

3. 中部地方の地形と地質

Chapter 3. Topography and Geology in Chubu District

井 関 弘太郎 (いせき ひろたろう)

中部大学教授 経営情報学部

本稿は、中部地方の平野のうち、東海および北陸地方の臨海平野に限定して述べ、内陸の盆地状平野は割愛した。臨海平野とは単に海岸付近の平野という意味でなく、第四紀後期の氷河性海面変動、すなわち最終氷河期の $-100\sim-140\text{m}$ に及ぶ海面低下、そのあとの晩氷期・後氷期の海面上昇の影響を受けた平野を指す。そこには軟弱な海成粘土層をもつ沖積層が数10mの厚さで堆積しており、地盤工学の面でも重要な問題をかかえている。これに対して、断層起源の内陸の盆地状平野には氷河性海面変動の影響はなく、諏訪盆地の諏訪湖南岸域などの一部を除けば、ほとんどが扇状地礫層で埋められ、地盤条件に関する限り、臨海平野に比較して優れた状態にある場合が多いので、紙数のこともあって割愛した。

1. 濃尾平野

東高西低の傾動地殻運動をしている濃尾平野は、その東部に地盤の隆起を反映して新第三系丘陵をはじめ、上位から八事面・覚王山面・熱田面・小牧面(大曾根面)・鳥居松面などの段丘状洪積台地が発達しており、その一帯を濃尾東縁台地と総称することもある。これに対して平野の西部は、養老山地の断層崖下に扇状地状の狭い洪積台地がつらなるとはいえ、山地が輪中地帯をなす低湿な沖積平野に迫る沈降地形をなしている。

1.1 濃尾東縁台地

この台地域を構成する段丘状洪積台地群の概要は、上位から以下のとおりである。

a) 八事面：中期更新統からなる高位段丘面であるが、原面の残存はとぼしい。地層は下部が唐山層、上部が八事層に分けられ、全層厚は40m内外、チャートの円礫を主とし、 2° ほどの傾斜で西へ下っている。

b) 覚王山面：名古屋市千種区などに分布、標高60～30m。八事面より10～20m低い。覚王山面固有の堆積層を欠くことから、八事層の侵食段丘面と推定される。

c) 熱田面：名古屋都心部がのる標高20～10mの台地。同段丘の構成層である熱田層は、砂層を主とする上部層と、主に海成粘土層からなる下部層に大別されるが、熱田台地は上部層からなる。熱田上部層の層厚は30～60mで、砂層中に御岳火山の軽石層(Pm-I～Pm-III)を含む。砂層のN値はほとんどが10以上。

d) 小牧面：小牧市街・犬山市街がのる段丘状台地で、礫層からなる。熱田台地北縁の大曾根付近から中央本線鶴舞駅、堀田方面へ同台地の中央部を南北に貫く幅1.5km内外の浅谷状の地形面(大曾根面)は小牧面に対比される。大曾根面にのる厚さ5m内外の礫層を大曾根層といい、鶴舞以南で沖積平野下に没入する。

e) 鳥居松面：春日井市西部に広がる標高10～30m、沖積面との比高2～10mの低位段丘面で、名古屋空港もこの面上にある。同段丘をつくる鳥居松礫層は、名古屋市北区味鋤付近から沖積平野面下に没入し、濃尾平野の広義の沖積層基底礫層(第I礫層)として広がる。この段丘面は木曾川扇状地の東側にも分布し、扇状地面との比高は2～4mだが、南端部では扇状地下に埋没する。

