

南部フォッサマグナ, 曙礫岩の堆積学的研究

メタデータ	<p>言語: Japanese</p> <p>出版者: 静岡大学地球科学教室</p> <p>公開日: 2008-01-25</p> <p>キーワード (Ja):</p> <p>キーワード (En):</p> <p>作成者: 高木, 登, 岡田, 博有</p> <p>メールアドレス:</p> <p>所属:</p>
URL	http://hdl.handle.net/10297/267

南部フォッサマグナ，曙礫岩の堆積学的研究

高 木 登*・岡 田 博 有**

Sedimentological Study of the Pliocene Akebono Conglomerate in the Southern Fossa Magna Area, Central Japan

Noboru TAKAGI* and Hakuyu OKADA**

In the southern Fossa Magna area, central Honshu, huge amounts of Neogene to Quaternary coarse clastic deposits are developed in close relation to multiple collisional movements between the Izu-Ogasawara and Honshu Arcs. Among these sediments, the Pliocene Akebono Conglomerate shows anomalous thickness of more than 1700m.

In this study, analyses of facies, sedimentary structures, fabrics and composition of clasts of the conglomerates were carried out in order to clarify sedimentological characteristics and depositional history of the Akebono Conglomerate.

The results of the analyses are summarized as follows:

- (1) The Akebono Conglomerate was deposited mainly by both gravity-flows and traction currents.
- (2) Clasts of the Conglomerate are composed mainly of older sandstone and shale and subordinately of granite and andesite, associated with very small or traceable amounts of hornfelsed shales and others. As the source of them, the Shimanto Belt was most important for sandstone and shale clasts. Andesitic rock clasts might have come from the Kushigatayama Group on the west and the underlying Nishiyatsushiro Group. The origin of granite clasts has remained unsolved.
- (3) The sedimentation of these gravels may have taken place initially on the trough as deep as more than several hundred meters, which got much shallower later. Such an environment of deposition is analogous to the inner part of the modern Suruga Trough.

I. 緒 言

日本列島の地史・構造発達史を研究する上で、本州中央部を南北に横断するフォッサマグナは重要な位置を占めている。特に南部フォッサマグナ地域は新生代後期における伊豆一小笠原弧と本州弧の多重

衝突の結果、地形および地質構造が大きく屈曲したと考えられている (MATSUDA, 1978; NIITSUMA & MATSUDA, 1984; 天野, 1986)。

南部フォッサマグナには、この伊豆地塊と本州弧の衝突運動に関連をもつ新第三紀から第四紀にかけての堆積物が極めて厚く発達している。その中でも

1987年 3 月23日受理

* 日本基礎技術株式会社 Japan Foundation Engineering Co., Ltd.

** 静岡大学理学部地球科学教室 Institute of Geosciences, School of Science, Shizuoka University, Shizuoka 422.

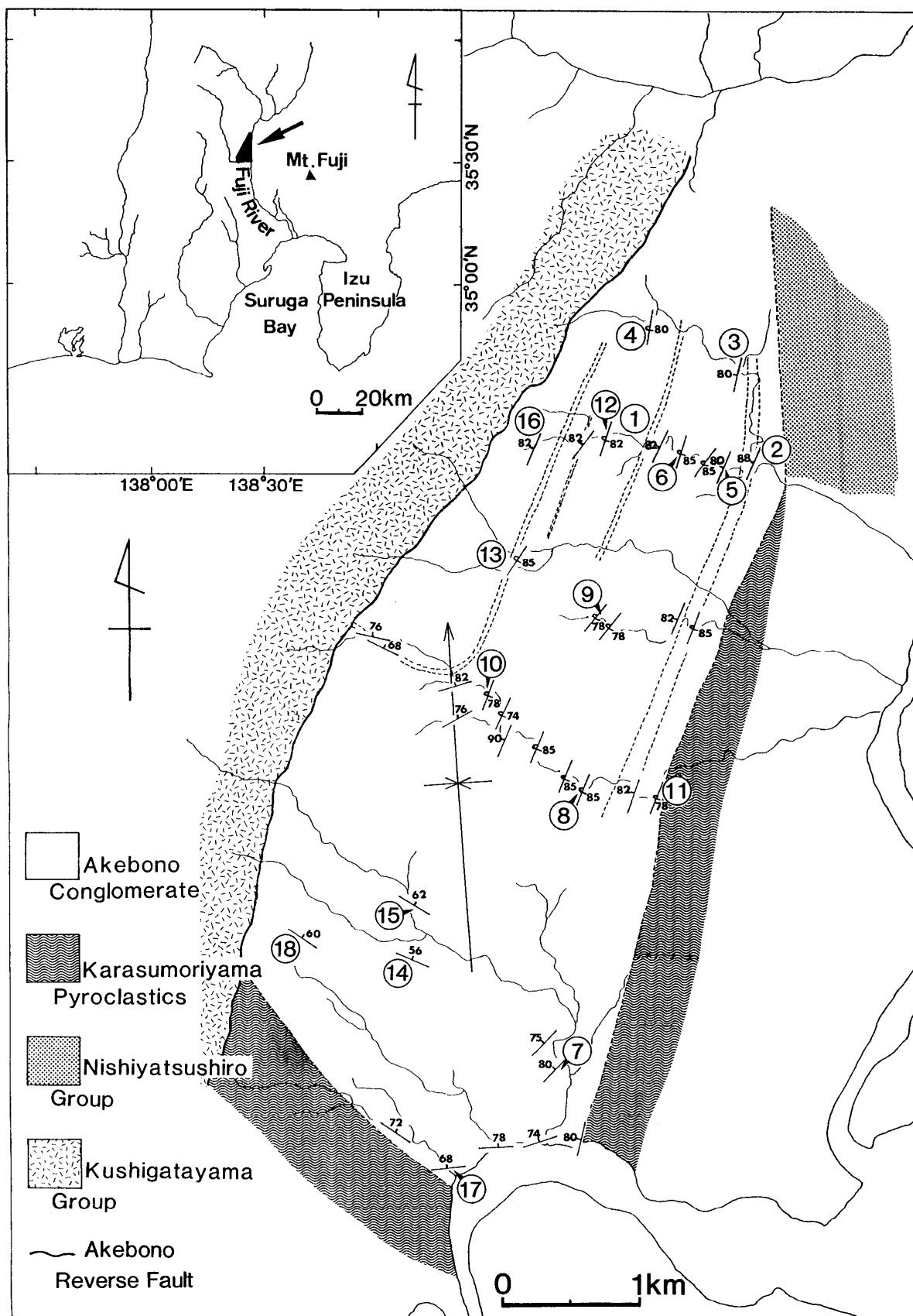


Fig. 1. Geologic sketch map of the Akebono Conglomerate with an inset at the upper left corner showing the studied area. Figure in a circle indicates the locality where the data of the gravel fabrics were obtained. Double broken lines: marker beds (refer to Fig. 2). Arrow: synclinal axis showing the plunging direction.

