

海成更新統、下総層群と上総層群の境界層準に関する再検討

菊地隆男*

キーワード：房総半島、下総層群、上総層群、中部更新統、下部更新統、長浜不整合、東京湾不整合

I. はじめに

第四紀における地殻変動が著しい日本列島には、地球規模で見わたしても極めて希少な地質層序、地質構造が少なからず存在する。房総半島に広く分布する海成更新統の下総層群と上総層群は、本来なら浅海から深海にわたる海底に存在するはずのものが、ほとんど連続する地層群として陸化しているのである(図1)。両層群の地質層序、生層序、古地磁気層序、地質構造、堆積構造、大型化石、微化石、超微化石などに関する研究には膨大なものがある。これらの研究論文や報告書は、新生代の層序学、古生物学、構造地質学、堆積学などの研究者に重要な資料を提供し、国際的にも模式層序として認められる大きな役割を担ってきた。しかし一方では、地質層

序一つを取り上げても互いに異なる諸説が提示される結果となり、議論が収斂できないままに今日に至っている問題も少なくない。

地層の岩相層序区分や年代層序区分、地層命名などについては、調査者間の無用の混乱を避けるために一定の基準が設けられている。IUGS(国際地質科学連合)の国際層序委員会などにより検討され、その内容を受けて日本でも日本地質学会地層命名規約が1952年に提案され、基本的にはそれに準拠することになっているのである。地層命名規約は、討論の前提となる“共通の言葉”を決めるための約束で、最近同学会の地質基準委員会は会員間の議論を経て「地質基準」(2001年)、「地質調査の基本」(2003年)を刊行したが、これもその流れの一つといえる。もちろん地質の観察や認識には個性があり、地

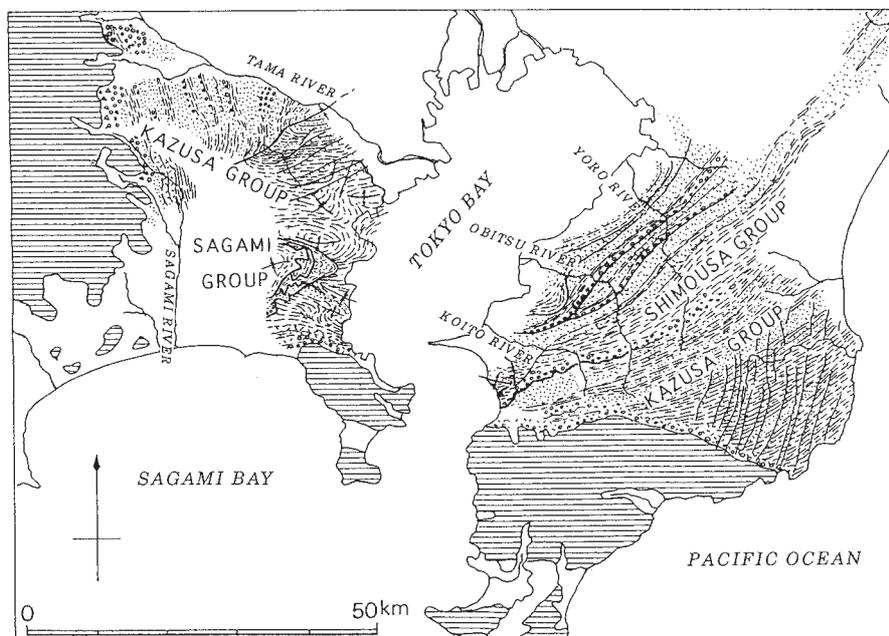


図1 南関東地域の下部・中部更新統の分布(菊地編図)

菊地・関東第四紀研究会(2000)より引用

* 立正大学地球環境科学部

質学発展の原動力ともなりうるもので、学会が研究者の個性を規制するようなことがあってはならないことは、いうまでもない。

ところで、観察、認識の個人差は、調査者の経験や情報の多寡に負うところが少なくない。同じ対象の観察でも、幾通りもの異なる観察結果が出されることも、至極当然なことである。本稿でとりあげる下総層群と上総層群の境界問題もその一つで、長い研究の歴史を持ちながら、一致した見解にまとめられている、とは言いがたい。ここに改めて両層群の境界層準に関する問題点を整理し、改めて筆者の見解を提示したい。

II. 下総層群の層序と累層区分

かつて Butzer (1974) は地中海沿岸地域の海成段丘から過去45万年間の相対的海水準曲線を描き、また本邦でも町田ほか (1974) は三浦半島や大磯丘陵におけるテフラ層序をもとに40万年前までの推定海水準曲線を描いている。ただし、これらは高海水準期の存在を示唆するに留まるものであった。同じ頃、Chappell (1974) はバプアニューギニアのヒュオン半島の隆起サンゴ礁段丘から U/Th 年代測定の結果とともに、40万年前にさかのぼるユースタティックな氷河性海水準曲線を示した。段丘構成層にもとづいて描かれた曲線としては、これが最も詳細な曲線を示したものであった。

