千葉中央博自然誌研究報告 (J. Nat. Hist. Mus. Inst., Chiba) 3(2): 133-142, March 1995

# 千葉県君津市香木原における三浦層群安野層下部層の層序と年代

高橋直樹[1)]・寺村秀昭[1)]・田中浩紀[2)]

[1)] 千葉県立中央博物館
〒260 千葉市中央区青葉町 955-2
[2)] 千葉県立東金商業高等学校
〒283 東金市松之郷字久我台 1641-1

**要　旨**　房総半島中部の房総丘陵には，新第三系（中部中新統～鮮新統）の三浦層群が広く分布している．当地の三浦層群は，西側にプランジした東西方向に軸をもつ一対の背斜，向斜を基本構造としている．近年，南側の向斜軸部で，道路工事により大規模な露頭が出現したことから，層序の詳細な記載を行い，安野層下部（鍵層 An9～An28 層準）が露出していることを確認した．これらの地層は，泥がち砂岩泥岩互層と砂がち砂岩泥岩互層のいくつかの繰り返しからなり，また，大規模なスランプ層を挟んでいる．いくつかの層準から試料を採取し，石灰質ナノ化石による年代決定を試みた結果，同層準がナノ化石帯の CN10c～11 帯（前期鮮新世中葉～後葉）に相当することが判明した．

**キーワード**：三浦層群，安野層，石灰質ナノ化石，前期鮮新世，房総半島．

房総半島中部の房総丘陵には，新第三紀中新世中期～鮮新世の三浦層群が広く分布しており，古くから層序学的な研究が盛んに行われ，火山灰鍵層を利用した詳細な調査により，層序の大枠はほぼ押さえられている（三梨・矢崎，1958; 中嶋，1978; 中嶋ほか，1981 など）．

三浦層群は，房総半島中央部では，東西方向に軸をもつ一対の背斜，向斜（それぞれ「清澄背斜」，「清澄向斜」; Tokuhashi, 1979）によりゆるやかに褶曲した構造を示すのに対し，黒滝不整合を挟んでこの上位に重なる上総層群は，ほぼ単純な北西側への単斜構造を呈している．従って，三浦層群堆積時やその後の構造運動に関する研究は，房総半島の地史を解明するうえで重要な情報を提供する．

近年行われた，千葉県道路公団による鴨川有料道路新道の建設工事に伴い，数カ所で三浦層群の大規模な露頭が出現した．その中のひとつとして，君津市香木原において，清澄向斜の軸部に新たな露頭が形成された．褶曲軸部での産出層準の特定及びその時代決定は，褶曲構造の解明にとって重要と判断し，露頭内の層序の詳細な記載を行い，また，いくつかの層準から試料を採取し，石灰質ナノ化石による年代決定を試みた．

## 調査地域周辺の地質

調査地域の周辺には，三浦層群が広く分布する（図 1）．三浦層群は、主体をなす半島中東部では，下位より，佐久間層，木の根層，天津層，清澄層，安野層が分布している（三梨ほか，1979 など）（図 2）．一方，半島西側では，砂岩の挟みがなくなるほか，顕著な礫岩層が挟まれること，火山砕屑物の量がはるかに多いことなど，岩相にかなりの違いが見られ，木の根層より上位は，天津層，千畑（礫岩）層，稲子沢層，萩生層と区分されている．

今回の調査地域は中東部に位置し，三浦層群は，半遠洋性泥岩，タービダイト性の砂岩の繰り返しでできた砂岩泥岩互層を主体とし，加えて，おびただしい数の火山砕屑物層を挟んでいる．一般に天津層は泥岩，清澄層は砂がち砂岩泥岩互層，安野層は泥がち砂岩泥岩互層である．火山砕屑物は三浦層群全般に含まれるが，特に，安野層の上部，黒滝不整合に近づくにしたがって増加する傾向があり，泥岩中にも多量に混じるようになる．火山砕屑物は，スコリア，軽石，火山岩片，鉱物結晶，火山ガラスなどを構成要素とし，それらがさまざまな組み合わせ・割合で含まれることから多様な外観を呈しており，そのことを利用して相当数が鍵層として特定されている（中嶋ほか，1981 など）．

前述のように，半島中東部地域における三浦層群の基本的な地質構造は，清澄層の S 字状分布に象徴される，西側にプランジした一対の清澄背斜，清澄向斜であり，その構造に規制されて各層準が面的に繰り返し出現する．本調査地域は小櫃川支流の笹川沿いルートの向斜軸部にあたり，これまでの調査で，三浦層群最上部の安野層が露出していることが知られている（三梨・須田，1980 など）．今回調査したのは，この向斜軸部に道路工事に伴い出現した大規模な露頭である（図 3, 4）．この露頭は短期間のうちに被覆されてしま

