

# 石川海岸の地形学的変化と手取川河口デルタの変形

## LONG-TERM CHANGES OF ISHIKAWA COAST AND DEFORMATION OF THE TEDORI RIVER DELTA

宇多高明<sup>1</sup>・芹沢真澄<sup>2</sup>・古池 鋼<sup>3</sup>・三波俊郎<sup>3</sup>

Takaaki UDA, Masumi SERIZAWA, Kou FURUIKE and Toshiro SAN-NAMI

<sup>1</sup> 正会員 国土技術政策総合研究所研究総務官 (〒 305-0804 茨城県つくば市旭1)

<sup>2</sup> 正会員 海岸研究室(有)(〒 160-0011 東京都新宿区若葉 1-22 ローヤル若葉 208 号)

<sup>3</sup> 海岸研究室(有)(同上)

Long-term changes of the Ishikawa coast were investigated. Geological study shows that seaward slope of the sand dunes developing on this coast has been eroded, judging from the exposure of the peat layer, which was originally formed in the wetland behind the sand dune, on the present sandy beach. The cause of the erosion was considered to be due to the large-scale reduction process of the Tedori River delta. A model to qualitatively explain this change is proposed.

**Key Words :** Delta, deformation, sand dune, Ishikawa coast, Tedori River

### 1. まえがき

海浜変形に関する海岸工学的研究では、一般に数十年より短い時間スケールの現象が対象とされる。これに対して、海浜・砂丘の形成にかかる地形学的研究は、しばしば  $10^4$  年近い時間スケールの現象をも研究対象とする。これらは別の分野の研究として行われているが、同じ地域の海浜地形形成を扱うにもかかわらず、それぞれの分野でなされた仮定が、他の分野から見ると不合理なままこれに基づいて各種推論が行われることもある。例えば、海岸工学的には冬季の集中観測の結果から数十年の地形変化を外挿することによって、長期的時間スケールでは生起することがない現象を想定し、あるいは、 $10^3$  年オーダーの時間スケールを有する地形形成を考える場合、工学的意味よりなされた既往の観測結果と矛盾する仮定がなされることなどがその例である。同じ対象の研究である以上、海浜の形成とその変化について一貫した説明がなされるべきであり、それには両者の溝を埋める研究が必要である。ここでは、石川県の手取川扇状地の南北に広がり、延長約80kmの石川海岸を選んで、海浜・砂丘の地形形成について考察する。

### 2. 石川海岸の地形形成に関する既往研究の問題点

紮野<sup>1)</sup>は、加賀平野周辺の地形概要と縄文海進時の海岸線について図-1を示した。これによると手取川扇状地

の前面には砂丘の発達は見られず、手取川扇状地の北側と南側で砂丘の発達が顕著である。扇状地の北側に発達する海岸砂丘は、河北潟の北側でほぼ一定幅を有している。直線状の海岸線において、海風によって飛砂が内陸側へ運ばれる場合、海風の方向が海岸線とほぼ直角方向からであれば砂丘幅はほぼ一定になるはずである。このように考えた時、河北潟の北側での、ほぼ一定の砂丘幅

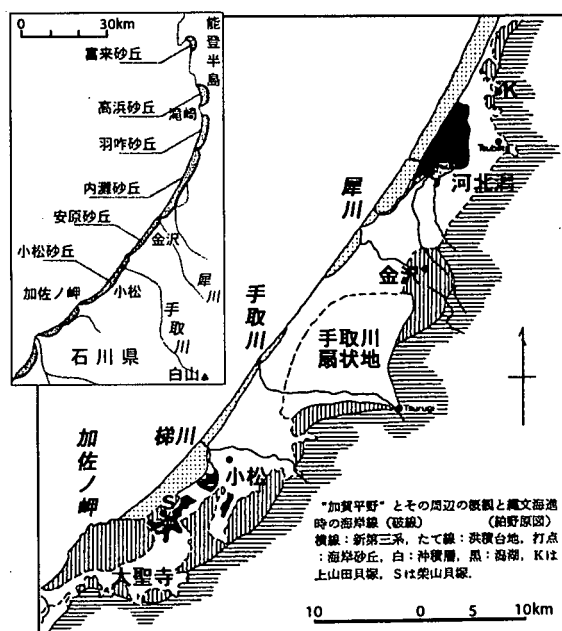


図-1 加賀平野周辺の地形概要と縄文海進時の海岸線(紮野ら, 1972)

