房総半島の地層中にみつかった化石海底谷

佐藤 任弘*・小池 清**

(1956 年 10 月 1 日受理)

A Fossil Submarine Canyon near the Southern Foot of
Mt. Kano, Tiba Prefecture

Takahiro SATO and Kiyosi KOIKE

(Abstract)

Various discussions are presented with regard to the stratigraphical relation of the Higasi-higasa formation to the sub- and superjacent strata distributed around Minegami Village, Kimitu-gun, Tiba Prefecture, Japan.

To clarify this relation, the mode of deposition of this formation has been investigated. As the result, it was found that the sediments had been deposited in a paleo-submarine canyon eroded by a subaqueous mudflow: this is here designated as the Higasi-higasa Fossil Submarine Canyon. Its dimensions are deemed to be 1.5 km. wide, 7.5 km. long, 150 m. deep, and showing probably a V-shaped transverse profile. The Higasi-higasa Fossil Submarine Canyon might expose the base rocks in its upper stream, and its deposits interfinger with the alternation of sand and mud of the deep sea type in the Umegase formation in its down stream.

Since other examples of this kind of fossil submarine canyons have been reported among the Tertiary System in southern Kantô, it can be suggested here that subaqueous mudflows might form many submarine canyons in this district.

In addition, it was observed in the record of sediments that the regression of the sea level did not exceed more than 150 m. during the Quaternary Period in southern Kantô.

I. は し が き

1930 年ごろから、海底調査の技術の進歩に伴い、それまでは局地的な地形と考えられていた海底谷が、陸棚斜面上にも広く分布していることがわかり、陸棚斜面の成因に関係をもつ重要な地形と考えられるようになった。その後、海底谷の分布・地形・底質などについての知識がふえるに従って、多くの成因説が提出され、討論されている。しかし、現在のところ、海底谷一般に通用する決定的な成因説は、まだだされていない²⁰⁾²³⁾³¹⁾。

そこで、いままでの研究者とは見方をかえ、地層学・地史学の立場にたって、地質時代の底質ならびに現世の底質をみた場合、この問題について何らかの手がかりが得られないだろうか考えた。いうまでもなく、底質は、運搬・堆積・定着・地層化の過程をとって積成岩になるが、底質のすべてがそのまま積成岩に転化するわけではない。しかも、現在の海底の研究結果によれば、海底谷が堆積

* 海上保安庁水路部測量課

** 東京大学理学部地質学教室

地質学雑誌 第 63 巻 第 737 号 1957 年 2 月

私たちは、房総半島の第三紀層中に発達する層間異常の研究にさいして、地層中にのこされた海底谷すなわち化石海底谷を発見し、まえにその一部を報告した^{が¹⁵⁾16)}、このたび、そのもっとも典型的とみられる東日笠層の例について、おおよそその調査を終えたので、これについて報告し、御批判を乞いたいと思う。

1) 東日笠層の層序学的な位置と地質構造

千葉県君津郡峰上村付近
では、この累層群の中部にあたる関・秋元両亜層群 ($H_2 \sim I_1$) が、北にゆるく単斜しており、ただ西半部

第 1 図 地 質 図

1: 栗倉砂質シルト層, 2: 東日笠砂礫層, 3: 諸葛細砂層, 4: 岩坂細砂層, 5: 高溝シルト岩層, 6: 十宮凝灰質砂岩層, 7: 竹岡凝灰角礫岩層, T: 凝灰岩鍵層

ii) 山脇付近 山脇付近では、川岸の南壁に“横山層”が露出するが、その下位には、十宮層が窓状に顔をだし、両者の境界面がよく観察できる。この境界面は、ほぼ十宮層の層理面と平行し、ステップ状の小さい起伏をもっている。境界面に近づいて観察すると、面をはさんだ上下の両層は互に融着していて、はつきりした面を示していない。その上位には厚さ約 5 m の乱堆積層がつづきシルト礫・古期岩類の円礫・貝化石を含むほか、高溝層から由来したと思われるシルト層が大きく曲りくねっている(第3図)。“横山層”に普通な型の砂礫層は、この乱堆積層から漸移の関係をもつて上位に重なっている。

また、小志駒北方 400 m の道路ぞいの切割では、北へ約 70° 傾く平面的な境をもつて、ほぼ水平的な高溝層の上に、シルトの巨礫を主とする乱堆積層がのっている(第4図)。この境は非常にはつきりした面であるが、よくみると、十宮層の中に砂礫が楔状に食いこんでいる部分があり、断層面ではなく侵蝕面と思われる(第5図)。だから境界面は前記の山脇から当地点にいたる約 250 m の近距離の間で、著しい傾斜の変化を示していて、砂礫層が下位の地層中に谷状にきりこんでいることがわかる。

第2図 横山南方の尾根で見られる乱堆積層と、その下位の十宮層

第3図 山脇における東日笠層基底の乱堆積層と、その下位の十宮層

第4図 小志駒北方の道路切割に露出する東日笠層と高溝層との境界面

第5図 第4図の境界面の拡大図

iii) 環関尻付近 環バス停留所西の切割には、乱れたシルト層中に円礫や貝化石が点在している乱堆積層がある。ここでは、いままで東日笠層といわれていた砂礫層(これを東日笠型砂礫とよぶ)との直接の関係はみられないが、分布や岩相からいつて、東日笠層下限の乱堆積層と思われる。

恩田南方 300 m 付近の湊川にかかる橋下の崖では、東日笠型砂礫が、南に傾く明らかな侵蝕面を以て、高溝層のシルト岩の上のにつている(第6図)。この境界面上の砂礫は、北にむかつて、中に細礫が点在する乱堆積型のシルト岩とインターフィンガーしており、橋の下では、乱堆積層と高溝層とが侵蝕面を境に接している。

