

# URBAN KUBOTA

アーバンクボタNo.18 APRIL 1980 株式会社クボタ

## 目次

特集 = 関東堆積盆地

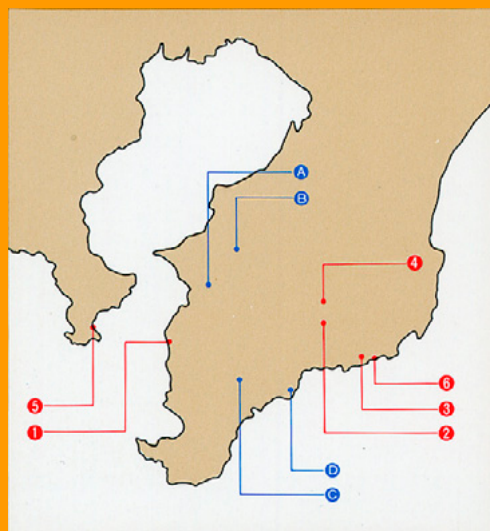
1 関東堆積盆地	
関東堆積盆地の土台 鈴木尉元	2
関東堆積盆地の構造とその発達 三梨昂	6
古東京湾 菊地隆男	16
台地の成立 小玉喜三郎・鈴木尉元	22
相模堆積盆地 岡重文	26
2 造構運動のモデル	
小玉喜三郎・鈴木尉元・三梨昂	34
3 座談会・関東堆積盆地をめぐって	
関東堆積盆地	36
三梨昂・菊地隆男・小玉喜三郎・堀口万吉	
地盤沈下の歴史と現況	42
近藤精造	
地下流体資源と広域的流動	45
榆井久	
地震と地質構造	51
堀口万吉・鈴木尉元	
城ヶ島西端の小断層系	56
小玉喜三郎	

写真 A ~ D の解説は表 2 にあります。

発行所 = 株式会社クボタ  
大阪市浪速区敷津東 1 丁目 2 番 47 号  
発行日 = 1980 年 4 月  
第 5 刷 = 1997 年 3 月

編集製作 = (有)アーバンクボタ編集室  
印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場  
主要図版作製 = 巧凡社

表紙および扉写真位置図



表紙カラー写真 -

房総半島中西部の鋸山向斜。千葉県富津市金谷の明鐘岬付近。右端の2本の電柱付近の地層は、50前後の傾斜で左方に傾き、中央部ないしそれより左方の地層は、やはり50前後の傾斜で右方に傾く。向斜軸は、右から2本目と3本目の電柱の間にある。向斜を構成する地層は、三浦層群の稲子沢層・萩生層とその上に平行不整合に重なる竹岡層であるが、写真の範囲内では、スコリヤ質砂岩・凝灰岩・凝灰質泥岩との互層からなる萩生層がみられる。

三浦層群清澄層中に発達するHK凝灰岩。千葉県君津郡上総町札郷。露頭の右下の白色部分（撮影のさいこの部分だけ表層を削っている）の地層がHK凝灰岩（有色鉱物の散る白色粗粒凝灰岩、厚さ約1.5m）。その上は砂岩・泥岩互層からなる清澄層。清澄層は40前後の傾きで左方に傾き、それをほぼ水平に切って段丘堆積層が不整合に重なる。

三浦層群清澄層中に発達する断層系。千葉県勝浦市。房総半島東岸沿いには正断層や逆断層など多数の断層系統が発達する。とくに南北方向の正断層が集中的に発達し、しかも東側に落差のある断層が卓越するため、地殻は階段状に太平洋側へ低下している。

上総層群梅ヶ瀬層の岩相。千葉県君津郡上総町坂畑付近。梅ヶ瀬層は、主として砂勝ちの砂泥互層からなるが、泥勝ちの砂泥互層をはさむ。写真の場所は、砂岩（白っぽい層）と泥岩（濃い灰茶色の層）がほぼ等量の互層をなす。

南下浦断層の露頭。神奈川県三浦市南下浦町高抜。東西性の高角度逆断層で、更新世中期の相模層群（写真の右側）の上に、中新世の三浦層群（写真の左側）がのしあげている。この断層は、更新世後期の武蔵野ローム層までを切る活断層。

上総層群基底の黒滝不整合。千葉県勝浦市鶴原付近。不整合面は、写真の左端やや上部から写真中央部にかけて右下りに下位層を切る線で、それより上位の地層は、泥岩の巨礫を含む凝灰質砂岩層からなる。下位層は、泥岩と砂岩の互層からなる三浦層群清澄層。三浦層群最上部の安野層はけずりさらされている。

（文 = 鈴木・小玉，写真 = 編集部）

扉カラー写真 A ~ D

A 上総層群市宿層のクロスラミナ。千葉県君津郡大佐和町「浅間山」付近。市宿層は、細礫を含む粗ないし中粒砂からなり、しばしば写真にみるようなクロスラミナ（斜交葉理）が発達する。地層面は、10以下の傾斜で左下りで傾くが、クロスラミナは30°あまりの傾斜で左方に傾く。

B 下総層群藪層中の貝化石層。千葉県木更津市藪西南方。藪層は、細～中粒砂を主とし泥層をはさむ地層であるが、写真にみるように貝化石層がしばしばはさまれる。

C 保田層群増間層。千葉県安房郡三芳村増間のダム付近。増間層は、泥岩と白色凝灰岩との互層からなるが、写真にみられるように、地層は殆んど垂直にたっており、摺曲・断層により構造はかなり複雑である。

D 保田層群上に分布する玄武岩の枕状溶岩。千葉県鴨川市新屋敷南東方の海岸付近。

（文 = 鈴木，写真 = 編集部）

Kubota



# 関東堆積盆地の土台

鈴木尉元 = 通産省工業技術院地質調査所

## はじめに

本州の中央部に位置する関東平野は、日本列島のなかで最も大きな広がりをもつ平野である。この関東平野を中心に、関東堆積盆地が発生する。すなわちここには、新第三紀・第四紀の地層があつく堆積して、古生代・中生代・古第三紀の古い地層は周辺の山地部にのみ分布し、堆積盆地内には露出していない。しかし、新第三系・第四系の被覆層をはいでしまうと、その下から古い地層が顔をだすことになる。この新第三系・第四系の入れ物は、東西と南北方向に直線的で多少いびつになったお盆のような形がみられるはずである。つまり、このお盆のような入れ物を、新第三紀・第四紀の堆積物がうめていることから関東堆積盆地とよばれるわけである。ここでは、この堆積盆地の土台の構造について検討する。

## 西南日本の帯状構造

本州は、直線的な東北日本と西南日本からなり、両者は、関東地方で接している。西南日本は、図1にみるように、内側から飛騨帯、美濃・丹波帯、領家帯、三波川帯、秩父帯、四万十帯に分けられる。飛騨帯は、中核部の飛騨変成岩コンプレックスと南東縁辺部の船津花崗岩からなり、その外側に、幅数 km の飛騨外縁構造体が発達する。最近、宇奈月の結晶片岩から化石が発見され、その時代が上部古生代に確定した(広井, 1978)。しかし、中核部の岩体には、先カンブリア地域に多いグラニュライト相がみられ、中国大陸の摩天嶺系との岩相の類似から先カンブリア界の存在が暗示されている。

美濃・丹波帯は、非変成の古生層ないし下部中生層がひろく分布し、褶曲や断層でかなり複雑な構造をもっている。領家帯は、花崗岩類がひろく分布し、低圧高温型の変成岩が断片的に分布することによって特徴づけられる広域接触変成帯である。三波川帯は、主として塩基性片岩・泥質片岩・砂質片岩など低温高圧型の変成岩類からなり、変輝緑岩・変はんれい岩・起塩基性岩類をとまう。なお、領家帯と三波川帯とは、中央構造線とよばれる大断層によってへだてられている。中央構造線より内側は内帯、外側は外帯とよばれる。

秩父帯は、主に非変成ないし弱変成の上部古生層ないし三畳系からなり、複雑な構造をもつ。四万十帯は、上部中生界ないし古第三系があつく分布するが、上部中生界は同帯の北部に、古

第三系は同帯の南部に発達する。四万十帯の地層は、褶曲や断層によって複雑な構造を示す。さて、図で示される西南日本各地質区の帯状構造は、西は九州東部から中国・四国および近畿地方をへて、中部地方にまで追跡することができる。その一般走向は、中国・四国地方から近畿地方まではほぼ東西方向であるが、中部地方西部から東部に向かうと北東・南西から北北東・南南西にその方向をかえる。この曲がりには、内帯よりも外帯に著しい。そしてこの帯状構造は、糸魚川から<sup>糸魚川</sup>糸魚川をへて静岡にいたる大きな断層、糸魚川・静岡線によって断たれ、その東側では、厚い新第三紀層の下にかくされてしまう。しかし、関東山地で再び顔をだす。ただし関東山地には、三波川帯・秩父帯・四万十帯など外帯の地層や岩石が分布するだけで、内帯の地層や岩石はみられない。また、四万十帯には、主として白亜系からなる北帯しかみられず、古第三系からなる南帯は、丹沢山地のあつい新第三系下にかくされてしまっている。

関東山地の上記岩層の一般走向は、西北西・東南東方向をとり、中部地方東部の一般走向に直交する。なお、関東山地北部には、三井山石英閃緑岩・金勝山石英閃緑岩などの花崗岩質岩が、三波川帯に分布している。これらは元来、領家帯の花崗岩に相当する可能性があり(加納, 1969, 1970)、西南日本の典型的な帯状配列からはずれている。同様の傾向は、西南日本西縁にあたる九州において古くから指摘されているが、東縁にあたる関東においても規則性からのずれが認められる。

## 関東平野における基盤岩の分布

あつい第四系・新第三系におおわれているため関東平野深部の基盤岩の分布については、戦前までは、周辺山地における基盤岩の分布からの外挿によって想像されるにすぎなかった。ところが1950年から1960年代初頭にかけて、主として天然ガスの探鉱や開発に関連して多くの坑井が掘られ、被覆層をつらぬいて基盤岩にまで達した坑井もかなりの数に達した(石井, 1961)。最近では、首都圏に発生する地震を予知する目的で、地震計を基盤内に設置するための坑井が3本ほど掘られ、関東平野の基盤構造解明のための貴重な資料を提供している(福田ほか, 1974)。ここでは、これらの資料を参照しながら、関東平野の基盤構造を検討してみよう(図1および表1)。

## 三波川帯の基盤岩

まず、関東山地に分布する地層や岩石の延長を追ってみよう。同山地の北部に西北西・東南東方向の一般走向で分布する三波川帯の延長は、成田 R-1・多古 R-1・船橋 F R-18などの坑井で確認されている。成田では滑石をとまう緑色片岩、多古では緑色片岩、船橋からは絹雲母緑泥片岩および石英石墨片岩が報告されている。このほか新利根 R-1と通産省船橋地盤沈下観測井から黒色千枚岩が報告されており、三波川帯の岩石とみられている。

このような関東平野における三波川帯の岩石の分布から、関東山地の三波川帯はそのまま東南東にのび、東京湾奥の船橋付近から利根川沿岸付近にまで分布していることがわかる。ただし、九十九里沿岸から銚子・鹿島にいたる太平洋沿岸には、その分布が確認されていない。

## 秩父帯の基盤岩と白亜系

関東山地には、三波川帯の南側に主として古生層からなる秩父帯が分布するが、関東平野においては、三波川帯の南側の各所で、基盤岩として砂岩が記載されている。菱田 R-1・<sup>八街</sup>八街 R-2・飯岡 R-1・旭 R-1・R-2・蓮沼 TR-1・<sup>成東</sup>成東 R-2などである。これらのうち飯岡 R-1の堅硬なアルコース質細粒砂岩、旭 R-2の砂岩、蓮沼 TR-1のグレイワック(？)、成東 R-2の砂岩は古生層であるが、菱田 R-1の砂岩、八街 R-2の礫岩・砂岩互層、旭 R-1の砂岩は白亜系とされている。なお、菱田 R-1と蓮沼 TR-1については、基盤に掘りこんだかどうか疑問視されている。

上記の古生層は秩父帯の地層と考えられるが、白亜系とされた地層は、どのような性格の地層であろうか。西南日本の中央構造線にそって、あるいは秩父帯にかかった地域には、ジュラ紀後期から白亜紀にかけて、各地に地溝状の堆積盆地が形成された。規模の大きなものとしては、九州東部の大野川層群、四国中央部から紀伊半島西部にかけて分布する和泉層群などが知られている。関東山地の秩父帯中部に発達する山中地溝帯の白亜系や、茨城県南部の那珂湊ふきんに分布する白亜系も、この種の地層と考えられている。これらの地層の特徴は、砂岩や礫岩などの粗粒堆積物をひんぱんに挟むこと、地層の層厚がきわめてあついことなどである。関東平野において白亜系として記載されている地層の多くが砂岩や礫岩であり、構造的な位置

が秩父帯にあることから、それらは、上に述べた関東山地の山中地溝帯の白亜系のような性格の地層と考えられる。

#### 四万十帯北帯および南帯の基盤岩

秩父帯の南側には、四万十帯が配列する。四万十帯は、主として白亜系からなる北帯と、主として古第三系からなる南帯に分けられ、関東山地には、北帯のみ分布することはすでに述べた。ただしこの南帯の延長は、三浦半島中部と房総半島南部に、それぞれ葉山層群および嶺岡層群・保田層群として分布している。また最近、多摩川にそう府中市付近で掘られた坑井で、四万十帯北帯の粘板岩が基盤として確認されている。また、房総半島中西部の大佐和町で掘られた坑井で、保田層群の分布が確認されている。

#### 領家帯の基盤岩と中央構造線

三波川帯の北側には、中央構造線をはさんで領家帯が分布するはずであるが、関東山地の北方では、新第三系・第四系におおわれているために、地表にその分布をみることはできない。そこで、関東平野に掘られた坑井で、三波川帯より北側に分布するものについてみてみよう。

この地域で基盤にまで到達した坑井には、春日部GS-1・松伏ST-1・深層地震観測井岩槻・鹿島KT-1・野田R-1などがある。春日部GS-1では、上位の暗灰色の硬質泥岩と下位の石灰質粘板岩からなる。これらの地層は、関東山地北西縁の下仁田ふきんに分布する跡倉層・南蛇井層に岩相が類似するといわれている。松伏ST-1では、片麻岩質花崗閃緑岩からなり、中央構造線ぞいに分布する鹿塩片麻岩に似ているといわれている。なおこの花崗岩質岩については、構造帯にそう古い花崗岩質岩という見方もある。深層地震観測井岩槻では、石英斑岩を主とし、そのほかに角閃石・緑れん石岩や斜長石角閃岩が報告されている。野田R-1では、片麻状花崗岩あるいは花崗閃緑岩からなる。

以上の基盤岩の分布から、松伏・岩槻・野田は西南日本内帯の領家帯の延長にあたると考えられる。春日部は、さきに述べた中央構造線ぞいその付近に形成された白亜紀の地溝にあたるものと考えられる。したがって内帯と外帯をわける中央構造線は、春日部付近から竜ヶ崎北方を通り、東方にのびるものと考えられる(図1)。以上のように、関東平野の基盤は、関東山地の帯状構造がそのまま直線的にのびていることがわかる。

図1 - 本州中央部の先新第三系の地質構造図



表1 - 関東平野において基盤に達した坑井一覧

番号	坑井名	所在地	標高 (m)	掘り深度 (m)	基盤深度 (m)	基盤岩	対比	帯	完成年
1	春日部GS-1	埼玉県春日部市増富	5.41	3,103.00	2,508	圧砕された黒色の石灰質粘板岩	南蛇井層	内帯	1962
2	松伏ST-1	埼玉県北葛飾郡松伏町	4.55	2,005.50	1,600	片麻岩質花崗閃緑岩	*領家帯	内帯	1957
3	深層地震観測井「岩槻」	埼玉県岩槻市末田	8.486	3,510.50	2,897	石英斑岩及緑色岩類	*領家帯	内帯	1971
4	鹿島KT-1	茨城県鹿島町平井	5	910	887	堅硬な泥岩	白亜系	外帯	1958
5	新利根R-1	茨城県稲敷郡河内村	3	838.6	813	破砕された黒色千枚岩	長瀬系	外帯	1957
6	野田R-1	千葉県野田市三ツ塚	7.46	1,131	1,037	片麻岩質花崗岩或は花崗閃緑岩	領家帯	内帯	1958
7	小見川R-1	千葉県香取郡小見川町	0.44	662.5	659	グレイワック	秩父系?	外帯	1959
8	成田R-1	千葉県成田市土屋	7.00	1,053.88	1,018	滑石を伴う緑岩片岩	長瀬系	外帯	1957
9	菱田R-1*	千葉県香取郡多古町	41.06	949.8	948	砂岩	白亜系?		1960
10	多古R-1	千葉県香取郡多古町	6.95	826.4	825.5	緑色片岩	長瀬系	外帯	1960
11	八街R-2	千葉県印旛郡八街町	45.96	1,994.80	1,989	礫岩と砂岩の互層	白亜系		1961
12	佐倉R-1*	千葉県佐倉市佐倉	3.33	1,521.90	1,510	不明	不明		1961
13	船橋FR-18	千葉県船橋市夏見	7.20	2,107	2,071	絹雲母緑泥片岩及石英石墨片岩	長瀬系	外帯	1963
14	通産省船橋地盤沈下観測井	千葉県船橋市市場町	3	2,146.29	2,139	黒色千枚岩	長瀬系	外帯	1972
15	飯岡R-1	千葉県海上郡飯岡町	5	401	400	堅硬なアルコウス質細粒砂岩	秩父系	外帯	1954
16	旭R-1	千葉県旭市椎名内	5.50	565.4	551	砂岩	白亜系		1960
17	旭R-2	千葉県旭市井戸野	3.54	739.5	737	砂岩	秩父系	外帯	
18	蓮沼TR-1*	千葉県山武郡蓮沼村	1	1,445.00	1,430	グレイワック?	秩父系	外帯	1960
19	成東R-2	千葉県山武郡成東町	7.46	2,006.00	2,000	砂岩	秩父系	外帯	1961

\* 基盤に掘り込んだかどうか疑わしいもの

\*\* 文献(金原ほか2名1958;石井1961)では1,048mとされているが、電気検層の記録はこの深度までである。

## 東北日本との境界問題

西南日本と東北日本との境界がどこにあり、また両者がどのような関係にあるのかという問題は、明治以来多くの研究者によって議論され、いまだに決着をみていない日本地質学上の大問題である。これまで、糸魚川・静岡構造線をもってその境界とする見解が一般的であったが、近年、古生代ないし古第三紀における大きな境界を、阿武隈山地の南西縁にそって北北西方向にのびる棚倉構造線とする見解がつよくなってきている(吉田,1978)(図1・図2)。同線にそって、基盤の花崗岩類は2~5 kmも破碎されている。ここでは、東北地方南部と関東地方との関係を中心に、この問題を検討してみよう。関東地方以北の東北日本南部は、西側から上越・足尾帯、阿武隈帯、南部北上帯に分けられる。上越・足尾帯には、非変成ないし弱変成の上部古生層ないし下部中生層が主として分布し、西南日本の美濃・丹波帯に対比される。ただしその一般走向は、北北西・南南東ないし北北東・南南西方向を示すが、阿武隈帯に近づくると、その一般走向に平行して北北西・南南東方向を示し、そこから離れるにしたがって北北東・南南東方向と傾向がある(図1)。なお上越帯には、高圧変成岩が分布し、飛騨外縁帯と対比する見解がある。

阿武隈帯は、深成岩・変成岩分布地域である。変成岩は御斎所・竹貫変成岩で代表され、阿武隈帯の基盤をなす。これら変成岩の原岩の年代は不明であるが、先カンブリア紀と推定されている(加納,1979)。これらを含めて、新旧各種の岩崗岩類が広く分布する。阿武隈帯の変成岩の示す一般走向は、北北西・南南東ないし南北で、阿武隈帯外縁の一般走向に平行する。同帯の東縁には、南北に近い方向の畑川破碎帯が発達する。

南部北上帯は、大部分非変成古生層とそれを貫ぬく白亜紀の花崗岩からなり、そのほか中生層が分布する。それらは、北北西・南南東の一般走向をもち、阿武隈帯とほぼ平行して走ることになる(図2)。したがって、棚倉構造線までは西南日本の各構造帯を追跡できるけれども、同線以東は、独自の構造配列を示し、西南日本とつなぐことはできない。

ところで常磐地域の白亜系・古第三系は、西南日本外帯の四万十帯の地層ほど複雑な地層を示さない。近年の海域の調査結果をみると、常磐

沖の白亜系・古第三系の構造は、ゆるい複向斜構造を示すにすぎない。とすると、四万十帯と常磐地域との構造は、どのような関係にあるのだろうか。筆者は、関東山地から三浦・房総半島へとつながる四万十帯は、棚倉構造線によって東縁を限られ、それより東方には延びないと考える。一方、常磐沖のようなゆるい複向斜も棚倉構造線より東方に発達し、西方には及ばないと考えられる。このように、古第三系までの構造発達の過程において、棚倉構造線は非常に大きな意味をもっている。

## 関東地方の北縁

さきにも述べたように、関東山地の一般走向は西北西・東南東であるが、この傾向は関東平野の基盤にも及ぶ。関東平野内には、先新第三系基盤岩の露出はみられないが、足尾山地南西方の八王子丘陵(図1)には、小さな古生層の分布が見られる。ここの古生層は、関東山地のそれと平行して西北西・東南東の走向をもち、足尾山地など東北日本南部の古生層と直交する構造をもっている(須藤ほか,1976)。後の章でのべられるように、関東平野の第四紀の造構運動は、基盤の構造に支配されて、西北西・東南東方向にのびた地溝的な沈降運動を行なっている。この傾向は、足尾山地と八王子丘陵との境界(そこに渡良瀬川が流れる)の南東延長部ふきんにまで認められる(小玉・鈴木,1979)。したがって、関東地方の構造が示す西北西・東南東の一般走向は、これと直交する構造を示す東北日本南部にすぐ接する付近にまで認められることになる。すなわち両者は、関東地方北部で漸移帯をさむことなしに、直角に近く接することになり、大きな構造的不連続がその間に存在することを予想させる。

これまでも、東北地方と関東地方との構造方向の違いから、両者の境界に大きな構造線が想定されてきた。小林・大塚(1938)は、利根川ぞいに関東構造線、望月(1950)は利根川構造線を想定している。山下(1970)は、新潟県の新第三系の構造の地域的な特徴の違いから、利根川構造線が柏崎付近まで延びるものと考え、この線を柏崎・銚子線とよんだ。

## 関東構造盆地の形状

関東地方の北部および西部には、筑波・足尾・関東山地などに、ひろく先新第三系の基盤岩が分布している。また東部の銚子付近には古生層・白亜系が、南部の三浦半島中部および房総半

島南部には古第三系が分布している。

さきにも述べたように、関東平野のあつい第四紀層・新第三紀層を貫ぬいて基盤に達した坑井は、かなりの数にのぼっている。また爆破地震によって、基盤からの反射波や屈折波が観測されている地域も多い(石井,1961)。一方、関東地方南部では精しい地質調査が行なわれているので、その結果から基盤の形状を推定することができる。次に、こうした基盤の形状について検討しよう。

これらの資料をもとに、関東構造盆地の形状を示したものが図3である。この図から、基盤深度のもっとも深い地域は、房総半島北部から西にのび、武蔵野丘陵東部付近で北に転じ、埼玉県東部にいたる地域にひろがっている。そしてこの上に3,000mちかい地層が堆積している。この地域から周辺の山地にむかって、基盤の深度はしだいに浅くなる。房総半島北部から武蔵野丘陵にいたる地域では、その南方の房総半島南部や三浦半島中部にむかって、東西にちかい等深線が浅くなっていく。埼玉県東部から武蔵野丘陵にいたる地域では、ほぼ南北の等深線をもって西方に浅くなる。銚子付近から西北西にむかっては、基盤の相対的に浅い張りだしがみられる。なお、足尾山地と関東山地にはさまれた熊谷から高崎にのびる平野部や、筑波山と足尾山地にはさまれた平野部には、あつい第四紀層・新第三紀層が堆積し、基盤が深く沈みこんでいるが、あとの主題に直接関係がないので、ここではふれない。

以上のように、関東堆積盆地は、周辺を直線状にかざられた角ばった形状をもっている。これは、この盆地が、断層によって限られた基盤地塊の沈降によって形成されたことを暗示している。事実、関東山地の東縁には、八王子線とよばれる南北方向の断層線の存在が古くから想定されていた(矢部,1927)。最近、更新世前期の上総層群の堆積盆地の縁辺が山地の東縁にあたり、この堆積盆地を限る断層がその発生段階に形成されていることが明らかにされた(竹越ほか,1979)。関東山地東縁に接する地層は、北東部にいたると中新世中後期(新第三紀中~後期)になり、南東縁よりも古い時期に、関東山地の縁辺の形成の可能性を示唆している。他の縁辺についても同様の性格をもつものと考えられるが、将来の課題である。

関東地方周辺の南北方向の構造線としては、糸

魚川 静岡線が知られているが、この線の活動は、新第三紀の中頃以降に著しい。その意味については、次節で論ずることにしよう。

本州弧と伊豆・小笠原弧の会合部  
 関東地方は、東北日本と西南日本との境界に位置すると同時に、伊豆・小笠原諸島をその上にのせる伊豆・小笠原弧の延長にもあたっている。したがって関東地方の構造には、本州弧固有の構造と同時に、伊豆・小笠原弧の構造の特徴をもあわせもっているようにみえる(図4)。

伊豆・小笠原弧は、東縁を伊豆・小笠原海溝によって、西縁を四国海盆との境界に限られているが、いずれの境界も、南北方向に直線的にのびている。本州弧の中央部は、西から赤石裂線・糸魚川 静岡線・榑倉構造線・畑川破碎帯・双葉断層など、大規模な南北方向の断層の発達で特徴づけられる。これら南北方向の構造の発達する地域は、上記の伊豆・小笠原弧の延長上で、その東西両縁を北方に延長した範囲に限られる。海底地形は、その地質構造をよく反映する。伊豆・小笠原弧北部の地形を、地質構造の観点から少しこまかく見てみよう。図4にみるように、伊豆・小笠原弧の北西部には、北東南西ないし北北東 南南西にのびる構造单元が、雁行状に配列している。それらは、八丈島をのせる海嶺、大島から南西にのびる海嶺などである。この方向の構造系列は、南東から北西方に向かってしだいに規模を縮小しながら、また、北東 南西から南北に方向をかえながら、本州弧内にもその発達が見られる。

一方、これにほぼ直交して、相模海盆が西北 東南東方向にのびている。この方向は、関東地方の基盤構造の一般走向で、北方にしだいに明瞭な構造となる。

このように、本州弧中央部は、本州弧固有の構造に対して、伊豆・小笠原弧が干渉したような構造をもっているようにみえる。また両者の境界では、しだいに、一方の構造から他方の構造へ移過するように見られる。

関東堆積盆地の運動は、本州弧、とくに西南日本外帯の運動と共通した面を多くもつと同時に、関東堆積盆地固有の運動も顕著である。とくに、新しい鮮新世ないし第四紀の運動に、この特徴がいちぢるしい。これは、上にのべたような本州弧と伊豆・小笠原弧との干渉地帯にあることと関係をもつものと考えられる。

図2 - 東北日本地質構造図<吉田尚 1978>

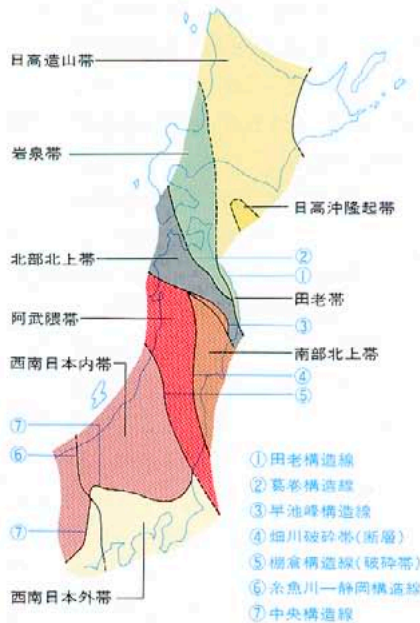


図3 - 関東堆積盆地基底の等深線図 (単位 m)

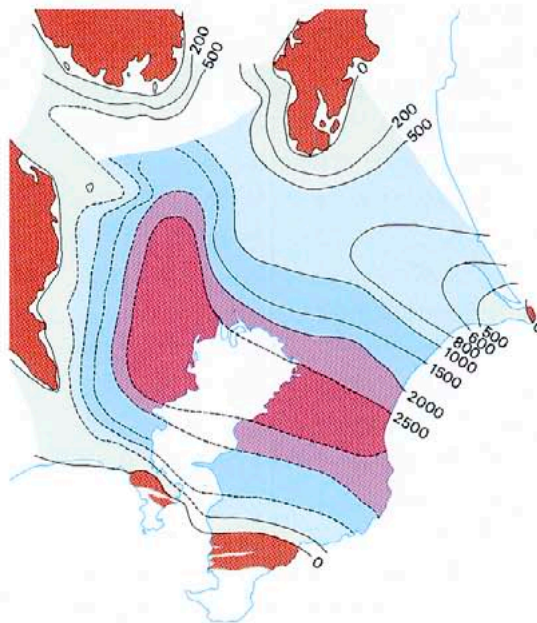
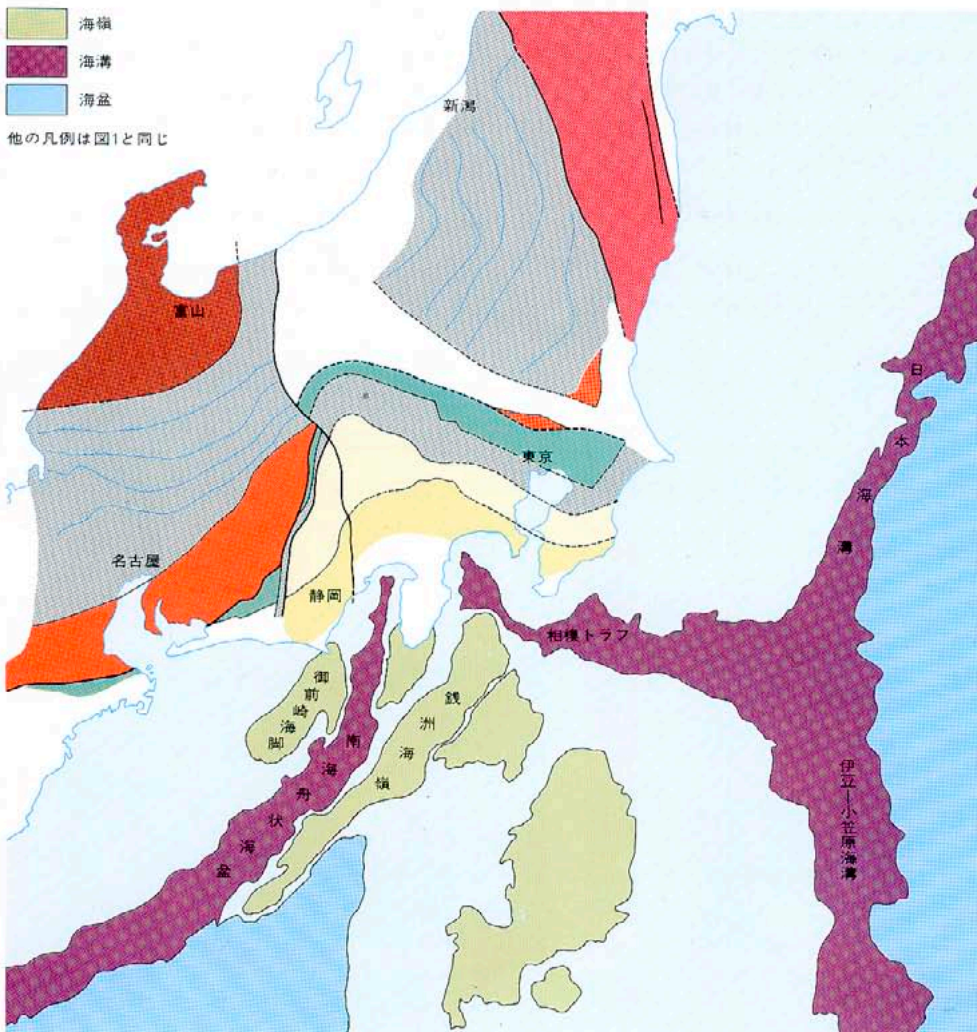


図4 - 本州中央部の先新第三系の地質構造と周辺海域の地形单元





# 関東堆積盆地の構造とその発達

三梨 昂 = 島根大学理学部教授

## はじめに

関東地方の平野部を中心とした地域は、約2,250万年前に始まる新第三紀から現在に至るまで、全体として沈降運動が主体となった地域である。その沈降運動によって形成された地形、すなわち沈降盆地には、必然的に海が侵入し、また河川による堆積土砂が堆積して、地層が形成される。そして、最終的には、その沈降盆地は、埋め立てられて平坦になり、わが国最大の沖積盆平野である関東平野が形成される。

この堆積盆地の地層は、下位から、第三紀中新世の三浦層群、鮮新世から前期洪積世の上総層群、そして相模・下総層群などであるが、さらに南部に分布する三浦層群下位の葉山・保田層群を加えると、これらの地層の厚さの累計は、約10,000mにも達する。ただしこの地域では、沈降運動の中心が固定しているのではなく、それぞれの地層の厚さや分布からみると、沈降運動の中心は、歴史的にあちこちと移動しているのである。ここでは、一般地史的な事項については図表で示す程度とし、地層の初期的な形態に注目しながら、その後の変形過程を追求することによって、この堆積盆地の発達過程を検討してみよう。

## 鍵層をたずねて

戦後まもない頃のがわが国では、燃料資源対策が急務とされていたが、当時、地質調査所の新入所員であった私は、当然のことながら天然ガスの調査に従事させられた。場所は房総半島の茂原地区で、当時としては珍しく、実測の1万分の1地形図が渡されて精度の高い地質図を要求された。しかしこの地域の露出はよくなく、やたらに断層の多いのが目についた。この調査には、多くの先輩たちも一緒であったが、これといった調査の指導もなく、というよりは一同、何を基準（鍵層）にして良いかわからず、やたらと苦労した。初めは、数cm程度の数枚の砂層を基準にして追跡してみたりしたが、そのうち数cmの黒砂（火山砂）や、白色やピンク色の火山灰層が見つかり、これらが連続することがわかった。そこでこれらの火山灰層を鍵層にしようということになったが、それは調査後2～3週間もたってからであろうか。しかし断層が非常に多かったため、あまり広くもないこの地区の層序が確立したのは、調査開始後1ヵ月半ぐらいたったのであった。

この頃になると、隣接地域を担当している某大学の先輩が、夜になると僕ら新参者のきたな

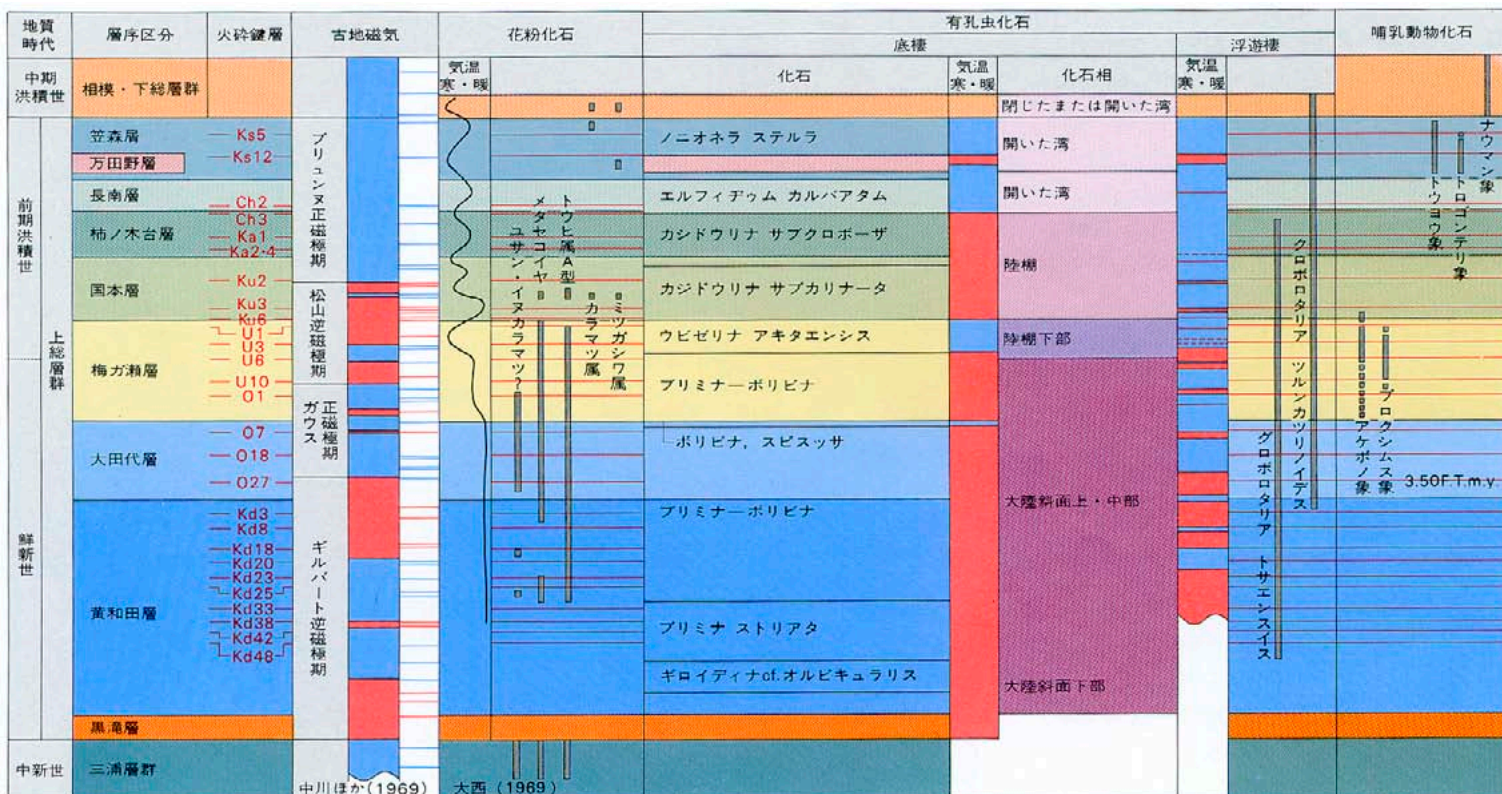
いノートを写しにきたりした。そこで始めてわれわれは、若しかするといい線をいっているのかなと思ったりしたが、同時にまた大先輩の姿勢に感心したりしたものであった。

この方法をとると、地層を手あたり次第実測しなければならないし、鍵層や断層をクワで掘りださねばならないので、調査は大変な労働になったが、いったん層序が組立てられると、層位のかまかな特徴がわかり、鍵層の発見や断層の位置や落差の見当が、時間をかけずにつくようになる。

しかも火山灰層の追求は、単に層序を決めるのに役立つばかりでない。もし1枚の火山灰を広域にたどることができれば、その同時面としての性格により、火山灰を挟む地層の環境を、ある地域では深海であり他の地域では浅海あるいは淡水であるなどといった堆積盆の地形をおおまかに知ることができるのである（例えば図4や図5のbに示される上総層群中部の東西の変化）。また、上下2枚の火山灰を基準にすることができれば、その堆積期間の地層の質的な違いだけでなく、地層の厚さを比較でき、これを三次元的なひろがり発展させることにより、地層の量的な比較や、さらには種々の物性など

図2 - 上総層群の地質年代表

<三梨・桑野編 ITIHARA et al., 1973より引用>



の比較さえ可能になる。

こうしてその後20数年間、さまざまな機会をとらえて、房総半島や三浦半島から多摩地域を縦断する200kmのルートを、鍵層を訪ねて旅することになった。幸い関東地域では、酸性から塩基性までのいろいろな種類の火山灰層が挟まれているので、これらを図1のように組合せて鍵層にすることができる。上総および三浦両層群を含めると、これらの火山灰層は2,000枚を越えるので、層相・層厚の発達形態を知るのに便利である。ただし、この方法にも欠点があり、層相・層厚の変化のはげしい所、とくに砂礫層のような粗粒堆積層中では、火山灰層は連続しない(図1Aの柱状図を参照)。このような粗粒層の場合は、上下の細粒層で挟んで追跡し、粗粒層が細粒層に移行するまで待つより仕方がないのである。

また、上総層群のように層相・層厚変化のはげしい地区では、東京湾をへだてた房総・三浦両半島の対比には大変苦労した。つまり2,000枚の火山灰層から1枚を選びだすわけで、これにはかなりの時間を要した。しかし、その1枚がきまると、層序というものは有難いもので、あとはいもずる式に同定される。ただ美人薄命というか、見てくれのいい、鉱物組成の個性的なものはなかなか連続してくれず、あてにしていると思わぬ悲喜劇が生じました。

まだ完成されていない部分もあるが、上記のような方法で作製したものが図3に示す地質図である。また図2は、上総層群の層序表で、この表には上総層群中の主要な火山灰層と共に、海域の性質や軟体動物・有孔虫・植物・花粉・哺乳動物(象)の化石および古磁気などが示されている。第三紀鮮新世と第四紀の境は、上総層群の梅ガ瀬層中位の火山灰層U<sub>6</sub>付近に求められている

図1・C - 火砕鍵層の柱状図の位置図

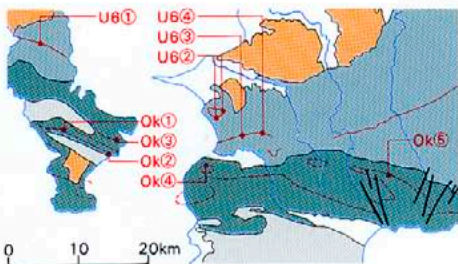


図1・A - 火砕鍵層U<sub>6</sub> - U<sub>8</sub>の組合せと対比図(上総層群中部)

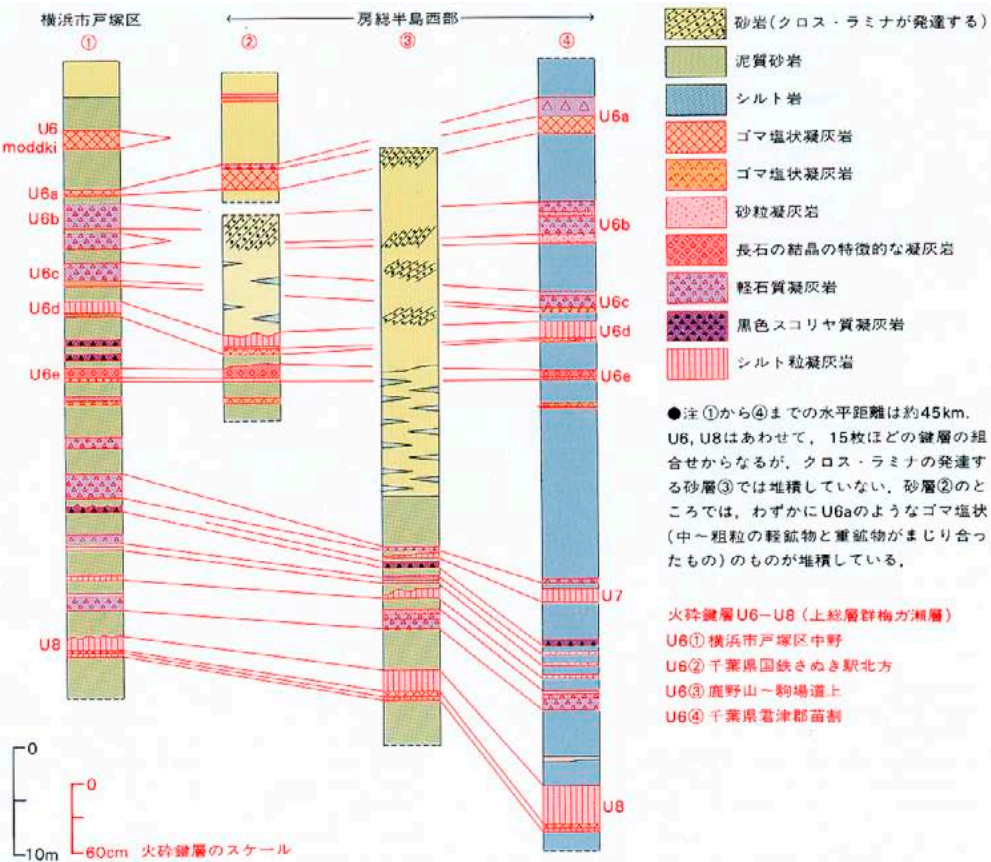
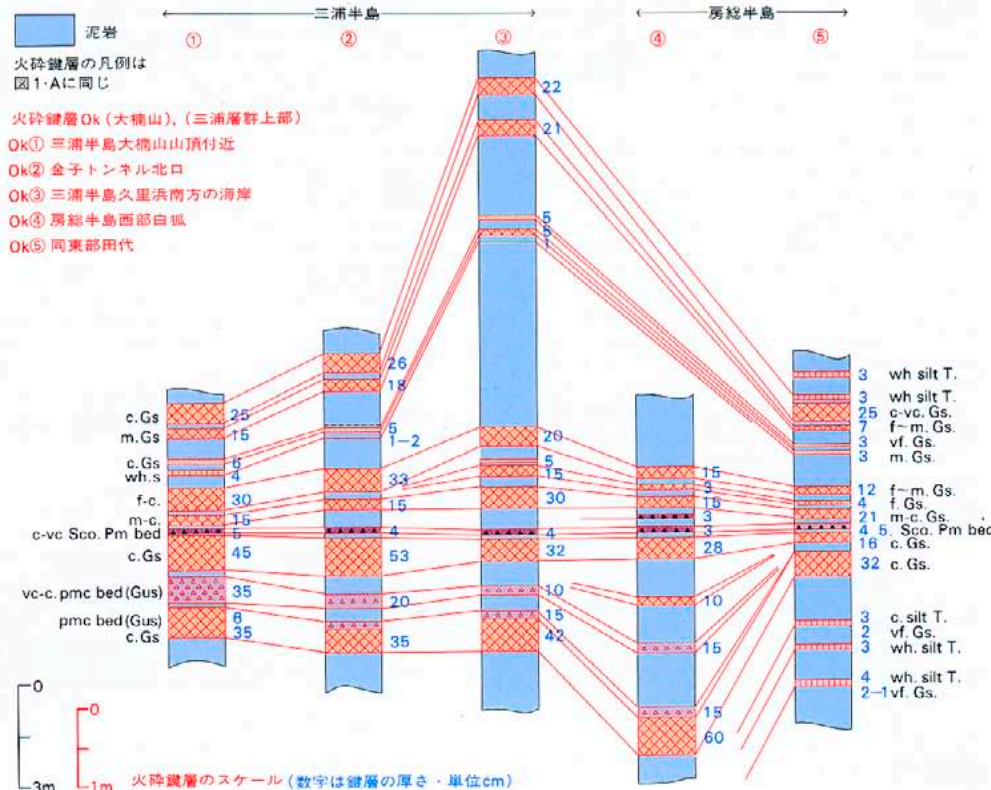


図1・B - 三浦層群上部の火砕鍵層Ok(大楠山)の対比図 <三梨・矢崎, 1958, および安松, 1975( M.S. 差補足)>



房総・三浦半島の層相区分対比表 (図3の凡例を兼ねる)

鍵層	三浦半島	鍵層	房総半島西部	房総半島中・東部	鍵層	区分
	相模層群		下総層群			上部
	浜互層 H	Ks5	周南砂層 SU	笠森層 Ks	Ks5	
	中里砂質泥層 NZ	Ks12	砂質泥層 SN	万田野砂層 Md	Ks12	中部
Sh		Ch3	長浜砂層 NH	長南層 CH	Ch3	
Ka2-3		Ka1	市宿層 IJ	柿ノ木台層 KA	Ka1	上部
Ku2		Ku2-3	栗倉層 Ak	国本層 KU	Ka2-3	
Mt		Ku6	岩坂層 Is	東日笠層 Hg	Ku6	中部
U6		U6	高溝層 TM	梅方瀬層 U	U6	
O27		O7	十宮層 To	大田代層 O	O7	下部
Kd19		O27	竹岡層 Tx	黄和田層 Kd	O27	
Kd23		Kd8		大原層 OH	Kd8	上部
		Kd19		浪花層 N	Kd19	
		Kd23		勝浦層 KR	Kd23	中部
		Kd38		黒滝層 KT	Kd38	
		Hk	萩生火砕質砂岩層 HU	安野互層 AN	Hk	下部
		OK	稲子沢泥岩層 IN	清澄砂岩層 Ky	OK	
			天津泥岩層 AM	木ノ根黒色頁岩層 KN		三浦層群
			千畑砂岩層	佐久間互層 Sk		
				保田層群 Ho		下部
				横岡層群 Mn		