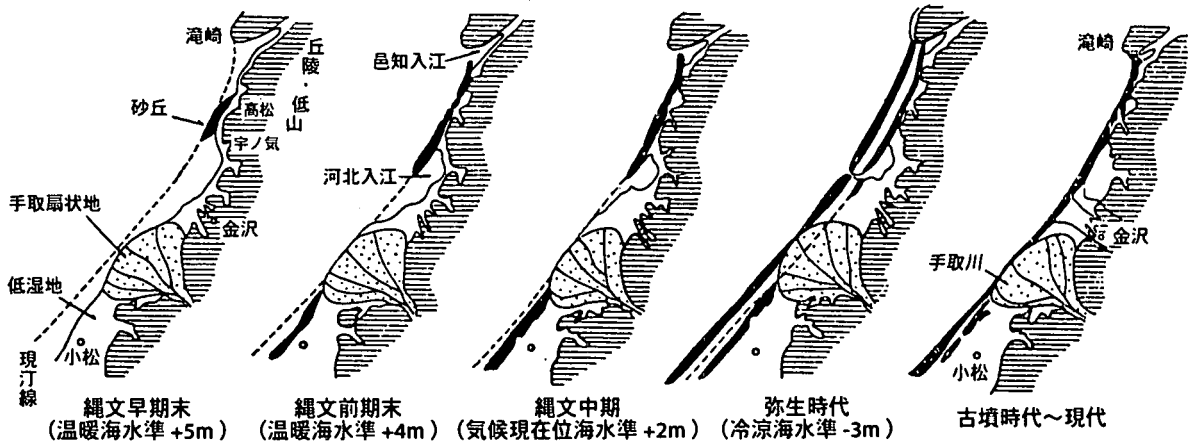


図-2 金沢付近における完新世各期の砂丘の形成域と周辺の地形との関係 (藤, 1975)

は、少なくともこの付近では海岸線と直角方向に飛砂が運ばれたことを示している。また、海岸線の形状は河北潟の南側隣接部でもほぼ一様に延びている。このことは、手取川扇状地の外側に位置し、河北潟から南側に砂丘幅が狭まる区域では、砂丘の形成当時ほぼ一定幅の砂丘が形成されていたが、砂丘形成後、海側が侵食されて砂丘幅が減少したと推定できる。したがって現況の砂丘の岸側からほぼ一定幅(約2km)、海側にずらした線が旧海岸線と推定される。このことは、手取川扇状地の南側でも同様に成立し、海岸砂丘の形成時、海岸線は現在の海岸線位置よりも沖合にあったが、砂丘が海側から削られた結果、現在の姿になったと推定される。

藤<sup>2)</sup>は、金沢付近における完新世各期の砂丘形成域と周辺地形との関係を示す古地理図として図-2を示し、これについて次のように考察した。「縄文早期花輪台期～田戸期頃になると、海水準がようやく現海水準に達した。図-2にも示すように、この頃風成砂がちょうどたまりやすいような低いなだらかな地形として、内灘北部の宇の気～高松の洪積台地があった。ここは、地形的に見ても漂砂の最も良いたまり場所であった。風成砂はこの台地を堆積の「より所」として、ちょうど砂州や砂嘴が伸びるように、次第に南西の方に伸び、縄文早期末には内灘砂丘北部の砂丘は宇の気町大崎付近まで形成されていった。」

図-2において、宇の気～高松から南向きに砂州が発達するためには、沿岸漂砂の供給源はそこ以北にないといけない。しかし宇の気～高松以北には、南部に流入する手取川と比較して大量の土砂を供給しうる漂砂源(大河川や海食崖)は存在しておらず、しかも南向きの沿岸漂砂の卓越する条件下では、手取川からの流出土砂はそこへ到達できない。したがって藤の推論は、砂丘の構成材料の供給源とそれが供給される過程から考えて疑問である。また、仮にこの仮定が正しいとしても、なぜ宇の気～高松間に集中的に砂が堆積し得たのか、そして隣接域では堆積し得なかったかの理由を明らかにすることは困難である。