第6図 恩田南方の川岸で見られる東日笠層基底の侵蝕面と、下位の十宮層

上記の地点から東へ、高溝にいたる川筋では、全部で6ヶ所の境界面が観察される。これらはすべて、東日笠層南縁の境界で、いずれも北へゆるく傾く侵蝕面を示し、侵蝕面の上には、しわよせ・シルト礫¹⁵⁾などを含む乱堆積層があつて、しばしばこの中に貝化石が含まれている。

iv) 東大和田一新田間 恩田上流の鹿野山南山腹では、数カ所に、東日笠層北縁の境界面があらわれている。どこでも侵蝕面がみられるが、もつともよく観察できるのは、環新田の沢ぞいの東崖である。境界面は南に傾き、大規模の侵蝕を示すが、ここでも、砂礫層の基底には、貝砂を基質とする乱堆積層がみられる。また、この地点と高溝付近とでは、境界面直下の高溝層が、厚さ数 m の範囲だけ、未凝固の状態での変形を示している。

以上にのべた様に、西部における東日笠層の下限の特徴は、“横山層”をふくめて、次の様にまとめられる。

第7図 地質断面図
断面線の位置は第9図参照，アミ目は東日笠層を示す。

この状態は，東へいくほどさらにはっきりする。すなわち，苗割では，東日笠層の砂礫層が，栗倉

第8図 苗割でみられる，東日笠層と栗倉層との関係
1: シルトがち互層， 2: 砂層， 3: 沖合型乱堆積層

i) 侵蝕面 東日笠層の北縁の境界面は南へ，南縁の面は北へ傾斜し，いずれの場合にも侵蝕面である。侵蝕面は，下位層を斜めに，ステップ状あるいは急角度にけずっている。

ii) 乱堆積層 横山付近の“横山層”は直接十宮層と接し，いっぽうそれより西の東日笠層は高溝層の上ののっているが，いずれの場合にも，砂礫層の下位には，乱堆積層を伴っている。これらの乱堆積層はほとんど斜面型¹⁵⁾のもので，貝化石を産し，とくに東日笠層の基底が示す谷状地形の底付近によく発達している。岩相は，だいたい，西南部ほど粗粒物質が多く，反対に，東北部ほどシルト分が多くなる傾向にある。なお，乱堆積層は，つねに東日笠型砂礫の下部に伴い，明らかに東日笠層の積成に関係をもっているから，東日笠層の下限は，この乱堆積層の下限面におくべきである。

b) 東 部

この様に，西部では共通の特徴をもっていた東日笠層の下限面の性質も，東部では，しだいに不明瞭になっていき，調査地域東縁の小糸川流域では，完全なインターフィンガーの関係にかわってしまう。このかわり方の状態を第7図の断面図に示した。

まず，田倉・諸崩南方の境界面についてみると，谷形に発達する砂礫層の底部に近い部分では侵蝕面であるが，尾根にあらわれる上部ではシルト層とインターフィンガーしている。

層のシルト層と互層しながら、横にうつり変っていく状態が、連続露頭で観察できる(第8図)。同様なインターフィンガーの関係は、小糸川沿岸の高宕畑や平田付近でも認められる。

さらに東の小櫃川流域以東では、砂礫層が完全に梅ガ瀬層の砂がち互層になっている。

4) 東日笠層産の化石群

a) 軟体動物

すでにのべた様に、東日笠層基底の乱堆積層中には、砂礫に伴って、多くの貝殻とその破片とが含まれている。これらは、ほとんど現存種またはその類似種で、汽水棲から半深海棲にいたるいろいろ

第 2 表

	Y	S	M	O	T	I	A	N
GASTROPODA								
<i>Acmaea pallida</i> (GOULD)		S						N
<i>Turcica coreensis</i> (PEASE)								N
<i>Turricula crumpii</i> (PILSBRY)								N
<i>Turricula hirasei</i> (KURODA) OTUKA								N
<i>Tegula pfeifferi</i> (PHILIPPI)								N
<i>Umbonium subsuchiense</i> MAKIYAMA	Y			O	T	I		
<i>Umbonium costatum</i> (KIENER)					T			
<i>Leptothyra sangarensis</i> (SCHRENCK)					T			
<i>Leptothyra</i> cf. <i>amussitata</i> (GOULD)		S						
<i>Turritella nipponica miyata</i> IDA	Y	S	M	O	T			
<i>Turritella nipponica nipponica</i> YOKOYAMA	Y		M					
<i>Turritella</i> sp.			M					
<i>Batillaria</i> sp.	Y							
<i>Amaea picturata</i> (YOKOYAMA)					T			
<i>Epitonium</i> cf. <i>subfrondiculum</i> (YOK.)							A	
<i>Amalthea conica</i> SCHUMACHER								N
<i>Polinices reiniana</i> (DUNKER)					T			
<i>Polinices</i> sp.		S	M		T	I		
<i>Natica severa</i> GOULD		S			T	I	A	
<i>Natica</i> sp. 1	Y							N
<i>Natica</i> sp. 2								N
<i>Ellatrinia</i> cf. <i>eos</i> (ROBSON)								N
<i>Semicassis</i> sp.								N
<i>Japelion pericochlion</i> SCHRENCK			M					
<i>Neptunea minor</i> (HIRASE)		S			T			
<i>Siphonalia fusoides</i> (REEVE)	Y	S			T		A	
<i>Siphonalia spadicea</i> REEVE					T			
<i>Siphonalia</i> sp. 1								N
<i>Siphonalia</i> sp. 2								N
<i>Buccinum</i> cf. <i>suruganum</i> DALL					T			
<i>Ancistrolepis trochoideus</i> (DALL)							A	
<i>Nassarius caelatus</i> (A. ADAMS)					T			
<i>Fusinus muricatoides</i> (YOKOYAMA)								N
<i>Fusinus</i> sp.								N
<i>Ancilla hinomotoensis</i> YOKOYAMA								N
<i>Mitra</i> sp.								N
<i>Fulgoraria prevostiana</i> (CROSSE)				O			A	N
<i>Fulgoraria</i> sp.			M					
<i>Cancellaria spengleriana</i> DESHAYES	Y	S			T			
<i>Cancellaria</i> sp.					T			
<i>Leucosyrinx coreanica</i> (ADAMS & REEVE)					T			
<i>Ophiodermella pseudopannus</i> (YOK.)					T			
<i>Myurella</i> sp.		S			T			
<i>Asprella</i> sp.							A	
SCAPHOPODA								
<i>Dentalium septentrionale</i> KURODA		S						

