

長野県中部の第三紀層における化石漣痕 についての二、三の考察

田中邦雄・寺平 宏*・斉藤保人*

1. ま え が き

地質時代のさまざまな現象は岩石の中にさまざまな形で残されている。特に堆積岩の中にみられる微細な構造は、堆積当時の環境を明らかにする手がかりを与えるものが多い。化石漣痕もその1つである。漣痕を化石とよぶことは適当ではないが、現生の漣痕と区別するために従来から“さざ波の化石”、“波跡の化石”とよばれているので、こゝでもその扱いをする。

漣痕の生成機構などについては後にくわしく述べることにするが、昔から漣痕についての研究は数多く、野外の化石漣痕の観察と同時に、現在の海岸に於ける観察、室内実験などが報告されている。

小文では、長野県中部の第三紀層に認められる数多くの漣痕の記載を中心にして、現在の川や海での漣痕の観察、室内実験による漣痕の出来方を述べ、漣痕の生成条件、保存条件を考察し、化石漣痕からみた第三紀層堆積当時の環境の推定を試みたい。

この研究をすすめるにあたり、野外調査に同行していただいた明科中学校関全寿氏、研究の便宜を与えられた前豊科中学校長高橋吉雄氏、前岡谷西部中学校長佐藤恒人氏、岡谷西部中学校長佐藤重人氏に厚く感謝する次第である。

2. 地 質 概 説

調査地域は、長野県中部の生坂山地、中山山地から小県郡青木村、上水内郡土尻川流域にわたる地域である。説明の都合上、調査地域を前記4地区に分けて述べることにするが、生坂山地は、豊科町田沢地区から東筑摩郡明科町北部・生坂村・坂北村・本城村にわたる地域である。中山山地は東筑摩郡明科町・生坂村・北安曇郡池田町・八坂村・大町市にわたる1市2町2村の東西約7km、南北約17kmの地域で、この北に上水内郡中条村・小川村・北安曇郡美麻村にかけて東西約20km、南北約4kmの土尻川地域がつよく。

調査地域の地質については、本間(1931)、内村団研グループ(1953)、森下・他(1955)、犀川団研グループ(1965)、八木(1958)等の多くの報告があるが、これらの研究者の地層区分を対比すると第1表のようになる。

つぎに各地域の地質についてかんたんに説明する。

1) 生坂山地の地質

生坂山地は森下・他(1955)の地層区分に従って説明するが、差切礫岩砂岩層と重夾炭層は込地向斜の西翼では区分しにくいので、一括して山清路礫岩砂岩層(1965、犀川団研グループ)として説明する。

* 42年度科学教育研究室研究生

第 1 表 対 比 表

地質時代	フオツ サマグ ナ標準	本間不二男 (1931)		内村グループ (1953)	森 下・他 (1955)	八 木 (1958)	
						上流地域	下流地域
沖積世		沖 積 層					
		新河床礫層					
洪積世	豊野階	旧河床礫層					
		塩 川 層					
鮮新世	猿丸階					萩野砂岩 礫岩層	城下砂岩礫岩層
	柵 階	柵 層				高府泥岩層	五十里砂岩層
上 部	小川階	小川層	上部	小 川 層	込地泥岩砂岩互層	境宮泥岩砂岩層	論地泥岩層
中新世			下部		高桑凝灰岩層		
					重 夾 炭 層		
					差切砂岩礫岩層		
中 部	青木階	青木層	上部	青木砂岩層	赤松泥岩砂岩互層		
中新世			下部				
	別所階	別 所 層		別所頁岩層			
下 部	内村階	内 村 層					
中新世	守屋階	守 屋 層					

(1) 赤松泥岩砂岩互層

〔模式地〕：東筑摩郡坂北村赤松付近

〔層 厚〕：900m (麻績川流域)

砂質泥岩を主とし、細粒ないし中粒砂岩をはさみ、泥岩の優勢な部分と、両者の互層になっている部分とがある。泥岩にはノジュールを含み、砂岩には植物破片を多く含んでいる。互層の部分の砂岩の上面には漣痕が多い。層厚は麻績川流域で900m、化石は少ないが、稀に軟体動物の化石を産出する。

(2) 山清路礫岩砂岩層

〔模式地〕：東筑摩郡生坂村山清路

〔層 厚〕：1040m

姫川団体研究グループ (1958)	田中邦雄・他(1961) (東部) (西部)	田中・平林(1964) (中山山地)(生坂山地)	田中邦雄・他(1967) (中山山地) (生坂山地)				
大穴山礫岩部層		大穴山礫岩層	大穴山礫岩層	大穴山礫岩層			
日野礫岩部層		日野礫岩砂岩層	日野礫岩砂岩層	法道礫岩砂岩層			
社タフ・礫岩部層		社凝灰岩礫岩層	社凝灰岩礫岩層	社凝灰岩礫岩層			
	込地砂質泥岩 砂岩礫岩層						
	高桑凝灰岩層	H層	野平砂質 山清路礫	麻績累層	石原板状砂岩層	中込凝灰岩層 重夾炭層	
	山清路礫岩砂岩層	G層	泥岩層 岩砂岩層	川累層	平畑砂質泥岩層 袖山砂岩礫岩層 金井沢泥岩砂岩層	岩殿山砂岩礫岩層 丸木魂状砂岩層	
	会砂岩砂質泥岩層	F層 E層 D層 C層 B層	豊盛砂質 泥岩層 袖山礫岩 砂岩層	小立野入層	青木累層	小立野入砂質泥岩層 池沢板状砂岩層 細田泥岩砂岩層 堀平砂岩層 北山砂質泥岩砂岩層 木戸砂岩礫岩層	
		A層	明科黒色泥岩層	別所累層		明科黒色泥岩層	

中粒ないし粗粒の砂岩を主とし、時に中礫岩をはさみ、黒色ないし青灰色の泥岩や砂質泥岩をはさむ。泥岩はとこにより炭質となり、一部は亜炭になっている。本層中部の泥岩および砂質泥岩の中にはサンドパイプの密集帯が数枚存在する。込地向斜の東翼ではよく連続するカキの化石層がはさまれているが、西翼の山清路付近ではあまり連続性がない。

(3) 高桑凝灰岩層

〔模式地〕：東筑摩郡麻績村高部落神社裏

〔層厚〕：120m (高付近)

軽石粒を含まない酸性凝灰岩で、両錐型の高温型石英、自型の黒雲母を含む。込地向斜の東翼では厚いが、西翼では北へ行くにつれて厚さを減じ、尖滅する。層厚は重付近で50m、山清路付近で25mである。本層は長野市付近の裾花凝灰岩に連続する。

(4) 込地泥岩砂岩互層

〔模式地〕：生坂村中込部落西トンネル

〔層厚〕：300m（麻績川流域）

下部は中粒ないし粗粒の砂岩および礫岩が多く、上部は砂質泥岩が多くなる。石炭層をはさむが、炭化度は極めて低い。層厚は中込のトンネル付近で300m、化石は乏しいが、中上部から植物化石を産出する。

2) 小県郡青木村付近の地質

(1) 別所累層

〔模式地〕：湯川流域（塩田町別所温泉）

〔層厚〕：500m（別所付近）

内村累層に整合に重なり、青木累層に整合におおわれる。基底部には10mほどの灰色砂岩がある。この上部には黒色泥岩が重なり、砂岩はほとんどはさまない。層理の明らかでない部分が多いが、ラミナの発達がよく、時には板状に割れ易い部分がある。魚鱗・有孔虫などの化石を多産し、貝類化石・鯨類・植物化石なども産する。場所により玄能石を含む。

(2) 青木累層

〔模式地〕：小県郡青木村原池付近

〔層厚〕：1050m

別所累層の上に整合に重なり、小川累層に整合におおわれる。主として、礫岩・砂岩・砂質泥岩からなる。一般に下部には礫岩・砂岩が多く、上部は砂質泥岩が多い。層厚は西部で厚く1000mを越えるが、東部ではうすく300m～500mである。この地域からの化石の産出は少なく、*Ostrea sp.* *Dosinia sp.*などを産出するにすぎない。

(3) 小川累層

この地域では北西部に一部分布するだけである。青木累層に整合に重なり、砂岩を主とし、礫岩・砂質泥岩・石炭層をはさんでいる。

3) 中山山地の地質

(1) 金井沢泥岩砂岩層

〔模式地〕：東筑摩郡明科町金井沢および池田町宮ノ平付近

〔層厚〕：380m

明科町萩原から金井沢、さらに北方へかけて分布し、暗灰色泥岩と灰褐色砂岩の頻互層を主とする。本層は八代沢向斜に支配されて、金井沢東方から2本のくさび形に東西に分かれて北へのびる。上位の袖山層とは整合である。東縁は明科一才光寺断層によって断たれ、西縁は中山断層によって切られている。分布は東翼は金井沢から池田町白日、さらに大久保をへて広津区前田で尖滅している。西翼は金井沢より田ノ入、宮ノ平をへて長谷久保南部に達している。岩相は主として泥岩と砂岩の頻互層で、西翼では各所で地むり頻発地帯をつくっている。金井沢以南と東翼の一部では砂岩が優勢で、一部に細礫岩をはさんでいる。中山断層に接する近くでは、急傾斜の部分や、小断層・小褶曲が多い。東縁も厚川擾乱帯の影響を受けて乱れているところが多い。

(2) 袖山砂岩礫岩層

〔模式地〕：池田町八代沢中流付近の路傍

〔層厚〕：280m

明科町金井沢から生坂村袖山、長谷久保、池田町楡室、菅ノ田にかけて細礫を含む砂岩の優勢な部分があり、袖山砂岩礫岩層とした。下位の金井沢層とは整合である。岩相はやゝ硬い粗粒板状砂岩が主で、暗灰色の砂質泥岩をはさんでいる。砂岩は一部礫質となり、細礫または中礫を含んでいる。分布は北陸郷をほぼ中央にして広く南北性ののびを示し、東翼は生坂村牛沢を経て北北東に擾乱帯にそって弧状にのび、菅ノ田東で次第に尖滅しながら明科一才光寺断層に切られている。西縁は桃ノ木断層に断たれて平畑砂質泥岩層と接している。本層は下位の金井沢層に比較して硬いので、残丘的に高くなっており、人家がそれらの尾根付近に集っている。地味りも少ない。北陸郷では犀川に面して崖を作っている。

(3) 平畑砂質泥岩層

〔模式地〕：池田町広津区六地藏から堀越にいたる路傍

〔層厚〕：410m

広津区正ノ田・平畑・生坂村才光寺西方・八坂村横瀬・押ノ田等に広く分布する。岩相は暗灰色砂質泥岩を主とするも、ところによっては砂岩と砂質泥岩の細互層となることもある。平畑付近では砂岩が優勢で、919高地および菅ノ田の高地を形成している。広津区六地藏から堀越間にはNE-SW方向の波曲構造が認められる。

(4) 石原板状砂岩層

〔模式地〕：北安曇郡八坂村石原一葛蒲付近

〔層厚〕：500m

金熊川にそった八坂村葛蒲一石原間に板状の砂岩の優勢な地域がある。岩相は砂岩が主で、暗灰色、ラミナがよく発達し、板状に割れやすい。ときどき中礫岩をはさむ。砂岩は中粒ないし粗粒で、連続性があり、泥岩などの偽礫をふくみ、崖を作りやすい。偽礫は風化、侵食されやすく、砂岩の中に虫の喰ったような風化を残す。本層は下位の平畑層に整合に重なる。

4) 土尻川流域の地質

(1) 千見砂岩層

〔模式地〕：北安曇郡美麻村千見

〔層厚〕：900m

本層は北安曇郡美麻村千見から万中にいたる土尻川流域でよく観察される。岩相は中粒ないし粗粒の砂岩で、ところどころに暗灰色の砂質泥岩をはさんでいる。砂岩は石英にとみ、古期堆積岩の円礫や花崗岩の細礫・泥岩の細礫をふくむ細礫岩をはさむことがある。砂岩中にはクロスラミナや波長数cmの漣痕層が数枚みられ、また、長さ10~40cm、直径1~5cmのサンドパイプもみられる。一方、しばしば風化により虫喰い状となっていることがある。砂質泥岩は桑木沢付近によく発達している。千見付近では硬い無層理の砂岩層となり、ところどころに欧穴がみられる。化石は植物化石の破片が認められるにすぎない。

