

3. チュウ積平野の地形とチュウ積層

まつ だ いわ れ
松 田 磐 余*

3.1 はじめに

チュウ積平野という術語は、元来は alluvial plain の訳語で、河川タイ積物よりなる平坦な低地を意味している。したがって、現在では段丘化している過去の河成面も含まれるが、日本では慣用的にチュウ積層からなる平野をチュウ積平野と呼んでいる。そのため、チュウ積平野には、河成の平野ばかりでなく、海の影響も強い三角州や海岸平野も含まれる。

チュウ積層の定義にも諸説がある。ここでは、過去約20,000年ぐらいの間に形成された地層をチュウ積層と呼ぶことにする。すなわち、ウルム(Würm)氷期の最大海面低下期までに形成された河谷(しばしば河岸段丘を伴う)や、その後の海進期(有楽町海進)に形成された波食台を、海面の上昇に伴って埋積している地層を意味する。

チュウ積平野の地形は、チュウ積層の最上部からなり、河川や海の営力の最も新しい時代(チュウ積世=完新世の末期、過去2,000年ぐらい以内の時代)における作用によってつくられている。しかし、チュウ積平野の地形の形成過程は、たかだか2,000年間程度の地史を検討すれば理解できるというものではない。現在の地形が形成され始めた時の状況、いいかえれば、現在の地形を形成しているタイ積物がどのような地形(水域も含めて)のところにタイ積し始めたのかを理解しなければならぬ。また、“その前の地形は”というように、順次さかのぼって地史が編まれないと、チュウ積平野の地形の形成過程は理解できない。すなわち、チュウ積平野の地形の研究は、チュウ積層のタイ積過程の研究と切り離しては考えられない。

一方、チュウ積平野の地形とチュウ積層のタイ積過程が関係づけられれば、現在のチュウ積平野の地形から、チュウ積層のタイ積過程の推察が可能になる。その結果は、支持地盤までの深さと、その上部にのる地層(チュウ積層)

の性質を問題とする地盤調査に有効な情報をもたらす。ここでは、チュウ積平野の地形と地盤との関係について、これまで明らかになっていることを中心にのべることにする。

3.2 チュウ積平野にみられる微地形とその構成物質

チュウ積平野にはさまざまなタイプがあるが¹⁾(図-3.1)、基本的なタイプは、河川が山地を離れてからも長い流路をとり、内湾に注ぐ河川にみられる(図-3.1のA)。濃尾平野、関東低地などの大規模な平野がその例である。大規模な平野は、上流部より扇状地帯、自然堤防地帯、三角州地帯に区分されるのがふつうである。

扇状地帯は各河川が山地を離れるところを頂部とする半円すい状の地形で、おもに砂レキ層からなる。平均コウ配は山間部の盆地にみられるものを除けば、ほぼ20/1,000以下で、扇端部では1~2/1,000前後となる。扇状地帯の等高線は模式的には同心円状をなすが、詳細にみると比

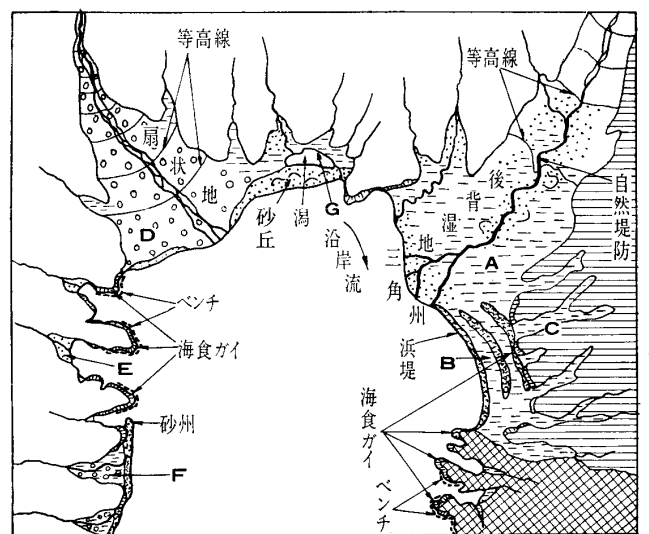


図-3.1 いろいろのタイプの海岸とチュウ積低地の模式図
(吉川ほか1973による)

