SURE 静岡大学学術リポジトリ
Shizuoka University REpository

駿河湾周辺後期更新世根古屋層、草薙層、国吉田層、古谷層の地磁気層序

メタデータ	言語: Japanese 出版者: 静岡大学地球科学教室 公開日: 2008-01-25 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: 北里, 洋, 新妻, 信明, 小山, 真人, 近藤, 康生, 神谷, 隆宏 メールアドレス: 所属:
URL	http://hdl.handle.net/10297/223

静岡大学地球科学研究報告　6　(1981年3月)　45頁～59頁

駿河湾周辺後期更新世根古屋層,草薙層,国吉田層,古谷層の地磁気層序

北里　洋*・新妻信明*・小山真人*・近藤康生*・神谷隆宏*

Magnetostratigraphy of Late Pleistocene Nekoya, Kusanagi, Kuniyoshida, and Furuya Formations on the West Coast of Suruga Bay, Central Japan

Hiroshi KITAZATO*, Nobuaki NIITSUMA*, Masato KOYAMA*, Yasuo KONDO* and Takahiro KAMIYA*

Paleomagnetic measurement was made on the Nekoya, Kusanagi, Kuniyoshida, and Furuya formations distributed along the western coast of Suruga Bay.

All of the sediment samples taken from the Nekoya, Kusanagi, and Kuniyoshida formations are normally magnetized (Figs. 4,5,12,13), and belong to a single normally magnetized zone which can be correlated with a part of the Brunhes Normal Epoch. The microbiostratigraphical data indicate that the Nekoya Formation was deposited between 440 and 270 thousand years B.P.

The sediments from two among four horizons are reversely magnetized in the Furuya Formation (Figs. 16,17). An interval indicating these horizons can be correlated with the Blake Event of the Brunhes Normal Epoch, because the Furuya Formation was deposited during the last major high stand of sea level corresponding to the last interglacial time.

The mean value of the measured paleomagnetic declinations was nearly the same as that of the present time. This indicates that Udo Hills, where the Nekoya, Kusanagi, and Kuniyoshida formations are distributed, have upheaved to the present altitude for 400,000 years without any horizontal rotation.

1981年1月22日受理

* 静岡大学理学部地球科学教室　Institute of Geosciences, School of Science, Shizuoka University, Shizuoka 422.

1. はじめに

駿河湾西岸には有度丘陵，牧ノ原台地といった堆積面を残し，あまり開析の進んでいない丘陵地が分布している（Fig. 1）．それらの丘陵地の構成層には海成の泥岩を夾有する地層があり，有度丘陵では根古屋層，草薙層，牧ノ原台地では古谷層と呼ばれている．これらの地層のうち，地形的な特徴から古谷層と草薙層は関東地域の下末吉層に対比されてきた（東海地方第四紀研究グループ，1969）が正確な地質年代は不明であった．これらの地層の正確な地質年代を知ることは，駿河湾周辺の地殻変動を定量的に解析する上での基礎を与えるとともに，他地域の地層との正確な地質年代的対応関係を知る上でも重要であり今後の古生物学的研究の基礎にもなる．

以上の観点に立ち，筆者らは根古屋層，草薙層，国吉田層，古谷層の古地磁気を測定した．このうち根古屋層については微化石層序についての検討もあわせて行なった．本稿ではまず各地層の古地磁気測定結果およびそれに基づく地磁気層序について微化石層序学的検討結果とともに述べる．また測定された残留磁気の方向から，最近数十万年間の地殻変動についてもふれる．

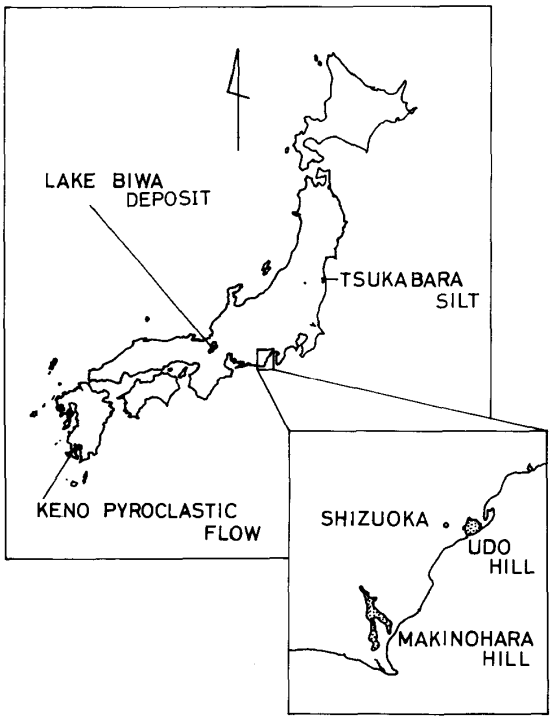


Fig. 1. Map showing the study area.

2. 地質概説

有度丘陵

有度丘陵は静岡市と清水市の境界にあり　有度山（307.2m）を最高点とし，北北西にゆるく，南南東は急崖をなす丘陵地であり，新第三紀静岡層群から構成される後背山地とは沖積平野をへだてて海側に位置する．本地域に分布する地層は礫，砂，シルト，粘土から成り，下位より根古屋層・久能山層・草薙層・小鹿層，国吉田層と区分される．

根古屋層　有度丘陵東南部に分布し，本丘陵構成層の最下位に位置する．本層はシルトを主体とし，礫層を夾在する．安居（あご）の沢を中心とするドーム状構造をなす．ドームの縁部の傾斜は約10°である．層厚は 150 m＋．

久能山層　明瞭な層理を持つ砂礫層から構成される．根古屋層を凹凸の激しい不整合面を伴って覆い，丘陵地中央部に広く分布する．本層は三角州堆積物である．堆積体としての厚さは最大 100 m である．

草薙層　久能山層を整合に覆う．内湾の粘土を主体とするが上位では粘土と砂との細互層になる．2～3 m の厚さの礫層をはさむ．本層は北西方向に約10°傾斜している．最大層厚は75 m．

小鹿層　草薙層を整合に覆う．斜交層理・チャネル構造の見られる砂礫層である．礫のインブリケーションから西から東に向かって堆積した三角州堆積物である．堆積体の厚さは最大30 m．

国吉田層　小鹿層を整合に覆う．非常に淘汰の悪い礫と礫混りの粘土の互層である．層厚は15 m．

牧ノ原台地

牧ノ原台地は大井川下流西岸から御前崎にかけて，海岸に向かってゆるく傾斜する極めて平坦な地形を有し，新第三紀相良層を基盤とし，その相良層を開析して覆う内湾堆積物を主とする古谷層，そして相良層群，古谷層を覆って広く分布する扇状地―三角州堆積物の砂礫層の牧ノ原層から構成される（土，1960；ISHIZAKI

and KATO, 1976; 堀江，1970MS).

相良層　大陸斜面に堆積した砂岩•泥岩互層である．ＮＥ～ＳＷ方向の軸をもつ向斜・背斜構造がある．

古谷層　相良層の砂岩・泥岩互層を谷状に深く開析して堆積した内湾性の粘土・砂である．下位は淘汰の悪い礫が谷の中の小起伏を埋めるように分布し，上位に向かって細粒になる．層厚は最大40ｍ．地形的特徴から有度丘陵の草薙層に対比されてきた．両層とも同じような内湾堆積物であるが，草薙層が久能山層の堆積後引き続いて堆積するのに対し，古谷層は基盤をけずり込んだ谷を埋めるように堆積している点で堆積の状態は異なる．

牧ノ原層　相良層・古谷層を不整合に覆う．淘汰の良い礫層から成り，扇状地一三角州の前置層堆積物である．

3.　古地磁気測定用試料採取と測定

古地磁気測定は根古屋層・草薙層・国吉田層・古谷層のシルト・粘土について行った．測定用試料は岩相および露出状況を考慮して，根古屋層で26層準，草薙層で14層準，国吉田層で１層準，古谷層で４層準から採取した．試料採取層準は100分の１の地質柱状図上で選定し，その層位間隔は約５ｍである．それぞれの地層の試料採取位置をルートマップに示す（Figs. 2a–f,3).根古屋層からの試料採取はStihl社製のエンジンドリルを用い，直径3.5㎝で長さ12㎝の定方位コアを１採取地点から３本づつ採取した．その他の地層からは定方位試料を切り出す方法を用いた．採取したコアは室内で3.5㎝の長さに，また切り出した定方位試料は2.5㎝辺の立方体に整形してそれぞれ測定用試料