これらの研究論文が公表された当時、筆者は、房総半島の下総層群は段丘形成とは異なり、相対的沈降地域に累重して形成されたのちに隆起したものであるから、地

質構造からローカルな地殻変動の影響を消去すれば、グローバルな氷河性海水準変動曲線が得られる、と考えていた。そして地殻変動をモデル化することで両者を分離する方法を提案し (菊地、1974 ; Kikuchi、1976)、年代に関しては町田ほか (1974) などによる資料を参考にしつつ、40万年前までさかのぼる中期更新世の海水準曲線を描いた (Kikuchi、1977)。その結果の是非はともかく、振り返ってみれば、この時代はまさに世界的にみても中期更新世の海水準変動研究の黎明期であった。今日では、地球の公転軌道や地軸のゆらぎが日射量変動の原因となり、第四紀の氷河性海水準変動を引き起こしてきたことは常識となっている。そのために、最近では海洋底コアの有孔虫殻から得られる酸素同位体比曲線 (^{18}O 曲線) を海水準変動曲線に見立て、 ^{18}O 曲線に地質層序を“当てはめて”海水準曲線を“描く”方法が流行っているが、筆者には順序が逆だと思われてならない。

ところで、下総層群の層序にもとづいて海水準曲線を求める際に必要なことは、氷河性海水準変動と地盤運動の合成による相対的海水準変動、そして堆積物の供給により、どのような累層が形成されるか、を理解することである。一般に低海水準期に始まり海進から海退への1サイクルに対応する1累層は、まず基底に不整合面 ("シーケンス境界") をもつ河川成の礫質堆積物 海水準上昇期の河口底や湾奥部を埋積する泥質堆積物 高海水準期の広い湾底に堆積する細粒砂質堆積物 海水準低下期に沖浜・前浜 (ヒメスナホリムシの化石生痕、いわゆる *Macaronichnus isp.* を伴うこともある)・後浜へと

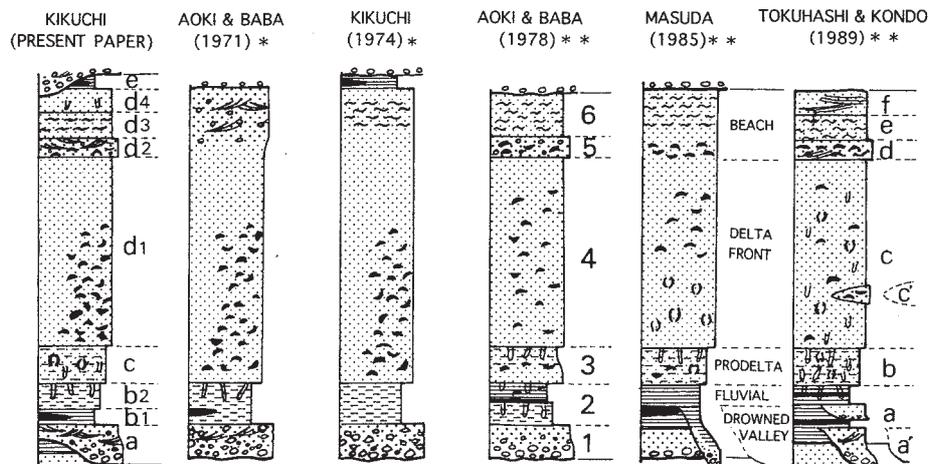


図2 “青木シーケンス”の層序と各研究者による層序区分の比較

Kikuchi (1996) より引用。*印は原論文中的の記述に基づき Kikuchi (1996) が描いたもの。**は原著者による図をもとに Kikuchi (1996) が描いたもの。

急速に浅海化・陸化する細粒ないし中粒砂質堆積物 湿地性の泥質堆積物 (泥炭を伴うこともある) へと重なり、再び河川成礫質堆積物に覆われるという層序を示す傾向がある (図 2)。このサクセッションは下総層群では青木・馬場 (1971) や菊地 (1974) が指摘し、後に徳橋・近藤 (1989) の詳細な層相観察により高海水準期の指標層となるいわゆるコンデンスセクションの存在が加えられた。Kikuchi (1996) はこのような層序に対し「青木シーケンス」と名付け、下総層群の中にこのようなシーケンスを認識することにより、累層区分が可能になり、これをもとに海進 - 海退を分離し、海水準曲線を描くことが可能になったのである。ただし、この層序は常に同じ重なりとして存在するわけではなく、時にバリエーションがある。その区分境界をどこに捉えるか、という視点が研究者により異なり、異なる累層区分が生まれることになる。異なる累層区分や異なる地層名は、下総層群と上総層群の境界という基本的なところでも、誤解を生じさせる。筆者も他の研究者との議論を通して一致点を得ようと、不本意に主張を変えたこともあったが、それは逆に混乱を増す結果になっていたことを反省している。次章では下総層群と上総層群の境界層準問題について、現状を整理しておきたい。