(2) 境ノ宮泥岩砂岩互層

〔模式地〕：上水内郡小川村境ノ宮

〔層厚〕：450m

北安曇郡美麻村の南田、菅久保から上水内郡小川村初引にかけてみられる砂岩と砂質泥岩との互層である。砂岩は淡褐色の中粒ないし粗粒で、2~3mの厚さの細礫岩層をはさんでいる。岩相は下部は砂岩が優勢であるが、上部は砂質泥岩が多くなっている。初引か

ら芋ノ沢に続く *Ostrea bed* を上限として、千見から中畑と連続している。礫岩層の中には、*Ostrea* sp. が多く、他に *Patinopecten*, *Anadara* などの貝類化石やウニの化石が含まれている。砂岩層の上部には漣痕がみられる。

(3) 高府泥岩層

〔模式地〕：上水内郡小川村高府付近

〔層厚〕：800m

高府から初引にいたる土尻川流域に発達している。模式地では灰黒色の砂質泥岩が主で、しばしば厚さ20cm以下の中粒砂岩をはさんでいる。日影付近では砂岩や礫岩の厚層が発達する。本層は土尻川流域では主として砂質泥岩であるが、南部になるほど砂岩砂質泥岩互層となる。津和付近では砂岩が優勢となり礫岩をはさんでくる。小川村小根山東南の土尻川の川床からは富沢恒雄により *Anadara amicula*, *Ostrea gigas*, *Cardium* sp., *Mercenaria yokoyamai* などの化石が報告されており、小根山化石層とよばれている。また、これらと類似の化石は小川村下市場付近の土尻川河床からも産出する。

(4) 五十里砂岩層

〔模式地〕：上水内郡中条村五十里

〔層厚〕：300~450m

岩相は大部分が砂岩であるが、岩相の変化が著るしく、砂岩泥岩の互層となったり泥岩をはさんだりその変化は著るしい。本層からは貝化石が豊富に産出しており、富沢恒雄(1947)によれば、*Anadara amicula*, *Glycymeris yamasakii*, *G. minochiensis*, *Chlamys* sp. などやウニの化石が報告されている。

(5) 城下砂岩礫岩層

〔模式地〕：上水内郡中条村城下

〔層厚〕：350m+

この層は中条村城下付近によく発達している。岩相は中粒ないし粗粒の砂岩が主で、わずかに小礫岩ないし中礫岩をはさんでいる。礫岩の礫はひん岩・安山岩・硬砂岩・チャートなどで、大きさは径0.5~15cmである。城下付近の砂岩層には泥岩の偽礫が含まれており、一部は虫喰い状に風化している。また、亜炭層やカキの化石層がはさまれている。化石はカキ化石層中に *Ostrea gigas* の他に *Trapezium japonicum*, *Corbicula sakaensis* を産する。本層からは数ヶ所から漣痕のある砂岩が認められる。

3. 化石漣痕

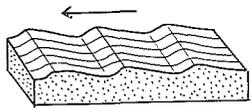
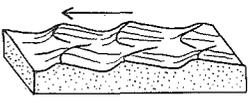
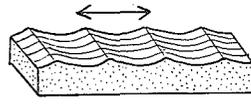
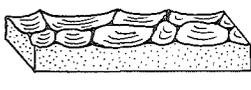
漣痕は風の作用によって出来る風成漣痕と、水の作用による水成漣痕の2つに大別されるが、本地域の化石漣痕は、すべて水成漣痕であり、次のように4つのタイプに分けることができる。

タイプⅠ

第1図および写真図版(第2図)に示すように、波頂部が線状となって、ほぼ平行に配列し、断面の形は非対称で、山と谷の部分は丸味を帯びているが、山の一方の斜面は急で、一方はゆるやかである。これは、一方向の流れの作用によって生じた水成漣痕で、流動漣痕とよばれるものの一つである。

タイプⅡ

第1図 化石漣痕のタイプ

タイプ	模 式 図	形 態
I		流動漣痕（波頂部平行状） 断面非対称
II		流動漣痕（波頂部舌状） 断面非対称
III		振動漣痕 断面对称
IV		不規則な凹凸

第1図および写真図版（第3図・第5図）に示すように、タイプIの線状に配列した波頂部の一部が下流側に突出して、舌状になっているもので、断面の形はタイプIと同じである。これも一方向の流水の作用による流動漣痕である。

タイプIII

このタイプは現在のところ、記録されている個所も少なく、形態がはっきりきめられないが、第1図に示すように、断面の形態は山の部分がやまどがり、谷は丸味を帯びていて、ほぼ対称形であり、左右に移動する水の作用によって生じた、振動漣痕の一種と思われる。

タイプIV

第1図および写真図版（第4図）に示すように、規則正しい配列はないが、凹部と凹部をかこむ凸部のあるもので、断面の形態は、漣痕状に山と谷がみられるが、波長・波高など一定でなく、方向性も認められない。

4. 化石漣痕の記載

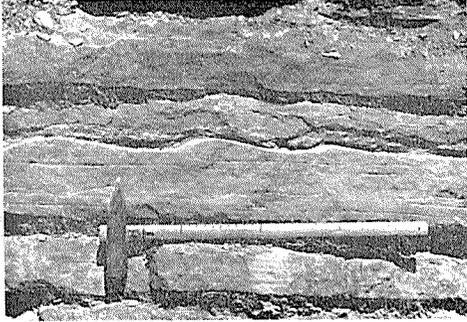
1) 調査の方法

化石漣痕は、浸食によって自然にあらわれた砂岩層の表面に多く観察される。第2表の化石漣痕調査一覧表および地形図に示すように、生坂山地から41個所、小県郡青木村付近から6個所、中山山地から7個所、土尻川流域から10個所を調査し、記載した。調査にあたっては、適当な露頭に恵まれず、また岩石の性質上、漣痕面が風化され易く、十分な観察のできなかった所や、写真図版第1図に示すように、漣痕の断面だけが露出しており、存在は認められるが、くわしい調査のできなかった場所も多い。従って、第2表にあげたものは、この地域の漣痕のすべてを示すものではない。

2) 観察の主な事項

化石漣痕について調査観察した事柄は次のとおりである。

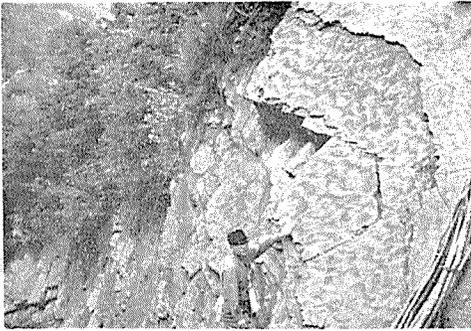
1



2



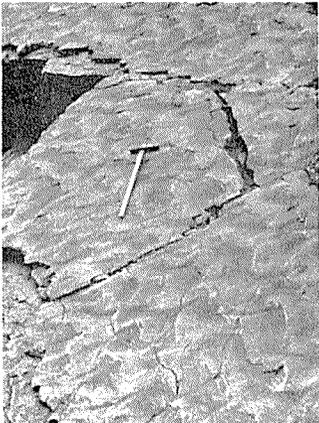
3



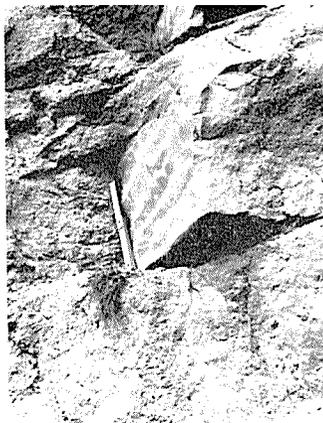
4



5



6



- 1 生坂村小立野 (断面)
- 2 坂北村寺沢 (Iタイプ)
- 3 坂北村細田 (IIタイプ)
- 4 美麻村千見 (IVタイプ)
- 5 坂北村細田 (IIタイプ)
- 6 生坂村山清路 (Iタイプ)

(1) 漣痕番号

整理の都合上の番号であり、生坂山地のものはA、小県郡青木村のものはB、中山山地のものはC、土尻川流域のものはDとした。

(2) 漣痕面

漣痕の印されている面を漣痕面というが、第2表に示してあるのは観察される露頭の面の長径と短径を測定した。

(3) 岩質

漣痕の印されている岩石、すなわち漣痕層と、上部の被覆層について岩質をあらわしたものである。

漣痕層の厚さは一様ではないが、5~20cmの板状砂岩が多く、中には数m以上に及ぶものもある。

被覆層は一般に粒度の小さい泥岩又は砂質泥岩で、時には石灰質のものもある。

(4) 波長

I・II・IIIのタイプは、山と山の距離の平均値、タイプIVでは凹部をかこむ周囲の長径・短径の平均値である。

(5) 波高

各タイプとも凹部（谷）と凸部（山）の距離を測定したものである。

(6) 漣痕率

漣痕率として波長/波高をとったが、第2表に示したものは、波長・波高ともにはば一定なI・II・IIIタイプについてだけ測定値をあげた。

(7) 水流の方向

Iタイプ・IIタイプについて漣痕断面の形態からその地層を水平にもどしたときの流動の方向をあらわしたものである。しかし、断層や褶曲など多くの地殻変動を受けているので、そのまゝ堆積当時の水流と考えることは適当ではない。

3) 生坂山地・小県郡青木村・中山山地・土尻川流域の4地域の化石漣痕一覧表（第2表）。

4) 漣痕を含む地層の柱状断面

第2図は漣痕を含む露頭の柱状断面図で、漣痕層・被覆層および上下の地層の関係を示したものである。

生坂山地の赤松層、小県郡の青木累層および中山山地の石原層では、中粒砂岩と砂質泥岩の互層する部分に漣痕が多く、中粒砂岩の内部にはしばしば泥岩の薄層の漣痕状の配列（波状葉理とよぶ）がみられる。

山清路層や土尻川流域においては、一般に漣痕層の砂岩が厚く、粗粒砂岩に礫を混えているが、漣痕面に近い処では、次第に粒度が細くなり、中粒砂岩となっている。

いずれの場合も漣痕面の砂岩は5~20cmぐらいの厚さで板状砂岩に漣痕が残されている場合が多い。

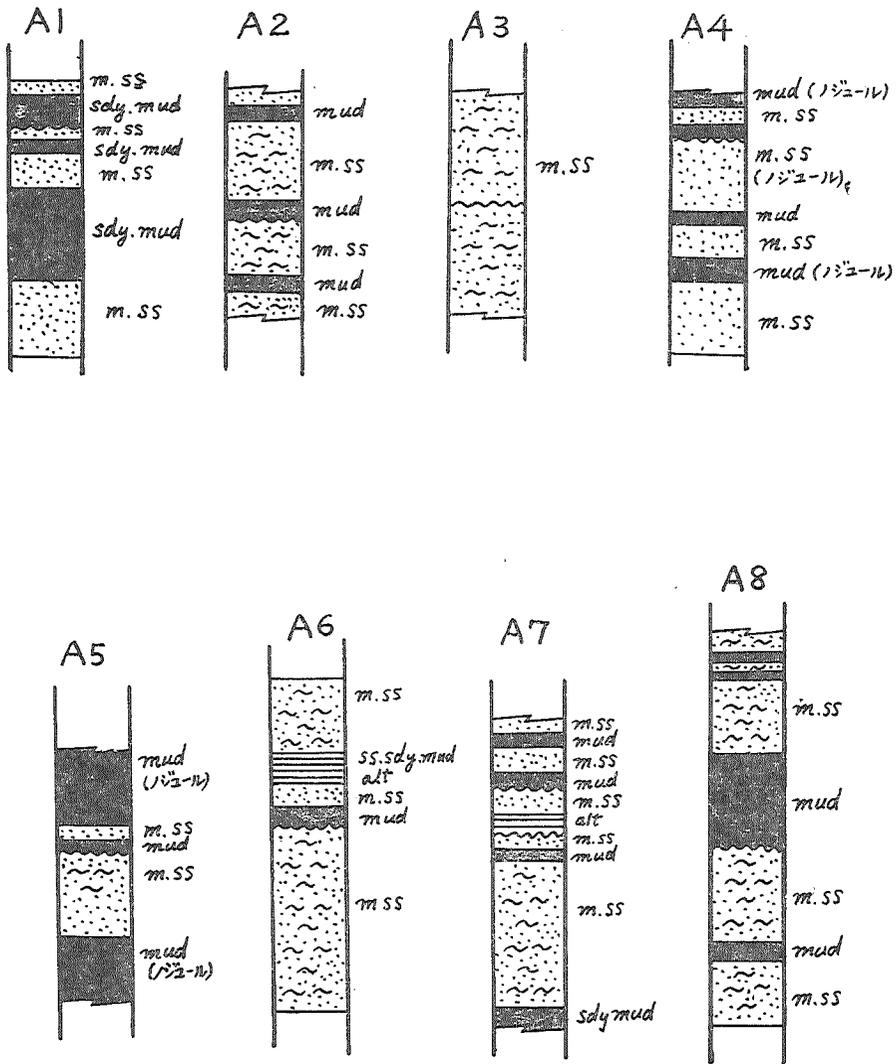
被覆層は一般にうすい泥岩で、砂質泥岩あるいは互層をしている場合は厚い。砂質泥岩や砂岩泥岩互層の場合には、被覆層の最下部は泥質で、上部になるにしたがって粒度を増す傾向がある。

