

地蔵堂層および藪層について

青木直昭*

(1966年4月22日受理)

まえがき

地蔵堂層および藪層の層序や貝化石群については、坂倉勝彦(1935)および三土知芳(1937)のすぐれた研究があり、その後も多くの報告が出されている。中川久夫(1960)は両層の層相の週期的垂直変化や水平的な変化についてのべた。青木直昭・その他(1962)は地蔵堂・藪両層のややくわしい層序を明らかにし、おのおのの貝化石の産出層準をきめた。鈴木達彦・青木直昭(1962)は養老川から瀬又付近にわたる両層の層序について調査し、さらに東の地域に分布する地層については、小島伸夫(1962, 1963)が瀬又周辺、熊井久雄(1964)が瀬又一東金、菊地隆男(1962)が東金一成東一横芝の地域の層序を報告している。これらの地域と小櫃川以西の房総西岸地域を合わせると、東京湾岸の木更津から東海岸の九十九里浜の間に露出する地蔵堂層および藪層について検討できることになる。*

この報告では、房総半島全体から見た地蔵堂層および藪層を中心とする、下総層群下部の標準の累層区分について検討して、いくらかの改訂をしておきたい。また、これらの地層の上位に重なる成田層との層序関係についてもべる。

地層区分

房総半島北半部において地蔵堂・藪両累層(広義)およびそれらの相当層が典型的に発達している地域は、やはり坂倉、三土らの研究した範囲であろう。幸いにも、両者は地層を命名するにあたって、層序をよく調べたうえで、おもに馬来田周辺の地名をとった。この地域は地層が厚いこと、貝化石が多いこと、識別しやすい岩相で層序がわかりやすいことなどの長所がある。このため筆者も坂倉・三土にしたがって、この層準の地層の模式地を君津郡富来田町馬来田周辺にとり、馬来田東方の泉谷から、地蔵堂周辺、藪、真理谷を経て、米田、川原井一房根、上泉北方にいたるルートとする。

概観すると、地層は砂層および泥層からなっている。砂層は泥層より厚くて数m—数10m、泥層は0.5—10m

ぐらいが普通である。うすい泥層には連続性とぼしいものがあるが、厚さ2m以上の泥層には東西に長く連続するものが多い。砂層は露頭でみられる岩相や堆積状態などからその層準を決めることが困難であるため、整合にかさなる柱状にあつては、砂・泥層のうち、比較的にうすくて連続性のある泥層を追跡し、一つか二つの砂から泥へのサイクルをまとめて二つの累層とし、通常、砂層の下限で累層の境界がひかれている。

青木ら(1962)は、馬来田周辺の層序を報告したとき、上総層群の笠森層のうえにのる貝化石にとんだ砂層と泥層の互層を、岩相の特徴によつて20ほどの単位に細分して層序を記載した。累層区分としては、坂倉の与えた地層名をつかつて従来どおり地蔵堂層と藪層とに大きく二つに分けておいた。

泉谷化石帯の泥層より下位の、地蔵堂層最下部の砂岩部層は東へいくと50mにも厚くなっているうえに、砂の層相も地蔵堂層プロパーから区別され、茂原以東では石油地質関係者によつてこの砂層が金剛地層(三土, 1937)とよばれている。これらの事実から青木(1964)は、房総半島を全体的にみるとときには、三土の累層区分がより適当であろうと考え、地蔵堂層最下部の砂層を金剛地層とあらため、また、その上位にあつて東西によく連続する香取層とよばれていた泥層を泉谷層として区別して、従来の地蔵堂層のなかから岩相的にも化石の上からも異質な部分をのぞいて、地蔵堂層をいわゆる地蔵堂化石帯をふくむ砂層に限定する意見を述べた。藪層については調査不十分のためそのままにしておいたが、同様に三土の区分を採用したい。すなわち、藪層を藪化石帯をふくむ砂層だけに限定して、その上位にあつて、化石をほとんど含まない、火山灰層の薄層で特徴づけられる均質な砂層を上泉層(三土, 1937)とし、藪層から分離して累層とする。