	Y	S	M	O	T	I	A	N
PELECYPODA								
<i>Acila divaricata</i> (HINDS)	Y				T			
<i>Limopsis adamsiana</i> YOKOYAMA								N
<i>Limopsis crenata</i> A. ADAMS								N
<i>Limopsis</i> sp.		S						
<i>Striarca symmetrica</i> (REEVE)		S						
<i>Glycymeris vestita</i> (DUNKER)								N
<i>Glycymeris</i> cf. <i>rotunda</i> (DUNKER)					T			
<i>Glycymeris pilsbryi</i> (YOKOYAMA)								N
<i>Glycymeris</i> sp.					T			
<i>Aequipecten vesiculosus</i> (DUNKER)								N
<i>Chlamys</i> sp.	Y	S						
<i>Patinopecten tokyoensis</i> (TOKUNAGA)	Y	S	M					
<i>Patinopecten hokurikuensis</i> OGOSE (MS)								N
<i>Pecten albicans</i> (SCHRÖTER)								N
<i>Lima zushiensis</i> YOKOYAMA								N
<i>Lima goliath</i> SOWERBY							A	
<i>Glyphaea gigas</i> (THUNBERG)	Y	S		O	T			
<i>Pycnodonta</i> sp.		S						
<i>Venericardia ferruginea</i> CLESSIN	Y				T			N
<i>Venericardia kiiensis</i> "cipangoana" YOK.	Y	S			T			
<i>Corbicula japonica</i> PRIME	Y	S			T		A	
<i>Corbicula leana</i> PRIME	Y	S			T			
<i>Nemocardium samarangae</i> (MAKIYAMA)								N
<i>Callista chinensis</i> (HOLTEN)								N
<i>Saxidomus purpuratus</i> (SOWERBY)								N
<i>Mercenaria stimpsoni</i> (GOULD)	Y							
<i>Protothaca</i> sp.					T			
<i>Mactra sulcataria</i> REEVE					T			
<i>Mactra</i> sp.			M		T			
<i>Spisula sachalinensis</i> (SCHRENCK)	Y							
<i>Macoma</i> sp.	Y							
<i>Solen</i> sp.					T			
CIRRIPEDIA								
<i>Balanus</i> sp.		S			T			
ANNELIDA								
cf. <i>Hydroides defrenatus</i> (YOKOYAMA)					T			

Y: 横山, S: 山脇砂, M: 山脇泥, O: 大川崎, T: 高溝, I: 新田, A: 苗割, N: 西日笠
 太字は多産を示す (第9図参照).

な棲息圏のものの混合からなりたっている。すなわち、第2表* にも示してあるが、浅海棲と考えられているもののうち、*Corbicula* は汽水棲、*Tegula pfeifferi*, *Striarca symmetrica*, *Glyphaea gigas*, *Balanus* などは汀線付近の岩礁に多いものである。いつぼう、より深いところに棲むと考えられているものには、*Turricula*, *Turritella nipponica*, *Japelon pericochlion*, *Neptunea minor*, *Buccinum suruganum*, *Ancistrolepis trochoideus*, *Fulgoraria prevostiana*, *Leucosyrinx coreanica*, *Limopsis crenata*, *Glycymeris rotunda*, *Aequipecten vesiculosus*, *Venericardia ferruginea* などがある。しかし、産状および保存状態をみると、浅海棲と考えられているものは一般に破片が多く、殻表の彫刻もひどく磨滅しているのに反し、半深海棲と考えられているものは、わ

* このうち、清和村西日笠のものは、いままで辻森化石帯²⁹⁾とよばれ、坂畑層にぞくされていたが、今回、鍵層を追跡した結果、U₈の層準に近いことがわかったので、この付近の坂畑層とともに、東日笠層に含めた。

りあいによく保存され、こわされ方も少ない。

また、北東部で東日笠層とインターフィンガーする粟倉層や梅ガ瀬層のシルト層中からは、まれにではあるが *Ancistrolepsis trochoideus*, *Antiplanes*, *suavodrilla*, *Yoldia lischkei*, *Acila divaricata*, *Palliorum*, *Periploma* などの、半深海棲と考えられている貝化石だけが点的に発見されている⁶⁾³²⁾。

b) 有孔虫類

東日笠層の乱堆積層中に含まれている有孔虫化石群をしらべたところ、量は非常に少なかったが、たとえば山脇では、優勢種として、*Pseudononion japonicum* と *Bolivina robusta* がえられた。同様な例は、すでに、小糸川および小櫃川流域に分布する東日笠層相当層中の乱堆積層についても報告されている¹⁵⁾¹⁷⁾。

また、高溝層・岩坂層および東日笠層とインターフィンガーする粟倉層の標本の粒度分析をおこなったが、その試料についても有孔虫化石群をしらべた。もちろん、ごく一部にすぎないので、有孔虫化石群の水平・垂直的な変化まではいえないが、普通にあらわれる属種は、*Bolivina robusta*, *Bulimina aculeata*, *Uvigerina bifurcata*,

第9図 鯨頭の位置を示す図(番号は資料採集地点、A—Lは断面図(第7図)の位置)

Cassidulina subglobosa などと, *Pseudononion japonicum*, *Elphidium* sp., *Cibicides* sp. などである。

さらに, 梅ガ瀬層のシルト層中からは, *Bulimina aculeata-Uvigerina bifurcata-Bolivina robusta* 化石群が報告されている⁷⁾。

c) 哺乳類

東日笠層およびその東側の延長である梅ガ瀬層からは, *Eumetopias watasei*, *Pseudorca yokoyamai*, *Parelephas proximus*, *Deperetia kazusensis* などの哺乳類化石が報告されており, とくに後の2種が多い³³⁾。この事実は, 東日笠層の粗粒物質が明らかに陸岸から供給されたことを示すと同時に, 哺乳類化石の研究に際しても, その産状や積成環境のくわしい分析が必要なることを物語っている。