1.2 濃尾平野の沖積平野

地形は扇状地、自然堤防帯、三角州に大別されるが、地質状況は、表層部を除いて、自然堤防帯と三角州との間には大差がないので、両者を一括して三角州平野として述べることにする。

a) 扇状地：木曾川右岸の美濃平野部にも養老山ろくの複合扇状地帯、岐阜市街地がのる長良川扇状

総 説

地等があり、根尾川・揖斐川扇状地も決して小さなものではない。しかしそれ以上に大きな規模をもつのが、美濃・尾張平野にまたがる木曾川扇状地（犬山扇状地）である。

木曾川扇状地は犬山城下を扇頂とする半径約12 km、面積100 km²の大扇状地、扇頂標高は約50 m、扇端は一宮市極楽寺～岩倉市八剣を結ぶ標高11～13 mである。扇状地面には、江戸初期の閉塞まで木曾川の分派川が流下しており、深さ3 m内外の開析谷を残している。かかる侵食地形の発達と同扇状地一帯が隆起傾向にあるため、1891年（明治24）の濃尾地震に際しても60～75 cmの上昇があった。扇状地の構成層は、一部地区では上部の数mが完新統であるが、ほかは表層から下部に向けて更新統の礫層となり、層厚は30 m以上に及ぶ。地表面下20 m内外に熱田層の軽石層があることからみて、同層は鳥居松礫層、小牧礫層、更に熱田層の礫層からなることが分かる。これらの礫層は扇端より下流域では沖積平野面下に没入し、広義の沖積層基底礫層となる。第Ⅰ礫層と呼ばれる被圧地下水帯水層は、この礫層である。

b) 三角州平野：地表地形としては、扇状地の末端から海拔ゼロメートル線のあたりまでの旧河道沿いに自然堤防が高い密度で分布する自然堤防帯と、それより海側の、大部分が海面干拓新田からなる三角州部分とに分けられる。後者の地盤は、多くが満潮位より低く、1959年の伊勢湾台風当時でも海拔ゼロメートル地帯の面積は約186 km²に及んでいたが、その後の地盤沈下によって1978年には約274 km²にも広がり、日本最広の海拔ゼロメートル地帯をなしている。しかしそれらの地形地域は木曾川等の一連の砂・泥堆積地域、すなわち三角州平野をなしている。

c) 埋没熱田面：熱田台地の西側には、西へ約2 %の勾配で低下する同台地の延長部が沖積平野面下に埋没し、一部は縄文海進後の波食作用を受けている。JR 名古屋駅付近や名古屋港内港部などはその典型地区である。埋没熱田面は筏川河口～蟹江駅の南北線のあたりまで続き、名古屋港西部の第2・第4区で海面下20 m内外の深さになる。広義の沖積層基底礫層をなす鳥居松礫層の延長部、すなわち埋没鳥居松面は、津島街道（名古屋・津島）の地下あた

りで、埋没熱田面より10 mほど低い埋没段丘面として接しているため、埋没熱田面の地域には沖積層底礫層の分布はなく、沖積下部砂層（濃尾層）も薄い。

1.3 沖積層の構成

埋没熱田面は上記の筏川河口～蟹江駅線に沿って、また埋没鳥居松面の西端部も日光川のあたりで、最終氷期最盛時の低位海面に対応して発達した旧木曾川の埋積谷で截られている。この埋積谷の谷底は海面下60～70 mに達し、その直上に厚さ10 m内外の狭義の沖積層基底礫層（BG 層）が堆積している。同礫層は上流に向かって浅くなり、一宮市内では深さ20 m内外になる。

BG 層の上位の沖積下部砂層（厚さ10～20 m）は国際的時代区分では更新統に属するので「濃尾層」と呼ばれる。海面の上下変動が激しかった晩氷期の堆積層であるため、海面や地下水位の低下に際して先行荷重をうけ、*N* 値50内外に締まり、重量構造物の支持層にもなっている。

後氷期、特に9000年前から6000年前には縄文海進が進行し、海面は約45 mから現海面を超えるまで上昇した。この時の奥伊勢湾はいまの大垣市街地にまで拡大し、その伊勢湾底に沈殿・堆積した粘土・シルトの層が沖積中部泥層（南陽層下部）である。層厚は濃尾平野南部で30 mに及び、*N* 値0～3、間隙比1.5～1.75、自然含水比も100 %という極めて軟弱な状態は、圧密収縮の加速による地盤沈下、地震動の増幅の主条件をなす。

