

濃尾平野の形成過程と名古屋付近の地盤

くわ ばら
桑 原とおる
徹*

1. はじめに

東京、大阪、名古屋の表日本の大都市は、いずれも内陸に入りこんだチュウ積平野を背景として発達してきた。これらのチュウ積平野は1つの大きな沈降盆地なのであって、そこは、ちょうど沈降運動とタイ積作用が平衡している沈降盆地の歴史の中の時間的な一断面の姿を示しているといつてよい。

こうしたチュウ積平野地域の地盤の性状は、まさに、この地下に秘められた盆地の歴史と密接につながっており、これを明らかにしてゆくことによって、始めて地盤について正確な知識を得ることができよう。過密化した内陸から海へと広がりつつある都市圏と共に、将来の土質工学の対象も明日の平野地域である海へと広がりつつある。

そして、われわれが知り得た盆地の歴史性を基にして、課題は人工的に作りかえられる明日の盆地の姿の追求に発展しつつある。

また、土質調査で求められる地下の点と線上の知識は、地下の盆地の記録を正しく理解し、時間性と空間性を含めた地層という単元で整理しなおしてゆくことによって、今後大規模化する工事に要求されるような空間的広がりをもった地盤の性状を理解することが可能となるであろう。こうした希望をいだきながら、名古屋市の背景となっている濃尾平野地域について、多くの研究者の努力によって現在までに明らかになってきた盆地の歴史について述べることにする。

2. 基盤の骨格構造

数億年から2億年程前の間（古生代の末）にアジア大陸のへの海底に生じた帯状の沈降帯（本州地向斜）の中にタイ積した地層（古生層）が両側から圧縮されて、しゅう曲し、地下深部では変成作用を受けながら、しゅう曲山地として陸上に現われ、中生代には古い日本列島が誕生した。

この古い日本列島は、その後の地質時代に変動を受け、また、浸食されて次第に下の部分が地表に露出し、今日の日本列島の土台（基盤）の役割を果たしている。

この基盤の骨格構造は、最初の地向斜の伸びの方向に平行になっており、当時地下深部で変成を受けた部分や変成をうけなかった部分、すこし時代の新しい地層などが帯状にならんでいる。両側からの圧縮によって、これらの帯状構造の中央には、北側から南側に押しつぶさるようになした中央構造線という大断層が貫いている。糸魚川―静岡線の西側の西南日本では、とくに上記のような帯状構造がきれいに発達しており、新しい地殻変動に対してもこうした基盤の骨格構造が間接的にも影響を与えている。

3. 瀬戸内沈降区の出現

時代は新しくなり、2000～3000 万年前（第三紀中新世）の時代になると西南日本の中軸部にあたる、中国・近畿・中部地方に連なる帯状の沈降帯が生じた。現在の瀬戸内海のように内陸部に海域が生じたので、この沈降区は瀬戸内沈降区と呼ばれる¹⁾。

この沈降帯の中にタイ積した地層は、この付近では現在、東濃地域、知多半島の南端などに露出しているほか、濃尾平野や、それ以後の新しい地層に覆われた地域の地下にも広く分布している。

その後、この沈降区は陸化し消滅した後、約400～500万年前（第三紀鮮新世の中頃）になると、ふたたび中軸部に沈降帯が現われた。これを第2瀬戸内沈降区と呼ぶ。この新しい沈降区は第1の時と異なり、沈降帯は南北の山脈（上昇地塊）によってさえぎられ、いくつかの沈降盆地の連なりになってしまった。この第2期の沈降帯にタイ積した地層は 図―1 に示すように分布している。

おもしろいことに、これらの沈降盆地は、伊勢湾を中心とする淡水性の盆地（東海湖）から奈良付近、琵琶湖周辺部（古琵琶湖）へ、さらに大阪周辺（古大阪湾）へと東から始まった沈降域が次第に西方に移動していったことが最近はっきりしてきた。これら沈降盆地群の消長を図に示すと 図―2 のようになる。

どうして、こういうことがわかるかというと、沈降の開始はつまり地層のタイ積開始によって、また沈降の停止は地層のタイ積終了、または浸食作用によって示される。地層のタイ積時期の比較は動物化石や植物の変遷を

* 名城大学理工学部・助教授

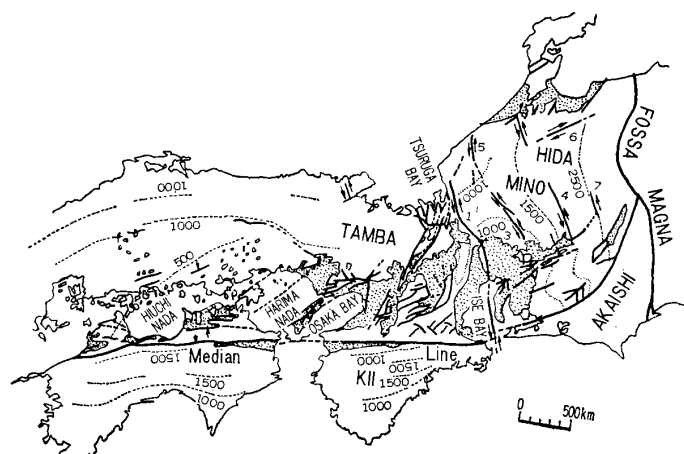


図-1 第2瀬戸内沈降区のタイ積物の分布

1: 柳ヶ瀬断層, 2: 養老断層, 3: 根尾谷断層, 4: 阿寺断層,
5: 福井断層, 6: 跡津川断層, 7: 神谷断層,
細点線と数字は山地地域の summit level を示す。(桑原 1969)

地層に含まれる植物遺体ばかりでなく花粉を洗い出してしらべることによっても可能になってきた。また、火山から噴出した火山灰は同時に各地でタイ積するので、特徴のある火山灰を追いかけて、お互いの盆地内の地層の時代を対比することができるようになり、この火山灰の放射性元素による絶対年代を測定したり、過去数百万年の間の地球磁場の変化がわかってきたので火山灰中の磁場の方向をしらべて時代の判定に利用したりするようになってきた²⁾³⁾。

内陸中軸部に沈降帯が生じたのは、地殻に対して沈降帯の両側から圧縮力が働き、日本列島の土台を作る基盤が 100~200 km の波長でゆるやかな波曲変形を行なったことによるものと考えられる。沈降部の北側には波曲の上昇軸として、飛騨山地から中国背りょう山脈が、南側には赤石山地、紀伊山脈、四国背りょう山脈が上昇軸として連なっている。