三浦層群 (中新世中期-後期)

葉山・保田層群を不整合におおい、黒滝不整合にいたる一連の地層。三浦半島

池子火砕質砂岩層 (IK) = おもに凝灰質砂岩からなり、泥岩を挟む。異常堆積層 (深層型海底地り型) が発達する。層厚: 約150m。

逗子泥岩層 (ZS) = 新鮮な面は帯緑灰色、風化面は灰白色の泥岩からなり、うすい砂層や凝灰岩層を挟む。北部地区の本層の東西断面 (逗子-久里浜) を図10Bに示す。同図で、本層基底の礫岩層は田越川礫岩層と呼ばれることもある。南部では層厚を著しく減じつつ火砕質砂岩からなる初声層に移行する。

初声凝灰質砂岩層 (HT) = スコリヤ質・軽石質の砂岩からなり、大きなクロスリナが発達するので水深200m以上の堆積物と推定される。三崎互層 (MS) = 泥岩と凝灰質砂岩および凝灰岩の互層。本層群の最下位の層厚は南岸沿いの背斜軸部で見られるが、本層下限は海底に没して見られない。分布は三浦南部地区に限られる。層厚: 1,500m以上

房総半島中・東部

安野互層 (AN) = 凝灰岩と泥岩の互層。東西走向で分布し房総西部で孩生層に移行。清澄背斜の南側にも薄く分布する。層厚: 400-600m

清澄砂岩層 (KY) = 1-5mの砂岩層と数10cmの泥岩との砂勝互層からなる。東西方向の軸をもつ清澄背斜の周りに、南側の向斜部で厚く、北翼に薄く分布する。層厚: 1,100m。(等層厚線図を図10Aに示す)

天津泥岩層 (AM) = 泥岩からなり10-20cmの凝灰質砂岩層を4枚挟む小浜より西方へほぼ東西の走向で飯山周辺まで分布する。層厚: 800m

木ノ根頁岩層 (KN) = 暗灰色細粒頁岩を主とし、うすい砂岩・泥岩を挟む。天津層の下位のほか鴨川地溝帯中にも塊状に分布する。

佐久間互層 (SK) = 砂岩・礫岩・泥岩の互層からなる。加茂川流域の鴨川地溝、嶺南山側や同山頂に分布。礫岩層には、玄武岩の溶岩を挟む。この礫岩層は嶺岡・保田層群から由来する角礫や巨礫を含み、また基盤岩との境界付近に巨礫岩層が発達し、アバット関係が実際にみられる。初生的に断層による地溝上の堆積の場が推定される。

房総半島西部

萩生火砕質砂岩層 (HU) = スコリヤ質砂岩・凝灰岩・凝灰質砂岩の互層

稲子沢泥岩層 (IN) = 主として泥岩からなり、うすい砂層や凝灰質砂岩を挟む。本層基底には礫岩層が発達し、千畑礫岩層とよばれている。この礫岩層は清澄山付近まで凝灰質砂岩層として連なる。鍵層OKに近い層厚にあり、三浦半島逗子層群基底の田越川礫岩層に対比される。

房総半島南部

千倉泥岩層 (CK) = 房総中東部の稲子沢泥岩層に対比される。

西岬泥岩層 (NZ) = 房総中東部の天津泥岩層に対比される。

上総層群 (鮮新世-更新世前期)

黒滝不整合にはじまり、長沼不整合にいたる一連の地層。層相・層厚変化の状態は、図4に層序断面図として示す。本層群は房総半島の中東部で最も厚い (図4では、本層群最下位の大原・浪花・勝浦の各層がより厚くなる房総東岸部の資料は記入されていない)。

三浦半島

浜互層 (H) = 下位は泥岩と細砂の泥勝互層、上位になるにつれ砂勝互層になり、最上部はクロスリナの発達する中-粗粒となる。武蔵野台地地下にも広く分布する。本層中位の珪藻化石および岩相から、汀線近くの淡水性の堆積盆で、ときに海水も侵入する環境が推定される。中里砂質泥岩層 (NZ) = 塊状の砂質泥岩。下位の細粒砂岩層とは各層10m程の漸移部で整合に重なる。下浅海-半深海に堆積。

小柴砂岩層 (KB) = 凝灰質砂岩からなり、クロスリナが発達する。貝化石により、亜浅海-下浅海帯に堆積。寒暖両要素が混在している。

大船泥岩層 (OF) = 塊状の灰岩からなる中-半深海に堆積。

野島凝灰質砂岩層 (NJ) = 凝灰質泥岩・凝灰質砂岩からなり、本層上部には局所的に深層型海底地り層と礫層が発達する。下位の浦郷層と共に房総半島の十宮層、竹岡層に対比される。

浦郷凝灰質砂岩層 (UR) = 凝灰質砂岩・凝灰質砂岩からなり、上総層群の基底礫岩に相当する。下位の三浦層群最上位を不整合におおふ。

房総半島中・東部

笠森層 (KS) = 泥質砂岩からなり、下総層群に不整合におおわれる。

万田野砂層 (MD) = 礫を含み粗-中粒砂。中・上部にはクロスリナが発達する。野見山から東方へ上下に分かれ笠森層に尖滅する。

長南層 (CH) = 泥岩と砂層との細かな互層。中部は砂勝互層。

柿ノ木台層 (KA) = 塊状の砂質泥岩からなり上部に厚い砂層が発達。

国本層 (KU) = 2つの砂勝互層と2つの塊状砂質泥岩層とからなる。

梅方瀬層 (U) = 主として砂勝互層からなり、泥勝互層を挟む。鍵層Uの下位に、含細礫粗粒砂とそれに重なる異常堆積層 (表層地り型) が発達する。この基底は西部で下位層と不整合関係を示す。

大田代層 (O) = 3つの砂勝互層と泥勝互層とが大きな単位で互層する。

黄和田層 (KD) = 泥岩を主とし、うすい砂層を挟む。

大原層 (OH) = 泥岩と数10cm以下の砂層との互層。一部に砂勝互層

浪花層 (N) = 泥岩を主とし、うすい砂層および凝灰質泥岩層を挟む。

勝浦層 (KR) = 砂勝互層と泥勝互層とからなり異常堆積層を挟む。

黒滝層 (KT) = 凝灰質砂岩層、基底には安山岩質の礫を含む。

房総半島西部 (特徴的な地層のみ記載)

東日笠砂層 (HS) = 砂・礫を主とし、含礫泥岩や流状シルト岩 (表層地り型) を挟む。下浅海-半深海に堆積。本層のうち、房総西部の一部で部分的な不整合を呈する層位は、房総中・東部では梅方瀬層上半部、三浦北部では小柴層下部にいずれも整合関係にあるが、多摩丘陵地区およびその以北では、同層位は下位の上総層群下部を欠き、直接に中・古生代層を不整合におおって分布する。

図3 - 三浦半島・房総半島の地質図

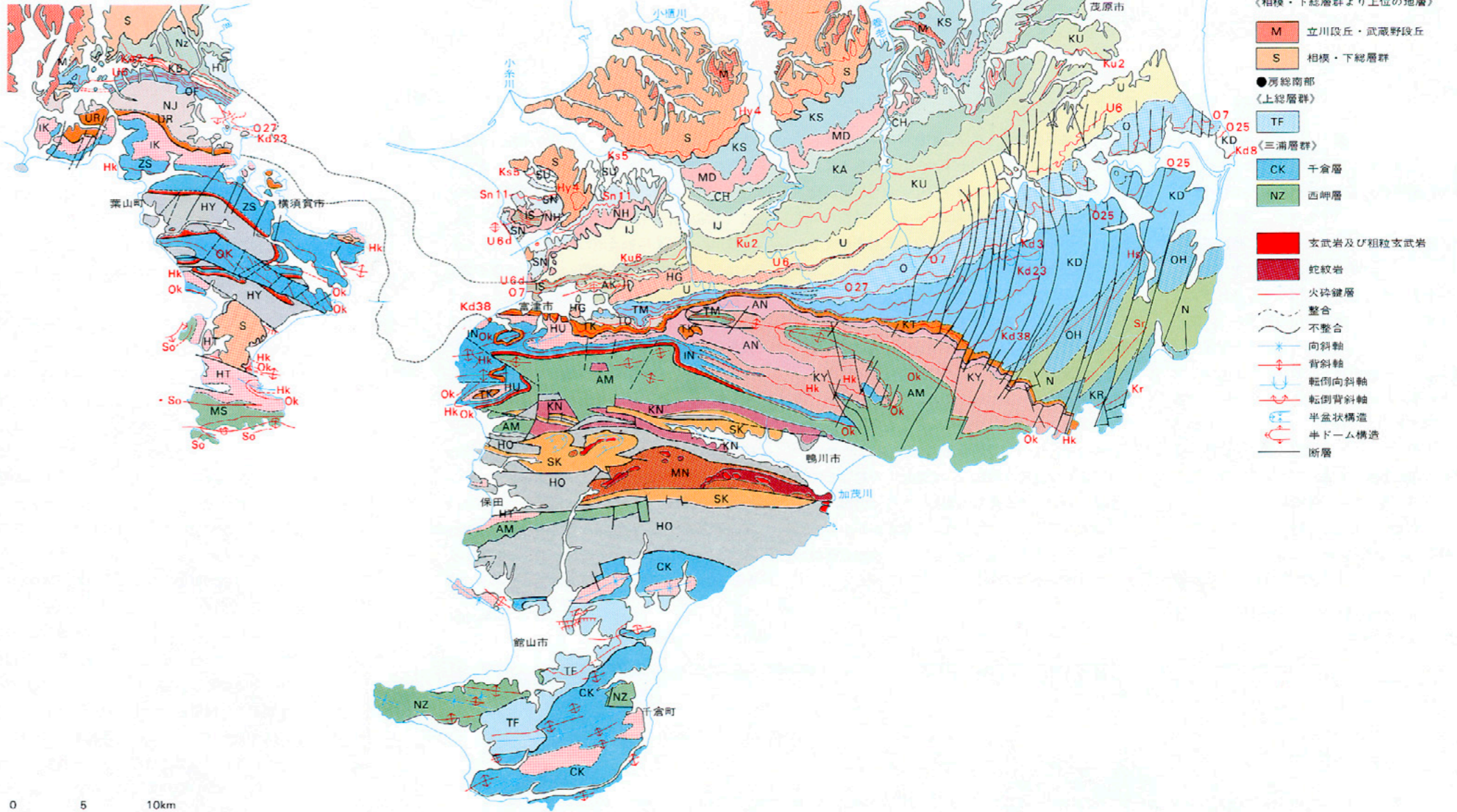
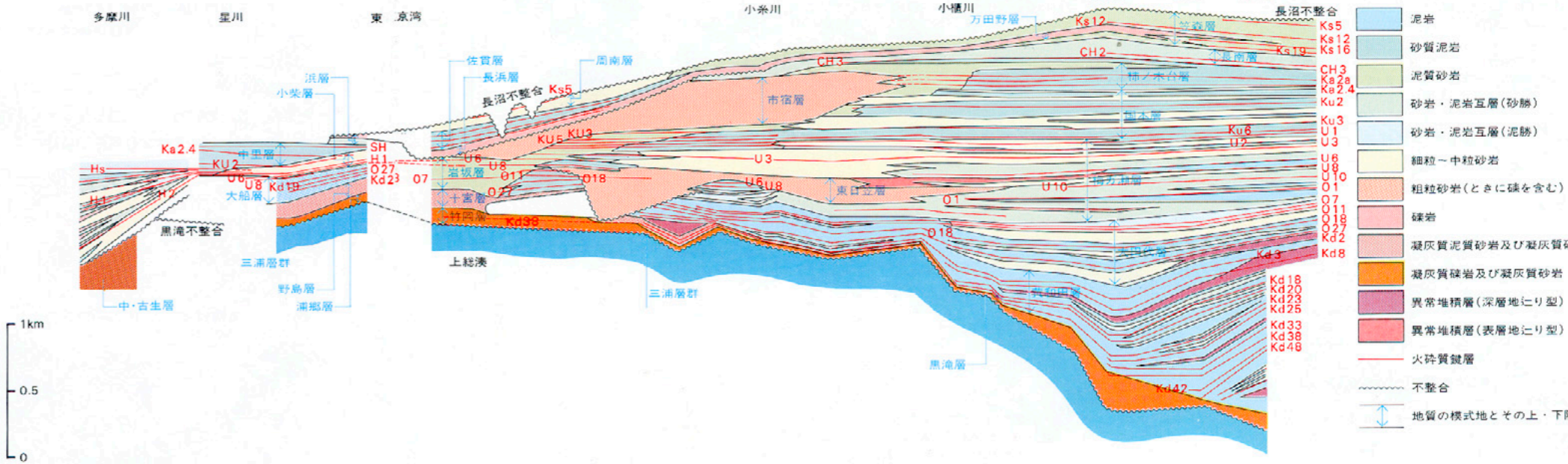


図4 - 上総層群層序断面図



上総層群の発達形態

図4は、上総層群の層序を走向方向（東西）にならべ、鍵層をたよりに地層を結んで作成した層序断面図と呼ぶものであり、上総層群の東西方向の断面図に近い。また図5は、これに基づき鍵層によって、地層の層厚変化だけをやや概念的に表わしたものである。図5で見られるように上総層群は、その層厚変化の形態から、図のa<sub>1</sub>、a<sub>2</sub>、a<sub>3</sub>、b、c、で示したところを最大層厚部として、その両側へ収斂状にうすくなるレンズ状の単元（同色で示される部分）に分けることができる。この場合、a<sub>1</sub>、a<sub>2</sub>、a<sub>3</sub>は整合関係にある単元で、bやcは部分的に下位層を侵食する（部分不整合とよんでおく）層位を境としているが、まず整合関係にあるものについて、とくに各単元の下限付近の層位に注目して見ると次のような特徴が見出される。

1つの単元の最大層厚部の位置は、単元を構

成する各単元の最大層厚部の位置と一致しており、各単元の間には、上下のどちらの単元に属するか判らないような層厚変化をもつ単元が発達していない。各単元間はシャープな境を示す。

1つの単元の下限の直下には、深層型海底地盛り層が発達することが多い。

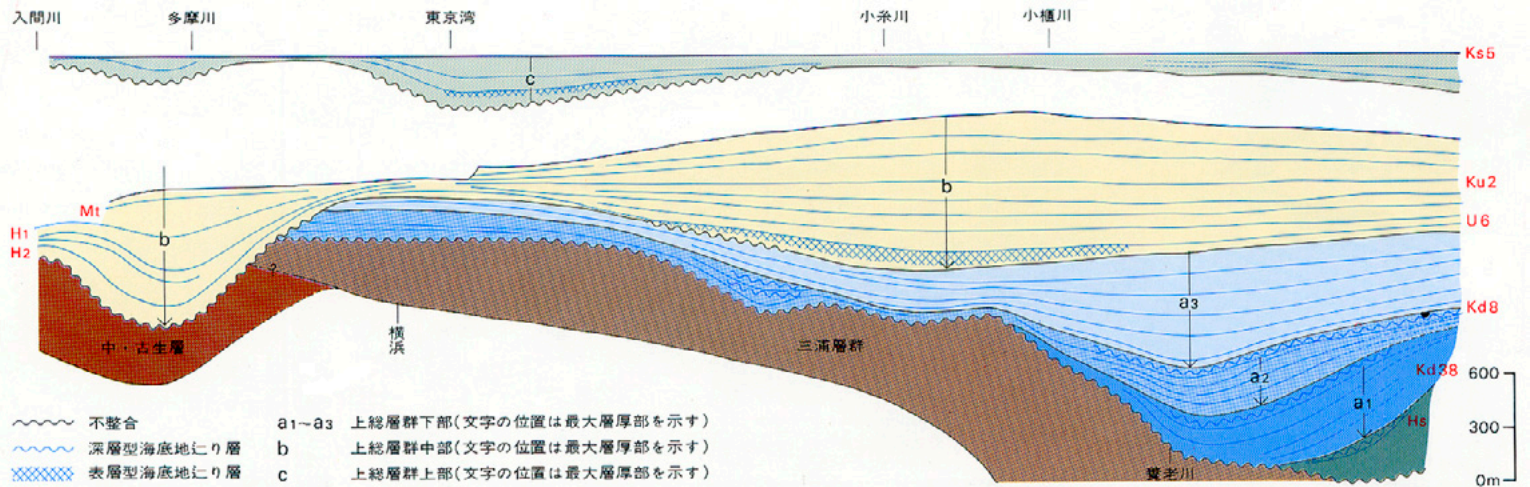
その深層型海底地盛り層の内部層厚は、1つ下位の単元のものに属する。

これらのことから、最大層厚部位の変移の現象は、段階的に、つまりある特定の時期に急激に行われたこと。また地盛りの層の形成は、新しい沈降部位の急激な沈降によって海底面の傾動が起こり、1つ下位の単元として堆積した地層が、新しい沈降部位に向かって地盛りを起こして形成されたこと。そして新しい沈降部位が、その後の堆積の中心となったことなどがわかる。すなわち各単元の境の時期は、一つの地殻運動を伴っているのである。

また図のbやcの境は、部分的に不整合が生ずるような地殻の昇降運動があったこと、とくにbの単元の場合、多摩・加治丘陵では、それまで、三浦層群や上総層群下部を堆積していない地域が、新しく堆積盆地のなかに組み入れられるなど、後背地を含め堆積盆全体が大きく変動したことがわかる。したがって、図にみられる各単元の変移は、程度の差こそあれ、いずれも地殻運動を伴っていることになる。

以上は東西方向でみた各単元の断面であるが、図6にa、b、cの各単元を等層厚線図として平面に示したものをあげる。この図により最大層厚部位が、aは房総中東部、bは養老川河口付近、さらにcと大きく北西へ変移したことがわかるであろう。（なおこれらの図で、西部の三浦半島側では、房総側にくらべ沈降部位が各時代とも北へずれていて雁行している様子うかがわれるが、これについては後に述べる）。

図5 - 上総層群の層厚変化の形態を示す概念図



<三梨, 1976>

図6-a - 上総層群下部の等層厚線図

<関東新生代構造研究グループ, 1976>

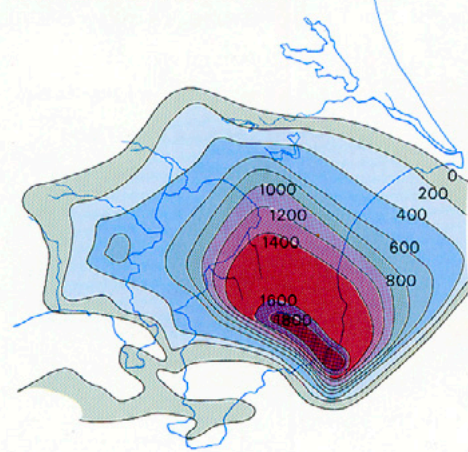


図6-b - 上総層群中部の等層厚線図

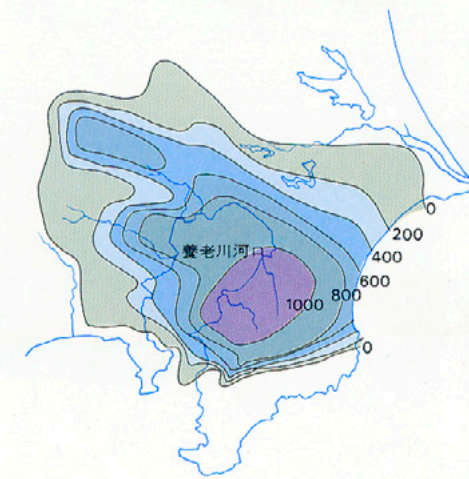
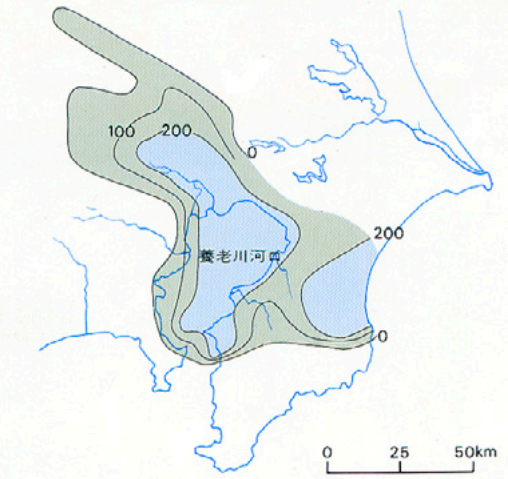


図6-c - 上総層群上部の等層厚線図



注1：アバット=基盤にたいして上位の地層が大きな角度で（ぶつかるように）堆積した場合をいう。ゆるい角度で（平行に近く）堆積した場合はオーバーラップという。

### 三浦層群の発達形態

三浦層群の場合は、褶曲構造が発達して、地層が繰返して見られる。したがって、上総層群の場合には走向方向（東西）の図のみであったが、三浦層群の場合には、傾斜方向（南北）の形態をみることができる。

図7は、房総半島の南北断面でみた、三浦層群発生の段階から上総層群の堆積にいたるまでの過程を、概念的に示したものである。

図におけるⅠの段階は、三浦層群堆積前の状態で、下位の保田層群堆積後、現在の嶺岡丘陵地区を中心としてほぼ東西性のドーム状隆起が生じて陸化し、その頂部付近には、引張応力による断裂を生じた段階を示している。その後、地層の侵食削剥と上述の断裂により、東西性の地溝が発生した。蛇紋岩の活動は、これらの時期に断層に沿って貫入したものと考えられている。

Ⅱの時期が、三浦層群下部（佐久間層）の堆積

段階である。上述の地溝状の形状を示す基盤の保田・嶺岡両層群に対して、佐久間層群はアバット関係（注1）で埋めたるように堆積し、とくに地溝の周辺部では崖錐状の礫岩が発達した。またこの時期には、塩基性の火山活動も発生している。したがって、このような三浦層群堆積の発生段階では、藤田至則（1973）がグリーンタフ地域において示した堆積盆発生モデル、部分隆起・陥没・火山活動という規則性が矛盾なく適用されるように思われる。

Ⅲの段階は、それまで隆起・沈降・堆積を行ってきた地域の北方に、沈降の場が次々に発生し、三浦層群の中・上部層を堆積していった段階である。そのさい沈降の中心は、順次北方へと段階的に変移していった。

Ⅳの段階は、三浦層群堆積後に上総層群の堆積が始まる時期である。現在の嶺岡・葉山隆起帯が隆起陸化し、この隆起帯により堆積盆は分化

した。上総層群の堆積盆は、この隆起帯の南側と北側とに分かれた形で発生するが、各々の分化した堆積盆は、いずれも北側へ最大層厚が移動する、いわゆる将棋倒し構造がみられる。なお関東地域には、三浦層群の堆積期における将棋倒し構造をもつ堆積盆は3カ所あると考えられる。そのうちの2つは前述したように嶺岡からその北方の船橋付近に至る単元と嶺岡から南側の海域にひろがる単元、もう1つは、群馬県高崎付近の新第三紀中新統の基底をその南限とし、その延長の埼玉県春日部付近からその北方にひろがる単元である（図8A）。これらの単元の規模は幅50～60km程度で、それらは北西～東西方向に並列して発達している。なお図8Bは、上総層群下部の古地理図である。図8Aとは大きく異なるが、両図の間には、黒滝不整合の形成期があり、さらに陸化した時期が想定される。一般にこの時期以降を島弧変動とよぶ。

図7 - 房総半島における堆積盆地の発達過程を示す概念図(三浦層群 上総層群)

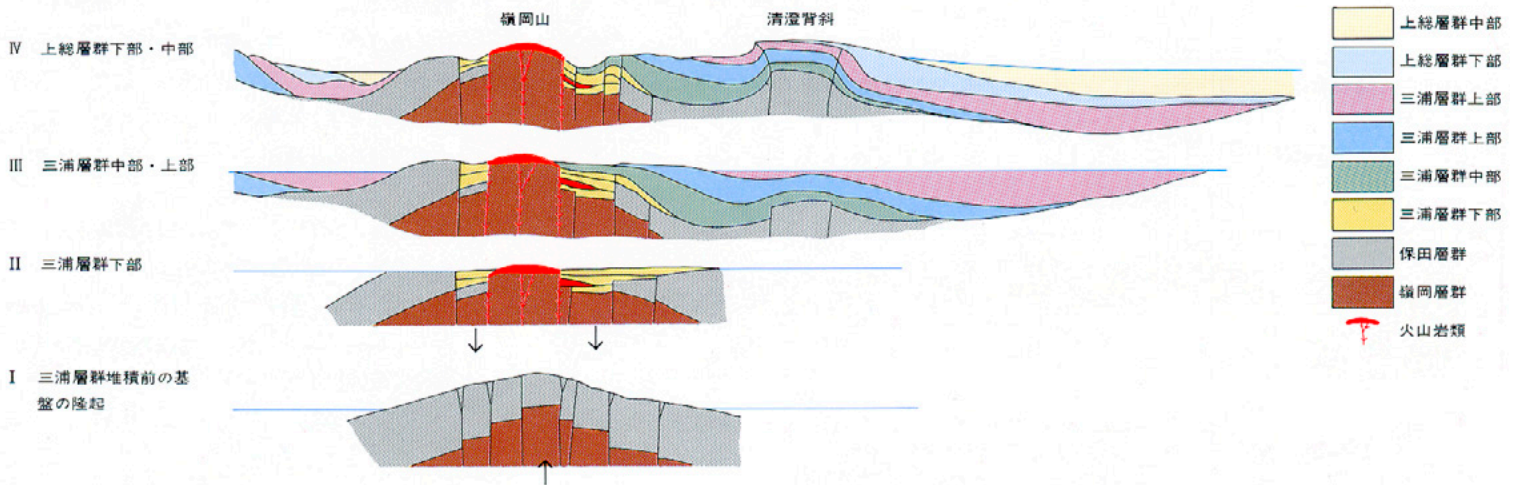


図8・A - 三浦層群中部・上部の古地理図(中新世中期～後期)

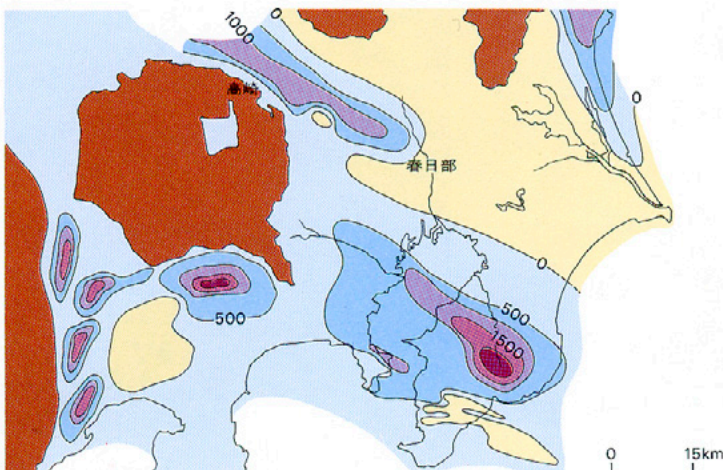


図8・B - 上総層群下部の古地理図(鮮新世)

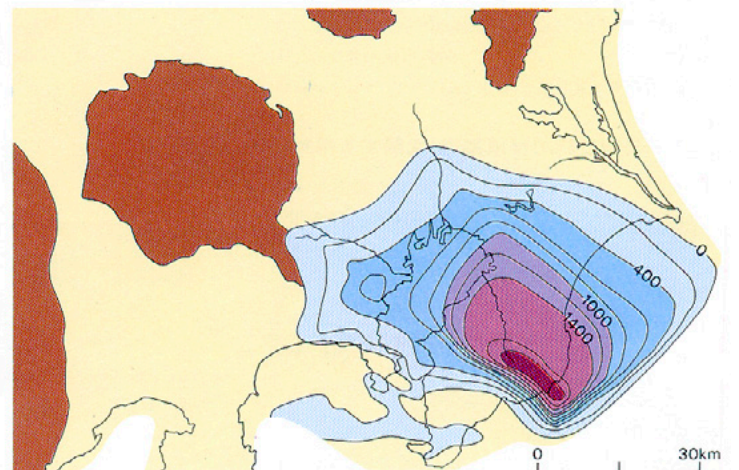


図9 - 三浦層群の層厚変化と地質構造の位置との関係を示す概念図(三浦半島、南北方向)

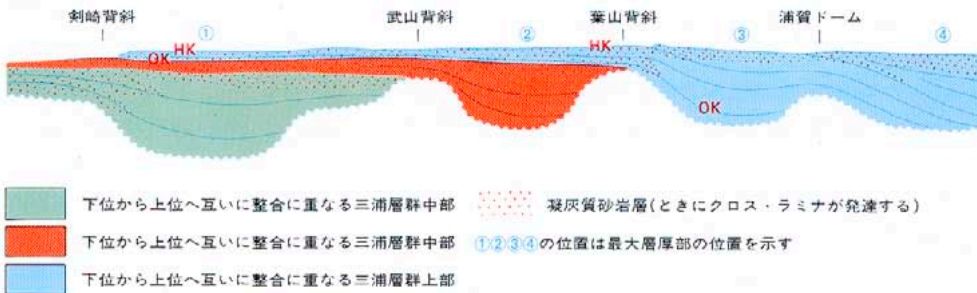


図10・A - 三浦層群上部の鍵層 Hk - Ok に挟まれる層位の等厚線図

<三梨, 1977>

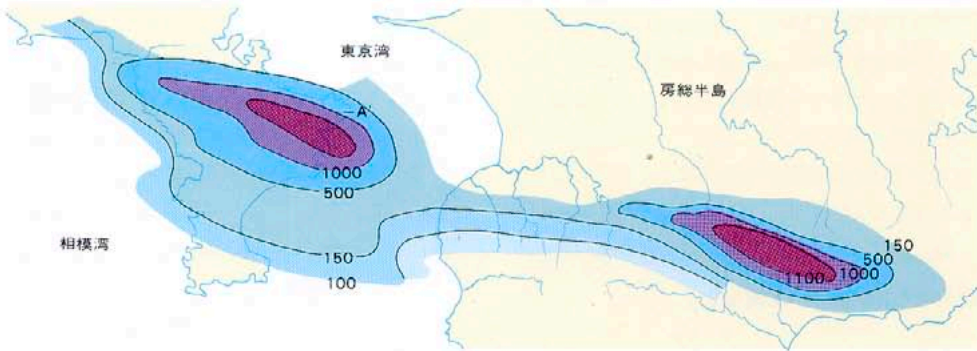


図10・B - 三浦層群上部の層序断面図(三浦半島北部・東西方向図10・AのA - A'の断面)

<三梨・矢崎 1968>

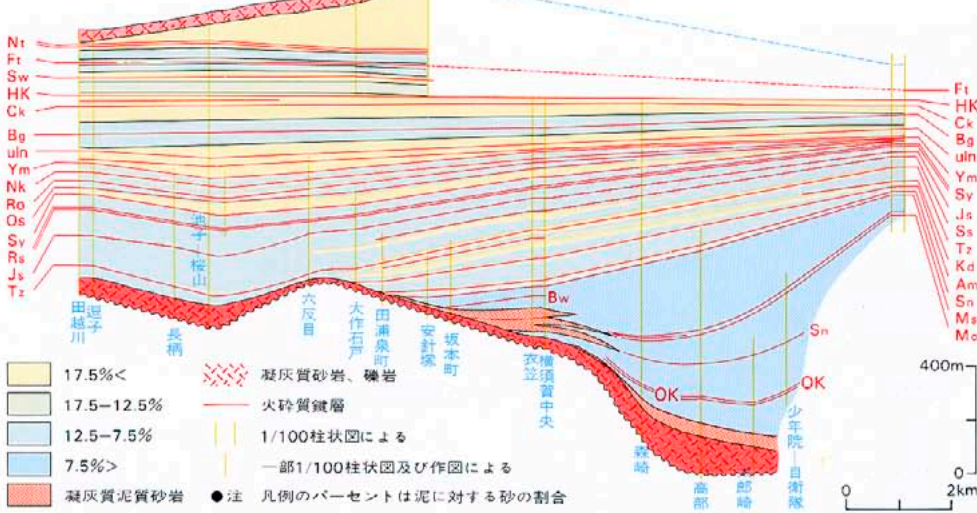
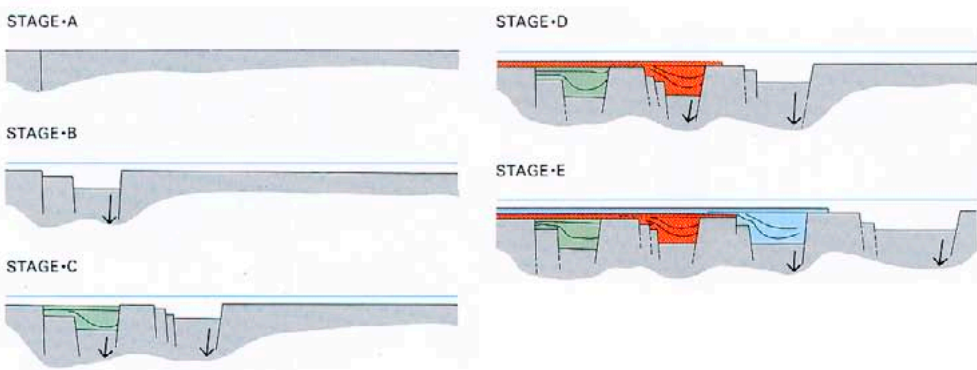


図11 - 三浦層群の堆積形式<沈降する傾動地塊の形成過程>

<三梨 1979>



沈降する傾動地塊

三浦層群の堆積構造を中心に

以上述べてきたように、上総・三浦両層群ともその発達形態の特徴は、沈降の中心部位が段階的に一方向に変移しながら発達してきたことであつた。沈降の大きいものは1,000mを越えるが、では、こうした沈降中心の変移は一体どのような機構によって行なわれるのであろうか。この点を知るために、各単元の地層の形態をもう少し詳しくみてみよう。

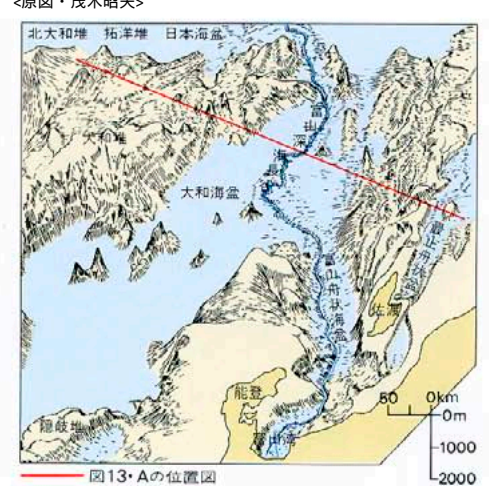
三浦半島の三浦層群は、基盤の葉山層群の上に数100mから1,000m程度の単元の地層が、その最大層厚部をつぎつぎに北方へ変移させながら堆積している。そして、これら各単元の最大層厚部の間には、葉山層を核とする基盤反映褶曲(武山および葉山基盤反映褶曲)があるので、傾斜方向(南北方向)の地層の形態と基盤運動との関係を知るのにはたいへん都合が良い。

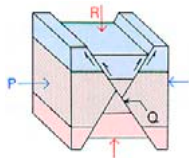
図9は、この地域の三浦層群の南北方向の堆積断面図(ある層準を水平に置いて、堆積時における地層の層相・層厚変化を復元したものである。なお、この図の単元の地層(三浦層群上部)を等厚線図で示したものが図10A、東西方向の層序断面で示したものが図10Bである。

さて、図9の各単元をみてみると、そこに共通した形態のあることに気付く。各単元のいずれもが、最大層厚部を中心としてその両側に、形式は違うが層厚の急変部ができておりそして最大層厚部の南側(堆積の中心が変移する方向とは逆方向)に層厚の著しく薄く広い部分のあることである。それは恰も、片方だけ

図13・B - 大和堆・富山舟状海盆の海底俯瞰図

<原図・茂木昭夫>





注2：共役断層 = 同一時期に同じ条件下の力の作用でできた互いにずれのセンスが逆な断層。ここでは左図のように、水平方向に伸長（引張り）の主応力軸がある場合にあたる。P = 伸長の主応力軸。R = 圧縮の主応力軸。Q = 中間主応力軸。

注3 = 部分不整合を示す単元，例えば上総層群中部基底（東日笠層）や三浦層群中部基底などの単元は，それぞれの層群の示す将棋倒し構造の1つの系列に含まれる。

ツバのついた帽子をひっくり返したような形態（厳密にはツバは両方にあるが，一方は狭いので省略する）をとっている。そして層理面の形態は，最大層厚部からツバの方向に著しく収斂状にうすくなり，他方，その反対側では，基盤にアパットする形態をとる。

また，ツバの部分と帽子の頭の部分とでは，それぞれの岩相が異なっている。厚い頭の部分の岩相は，比較的深い海の環境を示す泥岩層や砂泥互層からなり，うすいツバの部分の岩相は，クロスミナの発達する凝灰質の粗粒砂からなり，200m以浅の浅海性の環境が示される。

そして，これらの単元の累重の形式は，帽子の頭の部分と次の時代の帽子のツバの部分とを順に重ねていくような形をとる。各単元の層厚の急変部は，そこに褶曲構造が形成されることから基盤ブロックの境（後述の図12参照）とみなされるので，その発生機構は，図11に示すようなものと考えられる。

すなわち図11にみるように，高角正断層の発生が順次1方向に進むような応力が生じ，力学的には，これと共役（注2）な，それより落差の小さい逆方向落ちのいくつかの断層を発生させる。これらの一連の断層系によって生じた地形を反映して，一方にアパットし，他方に収斂状にうすくなる形態の地層が形成される。そして，このような堆積の場が，段階的につぎつぎと発生していくために，最大層厚部を中心とする単元が1方向に変移していくという，沈降する傾動地塊としての堆積盆，つまり将棋倒し構造が形成されると考えられるのである。

隆起域と沈降域における将棋倒し構造  
将棋倒し構造は，大小さまざまな堆積盆の構造とその発展系列として適用されるが，堆積盆の発展は，時代と共にある1方向にのみ移動するというものではない。堆積盆の発展が1方向へと続いたあと，ある時期に再び元の位置にもどって，そこからまた同方向に変移していく場合（新潟堆積盆の魚沼層がその例であるが，ここでは省く）や，また一般的な方向とは逆方向に変移することもある。後考の場合にあたるのが，三浦半島南部の宮田層（相模層群下部）である。この点を図12（14p.）によってみてみよう。

図12・Aは，さきの図9でみたように沈降する傾動地塊として，堆積盆は北へ変移していく。図12・Bは，三浦層群の一部が隆起し，この隆起帯の南側と北側とに堆積盆が分化し，そこに上総層群を堆積する。分化したそれぞれの堆積盆の構造は，三浦層群と同じく北方に最大層厚部が移動する将棋倒し構造の形態をとる。（注3）図12・Cが相模層群の堆積段階である。この時期に三浦半島は，葉山隆起帯を含めて全体的に隆起し，堆積盆はさらに分化する。北側の堆積盆では，図にみるように北方に最大層厚部が移動する将棋倒し構造を示すが，南側の宮田層を堆積する盆地は，南方に最大層厚部が移動する将棋倒し構造を示しているのである。

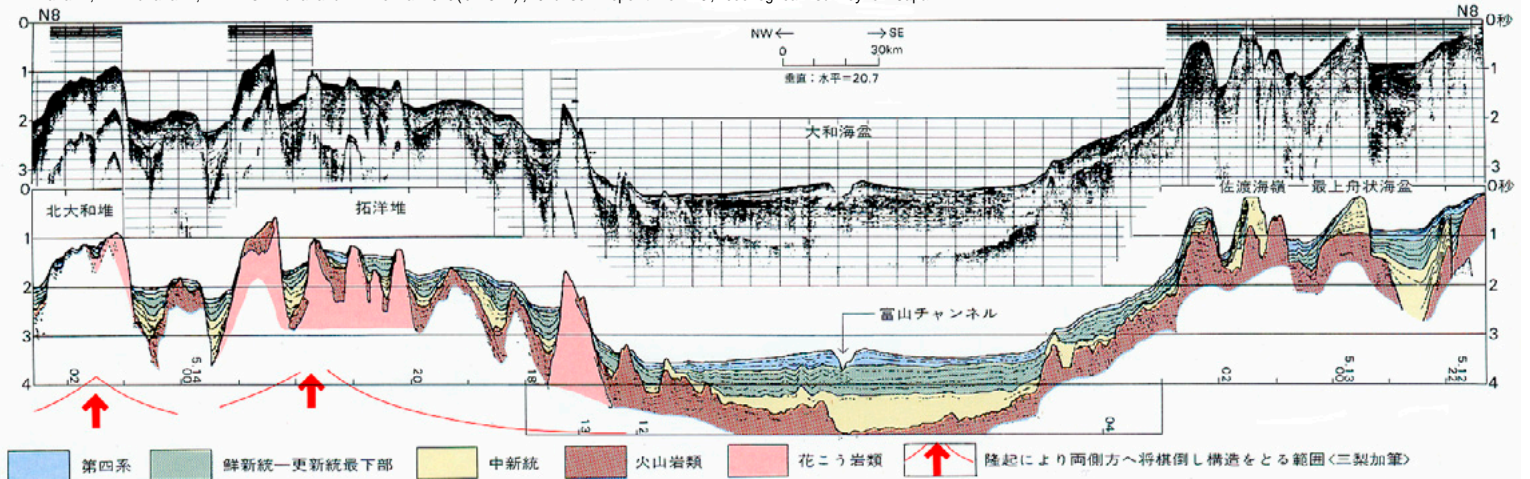
ところでグリントフ時代の堆積盆が示す将棋倒し構造について，藤田至則氏はその変移の方向を一進一退しながら日本海側に向かうとする考えを提出しているが，ここでは，この一退に当たるとされるケースについて触れてみたい。図13は，日本海海域における中新統～鮮

新統の堆積盆の構造である。ここでは，図にみるように，一般的に地形的に低い地域（沈降域）では，堆積盆の構造は，東側で収斂状にうすく西側でアパットする形態を示す。さきにみた三浦層群と同様に，沈降する傾動地塊としての堆積盆に酷似している。

他方，北大和堆や拓洋堆などの隆起帯では，西側への，あるいはその逆の東側への将棋倒し構造を示している。さらに佐渡の西側を通る能登堆についてみると，能登堆の隆起が大きいところでは一般方向とは逆の佐渡側への変移を示すが，この隆起帯が消滅するところでは，一般方向と同じく西方への将棋倒し構造を示す。つまり，隆起帯内部および顕著な隆起運動のあるところでは，一般方向とは逆方向の将棋倒し構造が発生するものと考えられる。このような場合には，藤田・井尻両氏が，将棋倒し構造の原因として後背地（古い地層の部分）の相対的隆起により，1方向に移動するとする造構モデルが適用するものと思われる。沈降地域の場合には，これまで述べてきたように筆者らの沈降する傾動地塊モデルが適用されると考えられる。最近，新第三系については，本州弧はもとより周辺海域を含め全体として，ほぼ西方への将棋倒し構造が認められ，また中生代層についても，東南アジアを含め同じ構造をとるものと考えられる（鈴木ら，1978）。このような広域での構造条件は，その広さに対応した深部での昇降運動によるものとする考え（34p.～35p.参照）から，将棋倒し構造の方向性については，その力学的歪面としてのベニオフゾーンに直交して，北西～南西方向へ進行するものと推定している。

図13・A - 最上舟状海盆 北大和堆の海底地質断面図

<K. Tamaki, F. Murakami, K. Nishimura and E. Honza:1979(GH78-2), Cruise. Report No. 13, Geological survey of Japan.>



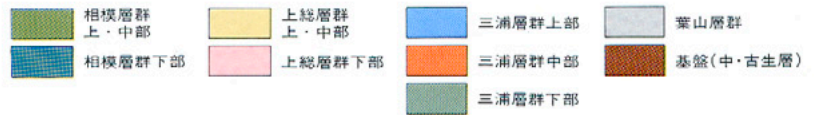
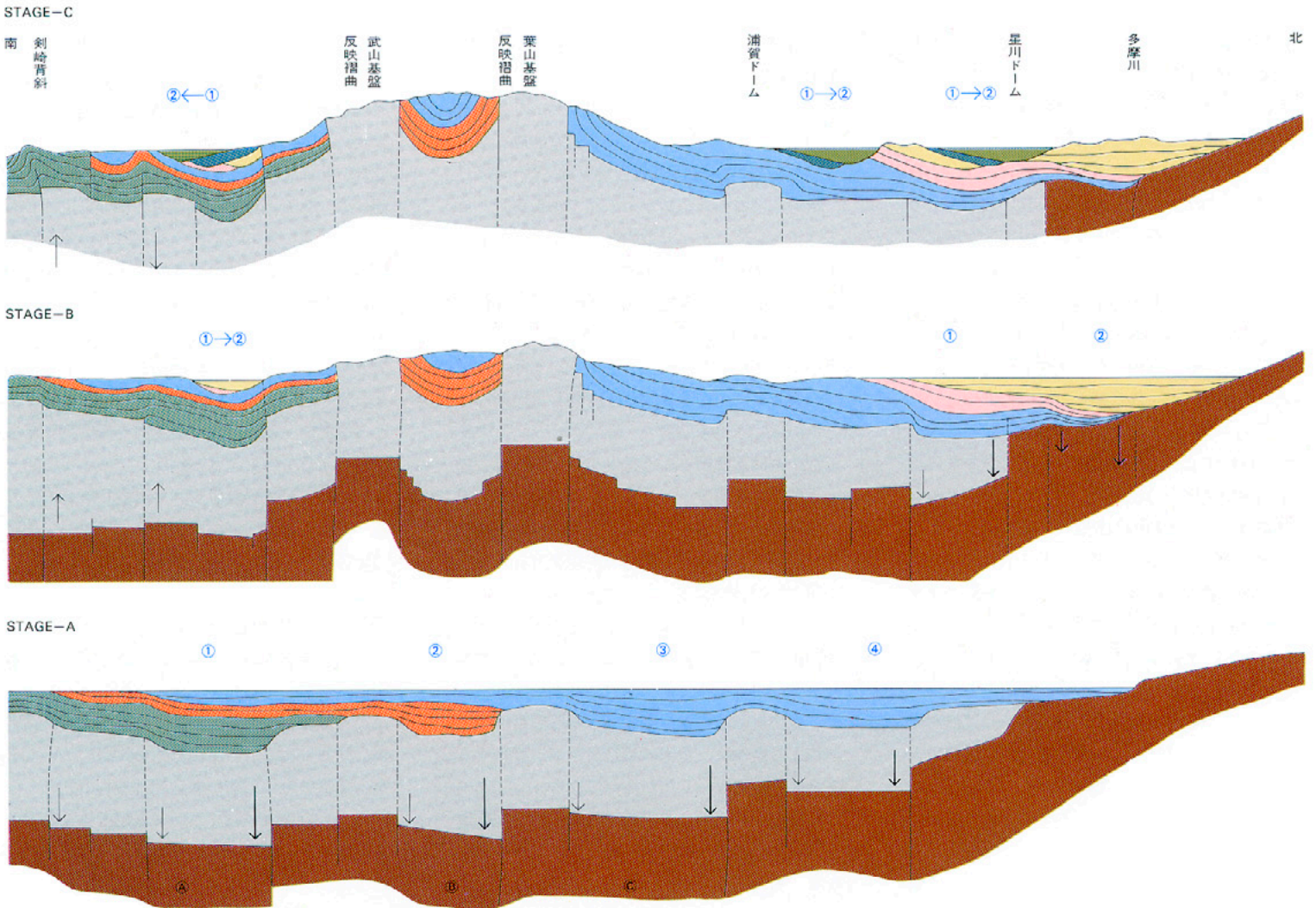


図12 - 三浦層群堆積過程における基盤運動とその後の構造運動(三浦半島)

