The Geological Society of Japan

地質学論集　第49号　23-31ページ，1998年3月
Mem. Geol. Soc. Japan, no. 49, 23-31, March 1998

火砕鍵層と変動帯の地質および基盤運動

Pyroclastic key beds and block movements of basement rocks in the mobile belt

三梨　昂*

*Mitsunashi Takashi**

1997年9月26日受付.
1998年1月 4 日受理.
* 入間市新久654-1.
654-1 Araku, Iruma 358-0031, Japan

Abstract

The tracing of pyroclastic key beds, which are defined by a set of several tuff beds, enable the construction of an accurate geologic map. Geologic columnar sections, based on a detailed observation of thickness and characters of pyroclastic and intercalated normal clastic beds, are useful to define and trace the pyroclastic key beds. Lateral changes in the thickness of sediments, intercalated with the pyroclastic key beds, show that the area with the maximum stratal thickness moved stepwise with the progress of geologic time in the Neogene sedimentary basins of the southern Kanto District. The sudden areal movement of the maximum sediment thickness area can be explained with block movements of the basement of the sedimentary basin, and can also be simulated by a scale model experiment and computer analysis with the virtual basement method. Although the position of the boundaries between the blocks in the basement was stable, the amount and direction of the movement along the boundaries changed during the course of geologic time. The analysis of changes in the thickness of the sedimentary beds, using an acoustic reflective section, indicates that the North Tokyo Bay Fault is active and can be related to earthquake events.

Key word : pyroclastic key bed, thickness of sedimentary bed, block movement, and southern Kanto District.

ま え が き

変動帯と呼ばれる日本列島のうち，房総半島中北部の新生代深海堆積物の堆積速度は1000年間に4mにもおよび，通常の深海堆積物の2-3cmと比較すると2桁も大きい（新妻，1976）．この堆積速度は，地区やルート毎に異なり，岩相や層厚の変化も激しい．日本列島の堆積物中には多数の凝灰岩層が挟在しており，これを鍵層として追跡することによって，激しく変化する岩相や層厚を明確に捉えることができる．上下2枚の火砕鍵層の間に挟まれた地層は，下の凝灰岩層が供給されてから上の凝灰岩層が供給されるまでの堆積状況を反映しているので，火砕鍵層が追跡できる地域全域にわたって堆積状況を立体的・定量的に解析することができる．すなわち，「歴史的な現象をcgs単位で表す」ことにより，地球物理学その他の現代科学との連携を可能にしたのである．火砕鍵層追跡によって得られた調査結果は，最大層厚部が時間とともに移動することを明らかにしたが，このような移動は，海底堆積物についての音響探査記録に見出されるものと良く対応し，堆積盆を構成する基盤の激しい変動を反映していることが計算機シミュレーションからも明らかになった．

本論では，この火砕鍵層を追跡する野外調査が行われるようになった背景，経過を述べ，火砕鍵層追跡から明らかにされた基盤運動について述べる．

火砕鍵層追跡の背景と経過

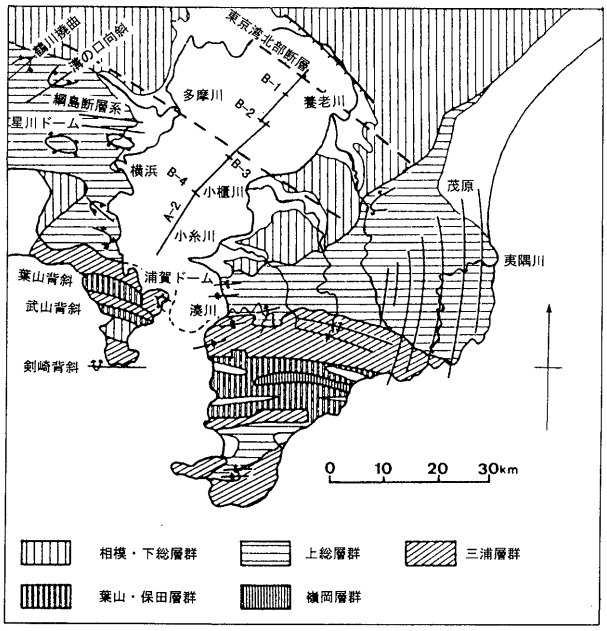
私が野外調査を本格的に開始した当時は，敗戦直後ということもあってか，いろいろなことが否定，あるいは見直しされる時期であった．例えば，地質学会では，地層名命名委員会が中心となって“不整合”，“単層”，“累層”とは何かなどが議論されていた頃のこと，当時の職場であった地質調査所に委員会の人々が来られ，先輩たちとそれらのことについて討論されているのを聞いておおいに啓発されたのだった．私達の職場でも，何か新しい見方や新しい探査法を模索している時期であった．

房総半島東部の茂原ガス田の調査（1948年）に携わったが，この地域は露出が悪く，断層が多いために，最初は何を鍵層にして調査してよいか分からず，苦労した（第1図）．厚さ数cm程度の数枚の砂層を基準にして追跡してみたり，断層の落差を両側の砂泥互層の柱状図を比較して求めようとしていた．その内，厚さ1cmに満たない黒砂（火山砂を当時そう呼んでいた）や桃色の薄い凝灰岩層が追跡できることが分かり，品田氏らと火山灰層を追跡しだした．これは，先輩から指示された訳でもなく，かなり反対が多かった．「目の前で消えるようなもの何故追うの？」，「泥岩層中に凝灰岩層が挟まれていたら，“凝灰質泥岩層”と言うことで良い」，理解を示すような人でも，酒席になると「やっぱり，タフはつなが

©The Geological Society of Japan 1998

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan



第1図 南関東の地質概略図・位置図．A-2は音波探査測線（第8図；加藤，1984a）．

らない！」など，いずれも著名な先輩から言われたことを記憶している．当時は一般に，地質調査の精度を上げるためには，ルート・マップ（路線図）の精度を上げることが必要と考えられていたが，私たちは既に地層に直接スケールを当てて層厚を測る実測法を取っており，薄い凝灰岩や砂層などの層厚の消長を単層の単位で見ていた．しかし，どの程度連続するか自信が持てなかったので，先輩達の批判に逆らわずにもっぱら実績を積むこととした．