第2瀬戸内期には、中央の沈降帯中に数 10 km の波長で second order の基盤の波曲運動が生じたために、中軸沈降帯はいくつかの盆地群に分断されてしまったのである。第2瀬戸内期には、日本列島の土台は敦賀湾—大阪湾線、敦賀湾—伊勢湾線の2つの胴切り断層によって西南日本本州域は東から中部ブロック、近畿ブロック、中国ブロックに分断されてしまったと考えられる⁴⁾ (図-3 a)。両側のブロックにくさび型にはさまれた近畿ブロックの中央構造線以北の三角地帯(近畿三角帯⁵⁾)は両側からも圧縮力を受けるようになり、瀬戸内沈降区を作った基盤の波曲運動に重複して、南北性の second order の波曲運動が生じ、その結果、鈴鹿・笠置・生駒山脈などの南北性の山地が生じ、沈降帯は個々の盆地群に分断されてし

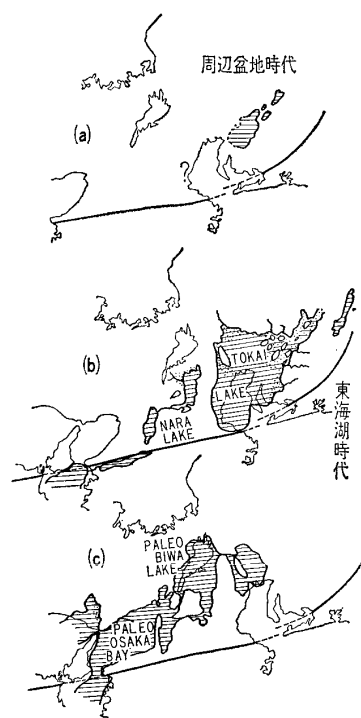


図-2 濃尾平野の盆地発達史

a: 鮮新世(中期), 瀬戸陶土層タイ積
b: 鮮新世(中~末期), 瀬戸層群, 奄芸層群下部タイ積
c: 鮮新-洪積期の沈降盆地

まったと考えられる⁴⁾⁶⁾。

水準点の観測からわかる現在の地殻の変位や、浅発地震や水平断層のずれの方向から求めた地殻中に働いている最大圧縮応力軸の方向は 図-3 b のようになり、西南日本全体では北西—南東軸で働いているが、よくみると上記の3つのブロック内で軸方向が少しずつ異なり近畿三角帯では東西方向にずれており、上記のように両側地塊からの圧縮力が加わっている結果であることを示している。

各ブロック内の最大圧縮応力軸方向の変化にともなって、各ブロック内の second order の波曲運動の軸も異なってくる。

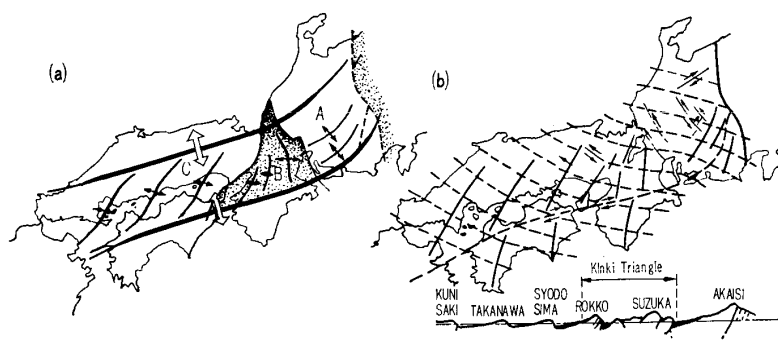


図-3 第2瀬戸内期の基盤の波曲運動

a: ふとい背斜軸で示される 200~100 km の波曲と細い背斜軸で示される second order の波曲中央打点部が近畿三角帯
b: 第2瀬戸内期以降の基盤中の最大圧縮主応力軸方向(破線)推定図太線は second order の波曲運動の軸

特別講演

4. 東海湖と濃尾傾動地塊運動

伊勢湾，濃尾平野を中心として生じた沈降盆地である東海湖域は，拡大期には，東は尾張丘陵地域から三河の一部，知多半島とその西方まで，西は三重県の鈴鹿山脈東ろくまでおよんだ。東海湖中にタイ積した地層は上記の尾張丘陵地域，知多半島の丘陵地域に露出しており瀬戸層群（知多半島では常滑層群とも呼ぶ）と呼ばれている。三重県側では奄芸層群と呼ばれ，海岸平野の背後の丘陵地帯に広く露出する。これらの地層は大阪付近のこの時代の沈降盆地でタイ積した大阪層群にほぼ相当するが，先述のように東海湖が形成された時期はやや古く，少し時代がずれている。

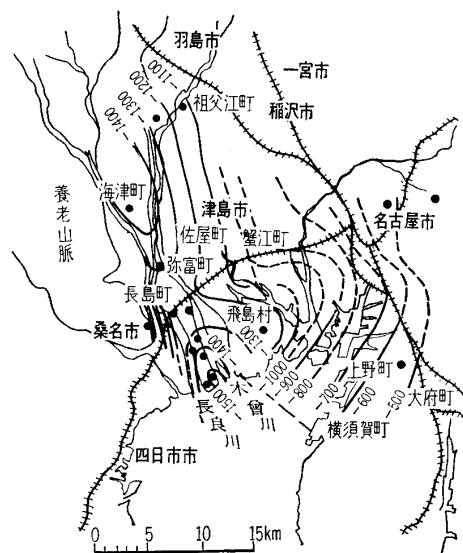
東海湖は上述の中部ブロックと近畿三角帯の両ブロックにまたがっており，両ブロックの境をなす敦賀－伊勢湾線（養老山脈東ろくの養老断層とその延長にあたる伊勢湾断層によってその南半部が構成されている）がその中を南北に貫いている。中部ブロック側に属する東海湖の東半部は，第2瀬戸内沈降区の基盤の波曲運動の開始と共に，ブロック全体にわたる傾動地塊運動を開始した。その結果，中部ブロックの東端は今日の中部山岳地帯に成長し，西端部には濃尾平野の沈降盆地が生ずるに至った。ブロックの境に接する濃尾平野地域は特に強い傾動を行なった地域であり，この地塊（運動）を濃尾傾動地塊（運動）と呼んでいる⁷⁾。