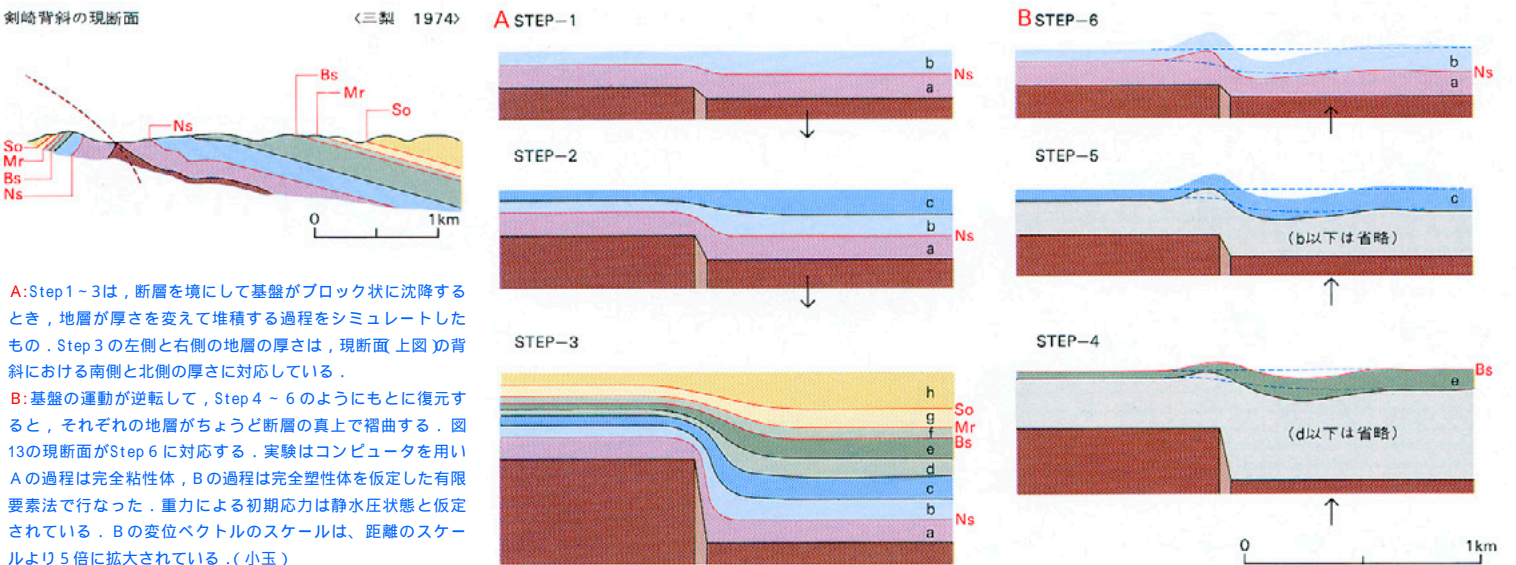
<三梨・小玉原図>



●注 ①②③④は最大層厚部を中心とする堆積单元。基盤のA③Cはそれに対応するブロックの单元。

図14 - 剣崎背斜過程のシュミレーションモデル

<小玉ほか, 1976>



A: Step 1~3は、断層を境にして基盤がブロック状に沈降するとき、地層が厚さを変えて堆積する過程をシミュレートしたものである。Step 3の左側と右側の地層の厚さは、現断面 上図の背斜における南側と北側の厚さに対応している。

B: 基盤の運動が逆転して、Step 4~6のようにもとに戻ると、それぞれの地層がちょうど断層の真上で褶曲する。図13の現断面がStep 6に対応する。実験はコンピュータを用いたAの過程は完全粘性体、Bの過程は完全塑性体を仮定した有限要素法で行なった。重力による初期応力は静水圧状態と仮定されている。Bの変位ベクトルのスケールは、距離のスケールより5倍に拡大されている。(小玉)



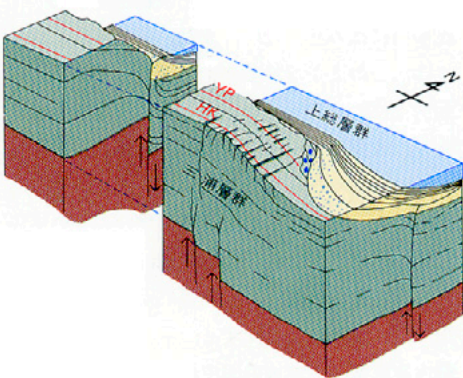
### 褶曲構造の形成

これまで述べてきたことから、堆積盆の構造や褶曲構造の形成は、ブロック化した深部基盤の運動と深くかかわっていることが推定できるが、この点を再び図12にもどって検討してみよう。図12は、三浦層群の堆積断面図に、主要な褶曲構造の位置と、推定される基盤ブロックの位置を対応させて、その後の発展過程を描いたものである。この図では、褶曲構造の形成は、それに対応する基盤ブロックのさまざまな運動によってうねがされたものとみなしている。

そのさい、武山・葉山の褶曲構造と浦賀ドームの形成は、不整合形成期の全体的隆起のなかで基盤ブロックが、沈降期と同じ向きの運動をしたことによると考えたが、剣崎背斜については、地層が示す状態から沈降期とは逆むきの基盤ブロックの運動を想定した。

図14は、剣崎背斜形成過程のシミュレーション・モデル（小玉による）で、堆積段階から背斜形成までの過程が検討されている。シミュレーションの場合、断層を生じ得ないので同型にはならないが、図にみるように基盤ブロックの肩の部分（ブロックの境界）がコブ状にもり上がり、褶曲構造の形成機構を解明している。このようにブロック化した深部基盤の上昇・下降の運動によって、堆積盆の発生と発展、さらには褶曲構造の形成が規制されていると考えられる。

図 15 - うねり構造の形成と基盤地塊の運動



うねり構造 = 地質図のうち、その断面図ではなく平面図で、地層が波状または階段状にうねった形態を示す構造をいう。この形態は、とくに不整合面の上位の地層に着しいが、これらの構造の形成は、基盤の地塊運動を反映しているものと考えられる。

### 東西性の基本構造と南北性の大陸起帯

ところで、さきにあげた図3の地質図をみると、三浦層群基底および上総層群基底の不整合が、平面的には、ゆるくうねった形態で分布しているのに気付く（下総層群基底の不整合でも同じ）。こうしたうねり構造の分布は、不整合、あるいは部分的不整合に目立つ、いいかえれば、不整合形成期、つまり陸化して侵食地形面が形成されている時期は、構造運動が最も活発に行われる時期に相当するわけで、この時期にこうしたうねり構造がつくられるのであろう。（図15）

上総層群基底の不整合（黒滝不整合）が示すうねり構造は、東京湾を中心として東西双方から南に下がる形が特徴的で、この形態は、上総層群の分布全体にもあてはまる。ところが三浦層群とそれより古い地層の分布は、全体として、西方から東方へ向かって一方的に南に下がる階段状のうねり構造が特徴的で、上総層群とは対照的な姿を示す。

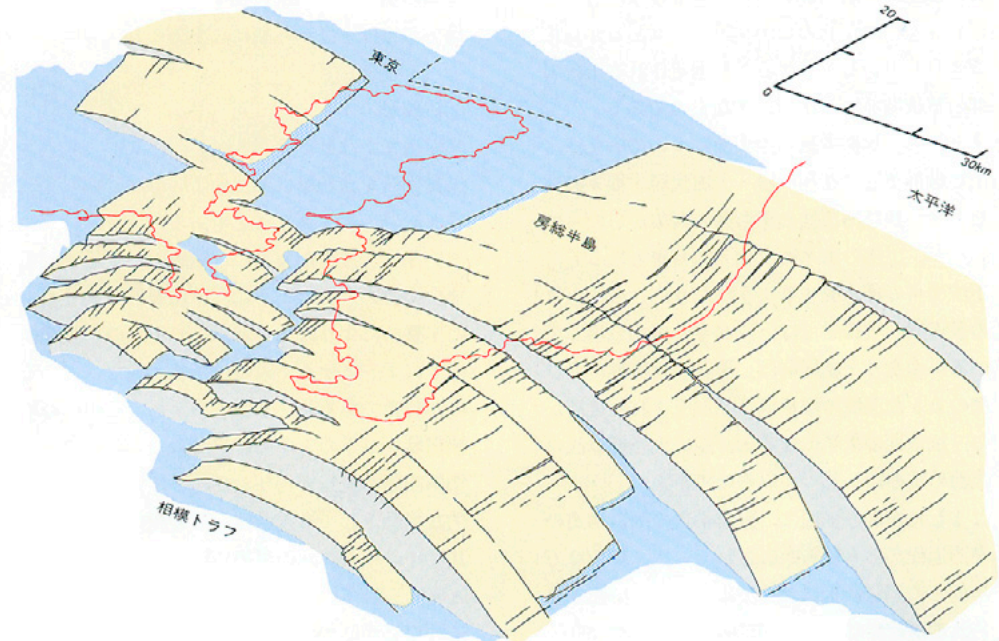
三浦層群のうねり構造の分布形態は、さきに図7や図10Aでみたように、この時期の堆積盆の主要な構造方向が、北東ないし東西性のものであったことと対応している。

他方、黒滝不整合および上総層群のうねり構造の形態には、おそらく隆起後背地の輪郭が反映されているのであろう。図3の地質図にみられるように、房総半島東部と三浦半島西岸に

は南北性の断層が数多く走っているが、この南北性の断層系は、相模・下総層群基底の長沼不整合期に発達したものである。こうした南北性の構造方向は、黒滝不整合を境として上総層群の堆積期を通じて次第に発達し、それらが、長沼不整合形成期に決定的な形となって出現し、そのヒンジの部分に南北性の正断層系を生じたとする考えが、小玉らによって解析されている。上総層群と三浦層群とのうねり構造の形態の相違は、堆積盆の構造方向における南北性と東西性の役割の違いを反映しているものと考えられる。

図16は、南北性のゆるい撓曲状の大隆起帯が出現した長沼不整合形成期の地塊の形態を概念的に示したものである。この南北性の大陸起帯は、房総東部にみられる南北性断層の走行からみても、伊豆七島・マリアナ弧方向の大規模な隆起帯の延長と考えられる、この図には、大陸起帯を出現させた構造方向が、それ以前に形成された東西性の基盤ブロックに作用して、基盤ブロックの形態が新しい姿に変化したことが示されている。それらは、古東京湾の成立からその後の構造運動を規定しているのであろう。房総半島・東京湾・三浦半島の地形に示される南北性の断層方向は、このような基盤ブロックの運動を反映しているものであろう。これらのことは、本州弧と七島・マリアナ弧の会合部にあたる関東堆積盆地の特徴とも考えられるのである。

図 16 - 長沼不整合期の全般的隆起の形状



# 古東京湾

菊地隆男 = 東京都立大学理学部地理学教室

## 古東京湾

千葉県北部一帯には、高度30mないし60mの平坦な台地が広がる。下総台地とよばれるこの台地は、図1にみるように、樹枝状に入り組んだ谷により細かく刻まれている。下総地方では、この谷の壁に沿って、浅い海底に生息していた貝殻の化石がぎっしりと詰まっている砂層がみられることがある。台地上に散見される縄文時代の貝塚と違い、この貝殻を含む地層は、台地の地質そのものを構成しているため、貝塚よりはるかに古い時代に形成されたものであることがわかる。事実この貝殻の化石は、今から13万年から14万年前の海底に堆積したものであることが知られている。同じ時代の貝殻化石の分布は、千葉県下の下総台地ばかりでなく、茨城県霞ヶ浦周辺の常陸台地、東京の山の手台地など、図3の小原台地・下末吉面として示される地域にもみられる。これらの分布をたどれば、当時の海の広がりも明らかとなろう。かつて矢部長克は、このようにして現在の関東平野一帯に広がり、東の方に湾口をもつ大きな湾を想定した。これが古東京湾である。

古東京湾の出現は、今からおよそ40万年ないし50万年前にさかのぼり、約10万年前に消滅したものとみられている。現在の東京湾は、古東京湾の名残りともいえるのである。

## 古東京湾誕生の背景

房総半島中部の丘陵を構成する地層は、上総層群と呼ばれる前期更新世の海成層である。上総層群は主に泥岩と砂岩の互層よりなり、有孔虫化石などの微化石のほか、稀れではあるが貝化石も含まれている。貝化石から推定される上総層群の堆積環境は、次のようなものである。

すなわち、房総半島の中央部についていえば、上総層群下部の黄和田層・大田代層・梅ヶ瀬層などは、新潮潜流性の深海区の群集からなっているが、上部の国本層・柿ノ木台層となると、下浅海帯の種も混ざるようになり、さらに上位の長南層・笠森層では、浅海帯の種が急増している。つまり上総層群は、現在の大陸棚斜面以深のような深海の堆積環境で形成された地層から、堆積期の後半になると、急に大陸棚以浅の浅海のものにかわっているのである。

こうした海況の変遷は、房総半島の地質構造の発達過程からも明らかにされており、約500万年前の前期鮮新世にはすでに陸化していたと思われる房総半島南部の嶺岡隆起帯が、約200万

年前の前期更新世になると、さらに北方へとその陸域を拡大していったことが推定されている。このような房南地域における隆起運動は、丹沢山地から三浦半島を経て房総半島嶺岡地方に延びる一大半島を形成し、その結果として、房総北部から関東地方中央部にかけて存在していた当時の海域は、大きな湾（＝古東京湾）として封じ込まれることになったのである。古東京湾の水深は浅く、湾口は東方に開いていて、時折り外洋の海水が流れ込むような湾であった。この湾内に堆積した地層は、下総地方の名にちなみ、下総層群と呼ばれている。

## 下総層群の堆積環境

下総層群は、一般に砂層からなっているが、泥層・礫層などもはさんでいる。砂層は所により貝化石を多量に含み、泥層は植物化石を含んだり、泥炭層を伴うこともある。

下総層群の地質構造は、図1Bにみるように、房総半島の中部では5前後で北西に傾き下がっているが、次第に傾斜は小さくなり、半島北部ではほとんど水平となる。この構造は、後述するように、下総層群の堆積過程を推定するのに重要である。

下総層群はまた、不整合により下位から、地蔵堂層、藪層、清川層、上岩橋層、成田層の5つの累層に区分することができる（図2）。各々の累層は、厚さは120mから30m程度で、それぞれが1あるいは2つの堆積のサイクルからなっている。ここで1堆積サイクルというのは、1つの海進期の堆積の場に対応するもので、地層としては下位から順に、上方にむかって

（不整合）

砂礫層

泥層または砂泥互層

貝化石を含む厚い淘汰のよい砂層

泥層（泥炭を伴うこともある）

というような重なり方の堆積層として示される場合が多い。このように、下総層群はいくつもの不整合により区分され、それぞれの不整合面の上に1～2サイクルの堆積物が重なっているのが特徴であるが、この事実から下総層群の堆積環境を以下のように推定できる。

第四紀を通じてたびたび起こっていた汎世界的な現象としての氷河性海面変動は、氷期には100mから130mの規模で海面が低下したものと考えられている。このような氷期のたびごとく古東京湾の大半は干上がって、そのとき、水

面付近あるいは水面上に姿をあらわして陸域となった浅海の地層は、削剥を受け侵食されて、不整合面を形成したのである。

そして陸域から延長してきた河川は礫を運び、不整合面をおおったのであろう。

その後に続く海面上昇期には、湾口が狭かったためか、強内湾性の泥質層が堆積した。

しかし海進の極大期を迎え、間もなく外洋水も流入する大きな湾となり、淘汰の良い砂層が厚く堆積していった。

湾の埋積が進むと同時に、次の海面低下期を迎え、湾の周辺部は急激に浅化したものと思われる。湾の浅海化を示す証拠として、厚い砂層の最上部には、ほとんど例外なくある特定の生物の生痕化石が含まれていることがあげられる。その生物とは、体長7mm前後のヒメスナホリムシ(*Exciroilana chiltoni japonica*)という甲殻類等脚目に属する小動物で、現在では、例えば九十九里浜のような、波のある砂地の浜の潮間帯にのみ生息しているものである。ヒメスナホリムシの生痕化石は、それを含む地層が、間違いなく潮間帯に堆積したものであることを教えている。

最後にこの砂層の上には、再び泥層が重なっている。泥層は泥炭層を伴うこともあり、海から離水した、湿地のような環境に堆積したものであることを暗示している。

以上が、1つの海進期に対応する1堆積サイクルの堆積物の形成過程である。このような堆積サイクルは、深海あるいは下浅海帯堆積物の上総層群にはみられない。また、房総半島においては、このような堆積サイクルをもつ地層群が、順次上位に累積している。これは、堆積の場であった古東京湾が、氷河性海面変動により深くなったり浅くなったりしつつも、次第に沈降していったことを物語る。沈降地域は、その後隆起域にかわり、これらの海成層は陸上にあらわれることとなった。この経過については、後の節で再びふれることにする。

## 古東京湾西方地域の海成層

ところで、下総層群のような堆積形態をもつ中期更新世の海成層は、どこにでもあるというものではない。沿岸地域にあるこの時代の海成層といえば、段丘地形を形成しており、厚さも比較的薄いのが普通である。間氷期の海面上昇に対応して海成層が堆積し、海成平坦面が形成されるのであるが、沿岸地域の多くは第四紀を

図 1・A - 房総半島北西部の地質図

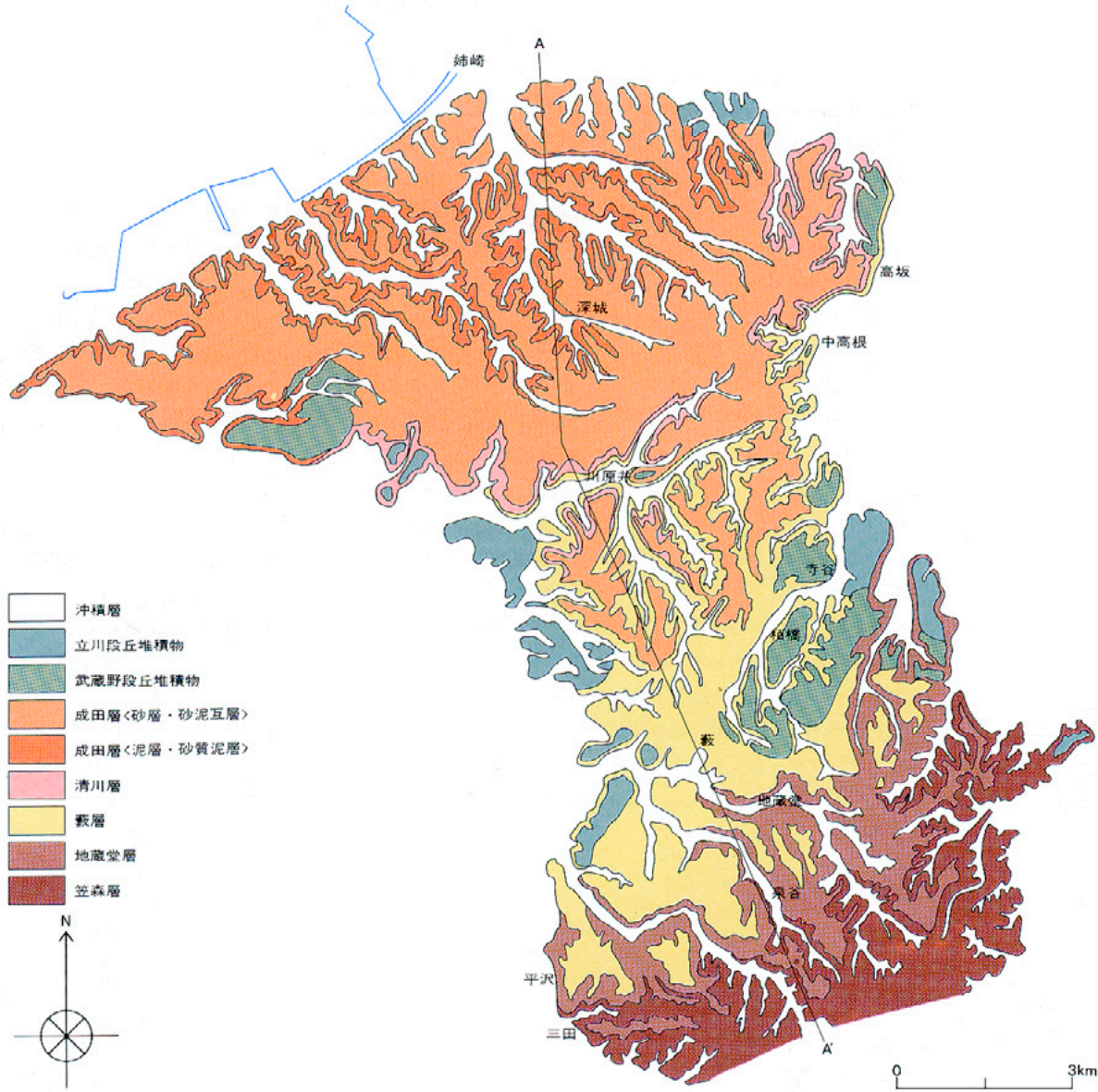


図 1・B - A A の断面

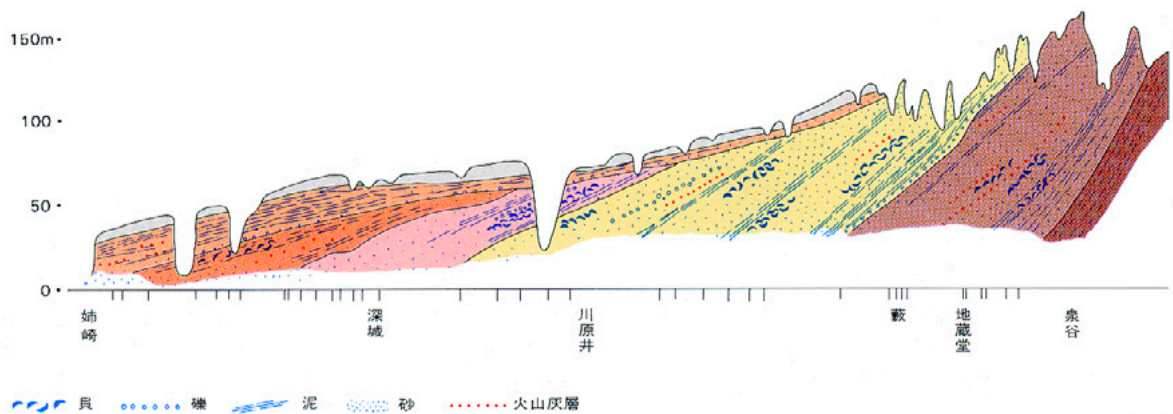
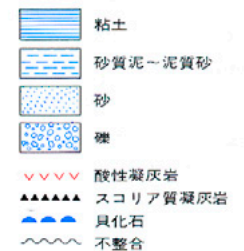
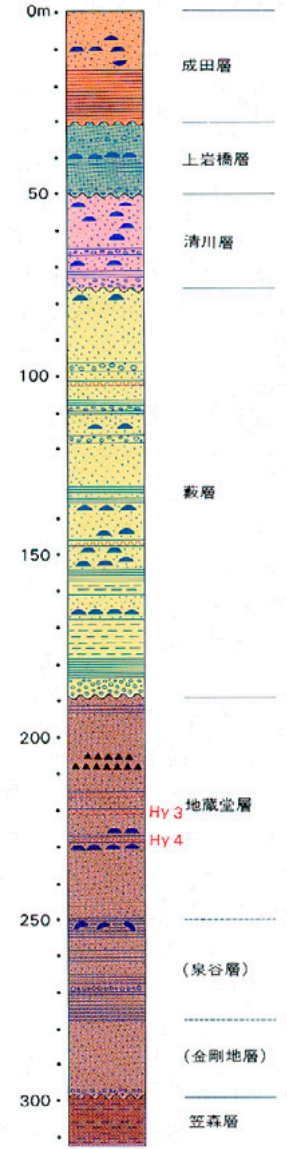


図 2 - 房総半島北部の下総層群 海成層の層序



通じて隆起傾向にあるため、古い平坦面ほどより高所に段丘面として保存されるからである。古東京湾の沿岸地域で、このような段丘地形が残されているところとして、東京湾の西側にある多摩丘陵北東部があげられる。この付近には、顕著な段丘面として、高い方から多摩面、多摩面、土橋面および下末吉面の4つの段丘面が残されている。このうち、明らかな海成段丘として知られているのは、多摩面と、下末吉面である。前者は、川崎市西部の向ヶ丘遊園付近に模式的な発達認められ、海拔90m前後の丘陵地をなしている。丘陵の背面は平坦で、この面をつくるのは厚さ約10m程のおし沼砂礫層である。砂礫層の上面は60mないし70mで、この上を関東ローム層（多摩ローム層）がおおっている。砂礫層の基盤をなすのは上総層群で、その境界は平らな波食台状の地形をつくっている。おし沼砂礫層は房総半島の敷層に相当する波食台上の堆積物といえる。

また、後者の下末吉面は、多摩面の東方にある海拔50mから40mの台地である。横浜市北部から川崎市の東部にあり、台地の名称は、平坦面を形成した海成層の下末吉層に由来する。下末吉層は、溺れ谷を埋積した厚い部分では30m

以上はあるが、大部分の地域は波食台堆積物で、その厚さは50cmから2m程度となる。厚い部分の層相は、下位から、礫まじり砂層、貝化石を含む厚い泥層、最上部の薄い砂層となっている。台地の大半を占める波食台の上には、最上部の砂層だけが載っているのである。下末吉層を堆積させた海進は、下末吉海進と呼ばれていて、日本各地にこの時代の堆積物が知られている。房総半島北部の成田層も、この海進による堆積物である。以上のように、多摩丘陵の東部地域は、古東京湾の湾岸をなし、隆起運動が引き続いてきたために段丘を残したものと考えられる。

また関東地方には、中・後期更新世を通じて、相対的に隆起も沈降もあまり顕著ではなかった地域もある。図4は、横浜市南部地域の中部更新統の分布ならびに地質断面図を示している。図には、複雑に入り組んだ谷地形と、それを埋積する地層の様子があらわされている。このような地質層序が形成されたのは、中期更新世の氷河性海面変動が、沿岸地域において直接に谷の形成やその谷の埋積に影響を与えたからであって、隆起あるいは沈降などの運動があまりはたらいていなかったことを示すものである。

なお、横浜市南部地域の中部更新統は、相模層群と呼ばれている。相模層群を堆積させた湾は古相模湾で、相模平野内に中心部をもち、現在の相模湾の方に湾口を開いていた。古東京湾とは別の小さな堆積盆地をなすものであったが、海進期には古東京湾と連なることもあったようである。

沈降中心部の移動と古東京湾の変遷  
 以上に述べてきたように、古東京湾は全体としては浅海性の海であった。しかしその海域は、長い時代を通じて一定していたわけではなく、沈降運動の中心部は徐々に北西の方に移動し、それにつれて古東京湾の海域も少しずつ変化をしてきたのである。

このような傾向は、すでに上総層群の堆積期以前から続いていたものであった。図5は、成瀬洋氏によって描かれたもので、房総半島の各時代の地層の厚層から求められた堆積盆地の移動の様子を示している。もっとも、この図には、房総半島南部の隆起運動の様子は示されていない。前章で述べられているように、上総層群の堆積盆の中心は房総半島中部にあったが、南部の隆起域が次第に拡大して沈降域が隆起域にかわるとともに、沈降の中心を北西に移動させて、

図4 - 横浜南部地域の海成第四系の分布および地質断面図 <関東第四紀研究会 1973>

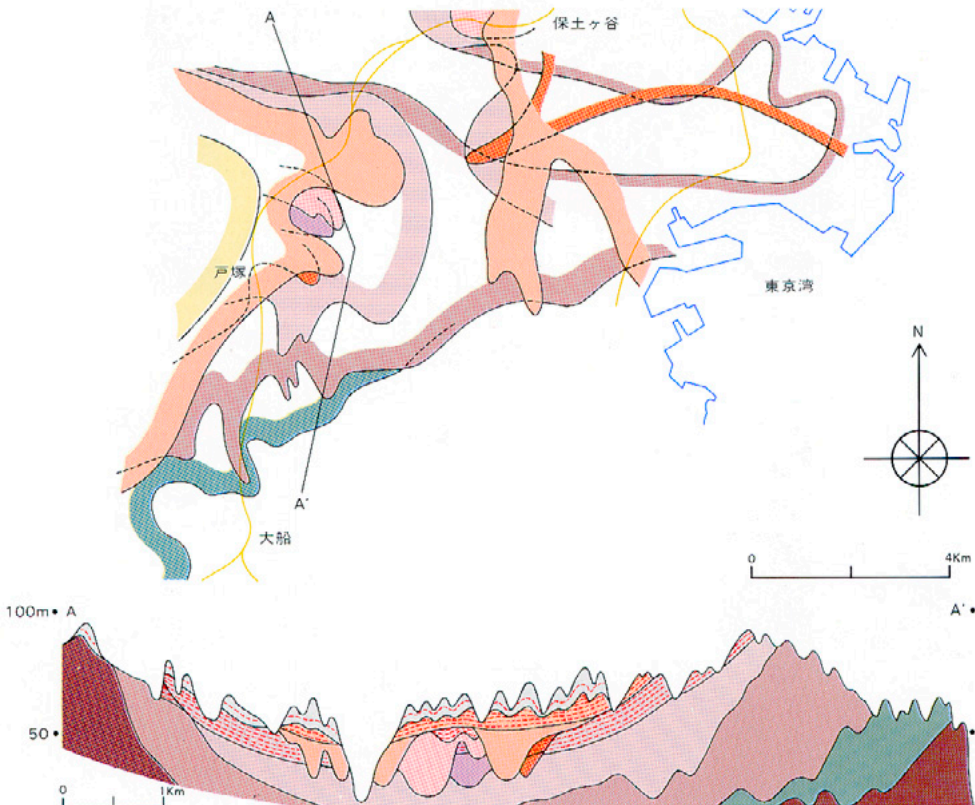


図5 - 房総半島の堆積盆地の南北断面図 <成瀬>

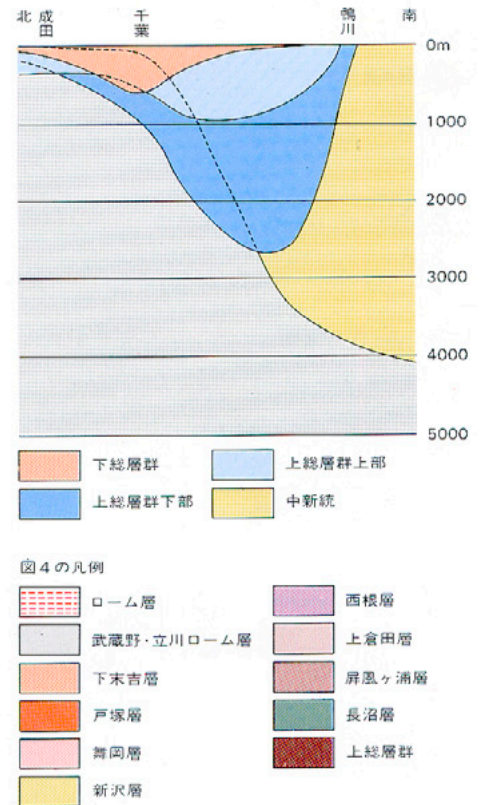
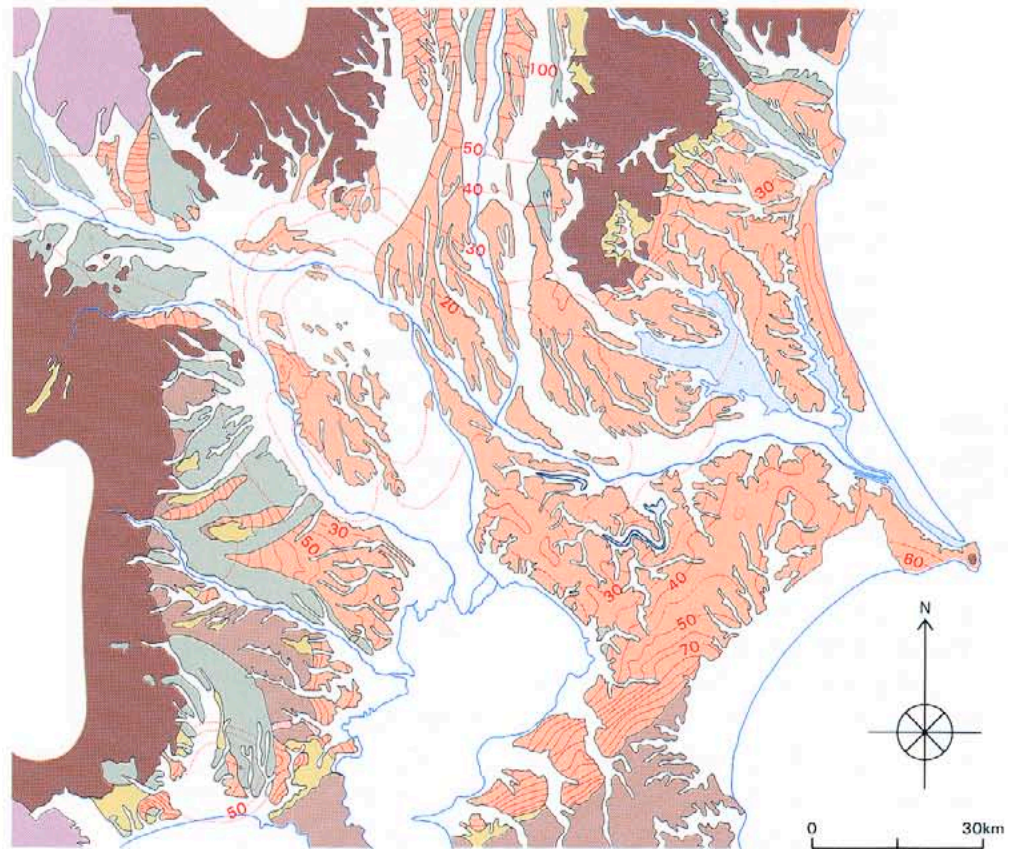


図3の凡例

- 沖積低地
- 下部更新統・鮮新統の丘陵
- 立川面・武蔵野面
- 中新統・中生界・古生界の山地
- 50 小原台面・下末吉面
- 第四紀火山
- 多摩面

図3 - 関東地方の地形面区分



新たな沈降域をつくるという形で発展してきたのである。さきに図1 Bでみたように、房総半島の下総層群は北西方向に傾いた構造、しかも傾斜の角度は北西方ほどゆるやかになるような構造を示しているが、このような構造を示すに至ったのは、上記のような運動の経過があったからに他ならない。

ところで、関東平野中央部付近の下総層群の構造については、地下地質の資料が十分ではないため、必ずしも明確になっていない。図6は、上水用、農業用、工業用などの井戸の掘削資料にもとづき、記録に残された礫層の追跡によって、地下の下総層群の構造を描いたものである。この構造は、多少対比上の問題が残されているが、ほぼ清川層の基底面の構造を指しているとみられる。この図には、東京湾北部の養老川河口付近および、かつての利根川の流域でもあった埼玉県春日部市の北方地域の2つの地域に、盆状の構造が認められる。このような盆地の分化は、上総層群の時代にはなかったことである。とくに後者の地域は、下総層群の時代になってから著しく発達した沈降盆で、この傾向は図3の地形面高度や、次章でくわしく述べられているような、最近の地質時代まで継続している運

図6 - 清川層基底の等高線図

<菊地・貝塚、1972>

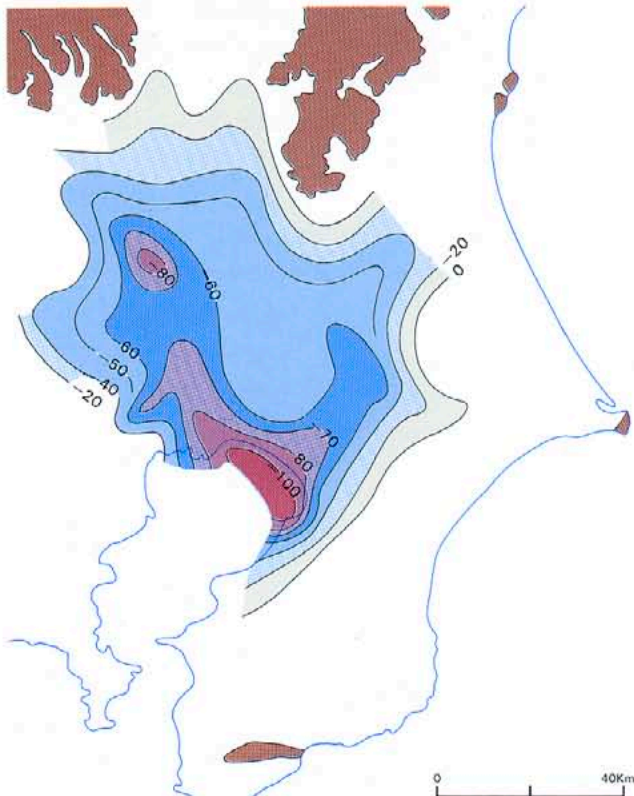


表1 - 関東南部地区の相模・下総層群と段丘堆積物の対比表

<菊地>

	横浜地区		多摩丘陵地区		武蔵野地区		房総地区	
	黒土層	沖積層	黒土層	沖積層	黒土層	沖積層	黒土層	沖積層
	立川ローム層		立川ローム層		立川ローム層		立川ローム層	
	段丘堆積物		段丘堆積物		青柳礫層		段丘堆積物	
	武蔵野ローム層		武蔵野ローム層		武蔵野ローム層		武蔵野ローム層	
	段丘堆積物		段丘堆積物		武蔵野礫層		千葉段丘堆積物	
	下末吉ローム層		下末吉ローム層		下末吉ローム層		下末吉ローム層	
	小原台面		段丘堆積物		成増礫層		電方崎砂層	
	下末吉層		下末吉層		所沢礫層	東京層最上部	成田層	
	土橋ローム層		土橋ローム層				上岩橋層	
	戸塚層		鶴見層					
	舞岡ローム層		多摩IIローム層		東京層上部		清川層	
	舞岡層							
	新沢層		おし沼砂礫層				藪層	
	西根ローム層		多摩Iローム層		東京層下部			
	上倉田層							
	山王台ローム層							
	上倉田層							
	平戸ローム層						地藏堂層	
	屏風方浦層		御殿沖礫層				(泉谷層)	
	長沼層						(金剛地層)	
	上総層群		上総層群		上総層群		上総層群	

動の表われとみることができる。

#### 下末吉海進期の古東京湾

下総層群の最上部にあり、海進期の1累層を構成するのは成田層である。この海進は、横浜付近の下末吉層を堆積させた海進と同一のもので、下末吉海進と呼ばれていることは前述のとおりである。

さて、下総台地や霞ヶ浦周辺の常陸台地一帯の成田層の層相や層厚、分布を詳しく調べてみると、成田層の堆積当時の古東京湾の様子が次第に明らかとなってくる。成田層は主に非常に淘汰のよい砂層からなっている。厚さは、最も厚いと思われる下総台地の中央部、印旛沼や手賀沼などの付近では、成田層の下限が沖積面の下にあるために不明である。しかし、観察されている厚さから判断して、35m以上と見積もられる。恐らく50m以上はあるものと思われる。

従来、古東京湾は、東方の鹿島灘の方に湾口があり、成田層の厚さも、東部の方が厚いものと漠然と考えられていた。ところが、成田層の基底にある不整合を追跡し、成田層の厚さを調べてみると、逆に東方に次第に基底の高度が増し、厚さも薄くなるのがわかってきた。

図7は、この成田層の基底面の高度を測定し、等高線に示したものである。このように成田層の基底面はかなり起伏をもっており、霞ヶ浦北部や下総台地の成田付近のように、谷地形をつくっているところもある。成田層中の貝化石の産地は、この基底の起伏に規制され、基底の凹部に分布する様子がよみとれる。さらに、基底の構造と成田層の層相や貝化石群集の組成との間にも密接な関係が認められる。例えば、霞ヶ

浦北部の玉造町付近のように、内湾に生息するマガキが密集して礁を形成しているところや、ゴイサギガイ、エゾマテガイ、ナミガイ、ウラカガミ、ヨコハマチヨノハナガイなど、内湾の砂泥底に生息するような種類が散在的に分布するところは、谷の奥のような地域に多い。

一方、印旛沼や手賀沼周辺部などでは、バカガイ、アサリ、ハマグリ、サルボウ、クサビザラなど、より広い湾に生息するような種類を密集して産し、外洋水も流れ込むような、波の荒い奥央部を思わせる。

このような成田層の基盤構造や層相、化石群集などは、成田層堆積当時の古東京湾の古環境を暗示している。すなわち、下末吉海進の初期には、鹿島灘付近や下総台地東部には基盤の高まりがあり、陸地を形成していた。その頃の湾口は、房総半島北部の茂原から東金付近にあったという見方と、現在の東京湾の湾口がすでに開いていたという見方とがあるが、はっきりしない。霞ヶ浦北部や東京湾西方横浜付近、木更津付近などは、溺れ谷となって湾奥部を形成した。このときの古東京湾の古地理図を描けば、図9Bのようになっていたであろう。

続く最大海進期には、海域は急速に拡大した(図9C)。成田層の上部を占める砂層が、広く下総台地、常陸台地をおおっているからである。このときの海岸線は、台地の周辺部に旧汀線地形として残されている。下末吉台地西部には海拔50m付近に多摩丘陵との境をなす傾斜変換点がある。房総半島では、茂原西方権現森付近に、実に海拔130mの高度に旧汀線地形が残されている。霞ヶ浦北部にも、土浦層石岡の北

西方に海拔40m付近に当時の海岸線が認められる。一方、古東京湾北西部の地域は当時の海岸線は明らかではない。かつての荒川や利根川、鬼怒川などが、扇状地あるいは三角州をつくって古東京湾に注いでいたために、地形として残されにくいということもある。しかしこの地域が、その後も引きつづいて沈降していることが、当時の地形をおおいかくしてしまっているものと思われる。

#### 古東京湾の消滅

成田層の最上部には、さきにも紹介したヒメスナホリムシの生痕化石をふくむ砂層がある。この砂層の分布をみると、当時の古東京湾が干上がってゆく過程の1時期の古地理をおもわせる(図8)。それは、現在の東京湾北東部の他、霞ヶ浦、印旛沼などの湖沼が分布する凹地地域を取囲むような形を示している。上記地域にはまた、湿地の堆積物をおもわせる泥質層の分布もみられる。

古東京湾の中で比較的早い時期に陸化をはじめたのは、むしろ湾の中央部に近い千葉県松戸市付近である。それは、当時活動していた箱根火山の噴出物のうち、より早期のものが、風成層(下末吉ローム層)として成田層上に重なるのを見ることができるからである。この地域には、構造的に隆起する運動が働いており、浅海化が進むと共に、他地域に先駆けて陸化した模様である。一方、他の地域は、当時の利根川や鬼怒川の河口からの土砂の流出があつて、次第に海域をせばめたものの、長期にわたって湿地の環境が続いていた。下末吉ローム層の降灰は、一部松戸付近の台地と房総半島中部付近の台地を

図9・A - 下総層群下部の海進期の古東京湾

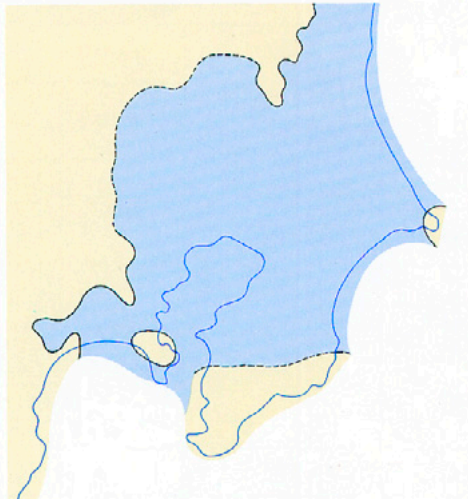


図9・B - 下末吉海進初期の古東京湾

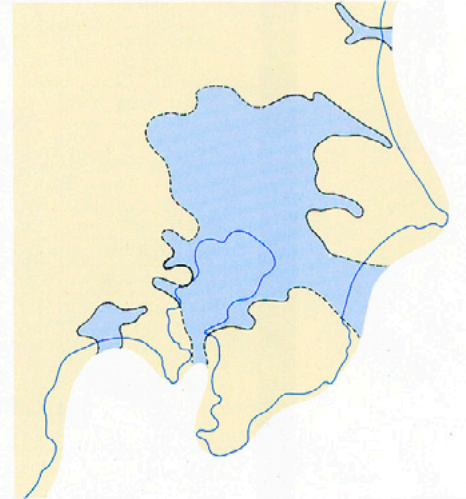
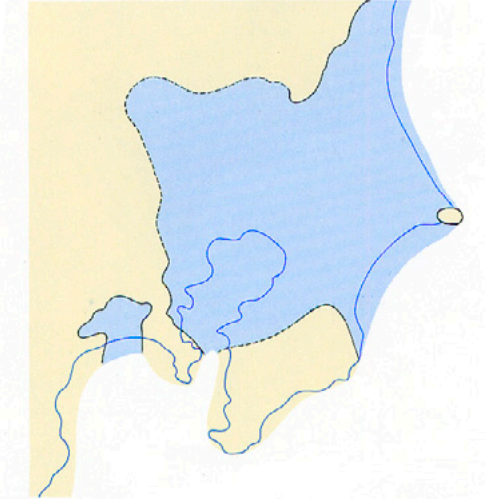


図9・C - 下末吉海進期の古東京湾



除き、すべて湿地あるいは氾濫原の上に堆積したものであると思われる。この時期の堆積物は、下総台地の広域にわたって凝灰質の粘土層（常総粘土層）となっているのである。この時期の古地理は、図10のようなものであったろう。

こうして古東京湾は、ほぼ全面的に干上がり陸化して消滅する。前述の2大沈降域のうち、春日部市付近はほぼ埋積が進んだが、現東京湾の北部は恐らく海域のまま残されていたのであろう。利根川・荒川水系は現東京湾に、また鬼怒川・霞ヶ浦水系は東の鹿島灘方面に河口を求めていったものと思われる。

関東地方は、成田層の堆積が始まる頃から新たな変動期に入り、成田層の堆積末期にはほぼ変動の極頂期に至り、このために古東京湾は消滅していったのであろう。この時期に、関東平野はいくつかの小盆地に分化すると同時に、広域にわたり隆起したものである。関東地方でも特に地殻変動が顕著にあらわれている大磯丘陵では、この時期が、全面的な隆起の時代に相当しているのである。

この時代に、なぜ隆起運動が活発化したのかはわからない。地殻変動というものがあるが、ずるずると等速的に進行するのではなく、新たな条件のもとでは新たなタイプの変動へと発展するものであるならば、このような変動の波はむしろ当然のことといえるかも知れない。