第2表 化石漣痕調査一覧表

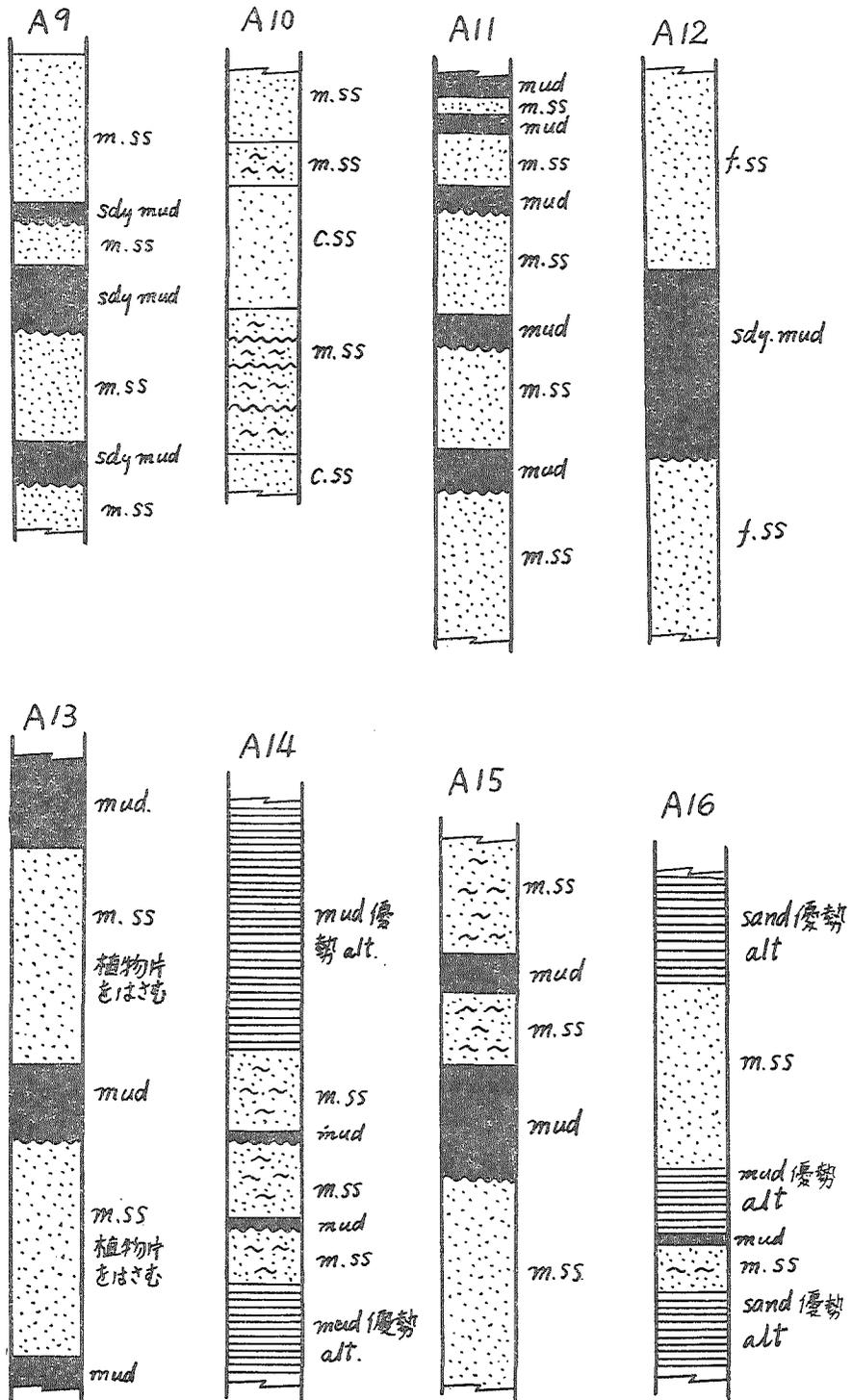
地域	漣痕番号	場所	走向・傾斜	漣痕面 m×m	岩 質		波長 cm	波高 cm	漣痕率	タイプ	水流の 方向
					被覆層	漣痕層					
生 坂	A 1	細 田	N24E・52W	5×2	砂質泥岩	中粒砂岩	16	1.3	12.3	II	SE
	A 2	寺 沢	N24E・60W	1×3	泥 岩	"	12	1.2	10.0	I~IV	SE?
	A 3	寺 沢	N30E・58W	0.7×1	"	"	12	0.7	17.2	I	S
	A 4	潮 沢	N50E・48W	2×8	"	"	15	1.7		IV	SE?
	A 5	小立野入	N20W・50E	1.5×3	"	"	15	1.5		IV	?
	A 6	"	N18W・48E	7×10	"	"	9	0.5	18.0	II	S
	A 7	裏日岐	N10E・70E	5×10	"	"	?	?		II	?
	A 8	池 沢	N 4E・66E	5×3	"	"	14	1.2	11.7	II	S
	A 9	上生坂	N10E・48E	4×3	砂質泥岩	"	15	2.0	7.5	II~IV	?
	A10	木 竹	N16E・80E	断面	泥 岩	"	?	?		?	?
山 地	A11	会	N14E・68W 逆 転	断面	"	"	Ca.12	Ca.1.5		?	?
	A12	日 岐	N10E・70E	0.5×1.2	砂質泥岩	"	16	1.7		IV	?
	A13	裏日岐	NS・72E	1.5×2	泥 岩	細粒~ 中粒砂岩	10	0.5	20.0	I	S
	A14	池 沢	N 4W・52E	断面	"	中粒砂岩	16	1.2	13.4	I?	S
	A15	下井堀	N42E・35W	"	"	"	Ca.13	Ca.1.5	Ca.8.7	I?	?
	A16	大日向	E18E・88E	"	"	"	Ca.14	Ca.0.8		?	?
	A17	大日向	N 6E・88W (逆 転)	"	"	"	Ca.12	Ca.1.2	Ca. 10.0	II?	?
	A18	古 坂	N10E・82W (逆 転)	"	"	"	?	?	?	?	?
	A19	矢 越	NS・62E	A20の一 部分	"	"	14	0.8	17.5	I	SW
	A20	矢 越	NS・62E	20×30	"	"	?	?		II	SW
地	A21	矢下沢	N40E・60W	2×6	"	"	11	0.6	18.3	I	SE
	A22	小立野入	N20W・48E	断面	"	"	?	?		IV	?
	A23	大口沢	N24E・50W	0.8×0.5	"	"	17	1.0	17.0	III	?
	A24	白 牧	N12E・65E	断面	"	"	?	?		?	?
	A25	白 牧	N28W・52E	"	砂質泥岩	"	?	?		?	?
	A26	取 出	N74E・30N	"	泥 岩	"	18	1.4		IV	?
	A27	取 出	N60E・38N	"	"	"	21	1.6	13.1	III	?
	A28	西 宮	N12E・35E	3×3	"	"	10	0.8	12.5	I	S
	A29	小立野	N34E・68E	3×0.7	砂質泥岩	"	17	1.9		IV	?
	A30	釜 蓋	N70W・22E	1.5×2	泥 岩	"	?	?		II	?
	A31	芥田原	N80E・40E	断面	"	"	?	?		III	?
	A32	マブネ	N70W・25E	"	"	"	?	?		IV	?

地域	漣痕番号	場所	走向・傾斜	漣痕面 m×m	岩 質		波長 cm	波高 cm	漣痕率	タイプ	水流の 方向
					被覆層	漣痕層					
	A33	山路清	N20E・90	0.3×0.4	泥岩	中粒砂岩	7	0.4	17.5	I	E
	A34	山清路	N8E・68W	1×5	砂質泥岩	"	20	2.5		IV	?
	A35	差切	N18E・68W	0.5×1.5	泥岩	中粒~ 粗粒砂岩	14	1.8		IV	?
	A36	差切	N18E・68W	0.3×1	"	粗粒砂岩	7	0.55	14.0	I	E
	A37	矢越ズイ 道の西	NS・30E	0.7×1.2	砂質泥岩	"	?	1.7		IV	?
	A38	桂	N30W・72E	3×5	泥岩	中粒~ 粗粒砂岩	25	2.5	10.0	II	?
	A39	桂	N30W・70E	1×3	"	"	?	?		IV	SE?
	A40	河鹿沢	N50E・20W	5×25	"	"	?	?		IV	?
	A41	河鹿沢	N80E・25W	20×50	"	"	?	?		IV	?
小 県 郡 青 木 村	B1	木戸	N80E・10N	断面	"	"	?	?		II	?
	B2	木戸	N60E・15N	"	"	"	13.5	0.9	15.0	I~II	?
	B3	木戸	N46E・14N	"	"	"	?	?		I~II	?
	B4	木戸	N70E・15N	"	"	"	?	?		II	?
	B5	原池	N80E・16N	"	"	"	?	?		II	?
	B6	弘法	N85E・12N	"	"	"	20	2.0	10.0	I~II	SE?
中 山 山 地	C1	布川	N60W・35N	"	砂質泥岩	粗粒砂岩	20	3.0	6.6	I	SE
	C2	大塚	N32W・20E	"	"	中粒砂岩	?	?		?	?
	C3	一ノ瀬	N10E・20W	"	"	"	15	1.3	11.5	II	SW
	C4	一ノ瀬	N20W・24E	"	"	"	?	?		?	?
	C5	石畳	N10E・34W	"	"	"	?	?		?	?
	C6	石畳	N20E・40W	"	泥岩	"	18	1.2	15.0	II	?
	C7	石原	N50E・35N	"	"	"	?	?		IV	?
土 尻 川 流 域	D1	城下	N60E・58S	2×1	砂質泥岩	中粒~ 粗粒砂岩	?	?		IV	?
	D2	中条	N20E・86SE	断面	"	"	25	2.0	12.5	I~II	SE?
	D3	中条	N25E・80SE	"	"	中粒砂岩	51	2.3	22.0	I	SE?
	D4	初引	N46E・60SE	0.4×15	"	"	10.5	1.0	10.5	I	S~ SE
	D5	千見・ 百地	N40E・78SE	断面	泥岩	"	?	?		IV	?
	D6	千見・本村	N40E・80SE	5×15	"	"	15	2.5	6.0	III	
	D7	千見・本村	N40E・80SE	断面	砂質泥岩	中粒~ 粗粒砂岩	?	?		IV	?
	D8	桑木沢	N45E・70SE	"	"	"	13.5	1.0	13.5	I	S~ SE
	D9	桑木沢	N45E・70SE	"	"	"	14.3	1.4	10.2	III	
	D10	青具由久保	N48E・70SE	"	泥岩	中粒砂岩	?	?		?	?