層厚を測るのに適した場所では，くわなどで新鮮な面を出し，地層の走向・傾斜を考えて地層面に直交する方向に露頭面を削った．一枚一枚の地層について厚さをスケールで測り，単層内の変化も含めて岩相を細かく観察し，柱状図作成のための記載を行った．記載内容が細かく，その量も多いので，宿に帰ってからその日のうちにロールの方眼紙に百分の1の柱状図としてまとめた．この調査方法は，一般の踏査に比較して時間がかかり，1日に調査できる層厚は300m程度であった．しかし，一般の地質調査での精度は，使用する地形図の縮尺によって制限されるのに対し，地形図の縮尺に関係なく岩相と層序を記載するので，より多くの鍵層をみつける可能性が大きい．そのため，岩相や層厚の変化が著しい場合や地質構造の複雑な場合などに有効である．また，多少の経験を積むと誰がやっても同じ柱状図が得られ，地層の対比基準が柱状図上に明示されるので，作成された地質図は，後の調査による追試や改定が容易である，などの特徴を持っている．

これらの成果は，地質柱状図など（三梨，1954；三梨・矢崎，1958；三梨ほか，1959），富津・大多喜図幅（三梨ほか，1961），茂原ガス田図（石和田ほか，1971），特殊地域図「東京湾とその周辺の地質」（三梨ほか，1976，1979；鈴木ほか，1995）によって公表されている（第2図）．

房総半島調査を南関東域に拡大するとともに，秋田や新潟の油田図幅の調査にも火砕鍵層追跡を試みた．秋田・新潟地域では，第四紀から後期中新世の地層では，火砕鍵層が良く連続するが，それより下位の地層では類似する凝灰岩層が多く，褶曲構造などを越えての対比は難しかった．その点では，南関東の方が火砕鍵層の追跡がやりやすいようである．このように調査地域を拡大した頃には，火砕鍵層もようやく市民権を得るようになったが，野外で火砕鍵層を追跡・認定することによって層序的な予測が次々と的中するのが結構楽しかった．

鍵層の認定と追跡

三浦半島の三浦層群については，2万5千分の1地質図（三梨・矢崎，1968）を刊行したが，房総半島の三浦層群については大分遅れて完成した（三梨ほか，1979）．三浦半島・房総半島における三浦層群の対比には，Ok（大楠山）・Hk（東小路）・So（塩汲み）・Nt（日蓮）・Bg（番号）などと名付けた火砕鍵層が役立つ．

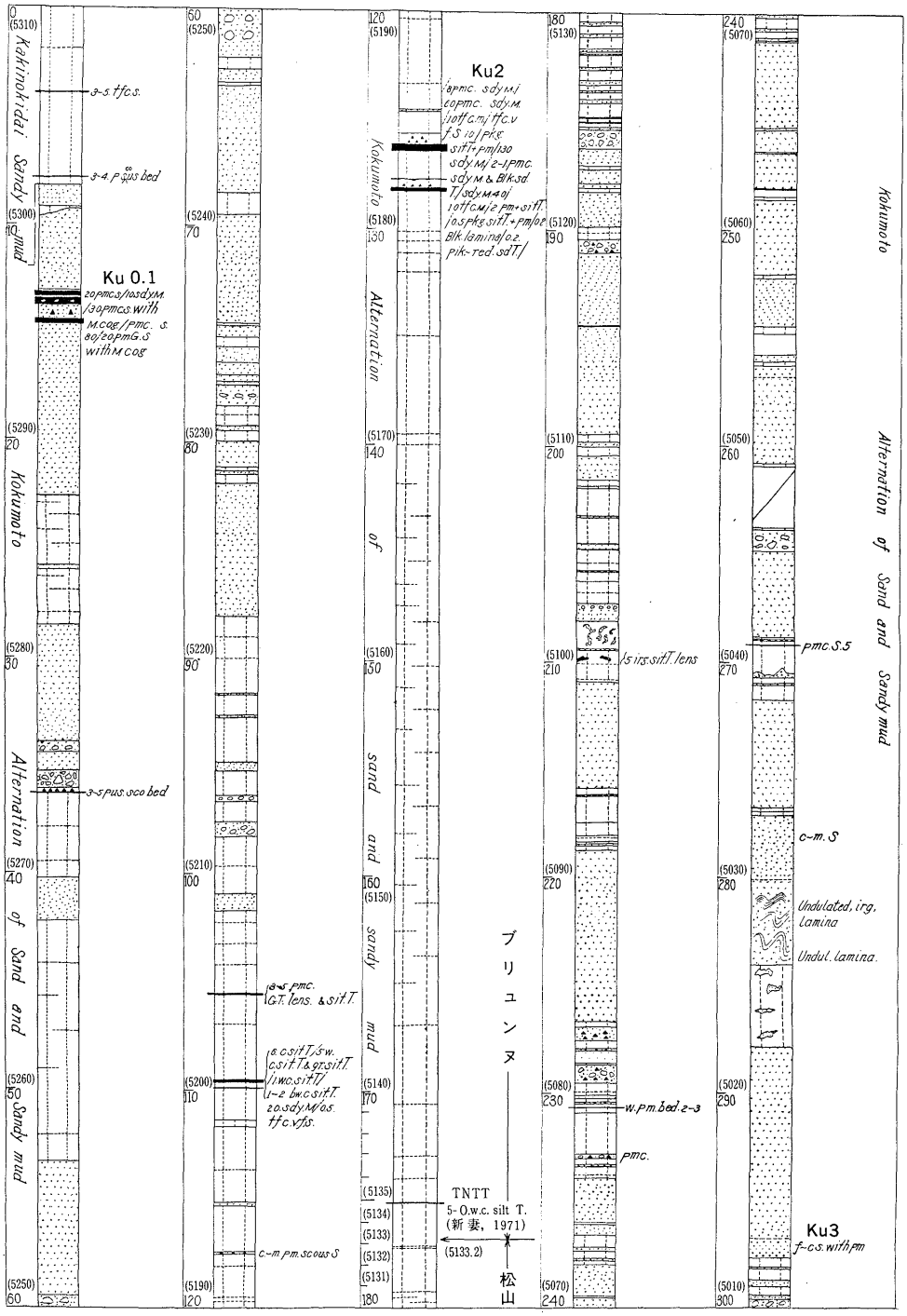
Ok層は模式地の三浦半島から房総半島まで広く追跡でき，10-50cmの8枚程度のゴマシオ状凝灰岩層の組み合わせからなり，下位から3番目と4番目のゴマシオ状凝灰岩層Ok4とOk3の間には赤紫色のガラスを含む数cmのスコリア層を挟む（三梨・矢崎，1958；第3図）．野外における観察において，類似した岩相であっても同一の火砕鍵層と認定するには困難な場合あり，誤った認定によって混乱を生じることがある．このような誤りを避けるために，一枚の凝灰岩層だけに頼らないで，2-3枚の凝灰岩層を組み合わせて火砕鍵層を定義して用いる必要がある．野外調査で岩相に特徴があり，見つけ易い凝灰岩層の上下数十m，ときには数百mの層準範囲内で凝灰岩層を観察記載し，これらを一組として火砕鍵層とする．一般に，1m以上の厚さをもつ凝灰岩層は，均質で固結度が低いために侵食され易く，凹部になったり，草木が生えて見つけにくい場合が多い．