図7 - 成田層基底の等高線図

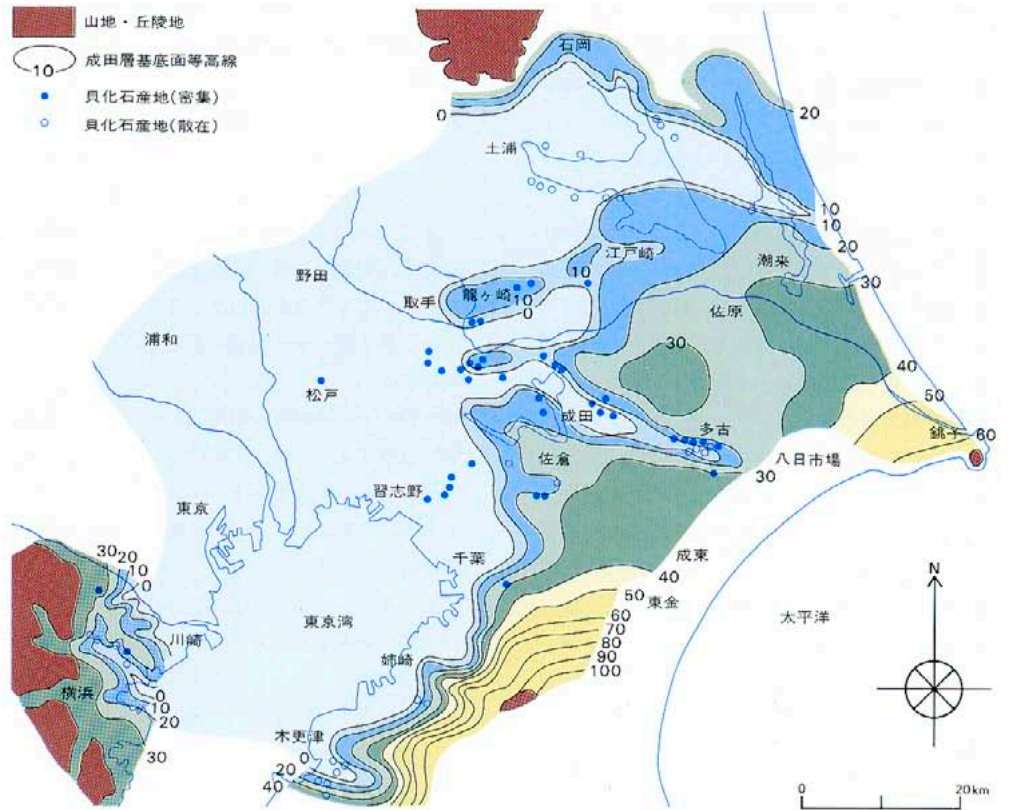


図8 - 成田層中のヒメスナホリムシ生痕の分布

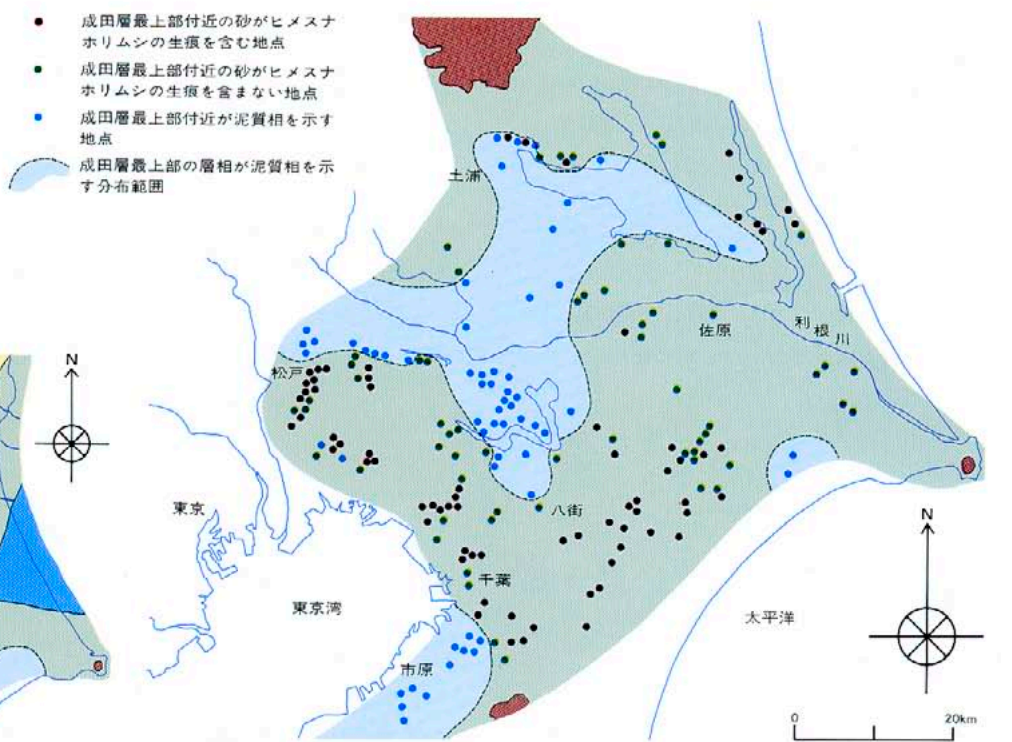
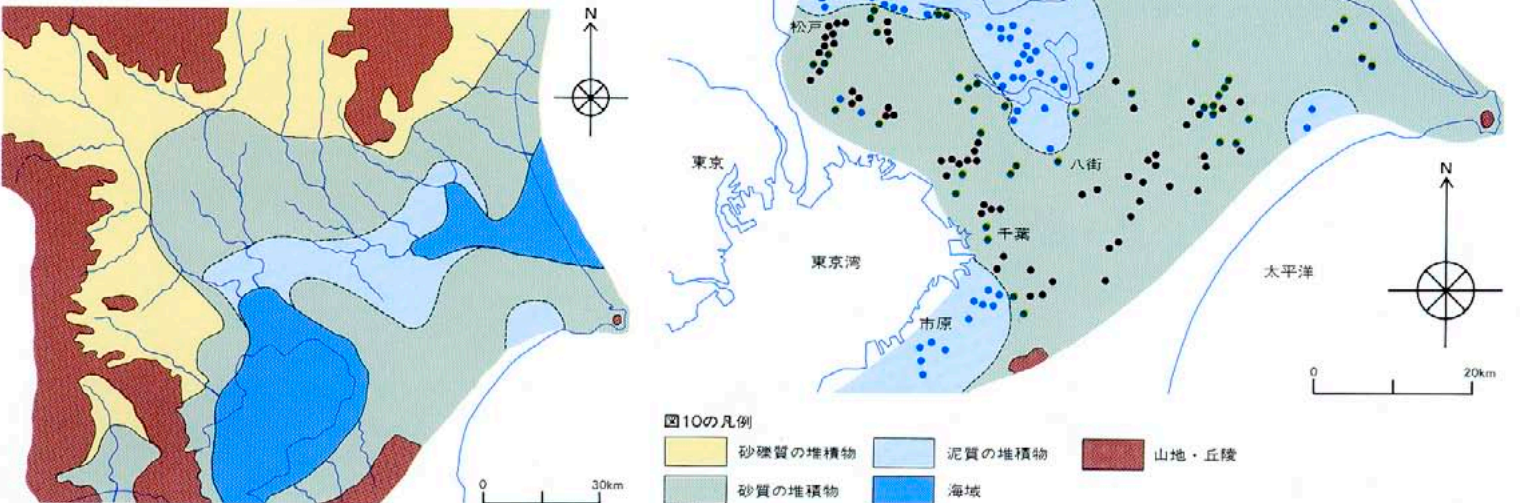


図10 - 常総粘土層堆積期の古地理図



# 台地の成立

小玉喜三郎 = 通産省工業技術院地質調査所

鈴木尉元 = 通産省工業技術院地質調査所

はじめに  
中新世以後の長い地質時代の間、関東地方には様々な隆起運動や沈降運動が生じ、地層の堆積が行なわれ、平野の土台が形成されてきた。では現在、われわれが実際の前にみる山の手台地とか下町の低地、あるいは荒川や利根川などの河川、そして東京湾といった地形はどのようにして出来上がったのだろうか。実はこれらの地形も、地殻の構造運動に大きく依存して形成されたのである。本章では、今から約10万年前にさかのぼり、当時堆積した地層を手がかりに、その後の地殻変動の過程を復元してみよう。

常総粘土層の変形  
ある時代の構造変動を求めるためには、何らかの地質構造について、変形以前の状態と変形後の状態を、できるだけ正確につかむことが必要である。そういう意味からすると、時代と堆積環境がたしかな水平な地層は、それ自身、最も都合のよい初期構造を示してくれる。図1は、千葉県市川市から流山市に至る洪積台地の地質断面図で、下は堆積時に復元した古地質断面図である。松戸市付近の洪積台地は海拔30m前後の高度を示すが、常磐線を境にその西方では、台地の高度が海拔20m前後に低下している。ところが上の断面図をみると、同一時代の地層、たとえば図のB層は、地形とほぼ平行しながら高度をかえて分布している。このB層は砂や粘土からなる水成層だから、もとは、ほぼ水平に近い平坦面に堆積したとみなされる(下図)。したがって、現在みられる約10mに及ぶ高度差は、その後の地殻運動で変形したものと解釈される。以下にもう少しくわしく、これらの地層の堆積過程と変形の過程を解析してみよう。ま

ず各露頭における地質柱状図をもとに、地層を時代別に古い方から順に、D C B Aと分類する。各層の特徴と堆積環境は次のようになる。  
D層  
きれいに粒度のそろった細粒～中粒砂層で、厚さ3～10m以上。松戸より東では、上部にヒメスナホリムシなどの生痕化石がみられる。さらに下部には、海棲の貝化石を含むことがある。西方では顕著な偽礫が発達するが、次に述べるB層と異なり軽石をほとんど含まない。浅海性ないし潮干帯の堆積環境が推定される。

C層  
粘土層のヌカ状細粒砂層ないし一部は細礫質砂層で、厚さ2～5m。下位層とはシャープな侵食面を境をなすことが多いが漸移的である場合もある。D層に引きつづく。海成～陸成の環境で堆積したと推定される。

B層  
粘土層、凝灰質砂層、凝灰質粘土層、軽石層より構成される。大きく3層準に分けられ、上位よりB<sub>1</sub> = 灰色凝灰質粘土層(厚さ30cm～1m)、B<sub>2</sub> = 凝灰質砂層～中粒砂層(0cm～10m)、B<sub>3</sub> = 白色凝灰質粘土層(約2m)、と区別される。最下位のB<sub>3</sub>層準は全体に著しく凝灰質だが、とくにその下限ふきんには、灰白色ないし桃色の凝灰層と、白色粗粒パミスないしゴマシオ状粗粒パミスの薄層が、厚さ30cmぐらゐの互層をなしている。これらは図のように、市川市から松戸市、流山市にかけて観察される。この軽石層は、横浜の下末吉台地や大磯丘陵などの下末吉ローム層下部に発達するSIPパミス群の一部に対比されるもので、今から約13万年前に降灰した軽石である。ただしこの軽石層は、西方

の流山市に入ると、上位の砂層によって、侵食されることがある。B<sub>2</sub>層がその砂層で、かなりの軽石を混入する細粒ないし中粒砂で、斜交葉理を伴うことがある。この砂層は、分布に地域性があり、松戸付近ではほとんどないが、ごく薄く発達する。しかし、市川市の東京湾沿いや流山市では、下位層をけずりこんで最大10m近くになることがある。基底部は粗粒砂ないし砂礫質で、シルトの偽礫を混入し、その中に、上述のB<sub>3</sub>層中の軽石層の塊りを取り込んでいる。B<sub>2</sub>層の上部は、細砂ないし粘土質細砂へと漸移的に変化してゆき、その上限ふきんに、1枚ないし2枚の白色軽石層がはさまれている。これらは、下末吉台地における下末吉ローム層中のオヤコ軽石層、およびPm-1軽石層に対比されているもので、それぞれ、今から約8万年、7万年前に堆積したものである。  
B<sub>1</sub>層は青灰色ないしウグイス色の凝灰質粘土で、市川市から流山市にいたる全域に発達している。厚さは30cm～1mで、まれに基底に砂層を伴う。B<sub>1</sub>、B<sub>2</sub>、B<sub>3</sub>層には、しばしば、直径1cmほどの炭化した植物の根の痕跡が発達している。B<sub>2</sub>層中の痕跡は、B<sub>2</sub>層の砂で先端が侵食されている。このように、B層は全体として、陸上の湿地あるいははんらん原のような環境で堆積した地層であると推定される。当時やや低地の部分には、B<sub>2</sub>層のような砂層が発達したらしいが、広い地域が、再びB<sub>1</sub>層で示されるような低湿地を形成したと推定される。このような環境は、現在の沖積低地に相当するようなもので、その平均勾配は、1,000分の0.2ないし0.5である。B<sub>1</sub>層は従来 常総粘土層 といわれていたものに相当するが、以下では、この地層を地殻変

動の基準にしている。  
A層  
すべて風成の褐色ローム層である。したがって、この間に、関東平野は全般的に台地化したことがわかる。厚さは2～7mある。大部分の地域では、下位のB層の上に厚さ10cm位の粘土化した風化ロームをはさんで、直接、約5万年前に降灰した東京軽石層が堆積している。その上に堆積するローム層は、武蔵野および立川ローム層である。ただし、一部、松戸付近では、この東京軽石層より下位に、風成の暗褐色ローム層が約2m程発達している。このローム層中には、クリヨーカン軽石とよばれる下末吉ローム層上部の軽石層がはさまれている。すなわち、この地域では、他よりやや早く湿地条件から台地へと移りかわったと推定される。  
図1の下は、下末吉ローム上部層の堆積より後、東京軽石層堆積より以前、すなわち今から5万～6万年前の堆積環境を復元した図である。このように、一部には先に離水した高まりがあるけれど、全体としては比高2m前後の平坦な地形が復元されるのである。  
さて、つぎに現在の断面図をみると(上図)、この常総粘土層(B<sub>1</sub>)以下の地層は、松戸付近を境にして、水平距離約5kmの間で10mちかく高度が変化している。すなわち平均勾配は1,000分の2以上である。このような起伏は堆積条件からは得られないもので、その後の地殻変動を考慮することにより、始めて説明されるだろう。  
洪積台地の形成  
常総粘土層あるいはそれ以前の地層が、その後の運動で変形してる様子は、関東平野の各地における研究で部分的にはすでに知られていた。

杉原氏(1970)は、前節の例と同じ下総台地西部で、地形的に低い西側の台地を下総下位面として、東側の台地と時代の違うものであると考えた。そして、そこに発達する龍ヶ崎砂層(上記のB<sub>2</sub>に対応)が、地殻運動を背景に堆積していることを指摘した。さらに、東京湾北東部の市原市付近でも、同様のことを示している。関東平野北東部の霞ヶ浦の周辺地域では、龍ヶ崎層とその上位の常総粘土層で構成される稲敷台地が、上流方向(北西方)へ逆傾斜していることが知られており、地殻変動によると指摘されている(上杉ほか、1977)。また堀口氏(1974)は、関東平野北西部に分布する段丘については、武蔵野ローム層基底の高度分布を解析し、従来、連続的に傾動していると解釈された変形が、いくつかの平坦な台地群のブロック状傾動の集まりであることを示した。三浦半島南部についても、海成段丘の武蔵野面(三崎面)が、南北方向を軸とした波曲をしながら西へ傾動していることが示され、この時代以後の地殻変動の様子が指摘されている(岡、1974)。  
このように、関東平野に分布する様々な高さの台地に対して、それを構成する地層の層序と堆積環境を解析し、それらの地層の現在の高度を詳細に測定すれば、広域にわたり、第四紀後期の地殻変動を検討する事が可能となろう。そこで筆者らは、さきに示した常総粘土層を対象に、その層序と高度分布を関東平野一円にわたって調査することにしたのである。  
調査の方法は、あらまし次のようなものである。まず台地周辺部の露頭では、<sup>1</sup>/<sub>10</sub>精度の地質柱状図を作成し、常総粘土層最上面の高度をハンドレベルで測定した。常総粘土層最上面とその

上位の風成ローム層との境界は、灰色から褐色に色調の変化が明瞭にみられるから、普通10cm以内の範囲で認定することができる。ハンドレベル測定の方は、くり返えし複数本の器具を用いて練習すると<sup>1</sup>/<sub>100</sub>以内の精度でおさえることができる。このとき、標高測定の基点としては、主として国土地理院の2万5千分の1地形図の独立標高点や1等水準点、三角点標石、あるいはしばしば主要道路を直角に横断する等高線を用いた。このような仮原点の標高誤差は最大±2mはあるとみられる。結局、この方法による粘土層の標高測定には、最大2m、通常は±1mの誤差を含むものと推定している。このほかに埋没するローム層については、いくつかのボーリング調査を実施した。また様々な既存の地下地質試料も参考にした。これらはふつう、非常に詳細な海拔高度が示されているのだが、地層境界の認定精度の方で最大5m以下の誤差が含まれると推定される。結局、これらをもとに、図2では5m間隔の等高線(一部2.5mの補助線入り)で、常総粘土層の高度分布を示した。図2をみると、埼玉県春日部市付近と、東京湾北部の2つの目玉を中心に、周囲にいくにつれて常総粘土層が徐々に高く分布し、下総台地南部の茂原付近では、海拔135mにあることがわかる。以下に、各地域ごとに同層の高度変化の様子を検討してみる。  
下総台地南部  
茂原市を中心とした千葉・八街・東金以南の地域を下総台地南部と仮りに呼ぶことにすると、この地域には常総粘土層が海拔15mから海拔135mにまで分布する。関東平野中で最も高度変化の激しい地域である。図3の断面Cで常総

図1 - 下総台地西部の洪積台地の変形 上 = 現在の断面図 下 = 武蔵野ローム層堆積直前の復元断面図

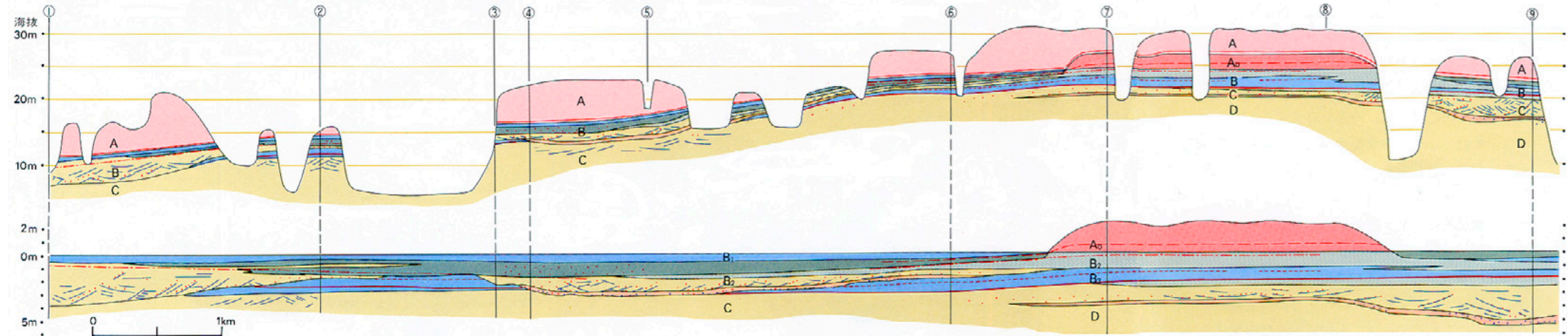


図1および図3の断面線位置図





粘土層の下部に挟在する数枚の軽石層はSIP群に対比されるものである。この層準は現在の地表面高度とほぼ平行して海拔15mから100mにわたって分布する。またその上位、Pm-1層準の軽石質砂層は、しばしば著しい斜交層理や偽礫をとめない、この偽礫中に、下位SIP層準と思われる軽石層が含まれている。この関係は、前節に示した例と同じである。

等高線は茂原市と大網付近を中心とした2つの高まりに分かれ、ほぼ北東-南西方向と北西-南東方向の直交する2方向を軸に撓曲している。等高線と直交する最大傾斜の勾配は1,000分の11に達し、これは通常の山ろく扇状地の礫層の勾配が1,000分の6前後であることと比較しても、いかに急なものであるかがわかる。

#### 下総台地北部

上述の八街・成東以北、佐倉・成田以東で利根川以南の台地を仮りに下総台地北部と呼ぶ。南部地域と異なり、非常に平坦な台地が粘土層の高度で30~40mのはん囲で広がる。台地東部の八日市場市付近には、B<sub>2</sub>の偽層した砂礫層が粘土層直下に発達するが、この部分の台地高度は、現在はむしろ他より高い。また、北東部の小見川より東では、B<sub>1</sub>の粘土層が発達しておらず、東京軽石層の層準のローム層まで、砂つぶまじりの水中堆積層になっている。このような部分も、現在も、台地中央部に劣らぬ高度を示している。これらのことは、台地をつくった構造運動のはじまりの時代が、今から5万年よりももっと新しい可能性を示している。

等高線の形状は、現在の地形にそって北北東-南南西方向に長軸をもって分布しているが、それと直交する西北西-東南東のトレンドが、成田・栄町・佐原市付近にみられる。ここで注目されるのは、このような台地上の等高線の形と平行するように、低地を流れる利根川の川筋が直角に蛇行していることである。成田市や佐倉市・千葉市付近では、粘土層が東側の高度30mの台地から西側の22mの台地へと急に変化し、直線的な撓曲帯を形成している。

#### 下総台地西部

上述の佐倉・成田・千葉以西で、船橋・松戸・野田・我孫子・印西町を含むはん囲を下総台地西部と呼ぶことにする。粘土層の高度20mの等高線が示すように、全体として北西に長軸をもつ平坦な台地が1つの単元をなす。特にその南縁には、市川市・船橋市・千葉市にかけて西北

西-東南東の直線的な撓曲帯が発達し、これと、洪積台地のへりの崖線や東京湾の海岸線が平行している。我孫子市の手賀沼や八千代市付近の沖積低地そして印旛沼なども、粘土層の低下している部分で、ほぼコンターの形状に対応して形成されている。

松戸市付近には、常総粘土層がなかったり、風成の下末吉ローム層上部が発達する場所があり、当時、他地域より先に離水したことを先にのべた。しかし、それでも、成田や市原の台地よりずっと低い。前節の例で示したように、流山市以西の台地は異なる台地単元に属し、ゆるく北西方に傾動している。松戸側の台地との間には、北北東方向の地溝が形成されている。

#### 武蔵野台地

武蔵野台地の北半分は、小原台海進で形成された地形面とされている(地質調査所, 1979)。この地域でも、Pm-1層準の凝灰質粘土層の上位に、青灰色の粘土が発達している。この粘土も、下総台地の常総粘土層に対比されると解釈される。粘土層は、海拔15mから海拔50m以上にわたって分布しており、北縁では、西北西のほぼ直線的な軸をもって北側へ撓曲している。東縁では、北北東の軸をもって東へ撓曲している。このような等高線の形にほぼ平行して、台地へりの崖線や、低地を流れる荒川や隅田川が、直角に曲がっている。

#### 大宮台地

本地域でも、下総台地や武蔵野台地と全く同様に、Pm-1層準の凝灰質粘土層が武蔵野ローム層基底の東京軽石層の直下に発達している。粘土層上面の高度は、全体に南部で高く海拔12~13mを示し、沖積層との比高が6~7mある。これが北へいくにつれだんだん低くなり、海拔10m以下の部分では、沖積面との比高がなくなり、さらに北では沖積層下に埋没する。高度分布のコンターをみると、全体として北西-南東方向の長軸をもっているが、とくに、北側の綾瀬川に沿っては直線的な撓曲帯が続き、南北の洪積台地が約1~2mの落差をもっている。

#### 東京湾周辺の埋没台地

東京湾周辺の沖積低地には、埋没した洪積台地が地下15m~30mに発達していることが古くから知られていた。たとえば江東区の地下30m付近からは、風成の褐色ロームがボーリング試料に見出され、ほぼその水準に台地状の地形が発達している(東京都土木研, 1977)。このロ

ーム層は、従来、立川ローム層堆積期に海水準が低下してできた新期の低位段丘とされていた。しかし、筆者らがそれらの試料を再検討した結果、武蔵野ローム層下部のものである可能性が見出されてきた。しかもこのローム層下には、白色の凝灰質粘土層が見出されている。

同様の現象が、千葉市南部から市原市にある地下15mほどの埋没台地からも見出されている。これらの台地面が、厳密に下総台地や武蔵野台地に対比されるかどうかについても、層序学的な検討がもっと必要であるが、もしそれが成りたてば、東京湾形成をめぐる構造運動と時代と型とが一層明瞭になるだろう。

#### ブロック状の造盆地運動と地形の成立

図2をみるとわかるように、常総粘土層の高度分布は、おおむね現在の台地の地形と平行している。平野の中央である埼玉県春日部市と東京湾の北部とが高度的に最も低く、周辺にいくにつれだんだんに高くなっていく。そしてこのような分布形態は、粘土層堆積当時を基準にしたとき、その後の昇降運動の反映なのであり、過去数万年以後に生じた関東造盆地運動の実際の姿とみられるのである。盆地の形態は、なめらかなお盆のように一様に形成されてはいない。並べたタイルがくいちがうように凹凸をもっている。しかも、すべてのタイルが一様にずれているのではなく、中心から少しはずれた東京湾北部や春日部市あたりが、10km×20~30kmの広がり特に沈降している。そして、全体の盆地は100km×150km四方に及んでいる。このようなブロック状の凹地が、堆積物の有無に関係なく、盆地全体の全般的な上昇(台地化)の過程で生じたことは、地質学的事実が示す興味ある現象である。

さきに述べたように、台地と低地を限る崖線の形態は、台地上の粘土層のコンターとよく調和している。低地を流れる河川や沼、あるいは海岸線の形態についても同様のことが成り立っていた。これらの現象は、地形を形成する条件が、単に川や海の水理学的な侵食作用によっているのではなく、むしろその条件を構造運動が規制していることを意味するものだろう。これらの過程を概念的に示したものが図4である。

このように、関東平野にみられる現在の地形は、やはり、過去から引き続き関東造盆地運動に大きく依存して、ごく新しい時代までこの運動が進行していた結果であることが分かるだろう。

図2 - 常総粘土層の高度分布 <海拔m>

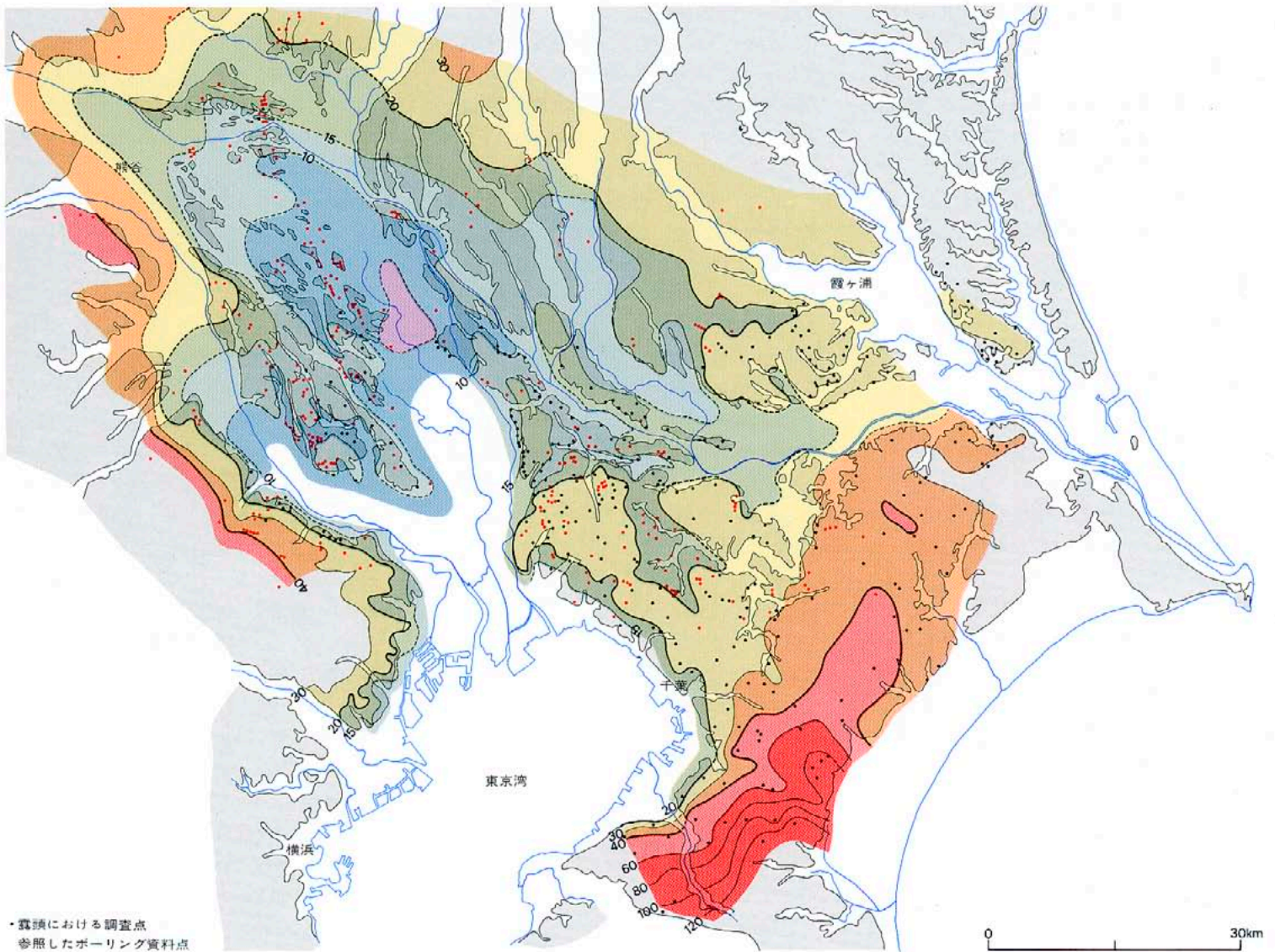


図3 - 下総台地南部の洪積台地の変形

上=現在の断面図 下=武蔵野ローム層堆積直前の復元断面図  
凡例は図1と同じ

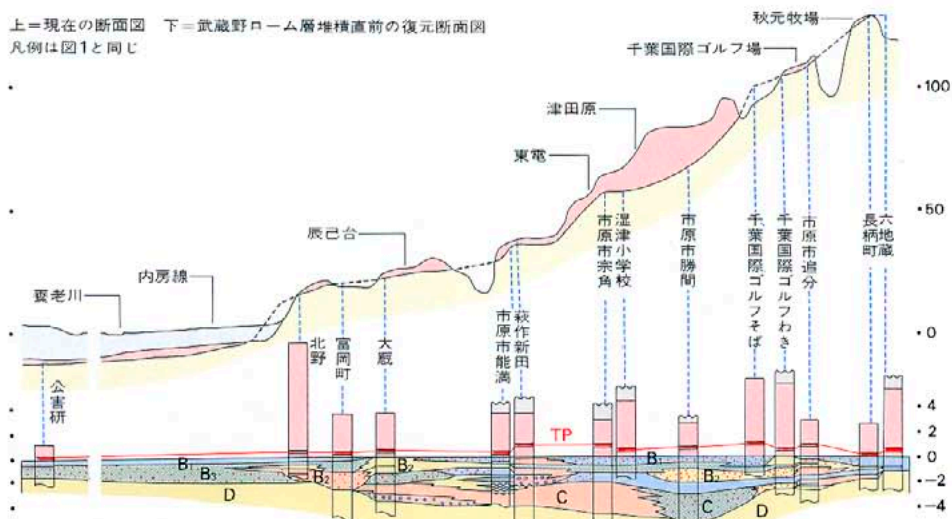
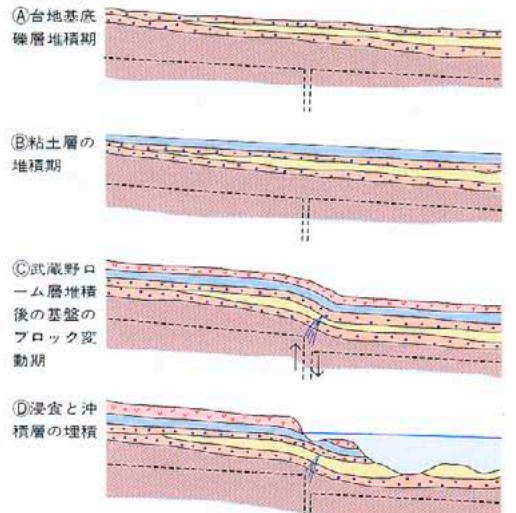


図4 - 段丘崖の成立と構造運動



# 相模堆積盆地

岡 重文 = 通産省工業技術院地質調査所

はじめに

相模川は、神奈川県中央部を流れて相模湾に注ぐ。この川の中・下流域は、標高20~70mの緩やかな起伏の丘陵と、広い平坦な台地とからなり、相模川と海岸に沿っては低地が広がっている。これらの低い丘陵、台地、低地をまとめて、ここでは広義の相模平野と呼ぼう。

図1は、現在の河川によって侵食される以前のこの平野の状態を復元した埋谷図である。この図に明らかなように、相模平野は、西側の高さ1,100~1,600mの丹沢山地によって、北側から東側にかけては高さ70~200mの多摩丘陵によって囲まれている。そして平野の南側はどうかというと、ここは相模湾に向かって開いているように見えるが、実はそうではない。大磯から東方にのびる湘南海岸すれすれの海底には、第三紀層が点々と露出しており、茅ヶ崎では小島になり、片瀬海岸では江ノ島となって終る。つまり相模平野は、地質学的には南側にも閉じた盆地状をなしているのである。あとで述べるように、盆地の中心部（沈降部）は、平野のほぼ中央、新幹線が沖積低地を走るあたりにある。この盆地は、第四紀の中頃（更新世中期）から始まった沈降運動によって造られ、その運動は現在まで続いているとみられている。地盤の沈降と間氷期における海面上昇とが重なった時代には、東は横浜の戸塚を抜けて東京湾まで、西は小田原の酒匂川、北は秦野から厚木にいたる広い範囲が内湾状の海域となった。内湾の東部は 戸塚湾 と呼ばれている。盆地の中には、沈降と共に相模川が運んできた大量の碎屑物が厚く堆積した。こうした事情が明らかになるにつれ、この沈降域 = 堆積盆地は、相模積成盆地 と名付けられ、沈降運動は 相模造盆地運動 と呼ばれるようになった。

積成盆地に堆積している地層のうち、丘陵を構成しているものは主として海成層で、更新世中~後期にかけての堆積物が、相模層群と呼ばれる。相模層群の厚さは明らかではないが、約400mはあると推定されている。相模層群の堆積期には、いくつかの海進（海水面上昇）と海退（海水面の低下）とがあり、これに伴って多くの海成段丘がつくられた。更新世の末期になって海が退いたあとの盆地では、河川の侵食と堆積が始まった。河川は、以前につくられた海底段丘を侵食し、またこの地層の上に、広い範囲にわたって扇状地や自然堤防帯などを形成し、

広く平坦な台地をつくった。そしてこれらの河成段丘（河岸段丘）の間には、かつての海成段丘が丘陵として、断片的な姿でとり残されることになった。図4が、相模平野南部に分布する丘陵と台地である。また現在の河川の周辺域や海岸沿いに分布する低地は、完新世につくられた沖積層からなっている。

ところで、相模平野を構成する上記のような地層の堆積面は、造盆地運動の進行と共にさまざまに変形していることが知られている。本章では、主としてこの変形の様子を中心に述べ、あわせて相模平野の形成史にも簡単に触れよう。

## 第四紀層の地質調査とボーリング

一般に地質調査をするときには、クリノメーターという簡単な器具を用いて、地層の走向や傾斜角を測る。しかし沖積層の場合には、露出した地層がないので、土木建設工事で地表を掘ったときとか、あるいはボーリングをしたとき以外には、調べることができない。

また洪積層は、丘陵と台地のへりで調べることができるが、地層の傾斜角度が緩いので、クリノメーターで測ることは殆んどできない。そこで正確な地図（縮尺1/2,500~1/5,000）と、ハンドレベルといって簡単に高さを測る器具を使って、崖の位置と高さを測り、地層の走向と傾斜を計算する。

相模川中・下流域の第四紀層の調査では、このような地表調査のほかに、地下地質の正確な状態を知るために、ボーリング資料を全面的に利用した。あらたに180mのオールコアボーリング（注1）を始め、17本のコアボーリングを行なったが、そのほか約4,000本ののぼる土木工事用のボーリング資料や深井戸資料をも洩れなく利用した。こうした作業によってつくられたのが、図10以下の地質図である。

## 段丘のでき方

### 海面変動と地殻変動とのからみあい

段丘は、段丘をつくる営力によって河成段丘と海成段丘とに分けられる。図2に示すように、河成段丘は、海面が上昇している間氷期には河川の中・下流域に、海面が低下する氷期には、河川の上・中流域（山間部）につくられる（谷を刻む作用はこの逆である）。また海成段丘の平坦面は、海面の上昇期に浅海を埋積する堆積面としてつくられる。このように両者とも、汎世界的な海面変動によってつくられるのであるが、しかし、局地的に地殻変動が生じている場

合には、海面変動によってつくられる段丘の形態は、それぞれの地域によって異なってくる。図3は、海面変動と地殻変動とが同じ程度にくり返すと仮定して、地層が堆積したり侵食されたりする様子を模式的に描いたものである。図の中央が安定地域で、左側が隆起地域、右側が沈降地域である。

左の隆起地域では、高い段丘には、古い時期のローム層（火山灰層）から新しい時期のローム層までが次々につもる。そして低い段丘には、新しい時期のローム層だけしかつもらない。同時に、古い段丘ほど高く、新しい段丘ほど低いという階段状の地形がつくられる。南関東では、多摩丘陵の段丘がこのタイプの代表である。中央部の安定地域は、古い段丘と新しい段丘の高さは不規則で、段丘の高さは、その段丘がつくられた当時の高さによって決まってくる。その間、侵食と堆積がくり返されるので、断面はきわめて複雑な様相を呈する。横浜付近の段丘がこのタイプに近い。

右側の沈降地域では、海面が低下しても陸地ができないので、海底に地層を次々と堆積するだけで段丘はできない。東京湾などがこの地域に当る。安定地域よりやや右側の沈降地域では、古いローム層をのせた古い段丘が、新しい段丘の下に埋没してしまうことも示されている。

## 関東ローム層

### 丘陵・台地の区分と対比

相模平野の丘陵と台地のすべてにつもる赤土は、関東ローム層と呼ばれる。このローム層は、更新世中期から後期にかけて、この地域に降下した火山灰の総称である。ローム層の大部分は、箱根火山の噴出物であるが、その最上部は富士火山の噴出物が主体をなしている。このほか、ごくまれに両火山以外のものも認められている。これらの火山灰は、偏西風によって西から東に運ばれて南関東一円につもったので、東~東北方へゆくにつれて薄くなる。相模平野西方の大磯丘陵では、両火山に近く位置しているので、これらの火山灰が厚く、連続的に堆積し、全層厚は約300mにも及んでいる。これらの火山灰の中には、直径1~20mmぐらいの軽石やスコリヤがたくさんはさまれているので、それらの特徴ある火山灰層を鍵層にしてローム層を区分し、丘陵や台地がつくられた時期を知る手がかりにすることができる。すなわちローム層によって、相模平野の丘陵・台地を

注1 = パイプで孔を掘り、ロームや砂などを採取する。  
 注2 = これらの軽石流堆積物は、いずれも箱根火山からのもので、約24万年前から5万年前の間に5回噴出し、堆積している。軽石流が多量に噴出したさいは、陥没カルデラが生じるといわれるが、これらの箱根火

山からの5回の軽石流のうち、相模川の東側まで流れてきたのは、約24万年前の早田ローム層の軽石流と、約5万年前の武蔵野ローム層の軽石流だけである。早田ローム層の軽石流は、藤沢市の西部で厚さが1.5mぐらいいる。武蔵野ローム層の軽石流は、茅ヶ崎市役

所の東で沖積層におおわれているが、これも厚さは約1.5mくらいである。この軽石流は、横浜市戸塚区戸塚駅の東方でも見つっている。  
 注3 = 東京の武蔵野台地もこれと同じ時朗につくられているので、この台地は武蔵野面（面）ともよばれる。

区分し、対比することができる。またこれらの丘陵・台地を、多摩川流域の多摩丘陵の武蔵野台地と対比することも可能になる。表1に示す第四系の対比表は、このような方法で作られている。また図9は、関東地方のローム層区分の基準となる大磯丘陵のローム層総合柱状図である。ここでは225枚の鍵層で識別され、ローム層は全体で10層に区別されている。なお、この総合柱状図には、鍵層のほか5枚の軽石流堆積物が認められ、これらを含めると大磯丘陵のローム層の全層厚は約300mにも達する（注2）。

相模平野南部の段丘変形

前節で述べたように、丘陵・台地の形成時期はローム層によって識別されるが、図10の地質図には、それぞれの丘陵・台地がつくられた時の水成層の堆積面に連続してつもったローム層、換言すれば、それぞれの丘陵・台地につもった一番古い時期のローム層を示すことによって、地層を表現している。古いローム層の上位には、当然新しい時期のローム層がつもっているが、それらはすべて省略している。そして、これらのローム層の基底が、現在どのくらいの高さに分布しているかを、等高度曲線として示してある。つまり、それぞれの段丘をつくった地層の現在の高度が曲線で示されているわけである。さて図10～13の地質図及び断面図を中心に、相模平野南部の段丘の上に生じた変形の主要なものを探ってみよう。

相模原台地

相模原台地の大部分を占める広い平坦面は、相模野面とよばれ、約6万年前に相模川が、座間丘陵・高座丘陵を削ってつくった扇状地である（注3）。地表の海拔高度は北部で約80m、南部の新幹線の南で最も低く35m、南端部では50mと高くなる。相模野面には、武蔵野ローム中部から立川ローム層まで、厚さ18～20mのローム層が堆積する。台地をつくる段丘礫層の高さ（図10のローム層の基底高度）は、新幹線の南側で最も低くなり、その南では逆にまた高くなる。礫層の一番低くなった箇所　つまり沈降した箇所は東方にのび、横浜の戸塚あたりまで続くが、東の方へゆくにつれて沈降量は小さくなる。この線は、従来から 秦野 横浜沈降帯（図4）と呼ばれている沈降帯と一致する。（これについては後に述べる）

この沈降帯の南側は、北西に傾動しながら隆起している。台地の南西部はドーム状に隆起し図

図1 - 埋谷図

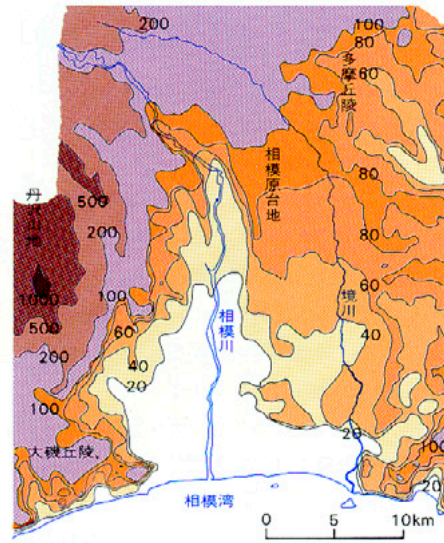


図2 - 間氷期・氷期・後氷期における河川の堆積・侵食による河岸段丘形成のモデル <貝塚1977>

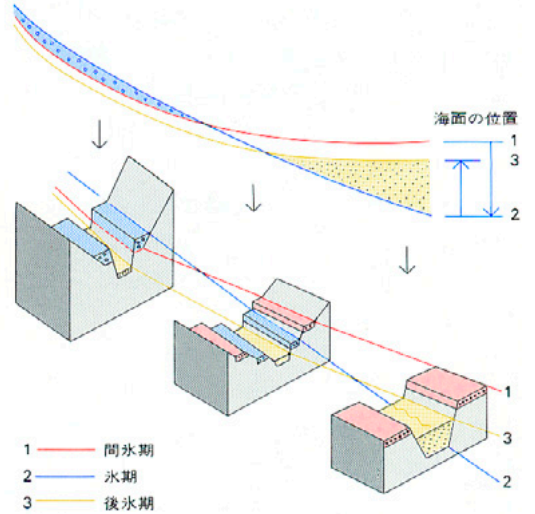
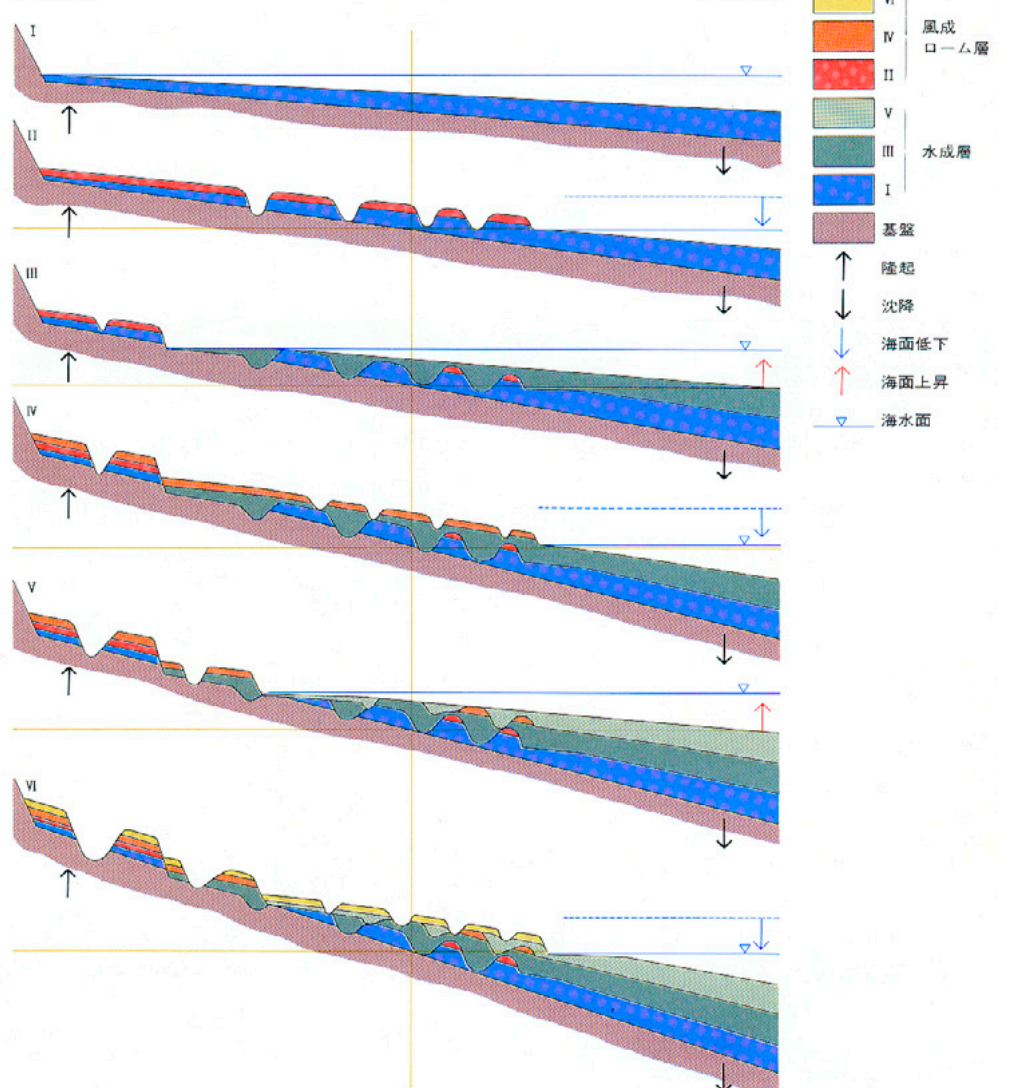


図3 - 段丘発達と海成層および火山灰層の堆積過程を示す概念図 (隆起地域)



11・図4), 沈降帯との高度差は約14mに及び、また図12に示す相模川と小出川には含まれる地域は、このドーム状隆起部と南西に接する沖積低地であるが、図にみるようにここでは、相模野面は急激に沈降して沖積層下に埋没してしまっている。相模野礫層の上限高度は - 14mで、隆起部との高度差は約20mにも達している。約6万年前に、ほぼ同じ高さの扇状地として形成された段丘面が、局地的な隆起・沈降によって、このようにはげしく変形しているのである。

#### 高座丘陵

高座丘陵は、相模野台地の南部にある丘陵で、海拔高度は北部46m、中央部35m、南部60mと南北で高く中央部で低くなる。丘陵には、下末吉ローム層から立川ローム層まで、厚さ20~35mのローム層が堆積する。丘陵をつくっている地層は、約13万年前の下末吉海進の時代に、浅い海や三角州に堆積した地層で、下末吉層と呼ばれる。この地層は、横浜から川崎にかけて広く分布する下松吉層（高さ40~50m）と同じ時期のものである。

下末吉層の高さは、新幹線の北側の旧汀線（昔の海岸線）で16~17m、秦野 横浜沈降帯で10mより低くなり、沈降帯の南ドーム状の隆起帯では26m、丘陵の南東部では30mになる。こ

の形状は、丘陵の東西にある相模野面の変形と同じである。すなわち、

同じ時代に、同じ海面下の海成層としてつくられながら、高座丘陵の方は、横浜・川崎の台地（旧汀線付近の下末吉層の高度は約40m）にくらべて約25mも低くなっている。

丘陵は、東西方向を軸として、南北に波をうったような形で変形している。

丘陵と相模原台地（相模野面）は、ほとんど同じ形で変形し、沈降帯とドーム状の隆起帯との高度差は、台地で14m、高座丘陵で16mになり、僅かに丘陵の方が高度差が大きい。約6万年前につくられた台地と約13万年前につくられた丘陵の変動量がほとんど同じということは、このドーム状の隆起が、約7万年前（善行面のつくられた時代）に始まったと考えなければ説明がつかない。