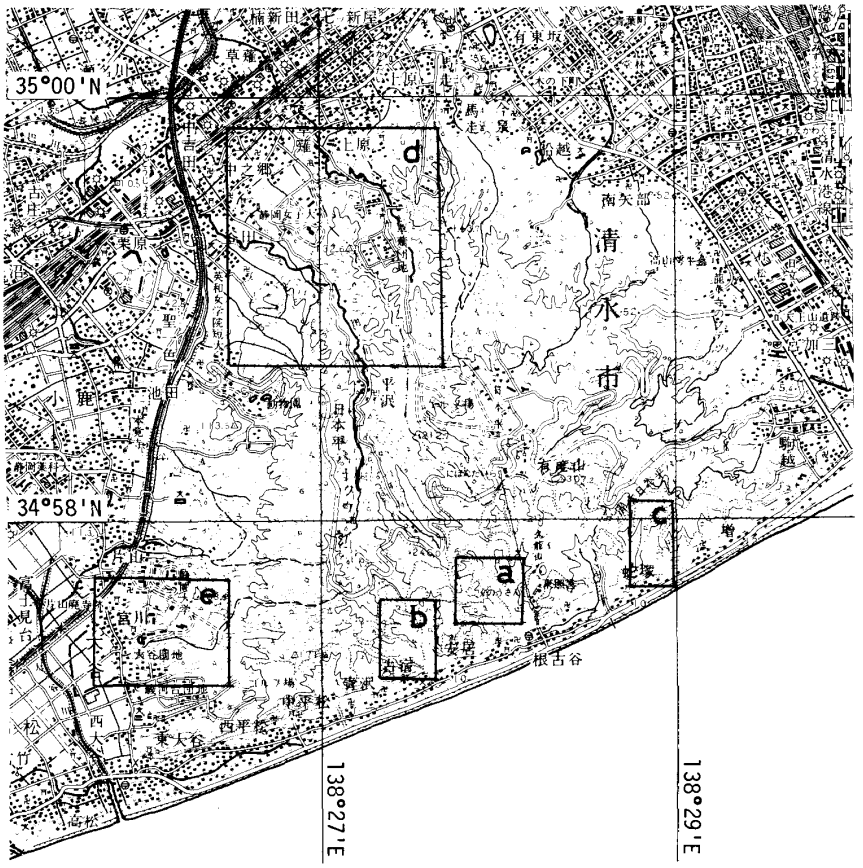


Fig. 2a.　Index map of Udo Hills showing the sampling localities for paleomagnetic studies. The topographic map "Shizuoka" (1 : 50000) published by the Geographical Survey Institute of Japan was used.

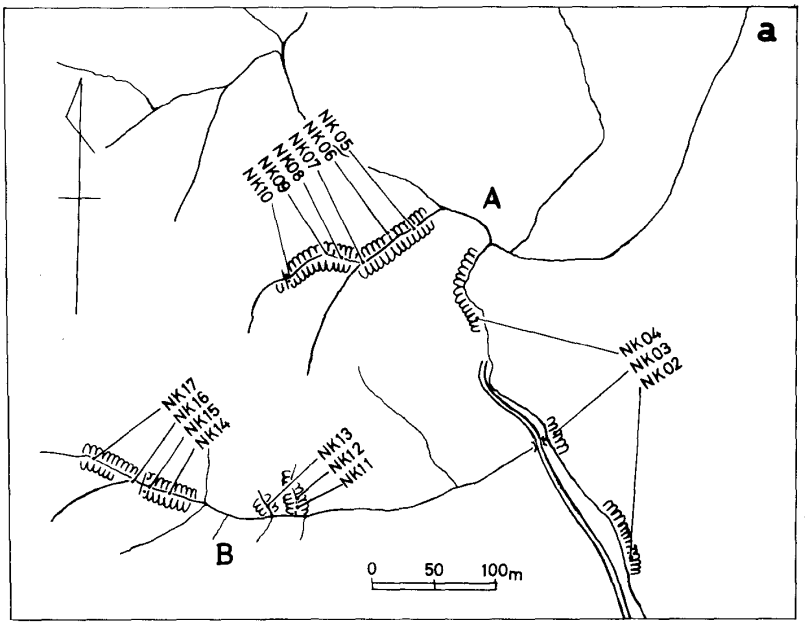


Fig. 2b. Map showing the sampling localities for paleomagnetic studies of the lower part of the Nekoya Formation.

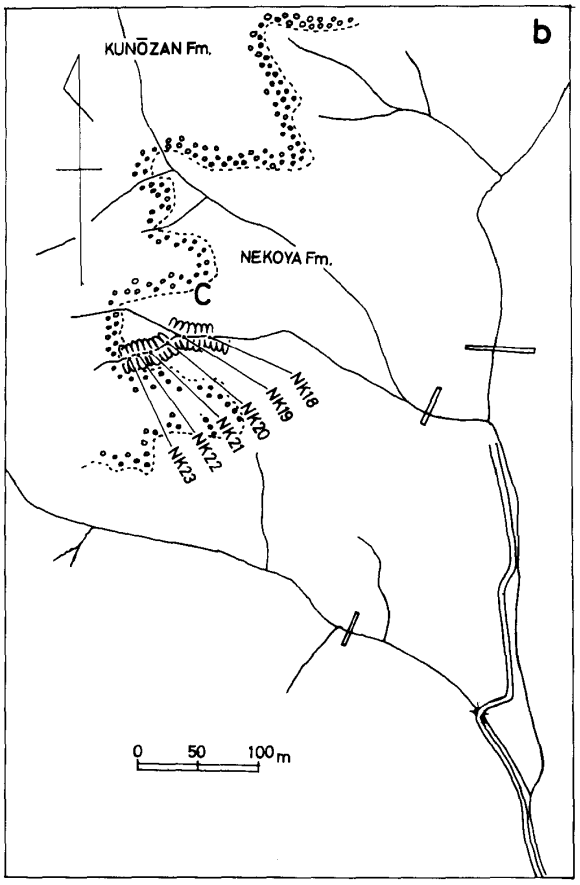


Fig. 2c. Map showing the sampling localities for paleomagnetic studies of the middle part of the Nekoya Formation.

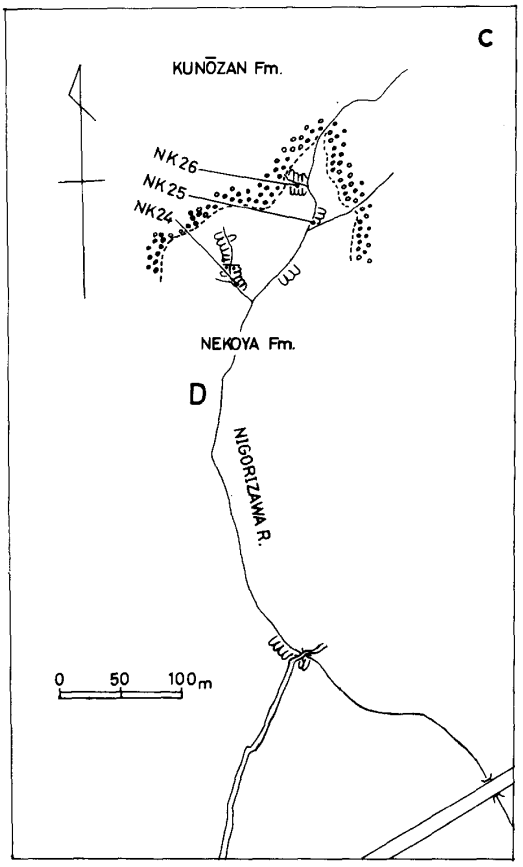


Fig. 2d. Map showing the sampling localities for paleomagnetic studies of the upper part of the Nekoya Formation.

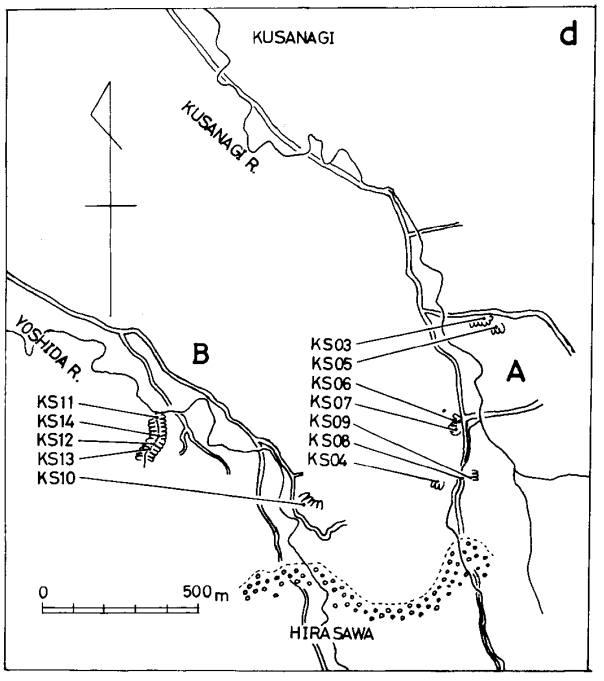


Fig. 2e. Map showing the sampling localities for paleomagnetic studies of the Kusanagi Formation.