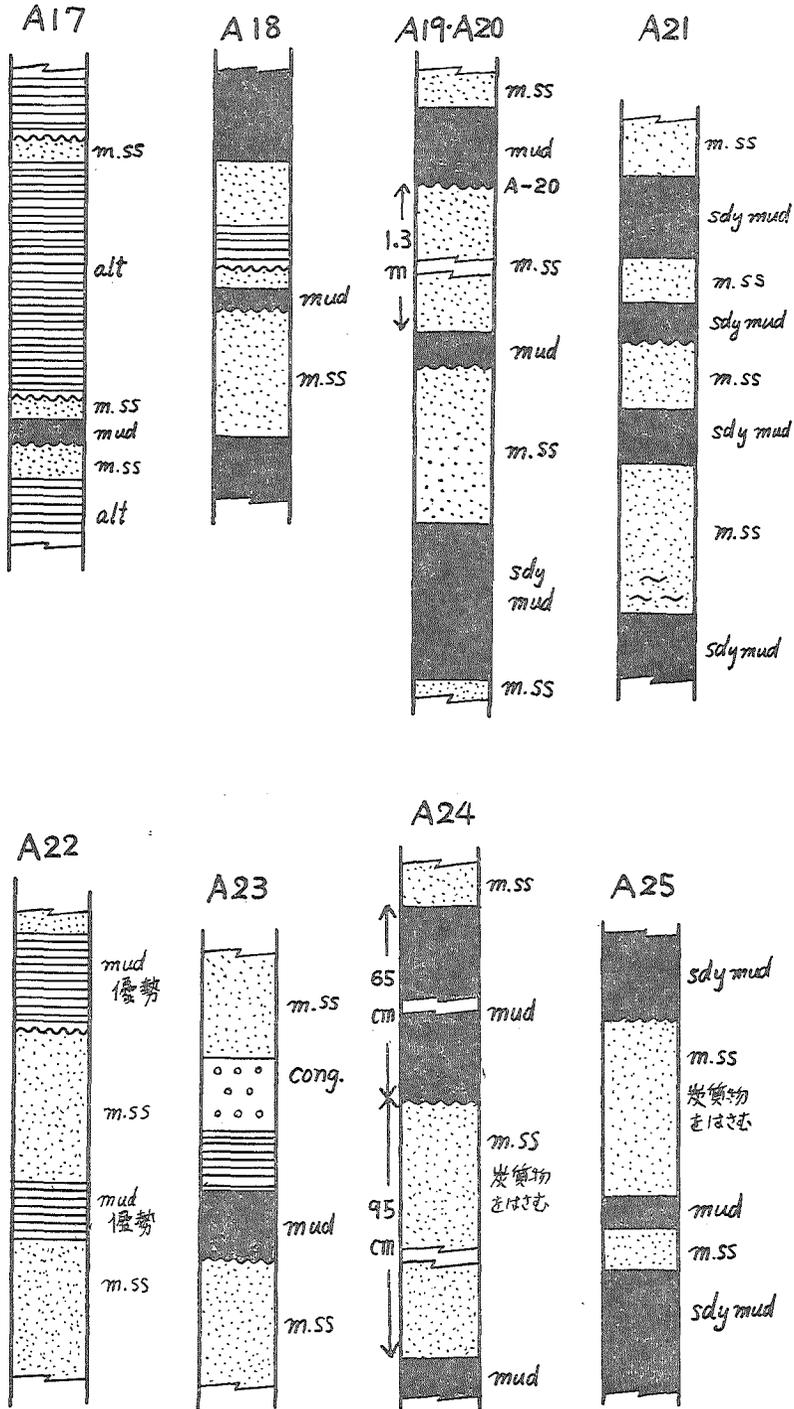
第2図① 化石跡痕を含む露頭柱状断面図



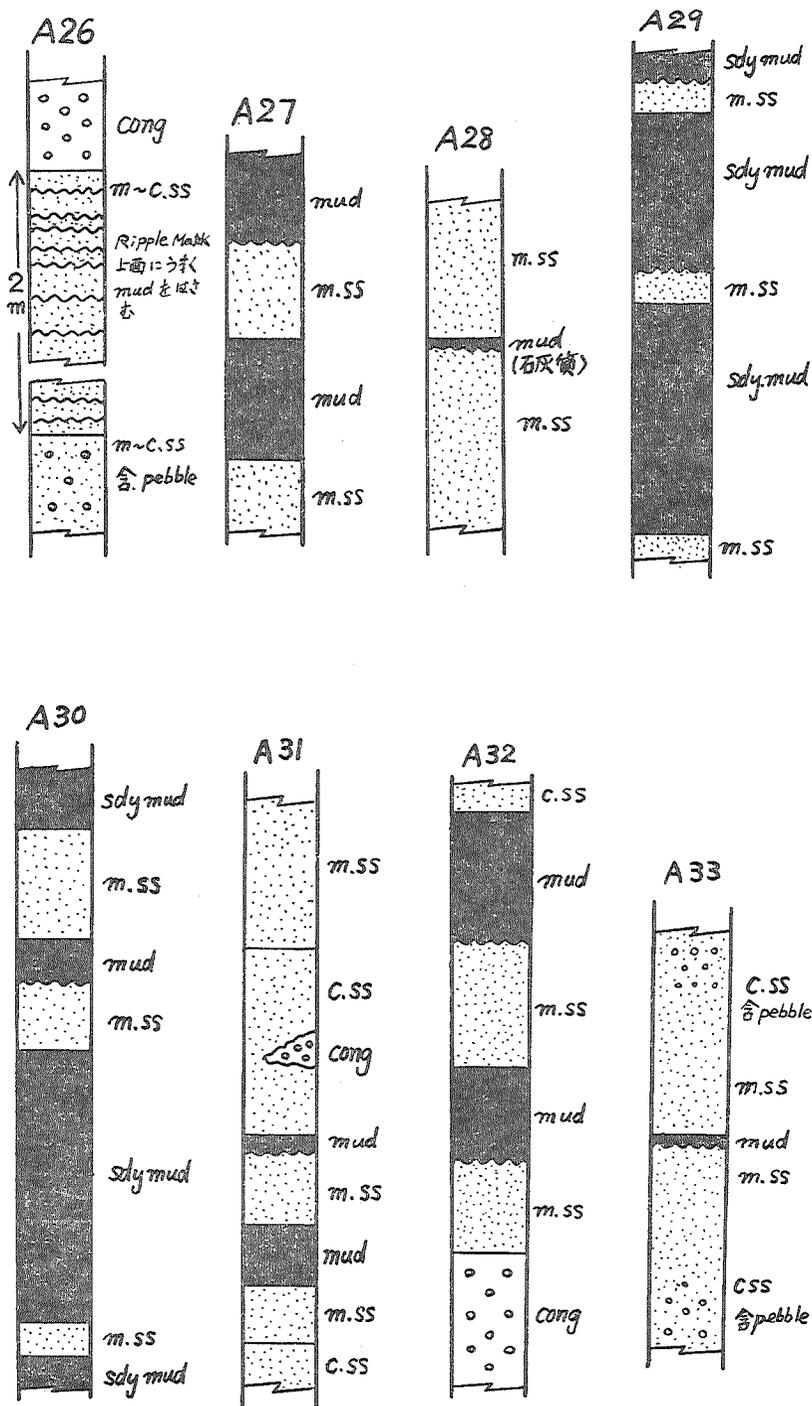
第 2 図 ㊸



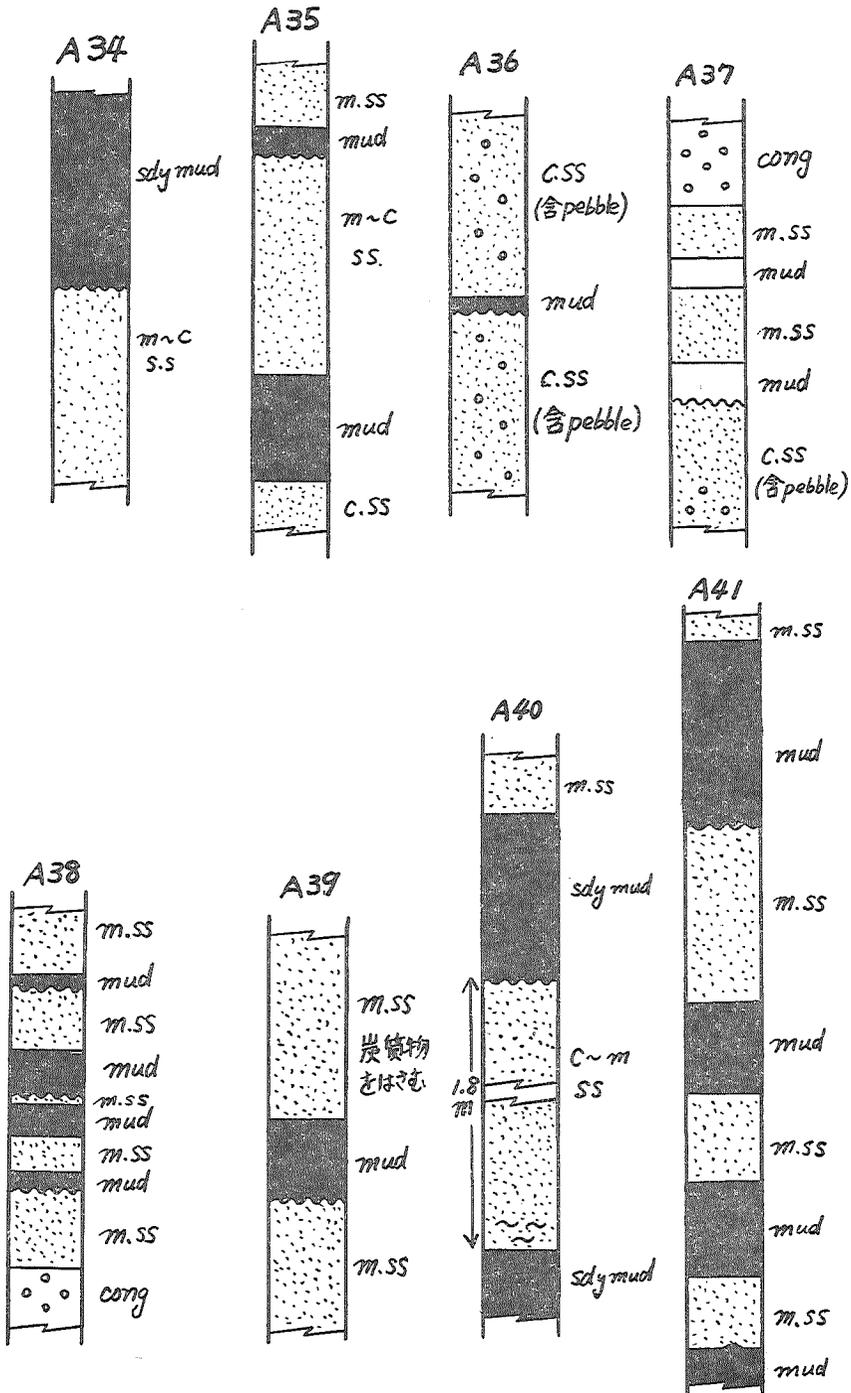
第 2 図 ③



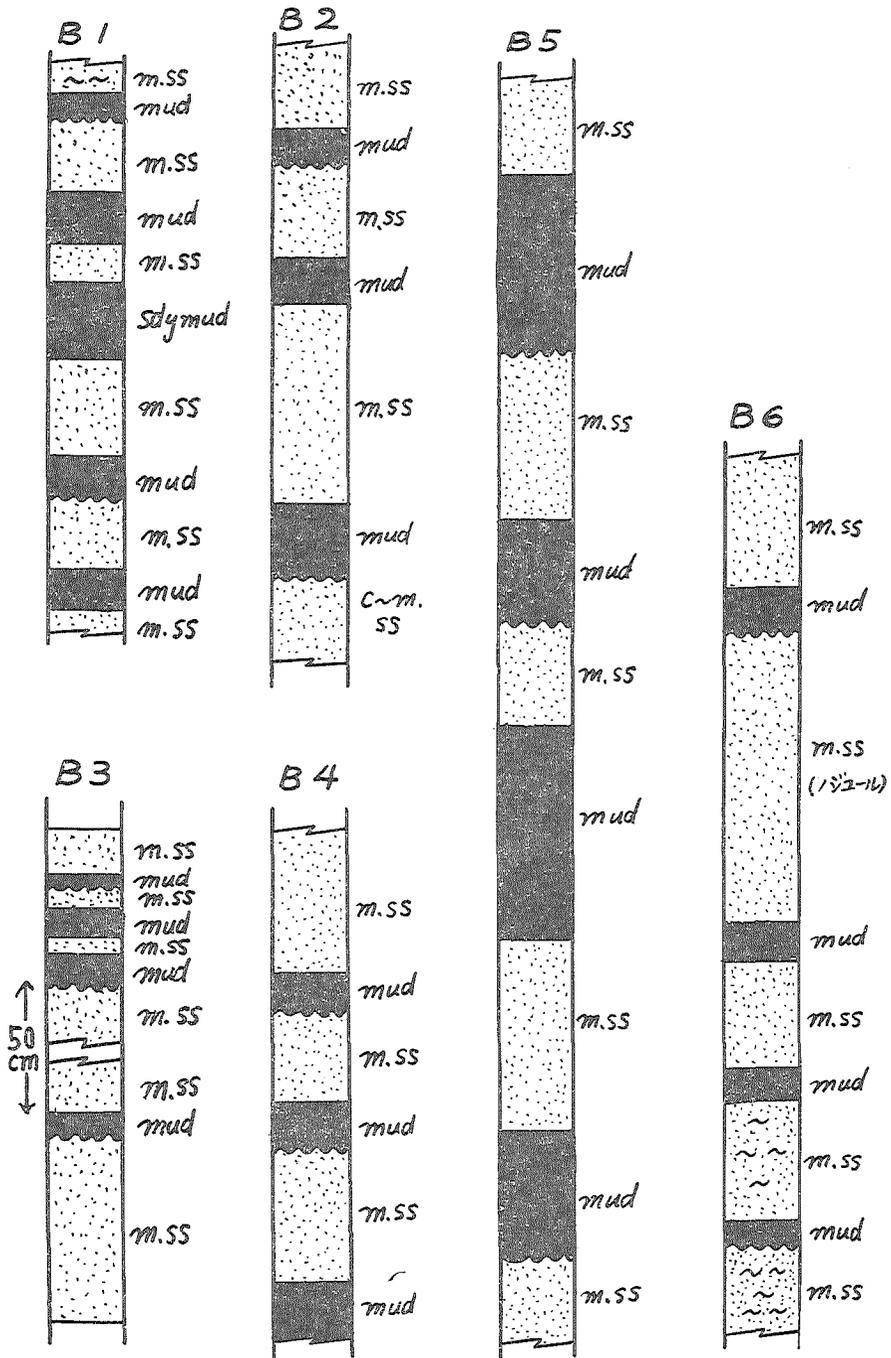
第2図 ④



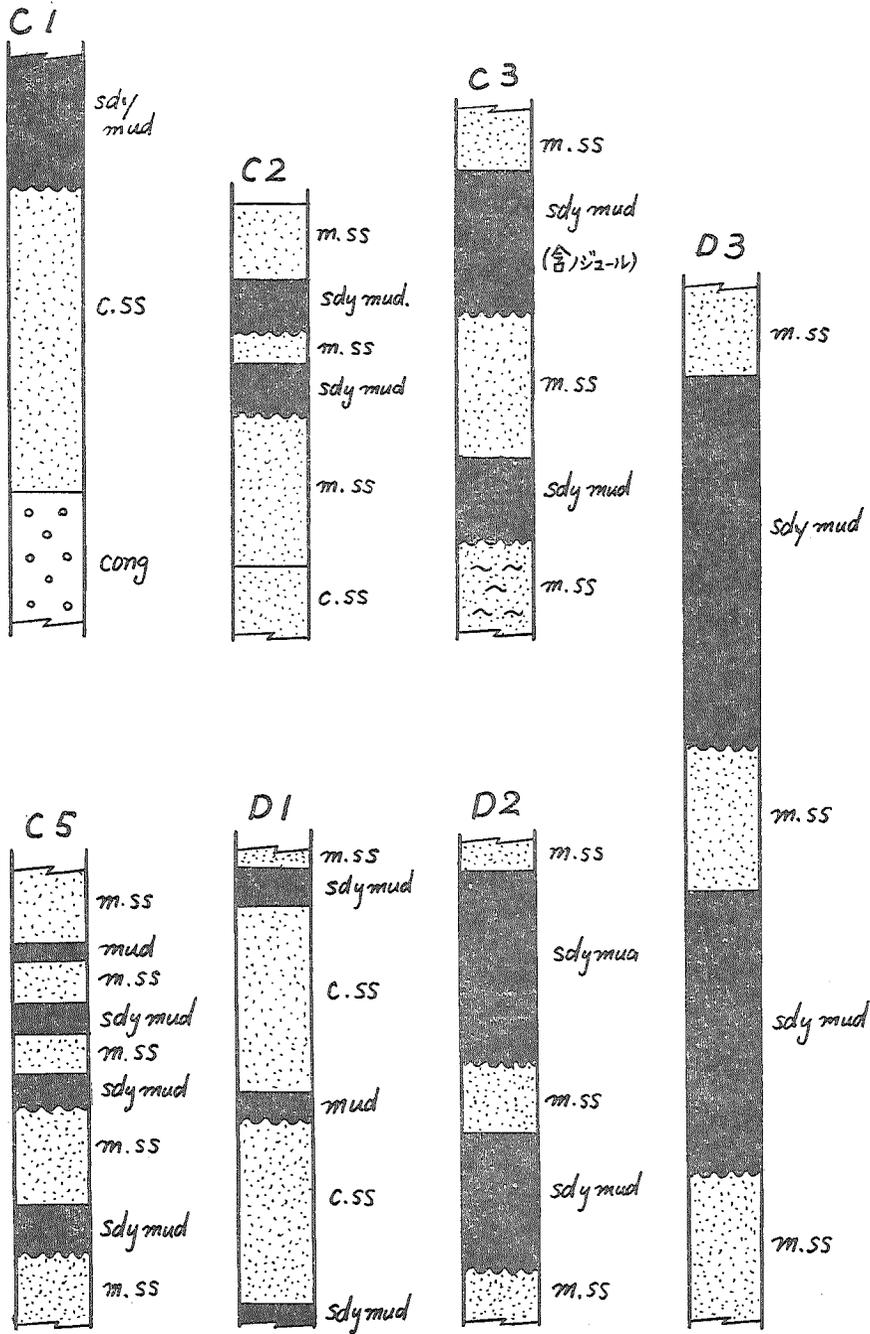
第 2 図 ⑤



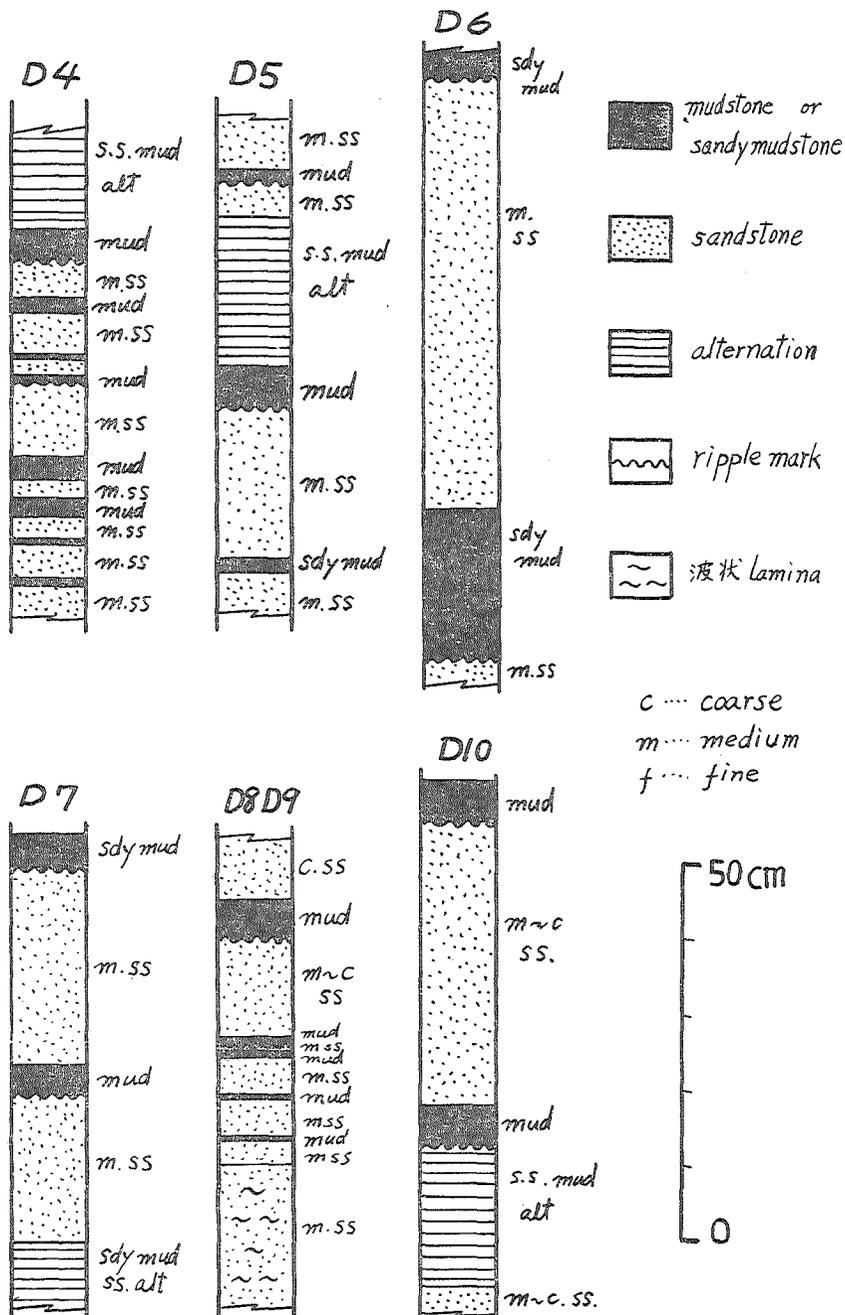
第2図⑥



第 2 図 ⑦



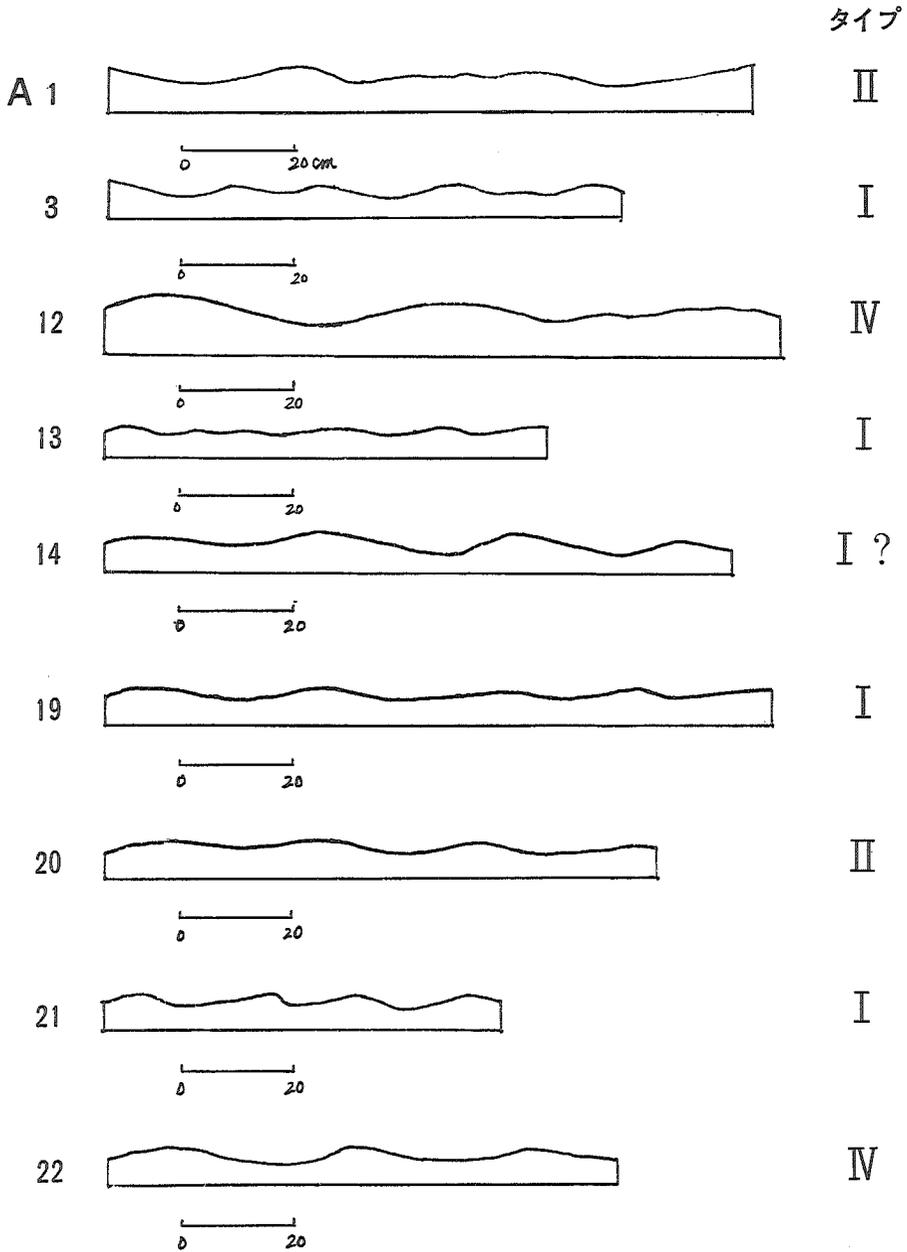
第 2 図 ⑥

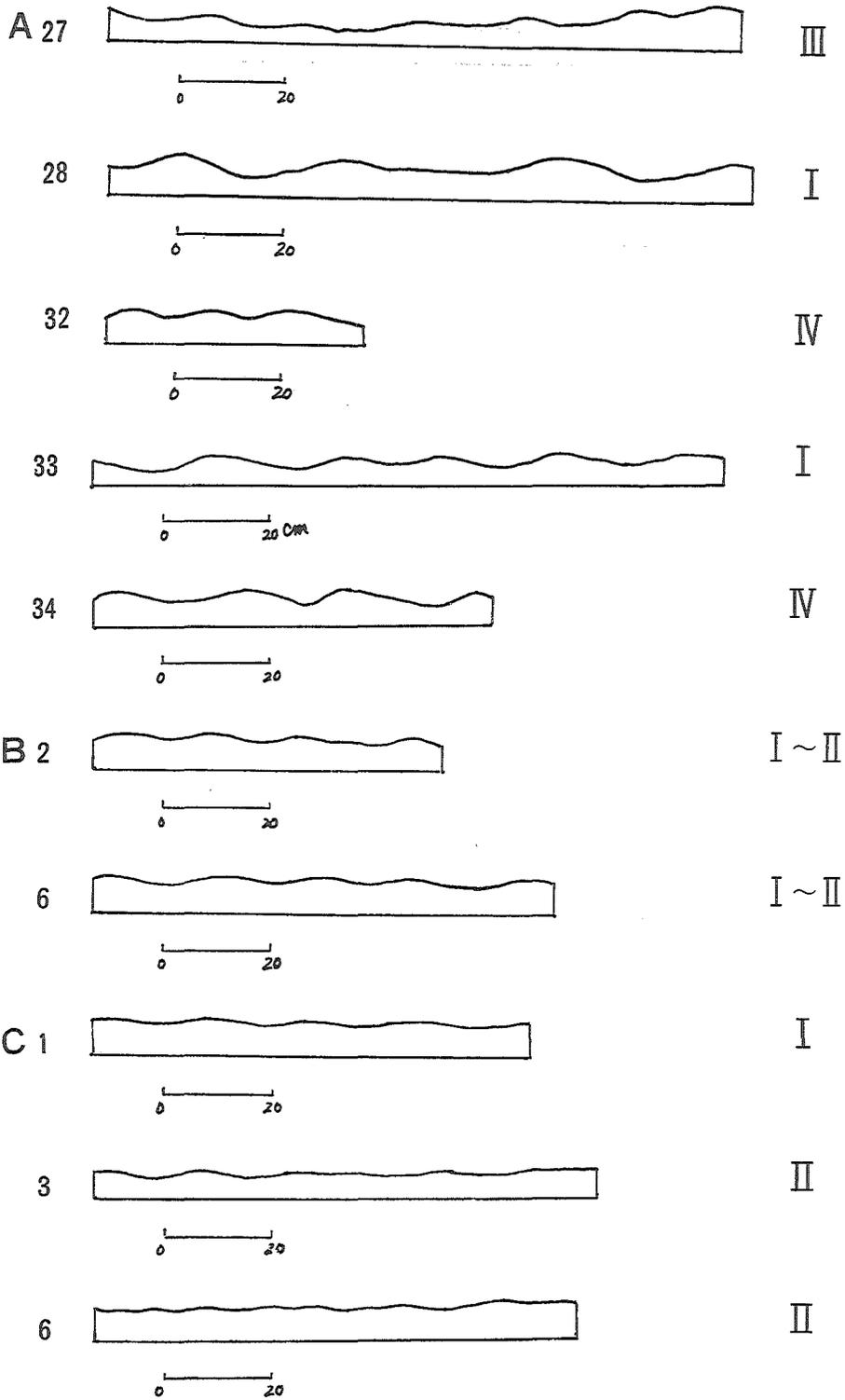


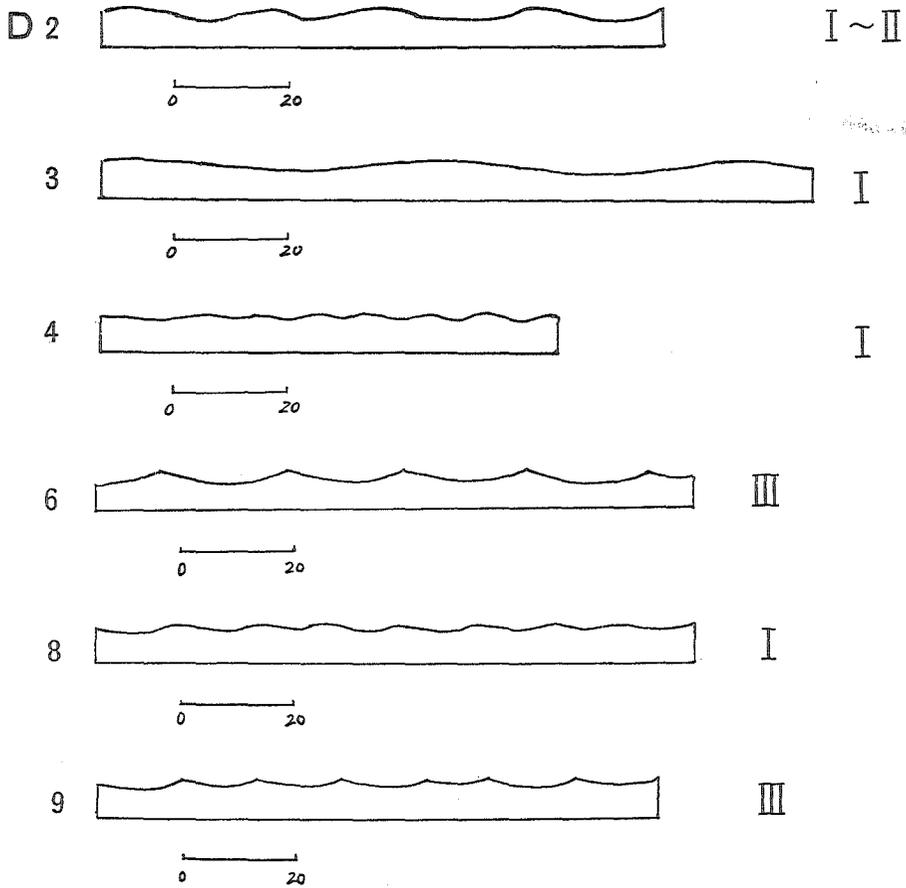
5) 化石漣痕の断面の形態

調査した化石漣痕のタイプⅠおよびタイプⅡについては、水流の方向で切った断面を、タイプⅢについては振動の方向に切った断面、タイプⅣについては任意の方向に切った断面をスケッチしたのが第3図である。

第3図 化石漣痕の断面の形態







5. 漣痕の生成条件および保存の条件

1) 現生の漣痕の観察

a) 川の漣痕

