

# 濃尾傾動盆地と濃尾平野

桑原 徹 = 名城大学理工学部助教授

## 沈降盆地と沖積平野

日本の大きな沖積平野は、いずれも大きな沈降盆地に位置している。関東平野に次ぐ広がりをもつ濃尾平野も、その例外ではない。沈降盆地では、永い地質時代をかけて基盤が沈降し、そこに淡水や海水が侵入して湖成層や海成層が堆積する。沈降盆地中に発達する沖積平野は、沈降と埋積という自然の連続的なサイクルの、ある時間断面を示すものである。埋積によって生ずる平野面は、沈降と堆積土砂の供給量との均衡の下に、始めて成立しているのである。沖積平野は、その表面に生活するわれわれ人間にとっては、2次元的な広がりをもつ面として印象づけられているが、その実相は、複雑な自然の営力の産物であり、垂直方向にも広がる3次元空間なのである。

## 東海湖盆と東海層群

### 移動する沈降盆地列

今からざっと400～500万年前の第三紀の末、鮮新世の中頃、伊勢湾とその周辺地域、濃尾平野地域とその東方につながる尾張～三河丘陵域を含む広大な地域が沈降盆地化し、一大淡水湖が形成された。これを東海湖と呼び、そこに堆積した地層を東海層群とよぶ。

それは、第三紀中新世の中頃（約1500万年前）の第1瀬戸内期の後に、ふたたび生じた第2瀬戸内期の沈降盆地列の1つとして生まれたものである。この瀬戸内沈降区とは、現在の瀬戸内海を中部地方まで延長した区域、つまり西南日本中軸部に東西につらなって生じた帯状の沈降盆地列のことである。従って東海湖は、近畿地方の古琵琶湖層群を堆積した古琵琶湖盆地や、大阪層群を堆積した古大阪湾（湖）の沈降盆地と同じ生いたちをもっている。

堆積物は基本的には、盆地の沈降水量に応じて発達したと考えられ、その厚い地層の存在は、その場所の沈降水量の大きさを物語っている。堆積物の厚さや盆地の中心相を示す泥質層の発達状況から、沈降盆地の移動が読みとれる。また、火山爆発による噴出物は、各地の盆地内の湖底に火山灰層として同時に堆積する。これらの火山灰を手がかりとして、その堆積物の時代を比較することができる（表1）。堆積物中に産出する動植物化石の変遷も、各盆地内の時代の経過をあらわして、地層対比に大いに役立っている。

盆地列中の各堆積物対比の結果、およそ図1に

示すような各盆地の消長が復元されてくる。これらの盆地の消長には一定の規則性があるように、沈降は、図1～図1にみるように、盆地列の東端の東海湖から始まり、次第に西方の盆地へと引き継がれている。そして、東海湖や古琵琶湖のような個々の盆地も、その盆地の東南部から沈降を開始し、次第に盆地の中心を北西に移動させていく。盆地列全体を通して眺めると、東西の帯状の地域に限定された沈降区内に、北東～南西方向に斜交する沈降軸が、あたかも波が伝播するように西方に波及していったことがわかる。そして、その沈降軸の通過のあと、きびすを接するように、基盤の曲隆部が衝上断層しゅうじょうだんりゅう（注1）を伴いながら成長していったようにみえる。

こうして、図1に示されるように、東海湖域の西に連なる鈴鹿山脈、養老山脈、東に連なる猿投山塊などの三河山地在、盆地の消滅期に入ってから本格的に上昇して山脈の形態をとり、次第に今日みられるような姿に成長していったものと推定される（近畿地方では、この時期の変動は南北性の軸をもつ六甲変動としてあらわれている）。

図2は、東海湖盆の構造図で、東海層群の厚さの分布や重力異常値から推定して描かれたものである。図にみるように、東海層群の基底深度はその中心部で1500m以上にも達している。

