

東北・関東地方の海成第四系

中 川 久 夫*

Marine Quaternary System in Tohoku and Kanto Region, Japan

Hisao NAKAGAWA

Abstract The boundary between the Pliocene and Pleistocene has been defined in the stratotype Vrica section in southern Italy. The boundary is extended to a horizon between the marker tuff beds Kd20 and Kd25 in the lower part of the Kiwada Formation of the Boso Peninsula, Japan.

The Pleistocene will be subdivided into three parts. The Lower/Middle and Middle/Upper boundaries in the Pleistocene correspond to the geomagnetic polarity transition from the Matuyama Reversed to Brunhes Normal Chrons and the last high stand of sea-level in the Pleistocene, respectively.

The marine Lower Pleistocene sediments, together with the Pliocene, composes the hills, the Middle Pleistocene marine sediments occur in the middle terrace formation, and the marine Upper Pleistocene is the basal to middle part of the coastal plain formations in the Pacific coastal areas of Tohoku Region, as well as in some other areas in Japan.

Combined bio- and magnetostratigraphy makes it possible to correlate the marine Pleistocene to the global extent, but some problems have been still unsolved in the correlation between marine and terrestrial sediments. Among others, the relation of marine magnetostratigraphy accompanied by biostratigraphy to magnetic chronology accompanied by numerical age determination should be reexamined. By the recent fission track dating on the volcanic ash layers in the Boso Peninsula and Kinki Region, the "Olduvai" Subzone and "Gauss" Zone inferred in marine sections are most likely corresponded to the Gauss Chron and a part of Gilbert Chron, respectively, in the Cox's scale.

The Lower to Middle Pleistocene of the Kanto Region is in on-lap sequence, which is deviated from general trend in accumulation, owing to regional subsidence during deposition. The subsidence began in the Pliocene by huge submarine slumping towards south, which involved almost whole Kanto Region and exerted influence on the Pacific areas of Tohoku Region. The unconformities at the top of the Kurotaki Formation in the Boso Peninsula and the top of the Tatsunokuchi Formation in the Sendai area represent the slumping of the Kanto Region and its derivation in the Tohoku Region.

1. はじめに

第四系の層序区分と対比は長年にわたって第四紀研究の主要課題であった。解決すべき問題にはこの課題がもともと内蔵しているものもあるし、また研究対象のとり扱い分野・規模・見方などの変化に伴って現れ出るものもある。本論文では、筆者の関係してきた第三系・第四系境界の決定と更新統の細分の現状を要約し、それらの対比を通じて日本の第四系の分布と累積状態の特徴と、それから予想される広域的変動を、とくに東北地方と関東地方の海成第四系について述べたい。

この論文の内容は、INQUA 第11回国際会議(1982, モスコ)の討論会, 日本第四紀学会1986年大会(筑波)のポスター・セッション, INQUA アジア・太平洋

地域層位学国際討論会およびポスター・セッション(1986, 大阪), 日本地質学会第94年大会討論会(1987, 大阪)における発表の総括と補足である。これらの多くの機会に御尽力をいただいた大阪市立大学の市原 実教授・京都大学の亀井節夫教授・島根大学の三梨 昂教授に深く御礼を申し上げる。

2. 海成第四系の分布

日本の新生界の分布状態を通覧すると、多くの地方で4回の海進が認められる。第1回は古第三紀から前期中新世まで、第2回は前期中新世から後期中新世まで、第3回は、鮮新世から前期更新世まで、第4回は後期更新世末から完新世までにわたるもので、第3・4回の間に中期更新世末の小海進がある。これらの海進の全地球における範囲は十分には判明していない。海成第四系はこのうち、第3・4回とその間の小海進期の堆積物である。

*東北大学理学部地質学古生物学教室,
Institute of Geology and Paleontology, Tohoku University, 980 Sendai, Japan.

東北・東海道・九州などの太平洋岸の地方に注目すると、第四系と地形とは関連が深く、これらの地域での関係を基準にとれば、これとの差違は他の地域それぞれの特徴を示していると考えられる。上記の地方では、第3回目の海進の堆積物である鮮新—更新統は丘陵地に分布している。背後の山地との差は高度・傾斜・水系・開析状態などから、かなり明瞭である。海成鮮新—更新統の分布の内陸側限界は山地にははいりこまないと言えるであろう。丘陵地の起伏は小さくないが、背面は高さ100—200m程度で、地区ごとによく揃っていて、もとは海岸平野およびその内陸側延長であったことは明瞭である。年代を経ているため、新期の段丘や平野にくらべると、変形量・削剝量・開析度は大きい。そのことを考慮に入れると、丘陵地は段丘であると考えられる。堆積面が完全に残っている所は無さそうであるが、北上山地北東縁の九戸段丘(中川, 1961; 東北地方第四紀研究グループ, 1969)や琉球列島の糸木名段丘(中川, 1967, 1969)などは、ほぼそれに近いものと考えられる。

これを最高位段丘とすると、鮮新—更新統を明瞭な不整合で蔽う段丘構成層は高・中・低位の段丘群に区分される。このうち、海成層を伴うのは中位段丘である。阿武隈山地東縁の塚原層(中川, 1961; SUZUKI & NAKAGAWA, 1971; 真鍋, 1974)はその代表である。高位段丘は複数の段丘面より成り、構成層には海成層を伴わず、著しい風化状態を示しているのが普通である。仙台付近の高位段丘構成層の青葉山層(中川ほか, 1960)からは旧石器が出土している(OGAWA et al., 1985)。

低位段丘も2面以上の段丘面をもち、複合扇状地の形態が明瞭である。構成層中に大量の火山砕屑物を含む青森県上北地域(東北地方第四紀研究グループ, 1969)では6段の面群が集合している。低位段丘のうち、とくに新期の扇状地面は末端で河岸—海岸—平野面に没している。

基準面支配を受け、最低位にある面はいわゆる沖積面で、海岸・河岸平野の大部分がこれに層している。仙台付近では平野面下の沖積層は80m以上の厚さをもつところがあって、付近の鮮新—更新統の厚さと比較しても遜色はない。

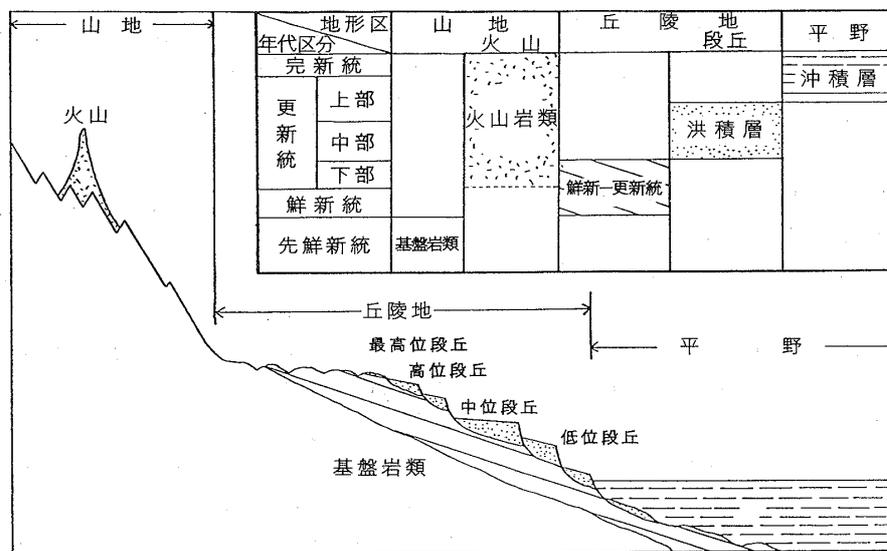
地形区分との密接な関係は海成第四系が新期堆積物であること、従って支配を受けた海水準との関係がよく保存されていることによる。ここで鮮新統と下部更新統とを区別することは困難で、両者を一括し鮮新—更新統として扱うこととする。日本の第四系は、丘陵地を構成する鮮新—更新統と、段丘構成層群(洪積層)、平野を構成する沖積層の3群に大別される。鮮新—更新統の最上部と最高位段丘構成層とは一致することもあるものと思われるが、広い範囲にわたってそれを確かめることはできない。

上記の区分に火山噴出物を加えて、後述の地質年代区分との関係を図1に示す。

3. 第四系の年代区分

(1) 第四系の下限

第四系の下限は第三系・第四系の境界で、鮮新統・更新統の境界である。鮮新統・更新統境界は1948年に提案



第1図 第四系の区分

RECOMMENDATIONS OF COMMISSION APPOINTED TO ADVISE ON THE DEFINITION OF THE PLIOCENE - PLEISTOCENE BOUNDARY

While the discussions of Section H were taking place, the Council of the Congress appointed a Temporary Commission to advise on the question of the definition of the Pliocene-Pleistocene Boundary.

The following served as members of the Commission:—

Kirk Bryan (U.S.A.)	Hallam L. Movius, Jr. (U.S.A.)
G. Dubois (France)	K. P. Oakley (Gt. Britain)
A. T. Hopwood (Gt. Britain)	L. L. Ray (U.S.A.)
W. B. R. King (Gt. Britain)	I. M. van der Vlerk (Netherlands)
L. S. B. Leakey (Kenya)	D. N. Wadia (India)
C. I. Migliorini (Italy)	D. M. S. Watson (Gt. Britain)
K. Milthers (Denmark)	E. J. Wayland (Bechuanaland)
	F. E. Zeuner (Gt. Britain)

At the conclusion of the Eighteenth Session, on September 1st, 1948, the Council unanimously accepted the recommendations of the Commission, which were as follows:

(1) The Commission considers that it is necessary to select a type-area where the Pliocene-Pleistocene (Tertiary-Quaternary) boundary can be drawn in accordance with stratigraphical principles.

