

千葉県成東町-八日市場市周辺に分布する下総層群の層序

佐藤弘幸

静岡聖光学院中・高等学校
〒422 静岡県静岡市小鹿 1440

要 旨 千葉県成東町-八日市場市周辺に分布する中-上部更新統下総層群は、従来多くの層位学的研究がなされてきたにもかかわらず見解の一致をみなかった。堆積サイクル、テフラの追跡によって層序を再検討した結果、つぎのことが明らかになった。本地域には、下位より地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層、木下層が分布する。地蔵堂層、藪層は整合に重なる。それらに上泉層がチャンネル状の不整合関係で重なる。清川層は上泉層にほぼ整合に重なる。また多古貝層を含む埋谷性堆積物はこれらの地層を切って分布し、木下層の下部に当たる。

キーワード: 下総層群, 堆積サイクル, テフラ, 屈折率, 層序, 多古チャンネル.

房総半島北部には、中-上部更新統下総層群が広く分布している。下総層群は、氷河性海水準変動による厚い砂層と薄い泥層の繰り返しからなっており(青木・馬場, 1972, 1973; 菊地, 1974, 1976 など)、堆積サイクルを形成している。最近の研究では、このサイクルに着目し、1 堆積サイクルを1 累層に対応させているものが多い(徳橋・遠藤, 1984; Aoki and Baba, 1980; 菊地ほか, 1988)。特に、徳橋・遠藤(1984)は、堆積サイクルとテフラの追跡をもとに、房総半島北西部の姉崎地域で層序の再検討と地層の再定義を行ない、下総層群を下位より地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層、横田層、木下層、姉崎層、常総粘土に区分している。また従来、下総層群最下部累層とされることの多かった金剛地層は上総層群に含めている。徳橋・遠藤(1984)と Aoki and Baba(1980)、菊地ほか(1988)を比較すると、累層間の層位学的関係、特に上泉層と清川層および清川層と上岩橋層の層位関係についてはいまだに見解の相違があるものの、まちまちだった地層名は統一されつつある(図 1b)。また下総台地研究グループ(1984)は手賀沼周辺で木下層基底に不整合が存在することを明らかにし、木下層を再定義した。そして混乱を避けるため、いままで用いられてきた成田層の名称を廃している。また堆積サイクルに関しても、単に泥層と砂層の繰り返しとしてではなく、堆積相や堆積環境と対応させた研究が増えている。例えば、増田(1985)は堆積相解析法を用いて堆積システムの発達という観点で堆積サイクルを論じ、徳橋・近藤(1989)は堆積サイクルをサブユニットに区分し堆積環境との対応を考えている。

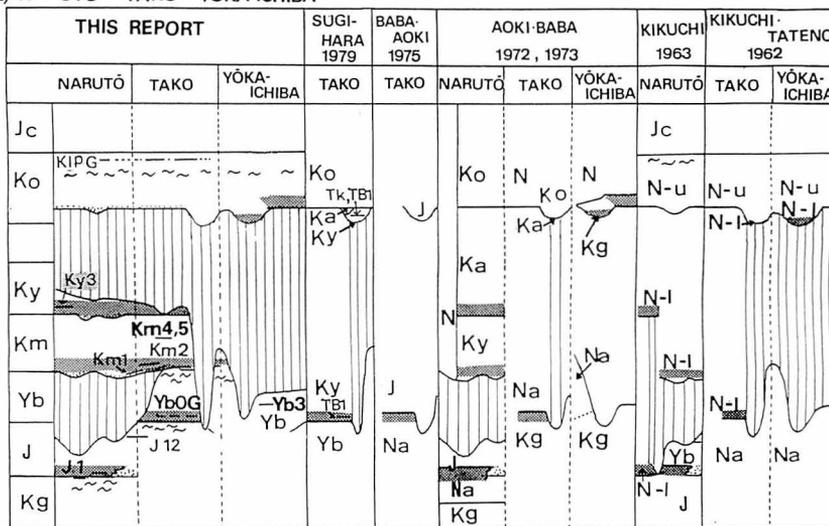
一方、本研究の調査地域である成東-多古-八日市場地域では、鈴木・高井(1935)の“多古貝層”の研究に始まり、三土(1935)、服部・小村(1959)、成瀬

(1959)、菊地・館野(1962)、菊地(1963)、青木・馬場(1972, 1973)、馬場・青木(1975)、杉原(1979)など多くの研究者によって、古生物学的、層位学的研究がなされてきた。しかし、研究者による層序区分の違いや、標準地域との対比の違いによって層序に関する見解は混乱している。また本地域では、上述のような堆積サイクルやテフラの追跡という見地から層序が検討されていない。ここでは、今までの研究を振り返り問題点を整理しておきたい。

〈成東層の位置づけ〉成東層は、服部・小村(1959)によって、房総半島北東部の下総台地の下部を占める砂鉄質の砂層に対して命名された。菊地・館野(1962)、および菊地(1963)では、成東層を笠森層、地蔵堂層、藪層を含み、今後区分が必要な地層としている。これに対して、青木・馬場(1972, 1973)は成東層を金剛地層と地蔵堂層の間の累層としている。このように、成東層の位置づけには異なった見解が存在する。

〈成田層の位置づけ〉服部・小村(1959)は、成東層上に成田累層がうねり構造を呈して重なるとした。菊地・館野(1962)および菊地(1963)は、この考えを進めて成東層上に成田層基底の不整合が存在するとした。特に菊地・館野(1962)は成田から多古、八日市場にかけて谷地形の存在を指摘した。また成田層を泥質な下部層と、砂質な上部層に区分している。その後、菊地(1974, 1976)は姉崎地域で、成田層を下末吉海進の堆積物と再定義し、この考えに基づき菊地(1980)は房総半島北部の下末吉海進時の古地理図を描いている。青木・馬場(1972, 1973)は、姉崎地域で、成田層を清川部層、上岩橋部層、木下部層の3部層に区分し、成田層(清川部層)基底には第一級の不整合があるとした。本地域では地蔵堂層、成東層がこの不整合

(a) NARUTŌ - TAKO - YŌKA-ICHIIBA



(b) ANESAKI

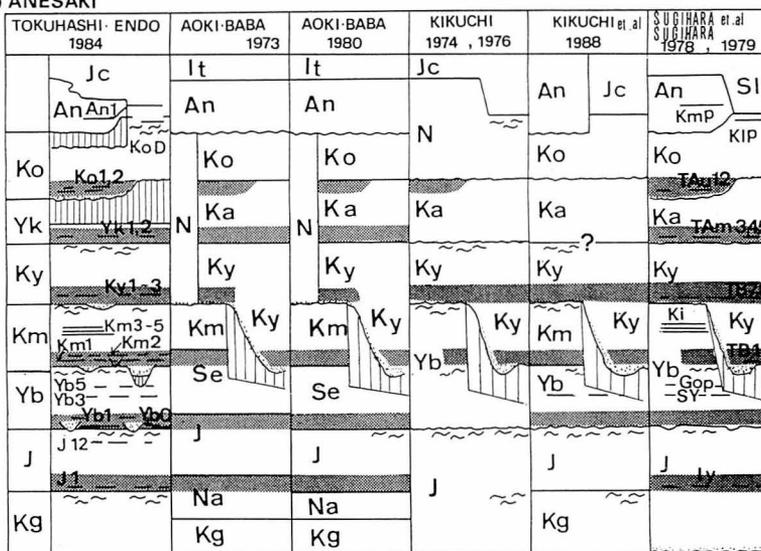


図1. 下総層群の層序比較。Kg: 金剛地層; J: 地蔵堂層; Yb: 藪層; Km: 上泉層; Ky: 清川層; Yk: 横田層; Ko: 木下層; An: 姉崎層; Jc: 常総粘土; Na: 成東層; Se: 瀬又層; N: 成田層 (-1: 下部層, -u: 上部層); Ka: 上岩橋層; It: 板橋層; Si: 下末吉ローム。

によって限られると考えた。また菊地らの不整合の多くは泥層のつなぎ間違いであるとしている。

〈“多古貝層”の層位〉 菊地・館野(1962)は成田から多古、八日市場にかけて谷地形の内部に多古貝層が存在するとして、その層位を成田層とした。青木・馬場(1972, 1973)は多古貝層を成田層に対比した。しかしその後、馬場・青木(1975)では成田層の谷地形は

存在しないとし、多古貝層を地蔵堂層と対比し直した。杉原(1979)は火山灰鍵層による対比を行ない、多古周辺に見られる軽石をTB-1に対比し、これに基づいて多古貝層を成田層(清川層)と対比している。

これらの問題は次のように整理し直すことで解決すると考える。すなわち、成田層と成東層に関する問題は、これらの名称を廃し、姉崎地域の層序と対応させ

る、また多古貝層の層位については、こうした新しい層序の上によって議論を行なう。

中里・佐藤(1988)は、上泉層の指標テフラ Km2 の分布を明らかにし、房総半島北部に上泉層が広く分布することを示した。本報告では、さらに上下の層準のテフラを姉崎地域のそれに対比させること、および、姉崎地域の堆積サイクルを本地域まで追跡することによって、成東-多古-八日市場地域の層序を明らかにする。また上記の3点について筆者の見解と従来の研究との比較を行なう。