Ⅲ. 下総層群と上総層群の境界層準に関する諸見解

下総層群はかつて成田層群と呼ばれていたこともある中・上部更新統で、関東平野一帯に広がる浅海の高東京湾内に堆積した地層群である。どの層準に下位層との境界を置くかにより変わるが、6ないし9の累層からなり、層厚はおよそ300m から500m である。房総半島北部から北方の下総台地一帯に分布する。また、上総層群は関東平野と房総丘陵に広がっていた古関東海盆内の浅海から陸棚斜面、さらに深海の海盆底の堆積物で、主として下部更新統からなり、最下部には一部上部鮮新統も含む。10ないし12の累層に区分され、厚さは房総半島西部より中・東部で厚いが、陸域の地表で確認されている部分だけで3,000m を超える。

両層群は、外洋の半深海から内湾の浅海までの地層が部分的に不整合をはさみつつほぼ連続して重なるのが特徴で、このような地層群は本邦でも類を見ない。上位の下総層群は主として浅海堆積物からなるが、浅所での第四紀の氷河性海水準変動の影響を受けて不連続的な境界が数層準に認められ、これが累層の基底面を形成する。

実は、この幾つかの不連続的な境界面の存在が、下総層群と上総層群の境界を求める際の認識の違いを生み、境界層準に対し、いくつかの異なる層準が指摘されていた。これらの意見を上位の層準から列記すると以下になる。

(1) 地蔵堂層基底 (徳橋・遠藤、1983 ; 1984)

徳橋・遠藤 (1983 ; 1984) は、地蔵堂層上位の下総層群にはサイクリックな堆積シーケンスが認められるのに対し、下位の金剛地層はそれが明瞭ではなく、また下位の笠森層とは一部同時異層の関係にあり、両層の関係が漸移的であることから、金剛地層を上総層群に含めている。『日本の地質 3 関東平野』の下総層群の項および層序表あるいは層序図 (真野勝友執筆および編図) ではこの境界が採用されている。中川 (1960)、Naruse (1961)、菊地 (1974)、Kikuchi (1977) など下総 (成田) 層群の基底を「地蔵堂層」としているが、この「地蔵堂層」の中には下位の「金剛地層」も含まれているので、徳橋・遠藤 (1983 ; 1984) とは異なる。Kikuchi (1977) の場合、「金剛地層」相当のシーケンスの存在は認めていたものの、地蔵堂層の中の小規模な 1 フラクチュエーションとして扱っている。

(2) 金剛地層基底 (石和田、1956 ; 小池・成瀬、1957 ; 中川、1960 ; 河井、1961 ; Naruse、1961 ; 三梨ほか、1961 ; 菊池、1964 ; 青木・馬場、1971 ; 菊地、1974 ; Kikuchi、1976、1977 ; 三梨ほか、1979 など)

この境界は笠森層上限を指した場合の「(広義の) 地蔵堂層」基底に相当する。『日本の地質 3 関東平野』の上総層群の項 (鈴木尉元執筆) や関東地方の層序対比表 (菊地隆男編) では、この境界が採用されている。三梨 (1968、1973、1974) などにより、横浜市南部における相模層群基底の不整合として定義された長沼不整合に相当するものとして、房総半島では下総層群基底すなわち金剛地層基底に対比されていた。

(3) 長浜層基底 (藤原・生越、1952)

明瞭な不整合を示す長浜層基底を、下総 (成田) 層群の基底とした。この不整合は長浜不整合と呼ばれているが、長浜層は東方に次第に薄く笠森層の下部に挟まれる万田野層に移化する。しかし小糸川以東では万田野層は薄く基底は整合で、笠森層中に尖滅することが確認されている (三梨ほか、1961)。

(4) 市宿層基底 (楡井、1981、1982; 菊地・楡井・楠田、1988; 楡井ほか、1992; Kikuchi、1996; 菊地、1997)

千葉市付近のボーリング資料から大きな削剥期が存在する層準が発見され、楡井 (1981) などにより新しく定義されて、東京湾不整合と名付けられた。地表で観察される層準として、鹿野山付近に分布する市宿層基底に対比された。楡井ほか (1992) は上総湊北方の東京湾に面した海岸で、市宿層の基底にチャンネル状の不整合のスケッチを示している。しかし、三梨ほか (1961) の地質図や中山・増田 (1987) によれば、この層準には不整合は認められていない。

以上に述べた各境界層準を整理すれば、(1)、(2)の場合が「狭義の下総 (成田) 層群の基底」、(3)、(4)の場合が「広義の下総 (成田) 層群の基底」に相当する。かつて菊地 (1974) は上記(2)の立場で下総層群を区分したが、その後、楡井らとの討論の中で「東京湾不整合」の構造的な意義を認め、楡井に従って、(4)の市宿層基底に不整合を認める解釈に立場をかえた。しかし、その後の野外における調査の結果では、楡井のいう市宿層の基底に不

整合は存在せず、上総・下総両層群の境界として位置付ける根拠はないばかりか、むしろ、(3)の長浜層基底の不整合が、構造的に見ても両層群の境界とするにふさわしいものであることがわかってきた。次章では、長浜不整合と東京湾不整合に関する野外での事実について、説明したい。