したがつて、以上の模式地における累層区分をまとめると次のようになる。地層名については、先取権、模式地、いままでの習慣などを考慮しておいた。

上泉層	} "下総層群" 下部
藪層	
地蔵堂層	
泉谷層	
金剛地層	

* 埼玉大学理工学部建設基礎工学教室

** 銚子半島周辺については未調査
地質学雑誌 第73巻 第1号 1—6 ページ, 1967年1月

この累層区分は、中部—東部の地域にはどこでもよく適用できる。西の東京湾岸では、岩相の横の変化と地層の厚さの減少によつて様子がかわつてくるが、半島全体からみて、このままにしておく。

地層の記載

地蔵堂層および藪層の模式地（中部地域）およびそれ以東の地域の地層の記載については、横芝まで各地域ごとに報告されている。これらの地域では岩相の上下の特徴がそのままよく横に連続するので層準がわかりやすく、各研究者によつて記載されたおのおのの層序の比較が容易である。ここではこれらの報文との重複をなるべくさけて地層の特徴だけを記しておく。厚さ・岩相の変化などは第1図に簡単にあらわしてある。

菊地（1962）は東金—横芝の地域で地蔵堂層、藪層という地層名をつかっているが、三土の香取層を地蔵堂層と藪層との堺の泥層としたために、三土の金剛地層にあたるものを地蔵堂層、地蔵堂層プロパーを藪層という名のもとに記載した。西の隣接地域を報告した熊井（1963）もそれにしたがっているので、地層名については訂正を