濃尾平野の地下の状況については，従来 200～300 m の深井戸によって知る以外になかった。最近，天然ガス調査を目的とした 1,000～1,500 m の深層ボーリングが掘られ，その結果開発された地熱利用の温泉ブームを招来することになり，現在 10 数本の 1,000 m を越える深層ボーリングが掘られている。

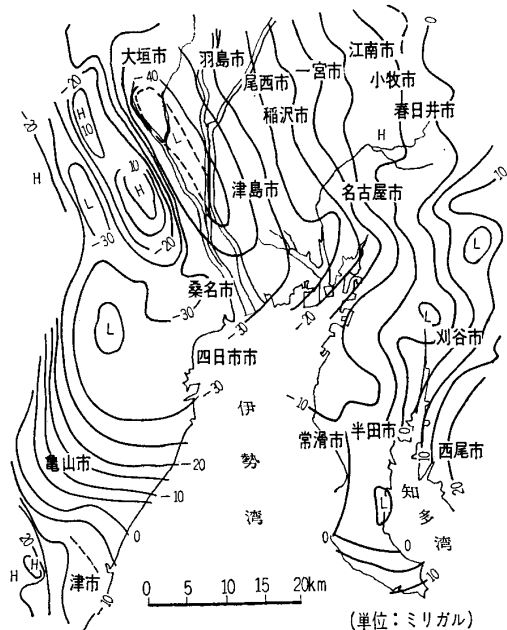
こうしたボーリングの結果をみると，瀬戸層群の基底面は 1,000～1,500 m の深さにまで沈み，沈降の中心部では，1,000m 以上の地層がタイ積していることがわかる。現在，ボーリングの資料から推定されている瀬戸層群の基底は 図—4 のようである。

伊勢湾周辺で測定された重力異常値は 図—5 のようになる。重力異常は地下に存在する物質の密度の大小によるわけで，この付近で相対的に大きな負の異常を示しているのは，主として地表付近に密度の小さい新しい時代の地層が厚く発達していることを反映していると近似的に考えてもよい。

事実，図—4 と 図—5 はかなりよい一致を示している。したがって，ボーリング資料のな



図—4 濃尾平野の瀬戸層群基底の深さ
(名古屋地盤図 1969 大塚ら原図より)



図—5 濃尾平野周辺部の重力異常
(名古屋地盤図 1969)

い三重県側についても重力異常から，新しい地層の分布状態を推定することができる。こうした想定からすると，東海湖だった沈降盆地には濃尾平野の西縁部と三重県の北部に各々沈降の中心があったと推定される。この

表—1

各時代以降の濃尾平野の傾動量と平均の傾動・沈下速度				関東盆地の平均沈下速度**	
時代 形成体 (年代 万年前)	傾動量	傾動速度 (年平均)	沈下速度* (mm/年)	時代 形成体 (年代 万年前)	沈下速度* (mm/年)
熱田面 (3.5)	2.5/1,000	7/10 ⁸	1.7	下町面 (0.6)	1.1
八事面 (30)	12.5/1,000	4/10 ⁸	1.0	下末吉面 (9.0)	1.3
高位段丘基底 (60)	20/1,000	3.3/10 ⁸	≒ 1	成田層基底 (30)	1.3
瀬戸層群基底 (400?)	50/1,000	1.3/10 ⁸	≒ 0.4	梅ヶ瀬層 (100)	1.0
				(200)	(0.5)***

* 濃尾平野の弥富付近で計算した値 ** 杉村 新 (1967) による。*** 年代を 200 万年とした場合の値。

推定は地表調査の結果ともよく一致している。

濃尾平野地下の地層の分布状況などから算出した濃尾傾動地塊の傾動速度、沈下速度を算出すると表-1に示すとおりで、関東盆地や大阪盆地の沈下速度と似かよった値が得られる。

5. 瀬戸層群

瀬戸層群は名古屋市の東部丘陵から尾張丘陵、知多半島一帯にかけて丘陵を構成しながら地表に露出している。地層のタイ積後も継続した基盤の傾動運動によって、西方の濃尾平野地域では次第に地下深く没してしまい、平野の西縁では地下 300 m 以深に存在している。

瀬戸層群の厚さは、東部の盆地周辺部では 100 m 余りの厚さにすぎないが、沈降の中心部である濃尾平野の地下では 1,000 m 余りにも達している。

瀬戸層群のタイ積開始期には、盆地の周辺部で小規模なくぼ地を中心としてタイ積した特殊な地層がある。これは、瀬戸・猿投・多治見・土岐津地域で陶器の原料として採掘されている陶土層である。この地層は、盆地が形成されるまで、陸上で長期の風化作用を受けた物質が蓄積されたものと、火山灰のいちじるしい風化物からなる場合がある。

この陶土層の次にタイ積したのが矢田川累層である。これは中部傾動地塊によって上昇を開始した中部山岳地域から運びこまれてきた粗粒なレキ物質が盆地周辺部にタイ積した。一方、盆地の中心部では砂と粘土を主とした地層が、繰返し厚くタイ積した。東海湖が最も拡大した時期には、この砂と粘土を主とした地層が周辺部付近までタイ積した。この粘土層の中には亜炭層がはさまれており、明治時代から戦後にかけて盛んに採掘されていた。また、東海湖が一時的に縮小した時期や、消滅して行く末期には砂やレキを主体とする地層が盆地の中心部にまで運びこまれてタイ積した。

これらの瀬戸層群はすべて淡水環境の下でタイ積しており、当時、中央構造線沿いの渥美半島と志摩半島は陸続きとなり、現在の伊勢湾口付近は閉ざされて、一大淡水湖が生じたことを意味している。

6. 洪積レキ層（高位段丘レキ層）の時代

現在の丘陵地域に分布する瀬戸層群がタイ積し終わってからも、沈降の中心部である濃尾平野の西部や、三重県の北部ではタイ積盆地がしばらく存続し続けた可能性がある。いずれにもせよ、瀬戸層群をタイ積した東海湖は洪積世の初期に一度消滅し、陸上にあらわれた地層は浸食作用にさらされ、上昇傾向に移った地域は丘陵化の道をたどった。上昇のいちじるしい地域ではタイ積した地層がすっかりけずり去られ、基盤は露出するようにな