IV. 長浜不整合について

長浜層の分布地域は大半が砂礫の採掘場となっており、かつては至る所で市宿層を切る長浜層基底の不整合が観察されていた (例えば藤原・生越、1952)。しかし近年は長浜層の砂礫ばかりか、市宿層の砂まで採掘が進み、不整合を示す露頭はほとんどなくなっている。図3、図4は、東京湾沿岸、上総湊北方の露頭で、長浜層と岩坂層の間の不整合を示している。ここでは境界面そのものは観察時には藪の中にあつて直接確認できなかったが、砂礫からなる異常な堆積状態を見せる長浜層と、下位の岩坂層が不整合関係にあることはほぼ間違いない。この



図3 上総湊北方海岸、岩坂層と長浜層の不整合関係を示す図
白点線は推定される不整合の位置を示す。

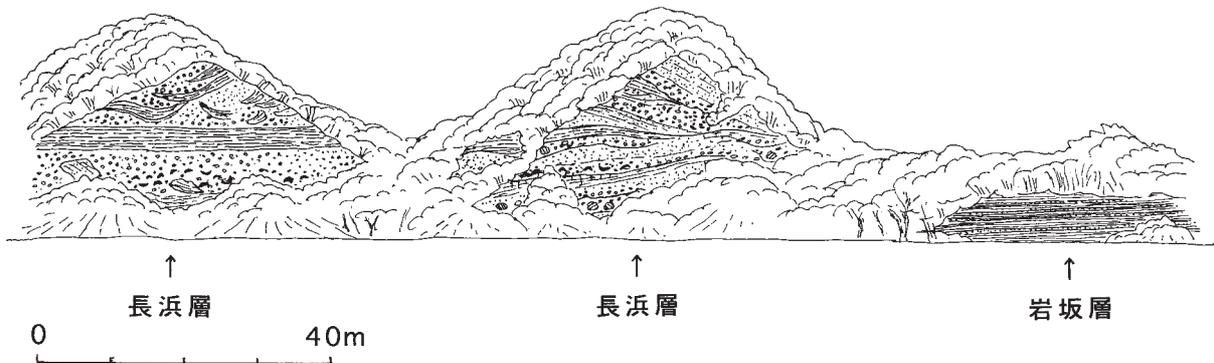


図4 上総湊北方海岸の露頭スケッチ
図3の位置は図の中央から右側にあたる。

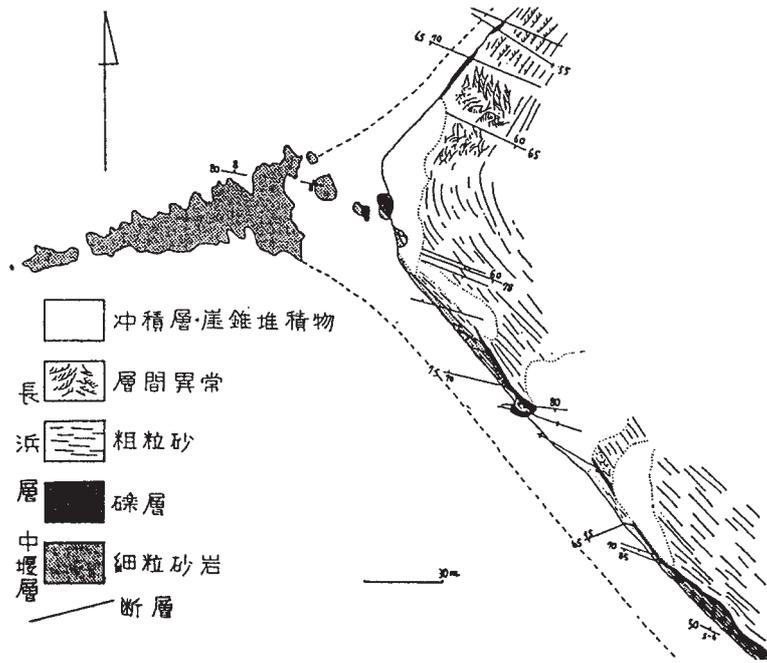


図5 小池・成瀬 (1957) による磯根岬付近のスケッチマップ

不整合は、北方の佐貫付近で向斜構造をなし、佐貫の北方で再び地表に現れる。

さらに、佐貫北方の中堰付近では上総層群はドーム構造 (三梨ほか、1961) をなして、岩坂層が“内座層”として露出し、東京湾岸に沿う磯根岬南方の連続露頭において観察される。かつて藤原・生越 (1952) は、上総湊北方の笹毛海岸で不整合をなす長浜層基底の境界は、磯根岬付近では整合関係に変わるとしていた。しかし、小池・成瀬 (1957) は「いままで整合とされていた長浜層と下位の中堰層 (= 岩坂層) との間に、不整合関係を発見した」として図5を示している。

ところで、筆者の観察によれば、小池・成瀬 (1957) の指摘には重大な誤りがある。第1は「長浜層」とされた地層は実は市宿層であり、この点では藤原・生越

(1952) や三梨ほか (1961) も同様の層序関係を示す地質図を示している。また第2は「長浜層」の基底にあるとされた礫層は実は完新世に形成された崖錐上の礫を見間違えている点であり、従ってここには、岩坂層の上位に整合に市宿層が重なる関係が見えているにすぎない。