要する。柱状図や地質図などを付して発表された報告によつて、各研究者による各地域の層序区分および使用された地層名をおたがいに比較すると第1表のようになる。

【金剛地層】

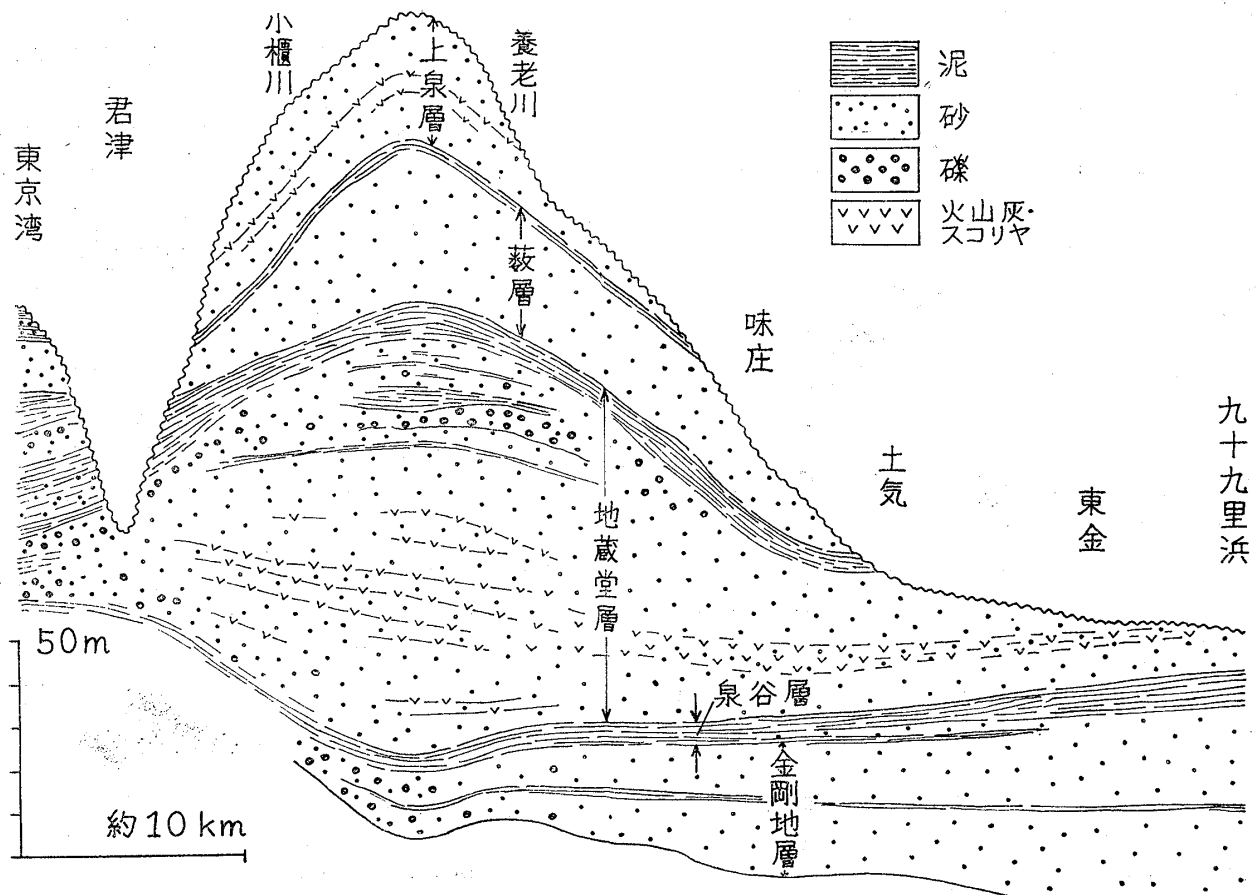
三土（1933）の金剛地層におなじ。

馬來田で約10mの厚さを持ち、東方に厚くなり、東金付近では50m以上に達する。

本層と下位の地層との層序関係、すなわち、下総層群と上総層群との関係については多少の問題が残されているが、ほぼ整合にあるものとみられる。

金剛地層は、厚く発達している東部地域では、比較的均質な、層理のよわい、細粒—中粒の砂層であつて、粗粒砂—細礫質砂の部分は少ない。中部では中粒砂—礫質砂を主とする。本層のほぼ中央の層準に泥の薄層、泥と砂のうすい互層、または泥と礫との互層があつて、全体として厚さは数10cm—1mぐらいであるが、馬來田から東金へとよく追跡でき、どの報告にもそれが記載されている。

金剛地層は西方へいくとうすくなり、三土は小櫃川西



第1図 房総半島，下総層群下部の層序断面図

第1表 層序比較表

地 域 研 究 者	房総北部	馬來田	富岡一 瀨又	馬來田一 瀨又	馬來田一 牛久	牛久一 瀨又	瀨 又	瀨又一 東金	東金一 横芝	瀨又・成田以東					
	青 木 1966	坂 倉 1935	三 土 1937	中 川 1960	青木・ その他 1962	鈴木・ 青 木 1962	小 島 1962-63	熊 井 1964	菊 地 1963	三 土 1963	服部・ 小 村 1959				
下 部	上部	"成田層"		弥富層	木下層 瀨又層 (?)	"姉ヶ 崎層"	成田層	N	木下層 上岩橋層	瀨又層	成田層	印旛層	成田層		
	下	上泉層	藪 砂 礫 層	上泉層	藪 層	藪 層	18	藪 層	M						
		藪 層		安須層			15		L						
				14			K								
		地蔵堂層	地蔵堂層	丹 原 化 石 帶 地 蔵 堂 化 石 帶 泉 谷 化 石 帶	真理谷層	地蔵堂層	地蔵堂層	13	地蔵堂層	H	丙 W 砂 層 層	藪 上 部 層	藪 層	香 取 層	鮮 新 統
								12		G					
								7		F					
								6		V 砂 泥 層					
								5		E					
								4		乙 U 砂 層					
		泉谷層		香取層		4	D	層	T 泥 層	最 上 部 シ ル ト					
	金剛地層	金剛地層	金剛地層				3	C	甲	上 部 砂	地蔵堂層				
						2	B	層	S 砂 層	中 部 シ ル ト					
						1	A	層		砂		成東層↓			