水成漣痕には、大別して、流動漣痕と振動漣痕の2種類があるが、第4図のように、川岸に近い場所では、水が停滞してほとんど流れず、寄せては返す波の影響によって、振動漣痕が作られ、やゝ岸より遠く、水深も増して、流速の影響が強くなるような場所では、流動漣痕が作られている。しかし、川の中心部に近づき、水深も更に増して、流速が大になっている処では、もはや砂が移動するだけで、漣痕はみられない。

岸に近い部分に生ずる振動漣痕は、岸とほぼ平行に、山の部分がならば、第4図aの部分の断面を示した第5図aのように、谷の部分はゆるやかな円味を帯び、山は突出して、断面の形はほぼ対称形である。波長は4~5cm、波高は0.6cmのものが一般的である。しかし、この波形は、固定したものでなく、生成中は波の影響によって、砂の粒子がたえず転動をくり返し、漣痕は左右に移動している。

第4図の流動漣痕は、水流の方向にほぼ直角な、亜平行状の山がならば、これがくずれて一部が下方に突出し、舌状になる部分もある。第4図bの部分の断面が、第5図bであ

り、振動漣痕と異なり、非対称形をしている。波長は約10cm、波高は約1.5cmのものが一般的である。生成中はたえず砂の粒子が水流によって転動し、漣痕は下流に移動をつづけている。

b) 海の漣痕

浜松海岸で観察した結果では、大きな波が打ち寄せるような場所には、全く漣痕は形成されず、波と共に砂が移動をくり返すだけであった。