研究方法

詳細な露頭観察に基づき、100分の1の柱状図を作成し、岩相の対比を行なった。本地域はいくつかの層準に埋谷性堆積物が知られているので、多古地域周辺については断面図を作成した。なお、基底面等高線図や断面図の作成には、2,500分の1地形図(各市町村発行)と10,000分の1地形図(京葉測量株式会社発行)を用い、ハンドレベルによって標高測定を行なった。

テフラについては野外でテフラの種類(火山灰、軽石、スコリア)、色調、粒度、層厚などを記載し、室内で重鉱物を分離してその組成を調べ、さらに斜方輝石、ホルンブレンド、火山ガラスの屈折率を測定した。これらをもとにテフラの対比を行なった(表1、図9~11)。なお屈折率測定には遠藤(1981)の温度変化型屈折率測定装置および、RIMS87(京都フィッシュントラック社製)を用いた。測定誤差はともに ± 0.001 である。

堆積サイクルについては堆積相解析(増田, 1985)の手法を用い堆積サイクルを認定しサイクルの追跡を行なっているが、ここでは堆積環境の推定が本論ではないため層相の記載にとどめている。

成東町-八日市場市周辺の層序

本地域には地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層、木下層が分布している。累層間は基本的には整合であるが、一部不整合関係も認められる。地蔵堂、藪、上泉、清川層の基底面等高線図(図2)に示されるように、全体に北西に傾く単斜構造をなしている。以下に本地域の各層の特徴を記載し、他の研究者の層序と比較する。なお本報告で使う地層名とテフラは徳橋・遠藤(1984)の定義に基づく。

1. 地蔵堂層

分布: 千葉市板倉-東金市大海道-光町新井に分布する。光町より東方では、藪層のチャンネルによって削られ分布しない。

層位関係: 下位の上総層群金剛地層に整合に重なる。上位の藪層に多古町周辺では整合に覆われるが、

さらに上位の上泉層や木下層には不整合に覆われる。

層相: 図4に地蔵堂層を中心にした柱状図を示す。ほぼ全層準が観察されるのは、松尾町押辺(Loc. 11)、山武町胡麻手(Loc. 7)、光町若梅(Loc. 16)周辺である。本層の基底部は5~6mの泥質層からなり、しばしばピートを挟む。また、基底部が細礫となることもある。この上位には生物擾乱の著しい細粒砂(2~7m)、侵食面を挟んで砂泥互層(1~3m)、斜交層理を持つ粗粒砂(3~8m)、平行層理、斜交層理を持つ細-中粒砂(2~5m)が順次重なる。細-中粒砂には、しばしばヒメスナホリムシ型の生痕(菊地, 1972)が認められる。最上部は砂鉄質の中-粗粒砂(5m)からなる。東金市大海道(Loc. 1)、滝沢(Loc. 2)などでは上位の上泉層や木下層に不整合に覆われ上半部は欠如している。また、山武町雨坪(Loc. 4)、同、日向(Loc. 5)では上泉層の埋谷性堆積物によって地蔵堂層は欠如する。

テフラ: 山武町戸田下(Loc. 6)、松尾町金尾(Loc. 9)で本層基底部付近から、白色の細粒火山灰が見いだされた(図4, sp. No. 1, 2)。火山ガラス、斜方輝石、ホルンブレンドの屈折率モードはそれぞれ1.500~1.501, 1.710±, 1.671±であり、地蔵堂層指標テフラJ1に対比される。J1(杉原ほか, 1978のIy)は、長柄町山之郷の長柄ダム、市原市金剛地などで見出されている(徳橋・遠藤, 1984)。表1と図11に長柄ダムにおけるJ1の特性と屈折率を示す。

戸田下では、J1の上位にホルンブレンドに富む白色細粒軽石(sp. No. 47)が発見された。この軽石は山武町森本郷(Loc. 3, sp. No. 48)でも見いだされ地域的な対比に用いることができる。

松尾町押辺(Loc. 11)、同岩井崎(Loc. 12)などでは、斜交層理を持つ粗粒砂中に淡黄色軽石(sp. No. 3, 4)が連続する。これは菊地(1963)の黄白色凝灰岩に当たる。このテフラの斜方輝石の屈折率モードは1.708±で、屈折率の特性だけでは対比は困難であるが、層厚が厚い(50~700cm)こと、ヒメスナホリムシ型の生痕の下位に見られることも考慮に入れると、市原市大東牧場(Loc. 96)などで見られるJ12(図11 sp. No. 50-52)に対比される。

なお模式地の木更津市地蔵堂付近で見られるJ2~J11のテフラは本地域では未確認である。

対比: 基底部の泥質層を、青木・馬場(1972)は泉谷層、青木・馬場(1973)は成東層最上部泥層に、菊地(1963)は一部を地蔵堂層最上部、一部を成田層に対比している。また泥質層の上位の淡黄色軽石を含む砂層を、青木・馬場(1972, 1973)は地蔵堂層に、菊地(1963)は藪層に対比している(図1a)。

今回、J1が発見されたことにより、本地域に地蔵堂層が存在することが明らかになった。またその上位の白色細粒軽石や岩相の追跡によって、本層基底の泥層は東金市大海道(Loc. 1)から松尾町金尾(Loc. 9)まで

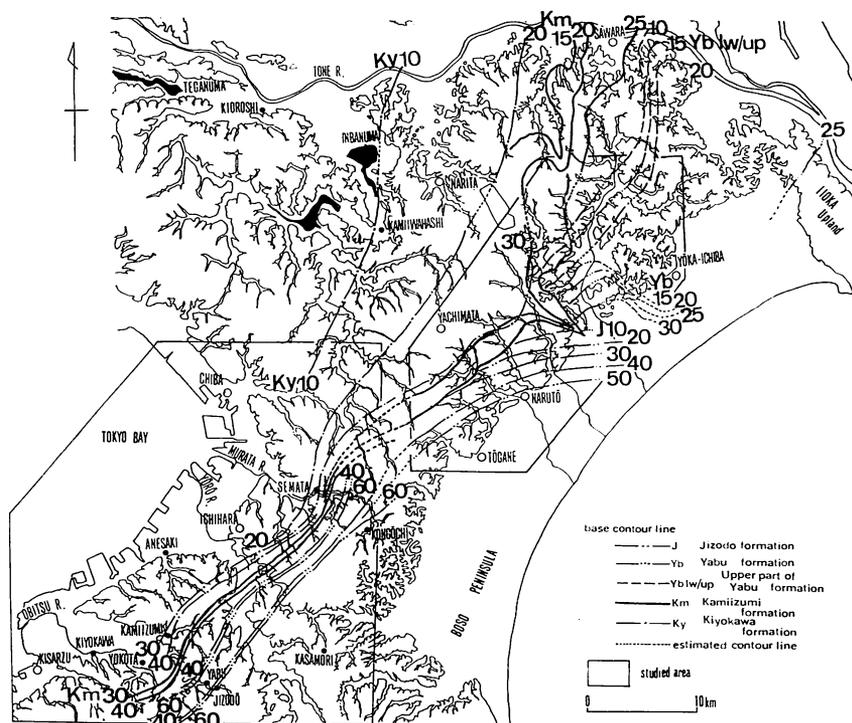


図2. 地蔵堂層、藪層、上泉層、清川層の基底面等高線図。等高線横の数字は等高線の標高(単位: m)を表す。

ほぼ連続して分布していることがわかった。この結果は、岩相対比に基づいた青木・馬場(1972, 1973)とほぼ同じである。ただし青木・馬場(1973)ではサイクル境界を泥層の上面に置いているが、本報告では徳橋・遠藤(1984)など最近の研究同様、泥層の下面に置く。

なお、作田川沿いと木戸川-栗山川間に上泉層の埋谷性堆積物があり、地層の追跡を困難にしている。菊地(1963)は、作田川沿いの埋谷性堆積物を成田層に対比し、これを滝沢(Loc. 2)の地蔵堂層基底の泥層に延長しているため、また栗山川沿いの地域で、青木・馬場(1972)は本層上部を金剛地層に、馬場・青木(1975)は本層最上部の砂鉄質の部分成東層に対比しているため、本報告と異なった層序になっている。

2. 藪層

分布: 芝山町, 横芝町, 多古町周辺から北東に佐原市付近まで分布する。

芝山町以西では、上位の上泉層に削られて欠如し、台地を刻む谷が浅くなることとあまって、千葉市瀬又の堰(Loc. 89)まで観察できない。

層位関係: 地蔵堂層に整合に重なる。上泉層に多古町周辺では整合、成東-芝山地域では不整合に覆われる。

層相: 多古町水戸(Loc. 27), 同千田(Loc. 28)など

多古町周辺で模式的な層序が観察できる。基底部は泥もしくは泥質砂(2~4 m)からなり、芝山町, 横芝町, 多古町に分布する(図4, 図5a)。この泥は多古町水戸以北では沖積面下に没する。この上には生物擾乱の著しい細-中粒砂(6~10 m)が重なる。その層厚は東方ほど厚い。さらに上位には侵食面を挟んで砂泥互層(0.2~1 m), 斜交層理をもつ粗粒砂(0.5~10 m), およびヒメスナホリムシ型の生痕がしばしば認められる。平行層理をもつ中粒砂(1~2 m)が重なる。最上部は凝灰質の中粒砂-粗粒砂(1~6 m)からなり、多古町から佐原市にかけて広く分布する。これは Nakazato *et al.* (1989) が報告した砂丘相である。この中に Km1 テフラが発見される。このように多古町周辺では、地蔵堂層とほぼ同様なサイクルからなっている。