(2) The Commission considers that the Pliocene-Pleistocene boundary should be based on changes in marine faunas, since this is the classic method of grouping fossiliferous strata. The classic area of marine sedimentation in Italy is regarded as the area where this principle can be implemented best. It is here too that terrestrial (continental) equivalents of the marine faunas under consideration can be determined.

(3) The Commission recommends that, in order to eliminate existing ambiguities, the Lower Pleistocene should include as its basal member in the type-area the Calabrian formation (marine) together with its terrestrial (continental) equivalent the Villafranchian.

The Commission notes that according to evidence given this usage would place the boundary at the horizon of the first indication of climatic deterioration in the Italian Neogene succession.

It is understood that the Geological Society of Italy is now working on the problem of selecting a type-locality for the precise definition of the boundary, and it is hoped that a report of their findings will be made at the Nineteenth Session of the Congress. Meanwhile, some of the implications of the proposed definition have been discussed in *Nature*, 163, p. 186, Jan. 29, 1949; *Man*, 1949, 72.

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS
REPORT OF THE EIGHTEENTH SESSION
GREAT BRITAIN 1948
PART IX
PROCEEDINGS OF SECTION H
THE PIOCENE-PLEISTOCENE BOUNDARY
LONDON 1950

第2図 第18回万国地質学会議における鮮新統・更新統境界の決定に関する勧告と国際地質科学連合層位学委員会の境界決定報告

されてから、1985年に決定されるまで、40年近くもかかった。1948年の第18回万国地質学会議での勧告は図2に示すとおりであるが、この勧告で注目すべきことは、模式地を指定して境界を決定しようという提案である。この模式地・模式層による年代区分と層序区分の決定法は、今日、層位学的区分一般に適用されているが、鮮新統・更新統の境界について初めて提唱されたものである。これは層序单元や年代の区分を化石の出現や気候変化などの事件によって決定するのではなく、実在する地層について決定しようとする考え方であって、当初は幾分便宜的な方法であるとも考えられたようであるが、その後の研究の進展に伴って、多くの生物種の出現や気候変化・環境変化・地変などが必ずしも全世界的に同時ではないことが判明してくると、一般に受け容れられて今日に至っている。途中の経過は数回にわたって紹介したことがある(中川, 1968; 中川・新妻, 1970; 中川, 1971, 1977; NAKAGAWA, 1977)ので繰り返さないが、決定までに40年近くもかかったのはその間に地質学一般の急速な進展の時期を経たからであろう。この間に放射年代・同位体比・浮遊性微化石・深海底堆積物・地磁気編

The Base of the Pleistocene Series

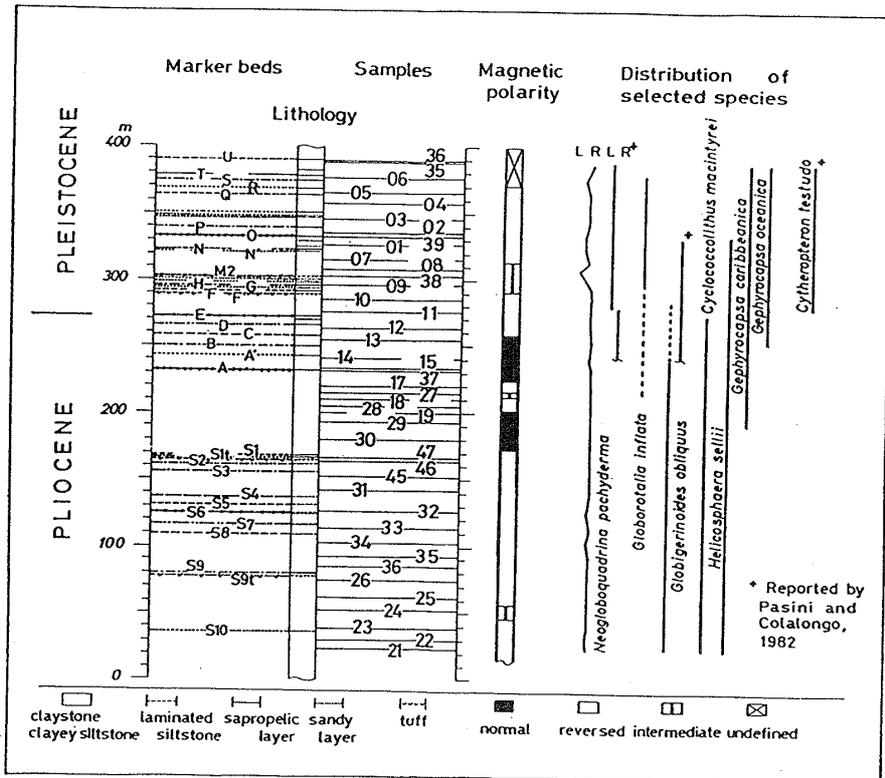
On behalf of the Pliocene-Pleistocene Boundary Working Group, R.P. Suggate submitted a formal proposal for definition of the base of the Pleistocene Series dated 27 May 1984. The submission was accompanied by a separate description of the proposed stratotype and its correlation, prepared by the Working Group Chairman and Secretary, E. Aguirre and G. Pasini, who have also summarized the details in the accompanying paper.

The boundary stratotype for the base of the Pleistocene Series is within subsection B of the Vrica Section, approximately 4 km south of Crotona in the Marchesato Peninsula, Calabria, southern Italy, latitude 39°02' 18.61" north, longitude 17°08' 05.79" east. The marker point for the base is at the base of the claystone conformably overlying the sapropelic marker bed e in the section. The boundary lies between the Last Appearance Datum of *Discoaster brouweri* (below) and the Last Appearance Datums of *Globigerinoides obliquus extremus* and *Cyclococcolithus macintyreii* and First Appearance Datums of *Gephyrocapsa oceanica* and *Globigerinoides tenellus* (above); these taxa are distinctive nannoplankton and foraminifera of widespread distribution. It also lies between the top of the Olduvai normal polarity zone and a zone with dominantly left-coiled specimens of the foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma*. The boundary is some 3-6 metres (representing a period of 10,000-20,000 years) above the top of the Olduvai normal polarity subchron. The base of the Pleistocene Series automatically defines the top of the underlying Pliocene Series. ICS approved the definition by 20 votes in favour, 1 against, and 4 abstentions.

Episodes, Vol. 8, No. 2, June 1985

年・グローバルテクトニクスなど多くの知識や考え方が画期的に増加・進展した。境界模式地は地中海沿岸のイタリア南部のカラブリアからは離れなかったが、Santa Maria di Catanzaro, Le Castella (NAKAGAWA et al., 1971)を経て、Crotona 南郊の Vrica に決まり、その E 層準の上限をもって鮮新統・更新統の境界とすることとなった (AGUIRRE and PASSINI, 1985)。

Vrica の調査で筆者らは地磁気・微化石層位学を受けもった (NAKAGAWA et al., 1988) がその概要を記す。Vrica には厚さ約 400 m の海成鮮新-更新統が露出している。主として粘土質シルト岩より成り、腐植層 (Sapropel layers) と砂岩を伴い、他に火山灰薄層がある。断層はあるが、構造は単純である。化石は軟体動物・貝形虫・魚類・底生・浮遊性有孔虫・石灰質ナノプランクトン・花粉などを多産するが、珪藻・放散虫は見あたらない。堆積残留磁化の強さは二次的成分を除去して $1 \times 10^{-4} \sim 10^{-2}$ A/m 程度であった。層序の上半の腐植層・火山灰層には、Bologna 大学のチームと共通に、下位から上位へ A, B, C, ……U の略称を付し、下半の砂層・火山灰層には上位から下位へ S₁~S₁₀ の略号を付し



第3図 Vrica の海成鮮新—更新統の層序 (Nakagawa et al., 1988)