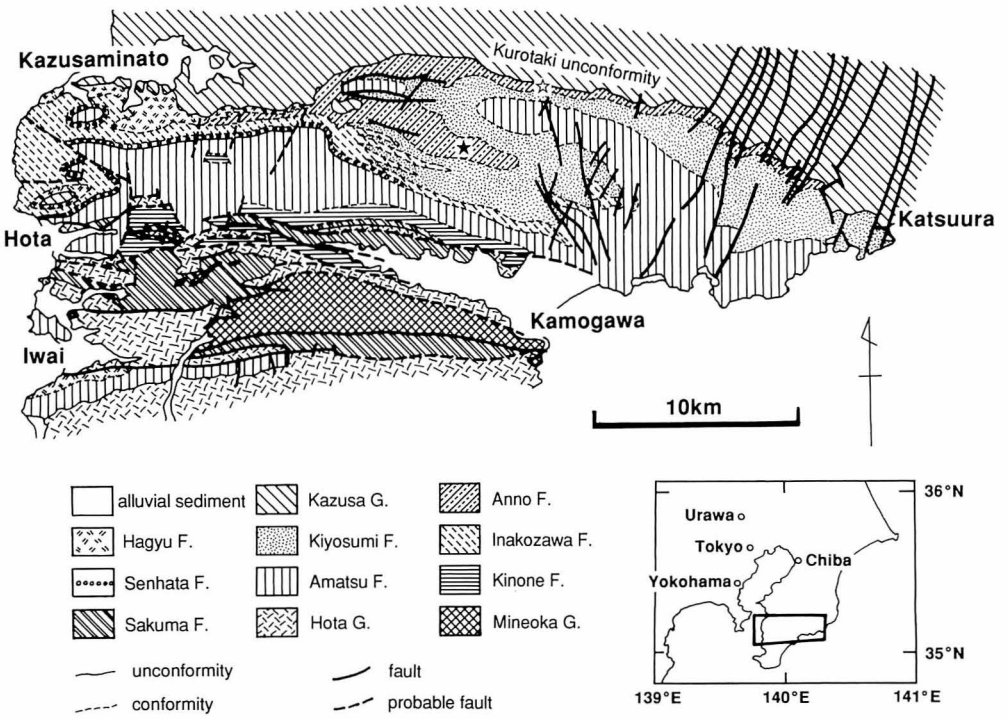


**図 1.** 三浦層群地質図. 三梨・須田 (1980), 三梨ほか (1980) (地質調査所発行 20 万分の 1 地質図幅「大多喜」,「横須賀」) による. ★は今回の調査地点 (図 3 参照).

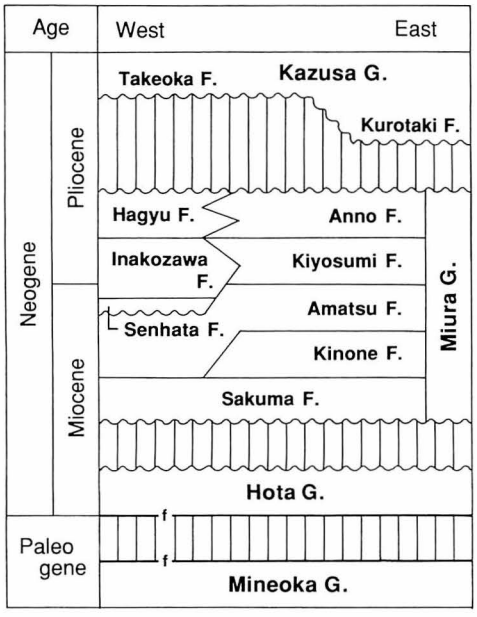


**図 2.** 三浦層群地質層序表. 三梨ほか (1979) を一部改変. G.: Group, F.: Formation, f: fault.

うことが明らかであったことから, 記録保存の意味も含めて, 露頭内の詳細な層序の調査及び微化石処理用の試料採取を行った.

**図 3.** 調査地点位置図. ★が調査地点. 国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図「坂畑」を使用.

## 研究方法

本露頭内に分布する地層について, 肉眼観察により, 最下位から最上位までの連続柱状図を作成し, 火山灰鍵層の対比から層準を特定するとともに, 層相の特徴及びその時間に伴う変化を検討した. また, 露頭内の下位から上位に渡る数層準から泥岩の試料を採取し, 石灰質ナノ化石の解析による年代決定を試みた. ただし, 本露頭で採取した試料は風化作用を若干受け

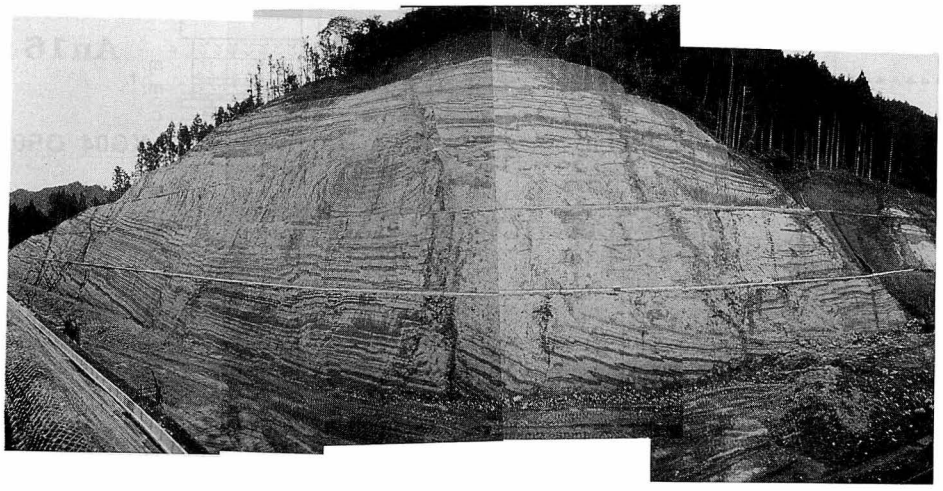

**図 4.** 香木原新露頭全景．写真左が北，右が南．1990 年 6 月 22 日撮影．

ていたことから，安野層模式地の君津市折木沢ルートで，同一ないし近い層準から新鮮な泥岩試料を採取し，香木原の試料と併せて年代の検討を行った．なお，層序の調査は高橋，寺村が，石灰質ナノ化石の解析は田中が担当した．

## 香木原新露頭の層序

### 1. 露頭内の地質構造

本露頭は尾根の一部を切り崩して造られたもので，ほぼ南北方向の断面が露出し，幅約 250 m，高さ約 50 m の規模をもつ．露頭最下部でも，笹川河床から約 20 m の高さにある．露頭の最上部には，新しい時代の段丘堆積物が見られる．

露頭内の地層（段丘堆積物を除く）は，中央から南側ではほぼ水平に近い走向-傾斜をもち，露頭北端部では南向きに緩やかに傾斜している．道路西側のやや南方に別の小露頭があり，北向きに傾斜していることから，大露頭の中央部から南側の付近が向斜の軸部にあたることがわかる．

露頭内には，いくつかの大きな断層が見られる．断層面はあまりシャープではなく，断層に沿った部分の地層が破砕されている．角度は比較的急であるが，正断層で，上盤が落ちている．一方，この種の断層とは別に，小規模な逆断層群が観察される（落差最大 2 m 程度）．こちらは，断層面が密着した，いわゆる“面なし断層”である．比較的低角のものが多い（30～45° 以下）．この 2 種類の断層群のうち，後者は比較的初期の時代に，前者はかなり後の時代に形成されたものと推測される．