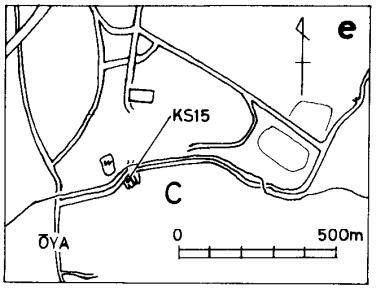


Fig. 2f. Map showing the sampling locality for paleomagnetic studies of the Kuniyoshida Formation.

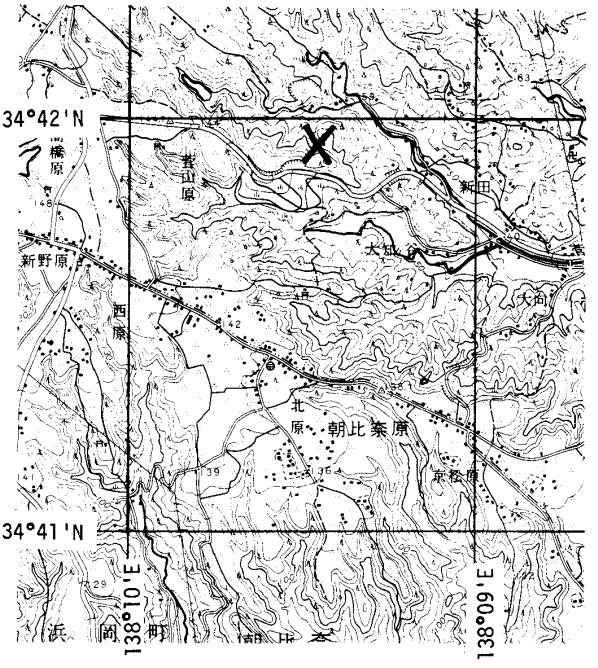


Fig. 3. Map showing the sampling localities for paleomagnetic studies of the Furuya Formation. The topographic map "Sagara" (1:25000) published by the Geographical Survey Institute of Japan was used.

とした．測定にはμメタルでシールドされ，計算機制御された三磁石系の無定位型残留磁気測定装置（ADAM，新妻・小山，1981）を用いた．この磁力計の感度は 1.6×10^{-8}cgs. emu./(cc, dig)でありノイズレベルは 2×10^{-7}cgs. emu./ccである．測定データは残留磁気測定装置を制御しているHewlett Packard社製System45によって測定後ただちに処理され，残留磁気の強度と方向・堆積当時の磁場の方向・磁極の位置・測定値の信頼性などが算出される．残留磁気測定はまず自然残留磁気(NRM)を測定し，その後段階的交番磁場消磁を行って測定し，消磁に伴う残留磁気の方向と強度の変化を検討した．消磁は試料を回転させずに直交する3軸方向について同時に消磁を行なう交流消磁装置（新妻・小山，1981）を用いた．

4. 結　果

根古屋層　26層準での残留磁気の極性は現在と同じ正である（Figs. 4, 5）．

26層準のうち7層準についてNRM，5，10，15，19 mTと段階的消磁を行った（Fig. 6）．各段階的消磁に伴う残留磁気方向の変化はほとんど5°以下である．この変化角がNRMから5 mTの段階で8°,15mTから19mTの段階で17°と変化する試料もあったが，その試料の5から10mTおよび10から15mTの段階では5°以下である．これは2次的な不安定な残留磁気成分は10mTの交番磁場消磁で除かれることを示している．残留磁気強度はすべての試料において段階的消磁に伴って単調に減少し，NRMと19mT消磁後の強度の比は⅓～⅔である．

以上の消磁結果から，不安定な残留磁気成分を除く

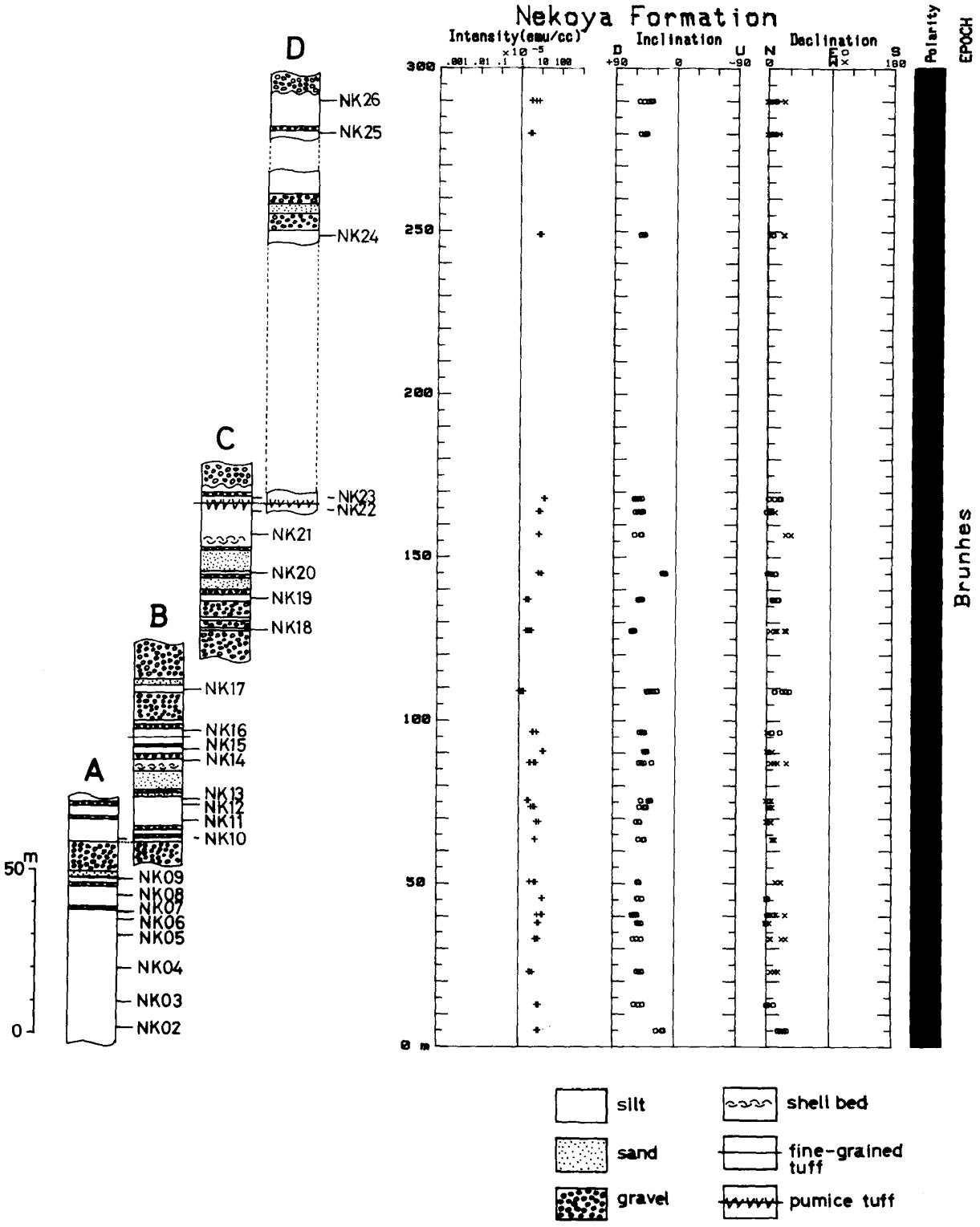


Fig. 4. Results of paleomagnetic measurement of the Nekoya Formation. All of the samples were demagnetized by 10mT.

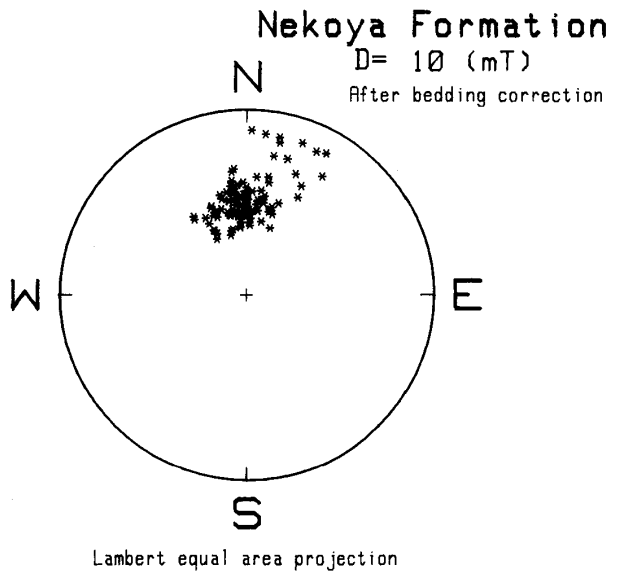


Fig. 5. Distribution of the paleomagnetic directions for the Nekoya Formation in the Lambert equal area projection. The number in the figure shows the intensity of demagnetized field (mT).