一方、栗山川以東では、基底部の泥は認められず、厚い細粒砂からなる。この砂層は細-中粒砂(5 m), 砂質シルト(10 m), 生物擾乱の著しい細-中粒砂(5~40 m)に細分される(図5b)。砂質シルトには *Venericardia ferruginea* Clessin, *Acila minutoides* Kuroda and Habe など、下総層群としては比較的深い生息深度を示す貝化石が含まれている。これらの上位には侵食面を挟んで砂泥互層が重なり多古町周辺と同様な層序となる。砂泥互層は連続性が良く、多古町西方から佐原まで追跡できる(図2 YB 1w/up の等高線, 図5a, 図6a)。

千葉県成東町-八日市場市周辺に分布する下総層群の層序

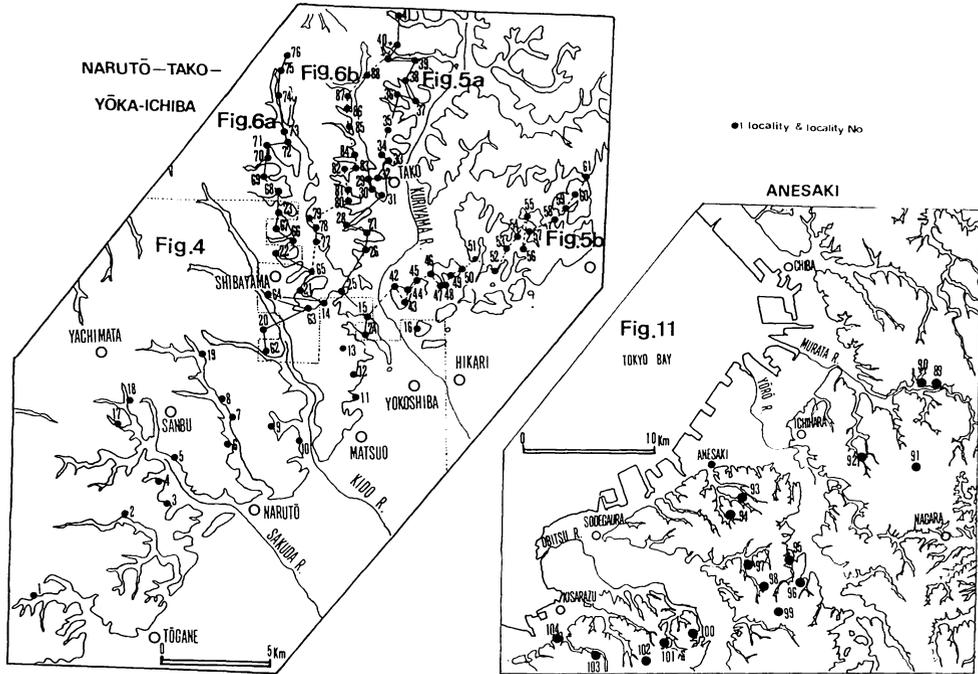


図3. 露頭位置図.

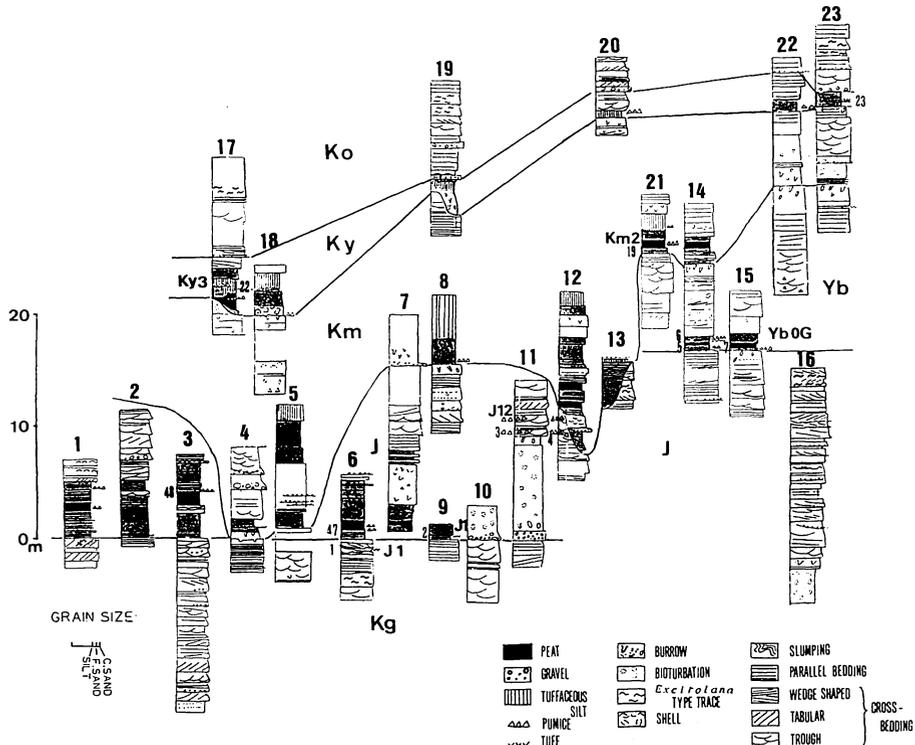


図4. 成東地域の地蔵堂層を中心とした地質柱状図。地層名は図1を、地点番号は図3を参照。柱状図横の数字はテフラのサンプル番号を示す。以下図5、図6も同様。

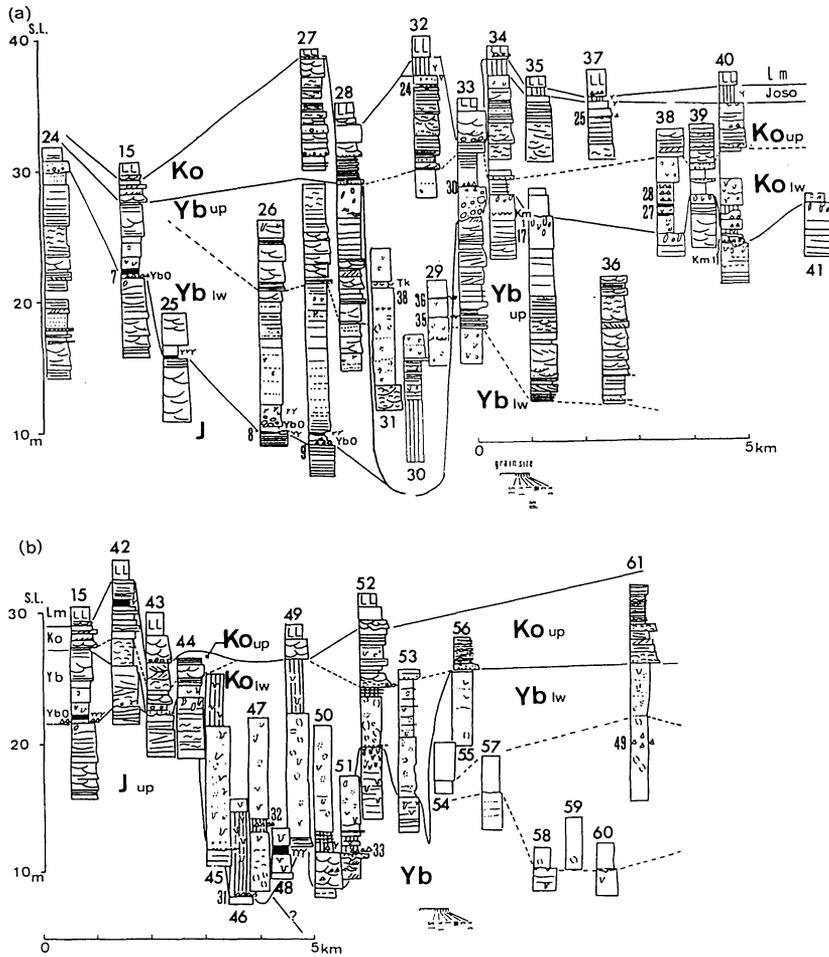


図5. 藪層を中心にした地質柱状図. (a) 多古西方; (b) 光町-八日市場.