### 2. 露頭内の層序

本露頭の層序を柱状図に示す（図 5）．露頭内の地層の層厚は約 60 m である．主として泥岩からなり，砂岩を頻繁に挟み，また，火山砕屑物を普遍的に含んでいる．露頭中上部に，顕著なスランプ性の堆積物が見られる．

本露頭中の火山砕屑物層を，工業技術院地質調査所の中嶋輝允氏が設定した鍵層の記載（千葉県立中央博物館，1993）と参照した結果，本露頭には，三浦層群最上部の安野層の中の，鍵層 An9 から An28 の層準が露出していることが確認された（図 5, 6）．これは，安野層の中では比較的下部の層準に相当する（安野層は，最も上位まで露出する湊川ルートにおいて，An 182 までの鍵層が設定されている）．

全般的に泥岩が卓越しているが，砂岩が多数挟まれる層準がある．たとえば，鍵層 An14～An17 層準，An26～An27 層準などで，それほど顕著ではないが，An22～An24 層準にも砂岩が多い．砂岩層は，ほとんどが細粒～極細粒と粒径が小さく，多くの場合平行葉理や斜交葉理が見られる．やや粗粒の層には級化構造が見られる場合がある．

### 3. スランプ層

鍵層 An20 と An21 の間に，顕著なスランプ層が存在する（Ta slump: 中嶋，1978）．本露頭では，約 13 m の厚さを持っている．軽石（粗粒～極粗粒）やスコリア（粗粒～細礫）を一様に含む泥岩を基質とし，砂岩や，泥岩（スコリア，軽石等を含まない）などが様々なサイズで破片状に含まれている（図 7a）．ただし，砂岩の破片は，塑性変形的な挙動を示し，U 字や S 字

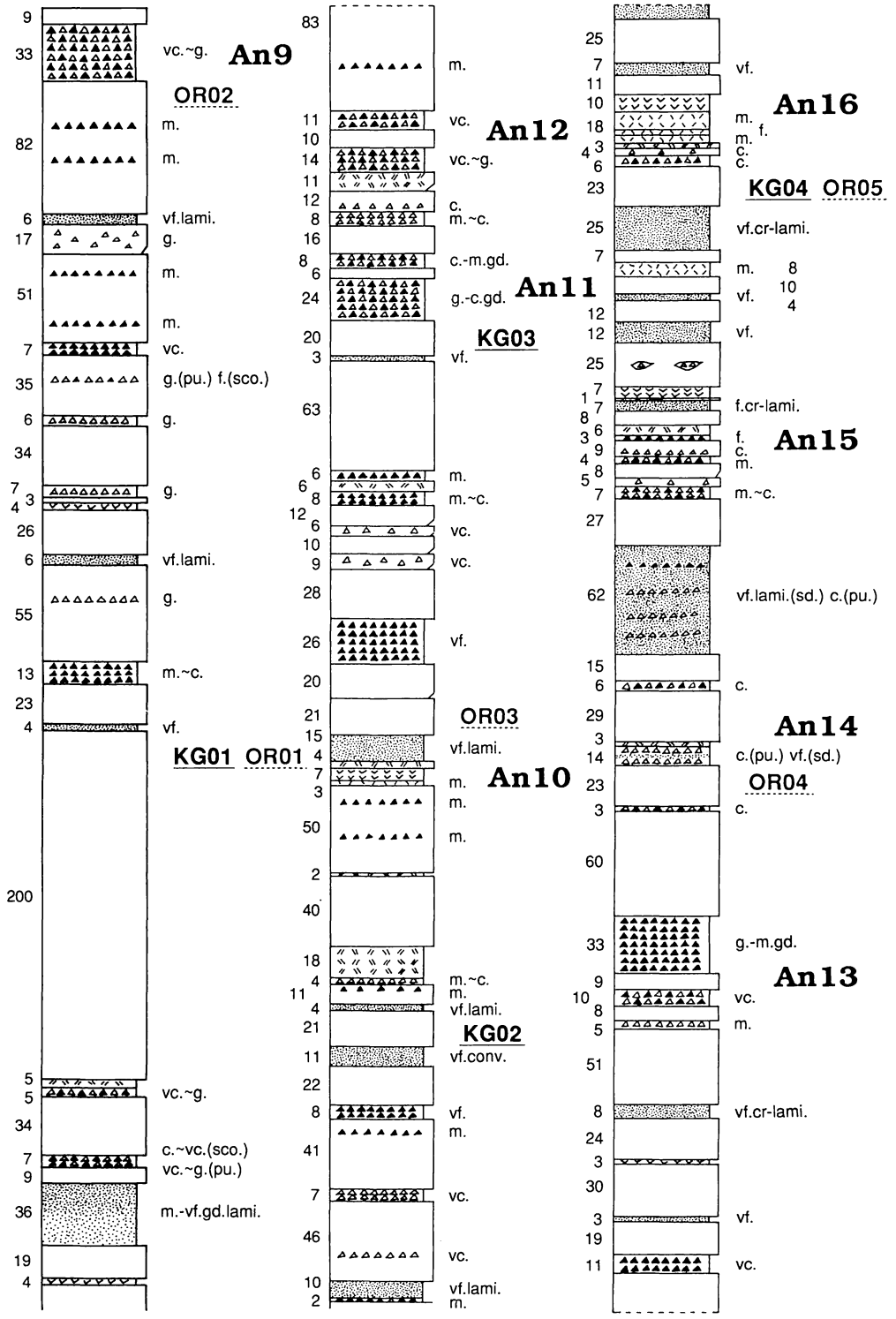
An9
OR02
KG01 OR01
An12
KG03
OR03
An10
KG02
An11
An16
KG04 OR05
An15
An14
OR04
An13

図 5a.