ため10mTの交番磁場消磁を適用し，すべての試料のNRMと10mTで消磁後の残留磁気を測定した.10mTで消磁後の残留磁気強度は1×10^{-5}から2×10^{-4}cgs.emu./ccの範囲にあり，3×10^{-4}cgs.emu./ccと1×10^{-4}cgs.emu./cc とに峰がある双峰性頻度分布をもつ（Fig.7）．3×10^{-5}cgs. emu./cc の峰に相当する試料は礫層中に夾在するシルト層から採取されたもので，1×10^{-4}cgs. emu./cc の峰に相当するものは塊状のシルトおよび粘土から採取されたものである．NRMと10mT消磁後の比は0.4～0.9であり，強度との相関関係がみられ，強度の大きいものほどこの比は大きい．交番磁磁により消磁されるのは多磁区構造をもつ数μ以上の粗粒磁性鉱物粒子であることから，この比の値が大きいのは試料に細粒の磁性鉱物が多く含まれていることを意味している．したがってこの相関関係は塊状のシルトや粘土という細粒堆積物から採取された強度の大きな試料には細粒の磁性鉱物が多く

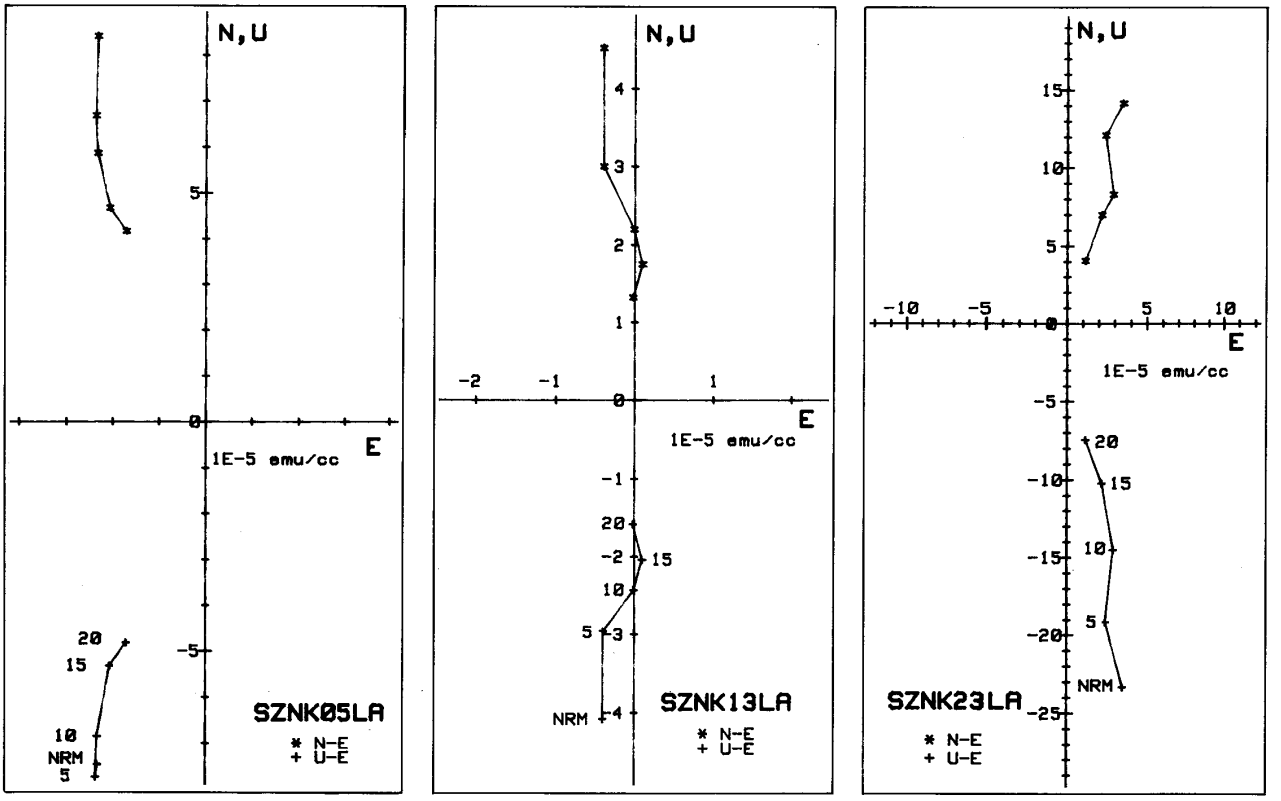


Fig. 6. Stepwise AF demagnetization curves for the Nekoya Formation. The number in the figure shows the intensity of demagnetized field (mT).

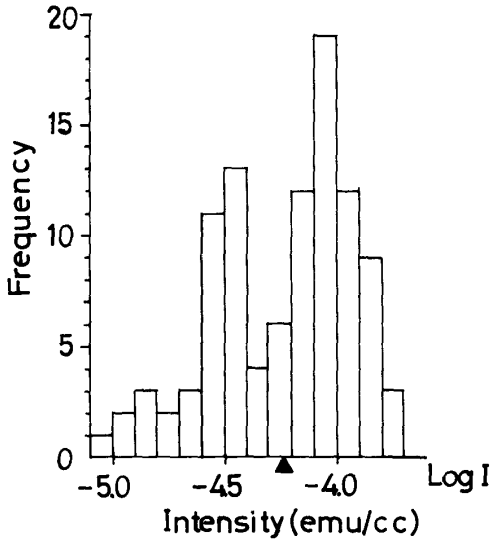


Fig. 7. Histogram of paleomagnetic intensities for the Nekoya Formation.

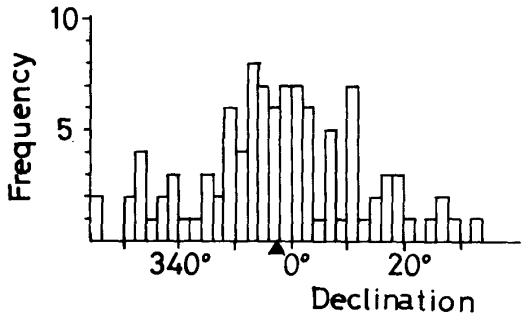


Fig. 8. Histogram of paleomagnetic declinations for the Nekoya Formation.

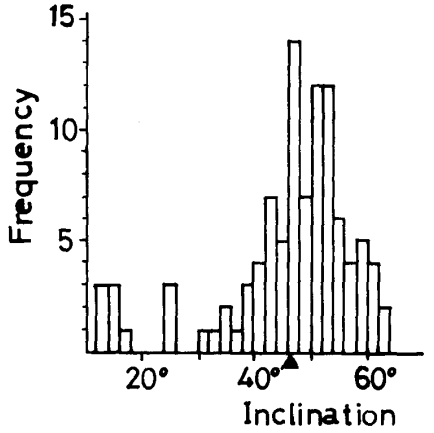


Fig. 9. Histogram of paleomagnetic inclinations for the Nekoya Formation.

含まれていることを意味している．

10mT 消磁後の偏角は東へ20° から西へ17° の範囲にあり，平均357.6°(西へ2.4°) で標準偏差 14.5° の正規分布をしている（Fig.8）．偏角は層準とともに周期的に20～30° の振幅で変化している（Fig.4）．同一層準から採取した3つの試料について測定した偏角についての標準偏差は1°から12° の範囲にあり，平均6.5°であることから，この偏角の変化は有意なものと考えられる．

伏角は＋12°から＋63°の範囲にあり，平均46.2°で＋側に歪んだ正規分布をとっている（Fig.9）．この平均値は北極点に磁極がある場合に予想される54° よりも小さいが，残留磁気方向から求められる見かけの磁極 (VGP: virtual geomagnetic pole) の位置は北極点を中心に分布していることから（Fig.10），地磁気の経年変化 (secular variation) により磁極の位置が北極点のまわりを移動しているために起こった見かけ上のことと考えることができる．同一層準から採取した試料間の伏角の標準偏差は2°から7°の範囲にあり，4°の平均値をもつので，伏角の層準にともなう振幅20～30° の変化は有意なものと考えることができる．

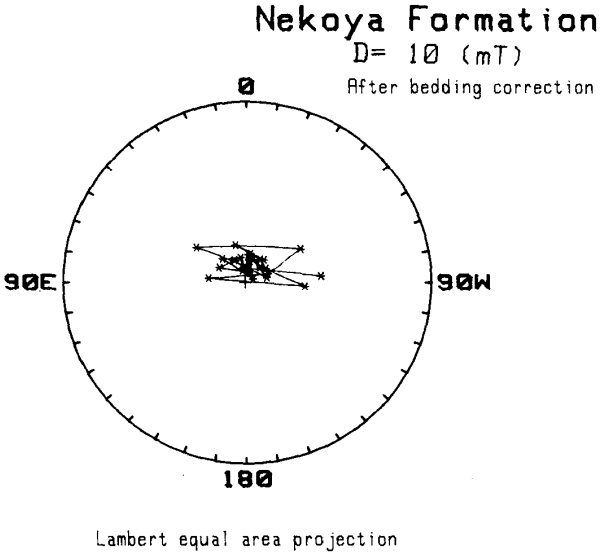


Fig. 10. Loci of the virtual geomagnetic pole through the Nekoya Formation. The number in the figure shows the intensity of demagnetized field (mT).