た。残留磁化測定用の試料を47層準から採取し、微化石検討のために、これらに加えてさらに数層準から試料を採集した。その検討結果を図3に示す。

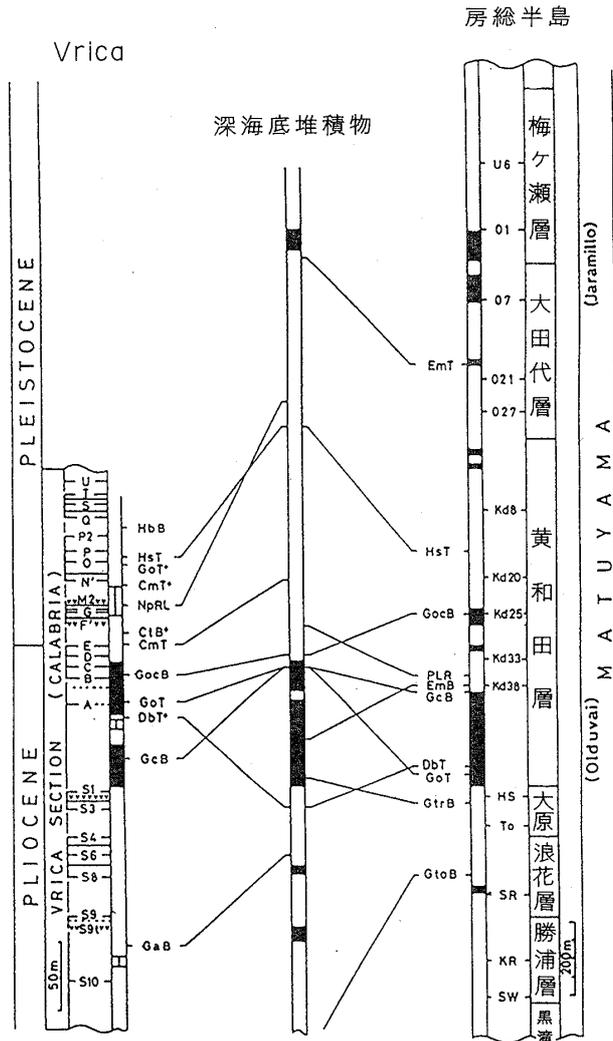
Vrica の層序は全体的に逆磁極を示すが、その中央付近に逆磁極部を伴う正磁極帯がある。その厚さは約 90 m で、S₁ の直上から C・D の中間までの部分に当たる。これより下位の S₁₀・S₉ 間と、上位の F'・N' の間にそれぞれ薄い中間磁極帯があるほかは逆磁極を示した。上記の正磁極帯中に、下位から順に *Gephyrocapsa caribbeanica* の産出下限、*Discoaster brouweri* と *Globigerinoides obliquus* の産出上限、*Gephyrocapsa oceanica* の産出下限が認められ、正磁極帯の上位に *Cyclococcolithus macintyreii* の産出下限、*Cytheropteron testudo* の産出下限があって、この正磁極帯は深海底堆積物に広く認められている“Matuyama 逆磁極帯中の Olduvai 正磁極帯”対比される。

鮮新統・更新統の模式境界と定められた層準はこの正磁極帯の上位約 10 m にある腐植層 E の上限である。この層準を選んだ理由は寒流系生物化石 (*C. testudo*) の産出下限より下位で、これに最も近い明瞭な層準ということであった。ただし、このことは世界中での寒流系化石初出層準というようなことは意味していない。

Vrica の境界模式層準は海成層で Olduvai 帯とされている部分の直上付近に対比されるが、房総半島の上総

層群中にその層準はある。上総層群下部の大原層を整合に蔽う黄和田層の最下部から上位 150 m 余りまでの間は正磁極帯である(新妻, 1976; NAKAGAWA and NITSUMA, 1977)。この正磁極帯に *Globigerinoides obliquus* の産出上限、*Discoaster brouweri* の産出上限、*Gephyrocapsa caribbeanica* の産出下限があり、その直上に *Eucyrtidium matuyamai* の産出上限、*Pulleniatina* の殻の巻き方の左から右への変化層準がある。また黄和田層には最下部の正磁極帯の上位約 250 m の間に 2 層準の正磁極帯があるが、その上限付近に *Gephyrocapsa oceanica* の産出下限がある。黄和田層最下部の正磁極帯の直上には凝灰岩鍵層の Kd₃₈ があり、*G. oceanica* 産出下限の少し下位には Kd₂₅ がある。

Vrica と房総では上記の部分に共通種は 4 種あるが、深海底堆積物の相当部分を仲介とすれば 7～8 種の示準化石種があることになる。深海底堆積物は細粒で、堆積速度は一般に遅い。堆積残留磁化の獲得過程を考えると、上位に一定の厚さの堆積物の荷重を要するであろう(新妻・顧, 1977) から、堆積粒子と残留磁化の時間差は堆積速度の高い堆積物では小さく、低い堆積物では大きいと考えられる (NAKAGAWA, 1987)。例えば、*Gephyrocapsa oceanica* の産出下限は深海底堆積物中では Olduvai 帯の上限より少し上位にあるが、Vrica では正磁極帯



第4図 Vrica と房総半島の鮮新-更新統の対比。各欄の黒色部は正磁極、白色部は逆磁極；Vrica の S₁₀~U, 房総半島の Sw~U₆ は鍵層；化石種産出状態——HbB: *Hyalinea balthica* 産出下限, CtB: *Cytheroapteron testudo* 産出下限, +は Bologna チームの報告による, 他は図5と同じ。

の上部に、房総では Kd₂₅ の上位の小正磁極部にある。これらをほぼ同層準と考えれば、Vrica の E 層上限は、黄和田層の Kd₂₅~Kd₂₀ 付近の 1 層準に相当するであろう (図4)。

鮮新統・更新統境界の決定を報告した AGUIRRE and PASSINI (1985) は境界を延長・普及するために、太平洋地域では房総半島に副模式層準を設定することを提案した。この提案には筆者らも賛成で、適当な層準を養老川沿岸の大田代・栗又・宇野部付近 (千葉県夷隈郡大多喜町) に選定したいと考えている。具体的な場所と層準については三梨・山内 (1988) が検討を進めている。模式

地は太平洋地域の鮮新統・更新統境界を明確に示す層準の露出地で、将来も改変されず、長期にわたって模式地としての役割を果たせること、標柱・説明板などを設置できること、層序・構造が単純で、大勢で観察・試料採取などができること、交通の便がよいことなどの条件が考えられる。地元の理解が得られることも重要な条件であろう。訪問者は国際学会に参加した多くの分野の専門家から地元の小・中学生まで多様であろう。

(2) 更新統の細分

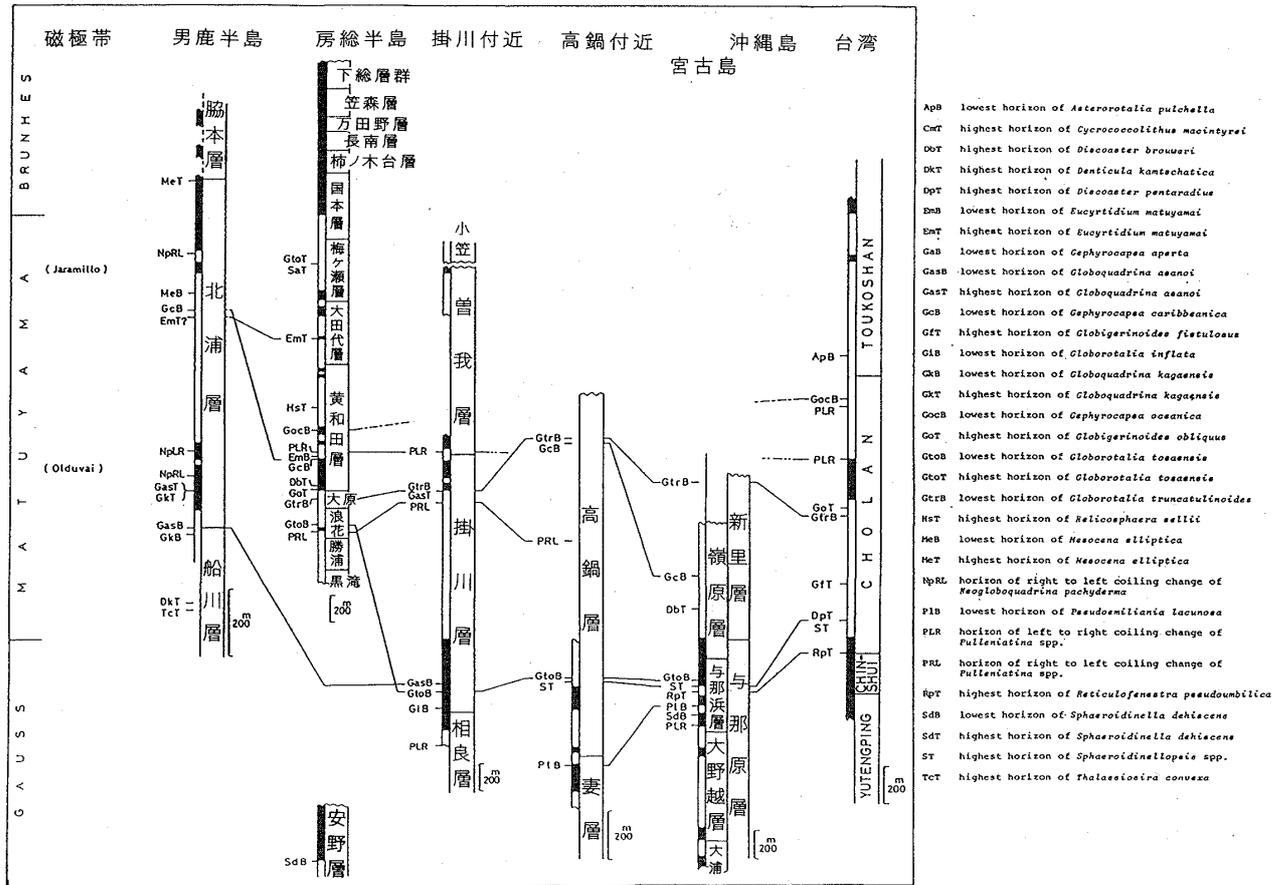
更新統の細分についても国際第四紀研究連合 (INQUA) 第2回国際会議 (1932, Leningrad) 以来の長い経過があるが、当時のヨーロッパの氷期・間氷期の繰り返しが更新世の全期間を代表しているという考えが改められてからは特設された INQUA の作業班 (Working Group on the Major Subdivision of the Pleistocene) がこの問題を扱っている。まだ結論には至っていないが、同作業班の大勢は3分案を支持しているようである。この案によれば、下・中部境界は地磁気層準の Matuyama 逆・Brunhes 正両磁極帯の境界と一致し、中・上部境界は更新世最後の高海水準期に相当する層準におくことになっている。磁極帯の境界を更新統下・中部境界とするというのはかなり便宜的な方法であるが、それは承知の上で、広域的に認め易い層準をとという意見が優先している。また Jaramillo 亜帯におく方がよいという意見も一部にある。