湾内の静かな海である愛知県前芝海岸で引き潮の時観察した結果では、次第に水が引いて、水深が1~2mになり、かなり流速のあるところの一部で、非常に波長の長い砂浪ができ、さらに水が引いて、流れがゆるやかになると、砂浪の作られた表面にも、また、形成されなかった砂の表面にも流動漣痕が作られ、でき始めるおよその水深は15cm、流速は20~40cm/sec.であった。流動漣痕の波長は15~20cm、波高は約1.5cmである。

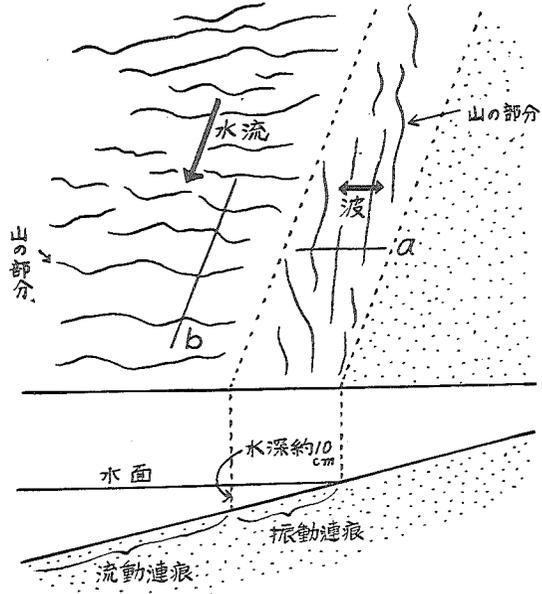
2) 流動漣痕の生成実験

a) 川での観察

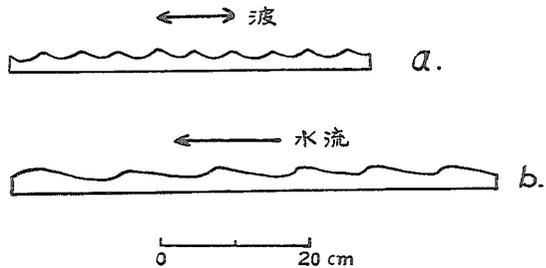
犀川の河原に、第6図のような場所で、流動漣痕ができていたので、B-C間に作られていた漣痕を板でくずして平らにしておき、Aの場所に板をならべて、B-C間の水量を変え、流速の変化による漣痕のでき方について調べてみた。水深は5~10cmであったが、流速が26~40cm/sec.のとき流動漣痕のでき方はもっともよく、40cm/sec.以上になると、砂が移動するだけで、波形にならなかった。川では条件を変えて実験することは難しく、流れも不規則になり、くわしい結果が得られないので、次のような実験を行ない、流動漣痕について生成条件を調べることにした。

b) ガラス管による実験

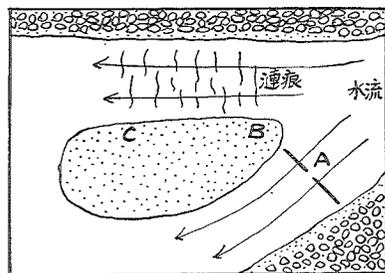
第4図 犀川の水成漣痕



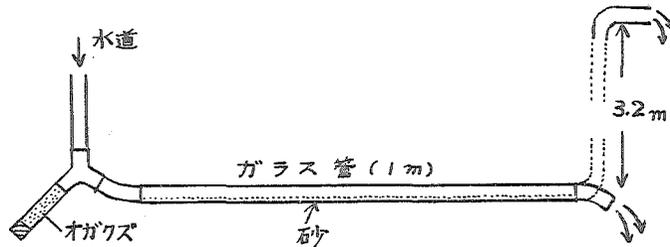
第5図 犀川の水成漣痕(断面図)