野外で追跡した火砕鍵層を構成する凝灰岩層が同一であるかどうかは，それぞれの凝灰岩層の重鉱物組成や火山ガラスの化学組成を比較することによって確かめることができる．火砕鍵層Okの下位の4枚のゴマシオ状凝灰岩層Ok1，Ok2，Ok3，Ok4の重鉱物を1,000個カウントして組成を求め，角閃石と火山ガラスの化学組成を測定したところ，試料採取地点が異なっていても一枚一枚の凝灰岩層は同じ組成を持っており，互いに区別できることが確認された（卜部ほか，1990；卜部，1992；第3図）．一枚一枚の凝灰岩層は，それぞれ火山の噴火や火山灰の降下・堆積などの出来事と対応した独立した記録であるために，Ok鍵層群などと一括して追跡することは対比の本質を損なうこととなり，基本は一枚一枚の凝灰岩層の追跡である．

房総半島の金谷（第3図のC地点）では，Ok1-Ok4の4枚のゴマシオ状凝灰岩層の間の正常堆積物が薄くなり，岩相も砂質になるためにゴマシオ状凝灰岩と区別が付きにくく，1枚の厚い凝灰岩層のように見える．蟹江ほか（1991）は，この1枚に見える凝灰岩にFd（不動岩）という別名を提案す

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan



第2図 養老川沿いの地質柱状図（鈴木ほか，1995より）．上総層群上部の柿の木台層と国本層でブリュンヌ/松山磁極期境界の地球磁場逆転層準（新妻，1971）を含んでいる．

るとともに，房総半島に追跡できるOk鍵層をSk（志駒川）と別の凝灰岩としている．しかし，Ok鍵層では，ゴマシオ状凝灰岩Ok 3とOk 4の間に赤紫色のガラスを含むスコリア層が挟在していることから，これらの凝灰岩層は，Okと認定することができる．

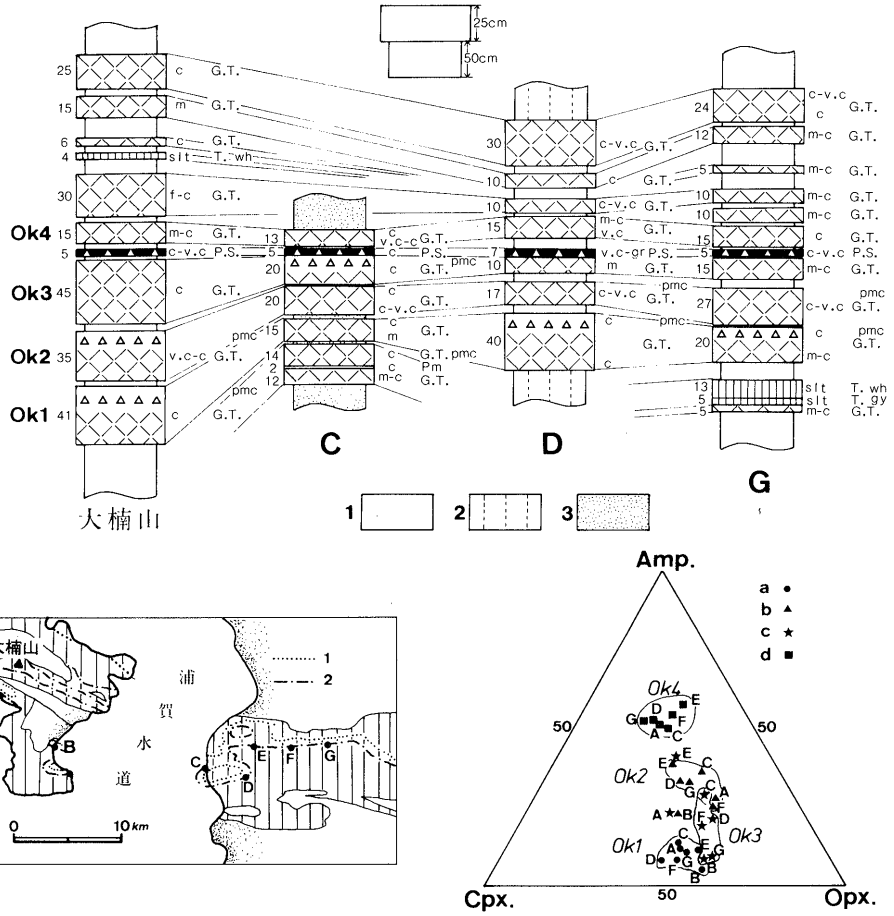
層厚変化による堆積単元の形態的特徴

1. 上総層群

房総半島の上総層群における火砕鍵層を追跡することによって，層厚の側方変化形態が明らかになった．地層は，最大層厚部として側方に収斂するレンズ状の堆積単元から構成されており，その最大層厚部は一定期間同じ位置に留まるが，急に移動して再び留まることを繰り返すことから，最大