テフラ: 基底部の泥から Yb0 グループと考えられる軽石が見出された。Yb0 は木更津市丹原 (Loc. 99) や市原市南岩崎 (Loc. 95) で見られる斜方輝石の屈折率モードが 1.714 のテフラであるが、本地域では認められなかった。しかし、丹原、千葉市瀬又の塚の藪層基底の泥には斜方輝石の屈折率 1.704~1.706 をモードとする軽石が認められ、これが、芝山町新屋敷 (Loc. 14), 木戸台 (Loc. 15), 多古町水戸などの藪層基底でも認められる (図 9 sp. No. 5-9, 図 11 sp. No. 54-60)。

八日市場市助右エ門坂 (Loc. 61) などで観察される砂質シルトには円磨された白色軽石 (sp. No. 49) が含まれる。この軽石は斜方輝石と普通輝石からなり、ホルンブレンドをほとんど含まず、斜方輝石の屈折率モードは 1.715~1.716 で、Yb3 (杉原ほか, 1978 の SY) に対比される可能性がある。この軽石を含む砂質シルトからは、*Venericardia ferruginea* など暖流系種を産し、姉崎地域の Yb3 直下の層準に暖流系種が多

いとされることと調和的である。しかしこの軽石は多古周辺では認められなかった。

対比: 菊地・館野 (1962) は基底部の泥層を成田層の基底に、青木・馬場 (1972) は金剛地層最上部に、馬場・青木 (1975) は地蔵堂層に対比した。杉原 (1979) は菊地らとほぼ同じ見解で、本報告で Yb0 に対比した軽石を TB-1 に対比し、成田層 (清川層) とした (図 1a)。また栗山川以東の本層下部に見られる砂質シルトは成瀬 (1959) が笠森層に、菊地・館野 (1962) が成東層に、青木・馬場 (1972) が金剛地層に対比しているものである。

今回、基底部に Yb0 グループ、最上部に Km1 テフラが発見されたこと、地蔵堂層の上位に整合に重なるサイクルであることの 2 点を根拠に藪層に対比した。栗山川以東では藪層の下半部は厚い細粒砂からなり、この砂層中には累層境界となる堆積物は見られない。この細粒砂は本地域東方の飯岡台地で上総層群相当の豊里層 (Matoba, 1967) に直接接する。したがって、こ

千葉県成東町-八日市場市周辺に分布する下総層群の層序

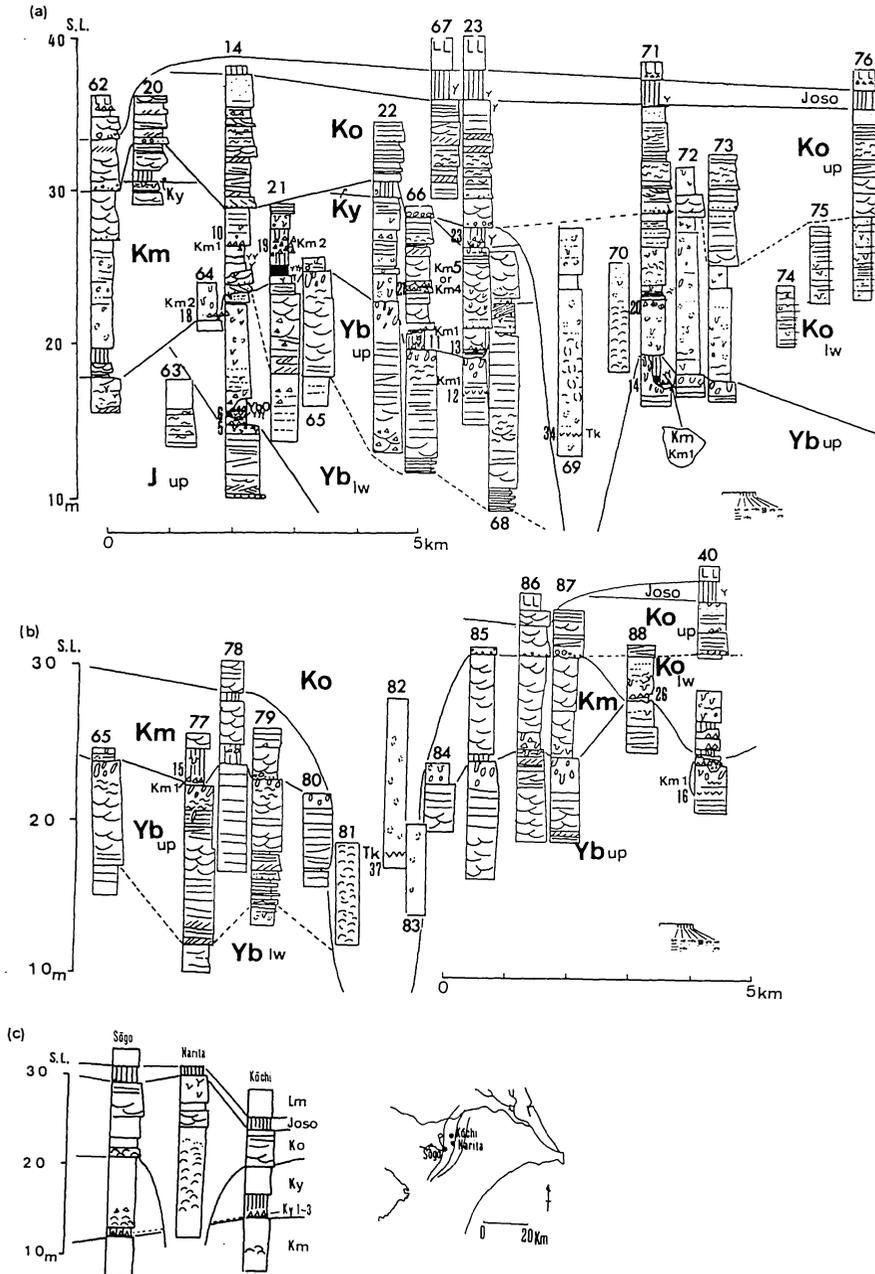


図6. 上泉層, 清川層を中心にした地質柱状図. (a) 多古西方; (b) 多古; (c) 成田.

の地域の藪層の基底は不整合であると考えられる。細粒砂の間に挟まる約 10 m の砂質シルトは、連続性が悪く側方で尖滅すること、上下の細粒砂と連続的に移り変わることから、この部分だけを笠森層とすることはできない。青木らの考えは、豊里層を笠森層とし、これに重なる金剛地層と類似した岩相を対比していることによる。

菊地や杉原が本層基底の泥層を成田層に対比しているのは、本層の分布が成東地域では上泉層の不整合

(後述)により限られ、また栗山川以東では基底が観察できないために、多古地域の本層基底を成田層の谷地形のなかに組みこんでいることによる。

3. 上泉層

分布: 山武町-芝山町-多古町-佐原市に分布する。

層位関係: 多古町周辺では下位の藪層にほぼ整合に重なり、上位の清川層に整合に覆われる。成東-芝山では藪層以下の地層と不整合で重なり、上位の清川層に

整合または一部不整合で覆われる。

層相：図 6a, b に示すように、多古町周辺 (Loc. 21, 65, 77) では基底部はピートを含むシルト、泥質砂 (2~10 m) などからなり、藪層と整合的だが、南方に向かって下位層を侵食しシルトや泥質砂からなる埋谷性堆積物 (15 m) となる。この堆積物は、横芝町新屋敷 (Loc. 14) では藪層下部、松尾町山室 (Loc. 62) では地蔵堂層上部を不整合に覆っている。さらに成東地域では金剛地層上にチャンネル状の不整合で接する (図 4 Loc. 4, 5)。また北方に向かって泥質層からトラフ状の斜交層理が卓越する中-粗粒砂層 (5~7 m) に変化する (図 6a Loc. 66, 23, 図 6b Loc. 78, 79, 85-87)。上部はトラフ状の斜交層理や平行層理をもつ細-中粒砂層 (約 5 m) からなる。本地域ではヒメスナホリムシ型の生痕化石は見いだされていない。また本層は、下位の地蔵堂層、藪層と比較して全体に細粒で、泥質な部分が多い。

テフラ：下部のシルト中に Km1 または Km2 が認められることが多い。姉崎地域では、Km1 は火山灰、軽石、スコリアからなるテフラ群である。木更津市根岸 (Loc. 100) における Km1 は、下位より火山ガラスの屈折率が 1.497~1.500 の火山灰、斜方輝石の屈折率が 1.694 モードとする非常に低い屈折率を示す軽石、最も厚い斜方輝石の屈折率が 1.703 程度の軽石が見られる。また市原市勝間 (Loc. 92) では、Km1 のうち斜方輝石の屈折率が非常に低い軽石が認められる (図 11 sp. No. 62-66, 44-46)。

本地域では藪層最上部から上泉層基底にかけて火山灰と 1.703 モードとする軽石が発見される。多古町周辺では、火山灰は風化が著しく、火山ガラスは消失しているが、ホルンブレンドの屈折率から対比可能である (図 9 sp. No. 12, 14, 16)。また軽石は藪層基底の Yb0 グループの軽石と類似するが、斜方輝石の屈折率がやや低いこと、Yb0 グループの軽石と異なり、屈折率の低いホルンブレンド ($n_2=1.670\pm$) が含まれないことで区別できる (図 9 sp. No. 10, 11, 15, 17)。

Km2 は中里・佐藤 (1988) で報告したとおり、北東部地域の上泉層基底の泥質層中に認められる軽石で、斜方輝石の屈折率モードが 1.718 と高いのが特徴である。今回、芝山町小池 (Loc. 64) の埋谷性堆積物中からも発見された (図 9 sp. No. 18)。

また芝山町大蔵 (図 6 Loc. 66) の細粒砂中の軽石 (図 9 sp. No. 21) は屈折率モードが 1.700 と低く、Km4 または Km5 に対比される可能性がある。

