開析扇状地から知られる地殻変動

—— 東海地方を例に ——

土 隆 —1)

Crustal Movements Deduced from the Deformation of Dissected Fans, with Reference to those in the Tokai Region

Ryuichi TSUCHI¹⁾

Crustal movements deduced from the deformation of dissected fans are summarized taking those in the Tokai region, the Pacific Coast of Central Japan, as an example. Two Quaternary crustal movements are recognized in this region. One is undulations with axes of NE-SW direction, running en echelon, along the margin of the Akaishi sphenoid. The other is a diagonal upwarping with an axis of NW-SE direction, which is accompanied by the upheaval of the mountainous hinter-land. Vertical movements of the region calculated by the levelling survey during the latest 60 years have also close relation to the above-mentioned crustal movements. The rate of the vertical component of an undulation in the vicinity of Shizuoka in the south Fossa Magna amounts to 3.3 mm/year, which corresponds nearly to those of upheaval indicated by the Holocene Numa coastal terrace, south Boso Peninsula, and the seismic upheaval of Oiso district, south Kanto region. The rate of the inclination in the lower courses of Tenryu and Oi rivers is estimated at 2° to $10^{\circ}/10^6$ years.

The undulatory movement can be interpreted as a continuation of the Neogene crustal movement of this region with reference to the evolution of sedimentary basins, though anticlinal elevations and synclinal subsidences of the Quaternary are reciprocal to the underlying Neogene folds in the sense of the up-and down-warping.

I. は じ め に

隆起開析扇状地あるいは隆起三角洲から地殻変動の傾向を知ろうとする試みはこれまでもしばしばなされてきた。例えば、古く、矢野・青木 (1927) は関東平野周縁の段丘 (開析扇状地) から関東造盆地運動の継続を述べ、渡辺 (1929) は富山沿岸・東海地方沿岸の隆起三角洲 (開析扇状地) の傾斜から山地部の隆起と海岸側の沈降を結論した。その後、深井 (1955) も立山山麓の扇状地から山地側の隆起による増傾斜運動を述べている。一方、大塚 (1932) も宮崎県日向地方で鮮新統とともに扇状地性段丘群が海岸側に傾き、しかも古期のものほど急斜していることから、海岸側への傾動運動を推定している。また、村田 (1936, 1941) は扇状地の形態から山形、新庄両盆地とその周辺の地盤運動を論じ、貝塚 (1957) は武蔵野台地面の等高線異常から同面を変形させた運動について考察している。

これらの方法では、隆起汀線からのようにかつて同一

水準にあった海岸線の垂直変動を詳しく書き出すというわけにはいかないが、扇状地の分布域一帯の地殻変動の傾向がひろく読みとれる点に長所がある。ただ、その場合にも、扇状地の傾斜や拡がり、河川の勾配、運搬量、地形的条件などによって変化することが当然予想されるので、運動を量的にあらわすことはなかなかむづかしい。

富士川下流部から渥美半島にかけての東海地方沿岸には、扇状地性の沖積海岸平野とともに、“洪積台地”と呼ばれる開析扇状地群がひろく発達している。ここでは、それら過去の扇状地群からどのような地殻変動が推定されるかを述べて見よう。

II. 東海地方沿岸の開析扇状地

この地方では、堆積面の高度、開析度、層序関係などから、高位、中位、低位の3段の開析扇状地群に大きくわけることができ、そのうち、高位と中位のものは特に広く発達している (第1図)。小笠丘陵、天伯原台地など

1) 静岡大学理学部地学教室 Geological Institute, Faculty of Science, Shizuoka University, Shizuoka.