5) 東日笠層が積成した頃の古底質

調査地域内の, 高溝層から栗倉層にいたるシルト岩層の中には, 凝灰岩の鍵層が多くはさまれており, 三梨はこれをくわしく追跡して, 精密な地質図をつくった²²⁾。私たちはこの鍵層の追跡を再確認し, それらをそれぞれ時間面と考えた。そして, 各鍵層の下盤に接する岩相をしらべ, 主に粒度分析法を用いて, 各年代の海底面における底質の分布と, それらの年代的な変化を知ろうと試みた。なお鍵層名は三梨の記載に従っている。

a) 方 法

分析に用いた試料は, すべて, 鍵層の下盤下 10 cm の点から, その層準を代表させる様に注意して採集した。

採集した試料は, まず風乾してからゴム塊で軽くおしつぶし, 充分くだいて秤量し, シリンダーの中で長時間水中に放置したうえ, そのままピペット法によって分析する。つまり, 粒径 4φ より細かいものは, 完全に分離した個々の粒子からなるものと仮定した。次には, この実験が終了後, 4φ のフルイを用いて, シリンダーの底の試料を水篩して砂だけを得, その重量パーセントを計算する。砂は Emery tube 法²⁾により, 沈降速度に基いて分析し, 前のデータとあわせて1つの分析値とした。

第 10 図 古底質の水平および垂直変化図 (位置は第 9 図参照)

b) 結 果*

試料の採集地点は第9図に、その分析結果は第10図に示した。また分析値の比較は quartile-system によらず、 ϕ system⁴⁾を用いておこなった。

i) 水平変化 試料を、鍵層ごとに西から東へならべてみた。また、鍵層を東日笠層中に延長したと仮定した地点からの試料も入れてある。これによると、 $M\phi$ は、異常に粗い東日笠層をのぞけば、明らかに西から東へいくほど細くなる。 $\sigma\phi$ や $\alpha\phi$ については、 $M\phi$ の様なはつきりした関係がないため図示しなかつたが、東日笠層中のものと周囲の地層中のものとは、著しい差がある。

第11図 代表的な東日笠層の砂の粒度分布図

ii) 垂直変化 調査地域の北半には、南北方向の沢が数本流れている。この方向は、地層の一般走向とほぼ直交するので、この沢ごとに、粒度 $M\phi$ の垂直変化を知ることができる。これによると、例外なく一般に、上位にいくほど粗くなる。

iii) 水平および垂直変化 第10図には、上にのべた水平と垂直の2つの $M\phi$ 変化をまとめて示してある。すなわち、各ルートを縦にならべ、これらの柱状図を鍵層によつて横につないである。この図から明らかな様に、岩相境界面と時面とは斜交しており、しかもこの傾向は、鍵層 T_{m5} から上位でより著しい。

d) 粒度分析のまとめ

粒度分析の結果わかったことは、次の様にまとめることができる。

- i) 各時面を通じて、西で粗く東で細かい。
- ii) 時面に垂直なルートにそつては、上位ほど粗い。
- iii) 岩相境界面と時面とは明らかに斜交する。
- iv) 東日笠層は周囲の地層にくらべて、不連続的に著しく粗い(第11・12図)。
- v) 東日笠層の中では、西で粗く東で細かい。

第12図 東日笠層中の礫の大きさおよび円磨度

III. 東日笠層についての考案

1) “横山砂礫層”の問題

第II章で記載した、調査地域西縁の横山付近に分布する砂礫層は、1933年に植田房雄³⁴⁾が横山砂礫層と命名したもので、植田をはじめ、小池¹⁰⁾らも、その分布や岩相から、東日笠層の延長と考えてきた。三梨^{**}は、これに反し、横山層を、東日笠層よりずっと新期(洪積世中期)の積成物だとして、東日笠層と区別している。しかし、私たちは現在、次の理由によって、両層が同一の地層だと確信している。

* くわしい数字は SATO, T. (1956): A Study on the Fossil Submarine Canyon, 東大修士論文(手記)を参照されたい。

** 三梨の談話による。

第13図 東日笠層中の礫の種類

a) 両層とも、下位の地層の向斜軸上に、一列に並んでいる。

b) 両層は岩相がよく似ていて、しかも、近くには、東日笠層以外に似た地層がない(第13図)。

c) 両層に含まれている貝化石群および有孔虫化石群はよく似ている。

d) 東日笠層は *Parelephas proximus* の産出を特徴とするが、横山層の分布地域内の峰上村山脇からも、*Parelephas* cf. *proximus* が報告されている。

e) 両層の下限面の性質は、すでにのべた様に、侵蝕面や乱堆積などの、共通した特徴をもっている。

f) 横山層の最下部の乱堆積層中には、下位の十宮層や高溝層から由来したと思われる巨礫が含まれているが、それらの一部は、未凝固な状態での変形を示し、また、下位層との境界面では、粒子が互にまじりあっている部分もあるので、これらの乱堆積層は、十宮層や高溝層と近い年代の地層だと思われる。

2) 東日笠層の基底の問題

第II章で、東日笠層の基底の性質を、個々の露頭ごとに記載したが、ここでは、これらの各露頭でみられる境界面が、全体としてどうつながっているか、つまり、東日笠層をそのままとり除いた場合、どういう地形があらわれるかという問題を考えることにする。

まず、前節の検討で、“横山層”は東日笠層にひとしいことがわかったから、東日笠層は、その西端部*で十宮層を斜交関係**に被い、下端は十宮層の下部近くまできりこんでいることが明らかになった。すなわち、横山・山脇・小志駒付近では、東日笠層の基底が谷状に関亜層群中にきりこんでいて、その侵蝕量(および時間の間隙)も大きい***。

いっぽう、東日笠層は、その東半部で、梅ガ瀬・諸崩・栗倉の諸層とインターフィンガーの関係にあり、斜交・侵蝕関係がみられないこともすでにのべた通りである。

そこで問題は、環関尻一田倉間の東日笠層にしばらくしてくる。この地域の東日笠層の基底は、どの露頭でも下位層を侵蝕しているが、各露頭の境界面相互の関係については、次にのべる2つの場合が考えられる。すなわち1つは、個々の侵蝕面が、じつは、インターフィンガーする東日笠層の先端部