特異なものとして礫岩の発達が挙げられる。特に本研究の調査地域である山梨県西部中富地域 (Fig. 1) の曙礫岩は、古くから調査が行われてきた。その主なものとして、大塚 (1955)、秋山 (1957)、松田 (1958, 1960)、田村ほか (1984)、狩野ほか (1985) による地質構造、地質年代、堆積環境の研究がある。しかしながら、本堆積体の特異な発達状態にもかかわらず、これまで堆積学的研究はなされていなかった。

そこで本研究では、曙礫岩の岩相、堆積構造の詳細な観察・記載と、礫ファブリック、礫種組成、最大礫径の分布などの定量的な測定を行ない、堆積学的考察を行なうことを目的とした。

II. 曙礫岩の地質概説

富士川上流で支流早川が分岐する付近の北側に曙礫岩の厚層が発達している。本礫岩の西側は曙逆断層によって、火山岩・火山砕屑岩類を主とする楡形山層群 (下部中新統) と接している。また、本礫岩の東側には北部に断層関係で火山岩・火山砕屑岩を主とする西八代層群 (中～上部中新統) が分布し、南部では下位の鳥森山火山砕屑岩が分布している (Fig. 1)。曙礫岩は鳥森山火山砕屑岩と共に、北に約 70°プランジするほぼ南北方向の軸を有する向斜構造を呈している (Fig. 1)。

本研究の主体となった曙礫岩は、松田 (1958) の命名によるものである。これは秋山 (1957)、狩野ほか (1985) の曙礫岩層に相当する。

本礫岩は、鰍沢町鳥屋から中富町大塩、久成、福原、中山、遅沢にかけて分布する。本層の層厚は 200 m 以上と考えられ (田村ほか, 1984; 狩野ほか, 1985)、種々の礫よりなる礫岩を主体とし、砂岩、泥岩を挟在する。地質年代は、浮遊性有孔虫 *Globorotalia tosaensis*, *Sphaeroidinella dehiscens* の産出 (狩野ほか, 1985; 尾田ほか, 1987) およびナンノプランクトンの産出 (岡田, 1987) から鮮新世とみなされている。また本礫岩の下部と上部から産出する底生有孔虫 *Ammonia ketienziensis*, *Martinotiella communis*, *Bulimina aculeata*, *Sphaeroidina bulloides* は、200 m～600 m の堆積深度を示す。これは、大陸棚縁辺部付近から大陸斜面上部にかけての環境

を表していると考えられる (狩野ほか, 1985)。

また本礫岩は、その堆積年代、堆積環境などから丹沢北部地域の桂川流域に分布する岩殿山礫岩層および鶴川礫岩層 (本間, 1976)、丹沢東縁部地域に分布する石老山礫岩、丹沢東部地域に分布する落合礫岩 (太田ほか, 1986) と対比できると考えられている (尾田ほか, 1987; 岡田, 1987; 鎮西ほか, 1987)。

III. 研究方法と結果

礫岩の運搬と沈積の機構及びその発達史を明らかにするために、詳細な柱状図を作成し、岩相と堆積構造の解析を行うとともに、礫のファブリック、礫種組成、最大礫径を測定し堆積学的考察を行った。ここにこれらの研究方法とその結果について述べる。

1. 岩相および堆積構造

曙礫岩は急傾斜し、特に向斜 (曙向斜) 東翼部においては、南北方向の構造を成している。このため、おおよそこれに直交するように延びる 4 本の沢では、上流ほど、より上位の層準を観察することができる (Fig. 2)。中でも手打沢では露出も良く比較的連続した露頭を観察することができ、各単層の厚さ及び内部堆積構造を基に詳細な柱状図を作成することができた。そこで、手打沢における柱状図 (Fig. 3) を基に 3 つの鍵層 (A, B, C) を認定し、それらの鍵層を基準として特定層位毎の岩相について記述を行う。

(1) 鍵層の認定

曙礫岩は幾つかの層準に砂岩層、泥岩層を挟在する。その中でも層厚が比較的厚く、特徴的な岩相をもち、追跡可能なものは、鍵層として扱うことが出来る。本礫岩中において、次に述べる 3 層準に鍵層を認定した。なお、鍵層の層位は手打沢不整合面を基準とした。

鍵層 A : Fig. 2 の A および Fig. 3 ①-②の A によって示される。

本鍵層は塊状で厚さ約 33 m の泥岩を主体とし、その下位には厚さ約 5 m の中粒砂岩が見られる。

本層の好露頭は、北沢川 (Fig. 2 露頭番号 K1)、寺沢川 (T2) 及び夜子沢川 (Y1) で確認できる。

鍵層 B : Fig. 2 の B および Fig. 3 ⑥の B によって示される。

本鍵層は凝灰質砂岩を主体とする。手打沢川では厚さ1 m ほど露出しているに過ぎないが、下大塩から上大塩へ至る道路わき (K2),あるいは上久成付近の道路わき (T3) で厚さ約40 m にわたって観察することができる。

鍵層 C : Fig. 2 中の C および Fig. 3 ⑩の C で代表される。

本鍵層は塊状の泥岩によって特徴づけられる。上大塩 (K3),寺沢川 (T5),及び夜子沢川 (Y2) に本層の好露頭がみられる。

(2) 岩相の特徴

ここでは、鍵層 A より下位, 鍵層 A~鍵層 B 間, 鍵層 B~鍵層 C 間, 鍵層 C より上位, の4 区分の層位毎に岩相の特徴を述べる。

鍵層 A より下位の岩相 (Fig. 3 ①) : 層位200 m ~220 mの間では大礫あるいは巨礫から中礫への明瞭な正級化構造で特徴づけられる。特に寺沢川の T 1 地点では巨礫から大礫への正級化構造が発達している。各単層の厚さは2~4 m である。また層位250 m 付近の礫岩は単層の厚さが0.6 m~2 m の逆級化構造が発達している。