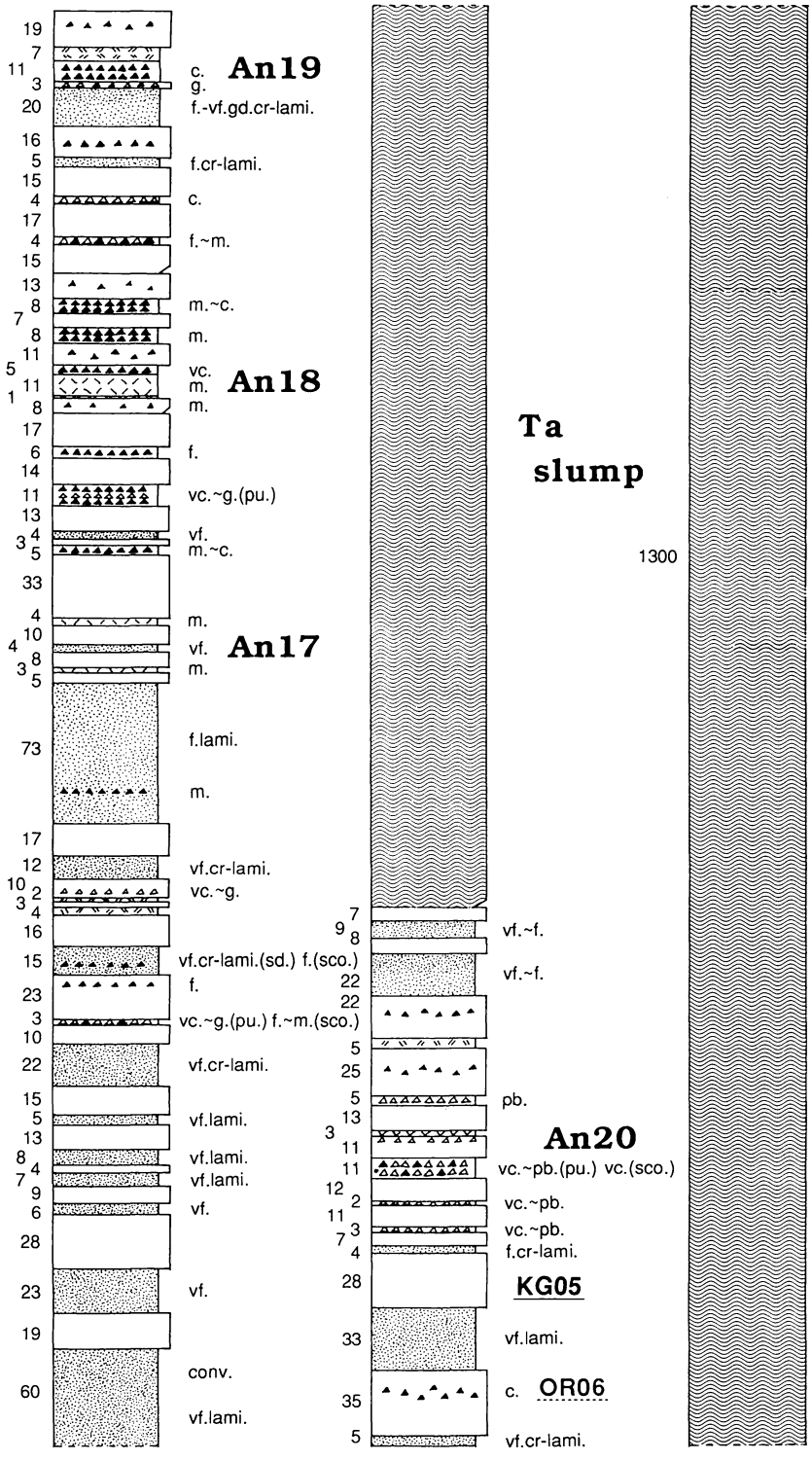
An19
An18
An17
An20
Ta
slump
1300
KG05
OR06
c.
g.
f.-vf.gd.cr-lami.
f.cr-lami.
c.
f.~m.
m.~c.
m.
vc.
m.
m.
f.
vc.~g.(pu.)
vf.
m.~c.
m.
vf.
m.
f.lami.
m.
vf.cr-lami.
vc.~g.
vf.cr-lami.(sd.) f.(sco.)
f.
vc.~g.(pu.) f.~m.(sco.)
vf.cr-lami.
vf.lami.
vf.lami.
vf.lami.
vf.
vf.
conv.
vf.lami.
vf.~f.
vf.~f.
pb.
vc.~pb.(pu.) vc.(sco.)
vc.~pb.
vc.~pb.
f.cr-lami.
vf.lami.
c.
vf.cr-lami.

図 5b.