5000年前ごろから中部泥層を覆って厚さ10 m前後の沖積上部砂層（南陽層上部）の堆積が進み、三角州平野を形成した。この層の堆積先端は鍋田干拓地沖約4 kmの三角州前置斜面の箇所である。*N* 値は10～20に及び、重量構造物を除けば市街地形成に十分な地耐力をもっている。しかし名古屋港に入る天白川・山崎川などの埋積谷では沖積上部層を欠き、へどろとも称される軟弱な泥層が20 m以上に及び、臨港地帯の地震危険度を高めている。

なお名古屋港から知多半島西岸にかけては、幅2～5 kmに及ぶ海食台状の地形・地盤（熱田層・常滑層群の侵食面）が連続している。そこに名古屋港南部臨海工業地帯が形成されたほか、最近では常滑沖の中部新国際空港候補地としても注目されている。

2. 伊勢平野

伊勢平野は中部地方の外になるが、伊勢湾岸の土地利用計画などにおいて東海地方と密接な関係にあるので、臨海部の沖積層の状況について極く簡単にふれておく。

伊勢平野の沖積層の層厚は、北伊勢地区と中南勢地区との間で顕著な違いがみられる。北伊勢の桑名・四日市臨海部では30～50mに達し、しかも N 値5未満の沖積中部泥層が高い割合を占め、重量構造物の立地にとってマイナスの条件をなしてきた。これは旧木曾川埋積谷が桑名・四日市海岸部に接近しているためである。ちなみに1960年ごろ、伊勢湾沿岸の名古屋南部地区、桑名地区、四日市地区の間に東海製鉄（現在の新日鉄名古屋製鉄所）をめぐる立地条件の比較がなされたが、基礎支持地盤については東海製鉄によって次のように整理されている。

- a. 名古屋南部地区：平均－10m にて 50 t/m^2 以上。
- b. 桑名地区：平均－38m にて 30 t/m^2 。基盤に達しても多少の沈下は免れない。
- c. 四日市地区：平均－28m にて 35 t/m^2 。基盤に達しても桑名地区と同様に多少の沈下のおそれあり。

これに対して伊勢平野中・南部の津・松阪地区では、旧木曾川埋積谷が沖合に離れたこともあって沿海部でも沖積層は比較的薄く、厚さ20m以下となる。更に四日市地区では高茶屋面と呼ばれる沖積面との比高15m内外の中位段丘（明野原面）は、中南勢の海岸部では低位段丘面や沖積平野面と区別できない状態にまで低下し、沖積面下、更に海面下に没入している。明和町の沖に広がる水深5m内外の棚状地形は、この段丘面の延長部と推定され、 N 値の高い礫層からなっている。

3. 西三河平野

西三河平野は大別して、矢作川沖積平野、碧海台地、境川沖積平野からなる。

3.1 矢作川沖積平野

豊田市南部の矢作川狭隘部より上流側の豊田低地と、それより下流側の岡崎低地および一色低地とに分かれる。

豊田低地の沖積層は砂礫質で、層厚も15m内外であるが、矢作川狭隘部より下流の岡崎低地は、東名高速道路の地質調査によると、 N 値10以下のシルト質粘土、ないし細砂層からなる軟弱な沖積層が深さ12～15mまで続き、基底は砂礫層となる。またJR岡多線の沿線でも、大門～日名間における沖積層の厚さは15m内外であり、地表面下2～8mはシルト質、またはシルト質粘土層からなる N 値10以下の軟弱層である。東海道新幹線付近の沖積層の厚さは30m前後であるが、矢作川右岸の沖積平野面下20m内外には、広く埋没段丘が認められる。この岡崎埋没段丘は厚さ3～6mの礫層をのせ、比高は10m余に及び、上流の豊田盆地では、越戸段丘として地表に出ている。