第6図 流動漣痕のできかた(犀川)



第7図 流動漣痕のできかた(実験装置)



① 実験装置および方法

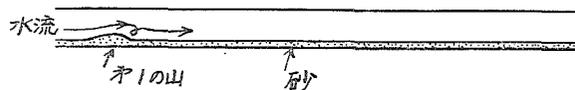
内径1.9cm、長さ100cmのガラス管に、ホースをつけ、水道へつなぎ、水道の栓の調節により流速を変えるようにした(第7図)。

このガラス管へ川原の砂を篩によって、直径0.25mm以下、0.25～0.5mm、0.5～1.0mm、1.0～2.0mmの各段階に分け、それぞれの粒度について、流速および水圧を変えて、生成した漣痕の波長を調べた。流速は、オガクズを通過させて、その時間をストップウォッチで計り、水圧は、ガラス管の出口から水をそのまま出す場合と、ビニールホースを接続して、3.2mの高さのところから水を出す場合の二通りに変化させた。

② 流動漣痕のできかた

ガラス管の底へ砂を一様にしきつめ、水を流して流速を次第に大きくしていくと、第8図のように、上流側から次第に下流側へと、波形がつくられていく。第1の山ができると、山のすぐ下流側にうずを生じ、それによって巻きあげられた砂が移動し、一定のところではまり、第2の山を作る。このようにして第9図のような規則正しい波形が作られていく。このとき、砂粒は、流速に応じて一定の速さで、下流側へ移動をつづけているので、漣痕は作りかえられていくが、波形はそのままで、下流側へ移動する。

第8図 流動漣痕のできかた



第9図 流動漣痕の波形



③ 水圧、流速と波長

水道の出口からそのまま水を出して圧力をかけない場合と、水の出口を二階の窓まであげ、32mの高さにして、水深3.2mの場所の圧力にはほぼ等しくしたときの流速と、漣痕の波長を調べたのが、第3表および第4表である。

第3表 流速と波長(圧力をかけない場合) 水温18°C

粒 度	径 0.25mm 以下				径 0.25 ～ 0.5mm				径 0.5 ～ 1.0mm			
	流 速 cm/sec.	20	27	32	38	18	22	29	35	22	25	29
波 長 cm	4	6	6.5	9	6	9	11	14	13	15	19	25

第4表 流速と波長及び移動速度 (圧力水柱3.2mの場合) 水温18°C

粒 度	径 0.25mm 以 下				径 0.25 ~ 0.5mm				径 0.5 ~ 1.0mm			
流 速 cm/sec.	20	25	28	30	16	21	26	33	20	23	27	32
波 長 cm	7	8	11	14	10	11	14	19	11	15	20	27
移動速度 cm/min.	0.5	1.1	2.5	4.2	0.6	2.0	3.5	10.0	2.0	3.0	7.0	26.0

この実験によれば、流動漣痕のできる流速の範囲は、粒径0.25mm~1mmの間では、粒度による差はあまりなく、およそ20cm/sec. でできはじめ、40cm/sec. 以上に流速を増すと、粒子が流れて、漣痕はできなくなる。このことは犀川で観察した結果と一致している。また、同じ粒度では、流速を大きくすると、漣痕の波長が長くなり、一たん長くなったものは、流速をおそくしても、移動がおそくなるか、或いは停止するだけで、波長は変わらず、もとのままである。水圧を大きくすると、一般に、同じ流速では波長が長くなり、漣痕のでき始める流速、および生成されなくなる流速ともに、圧力をかけない場合に比べて小さくなっている。これは圧力を増すことにより、水の粘性率が増す結果と思われる。

漣痕は、ほぼ同じ波形で、下流側へ移動していくことは、すでにのべたが、移動の速さは、第4表に示すように、流速のわずかな増加により、急激に増大し、同じ流速に於ては、粒度の大きいものほど、移動の速さが大である。

3) 漣痕の生成条件

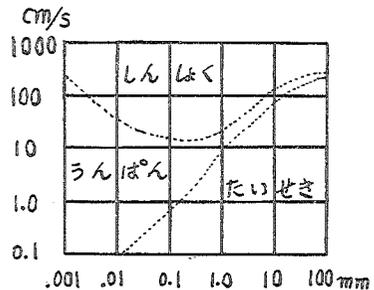
振動漣痕は、表面波の影響によって、粒子が往復の転動をくり返して作られるものであって、川の場合は岸近くの比較的浅い処にみられ、湖や海の場合も、浅い静かな水面に、風によるさざ波のたっているような処にだけ観察される。

流動漣痕は、流水の圧力により、粒子が移動して作られるものであり、川で観察した場合、表面波の影響もあるように思われたが、ガラス管の実験により、表面波の影響のないところでも作られることが明らかになった(最近数千mの海底でも流動漣痕が観察されている。)

流動漣痕のできやすい流速は、水面に近く、水圧があまり高くない処では、20~40cm/sec. で、水深を増し、水圧が高くなると、でき始める流速、および生成されなくなる流速共に減少する。したがって、流動漣痕を作る水流の、最大の速さは、ほぼ40cm/sec. ということになる。

流動漣痕のできやすい粒子の大きさは、直径0.25~0.5mmであり、第3表および第4表に示されるように、直径0.25mm以下の粒子よりも、0.25~0.5mmの粒子の方が、小さい流速で漣痕ができ始めている。Hjulstrom (1939) の実験結果によれば、粒径と流水による始動および終動の速さは、第10図のようになり、0.2mmよりも大きい粒子は、うしろに渦流を生じるため、動かされやすいが、0.2mm以下の粒子では、渦流は生ぜず、流水の圧力が水底に一樣にかかって、粒子はかえって動かされにくくなるのである。また、粒径2mm以上のものについては、ガラス

第10図 粒径による始動及び終動の速さ (Hjulstrom 1939)



管内の実験では、流速を増していくと、砂が移動するだけで、漣痕はできなかつた。

化石漣痕および川原に残された漣痕の粒度分析の結果と、実験による漣痕のできやすい粒度とは一致している。

4) 漣痕の保存の条件

漣痕を作りやすい範囲の粒度をもった砂岩では、堆積時において、砂を運搬する水流もしばしば漣痕生成の流速になることがあったはずであり、その表面に、漣痕を生じていたこともあったはずである。しかし、これらの漣痕が、固定し、地層中に保存されるには、どのような条件が必要であろうか。

ガラス管による実験、および、川での観察の結果、漣痕が生成している時は、必ず砂が移動し、運搬されている時であり、漣痕もその形を保ちつゝ下流側へ移動していく。したがって、漣痕が生成している条件下では、その波形が砂の表面に残されることはない。ガラス管の実験に於いて、漣痕の生成している時の流速を、次第に小さくしていくと、波形は最大流速の時のままの形をとどめ、停止している。漣痕が保存されるためには、まず、この波形の移動が停止することが必要であり、海底における水流の速さが、漣痕生成の流速よりも、小さくなるということが必要である。しかし、このようにして、一旦停止した波形も、再び砂の運搬されるような流速に変われば、その波形はくずされ、漣痕は保存されることなく、砂の運搬・堆積が進んでいく。砂岩の一枚の単層が堆積する過程において、しばしば、その表面に漣痕の作られていることはあっても、再びこわされ、これをくり返しながら、堆積が進行していったのであろう。

では、どのような条件下で、漣痕は保存されるのであろうか。河原において、漣痕の波形がよく保存されている処は、減水時に、一時、水たまりのような状態になり、そして、干上がるという条件の場所であり、漣痕の表面は、細かな泥で覆われている。また、地層中に発見される化石漣痕の上面は、必ず薄い泥岩あるいは砂質泥岩である。

これらのことから、漣痕が化石として保存されるためには、まず流速が減少して、波形が停止した後に、泥によって、その表面が被覆されるということが必要である。前述のように、浮遊せず底面に沈着した泥は、砂よりも運搬されにくいために、やがて砂を運搬するような流速に変わっても、表面の泥に保護されて、漣痕は水底に保存され、地層間にその姿をとどめているのである。

6. 化石漣痕からみた堆積環境の推定

化石漣痕の調査から、長野県中部の第三紀層の堆積環境を考察してみたい。

1) 化石漣痕の生成および保存についての考察

流動漣痕のできるための条件として、堆積物の粒度および流速について筆者らの実験結果は既にのべたが、木村春彦(1954)の実験の結果でも、筆者らと同じような結論に達している。すなわち、粒度は細粒～粗粒砂岩で、流速はほゞ20～40cm/sec.であることが明らかにされている。

漣痕のみられる地層の堆積のしかたについては、既に深田淳夫・生越忠(1952)が述べているように、海底に生成された漣痕が流水によってこわされないうちに軟らかい泥によっておおわれ、急速に海水の影響からのがれた場合に漣痕が保存される。すなわち、流水によって漣痕の生成・消滅がくり返され、流速の低下によって固定した最後の漣痕が、静かに堆積

した泥によっておおわれ、地層中に保存されたものが化石漣痕である。

前に述べた4地域にみられる化石漣痕もこの条件に一致するものである。すなわち、漣痕層は中粒砂岩が多く、被覆層も泥岩か砂質泥岩である。従って、化石漣痕が生成されるためには、堆積の休止期間のあることが必要であり、また、すみやかに被覆されることも必要である。

2) 化石漣痕の漣痕層と被覆層の生成と堆積環境

化石漣痕は泥岩と砂岩の互層の中にみられることが多い。互層の中で漣痕層を作る砂岩はいずれも中粒砂岩であり、前に述べた実験の結果とよく一致している。そして、このことから、漣痕が生成した当時の海水の平均流速は20~50cm/sec. であると考えることができよう。また、前に分類したタイプから考えると、タイプⅡのものが多く、このタイプは舌状漣痕であることから、当時の海の水深が数cm以内になることもしばしばあったことがうかがえる。

3) 生坂山地および小県郡青木村付近の堆積環境について

この2地域における代表的なルートの化石漣痕をあげると、

a) 東筑摩郡生坂村小立野地域の化石漣痕

生坂村南方の小立野平から小立野入に向う谷のルートで、赤松砂岩泥岩互層（青木累層）と山清路礫岩砂岩層（小川累層）が連続的に露出し、観察によいルートである。

赤松層は別所累層の上に整合に堆積したもので、漸移層をはさみ、下部より砂質泥岩砂岩互層、砂岩、礫岩の順に堆積している。

走向・傾斜は下部ではN18°~30°W, 60°~70°NE, 上部ではN20°~30°W, 40°~50°NEである。

岩相はおもに砂岩優勢の互層、泥岩砂岩の互層および砂質泥岩層で、部分的に厚い砂岩や1m前後の礫岩の層をはさんでいる。互層の砂岩には植物化石の破片がみられる。互層の砂岩および砂質泥岩はもめやすく、層間異常堆積が多い。板状砂岩と砂質泥岩の互層するところには化石漣痕が観察される。化石漣痕の漣痕層は中粒砂岩で、被覆層は泥岩ないし砂質泥岩である。波長は9~15cm, 波高は0.5~1.5cmで、タイプはⅡおよびⅣであって、一定していな