る。

いままで、大きくみれば一様な沈降盆地と考えられていた東海湖も、その周辺地域と共に、基盤に生じた断層系によっていくつかの基盤の小ブロックに分解され、それぞれ別個の運動がきわだってきた。その結果、木曽山塊とその南西の猿投山に連なる山地塊は急激な上昇にうつり、はっきりとした山地に成長した。その延長部は知多半島の隆起運動につながっている。

養老山脈や鈴鹿山脈が現在のようにはっきり高い山岳に成長しだしたのも、このような基盤のブロック化期である。このような基盤地塊の運動が活発化した時期を近畿では六甲山塊の上昇にちなんで、六甲変動と呼んでいる⁹⁾。濃尾平野地域では、これにならって猿投変動と呼ぶ⁹⁾。これらの基盤の運動は先述の西南日本の3つのブロック中に生じた second order の波曲運動が活発化した結果である。

この時期に、陸化した河川の氾らん原と化した地域には河床レキがタイ積した。ときおり、滞水域も形成され、レキ層の間には数枚の粘土層がはさまれている。この時期のタイ積物が唐山層、八事層などの高位段丘レキ層と呼ばれる地層で、名古屋市東部丘陵や、知多半島の丘陵頂部に瀬戸層群を覆って分布している。名古屋付近のこれらの地層の分布状況は、図-6 の名古屋市付近の地質概略図に示すとおりである。

しかし、この時期にも、沈降を継続した濃尾平野地域

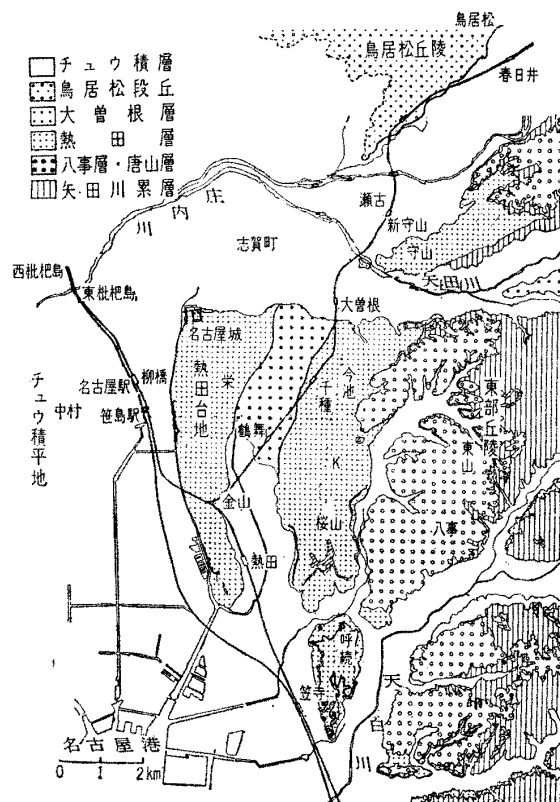


図-6 名古屋市付近の地質概略図

特別講演

では、粘土層、砂・砂レキ層の交互する 300 m 近い厚い地層がタイ積し続けた。そして、現在は、それ以後の傾動沈下によって地下に沈んでしまっている（図—9 の断面図参照）。

7. 洪積世と氷河時代

(1) 熱田層のタイ積

過去 200 万年以降の洪積世は氷河期が繰返しおとずれた時代である。氷期は気候の寒冷化と同時に、海水を氷として高緯度地域に集積してしまったので、海水面の低下現象をもたらした。

氷期の繰返しは、そのまま海面変動の繰返しにつながっていた。古い時期の唐山層や八事層とこの氷河期との関係は、まだ資料が不足してははっきりしていない。一時代新しい中位段丘の時代になると、氷期の海面変動との大づかみな関係ははっきりしてくる。

中位段丘は、名古屋市を中心市街地をのせる台地（熱田台地、図—6）が代表的なもので、これを構成している地層が熱田層である。この熱田層は、最終氷期の前の間氷期（リス/ヴュルム間氷期）の高海面期に伊勢湾から濃尾平野地域内部まで浸入した海の中にタイ積を開始し、その後におとずれた最終氷期（ヴュルム氷期）中の亜間氷期にかけてタイ積した地層である。

熱田層は 図—7 に示すように下部に厚い海成の泥層

（第5粘土層、層厚最高約 30 m）があり、これがリス/ヴュルム間氷期の海進期のタイ積物と考えられている。上部は砂と粘土層の互層で、海成層という証拠にとぼしい。この上部の互層中には木曽御獄火山の噴出物（軽石）が含まれており、同じ軽石層を追跡して関東地方の地層と対比すると、下部は下末吉層、上部は武蔵野台地を覆う武蔵野レキ層に対比される。