方で本層の塗色をやめている。ここでは、上の泉谷層や下の笠森層（広義）と岩相上からの識別・区分がしにくい。

【泉谷層】

坂倉（1935）の泉谷化石帯の泥層である。三土（1937）は馬來田西方から瀨又の西方まで追跡した泥層を香取層としているが、これは泉谷層と同じである。しかし、泉谷層に相当する泥層は香取周辺には露出していないので、香取周辺で三土が香取層としたものは、この地域の香取層とは層準の異なるものである。

厚さ 2-10m ぐらいの暗青灰色の泥層、または一部が泥と砂の互層である。浮石質のところがあり、一枚の白色火山灰層をはさむ。下部には生痕化石が発達し、下位の砂鉄質の砂のなかにのびている。中部には泥炭質、上部には貝化石をよく含むことがある。上下の地層にくらべて厚さ・岩相の変化が少なく、三土（1937）の地質図にみられるように東西によく連続している。

【地蔵堂層】（再定義）

坂倉（1935）の地蔵堂層から、その下部にあたる泉谷化石帯以下をのぞいたもの。地蔵堂化石帯および丹原化石帯をふくむ。三土（1937）の真理谷層におなじ。

100m ぐらいの厚い砂層。模式地では、下部は中粒—細粒の砂層、中部には貝化石が密集する狭義の地蔵堂化石帯があつて、これに白色浮石層やピンク色の火山灰層をともなう。その上にはスコリアや浮石の薄層を何枚もはさむ細粒—中粒の砂層、さらに均質な細粒砂層、うすい泥層や礫層などがあつて、最上部が厚い泥層となつている。これらの各層準の岩相は比較的よく横へ追跡できる。

本層中部の層準は、東方へいくと、黄白色—黄褐色の浮石やスコリアをふくむやや泥質な砂層となり、中にしばしば貝化石をふくんでいる。

模式地の岩相や層序は、西の西谷までそのまま追跡できる。それ以东では、砂層は次第にうすくなるが、礫—

礫質砂層に変わる。とくに上部および下部には礫層の発達が見えだつ。

地藏堂層の上限をきめる泥層は、厚さの変化はかなりみられるが、これもよく連続してわかりやすい。地藏堂付近では 6—10m ぐらいで、東方へうすくなつていく。これに対して西方では漸次厚さをまし 15m にも達する。全体としては泥岩であるが、層理のよく発達した泥、砂質泥、細粒砂、などの比較的リズムカルなこまかい互層をなしている。一般に下部はより砂質である。

〔藪 層〕(再定義)

坂倉 (1935) が定義した従来の藪層の基底から中部の泥層の上限までの下半部で、藪化石帯をふくむ砂層を藪層と再定義する。

厚さ 35m ぐらい。粗粒—中粒の砂からなり、密集した大型の貝化石を含む。この砂層は一般に浮石質で、上限はよく連続する 1—3m の泥層である。

小櫃川より西では厚さを減じ、礫質砂—礫層を主とするようになる。

東部や西部では上位の地層に不整合に被われて欠如しているところが多い。

〔上泉層〕

三土 (1937) の上泉層と等しく、従来の藪層の上半部にあたる。

20—30m の分級のよい細粒—中粒の砂層で、浮石質の部分や、鍵層となる浮石・スコリアなどの薄層を何枚かはさむ。全体として、均質でほとんど無層理な厚い砂層で、特殊な層相を示している。岩相の横の変化も少ない。上部は礫質砂や中粒—粗粒砂、ときに貝化石やうすい泥層をはさむ。

馬来田西方の猪台—上宮田周辺から模式地の^{かみいずみ}上泉南方を経て、養老川まで分布していてよく観察できる。その他の地域では、上位の地層に不整合に被われて分布しないものとみられる。