鍵層 A~鍵層 B 間の岩相 (Fig. 3 ②~⑥) : 層位

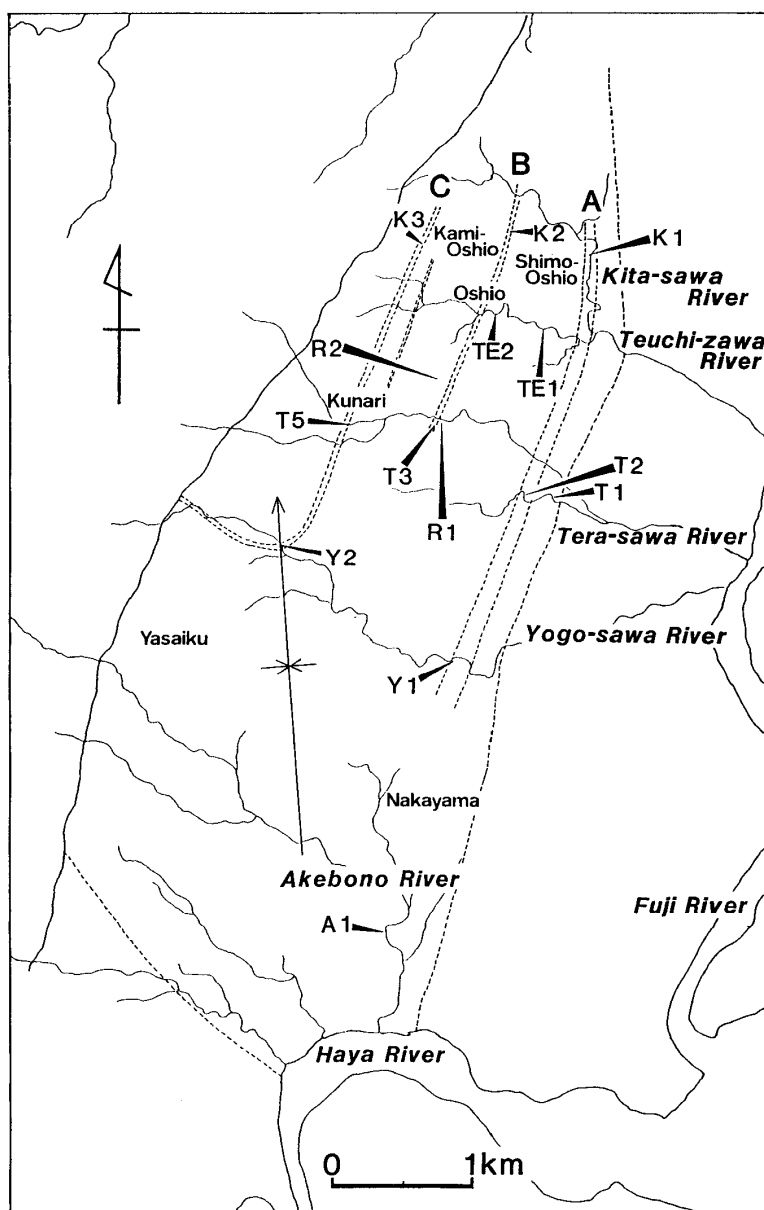


Fig. 2. Localities of representative outcrops of the Akebono Conglomerate. A, B and C indicate the marker beds.

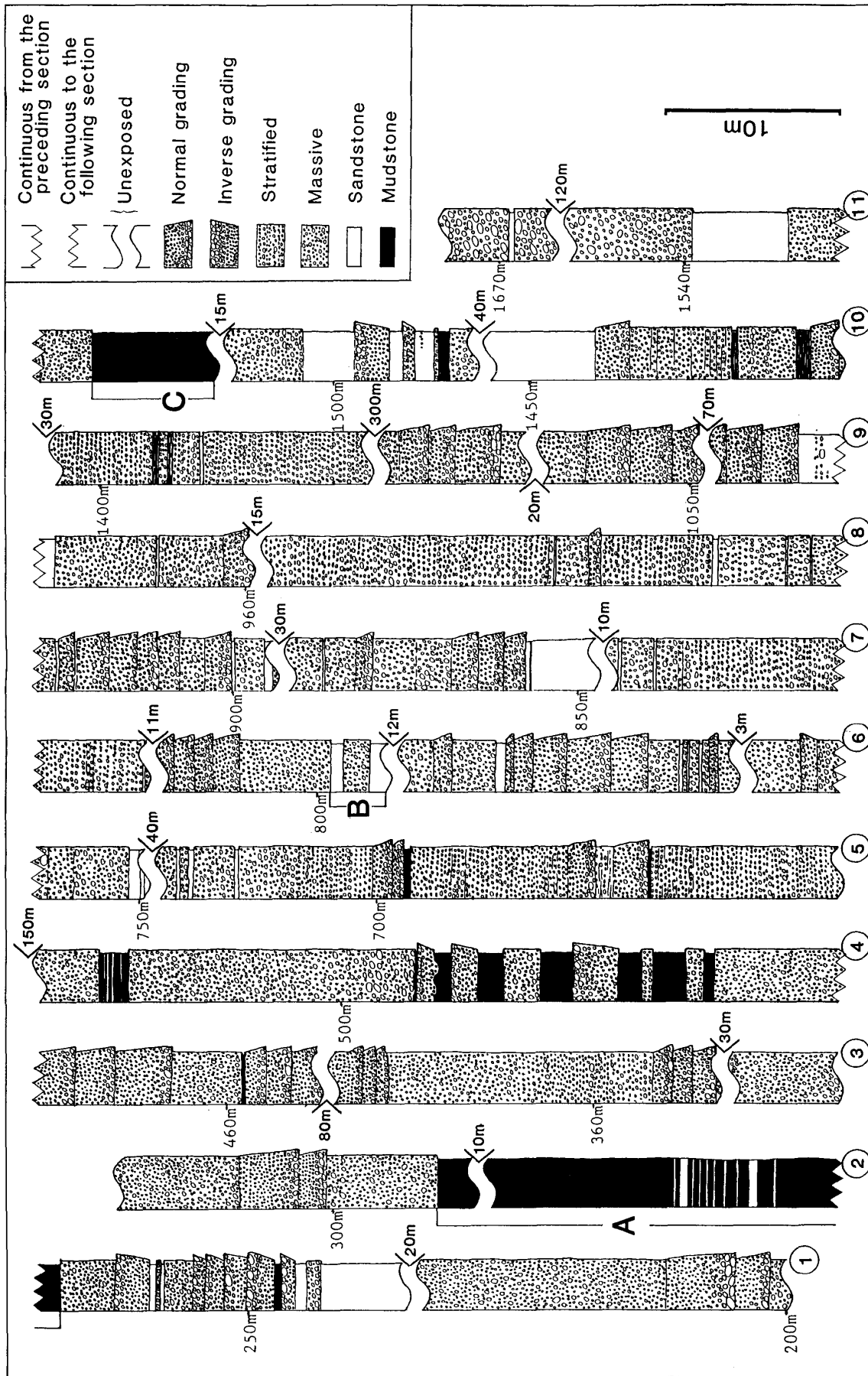


Fig. 3. Columnar sections along the Teuchi-zawa River showing the litho-stratigraphy of the Akebono Conglomerate. Sections ① to ⑪ are arranged in ascending order. A, B and C indicate the marker beds. The base of Column ① is measured from the Teuchi-zawa unconformity.