一色低地は、1605年の河道付替え以前の矢作川沖積地で、氷期の矢作川埋積谷も、現在の矢作古川の東側に沿って吉良町・三河湾へ流下していた。埋積谷のところは沖積層も厚く、吉良町の海岸部では40～45mに達し、軟弱な沖積中部泥層厚も8～15mに及んでいる。

3.2 碧海台地

西三河平野には上位から三好面（高位面）、挙母面（上位面）、碧海面（中位面）、越戸面（下位面）、籠川面（低位面）の洪積台地が広がるが、堆積原面が広く残り、土地利用上重要な役割を果たしているのは碧海面である。碧海面のうち、矢作川右岸から境川低地に至る部分が碧海台地と呼ばれ、大部分が明治用水の受益地となっている。碧海台地を構成する碧海層は、豊田市域では3～8m程度であるが、安城市域より下流側では20m以上に及ぶ。岩相は豊田市内では淘汰の悪い礫層であるが、岡崎市橋目乙付近では淘汰のよい小礫層となる。しかしこのような礫層の分布は東海道本線のあたりを南限（それは扇状地部分の末端を意味する）とし、以南は若干の小礫を含むが大部分は砂層からなり、部分的には粘土層を挟む三角州状地になる。この粘土層が三州瓦窯業の原料源である。

3.3 境川沖積平野

この平野は沖積上部砂層の発達が悪く、境川河口付近で厚さ15mに達する沖積層の大部分は、 N 値が0～2という極軟弱な粘土・泥質層からなる。ただし近世の河道付替えによって形成された矢作川の

総 説

三角州は、沖積層の層厚が25mにも及ぶが、上部には厚さ約10mの沖積上部砂層をのせている。

4. 東三河平野（蒲郡平野を含む）

新城市付近から下流に広がる豊川沖積平野と、その東西両側に広がる段丘状洪積台地を併せて東三河平野と呼ぶ。洪積台地については建設省国土地理院により、豊川の東から遠州灘にいたるものを豊橋台地、豊川の西から宝飯山地までのものを豊川台地と呼ばれる。

4.1 豊川沖積平野

新城市付近より下流に広がり、一宮町地内までは扇状地、以下は三角州平野となる。扇状地部では増傾斜的隆起の傾向がみられ、豊川河床の下刻作用で低位段丘（下位面）ができています。扇状地部の沖積層の厚さは10m未満であるうえ、砂礫層なので地耐力は高い。これに対して三角州平野部では、沖積層の層厚が10mを越し、神野新田南端部では20mを上回る。沖積層は上部の7～10mが砂層（上部砂層）であるが、干拓地域では細砂層となり、 N 値も10以下のことが多い。ただ東海道新幹線付近より上流では、礫まじりの砂層となり N 値も15以上になるが、その下位は N 値5以下の軟弱な沖積泥層である。

4.2 豊橋台地

高位面（天伯原頂部）、上位面（天伯原北斜面）、中位面（高師原）、下位面（豊橋市街面）、低位面（豊橋市賀茂町付近）の段丘群からなるが、土地利用のうえで重要なのは、中位面・下位面・低位面である。

中位面は最も広い段丘面で、高師台地に代表される。標高は45～12mで、台地面の多くは「くろぼく」と呼ばれる黒色土壌でおおわれる。地質は砂礫質で、下部は片麻岩の大礫が含まれる。下位面は豊橋市街地の西部がのる段丘面で、標高は15～1.5mである。中礫・大礫からなる礫層で、充填物は黄褐色の砂である。低位面は豊橋市賀茂町東部、同市街地南部などに分布する。沖積低地との比高は1～1.5mで、表層は径4cmほどの重円礫を混じえる黄褐色シルト・砂からなる。

4.3 豊川台地

上位面、中位面、下位面に分けられる。上位面は宝飯郡一宮町のあたりに最も広く、標高は95～45m。

中位面は一宮町より下流部に広く展開し、その部分の標高は35～2m。豊川市街地や小坂井市街地をのせているので、小坂井面とも呼ぶ。地質は上部が大礫を含む中礫層、下部は中礫を主としている。下位面は音羽川低地に接して分布し、構成物質は中砂からなる。