根古屋層の年代を検討するために上記古地磁気測定のほかに，浮遊性有孔虫化石，石灰質ナンノ化石，放散虫化石による微化石層序学的検討をおこなった．

試料は，石灰質ナンノ化石は古地磁気測定用試料の一部を用いた．浮遊性有孔虫化石および放散虫化石用試料は同一ルートから別に20試料を採取した．

浮遊性有孔虫，石灰質ナンノプランクトン，放散虫の各タクサのうち主要な種の層位的分布をFig. 11に示

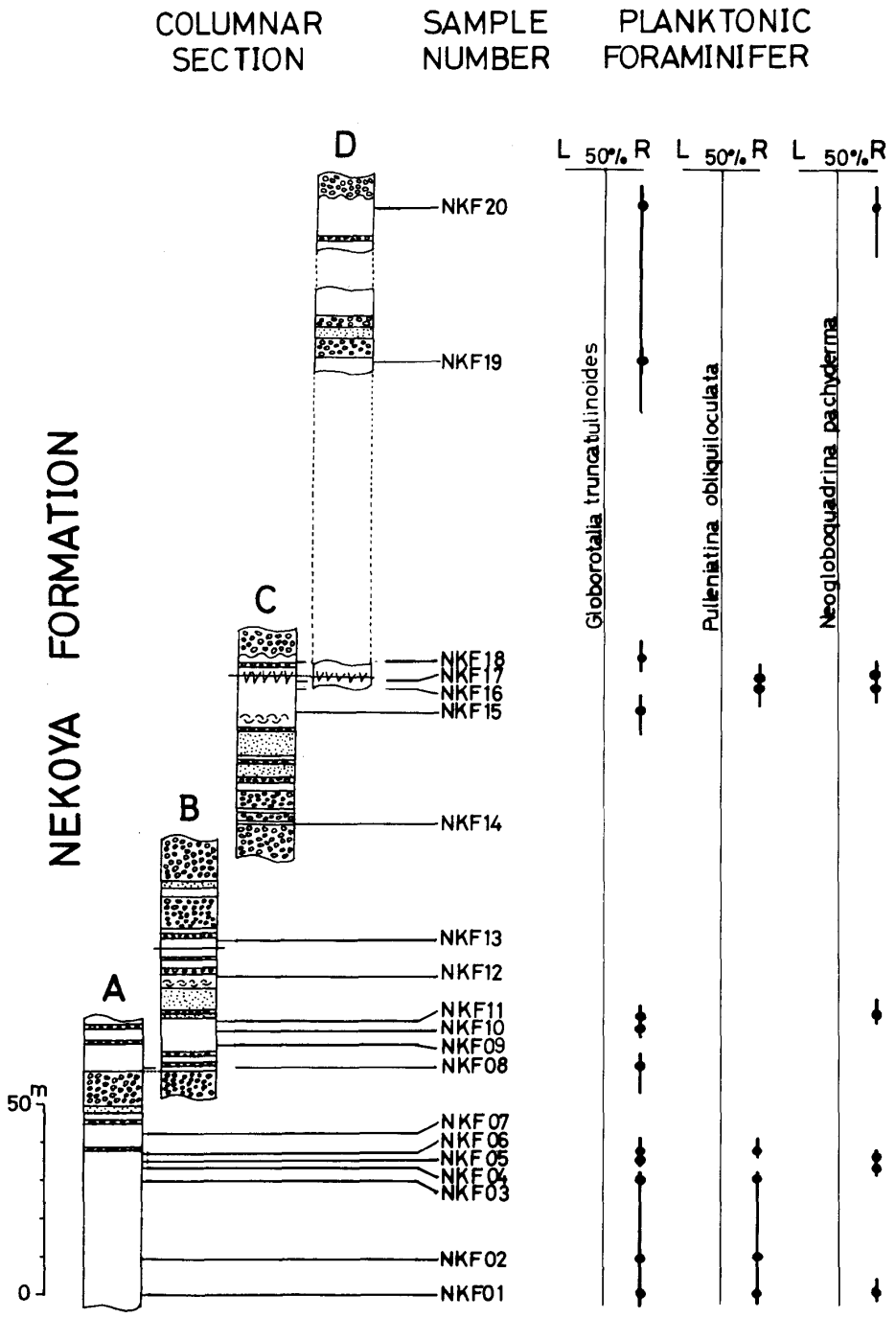


Fig. 11. Sampling horizons and stratigraphic distribution of selected planktonic foraminiferal fossils in the Nekoya Formation.

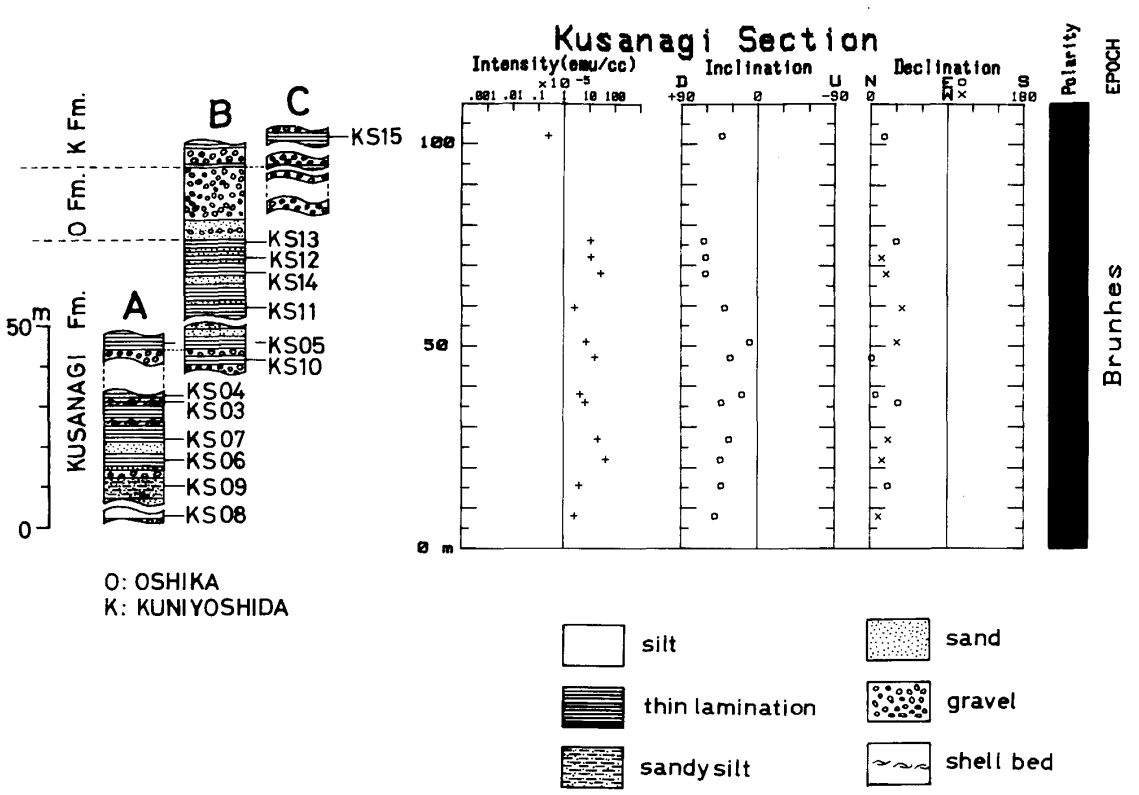


Fig. 12. Results of paleomagnetic measurements of the Kusanagi and Kuniyoshida formations. All of the samples were demagnetized by 10mT.