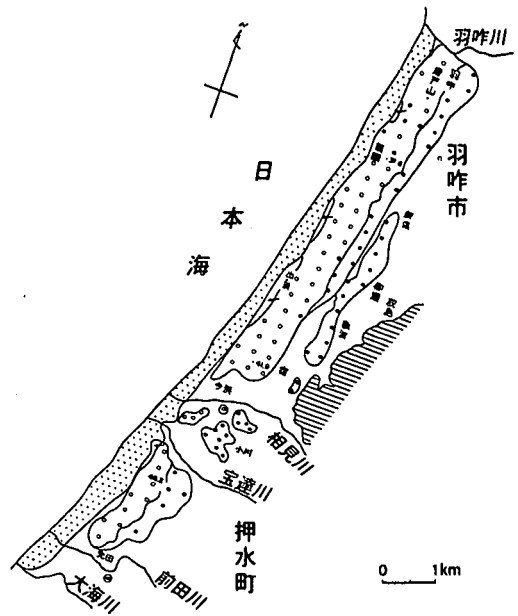


図-3 石川県羽咋砂丘の分布図 (藤, 1975)

また、藤<sup>2)</sup>は石川県羽咋砂丘の分布として図-3を示した。羽咋市の一の宮から押水町川尻の大海川に至る延長約12km、幅約6kmの砂丘である。そこでは形成期の異なる3砂丘列が部分的に複合しあっている。それぞれの砂丘列はほぼ平行に延びており、北端は羽咋川を挟んで滝崎に延びる台地に接続している。砂丘列は砂丘形成当時の汀線とほぼ平行に発達したと考えられるので、砂丘列が台地へ向かってほぼ直角方向に延びていることは、汀線もまた台地へ向かってほぼ直交方向に延びていたことを意味する。このことは、羽咋砂丘の構成砂は北向きの沿岸漂砂として運ばれ、北端の滝崎が漂砂の固定境界となっているため、汀線および砂丘列が平行に進んできたことを意味する。

石川県押水町大海川河口から金沢市栗崎町浅野川河口には、延長約20km、幅1.5～2.0km、最高標高61.3mに達する日本屈指のいわゆる山脈状海岸砂丘に属する内灘砂丘が延びている。この砂丘の内陸側に位置する河北潟の排水路建設工事において、砂丘地の開削が行われた。この時形成された露頭をもとに、藤<sup>2)</sup>は図-4を作成

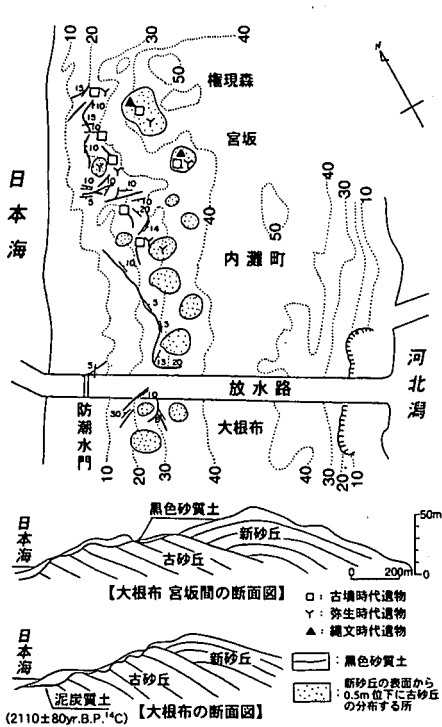


図-4 石川県内灘砂丘（南部域）の分布と断面図（藤，1975）

した。石川県内灘砂丘(南部域)の分布と断面図である。そして、砂丘の特徴について次のように述べた。「内灘町大根布の放水路での観察によると、黒色砂質土は、海拔30mを最高として、内側に緩く傾斜していること、および旧砂丘の lamina の傾斜方向が内側であることから推して、旧砂丘の頂線は新砂丘の頂線よりも、現汀線寄りであった」また、「この砂質土の分布は北部で高く、南部で低いこと、そして、この黒色砂質土の高度の違いは、この砂質土が旧砂丘の上限であることを併せ考えると、これらの高さはかつての縄文中期～弥生時代の旧砂丘の地表面であり、旧砂丘の分布域と古地形を暗示しているものと受け取ることができる」とした。