この熱田層のタイ積が終わった頃は約 3.5 万年前の事である。

(2) 最終氷期時代の浸食作用と河床レキ層

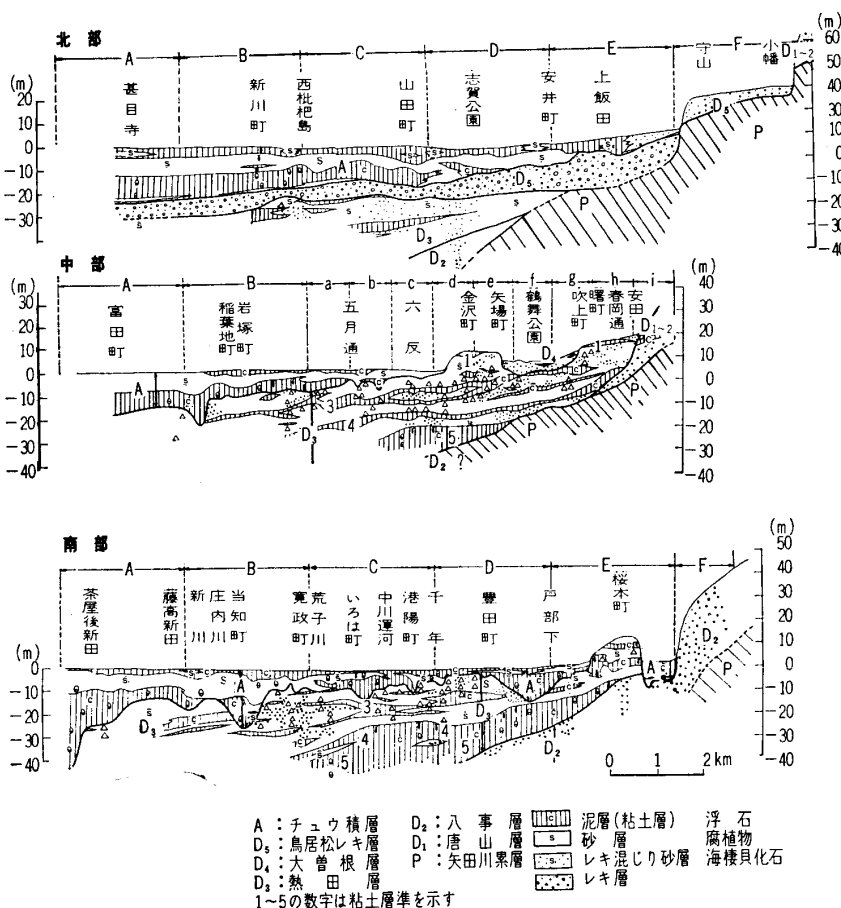
今から 2 万年ほど以前にやってきたヴュルム氷期（主期）には、現在より 100 m 近く海面が低下したと考えられている。この海面低下にともなって熱田層が埋めた平地は河川によって浸食され台地化の道をたどった。海面低下の初期に河川のきざんだ谷は、現在の熱田台地の中央を南北に貫いて残っている。この時の河床のレキ層が大曾根レキ層である。同時代の河床のタイ積物は犬山から小牧にかけて発達する小牧段丘を作るレキ層である。さらに海面が低下した時期には、これよりも低い河床が作られ、その時の遺物が鳥居松段丘であり、この時の河床面はコウ配が急で、名古屋市北部では、後の海面上昇期にタイ積したチュウ積層に覆われてしまっている（図—7、北部断面参照）。

ヴュルム氷期の海面最低下期には、濃尾平野から伊勢湾内には -70 m の深い谷がきざまれ 10 m の厚さのレキ層（第一レキ層）がその谷底にタイ積した。

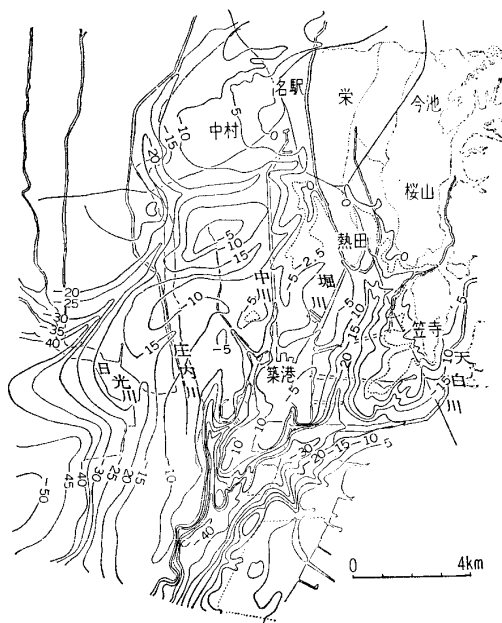
この海面最低下期に河川の浸食によって作られた名古屋市付近の谷地形を地下の調査から復元してみると 図—8 のようになる。これらの谷は現海面下 30 m 程度の深さまでに達しているが、その延長は濃尾平野西縁の -70 m の前記の谷につながっている。

ヴュルム氷期の海面最低下期（約 2 万年前）を過ぎると、停滞と若干の後退を繰返しながらも海面は次第に上昇し、海は再び伊勢湾から濃尾平野の内奥深く浸入した。

その結果、上記の海面最低下期に作られた浸食地形を埋めて、いわゆるチュウ積層がタイ積した。ここでは最終氷期以後海面上昇期のタイ積物を一括してチュウ積層と呼んでいる。このチュウ積層中現海水準下 40 m 以深に存在する下部層は、海成層という証拠にとぼしく、標準貫入試験値も砂で 30～



図—7 名古屋市内の東西地質断面図（名古屋地盤図 1969）



図—8 名古屋市内のチュウ積層下の浸食谷地形

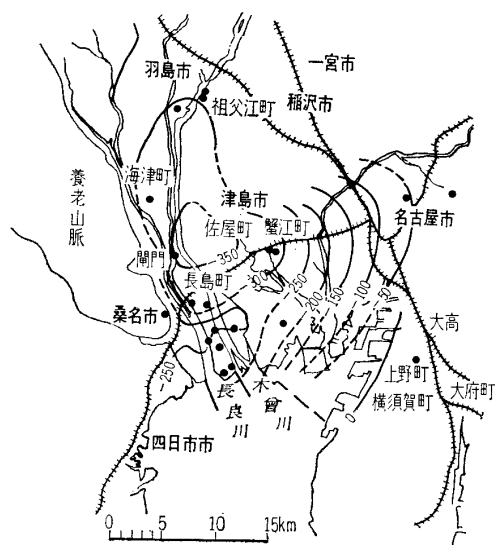
50, 粘土で 10 以上 20 前後の値を示す砂と粘土の互層からなる。この下部層は、日本各地でも認められるように、海面上昇期の -40 m 付近の海面停滞期に生じた半海・半陸成の地層であろうと推定される。伊勢湾内のスパーカー調査によっても三重県側には広く -40 m 前後の平たん面が発達している¹⁰⁾こととも対応している。この時期は、おそらく 1 万年ほど以前の事と考えられる。

その後、海面が本格的に上昇した約 5,000 年前（縄文海進）にかけて、海成の粘土層がタイ積した。このチュウ積層中部を占める粘土層は以前の浸食谷の中などでは 30 m の厚さに達している。