対比：菊地 (1963) は成田層下部層に、青木・馬場 (1972, 1973) は成田層の清川部層に対比している。対比に関する議論は清川層の項で行なう。

4. 清川層

分布：村田川流域-印旛沼周辺及び八街地域に分布

する。図 4 に示すように本層の層厚は薄く、分布は断片的である。

層位関係：上泉層とは、八街地域に小規模なチャンネルがあり (Loc. 17, 18, 19)、上泉層を削り込む以外は、本地域では整合である。上位の木下層に波食台状の不整合で覆われる。なお、従来上岩橋層とされてきた地層は清川層の同時異相である (中里, 1987MS)。

層相：埋谷性堆積物からなる。ピートを含むシルトまたは細礫やシルト偽礫を含む細-中粒砂 (4 m)、生物擾乱の著しい泥質砂 (0~5 m) および平行層理または斜交層理をもつ細粒砂 (1 m) の順に重なる。本地域ではサイクルの上半部は、木下層基底の不整合により欠如している。

テフラ：Ky3 が山武町木原 (図 4 Loc. 17, 図 9 sp. No. 22) で見いだされた。このテフラは新井ほか (1977) によって TB-8 として姉崎地域で報告された軽石で、斜方軽石の屈折率が非常に高く、1.731 に及ぶものである。このほか梨作 (図 3 Loc. 23) では、斜方輝石の屈折率モード 1.703~1.706 の軽石 (図 9 sp. No. 23) がみられる。

対比：菊地 (1963) は成田層下部層に、青木・馬場 (1972, 1973) は成田層の上岩橋部層に対比している。筆者は、青木ら同様、本地域で 2 層準の泥質堆積物を見いだした。しかし、下位の泥質堆積物から Km2 を、上位の泥質堆積物から Ky3 を発見したことから、2 つの泥質堆積物をそれぞれ上泉層、清川層に対比する。ただし、成東地域の下位の泥質堆積物中からは Km2 は未発見で、岩相の追跡を対比の根拠にしている。今後さらにテフラの追跡が必要である。

5. 木下層

分布：本地域の台地上部に広く分布する。成田、印旛地域、多古地域の埋谷性堆積物も本層に含まれるものと考えが、この点については次の章で検討する。

層位関係：清川層以下の地層を不整合に覆い、常総粘土に整合に覆われる。

層位：成東-多古地域 (図 5a) の台地上部、標高およそ 25~30 m 以上の部分では、細礫から中礫を含む粗粒砂が見られ、下位の地層と侵食面をもって接している。その上位には平行層理、トラフ状斜交層理、フォアセット層理などを示す細粒-粗粒砂、砂鉄質の細粒-中粒砂が順に重なり、地形面を作る。細粒-粗粒砂中にはヒメスナホリムシ型の生痕が認められる。後述するが、砂鉄質の細粒-中粒砂中に木下層上部の指標テフラである K1p テフラ群 (新井ほか, 1977) と考えられる軽石が見いだされた。

八日市場地域 (図 5b) でも、台地上部に、波食台状の不整合面が見られる。この上位に細礫や貝化石片を含む粗粒砂、砂泥互層 (Loc. 52, 56, 61)、最上部にヒメスナホリムシ型の生痕が見られる細-粗粒砂が重なる。

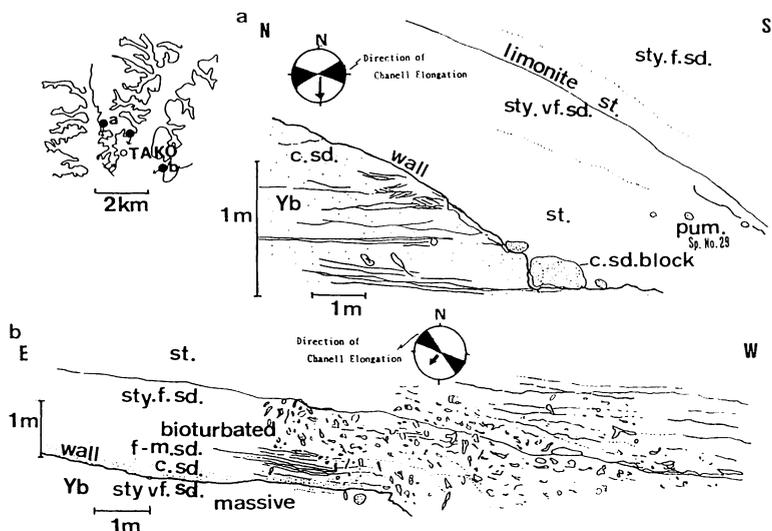


図7. 多古チャネルのウォールとその埋積相。(a)多古町染井; (b)多古町南並木. N-S, E-W は断面の方向をあらわす.

K1p テフラ群は見いだされないが、地形面を構成することから台地の上部の地層は木下層と考えられる。層厚はどの地域でも5~15 mである。

テフラ: 多古町大原内, 御所台 (Loc. 32, 37) では, 砂鉄質の細粒-中粒砂中に, 径 1 cm 程度のやや粘土化した黄色の軽石 (sp No. 24, 25) が散在する。鈹物組成, 斜方輝石の屈折率モード (1.708±), ヒメスナホルムシ型の生痕の直上の層準に見られることから, K1p テフラ群のいずれかに対比されると考えられる。

対比: 成東-多古地域では, 菊地・館野 (1962) の成田層上部層, 青木・馬場 (1972) の成田層木下部層にあたる。青木・馬場 (1972) は, 八日市場地域において砂泥互層を金剛地層最上部と考え, この砂泥互層より標高の低いところに分布する藪層, 木下層を一括して金剛地層としている (図 1a)。これは砂泥互層の下位にある波食台状の侵食面を不整合とせず, 砂泥互層と本報告で藪層とした細粒砂層を一連のものとして取り扱っていることによる。

多古貝層を含む埋谷性積堆積物

多古町周辺には貝化石を多産する“多古貝層”(鈴木・高井, 1935) が知られている。本層は木下貝層との種構成の類似や, 木下-成田-多古の貝化石の連続分布から注目されてきた。多古貝層が谷状の地形を埋積していることは, 三土 (1935) の地質図にすでに記載がある。また多くの研究者も谷地形の存在については意見が一致している。

本報告でも成田-多古-八日市場と連続する埋谷性積堆積物とそれらが下位層と接するチャネルの壁面を観察できた。これらのチャネルは, 以下に述べるように下位層を大きく削り込み, 水平方向によく連続する特

徴をもち, 各累層の基底部付近にみられるダイアステム程度の削り込みとは大きく異なっている。図7に多古町周辺で見られるチャネル状の侵食面のスケッチを示す。多古町染井 (図7a), 南並木 (図7b) のほか, 多古町飯新, 同川島, 八日市場市亀崎, 同松山, 光町中島などで認められる。また成田付近では, 成田市駒井野, 印旛村雷土などで観察される (中里 1987MS)。埋谷性積堆積物の岩相は, 多様性に富んでいるが, 基底部が観察できるところでは, シルトや砂のブロックを含む斜交層理のみられる砂礫, ピートや植物片を含むシルト, 生物擾乱が著しく淘汰の悪いシルトなどが見られることが多い。この上位は, シルトと細粒砂の細互層, 塊状のシルト, 生物擾乱の著しい自生的産状を示す内湾性貝化石が見られるシルト質の細-中粒砂からなる。上部ではやや粗粒化し, 貝化石を密集して産する部分がある。図5aの Loc. 29-31, 図5bの Loc. 45-53, 図6aの Loc. 69-76, 図6bの Loc. 81-83, 88, 40 などの堆積物がこれに当たる。チャネル内のシルトや侵食面は, 連続性が悪く, それらは地層境界となるものではない。層厚は最大 20 m である。

埋谷性積堆積物は木下層の波食台上の堆積物に覆われる。またしばしば, 木下層の波食台状の不整合面からチャネルの壁面が下方に延びる様子が観察される。

次にチャネルと下位の各累層との関係について見てみる。多古地域 (図5a) では, チャネルが藪層最上部 (Km1 層準) を削り込んでいる。また芝山地域 (図6a) では, 芝山町稲葉, 谷 (Loc. 69) 同大里 (Loc. 70), 同横堀 (Loc. 74-75), 多古町-鎌田 (Loc. 76) などで, 上泉層が, 埋谷性積堆積物によって欠如している。成田地域では埋谷性積堆積物によって, 清川層指標テフラ Ky1~3 を含むシルト層と上位の砂層が欠如して