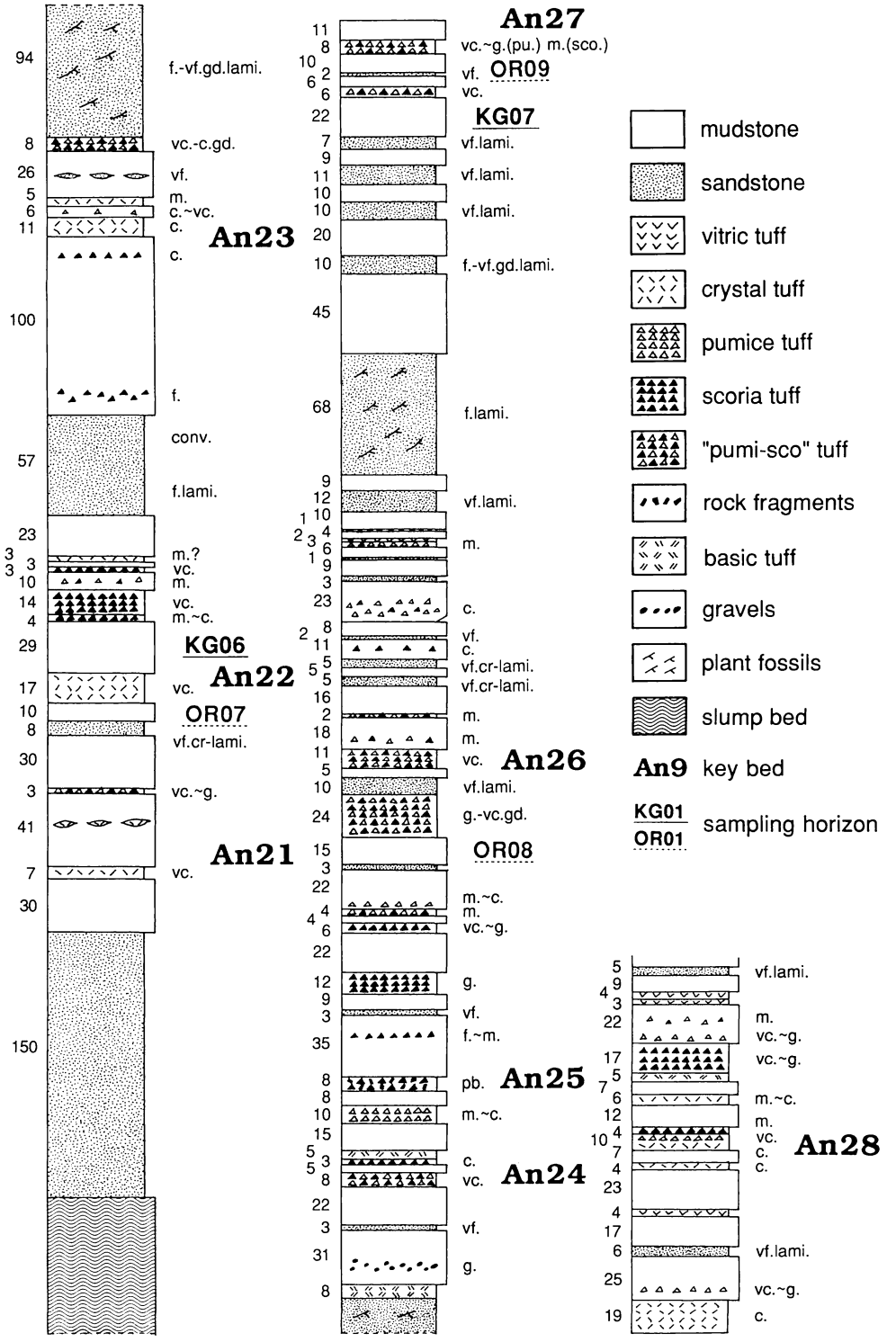
An27
An23
An22
An21
An26
An25
An24
An28
KG07
KG06
OR09
OR07
OR08
f.-vf.gd.lami.
vc.-c.gd.
vf.
m.
c.~vc.
c.
f.
conv.
f.lami.
m.?
vc.
m.
vc.
m.~c.
vc.
vf.cr-lami.
vc.~g.
vc.
vc.~g.(pu.) m.(sco.)
vf.
vc.
vf.lami.
f.-vf.gd.lami.
f.lami.
m.
c.
vf.
c.
vf.cr-lami.
vf.cr-lami.
m.
m.
vc.
vf.lami.
g.-vc.gd.
m.~c.
m.
vc.~g.
g.
vf.
f.~m.
pb.
m.~c.
c.
vc.
vf.
g.
vf.lami.
m.
vc.~g.
vc.~g.
m.~c.
m.
vc.
c.
c.
vf.lami.
vc.~g.
c.
mudstone
sandstone
vitric tuff
crystal tuff
pumice tuff
scoria tuff
"pumi-sco" tuff
rock fragments
basic tuff
gravels
plant fossils
slump bed
An9 key bed
KG01
OR01
sampling horizon

図 5c.

状の形態を示すものがある（図7b）．一部に，成層した地層が大きなブロックとして含まれている．これらのブロックも，変形している場合がある．また，これらのブロック中の地層の一部としてスコリアや軽石からなる火山砕屑物層がほとんど乱されることなく挟まれるのが見られる．そのほか，基質に貝化石片や硬質礫が若干含まれる．

スランプ層の下底は，少なくとも露頭内では一様に鍵層 An20 の上位 1.5 m 程度の層準（2枚の砂岩層の上位の泥岩層中）にあり，ほぼ水平で，削剥による凹凸はあまり見られない．

また，スランプ層の上位も水平に近く（厚さがほぼ一定），最上部には比較的厚い砂岩層（約 1.5 m）が顕著に見られる．

## 石灰質ナノ化石年代

本研究で調査した香木原地域，および調査地域の北東方で安野層模式地の折木沢地域より，合計 16 個の泥岩試料を採取し，石灰質ナノ化石群集を検討した．試料採取層準を図5に示す．なお，折木沢では，香木原と層序が若干異なることから，なるべく顕著な鍵層に近接した，層準が特定できる泥岩層から試料を採取した．観察はスメア・スライドを作成し，高倍率の光学顕微鏡下で，産出するすべての種について相対頻度を判定した．産出リストを表1に示す．

本研究で用いた石灰質ナノ化石帯区分は Okada and Bukry (1980) により，各化石帯の年代は Young *et al.* (1994) による．

保存状態はあまり良いとは言えないが，採取した 16 試料すべてから，石灰質ナノ化石が普通～豊富に産出する．全試料から CN11 帯の上限を規定する *Reticulofenestra pseudoumbilica* が産出し，CN9 帯を示す *Discoaster quinqueramus* が産出しないことから CN10–CN11 帯 (5.4–3.7 Ma) に対比できるということがまず言える．CN10 から CN11 帯の指標種である *Amaurolithus* 属や *Ceratolithus* 属は，三浦層群中では産出頻度がきわめて低く，これらの種による亜帯レベルでの詳細な年代決定は困難だが，試料 KG01, KG05, KG06 および OR04 からは *Amaurolithus delicatus* が，また試料 KG04 からは *Amaurolithus tricorniculatus* が稀産する．これらの種は CN10c 上限の規定種である *Amaurolithus primus* とともに消滅するので，少なくともこの層準（鍵層 An22 付近）までは，CN10 帯以下に対比できると考えられる．また，*Pseudoemiliania lacunosa* は CN11 中に初出現するとされるが，上部の試料で *P. lacunosa* に進化する以前のものと思われるプラコリスがわずかにみられるものの，いずれの試料からも典型的なものは見あたらず，すべての層準が CN10 帯 (5.4–4.2 Ma) 以下に対比できる可能性が大きい．

一方，採取試料中最下位の KG01 と最上位の OR09 からきわめて保存状態の悪い *Ceratolithus rugosus* らしき個体を検出した．*C. rugosus* は，その初出現をもって CN10b/10c 境界を規定する指標種であるから，もしこの個体が本当に *C. rugosus* であるとすれば，すべての試料が CN10c 亜帯 (4.9–4.2 Ma) 以上に対比される可能性もある．