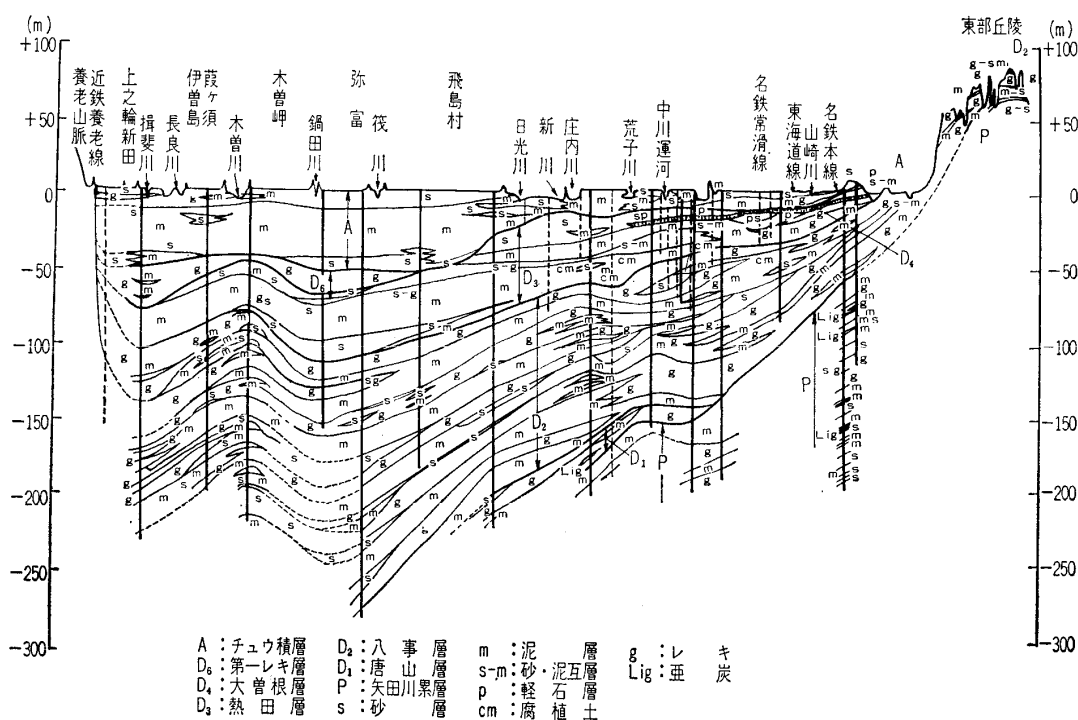
その後、三角州成の砂層が河口にタイ積し、内陸に浸入した海面を急速に埋め立てていった。この上部層の砂層は、およそ 10 m の厚さで平野地域全域に広がっている。この三角州の背後に生じた後背湿地には腐植や粘土土を主体としたきわめて軟弱な地層が最上部にタイ積したため、表層部の地盤にいちじるしい影響を与えている。

8. 濃尾平野の地下構成

濃尾平野の地下には、図—9 に示すように各時代の地層が積み重なっている。この図では高位段丘レキ層の付近までの地層が示されている。この高位段丘レキ層の基



図—10 濃尾平野地下の高位段丘レキ層基底面
(名古屋地盤図より一部改訂)



図—9 濃尾平野の地下断面図 (松沢・桑原 1964)

特別講演

底の深さはおよそ 図-10 に示すようであり、濃尾平野南西部に凹心をもつ盆状の構造が浮かびあがってくる。

これらの図によっても示されるように、濃尾平野の地下では濃尾傾動運動によって、古い地層ほど、西に強く傾き、地下深く没してしまっている。

また、濃尾平野地域全体の表層をおおう軟弱なチュウ積層も濃尾平野の西部では最終氷期につくられた-60mの深い谷の中に厚く発達し⁷⁾、安定な支持層が求めにくくなっている。

濃尾周辺地域で、最近の地質時代になってから活動を行なった断層や地層のしゅう曲帯を示すと 図-11 のようになる。こうした地塊ブロックの境となる断層線は、永年の差動運動や地震時の活動による危険性をはらんでいるので注意しなければならない。

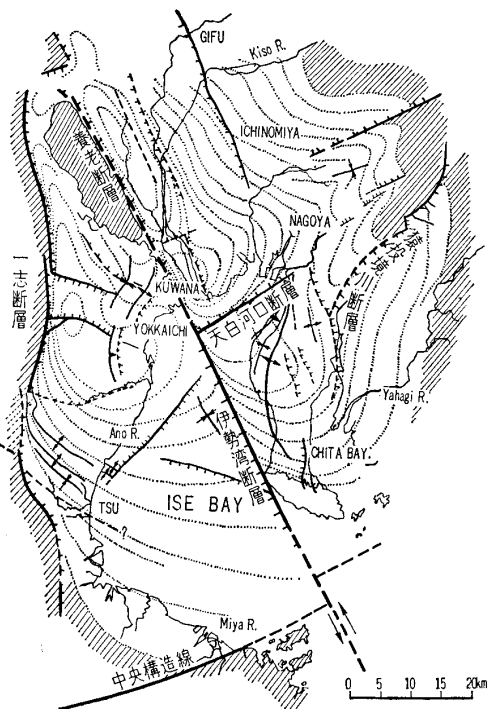


図-11 伊勢湾周辺の断層系
(細点線はタイ積した地層の厚さの傾向を示す)

9. 各地層の支持地盤としての特性

地下の地層の分布状況は以上に述べたとおりである

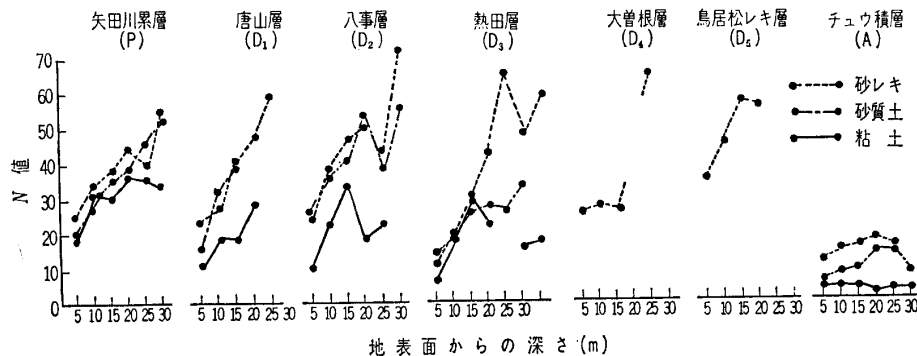


図-12 地層、土質および深さ別 N 値の平均値 (名古屋地盤図 1969 堀内原図)

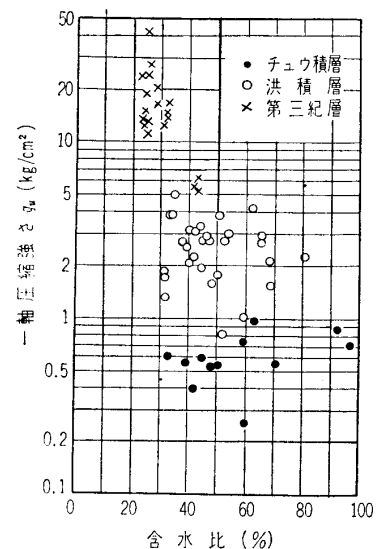


図-13 各粘性土の含水比と軸圧縮強さの関係
(名古屋地盤図 1969 植下原図)