この3分案を認めると、更新統下・中部境界は房総半島の土総層群では国本層の中部にある。大阪層群・魚沼層群などでも連続一連の層序のなかでこの層準が認められているが、多くの地域では不整合の中にあり、ほぼ丘陵地を構成している部分が下部、高・中位の段丘を構成している部分が中部ということになっている。また、中・上部の境界は中位段丘構成層の上限付近にある。厳密に言えば、中位段丘構成層中に境界があって、同一段丘構成層が中・上部に細分されることもあり得るが、認め易さ、利用し易さから考えて、段丘構成層の場合この境界を含む地層の上限までを中部更新統として扱い、必要に応じて補足説明を付せばよいであろう。

上記の年代層序区分と前項に期した地域の地形との関係から見た層序区分との関係は図1に示してある。

4. 海成鮮新統・更新統の対比

現在、海成層の対比において最も信頼できる対比法は堆積残留磁化の極性層序と浮遊性微化石層序とを組み合わせたものである。深海底堆積物の化石層序が詳しく



第5図 日本の海成鮮新—更新統の対比
磁極帯は海成層に慣用されているもの。台湾の層序は黄敦友博士による。

確かめられるに従って、この方法による対比の精度は上がってきた。しかし、この層序には数値年代尺度が直接ついていないことに留意する必要があるであろう。

日本の数地域海成鮮新統・更新統の対比を図5に示す。

海成更新統のうち、中部更新統上部に当たる中位段丘構成層には浮遊性微化石が十分に検討されているものが少なく、また、地磁気層序の判明したものも少ない。これは堆積物にごく近海・浅海・内湾性のものが多く、層厚も薄いものが多いためであろう。INQUA 作業班が更新統中・上部の境界として、更新世最後の高海水準期相当層準を選んだように、この時期の海面上昇は比較的広範囲に認められている。地中海岸では Tirrenian (Monastirian) がこれに当たり、北アメリカでは Sagamonian がこれに相当するものと考えられている。日本では関東地方の下末吉層がよく知られているが、その内容についてはいくらかの見直しがあった(岡ほか, 1984など)。阿武隈山地東縁の塚原層からは地磁気逆転が報告されている(真鍋, 1974; MANABE, 1977)。

中位段丘は日本でも広く分布し、海成またはそれに近い性格の段丘であるために、形成後の変動の指標としても注目されている。東北地方太平洋沿岸では段丘面は単一であるが、地域によっては多面化していることもある。

5. 海・陸成層間の対比

海成層間の対比は前記のように、地磁気層序と微化石層序が判明すれば、世界的に対比することができる。これに比して海成層と陸成層の対比は国内でも容易ではない。

今、海成層の代表として房総半島の上総層群以上を、陸成層の代表として近畿地方の大阪層群をとりあげて考えてみたい。房総半島の海成層は地磁気—微化石層序が判明している。これに対して、大阪層群では地磁気—放射年代編年がなされている。共通する産出化石は哺乳動物と花粉である。房総半島の哺乳動物化石は上総層群上部以上から産出しているが、化石層学的に総合的な研究はされていない。また花粉化石の検討も大西(1969)

があるだけで、細部は今後の検討にまたねばならない。しかし、従来の報告から大勢は知ることができる。MITSUNASHI et al. (1976) によれば梅ヶ瀬層上部から *Mammuthus proximus* が、梅ヶ瀬層最上部から国体層下部にかけて *Stegodon aurorae* が、万田野・笠森層から *Stegodon orientalis* が、万田野層最下部から *Elephas trogontherii* がそれぞれ産出している。また、下総層群からは *Elephas naumanni* が知られている。大西 (1969) の花粉分析結果では *Metasequoia* は梅ヶ瀬層上部で消滅し、*Cryptomeria* は国本層上部から出現する。地磁気層序では大田代層最上部から梅ヶ瀬層下部にかけて正磁極帯があり、これは浮遊性微化石の産出状況から、深海底堆積物中に広く認められている Jaramillo 亜帯に相当する (新妻, 1976; NAKAGAWA and NIITSUMA, 1977)。

一方、大阪層群では哺乳動物化石・花粉にもとづく層序はよく研究されていて、ITIYARA and KAMEI (1982) などによれば、火山灰鍵層の千里山 I 火山灰層以下は *Stegodon sugiyamai* 帯、その上位の上位イエロー火山灰層までは *Stegodon akashiensis* 帯、上位アヅキ火山灰層までは *Mammuthus paramammonteus shigensis* 帯、さらに上位八丁池火山灰層までは *Mammuthus armeniacus proximus* 帯、その上位は *Stegodon orientalis* 帯とされている。また、*Matasequoia* 消滅層準は山田 I ~ II 火山灰層付近、*Cryptomeria* 出現層準はそれより下位の低位イエロー火山灰層付近にある。大阪層群中の凝灰岩については K-Ar およびフィッシュン・トラック年代が多数測定されていて、新田火山灰層が 1.59~1.60 Ma、千里山 II 火山灰層・低位イエロー火山灰層がそれぞれ、1.24 Ma、1.06 Ma、ピンク火山灰層が 0.92 Ma などである。ITIYARA and KAMEI (1987) などは Cox の地磁気年代尺度にしたがって、朝代火山灰層以下の正磁極部を Gauss 磁極帯に、新田火山灰層・福田火山灰層の下方にある正磁極部を Olduvai 磁極帯に、ピンク火山灰層付近の正磁極部を Jaramillo 亜帯に相当するものとしている。

花粉化石の産出状況を主として、哺乳動物化石の産状をも考慮して、MITSUNASHI and KUWANO (1973) は房総半島の代田層上部から梅ヶ瀬層下部にかけての正磁極部を大阪群最下部の Gauss 帯に相当するものとしたことがある。この際、地磁気層序が改訂されていたことや浮遊性微化石の産状などは考慮されなかった。代田層上部から梅ヶ瀬層下部にかけての正磁極部は、前述のように、全世界の海成層中の Jaramillo 亜帯に対比されるのである。

最近になって、鈴木正男氏の大阪層群と上総・下総層

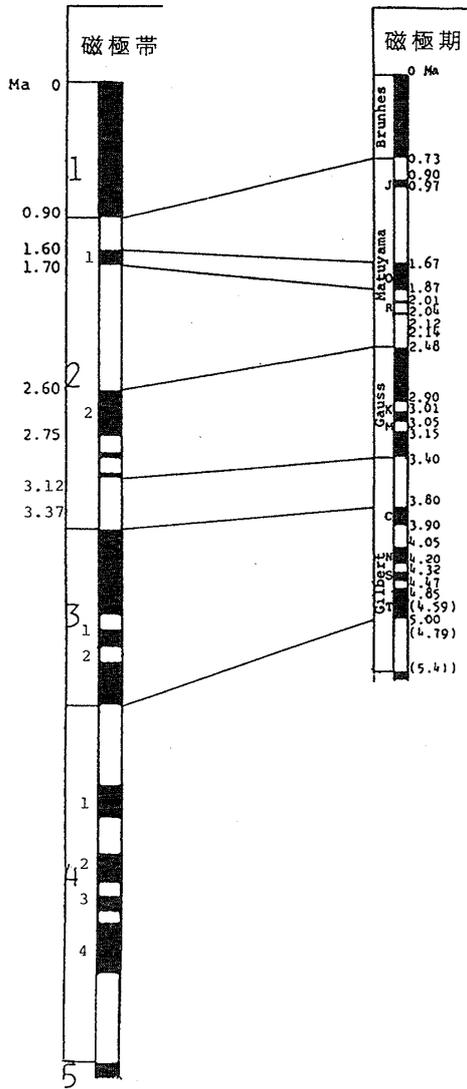
群の凝灰岩のフィッシュン・トラック年代が報告された (市原ほか, 1984; 鈴木・杉原, 1983; SUZUKI & SUGIHARA, 1988)。それによれば、上総層群の勝浦層 KR が 3.37 Ma、浪花層 Na-14 が 3.12 Ma、大原層 HS は 2.76 Ma、黄和田層 Kd_{38D} が 2.59 Ma、Kd₂₆ が 2.54 Ma、Kd₁₆ が 2.34 Ma、大田代層 O₂₃ が 2.06 Ma、O₁₆ が 1.90 Ma、梅ヶ瀬層 Ug が 1.47 Ma、U₁ が 1.06 Ma、国本層 Ku_{5B} が 0.87 Ma、長南層 Ch₃ が 0.63 Ma、笠森層 Ks₁₇ が 0.62 Ma、地蔵堂層 Te₋₅ が 0.39 Ma、藪層 GoP-2 が 0.31 Ma である。また大阪層群では虫生野火山灰層が 2.27 Ma、福田火山灰層が 1.59 Ma、千石橋 III 火山灰層が 1.24 Ma、低位イエロー火山灰層が 1.06 Ma、ピンク火山灰層が 0.92 Ma などである。これらの同一測定者による測定値を比較してみると、大阪層群上部狭山火山灰層の上位の正磁極帯は上総層群国本層以上の正磁極帯に相当し、大阪層群下部のピンク火山灰層付近の正磁極帯は上総層群中では検知されておらず、大阪層群最下部の三ツ松火山灰層付近の正磁極帯は上総層群代田層上部~梅ヶ瀬層最下部の正磁極帯に、大阪層群最下部の朝代火山灰層付近以下の正磁極帯は黄和田層下部の正磁極帯にそれぞれ相当することになる。