第1図 東海地方の開析扇状地（1部は三角洲）の分布

- 1: 先第四系, 2: 小笠階（高位開析扇状地）, 3: 牧ノ原階（中位開析扇状地）
 4: 沖積層（大部分は三角洲的扇状地）
 A: 天伯原, B: 高師原, C: 三方原, D: 磐田原, E: 小笠丘陵
 F: 牧ノ原, G: 坂部原, H: 日本平（有度丘陵）, I: 鷺ノ田丘陵

は前者に属し、日本平、牧ノ原台地、三方原台地などは後者を代表する。筆者はそれらがいずれも海浸期（海面上昇期）の堆積物からなっていることなどから、氷河性海面変化による形成と考え、それぞれの堆積期を小笠期¹⁾、牧ノ原期と名づけている（土：1961 a, b）。

これらの開析扇状地はもともと海岸地域に形成されたものなので、上流側では河岸段丘的性格を強め、下流側では三角洲に移り変ることが予想される。事実、大部分は安倍川、大井川、天竜川などこの地方の大河川に由来する厚い河成礫層からなり、明らかに扇状地堆積物を示すが、なかには久能山礫層や小笠山礫層のように大規模な斜交層理が発達したり、あるいは、小笠山礫層、天伯原面をつくる渥美累層のように海成層をはさみ、河口成堆積物ないし三角洲堆積物に移化している部分もある。したがって、堆積物の大部分は扇状地堆積物としてよいが、厳密には三角洲と云った方がよい部分もある。このような開析扇状地の堆積条件は何かという点については、現在のこの地方の大きな海岸平野のそれとよく対応しているように思われる。すなわち、急峻な赤石山地が海に迫っているこの地方では、安倍川、大井川などの河川が山地から多量の砂礫を運び、山地から出るといきなり海に注ぎ、そこに平野がつくられることになるが、それらは当然三角洲的扇状地の性格を帯びることになる。例えば安倍川下流の静岡平野や大井川下流の島田平野を見ても、等高線は扇状地の輪郭を示すが、表面傾斜は山間

部の一般的な扇状地面に比較するとはるかにゆるやかである。しかも、両平野末端の堆積物には海成砂泥層がはさまれるが、中心部は数10mに達する厚い河成礫層からなっている。海面上昇によってもこのように厚い河成礫層が堆積したのは背後の河川の龐大な運搬量によると考えられる。

III. 牧ノ原扇状地面の変位

Ⅱの項で述べたところから、この地方のいわゆる開析扇状地はそれぞれ過去のこの地方の沖積海岸平野と考えることができ

る。したがって、これら扇状地の本来の傾斜は現在のこの地方の海岸平野のそれとそれほどちがいはないはずである。ところが、見かけの上では各開析扇状地の傾斜は現在の海岸平野のそれに比してかなり大きい。この急な傾斜が地殻変動による変位の結果であることを示す例として牧ノ原台地を挙げるのできる（第2, 3, 4図）（土：1960）。

牧ノ原台地は大井川下流右岸から御前崎にかけて分布する、かつての大井川の河口扇状地で、河成礫層（牧ノ原礫層主部）が大部分を占めるが、末端の御前崎付近では海浜成礫層に移化している。また、下方へは砂層を経て整合に内湾成シルト層（古谷泥層）がくる。筆者は当時の古谷入江にかつての大井川が流入した結果、急速に扇状地と化したという地史の解釈にもとづいて、貝化石群から当時の海水準を求め、古谷泥層と牧ノ原礫層が撓曲していることを確かめ、牧ノ原扇状地面の復元を試みたが、その結果、形成当時の牧ノ原扇状地面の傾斜は約1.9‰で、現在の大井川河口扇状地である島田平野の平均傾斜4‰よりもゆるやかであることが明らかとなった。また、上述した過去の海水準から扇状地面の等隆起線を画いて見ると、台地面の現在の等高線ときわめてよく並行していることがわかるが、このことは、牧ノ原台地の等高線は牧ノ原扇状地の形成後の等隆起線又は等変位線をあらわすとしても大きな誤りはないことを示している。つまり、等高線を使って地殻変動の傾向をおよそ確か

1) 最近の調査の結果、小笠期は間に海面低下期をはさむ2つの海面上昇期、小笠Ⅰ、Ⅱ、にわけられる可能性が高いが、今回の地殻変動を論ずるに際しては一括しておいても大きな誤りはない。

第2図 大井川下流地方地質図

- 1: 先第四系, 2: 小笠階 (小笠山礫層と坂部原礫層)
 3: 牧ノ原階 (古谷泥層と牧ノ原礫層), 4: 低位段丘堆積物, 5: 沖積層と沖積平野面の等高線 (単位: m)