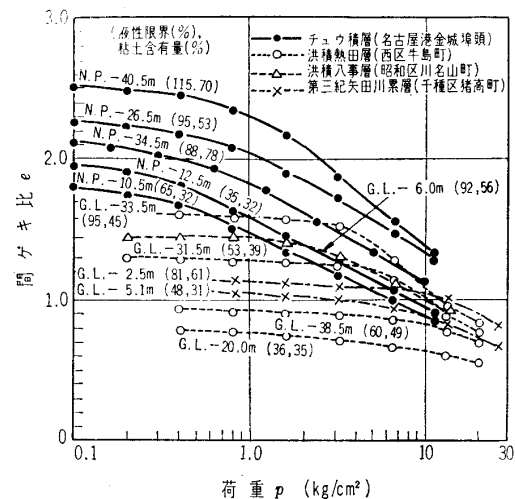


図-14 各粘性土の代表的圧密曲線
(名古屋地盤図 1969 植下原図)

が、これらの各地層の支持地盤としての特性について簡単にふれておく。

各地層の深度別の N 値の平均値を土質別に示すと 図-12 のようになる。

粘性土について一軸圧縮強さ q_u の値と含水比の関係を示すと 図-13 のようになる。地層の時代が古くなると次第に密度を増し、圧縮強さも増大している。各地層の代表的な圧密曲線は 図-14 のようになり、圧密降伏荷重値には地層による差がはっきりと現われている。

チュウ積層は一般に軟弱で地盤としては不安定である。チュウ積層の上部砂層中には N 値が 20 近くに達するものがあり、このような場合、チュウ積層も薄く、中部

の軟弱な粘土層がない場合には軽量物の支持地盤として始めて利用が可能である。熱田台地の北側にはチュウ積層直下に鳥居松レキ層が発達するので、これが支持層として利用される。熱田台地地域では、大曾根レキ層がおおっているところ以外は、地表付近の熱田層の砂は風化が進んでおり、支持層として十分でない。熱田層の砂は地表から 20 m 以深の付近になると N 値が 50 以上となり支持層として期待し得るが、その下位にかなり柔らかい下部の粘土層が発達する場合には注意を要する。

八事層以前の地層は一般に支持層として期待し得る。

10. 濃尾平野の地盤沈下

濃尾平野の地盤沈下は、最近いちじるしく増大し昭和 36 年から昭和 41 年までの沈下量を示す 図-15 にも

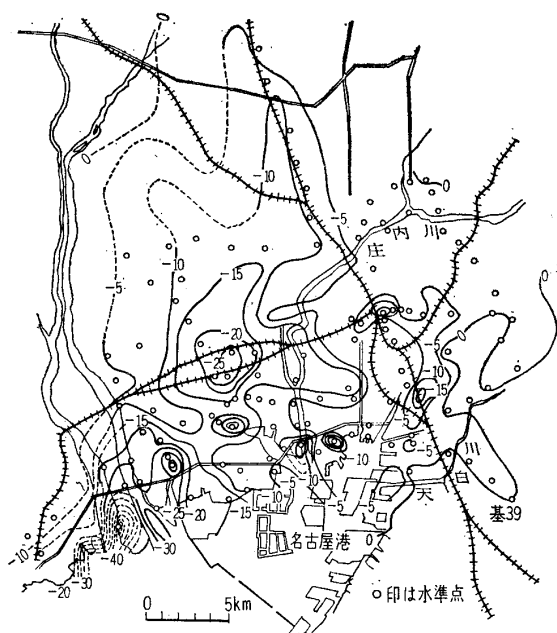
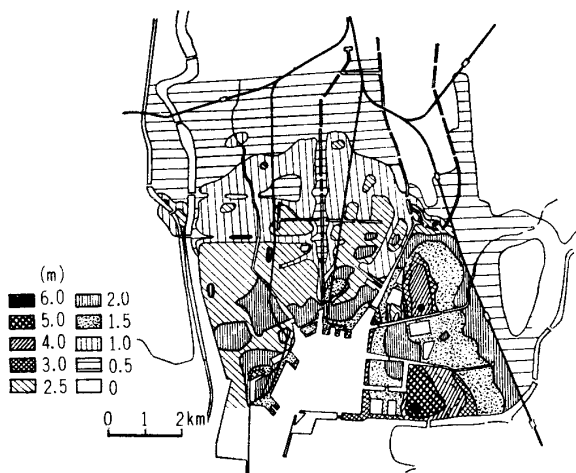


図-15 濃尾平野の地盤変動図 (昭和 36~41 年間)
単位は cm (飯田ら 1967)



(a)

図-16 (a) 伊勢湾台風の高潮による名古屋市南部地域の最高浸水位

みられるように、決して小さいものではない。

長良川河口付近に 1 m 以上の大きな沈下量が認められるのは水準点が新しい海岸堤防上にあるため、堤体荷重による沈下量が大きく加わっているからである¹¹⁾。

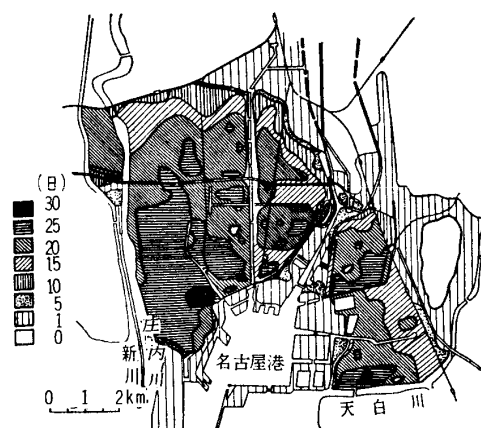
基盤そのものの傾動沈下量は、地質時代を転じての平均年沈下量は、濃尾平野中程の蟹江付近でも 1.7 mm 程度にすぎない (表-1 参照)。

一般には、沈下量と軟弱なチュウ積粘土層の層厚分布が大局的には一致し、地下水の年間汲上量の大きいところでは沈下量がより大きくなっている。これらの事実からみて、堤体荷重による異常沈下以外は、地下水の汲上げなどにより表層部の軟弱層の圧密沈下が促進された結果、最近のいちじるしい沈下が記録されるようになったと考えられる¹¹⁾。