* 昭和40年東京都立大学理学部地理学科卒業
現在 東京都立大学理学部地理学教室
研究分野 チュウ積低地の土地条件
著書 都市の自然環境(執筆分担)(鹿島出版会)
地域の計量と評価(翻訳分担)(鹿島出版会)

講座

高 1~2 m の小さな凹凸がある。

凸部は砂レキ掃流河川にみられる中州と同じ成因を持つ砂レキのタイ積面である。この部分は、流路として形成されたときには砂レキ質であるが、流路が移動してからの洪水でタイ積したとみられる砂やシルトからなるはんらんタイ積物を 1~2 m 前後のせていることが多い。

凹部は網状流をなしていた川の低水路の跡で、下流の方へは自然堤防地帯の旧河道へと連続することが多い。この凹地は、流路が放棄された後のはんらんタイ積物で埋積されているが、層厚はわずかである。

谷底平野の幅が狭いときには、半円すい状の扇状地は形成されず、砂レキからなる谷底平野が形成される。これを扇状地性平野と呼んでいる。

自然堤防地帯は、自然堤防、後背湿地、旧河道からなり、河はん（畔）砂丘が存在することもある。

自然堤防は、河道がはんらんする際に流路からあふれた水流が流速を失うために沈積させられた洪水タイ積物からなる。河川によっても異なるが、砂ないしシルトからなり、後背湿地との比高は数 10 cm ないし数 m である。

後背湿地は自然堤防間や、自然堤防と台地もしくは山地間の低地である。洪水時には湛水し、泥層が沈積するところである。ここは、湿地や沼沢地になりやすく、泥炭層が分布することも多い。自然堤防と後背湿地の比高は、扇状地地帯に近いほど大きく、三角州地帯に近づくほど小さくなる。後背湿地のタイ積物の厚さも上流より下流に行くにしたがい薄くなる。

旧河道は、扇状地地帯から続く流路の跡である。曲流することが多く、現河道沿いには、自然あるいは人工による流路のショートカットによって残された旧河道もある。旧河道は河床タイ積物である砂もしくはレキ混じり砂からなるが、最上部は河道が放棄された後にタイ積した 1~3 m 前後の泥層からなる。

三角州地帯と自然堤防地帯の境界は一般には明りょうではない。ふつう自然堤防の分布が悪くなり、河川の分流がみられるようになるあたりを両地帯の境界としている。

三角州地帯は河口部に形成される低平な砂泥質の土地である。三角州の海岸線の平面形は河川の運搬物質の量と海の作用（波浪、沿岸流、潮流等）の大きさにより異なる。河川の運搬物質が多く、海の作用が弱いときには鳥趾状の形態を示す。河口付近では砂層からなる高まりが、河道の延長上の水中に形成され、離水後は自然堤防の核となる。海の作用が大きいと、河川の運搬物質は海中を再移動して弧状もしくは直線状の海岸線を形成する。日本の三角州では、有楽町海進によって平野の奥部まで海没していた時代（数千年前）には鳥趾状の三角州が成長していたと考えられるが、内湾が埋立てられるにしたがい、弧状もしくは直線状の海岸線を持つ三角州が形成されるようになったと考えられる²⁾。

大規模なチュウ積平野では、海岸付近に有楽町海進の極相期前後（約 6,000 年前）に形成された波食台からなる海岸平野を伴うことが多い（図-3.1 の B）。この波食台は、一般にはチュウ積平野をとりまく未固結な洪積層からなる台地の前面に広く分布する。海岸平野は微高地を示す何列かの浜堤と、浜堤間の低地からなる。浜堤はおもに砂層からなるが、レキ層からなる砂州が発達していることも少なくない。堤間低地には薄い泥層が分布する。浜堤が台地をぎざんでいる谷の出口をふさいでいることが多く、その背後の谷底低地では湿地や沼沢地が形成され、泥炭が分布する（図-3.1 の C）。

3.3 海面変化とチュウ積層と埋没地形

チュウ積平野の微地形からは表層数 m 程度の地盤の状態を推察できるにすぎない。農学的土壌や土質をあまり考慮しなくてよい軽量構造物の地盤を問題とする場合には、微地形を構成しているタイ積物を検討すればことがたりであるろうが、重量構造物については、より深い地盤の性質が重要である。