“成田層” との関係

“地藏堂—藪層” の上位の地層は一般に、瀬又層、成田層、またはそれらの相当層と考えられている。成田層の最上部では、海成相から陸成相へと変つていくが、金剛地層の基底から成田層の上限までは、ほぼ一連の海成層であるとされてきた。

服部・小村 (1959) は従来整合とされていた成田層の基底面に凹凸のあることを指摘したが、この見解の一部は菊地・館野 (1962) および成田研究グループ (1962) によつて修正された。菊地らは成田層の基底の構造等高

線をかいて、境界面がはつきりしていること、場所によつて高低があることなどの理由で、成田層と下位の地層とは、基底が高所にある範囲、すなわち成田層が最下部の泥層を欠き直接礫層をもつてはじまる地域では不整合、またいいかえれば、盆地全体をみるときは周辺部だけ不整合で盆地中央部では整合としている。

さらに、菊地 (1963) は東金—横芝の地域で成田層の基底に不整合があり、地層も欠如している事実をみとめたが、下位の地層の層序を馬来田周辺と同じように考えているので、不整合の大きさなどについてはまえとほとんど同じようになつてきている。

筆者がここで訂正した地層名をつかつて成田層と下位層との関係を述べると次のようになる。馬来田北方における成田層は、上泉層の上に不整合に重なるが、東にくにつれて次第に下位の層準と接するようになり、瀬又の地域では藪層上部の上に重なっている。さらに菊地の調べた東金—横芝の地域では地藏堂層の上半部をきつて、その上に重なる。

また一方、馬来田より西の地域でも、上宮田付近では成田層が上泉層に不整合に重なる。この地域全体をみると、成田層は下位の地層の分布にはほぼ等しい傾斜でゆるやかに丘陵上面へはいあがり、藪層をけずつているのがよく観察される。木更津南方の東京湾に面する丘陵崖線においても、成田層が下位の地層と不整合の関係にあるとみとめられる。下総層群下部の地層の全層厚は馬来田付近で最大であつて、馬来田から東へいつても西へ向かつても全体の層厚が減少している。これは地層の厚さが横に変化していくことよりも、おもに成田層が堆積する以前の削剝量の大きさによるものである。すなわち、ここでいう成田層とその下位の地層とは、木更津から東金にかけて地表に露出するものはどこでも不整合で、少なくとも上泉層から地藏堂層までを欠如させるほどの規模であるといふことができる。この不整合は第四紀地史のうへでは第一級のものと考えられる。青木 (1964) は三浦—房総の第四紀層の対比にあたつて、この成田層下限の不整合に相当するものを一つの重要な資料としたのはこのためである。

成田層が広く分布する成田周辺を中心とした常総台地における成田層やその下位の地層と、ここで取扱つた地域に分布する地層とのこまかい対比がまだ十分なされていない。このため常総台地の成田層下限の不整合の有無やその性質について見解を述べることはできないが、南関東地方の第四紀地史古地理のことを考えると、筆者はこの不整合は南関東全域にわたつて存在するものと予想

している。

あとがき

下総層群の層序調査は、ある地域ごとには比較的容易であるが、広い範囲の地層の追跡・対比になるとわからないことが多くなり、各地にちらばる数多くの貝化石産地の層準についても細部になると明確にしえないところが少なくない。

現在までに得られた知識にもとづいて、筆者の見解をまとめると次のようになる。

(1) 従来の地蔵堂層および藪層を検討し、地蔵堂層の下部を金剛地層と泉谷層、藪層の上部を上泉層として、地蔵堂および藪層から分離した。したがって、下総層群(従来の成田層群)を上から成田層(未検討)、上泉層、藪層、地蔵堂層、泉谷層および金剛地層の6累層に区分する。