## 洪積世中・後期の新しい沈降運動

### 濃尾傾動盆地の形成

東海湖は、その沈降中心が盆地の北限に達すると、消滅期に入る。湖水域に流入していた河川は、かつての盆地域を通り越して、当時湾入を始めた南方の海域まで流れ、その流路には河床礫を堆積した。また、この時期には、上述のように鈴鹿山脈などの山地の上昇が始まり、これらの新しい盆地周辺山地からも河床礫が搬入さ

れ始める。

注1 衝上断層 = 断層面が傾いているとき、上盤側が重力に抗するように衝き上げている断層で、下方からの押しあげが側方からの圧力を受けた時に生ずると考えられている。（桑原）

知多半島には、北西方向から半島を横断して古木曾川系の粗粒の河床礫が堆積しており（武豊層）、三重県側でも、東海湖の堆積物の上に河床礫が堆積した（見当山礫層など）。これらの礫層は、東海湖の堆積物中に、浅いながらも谷地形をきざみ込んで堆積しており、かつての東海湖域は、この頃から丘陵地化を始めたらしい。この時期が高位礫層期であるが、しかしこの当時の記録は、その後の沈降運動や海面変動の影響をうけて丘陵頂面付近の低起伏面あたりに圧縮して留められているにすぎず、詳しい地史の解明が困難となっている。

旧木曾川系の河川が、現在の濃尾平野域や伊勢湾を通り越して知多半島まで流下していたのは、この高位段丘期までであり、その後、知多半島は隆起帯化し、濃尾平野域は沈降を開始して、それぞれ別個の地史を歩むことになる。

この新しい沈降盆地である濃尾平野域は、かつての東海湖の西北端にある。それは、図3に示されるように、養老山脈の東縁を画する養老断層の東側の基盤ブロックが、西側で沈降し東側で上昇する養老断層の前面で沈降し、東端の猿投山塊側で上昇する傾動運動によってもたらされたものである。

この傾動沈下運動によって、知多半島の丘陵上に分布する高位礫層の上流部にあたる濃尾平野域の地層は、ここ100万年たらずの間に300mから400mの深さにまで沈んでしまった。この沈下速度は、東海湖時代の沈降速度に比べて遜色のないほどのはげしさである。沈降域化しなかった丘陵域では、第四紀の地史が河岸段丘やその堆積物に記録されているが、しかし濃尾平野域では、その沈降運動に伴って地下に累積した地層とその重なり方の中に、記録されているのが特徴である。

図3 - 濃尾傾動地塊断面図

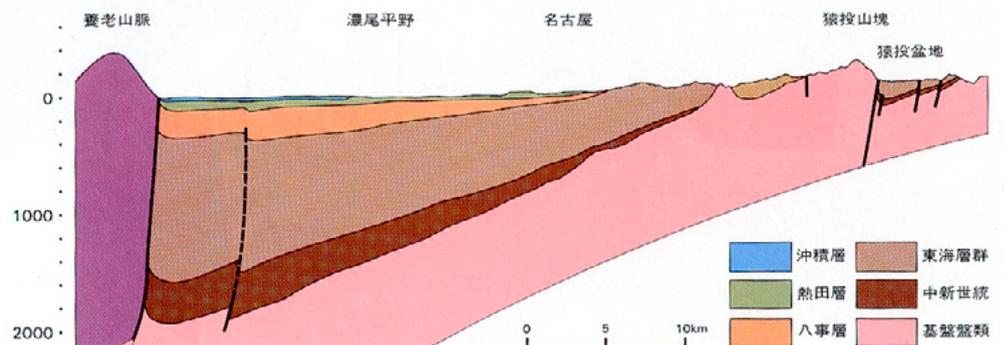


図2 = 現在の東海湖盆は、西縁を鈴鹿山脈東麓の一志断層によって区切られ、また養老 伊勢湾断層によって東西に二分された形となっている。盆地の沈降量は、北半部で大きく1,500m近くに達しており、南部での隆起運動に対して北部の新しい沈降運動の継続（濃尾傾動盆地運動など）を反映している。（桑原）