4.4 蒲郡平野

宝飯山地・幡豆山地から流下する小河川の形成した扇状地性の小平野で、海岸砂堆の前面は埋立地である。古い扇状地は谷底平野で分断され、段丘化して南に傾斜しているが、形原台地は例外的に西へ傾いており、1944年の深溝断層の変動と調和している。台地・扇状地の地質は淘汰の悪い重角礫で、基盤岩までの深さも20～30mにすぎない。谷底平野は粗砂・シルトからなり、地盤条件は前者に比べてやや劣るが、それ以上に注意を要するのは、旧汀線沿いの砂州の背後の低湿地を盛土した蒲郡市街地のクイックサンド現象である。

5. 遠江地区の平野

静岡県の平野地形は、遠江・駿河の旧国境をなす大井川を境にして東西で様相を異にする。西の遠江側には広い洪積台地が断続しているのに対して、駿河側では洪積台地を欠き、山地が直接に沖積平野に接するケースが一般的である。このような理由から、静岡県の平野を遠江地区と駿河地区とに分けて（大井川沖積平野は駿河地区に含める）述べることにする。

5.1 遠州灘海岸平野

浜名湖の湖口から御前崎に至る遠州灘沿岸には、現汀線と平行する数列から10列内外の砂堆列が発達し、完新世における汀線の間欠的な海方への後退を示すとともに、その一帯が海岸平野であることを物語っている。砂堆の形成時期は、いずれの箇所でも内陸側から3～4番目のものが約3000年前であることが土（1972）によって確かめられている。最も海岸寄りのところでは海岸砂丘となり、遠州灘砂丘と総称される。これらの海浜性砂層の厚さは30m以上に及び、その背後の小河川の河流を閉塞している。したがって泥質堆積物層の厚い背後の小河川沖積低地とは、地質状態に大きな違いがみられる。

5.2 大田川・菊川沖積平野

遠州灘沿岸の砂堆や砂丘によって閉塞された背後の小河川の下流部には、沖積世の長い間、現在の浜名湖のような汽水域が広がっていた。加えてその流域に高山域がないこともあって粗粒堆積物の供給は少なく、軟弱な泥質層が厚く堆積した。なかでも磐田市東方の大田川低地では、厚さ40mに及ぶ沖積層の全層が泥質層からなっているため、1944年の東南海地震に際して木造家屋の倒壊率が80～100%に及んだ集落もある。同様な現象は菊川沖積平野でもみられた。浜名湖周辺の低地、特に都田川や釣橋川河口の三角州も、上記の小河川の低地に似た状態にあり、軟弱な泥質層が卓越している。

5.3 天竜川沖積平野

流域に3000m級山岳地帯をもつ天竜川は、多量の砂礫を河口まで搬出し、厚さ10～20mの第Ⅰ礫層からなる三角扇状地を形成している。沖積層の下底は第Ⅲ礫層面であるが、その間の沖積層も砂質層が優勢であるため地盤条件に恵まれ、東海地震におけるこの平野の家屋倒壊率はほとんど19%以下であった。ただ自然堤防の背後や三方原台地の縁辺部には泥質層の分布をみるが、その厚さは1～5mにとどまる。なお、浜北市以北にみられる浜北段丘面は、造傾斜的に隆起した第Ⅲ礫層面の露出部である。