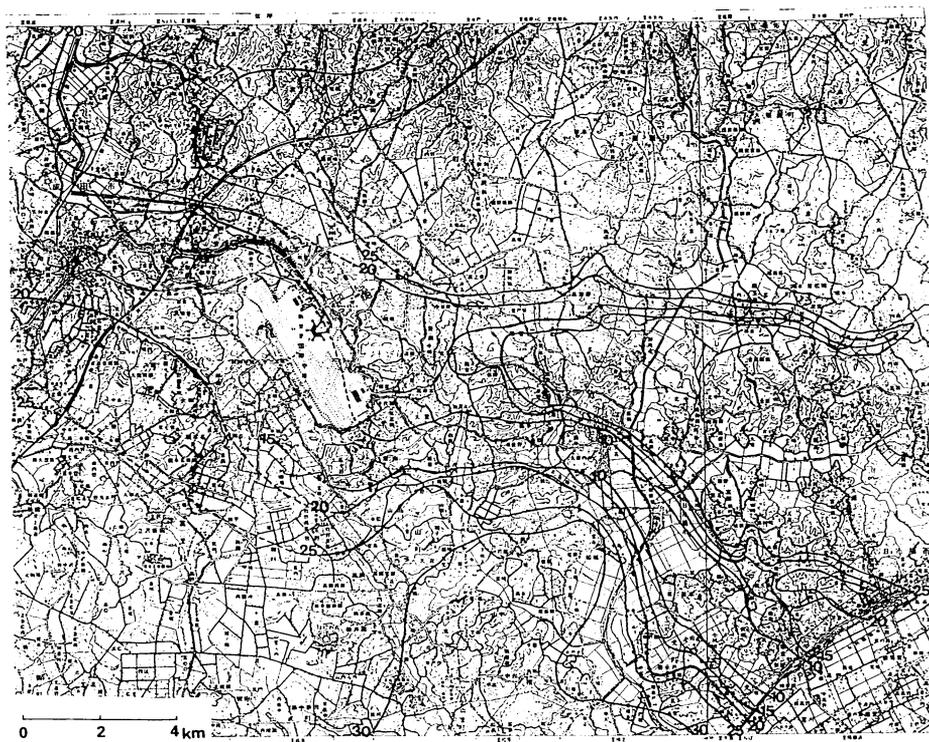


図8. 多古チャネルおよび木下層の基底面等高線図。国土地理院発行5万分の1地形図 成田および八日市場を使用した。図中の数字は等高線の標高(単位: m)を示す。

いる(図6c:中里, 1987MS)。このようにチャネルは水平方向に連続しており、北西に傾く単斜構造をした下位の地層を順次削り込んでいるものと考えられる。下総台地研究グループ(1984)が手賀沼周辺で見いだした木下層基底の不整合面Iも、成田-多古-八日市場のチャネルの北西方への延長上にあり、連続するものと考えられる。

チャネルの壁面と埋谷性堆積物の高度分布から、チャネル基底の地形を基底面等高線図(図8)に示す。チャネルの幅は3~4 km、深さは20 mに達する。かなり急な壁を持つことが特徴である。成田から多古を通り八日市場方面に連続するものと、空港の東側で東方に向かうものがある。多古付近に屈曲部がありその部分で幅が狭まるほか、八日市場側で支谷を分岐させている。以下このチャネルを多古チャネルと呼ぶ。

テフラ: チャネル内の細粒砂中には杉原(1979)で報告されたTk火山灰が分布する。このテフラは火山ガラスの屈折率が非常に高く特徴的なものである(図10 sp. No. 34-38)。杉原は屈折率の違いからTk-a, Tk-bを識別している。チャネルの層位をTkテフラで対比することを試みたが、今のところ他地域との対比についてはない。

芝山町坂志岡(図6a Loc. 71)ではチャネル内の細-中粒砂中に白色から淡黄色の2~20 mm径の軽石

(sp. No. 20)が見られ、斜方軽石の屈折率は $r=1.7135 \sim 1.7215$ (モード1.717~1.718)であることから上泉層指標のテフラKm2に対比できる(佐藤, 1986)。しかしここでは海進期の砂の中に円磨されて散点的に含まれ、他の地点でのKm2と産状が異なること、同層準と考えられるチャネル内の他の地点で全く観察されないことから、このKm2は多古チャネル埋積時に上泉層からチャネル内に取り込まれたと判断される。

チャネルの基底部に何枚かの軽石が見いだされている。それらの多くは基底直上のシルト中に認められるものである。軽石の斜方輝石の屈折率モードは1.706~1.708を示し(図10 sp. No. 27-31)、藪, 上泉, 清川層の基底の軽石より屈折率が高いものが多い。なお斜方輝石の屈折率モードが1.710を越え、ホルンブレンドの屈折率モードが1.685を越えるものがあり(sp. No. 26, 32)、特徴的である。八日市場のチャネル(図5b Loc. 51)と多古東方に延びるチャネル(図6b Loc. 88)で認められ、これらのチャネルが同時期に形成されたことを裏付けるものといえる。

対比: 本層を菊地・館野(1962)は成田層, 青木・馬場(1972, 1973)は成田層, 馬場・青木(1975)は地蔵堂層, 杉原(1979)は成田層(清川層)に対比している。

杉原(1979)はTkがTB-1とともに市原市勝間の清

千葉県成東町-八日市場市周辺に分布する下総層群の層序

表 1. テフラの記載

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
6	1	wt.	vf.	tf	0-20	A	m-c. sd.	Ho, Opx	J1
9	2	wt.	vf.	tf	10	A	cly.	Ho>Opx	J1
91	76	wt.	vf.	tf	20	A	cly.	Ho>Opx	J1
6	47	gy.-wt.	0.2	pum	5	A	st.	Ho>Opx	
3	48	gy.-wt.	0.5	pum	10	A	st.	Ho>Opx	
11	3	yl.	20	pum	250	A	m-c. sd.	Opx>Ho>Cpx	J12
12	4	yl.	20	pum	300	A	m-c. sd.	Opx>Ho>Cpx	J12
96	50	wt.-gy.	10	pum		A	f-m. sd.	Opx>Cpx>Mt	J12
	51	wt.	10	pm. sc	100	A	f-m. sd.	Opx>Cpx>>Ho	J12
	52	wt.	10	pum		A	f-m. sd.	Opx>Cpx>Ho	J12
14	5	yl.	0.3	pum	15	B	st.	Opx>Cpx>Ho	Yb0G
	6	wt.	vf.	tf	0-15	B	cly.	Ho>Opx>Bi	
15	7	br.	0.5	pum	5	C	st.	Ho>Opx>Cpx	Yb0G
26	8	pk.	vf.	tf	1-3	C	sd. st.	Ho>Opx	Yb0G
27	9	br.	0.5	pum	(45)	B	sd. st.	Opx>Cpx>Ho	Yb0G
95	53	wt., gy.	1.0	pm. sc	15	B	st.	Opx>Ho	Yb0
99	54	wt.-gy.	vf.	tf	0-5	B	cly.	Opx>Cpx	Yb0G
	55	wt., gy.	1.0	pm. sc	10	A	cly.	Opx≥Cpx	Yb0
	56	wt.-gy.	vf.	tf. pm	1	A	cly.	Opx>Cpx	Yb0G
	57	gy.	0.5	pum	8	A	cly.	Opx≥Cpx	Yb0G
89	58	gy.	0.5	pum	5	A	cly.	Ho>Opx	Yb0G
	59	br.	0.2	pum	20	A	cly.	Opx>Cpx≥Ho	Yb0G
	60	wt.	vf.	tf	5	A	cly.	Opx>Cpx	Yb0G
70	49	wt.	1.0	pum	(150)	B	sd. st.	Opx>Cpx	Yb3
89	61	wt.	4.0	pum	30	A	m-c. sd.	Opx>Cpx>Mt	Yb3
14	10	yl.-or.	0.2	pum	10	B	sty. f. sd.	Opx	Km1
66	11	wt. gy.	0.2	pum	(20)	A	sty. f. sd.	Opx>Cpx>Ho	Km1
23	12	or.	vf.	tf	5-10	B-C	m-c. sd.	Ho>Opx	Km1
	13	yl.	1.0	pum	(20)	B	m-c. sd.	Opx	
71	14	wt.	0.5	pum	35	A	cly.	Ho>Opx	Km1
77	15	yl.	1.0	pum	(30)	B	st.	Opx≥Ho>Cpx	Km1
40	16	pk.	vf.	tf	5	B-C	c. sd.	Ho>Opx	Km1
34	17	pk.	vf.	tf	5-10	B-C	c. sd.	Ho>Opx	Km1
100	62	pk.	vf.	tf	0-1	C	sd. st.	Ho>Opx	Km1* ¹
	63	pk.	vf.	tf	4	C	sd. st.	Opx>Cpx≥Ho	Km1* ¹
	64	bk.	1.0	sc. pm	3	B	sd. st.	Opx>Cpx	Km1* ¹
	65	yl.-bk.	1.0	sc. pm	0-31	B	sd. st.	Cpx>Opx	Km1* ¹
	66	wt.-cr.	3.0	pm.sc	15	B	sd. st.	Opx>Cpx	Km1* ¹
92	44	gy.-wt.	vf.	tf	0-5	B	st.	Opx≥Cpx>Mt>Ho	Km1
	45	gy.-wt.	vf.	tf	0-5	B	st.	Ho>Opx	Km1
92	46	wt.	0.3	pm. sc	3	B	st.	Cpx>Opx>Mt>Ho	Km1