300 m～500 mの間では一般に礫岩単層の厚さが1～2 mの正級化構造あるいは塊状構造で特徴づけられる。とくに、層位475 m～495 m付近では塊状の泥岩（単層の厚さ1～2 m）と逆級化を示す礫岩（単層の厚さ0.5 m～2.5 m）が互層している。

層位500 m～750 mの間では成層構造をなす部分が多く、層位750 m～800 mでは単層の厚さ0.6～2.5 mの正級化構造を示す礫岩層で特徴づけられる。

鍵層B～鍵層C間の岩相 (Fig. 3⑥～⑩) : 層位800 m～850 mの間の礫岩は成層構造で特徴づけられる。層位850 mで見られる厚さ4 m以上の砂岩は極粗粒から細粒への明瞭な級化構造が確認できる (TE2 地点)。このあたりから層位920 m付近までの礫岩は一般に正級化構造を示し、単層厚は1～1.5 mである。層位920 mより上位では成層構造または塊状を示す。

そして層位1050 m付近で再び単層の厚さが2 m前後で、正級化構造を観察することができる。

鍵層Cより上位の岩相 (Fig. 3⑪) : 塊状の礫岩で特徴づけられる。巨礫を多量に含むようになり、淘汰が悪い。

(3) 堆積構造

本礫岩には、単層の厚さが0.6～4 mの正級化構造、0.5～2.5 mの逆級化構造が見られるほか、成層構造、塊状無構造の礫岩もみられる。中でも成層構造を示す礫岩中には覆瓦構造が発達している。

このほかに、挟在する砂岩層に極粗粒から細粒への明瞭な級化構造がみられる (TE2 地点)。また泥岩層を明瞭に削り込んだ侵食構造が手打沢川 (TE1 地点) で観察することが出来る (Fig. 4)。曙川 (A1 地点) では深さ2 m以上のチャンネル構造も見られた。



Fig. 4. Outcrop of the Akebono Conglomerate showing the channel-fill deposition of gravels. Younging direction to the right. Locality: TE 1. Vertical scale: 1 m.

2. 礫ファブリック

(1) 測定法

礫岩中には砂岩にみられるような有効な堆積構造が乏しいため、礫の空間的配置に関するファブリックのデータは礫がどのように運搬され、堆積したかを知るために重要である。

曙礫岩は半固結の礫岩であるため測定に必要な個々の礫を抽出することができる。礫の円磨度については KRUMBEIN (1941) の円磨度印象図を用いて測定し、その形状は SNEED & FOLK (1958) による礫の形状分類を用いた。

本研究においては、層理面の走向及び傾斜が測定可能な露頭18箇所 (Fig. 1) に於て、1単層内で50個の礫について Fig. 5 に示すように礫の *ab* 面の走向・傾斜と *a* 軸（長軸）の伸びの方向を求めた。とくに *a* 軸の伸長方向については、*ab* 面の走向と *a* 軸のなす角 θ を分度器によって測定した。測定したファブリックから古流向を求めるために褶曲軸のプランジおよび層理面を水平に戻す補正を行った。

補正を行った個々の礫は、その *ab* 面の法線及び *a*

軸の伸びの方向を、シュミットネットに下半球投影し、ポイントダイアグラムとそのコンターダイアグラムを描き最大集中部を求める。Fig. 6 と Fig. 7 にその例を示す。Fig. 6 は礫の *ab* 面の法線方向についてのポイントダイアグラムとコンターダイアグラムで、最大集中部の方向がここでの古流向を表す。また Fig. 7 は *a* 軸の伸びの方向についてのポイントダイアグラムとコンターダイアグラムである。

この補正によって得られた古流向および *a* 軸の伸びの方向は Table 1 のとおりである。これらの値を地図上に落とすと Fig. 8 のようになる。

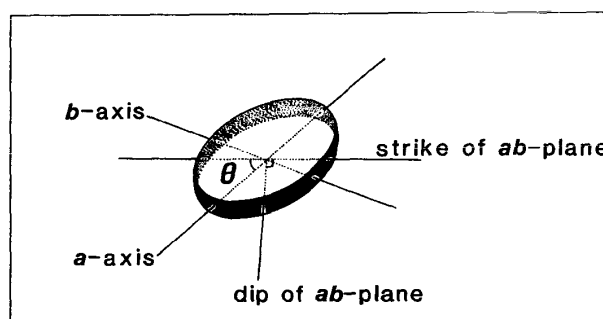


Fig. 5. Nomenclature of clast fabrics.

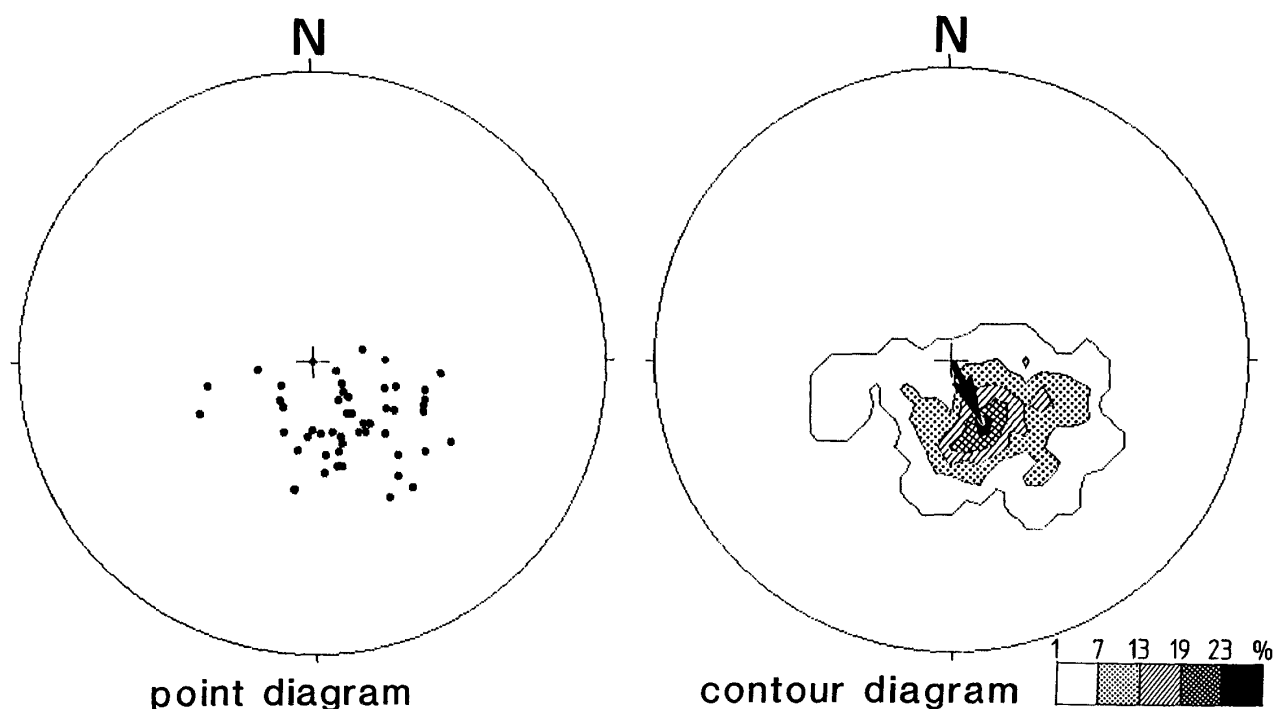


Fig. 6. Projection of the *ab*-plane of 50 clasts on the lower hemisphere of a Schmidt's net. Arrow indicates the current direction. Locality: No. 10 (see Fig. 1).