蟹江ほか (1991) は，安野層下位の稲子沢層最上部に狭在する Hk 鍵層付近から，CN10b 亜帯に対比されるナノフローラを報告している．このことと上述の分析結果を考え合わせると，本調査地域の凝灰岩鍵層 An9 から An22 までの層準は，前期鮮新世中葉の CN 10c 亜帯 (4.9–4.2 Ma) に，またその上位の鍵層 An28 までは，前期鮮新世中葉から後葉の CN10c～11 帯 (4.9–3.7 Ma) に対比できる可能性が大きい．

## 考　察

### 1. 褶曲軸部での露出状況の意義

前述のように，本露頭は「清澄向斜」の向斜軸部に位置し，そこでは，安野層下部の鍵層 An28 までの層準が露出することが判明した．

坂ほか (1990) は，清澄層から安野層にかけて，堆積の中心が南から北に徐々に移動していることから，これらの地層の堆積が，清澄背斜，清澄向斜の形成とある程度平行して進行したことを示した．そうすると南側の向斜軸部では，北側より先に隆起し，離水した可能性がある．今回の調査から，この香木原地域での離水は少なくとも安野層下部（An28 層準）堆積後ということになる．ただし，露頭で見える最上位の層準（An28 層準）でも，堆積場が浅海化した形跡はないので，本来は上位にさらに地層が堆積したのち，褶曲構造が進行して陸化し，上位の層準が削剥され失われたものと考えられる．上位にどの程度地層が堆積したのち，陸化，削剥されたかは定かではないが，西側にプランジした褶曲構造の最も西側にあたる君津市高宕山では，向斜軸部に上総層群最下部の黒滝層が露出していることから，この程度まで堆積した可能性がある．その場合の削剥量は，中嶋 (1978) の柱状図によれば約 450 m ということになる．しかし，東側のほうが先に離水している可能性もあり，これ以下であることも

**図5.** 香木原新露頭地質柱状図．a から c 及び左から右に上位となる．コラム左側の数値は層厚 (cm)．コラム右側の記号は粒度及び堆積構造．pb.: pebble, g.: granule, vc.: very coarse, c.: coarse, m.: medium, f.: fine, vf.: very fine, lami.: parallel lamina, cr-lami.: cross lamina, conv.: convolute lamina, gd.: grading, pu.: pumice, sco.: scoria

**表 1.** 香木原地域及び折木沢地域産石灰質ナノ化石リスト.

| AREA | KAGIHARA | | | | | | | ORIKIZAWA | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| SAMPLE NUMBER | KG 01 | KG 02 | KG 03 | KG 04 | KG 05 | KG 06 | KG 07 | OR 01 | OR 02 | OR 03 | OR 04 | OR 05 | OR 06 | OR 07 | OR 08 | OR 09 |
| ABUNDANCE-PRESERVATION | AM | AM | CP | AM | AM | AM | AM | AM | AM | CM | AM | AP | AM | CM | AM | CP |
| ETCHING/OVERGROWTH | 21 | 21 | 22 | 12 | 22 | 21 | 21 | 21 | 11 | 21 | 12 | 22 | 21 | 21 | 12 | 21 |
| *Amaurolithus delicatus* | R | | | | R | R | | | | | R | | | | | |
| *A.* aff. *tricorniculatus* | | | | R | | | | | | | | | | | | |
| *Calcidiscus leptoporus* | F | F | R | C | F | R | R | C | C | F | C | C | F | F | C | C |
| *C. macintyrei* | F | R | | R | F | | R | R | R | R | R | F | R | F | F | F |
| *Ceratolithus cristatus* | R | R | | R | R | R | | | R | | R | F | | | | |
| *C.* aff. *rugosus* | R | | | | | | | | | | | | | | | R |
| *Coccolithus pelagicus* | F | F | R | C | F | F | F | F | F | F | F | F | F | F | C | R |
| *Coccolithus* sp. | | R | | | R | | | R | R | | | F | R | | R | |
| *Cyclococcolithus* sp. | | | | | R | | | | | | | | | | | |
| *Discoaster broweri* | | R | | R | R | R | | R | R | R | R | R | | | R | |
| *D. challegeri* | | | | | | | | | | R | | | | | | |
| *D. pentaradiatus* | | R | | | R | R | R | R | | R | R | R | F | | R | |
| *D. surculus* | R | R | R | F | F | R | R | F | F | R | F | F | R | R | R | F |
| *D. variabilis* | R | R | R | F | F | F | R | R | F | R | R | R | F | R | R | F |
| *Discoaster* spp. | F | F | R | F | F | R | R | F | F | F | F | F | F | F | F | F |
| *Discolithina multipora* | R | | | R | | | R | | | R | R | | | | R | |
| *Helicosphaera carteri* | R | R | | F | F | F | F | R | F | F | F | F | C | F | C | F |
| *H. sellii* | | | | | | R | | | | | | | | | | |
| *Reticulofenestra gelida* | A | A | F | A | C | A | A | A | A | C | C | C | C | C | A | F |
| *R. haquii* | F | F | R | F | F | F | R | F | R | F | F | R | F | F | R | R |
| *R. minuta* | C | A | C | F | F | A | C | A | A | C | A | C | A | C | A | C |
| *R. minutula* | R | R | R | R | R | R | | | R | R | R | | | | | |
| *R. pseudoumbilica* | F | F | C | F | F | C | C | R | F | F | F | F | F | F | F | F |
| *Sphenolithus abies* | R | R | | R | R | R | F | R | R | | R | F | R | | R | R |
| *S. neoabies* | F | F | R | R | F | F | F | R | | R | F | R | R | F | R | |
| NANNO. ZONE (CN–) | 10c? | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10–11 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10–11 | 10c?–11 |

Relative abundance: A=abundant; C=common; F=few; R=rare. Preservation: G=good; M=moderate; P=poor.
Etching and Overgrowth: 1=slight; 2=moderate; 3=strong.

**図 6.** 鍵層 An16 (Mo: モンロー). 調査層準で最も顕著な火砕質鍵層.

十分に考えられる.