めることが出来ることになる。そして、この方法は、この地方の他の開析扇状地についても適用できそうである。

IV. 開析扇状地から推定される東海地方の第四紀地殻変動

この地方の高位 (小笠期) と中位 (牧ノ原期) の開析扇状地面の等高線を画いたものが第5図である。すでに述べたように、それらの等高線は小笠期と牧ノ原期の沖積海岸平野面の等隆起線又は等変位線と見なしても大きな誤りはない。わかり易くするために、高位面と中位面をわけ、かつ、第5図のそれぞれの等高線をスムーズに連ねてみたのが第6図である。この図は小笠時代、牧ノ原時代の沖積海岸平野面の変位した姿を捉えた一種の地殻変動図である。比較のため、現在の沖積海岸平野面の等高線も画いてある。それを見ると、時代が古くなるほど強く変位していることがよくわかる。

まず、第6図Aを見ると、渥美半島、小笠丘陵、日本平丘陵で示される隆起部があり、それに隣り合って沈降部がある。東縁の鷺ノ田丘陵は断層で落ちこんでいるので沈降部と見なすことができよう。隆起部と沈降部は雁行状に並んで全体として赤石楔状地の外縁に沿い、西南日本外帯からフォッサマグナにかけて波曲帯をつくっている。波曲の長軸は NE-SW 性であるが、東方すなわちフォッサマグナへ向かって次第に N-S 性に近づい

第3図 牧ノ原台地の断面図 (高さは海拔 m)

- 1: 新第三系, 2: 古谷泥層, 3: 牧ノ原礫層下部の砂層, 4: 牧ノ原礫層
 c: 古谷泥層堆積末の海水準, d': 堆積当時に復元された牧ノ原面

第4図 牧ノ原台地の変位を示す図

- : 牧ノ原面の等隆起線 (第3図からみちびかれたもの) ○印は貝化石産地、数字は産地番号
 ----: 牧ノ原面の等高線
 - · - : 坂部原面、小笠丘陵背面の等高線。
 等隆起線・等高線の単位は m

第5図 東海地方の第四紀地殻変動図

- : 牧ノ原期堆積面の等高線
 ——: 小笠期堆積面の等高線
 付近海域の等深線も示す。等高線・等深線の単位は m

ている。波曲の強さ又は褶曲度を傾斜の角度であらわせば東するにつれて大きくなり、東縁の鷺ノ田丘陵ではついに断層を伴うようになったと見ることができる。こういった傾向は駿河湾の“せのうみ”，同湾口沖の“金洲の瀬”などの堆も加えれば一層明瞭になる。これらの堆の頂部は Würm 氷期の海面低下によって截られているが，上部は小笠期の河口成礫層が占め，その基盤には“せのうみ”では洪積世初期と考えられる地層が露出し，堆そのものは第四紀の波曲によってつくられた高まりである可能性が高い。また，この地方の大陸棚の輪郭は，小笠面の等隆起線の輪郭にほぼ並行しているが，このことは堆やその付近の海底地形が波曲運動の影響を強く受けていることを暗示している (土: 1967)。

一方，上述した NE-SW 性の波曲とともに，特に第6図Bによくあらわれているが，それにほぼ直交する NW-SE 方向の軸をもった，いわば御前崎半島をますます突出させるような曲隆運動も認められる。そしてこの運動は同時に山地側をますます隆起させているように見える。牧ノ原扇状地の大井川上流への延長は，現河床面との比高をますます大きくしているようで，第四紀になってからの背後山地の著しい隆起を裏書きしている (橋本・土: 1966)。

この地方の第四紀地殻変動図が複雑に見えるのは，こういった2傾向の地殻変動が重なってあらわれているからにほかならない。しかも第6図A,Bをあわせ見ると，2つの運動とも小笠時代直後から牧ノ原時代の後まで継続していることがわかる。そして後述する水準点の変位もあわせ考えると，おそらく現在まで続いているにちがいない。こうして，2傾向の地殻変動は小笠期末以降の下流部河道の変遷，御前崎・渥美両半島の形状，浜名湖の形成，駿河湾から三河湾へかけての海岸線の輪郭など，現在の地形形成に強く影響を与えている。