チュウ積平野の形成には数万年の歴史がある。ウルム氷期の最大海面低下期までは、海面低下に伴う浸食により、チュウ積層の下底の地形（いいかえれば、チュウ積層のいれもの）ができた時代であり、その後は、その地形をチュウ積層が埋めた時代である。チュウ積層の厚さと岩相は、おもに海面変化と河川の運搬物質により決められている。

氷河の消長に伴う海面の変化の研究は、世界各地で行なわれているが、かならずしも、一致した結果が得られていないわけではない。日本における研究でも同様であるが、以下の諸点はほぼ共通している。①ウルム氷期の最大海面低下期には海面高度は現在の海面高度より 100 m ほど低下していた。②その後の海進途中では、10,000 年前頃に海面の小下降期があった。③この小下降期までの海進では何回かの海面の昇降がはさまれるが、小下降期以降は、海面は比較的スムーズに上昇している。④ 5,000~6,000 年前頃にプラス数 m の最高海水準期が認められる（世界的にみると、これを支持する研究者は少ないが、日本ではほとんどの研究者が認めている）。

チュウ積層の岩相には、有楽町海進の海面変化が反映されている²⁾（表-3.1）。チュウ積層が基底レキ層、下部層、上部層、頂部層に細分できることは各地のチュウ積平野で共通している。

基底レキ層はウルム氷期の最大海面低下期の頃にタイ積した砂レキ層である。河床もしくは扇状地性のタイ積相を示している。

下部層は、10,000 年前頃の海面の小下降期頃までに形成された砂泥互層からなる。その頂面の高度は、臨海部から内湾にかけては -40m 前後を示し、内陸部ではしだいに高くなっている。砂層の *N* 値は 20 以上で、50 を越すこと

表-3.1 日本各地のチュウ積層と埋没地形

| 絶対年代 Y.B.P. | チュウ積層 区分 | 津軽十三湖地域 (小貫ほか1963) | 仙台湾周辺 (長谷1967) | 相模川低地 (貝塚・森山1969) | 関東低地 (松田未公表) | 濃尾平野 (古川1972) | 大阪平野北西部 (藤田・前田1966) |
|--|-------------|-----------------------|-------------------|------------------------|--|---------------------|------------------------|
| 5,000 | 頂部層 I | 上部砂部層 | 上部粘土・砂層 上部砂層 | 頂部砂レキ層 頂部泥層 上部砂層 | 最上部陸成層 (粘土・シルト・砂 砂レキ・泥炭) 上部砂層 | 南陽層上部 (砂・シルト・泥炭) | 上部砂レキ層 |
| 10,000 | 上部層 II | 中部シルト部層 | 中部粘土層 | 上部泥層 | 上部泥層 中間砂層 | 南陽層下部 (粘土・シルト) | 中部粘土層 |
| 15,000 | 下部層 III | 下部五層部層 (シルト・砂互層) | 下部砂粘土層 | 下部泥層 | 下部砂泥層 | 濃尾層 (砂泥互層) | 下部砂レキ層 |
| 20,000 | 基底レキ層 IV | 五所川原レキ層 | 下部砂レキ層 | 基底レキ層 | 基底レキ層 | 第1レキ層 | チュウ積層下部層 (粘土・砂レキ) |
| 埋没地形と上部層基底の 埋没地帯と埋没河段丘の 埋没谷の床 埋没谷の上部層基底 備考 | 埋没地帯 | 埋没河段丘 | 埋没谷の床 | 埋没谷の上部層基底 | 埋没地帯 | 埋没谷の床 | 埋没谷の上部層基底 |
| | 上位 | 上位 | 上位 | 上位 | 上位 | 上位 | 上位 |
| | 下位 | 下位 | 下位 | 下位 | 下位 | 下位 | 下位 |
| | 埋没河段丘 | 埋没河段丘 | 埋没河段丘 | 埋没河段丘 | 埋没河段丘 | 埋没河段丘 | 埋没河段丘 |
| | 埋没谷の床 | 埋没谷の床 | 埋没谷の床 | 埋没谷の床 | 埋没谷の床 | 埋没谷の床 | 埋没谷の床 |
| 埋没谷の上部層基底 | 埋没谷の上部層基底 | 埋没谷の上部層基底 | 埋没谷の上部層基底 | 埋没谷の上部層基底 | 埋没谷の上部層基底 | 埋没谷の上部層基底 | 埋没谷の上部層基底 |
| 備考 | 備考 | 備考 | 備考 | 備考 | 備考 | 備考 | 備考 |