このフィッシュン・トラック年代から、鈴木・杉原 (1983) は Cox 尺度の Olduvai 正磁極帯上限付近にあるとされている鮮新統・更新統境界は、上総層群中では代田層上部の O₁ 付近にあると考えた。ITIYARA et al. (1987) は鮮新統・更新統境界は、同じように、大阪層群最下部と下部の境界に一致するとしている。

しかし、鮮新統の模式境界は、数値年代や地磁気層序によって定められてはおらず、前述のように、模式地の層序によって決定されていて、上総層群の黄和田層最下部に対比される。模式境界の数値年代はまだ明確にされてはいない。境界のすぐ下位にある正磁極帯は深海底堆積物を含む海成層中で Olduvai 亜帯とされているものとは確実に対比されるが、その数値年代も確定していない。

花粉と哺乳動物化石の産状からはまだ確実なことは言えないが、黄和田層下部の Olduvai 亜帯と大阪層群最下部の上部の Olduvai 亜帯が同時期のものとすれば、両地域間の哺乳動物と植生の時間差の説明は困難になりはせぬかと思われる。鈴木正男氏の両地域のフィッシュン・トラック年代値を比較してみると、これら両正磁極期は別ものである可能性が大きい。その数値の確度が高いものなら、上総層群黄和田層下部の正磁極帯、すなわち海成層中で一般に Olduvai 亜帯とされている正磁極帯は

海成層の地磁気層序 Coxの地磁気編年尺度



第6図 海成層の地磁気層序と地磁気編年のCox尺度との関係 地磁気層序に付した年数は鈴木・杉原(1983)の上総層群のF.T.年代による。

Coxの編年のOlduvai亜帯には対応しないものと考えられる。このように考えてくると、Coxの磁極編年と海成層の磁極層序との関係は図6のようになるであろう。

Vricaの模式境界の約30m上位にあるM2の火山灰の放射年代が測定されたことがある(OBRADOVICH et al., 1982)が、その値は 1.99 ± 0.08 Maで、測定者らはそれがOlduvai亜期の値より古すぎるので、古い火山灰の再堆積したものではないかとしている。しかし、同時にVricaの層序の下部のS9tの火山灰層から約2.2 Maの測定値も報告された。

日本では海成層間の対比には房総半島の層序を、陸成

層の対比には大阪層群の層序を基準としていることが多いが、このため両相の混在する層序については、一見矛盾するかのような年代論が散見されている(例えば真鍋・小林, 1988など)。従来、海陸の鮮新—更新統の地磁気層序・化石層序・数値年代はすべてCoxの編年とよく対応しているものと信じられ、ほとんど疑われることもなかったが、もし上記のような対応関係にあるとなれば、その影響は海洋磁気異常の年代論にも及び、かなり大きな問題となるであろう。

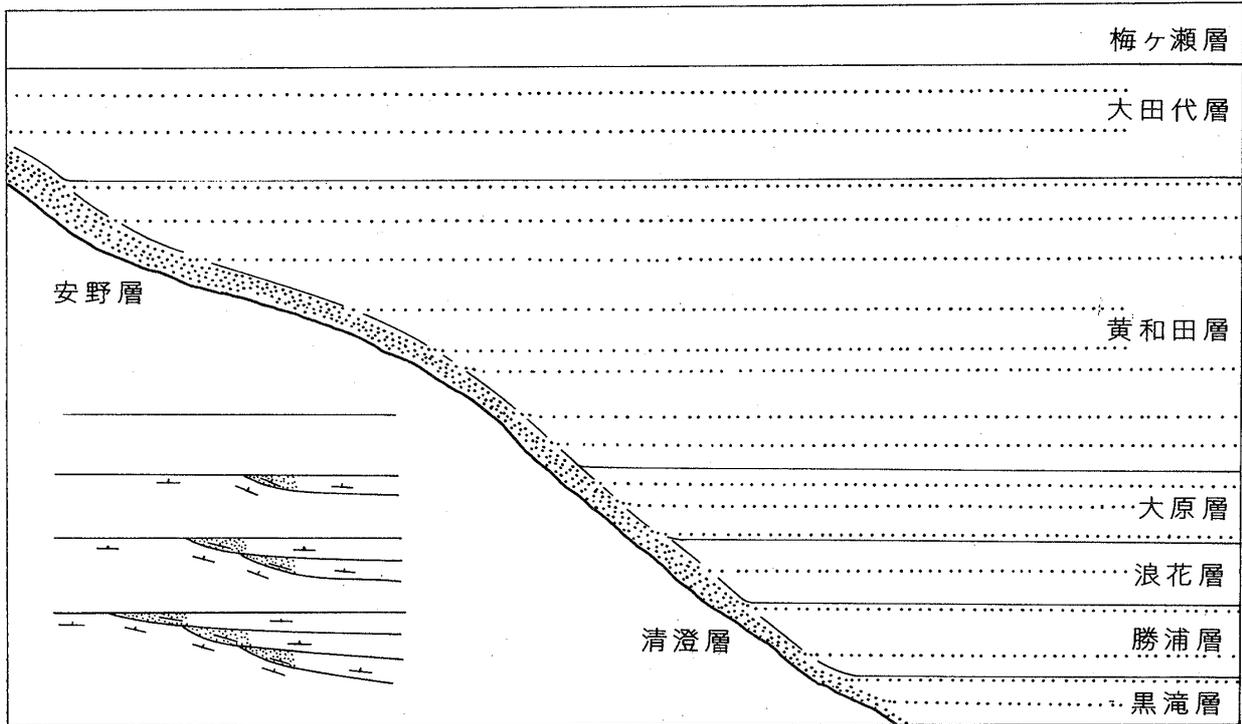
6. 海成第四系の分布・配置状態の地域的特徴

日本とその近隣の上部新生界の広域的対比は、最近実施されたいくつもの総括的な研究計画(土編, 1979, 1981; SATO and UJIE, ed., 1977; ITIHARA and KAMEI, ed., 1987; ITIHARA and KUWANO, ed., 1982; IKEBE and TSUCHI, ed., 1984; 北村編, 1986; TSUCHI, ed., 1987; 日本第四紀学会編, 1987など)を通じて、それ以前のものより格段の進展があった。

新生代の4大海進もこれらの成果を通覧して概括的に認められるが、鮮新統と第四系について見ると、その分布と配置状態に、かなりの地域差がある。いま、図1に示したような配置と年代を基準にとって、いくつかの地域を比較してみたい。

(1) 鮮新—更新統の累積状態について

日本の鮮新—更新統は連続的に堆積しているところが多いが、関東地方と東北地方の太平洋岸では、鮮新統の部分に堆積間隔が認められる。房総半島ではその間隔は上総層群の下底にあって、黒滝不整合(小池, 1951)として知られている。この不整合は房総半島の東岸、勝浦市鵜原の黒鼻から夷隈川上流の植野・野々塚の南・大多喜町の養老川上流の筒森・横瀬・君津市の小櫃川上流の追原・黒滝・三石山・小平台・小糸川上流の正木・富津市の湊川上流の小畑・花輪を経て竹岡海岸にのびる。さらに西方へは浦賀水道の海底を通して三浦半島に連続し、横須賀市追浜から鎌倉市北鎌倉を経て藤沢市宮前付近に達している。不整合面直下の地層は勝浦付近の清澄層から房総半島の大部分で安野層、西部で萩生層に及び、三浦半島では池子層である。不整合の上位層は房総半島では黒滝層、三浦半島では浦郷層で、いずれも火山砕屑岩を主とする地層である。房総半島東部では、その上位に勝浦層・浪花層・大原層・黄和田層・大田代層が、この順に下位から上位へ重なっているが、勝浦層～大原層は夷隈川流域で、黄和田層は養老川流域以東で、東方から黒滝層に順次アバットするように収斂してい



第7図 黒滝不整合の形成概念図

黒点は火山碎屑物，白色部は非火山性碎屑物；左下の挿入図は房総研究グループ（1953）の“こめくり運動”による黒滝不整合。

る。この地域の凝灰岩鍵層の連続性は三梨ら（1954～1976）の入念な調査によって判明しているが、その結果によれば、海成シルト岩・砂岩中に夾在したまま全域的に連続している凝灰岩は O₂₇ より上位の諸層であって、これは房総半島東部では大田代層下部中にある（図6）。