表1. 続き

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
64	18	yl.	1.0	pum	5-10	B	st.	Cpx>Opx>Mt	Km2
21	19	wt.	1.0	pum	45	A	cly.	Opx>Cpx>Ho	Km2
71	20	yl.	2.0	pum	(10)	B	sty. f. sd.	Opx>Cpx>Ho	reworked Km2
90	67	yl.	3.0	pum	8	B	st.	Ho>Opx	Km2* ²
23	21	yl.	4.0	pum	(50)	B	m. sd.	Opx>Cpx	Km4or5
98	68	gy.-yl.	8.0	pm. sc	8	A	f. sd	Opx>Cpx>Mt	Km4* ¹
97	69	bk.	2.0	sc	2	A	f. sd.	Opx>Cpx>Ol>Mt	Km5* ¹
17	22	cr.	2.0	pum	(0-20)	B	st.	Ho, Cpx, Opx	Ky3
23	23	or.	0.5	pum	(10)	B	st.	Mt>Opx>Ho>Cpx	
90	70	gy.	3.0	pum	20	A	st.	Cpx>Opx>Mt	Ky3* ²
32	24	yl.	1.0	pum	(5)	B	m-c. sd.	Opx≥Cpx>Mt	K1pG
37	25	yl.	1.0	pum	(10)	B	m-c. sd.	Opx≥Cpx>Mt	K1pG
103	71	cr.	—	pum	3	C	sd.	Opx>Cpx≥Mt	K1pG* ³
	72	cr.	—	pum	4	C	sd.	Opx>Cpx>Mt	K1pG* ³
	73	gy. yl.	0.8	pum	6	C	sd.	Opx>Cpx>Mt	K1pG* ³
	74	gy. wt.	1.0	pum	12	B	sd.	Opx>Cpx	K1pG* ³
	75	cr. or.	0.2	pum	5	A-B	sd.	Opx>Cpx	K1pG* ³
88	26	gy. yl. re.	4.0	pum	40-200	B-C	sty. f. sd.	Opx, Ho	
38	27	wt.	vf.	tfc. st.	40	B-C	cly.	Opx	
	28	yl.	2.0	pum	55	B-C	sd. st.	Opx, Ho	
a	29	wt.	0.5	pum	15	C	sty. vf. sd.	Ho>Opx	
33	30	yl.	1.0	pum	10-20	A	c. sd.	Opx>Cpx>Mt>Ho	
46	31	yl.	1.0	pum	5	C	st.	Opx	
47	32	wt.	0.3	pum	5-10	B	st.	Ho>Opx,Cpx	
51	33	gy. yl. re.	1.0	pum	0-5	A	sty. f. sd.	Opx, Ho	
101	39	wt.	0.2	pum	5	A	st.	Ho>Opx, Cpx	
94	40	yl.	(cly)	pum	5	A	sty. f. sd.	Ho>Opx, Cpx	
102	41	pk.	(cly)	pum	5-15	B-C	st.	Opx, Ho>Cpx	
104	42	wt.-gy.	2.0	pum	20	A	st.	Opx>Mt>Ho	Ko1
93	43	wt.	5.0	pum	10	A	f. sd.	Opx>Cpx>Mt	Ko2
69	34	br.-gy.	vf.	tf	35	B	f. sd.	Opx	Tk
29	35	gy.-wt.	vf/0.1	tf	50	A	f. sd.	Opx>Cpx>Mt>Ho	Tk
	36	gy.-wt.	vf.	tf	50	B	f. sd.	Opx>Mt>Cpx	Tk
82	37	gy.-wt.	vf.	tf	17	B	f. sd.	Opx>Cpx	Tk
31	38	wt.-gy.	vf.	tf	28	C	f. sd.	Opx>Ho>Cpx	Tk

1. 地点番号, 2. サンプル番号, 3. 色調 (wt: 白, yl: 黄, br: 茶, pk: 桃, or: 橙, gy: 灰, cr: クリーム, re: 赤, bk: 黒), 4. 粒径 mm, 5. テフラのタイプ (pum: 軽石, tf: 火山灰, sc: スコリア, tfc. st.: 凝灰質シルト), 6. 層厚 cm, 7. 純化の程度 (A: 純度高い, B: 中程度, C: 不純物多い), 8. 含まれる岩相, 9. 重鉱物組成 (Opx: 斜方輝石, Cpx: 普通輝石, Ho: 角閃石, Mt: 磁鉄鉱, Ol: カンラン石), 10. 対比.
*¹: 中里 (1987MS), *²: 中里・佐藤 (1988), *³: 新井ら (1977)

千葉県成東町-八日市場市周辺に分布する下総層群の層序

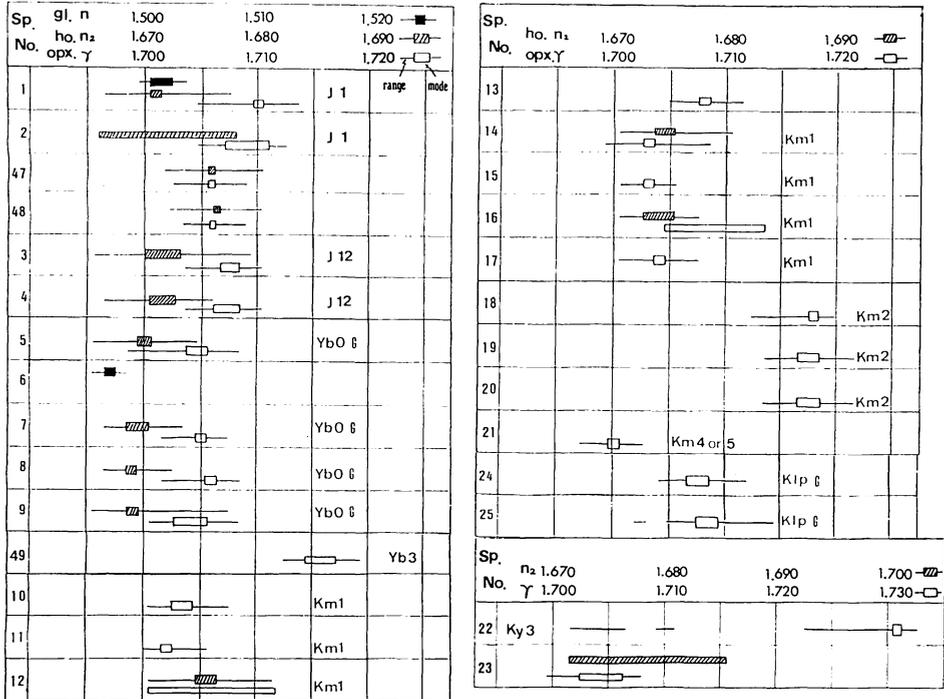


図9. 本調査地域の地蔵堂, 藪, 上泉, 清川, 木下層のテフラの屈折率.

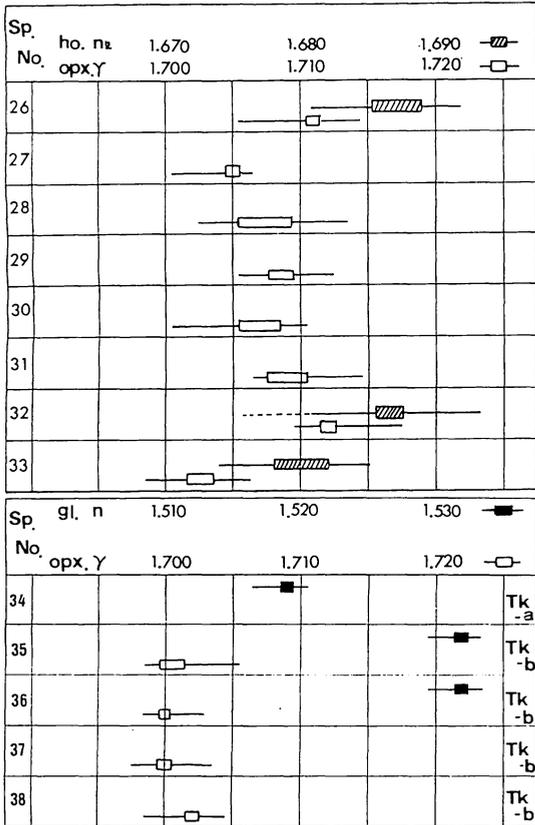


図10. 多古チャネルのテフラの屈折率.

川層下部の泥層に見いだされるとしている。しかし勝間の火山灰は一部に高屈折率のものも有るが、多古地域の Tk より全体に屈折率が低い (図 11 sp. No. 44-46)。また TB-1 として対比している軽石の斜方輝石の屈折率は、多古のものは 1.700 モード、勝間のものは 1.695 モード (図 11 sp. No. 46) と大きく異なっており、その対比は疑問である。さらに勝間の '清川層下部 (徳橋・遠藤, 1984 の上泉層に当たる)' の Tk が見られるとされる泥はピートを含む最大海退期の堆積物であるが、多古の Tk の見られる細粒砂は海進期の堆積物である。これらの点からみて Tk および TB-1 の対比により多古チャネルが清川層であるとはいえない。

木更津-姉崎地域の木下層にも大規模なチャネル性堆積物が知られている (杉原, 1979; 徳橋・遠藤, 1984)。そこで多古チャネルのテフラと比較を試みた。市原市有吉台 (図 11 Loc. 94) の軽石 (sp. No. 40) と木更津市高倉 (図 11 Loc. 102) の軽石 (sp. No. 41) は、八日市場市亀崎 (図 5b Loc. 51) の軽石 (sp. No. 33) に類似している。また Ko2 (sp. No. 43) や木更津市下宮田 (図 11 Loc. 101) の軽石 (sp. No. 39) は多古チャネルのテフラによく類似するが、屈折率モードはともに 1.706~1.708 程度で、これらのテフラだけでは層位を決定するまでには至らなかった。しかし筆者は、多古チャネルの内部で Km2 (再堆積している 1カ所を除く)、Km3~5, Ky3 といった指標テフラを見