図6と図7 A~7 Cは、磯根岬南方沿岸の露頭の概念的なスケッチおよび写真である。この地点で露頭下部に認められる礫層は、露頭の基部に露出する岩坂層が海岸における波食により波食棚を形成し、その上に波食礫および崩落により崖錐として堆積した砂礫が、その後の海食により洗い出されたものに他ならない。大礫サイズの礫は基盤をなす岩坂層の泥岩からの海食ラグ堆積物として残されたもので、硬質礫は少なく、いずれも中礫から細礫サイズのものに限られる。岩坂層に整合に重なる砂

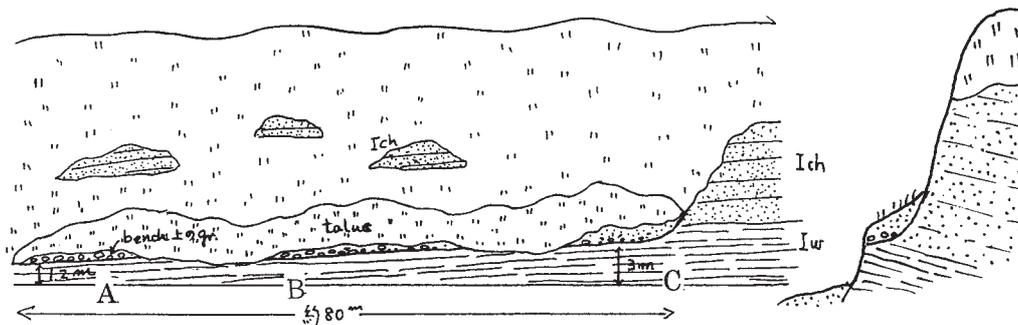


図6 磯根岬南方海岸の露頭スケッチと推定断面図 (菊地原図)