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan



第3図 三浦層群の火砕鍵層 Ok の地質柱状図と重鉱物組成．露出地点は，大楠山：模式地（三梨・矢崎，1958），A：佐島，B：菊名，C：金谷海岸，D：東和石材，E：白狐，F：相川，G：稲子沢．柱状図において凝灰岩の厚さは，挟在する正常堆積物（1：泥岩，2：泥質砂岩，3：砂岩）の厚さの倍にとってある．凝灰岩の岩相は，T.：凝灰岩，G. T.：ゴマシオ状凝灰岩，slt T.：シルト凝灰岩，v.f. T.：微細粒砂凝灰岩，m.T.：中粒砂凝灰岩，c.T.：粗粒砂凝灰岩，v.c. T.：極粗粒砂凝灰岩，gr. T.：細礫凝灰岩，Pm：浮石，pmc：浮石質，wh：白色，gy：灰色．
火砕鍵層 Ok 下部の4枚のゴマシオ状凝灰岩（a：Ok 1，b：Ok 2，c：Ok 3，d：Ok 4）の重鉱物組成．Amp：角閃石，Cpx：単斜輝石，Opx：斜方輝石．

層厚部の位置が一定に保たれている期間に堆積した堆積物を a_1, a_2, a_3, b, c と5つの堆積単元に分けることができる（三梨，1977；第4図）．堆積単元 a_1, a_2, a_3 においては，その最大層厚部はその下位と整合関係にあり，1）この最大層厚部の位置では構成する各単層の厚さも最大となり，下位の堆積単元と明瞭に区別できる，2）堆積単元の下底部には深層型海底地辷り層が発達する，3）この海底地辷りによってもたらされた海底地辷り層を構成する単層の層厚変化は下位の堆積単元と同じである，などの特徴を持っている．これは，海底地辷り層が新たな沈降部の発達に伴って形成されたことを示唆している．

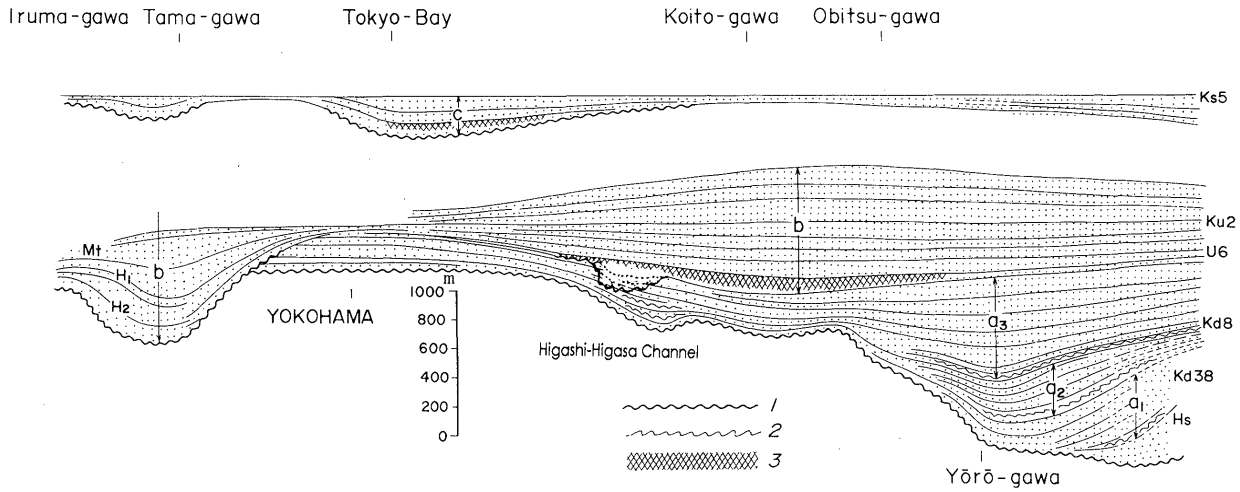
堆積単元 b と c では部分的にチャネル状に下位層を侵食しており，単元の基底には粗粒堆積物や表層型海底地辷りが発達する．また，褶曲構造の発達するところでは，向斜部に下位層を侵食するチャネル構造（従来，部分不整合とされていた）が発達する．b 単元では，東日笠チャネル c 単元では長浜層基底が北に開いた湾入状凹部にチャネル構造が発達する．これらは，堆積単元の堆積中に堆積盆地全体が大きな地殻変動を伴っていたことを示唆している．

東日笠チャネルの発達する千葉県富津市高溝の湊川沿岸では，岩相と層厚変化から5つの堆積単元に更に区分できる（第5図）．各単元は 50–70 m の層厚をもち，シルト礫や貝化石を含む中礫ないし細礫の礫層に始まり，上位に向かって細粒化する何回かの小堆積サイクルを経て，最上部は砂泥互層になり，東日笠層として周囲の地層と区別されている．各単元の粗粒な基底部は周囲の上総層群や下位の東日笠層を著しく削り込むが，最上部の砂泥互層は周囲の上総層群内に連続する．この東日笠層は向斜軸に沿って分布しているが，層厚変化と海底地辷りの辷り方向から，この向斜構造は東日笠層堆積時に既に存在し，成長していたことが明らかにされた（Yamauchi et al., 1996）．堆積物は西方から向斜軸に沿って供給されたと考えられる．

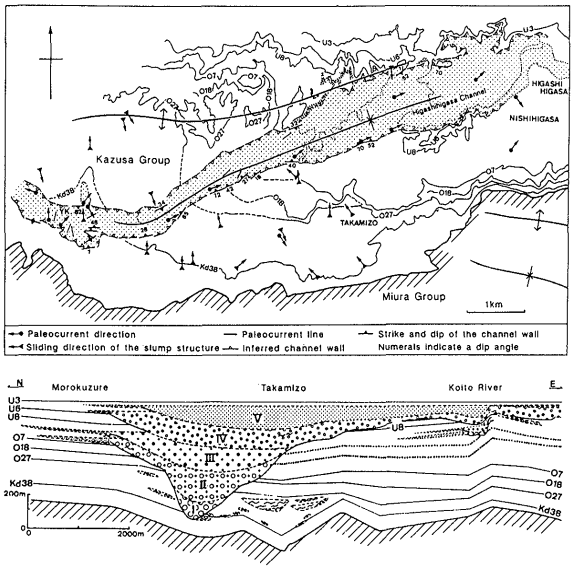
房総半島北部は，北西傾斜の単斜構造であるために地表で追跡できる鍵層は北東–南西方向であり，北西–南東方向の層厚変化を知ることはできない．しかし，三浦半島北部およびそれ以北地域では褶曲構造が発達するために，同じ鍵層が繰