図-4より、旧砂丘の海側に砂丘が広がっていたが、その砂丘が削り取られた後、新砂丘が形成されたと推定できる。すなわち、内灘砂丘は現在の汀線より沖側に広がっていたことを説明できなければならない。一方、黒色砂質土の分布が南向きに低下すること、すなわち旧砂丘の上限高度が南向きに低下する点は、砂丘が沿岸方向にほぼ一樣な高さに形成された後、南部ほど汀線の後退量が、そして同時に砂丘の侵食量が大きかったと考えることにより無理なく説明できる。

藤<sup>2)</sup>は、石川県安原砂丘の分布と断面図として図-5を示した。安原砂丘は、延長約8kmであり。その幅員は安原・金石付近で最も広く、そこから南下するにしたがい次第に狭くなる。砂丘高度は、浜八田で最高標高の18.6mである。藤は、「現汀線付近での観察によると、扇状地性礫層と外列砂丘の砂との間には泥炭層が発達し、この層は金石から徳光までの間でほとんど連続している」とし

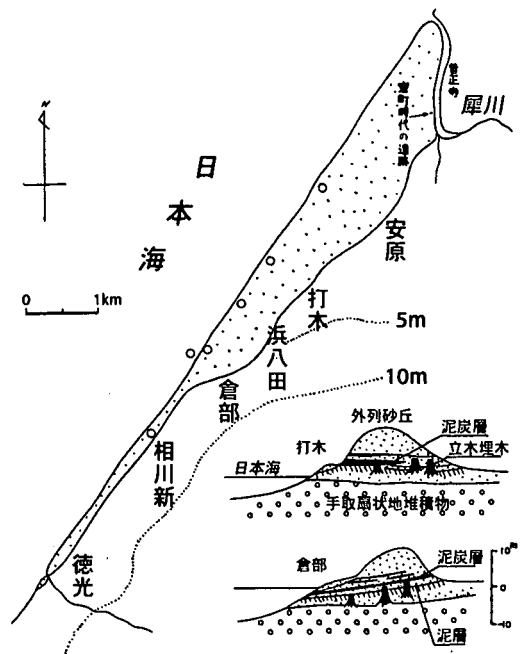


図-5 石川県安原砂丘の分布と断面図（藤，1975）

た。すなわち、「北部の安原・金石では泥炭質腐食土層は現海水準下-3～2mに分布し、打木～徳光では草炭質となり、現海拔-0.5～2.0mに発達している」と述べている。このように、現砂丘の下部に埋もれた泥炭層が形成されるには、それより海側に砂丘が存在し、泥炭が形成され得る環境があったことを示している。そのようにして形成された泥炭層が、現在の汀線付近に露出していることは、海側に存在した砂丘が侵食されて消失したことを意味している。この推定は、現況の内灘砂丘の海側に、旧砂丘が存在したという推定と調和的である。

小松砂丘の場合も、石川海岸の最北端に位置する羽咋砂丘と同様な特性が認められ、砂丘列は現海岸線とほぼ平行に延びており、南部の台地へと接続している。したがってこの付近でも汀線がほぼ平行に前進してきたが、現海底の浅海底に泥炭と類似する地層が発達していることから、石川海岸の南端部に位置するこの付近でも侵食傾向にあったと推定できる。

### 3. 砂丘の発達と海浜地形変化のモデル化

現況の石川海岸ではほとんどの区域で南向きの沿岸漂砂が卓越している<sup>3)</sup>。したがって、現況の沿岸漂砂を前提とする限り、手取川からの供給土砂は河口北側に位置する内灘砂丘や羽咋砂丘の形成に預かれなくなる。これについては、過去手取川河口デルタが大きく発達し、汀線の沿岸方向勾配が大きくなって北向きの沿岸漂砂が発達して海浜と砂丘の形成が進んだが、そののち流出土砂量の減少があつて北側に蓄えられた土砂が南向きに流出し、海側の砂丘の一部が削り取られたと推定しない限り説明ができない。この推定が正しければ、手取川河口に近接するほど汀線後退量は大きくなるので、内灘