黒滝不整合そのものについては小池（1951, 1957）、房総団体研究グループ（1964）などの考察がある。海底で生じた不整合であろうというのが現地調査者らの意見であったが、不整合面上の諸層の累積状況から“こめくり運動（房総研究グループ、1953）が想定されていた。黒滝不整合面に載る黒滝層の層相は凝灰質堆積物を主とし、東南部の勝浦付近では砂岩・シルト岩の亜角礫が多く含まれ、化石破片を伴っている。中央部の黒滝付近では火山角礫・硬質砂岩・シルト岩・チャートなどの円礫・二枚貝などの化石を含み、不整合面下の凝灰岩にセラドナイトを生じている（小池、1951）。西岸の竹岡付近ではシルト岩角礫を含むほか、二枚貝などの集中部がある。これらの地層は不整合面とはほぼ平行で、下位の地層とは斜交している。さらに上位には、南東部では勝浦・浪花・大原・黄和田のシルト岩・砂岩より成り、総厚2500 m に及ぶ諸層が重なるが、養老川までの地域で、西方へ薄化し、黒滝層にアバットするかのよう

る。このような状況から、小池（1951）は不整合は“安野層堆積後、大田代層堆積までの間に生じ、養老川—勝浦間を折り目にして、勝浦付近が急速に沈降し、その後徐々に行われた地盤の沈降量もこの折り目以北東に著しく、地層の生成は、最初北東部にのみ行われ、沈降量を次第に over しながら海底の深度を減じて、それ迄無生成であった中央部に迄も地層を生成するようになった”と考えた。なお小池（1951）は勝滝層産の底生有孔虫化石などから、この不整合はかなり深い（約 3000 m）海底面の傾動と水平的移動に原因しているとしている。

今、この不整合付近の堆積状況を再検討してみると、南東部の砂岩・シルト岩は中～西部で薄失し、夾在する凝灰岩層のみが中～西部まで連続し、黒滝層の主体となっている。火山碎屑物は海底に生じた斜面上にも堆積したが、砂・シルトは斜面下にのみ堆積した。斜面の起伏は黄和田層までの堆積物およって埋積され、大田代層は全域に分布するに至った。この海底に生じた斜面は南上り、北下りの基盤の傾動によって生じたものと考えられる。その後の堆積物はこれより北側では上総層群として分布している。

房総半島を中心とする地域の堆積層の分布を大観してみると、丹沢—嶺岡帯に最古期の地層、嶺岡層群が分布

し、その南北両側に下部中新統の保田層群、中～上部中新統の佐久間層群が分布する。その北半で地層は一般に北傾斜しているが、天津層の上位の清澄層は北から南へ堆積物が供給されて形成された地層である（徳橋，1976）。また、この地帯は広域的に見れば西南本州の帯状構造における四万十帯に含まれている。四万十帯を通過すると、ある層位区間が1帯をなし、順次、新期堆積物の帯ほど南側に分布し、各帯内では地層は北傾斜し、北側に上位層が分布するという傾向をもっている。最近三梨（1981）のまとめた関東地方の深層試錐結果によれば、関東山地の東南東方への連続は、関東地方中～南部の地下に分布していることが判明してきて、その帯状分布から、嶺岡層群は明らかに四万十帯南帯の構成員である。新期堆積層が順次南側に配列するという一般傾向があるのに、上総層群の分布はその傾向とは異なり、下位層分布の北側である。このことは、陸側に突然凹所を生じ、海域がはいりこんだことを意味している。上総層群の堆積物は南から北へ供給され、堆積構造形態は海底の北傾斜を示している。その範囲は、筑波・足尾山塊の南限以南、おそらく、利根川の流路付近以南で、この区域が北へ傾下したと考えられる。黒滝不整合は海底で北方へ傾下した地塊の表面に生じたものである。この傾動は上総・下総層群堆積中断続し、下総層群の離水後にも継続している。さらに海岸平野・海蝕台などの高度分布も南上り、北下りの運動の継続を示し、館山付近の沼のさんご礁や、丸山町加茂付近の丸木舟を産出した縄文遺跡包含層の高さは約 20 m である。関東大地震などの地盤変動も同じ傾向を示している。

関東構造盆地の形態は上記の地塊の北方への傾動によって生じた WNW-ESE 方向の凹陷帯と、後にこれに積載した NNE-SSW の軸をもつ向斜構造との組み合わせによる。房総半島南東部には N-S 走向の断層群があるが、これはこの向斜の東側を画すものであろう。構造盆地を構成する2つの凹陷帯のうち、前者は相模トラフと、後者は日本海溝と、それぞれ平行な軸をもっている（NAKAGAWA, 1962）。

黒滝不整合の時期は、地磁気-化石層位学的に、第3正磁極期である。これは海成層について Gauss 正磁極期とされてきたものであるが、おそらく Gilbert 期の中の正磁極期に相当しているであろう。この時期の海成層は琉球列島の島尻層群や九州南東部の宮崎層群などでは整合一連の堆積物中であって、不整合は存在しない。また東北日本の日本海沿岸地方でも同様である。一方、黒滝不整合と同期の不整合の存在するのは東北地方太平洋

沿岸と北上川流域である。ここで海成鮮新統の竜の口層は不整合によって、火山砕屑物を主とする陸成層にオン・ラップ型に蔽われている。仙台付近ではさらにその上位に海成の大年寺層が整合で重なっている。この不整合の仙台付近での地磁気-化石層位学的年代は第3正磁極期で、海成層中で Gauss 帯とされているものに、相当する（MANABE, 1979-80; KOIZUMI, 1972など）。

東北地方東半部における竜の口層の分布は南北にのびる帯状の低平地内であるため、その上限の不整合を広域的に観察することはできないが、宮城県北部の古川低地西および南縁では、不整合が明瞭ではなかったり、竜の口層と上位層と一緒に未固結時に、おそらくスランプ型の変動による、変形を蒙っているところがある（SHIBATA, 1961, 1962; ISHIDA, 1981; 北村ほか, 1981）。その低地の北縁では竜の口層はより高所に幅広く分布している。

竜の口層の分布域には海岸・河岸段丘がよく発達しているが、海成の中位段丘面および河成相当面の高度分布を見ると、いくつかの区間ごとに北方へ傾下し、各区間の境界部では、北側で高く、南側で急に低下する。（中川, 1961; 東北地方第四紀研究グループ, 1969など）。北上川流域では、一関付近の狐禅寺峡谷と盛岡市付近の四十四田峡谷で、本流が北上山地の先第三系の硬岩中に峡谷を刻んでいる（中川ほか, 1963 a, b）が、これらの位置も同様に傾動区間の境界の北側に相当する。北上川中流域の河岸段丘の配置もまた北方傾下が継続していることを示している。

東北地方はその概形も、新第三系・第四系の構造も、日本海溝と平行する方向性をもっているが、上記の段丘群の示す傾動方向はこれとは斜交し、その軸方向はむしろ関東地方の WNW-ESE 方向の軸に平行しているように思われる。

以上を総観すると、黒滝不整合にはじまる関東地方の、関東山地の東側の、地塊の北方傾動は巨大なスランプ型であって、東北地方の東半はその後背地に当たり、関東地方の巨大スランプに続いてやはりかなり大規模なスランプが連続的に起こり、いずれも最近まで継続しているものと考えられる。

関東地方西南部では足柄層群（天野ほか, 1986）が上総層群に対比され、その堆積の前に丹沢山塊、続いて伊豆地塊の本州への衝突が想定されている。東海道地方では掛川地域の掛川層群下部中に黒滝不整合の期間に相当する部分がある（YOSHIDA & NIITSUMA, 1976）。ここでは不整合は生じていないが、下位の相良層群は北方へ傾

動し、萩間礫岩からはじまる掛川層群下部は基盤にオーバーラップしながら、内陸側に厚く堆積している (IBARAKI, 1986). なお、御前崎付近の中位段丘面は内陸側へ傾下しているし、その北東の日本平も同様である (東海地方第四紀研究グループ, 1969 など). また、渥美半島でも新期の内陸側への傾下が知られている (桑原, 1969 など).