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan



第4図　房総半島養老川から東京湾，横浜を経て多摩川，入間川に至る上総層群の堆積・層厚変化図．Ks5，Ku2などの実線は，数枚の凝灰岩層によって定義された火砕鍵層．最大層厚部（a_1，a_2，a_3，b，c）が層準とともに段階的に位置を変えている．1：不整合，2：深層海底地辷り，3：表層海底地辷り．



第5図　湊川流域の東日笠チャネル埋積物とその周辺の火砕鍵層を挟在する上総層群（Yamauchi et al., 1990）．
地質図（上図）において，点部：東日笠チャネル埋積物，U3-8，O7-27，Kd38：上総層群の梅ヶ瀬層，大田代層，黄和田層中の火砕鍵層．
堆積・層厚変化図（下図）において，I－V：東日笠チャネル埋積堆積物の堆積サイクル．

り返し地表に露出し，層厚の平面的変化を観察することができる．火砕鍵層Mt（宮田）とH2（第二星川）の二枚の火砕鍵層の間の層厚と堆積相は，溝の口向斜部で最大の600 mで上部浅海，星川ドーム構造の頂部で最小の17 mで下部浅海であり，堆積環境は変わらずに地質構造が成長したことが分かる．

2.　三浦層群

三浦半島の三浦層群は，上総層群の場合と同様，時代とともに最大層厚部が段階的に移動する堆積単元に区分できる．この形態は，1）最大層厚部から南方へ収斂して薄くなり，下位の堆積単元の上に連続して堆積している，2）最大層厚部の北方では，薄化しつつアバットまたはオーバーラップする，3）各堆積単元の最大層厚部の岩相は，深海環境を示す泥岩ないし砂泥互層からなるが，収斂部では凝灰質砂岩であり，ときに斜交葉理が発達する．この堆積形態は段階的に北方にできる沈降部を深海堆積物が埋積していく状態を現わしている（第6図）．

三浦半島南端の城ケ島周辺は海食台が発達し，火砕鍵層追跡に格好の場所である．城ケ島と三崎の間には褶曲軸面が南に倒れる剣崎背斜が存在しており，背斜の両翼で火砕鍵層が追跡可能である．火砕鍵層間の正常堆積物の層厚は，南翼では薄く，北翼では厚く（第7図），これらの火砕鍵層堆積当時からこの褶曲軸部が地殻変動の境界であったことが明らかになった．堆積当時は剣崎背斜北翼部の沈降が激しく，堆積後に北翼部が隆起に転じてこのような地質構造が形成されたのである．

最大層厚部の移動と基盤運動

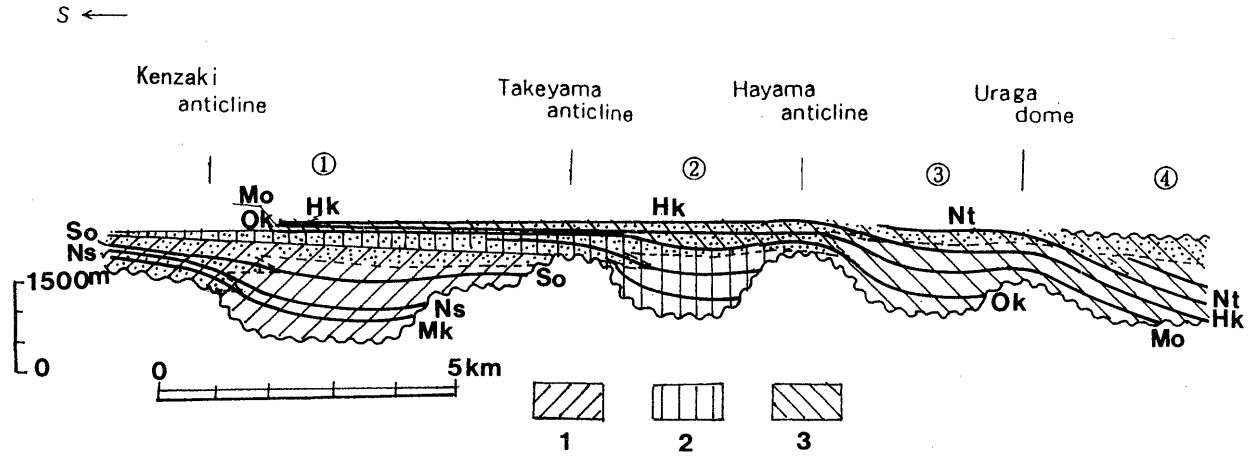
南関東の上総層群および三浦層群において，火砕鍵層に挟まれる堆積物の層厚の側方変化から最大層厚部が段階的に移動することが明らかになり，堆積当時の地殻変動を反映する堆積単元区分がなされた．海域では音波探査断面によって陸域で捉えられた堆積単元を連続的に追跡することが可能になった．

地表調査における火砕鍵層の追跡によって明らかにされた堆積単元③から④の延長は，東京湾においても音波探査断面（第8図；加藤，1984 a）によって追跡でき，北方に薄化してオーバーラップする関係が捉えられ，その上を覆う上総層群も陸域と対応されている（三梨，1990 a）．

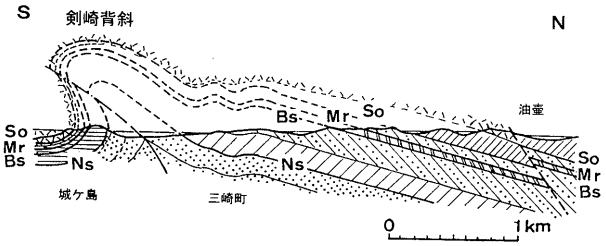
房総半島東方では，深度2 kmでほぼ平坦な三浦層群・上総層群境界の黒滝不整合にたいして上総層群がオフ・ラップと呼ばれる形態で載り（相場・円谷，1981），その最下位の層準は，房総半島東岸の陸域に露出する上総層群の最下位より

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan



第6図 火砕鍵層による三浦半島の三浦層群堆積相・層厚変化図．断面方向は南北．火砕鍵層：Nt，Hk，Mo，Ok，So，Ns，Mk．1-3：三浦層群の下部，中部，上部の泥岩あるいは砂泥互層．点部は凝灰質砂岩でときに斜交葉理が発達する．①②③④は，三浦層群下部，中部，上部における最大層厚部を表しており，最大層厚部が層準とともに段階的に北方に移動していることが分かる．