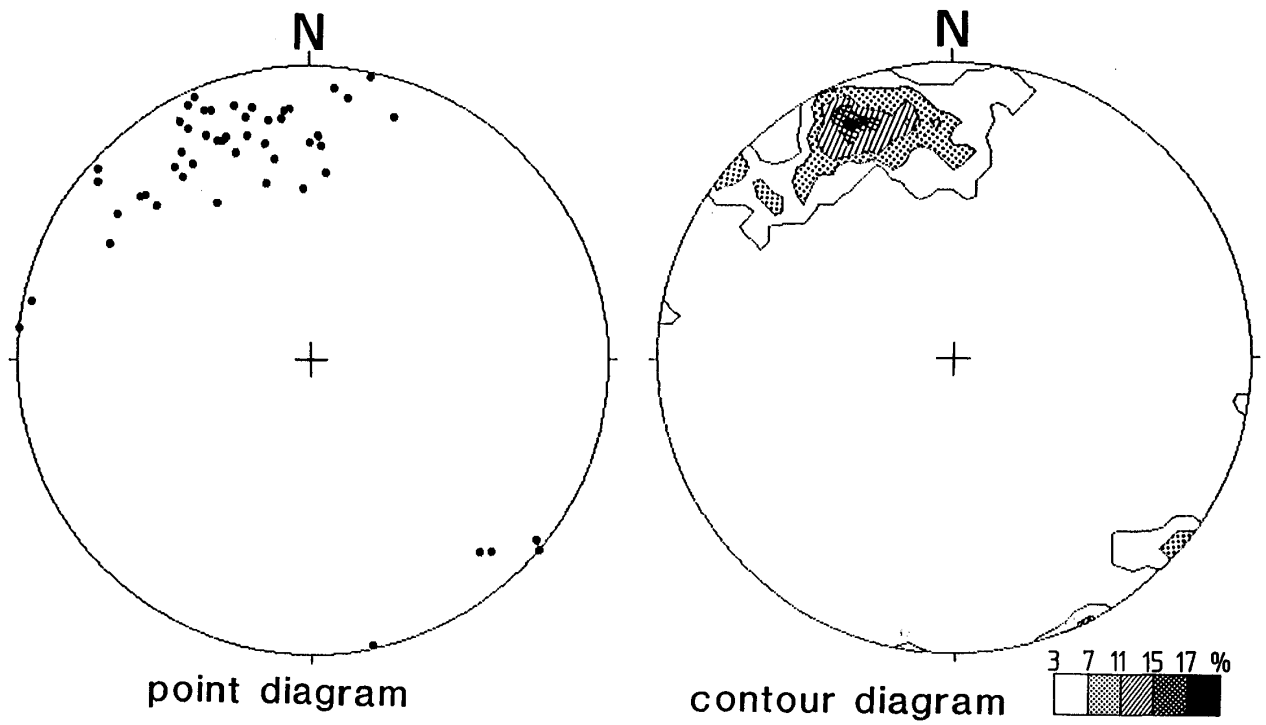


Fig. 7. Projection of a -axis of 50 clasts on the lower hemisphere of a Schmidt's net.
Locality: No. 10 (see Fig. 1).

Table 1. Corrected paleocurrent directions and azimuths of the a -axis of gravels. For localities see Fig. 1.

Loc.No.	Current direction	Azimuth of a -axis
1	101°	6°
2	127°	52°
3	81°	45°
4	92°	7°
5	165°	91°
6	166°	95°
7	98°	155°
8	193°	0°
9	150°	130°
10	153°	157°
11	245°	60°
12	118°	17°
13	90°	42°
14	120°	18°
15	105°	172°
16	163°	6°
17	51°	105°
18	59°	35°