(2) 海成下・中部更新統の分布

中部更新統の上部は中位段丘堆積物で、日本の各地で海成層を伴っているほか、明瞭な海成堆積物はなくても、その位置から海成段丘と考えられる中位段丘は各地に発達している。中部地方の南部から近畿地方にかけては東海層群・大阪層群などの一部で海成粘土層を含む下部～中部更新統が分布している。上総層群などと比較すると堆積開始期はおそいが、内陸部に生じた凹地の堆積物である。紀伊半島と四国南部の段丘群の北方傾動 (吉川ほか, 1964) と、その北側の瀬戸内海もまた内陸側の沈降・外側の上昇によると見てよいであろう。

関東地方はこの時期の海成層の分布においても特殊な地域である。房総半島では下部更新統から引き続いて中部更新統も海成層より成り、西方の三浦半島～多摩丘陵でも上総層群中部相当層までが海成である。多摩丘陵ではさらに新期の多摩段丘の一部の構成層であるおし沼砂礫層も海成であって、下末吉段丘との間の中間にある土橋段丘にもまた海成堆積物が見られ (鶴見・大村, 1966), 鶴見層 (関東第四紀研究会, 1970)・戸塚層 (関東第四紀研究会, 1974, 1980) はこれと同期の海成層であるという。

このような関東地方西部の高・中位段丘の多段化は日本にあまり例を見ない現象であるが、そのうち多くの段丘が伴う海成堆積物は、前項に記した巨大スランプ型の傾動運動の所産であろう。房総半島でこれらに相当すると思われるものに楡井ら (1981; NIREI et. al., 1987) の東京湾不整合や、上総・下総層群中の海底谷堆積物 (佐藤・小池, 1957) などがある。

東北地方～中部地方の日本海沿岸地方の海成鮮新・更新統は中新統に整合に重なっているところが多く、局部的なものを除いて堆積間隙は無い。最近の秋田県総合地質図幅作製事業の成果に基づく白田・岡本 (1986) の総括によれば、中新統・鮮新統の境界は秋田・本荘地域では船川層中に、鮮新統・更新統の境界は笹岡層中にある。なお、出羽丘陵などで同じ層名を与えられていた地層はこれよりかなり下位のものであるという。北村編 (1986) などによれば、この地方の鮮新・更新統の堆積

中には、軸面が西方へ倒れた非対称褶曲の発達が見られ、上記の局部的不整合もこれに起因するものと思われる。

東北地方東半では中新統上部は火山砕屑物を主とする陸成層が多く、鮮新統との境界は不整合である。これを日本海沿岸地域と比較すれば、中新世末から鮮新世にかけて上昇していたことになる。東北地方の新第三紀末の海退が西側ほど遅れたことは北村 (1959) をはじめ、多くの研究成果によって明らかにされているが、東半で海成鮮新統の口層が北上川沿岸に細長い分布域をもって堆積したことは、この一般傾向から見れば、やや例外的な現象である。この海進、“竜の口海進”は阿武隈川沿岸には及んでいないが、仙台～石巻付近では、前記の不整合を経て陸成層の上位にさらに海成の大年寺層が堆積し、北上川沿岸では陸成層に側方移行して、いずれもオン・ラップ式の累重型式をもっている。このことは北上川流域の沈降が鮮新世前期以来、黒滝不整合相当の事件を経た後も続行したことを示している。阿武隈川沿岸は北上川沿岸に比して、より内陸盆地の性格が強いが、両地域は一列に並んで北上川～阿武隈川低地帯を形成している。東北地方の南北性帯状構造は地形によく現れているが、そのうち、北上川～阿武隈川低地帯が、それ以東、以西の地区の境界として、最もよく連続し、脊梁山脈以西では、内陸盆地群・出羽丘陵も帯状配列の点ではやや不明瞭である。内陸盆地の配列にはあまり規則性が無く、盆地の南北側の地域とその東西両側の脊梁山脈・出羽丘陵との境界は地形・地質のいずれから不明瞭である。このように見てくると、東北地方の脊梁山脈以西の地域はもともと1帯を成して、その中に内陸盆地が生じたものと考えられる。内陸盆地の周辺には陸成の鮮新・更新統やさらに新期の堆積物が、層の形をもったまま、盆地内へ向かって滑動し、著しい褶曲構造を示しているものがある。これを、東西圧縮のためと見る考えもあるが、東北地方の全幅からすれば局部的な現象である。おそらく、陥没した盆地への滑りこみによるものであろう。北上川沿岸の丘陵地には谷へ向かった撓曲構造が知られている (東北地方第四紀研究グループ, 1969 など) が、東西両側の地域と較べると、北上川低地帯が沈降を続けていることは確実で、撓曲はこの沈降に伴って生じたものと思われる。海成層の分布とあわせて考えると、第三紀末から更新世にかけて、東北地方は1大背斜状に、中央部以西は東上り、西下りの運動が続き、その間に北上川～阿武隈川低地帯が陥没して竜の口海浸をうけ入れ、ついで内陸盆地群の陥没が起こったも

のと見られる。プレートの収斂から想定される地下深部の東西圧縮は表層部ではむしろ東西展張となって現れているであろう。

7. む す び

第四系の区分と対比について報告し、日本における海成第四系の分布・地形との関係を、東北地方太平洋岸を中心に記述したが、とくに、最近まで続いている関東地方の特徴的な変動と、その発端を象徴する黒滝不整合および東北地方における低地帯の発達について考察を加えた。結論として要約すれば、

(1) 更新統の下限はカラブリアの Vrica で決定された。その層準は房総半島の黄和田層下部にある。

(2) 更新統は3区分されようとしている。日本では、鮮新統と更新統下部は鮮新-更新世の海進による堆積物で、整合一連の累重関係にあり、丘陵地を構成している。

(3) 中部及び上部更新統の大部分は海退期の堆積物で段丘構成層であるが、中・上部の境界は小海進期の海成中位段丘構成層の上限に当たる。

(4) 上部更新統と完新統は一連に累重し、平野を構成している。

(5) 海成堆積物の地磁気層序と Cox の地磁気編年との関係は確実にはなっていない。たとえば鮮新統・更新統境界は Cox の Olduvai 亜期ではなく、Gauss 期の直後に相当する可能性が高い。

(6) 関東構造盆地は、黒滝不整合以降の巨大スランプと、後に加わった南北軸の広域的かつ緩慢な褶曲によって形成されている。

(7) 東北地方は第三紀末以降、南北軸の複背斜を形成し続けたが、鮮新統・第四紀に全長にわたる北川・阿武隈川低地帯と、局所的な内陸盆地群の陥没が起こった。プレートの収斂から深部に予想される東西圧縮に対応する地表付近の応力状態は、むしろ、東西展張であろう。

文 献

- AGUIRRE, E. and PASSINI, G., 1985: The Pliocene-Pleistocene Boundary. *Episodes*, **8**, 116-120.
- 天野一男・高橋治之・立川孝志・横山健治・横田千秋・菊地 純, 1986: 足柄層群の地質-伊豆微小大陸の衝突テクトニクス。北村記念地質論文集, 7-30.
- 房総団体研究グループ, 1964: 黒滝不整合における削剥量とその意義。地質雑, **70**, 88-99.
- 房総研究グループ, 1953: 黒滝問題について (1)。地球科学, no. 15, 3-11.
- IBARAKI, M., 1986: Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Kakegawa area on the Pacific coast of central Japan. *Sizuoka Univ., Fac. Sci., Rep.*, **20**, 39-173.
- IKEBE, N., and TSUCHI, R., ed., 1984: *Pacific Neogene datum planes*. 288p., Univ., Tokyo Press, Tokyo.
- ISHIDA, T., 1981: Pliocene and Quaternary history of the northern part of Sendai Lowland area: A study of structural and geomorphic development. *Saito Ho-on Kai Mus., Res. Bull.*, **49**, 19-35.
- ITIHARA, M., and KAMEI, T., ed., 1987: *Proceedings of the 1st International Colloquium on Quaternary Stratigraphy of Asia and Pacific Area, Osaka, 1986*, 299p.
- ITIHARA, M., KAMEI, T., YOSHIKAWA, and NASU, T., 1987: Late Neogene and Quaternary stratigraphy of Kinki District, Japan. *Proc. 1st Internat. Coll. on Quatern. Stratigr. of Asia and Pacific Area, Osaka, 1986*, 74-83.
- ITIHARA, M., and KUWANO, Y., ed., 1982: *The third report on the Pliocene-Pleistocene boundary in Japan*. 94 p., Japan Nat. Working group on the IGCP Project 41, Neogene-Quaternary Boundary.
- 市原 実・吉川周作・川辺孝幸・三田村宗樹, 1984: 岸和田市津田川流域のいわゆる「芝の不整合」について-大阪層群の古地磁気層序とフィッジョン・トラック年代-。地球科学, **38**, 11-16.
- 関東第四紀研究会, 1970: 下末吉台地およびその周辺地域の地質学的諸問題。地球科学, **24**, 151-166.
- 関東第四紀研究会, 1974: 横浜付近の第四系に関する諸問題 (1); (2)。地球科学, **28**, 155-171; 218-235.
- 関東第四紀研究会, 1980: 南関東地域の中部更新統の層序とその特徴。第四紀研究, **19**, 203-216.
- 北村 信, 1959: 東北地方における第三紀造山運動について-奥羽脊梁山脈を中心として-。東北大地質古生物研報, **49**, 1-98.
- 北村 信編, 1986: 新生代東北本州孤地質資料集, 3巻, 室天堂, 仙台。
- 北村信・大沢 穠・石田琢二・中川久夫, 1981: 古川地域の地質。地域地質研究報告 (5万分の1図幅)。地質調査所, 32 p.
- 小池 清, 1951: いわゆる黒滝不整合について。地質雑, **57**, 143-156.
- 小池 清, 1957: 南関東の地質構造発達史。地球科学, no. 34, 1-18.
- 小池 清・成瀬 洋, 1957: 南関東における鮮新・更新世の境界問題に関係した2・3の考察。第四紀学研究, **1**, 11-17.
- KOIZUMI, I., 1972: Marine diatom flora of the Pliocene Tatsunokuchi Formation in Fukushima Prefecture. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan, N.S.*, **86**, 340-359.
- 桑原 徹, 1969: 伊勢湾周辺の中部更新統-その分布と断層地塊運動-。第四紀研究, **19**, 149-162.
- 真鍋健一, 1974: 福島県小高町の上部更新統中の地球磁場逆転について。第四紀研究, **13**, 21-25.
- MANABE, K., 1977: Reversed Magnetozone in the Late Pleistocene sediments from the Pacific coast