第7図 三浦半島南端の城ケ島付近の剣崎背斜周辺の層厚変化．断面線は，城ケ島から油壺にいたる南北方向で，縦横比は1：1．So，Mr，Bs，Ns：火砕鍵層．剣崎背斜は，城ケ島において北に傾斜した断層をともなう背斜軸面を持ち，背斜軸部を境に火砕鍵層に挟まれる堆積物の層厚が急変している．

も1,200m下位に当たる．このオフ・ラップする上総層群の堆積は，堆積盆地基盤を構成する基盤の地殻変動に起因するので，仮想基盤変位法（Kodama et al., 1985）を用いた計算機シミュレーションを行った（三梨ほか，1986；三梨，1990 b）．仮想基盤の深さは，黒滝不整合面下2kmに設けた結果，1）上総層群の最下部および下部は20-30kmの比較的狭い間隔で基盤が大きく変位し，上位の地層になるに従い基盤の変位は少なく，広い間隔の撓曲変形となっている，2）ほぼ同じ位置で基盤がずれることが多く，基盤が地塊運動をしており，ずれる方向は変化し，反対方向になって変位が相殺されることもある，3）オフ・ラップ構造の大部分は上総層群下部の堆積期間中に完成している．

基盤の変位がその上に堆積する堆積物の形態をどのように支配し，どのように変形させるかをシミュレートするために，粉体によるスケール・モデル実験が行われている（国安，1982）．基盤の動きを，堆積物の層厚分布を満足するように与え，その動きが被覆層をどのように切断し，変形させるかを明らかにした（第9図）．この実験結果は，三浦半島南端の城ケ島付近に発達する剣崎背斜部において火砕鍵層を使って求められた層厚変化と褶曲構造を良く復元している．被覆層を切断する断層は，上方が力学的に開放されているので，重力の作用によって湾曲する．Step 1・Step 4では，下向き運動のため下降する基盤側に湾曲する．Step 6からは降下していた基盤が上昇に転じるが，Step 10までは既存の断層に沿う変位は見かけ上，上昇基盤側が落ちる正断層のように見える．上昇する基盤と反対側に湾曲した新たな断層が形成される．Step 12では基盤の動きは相殺されているので，基盤は変位しないで被覆層のみが水平圧縮によって断層に切断変形しているように解釈されるが，断層の動きは基盤の上昇を反映した逆断層となっている．

関東地域の地殻運動の特徴

関東平野全体としては，三浦層群とその相当層は，北側と南側の2つの堆積盆に分かれて発達し，上総層群はこれらにまたがって発達する．上総層群では，最大層厚部が三浦半島側のものは北方へ，房総側のものは北西方へ移動した形をとっており（第10図），南側の三浦層群の発達形式は，最大層厚部が房総側と三浦半島側にあって，下位から上位に向かって北方へ移動する形をとっている（第11図）．北関東では，上総層群中部梅ヶ瀬層上部の火砕鍵層（Mt-H2）まで追跡できるが，地下には層厚300-400mの黄和田層までが連続して分布している．

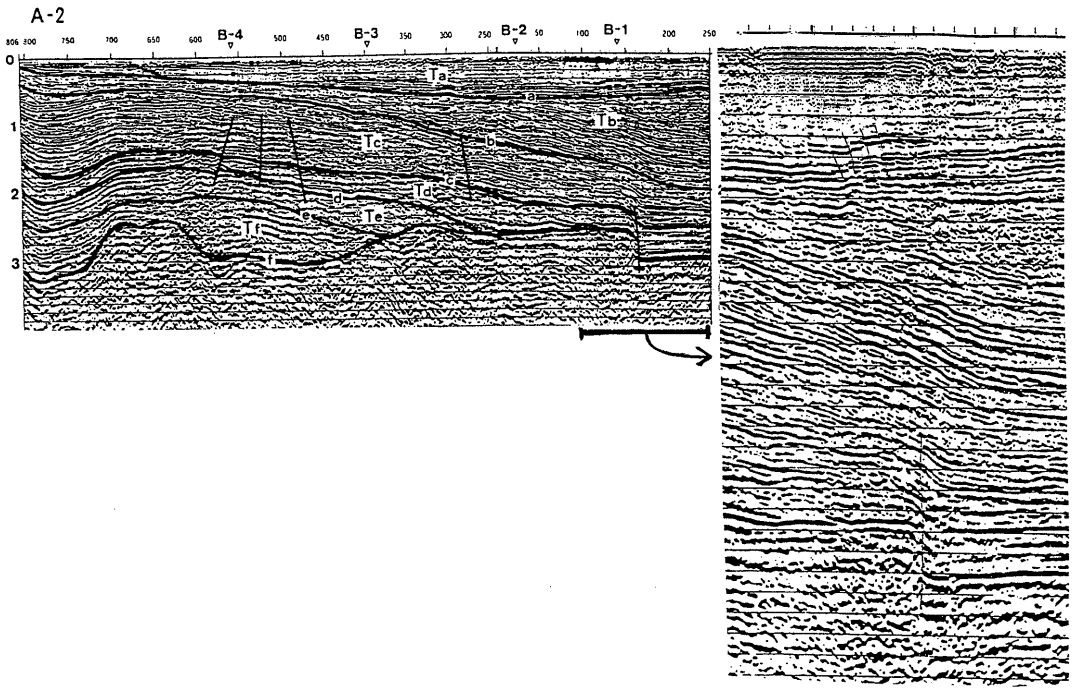
上総層群上部の最大層厚部は加須低地と呼ばれる沈降帯の位置である．

上総層群中部の最大層厚部が溝の口向斜を中心に発達するが，その両翼部では急激に厚さを減ずることから基盤断層の存在が推定される．これらの基盤断層の変位によって南落ち高角逆断層の綱島断層系および鶴川撓曲が形成されている．過去20年間の30km以浅の震央分布が対応することと，その発震機構が多摩丘陵の隆起運動と整合的であることから，現在の地殻変動と関係していると推定される（三梨ほか，1994）．