も多い。泥層は腐植物を含み、N値は10~15を示すことが多い。

上部層は、その後の海進に伴うタイ積物で、N値0~5の軟弱な海成泥層とその上部にのる三角州性の砂層からなる。上部層の砂層（一般に上部砂層といわれている砂層）のうち現在の海岸線付近に形成されているものは、頂部層と形成時期が同じであるが、岩相からみて上部層に含めておく。上部層の頂面高度は現在の海面高度付近にある。上部層と下部層の間には、海面の小下降期に形成された砂層やレキ層がみられることがある。

頂部層は上部層をおおう陸成層である。おもに、有楽町海進の極相期頃より現在までの間に前進してきた河川タイ積物や後背湿地タイ積物からなる。砂レキ層、砂層、泥層、泥炭層など、さまざまな岩相を示す。

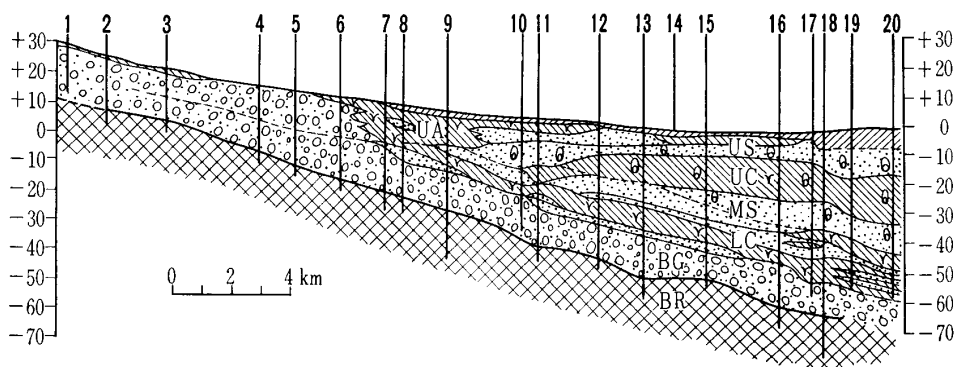


図-3.2 模式的な地形の配列を示すチュウ積平野の地質縦断面の例（多摩川低地の埋没谷沿いの断面、松田：1973による） UA：頂部層 US・UC・MS：上部層 LC：下部層 BG：基底レキ層 BR：基盤岩 図の凡例は図-3.3と同じ

チュウ積層の基底をなしている地形にも海面変化が反映されている。チュウ積層の基底の地形は、埋没谷底、埋没河岸段丘、埋没波食台、およびこれらの埋没平坦面を限る埋没斜面からなる。

埋没谷底と埋没河岸段丘は、ウルム氷期の最大海面低下期までに、海面の低下による河川の下刻に伴って形成された谷底と河岸段丘が埋積されたものである。埋没谷底面は臨海部では-70~-100mにある。発達のない埋没河岸段丘は、臨海部では-20~-40mに分布し、その頂面は、チュウ積層の下部層の頂面高度よりも一般に高い。ところによっては、分布は狭いがより下位の段丘面が存在することもある。

埋没波食台は、海岸にできた波食台が埋没したもので、-20~-30mに下位面があり、0~-10mに上位面がある。下位面は、有楽町海進途中の海面上昇の停滞期に形成され、上位面は海進の極相期頃に形成された。

3.4 埋没谷の縦断方向沿いのチュウ積層の岩相変化

図-3.2は多摩川低地にみられる埋没谷底沿いの地質断面である⁴⁾。これはチュウ積平野の地質断面としては模式的な例である。地表の地形は、No. 1~6が扇状地性低地、No. 6~14が自然堤防地帯、No. 14より下流部が三角州地帯である。

扇状地性低地では、チュウ積層のほぼ全層が砂レキ層からなる。基底レキ層のタイ積時代から頂部層のタイ積時代まで、扇状地性のタイ積環境が継続していることが示されている。