## 2. 安野層下部層の堆積過程

香木原新露頭に露出する安野層下部層を構成する要素のうち, 砂岩層は, 平行葉理や斜交葉理が顕著に見られること, 比較的厚い砂岩層には級化構造が観察されることから, これらはタービダイト性の砂岩と判断される. 徳橋・岩脇 (1975), 徳橋 (1985) は, 安野層最下部の砂岩層の単層解析により, 砂岩層の三次元的な形態とそれらの堆積環境についての詳しい調査を行い, それらが海底チャネルの主流部とその周囲の自然堤防, 後背低平地を構成することを指摘した. 本露頭に見られる砂岩層は, 極細粒～細粒と粒径が小さいこと, 厚さが比較的薄いこと, 級化層理部を欠いて葉理部のみからなる砂岩層が多いことなどから, おそらく, 海底チャネルの本流からはずれた後背低平地で堆積したものと推測される.

前述のように, 砂岩をあまり挟まない泥がちな層位と, 砂岩を頻繁に挟む砂がちな層位が繰り返すことから, ある程度の海底扇状地の前進, 後退があったものと推測される (たとえば, Ricci-Lucchi, 1975). 最近 Ito and Katsura (1993) は, 上総層群の詳細な調査に基づき, このような岩相変化を氷河性海水準変動の結果としてとらえ, 泥がち砂泥互層は高海水準期堆積体に, 砂がち砂泥互層が低海水準期堆積体にそれぞれ相当することを指摘した. 今回調査した安野層下部においても, そのような氷河性海水準変動の影響の可能性が示唆される. なお, Ito and Katsura (1993) は, 砂

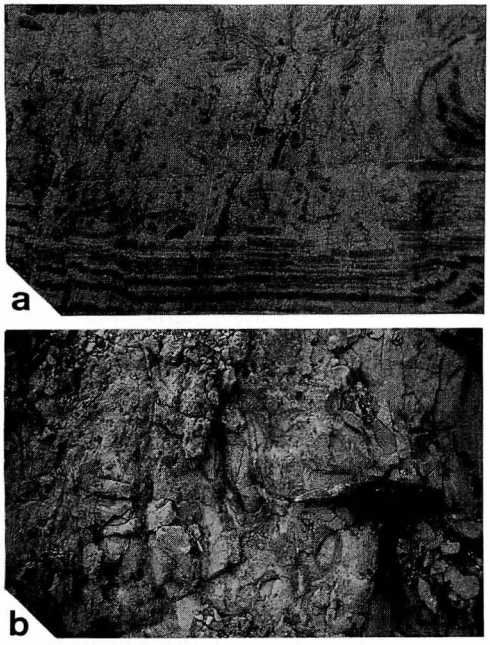


**図7.** Ta slumpの内部構造. a; 遠景写真. 黒っぽい砂岩が破片状に白っぽい泥質岩中に含まれる. 1つのひな段の高さは約5 m. b; 近接写真. 砂岩片がU字状に変形している. 球状の砂岩も見られる. 基質は粗粒の軽石, スコリアを含む泥岩.

がち互層から泥がち互層に移る層準にスランプ層が卓越することを示し, これが低海水準期から高海水準期に移行する海進期の堆積体であることを指摘した. 安野層の場合にも顕著な Ta slump を挟み, 層準的には, あまり明瞭ではないが, 鍵層 An14 以降の砂がち互層の堆積後に発生しているように見える (あるいは, スランプ層中に見られる'砂がち砂岩泥岩互層ブロック'の堆積後). しかし, このスランプ層は単発的であり, 巨大地震の発生などの短期的なイベントに起因する可能性も考えられる. また, 徳橋・岩脇 (1975), 徳橋 (1985) によると, この層準付近で堆積の中心が東部から西部へと変化しており, そのような堆積盆の移動を伴う構造運動の影響の可能性もある. 今後, 酸素同位体による古海水温の解析などで検証する必要があろう.

### 3. Ta slump の形成機構

Ta slump は, 泥を基質として, スコリアや軽石が一様に混在していることから, 海底に堆積した地層がまだ未固結時に形成されたものと考えられる. しかし, 成層した地層がブロックとして含まれていることや, 砂岩や泥岩の一部も礫あるいはブロックとして含まれていることから, ある程度の固結は受けていたとも推測される. 地層の一部は固体としてブロックとなり, 一部は液体状に混合して混じり合ってしまったということになる. これは, 地すべりを起こしたある厚さを持った地層の下部と上部の違いを反映しているのかもしれない.

Ta slump は, 中嶋ほか (1981) によれば, 安野層分布域の全域で観察されるとのことであるが, 本露頭では, 砂岩がU字形やS字形に変形していることから, 圧縮を被っている部分と考えられ, 地すべり堆積体の比較的前方に位置する部位にあたると推測される. なお, Ta slump 最上部に厚い砂岩層が見られるが, これは, もともとは地すべり堆積体の内部に存在していたものが, 地すべりに伴う圧縮により, 液状化して表層に絞り出されてきた可能性がある.

Ta slump は鍵層 An20 と An21 の間に存在するが, このスランプ層を構成する物質が, 本来鍵層 An20 と An21 の間に存在した別の層準の地層群からなるのか, あるいは, 海底斜面のより上部に存在した鍵層 An20 以下の地層であるのかが問題であるが, Ta slump 中にみられる成層構造を残したブロックの観察では, An20 以下の鍵層のいずれかに対比されるものは, 現在のところ確認されていない.

### 4. 安野層下部の年代

本露頭の安野層下部 An9～An28 層準の年代は, 前述のように石灰質ナノ化石データによると CN10c～11 帯を示し, 前期鮮新世中葉～後葉 (4.9～3.7 Ma) に相当するということになる.

ところで, Oda (1977) は三浦層群及び上総層群について浮遊性有孔虫による生層序の調査を行っているが, その中で, 安野層下部を Blow (1969) の N. 19 帯後半～N. 20 帯前半に対比しており, 今回の石灰質ナノ化石のデータと矛盾しない.

そのほか, 柴田ほか (1984) は, 安野層下部の'フキナガシ凝灰岩 (鍵層 An5 に相当)'中の黒雲母について K-Ar 年代測定を行い, 5.00±0.25 Ma のデータを得ている. また, 古地磁気層序でも, 新妻 (1976) は, 安野層下部を赤道太平洋域の第4節 (4-b 亜節の上位) に対比している. これらについても, 今回のデータと整合する.