* 現在残っている西端という意味で、かつては東日笠層が、横山よりさらに西に向って谷の頭をのばしていたと考えている。

** 私たちは、層群の発展過程のはじまり(境)が地層中に表現されたものを不整合とよび、その不整合が意味する時間的な間隙は、いろいろの地史をとおしてしらべている。そして、黒流不整合の例でも分かる様に、不整合は、基盤運動の質が、大きな単位で不連続的に変ることによりつくられるのであつて、陸上侵蝕に限らず、海底侵蝕や無積成関係、ときには平行連続関係をもその中に含めている。いっぽう、上下両層の形態的な関係(現象)については、斜交・平行などの言葉をつかい、なるべく具体的に性質を記載する様にして区別している(11)(13)。

*** この侵蝕面が示す間隙中に、房総東部では、厚さ2000mもの地層が積成している。この点は、さきあげた、下位層が未凝固なうちに東日笠層が積成したという推定と、一見矛盾する様に見えるかもしれないが、同様な関係は、黒流不整合の場合にもしらべている。そして、これらの事実は、逆に、1つの層群の中では、数千mの地層が積成する間、地層が完全には凝固しないという関係を示しているのである。

だけの現象で、全体としては、周囲の地層と同時異相の関係にある場合であり*、いま 1 つは、長い谷地形をとって、侵蝕面がつづいている場合である。

比較的露頭にめぐまれたこの地域でも、この両説のどちらが正しいかを決定するためには、まだ露出が不十分で、大規模の発掘をおこなわない限り、問題の解決は、限られた資料に基づく推論にたよることになる。しかし、現在私たちは、環関尻一田倉間の場合、後者の可能性の方が強いと考えているが**、これは次の様な理由に基づいている。

a) この地域では、私たちのみだ限りの露頭において、東日笠層は下位と斜交し、しかも侵蝕面は、東日笠層の北縁では南に、南縁では北に傾斜していて、谷地形を暗示している。また、高溝層が東日笠層を逆に被う露頭はみつかつていない***。

b) 西隣りの横山地域でみられる谷地形も、この地域における谷形侵蝕面を類推させる。

c) 高溝・岩坂両層中の鍵層は、東日笠層にきられ、東日笠層中にはのびていない****。

d) この地域の東日笠層の基底部には、莫大な量のシルト礫（たぶん高溝層から由来したもの）が含まれていて、強い侵蝕作用があつたことを示している。

e) 第Ⅱ章第5節でのべた様に、東日笠層の岩相は、周囲の地層の岩相と不連続的に急変し、このことはまた、その中の化石群についても同様である。これらの事実から、東日笠層を積成した営力は、周囲の地層を積成した営力と、ひどく性質を異にしていたことが分る。だから、周囲のシルト層と東日笠層の粗粒層とが、同時に積分的に形成されていった、つまり、たとえば高溝層のシルト層が 1 m 積成する間に、東日笠層の巨礫層がやはり 1 m 積成し、その集計として、全体で 200 m 以上の厚さをもつ高溝層と東日笠層とが、同時につくられたとは、堆積速度の点からも、とうてい考えられない。

f) 東半部の東日笠層や梅が瀬層は、シルト層とインターフィンガーしているが、その場合には、インターフィンガーの水平距離が長く、東日笠層西部の南北縁の様に、非常に近距離のうちで急変している場合とは様子を異にしている。また、2層が積分的に同時に形成されたとすれば、東日笠層と周囲の地層との境界が、なぜ空間的にも平面に近いのか、つまり、2つの岩相をもたらしした水塊の境が、なぜ長期間に亘つてほぼ同じ位置にあつたかという、むずかしい問題を解決しなければならない。

3) 東日笠層と周囲の地層との年代的な関係

前節で、東日笠層と周囲の地層との空間的な関係についてのべたが、では東日笠層は、どの層準までの地層を侵蝕し、どの層準以上の地層とインターフィンガーしているのであろうか。そこで、ふたたび、まえにのべた鍵層をてがかりとして、東日笠層と周囲の地層との年代的な関係をしらべてみた。すると、鍵層と東日笠層との関係は次の様になり、東日笠層の積成が T_{m5} 以後にはじまり、 U_8 ・ U_6 頃はすでに終りに近づいていたことを示している*****。

a) T_{m4} は環新田で、ほぼ確実に東日笠層に侵蝕されている。 T_{m5} も、地形および分布状態から推測して、東

* この場合でも、たとえ何回かに分れたにせよ、東日笠層の積成に伴つて、周囲の地層が谷状に侵蝕された事実は明らかである。

** 関尻と田倉とで基底の性質が急に変わるわけではない。つまり、南西部にいくほど、また各地点における下部ほど、谷地形がはつきりし、北東部へいくほど、また各地点の上部ほど、インターフィンガー関係が多くなるということである。

*** 峰上村押切・恩田・東大和田付近の高溝層中には、厚さ数 m 以下の砂岩レンズが何枚かはさまれており、三梨は、これを、東日笠・高溝両層のインターフィンガーの証にあげている。しかし、さきに記載した様に、この付近における東日笠層の真の基底は、厚い砂礫層の基底を占める含化石乱堆積層下の侵蝕面におかれるべきで、高溝層中の砂層レンズは、規模からいつても、また形態のうえからも、東日笠層と異っている。

**** もちろん、これだけの事実では、鍵層が、同時に積成した粗い東日笠層中で散つてしまった可能性も残されている。

***** 養老川では、 T_{m5} から U_8 まで、地層の厚さが 370 m ある。

日笠層に侵蝕されていると考えられる。

b) いっぽう、 $U_3 \cdot U_6$ は、苗割・高岩畑などにおいて、東日笠とインターフィンガーするシルト層中にみいだされる。

c) U_3 以上の層準では、シルト層が優勢になり、砂礫層のはさまは殆どなくなる。

4) 東日笠層基底の侵蝕面は海底侵蝕によるものか

すでに推論した様に、東日笠層の西半の基底は、西南西から東北東にのびる谷地形をとって、下位の関皿層群中にきりこんでいる。私たちは、この地形が海底侵蝕によってつくられたと考えているが、その証として、次の様な事実をあげることができる。