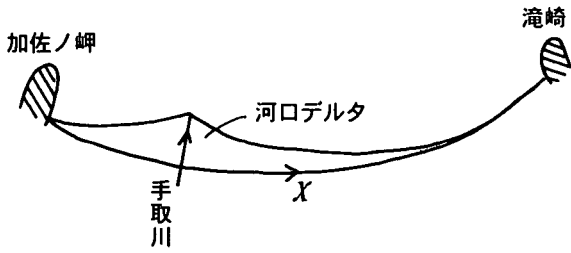
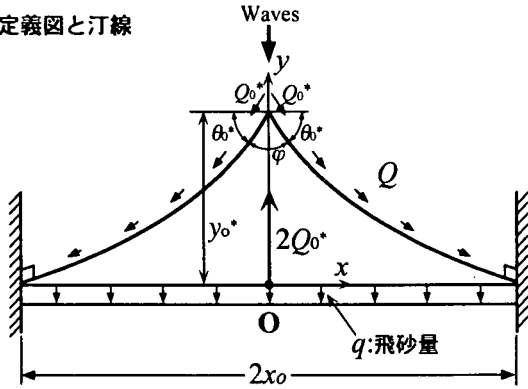
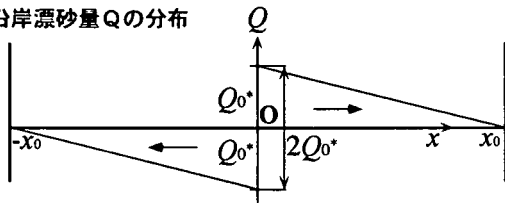


図-6 緩やかに湾入した海岸線における座標系の設定

(a) 定義図と汀線



(b) 沿岸漂砂量Qの分布



(c) 碎波角alpha\_bの分布

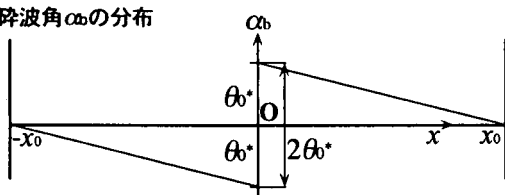


図-7 河川流出土砂量と飛砂量とが均衡した場合の海岸線の変化モデル

砂丘の南部ほど侵食量が大きかったと推定される。以下ではこのような考え方の定性的説明モデルを作成する。石川海岸は、全体的に見ると北端の滝崎と南端の加佐ノ岬に区切られ、緩やかに湾曲した海岸線を有している。そこで図-6のように湾曲した平均海岸線方向にx軸を定め、ここに手取川河口デルタが発達したと考える。海岸線の変位はx軸と直角方向に生じるとする。

### 3.1 飛砂損失がある場合の河口デルタ海岸線の変化

石川海岸では砂丘の発達著しい。国土地理院のDEMデータより、石川海岸全域の砂丘地の堆積土砂量を求めると、全堆積砂量は $1.0 \times 10^9 \text{m}^3$ で、このうち84%が手取川河口以北、16%が河口以南での堆積量である。この土砂は、海水準が現在とほぼ同様となった8,000年前以降に、主として手取川からの流出土砂が堆積したものと考えられるので、平均では $12.5 \times 10^4 \text{m}^3/\text{yr}$ の土砂が

少なくとも砂丘形成のために手取川から供給されたことになる。この量は一般の外海・外洋に面した海岸における沿岸漂砂量<sup>3)</sup>と同じオーダーである。したがって長期的な海浜地形変化の要因として飛砂の効果を無視することはできない。

飛砂によって海岸線から失われる土砂量と同じ量の土砂が河川から供給される動的平衡状態にある左右対称の河口デルタを考える。波は直角入射し、境界条件として両端を固定境界、河川流出土砂量が $2Q_0^*$ 、海岸線延長が $2x_0$ 、海岸線の単位長さ当たりの飛砂量を $q$ 、河口デルタの突出長を $y_0^*$ とする。海浜変形概念図を図-7に示す。河口デルタは左右対称なので右半平面についてのみ考える。