自然堤防地帯は、上部層が分布するか否かにより上位と下位に2分できる。No. 6~9付近が上位で、頂部層が厚いのが特徴である。頂部層の厚さは標高とほぼ等しく、いわゆる表層タイプの軟弱地盤を形成している。頂部層は、おもに泥層からなるが、横断方向の断面には、かつての河道沿いのタイ積物であるレンズ状の砂層やレキ層がみられる。No. 10付近から14にかけての下位でも、上部層の頂

講 座

面高度が 0 m 付近にあるので、頂部層の厚さは標高にはほぼ等しい。

三角州地帯では、頂部層はほとんど分布しないが、干拓・埋立地では埋土や盛土が厚くなる。また下部層、上部層とも厚く、自然堤防地帯とは異なる浅層タイプの軟弱地盤地域となっている。

3.5 河川によるチュウ積層の岩相の違い

3.2~3.4 では大河川の形成するチュウ積平野を例にとって、海面変化との関係から、チュウ積層の岩相についてのべたが、河川への供給物質が異なってもチュウ積層の岩相が異なる(表-3.2)。

表-3.2 河川の供給物質とチュウ積層の岩相との関係

| 供給物質による河川の種類 | チュウ積層の区分 | | | |
|---------------------|--------------|----------|-----------|-------------------------|
| | IV 基底レキ層 | III 下部層 | II 上部層 | I 頂部層 |
| A レキ、砂、泥の混合物を供給する河川 | 厚い砂レキ層 | 砂層と泥層の互層 | 海成泥層および砂層 | 砂レキ層、砂層、泥層、腐植土層もしくは泥炭層 |
| B 砂、泥の混合物を供給する河川 | 薄い砂レキ層もしくは砂層 | 腐植物に富む泥層 | 海成泥層および砂層 | 砂層、腐植物に富む泥層、腐植土層もしくは泥炭層 |
| C ほとんど泥しか供給しない河川 | 薄い砂層 | 腐植物に富む泥層 | 海成泥層 | 腐植物に富む泥層、腐植土層もしくは泥炭層 |

レキ、砂、泥の混合物を供給する河川は起伏の大きい山地に源を持つ河川で、すでにのべた。

砂と泥の混合物を供給する河川は、砂層や泥層を主とする第三紀層や洪積層からなる丘陵地や台地に源を持つことが多い。また、泥層を主とする丘陵地や台地に源を持つ河川は、ほとんど泥しか供給されない。これらの河川が形成した谷底低地にみられるチュウ積層には基底レキ層がほとんど分布せず、また下部層の発達もよくない。それにひきかえ、有楽町海進により海没した下流部では泥質な上部層が、海没しなかった上流部では泥質な頂部層がチュウ積層のほとんど全層を占める。谷底低地は湿地や沼沢地になっていることが多い。自然堤防が形成されている場合もあるが、砂質シルトもしくはシルトからなり、後背湿地との比高も小さい。このような河川にみられるチュウ積層の例として、鶴見川低地の地質断面を 図-3.3 に示した。

3.6 チュウ積平野の地形と地盤との関係

基本的な形態を示すチュウ積平野の地盤の構成は、これまでのべたように河川の縦断方向にみられる地形区ごとに推察することが可能で、表-3.3 のようにまとめられる。これは、埋没谷底に沿って、チュウ積層がもっとも厚く発達する場合についてのべたもので、埋没河岸段丘や埋没波食台などがある場合には、その頂面以上のチュウ積層しか

表-3.3 チュウ積平野の地形地区および埋没地形と、チュウ積層分布との関係

| | A レキ・砂・泥を供給する河川 | | | | B・C 砂・泥もしくは泥のみを供給する河川 | | 自然堤防地帯下位から三角州地帯の埋没地形 | | | | |
|----------|-----------------|--------|-----|-------|-----------------------|----|----------------------|--------|----|-------|----|
| | 扇状地地帯 | 自然堤防地帯 | | 三角州地帯 | 谷底低地 | | 埋没谷底 | 埋没河岸段丘 | | 埋没波食台 | |
| | | 上位 | 下位 | | 上位 | 下位 | | 下位 | 上位 | 下位 | 上位 |
| I 頂部層 | ○ | ○ | △ | × | ○ | △ | △ | △ | △ | × | × |
| II 上部層 | 砂 | × | × | △ | ○ | × | △ | ○ | ○ | ○ | ○ |
| | 泥 | × | × | ○ | ◎ | × | ◎ | ◎ | ◎ | ○ | ○ |
| III 下部層 | △ | △ | ○~△ | ○ | △ | △ | ○ | △ | × | × | × |
| IV 基底レキ層 | ○ | ○ | ○ | ○ | △ | △ | ○ | × | × | × | × |