図1 - 第2瀬戸内盆地列の消長を示す古地理図

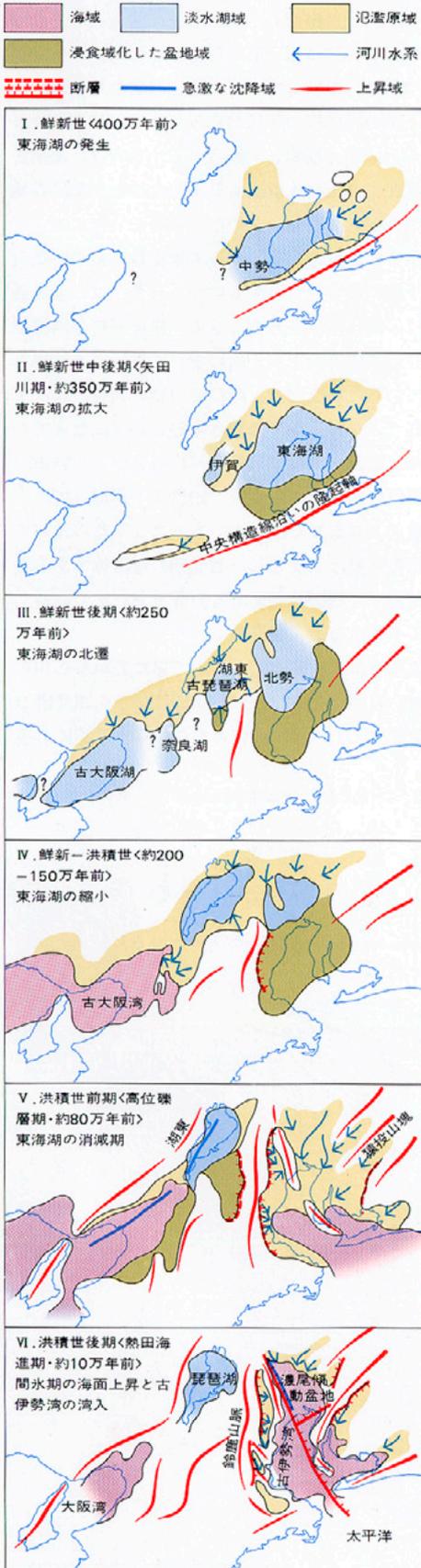


表1 - 濃尾盆地の層序と層序発達史, 瀬戸内盆地列の変遷

赤字は主要火山灰層, 数字は年代(万年前)