海岸線が動的安定にあることから $q$ は $Q_0^*/x_0$ に等しい。また沿岸漂砂量は各地点の土砂収支を考えれば直線分布となり、次式で表される。

$$Q = Q_0^* (1 - x/x_0) \quad (1)$$

沿岸方向に波高が一定で、碎波角 $\alpha_b$ が十分小さければ $\alpha_b$ の分布もまた直線分布となり、式(1)において $Q_0^*$ を $\theta_0^*$ に置き換えたものに等しい。

$$\alpha_b = \theta_0^* (1 - x/x_0) \quad (2)$$

ここに、 $\theta_0^*$ はデルタ頂部の汀線とx軸がなす角であり、沿岸漂砂量公式より、 $\theta_0^* = Q_0^*/F$ である。また $F = K(EC_g)_b$ であって、 $K$ は漂砂量係数、 $(EC_g)_b$ は碎波点でのエネルギーフラックスである。デルタの頂角 $\psi$ は、

$$\psi = \pi - 2\theta_0^* \quad (3)$$

である。さらに海岸線形状は、 $\alpha_b = -dy/dx$ を式(2)へ代入して境界条件を考慮して積分すると、次式となる。

$$y = y_0^* (1 - x/x_0)^2 \quad (4)$$

ここに、河口デルタの突出長 $y_0^* = x_0 \theta_0^*/2 = Q_0^* x_0 / (2F)$ である。海岸線は端部で波の入射方向と直交する放物線となる。また突出長は $Q_0^*$ に比例して増大する。

次に、河川流入土砂量 $Q_0$ が、飛砂によって海岸線から運び去られる量より多い条件を考える。この場合、海岸線がある形状を保って一定速度 $V_0$ で前進すると仮定できる。図-8を参照し、漂砂の移動高を $h$ とすると、海岸線全体の土砂収支より、

$$Q_0 = (q + V_0 h) x_0 \quad (5)$$

であるから、海岸線の前進速度は、

$$\partial y / \partial t = V_0 = (Q_0 - q x_0) / (h x_0) \quad (6)$$

となる。さらに、各地点での土砂収支より、

$$\partial Q / \partial x = -q - V_0 h = -Q_0 / x_0 \quad (7)$$

が成立し、 $Q$ は直線分布となる。したがって碎波角 $\alpha_b$ も直線分布となり、式(2)から式(4)の誘導と同様に海岸線形状が求まる。つまり、時間項を考慮すると、海岸線形状は次式となる。

$$y = y_0 (1 - x/x_0)^2 + V_0 t \quad (8)$$

ここに河口デルタの突出長 $y_0 = x_0 \theta_0 / 2 = Q_0 x_0 / (2F) = Q_0 / Q_0^* y_0^*$ である。放物線と与えられる海岸線は時間



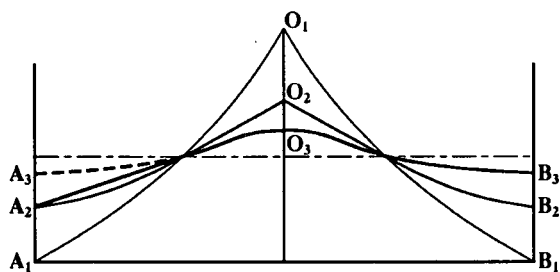


図-11 南端部の海岸線位置が固定された場合の河口デルタの変形モデル

比較して十分小さい極限状態の場合について、図-12をもとに次の条件を設定する。①海岸線の右端(点B)は固定境界として、沿岸漂砂の出入りがなく、②左端の点Aは通過境界とする。また、③中央の点Oから河川が流入するとし、河川からの供給土砂量を $Q_0$ とする。さらに④OA間の沿岸漂砂量は $Q_0$ に等しく、OB間では波が直角入射するように海岸線が傾いているとする。

以上の条件のもとで、図-12aの場合を考える。OA間では沿岸漂砂量が河川からの供給土砂量と等しく、同時にOB間では波が直角入射するため沿岸漂砂量は0である。この場合、いずれの場所でも漂砂がバランスしているので、海岸線の前進・後退は起こらない。動的安定な状態である。