5.4 洪積台地群

遠江地区の沖積平野と山地との間には、更新世後期の天竜川または大井川が形成した扇状地の隆起によってできた洪積台地、つまり西から三方原台地・磐田原台地および牧ノ原台地が広がる。

a) 三方原台地：一部に赤褐色シルトをのせるものの、表層の主部は更新世後期の天竜川扇状地礫層（三方原礫層・厚さ3～15m）からなり、その標高は120～30m、傾斜は約4.5%である。同礫層の下位は洪積世前期の浜松累層となるが、同累層は東半部が礫層（鴨江相）、西半部が海成シルト層（佐浜相）からなり、東鴨江では鴨江相の礫層が三方原台地より一段高い鴨江台地をつくっている。

b) 磐田原台地：天竜川沖積平野を挟むが、西の三方原台地と同じ更新世後期の天竜川扇状地であり、礫層の厚さは20～50mに及ぶ。台地面の標高は北部で130mに達するが、平均10.5%の傾斜で南へ低下しているため、南端部は沖積平野面下に没入する。

c) 牧ノ原台地：大井川下流右岸から御前崎に続く標高200～40mの更新世後期の隆起扇状地。構成層は、上位の厚さ20～40mの牧ノ原礫層は三方原礫層に対比される扇状地礫層であり、その下位は京松浜砂層、古谷泥層となる。牧ノ原礫層の下底と泥層（厚さ約20m）との間には、時折湧水による小規模な崩壊が発生する。

6. 駿河地区の平野

駿河地区の主要河川の沖積平野は、3000m級山岳地域からの旺盛な砂礫の供給により三角扇状地の状態を呈する。しかし、それに隣接する小河川の沖積平野は、大河川の三角扇状地に圧迫された格好の、後背湿地性の三角州平野をなしている。

6.1 大井川沖積平野

典型的な三角扇状地であり、海岸付近まで厚い礫層がつづき、静岡県最広の砂礫地盤平野を作っている。これに対して大井川扇状地の東北側に接する朝比奈川・葉梨川の低地には、 N 値5以下の軟弱層が地表から10m内外の深さまで続いている。また牧ノ原台地の開析谷も大井川の扇状地堆積物で閉塞されている場合が多く、湯田川の低地もその一例である。

6.2 静岡平野

安倍川が形成した三角扇状地には静岡市街地がのり、それは海岸まで伸びているが、面積的にはその周縁に展開する後背湿地性の軟弱地盤地域の方が広い。安倍川扇状地の礫層は、東名高速道路のあたりでも厚さ10～15mに達し、下位は現海面下30m内外まで海成砂泥層になっている。このことは安倍川扇状地礫層が縄文海進時の浅海域に突出するように堆積したことを示すと同時に、搬出された砂礫は現海岸線付近で側方に堆積範囲を広げて海岸砂堆や三保の礫嘴を形成したことを示唆している。そのような扇状地と海岸砂堆の閉塞によってできた後背湿地の最も広いところが、安倍川扇状地と有度丘陵に挟まれた麻機地区である。そこでは泥炭を含む N 値0～5の粘性土からなる軟弱層が3～10mの厚さに及び、その下位は厚さ20～30mの海成粘土層(N 値5～20)になる。安倍川扇状地西側の丸子川・小坂川の低地にも同様な軟弱層と海成粘土層がみられる。

6.3 清水平野

安倍川扇状地の後背湿地的性格をもつ旧賤機沼を

総 説

上流にもつ巴川の三角州平野である。下流部の清水市街がのる海岸砂堆の箇所を除いては、表層部の厚さ5～10mは有機質の軟弱地盤で、下位は砂質土を挟む海成の粘性土層となる。それら沖積層の全体の厚さは、旧巴川の埋積谷部では40mに達している。

6.4 富士川沖積平野

富士川が形成した三角扇状地は、4～5%の勾配のまま海岸に及び、礫層の厚さは末端部ではシルトや砂を挟むものの30m以上に達している。東は潤井川を境にして潤井川扇状地との複合扇状地となり、シルトや砂を挟むようになる。富士川下流には我が国最大級の縦ずれ活断層である入山瀬断層が南北に走り、駿河トラフ西縁の断層に続く。このため富士川左岸以東は沈降域になり、特に和田川を境とする浮島ヶ原低地では、地下15m内外にまで扇状地礫層が低下し、軟弱な海成粘土・シルトによって覆われている。