#### 座間丘陵

座間丘陵は、相模原台地の西縁に南北に細長くのびる丘陵で、海拔高度は50~80m、北から南に低くなる。この段丘面は座間 面に区分される。座間 面には、藤沢ローム層から立川ローム層まで、約60mのローム層がつもっている。丘陵をつくる座間丘陵礫層は、約30万年前に堆積した相模川の扇状地礫層である。その後、

丘陵の東側と西側が河川により削られ、河床礫が堆積して約16万年前には新たに土屋面（座間面）が形成された。土屋面には、土屋ローム層から立川ローム層まで、厚さ約40mのローム層が堆積している。

座間丘陵礫層の高さは、北部の座間市で60m、東名高速道路で - 20m、秦野 横浜沈降帯では実に - 90mまで低くなっている（図11）。この礫層と同じ時期に堆積した多摩丘陵のおし沼砂礫層の高さは、60~65mである。海成層のおし沼砂礫層より、河床に堆積した座間丘陵砂礫層の方が150m以上も低いのは、隆起帯にある多摩丘陵と、沈降域にある秦野 横浜沈降帯との両者の昇降運動の結果と考えられる。

また、座間丘陵の南部には土屋層が堆積しているが、堆積面の傾斜は、12~16%と南に低くなる。座間丘陵砂礫層も土屋層も河成の堆積物で、地層がつくられた当初から北から南に傾斜していたのであるが、座間丘陵礫層が現海面下より低くなることや、古い座間丘陵礫層より新しい扇状地性の土屋面が高位にあることなどから考えると、土屋層が堆積するまでに座間丘陵礫層は南に傾動沈下していたものと考えられる。

なお、座間丘陵の東側に広がる相模野面は、基底礫層の傾斜が3.4%で、現在の相模川の河床

表1 - 第四系の対比表

岡ほか<1979>

大磯丘陵西部 相模進・関東第四紀研究会(1978)			藤沢図幅<1979>				横浜西南部 府川宗雄<1975> <sup>*1</sup>		
記号	風成層	水成層	記号	風成層	水成層	記号	地形面	風成層	水成層
	省略				沖積層	A			
	新期ローム層	省略	TcL	立川ローム層	陽原礫層	Mi	陽原面		
					田名原礫層	Ta	田名原面		
					中津原礫層	Na	中津原面		
			ML	武蔵野ローム層	台砂礫層	M3	台面		
					相模野礫層	M2	相模野面		
					善行礫層	M1	善行面		
S	吉沢ローム層	土沢層	SL	下末吉ローム層 (吉沢ローム層)	下末吉層(吉沢層)	S	下末吉面(吉沢面)	下末吉ローム層	下末吉層
Tu	土屋ローム層	土屋層	TuL	土屋ローム層	(伊勢山辺層) 土屋層	Tu	長谷II面 土屋面(座間II面)	上部 土橋ローム層	戸塚層
Tm	七国峠ローム層	明沢層	ShL	七国峠ローム層	七国峠層	Sh	七国面		吉田町層
Tlu	早田ローム層		SoL	早田ローム層	早田層	So	早田面(長谷I面)	舞岡ローム層	舞岡層
	藤沢ローム層	曾我山層上部(藤沢沢)	FL	藤沢ローム層	座間丘陵礫層(藤沢層)	F	座間I面(藤沢面)	新沢ローム層	新沢層
TH	下庭ローム層		SiL	下庭ローム層	下庭層	Si	下庭面	西根ローム層	西根層
TH	雑色ローム層	曾我山層中部	ZoL	雑色ローム層	大庭砂礫層(雑色層)	Zo	雑色面	山王台ローム層	上倉田層
KR	柄沢ローム層	曾我山層下部			屏風ヶ浦層	By		平戸ローム層	屏風ヶ浦層
SG	浅間山ローム層				長沼層	Na			長沼層
		二宮層群							
		剣沢層群							

<注1>府川の関東第四紀研究会(1975)の層序に加筆訂正したもの

勾配とほぼ同じである。そして隣接する高座丘陵北部の砂礫層（下末吉海進の波食台に堆積した地層）は、ほぼ水平に近い形で堆積している。これらのことから、積成盆地北部は、下末吉層堆積以後ほとんど変形していないと考えられる。

秦野 横浜沈降帯

この沈降帯は、相模川の西方にある秦野盆地から、東方の横浜市戸塚区まで東西にのびている。秦野盆地と大磯丘陵を境にする波沢断層から、大磯丘陵の北側を流れる金目川に沿って東にのび、相模川を新幹線の南側で横切り、戸塚駅の東方までつづいている。最近の調査によると、沈降帯は、秦野盆地から横浜まで連続的には続かず、相模川で南と北に約5 km位ずれているようである。また、沈降運動は、造盆地運動の始め頃から現在まで続き、沈降量は相模川の河床付近で最も多く、東の方ではすくなくなる。沈降帯を挟んで、南と北とは地殻変動の様子がことなっている。約13万年前位までは全体的に沈降地域であったが、約13万年前から約6万年前にかけては運動形態に変化がみられ、沈降帯の北側では、沈降地域から安定地域にかわり、南側では沈降地域 安定地域 隆起地域にかわっている。このように沈降帯は、造盆地運動に対して重要な位置を占めている。

伊勢原台地

この台地は、約30万年前に丹沢山地から流れる鈴川・日向川などの扇状地としてつくられた。台地は東に傾動沈降しているが、台地の西側には南北にのびる伊勢原断層があり、断層に沿って西側が落ちて低くなっている。台地全体が沈降しているため、約18万年前に堆積した扇状地礫層によって、前の扇状地の大部分はおおわれている。約13万年前の下末吉海進の時には、台地の南部一帯は海域になり、海成の下末吉段丘をつくっている。沈降運動はその後も続いているので、約7万年前には、台地の中央部から北側一帯が扇状地の礫層におおわれ、善行面(M<sub>1</sub>)がつくられた。約6万年前になると、台地の北側を鈴川・日向川が流れ、相模野面(M<sub>2</sub>)がつくられた。約5万年前には、相模野面を侵食して、現在の沖積面より低い位置に礫層を堆積して台面(M<sub>3</sub>)をつくっている。このように、伊勢原台地は、約30万年前からの侵食と堆積のくりかえしによってつくられた。台地をつくっている水成層の高さを見ると、約18万年前につくられた土屋面が低く、約13万年前の下末吉面、7万年前の善行面と順に高くなり、約6万年前の相模野面が最も高くなっている。なお、約5万年前の台面は、沖積層におおわれて埋没段丘

になっているが、段丘礫層の高さは、土屋面よりも高く、善行面よりも低いようである。

相模川西岸沖積低地の埋没段丘

沈降が最近まで継続している地域では、さきにも触れたように以前につくられた段丘が沖積層の下に埋没している場合も多い。図13は、小田原 厚木バイパスの縦断面図で、道路公園のボーリング資料と、周辺の丘陵・台地の調査資料にもとづいて作成した。図によると、約30万年前の座間 面から早田面、土屋面、そして約5万年前の台面までの各段丘がすべて、沖積面下に埋没してしまっている。また古い段丘ほど低く、新しい段丘ほど高い。このことは、少なくとも約30万年前から最近まで、この地域では沈降が継続していること、また北部より南部の方が沈降量が多いことを物語っている。

図11をみると、沖積層におおわれて埋没段丘になっている台面の高さは -16mで、同じ台面が、引地川の下流では高さが25mになっている。台面の高度差が約40mもあるのは、段丘がつくられた時の高度差に変動量を加わったためと考えられる。なお相模川を始め多摩川などの下流域では、立川段丘が沖積面下に埋没している。これは、段丘がつくられた時の高さが、現在の沖積面より低い位置でつくられたためである。

図4 - 相模平野南部の丘陵・台地と第四紀地質構造要素

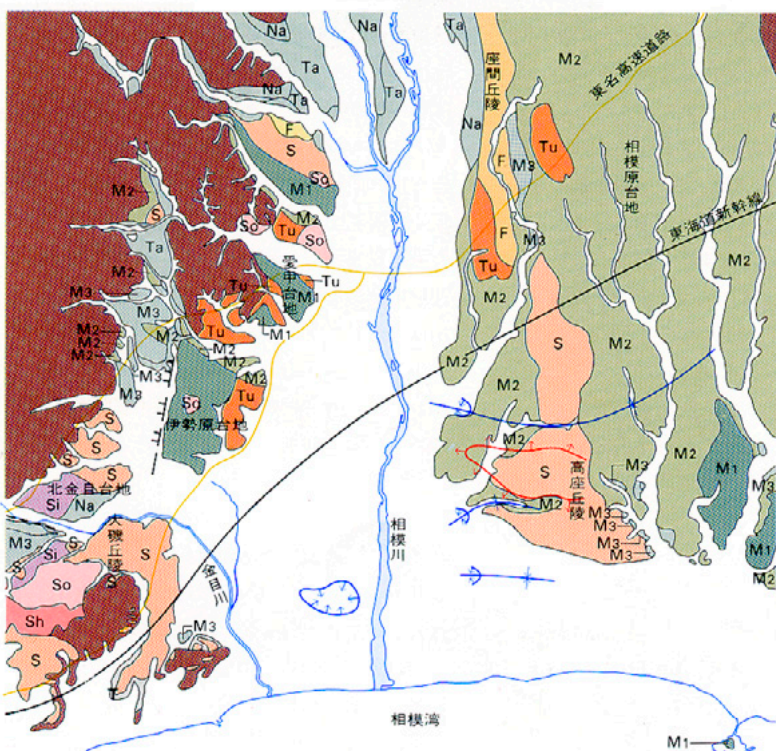
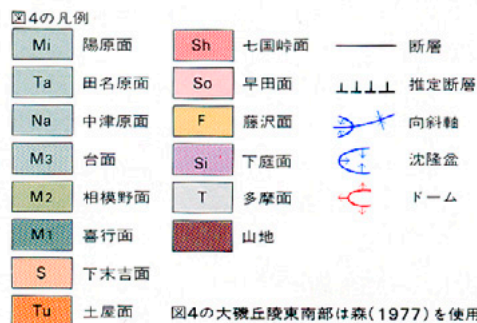
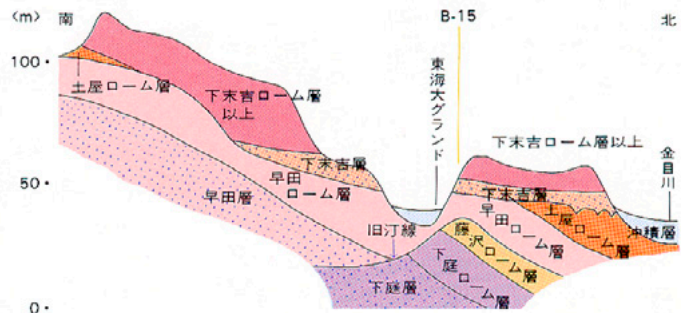


図5 - 大磯丘陵北東部の南北断面図



### 大磯丘陵の埋没段丘

埋没段丘は、沖積層の下にかくされているだけではない。それは、主として地殻の昇降運動が継続している期間に関連して生じるので、その在り方もさまざま、丘陵や台地の下位にも多くの埋没段丘が見出される。

図5は、大磯丘陵北東部でボーリング調査により明らかにされた埋没段丘である。図の中央部にある旧汀線（昔の海岸線）は、約24万年前の早田海進によってつくられた。当時、この海岸線の北側には、約30mの高さの海食崖が連なっていた。その後、丘陵の南部が隆起し、北部が沈降する地盤運動によって、約13万年前の下末吉海進の時代までには、南側にある早田面がはげしく隆起し、早田面より高位にあった北側の古い段丘（下庭面）は沈降して、地形が逆転してしまっていた。図にみるように、早田面は下庭面よりも20m以上も高くなり、相対的には50m以上も変動した。下末吉期の海は、沈降した下庭面をおおい、南の早田面の一部に侵入した。この結果、下末吉面の下には、より古い段丘である下庭面と早田面の一部とが埋没している。このように大磯丘陵北東部では、丘陵下にある埋没段丘の状態が、約24万年前から約13万年前までの間に、この地域に生じていた変動の様子を知らせてくれる。

### 相模積成盆地の形成史

第四紀更新世中期に始まった相模造盆地運動によって、相模川中・下流域から沈降が始まり、その後、ほぼ東西方向を軸として沈降域が広がっていった。盆地は相模湾に面しているため、沈降が始まるとすぐ海域になり、沈降域が広がると共に海域が広がっていった。この頃に盆地を流れていた川は、洒匂川・中津川およびその他の小河川だけであった、古相模川は、盆地の北方で西から東に流れて多摩丘陵を縦断し、東京都府中市に流れこんでいた。

屏風が浦層が堆積する頃には、海域が最も広がり、東は横浜市戸塚区をへて東京湾とつながっていた。その結果、鎌倉から三浦半島にかけては、本土から離れた島になっていた。（図6A）屏風が浦層を堆積した盆地は、その後の海退と埋積によって、盆地東部の戸塚湾から陸域になっている。この頃になると、古相模川は、東から南に方向を変えて積成盆地に流れ込み、盆地を急速に埋積していった。その後の海進と海退によって、盆地は陸域と海域とを交互にく

り返している。

約25万年前の早田海進の頃からは、盆地内部に新たな変動が生じ始め、局地的な隆起・沈降運動があらわれてくる。約13万年前の下末吉海進が終る頃から、秦野 横浜沈降帯をはさむ南と北の沈降域で沈降量が急激に減少し、大磯丘陵南東部は、従来からの隆起運動が一層はげしくなってきた。下末吉海進期の海域は、図6Bに示してある。

下末吉海進が終り、小海進をはさみながら海退は約1.8万年前まで続いている。約7～5万年前には、相模川を始め他の中・小河川によって、扇状地が広範囲につくられた。武蔵野面が形成されるこの時期には、再び新しい変動が始まり、秦野 横浜沈降帯の南側一帯が沈降から隆起に転じて寒川ドームをつくりだす。この変動は、現在まで継続していると考えられる。

相模川は、約5万年前に現在の河床付近が流れるようになった。相模川東岸の丘陵・台地は、北西と西及び東に傾斜し、西岸の丘陵・台地は、東と西に傾斜している。このように、相模川をはさむ対称的な段丘地形から、相模川に沿う南北方向の沈降運動が考えられる。

ウルム氷期最盛期から現在まで相模川沿いや海岸近くの低地帯は、約1.8万年前のウルム氷期最盛期以降に堆積した、いわゆる沖積層である。地表から2～3mまでの沖積層は、砂礫層・砂層および木の葉まじりの泥層で、相模川や他の河川の河床に堆積したものである。この堆積物の下には、貝がらまじりの砂層やシルト層がある。産出する貝化石には、今より少し暖かい気候下の浅い海に生息するものが多い。この地層が、約6,000年前の縄文海進時の浅い入江に堆積した海成層で、この地層の分布から、当時の入江は相模川下流の新幹線の北側まで入っていたことがわかる（図6C）。

図8は、この沖積層を東海道線沿いに切った東西断面である。図によれば、沖積層基底は、東から西に緩く傾斜し、相模川付近から急に深くなって埋没谷になる。谷部の基底礫層と下部礫層は厚さ10～30mにも及んでいる。下部礫層の上位には厚さ5～35mの下部泥層があるが、この岩相は横西方向への変化がはげしい。下部層から上部層（層厚約70m）までは、約1万5,000年前～6,000年前までの急激な海進（約100m近く海面が上昇したといわれている）による堆積物と考えられる。

図7は、沖積層基底の等深度曲線図である。ウルム氷期最盛期には、海面は現在より80～100m以上も低かったといわれているが、この図には当時の相模川によって刻まれた谷地形が表わされている。図によると、相模川の河口付近は谷斜面がきわめて急で、谷幅のせまいU字谷になっている。河底の深さは-80mにもなるが、東海道線の北側では、-80～-85mの深さに平らな谷底地形が見られる。高さは、河口付近よりも少し深くなっている。この付近は、造盆地運動によって最も沈降しているところで、この期間に少なくとも5mぐらいは沈降している可能性がある。また、本地域南隣の海岸沿いには、更新世の地層がぐんと薄くなり、沖積層が直接に上層群をおおっている。これらのことから、この地域の沖積低地は、積成盆地南縁の運動を反映しつつ形成されていると考えられる。

### 相模造盆地運動と関東大地震

大正12年の関東大地震は、相模湾を震源地として、積成盆地の西部にある大磯丘陵が大きく隆起した（55p 図4・8）。相模川流域では、相模川の河口から厚木市付近までが北に傾動しながら隆起し、厚木市付近より北側が沈降している。最近になって、この地震による変動は、秦野 横浜沈降帯を境として南側が隆起し、北側が沈降したのではないかとされている。また、大磯丘陵東南端にある千畳敷山は、海成段丘の下末吉面としては最も高く、158mに達している。相模平野の下末吉面の高さが16mなので、比高にして140mも高くなっている。千畳敷山は関東大地震の時には1.67m隆起し、房総半島の南部とほぼ同じ位の隆起をしている。一方、相模川の下流域では0.5mの隆起で、千畳敷山の約1/4の隆起量である。約7万年前から始まる造盆地運動と運動形態と、関東大地震による地震変動がほぼ同じような形をしている。

しかしながら、造盆地運動は100万年もの長期にわたる地殻変動であり、地震による地震変動は100～数1,000年単位の変動である。両者の関係はまだ明らかではないが、これらの変動が重なり合った結果が「段丘変形量」としてあらわれている。造盆地運動の変動量は、関東地震の隆起量よりすくないが、最近になって地殻変動速度が加速されたという考えもあるので、長期的な地殻変動と短期的な地震による地殻変動との関連性を、今後の研究によって明らかにする必要がある。

図6・A - 屏風ガ浦海進期の海域



図6・B - 下末吉海進期の海域



図6・C - 縄文海進期の海域



図7 - 沖積層下限の等高度曲線図

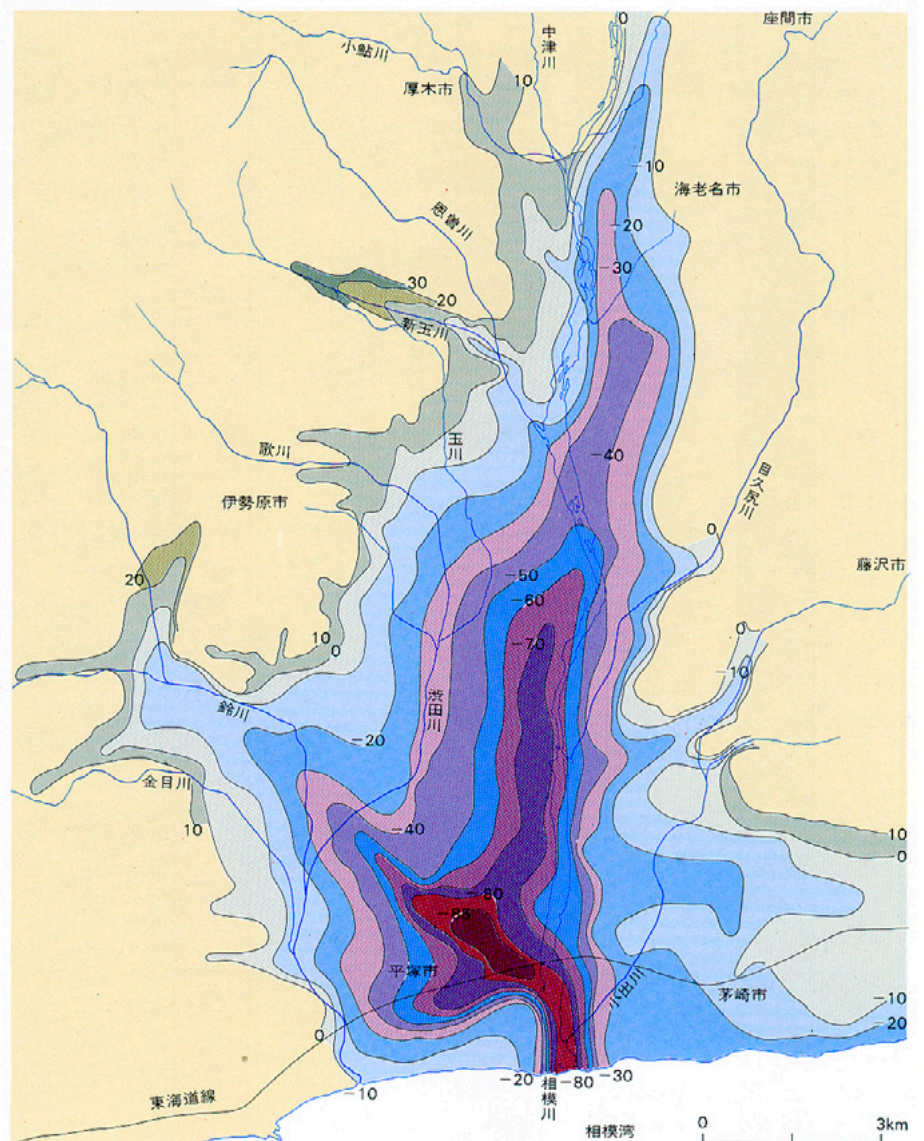


図8 - 東海道線沿いの東西地質断面図

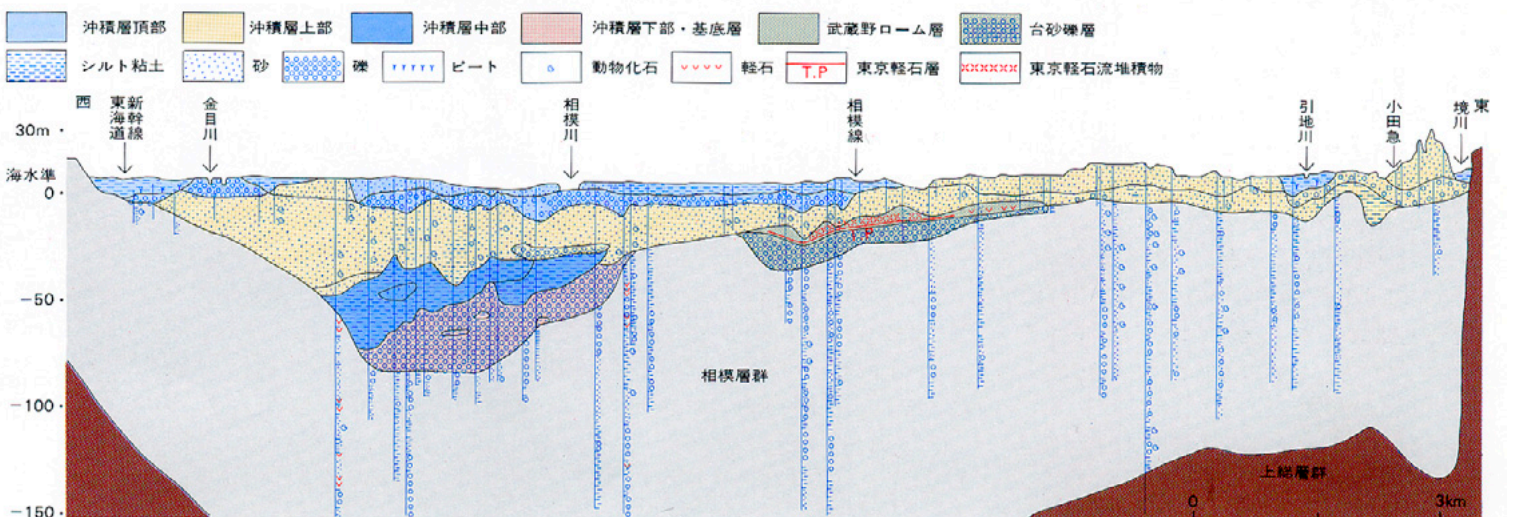




図9 - 大磯丘陵のテフラ(ローム)の総合柱状図

<上杉1976, 1978>

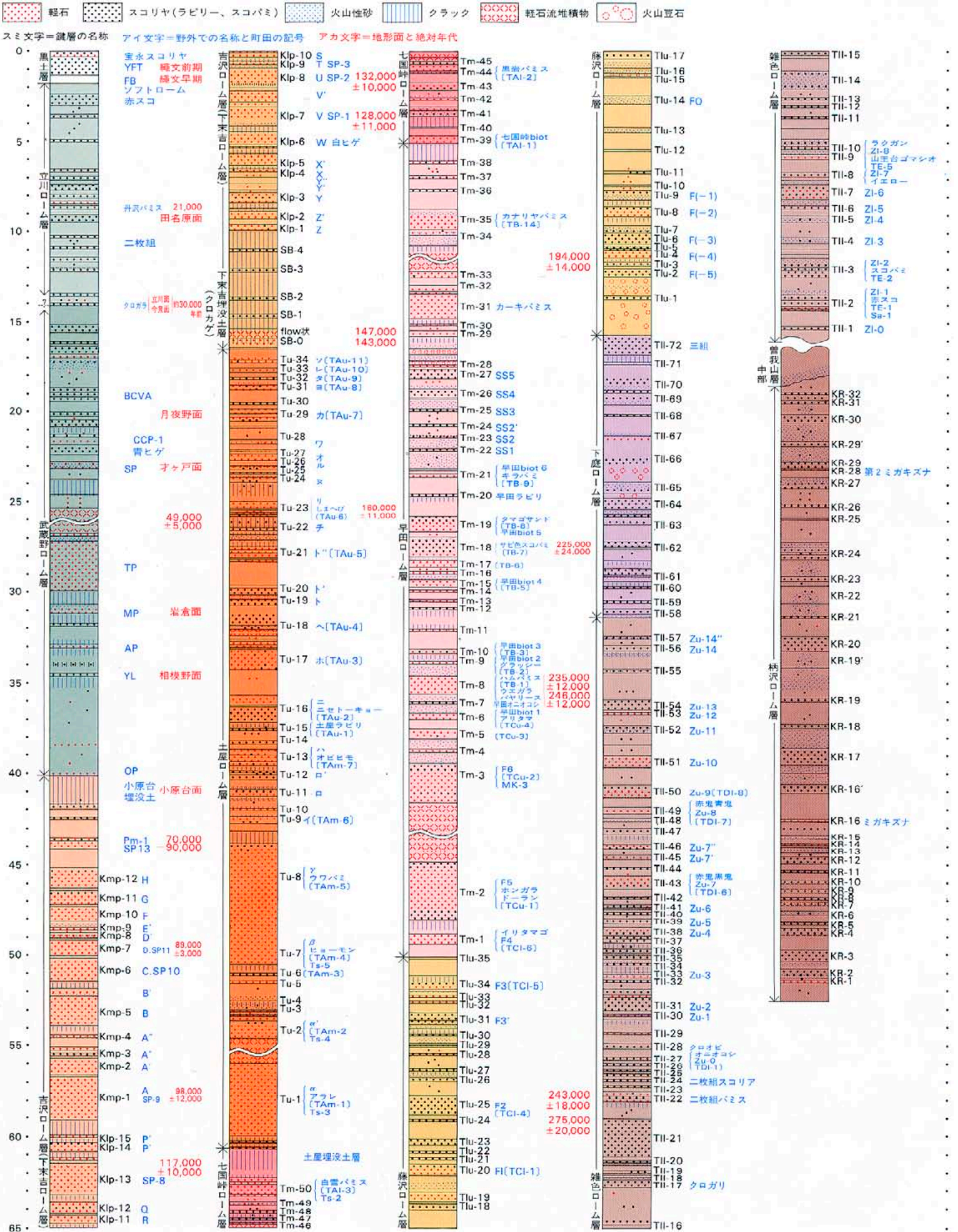


図10 - 相模川下流域地質図

<地質調査所発行5万分の1地域地質図藤沢を10万分の1に縮小・承認番号54地調第2002号>  
A3

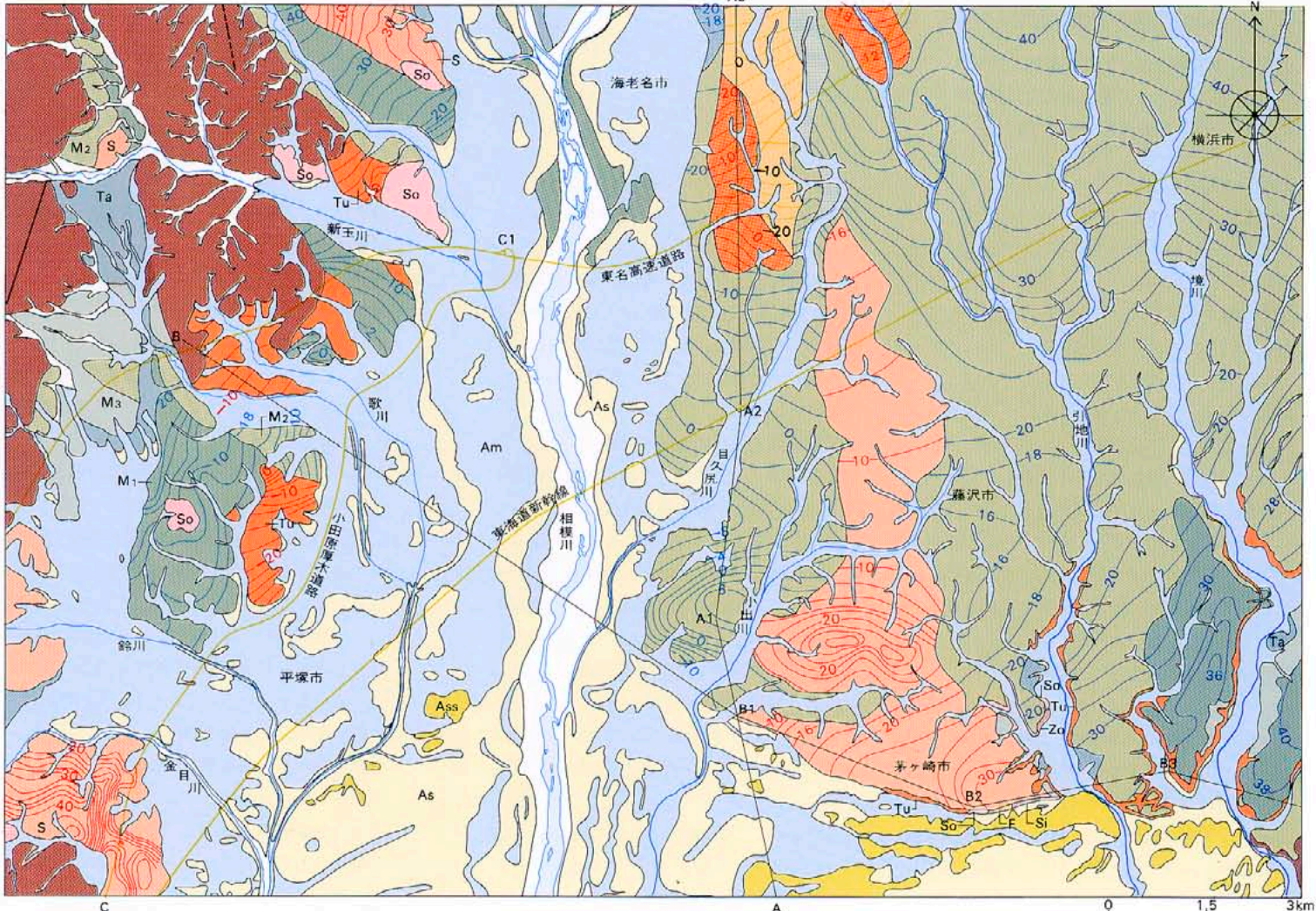
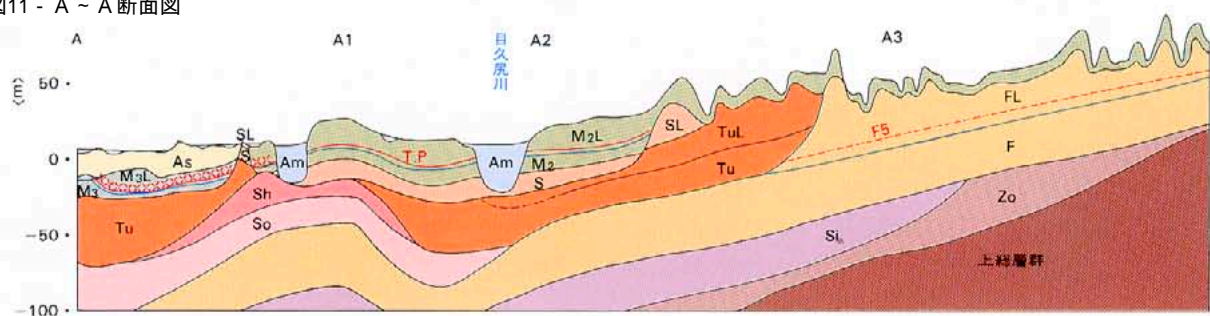


図11 - A ~ A断面図



- 現河床堆積物
- Ass 砂丘堆積物
- Am 低湿地堆積物
- As 自然堤防堆積物
- Ag 扇状地堆積物
- Ta 立川ローム層
- M3 武蔵野ローム層上部
- M2 武蔵野ローム層中部
- M1 武蔵野ローム層下部
- S 下木吉ローム層
- Tu 土橋ローム層
- Sh 七国峠ローム層
- So 早田ローム層
- F 藤沢ローム層
- Si 下庭ローム層
- Zo 大庭砂礫層
- 山地
- 断層
- 鍵層
- 軽石流
- 各ローム層基底の
- 10 等高度曲線<毎2m>
- 10

図12 - B ~ B断面図

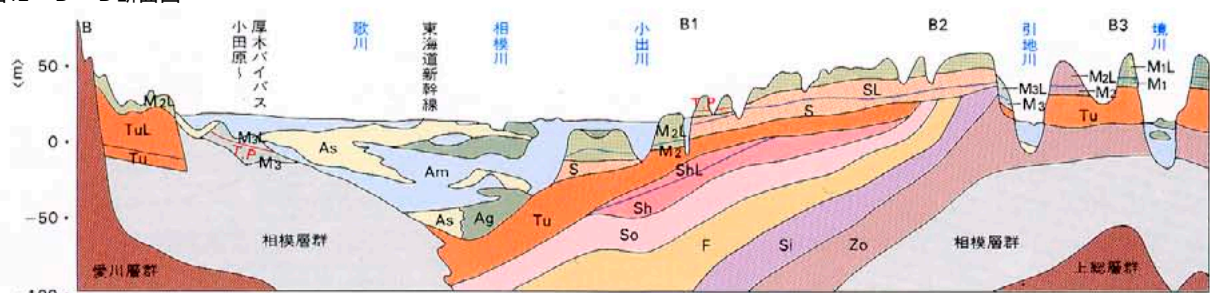


図13 - 小田原 ~ 厚木バイパス断面図



断面図のスケール  
0 2.5 5km

注 断面図についてはローム層をSL・MLなどとし、水中堆積物はS・Mなどとする

# 2 造構運動のモデル

小玉喜三郎 = 工業技術院地質調査所

鈴木尉元 = 工業技術院地質調査所

三梨 昂 = 島根大学理学部教授

はじめに  
堆積盆地が、一体どのような機構で発生し、成長していくのか、という問題は、構造地質学上の最大の研究課題といっても過言ではない。地層の堆積や火成岩の<sup>へい</sup>進入、さらに褶曲や断層の生成など、あらゆる地質構造は、つねに堆積盆地の大きさや規模と密接に対応して形成される。また、石炭・石油・天然ガスあるいは地下水といった地下資源のあり方も、堆積盆地の形成過程とその構造に密接に関連している。つまり、あらゆる重要な地質現象が、盆地の形成と相互に関連して生じているといってもよいのである。したがって堆積盆地の形成機構のモデルは、それらの各地質現象の形成機構をも同時に説明できるものでなければならない。

盆地の形成過程を特徴づける条件  
盆地の形成というのは、単に地殻に凹地ができるということだけではない。その形、位置、中身、さらには形成過程のすべてにわたって、造盆地運動がもつ特有の性格が反映し、それらは独自の様相をおびてくる。そこでまず、関東造盆地運動を特徴づけるそのような内容を列記してみよう(図1)。

新第三紀以後の関東堆積盆地の大きさは、東西 南北150 km四方の広がりをもっている。

盆地の深さは、せいぜい3,000~4,000mで、下底が比較的平坦な、なべ底型をしている。

盆地のへりは、正断層(一部は高角逆断層)で境されている。また盆地の内部にも、南北・東西に基盤を区切ったブロック単元が存在し、個別に昇降運動をしている。

相対的沈降を開始する前には、全般的な隆起傾向にあった。

盆地の発生は、断裂で始まり、時代とともに一定の方向(後背地側)へ断裂を伴う沈降部が移行していった。(将棋倒し構造)

粗い大量の堆積物が、主として、西側の関東山地や北関東から供給されてきた。このことは関東堆積盆地が、全体としては、上昇する陸域に近接して形成されたことを示している。

更新世になると、堆積環境はますます浅くなり、最後に離水してしまう。それでも平野中央部は、相対的になお沈降している。

断層の発達には、東西・南北の正断層が基本で、このことは、地殻が全般的に上昇する過程で、地殻表層付近に引張応力が生じたことを示す。

地下深部の地震の発生をみると、基盤の断裂

構造とよく対応している。このことは、ブロック状構造運動の単元が、地下50~70 kmまで及んでいることを予想させる。

堆積盆地の沖合は、幅150 kmの大陸斜面をへて、直接深さ7,000m以上の日本海溝に達する。その東側は、広大な深海底が広がっている。堆積盆地は、このような地形形成とも関連している。

堆積盆地形成のモデル実験  
上記のような地表付近の地質現象の特徴は、以下で述べるモデルの重要な境界条件を示している。これらを基本にモデルを組立ててみよう。まずこのシステムには、後背隆起域・関東堆積盆地・陸棚斜面・日本海溝・深海平坦面・深発地震面が含まれなければならない。すなわち、システムの広がり、水平距離500 km以上、深さ100 km以上に達するものになる(図2)。

次に、このシステムにおける第1級の運動として、後背陸域の隆起と太平洋側が沈下する運動があげられる。そしてこのような変形は、地下100 km以上の深部で、一定の<sup>わ</sup>撓曲帯(図のF)をはさんで、片側が上昇し片側が沈降するという差別的昇降運動をあたえることによってもたらされると考えられる。こうすると、地表付近には、《肩》(図のB)をもった隆起域と、《肘》(図のT)をもった沈降域があらわれる。Bの領域は、隆起側における引張ひずみの集中域であり、前述の条件を満足させるような盆地領域である。またTは、日本海溝以東の深海平坦面のはじまりと規定される。したがって、BとTとの間は、実際の地形と対応させ200~250 kmと定められる。以下、このスケールを規準にして、さまざまな現象の広がりをみていくことにする。

さて上のようなシステムで、地下およそ150 kmのFにおいて撓曲変形を徐々に進めていくと、地表付近にはどのような現象があらわれるかを実験してみよう。

システムの内部で<sup>ひずみ</sup>歪が最も集中するのは、F、T、Bの周辺であるが、撓曲が進むにつれ、それぞれの歪域が拡大していく。すなわち、FからはTの方向へ、TからはFの方向へ拡大する。これは、中・深発地震面や地殻内地震の活動域の広がりに対応するものと解釈される。Bの伸張ひずみ域も拡大していき、水平距離で150 km以上におよぶ。このとき歪域の拡大は、初期の中心から非対称に広がり、むしろ後背隆起域の

方に著しく伸張域が広がっていく。すなわちこの過程で、この領域には次々と正断層が発生し、陥没性の盆地が形成されること、しかもそれが一定方向に拡大していくことが示される。この機構は、ちょうど前述の条件で示した、地層の将棋倒し構造を説明するものと考えられる。このように、全般的に陸域が上昇するにつれて、盆地はますます深く、広くなっていき、堆積物が大量に供給されていくことが示される。

写真1は、実際に粉体などの材料を用いて行なったスケール・モデル実験の結果で、深さ2~3 km、幅150 kmに及ぶ断裂性陥没が隆起域の肩部に生じることを示している。

なお、実際の堆積盆地は三次元的であり、しかも古い基盤構造のくせを反映しているため、より複雑な条件をもつ実験が必要であろう。これらは、さらに今後の課題であるが、大局的にはそれほど変わらないと考えられる。

グローバルな構造運動との関係  
関東平野の造盆地運動と同じように、太平洋岸にそった日本の各地には、鮮新世以後いくつかの堆積盆地が形成されている。南から、宮崎沖・土佐沖・掛川沖・常磐沖・三陸沖などである。それらはいずれも、現在では、水深2,000m規模の平坦な海台になっている。これらの堆積盆地を構成している地層には、しばしば浅海性の化石や堆積構造をもつものが多く、これらは、関東堆積盆地とほぼ同様の形成機構で生じた盆地と考えられる。

一方、日本海側でも、断裂性の堆積盆地の発生が注目されている。藤田(1971)は、鮮新世に始まるこのような非火山性の陥没性造盆地運動が、日本列島の各地に発達するだけでなく、環太平洋の他の島弧にも普遍的にみられることを指摘している。とくにこれらの構造が、同時代に活動する火山現象や深発地震、海溝の形成などと密接に関連している点に注目した。

図3は、アジア大陸東部と島弧を含む鮮新世以後の変動図で、大陸内における盆地の分布や火山活動の分布が、深発地震面の形と平行していること、そしてこれらの変動が、水平幅3,000 km近くの広がりの中で内的に関連をもって発生する可能性を示している。

図4は、このような関係を模式的に示した断面図である。造構力の求め方はさきの図2と同様であるが、図4では、アジア大陸・日本海・本州・陸棚斜面・海溝・深海といった地表の構造

特性が、深発地震とともに、深さ1,000 km付近の差別的昇降運動に起因して生じ、日本海は、隆起 肩部に生じる陥没として説明されている(図中の断面C)。もちろん、図2で示したような深さ150 km以浅のシステムは、このような大スケールの変形の一部をしめ(図中の断面A)、また密接に関連しているものと解釈されるが、これもまた今後の課題である。断面Cの規模は、関東堆積盆地とくらべれば何倍も大きい。それに伴って、火成活動もより活発に生じたと推定され、日本海側には高い熱流量が発生し、主要な石油鉱床を胚胎する条件をつくりだしたのであろう。さらに地殻自身、下部からの進入などで異質なものに变化した可能性も考えられる。これらの詳しい検討は今後の課題となっている。

図1 - 関東堆積盆地をほぼ東西に切る断面

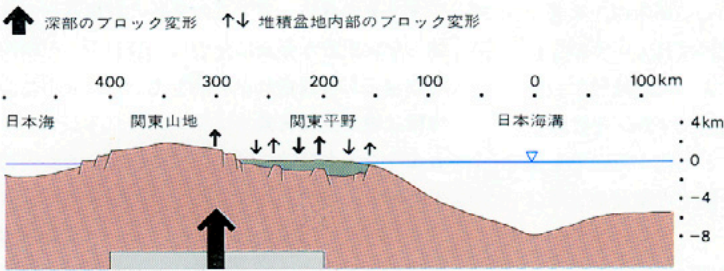


図2 - 深部のブロック運動の結果生じるひずみの分布

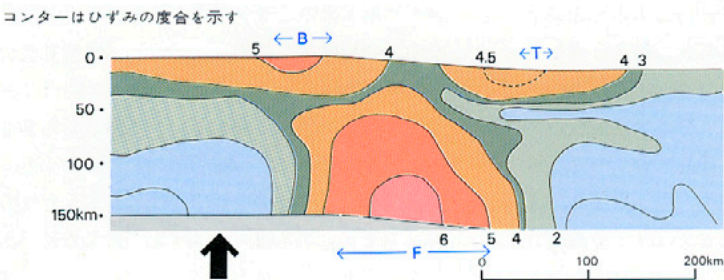


写真1 - 堆積盆の発生についてのスケール・モデル実験

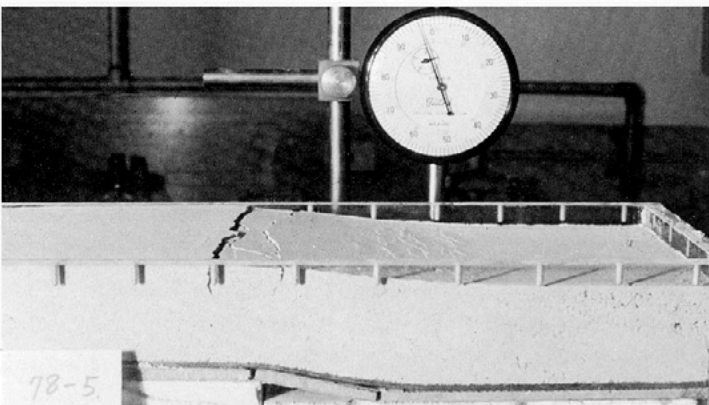


図4 - アジア大陸東縁における構造系

断面A,B,Cはそれぞれの広がりに見合った深さの系を示す(本文参照)

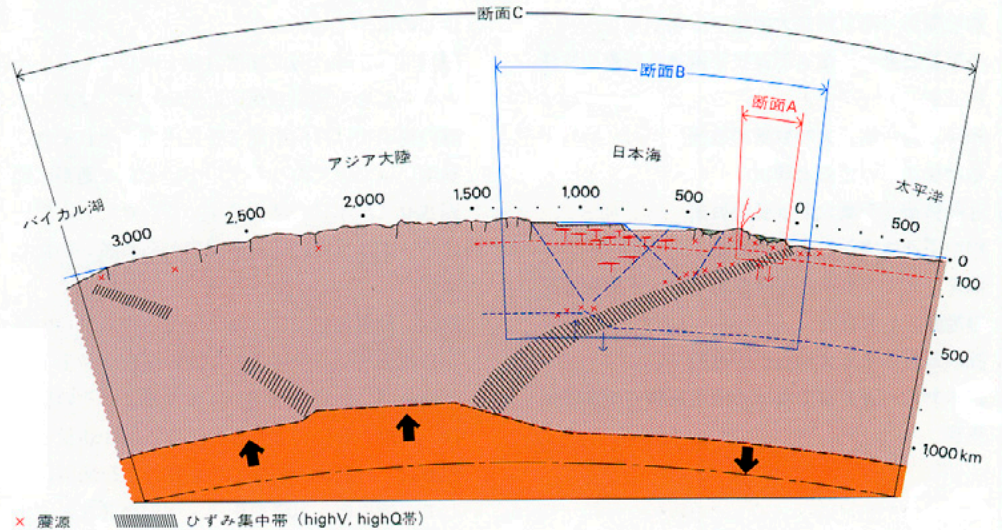
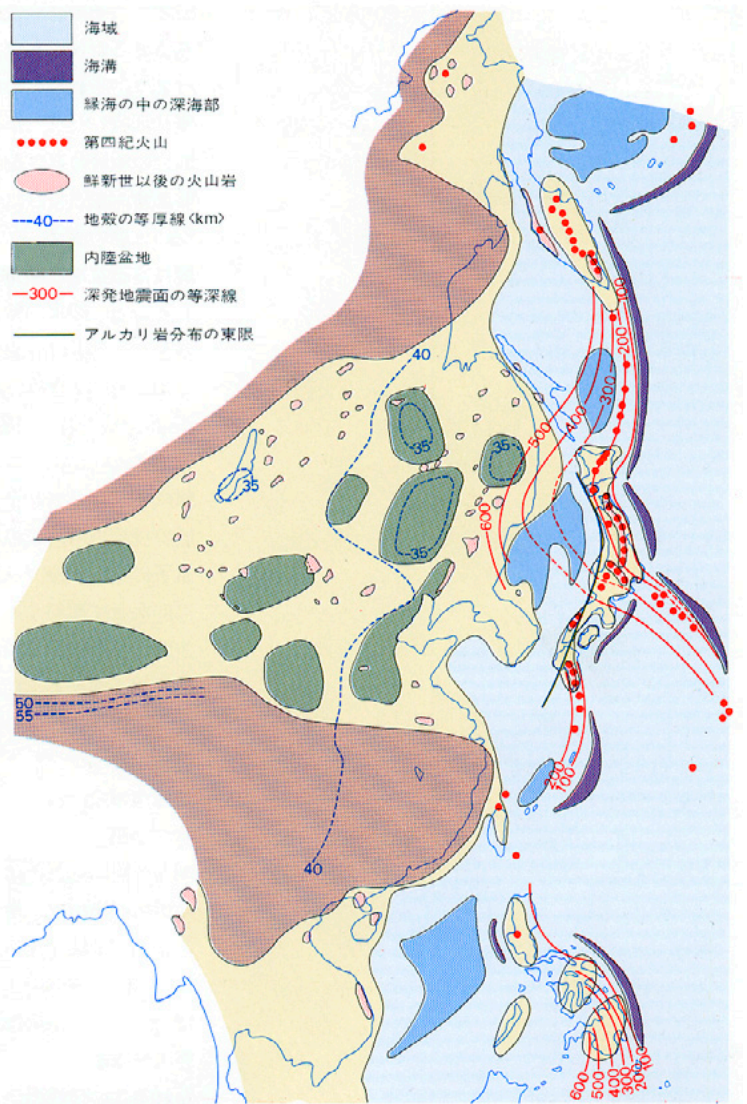