a) まず、東日笠層が海成層であることの証拠として、

i) 東日笠層基底の乱堆積層中には、海棲軟体動物および有孔虫の化石群が含まれている。

ii) 東日笠層中のはさまのシルト層は、海棲の有孔虫化石群を産する。

iii) 東日笠層は、半深海型の準自生化石群を含む栗倉層や梅ガ瀬層とインターフィンガーしている。の3点があげられる。

b) 東日笠層の西半と基盤の関皿層群との境は、明らかに侵蝕面であるが、時によると、砂礫がシルト岩中にくいこんだり、乱堆積層が基盤と融合したりしている。この事実は、関皿層群がまだ充分固結しない時期に、侵蝕と東日笠海成層の積成がおこなわれたことを示すと同時に、乱堆積層や砂礫層をもたらした海底土石流そのものが、侵蝕の営力であつたことを物語っている。

c) 東日笠層のすぐ北では、下位の岩坂層と東日笠層相当の諸崩層とが整合に連続し、両層とも半深海性の環境で積成している。また、小糸川以東に発達する大田代層（高溝層の層準）と梅ガ瀬層（東日笠層の層準）の両層は、房総半島の三浦層群を通じて、もつとも深い相を示している⁶⁾⁷⁾。だから、これらの時期に、海退・陸上侵蝕とそれにつづく新たな海進が行われた証拠はみられない。

d) 武蔵野累層群中の各層群に共通した発展過程によると¹¹⁾¹²⁾、層群の単位でみれば、各層群が積成中の基盤沈降の中心は、層群の年代が新しくなるにつれて北へ移動している。だから、各地点は、いわゆる沈積輪廻といわれる、同一地点における上昇沈降のくりかえしではなく、しよき倒し状に、→沈降→隆起という定方向的な基盤運動をおこなつていて、海退→陸上侵蝕→海進という順序は考えられない。そして、東日笠層が積成した前後に、東日笠層の分布地域は、陸化するほど大規模な上昇の段階にあたっていない。

IV. 東日笠層の積成環境について

1) 秋元皿層群の積成環境

関東地方の南部は、新第三紀以後にたどった地史のうえから、a) 丹沢一嶺岡隆起帯、b) その南の前縁地向斜地域、および c) 隆起帯北側の関東造盆地地域という、3つの地質構造区に区分され、各地域がそれぞれ、各地域に固有の、しかも全体として統一された基盤運動をつづけてきた¹²⁾。

そのうち、北側の関東造盆地地域に厚く発達する武蔵野累層群は、積成運動の段階性によって、不整合で境される6つの層群（ネプトン）²¹⁾に区分される。そして、いま問題にしている秋元皿層群は、その下位から4番目の過程にあたっている。

当時は、秋元皿層群を積成した古東京湾が東に口を開いており、その南側では、古房総半島が、丹沢一嶺岡帯を軸として陸起していた。

1953年および1955年に小池は、武蔵野累層群中の各層群に共通する一般的な層群の発展過程として、3段階を区別したが、この関係は、秋元皿層群についても、原則としてそのまま適用される。すなわち、細かい点をのぞいていうと、その第1は、東日笠・梅ガ瀬両層によって代表される、乱堆積

の多い粗粒な地層であり、その厚さは場所によってひどくちがっている*。第2の段階は、栗倉層・国本層によって代表される砂質シルト層で、地層の厚さは全地域にわたってあまり変らない。そして最後の段階は、市宿層**・柿ノ木台層によって代表される粗粒層で、その上位には、成田層群が重なっているのである。

この様な一般的な積成環境の中で、東日笠層が積成した当時の古海底の状態はどうだったであろうか。次には、この問題を検討してみよう。

2) 物質の供給

東日笠層が積成した頃の海に物質を供給した源が、当時の古房総半島に顔をだしていた新生代層、および古東京湾の西側の関東山地に分布していた古期岩類であろうという点は、積成岩の組成をしらべた結果確認された(第13図)¹⁵⁾。このうち、関東山地系統の古期岩類の碎屑物は、古東京湾の沿岸流によって、湾内を水平方向に運搬されてきたと推定される。いっぽう、隆起帯の新生代層の場合は、丹沢一嶺岡帯の隆起と、造盆地地域中の沈降中心地の移動とに伴い、半凝固の第三紀層がすぐ侵蝕の場におかれたため、多量の供給に役だったと考えられる。

また、化石群の項でのべた様に、陸棲の哺乳類化石や淡水棲の貝化石は、陸地沿岸の粗粒堆積物と一しよに運搬されてきたものであるが、いっぽう、わりあい深海棲の化石は、未凝固の流状シルト岩片などと同様に、定着地近くの海底から移動してきたものと思われる。

この様に、東日笠層の積成物をもたらしした供給源の方向は、東日笠層の形態や積成物の性質および積成盆地全体の発展過程から考えて、南ないし西にあったことは確実である。

3) 古海底地形

東日笠層が積成した当時の一般的な傾向からいって、当時は、北東に傾く海底斜面をつくりやすい基盤運動がつづいていた。

また、この海底斜面の存在は、東日笠層自身の記録からも確かめられる。すなわち、すでに化石群の記載の項でのべた様に、東日笠層中に含まれている貝化石は、a) ひどく表面が磨滅して破片が多い浅海棲型と、b) 保存がよく、両殻があわさったものもある半深海棲型とに区分できる。このことはまた、有孔虫化石群についても同様である¹⁵⁾¹⁷⁾。もちろん、現生種の生態についての知識を、そのまま無批判に、化石に対して適用することはさげなければならないが、この様に、

a) 保存および産状が、現生種の生態によって分けた群ごとにちがひ、半深海棲型が準自生と考えられること、

b) この混合現象が、分類を異にする各種の動物について、同様にみられること、などの化石に関する資料と、

c) 東日笠層の化石を含む乱堆積層が積成するためには、斜面の存在が必要なこと¹⁵⁾、

d) 東日笠層とインターフィンガーする梅ガ瀬層・諸崩層・栗倉層などのシルトがち互層は、クロスラミナ・漣痕・層間侵蝕などの、強い波や流れの影響を示す構造をもたないこと***、

* 現在地表に露出している秋元亜層群は、ネプトン・レンズの長軸にほぼ平行な切り口をみせているので、レンズの収束部(当時の陸地側)方向への変化がよくあらわれていない。