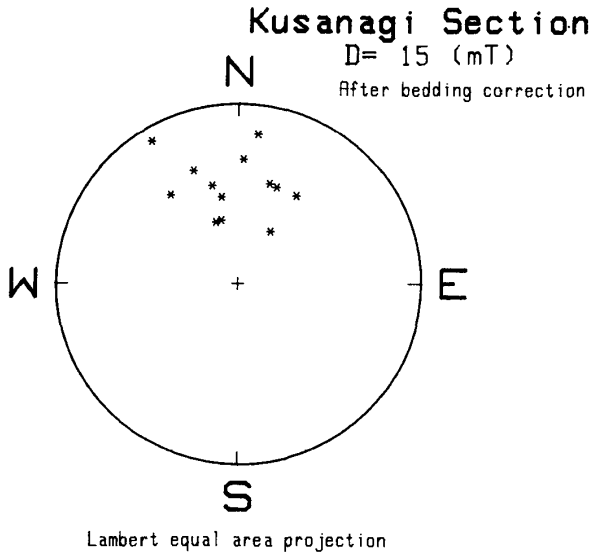


Fig. 13. Distribution of the paleomagnetic directions for the Kusanagi and Kuniyoshida formations. The number in the figure shows the intensity of the demagnetized field (mT).

す.

浮遊性有孔虫化石は全層準にわたって *Globorotalia truncatulinoides* (D' ORBIGRY), *Pulleniatina obliquiloculata* PARKER and JONES, *Neogloboquadrina pachyderma* (EHRENBERG) の右巻き個体を産する. *Globorotalia truncatulinoides* を産し, *Grt. tosaensis* TAKAYANAGI and SAITO は産しないことから, 根古屋層は *Grt. tosaensis* の絶滅層準である60万年前 (SAITO, 1977) より新しいと考えられる.

石灰質ナンノ化石は全層準にわたって *Gephyrocapsa oceanica* KAMPTNER, *G. caribbeanica* BOUDREAUX and HAY, を産し, *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER) GARTNER, *Emiliania huxleyi* (LOHMANN) HAY and MOHLER を を産しない. このことから根古屋層の年代はGARTNER (1977) の *Gephyrocapsa oceanica* zone に相当し, 44〜27万年前の間の時代を指示し, 前記浮遊性有

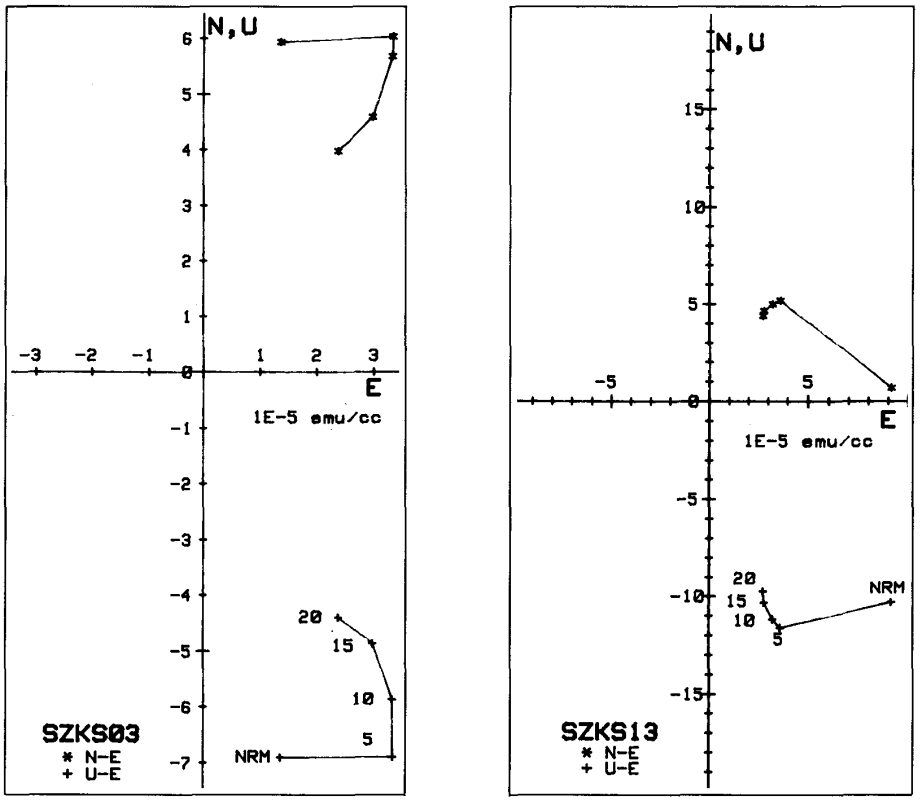


Fig. 14. Stepwise AF demagnetization curves for the Kusanagi Formation. The number in the figure shows the intensity of the demagnetized field (mT).

孔虫化石の結果もこれと矛盾しない．

放散虫化石は NKF 16，17の2試料にのみ産する．NHK 16からは *Theocorythium tracherium* (EHRENBERG) を，NKF 17からは *Spongaster tetras irregularis* NIGRINI，*Ommatartus tetrathalamus coronatus* (HAECKEL) をそれぞれ産する．これらの種は Matuyama 逆磁極期の Olduvai亜期以降にその出現を知られており，これらの結果は浮遊性有孔虫化石，石灰質ナンノ化石の結果と矛盾しない．

以上の微化石層序学的検討結果と古地磁気測定結果とを組み合せて考えると，根古屋層の正磁極帯は44万年前から27万年前の間のBrunhes正磁極期に対比できる．

草薙層・国吉田層　古地磁気測定結果をFigs.12,13に示す．13層準全ての古地磁気極性は正帯磁である．消磁後の残留磁気強度は国吉田層より採取したKS 15が 2.45×10^{-6}cgs.emu./ccと弱いのを除くと，$2.6\times$

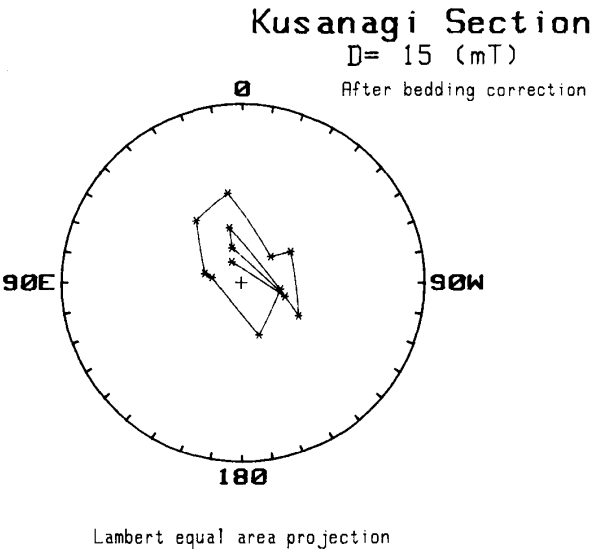


Fig. 15. Loci of the virtual geomagnetic poles for the Kusanagi and Kuniyoshida formation. The number in the figure shows the intensity of demagnetized field (mT).

10^{-5}～3.0×10^{-4}cgs.emu./ccと強い．消磁系路をFig. 14に示す．交流消磁による方向の変化は小さく，残留磁気の方向は根古屋層の場合と同様安定している．偏角はＫＳ05，11が西に40°，ＫＳ03，13が東に30°ずれるのを除くと現在とほぼ同じ方向を向いている．平均値は354.1°で，現在の磁北からのずれは6°弱である．伏角はＫＳ04，05がそれぞれ17.5°，8.8°と異常に浅いが，平均値は42.98°で根古屋層の伏角とほぼ同じである．しかしVGPは北極を中心に分布している（Fig.15）．