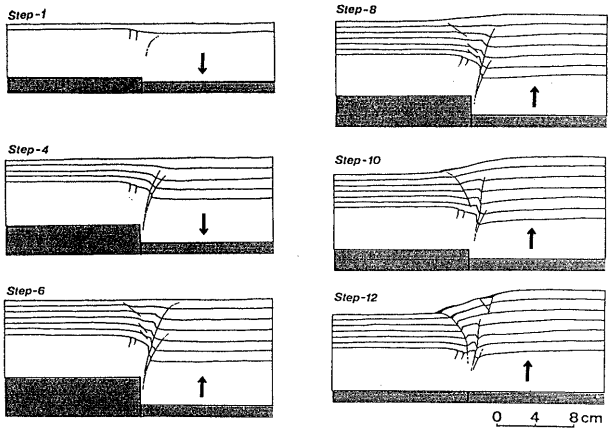
東京湾の震央集中域との関係から，三浦層群最上部Td層と基盤を変位させている東京湾北部断層が注目されている（第8図右）．この断層の直上から南にずれた所に下総層群

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

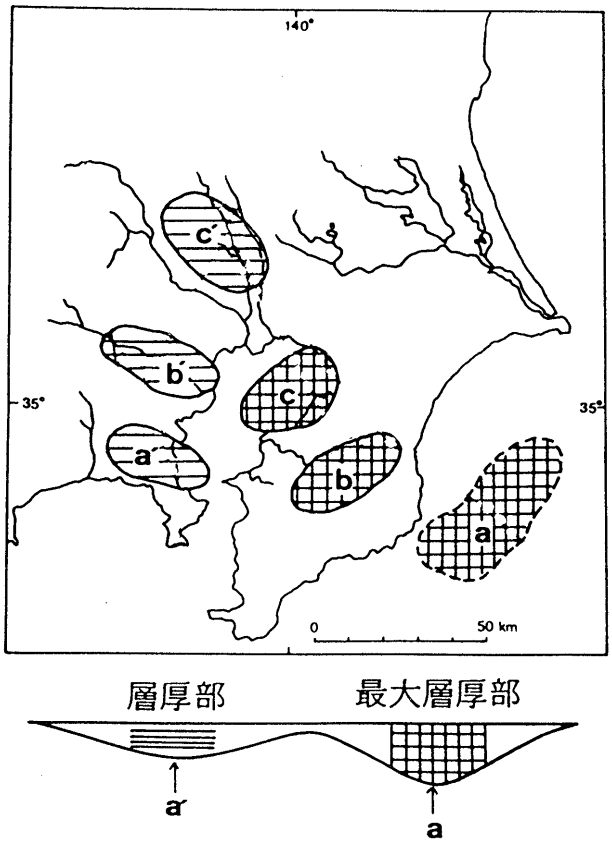


第8図　東京湾の音波探査断面．探査測線は第1図のA-2．加藤（1984a）の音波探査断面に境界を加筆．縦軸は深度（km）．Ta：下総層群および上総層群上部，Tb：上総層群中部，Tc：上総層群下部，Td：三浦層群最上部，Te：三浦層群上部．右図は，探査測線の北端部を拡大したもので，探査断面下部に東京湾北部断層が堆積物を変位させており，その上部では堆積層の層厚が急変している．



第9図　基盤地塊の変位に伴う被覆層の変形．粉体を用いたスケールモデル実験結果（国安，1982）．右側の基盤が沈降（Step 1-4）の後，変位方向を逆転して隆起に転じ（Step 6-10），変位のない状態（Step 12）に戻った場合の被覆層の層厚変化と変形を示している．

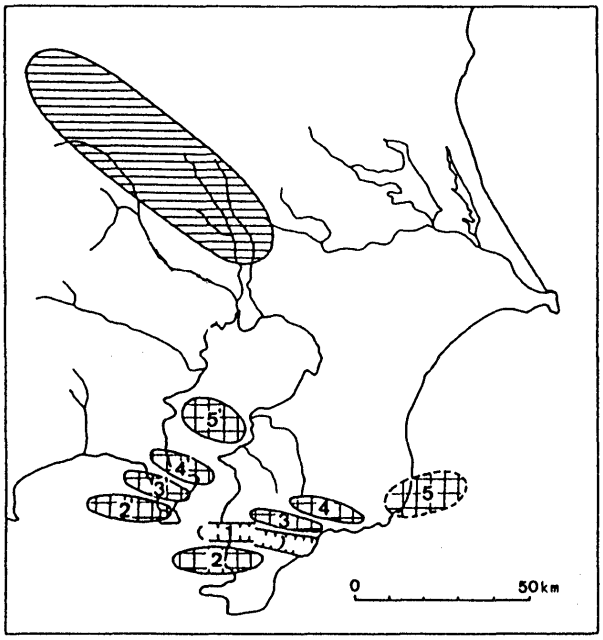
Ta層を切る南落ち逆断層が確認されるが，東京湾北部断層は関係ないとの考え（加藤，1984b）もある．しかし，これらの断層付近の堆積層の層厚変化をみると，上総層群中部Tb層の最大層厚はこの東京湾北部断層よりも北側（右）にあり，その上位のTa層の沈降の中心はこれらの断層の南側（左）に移動していることから，東京湾北部断層の北側（右）が隆起に転じていることが明らかである．基盤の地殻運動が反転すると，スケール・モデル実験（第8図）でも明らかなように，沈降側である南側（左）に湾曲する逆断層の形成が予想されるが，Ta層の逆断層がそれに対応している．従って，東京湾北部断層はその変位方向を変換しながら活動を続けてお



第10図　南関東における上総層群の最大層厚部の段階的移動（三梨，1990b）．a，b，cは第4図の最大層厚部に対応．

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan



第11図 南関東における三浦層群の最大層厚部の段階的移動. 1：三浦層群下部（佐久間層・木の根層），2：三浦層群中部（天津層下部），3：三浦層群中部（天津層上部），4：三浦層群上部，三浦層群最上部.

り，現在起こっている地震との関連が考えられる.

ま と め

1) 日本各地の堆積岩には数多くの凝灰岩層が挟在しているので，数枚の凝灰岩層を一組として火砕鍵層を定義し，野外で追跡することによって高精度の地質図を作成することができる.

2) 火砕鍵層を定義したり，野外で追跡するためには，露頭をくわなどで削って地層面に直角に新鮮な面を出し，一枚一枚の単層について厚さをスケールで測り，単層内の変化も含めて岩相を細かく観察し，宿に帰ってからその日のうちに百分の1程度の柱状図としてまとめる調査法が必要である.