図3 - 鮮新世～第四紀におけるアジア東部の地質構造



<小玉, 1979>

<藤田, 1979>

# 3 関東堆積盆地をめぐって

## 関東堆積盆地

三梨 昂 = 島根大学理学部教授

菊池隆男 = 東京都立大学理学部助手

小玉喜三郎 = 通産省工業技術院地質調査所主任  
研究官

堀口万吉 = 埼玉大学教養部教授

地盤沈下の歴史と現況

近藤精造 = 千葉大学教養部教授

地下流体資源と広域的流動

楡井 久 = 千葉県公害研究所地盤沈下研究室長

地震と地質構造

堀口万吉 = 埼玉大学教養部教授

鈴木尉元 = 通産省工業技術院地質調査所主任  
研究官

## 関東堆積盆地

はじめに

編集 本日は、関東堆積盆地を中心にいろいろとお話しをお伺いしたいと思います。なお、本誌の構成では、前半部で各先生方にそれぞれご執筆いただいておりますので、それと適当に関連させて、本日の話をすすめていきたいと思えます。では最初に、三梨先生からお願いいたします。

三梨 関東地区では、新第三紀中新世の中頃から現在まで、全体として沈降が続き、そこに厚い海成の地層が堆積しております。その地層は、下位からいいますと、新第三紀中新世の三浦層群、鮮新世から前期更新世の上総層群、そして中期更新世以降の相模・下総層群などです。(8p.対比表)。こうした地層が順次堆積するのですが、そのさい沈降の中心の場所は、大きくみると各時代とも南から北にずれていくのです。つまり、それぞれの時代によって、地層の一番厚く堆積した場所が違うわけですが、その厚い部分の地層の厚さを累計すると約1万mにも達します。ここでは、それを関東堆積盆地と呼びたいと思います。

関東構造盆地と関東造盆地運動

もともと、関東堆積盆地と似た考えを最初に出されたのは矢部長克さんで、1925年のことです。ただしそのときは、現在みられる構造に対してつけられ、それを関東構造盆地と呼んだのです。矢部さんは、関東地区に広く分布する段丘の形態にまず注目されました。段丘というのは、海成の段丘でも河成の段丘でも、もともとはほぼ水平に近い状態で、全体としてはゆるく海の方に向かって傾斜する形でつくられたはずなのですが、現在の段丘面は逆に、平野中央部に向かって低く傾斜しているという事実に注目された。それと同時に、この段丘をつくっている地層より古い地層が、だいたいこの段丘面の示す形態と似た形で、つまり平野中央部を中心に同心円状に分布しています。図1・1の関東地区の地質図をご覧ください。この地域は、西側に関東山地、南に房総の嶺岡山、北は筑波山、東側は銚子というような古い古生代・中生代の地層に四方をとり囲まれて、新生代の地層は大体、平野中央部を中心にほぼ同心円状の形態で分布しています。それで、こうした現在みられるこの地区の地質・地形の状態から、矢部

さんは、平野中央部が沈降し、そのまわりが隆起していると想定されたわけですから、そしてこれを関東構造盆地とよび、またこの盆地をつくる構造運動 中心部の沈降運動と周辺部の隆起運動を、関東造盆地運動と名付けたわけですから、ただ矢部さんのこの論文が発表された背景には次のような事情があります。1923年の関東大地震直後に、その災害対策として復興局などにより関東地区の地質構造が調査されました。それまで、この地域は余り調べられていなかったわけですから、この調査には、当時、多数の地質屋が参加したわけですが、矢部さんの主張は、その総括的な論文として発表されたものの中に出てくるのです。ですから、地震という現在の地質現象が中心で、比較的新しい時期の構造運動については概括的に述べられているという事情があるのです。そういった歴史的性格をもつ論文です。その意味では、この地区の構造運動の具体的な地史的な発展の究明は、むしろ、その後の課題として残されたわけですから。

堆積盆地形成の背景

ところで西南日本では、中央構造線を境に内帯と外帯とに分けられていますが、関東の場合はこの外帯の方に属し、中生代のジュラ紀から古第三紀にかけては四万十層群という地層が発達します。その後新生代の地層、いわゆるグリンタフ期以後の地層が発達するというのが、この地区の特徴なのです。内帯の日本海側では、古生代の地層の上に、直接グリンタフ時代の新生代の地層が発達する。そういう違いがあります。四万十層群という地層は、大きくみると、関東に対して湾入状の形で分布します。それに対してグリンタフ時代ののはげしい火山活動が、主として2つの方向で発生してきます。1つは、島弧に沿った伊豆・マリアナ弧の方向、もう1つは本州弧に沿った方向です。こうして、いわゆるグリンタフ時代(新第三紀中新世)が始まります。ですから、グリンタフの火山活動の1系列は、湾入状の四万十層群に対して縦走する形で入ってくるわけですから、湾入状の凹みの部分に、どうしてはげしい火山活動が発生したのかという事情は、現在のところ、まだよくわかっておりません。ただグリンタフ時代には、伊豆・マリアナ弧とか本州弧とか、そういう方向に沿って隆起帯があって、そこに非常に活発な火山活動が生じた。そしてグリンタフ造山運動というものが始まったのであろう。そ

うということが推定されているわけです。いずれにしても、こういう大変動が生じて、長大な四万十帯が、フォッサ・マグナ地帯で東側と西側とに分断されてしまいます。その結果、関東の堆積盆地の形成は、いわゆる一般のグリンタフ造山運動からは分かれた形で、また時期も少し遅れて中新世の中期から始まることとなります。堆積盆地の発生

堆積盆地が最初に発生する様子を、図7(11p.)でみてみます。この模式図は、房総半島中央部の南北断面図で、下から上に順に新しくなります。まず始めに、古第三紀の嶺岡層群・保田層群(四万十層群)が堆積した後、嶺岡山のところでドーム状に大きく隆起し(図7- ), 頂部は侵食され地溝状に陥没します。その陥没したところに三浦層群下部の地層が堆積し始め、それと同時に火山活動(主として玄武岩)が発生します(図7- )。これが関東堆積盆地の始まりです。すなわち、隆起・陥没ということで堆積盆地が発生するわけです。この点では、グリンタフ地域の堆積盆地発生の場合と全く同じなのですが、関東の場合には、時期が少しおけていること、それに火山活動の規模が非常に小さいのでグリンタフ地域とはいわないのです。その後は、図7- のように、北の方へ順次沈降の中心部を移しながら、厚い地層を堆積させていくこととなります。

中新世中期～後期の堆積盆地の構造とその発達三浦層群およびその相当層の古地理と堆積盆地の形は、図8A(11p.)にみられるように、全体としては古い地層が示す湾入構造を反映した方向で、またそれぞれの堆積盆地は雁行あるいは並列する恰好で発達します。このうち丹沢や高崎を中心とした堆積盆地では、ほぼ北方への将棋倒し構造をとることが知られています。堆積盆地が最初に発生したときは、さきほども述べましたように、部分隆起・陥没・火山活動ということがありましたが、その後この堆積盆地が発達する場合には、隆起ということに関係なく、基盤そのものが順次一方にずれながら陥没することによって発達しているのです。そこに、この非火山性の堆積盆地の構造発達上の大きな特徴があります。つまり堆積盆地の構造というのは、お皿とかドンブリのような形のものの中央部に沈降の中心部があって、その位置でどんどん大きくなるというものではないのです。必ず沈降する中心部が、段階的にある方向

にずれていく。すなわち、断層の発生が一方に進行することによって、次々に傾動沈降する基盤地塊が生じ、その凹みのところに次々に地層が堆積していくわけです。その結果、地層の形としては、図11(12p.)に示すように、片ツバつきの帽子をひっくり返して定方向に並べたような形態をとって発達することになります。これが将棋倒し構造とよばれるものです。

この将棋倒し構造というのは、地殻の構造運動の観点からすると、きわめて重要な内容を含みます。というのは、断層が一方にすすむというのは、地殻深部の昇降運動により歪みが大

陸側に進行することの具体的なあらわれと考えられるからです。深部の力学過程については、ここでは省略し前半部(12p.~13p.および34p.~35p.)に記します。さて、このようにして堆積運動が行なわれた後、この堆積盆地全体が一転して隆起に転じます。そのとき、断層で境された地塊がさまざまな動きをして主要な褶曲構造が形成されます。その様子は、図12および図14(12p.)に示すとおりで、図12では、葉山・武山基盤反映褶曲は堆積時と同じ向きの運動により、また剣崎背斜は堆積時とは逆向きの運動により形成されたと考えています(図14)。このように堆積盆地が全体的に隆起(陸化)したことにより、こんどは地層が侵食されます。こうして、これまで堆積した地層(三浦層群)と、次の時代に堆積する地層(上総層群)とを境する大きな不整合、黒滝不整合の形成期に入ることになります。

#### 黒滝不整合の形成期

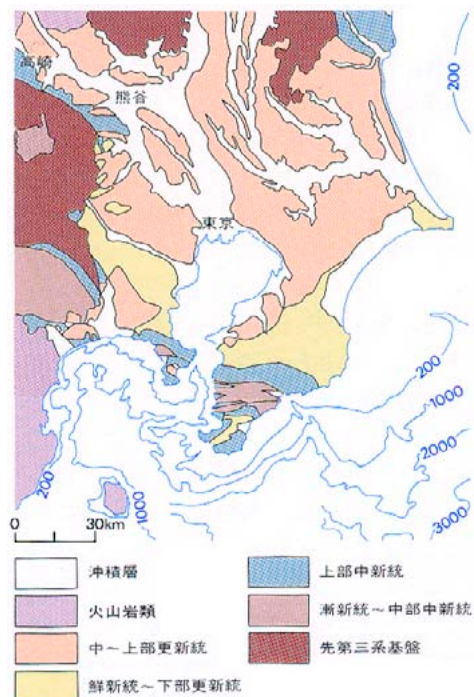
##### 島弧変動における全般的隆起の始まり

房総半島の小櫃川中流に黒滝という場所がありますが、そこには、黒色の凝灰質礫岩からなる滝があります。その滝の滝頭は、三浦層群と上総層群とを分ける不整合にあたっていて、上総層群の基底礫岩層を流れてきた地下水が、ここで地表に顔を出し滝をつくっているわけです。この基底礫岩層が黒滝層で、ここは、不整合関係がみられる代表的な場所であるため、三浦層群と上総層群とを境する不整合は、黒滝不整合と名付けられるようになりました。この黒滝層は風化や侵食に強いので、滝や急峻な地形をつくっているのですが、また他方では、土台石や堀などの石材としても使われているものです。ところでこの不整合は、一般の不整合の形態とは少し異なっています。普通、不整合という

は、下位層が隆起(陸化)・変形して侵食された後、再び海域となって上位の地層がその不整合面の上に堆積するのでつくられるわけです。ですから、下位層は不整合面に対して斜めにぶつかるといった形になり、上位層は不整合面に対して平行になるのが普通の不整合なのです。ところが黒滝不整合の場合には、図4(9p.)にみられるように、上位層が不整合面に対して斜めにぶつかるような形をとり、逆に下位層は不整合面に対して平行しているような形を示しているのです。そのため昔、地質調査所でわれわれの大先輩がこの地域を調査して地質図を提出したところ、「こんな不整合があるはずがない」と上司に叱られ、遂にその地質図は刊行されずに終わってしまったという。そういう話が残っている程の不整合なのです。

じつは私は、その後その地質図を拝見する機会を得たのですが、その地質図は、私たちのつくった地質図と大局的には変るものではなかったのです。しかも、この不整合面をもう少し細かくみると、この不整合面をはさんで上下の地層の構造が、不整合面近くでともに平行になってしまうのです。このような事情から、1950年代には、黒滝不整合について整合説と不整合説とが生じ、学会誌上で論争されたこともあるという、とにかくいわくつきの不整合がこの黒

図1・1 - 関東地方平野部の新生界の分布



滝不整合なのです。

この黒滝不整合の形成期を全国的に対比してみると、その時期は、東北日本などを含めこれまで全体的に海域であった地域が、隆起海退している時期に相当します、そしてこの時期以降は、日本列島では、日本海側と太平洋側にいくつかの狭長な堆積盆地が形成されるにすぎません。つまり、この時期には、日本列島が全体的に隆起したことがわかるわけで、この変動期は、藤田至則氏によって島弧変動の初めの時期とされています。関東を含めた南部フォッサマグナ地域でも、図8B(11p.)にみるように、丹沢や高崎付近を中心とした堆積盆地は、この時期に隆起・陸化して消滅してしまい、この時期以降の鮮新世以降の堆積盆地は、太平洋側のみに発達することになります。

鮮新世～前期更新世の堆積盆の構造とその発達  
鮮新世から前期更新世にかけて堆積した地層は上総層群とよばれ、下部・中部・上部に分けられます。地層の最大層厚は、下部で約1,800m、中部で約1,000m、上部は約250mとうすくなります。さきの図8B(11p.)が上総層群下部を堆積した当時の古地理図、図6a～図6c(10p.)は上総層群下部・中部・上部の等層厚線図です。図6のa, b, cの3つの図にみるように、上総層群の堆積盆地の場合にも、堆積の中心は北西へと変移しております。

また上総層群の堆積盆地の場合には、次のような特徴もみられます。まず、堆積した地層が上位層群うすく、そして北方に広がる傾向がみられることです。この厚さの変化というのは、1つの層群単位の地層が発達する場合の一般的な特徴のように思われるのですが、この点については、スケールモデルなどの実験により、今後さらに検討してみる必要があると思っています。もう1つの特徴は、三浦側と房総側とは、それぞれの最大層厚部が雁行して発達していることです。このことは、基本的には、基盤断裂が直線的ではなく雁行して発達することによって生じているものと考えられます。それで、三浦側と房総側とは、沈降地域の北限もずれています。このことは、最終的には、更新世の構造運動の原型 更新世の構造運動ではその沈降中心部が、1つは矢部さんのいう関東平野中央部に、もう1つは東京湾奥部に生じているわけですが、そうした更新世の構造運動の原型が、すでにこの時期にできているように考えられま

す。この場合、霞ヶ浦の北北東方向についてつけ加えますと、この地域の地下資料は非常に少なく何ともいえないのですが、もし沈降地域があるとすれば、それらは図8A(11p.)の中新統の分布にみられるように、棚倉破碎帯に沿った別方向の沈降部の再活動とみることができると思います。

#### 長沼不整合の形成期

島弧変動における全般的隆起の絶頂期  
更新世前期から中期にかけては、上総層群とその上位の相模・下総層群とを境する長沼不整合とよばれる不整合の形成期があります。この不整合の形成以降は、上総層群を堆積したような深い海は消滅してしまい、浅い沈降盆地を形成する沈降域と、他方、海成ないし河成の段丘面を形成する隆起域とに分かれてしまい、上総層群の時代とは大きく異なってきます。この不整合の形成期は、島弧変動(藤田, 1970)のうちの全般的隆起の絶頂期に相当します。

長沼不整合の模式地は、鎌倉市大船駅北方の長沼の貝殻坂付近で、ここでは、上総層群と相模・下総層群とを境する代表的な不整合がみられます。この不整合では、上総層群上部の地層が形成する褶曲構造を切って上位の地層が分布しており、さらに、この不整合を境にして断層系の発達が異なってきますので、この期間に大きな構造運動のあったことがわかるわけです。

図16(15p.)は、長沼不整合形成期の全般的隆起の形状を、基盤運動の観点から概念的に描いてみたものです。また、この時期以降の堆積盆地の発達過程については、図7(11p.)に示したように、三浦・上総層群が全体として隆起するなかで、小盆地に分化して発達することになります。これらの分化した小堆積盆地も北方への将棋倒し構造を示しますが、ただ、嶺岡・葉山隆起帯のような大きな隆起部の側面では、三浦半島南部の宮田層にみられるように逆方向に変移するものも生じます(図12, 14p.)なお、これらの小堆積盆地をつくる沈降域と段丘面を形成する隆起域との関係については、菊地さんによって描かれた図3(27p.)にみるとおりで、この時代の話になれば、菊地さんの専門ということになります。

#### 古東京湾の時代

菊地 長沼不整合の後、更新世中期から後期にかけて、年代でいえば約40万年前から約10万年前までの間に堆積する地層は、東京湾周辺では、大別すると2つの地域に分かれて分布します。

1つは、東京湾西方の横浜から大磯丘陵にいたる相模平野を含む地域で、ここに堆積した地層は相模層群とよばれます。他の1つは、房総半島北部から関東平野を含む地域で、ここに堆積した地層は下総層群とよばれ、古東京湾に堆積した地層に相当します。このほか、両地域の境界に位置する丘陵地域には、同じ時代の地層が断片的に段丘をつくっていますが、分布からみてこの地域の地層も、古東京湾に堆積した地層とみなせます。

いまの三梨さんのお話しにありましたように、長沼不整合をもたらしした隆起運動によって、この時代の海は非常に浅くなり、上総層群を堆積したときのような外洋性の深い海は、すでになくなってしまいます。また地形的にも、丹沢山地から三浦半島をへて房総半島の中央部までのびる地域が陸域と化し、当時の海は、東方に口をあけた大きな湾(古東京湾)と、南方の相模湾の方に口をひらいた小さな湾(古相模湾)とに分かれます。湾内に堆積した地層の厚さは約300mぐらいで、上総層群の厚さ約3,000mにくらべれば、うすい皮みたいなものになってしまいます。

さて、この古東京湾の浅海に堆積した地層が下総層群ですから、この地層の特徴をお話しします。第四紀に何回かの氷河性海面変動のあったことはよく知られておりますが、古東京湾のような浅海では、当然、この海面変動の射程内に入っていますから、地層の堆積状態も上総層群のそれとは明らかに違ってきます。上総層群を堆積させた海は、おそらく数100mクラスの深さです。氷河性の海面変化は、せいぜい100～100数10mの範囲ですから、上総層群の時代には、堆積層に海面変動の影響はほとんどあらわれてきません。しかし古東京湾のような浅海では、海面が上がったり下がったりすることによって、海が深くなり浅くなり、あるいは干上がってしまいます。そのため、堆積する地層の様相がまるで違ってきます。つまり、1つの海進期ごとに地層の堆積の場ができるわけで、そうした形の繰り返して、地層が順次堆積していきます。

ところが実際には、こうした汎世界的な海面変動に、局地的な地殻変動がからみますから、事態は大分複雑になり、地域ごとに地層の堆積するかたちが変わってきます。湾の周辺部では、海面上昇期につくられた浅海の堆積面が、海面が低下して陸化したときには海成面として残されます。しかし、そこに地殻変動が生じている場合には、隆起域と沈降域では、海成面のつくられ方が当然違ってきます。隆起が続く地域では、海進のたびごとにつくられる海成面が、古いものほど高位に残され海成段丘をつくります。例えば多摩丘陵地域がそれです。

隆起域と沈降域の中間にあたるのが、たとえば横浜市南部地域です。ここでは、古い時期につくられた海成面が、あまり隆起したり沈降したりすることがありませんから、海面低下期に河川によって侵食された谷地形を、次の時期の海進期の地層が埋積するというようなことを繰り返し、きわめて複雑な地質断面をつくっています(18p. 図4参照)

一方、沈降の続いた房総半島北部では、5つの海進期に対応した地層が順次上位に重なるような形で堆積していきます。下位から地蔵堂層(厚さ約130m)、藪層(厚さ約120m)、清川層(厚さ約40m)、上岩橋層(厚さ約40m、主として印旛沼周辺に分布)、成田層(厚さ約50m以上)などで、それぞれが、1つあるいは2つの堆積サイクルをもつ浅海性の地層です(17p. 図2参照)。このうち段丘面を形成しているのは最後の成田層だけで、これは下末吉海進期の海成段丘です。千葉県北部にひろがる下総台地がこれです。

ところで現在、下総台地の南の房総半島には、成田層の下位にある上岩橋層以下の古い地層が次々に地表に露出しています。地層の断面をみると、全体が北西に傾斜し、その傾斜も南ほど急で、北へゆくほど緩やかになります。つまりこの地域では、ある時期以降、沈降が隆起に転じたこと、その隆起も南の方から始まって次第に北へ及んでいることがわかります(17p. 図1B参照)。このようにして陸域は次第に南から北部に広がっていき、古東京湾をせばめていったわけです。結局、古東京湾は図9(20p.)のような変遷をたどり、約12万年前の下末吉海進期を最後として、埋積が進み大部分が干上がっていきました。こうして古東京湾は、その中で一貫して沈降を続けていた現在の東京湾を除

けば、その中央部から周辺部にいたる殆んど全域にわたって平坦な堆積面を残すことになりま

す。この時期の湿地の堆積物が常総粘土層とよばれるもので、下総台地をはじめ関東平野の台地をつくる水成層の最上部を構成しています。(21p. 図10参照)、これをおおうのが武蔵野ローム層とよばれる風成の火山灰層ですから、常総粘土層の堆積後、この平坦面が再び海面下に没するというはなかつたわけです。

#### 古東京湾消滅後の変動

##### 常総粘土層の高度分布

小玉 関東平野の段丘面が、海の方向とは逆に平野中央部に低く傾いていることは以前から指摘され、それが、関東構造盆地といわれてきたわけですが、では、こうした段丘面の変形は、それぞれの地域でどのように進行してきたのだろうか。この実態が明らかになれば、段丘形成後の、つまり最近約5万年間の関東平野の構造運動の輪郭がはっきりしてくるだろう。そういう考えから、ここ数年いろいろと調べてきたことをお話しします。

段丘面の変形を調べる場合、同じ時代につくられた段丘地形の高度や傾きを調べることから始まりますが、それだけでは、変動の実態がもう1つははっきりしてきません。というのは、段丘の上には、関東ローム層がつもっていますし、また沖積層の下に段丘が埋没している場合もあるからです。それで私たちは、次のような方法で調べてみました。

さきほど菊地さんからお話がありましたように、成田層の最上部には、常総粘土層とよばれる粘土質の地層が、かなり広い範囲にわたって分布しています。これは、下末吉期の海が退いていくその最後のときに、この海が淡水性の湖沼や湿地に変わった一時期があり、その広大な当時の沖積平野に堆積した地層です。このような沖積平野は、多少の起伏はあったとしても、堆積平坦面として一応平らであったと考えられます。ですから、この時期にほぼ平らであったこの地層が、現在、どの位の高さに分布しているか、それを調べてみたわけです。

岡重文さんたちが相模平野でやられた方法にならって、まず平野全域にわたる露頭の調査を中心に、あらたなボーリングや、また既存の地下地質試料を参考に、何とかこの地層の高度分布をかけるところまでごぎつけたわけですが、それが図2(25p.)です。

図をみますと、まず第1に、全体としては大宮台地北東部と東京湾北部とが1番低い。それ以外のところは相対的に高くなっているわけです。そして20mのコンターで色分けしてみると、関東平野が、大きさにして40km×60kmぐらいの1つの大きな盆地を形づくっていることがよくわかります。

当時の堆積平坦面を基準にして仮に比高をだしてみると、大宮台地北東部が現在では海拔5m、下総台地南部では、実に海拔130mにもなっています。それだけはげしく上下に変位しているわけです。下総台地南部は最も隆起の大きいところで、平野周辺部でありながら山麓地帯と同程度の急峻な傾斜を示しています。

下総台地西部にも1つの隆起地域がありますが、その南縁はほぼ北西-南東方向の直線状の形で急におちこんでいます。

##### 現在の地形をつくった変動

こうしてみてきますと、現在の地形の高低が、この粘土層の高低と非常によく対応していることがわかります。これまで述べてきた地域以外にも、大宮台地のところは、全体からみれば相対的に低いのですが、その北東部の沈降域にくらべればやはり高くなっています。霞ヶ浦の周辺域も勿論高くなっています。ですからこの粘土層の高度分布は、まさに現在の地形を反映している。というよりは、現在の地形こそ、下末吉海退以降の新しい時期の構造運動によってつくられたことがわかります。

また河川というものが、こうした堆積平坦面が干上がってしまった場合、どういう流路をとるかといえば、それはやはり地盤の下がっていくところ、沈降域を目指すわけです。荒川とか旧利根川の流路も、大きな意味では、この構造運動に規制され、沈降域にたえず土砂を堆積させていたことがわかります。

他方、隆起地域の方では、川は下方侵食して谷を刻んでいきます。その典型的な例が房総半島の川です。だいたいこの地域の川は、たいへん奇妙な流れ方をされていて、川の上流が海のすぐそばにあり、しかもかなりの上流でも蛇行しています。蛇行するぐらいですから、かつては下方侵食しないような、土砂を氾濫させ堆積させる条件下にあったはずですが、それが地盤が隆起しだすと侵食が始まり、下の地層はやわらかいのですからどんどん削られ、現在数10mぐらいの谷ができ、川の両岸には、下部の地層が全部露



図1-3 - 武蔵野・人間台地の武蔵野面と沖積面との比高

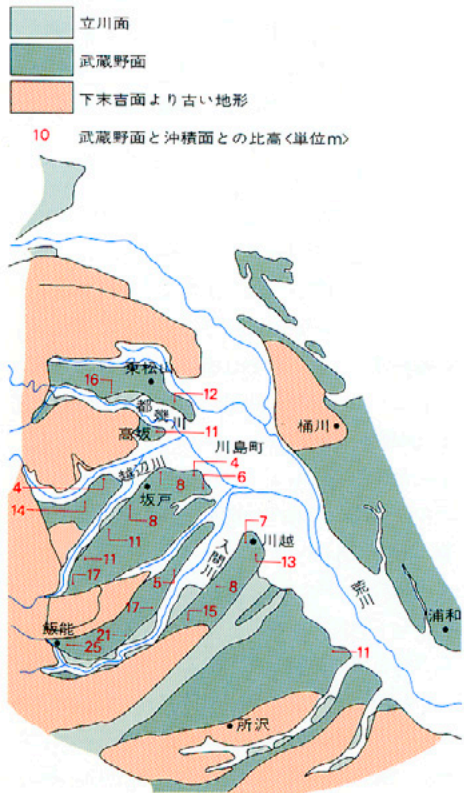


図1-2 - 加須低地を中心とした武蔵野ローム層の基底等高線図

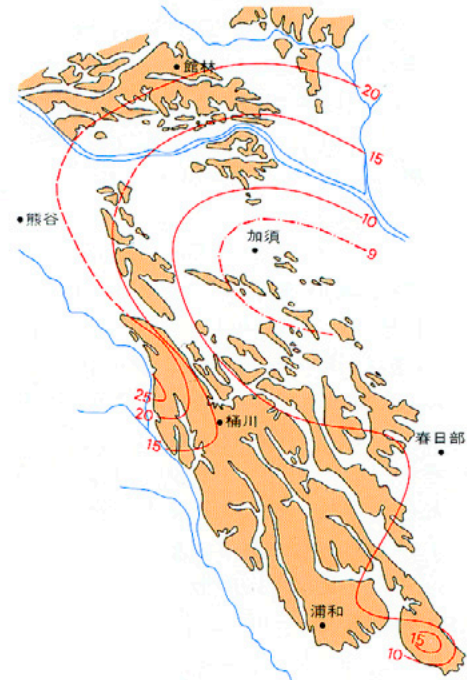
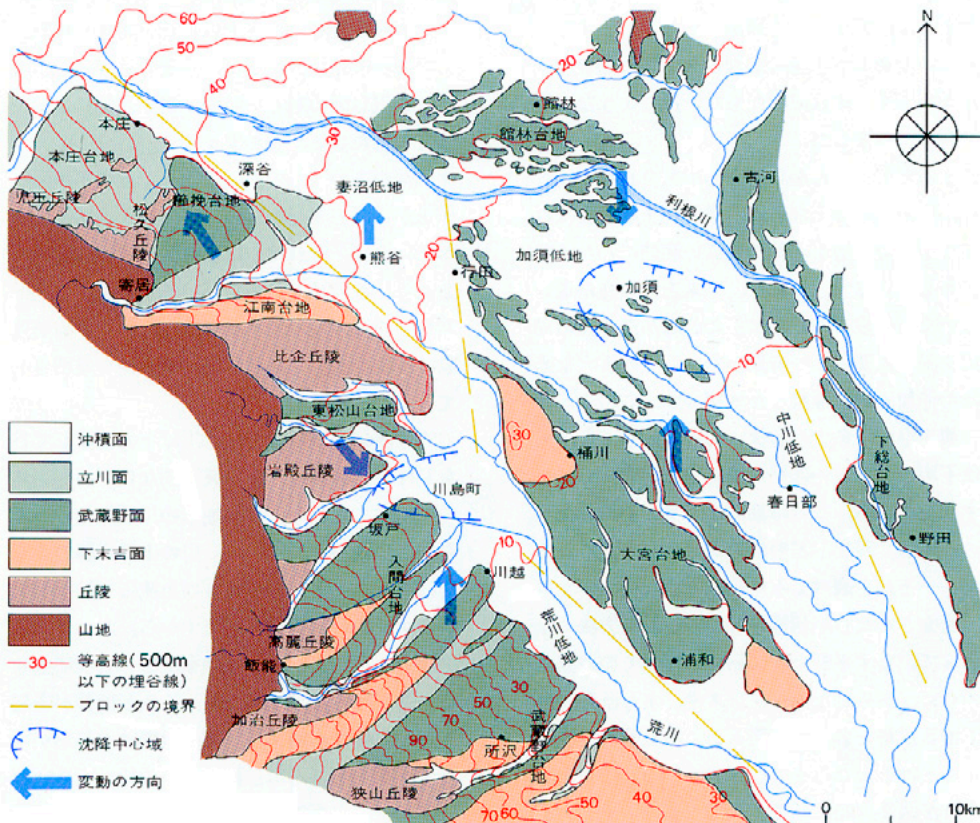


図1-4 - 関東平野中央部の地形区分とブロックの変動



出しています。ここでは土砂を堆積しないで、  
 どんどん侵食しているわけです。このように、  
 川の流路や性格もまた、大きくは構造運動によ  
 って規制されているわけで、河川の流路を含め  
 た現在の地形というものが、古東京湾消滅以後  
 の新しい変動によってつくられていることがわ  
 かります。

武蔵野ローム層基底の高度と古墳の埋没  
 編集 段丘面の傾きを細かくみた場合でも、や  
 はり中央の沈降部にむかって一様に低くなって  
 いるのですか。

堀口 じつは以前、関東平野中央部の沈降の実  
 体を知りたいと思い、大宮台地から加須低地を  
 とおって館林台地にいたる地域を調べたことが  
 あるのです。いまの小玉さんの場合には、常総  
 粘土層の現在の高度分布を平野全域にわたって  
 調べられたわけですが、私の場合には、この粘  
 土層が堆積した後の、それより少し新しい時期  
 の武蔵野ローム層の基底高度を平野中央部で調  
 べたわけです。この火山灰は、約5万年前につ  
 もったもので、大宮台地では東京軽石層の下約  
 20~30cmぐらいのところで見られます。ローム  
 層の下には、いわゆる かたずな とよばれる  
 硬い砂層があるのですが、この砂層は大宮台地  
 の全域に及んでいるだけでなく、加須低地では、  
 沖積層の下に埋没しているローム層の下まで続  
 いています。ですから、武蔵野ローム層がつも  
 ったときには、大宮台地も加須低地もほぼ同じ  
 ような条件下にあって、離水した時期もほぼ同  
 じであったと考えられます。それからまた、こ  
 うした古東京湾末期の離水時の地形についても、  
 さきほどからのお話しにありましたように、東  
 京湾方向に下がっていたわけで、内陸方向に下  
 った地形は考えられません。

ところが、ハンドオーガーで武蔵野ローム層の  
 基底を調べてみますと、図1-2に示すように、  
 春日部より少し北方の加須付近が最も低く、そ  
 こから北へは急な傾斜で高くなり、また南へは  
 ゆるい傾斜で高くなり大宮台地へと続いており  
 ます。つまり、武蔵野ローム層堆積後におい  
 ても、これだけの変動を行なっているわけです。  
 そして、つい最近、この低地では水道工事に  
 ともなって地表下3mのところにも古墳が埋没  
 していることがわかりました。従来の常識では、  
 そんな下の方に遺跡が埋没しているなどは考  
 えられなかったのですが、この辺には武蔵野ロ  
 ーム層が下の方にありますから、他の地域のよう

に途中の浅い所で発掘調査をやめてしまわないように関係者に話していたのですが、やはりできてきたわけです。このように、この地域での沈降は、単に現在まで続いているというだけでなく、その沈降の度合も非常にはげしいのです。

平野内部におけるブロックとその変動  
ところが、こうした遺跡の埋没状況を周辺域で調べてみますと、地域によって埋没深度に差異があるのです。たとえば、加須低地より少し北西には妻沼低地（図1・4参照）があります。この低地でも、古墳など多くの遺跡が埋没していますが、その深度は1～1.5mです。ですから、同じ低地とよばれているもののなかでも、地域によって変動量に差異があるわけです。それでこの辺のことをもう少しお話しします。  
武蔵野台地とその北方にある入間台地との2つの台地は、ほぼ同じ時期に多摩川や入間川の扇状地としてつくられたもので、両台地には、武蔵野ローム層以降のローム層がつもっています。武蔵野台地については、以前から、その北半分が全体として北東方向へ傾きながら沈降している事実が指摘されておりますが、この傾向は、入間台地にも続きます。図1・3は、この台地の沖積面との比高を調べたもので、図中の数字が武蔵野面と沖積面との比高です。そうしますと入間台地の北東端の坂戸付近で4mと最も低くなっています。ところが、越辺川をはさんでその対岸の高坂台地になると、同じ武蔵野面は11mと約2倍の高さになっています。さらにその北の東松山台地の武蔵野面は、高坂台地よりも少し高い。つまり、越辺川に向かって、北と南から傾動沈降している状態がよくわかるわけです。そしてこの沈降帯は、これら台地の東にひろがる荒川低地上流部の川島町付近に沈降中心をもつものと考えられます。そこは、都幾川、入間川の合流するところで、やはり埋没した遺跡が発掘されております。  
こうして細かくみていきますと、関東平野西部では、沈降中心が1つであるというわけではなく、平野内部が地域ごとにブロックに分かれていて、個々のブロックが少しづつ違った変動をしていることがわかります。それを示したのが図1・4で、図にみるように黄線を境として各ブロックに分けられ、それぞれ別個の変動をしているものと考えられます。  
さらにつけ加えますと、これら台地の西方には秩父山地の東縁を限る八王子構造線があります。

この基盤を区切る構造線は、さきほどの川島町越辺川の沈降軸を西に延ばした地点で地形的に著しい不連続を示している、この沈降軸が基盤の構造に関係するものと考えられるのです。また、あとで地震と地質構造のところでお話ししようと思っておりますが、地震の地域的震度特性の分布からも、平野内部に発達する基盤断層の存在が推察されます。ですから、これまで述べてきたような新しい時期の変動が、平野内部でもブロック的な動きを示しているということは、基盤構造そのもののブロック的な変動（基盤地塊の変動）に関係しているものと思われれます。  
大小の基盤地塊と地下深部の垂直的な昇降運動  
編集　そうしますと結局、堆積盆地の発生からその発展、さらにはその消滅後の運動をも含めてまとめてみると、常に基盤地塊の運動というものに関与しているわけですね。  
三梨　じつは私たちがいままでお話ししてきたものは、地質学本来の研究手法によって得られた結果なのです。つまり、地層が最初に堆積したときの初生的な形態からそれが最後に変形していくまでの過程を、地表の地質調査で得られた諸事実をもとにして求めていく。これを順次、地表から下の方へと進めていき、そして深部での運動を推定するという方法なのです。もちろん、さらに地下深部の過程のことは、地球物理学など他の部門の知識が必要になります。そのため、鈴木耐元さんには地球物理学との境界領域を、小玉喜三郎さんには主として実験の分野をそれぞれ開拓してもらい、私自身を含め3人も地質調査を基礎にして3人1組になって、地殻の構造運動についての研究を進めてきたわけです。  
その結果、地殻の運動は、深部の垂直的な昇降運動によって統一的に説明できるとする考えをもつにいたったわけです。断層で境された地塊はもちろん、主要な褶曲構造や撓曲構造、あるいは堆積盆地の形成などの運動は、すべて基盤の地塊運動によって生じると考えたとき、地表の地質調査で得られた諸事実を含めて満足のゆく説明が得られるわけです。例えば、三浦・上総両層群の堆積盆地については、沈降する傾動地塊が次々に発生することによって発達すると考えないと、地表地質の調査で得られた諸事実を説明できないのです。  
そうとすれば、これらの現象は、島弧・日本海

・東アジアにも適用できるはずですから、それで、これらの沈降運動の力学的な原因を説明する造構モデルを、鈴木・小玉両氏とともに提出したわけです（34p.～35p.参照）。こうした観点からしますと、将棋倒し構造のもつ定方向性というのは、和達・ベニオフゾーン（注1）に直交する方向に進行すると考えるとよく説明できるのです。  
また、堆積盆地が消滅して以降の最も新しい時代の変動についても、これはさきほどの菊地さんや小玉さんのお話にありましたように、常総粘土層の初生的な堆積形態が、その後段丘状に撓曲変形しているのは、基盤の地塊運動によって生じているものであること、さらに新しい時期の段丘面の変形および歴史時代の沈降運動についても、これはいまの堀口さんのお話でよくおわかりのように、基盤の地塊運動を想定せざるを得ないのです。  
そして、これらの大小さまざまな地塊運動は、さきにお話ししました将棋倒し構造の形成に始まる一連の運動過程の現代版とみることでいいかというのが現在の私の考えなのです。  
もちろんこの場合、第四紀以降の日本列島が全体としては隆起域に属しており、そのために隆起帯特有の複雑さや、さらにはマグマ性の隆起なども含むため、事態はそう単純ではありませんが、いずれにしても現在の地塊運動が、歪面としての和達・ベニオフゾーンと一定の関係をもつことを否定することはできないと思うのです。  
こうしたことは、すべて今後の課題となっているわけですが、最後につけ加えますと、現在、樋口さんや小玉さん等が中心となつてすすめている基盤地塊の正確な把握を目的とした人工地震による研究、あるいはまた、堀口さんや角田さん等が中心となつてすすめている、小地震による地域的な震度特性の分布の実態から基盤断層を推定していくという研究は、ただに地史のあるいは歴史的な構造運動の位置づけを明らかにしていくだけでなく、地震の発生機構の問題にも関係してくるたいへん重要な仕事だと考えているわけです。

## 地盤沈下の歴史と現況

### 東京における地盤沈下の歴史

近藤 いままでのお話しは、自然的な原因による地殻の変動が中心でしたが、私の話は地盤沈下で、これは同じ地殻の変動でも、主として人為的な原因によるものに限られます。その問題のあらましを、簡単にお話しいたします。

だいたい東京で地盤沈下という現象がおきたのは大そう古く、すでに明治の末頃には始まっていたようですが、それがはっきりと判ったのは大正12年の関東大震災のあと、水準測量が行なわれたときです。その後、水準点を増やして調査が進められ、さらに昭和10年以降には、鉄管を基準とする地盤沈下の観測が行なわれるようになります。他方、大阪でも昭和2年の丹後大地震頃から地盤沈下が注目され始め、昭和13年には、天保山に深さ35mの基準鉄管が設置されて本格的な観測が始まります。

こうして昭和14年に和達清夫さんらによって、地盤沈下の主原因は、地下水位の低下による表層地層の脱水圧密であるとする説が発表されるわけです。しかし残念なことに、この原因説が正しく理解されて、具体的な対策がとられると

いうまでには至らなかった。そのために東京や大阪など沖積低地を中心とした工業地帯では、建物の被害や道路の陥没、あるいはゼロメートル地帯の拡大などといった被害が生じてくるわけです。その後、戦争中に東京が空襲で焼けて、江東地区の工場の活動が停止すると地下水が使われなくなって、地盤沈下が一時とまります。このことは、地下水の汲み上げが地盤沈下の原因であるという重要な証拠になったわけで、戦後いち早く対策をとればよかったのですが、それが昭和24年頃から工業活動が活発になると、再び地下水の使用が始まって地盤沈下が進むという。そういう状況を約10年間くらいそのまま見すごしてきてしまったわけです（図2・1参照）。

地盤沈下のための対策が東京で初めてとられたのは昭和36年1月で、これは工業用水法に基づくもので、工業用水道による代替水の供給によって既設井戸からの揚水規制を行なったものです。最初は、隅田川と荒川に囲まれた地盤沈下の最も激しい江東地区を対象としてこの規制が行なわれ、その後、順次地域指定を広げると共に、揚水の深さ規制もよりきびしくしていきます。それと同時に、建築物用地下水の採取

規制も始まります。こうして地下水の揚水規制が徐々に拡大し、それと共に地下水位もある程度まで上昇してくるようになります。

天然ガスかん水の大量揚水による地盤沈下ところが昭和42年の後半から、天然ガスの大量採取が始まります。もともと江東区および江戸川区にまたがる地域には、地下500~1,500mにある上総層群中部の地層中に、地下水に溶けこんだ状態で天然ガスがあり、このかん水の揚水は従来からも行なわれていたのです。それが昭和42年頃からは深さ1,000mをこえる大型井が主力となったため、図2・3にみるように揚水量が急激に増大します。このために、例えば江戸川区では、1年間に24cm近くもの沈下が生じます。結局、今度は深層の地下水の大量揚水によって沈下が進行するという状況にたります。この天然ガスの揚水規制は、昭和47年から始まり、東京都が鉱業権を買い上げるという方法によって、昭和47年いっばいで天然ガス採取の全面停止が行なわれます。こうした処置と共に、他方では、工業用水道の整備も進んできて、図2・6にみるように工業用地下水の揚水量もぐんと減少してきます。こうした経過をへて現在では、東京の地盤沈下はとまり、一応安定した恰

図2・8 - 東京湾周辺地域地盤沈下等量線図<昭和45年2月1日 - 昭和46年2月1日>

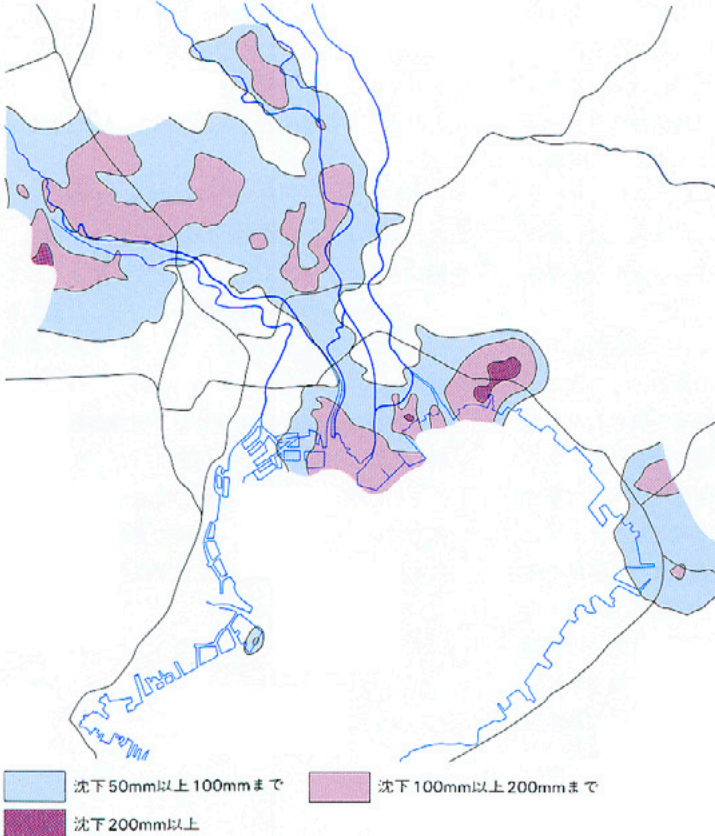


図2・9 - 東京湾周辺地域地盤沈下等量線図<昭和51年1月1日 - 昭和52年1月1日>

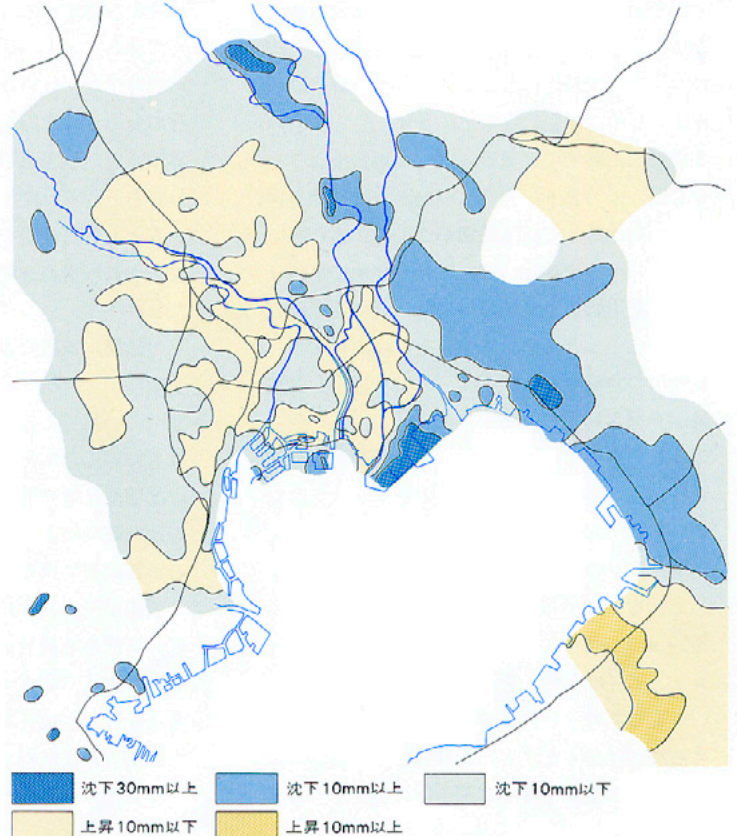


図2・1 - 累計変動量(東京)

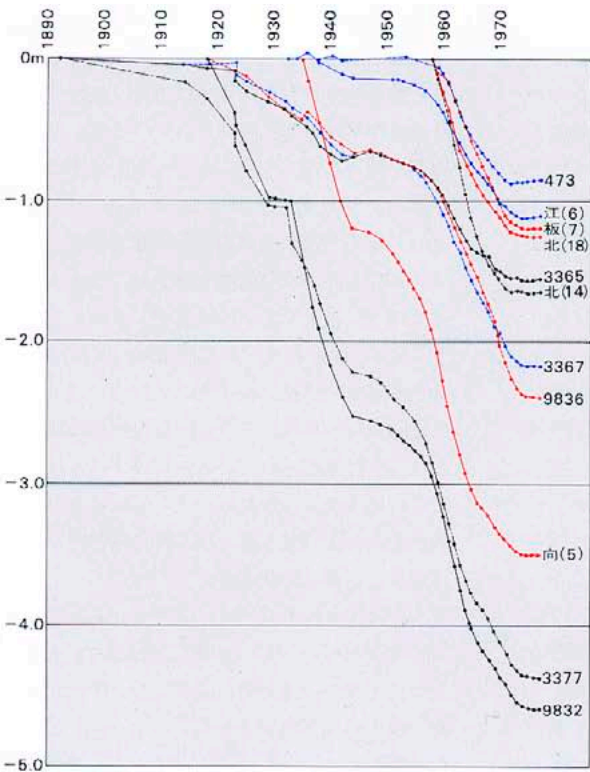


図2・2 - 累計変動量(葛南地域)