6.5 浮島ヶ原低地

愛鷹山南ろくと海岸沿いの礫州および砂丘との間につづく後背湿地状の低地である。富士川扇状地の末端から強い沿岸流によって東へ運ばれた砂礫がつくる礫州と、その上に発達した砂丘によって閉された内湾が、更に潟湖状湿地を含む低湿地になったものである。したがって一般に表層部2～10mは泥炭質層を呈し、その下も15m内外の軟弱層が広く分布している。それらの下位には海成の厚い砂層が沼津市まで続いている。

6.6 狩野川沖積平野

伊豆半島の北端部をなす沼津東方の新第三系山地の谷には谷底平地が溺れ谷状に入り込んでいる。この平野を狩野川沖積平野という。溺れ谷を埋める沖積層は、大部分が内湾成シルトからなり、軟弱なシルト層の厚さは最大50m以上に達する。一方、狩野川沖積平野に北方から合流する黄瀬川の流域には、三島溶岩とそれを薄く覆う扇状地が広がり、扇状地の末端は三島南方で香貫山地にまで迫り、狩野川三角州の開口部をせばめている。このため狩野川放水路の分水地点より下流の狩野川三角州は、軟弱地盤地帯の特性を顕著にしているが、その北側の黄瀬川扇状地の沖積層表層部は、スコリア、浮石質砂、シルト層からなり、北部へ向かって火山性砂礫が優勢になるなど、地盤の強度は対照的に高くなっている。

7. 北陸地方の平野

北陸地方には西から福井平野、金沢平野、富山平野、更に越後平野があるが、越後平野は紙数の関係で割愛する。

7.1 福井平野

九頭竜川、足羽川、日野川が形成する平野であるが、扇状地は扁平で小規模であり、また自然堤防の発達も限られ、低平な三角州平野が広い面積を占める。これは九頭竜川上流域に断層起源の盆地群（大野盆地・勝山盆地）が連なり、河川の砂礫搬出に対して沈砂池的な役割を果たすため、下流域への砂礫供給量が減少し、北陸地方としては扇状地の発達が小規模なのである。九頭竜川扇状地の扇頂部は松岡付近の標高約40mで、扇端は10m等高線付近であるが、足羽川扇状地の扇頂標高は約30mで一層扁平である。それは流域の沈降運動に一因があるともいわれる。扇状地礫層群の層厚は、扇央部では100m以上になるが、扇端部あたりでは3層以上の礫層に分かれる。市瀬由自（1968）が「上部砂礫層」と呼ぶ上位の礫層は、最終氷期の海面低下時に形成された沖積層基底礫層で、その上面は沖積層の下底を意味する。

「上部砂礫層」の上面の深さは三里浜砂丘の中央部で最も深く、-56mに達し、その上位は「上部粘土層」と称される沖積粘土層（砂層・砂質粘土層を挟む）になる。なお「上部粘土層」の層厚が、福井市街地の東部から森田町付近をかすめて福井平野を南北方向に走る線の東側（薄い）と西側（厚い）とで急変することについて、市瀬は、完新世以降の断層運動によるものと推測しているが、それは1948年の福井地震に際して、この変動帯に沿って顕著な地変が発生していることと符合する。

7.2 金沢平野

洪積台地としての洪積層（更新統）の広がり、金沢市街がのる犀川兩岸の台地（礫質洪積地盤）と、同平野南西端の柴山湖周辺の砂質洪積地盤の台地を除くと極めて限られる。しかし同平野の中央部に発達した手取川扇状地は、粕野義夫ら（1972）が明らかにしているように、大部分は更新世後期（最終氷期）の扇状地礫層からなり、それは北東側の河北潟一帯の沖積低地や、南西側の小松市の沖積平野の下

底につながり、沖積層基底礫層となっている。現生の扇状地は、更新世の大扇状地の西側に沿って流下する手取川の両側部にのみ存続している。しかし完新世における手取川の搬出砂礫層も決して僅少ではないが、それはむしろ沿岸流によって側方（特に東北方）へ堆積範囲を広げ、更に内灘砂丘などの大型砂丘を能登半島の基部にまで連続させた。