濃尾平野南部から名古屋市南部地域は、江戸時代の締切りによる干拓地域が多く、海面下の低湿地が存在し、最近の沈下の促進と相まって、伊勢湾台風時には、長期間にわたって浸水をこうむった。その一例として、名古屋市南部地域の高潮による浸水と湛水状況を図-16 に示しておく。

11. 濃尾平野の地震災害

濃尾平野地域をおそった濃尾地震 (1891)、東南海地震 (1944) などの過去の地震の被害を調査してみると、木造家屋等の被害は、表層の軟弱なチュウ積粘土層の発達状態と密接な関係がある。ここに、その 1 例をあげると、図-17 に示すようになる。しかし、内陸の近地地震の場合には、震害分布は地震時に活動した断層や古い地塊ブロックによって震害の現われ方が非常に異なってくる。図-18 は濃尾地震の時の木造家屋の倒壊率とチュウ積層厚との関係を表わしているが、地震時に生じた岐阜—宮を結ぶ断層線付近 (F) では層厚に比べて被

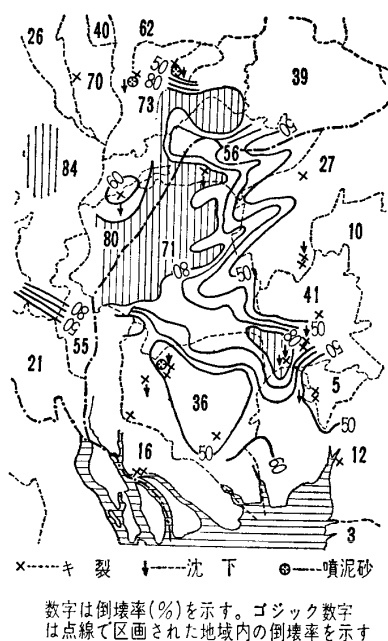


(注) 完全に排水されるまでの日数を示す

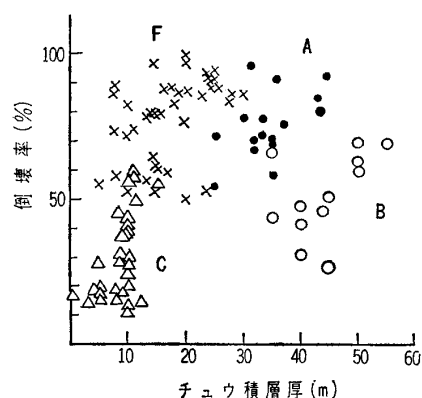
(b)

(b) 同湛水日数

特別講演



図一17 濃尾地震による濃尾平野地域の木造実屋倒壊率分布図
(横尾・桑原・堀内 1965)



図一18 濃尾地震の際の木造家屋の倒壊率分布図
(横尾・桑原・堀内 1966)

害率が大きく、断層の東側の上昇地塊側 (C) ではチュウ積層厚が薄いにもかかわらず、西側北部 (A) や南部 (B) よりも被害率が大きくなっている傾向がある。

また、濃尾平野北部の後背湿地性の軟弱な泥層が表面に発達する地域は被害が大きくなっていることも注意される。基礎を地表面付近におく木造家屋等にあては、被害はチュウ積層全体の厚さよりも、ごく表層付近 (5 m 以内) の軟弱層の分布とより強い相関を示すことが、名古屋市域の東南海地震の被害などから明らかに指摘される¹²⁾。

12. むすび

濃尾平野・名古屋市付近の地盤形成過程やその性状についてごく概要をかいつまんで述べた。ここに述べた内容は多数の研究者によって築かれた研究成果にもとづくものである。ここでは、より詳しい資料をお求めになる方のための参考資料として末尾にその一部を掲げたにすぎない。

また、名古屋市域の地盤の性状については各方面の研究者の協力によって「名古屋地盤図」がまとめられているので、これをご参照いただきたい。この地盤図の完成には、京大教授・横尾義貫、名大助教授・植下協、名城大助教授・堀内孝英を始め多くの研究者の成果が盛り込まれている。

参 考 文 献

- 1) 池辺展生 (1957) 日本の新生代の積成盆地—特に中世新世の積成盆地—, 新生代研究, No. 24~25, pp. 508~517
- 2) 前中一晃 (1969) 第四紀の石地磁気研究, 第四紀研究 Vol. 8, No. 2, pp. 51~59
- 3) S. Ishida, K. Maenak and T. Yokoyama (1969). Paleomagnetic chronology of volcanic ash-layers of the Plio-Pleistocene Series in Kinki district Japan. Jour. Geol. Japan. Vol. 75, pp. 183~197
- 4) 桑原 徹 (1969) 濃尾盆地と傾動地塊運動, 第四紀研究, Vol. 7, No. 4, pp. 235~247
- 5) K. Huzita (1962) Tectonic development of the Median Zone (Setouchi) of Southwest Japan, since Miocene. Jour. Geosci., Osaka City Univ., 2, pp. 103~144.
- 6) 桑原 徹 (1969) 伊勢湾—伊勢湾を中心とする沈降盆地と西南日本 Neotectonics—日本地質学会第 76 年大会シンポジウム「海岸平野」資料 pp. 21~30
- 7) 松沢 勲・桑原 徹 (1964) 濃尾平野の地下構造とその構成。名古屋大学災害科学調査会
- 8) 日本建築学会東海支部・土質工学会中部支部・名古屋地盤調査研究会編 (1969) 名古屋地盤図, コロナ社
- 9) N. Ikebe and K. Huzita (1965) The Rokko Movements the Pliocene-Pleistocene crustal movement in Japan. Quaternaria, 8, pp. 227~287
- 10) 松井和夫 (1968) 三重県北部の第四系, 地質学雑誌 Vol. 75, No. 2, pp. 98
- 11) 飯田汲事 他 (1967) 伊勢湾北部地域地盤沈下調査研究報告書, 名古屋大学理学部地球科学教室内名大地盤変動研究グループ
- 12) 横尾義貫, 桑原徹, 堀内孝英 (1965) 名古屋付近の地盤と震害に関する研究, 日本建築学会大会学術講演会梗概集
同 (1966) 名古屋付近の地盤と震害に関する研究, 第 2 回日本地震工学シンポジウム資料集