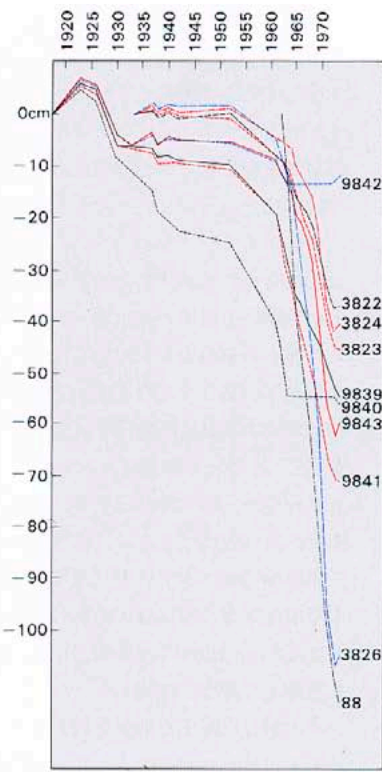


図2・1及び図2・2の水準点の位置



図2・3 - 天然ガスかん水の揚水量(江東・江戸川区)

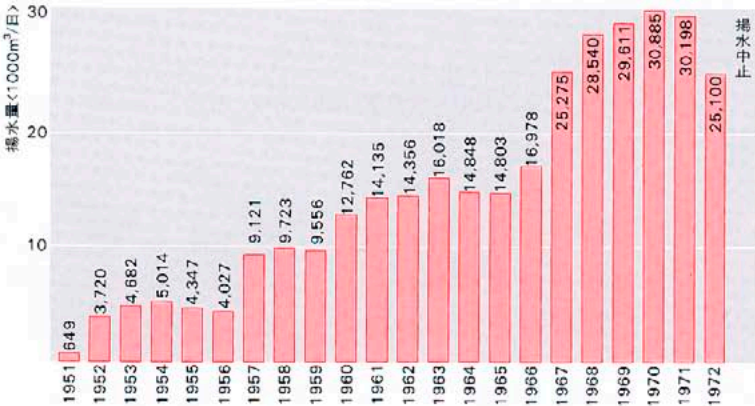


図2・4 - 千葉地域

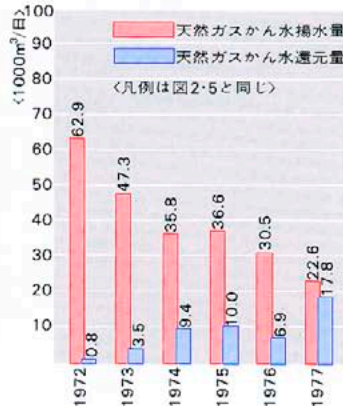


図2・5 - 九十九里地域

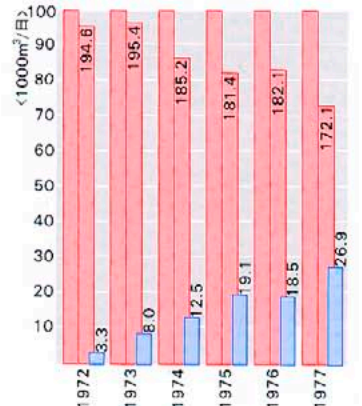


図2・6 - 工業用地下水の揚水量(東京)

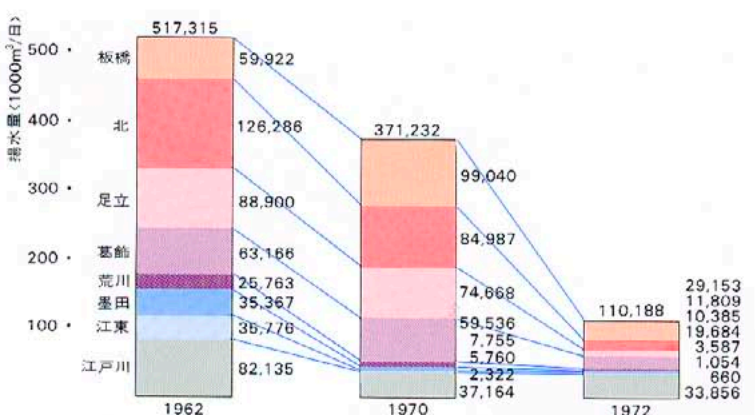
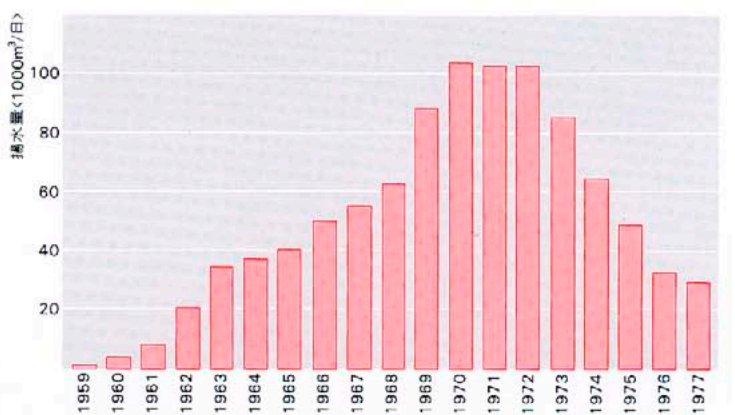


図2・7 - 京葉臨海地域地下水揚水量経年変化



注1 = A.P.とは中央区越前堀の隅田川右岸に設置された霊岸島量水標をいい、東京都の河川、港湾関係の構造物はA.P.を基準にしている。A.P.と東京湾中等潮位との関係は、東京湾中等潮位 0m = A.P. + 1.1344m。

好を示しています。図2・8が昭和45年～46年の1年間の沈下量、図2・9は昭和51年～52年の1年間の沈下量です。図にみるように、昭和51年～52年の1年間では多くの地域で沈下は殆んどなくなり、場所によっては隆起するところも出ています。

ただ東京で問題になるのは、西の武蔵野台地であらたに地盤沈下が始まっていることです。この図にも、与野市、朝霞市、新座市などで新しく沈下が発生していますが、このほか多摩地区の多くの市域で地盤沈下が目立ってきております。この地域の地下水は、上水道などの生活用水として使用されるものが多く、しかも代替水源の確保が容易でないために、地下水の揚水規制を行なうこともむづかしく、困難な状況を示しています。

それからまた、一度沈下した地域というのは、多少膨張するということはあっても、全面的な回復ということはありません。図2・10は、昭和26年、37年、49年の地盤高の変遷ですが、49年の図をみても、荒川河口から上流約6 kmの中川合流点までの地域（約31.5 km<sup>2</sup>）がA.P. 0 m（注1）以下で、常時海水面下にあるという状況です。なお荒川河口右岸にある水準点9832は、明治末以来、実に約4.5m～4.6mという累

計沈下量を示しています（図2・1）。

#### 千葉県下の地盤沈下

以上が東京の地盤沈下のあらましですが、東京と接している千葉県でもだいたい同じようなことがいえます。とくに千葉県の浦安、行徳などは東京と相接している沖積低地ですから、ここでは東京とほぼ同じような変動を示しています。ここからもう一寸東の方へいった市川とか船橋などを含めた地域は葛南地区と呼ばれますが、この地域への工場の進出は一時期おくれます。したがって東京より一寸おくれて、昭和41年頃から沈下が激しくなります。昭和45年、船橋での5年間の累計沈下量は1m23cmで（図2・2参照）、このため船橋市は、地盤沈下非常都市宣言を発し、その標柱は現在でも残っています。それが東京と同じように、昭和46年4月に葛南工業用水道ができて全面給水されるようになり、工業用地下水の揚水量が昭和47年頃をピークに順次減少し（図2・7）、浅層地下水の揚水による地盤沈下は減少し始めます。

ところがこれもまた東京と同じように、千葉地域でも天然ガスが採取されているわけです。そのため昭和44年には、船橋の夏見町という洪積台地のところで、年間にして24.3cmという記録的な沈下量を生じています。こうして天然ガ

ス採取に伴う被害が問題になってきて、葛南地区では昭和47年1月から天然ガス採取が全面的に規制されます。この時期は、東京とほとんど同じ時期です。ただ千葉地域では、天然ガスは住民の生活用として使用されていますから、揚水量を徐々に減らし汲みあげた水を地下に還元するという方法をとっています（図2・4）。たとえば千葉市では、全盛期には72本もあったガス井戸が、現在では11本に削減され、ガス水もすべて地下に還元するという方式がとられています。そのため、かつては年間21cmも沈下した場所が現在ではだいたい2cm以内の沈下におさえられています。そうした状況がさきにあげた図2・9にも示されているわけです。もっとも、53年は降水量が少なかったこともあって、農業用水の汲み上げ量が多く前年にくらべて沈下地域が少し広がっています。

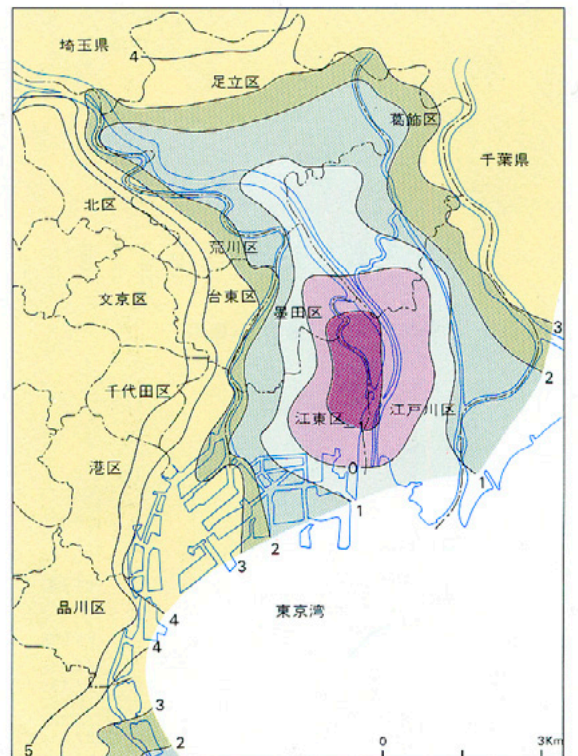
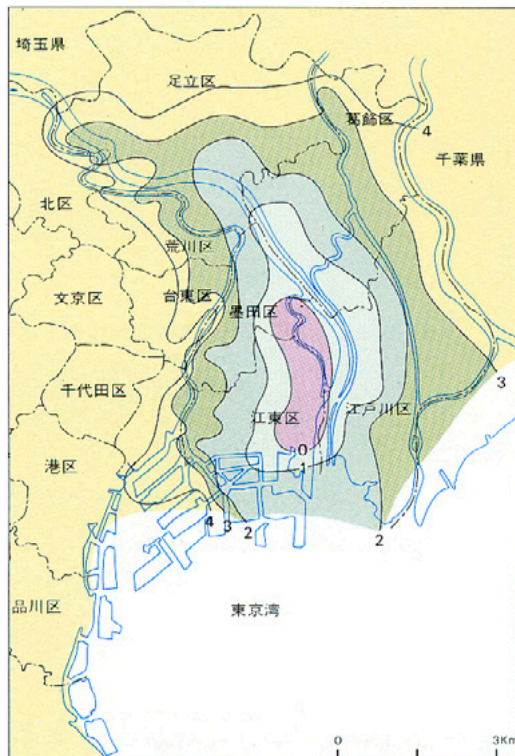
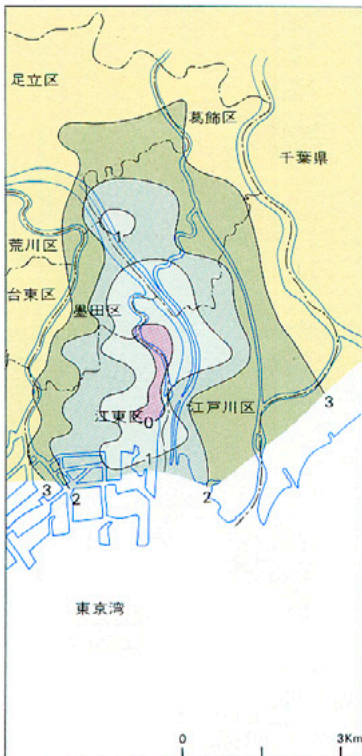
なお、九十九里地域では、天然ガスと共にヨードの採取も行なっています。それで揚水量も大きいのですが、還元の量も多くなっており、現在、最大の沈下地域でも年間4.4cmぐらいにおさえられています。

図2・10A - 地盤高(昭和26年3月)

図2・10B - 地盤高(昭和37年2月)

図2・10C - 地盤高(昭和49年1月)

〈基準面A.P. 単位m〉



地下流体資源と広域的流動

南関東での地下流体資源分布と関東地下水盆  
 榎井 南関東で地下流体資源が存在している場  
 合は、図3-1のようなところにあります。この図  
 は多摩丘陵から東京湾北部をよぎって九十九里  
 平野にいたる東西断面で、図にみるように、基  
 盤岩は船橋の付近で地下2,139mという深いと  
 ころに変成岩としてあります。その上に中新～  
 鮮新統の三浦層群、それから上総層群が厚く発  
 達しています。さらにその上には下総層群があ  
 り、一番表層のところには沖積層があります。  
 東京湾や太平洋の位置は図に示すとおりです。  
 そして現在、実際に天然ガスを含むかん水が汲  
 まれている場所は、図中の薄紫色の部分で、こ  
 れらはすべて上総層群の地層中にあります。そ  
 の上に下総層群(SA層群を含む：図3-2参照)  
 がありますが、この下総層群の地層の中には、  
 淡水からなる地下水があります。下総台地や東  
 京湾の下などの下総層群の上半分が、こうい  
 う場所です。図3-2は、こうした天然ガス田や地  
 下水などの地下流体資源を含む地下水盆と、地  
 下地質との関連を示したものです。われわれが  
 関東地下水盆と呼んでいるのは、基盤までの全  
 体のお盆のことで、その関東地下水盆の中に、

図に示したような地層のところに垂地下水盆が  
 あり、下位より天然ガスを含む高塩分のかん水  
 や低塩分のかん水、あるいは地下水を含んでい  
 るということになります。  
 天然ガスかん水の採取と地盤沈下  
 こうい状態の中で流体資源がどうい挙動を  
 示すのか、というあたりから説明し、その後で  
 資源問題その他に触れていきたいと思います。  
 さきほどの近藤さんのお話にありましたよう  
 に、かつて船橋の天然ガス田では、天然ガス生  
 産のためにかん水をどんどん汲みあげたため  
 にひどい地盤沈下を生じました。図3-3Aは船橋  
 の地下の断面図で、図のように中新～鮮新統が  
 あり、その上に夏見砂層、船橋Aシルト層、船  
 橋下部砂層、船橋Bシルト層、上部砂層などさ  
 まざまな地層が重なっています。こうい地層  
 のところから、かつて天然ガスかん水を汲みあ  
 げていたのですが、そうしますと、汲みあげら  
 れた地下では、台風の目ができたのと同じ状態  
 になります。台風がきたというは、揚水する  
 ものですから圧力が非常に減ってしまう。井戸  
 でどんどん汲みあげるから、そこは水圧が下が  
 ってしまう。それで周りの水がそこに集中して  
 くる。しかし、かん水の汲みあげは依然として  
 続きますから、やがて周りからの水の補給がま

にあわなくなる。そうしますと、水が補給され  
 ない分だけ地下の地層が収縮してしまう。船橋  
 の場合、極端なところでは1m20cmも沈下し  
 てしまっています。  
 揚水中止による地下水位の回復と地盤の上昇  
 そこで、これではどうにもならぬということで、  
 天然ガスかん水の揚水を全面停止したわけす。  
 そうしますと、その水圧がどんどん回復する。  
 どうい回復の仕方をするかという、水圧が  
 最も低下した場所で回復量が最も大きい。つま  
 り、地盤が最も下がったところで地盤の上昇量  
 が最も多いということがわかってきた。従来、  
 地盤沈下のメカニズムは不可逆的で、地盤が回  
 復するなどという現象はあり得ないといわれて  
 いたのですけれども、現実にはそういったこと  
 はなく、地盤は上昇回復するのです。とはいっ  
 ても、もどどりに回復するのではなく、沈下  
 量の1/10～1/20ほど上昇するだけです。じつは  
 この数年後に、川崎で地盤が一時上昇して、そ  
 れが直下型地震の前兆ではないかと騒がれたこ  
 とがあります。結局それは、前述のような地下  
 水の揚水中止によって生じた地盤の回復であっ  
 たわけす。  
 図3-3Bに示したものは、1972年1月に揚水を  
 ストップしてから、以後、同じ年の2月から5

図3-1 関東堆積盆の地下資源分布

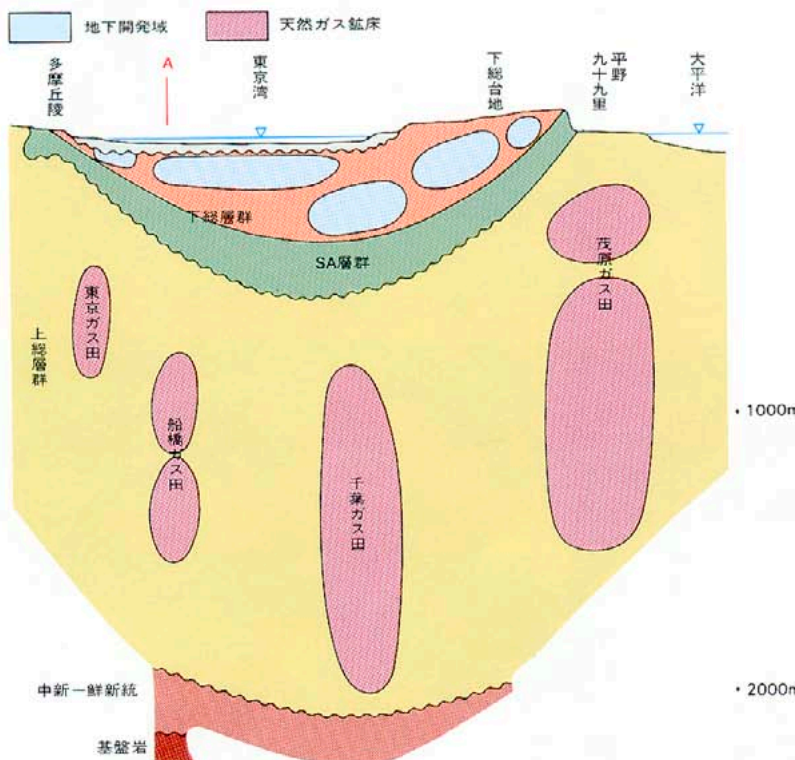
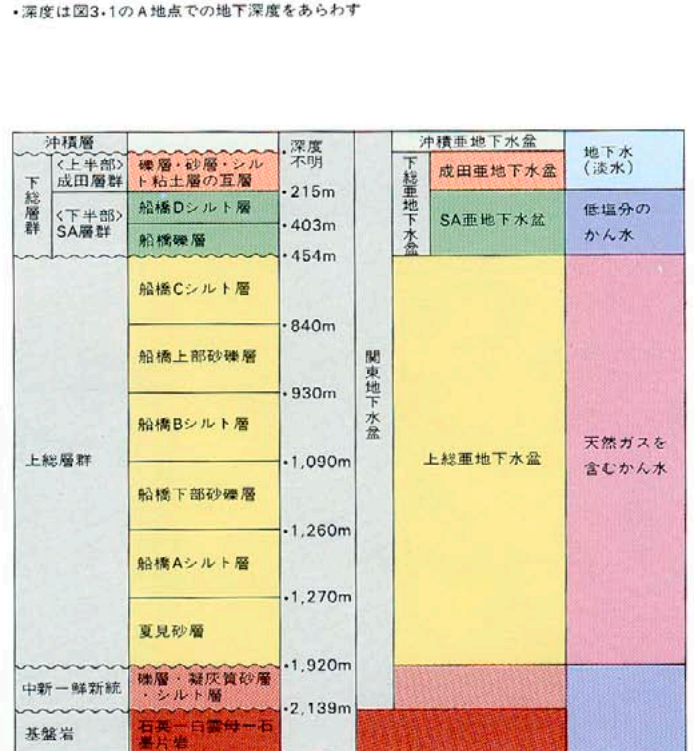


図3-2 地下流体資源を含む地下水盆と地下地質との関係



月までにあらわれた水頭回復量です。図にみるように、一番回復したところでは23m回復し、地盤の方では2.3 cmの上昇を示しています。地盤の上昇はその後も続いていて、現在までに10 cm以上の上昇を示しています。

また図3・4Aと図3・4Bは、千葉天然ガス田と九十九里天然ガス田の場合です。ここでも地盤沈下がひどいものですから、かん水揚水量のコントロールをしたわけです。そうしますと水圧が回復してきて地盤がもり上がってきました。図の黄色の部分が地盤が上がってきたところです。もちろん一度は下がっているのですが、揚水量をコントロールして水圧が回復してくると地盤がリバウンドしてくる。われわれの考えでは、このリバウンドしてくるエネルギー分が、この時点における地盤沈下阻止を要件とする場合の許容揚水量となるだろうと思うのです。

広域的流動（リージョナルフロー）

では、この回復するエネルギーはどこにあるんだという問題がでてきます。さきの川崎直下型地震説のさいにも、このエネルギーに関して、一体どういうモデルで説明するのかということをしきりに求められたわけです。私の方にして

みれば、こういう事実の正確な究明の方がさきであって、すぐにエネルギーのモデルでもないと思うのですが、それはともかく、そのさい私は、関東地下水盆全体のポテンシャルがあって、それで地盤が回復するのだらうという考えを当時からもっていたので、そういう説明をしてたわけです。ところがその後、実際にいろいろなデータを整理してきますと、現実にもそういうのがあつたわけです。

それは、図3・5と図3・6をみていただきたいのです。これは片方が千葉県北部の内陸にある防災センターの下総地震観測井、片方は東京湾に面した船橋の地盤沈下観測井の工事のときの資料で、それぞれ1,500mと2,000mの基盤まで打ちこんで調べたものです。両方とも、その時のそれぞれのボーリングコアに含まれている間隙水を分析したさいのクロール濃度の値です。そうしますと、先ほど三梨さんがいわれたように、三浦層群や上総層群というのは、深い海で堆積した地層ですから、この間隙水には、海水が満々が入っていてもいいわけです。ところが実際には、図にみるように、基盤岩に近い方には海水よりもずっとクロール濃度の低い水が浸

入してきている。この事実は、地下2,000mあるいは1,500mの基盤の中に、関東山地や筑波山地あるいは房総中南部の側からの、いわゆるリージョナルフロー、つまり広域的な地下水の流れがあるということです。この広域的流動というのは、何も日本だけでいっているわけではなく、たとえばアメリカのTothという人は、1960年代にこれをいっている。日本では柴崎さんが、このような地下水の流れの重要性を指摘しております。

そこで、いまのようにデータを確実におさえていきますと、はじめて地下2,000mまでの地下水の流れがあるということが実際にわかってきたわけです。しかし、この広域的流動というのは、いま流れているかどうかもちっとわからない。ある場合には、何万年もかかって流れているのもあるでしょうし、ある場合には、一見ストップしたようにみえるものもあるでしょう。しかし、いずれにしてもこの流れは、地殻が陥没したとか隆起したとか、構造運動に関与して発生する流れであり、堆積盆地の構造発達史と深くからみあった存在であることは確かです。したがって、その地域の地質構造発達史をくわ

図3・3C - 船橋天然ガス田の水準点および天然ガス坑井の位置図

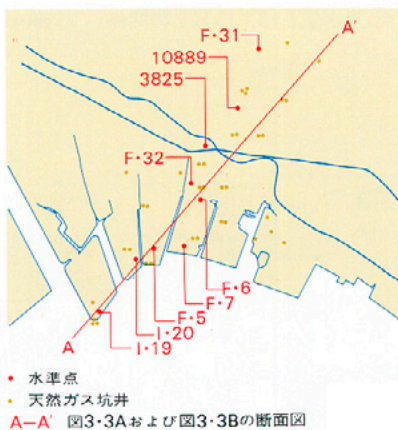


図3・3A - 船橋天然ガス田における地盤沈下と水頭断面図(1970年)

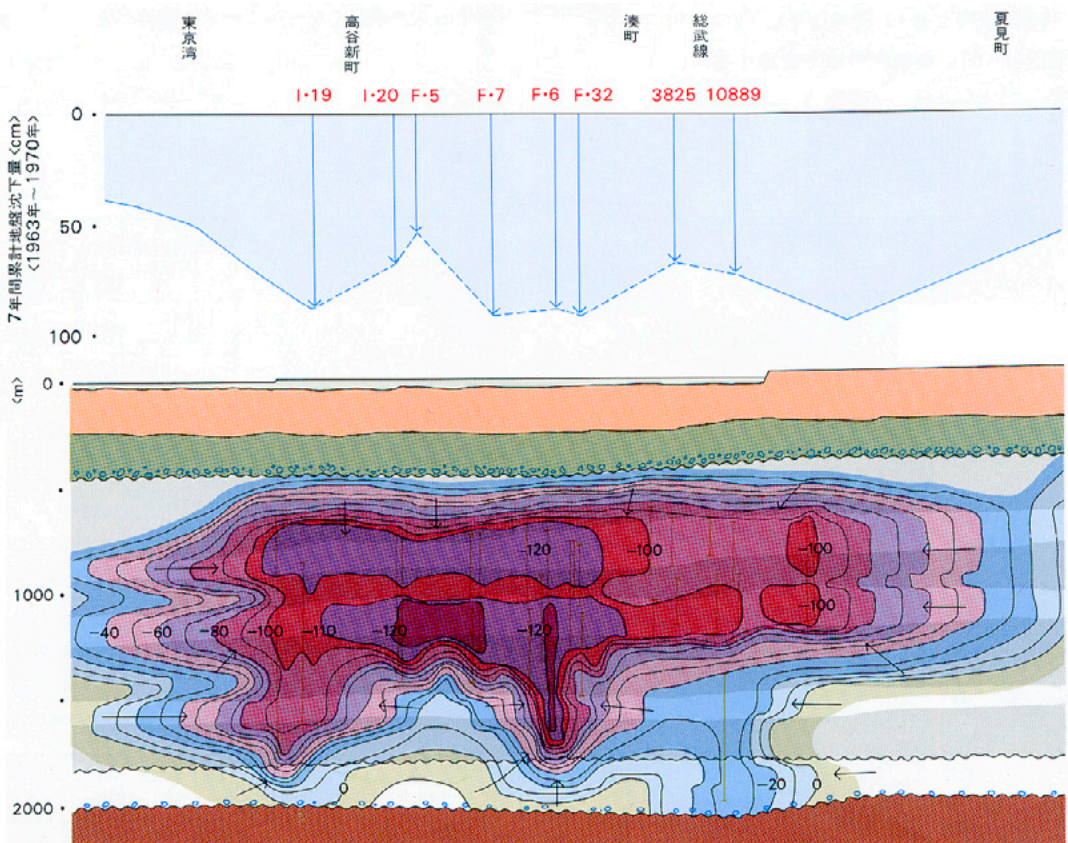


図3・5 - 下総基地における地下のClの垂直濃度分布

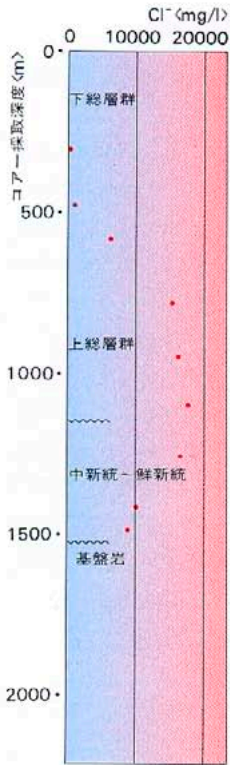


図3・6 - 船橋市地下におけるClの垂直濃度分布

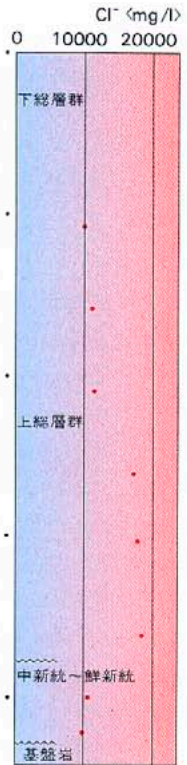


図3・7 - 習志野天然ガス田の開発生産状況と地盤運動

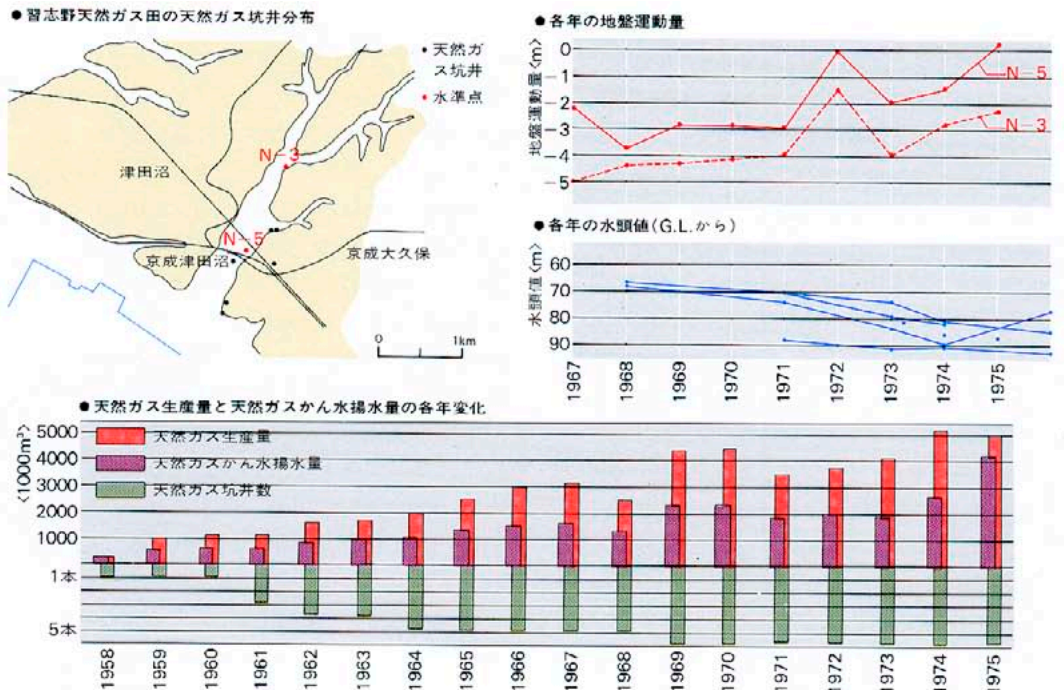


図3・3 B - 水頭回復量と地盤上昇量断面図 (1972年2月～5月)



図3・4 A - 千葉天然ガス田における地盤運動量 <1977年1月1日～1978年1月1日>

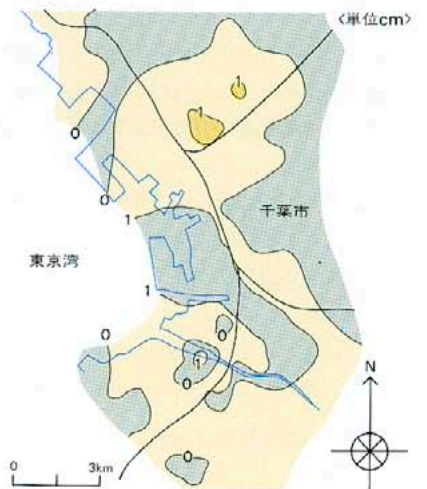
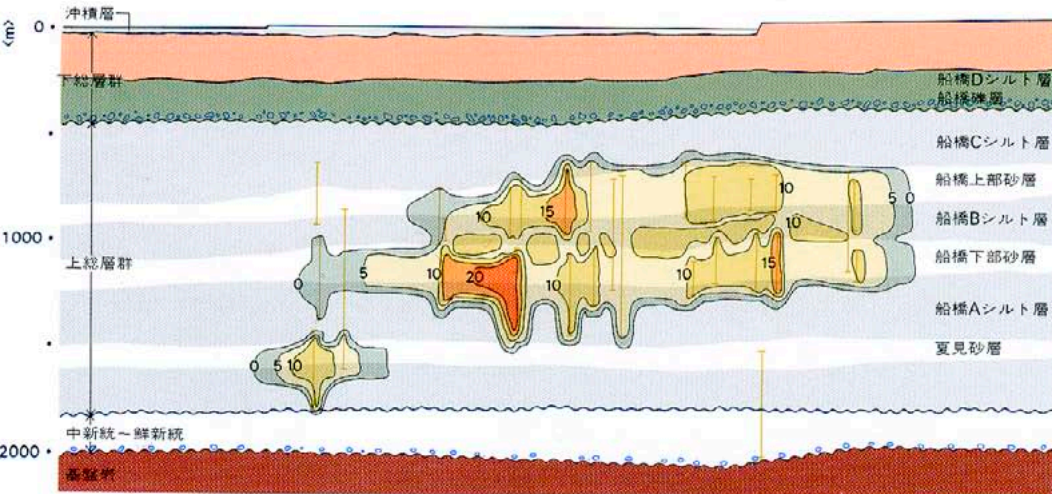
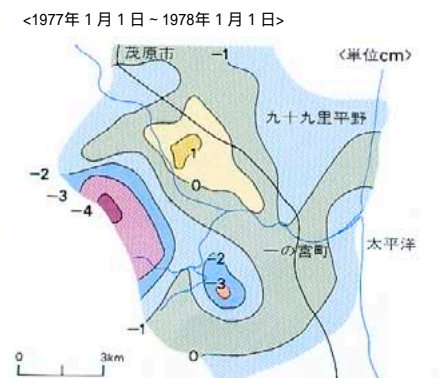


図3・4 B - 九十九里天然ガス田猿袋地区周辺の地盤運動量 <1977年1月1日～1978年1月1日>





しく把握できたときにはじめて、この流れの実体にせまりうるだろうと考えられます。

地盤沈下をおこさない地下流体資源の採取

こういうことになりますと、さきにも一寸触れましたように、地盤の上昇分(回復分)だけ天然ガスかん水を汲んでいこうという考えが当然でできます。図3・7は、天然ガスのある一定の水位を保ちながら汲んでいけば地盤沈下はしないという、地盤沈下阻止の揚水の許容量を示したものです。水圧が下がれば応力がかかってくるわけですが、ある一定のところまでなら地盤沈下はしないのです。ただこれも、地層によってそれぞれ違います。上総層群の場合、下総層群下半分の場合、下総層群上半部の場合、沖積層の場合でそれぞれ違うわけで、それというのも、これらの地下水盆がつくられてきた歴史的構造によって、それぞれの水盆の性格が決定されているからです。図3・7は、習志野天然ガス田の例であって、この場合でも、地盤が多少上がったたり下がったりしているようにみえますが、それは上の方の地下水の運動であって、下の方の天然ガス場合は殆んど動いていないのです。ですから、このような事実とさきほどの地盤上昇現象とをうまくかみあわせれば、天然ガスの生産もある程度まで可能であるということまで、現在すでにわかっております。結局は、広域的な流動の問題を、構造運動と一緒に考えていく必要があるでしょう。いままでの地質学あるいは構造地質学は、地層の中の流体のことは余り考えにいれていなかったのですが、しかし今後は、地下水をはじめ流体資源の流れの構造なども、同時に考えていかなければならないの

ではないかと思うわけです。

東京湾下の地下水(その1)

それで最後に、東京湾の下になぜ地下水があるのかという話に移ります。さきほどの図3・1でみたように、現在、東京湾の下で地下水をためている地層は、主として下総層群上半部ですが、この地層は、先ほどの菊地さんのお話にあったように、古東京湾の浅海に堆積した地層です。ですから、堆積した地層中の間隙水として存在したのは、もともとは海水であったのですが、それが現在、淡水をためこんでいるわけです。図3・8は、上総層群中の地層の深度をずっと追っていったものですが、とくに図3・8Cにみるように、房総半島中部で地表に露出している地層が、東京湾北東部では、東京湾をまくような恰好で地下1,000~1,500mの深部に急激に落ちこんでいます。これは何も上総層群だけではなくて、それより上の地層もすべて東京湾に向かって落ちていく。ということは、東京湾そのものが落ちていくということ、これは基盤そのものもそうなんです。つまり東京湾は陥没しているわけで、この陥没運動によって地層が傾斜していく。ですからその周囲の方が地下水位のポテンシャルが高くなる。液体というのは、ポテンシャルの高い方から低い方に必ず移動します。そのために東京湾の下にも淡水の流れが入っていく。いままで海水が入っていたところに淡水が入りこんでいくわけで、こうして東京湾の下にも地下水があり、開発が可能であるということになるわけです。ただ、さきほどの天然ガスかん水を含む水盆と下総層群の地下水をためている水盆とでは、歴

史的にも構造的にも性格が異なります。それらを含めてこうした広域的流動の概念を描いたのが図3・9Aになります。図3・9のBとCとは、さきほど説明したのと同じことをあらわしたものです。天然ガス田から大量のかん水を汲むと地盤が下がってくる。汲むのを止めると、広域的流動のポテンシャルで地下水(かん水)が供給され、地盤も上がっていく。だから、この上がる分だけは生産できるのではないかと。そういう意味の図です。なお図10は、地下流体資源の管理と地震の防災のための地盤管理とは、ほとんど統一的に行なえるということを示したものです。地下水をコントロールするための観測井の中に地震計をおくこともできるし、また地層の上におくこともできる。非常に経済的にやれるわけです。また地下水を余り下げますと地震の速度構造にも影響してくるので、そのあたりも追求していかないとまづいわけで、ただ楽観的にだけ考えているわけではないのです。現在、このようなことも計画し実施中です。

東京湾下の地下水(その2)

編集 東京湾の下から地下水を汲みあげたことはあるのですか。  
榎井 いまは工業用水道ができてから地下水揚水をやめていますが、最初、東京湾を埋立てて京葉臨海の大コンビナートができたときには、ほとんど地下水にたよったわけで1日に20万トン近くも使用したんです。それでもあまり大きな地盤沈下の被害を発生せずに揚水してきたのですから、一時は、この大コンビナートを支えたのは、地下水のリージョナルフローであったともいえるわけです。

編集 それは地下どのくらいのものですか。  
榎井 地下450mぐらいいです。東京湾の下には、かなりの地下水があるようです。

編集 そこはもともとは塩水だったのでしょうか。  
榎井 塩水でしょう。だって古東京湾というのだから(笑)。

編集 その塩水はどこにいつてしまうのですか。  
榎井 地表にでていくわけです。

編集 人間が汲んだんではないわけですね(笑)。  
榎井 人間が汲まなくても、周辺の方のポテンシャルが強いから押しだされて抜けていく。その過程で淡水化するわけです。昔、京葉臨海コンビナートなどで埋め立てする前には、この辺に淡水の湧くところがたくさんあったということも当然なわけです。

編集 人間の汲みだすところから、それくらいの被圧水はあるわけですか。  
榎井 海水を含んでいる粘土層などを淡水化していくのは、多くは広域的流動の作用で、東京湾の下の粘土層なども、下から淡水化されていくのでしょうか。

編集 ちょっとわからないのでもう少しお訊ねしますが、以前の海水が地表に抜けていくというのは、たとえば泥岩などがあっても、それを突き抜けて海水を上へ押し上げていくわけですか。  
榎井 はい。その場合いろいろあると思うのです。泥岩の中をゆっくりゆっくり上がっていく場合もあれば、断層を通過してずっと抜けていく

図3・9A - 船橋周辺の地下地質断面図と地下水の広域的流動概念図 <榎井>

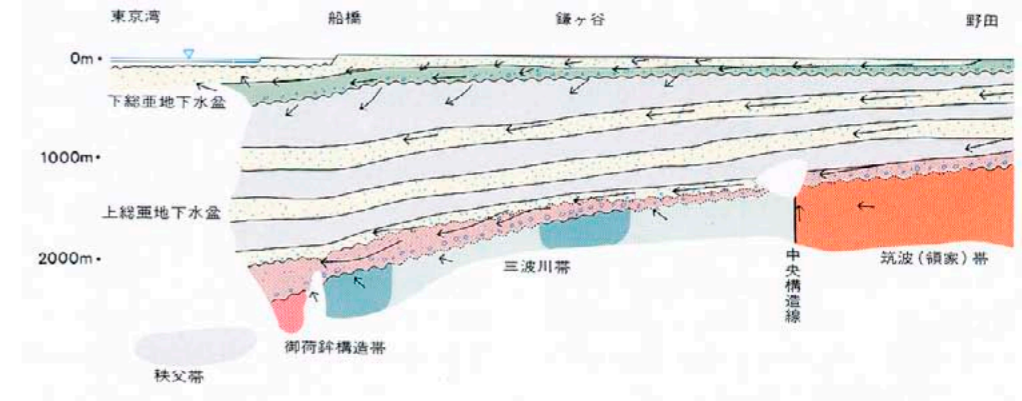


図3・9B - 船橋周辺の天然ガスかん水揚水による地盤沈下と地下水の広域的流動の概念図 <榎井>

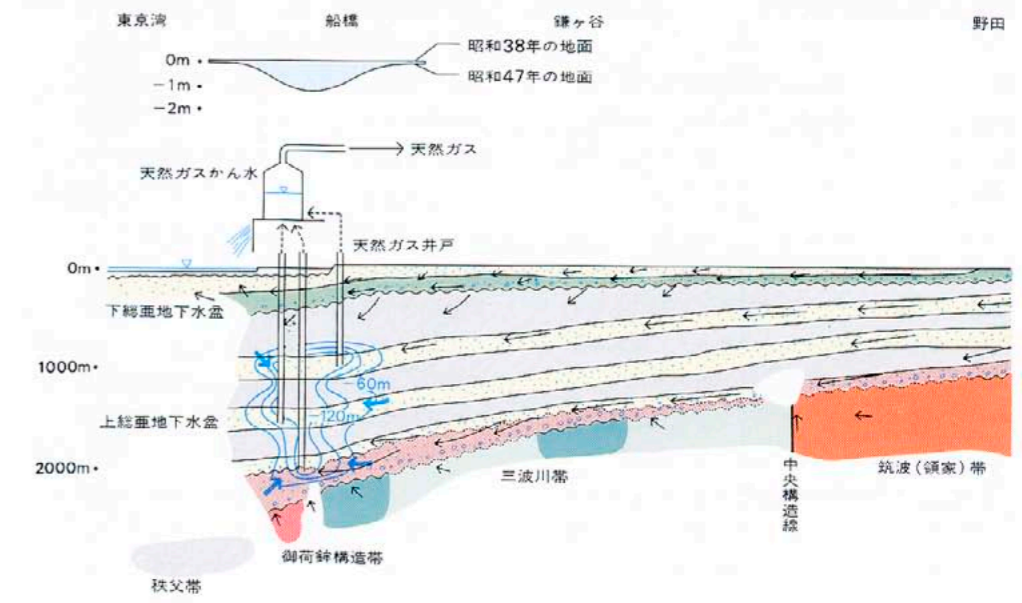


図3・9C - 船橋周辺の天然ガスかん水揚水停止にともなう水頭回復及び地盤上昇と広域的流動の概念図 <榎井>

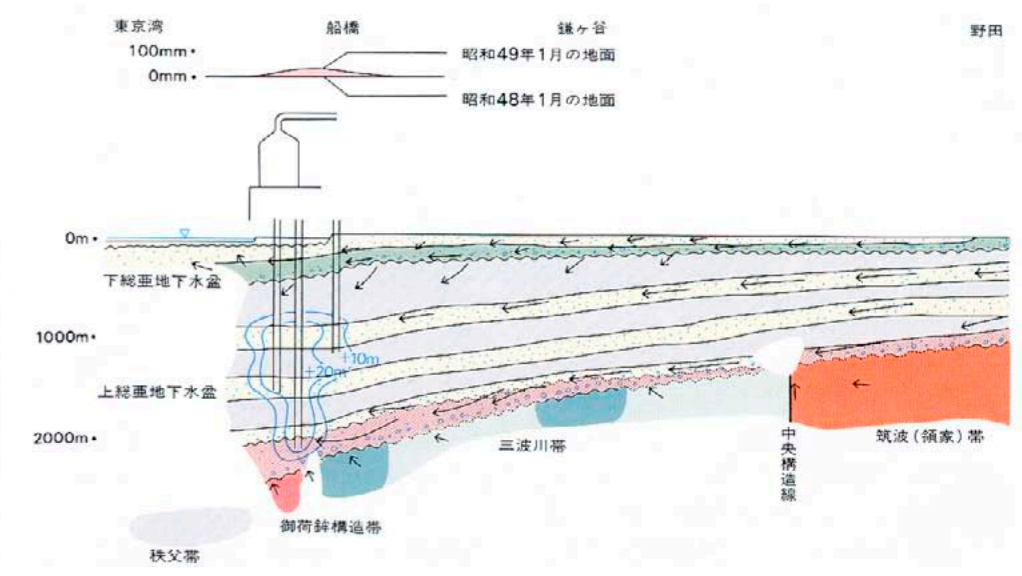


図3・8A - 成田垂地下水盆の基底等深線図 <榎井ら, 1975>



図3・8B - 下総垂地下水盆の基底等深線図 <榎井ら, 1975>

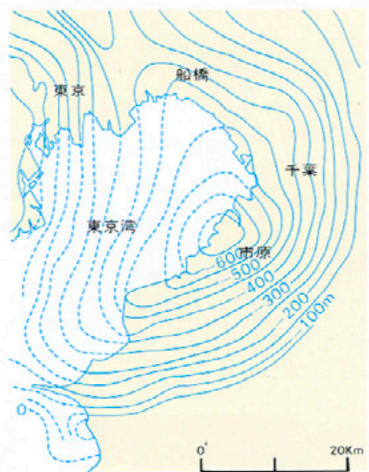
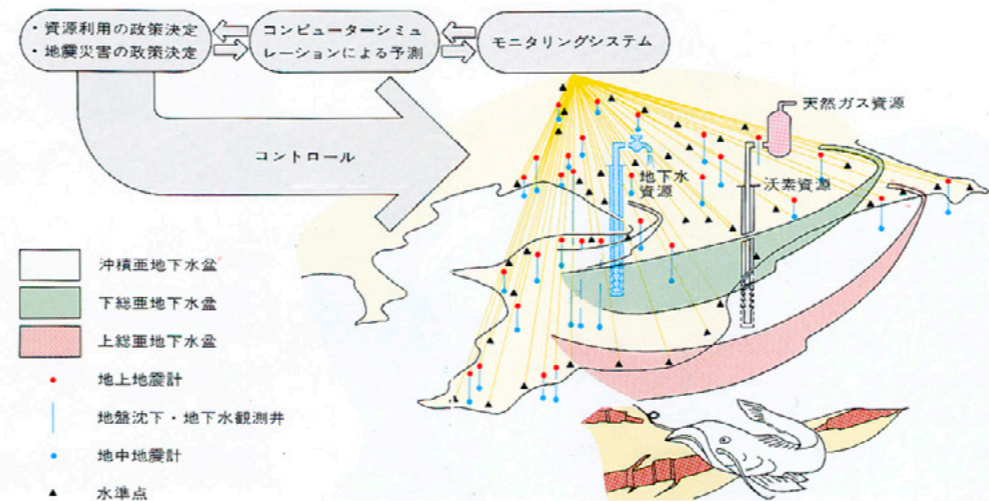


図3・8C - 上総層群中におけるIM9の等深線と断層系 <榎井ら, 1977>



図3・10- 地下流体資源管理と地震のための地盤管理概念図 <榎井>



場合もあるだろう。ものすごく難透水性の硬いものがあるって抜けにくい場合には、長時間かけてそこで淡水化してたまっている場合もあるでしょう。その辺は、さきほど言ったように背景となる構造発達史の問題とからむわけで、これから解明していかねばならぬ問題です。いずれにしても、地下2,000mに及ぶ関東地下水盆の基底にまで、リージョナルフローに関連する圧力が達していたということは確かなわけです。そこは、もともと海水であったものが淡水化しているわけですから。そして淡水化させたエネルギー源がどこにあったかということを追ってゆくと、それは海域ではないことは明らかです。三梨 それを証明するデータとしては、図3・5と図3・6なわけですね。

榎井 この2つの図のほかにも多数のデータがあるので。どこの地点のデータでも全部同じ傾向です。

編集 水は、やはり関東山地や筑波山、それから房総の方からきたのですか。

榎井 やはり基盤に沿ってきたのだと思います。われわれが調べた場所では、さきの図にみたように、地下2,000mを通るような水の流れがあった。ただその流れが、いつごろのもので、どのくらいのスピードで、どういう地質的な意味をもつかということは、これからの課題になっている。いま具体的にいえることは、東京湾の陥没によって生じた広域的な地下水の流れが確かにあるということです。基盤から上のすべての地層が、みんな東京湾側に落ちこみ、傾いているわけですから。