沖積平野の部分は海岸砂丘の後背地になるため、河北潟のような潟湖をもつほか、沖積層は海成粘土層の割合が高く、その箇所は N 値は3以下で極めて軟弱である。しかし沖積層の下部（-20~-30m付近）の砂層は N 値が10~40に及び、かなり締まった状態になるので、中間支持層とされている。沖積層の厚さは河北潟放水路の北側あたりで最大65~70mに達し、手取川扇状地に近づくに従って薄くなる。小松市側でも、柴山潟の新堀川付近が最も厚く30mを上回る。

7.3 富山平野

山ろく部に断続する更新統は、背後の山岳地帯の急速な隆起運動に伴って増傾斜的に上昇し、丘陵・段丘を形成している。更新世中期の埴生累層や呉羽山累層は第三紀型の丘陵の一部をなすが、更新世後期の堆積物は、高位・中位・低位の段丘堆積層となり、それぞれ東福寺累層・上段累層・下段累層と呼ばれる。大部分が礫層からなり、径50cmの大礫を含む箇所もある。

沖積平野部分は扇状地、自然堤防帯、潟埋積平野に分けられる。扇状地は流入河川のすべてに発達しており、黒部川・片見川・早月川の扇状地は直接海に面している。約110km²の面積をもつ黒部川扇状地は、扇頂標高130m、半径13km、勾配10%の現生の扇状地であり、礫層の厚さは海岸部でも50m以上に達するが、黒部川の河道および河口位置が連続堤で固定されてから、堆積物の供給が減少した北部の入善町海岸では海岸侵食が進んでいる。

自然堤防帯は扇状地末端湧泉帯のあたりから始ま

る。この部分の沖積層は一般に上部は砂・泥が多いが、下部は扇状地礫層の延長をなす礫を主としている。

潟埋積平野は海岸砂丘背後の潟が埋め立てられたところで、十二町潟、射水平野、生地の後背湿地付近など、近年まで水郷風景を呈していた所である。射水平野では厚さ1m近くの泥炭や粘性土が広く覆っているが、地下約3mに縄文海進時の砂層が分布し、構造物の支持層として利用されている。射水平野の沖積層は放生津潟（現在の富山新港）のあたりで最も厚く、約70mに達する。藤井昭二（1966）は、同平野で砂泥率（各試錐点における沖積層の全長に対する砂礫部分の長さの比）の分布を求めた結果、砂質の割合が高い所は神通川や庄内川の河口から海岸沿いに分布し、内陸地域は40%以下であることが分かった。これは縄文海進以来、この平野地域が長い期間、潟の状態であったことを示している。しかし地表下15~20mでは N 値30~50の砂層になり、支持層としての役割を果たしている。

参 考 文 献

- 1) 井関弘太郎：愛知県の地質・地盤(その3)，愛知県防災会議地震部会，1980.
- 2) 木村一朗・竹原平一：伊勢湾南部沿岸の段丘，第四紀研究，Vol. 4, No. 2, 1965.
- 3) 森山昭雄・小沢 恵：矢作川流域の沖積平野の地形と沖積層について，第四紀研究，Vol. 11, No. 4, 1972.
- 4) 建設省計画局・愛知県：愛知県東三河地区の地盤，都市地盤調査報告書，第4巻，1963.
- 5) 静岡県総務部消防防災課：静岡県地震対策基礎調査報告書一西部地域，1972.
- 6) 静岡県総務部消防防災課：静岡県地震対策基礎調査報告書一東部地域，1973.
- 7) 市瀬由自：福井平野の地形，法政大学文学部紀要，第13号，1968.
- 8) 粕野義夫・三浦 静・藤井昭二：北陸地方の海岸平野の形成，地質学論集，第7号，1972.
- 9) 石川県地盤図編集委員会：石川県地盤図，同解説書，1982.
- 10) 藤井昭二：富山平野の“沖積層”，「日本海地域の地学的諸問題」討論資料，日本地質学会，1966.