A~Cは図7の位置を示す。Ich: 市宿層、Iw: 岩坂層

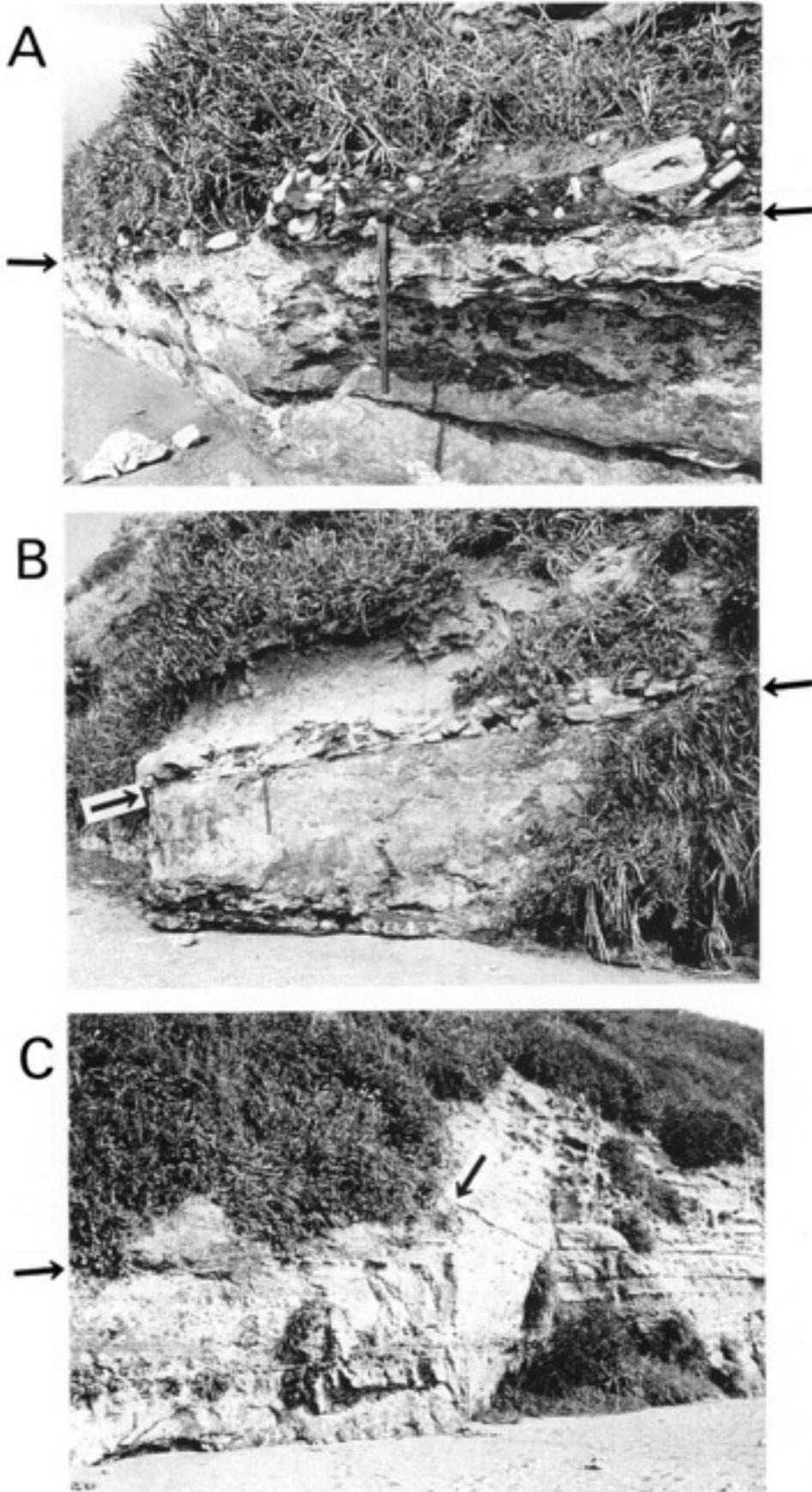


図7 磯根岬南方海岸の完新世波食棚堆積物を示す露頭写真は礫層の基底を指す。

層は高さ10m以上の露頭頂部まで達する砂層であり、一部に砂礫層をレンズ状に挟むことがある。

ところで、楡井ほか(1992)が示しているスケッチには、岩坂層を切って作られたチャンネルを市宿層が埋積している様子が描かれているが、これが市宿層であるとする証拠はなく、この対比についてはさらに検討する必要がある。“市宿層”とされた地層は厚さ数mしかないとされ、基底のチャンネルの形態は、その上の長浜層基底のチャンネルの形態とよく似ており、長浜層の最下部相という可能性もある。仮にこの地点において市宿層基底に部分的な削剥現象があったとしても、他の多くの地点で岩坂層との整合関係が確認されている以上、それは不整合とはいえないのではないだろうか。

以上のように、東京湾沿岸の露頭で観察する限り、市宿層と下位の岩坂層の関係は整合であり、一方、長浜層は下位層とは不整合の関係にあるものと判断される。

V. 東京湾不整合について

楡井ほか(1975)は千葉市付近のボーリング資料解析から、成田(下総)層群の基底とされた層位より200mも深い深度約500mに顕著な不整合面を発見、不整合面上の地層を上総層群から分離し、「SA層群」と仮称した。その後楡井(1981、1982)は、この不整合が東京湾地下一帯に広がる可能性があり、前弧海盆の構造的転期を示すものとして、東京湾不整合と呼び、また地表域の層準としては市宿層の基底に対比し、下総層群の基底とした。

ところで、関東平野地下の天然ガス開発を目的とする抗井資料の微化石層序研究(石和田、1956;河井、1961;Naruse、1961;菊池、1964など)では、江東地域で-200m、市川市で-500mに明瞭な不整合が認められており、当時の見方で「笠森層と(広義の)地藏堂層の境界」つまり「上総層群と下総層群の境界(すなわち長沼不整合)」とされていた。この境界は認識されていた層準は異なるものの、地層の特徴や深さから判断して、楡井ほか(1975)の千葉市地下における東京湾不整合そのものを指していた可能性が高い。「東京湾不整合は東京湾地下一帯に広がっている」という楡井(1981、1982)の指摘はこの点で正しかったと云えよう。

しかし、房総半島西部で市宿層基底に対比された“東京湾不整合”は、市宿層基底に関していえば、前述のように整合とする見解もあった(三梨、1954;三梨ほか、1961;中山・増田、1987)。これに対し、菊池・楡井・

楠田(1988)、菊池(1997)が東京湾不整合の層位を市宿層基底とした理由は、筆者と共同執筆者の楡井久氏との個人的な討論の中で、市宿層基底には明らかに不整合が存在すると指摘されたこともあるが、かつて東京湾岸磯根岬において小池・成瀬(1957)により報告された「中堰層(=岩坂層)と長浜層の不整合」を観察した折に、“長浜層”がほとんど砂からなっていたことから、「長浜層とされている地層は市宿層ではないか。つまり岩坂層と市宿層は不整合ではないか」と疑問を抱いた記憶があったからである。仮にこの地層が市宿層であるという推論が正しく、小池・成瀬(1957)の不整合の指摘が正しければ、磯根岬の海岸で観察された不整合こそ、楡井(1981、1982)のいう市宿層基底の“東京湾不整合”ということになる。しかし、前述のように、市宿層に関するその後の現地調査により、東京湾不整合に関する認識は以下のような理由により誤りで、修正する必要がある、と考えるようになった。

(1) IV章で述べたように、磯根岬南方海岸露頭で“長浜層基底”とみられた礫岩層は完新世のある時期の波食棚上堆積物であり、“長浜層”とされた市宿層と下位の岩坂層とは整合関係にある。

(2) 三梨(1954、1979)や中山・増田(1987)が示しているように鹿野山南方斜面で市宿層と下位の岩坂層は漸移的な関係にあり、不整合関係は観察されない。

以上の理由により、市宿層基底には広域に認められる不整合は観察されず整合であり、東京湾北部の地下地質から認識された東京湾不整合を地表地質に対比するとすれば、長浜不整合をにおいて他にはないものと思われる(菊池・関東第四紀研究会、2000)。また、不整合の名称に関しては、プライオリティーを尊重するならば、「東京湾不整合」でなく「長浜不整合」を採用すべきものと思われる。