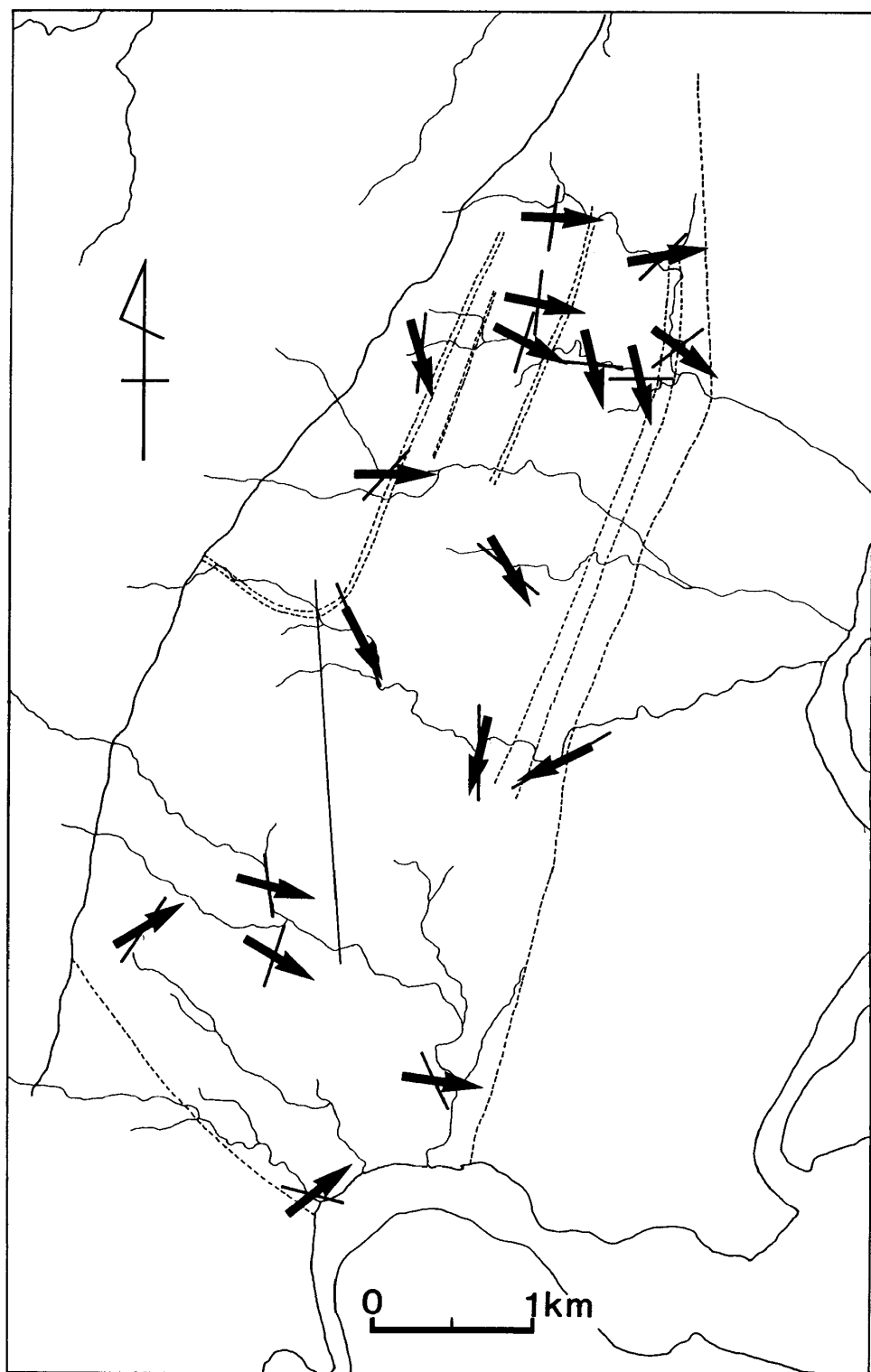


Fig. 8. Directions of paleocurrents (arrow) obtained from oriented gravels and azimuths of the a -axis of gravels (bar).

(2) 結 果

本礫岩は全体にわたって中粒～粗粒砂の基質からなる基質支持礫岩である。個々の礫の円磨度は0.6～0.8で、形状は“Bladed”から“Elongated”である。また構造運動による2次的な礫の回転を示すような性状は認められなかった。

礫のファブリックから得られた古流向とa軸の方向はFig. 8のとおりである。北部と南部では主に西から東への古流向が優勢であり、中部ではおおよそ北西から南東への古流向が示されている。

流向とa軸の方向との関係については、層位的に下半部では北の方で両者は大きい角度で斜交しているが、中～南部で斜交角度が小さい。鍵層Bの上位と南部の向斜軸付近では流向とa軸の方向は直角に近い関係になっている。この部分の堆積構造は成層構造を示す。さらに最上部では両者の斜交角は比較的小さい。

3. 礫種組成および最大礫径

(1) 測定方法

礫種組成の垂直的・水平的変化を検討するため、1露頭内の最大礫を含む部位に於て、約1 m²内の径2 cm以上の礫を、砂岩類・泥岩類・花崗岩類・凝灰岩類・その他の6種類に分けその個数の百分比を求めた。

また礫岩中の各単層内の最大礫径の測定は、堆積物の運搬能力とそこでの堆積構造との関係を考察するうえで重要である。今回測定した最大礫径の多くは、露頭中での礫の見かけのa軸の長さで、一部抽出可能なものは、その礫のa軸の長さで表した。

(2) 礫種組成および最大礫径の分布

本礫岩では、細粒砂岩・中粒砂岩・粗粒砂岩（おもに石質ワッケ・長石質ワッケ）などの砂岩類、黒色頁岩、黒雲母花崗岩・黒雲母斑状花崗閃緑岩などの花崗岩類、角閃石安山岩・両輝石安山岩・両輝石角閃石安山岩などの安山岩類、安山岩質凝灰岩のほかチャート、ホルンフェルス、蛇紋岩、砂質弱変成岩など多くの礫種が確認できた。この中で、蛇紋岩の礫は、久成付近（R 1地点）で1個、砂質弱変成岩の礫は、寺沢川より手打沢川へ至る道路上（R2地点）で1個確認されたのみである。

Fig. 9は、これら多種の礫を、砂岩類、泥岩類、花崗岩類、安山岩類、凝灰岩類、その他、の6種に大別し、その礫種組成の層序的、地域的分布を示したものである。本礫岩はほとんどの地点で硬質砂岩・泥岩（主に黒色頁岩）などの堆積岩礫が卓越している。しかも、堆積岩礫は上部に向かって増加する傾向があり、一般に鍵層Aより上では50%以上を占めている。これに対して、花崗岩類、安山岩類の礫は下部ほど多くなる。礫種組成の水平的変化については、最下部で安山岩礫が南に向けてやや減少する傾向が認められるほかは顕著な変化はみられない。

Fig. 10は最大礫径とその礫種の分布を示す。測定地点毎の最大礫は中礫から巨礫まで変異の幅があるが、それらの水平的分布については有意の傾向は認められず、かなりの地点で巨礫が卓越している。そのなかでも、鍵層Aより下位と鍵層Cより上位では径512 mm以上の巨礫が優勢である。

最大礫の礫種としては砂岩が最も優勢で、次に花崗岩類が多い。

IV. 考 察

以下では、堆積学的解析によって得られた結果をまとめ、礫岩の運搬と沈積の機構、後背地、構造運動との関係などについて考察を行う。

本礫岩は、厚さ2000 m以上の厚い礫岩で、砂岩、泥岩を頻繁に挟在する。各単層内に観察された内部堆積構造は、おもに級化構造（正級化、逆級化）、成層構造で特徴づけられる。成層構造を示す部位では、一般に覆瓦構造が顕著で礫のファブリックの測定により古流向を求めることが出来た。級化構造（特に正級化構造）を示す部位においても、礫の並びに方向性がみられることが多く、そのファブリックから古流向を求めた。それによると、北部、南部ではおもに西から東への流向、中部では北西から南東への流向を示す（Fig. 8）。流向とa軸との関係についてみると、北部と南部の一部で両者の斜交角度が大きいほかは、比較的斜交角が小さいか、ほとんど平行である。WALKER (1975) は、重力流堆積物においては古流向とa軸方向が平行になること、トラクションによって礫が転がって運搬されるとき古流向とa軸方向が直交することを論じている。また、OKADA &

