438.
- 加納 博, 1958. 銚子半島の含花崗質岩礫岩(“高神礫岩”)—含花崗質岩礫岩の研究(その5)—. 地質学雑誌 64: 551-556.
- Katsura, Y., F. Masuda and I. Obata. 1984. Storm-

- dominated shelf sea from the Lower Cretaceous Choshi Group, Japan. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, 10 : 92-95.
- 近藤精造・加瀬靖之, 1975, 銚子半島夫婦ヶ鼻層の断層系, 千葉大学教養部研究報告 B-8 : 103-105.
- 近藤精造・高井憲治・加瀬靖之・橋本 昇, 1984, 土地分類基本調査「銚子」, 千葉県企画部企画課.
- 國廣俊二・斎藤 晴・坂上澄夫, 1984, 銚子半島“黒生チャート”から三疊紀コノドント発見, *地学雑誌* 93(5) : 341-343.
- 國廣俊二, 1985MS, 銚子半島における古期岩層について, 千葉大学理学部地学教室卒業論文.
- 前田四郎, 1959, 銚子半島高神礫岩の地質時代について, 千葉大学文理学部紀要 3(1) : 75-80.
- 前田四郎, 1966, 銚子地域の中生層の節理系, 千葉大銚子臨海研報告 8 : 12-19.
- 松岡 篤, 1985, 高知県佐川地域秩父累帯中帯南部ジュラ系毛田層, *地質学雑誌* 91 : 411-420.
- 水谷伸治郎・足立 守, 1987, 碎屑性堆積岩, 日本の堆積岩 : 29-84, 岩波書店, 東京.
- 尾崎 博, 1959, 銚子の古生代礫岩の層位学的研究, 国立科学博物館研究報告 4(2) : 188-201.
- Obata, I., S. Maiya, Y. Inoue and M. Matsukawa, 1982, Integrated mega- and micro-fossil biostratigraphy of the Lower Cretaceous Choshi Group, Japan. *Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C* 8(4) : 145-179.
- 小澤智生・平 朝彦・小林文夫, 1985, 西南日本の帯状地質構造はどのようにしてできたか, *科学* 55 : 4-13.
- Raymond, L. A. 1984, Classification of melanges. *In* Raymond, L.A., (ed) *Melanges: Their nature, Origin, and Significance*. *Geo. Soc. Amer. Spec. Pub.* 198 : 7-20.
- Sakagami, S. 1965, Revision of the Takagami Conglomerate, Choshi Peninsula, and descriptions of the Permian Bryozoa from its limestone pebbles. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.* 57 : 1-7.
- 酒井 彰, 1987, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)五日市地域の地質, 地質調査所, 75pp.
- 坂井 卓, 1989, メランジュ問題と付加造構作用: レビュー, *構造地質* 34 : 9-25.
- 佐藤時幸・高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗・亀尾浩司, 1988, 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序その4: 総括-太平洋側および鮮新統/更新統境界の模式地との対比, *石油技術協会誌* 53(6) : 475-491.
- 鹿間時夫・鈴木茂樹, 1972, 千葉県銚子半島の地質-白亜系を中心として-, *Sci. Rep. Yokohama Natn. Univ., Sec. II*, 19 : 133-157.
- 鈴木隆一, 1986, 千葉県銚子地域の“黒生層”の放散虫化石, 日本地質学会第93年学術大会講演要旨 : 208.
- 田中啓策, 1986, 銚子付近の中・古生界, 日本の地質3 関東地方, 共立出版 : pp.74-76.
- 宇野沢昭・岡 重文・坂本 亨・駒沢正夫, 1983, 20万分の1地質図幅「千葉」, 地質調査所.
- 脇田浩二, 1989, 付加テクトニクスと用語, *構造地質* 34 : 3-7.
- 山岸忠夫・鹿股信雄・近藤精造・前田四郎・高井憲治, 1959, 銚子半島の地質, 千葉大銚子臨海研報告 1 : 33-49.
- 山下 昇, 1970, 柏崎-銚子線の提唱, 島弧と海洋, 179-191, 東海大出版会.
- 安田 守, 1989, 関東山地東南部秩父累帯の鳥巢層群相当層-岩相と放散虫年代-, *地質学雑誌* 95 : 463-478.

**Geology of the Pre-Cretaceous Atagoyama Group in the Choshi Peninsula, Chiba Prefecture, Japan —Description of the Lithofacies and Discussion of Sedimentary and Tectonic Processes—**

Naoki Takahashi

Natural History Museum and Institute, Chiba  
955-2 Aoba-cho, Chiba 280, Japan

The Pre-Cretaceous Atagoyama Group distributed sporadically in the Choshi Peninsula forms the basement in the eastern Kanto Plain, and it has a very complicated geological structure with many faults. Five types of lithofacies are recognized in the Group, namely, massive sandstone, conglomerate, alternation of sandstone and mudstone, pebbly mudstone and chert. The former three types were deposited in deep sea by turbidity current. The pebbly mudstone has been formed as a result of tectonic movement with intense compression after primary deposition. Presence of the pebbly mudstone with chert blocks suggests that the Group is a part of accretionary prism formed by plate subduction at trench. The Group has suffered long-term posterior deformation after primary deformation at trench. It is inferred that the age of the Group is the Jurassic from the comparison with the geology of the Kanto Mountains.