第11図 生坂山地の漣痕産地図



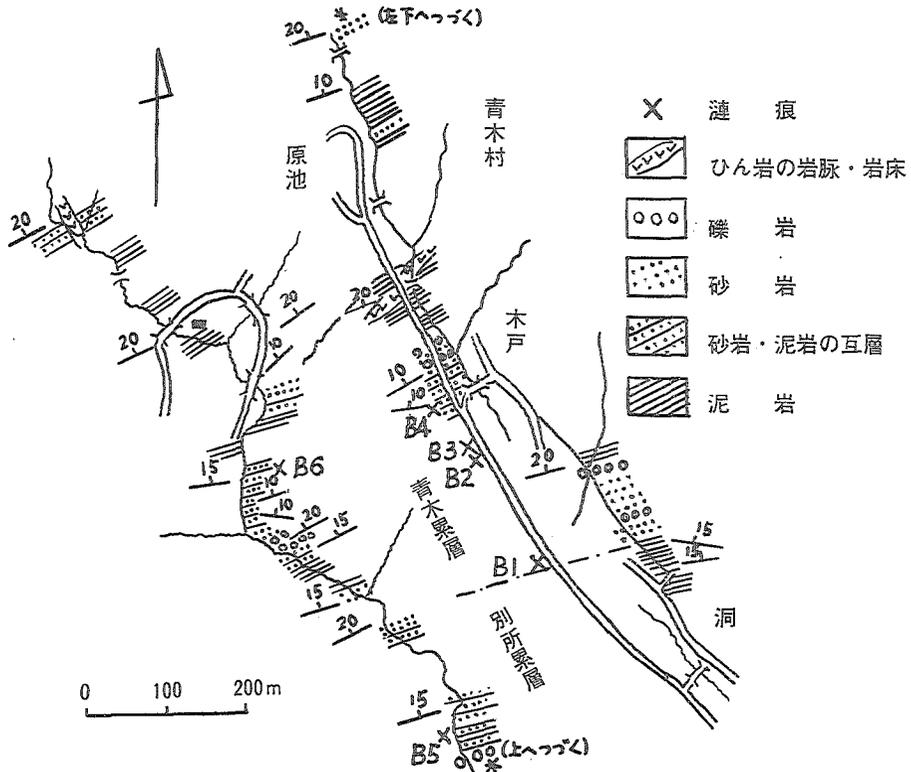
い。水流の方向は南である。観察できる化石漣痕の枚数は3枚で、礫岩の層をはさむところでは漣痕の断面だけが観察できる。

赤松層の上部は、砂質泥岩と砂岩の互層で、砂岩のはさみが次第に多くなり、やがて山清路層の厚い無層理の粗粒砂岩に移り変わる。

b) 小県郡青木村木戸・池沢地域の化石漣痕

青木村の洞から原池北西にむかうルートである。このルートは別所累層と青木累層との境界から青木累層の全体が観察でき、さらに小川層へと連続的に露出するよいルートである。第12図に示したルートマップは大部分青木累層であるが、上部には小川累層の露頭がみられる。走向・傾斜はN60°~70°E, 10°~20°NWを示している。青木累層は下部に砂岩礫岩層があり、厚さおよそ100mほどで、この上部は砂岩をはさむ砂質泥岩が約250mほどの厚さで重なり、さらに上部には砂岩と砂質泥岩の互層が重なる。これらの層にみられる化石漣痕は別所累層と青木累層の境界付近から5~6枚観察することができる。漣痕面は大部分が断面で、岩質は漣痕層は板状の中粒砂岩であり、被覆層は砂質泥岩である。大部分は測定できないものが多いが、測定できたものの数値は波長は13.5~20cm, 波高は0.9~2cmである。タイプはI~IIのタイプが多い。水流の方向は測定できるものが少く、方向性はわからない。

第12図 小県郡青木村木戸・原池のルート
(上田小県誌1963に加筆)



第13図 小県郡青木村付近、漣痕産地図



c) このような化石漣痕から各層の生成環境を考察すると、

イ) 赤松層上部や青木累層の堆積状況は、漣痕のみられる層は板状の中粒砂岩と砂質泥岩の互層の部分で、ほぼ均質の岩相で、クロスラミナがなく、分級度もよい点から急激な堆積ではなく、静かな状態の堆積であったものと思われる。また、タイプⅡの漣痕の多いことはあまり深い海とは考えにくい。赤松層や青木累層の漣痕層の板状の中粒砂岩にはしばしば漣痕状あるいは波形の泥岩のはさみ（波状葉理）がみられることから、堆積中に漣痕のできやすい流速になり、漣痕が生成したり、消滅したりしてその一部が残されたものと考えられる。漣痕面上にはかなり厚い泥岩または砂質泥岩の被覆層があることから当時相当期間漣痕の生成されないようなおそい流速の時代が

あり、泥だけが堆積して漣痕面をおおったものと考えられる。

赤松層や青木村付近の青木層の堆積当時の流れの方向は漣痕から判断すると南西から南東の方向であったものと思われ、本間不二男（1931）の意見とよく一致している。

ロ) 山清路層は、赤松層の上部から礫を混えた厚い中粒ないし粗粒の板状砂岩を経て、無層理の塊状砂岩に移るが、漣痕は板状砂岩の部分にだけ認められ、塊状砂岩の部分には発見できない。山清路層はクロスラミナが多いことや漣痕が極めて小範囲にだけ分布することならびに砂岩・礫岩の多いことから考え合わせて、当時は急激な堆積が行われ、流速もかなり速く、砂や礫が多量に運搬されたものと思われる。流れの方向は東からのものが多い。

4) 中山山地の堆積環境について

中山断層以西にみられる大峰累層は、陸成の粗粒堆積物から形成されており、化石漣痕は発見されていない。

こゝでは主として中山断層以東の中新世の地層、すなわち、石原板状砂岩層、平畑砂質泥岩層および袖山砂岩礫岩層について堆積環境を考察した。

この地域は才光寺付近を境として、生坂山地から連続する砂岩砂質泥岩互層が減少し、西部地域の砂質泥岩や板状砂岩が多くなっており、この中に化石漣痕が何枚か認められる。化石漣痕は泥岩又は砂質泥岩と砂岩の互層の中にだけ認められ、漣痕層は中粒の砂岩で、木村春彦（1954）や筆者らの実験結果とよく一致している。従って、これから類推すると、化石漣痕が生成された当時の流速は $20\sim 40\text{cm/sec.}$ であったと考えることができよう。つぎに、タイプⅡないしタイプⅣのものが多く、このタイプは舌状漣痕又はそれに近いものであることから、当時の海底は極めて浅海に近い状態であったことがうかがわれる。また、漣痕層は

すべて板状の中粒砂岩で、この層はクロスラミナがなく、分級度もよいので、堆積は急激に行われたものとは考え難い。

石原層や平畑層には漣痕層の中粒砂岩の中に漣痕状あるいは波状の泥岩のはさみ（波状葉理）が認められる。この現象は先に述べた生坂山地の赤松層と同様に、漣痕が生成したり、消滅したりしながらその一部を残したものと思われる。さらにつけ加えるならば、本地域からは化石漣痕に類似した flute cast（流痕の一種）や load cast（荷重痕）も数多くみつまっている。

漣痕の被覆層は砂質泥岩や泥岩で、この堆積は前述したように、漣痕の生成されないおそい流速によって泥だけが漣痕層を被ったものと考えられる。

5) 土尻川流域の堆積環境について

化石漣痕は、土尻川の上流地域では千見砂岩層および境ノ宮泥岩層にみられ、下流地域では城下砂岩礫岩層に含まれている。これら各層の化石漣痕の共通的特徴としては、

a) 化石漣痕の印されている砂岩層はいずれも粗粒ないし中粒砂岩であり、上に述べた実験の結果と極めてよく一致している。従って、このことから当時の流速は $20\sim 50\text{cm/sec.}$ と推定される。

b) 本地域の化石漣痕は、タイプⅢのいわゆる振動漣痕が多いことが特徴である。

次に各層のものについて説明する。

千見砂岩層では漣痕のみられる地層はすべて板状の中粒ないし粗粒砂岩で、被覆層は $3\sim 5\text{cm}$ の厚さの泥岩ないし砂質泥岩である。化石漣痕は何枚かみられるが、いずれもⅢないしⅣのタイプである。

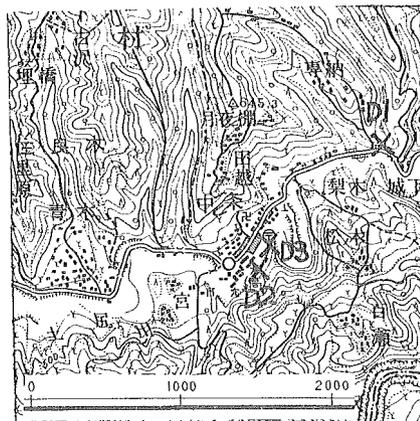
境の宮層の化石漣痕は、赤松層あるいは青木累層のものとはほとんど同じで、特に小川村初引のものは、生坂山地の寺沢のものと極めてよく類似している。本層の化石漣痕はいずれも互層部にだけみられる流動漣痕で、流水の方向は南あるいは南東である。

城下砂岩礫岩層は中粒ないし粗粒の砂岩を主とし、わずかに小～中礫岩をはさみ、一部で

第14図 中山山地の漣痕産地地図



第15図 土尻川流域漣痕産地地図 I



参 考 文 献

1. 新井房夫・他 (1958) : 山中地溝帯で発見された化石漣痕について, 地球科学, No. 40, P1~12
2. 浅野清・他 (1955) : 福島県相馬市松川浦の生態学的並に堆積学的研究, 東北大学地質学古生物学教室邦文報告, No. 46
3. 遠藤忠慶 (1962) : 犀川上流地域の地質学的研究, 信大教育学部卒論 (M. S.)
4. 深田淳夫・生越忠 (1952) : 高知県三崎町千尋岬海岸における漣痕についての一考察, 地質学雑誌, 58巻 P63~70
5. 本間不二男 (1931) : 信濃中部地質誌, 古今書院
6. 林唯一 (1958) : 漣痕のできかた, 藤本治義教授還暦記念論文集, P410~414
7. 木村春彦 (1954) : 堆積機構の基礎的研究 (その5), 地質学雑誌, 60巻, P505~516
8. 小林勇・磯見博 (1950) : 長野県長野炭田東筑摩郡更級地区調査報告, 地質調査所報告, 第135号
9. 甲藤次郎 (1952) : 四国外帯の時代未詳層群に関する研究, 第3報, 高知県幡多郡清水町及び三崎町付近における新観察-(其の一) 特に地層面の形態について, 高知大学学術研究報告, 1巻11号, P1~7
10. 森下晶・他 (1957) : 長野県聖山南麓の地質 -いわゆる東筑タイプ小川層の層序- 地質学雑誌 63巻, 738号, P159~166
11. 上田小県誌刊行会 (1963) : 上田小県誌 第四巻 自然編, P61~252
12. 八木貞助・八木健三 (1958) : 上水内郡地質誌, 長野県上水内教育会

Summary

Some Considerations of the Fossil Ripple Marks in the Tertiary Deposits in the Central Part of Nagano Prefecture.

Kunio TANAKA, Hiroshi TERADAIRA and Yasuto SAITO

1. The Fossil ripple mark is observed both in the Aoki formation and in the Ogawa formation, of the Middle Miocene; especially most in the middle part of the Aoki formation.

2. The Fossil ripple mark is kept on the surface (upper part) of medium sandstone and covered with sandy mudstone or mudstone.

3. The Fossil ripple mark of this area can be divided into four types, such as I, II, III and IV. Type I and II is current ripple mark, Type III is oscillation ripple mark and Type IV is irregular.

4. The result of the experiments shows that the grain size of which is easy to form current ripple mark, is 0.25~0.5mm in diameter, and that this fact corresponds with the size of sandstone which contains fossil ripple mark.

5. The speed of a water-current which is easy to form current ripple mark is 20~40cm/sec, as the result of experiments with water.

6. In order to be preserved in a state of fossil ripple mark, ripple mark

is necessary to be covered with mud instantly after the current of water stopped for some time and ripple mark moved no more.

7. The direction of a water-current can be judged from current ripple mark. The Akamatsu formation in Ikusaka mountains was formed by the water-current from between the south-east and the south-west, the Ogawa formation from the east, both the Ishihara formation in Nakayama mountains and the Hirahata formation from the south-east or the south-west, and the Joshita formation in the basin of Dojiri River from the south or the south-east.