◎非常に厚く分布する。○厚く分布する。△多少分布する。×ほとんど分布しない。(絶対的な層厚ではなく、各地区における相対的な分布を示す)

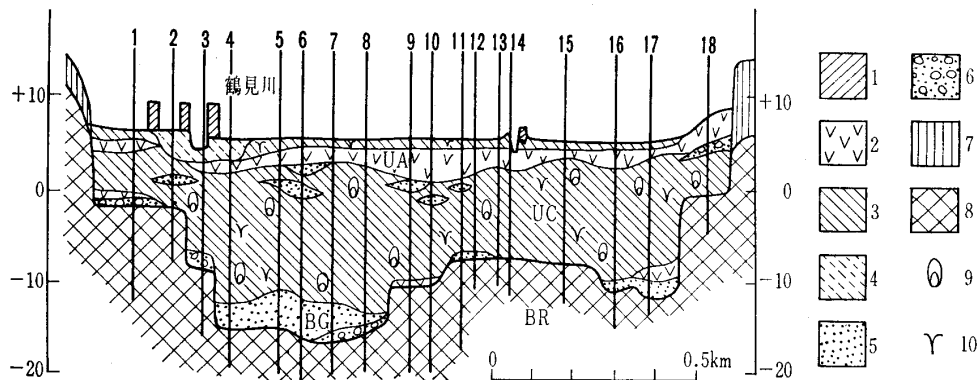


図-3.3 おもに泥しか供給しない河川の地質断面の例(鶴見川低地の第三京浜道路沿いの断面, 松田:1973による) UA:頂部層 UC:上部層 BG:基底レキ層
1:盛土 2:腐植土、泥炭 3:泥 4:砂質シルト 5:砂 6:砂レキ
7:関東ローム 8:基盤岩 9:貝化石 10:腐植物

存在しない。したがって、横断方向の地盤の構成の変化は、埋没地形との関係で決まるので、平野の地形からは読みとることはできない(表-3.3)。埋没地形によって決定されるいくつかの地盤のタイプが存在するという判断がつくだけである。

重量構造物の支持地盤となりうるのは、埋没谷底上では基底レキ層もしくは下部砂層中の固結した砂層と、その下の基盤岩、埋没河岸段丘上では段丘を構成している砂レキ層とその下の基盤岩、埋没波食台上では波食された基盤岩である。ただし、基盤が洪積層の場合には、未固結な粘土層があり、必ずしも支持地盤とはならないのはもちろんである。この場合は別として、埋没平坦面を限る埋没段丘崖や埋没谷壁を境として支持地盤までの深さが急変することは注意せねばならない。とくに、鉄道、道路、堤防などの長大な構造物では、埋没地形の境界付近で、ヒズミが発生しやすい。また、地震時には、この境界をはさんで振動が異なることも予想される。

上記のような基本的な形態を示さないチュウ積平野も非常に多い。図-3.1の左半部がその例である。山地が外海に面している地域にみられる平野がこのタイプである。ここでは河川のコウ配が急であるために、レキ、砂、泥が陸上で分離されることなしに、河口まで運ばれる。河口は外海に面しているために、砂や泥は沿岸流で運ばれたり、深海にタイ積する。その結果、河川の運搬物質が多い場合には扇状地が直接海に突込んだようにみえるチュウ積平野が形成される(図-3.1のD)。静岡県の大井川、富士川、安倍川などがその例である。また、河川の運搬物質が少ないと、深い内湾が形成され、その湾奥に狭い平野が形成されるだけである(図-3.1のE)。このような平野や低地のチュウ積層は、ほとんど砂レキ層からなる。しかし、臨海部では、有楽町海進の影響を受けて砂層や泥層をはさむ。