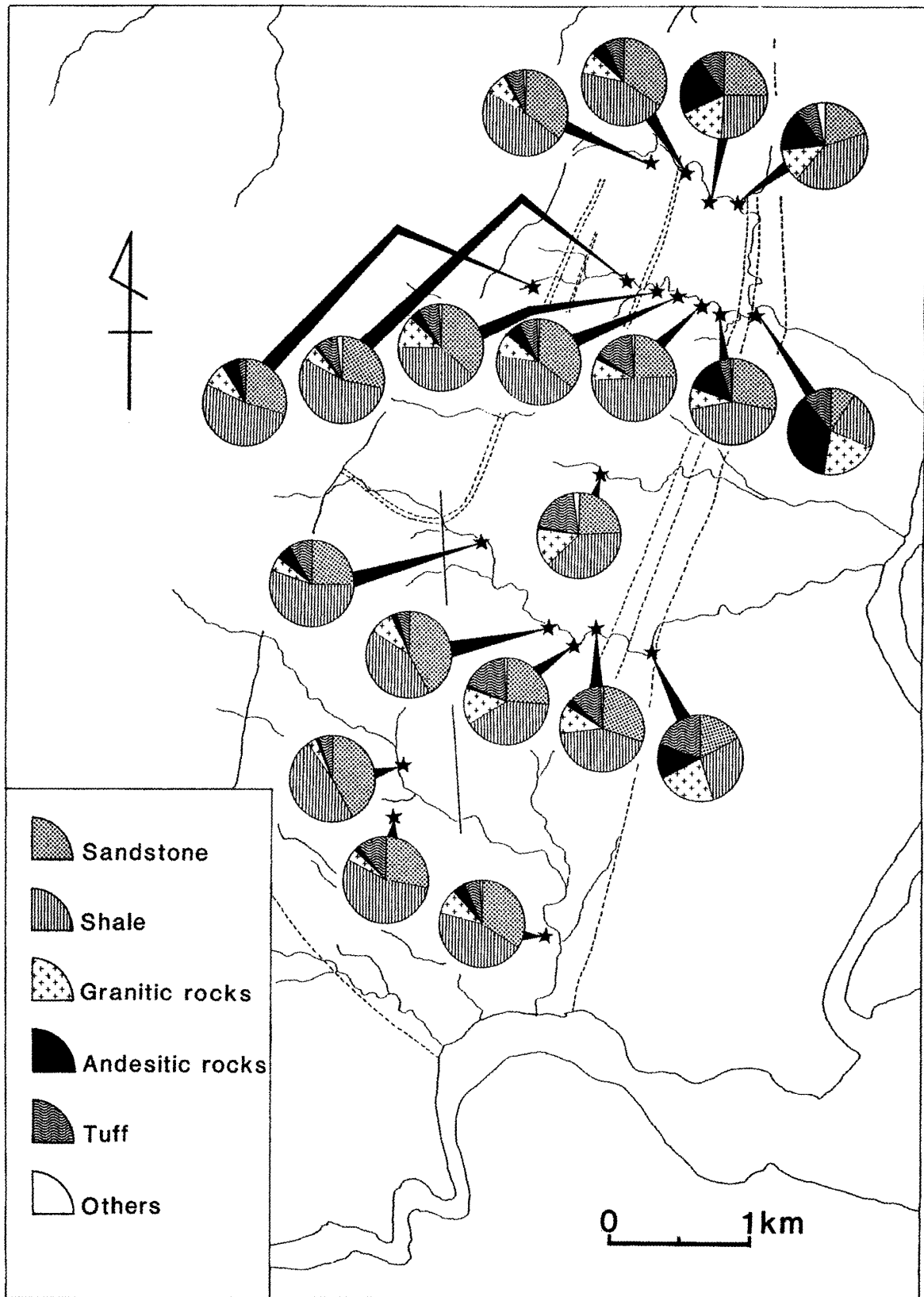


Fig. 9. Variations of clast compositions.

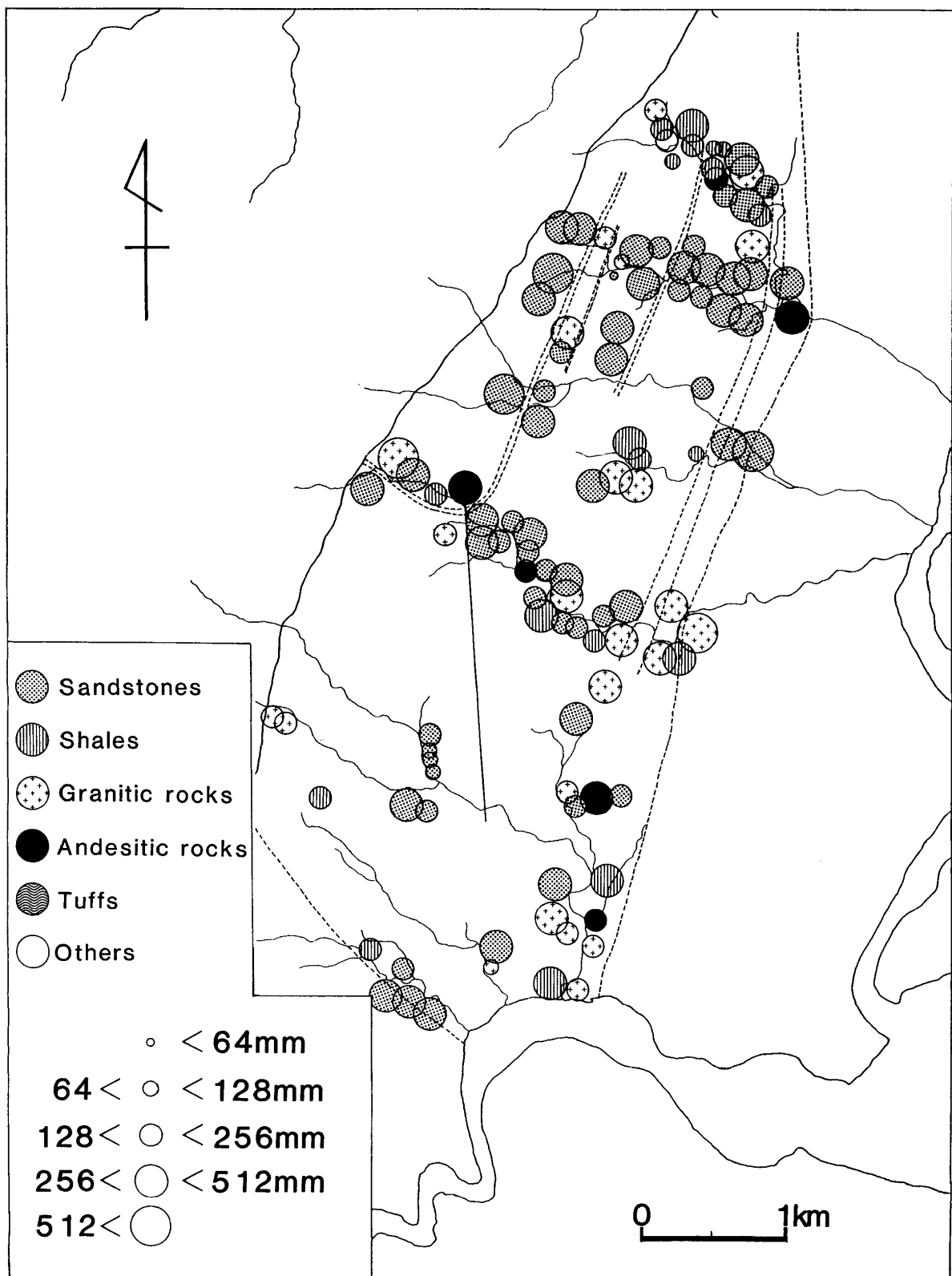


Fig. 10. Maximum-size distribution of clasts and their compositions.