VI. 上総・下総両層群の境界層準 - まとめにかえて

地質学会の地層命名規約は層群間の境界について明確な定めを示していないが、一般に層群(Group)とは複数の累層(Formation)の集まりで、一つの最大層厚部をもつベースンに堆積し、上限と下限は不整合で境された堆積サイクルをなし、厚さは数100m~数1,000mとされる。

ところで、前章に述べたように、「東京湾不整合」は長浜不整合そのもので、長浜不整合はその下位と上位とでは構造的に大きな違いがあることは、多くの人が認め

ている。層序や層相の上からも、この不整合を境に大きな変化がある。すなわち長浜不整合より下位の地層群は主としてタービダイトを伴うフリッシュ性の半深海性の堆積物からなるのに対し、上位の地層群はいわゆるミランコピッチ・サイクルに対応する堆積シーケンスをもつ累層の集まりであり、氷河性海水準変動を反映した内湾・浅海成堆積物や河成の堆積物からなっている。

ただし、徳橋・遠藤 (1983, 1984) が示すように地蔵堂層以上と金剛地層以下の地層 (とくに笠森層) では、後者の方が堆積シーケンスは不明瞭である。この問題については、現在のところ確証を得ているわけではないが、次のようなことを考えている。すなわち、本稿で新たに定義した下総層群下部の笠森層は酸素同位体ステージ16から同位体ステージ12にあたるものと見られる。ここで同位体ステージ14における ^{18}O 曲線のパターンは、同位体ステージ16や12のそれに比較して、あまり明瞭な上昇パターンを示していない (Bassiot et al. 1994)。つまり、この時期の海水準は明瞭な低下を示すことなく、上下を繰り返しつつ穏やかに推移していたのではないかと推定されるのである。

以上に示したような事実により、上総層群と下総層群の境界は、長浜層の基底に置くとするのが最も妥当であろう (菊地・関東第四紀研究会、2000)。この境界は寒冷期で海水準低下期にあたることは楡井も述べているところである。また、鈴木毅彦 (2000) によるテフラ研究では、笠森層下部は飛騨山脈南部に起源を持つ貝塩上宝テフラ (KMT) を挟む層準であり、ほぼ同位体ステージ16 (約60~65万年前) にあたるとされ、この時期には関東地方の広域にわたり、扇状地面を広く発達させる地形環境にあったと推定している。

かつて、菊地 (1997) は、市宿層や長浜層、万田野層などに対して、誤った認識を示していた。市宿層基底を不整合とみなしたと、長浜層と万田野層を別層準に置いたことなどである。これらの記述は、野外での事実観察から、訂正を余儀なくされている。しかし、菊地 (1997) が示したおよそ70~65万年前ころ (同位体ステージ17~16) に何らかの"地変"があったという考えは変わらない。それがテクトノユースタシーとしての海水準停滞期を暗示するものなのか、地盤の上昇期を現すものなのかは不明である。確かなこととして、酸素同位体ステージ16を境に、大きな不整合の形成に引き続いて一連の下総層群の堆積が始まったという事実は、上総層群と下総層群の境界層準において時代を画する事件として、ふさわしいものと考えている。

謝 辞

本稿の内容の一部は、「平成11年度科学研究費補助金 (基盤研究 C(2)) 研究成果報告書」の一部を修正・補筆したものである。また一部は、2000年5月に横浜市で開催された地学団体研究会第54回総会シンポジウムにおいて菊地・関東第四紀研究会の名で発表した内容のうち、房総半島地域について触れた部分を引用させていただいている。記して、各関係の方々には謝意を表す。

引用文献

- 青木直昭・馬場勝良 (1971) 木更津 - 市原地域の瀬又, 上泉および成田層の貝化石群とその産出層準. 地質雑, 77: 137 - 151.
- 藤原 昭・生越 忠 (1952) 千葉県佐貫町付近の新生代層. 地質雑, 58: 387 - 399.
- 石和田靖章 (1956) 東京ガス田. 石油技協誌, 21: 132 - 142.
- 河井興三 (1961) 南関東ガス田地帯についての鉱床地質学的研究. 石油技協誌, 26: 212 - 266.
- 菊地隆男 (1974) 関東地方の第四紀地殻変動の性格. 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」: 129 - 146, ラティス社.
- 菊地隆男 (1997) 下総層群の層序と構造の形成過程. 地球科学, 51: 117 - 132.
- 菊地隆男・関東第四紀研究会 (2000) 房総地域から見た東京湾 (演旨). 地団研54回総会シンポジウム・ポスターセッション要旨集: 64 - 65.
- 菊地隆男・楡井 久・楠田 隆 (1988) 上総・下総両層群の層序に関する2・3の問題. 地質学論集, 30: 51 - 65.
- 菊池良樹 (1964) 南関東地方の新第三系および第四系の微化石層位学敵研究. 東北大学地質古生物邦文報告, 59: 36p.
- 小池 清・成瀬 洋 (1957) 南関東における鮮新・更新両世の境界問題に関連した2・3の考察. 第四紀研究, 1: 11 - 17.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫 (1974) 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑, 83: 22 - 58.
- 三梨 昂 (1954) 房総半島鬼泪山南部の地質. 地質雑, 60: 461 - 472.
- 三梨 昂 (1968) 三浦・房総半島の地質構造と堆積構造 (層序概説). 地質見学案内書.
- 三梨 昂 (1973) 南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたる堆積盆地の変遷. 地球科学, 27: 48 - 65.
- 三梨 昂 (1974) 南関東地区の構造発達史. 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」: 31 - 50, ラティス社.
- 三梨 昂・ほか (1961) 日本油田・ガス田図4. 富津一大多喜 (1: 50,000), 地質調査所.
- 三梨 昂・ほか (1979) 東京湾とその周辺地域の地質・特殊地域図(20)10万分の1地質説明書, 地質調査所, 91p.
- 中川久夫 (1960) 地蔵堂層および敷層. 地質雑, 66: 305 - 310.
- 中山尚美・増田富士雄 (1987) 房総半島, 更新統上総層群市宿