湾口部を砂州で閉塞されたり、主谷への出口を主谷のタイ積物で閉塞されたりした小谷の谷底では、海面変化に伴う河谷の埋積過程が強制的に変化させられる。河川の運搬物質の量が多い場合には、外海や主谷へ搬出されていた物質が谷を埋めるため、埋積が進む。その結果、低地全体としては泥質ではあるが、河道沿いに形成された狭長な砂レキ層がみられるなど、岩相変化の著しいチュウ積層からなる低地が形成される(図-3.1のF)。また、河川の運搬物質の量が少なかったり、細粒である場合には、砂州の背後に瀉が残されたり、埋積されたとしても泥炭を含むなど、沼沢地性のタイ積相を示す(図-3.1のC, G)。いずれの場合も、出口を閉塞された時期が、チュウ積層の岩相に影響する。

3.7 地殻変動による影響

日本のチュウ積平野の形成過程で考慮しなければならな

い主要な問題に地殻変動がある。日本における大規模な平野は沈降域に形成され、沈降の中心部では1mm/年程度の速さを示すこともまれではない。有楽町海進での海面上昇速度は10mm/年程度であるので、数%~10%ほど海面上昇速度を早めているのと同じ結果になる。また、有楽町海進の極相期(約6,000年前)以降の海面変化量は、0.1mm/年のオーダーであるので、地殻変動量の方が大きくなることもある。その結果、チュウ積平野の地形の配列や頂部層の岩相に著しい影響を与えている例が多い。一方、半島の先端部などの隆起地域では、波食台が離水して、海岸段丘を形成していることもある。

地殻変動は、海面変化とは異なり、隆起なら隆起、沈降なら沈降と同じむきに永続している。したがって、その影響は、埋没地形にも現われ、その頂面高度が形成時とはかなり異なることもある。そのうえ、地殻変動の速さは平野ごとに異なるし、平野内においても差があることに注意せねばならない。

3.8 あとがき

日本の沿岸部のチュウ積平野にみられる地形を、おもに地盤との関係からみてきたが、実例についてはほとんどふれなかった。チュウ積平野の地形と地質との関係について実地に検討を加えるさいには、実例をもって解析的に考察している池田(1964)や門村(1965, 1968)による研究は非常に参考になる⁵⁾。

参考文献

- 1) 吉川虎雄ほか(1973): 新編 日本地形論, 東京大学出版会, p. 415
- 2) 貝塚爽平(1972): 沖積層の層相形態と地盤, 地盤と地下水に関する公害, 日本地質学会第79回学術大会討論会資料, p. 225~233
- 3) 古川博恭(1972): 濃尾平野の沖積層—濃尾平野の研究, その1—, 地質学論集, No. 7, 日本の海岸平野, p. 39~59
長谷弘太郎(1967): 宮城県沖積平野の地質学的研究, 東北大学地質学古生物学教室研究邦文報告, No. 64, p. 1~45
藤田和夫・前田保夫(1966): 大阪平野北西部(尼崎地域)の沖積層とその基底, 第四紀研究, Vol. 5, p. 19~27
井関弘太郎・幸島莊八郎(1959): 名古屋港付近における沖積層下底面の地形, 地理学評論, Vol. 32, p. 457~468
貝塚爽平・森山昭雄(1969): 相模川沖積低地の地形と沖積層, 地理学評論, Vol. 42, p. 85~105
小貫義男・三位秀夫ほか(1963): 青森県津軽十三湖地域の沖積層, 東北大学地質学古生物学教室研究邦文報告, No. 58, p. 1~36
- 4) 松田馨余(1973): 多摩川低地の沖積層と埋没地形, 地理学評論, Vol. 46, p. 339~356
- 5) 池田俊雄(1964): 東海道における沖積層の研究, 東北大学地質学古生物学教室研究邦文報告, No. 60, p. 1~85
門村 浩(1965): 航空写真による軟弱地盤の判読—微地形の系統のおよび計測的分析による判読法の適用について—(1),(2),(3), 写真測量, Vol. 4, 182~191. Vol. 5, 10~25, 57~66
——(1969): 空中写真による軟弱地盤の体系的解析, 地理学評論, Vol. 41, 19~38

(原稿受理 1973.11.22)