** 私たちは現在、市宿層の大部分が秋元亜層群の第3段階の積成物で、栗倉層や諸崩層(いわゆるクリノセム²¹⁾)と斜交関係⁸⁾にあるウダセム²¹⁾だと考えている。

*** i) 地層の分布の規模や ii) 地史的な生いたち、および iii) 粗粒相や盆地縁辺部におけるクロス・ラミナの存在などから考えて、当時の古東京湾が、表層までも静かな動きのない内湾だったとは、とても考えられないので、これらの現象は、深度に原因していることと思われる。また、有孔虫化石群中に外洋浮游性のものが多いことも、閉じた内湾説に対する反証になっている。

などの地層に関する資料とが、ともに、東日笠層の積成環境として、総合的に、半深海的な海底斜面を指示することは、地質学的にみて、古環境を示す非常に確かな事実だといえるのである。

以上にのべた斜面の推論と一致して、一般的な底質もまた、相対的に、西から東へ向って細粒になっている。これを、時間的な変化という面からみると、はじめ高溝層の T_{m5} ぐらいまでは、一様な沖合型のシルトが広く分布して、わずかに砂のレンズがはさまれていたのが、以後は、砂質の分布が普通になり、海底斜面が北東方向に前進したことを示している。

この、盆地の北東進あるいは埋めたての進行をひきおこしたことは、多量の供給と盆地中心の沈降とが原因している。そして、武蔵野累層群中の各層群の発展過程にみられる様に、秋元亜層群の第1段階、すなわち東日笠・梅ガ瀬両層の積成時には、後背地の隆起と盆地中心部の沈降がとくにはげしく、これに伴って供給された多量の粗粒堆積物の一部は、運搬の過程で、積成中の褶曲運動によってつくられた斜面上のわずかな凹みに集中し、谷地形を発達させていったと考えられるのである。しかし、斜面の沖合では、シルトがちの互層が一般的に積成していて、厚い砂層や沖合型乱堆積層とのインターフィンガーがつくられた。

4) 東日笠化石海底谷

上述の様に、 $T_{m5} \sim U_8$ の期間中におこなわれた堆積物の多量の供給は、基盤の向斜構造とむすびついて、海底侵蝕をひきおこし、海底の一部に谷を形成した。

この海底谷の谷底および谷壁は、斜面型の乱堆積層¹⁵⁾に被われ、その中では、浅海底から由来した粗粒物質および化石群が、積成地付近の半深海性の細粒物質および化石群と混ざりあっている。

しかし、 U_8 以後の時期になると、だんだん砂礫の供給がおとろえ、斜面の前進に伴って、谷は埋めたてられていった。 U_8 以後は、谷は完全に埋められて、新しい、泥質を主とする海底斜面が形成されていったのである。

こうしてつくられた東日笠の海底谷は、現世の海底にみられる海底谷のあるものと、形および堆積物が著しく似ている。もちろん東日笠層の場合は、長期間にわたり、海底地形として保存されたのではなく、比較的短期間の間に、発生し発展し消滅して、谷を侵蝕した営力である乱堆積層や砂礫層の一部が、海底谷と共存し、海底谷を埋めている。しかし、私たちは、一時的にせよ、海底侵蝕によって谷地形がつくられたという点を重視し、これを東日笠化石海底谷とよぶことにした。

東日笠化石海底谷は長さ約 7.5 km 以上、巾約 1.5 km 以上、深さ約 150 m 以上の規模と、おそらく V 字型の断面形とをそなえていた。

V. 化石海底谷と現世の海底谷

私たちはこの論文の中で、化石海底谷の題問を取扱ったが、これには 2 つの目的があった。1 つは、化石海底谷の性質を調べることによって、当時の積成環境をより深く理解すること、いま 1 つは現在の海底谷の成因の解明に役だてようという点である。

このうち、第 1 の目的に関しては、1) 化石海底谷の成因、2) 化石海底谷と斜面型乱堆積層との関係、3) 化石海底谷と層群の発展過程との関係、4) 普通の不整合との比較などの面で、積成環境の研究に役だたせることができた*。とくに、陸上侵蝕による不整合と海底侵蝕現象とを区別することによって**、武蔵野累層群の地史の理解は大はばに進歩したのである。

* 陸上の河川によって侵蝕された化石谷や、浅海底において海水の流れでつくられた化石谷などは、区別して扱う必要がある。

** 千葉県内の、勝浦町ボラの鼻の黒滝不整合¹⁶⁾、峰上村大塚山関付近の斜交侵蝕面²²⁾、および東日笠の不整合などは、いずれも、以前には陸上侵蝕によるものと考えられていた。

しかしながら、第2の目的に対しては、研究はまだその第一歩をふみだしたにすぎない。現在の海底谷の成因を解明するためには、地形学・海洋学・堆積学・地層学の各部門が協力し、こんども資料の集積に努めなければならないが、私たちはこの研究に対し、地層学の立場から、次の様な分野（および限界）で協力ができると信じている。それは、歴史科学の立場から、地質時代に確かに起つたでき事を明らかにすることと、地史的な発展過程の法則性にてらして、現世の海底堆積物および地形を取扱うという2点である。

そして、私たちは、この問題に関し、現状で次の諸点を指摘しておきたい。

1) 陸棚斜面でいどの深さにおいても侵蝕力が存在し、海底で谷がつくられる。その営力としては、いわゆる広義の乱泥流(density current)といわれるもののなかで、とくに、海底土石流(sub-aquaqueous mudflow)が、侵蝕力が大きくて考えやすい。

2) 海底侵蝕によって海底谷がつくられる場合には、基盤の運動（傾動・褶曲・構造線・断層などをつくる運動）が根本的な原因である。

3) 海底谷のうちに、陸上侵蝕谷が存在することは、私たちも別の論文¹⁶⁾でふれたが、その中に、氷期の海面低下に原因したものがあることは明らかである。ただし、氷期の海面低下量は150 m以内であつて、700~1000 mあるいはそれ以上もの大きいオーダーではおこなわれなかった。

4) 陸棚斜面の上にみられる深い海底谷が、海底侵蝕の作用のみによって形成されたのか、また、大陸縁辺の撓曲による沈水谷がどのていどの深さにまで達しうるかという問題は、大洋の成因という大きなワクの中で、1つ1つ、具体的に、その地域の地史とむすびつけながら研究していく必要がある。