TANDON (1984) による北海道中新世重力流堆積物のファブリックの研究でも，a 軸方向と古流向の平行的な関係が示された。

本礫岩中では明瞭な侵食構造（チャンネル構造）は 2 カ所で確認されたのみである。

以上の結果を次のようにまとめることができる。

1) 本礫岩中の多くの部位で正級化，逆級化構造が観察された。

2) 古流向と礫の長軸の方向が平行に近い関係は，上記 1) の特徴を示す堆積層に発達している。成層構造を示す礫層では流向と礫長軸方向は直角に近い関係にある。

3) 古流向は地域的にまとまった方向性を示す。

4) 級化礫層にはチャンネルなどの侵食構造が認められる。

これらのことから，本礫岩の中で正級化，逆級化構造を示すものは重力流堆積物であり，成層構造を示す礫層は礫の転動を主とする掃流性の運搬過程によるものと考えられる。

礫の供給源については，最も含有率の高い砂岩・泥岩類はそれらの岩質から四万十帯を供給後背地と考えることができる。安山岩礫については下位の西八代層群および現在曙逆断層により西側に接している櫛形山層群に由来する可能性が高い。本礫岩中にかなりの量含まれている花崗岩礫の供給地については明らかにするに至らなかった。また少量ではあるが，弱変成チャート，砂質弱変成岩，ホルンフェルス，蛇紋岩などの礫も確認できたことから，四万十帯以外に秩父帯，三波川帯，領家帯の岩石も関与した可能性がある。

狩野ほか (1985) は本礫岩最下部及び上部に於て，底生有孔虫により堆積時の古水深を推定している。これによると，最下部で 1000 m 前後，上部で数 100 m である。岩相とこの様な資料から，曙礫岩は陸棚斜面下の水深数 100 m (200～1000 m) のトラフ状の堆積場に堆積したと考えられる。そのような環境は現在の富士川河口沖の駿河トラフに比較されよう。また当時の後背山地は，現在急激な隆起活動の場に置かれている赤石山地のような隆起量（檀原，1971）に匹敵する活発な隆起運動下にあったと推測される。

V. 結 論

山梨県身延山地中富地域の曙礫岩に関する堆積学的研究により，以下の結論を得た。

1) 曙礫岩には内部堆積構造として正級化構造，逆級化構造，成層構造が発達している。礫ファブリックの特徴も考慮すると，級化堆積礫岩は重力流の，成層礫岩は掃流の運搬過程で堆積したと考えられる。

本礫岩の岩相特性と狩野ほか (1985) による堆積時の古水深から，曙礫岩は陸棚斜面下の水深数 100 m (200 m～1000 m) のトラフ状の堆積場に堆積したと考えられる。

2) 礫種組成，古流系解析の結果から本礫岩中の礫は四万十帯起源のものを主とし，秩父帯，三波川帯，領家帯から供給されたものもあるかもしれない。安山岩礫は下位の西八代層群，西に接する櫛形山層群が関係していたと思われる。しかし，花崗岩礫の起源を特定することはできなかった。

謝 辞

この研究をまとめるに当たり，貴重なご教示・ご討論をいただいた狩野謙一博士（静岡大学教育学部），新妻信明博士・黒田直博士・増田俊明博士（静岡大学理学部）に厚くお礼申し上げる。狩野謙一博士，大塚謙一博士（静岡大学理学部）には原稿を査読していただいた。

また本研究には文部省科学研究費補助金（課題番号 60460054）の一部を使用した。ここに明記して当局に深甚なる謝意を表する。

文 献

- 秋山雅彦 (1957)，山梨県富士川上流地域の新第三紀層の層序と地質構造について，地質雑，**63**，669—683。
 天野一男 (1986)，多重衝突帯としての南部フォッサマグナ，月刊地球，**88**，581—585。
 鎮西清高・松島義章 (1987)，南部フォッサマグナ地域の第三紀貝化石群，日本古生物学会 1987 年年会講演予稿集，104—105。
 檀原 毅 (1971)，日本における最近 70 年間の総括的上下変動，測地学会誌，**17**，100—108。

- 本間岳史 (1976), 丹沢山地北縁の地質構造. 地質学論集, **13**, 279-297.
- 狩野謙一・鈴木勇也・北里 洋 (1985), 富士川上流中富地域の静川層群の古地理. 静大地球科学研報, no. 11, 135-153.
- KRUMBEIN, W.C. (1941), Measurement and geologic significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Jour. Sed. Petrol.*, **11**, 67-72.
- 松田時彦 (1958), 富士川地域北部第三系の褶曲形成史. 地質雑, **64** (754), 325-345.
- (1961), 富士川谷新第三系の地質. 地質雑, **67** (785), 79-96.
- MATSUDA, T. (1978), Collision of the Izu-Bonin Arc with central Honshu : Cenozoic tectonics of the Fossa Magna, Japan. *Jour. Physics Earth*, **26** (Suppl.), 409-421.
- NIITSUMA, N. and —— (1985), Collision in the South Fossa Magna area, Central Japan. *Recent Progr. Natural Sci. Japan*, **10**, 41-50.
- 尾田太良・秋元和実 (1987), 南部フォッサマグナにおける浮遊性有孔虫化石による地質年代. 日本古生物学会 1987年年会予稿集, 99.
- 岡田尚武 (1987), 南部フォッサマグナにおけるナンノ化石の古生物地理と年代. 日本古生物学会1987年年会予稿集, 100-101.
- OKADA, H. and TANDON, S.K. (1984), Resedimented conglomerates in a Miocene collision suture, Hokkaido, Japan. *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.* **10**, 413-427.
- 太田英将・石黒 均・岩橋 悟・新妻信明 (1986), 丹沢山地東部の地質. 静大地球科学研報, no. 12, 153-189.
- 大塚弥之助 (1955), 静川層群について. 震研彙報, **33**(3), 449-469.
- SNEED, E.D. and FOLK, R.L. (1958), Pebbles in the lower Colorado River, Texas : a study in particle morphogenesis. *Jour. Geol.*, **82**, 205-224.
- 田村淳一・金子 剛・新妻信明, 1984 : 山梨県西部・巨摩山地南部の地質. 静大地球科学研報, no. 10, 23-53.
- WALKER, R.G. (1975), Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 737-748.