草薙層，国吉田層の正磁極帯は下位の根古屋層がすでにBrunhes正磁極期であることから，Brunhes

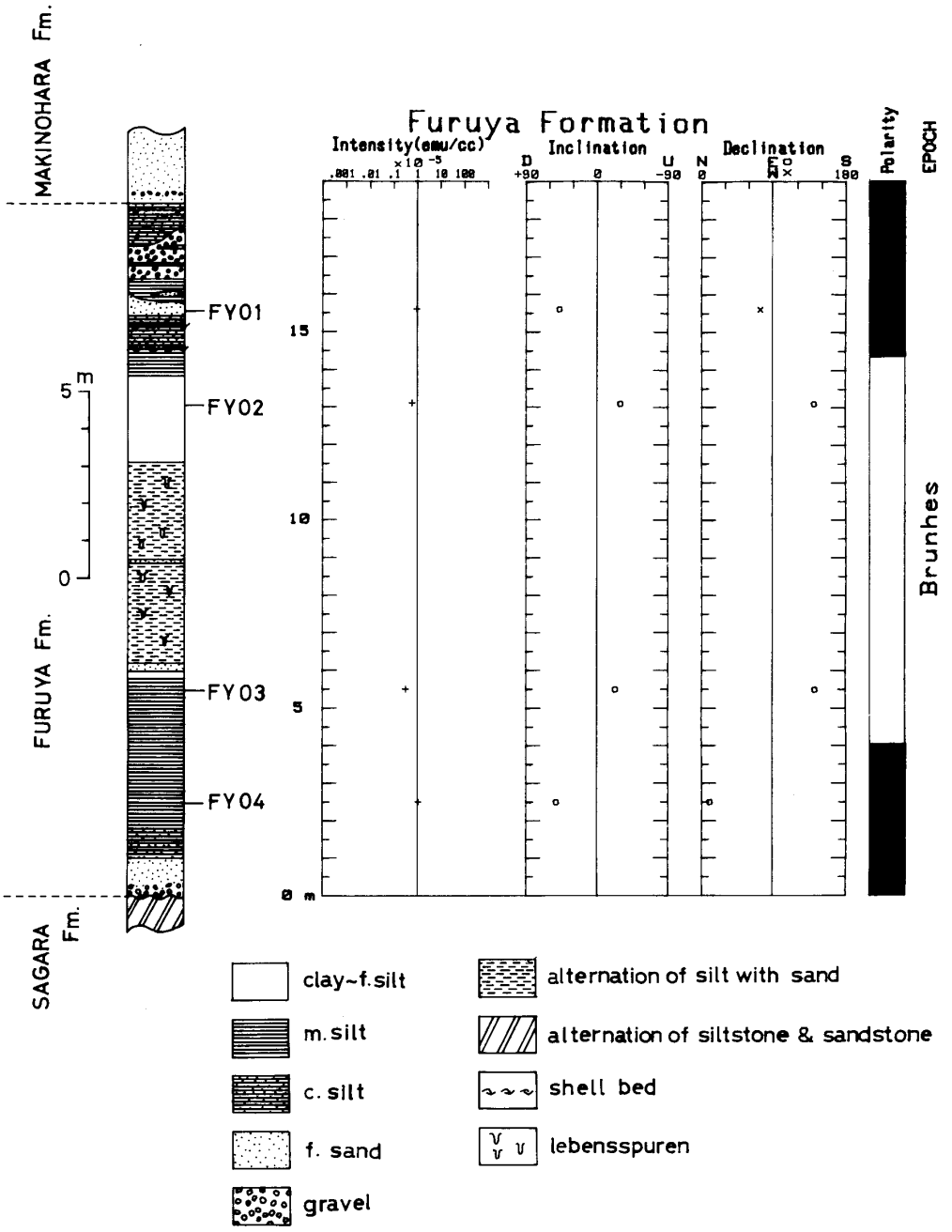


Fig. 16. Results of paleomagnetic measurements of the Furuya Formation. All of the samples were demagnetized by 10mT.

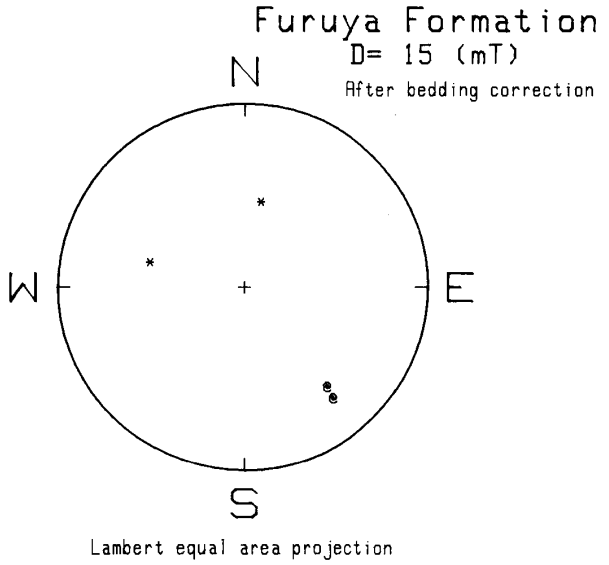


Fig. 17. Distribution of the paleomagnetic directions for the Furuya Formation. The number in the figure shows the intensity of demagnetized field (mT).

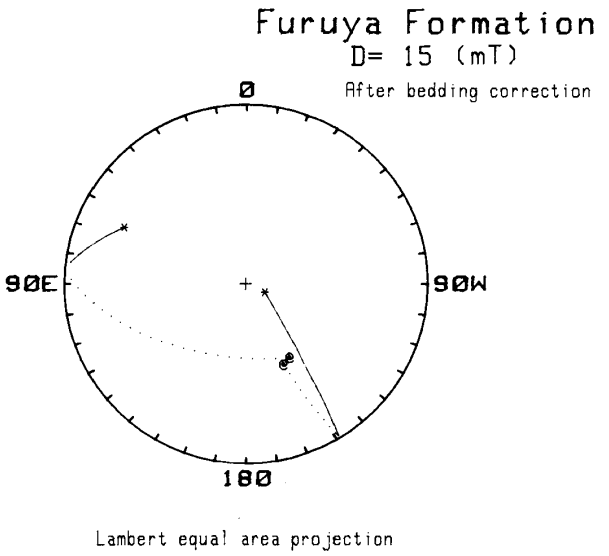


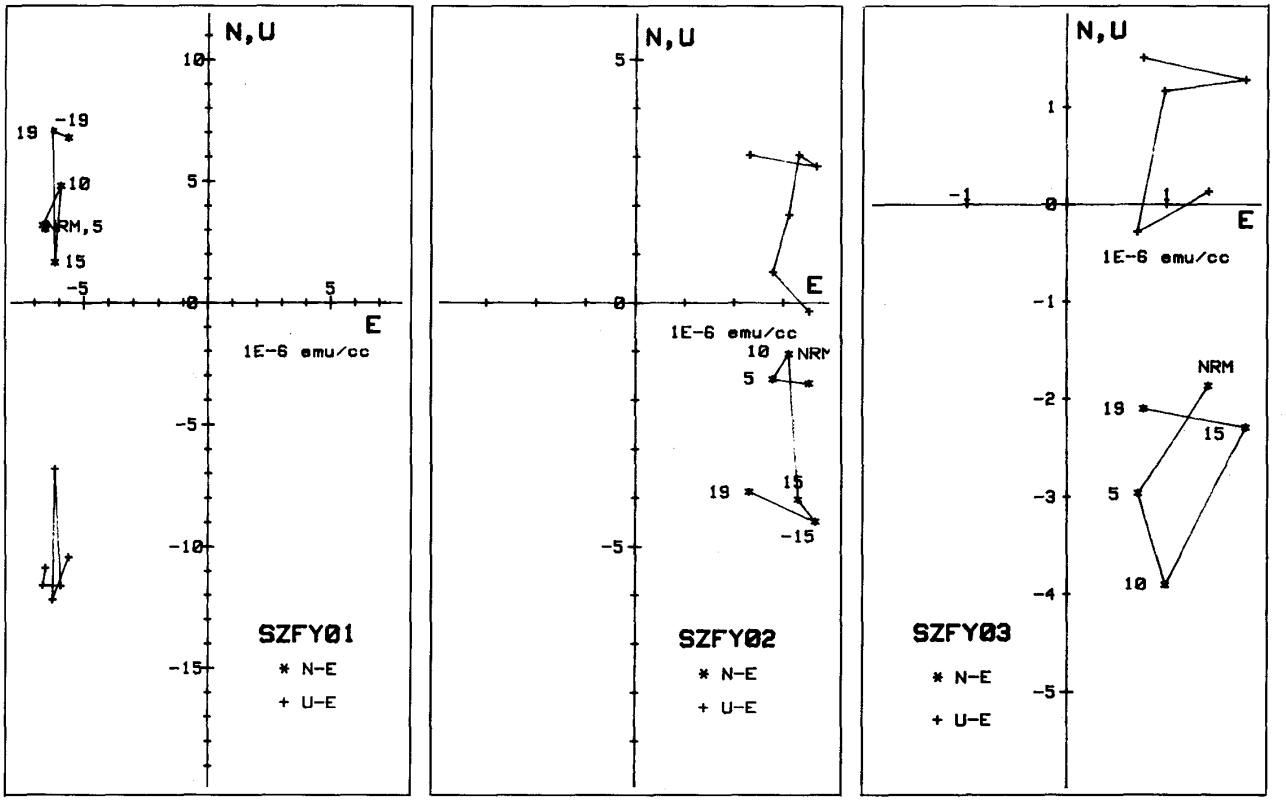
Fig. 18. Loci of the virtual geomagnetic poles for the Furuya Formation. The number in the figure shows the intensity of the demagnetized field (mT).