第6図A 小笠期沖積海岸平野面の変位 第5図の小笠期堆積面の等高線を連ねたもの。
 第6図B 牧ノ原期沖積海岸平野面の変位 第5図の牧ノ原期堆積面の等高線を連ねたもの。
 第6図C 現在の沖積海岸平野面の等高線 (単位: m)

第7図 掛川地方の上部新第三系の構造と第四紀地殻変動の関係

沖積平野面で截った掛川地方の地質図 (Tsuchi, 1961 b) の上に第5図をかさねたもの

1: 小笠山礫層・坂部原礫層, 2: 層厚 100m ごとに走向に平行にひいた線, 矢印の方向に対して左側に地層は傾斜している, 3: 化石産地, 4: 凝灰岩層, 5: シルト岩, 6: シルトがち砂岩, 7: 砂岩, 8: 砂泥互層, 9: 角礫, 10: 円・亜円礫, 11: 下部新第三系

A, B, C: 相良層群, D-L: 掛川層群, M: 曾我層群

V. 新第三系の構造との関係

まず、掛川地方の上部新第三系との関係を見てみよう。第7図は沖積平野面で截った掛川地方上部新第三系の地質図の上に第5図を重ね合せたものである。ここで、中新世末の相良層群は NE-SW 性の褶曲をしている。鮮新世の掛川層群は NW-SE 性の構造のようにも見えるが、NE-SW の軸をもったゆるやかな向斜または盆地構造がその後の地殻変動のために SW に傾いたと考えた方がよい。したがって、上部新第三系は相良層群、掛川層群ともに NE-SW 性の構造を示し、その方向は第四紀の波曲の軸に並行している。しかし、上部新第三系の褶曲がそのままの形で第四紀の波曲に続いているようには見えない。例えば相良層群の背斜・向斜とその上をおおっている坂部原および牧ノ原扇状地面の曲隆・曲窪とは一致していない。また、掛川層群の地域では同層群がもっとも厚く堆積している向斜部の上に小笠丘陵から推定される第四紀の隆起部が位置している。つま

り、ここでは鮮新世の沈降の中心が洪積世の隆起の中心になっていることになる。これについて筆者は、掛川層群、曾我層群、小笠山礫層の各層を堆積させた掛川時代にはじまる一連の沈降は小笠山礫層堆積後にはじめて隆起に転化したと考えている。小笠山礫層は掛川層群の向斜部でもっとも厚く、その部分がその後の隆起部にあたっている。すでにこの地方の新第三紀の地史で述べた (Tsuchi, 1961) ように中新世末の相良層群の堆積盆地における沈降の中心は相良地域であるが、鮮新世になると堆積の中心は西方の菊川地域に移って掛川層群が堆積をはじめ、それに伴って相良層群は複背斜的に隆起し、褶曲構造が形成された。掛川層群にはじまった沈降は曾我時代を経て小笠時代までつづき、小笠山礫層の堆積後になって隆起に転じ、現在見られるように菊川地域が隆起の中心となっているのである。ただ、掛川層群の構造からそのような隆起に転じたことを読みとることができないのは、まだ現在までの隆起が構造に影響を与えるほど大きくないためと思われる。そしてまた、その後沈降

の中心はさらに西方の天竜川下流部および東方の大井川下流部へ移動し、そこでは牧ノ原期以降の堆積物が厚く生成している。このように考えると小笠山礫層の隆起部における厚い堆積やかつての大井川流路が小笠期以後東へ東へと移動していることなどもよく説明することができる。第四紀の隆起の中心である菊川地域が現在地形的に低いのは軟弱な掛川層群の堆積物の差分浸食に帰すべきで地形の転換を示すものであろう。

上述したような堆積盆地の隆起への転化は有度丘陵（日本平）でも認めることができる（第8図）。この丘陵の大部分をつくる久能山礫層はかつての安倍川に由来する河口成礫層であるが、北西の山麓部では層厚60mに過ぎないが、日本平山頂部つまり隆起の中心部でもっとも厚く160mに達する。このことは久能山礫層堆積時にはその部分は逆に沈降部であったことを示している。

以上述べてきたように、この地方の第四紀波曲は新第三紀の褶曲がそのままの形でつづいているのではないが、堆積盆地の誕生と発展という見地から捉えれば、新第三紀の地殻変動が形を変えて第四紀へ継続していると解することができる。