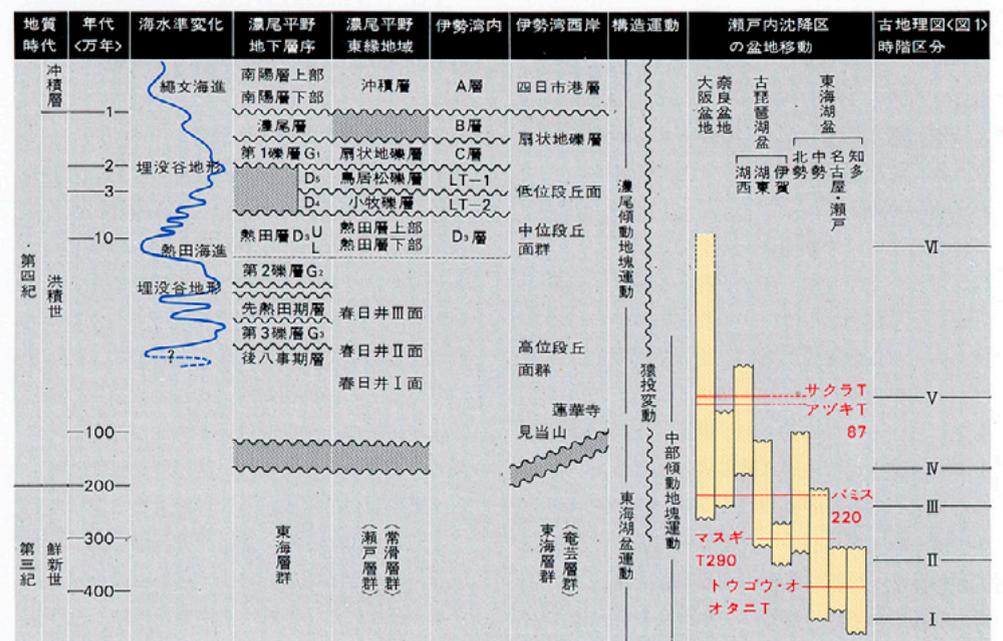
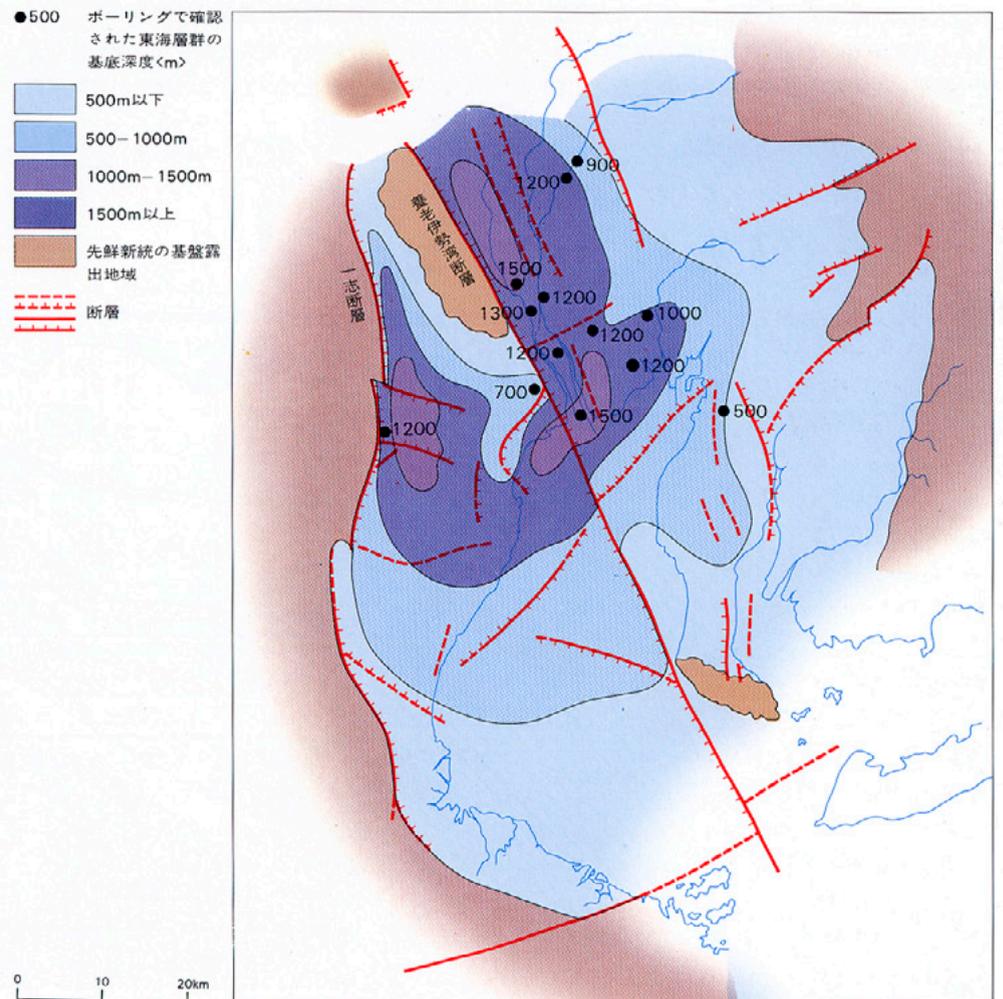