正磁極期に対比できる．草薙層最上部に夾在する軽石層が南関東のTAm－5テフラ（約15—16万年前）と類似している（町田　洋氏，1979年5月16日私信）ことを重視すると，Blake亜期とBiwa I 亜期との間のBrunhes正磁極期になる．

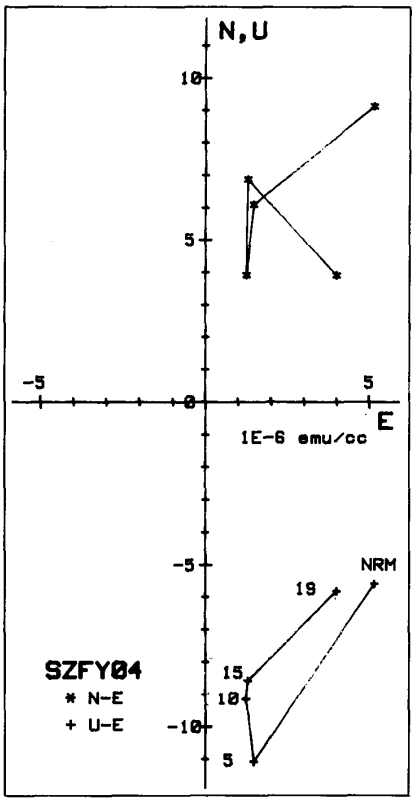
根古屋層，草薙層，国吉田層の偏角が現在とほぼ同じであることはここ40万年間に有度丘陵が回転運動を伴わず，隆起していることを示している．

古谷層　古地磁気測定結果をFigs.16，17に示す．4層準のうち中部の2層準FY02，03が逆帯磁をしている（Fig.18）．残留磁気強度は3.19×10^{-6}～1.11×10^{-5}cgs.emu./ccと弱いが消磁に伴う残留磁気方向の変化は4層準とも小さく(Fig.19a−d)安定している．逆帯磁の試料については180°回転させて偏角を検討すると，古谷層の場合322.76°となり約40°西へずれるが，試料が4つと少ないことから根古屋層に行ったような検討はできない．伏角も偏角と同様の処理を行うと41.27°の平均値が得られ，根古屋層，草薙層とほぼ等しい．

古谷層は，上位の牧ノ原層がその堆積面を残していることから若い年代の堆積物と思われ，したがって本層中の逆磁極帯はBrunhes正磁極期中の亜期であると考えられる．古谷層の堆積をもたらした海進は，現在より1つ前の間氷期に相当するものと考えられており，同期の海進によって堆積したと考えられる地層は日本の海岸地域に広く分布している．特に南関東のものは下末吉層と呼ばれている．この間氷期に地球磁場が逆転していたことは既に知られておりBlake亜期と名付けられている．すなわちBlake亜期はSMITH and FOSTER (1969) により大西洋のブレーク海台より得られた深海底コア中で見つけられたもので，ERICSON *et al.* (1961) の浮遊性有孔虫化石帯Xの層準に相当する．浮遊性有孔虫化石帯Xは1つ前の間氷期の時期に相当している．深海底コアの有孔虫殻の酸素同位体比層序では1つ前の間氷期に相当するstage 5にBlake亜期がある（新妻・顧，1977）．以上のことから海進期の堆積物である古谷層の中の逆帯磁がBlake亜期である可能性は大きい．日本で今までに報告されたBlake亜期は，鹿児島県花野火砕流（笹嶋ほか，1980），福島県塚原層（真鍋，1974），琵琶湖（KAWAI *et al.* 1975）の3例である．火野火砕流は南関東地方の下末吉層に対比される河頭層の直下に位置しており，塚原層も下末吉段丘に対比される海岸段丘の構成層である．このことは古谷層中の逆帯磁の層準が



a　　b　　c



d

Fig. 19. Stepwise AF demagnetization curves for the Furuya Formation. The number in the figure shows the intensity of the demagnetized field (mT).

Blake亜期であることを支持する．日本でこのように数ケ所でBlake亜期が海水準変動史とともに確認されたことから，Blake亜期は大西洋北西部のブレーク海台周辺のみにあらわれる局地的な逆帯磁期であるという DENHAM (1976) のような主張は否定される．

ここで従来同一時期の堆積物として対比されていた草薙層中に逆帯磁の層準が見つけられなかったことについて考察する．草薙層中に逆帯磁がみつからない理由は2通りに考えられる．(1)，草薙層は有度丘陵の構造発達史から考えると南側に砂州が発達して現在の折戸湾のような湾が形成され，そこに堆積した堆積物である可能性が大きい．もしも古谷層と同様に海水準変動による堆積環境の変化によって堆積したものであれば同一時期に堆積した可能性が大きいが，前述のように違う機構で堆積したとすると同一時期に堆積したとは限らず，Blake亜期は久能山層あるいは小鹿層中に

ある．(2)，Blake亜期は真鍋（1974）が指摘するように非常に短時間の逆磁極期の集合であり，古谷層ではたまたま短時間の逆磁極期を2層準でとらえ，草薙層ではとらえられなかったというものである．これらのことを確かめるためには今後古谷層の古地磁気測定試料間隔を小さくして逆帯磁層準の詳細を明らかにするとともに草薙層の試料間隔をもせばめる必要がある．

5. まとめ

駿河湾西岸に分布する根古屋層，草薙層，国吉田層，古谷層の古地磁気を測定した．

根古屋層，草薙層，国吉田層は全て正帯磁しており，Brunhes正磁極期に対比できる．根古屋層は同時に行った微化石層序学的検討から44～27万年前の地層であると結論できる．

古谷層は測定した4層準のうち中部の2層準が逆帯磁であった．古谷層が一つ前の間氷期の堆積物であることから，この逆帯磁の層準はBlake亜期と考えることができる．

測定した残留磁気の偏角から，根古屋層，草薙層，国吉田層の分布する有度丘陵地域はここ40万年間に水平回転運動を伴わずに，隆起したと考えられる．

謝辞

古地磁気試料採取の際，太田英将，中尾誠司の両君に協力していただいた．山形大学岡田尚武助教授には石灰質ナンノ化石の鑑定を，宇都宮大学酒井豊三郎助教授には放散虫化石の鑑定をしていただき，根古屋層の微化石層序学的検討の際いろいろと御教示願った．東京都立大学町田　洋助教授にはテフラの同定をしていただいた．東北大学中川久夫助教授，静岡大学土隆一教授には草稿を査読していただいた．本研究の一部は文部省科学研究費（№448028）と昭和55年度特定研究「駿河湾の形成と地殻変動」によった．記して感謝する．

文　献

DENHAM, C.R. (1976), Blake polarity episode in two cores from the Great Antilles Outer Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **29**, 422-434.

ERICSON, D.B., EWING, M., WOLLIN, G. and HEEZEN, B.C. (1961), Atlantic deep-sea sediment cores. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**, 193-286.

GARTNER, S. (1977), Calcareous nannofossil biostratigraphy, and revised zonation of the Pleistocene. *Mar. Micropaleont.*, **2**, 1-25.

堀江善裕(1979MS)，第四紀古谷泥層の堆積環境．静大理学部卒論．

ISHIZAKI, K. and KATO, M. (1976), The basin development of the Diluvium Furuya Mud basin, Shizuoka Prefecture, Japan, based on faunal analysis of fossil ostracodes. *in* Takayanagi, Y. and Saito, T. (*eds.*), *Progress in Micropaleontology*. Micropaleontology Press, New York, 118-143.

KAWAI, N., NAKAJIMA, T., YASUKAWA, K., TORII, N. and NATSUHARA, N. (1975), Paleomagnetism of Lake Biwa sediment. *Rock Magnetism and Paleogeophys.*, **3**, 24-31.

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.

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，**47**，671-678.

新妻信明・小山真人(1981)，高度自動無定位磁力計および3軸交番磁場消磁装置について．静岡大地球科学研報，**6**，35-43.

SAITO, T (1977), Late Cenozoic planktonic foraminiferal datum levels : the present state of knowledge toward accomplishing Pan-Pacific stratigraphic correlation. *in* SAITO, T. and UJIIÈ, H. (*eds.*), *Proceedings of the first International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy*, 61-80.

笹嶋貞雄・西村進・大木公彦(1980)，鹿児島市花野火砕流の地磁気逆転エピソードとこれによる上部第四系の編年．第四紀研究，**19**，15-21.

SMITH, J.D. and FOSTER, J.H. (1969), Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch. *Science*, **163**, 565-567.

東海地方第四紀研究グループ(1969)，東海地方の第四系．日本の第四系，299-318.

土　隆一(1960)，大井川下流地方の第四系の地史学的考察．地質雑，**66**，639-653.