一方、NW-SE性の御前崎半島方向の隆起運動は掛川層群、曾我層群の構造がhomoclinalであることから、曾我層群堆積後からはじまったと見られる。しかし、下部新第三系の構造を見ると類似の傾向の運動がすでにその当時からくり返されてきたように見える。

VI. 水準点の変位との関係

これまで述べてきたのは主として洪積世の地殻変動になるが、それと最近の水準点の上下変動との間にはどのような関係が見られるであろうか。第9図Aは1889年から1929年までの40年間、第9図Bは1929年から1951年までの22年間の水準点の上下変動からそれぞれ画かれたものである（檀原：1968）。第9図Aで気がつくのはNW-SEにのびた軸をもって山地側が隆起していることと海岸側の沈降である。これはすでに述べた御前崎半島方向すなわちNW-SE性の隆起、そしてそれに伴う山地側の隆起によく対応するように見えるが、その傾向が現在までつづいていることのあらわれと解釈してよいかも知れない。第9図Bでは掛川西方の局所的隆起と、そこから東西両方向へ次第に低まってくることが認められる。この図でも駿河湾北西沿岸では海岸側の沈降がひきつづいている。掛川西方の局所的隆起は小笠丘陵から推定される曲隆の中心の位置より若干西方

第8図 有度丘陵の地質構造を示す
ブロックダイアグラム

1: 沖積層と沖積野面, 2: 国吉田礫層と国吉田面（低位開析扇状地面）, 3: 小鹿礫層と日本平面（牧ノ原期開析扇状地面）, 4: 草薙泥層, 5: 久能山礫層（小笠階）, 6: 根古屋累層, 7: 駿河湾
G: 草薙, H: 日本平, K: 久能山

第9図A 水準点変位から知られる1889年から1929年まで40年間の地盤の上下変動。単位はcm（檀原，1968の一部）

第9図B 1929年から1951年まで22年間の地盤の上下変動。単位はcm（檀原，1968の一部）

へずれている。しかし、東西両方向へ全体として低まっていく点は、傾向としてはよく対応している。第10図は筆者が国土地理院の資料にもとづいて、興津を不動点とし、1884年から1950年まで66年間に東海道に沿う水準路線についておこなわれた、数回の検測結果の代数和を求めたものである。水準路線は必ずしも先に述べたこの地方の第四紀地殻変動の隆起・沈降の中心を通るわけではないので両者の明確な関係は求めにくい、この図によって見ると、日本平北麓の隆起と静岡—興津付近の沈降はよく対応するが、袋井付近の沈降はあらわれていない。

第 10 図 1884 年から 1950 年まで 66 年間の東海道に沿う水準路線の上下変動。
興津を不動点と見なしてある。単位は mm。上図は水準路線。

以上、最近ざっと 10 数万年間の変動の傾向と最近 60 年間の変動とを比較したわけであるが、年数の開きが大きいので色々問題はあろうが、全く無関係とは言えないし、むしろ大局的にみて対応している点が多い。

VII. 地殻変動の速さ

これに関しては、まだ、各期の堆積面や各地層の絶対年代の値が得られていないので速さを計算することはむづかしい。しかし、牧ノ原期開析扇状地面の形成は R-W 間氷期の海面上昇の結果と考えているので、その形成期をかりに 9×10^4 年 B. P. としていくつかの例を検討してみよう。

まず、南部フォッサマグナに位置する静岡東方の有度丘陵（日本平）は最高点 307m であるが、そこは牧ノ原期開析扇状地面がドーム状に隆起したところなので、その隆起の割合は 3mm/年に達することになる。房総半島南部の沼段丘や大磯付近の地震隆起の速度はそれぞれ 3.3mm および 3mm/年と計算されている（成瀬：1968）が、日本平の場合はほぼそれに近い値ということになる。また、最近 60 年間の水準点の垂直変動から駿河湾西北岸の沈下は最大 4mm/年に達する（檀原：1968）といわれるが、水準点で示される沈降部は静岡・焼津付近の波曲の沈降部をあらわすと見なされるので、それに隣り合う隆起である日本平が対応する波曲と見なせば、ほぼ近い値といえる。日本平より西方に行くにつれ隆起沈降の速度は次第に小さくなり、逆に東方ではさらに大きくなることは当然予想される。