天然ガスの形成条件

編集 天然ガス田のでき方も、広域的流動と関係しているわけですね。

榎井 関係ありますね。クロール濃度は、上総層群で下位の方がその値が低い。それが面白いことに、不整合を境にして淡水化しているのです。そういう運動がいままであったということです。いまもやっているのではないのでしょうか。

編集 九十九里沿岸というのは隆起の方向なのでしょう。それなのに、どうして天然ガスやヨードが地下深くにあるのですか。

榎井 これは私の考えでは、上総層群が堆積するときの堆積環境だと思のです。西の東京湾側は砂や礫層が主体であり、東の九十九里側の方は大陸斜面のような深い海での堆積物でしょう。ですから、そのときの水の流路によっても

違ってくると思うのです。帯水層の透水性が問題になるわけです。片方は、礫層だから水の流れ方がひどく速い。それで、関東堆積盆地の西側や北側は、淡水化がどんどん進んで鉱床を破壊してしまう。それにくらべたら、東側は透水性の低い細砂からシルト・粘土ですから、天然ガスやヨードも破壊されずに残されている。そのように思うのです。

構造運動と広域的流動

編集 さきの図3・1や図3・2あるいは図3・9などで、それぞれの亜地下水盆の境は、一般に不整合なのですね。

榎井 そうです。関東では一般に、不整合を境とする場合が多いようです。

編集 水の通りやすさはどうなんですか。

榎井 相対的に基底礫層は、水を通しやすいようです。

編集 広域的流動というのは、下総層群のところでは現在もまだ行なわれている、上総層群のところではもう大体終わったと、そういうことは考えられるのですか。

榎井 そう簡単には断言できないと思います。そこが興味あるところですよ。たとえば上総層群の場合、鎌ヶ谷から船橋にかけて高度差約600mの落差をもって流れる淡水化の運動の存在は、そのエネルギーを与えた場所がかつてあったということで、そのエネルギーを与えた場所が完全に現存しているかどうかは、簡単にはいえません。一方、下総層群(図3・2参照)の下の不整合で山が削られたら、その当時のリージョナルフローのエネルギーはすくなくなってしまいうわけですが、しかし、たまたまその一昔前のリージョナルフローのエネルギーが残っているかも知れない。それが一体いつなのかということは、さきほどからもいっているように、これからの課題なんです。ただ現在でも、そういうエネルギーがあることは確かな事実で、それにより地盤がリバウンドすることも、かつての古東京湾の中の海水が淡水化していることも、すべて統一的に説明がつくということなんです。

鈴木 最近ですか、ここまでいえるようになったのは。

榎井 各地でデータを揃えて整理してきたら、わかってきたのです。ただ、広域的流動の概念そのものは昔からあるんです。しかし、基底礫層のところ为主体的な流れの役割をするという重要な点は、最近になってわかってきたわけで

す。一方、自然による地下水資源の生産を考えると、地層累重の法則や海水が淡水より比重が大きいという事実から、上位からは淡水化しにくいことも確かなわけです。必ず横方向のポテンシャルに沿った流れでないと、淡水化はあり得ないのです。

小玉 要するに変動がないとできない。

榎井 そうなんです。変動がないとだめなんです。だから基盤のブロック運動とか変動というのは、最高の地下水の生産をやっているわけです。ですから、地震性地殻変動なども、一面では地下水を生産しているのです。

編集 いわゆる造盆地運動とか、堆積盆地での沈降中心部の移動とか、あるいは隆起運動というものが無いとだめだということですね。

榎井 ええ、そうなんです。その造盆地運動がなかったら絶対にできない。造盆地運動があって、ブロック運動があって、落差ができたために、そこに位置のエネルギーを生じて淡水化していくわけですよ。

これからの課題

鈴木 このフローは、水の年令とか、そういうものから追求していく方法もありそうですね。

榎井 そういうことをやらなければならないと思います。地質学でも、地層については、単層とか層群のオーダーとか、紀、世、代といったように階層ごとにさまざまに分けているでしょう。地下水の運動にも、やはりそういうオーダーがあると思うのです。だからそういった面から、構造運動とのからみを追求していくことができれば非常に面白いと思うのです。もちろん、こういった自然による地下水運動と同時に、人間による地下水運動の研究も並行して進めていかなければならないわけですが。

堀口 1つだけお訊ねしますが、いま下総層群上半分のもは、すべて淡水に置きかえられてしまっていますが、最初に地下水の淡水化が行なわれたときには、不整合に近い基底部の粗粒のところからまず置換が行なわれたというようには考えられませんか。また、たとえば上総層群にしても、将棋倒し構造で堆積盆の沈降中心部が移りますね。そういう地層が傾いた初期的なときにまず基底部の方が淡水化し、上部はまだ海水が残っている。そういう初期の条件がその後も続いているというのはどうですか。

榎井 そのとおりですが、いわゆる堆積初期ということはないと思いますね。広域的流動は、

本質的には水に対する位置のエネルギーと媒体の歴史性で、不整合を中心とした運動がもたらすものだと思いますね。

三梨 位置のエネルギーと、あとは透水性の問題ですね。ただリージョナルフローの実態というのは、なかなかむづかしいね。

楡井 これは、構造発達史を本当にやらないとわからないと思います。私は逆に面白いと思うんですよ。あることは確かなんだから。しかし、ものすごくむづかしいことも確かで、いいかげんなことではとてもできないと思っています。

三梨 さきほどの話に関連することですけど、海成の沖積層のなかで天然ガスを探すでしょう。そうすると基底部の方は淡水になっているんですね。天然ガスは浅い方に宙づりになっている。その意味では、基底部の方が淡水化が早いことはたしかですね。

楡井 その宙づりも同じことなんでしょう。上総層群の場合には、真ん中で大きく宙づりにされている。くみ上げて、くみ上げなくてもいづれにしても流れている。地殻変動にともなって物質移動をやるわけです。

小玉 おわん（堆積盆）がそのままだったらだめなんだ。

楡井 構造運動がないとだめなんです。そこが一番重要なところなんです。

鈴木 いままでガス鉱床の形成条件がよくわからなかったのも、それで説明がつかますね。

楡井 くり返すようですが、構造運動というのが非常に重要になってくるのです。資源開発という問題には、このことは欠かせませんし、また地震にしても、地震と地下水の問題からのアプローチができるのではないかと思います。いま地震の方では、断層、断層とっていますが、そのさい水のことは全く考えられていないわけです。しかし、いままでわかってきた事実からすれば、実際には、何万年～何千万年ものオーダーの流れで、水は必ず断層の中に入っているだろうことが推察できます。そうすれば、その挙動が大変重要になってくるはずですよ。それからまた、湾などの内海の地下水開発の面でも、この広域的流動の考えは役にたってくるものだと思います。深発地震面の形成なども、このような観点から見直してはという気がします。

## 地震と地質構造

### 沖積低地以外の地域的な震度特徴

堀口 現在、地震活動の研究や解析は、周知のように地球物理学の1分野として行なわれています。震源の所在や地震波の伝わり方、あるいは発震機構などといった地下深部の現象の解明は、この方法によらないとできないからです。一方、地質学の方は、一般の方にはちょっと奇異に思われるかも知れませんが、これまで地震活動を対象とした研究はあまり行なわれていなかったのです。しかし、もともと地質条件から独立した地震活動というものはありません。日本の地震学の歴史のなかでも、かつては地震と地質構造との関連についての研究が盛んに行なわれた1時期もあったのです。最近、地質学の研究者たちの間でも、こうした観点からの関心が高まっています。それで今日は、地質構造と地震との対応という立場から、その周辺の問題をお話いたします。

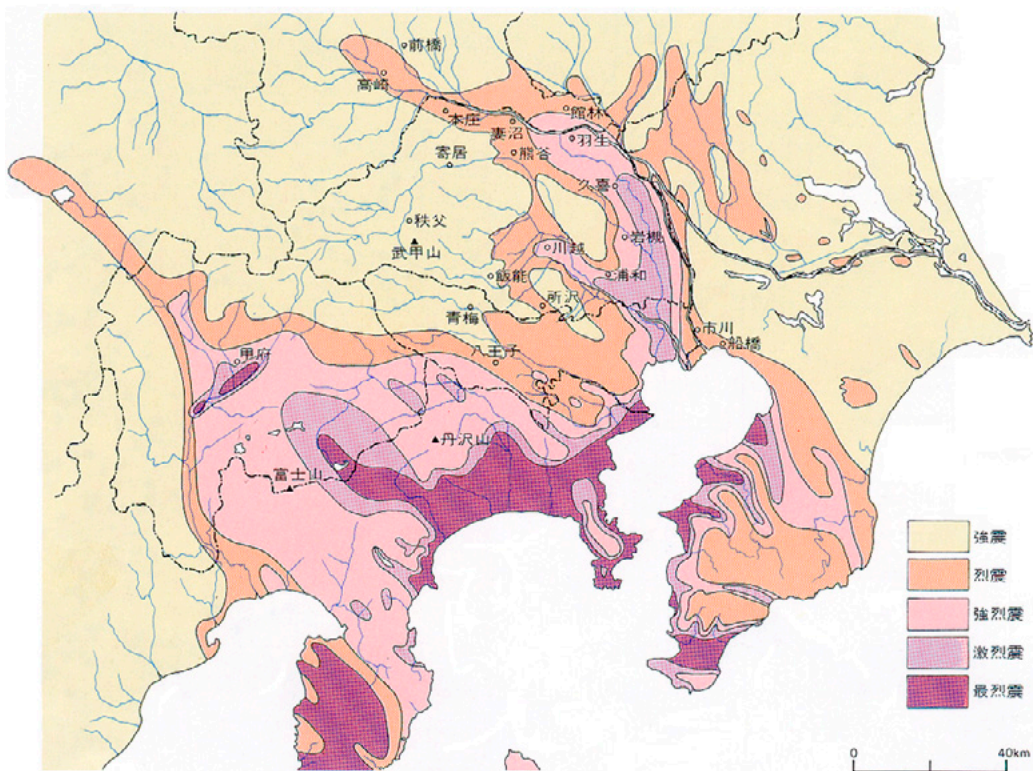
まずこうした観点にたって過去の資料を探してみますと、地震の記録は非常に古くからあるのですが、被害が地域的に調べられた資料があるのは明治以後の地震であって、とくに関東地方では、大正12年の関東地震と、昭和6年の西埼

玉地震がよく調べられています。だいたい地震の資料というのは、被害がどんなふうにあったかという災害の分布を記したものが非常に多いのですが、しかし多くの資料の中には、地震の揺れを基準にして揺れの分布を描いた図もあります。図4・1がそれで、これは等震線図としてあります。関東地震の直後、京都大学の人たちが地震のあった地域の人々に手紙をだして回答してもらい、その回答を整理して6段階の震度に分けた。ですからこの震度は、気象庁の震度とは違って、関東地震にそくしてつくられた震度階ということになります。

この図をみますと、関東地震の場合には、震源が相模湾にあります。当然、震源に近いところが揺れが大きく、被害も大きいわけです。しかし、震源から離れた地域でも、たとえば東京の下町や中川・荒川の低地、あるいは甲府盆地などにとくに揺れの激しいところがあります。東京の下町とか中川の低地、あるいは甲府盆地というのは沖積層の厚いところですから、これは、土質と震度との関係をよくあらわしているわけです。ところが、関東平野中央部の加須低地とか鬼怒川下流、あるいは房総半島北部にも、震源から離れていながら相対的に揺れの激しい地域があります。こうした地域には沖積層は広

図4・1 - 関東地震における関東地方等震線及び地震構造線

<地球・第1巻第1号 大正13年刊より>

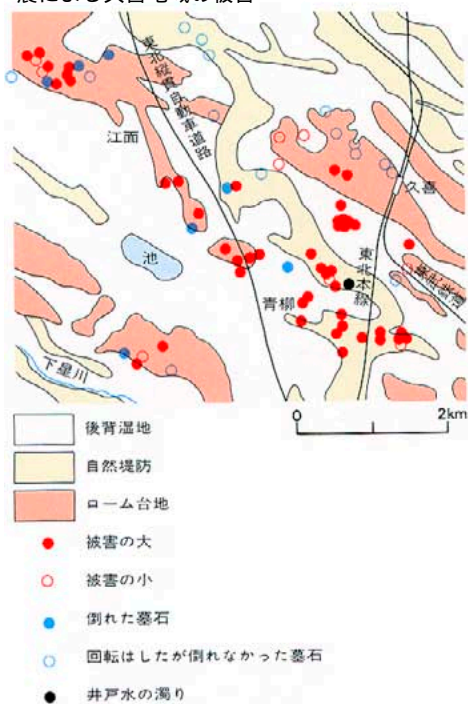


く発達していませんから、これは、これら地域の地質構造が反映しているものと考えられます。次に、昭和6年の西埼玉地震についてみますと、この震源は関東山地の北東部、寄居と深谷の中間の地域ですが、この場合には、周辺の熊谷、深谷、吹上といった帯状の地域に限ってはげしい被害が生じており、家屋の倒壊はもちろん死者まで出しております。こういう被害分布をみますと、関東地震と同じように沖積地という点では似ておりますが、同じ沖積地でもある地域に限って被害の大きいところがあるわけです。したがって、沖積低地という表層の地質以外にも、何か別の地質条件があるのだらうということが推定できます。

#### 小さい地震と地域的震度特性（その1）

それでこうした観点から、地震と地域的な震度特性を考えていきますと、これは何も被害の大きい地震だけのことではなく、小さな地震についてもその震度の地域的特性をよく調べていけば、そのことから地下の地質条件がつかめる可能性があるだろう。大きな地震のときには、専門の調査員によって被害が調査されますが、局地的な小さな地震で被害も余り生じないような場合には、こうした調査は全く行なわれていな

図4・2 - 1976年8月6日茨城県南西部の地震による久喜地域の被害



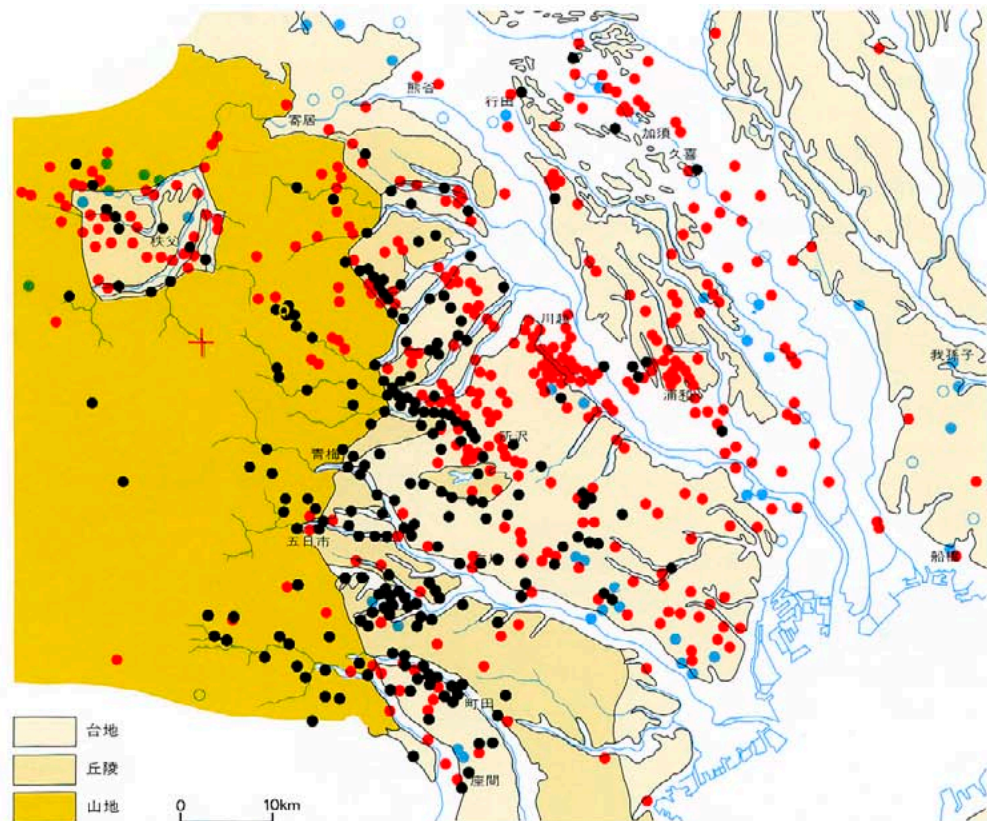
いわけです。ですから、こうした小さい地震について、現在、いろいろと調べているわけです。その1つの例が、久喜でとりました小さい局地的な地震の被害分布です。この地震は、1976年8月6日の朝方3時頃に起こったもので、震源は茨城県南西部といわれています。ところがこの地震の場合、埼玉県久喜地域だけに限って被害が顕著にあらわれたのです。ほかの地域で被害があったという報告はないのですけれども、久喜だけは、家屋の屋根瓦が落ちたとか、壁が落ちたとか、小さい被害ですがそういう被害が集中的にでたのです。

その被害分布を、久喜市だけでプロットしてみたものが図4・2です。この図では、家屋の被害のうちでも、壁が落ちたとかというのが大きな被害、棚のものが落ちたなどというのが小さな被害として表わしています。その他、墓石や井戸水の濁りなども記してあります。そうしますと、久喜市の南西側の青柳とか旧江面村という地域に被害が集中しているのがわかります。

一方、この地域の地質はどうかといいますと、この辺は、さきほどからのお話しにでてるように、関東造盆地運動の中心に近くて、台地が沈降しています。そのために、台地と沖積面と

図4・3 - 1979年5月5日<奥多摩地震>の震度分布

<角田史雄・「奥多摩地震」調査グループ 1979>



の比高が非常に小さく、ほとんど1m~2mぐらいで、自然堤防の高さと台地の高さはそう変わりません。ですから、地表面の形態だけみると、台地も自然堤防も区別できず、そこを構成している地層を調べて 台地はローム層があるし、自然堤防のところにはローム層がないので、それを調べて始めて区別ができるという、そういう地形・地質のところですよ。

さて、被害の分布と地質との関係のみをみますと、従来から考えられているように、地震の被害が表層の地層にのみ対応するとすれば、後背湿地とか自然堤防の上などに被害があつて、台地の上には被害が余りないはずですが、それが図にみるように、自然堤防の上と台地の上と両方とも同じような被害をうけているのです。この地震は、小さい局地的なものですが、こうした性格の地震のさいに、被害が両方の地層の上に同じようにでるとということは、表層の単なる地質的条件というよりは、やはり地下地質の構造的な性格を反映しているものと考えざるを得ないのです。じつは関東地震のときに、かつて小藤次郎さんが 岩槻地震帯 ということをしていっているのです。それは、岩槻と行田とを結ぶラインで、この久喜というのは、ちょうどこ

注1 = この地震はいわゆる被害地震ではないので、気象庁では命名していない。そのため、調査グループによって「奥多摩地震」と呼称されている。

注2 = 「奥多摩地震」調査グループは、河角広の震度階（1943）の修正表（宇佐美龍夫，1974；宇佐美龍夫

著「地震と情報」岩波新書に収載）をもとに、3,180名の方々から各地の震度報告をいただいた。この調査で用いた震度2.0~3.5が気象庁の震度Ⅰにあたり、震度3.5~4.5が震度Ⅱに、震度4.5~5.0が震度Ⅲに、それぞれ対応する（角田）

のラインと平行した線上にあるわけです。ですからこうした意味でも、地下構造との対応を考えていく必要があるかと思えます。

小さい地震と地域的震度特性（その2）

ついでにもう1つの例をお話します。それは、1979年の5月5日午後4時24分、東経139.1°北緯35.9°に発生した秩父市西南部に震央をもつ深度20kmの地震です。その地震のときに、どんな揺れ方をしたのかというのをアンケートをとって調べてみたのです。たとえば蛍光灯が揺れたとか、食器がガタガタしたとか、こけしがひっくり返ったとか、抽象的でないできるだけ具体的な回答がとれるような形式で調べた。そうしますと、東京西部ですから、関東山地の中にドンとハッパをかけられたような大きなショックを感じたという情報が、名栗から青梅付近の地域に集中した。そして平野部にいくと揺れがだんだんに少なくなるのですが、やはりそこにも特徴がでてくるのです。

その後この調査は、埼玉大学の角田さんが中心となって「奥多摩地震」調査グループ（注1）がつかられ、<sup>河角</sup>河角さんの震度階を基準にして、関東西部一円の人々を対象にして精力的な調査が続けられました（注2）。その結果、図4・3にみ

るような震度分布図ができ上がったのですが、これをみますと、まず第1に、所沢と飯能を結ぶラインを境にして震度特性の分布がはっきりと違っていることがわかります。じつは秩父山地には、古生層を切って北西-南東方向にのびる白亜系の山中地溝帯があり、その南東端に秩父盆地があります。このような関東山地を横断する地質構造は、さらに南東方向-正丸峠から吾野・飯能にかけてあると考えられるわけです。そして、これらを総称して秩父凹地帯といっているのですが、この所沢-飯能のラインは、まさに秩父凹地帯の延長上にあるのです。それからまた、川越と寄居を結ぶ直線上のラインに強い震度特性があらわれています。これは、さきほどもお話した秩父山地の東縁を区切る構造線-高崎・藤岡・寄居・東松山を結ぶ構造線の延長上にあります。つまりこれら2本の線は、そこに基盤の地下断層が存在する可能性を考えさせるわけです。

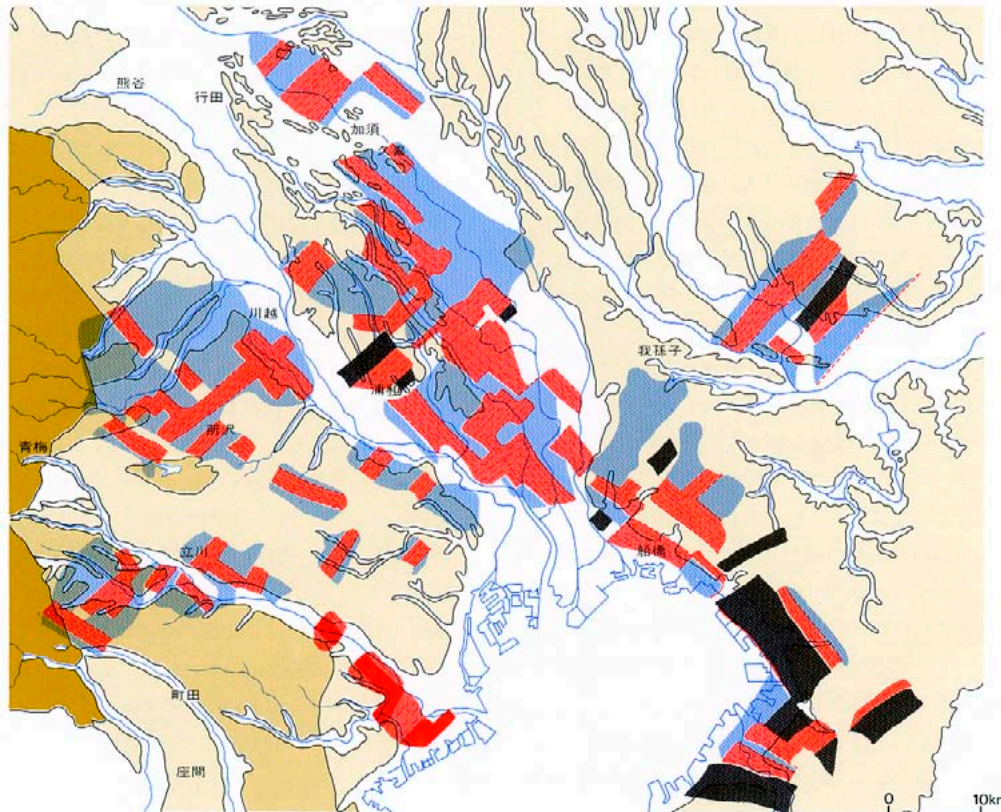
それともう一つ、平野中央部の加須や羽生、あるいは大宮台地中央部の浦和市西部などにも強い震度特性があらわれています。これらの場所は、いずれも台地や自然堤防などで、周囲の沖積低地にくらべれば硬い場所です。ですから、

これも地下構造、とくに基盤の構造上の特性が反映されているものと考えられます。そしてこれら何本かのラインが、すべて北西-南東方向に延びている点が注目されます。

こうしてみますと、現在、地震についてはとくに活断層が重要とされ、関東地方でも多くの断層線がひかれております。しかし、そうした活断層のあり方をみると、関東平野の西側の山地に近いところでは、地形面を明らかに切っているような線状構造が主として表現されており、平野内部で地形面をはっきり区切るような線状構造がないところでは、活断層が表現されておられません。それからまた最近では、活褶曲といわれるような活構造が表現されておりますが、そういうものも、小さい地震の被害分布や震源の分布と対応させて細かく調べていけば、もう少しはっきりした形でつかめるのではないかと、そして地下構造と表面の地形の対応についても、明らかにされてくるのではないかと考えているわけです。（編注：地震震動の調査は、その後も地震震動調査グループによって継続されている。同グループの好意により、最も新しいデータを図4・9に収載し、角田史雄氏＝埼玉大学教養部助教にコメントしていただいた）。

図4・9 - 1979年10月28日房総半島沖地震の震度分布

<地震震動調査グループ 1979 未公表>



1979年10月28日房総半島沖地震の震動分布  
1979年10月28日14時39分に、北緯34°48'・東経140°30'、深さ40kmで房総半島沖地震が発生した。この地震は、「奥多摩地震」と同じ方法で調査され、地震震動調査グループが中心となって5,500人の方々からアンケートをいただいた。その結果、関東地方東南部は、図4・9にみるように、モザイク模様のような震度分布を示すことがわかった。なかでも、京葉工業地帯を含む千葉県西部には、ドスン という下から突き上げるようなショックを感じた地域がある。大宮台地の内部でも、急に震度が小さく（揺れが小さく）なる場所がある。モザイク模様は、北東-南西方向と、北南-南東の方向との線で区切られている。などの諸点がとくに注目される。（角田）

- 図4・3の凡例
- 河角の震度階でⅠ・Ⅱのゆれを感じた地点
  - 河角の震度階でⅢのゆれを感じた地点
  - 河角の震度階でⅣのゆれを感じた地点
  - 河角の震度階でⅤのゆれを感じた地点
- 図4・9の凡例
- 河角の震度階でⅢ以下のゆれを感じた地域
  - 河角の震度階でⅣのゆれを感じた地域
  - 河角の震度階でⅤのゆれを感じた地域
  - <ドスン>という下からの突きあげるようなショック=タテゆれを感じた地域

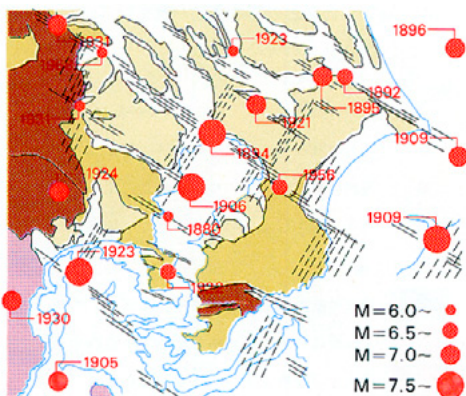
## 被害地震と基盤ブロックの単元

鈴木 私の話は、いまの堀口さんのお話しとも関係します。さきほど小玉さんから、常総粘土層の高さの分布から、関東地方には非常に新しい時期に変動があったこと、その変動は、それまでの堆積盆地の発達過程 中新世以来のこの地域の構造運動と結びついていて、ブロック状に分かれた基盤の昇降運動によるものだろうというお話がありました。また、さきほどの榎井さんのお話しにも、たとえば船橋のあたりの地下2,000mぐらいのところに、基盤に断層があることが指摘されておりました。

おそらく他の地域でも、基本的には、非常に深いところは断層で区切られているのではないかと考えられるのですが、では、そうした問題と地震との関係はどのようなのだろうか。その辺のことを少しお話ししたいと思います。

さきほど関東地方というのは、大小の地震が頻発するところですが、陸域におこる地震をみると、その震源は非常に深く、ほとんどが地殻下に発生しています。深いものだと地下100km以上になります。関東平野の東西方向の幅が、最も広いところで約120kmぐらいですから、ほぼそれに見合ったぐらいの深さにまで地震があることとなります。このように震源が深いことと、地表部に新第三紀及び第四紀の地層が厚く発達していることなどのために、とくに関東地方では地表の地質構造と地下深部に発生する地震との関係を調べるのがむづかしく、現在では、まだわからないことが非常に多いのです。ただ、これまでのお話しにあったように、地表部の詳しい地質調査によって、この地域の地質構造とその発達過程が明らかにされてきましたので、そうした面から、地質構造と地下深部の

図4-4 関東地方平野部の被害地震（明治以降）と推定基盤断層との関係



地震との関連を研究する足場ができたといえると思います。それでまず、被害地震がどんな分布をするのかという点からみていきますと、それは、図4-4のようになります。被害地震の震央がよくわかるのは、明治以後の新しい時期のもので、この図には、明治以後の被害地震の震央の分布が示されています。それからまたこの図には、堆積盆地の構造発達史から推定する基盤断層を描いておられます。そうした断層は、関東平野全体についていえば、1つは北西-南東方向の方向性、もう1つは北北東-南南西という方向性が非常に顕著で、こうした断層によってこの地域は、直線で囲まれたような大小の単元が識別されます。そうしますと、明治以後の被害地震の震源は、そういう単元の周辺に多い。とくに、その角の部分に多いということがわかります。図の左上の1931というのは、さきほど堀口さんのお話しになった昭和6年の西埼玉地震、相模湾の1923が関東地震です。そうしますと西埼玉地震は、関東山地という関東平野の中の単元よりももう一つ大きな単元の角に起きていることが読みとれます。

地震は基盤断層の境界に集中する

以上は明治以後に被害を及ぼした地震ですが、関東地方には、それほど被害を及ぼさない地震もたくさんあります。マグニチュード5.5ぐらいですと、それほど大騒ぎするような被害がないわけですが、図4-5は、1926年～1960年のマグニチュード5.5以上の地震の分布です。また図4-6は、もう少し新しい時期のもので1961年以降のマグニチュード5.0以上の地震の分布です。この時期になると、気象庁では電算機によって震源をきめておりますので、前の図にくらべて精度が高くなっているといわれており、それで別の図として示しているわけです。そしてこれら2つの図には、さきほど小玉さんの図に示された常総粘土層の一般走向、つまり約5万年前以降の変動の輪郭を一緒に示してあります。

そうしますと、比較的大きな地震はすべて洪積台地の縁辺部の直下に起きていること、全体としては、北西-南東方向、北北東-南南西方向にのびた角ばった構造単元の周辺に多く発生していることがわかります。つまり地震の分布が、基盤の断裂や撓曲のりんかくとかなりよく対応していることが読みとれるわけです。こうということから考えますと、今後、陸域の被害地

震については、こうした単元の周辺を注意する必要があるだろう、そういうことになるわけです。

それからもう1つ、これは榎井さんの話とも関係する問題ですけれども、最近、地震が起こる前後には地下水位が変化するといわれております。1昨年、仙台沖地震が起きたときにも、この地震の起こった前後に、仙台とは非常に離れたこの地域で地下水位の変化が起こっているという事実があります。たとえば東京湾周辺をみますと、東京湾の外縁付近を境にして一方の地下水位が下がり、他方の地下水位が上がっているわけです。ですから、さきほどから述べている構造単元の周辺が、どうも変化の大きいところになりそうです。将来、関東平野で被害地震が起こる場合でも、前兆現象が一番期待されるのは、やはりこういう単元の周辺であろう。そしてまた、地震そのものも、そうした断裂に沿って起こるのではなからうか、そういうことが予想されるわけです。

編集 関東地震の場合も、基盤のブロック運動に伴って生じているわけですか。

鈴木 関東地震は、関東平野内部に起こった地震にくらべて、一けた規模の大きい地震です。いちばん最初の地震波を射出した場所は、相模湾奥と考えられていますが（図4-4参照）、関東地震の余震は、図4-7に示すように関東地方全体に及び、またそのさいの地殻変動も関東地方全域に及んでいます（図4-8参照）。

この事実は、関東地震の発生には、関東地方全体が関与しているものと考えられます。つまり、関東堆積盆地にほぼ匹敵する広がりを見せているわけです。平野内部に起こった地震の場合には、さきほどから述べておりますように、堆積盆地内の個々の地質構造単元が関与しているものと思われませんが、じつは、それら個々の単元から、堆積盆地というもう一つ大きな構造単元が構成されているわけです。ですから、このような地質の階層的な構造が地震の起こり方にも関係していることは、非常に興味あることだと思います。その実体的な解明は、将来の課題です。

編集 大変残念ですが時間がなくなりましたので、この辺で終りたいと思います。本日は、長時間どうも有難う存じました。

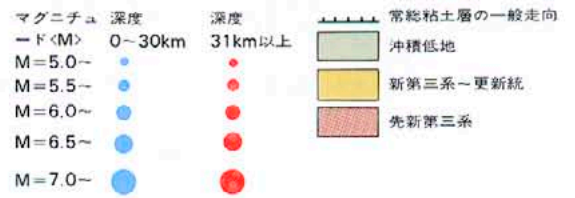


図4・5 - 関東地方とその周辺地域で1926~1960年に起こったマグニチュード5.5以上の地震の分布  
 <資料は地震月報別冊1・2による>

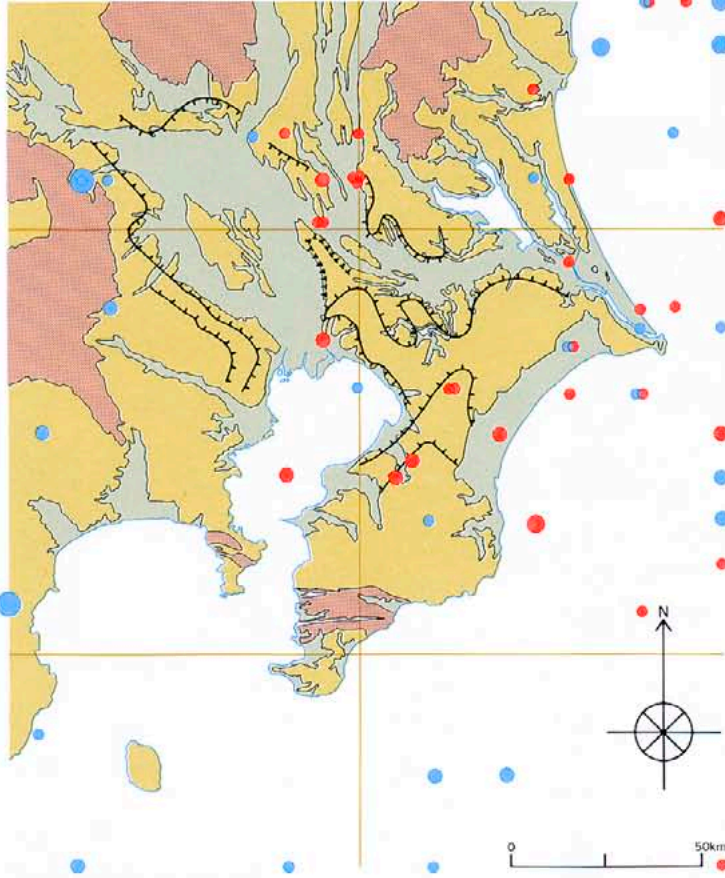


図4・6 - 関東地方とその周辺地域で1961~1975年に起こったマグニチュード5.0以上の地震の分布  
 <資料は地震月報による>

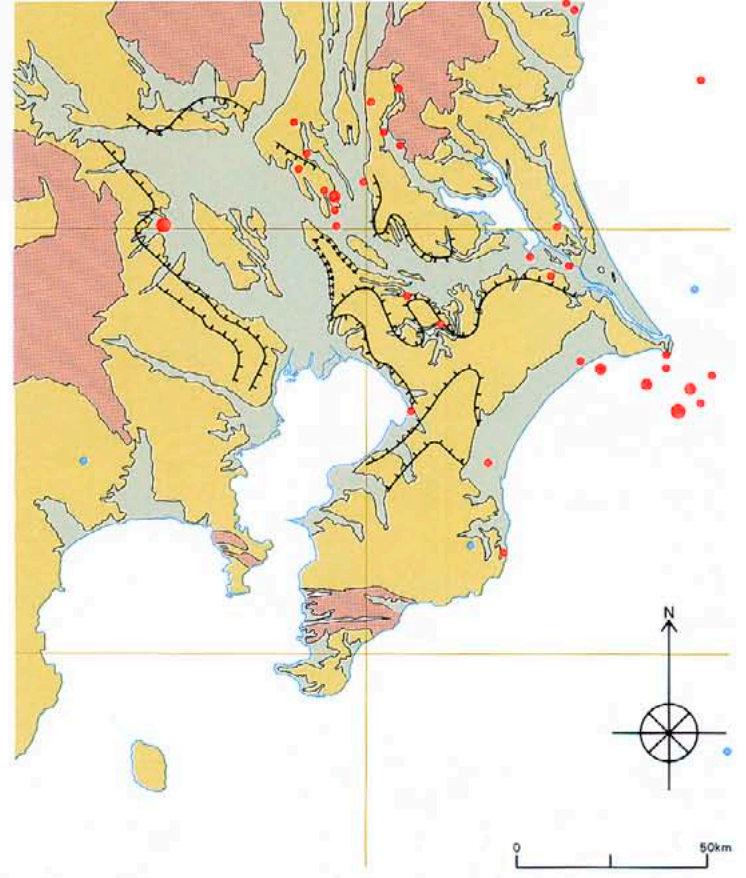


図4・7 - 関東地震の余震分布  
 <A. imamura, 1926による>

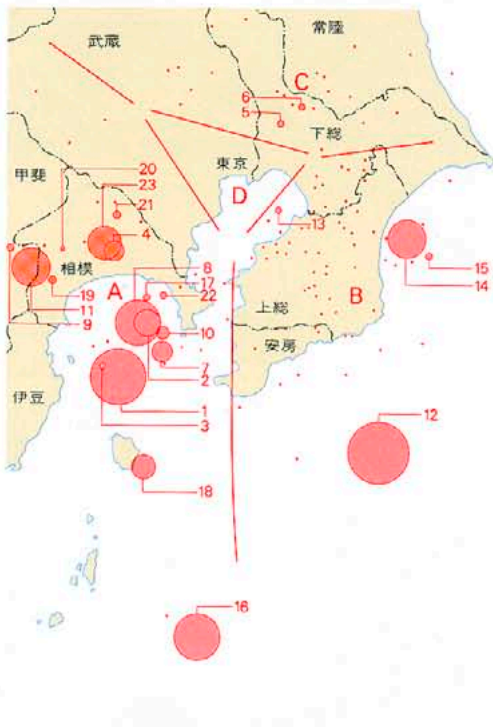
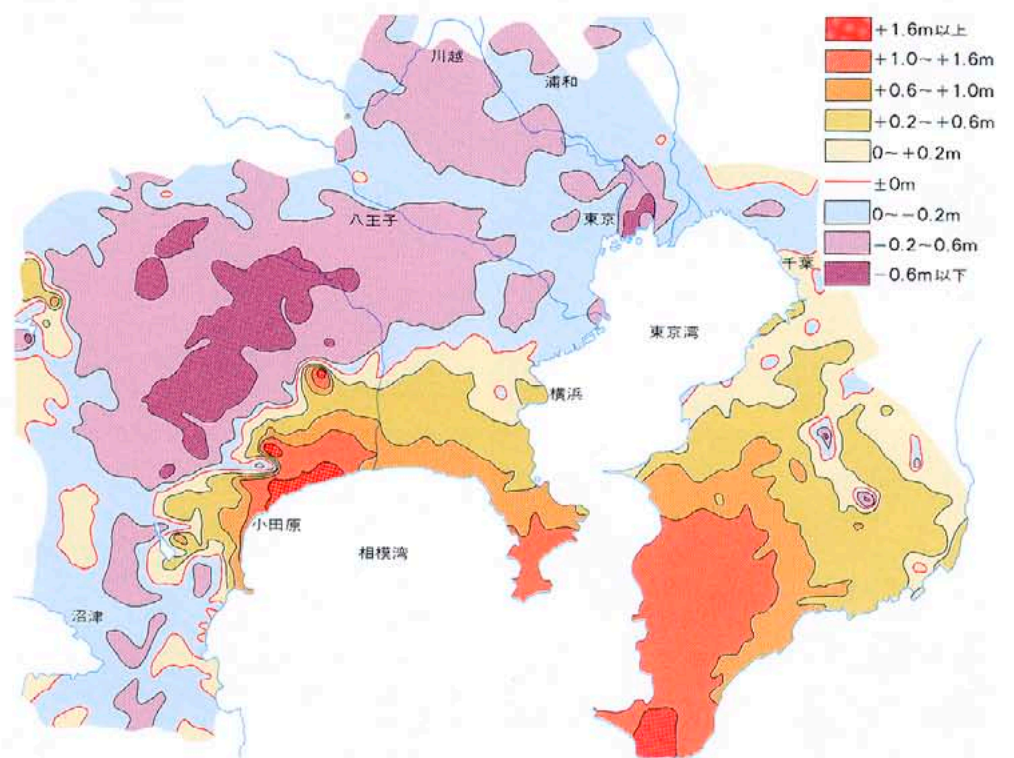


図4・6 - 関東地震による地殻の垂直変動

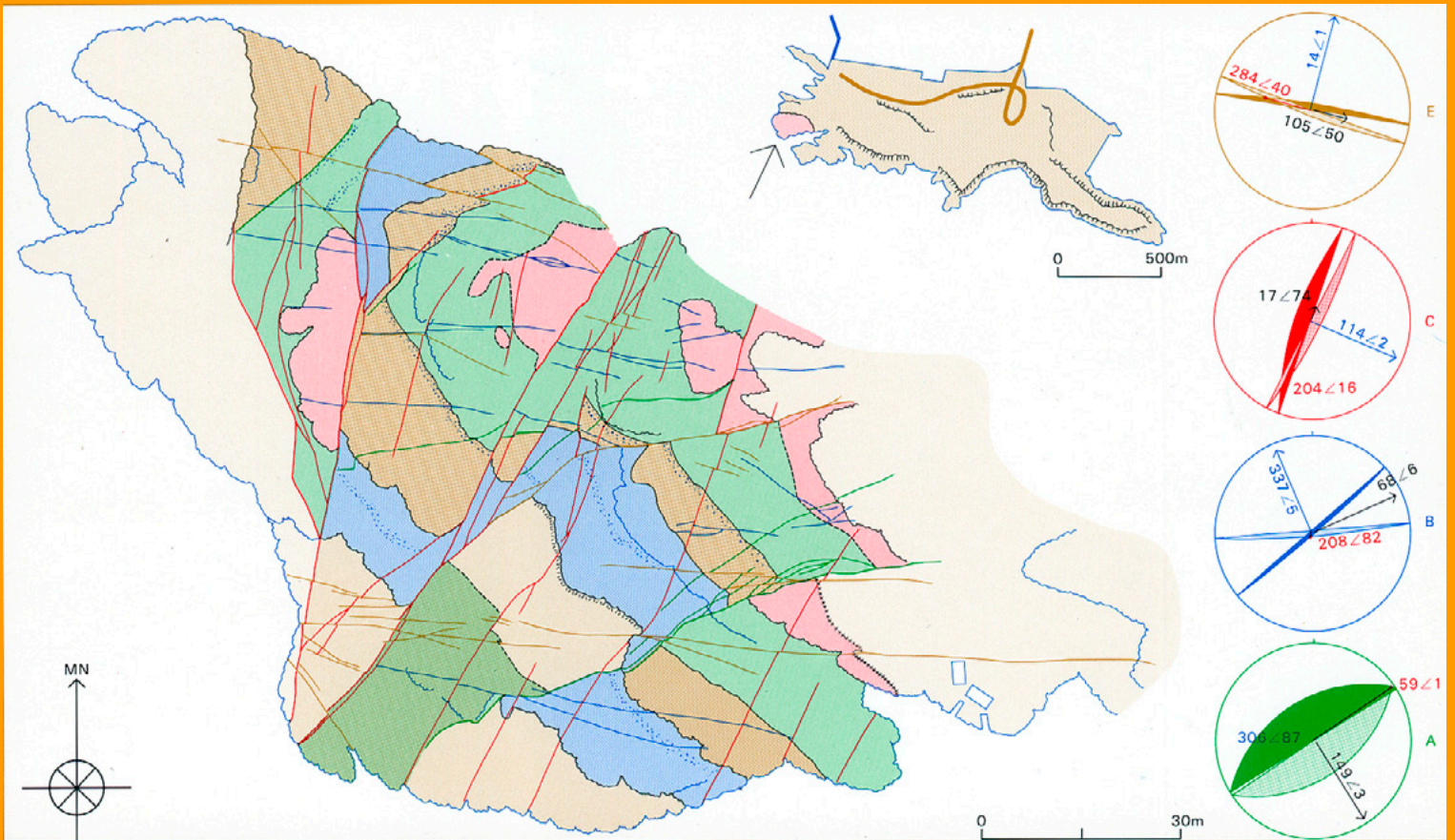


# 城ヶ島西端の小断層系

小玉喜三郎 = 工業技術院地質調査所







城ヶ島西端の小断層系

関東平野を中心とした造盆地運動の結果、南関東地域、すなわち房総半島や三浦半島は、鮮新世以後現在に至るまで、相対的に隆起を続けてきた。このような隆起運動を反映するように、この地域には、大小さまざまな断層が発達している。最も基本的な断層は、両半島を胴切りにする東西性の断層で、中新世末の三浦層群堆積当時から最近に至るまで、くり返し活動している。

房総半島や東京湾ののびの方向と平行する南北性の断層も、鮮新世末期から更新世前期、同後期にかけて、くり返し発達している。

このように南関東の隆起運動を背景に、南北性・東西性の断層が相前後して、くり返し発生してき

た。比較的ズレの量が小さい小断層は、それぞれの時期の断層活動を化石化しているため、時代順に断層系統を区別すると、地殻変形の過程がさらに具体的に明らかにされる。

下表は、三浦半島南端部における小断層系の性質をまとめたもので、この地域には、更新世前期末の長沼変動期以後、下表にみるようにA～Eまでの合計5つの断層系が発達している。

上図は、城ヶ島西端の平らな海食台でスケッチした断層の分布図である。下表のD系統を除く4つの断層系が、それぞれ古い系統の断層を切断して順々に発達してくる様子が示されている（地層は中新世～鮮新世の三浦層群）。右上の円グラフは、

各断層系について求めた造構応力の向きを示している（下半球ステレオ投影）。青色軸は主張力、黒色軸は主圧力、赤色軸は中間主応力、の方向と水平面からの伏角を示している。

写真 = 三浦半島南端部全景。下方に見えるのが城ヶ島で、上図の位置はその左端にあたる。

写真 = この地域で最も古期のA系統の逆断層。

写真 = B系統で断層面が固結している。

写真 = C系統の南北性正断層。

写真 = E系統の東西性正断層・走向移動断層でこの地域で最も新期の断層系統。

三浦半島南部の小断層系

時代	系	断層面の走向・傾斜	変位形式	主応力軸の方向		平均剪断面角	断層面の性質	断層の分布	地殻変動
				主張力軸	主圧力軸				
後武蔵野変動期	E	NW-SE, E-W 急傾斜～垂直	傾斜移動・走向移動	NNW-SSW 水平	不定	36°	完全に開離	局部的	沖積低地形成
	D	NE-SW, N-S または NW-SE 低角または高角	傾斜移動	垂直	NWW-SEE, NEE-SWW 水平	64°	大部分開離	非常に局部的	↑ ブロック上昇
長沼変動期	C	NNE-SSW 高角	傾斜移動	NWW-SEE 水平	垂直	32°	固結または開離	全域にほぼ均一に分布	↑ 相模層群堆積 陥没盆地形成
	B	NWW-SEE, E-W または, NEE-SWW 高角または垂直	傾斜移動・走向移動 斜交移動	N-S 又は NNW-SSE 水平	不定	32°	固結, 一部開離	局部的	↑ ブロック上昇
	A	NW-SE, NE-SW 低角	傾斜移動	垂直	N-S 水平	69°	完全に固結	ほぼ全域	↑ 褶曲形成