1955年に、私たちが化石海底谷の存在を報告した頃から、日本各地に、同様な例がいくつかみつかつてきた*。こんども、とくに厚い地向斜性の地層が発達している地域に、化石海底谷の発見が期待されるので、多くの方々の御批判と御協力をお願いしたい。

VI. あとがき

この研究をおこなうに当り、小池は、故大塚弥之助先生の御指導を頂き、先生の資料を利用して頂いた。また小池・佐藤両名は、坂本峻雄教授・新野弘教授から御指導をうけた。ここに、先生方の日頃の御好意に対し、お礼を申しあげる。

また、三梨昂氏は、異なる立場から有益な御批判を与えられ、成瀬洋氏・生越忠氏には、貝化石の鑑定をお願いした。奈須紀幸氏からは、粒度分析について助言を頂いた。平山次郎氏・星野通平氏・伊田一善氏・石和田靖章氏・松田時彦氏・杉村新氏・高井冬二氏は、それぞれの立場から批判して下さい。さらに、環・秋元両中学校の方々は、宿泊の便宜を計つて下さつた。

ここに、これらの方々に対し、心から感謝する次第である。

文 献

- 1) DALY, R. A. (1936): Origin of submarine canyon. *Am. J. Sci.*, **31**, 186, 401~420.
- 2) EMERY, K. O. (1938): Rapid method of mechanical analysis of sands. *J. Sed. Pet.*, **8**, 3, 105~111.
- 3) ERICSON, D. B., EWING, M. & HEEZEN, B. C. (1951): Deep sands and submarine canyons. *B. G. S. A.*, **62**, 961~966.

* 未発表のものが多いが、東北裏日本の油田第三紀層・富士川流域の西八代層群・静岡の掛川層群²¹⁾などに知られている。

- 4) INMAN, D. L. (1952): Measures for describing the size distribution of sediments. *J. Sed. Pet.*, **22**, 3, 125~145.
- 5) JOHNSON, D. W. (1938~39): Origin of submarine canyons. *J. Geomorph.*, **1**, 111~129, 230~246, 324~342, **2**, 42~60, 133~158, 213~236.
- 6) 金原均二・大山 桂・小野 暎・伊田一善・本島公司・石和田靖章・品田芳二郎・牧野登喜男・三梨 昂・安国 昇 (1949): 千葉県茂原町附近の天然ガス, 石油技, **14**, 6, 245~274.
- 7) 河井興三・内尾高保・上野道文・保月光五郎 (1950): 千葉県大多喜町附近の天然ガス, 石油技, **15**, 4, 151~219.
- 8) 小池 清 (1949): 房総半島中部の地質 (I), 東大立地研報, **3**, 1~6.
- 9) 小池 清 (1950a): 房総半島の第三紀層, 地質雑, **55**, 648~9, 188.
- 10) 小池 清 (1950b): 鋸山附近の地質, 教育見学会パンフレット, 1~4, および地質図.
- 11) 小池 清 (1951): いわゆる黒滝不整合について, 地質雑, **57**, 667, 143~156.
- 12) 小池 清 (1952a): 南関東のおいたち, 東大立地研報, **10**, 5~11.
- 13) 小池 清 (1952b): 不整合について, 堆積学研究, **1**, 3~4.
- 14) 小池 清 (1953): 層間異常の地史的意義について, 堆積学研究, **5**, 2~3.
- 15) 小池 清 (1955): いわゆる層間異常の地史的意義について, 地質雑, **61**, 723, 566~582.
- 16) 小池 清・佐藤任弘 (1955): 地質学のたちばからみた海底谷, 堆積学研究, **8**, 3~6.
- 17) 小松直幹・大森隆一郎 (1956): 層間異常の1つについて, 堆積学研究, **13**, 1~6.
- 18) KRUMBEIN, W. C. & PETTJOHN, F. J. (1938): Manual of sedimentary petrography, Appleton-century-crofts, N. Y.
- 19) KUENEN, PH. H. (1950): Marine geology, JOHN WILEY, N. Y.
- 20) KUENEN, PH. H. (1953): Classification and origin of submarine canyons. *B. G. S. A.*, **64**, 12, 1295~1314.
- 21) MAKIYAMA, J. (1954): Syntectonic construction of geosynclinal neptons. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. B1*, **21**, 2, 115~149.
- 22) 三梨 昂 (1954): 房総半島鬼涙山南部の地質——特に岩相の時空的ひろがりについて——, 地質雑, **60**, 710, 461~472.
- 23) 新野 弘 (1950): 特殊海底地形地域の底質に関する研究, 水路要報増刊, **7**, 83~121.
- 24) 日本地質学会編 (1955): 地層名辞典日本新生界ノ部, M・N, 東大出版会.
- 25) OGOSE, S. (1954): Stratigraphical boundary between the pliocene and pleistocene strata in the Bôso peninsula, South Kantô, Japan. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, **9**, Pt. 2, 287~299.
- 26) 生越 忠 (1955): 房総半島における鮮新・更新両世の境界についての諸問題, 地質雑, **61**, 720, 421~432.
- 27) 大塚弥之助 (1932): 日本群島に見られる沈積輪廻の或るもの, 地理評, **8** 下, 12, 905~932.
- 28) 大塚弥之助・望月勝海 (1932): 地形発達史, 岩波講座, 地理学.
- 29) 坂倉 勝彦 (1935): 千葉県小櫃川流域の層序 (其の1), 地質雑, **42**, 506, 685~712.
- 30) SHEPARD, F. P. (1948): Submarine geology, Harper & Brothers, N. Y.
- 31) SHEPARD, F. P. (1952): Composite origin of submarine canyons. *J. Geol.*, **60**, 84~96.
- 32) 鈴木 好一 (1935): 房総半島鮮新層産 *Ancistrolepis trochoideus* (DALL) の化石, ヴィナス, **5**, 4, 187~194.
- 33) 高井 冬二 (1938): 本邦に於ける新生代哺乳動物, 地質雑, **45**, 541, 745~763.
- 34) 植田 房雄 (1933): 房総・三浦両半島に発達する新生代地層の層序, 地質雑, **40**, 483, 799~801.