- 層の海流堆積相. 地質雑, 93 : 833 - 845.
- 楡井 久 (1981) 堆積盆中の地下水流動史と地殻変動 - 関東構造盆地を例として - . 杉山隆二ほか編「堆積盆中の流体移動」: 151 - 174, 東海大学出版会.
- 楡井 久 (1982) Fore-arc basin としての関東構造盆地と y ピーム地震帯. 藤田至則ほか編「島弧変動」地団研専報24 : 79 - 95.
- 楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄 (1975) 東京湾東岸地下における上総層群中の不整合について. 地質雑, 811 : 559 - 565.
- 楡井 久ほか (1992) 古東京海底谷をのぞく - 上総湊. 近藤精造監修「日曜の地学19 千葉の自然をたずねて」, 152 - 192. 築地書館
- 鈴木毅彦 (2000) 飛騨山脈貝塩給源火道起源の貝塩上宝テフラを用いた中期更新世前半の地形面編年. 地理評, 73A : 1 - 25.
- 徳橋秀一・遠藤秀典 (1983) 千葉県「姉崎」地域の笠森層及び金剛地層 - 特に上総層群と下総層群の間の不整合問題に関連して. 地質調査所月報, 34 : 59 - 80.
- 徳橋秀一・遠藤秀典 (1984) 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 地質調査所, 136p.
- 徳橋秀一・近藤康生 (1989) 下総層群の堆積サイクルと堆積環境に関する一考察. 地質雑, 95 : 933 - 951.
- Bassinot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J. and Lancelot, Y. (1994) The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 1126: 91 - 108.
- Butzer, K.W. (1974) Geological and ecological perspectives on the middle Pleistocene. *Quart. Res.*, 4: 136 - 148.
- Chappell, J. (1994): Upper Quaternary sea levels, coral terraces, oxygen isotopes and deep-sea temperatures. *Jour. Geogr.*, 103: 828 - 840.
- Kikuchi, T. (1976) Stratigraphy and geologic structure of the marine Pleistocene of the Boso Peninsula, Japan, and relative changes in sea level from the Middle to Late Pleistocene. *Geogr. Rep. Tokyo Metrop. Univ.*, 11: 133 - 146.
- Kikuchi, T. (1977) Pleistocene sea level changes and tectonic movements in the Boso Peninsula, central Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metrop. Univ.*, 12: 77 - 103.
- Kikuchi, T. (1996) A new interpretation of forming process of marine Pleistocene succession in the Kanto Tectonic Basin. *Geogr. Rep. Tokyo Metrop. Univ.*, 31: 65 - 81.
- Naruse, Y. (1961) Stratigraphy and sedimentation of the late Cenozoic deposits in the southern Kanto region, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr. Geol. Gaogr.* 32, 349 - 373.

Re-examination on the Boundary Horizon of Marine Pleistocene deposits, the Shimousa Group and the Kazusa Group, in the Boso Peninsula

Takao KIKUCHI

Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University

The most important Quaternary marine deposits in Japanese Islands is in the Kanto Tectonic Basin and approximately fully continuing Lower to Middle Pleistocene, the Kazusa and the Shimousa Groups, are observed at the Boso Peninsula, south of the Kanto district. Both Groups are studied by many geologists before present. However, there are some different views on the boundary horizon between both Groups among them, namely (1) the base of the Kongochi Formation, (2) the base of the Jizodo Formation, (3) the base of the Nagahama Formation, and (4) the base of the Ichijuku Formation. According to the field observations by the author, the base of the Nagahama Formation, which shows an obvious unconformable boundary, is proper for the boundary horizon between the Kazusa and the Shimousa Groups because other boundaries are conformable or not remarkable.

Keywords: Boso Peninsula, Shimousa Group, Kazusa Group, Middle Pleistocene, Lower Pleistocene, Nagahama unconformity, Tokyo Bay unconformity