図2 - 東海湖盆の構造図<盆地沈降量と第四紀に活動した断層線>



濃尾平野の地下層序と海面変動

濃尾平野域の地下層序は、約4000余本に達するボーリング資料や深井戸資料をたねんに集めることによって解明されてきた。その一部を図4の断面図に示す。この図をもとに、過去に繰返された埋積過程がどのようなものであったかをさぐってみよう。

縄文海進時の沖積層

図からわかるように、濃尾平野面を構成する最も新しい堆積物は、ほぼ10m前後の厚さの砂層を主体とする地層であるが、その下には、軟弱な粘土層が発達しており、厚いところで30mにも達している。この上半部が砂層、下半部が粘土層で構成される地層は南陽層とよばれる。南陽層下部の粘土層中に含まれる有機物質のC<sup>14</sup>年代は、約1万年前から数千年前である。花粉化石からは、次第に温暖化する気候を反映した植生の変遷が認められる。また珪藻や有孔虫化石からは、河口のような半淡水環境から内湾環境に移り、最後に、湾域もせばまりふたたび淡水化するような環境に変遷していることが研究者らの共同研究によって明らかにされている。その結果、この粘土層は沖積世の縄文海進期の

堆積物であることが結論づけられる。この粘土層は、大垣市付近の地下にも分布しており、当時の海進は、濃尾平野の奥深くまで達していたことを物語っている。

ウルム氷期末の小海面変動

南陽層の下位には、やや硬く締った粘土と砂の互層が分布している。この砂泥互層は、C<sup>14</sup>年代から1万年ないし1.8万年の間に堆積したことがわかり、ウルム氷期末の堆積物である。化石からは、淡水～汽水性の環境下で、氷期の名残りを留めるやや冷涼気候であったことが示されている。この堆積物は、ウルム氷期末の相対的温暖化期に、平野域付近まで海が侵入してきた時の堆積物と考えられ、濃尾層と呼ばれている。濃尾層の上限は、-20m付近まで達していると云われているが、濃尾平野西部では、-40m前後に達する幅広い谷底地形がこの地層上にきざまれている。これは濃尾層を堆積した海進後、海面が再び-40m付近まで低下したことを物語っている。

ウルム氷期最盛期と浸食谷地形

濃尾層の下位には、粗粒な礫を含む連続性のよい河床礫が分布している。この礫層が濃尾平野

の第一礫層である。第一礫層は、濃尾平野上流部の扇状地礫層の一部につながるもので、濃尾平野の西部に深い谷地形をつくって、10～20mの厚さに堆積している。第一礫層の堆積時代は、上位の濃尾層の年代からみて2万年以前のウルム氷期最盛期頃と判断される。当時は、海面が現在より100m以上も低下したことが世界各地で知られており、この第一礫層の分布によって示される谷地形は、ウルム氷期最盛期の海面低下期の浸食谷を示すものであろう。この浸食谷は、図5に示されるように、濃尾平野の西縁部を通り伊勢湾内から湾口をへて外洋にまで達している。谷底面は、湾口部の硬い岩盤にはばまれて、-70m前後の深さの緩い勾配になっており、東西断面は平らなナベ底形となっている。平野の西縁ではその後の傾動沈下が増えて、下流部よりも深くなっている。こうした谷地形や傾動運動は、前述した海進期の堆積物である濃尾層や沖積層の発達にも影響をあたえている。

小牧小海進・海退期

濃尾平野の沈降速度は、1万年に数mから10数mの範囲である。一方、氷期に伴う海面変動の速度は、1万年に数10mから100m近くにも達

図4 - 濃尾平野東西地下断面図