つぎに、第 11 図は大井川および天竜川下流部における扇状地性沖積平野面とそれに平行する牧ノ原期と小笠期の開析扇状地面の傾斜を比較した断面図である。現在の沖積平野に比べて過去のそれがいかに変位しているかがよくわかる。両地域において牧ノ原期、小笠期の堆積面が沖積面となす傾斜角はそれぞれ 1:1.7 および 1:1.5 となっていてほぼ同じ比率を示している。このことは、両地域における傾きの速さはそれぞれ異なるとして

も小笠期堆積面の形成後現在に至るまで同じ速さで傾いてきたか、あるいは、同じ角加速度で傾いてきたかのどちらかと思われる。もし同じ速さで傾いてきたとするならば、傾きの速さは角度にして、100 万年につき 2° （天竜川下流部）から 10° （大井川下流部）の割合となる。また、その場合牧ノ原期堆積面が 9×10^4 年 B. P. であるのに対して小笠期堆積面の時代は $13 \sim 15 \times 10^4$ 年 B. P.、またもし、傾きの速度が新しい時代ほど早くなったとすればより古い年数を示すことになる。この値は Emiliani (1964) の海洋表層水温変化曲線や FAIRBRIDGE (1961) の海面変化曲線を見ると 9 万年 B. P. の高海面期の前には 13-15 万年 B. P. 頃に高海面期が見られるので、その点偶然かもしれないがよく一致する。

引用文献

- 檀原 毅 (1968) 日本における過去 60 年間の上下変動、Ⅳ．中部地方．測地学会誌, **13**, (2), 66—74.
 深井三郎 (1955) 立山山麓の隆起扇状地．地理学評論, **29**, (4), 218—231.
 橋本隆夫・土 隆一 (1967) 大井川中流部の段丘群について (旨)．地質雑報, **73**, (2), 117.
 貝塚爽平 (1957) 武蔵野台地の地形変形とその関東造盆地運動における意義．第四紀研究, **1**, (1), 22—30.
 村田貞蔵 (1936) 山形県乱川扇状地の地形学的研究．地理学評論, **12**, (11), 65—88.

第 11 図 大井川下流右岸 (上) と天竜川下流右岸 (下) における小笠期、牧ノ原期の開析扇状地面および現在の扇状地性沖積平野面の傾斜の比較

A: 坂部原面 (小笠期), B: 牧ノ原面 (牧ノ原期), C: 大井川下流平野面
 D: 東鴨江面 (小笠期), E: 三方原面 (牧ノ原期), F: 天竜川下流平野面

- (1941) 山形県新庄盆地の形態学的研究. 地理学評論, **17**, (6), 36—53.
- 成瀬 洋 (1968) 関東地方における第四紀地殻変動. 地質学論集, (2), 29—32.
- 大塚弥之助 (1932) 日向海岸平野の鮮新时期からの地殻変動とそれに関する疑問. 地理学評論, **8**, (2), 81—95.
- 土 隆一 (1960) 大井川下流地方 第四系 の地史学的考察. 地質雑., **66**, (781), 639—653.
- (1961 a) 東海地方の 第四紀地史. 横山記念論文., 31—44.
- Tsuchi, R. (1961 b) On the Late Neogene Sediments and Molluscs in the Tokai Region, with Notes on the Geologic History of the Pacific Coast of Southwest Japan. Japan. Jour. Geol. Geogr., **32** (3.4), 437—456.
- (1961 c) On the Quaternary Sediments and Molluscs in the Tokai Region, with Notes on the Late Cenozoic History of the Pacific Coast of Southwest Japan. *ibid.*, **32**, (3.4), 457—478.
- (1967) 陸上の段丘と海底地形. 日仏海洋学会誌, **5**, 80—84.
- 渡辺 光 (1929) 本邦の隆起三角洲に関する考察. 地理学評論, **5**, (1), 1—15.
- 矢部長克・青木廉二郎 (1927) 関東構造盆地周縁山地に沿える 段丘の地質時代. 地理学評論, **3**, (2), 79—87.