3) 上下2枚の火砕鍵層に挟まれている堆積物の厚さを測定することによって，正確な層厚変化を調査地域内で知ることが可能である.

4) 関東地域では，火砕鍵層を用いた層厚変化により堆積単元区分が可能になり，各堆積単元の最大層厚部の位置は段階的に急変することが明らかになった. この段階的急変は，堆積盆の基盤が堆積中に変動していることの現れであり，仮想基盤変位法などのシミュレーションで再現することができる.

5) 堆積物の層厚変化はある線を境界として起こっていることから，断層によって地塊化された堆積盆基盤の地殻変動が予測される. この基盤の断層に沿う地殻変動の向きは，一定しておらず時代によって向きを反転することがよく起こる.

6) 堆積盆基盤断層の変位方向が反転した場合の堆積層の層厚変化や堆積層を切る断層の形成は，スケール・モデル実験で再現することができ，南関東地域における火砕鍵層を用いて明らかになった層厚変化を良く説明する.

7) 東京湾北部断層は堆積盆基盤を切断しているが，東京湾における音波探査断面によると，変位方向を変換させながら現在も活動していることが層厚変化から知ることができ，震源との対応が示唆される.

文 献

相場淳一・円谷博明，1981，三陸沖-千葉沖にみられる第三紀以降の不整合について. 海洋科学，**13**，168-174.

石和田靖章・三梨 昂・品田芳二郎・牧野登喜男，1971，日本油田・ガス田図10「茂原（1：50000）」. 地質調査所.

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**，135-155.

加藤 茂，1984 a，東京湾におけるマルチチャンネル反射法音波探査. 水路部研報，no. 19，1-57.

加藤 茂，1984 b，東京湾の海底地質構造. 地学雑，**93**，119-132.

Kodama, K., Long, X. and Suzuki, Y., 1985, Structral analysis of deep-seated volcanic rock reservoirs by tectonhic simulation. *ESCAP Tech. Bull.*, **17**, 61-79.

国安 稔，1982，スケールモデル実験からみた反転褶曲の形成過程. 月刊地球，**4**，78-84.

三梨 昂，1954，房総半島鬼泪山南部の地質. 地質雑，**60**，461-472.

三梨 昂，1977，層厚変化による堆積層の区分単元とその基盤運動. 藤岡一男教授退官記念論文集，249-260.

三梨 昂，1990 a 編，関東堆積盆および東京湾周辺地域の地質断面図. 高浜印刷所，松江.

三梨 昂，1990 b，関東堆積盆南部のシンセディメンタリー・テクトニクス. 地質学論集，no. 34，1-9.

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

三梨 昂・安国 昇・品田芳二郎，1959，千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序—養老川・小櫃川流域地質調査報告—. 地調月報，**10**，83-98.

三梨 昂・矢崎清貫・影山邦夫・島田忠夫・小野 暎・安国 昇・牧野登喜夫・品田芳二郎・藤原清丸・鎌田清吉，1961，日本油田・ガス田図4「富津-大多喜（1：50000）」，地質調査所.

三梨 昂・矢崎清貫，1968，日本油田・ガス田図6「三浦半島」，地質調査所.

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，1976，10万分の1東京湾とその周辺地域の地質. 特殊地域図（20），地質調査所.

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東京湾とその周辺地域の地質説明書. 特殊地域図（20），地質調査所.

三梨 昂・相場淳一・小玉喜三郎・鈴木尉元・山内靖喜・大久保秀一・渡辺直記，1986，関東堆積盆の仮想基盤変位法による解析とその検討について. 情報地質，**11**，105-119.

三梨 昂・杉本 実・小玉喜三郎，1994，横浜地域における地質・基盤構造と震央集中域との関係（2）. 第4回環境地質シンポジウム論文集，339-341.

新妻信明，1971，地球磁場逆転と古環境並びに有孔虫群集変化について. 第四紀研究，**10**，60-68.

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.

鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・卜部厚志・遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊地隆男・山内靖喜・中嶋輝允・徳橋秀一・楡井 久・原 雄・中村俊雄・奈須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座栄一，1995，10万分の1東京湾とその周辺地域の地質（第2版）説明書. 特殊地域図（20），地質調査所.

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

卜部厚志, 1992, 三浦・房総半島における火砕鍵層対比—重鉱物組成と化学組成による再検討—. 地質雑, **98**, 415-434.
卜部厚志・佐目元昭・秋山晋二・椿　和弘・山内靖喜・三梨　昂, 1990, 房総半島中部西岸・浦賀水道地域の第三系の地質構造. 地質学論集, no. 34, 31-44.
Yamauchi, S., Mitsunashi, T. and Okubo, S., 1996, Growth pattern of the early Pleistocene Higashihigasa submarine channel, Boso Peninsula, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan,* **96**, 523-536.

（要　旨）

三梨　昂, 1998, 火砕鍵層と変動帯の地質および基盤運動. 地質学論集, 第49号, 23-31.
(Mitsunashi, T., 1998, Pyroclastic key beds and block movements of basement rocks in the mobile belt. *Mem. Geol. Soc. Japan,* no. 49, 23-31.)

数枚の凝灰岩層を一組として火砕鍵層を定義し，野外で追跡することによって高精度の地質図を作成することができる．火砕鍵層を定義したり，野外で追跡するためには，一枚一枚の単層について厚さをスケールで測り，単層内の変化も含めて岩相を細かく観察し，柱状図としてまとめる調査法が必要である．上下2枚の火砕鍵層に挟まれている堆積物の厚さを測定することによって，正確な層厚変化を知ることが可能になり，関東地域では各堆積単元の最大層厚部の位置は段階的に急変することが明らかになった．この段階的急変は，堆積盆基盤の断層に沿った変動が堆積中に進行したことの現れであるが，断層に沿う変動の向きは，時代によって向きを反転することが判明した．南関東地域における火砕鍵層を用いて明らかになった層厚変化は，スケール・モデル実験で再現することができる．東京湾北部断層は堆積盆基盤を切断しているが，東京湾における音波探査断面によると，変位方向を変換させながら現在も活動していることが層厚変化から知ることができ，震源との対応が示唆される．

NII-Electronic Library Service