(2) 成田層とその下位の地層とは大きい不整合関係にあり、三浦半島における“屏風ヶ浦層—下末吉層”間の不整合にあたるものとする。

下総層群上部の成田層や瀬又層とよばれる地層については現在再検討している。

〔謝辞〕 野外調査にあたつていろいろご教示をうけたり、調査資料をみせていただいた堀口 興、池田宣弘、西川正子、川瀬峯子、上条ひろみ、山下不二子、菊地隆男、鈴木達彦および品田芳二郎の諸氏、ならびに原稿をよんでいただいた渡部景隆助教授にふかく感謝する。

文 献

青木直昭 (1964), 房総・三浦両半島の鮮新世—更新世

- の地層の対比. 石油技協誌, vol. 29, p. 100—105.
 ———・その他 8 名 (1962), 地蔵堂層および藪層の模式層序と貝化石群の再記載. 地質雑, vol. 68, p. 507—517.
 服部富雄・小村幸二郎 (1959), “成田層”に関する 2・3 の問題. 地球科学, no. 44, p. 19—28.
 菊地隆男 (1963), 千葉県成東町北方の第四系. 地質雑, vol. 69, p. 252—261.
 ———・館野俊男 (1962), 茨城県江戸崎町および千葉県多古町周辺の第四系. 地質雑, vol. 68, p. 17—28.
 小島伸夫 (1962), 印旛沼南方から大網白里町に至る地域の成田層群について. 地質雑, vol. 68, p. 676—686.
 ——— (1963), 手賀沼周辺から大網白里町にかけての成田層群の堆積状態と地史について. 地質雑, vol. 69, p. 172—183.
 熊井久雄 (1964), 千葉県瀬又付近の洪積統とその粘土鉱物について. 地質雑, vol. 70, p. 237—250.
 三土知芳 (1935), 地質図幅「千葉」(7.5 万分ノ 1) および地質説明書. 地質調査所.
 ——— (1937), 地質図幅「茂原」(7.5 万分ノ 1). 地質調査所.
 中川久夫 (1960), 地蔵堂層および藪層. 地質雑, vol. 66, p. 305—310.
 成田研究グループ (1962), 下末吉海侵と古東京湾. 地球科学, no. 60—61, p. 8—15.
 日本地質学会 (1954—1962), 地層名辞典, 新生界の部, A—Z. 1867 p.
 坂倉勝彦 (1935), 千葉県小櫃川流域の層序 (その 2). 地質雑, vol. 42, p. 753—784.
 鈴木達彦・青木直昭 (1962), 茂原市北西の地蔵堂層および藪層の層序と有孔虫化石について. 地質雑, vol. 68, p. 497—506.

Stratigraphic Revision of the Jizodo and Yabu Formations, Boso Peninsula

Naoaki AOKI

(Abstract)

On the basis of lithology and cyclic character of sedimentation, the middle Pleistocene Shimosa group is divided into the following six formations:

Shimosa group	{	Narita formation	(uninvestigated)	} maximum thickness
		Kami-izumi formation	30m	
		Yabu formation	35m	
		Jizodo formation	100m	
		Izumiyatsu formation	10m	
		Kongochi formation	50m+	

The mudstone member equivalent to the Izumiyatsu fossil zone and the lower sandstone member of the Jizodo formation of the previous definition are newly recognized as independent formations. Consequently, the Jizodo formation is herein re-defined as a sandstone unit comprising the Jizodo fossil zone. Similarly,

the Yabu formation is re-defined, by separating from it the non-fossiliferous upper sandstone bed. These revised formations are briefly described. The generalised stratigraphic section of the lower five formations is given in Fig. 1, and the stratigraphic classifications and nomenclatures used by the previous workers are compared in Table 1.

The unconformity between the Narita formation and the underlying beds is evidenced in the light of this revised stratigraphy and correlation. The unconformity is correlative with the great break between the Byobugaura and Shimosueyoshi formations in the Miura Peninsula.