- of Odaka, Northeast Japan. *Quaternary Res.*, **7**, 372-379.
- MANABE, K., 1979, 1980: Magnetostratigraphy of the Yamato Group and the Sendai Group, northeastern Honshu, Japan (I); (II). *Fukushima Univ., Sci. Rep.*, **29**, 51-65; **30**, 49-71.
- 真鍋健一・小村巖雄, 1988: 新潟堆積盆地における鮮新・更新統の古地磁気層序. 地質雑, **94**, 103-112.
- 三梨 昂, 1954: 房総半島鬼洞山南部の地質. 地質雑 **60**, 461-472.
- 三 梨昂, 1981: 関東堆積盆の地質断面図. 北村記念地質論文集, 646-654.
- 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・木村政和・楡井 久・樋口茂生・原 雄・吉野邦夫・遠藤 毅・川島真一・青木 滋, 1979: 東京湾とその周辺地域の地質 (1/10万地質図および説明書). 地質調査所, 91 p.
- KUWANO, Y., and MITSUNASHI, T., 1973: Pliocene-Pleistocene Boundary of the Kazusa Group. in ITHARA, M., KAMEI, T., MITSUNASHI, T., SUZUKI, K. and KUWANO, Y., 1977: The second report on the Pliocene-Pleistocene boundary in Japan. *Giorn. Geol.*, (2), **41**, I-II, 265-273.
- MITSUNASHI, T., NAKAGAWA, H., and SUZUKI, Y., 1976: Boso Peninsula. *Guidebook for Excursion 2, 1st Internat. Congr. Pacific Neogene Stratigraphy, Tokyo*, 1-82.
- 三梨 昂・安国 昇・品田秀二郎, 1959: 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序. 地調月報, **10**, 83-98.
- 三梨 昂・山内靖喜, 1988: 上総層群の堆積メカニズム. 地質学論集, 本号.
- 中川久夫, 1961: 東北日本南部太平洋沿岸の段丘群. 地質雑, **67**, 66-78.
- 中川久夫, 1961: 本邦太平洋沿岸地方における海水準静的変化と第四紀編年. 東北大地質古生物研邦報, **54**, 1-61.
- NAKAGAWA, H., 1962: Structural growth of the Kanto Tectonic Basin. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser. (Geol.), Spec. Vol., **5**, 373-393.
- 中川久夫, 1967: 奄美群島徳之島・沖永良部島・与論島・喜界島の地質 (1). 東北大地質古生物研邦報, **63**, 1-39.
- 中川久夫, 1968: The Pliocene-Pleistocene Boundary, Proc. Sect. H. Rep., 18th Sess. I.G.C., pt. 9 (1950) について. 第四紀, no. **12**, 71-82.
- 中川久夫, 1969: 琉球列島における第四紀海水準変化. 地団研専報, no. **15** (日本の第四系), 429-435.
- 中川久夫, 1971: ヨーロッパの標準編年と日本の更新世の対比に関する諸問題—とくに更新世初期について. 地質雑, **77**, 9-22.
- NAKAGAWA, H., 1977: Magnetostratigraphy of the Pliocene-Pleistocene boundary. Neogene Quaternary Boundary, Proc. II Symposium, Bologne, 1975. *Giorn. Geol.*, (2), **41**, I-II, 315-329.
- 中川久夫, 1977: 第三系・第四系境界問題の現状. 第四紀研究, **15**, 187-192.
- 中川久夫・石田琢二・佐藤二郎・松山 力・七崎 修, 1963 a: 北上川上流沿岸の第四系および地形—北上川流域の第四紀地史 (1)—. 地質雑**69**, 163-171.
- 中川久夫・岩井淳一・大池昭二・小野寺信吾・森由紀子・木下 尚・竹内貞子・石田琢二, 1963 b: 北上川中流沿岸の第四系および地形—北上川流域の第四紀地史 (2)—. 地質雑, **69**, 219-227.
- 中川久夫・新妻信明, 1970: 房総半島とカラブリア半島における更新統の下限について. 第四紀研究, **9**, 67-73.
- NAKAGAWA, H., and NIITSUMA, N., 1977: Magnetostratigraphy of the Late Cenozoic of the Boso Peninsula, central Japan. *Quat. Res.*, **7**, 294-301.
- NAKAGAWA, H., NIITSUMA, N., and ELMI, C., 1971: Pliocene and Pleistocene magnetic stratigraphy in the Castella area, southern Italy—A preliminary report. *Quaternary Res.*, **1**, 360-368.
- NAKAGAWA, H., NIITSUMA, N., TAKAYAMA, T., MATOBA, Y., ODA, M., TOKUNAGA, S., KITAZATO, H., SAKAI, T., and KOIZUMI, I., 1988: Magnetostratigraphy of the Vrica section, Italy, and its correlation with the Plio-Pleistocene of the Boso Peninsula, Japan. van Couvering, J., ed., *Definition and Worldwide correlation of the Pliocene/Pleistocene Boundary*. Cambridge University Press, London, (in press).
- 中川久夫・小川貞子・鈴木養身, 1960: 仙台付近の第四系および地形 (1). 第四紀研究, **1**, 219-227.
- 日本第四紀学会編, 1987: 日本第四紀地図. 4 図; 解説, 119 p, 東京大出版会, 東京.
- 新妻信明, 1976: 房総半島における古地磁気層位学. 地質雑, **82**, 163-181.
- 新妻信明・顧徳隆, 1977: 地球磁場逆転時に何がおこったか. 科学**11**, 671-678.
- NIREI, H., KUSUDA, T., MITSUNASHI, T. and KIKUCHI, T. 1987: Stratigraphic studies of the Pleistocene in the Boso Peninsula facing the Pacific, central Japan. *Proc. 1st. Internat. Coll. Quat. Strat. Asia and Pacific, Osaka*, 1986, 32-42.
- 岡 重文・菊地隆男・桂島 茂, 1984: 東京西南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 148 p.
- OGAWA, I., KAJIWARA, H., and NAKAGAWA, H., 1985: Discovery of Early Paleolithic Artifacts from Nakamine and Aobayama Sites, Northeast Honshu, Japan. *Proc. Japan Acad.*, **61**, ser. B. 200-203.
- 太西郁夫, 1969: 房総半島・上総層群の花粉フロラ. 地球科学, **23**, 236-242.
- ORADOVICH, J.D., NAESER, C.W., IZETT, G.A., PASSINI, G. and BIGAZZI, G., 1982: Age constraints of the proposed Plio-Pleistocene boundary stratotype at Vrica, Italy. *Nature*, **298** (5869), 55-59.
- SAITO, T. and UJIE, H. ed., 1977: *Proceeding. of the First*

- International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy, Tokyo, 1976.* 433p.
- 佐藤任弘・小池清, 1957: 房総半島の地層中にみつかった化石海底谷. 地質雑. **63**, 100-116.
- SHIBATA, T., 1961: An interesting sedimentary structure observed in the Tomiya-Nanakita area in the north of Sendai City, Miyagi Prefecture *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, **32**, 273-281.
- SHIBATA, T., 1962: Geology of the Sendai and Nanakita-Sanbongi areas, Miyagi Prefecture, *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, **34**, 241-301.
- SUZUKI, K. and NAKAGAWA, H., 1971: Late Pleistocene flora from the Pacific coast of Fukushima Prefecture, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, **42**, 187-198.
- SUZUKI, M. and SUGIHARA, S., 1988: Contradictory interpretation of the Plio-Pleistocene boundary layer of the Kazusa Group, Boso, Japan. (in preparation).
- 鈴木正男・杉原重夫, 1983: フィッジョン・トラック年代からみた上総層群の鮮新/更新世境界. 日本第四紀学会講演要旨集. no. 13, 69-70.
- 東北地方第四紀研究グループ, 1969: 東北地方における第四紀海水準変化. 地団研専報, no. 15 (日本の第四系), 37-83.
- 東海地方第四紀研究グループ, 1969: 東海地方の第四系. 地団研専報, no. 15 (日本の第四系), 299-318.
- 徳橋秀一, 1976: 清澄層 HK 層準フリッシュ型砂泥互層の堆積学的研究 (その1); (その2). 地質雑, **82**, 729-738; 757-764.
- 土 隆一, 1960: 大井川下流地方第四系の地史学的考察. 地質雑. **66**, 639-653.
- 土 隆一編, 1979: 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料. 156 p.
- 土 隆一編, 1981: 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料 [続編]. 124 p.
- TSUCHI, R., ed., 1987: *Pacific Neogene Event Studies, IGCP-245 Pacific Neogene Events in Time and Space "PANETS"*. 1-127.
- 鶴見英策・大村 纂, 1966: 多摩丘陵東部の地形およびローム層に関する若干の知見. 第四紀研究. **5**, 59-64.
- 白田雅郎・岡本金一, 1986: 秋田県南部における新第三紀火山岩類の K-Ar 年代と新第三系の対比. 北村記念地質論文集, 595-608.
- YOSHIDA, K., and NIITSUMA, N., 1976: Magnetostratigraphy in the Kakegawa district. *Guidebook for Excursion 3, 1st Internat. Congr. Pacific Neog. Stratigr., Tokyo*, 54-59.
- 吉川虎雄・貝塚爽平・太田陽子, 1964: 土佐湾北東岸の海岸段丘と地殻変動. 地理評, **37**, 627-648.