以上のことから, 安野層下部 (鍵層 An9～An28 層準) の年代は, 前期鮮新世中葉～後葉にほぼ間違いないと考えられる.

## 結　　語

今回の調査は1つの露頭についてのものであるため, 時空的な検討には限界があった. 今後, これを安野層全体ないし三浦層群全体, あるいは三浦層群から上総層群へかけての移行の問題に発展させ, 系統的な解析を試みることにより, 中新世から鮮新世にかけて

の房総半島周辺の地史を明らかにしたいと考える．

## 謝　辞

地質調査所の中嶋輝允博士（現在，金属鉱業事業団に出向中）には，安野層に関していろいろと御教示いただいた．山形大学岡田尚武教授には，石灰質ナノ化石の解析に際して御助言いただいた．また，地質調査所の徳橋秀一博士及び千葉県立中央博物館の熊代浩子博士，甲能直樹博士には粗稿の御校閲をいただき，貴重な御意見を賜った．以上の方々に，深くお礼申し上げる次第である．

## 引用文献

Blow, W. H. 1969. Late Miocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. 1st Internat. Conf. Planktonic Microfossils, Proc. 1: 199–421.

千葉県立中央博物館．1993．地学資料　三浦層群中部鍵層集 I（1992 年版）．千葉県立中央博物館：124 pp.

Ito. M. and Y. Katsura. 1993. Depositional sequences in the turbidite successions of the lower Kazusa Group, the Plio-Pleistocene forearc basin fill in the Boso Peninsula, Japan. J. Geol. Soc. Jpn. 99(10): 813–829.

蟹江康光・岡田尚武・笹原由紀・田中浩紀．1991．三浦・房総半島新第三紀三浦層群の石灰質ナノ化石年代および対比．地質雑 97(2): 135–155.

三梨　昂・矢崎清貫．1958．火砕鍵層による房総・三浦両半島の新生代層の対比（第 1 報）．石油技協誌 23: 16–22.

三梨　昂・菊地隆男・鈴木尉元・平山次郎・中嶋輝允・岡　重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島　茂・宮下美智夫・矢崎清貫・影山邦夫・奈須紀幸・加賀美英雄・本座栄一・木村政昭・楡井　久・樋口茂生・原雄・古野邦雄・遠藤　毅・川島真一・青木　滋．1979．10 万分の 1 特殊地質図　東京湾とその周辺地域の地質．地質調査所．

三梨　昂・須田芳朗．1980．20 万分の 1 地質図幅「大多喜」．地質調査所．

三梨　昂・小野晃司・須田芳朗．1980．20 万分の 1 地質図幅「横須賀」．地質調査所．

中嶋輝允．1978．房総半島におけるフリッシュ堆積物の堆積環境―黄和田層・黒滝層・安野層のフリッシュ相と縁辺相の関係を中心に―．地質雑 84(11): 645–660.

中嶋輝允・牧本　博・平山次郎・徳橋秀一．1981．地域地質研究報告（5 万分の 1 図幅）鴨川地域の地質．地質調査所：107 pp.

新妻信明．1976．房総半島における古地磁気層位学．地質雑 82(3): 163–181.

Oda, M. 1977. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Cenozoic sedimentary sequence, Central Honsyu, Japan. Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.) 48(1): 1–72.

Okada, H. and D. Bukry. 1980. Supplementary modification and introduction on code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). Mar. Micropaleontol. 5(3): 321–325.

Perch-Nielsen, K. 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. In H. M. Bolli, J. B. Saunders and K. Perch-Nielsen (eds.), Plankton Stratigraphy. Cambridge Univ. Press: 329–426.

Ricci-Lucchi, F. 1975. Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines (Italy). J. Sediment. Petrol. 45: 3–43.

坂　靖範・橋尾宣弘・山田将史・小室裕明・山内靖喜・三梨　昂．1990．房総半島清澄背斜の形成機構の実験的研究．地質学論集 34: 117–126.

柴田　賢・内海　茂・宇都浩三・中川忠夫．1984．K-Ar 年代測定結果―2　―地質調査所測定未公表資料―．地調月報 35(7): 331–340.

Tokuhashi, S. 1979. Three dimensional analysis of a large sandy-flysch body, Mio-Pliocene Kiyosumi Formation, Boso Peninsula, Japan. Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral. 64: 1–60.

徳橋秀一．1985．タービダイト砂岩単層の形態を探る．タービダイトの話 (6)．地質ニュース 376: 6–23.

徳橋秀一・岩脇丈夫．1975．フリッシュ型砂泥互層の面的単層解析．地球科学 29(6): 262–274.

Young, J. R., W. Wei and J. Backman. 1994. A summary chart of Neogene nannofossil magnetobiostratigraphy. J. Nannoplankton Res. 16(1): 21–27.

（1994 年 11 月 8 日受理）

## Stratigraphy and Chronology of the Lower Part of the Anno Formation, the Miura Group, in Kagihara District, Kimitsu City, Chiba Prefecture, Central Japan

Naoki Takahashi[1], Hideaki Teramura[1] and Hiroki Tanaka[2]

[1] Natural History Museum and Institute, Chiba 955-2 Aoba-cho, Chuo-ku, Chiba 260, Japan

[2] Togane Commercial Senior High School 1641-1 Kugadai, Matsunogo, Togane 283, Japan

The Neogene Miura Group are widely distributed in the Boso Hills of the central Boso Peninsula. The basic geological structure of the Group is controlled by the westward-plunging anticline and syncline with a east-west direction. In recent years, a new large-scale outcrop of the Miura Group appeared by the road construction near the axis of the southern syncline in Kagihara district, Kimitsu city, Chiba Prefecture. A detailed stratigraphic study has indicated that the strata consist of the lower part of the Anno Formation (horizon between the tephra key beds 'An9' and 'An28'). The strata are composed of several repetitions of mud-rich alternation and sand-rich alternation of sandstone and mudstone, and a large-scale slump bed. The strata are correlated by means of calcareous nannofossils with an interval from the CN10c to CN11 nannozone (middle to late period of the early Pliocene).