次に、河川流出土砂量が $Q_0$ から $1/2Q_0$ に急減した場合を想定する(図-12b)。河川流出土砂量の減少に伴って、OA間では最終的に沿岸漂砂が河川流出土砂量と等しくなるまで海岸線が後退しなければならない。すなわち、河口が点OからO'へと後退して、海岸線形状はOAからO'Aとなる。突出していた河口が後退するために、河口右側のOB区間の海岸線も後退し、最終的にO'B'になれば波の入射方向と海岸線とが直角となるので安定となる。このように、斜め入射波が卓越する海岸において河川流出土砂量が急減すると、河口が突出することにより土砂流出が阻止されていた河口より右側区域の土砂の急激な流出が起こることが分かる。

流出土砂量が $Q_0$ から $Q_0'$ に減少した場合、河口左側区域では供給土砂量の減少に見合う分だけ沿岸漂砂量が減少しなければならず、このため海岸線は $\Delta y_R$ 後退する。これによって河口が突出していたことによって河口右側の海浜から河口を超えて左側へと向かう沿岸漂砂の阻止ができなくなり海岸線が後退する。この場合、河口と点Bでの海岸線の突出長と後退量を、それぞれ $y_0$ 、 $\Delta y_0$ と置くと、碎波角 $\alpha_0$ が十分小さいことから次式となる。

$$\Delta y_0 / y_0 = 1 - Q_0' / Q_0 \quad (13)$$

式(13)では、河川流出土砂量の減少度に比例して河口北側区域の海岸線が後退することを表している。流出土砂の減少によって、突出した河口が沿岸漂砂の上手側の海浜を安定させる効果が消失したことが河口北側の侵食

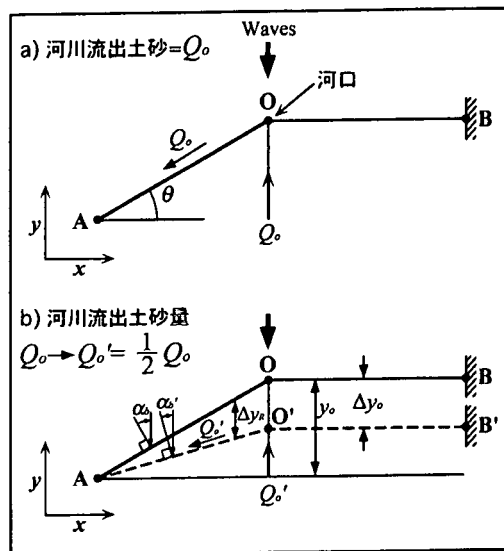


図-12 河川流出土砂量と沿岸漂砂量が均衡した動的平衡海岸線の変化モデル

原因と推定できる。

なお、A点を通過して失われる土砂損失については海岸工学的に見ればここ数十年間に行われた海浜砂の採取<sup>4)</sup>が無視できない。しかしながらそれらの定量的把握が行われていないため通過損失土砂量の定量的評価は今後の問題である。

#### 4. あとがき

本研究では、主として手取川からの流出土砂が堆積して形成された石川海岸の海岸砂丘の形成機構について考察した。これにより長期間における砂丘の発達については説明が可能になり、河口両側の海岸へ土砂を運んだのが沿岸漂砂であって、それによって運ばれた砂が海浜を形成後、飛砂となって内陸へ運ばれ、それによって砂丘が形成されたことが定性的に説明された。また近年の変形では、河口以南で卓越した南向きの沿岸漂砂によって運ばれた土砂が漂砂の系から失われるために、河口南端部の海岸線が前進せず、その影響が河口北側海岸へ波及して河口北側の海岸線から土砂流出を招いた可能性が高いことが推定された。しかし、南端部付近での漂砂機構については実測による確認が行われていないことから、今後その点についてさらなる検討が必要である。

#### 参考文献

- 1) 藤 則雄：北陸の海岸砂丘，第四紀研究，14，4，pp.195-220，1975。
- 2) 紺野義夫・三浦 静・藤井昭二：北陸地方の海岸平野の形成過程，地質学論集，7，pp.91-100，1972。
- 3) 宇多高明：日本の海岸侵食，山海堂，p.442，1997。
- 4) 宇多高明・弘田英人・三波俊郎：郷土史に基づく南部石川海岸の侵食原因調査，海洋開発論文集，第17巻，pp.571-576，2001。