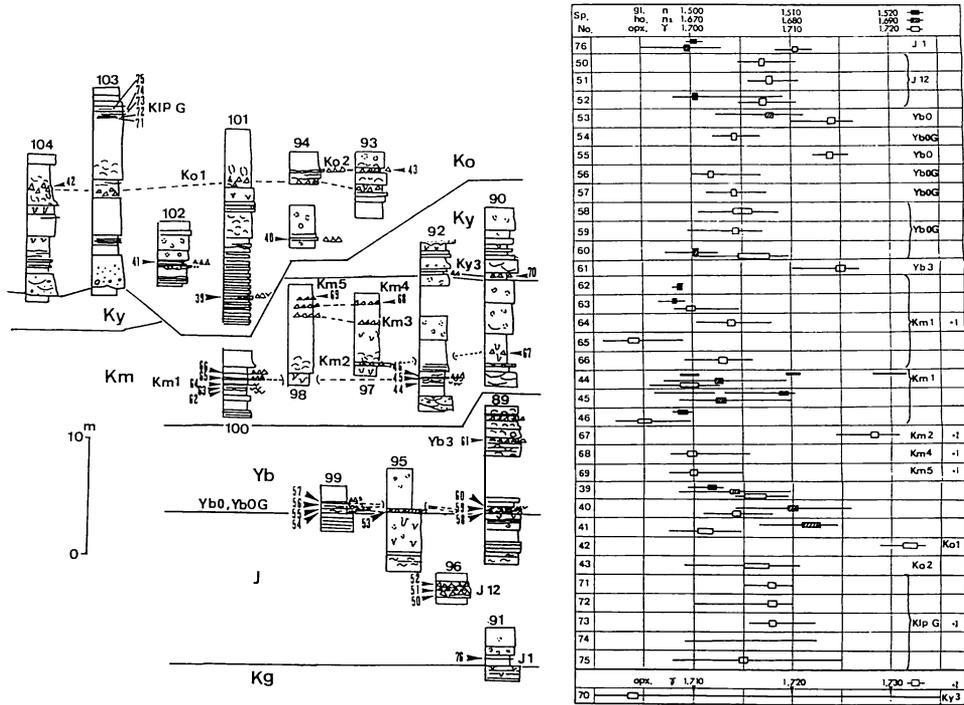


図 11. 姉崎地域の指標テフラの柱状図とテフラの屈折率。*1: 中里 (1987MS); *2: 中里・佐藤 (1988); *3: 新井ら (1977) による。

い出すことができず、またこれ以外のテフラの屈折率も上泉層、清川層基底部のテフラと一致しないため、多古チャネルは上泉層や清川層には相当しないものとする。上述のように成田から八日市場まで水平方向に極めてよく連続すること、各累層との層位関係からチャネルの層位が清川層以降の堆積物であると考えられること、横田層の分布地域は姉崎地域の一部に限定されていることから、多古チャネルを埋積した地層を木下層と考える。中里ら (1990) の多古チャネル内の貝化石の ESR 年代測定でも、 $180 \pm 11 \text{ky}$ が得られていて、多古貝層を木下層とすることに矛盾しない。

ま と め

以上層序について述べた。本地域には地蔵堂、藪、上泉、清川、木下層が順に重なっている。藪層と上泉層、および、木下層とそれ以下の累層間には大きな不整合が存在する。地蔵堂層、藪層は姉崎地域と同様な堆積サイクルを形成しているのに対し、上泉層、清川層は、基底部に埋谷性堆積物が見られるなど全体に泥質で内湾化が推定される。また、木下層は一部に埋谷性堆積物も見られるが、大部分は波食台上の堆積物であるというように不整合を境に層相の変化が認められる。このような層相の変化は、構造運動と堆積盆の変化でとらえることが可能であると思われる。今後、姉崎地域の堆積物との比較を通して、構造運動との関連

を探ってきたい。

謝 辞

本研究に当たり、千葉県立中央博物館の岡崎浩子氏には、RIMS の使用許可をいただいた。また工業技術院地質調査所の徳橋秀一氏、千葉県立中央博物館の岡崎浩子氏、森田利仁氏には素稿に目を通していただいた。工業技術院地質調査所の遠藤秀典氏には野外において層序について御教示いただくとともに屈折率測定装置を使用させていただいた。また、北陸農政局の中里裕臣氏には下総層群の層序に関する議論をしていただいた。以上の方々に深い感謝の意を表する。

引用文献

青木直昭・馬場勝良. 1972. 千葉県北東部の更新統の層序. 地質学雑誌 78: 65-73.
 青木直昭・馬場勝良. 1973. 関東平野東部, 下総層群の層序と貝化石群のまとめ. 地質学雑誌 79: 453-464.
 馬場勝良・青木直昭. 1975. 千葉県, 多古貝層の層位的な位置. 地質学雑誌 81: 521-522.
 Aoki N. and K. Baba. 1980. Pleistocene molluscan assemblages of the Boso Peninsula, Central Japan. Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B1: 107-148.
 新井房夫・町田 洋・杉原重夫. 1977. 南関東における後期更新世の指標テフラ層—特性記載とそれに関連する諸問題—. 第四紀研究 16: 19-40.

- 遠藤秀典, 1981. 温度変化法による鉱物・ガラスの屈折率測定方法. 地質ニュース 329: 8-12.
- 菊地隆男, 1963. 千葉県成東町北方の第四系. 地質学雑誌 69: 252-261.
- 菊地隆男, 1972. 成田層産白斑状化石生痕とその古地理学的意義. 地質学雑誌 78: 137-144.
- 菊地隆男, 1974. 関東地方の第四紀地殻変動の性格. 関東地方の地震と地殻変動, ラティス: 129-146.
- 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 Metropol. Univ. 11: 133-146.
- 菊地隆男, 1980. 古東京湾. 関東堆積盆地, アーバンクボタ 18: 16-21.
- 菊地隆男・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. 地質学雑誌 68: 17-28.
- 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.
- 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 44: 19-28.
- 増田富士雄, 1985. 古東京湾における堆積体発達様式. 昭和59年度科学研究費補助金(一般研究C)研究成果報告書, 47 pp.
- Matoba Y. 1967. Younger Cenozoic foraminiferal assemblages from the Choshi district, Chiba Prefecture. Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. 2, 38: 221-263.
- 三土知芳, 1935. 地質図幅「千葉」(7.5万分の1)および地質説明書. 地質調査所, 25 pp.
- 中里裕臣, 1987MS. 下総堆積盆の層序と浅海堆積物の特徴. 千葉大学修士論文, 204 pp.
- 中里裕臣・佐藤弘幸, 1988. 下総層群上泉層のKm2テフラ. 地質学雑誌 94: 793-796.
- 中里裕臣・下川浩一・今井登, 1990. 中・上部更新統上総・下総層群産貝化石のESR年代測定. 地球(宇宙)物性-ESR地殻物性の立場から-, 地球 12: 37-42.
- Nakazato H., H. Sato and F. Masuda. 1989. Coastal Eolian Dune Deposits of the Pleistocene Shimosa Group in Chiba, Japan. In A. Taira and F. Masuda (eds.), Sedimentary Facies in the Active Plate Margin, pp. 131-141. Terra Pub. Tokyo.
- 成瀬洋, 1959. 古東京湾の形成について-南関東上部新生界の地史学的研究(1)-. 第四紀研究 1: 143-155.
- 杉原重夫, 1979. 下総層群成田層の層序と基底地形. 明治大学人文科学研究所紀要, (18): 1-41.
- 杉原重夫・新井房夫・町田洋, 1978. 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー. 地質学雑誌 84: 583-600.
- 佐藤弘幸, 1986. 千葉県多古町周辺の層序の再検討. 日本地質学会第93年芸術大会講演要旨, pp. 106.
- 下総台地研究グループ, 1984. 千葉県手賀沼周辺地域における木下層基底の形態と層相の関係. 地球科学 38: 226-234.
- 鈴木好一・高井冬二, 1935. 千葉県多古町四辺の化石層. 地質学雑誌 42: 1-35.
- 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図幅), 地質調査所, 136 pp.
- 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. 地質学雑誌 95: 933-951.

Stratigraphy of the Middle-upper Pleistocene Shimosa Group Distributed in the Area from Naruto Town, Sanbu-gun to Yoka-ichiba City, Chiba Prefecture

Hiroyuki Sato

Shizuoka Seikogakuin Junior & Senior High School
Oshika 1440, Shizuoka 422, Japan

The middle-upper Pleistocene Shimosa Group widely distributed in the area from Naruto, Sanbu-gun to Yoka-ichiba city is restudied stratigraphically, based on sedimentary cycle and key tephras.

In this area, it is possible to distinguish the Jizodo, the Yabu, the Kamiizumi, the Kiyokawa and the Kioroshi Formations in ascending order. The Yabu Formation conformably overlies the Jizodo Formation. The Kamiizumi Formation makes a channel and overlies the Yabu and Jizodo Formations with unconformity, and is conformably overlain by the Kiyokawa Formation. As the Tako channel-fill deposits containing Tako shell bed overlies these formations with unconformity, it is correlated with the Kioroshi Formation.