

福島海岸における波浪と海食崖の応答解析

鈴木 成典*・真 野 明**

1. はじめに

福島海岸は、第三紀～第四紀の堆積岩である砂岩や泥岩で構成された崖海岸が南北に連なっており、波浪による侵食が激しく、大きい所では、侵食速度で3 m/yearにも達し、異形ブロックなどの海岸保全施設が設置されている。海食崖を扱った研究は例えば、堀川ら(1967)の航空写真による海蝕崖の後退に関する研究、同じく堀川ら(1968)の海蝕崖に関する実験的研究、山内(1964)の原町市大甕海岸における海蝕崖の後退についての研究、砂村(1975)の波による岩石海岸の地形変化などがあるが、これらは崖基部の強度や、海食崖の侵食の過程などを扱っており外力との関係は未知である。一方、Gelinasら(1973)は崖の侵食速度と外力である波のエネルギーとの関係を論じているが、崖の強さについては解析していない。本来、侵食速度は外力の強さと崖の強さの両方の要素によって決まってくるものであるが、従来の研究では両方を解析したものは見当たらない。本研究は外力の強さと崖の強さの両方を定量化し、長期的な崖の侵食速度との相関を明らかにしたものである。

具体的には外力の強さを砕波点における波のエネルギーフラックスの岸向き成分で、崖の強さをヤング率でもって定量化し、これらの値を用いた各種のパラメータが侵食速度とどのような相関があるのかを明らかにする。

2. 波浪場の解析方法

(1) 解析に用いる波浪データ

波浪場の解析には1991年の相馬港で観測された有義波高、有義波周期、波向きの日平均量を入射波として使用する。図-1、図-2、図-3に1991年に相馬港で観測された有義波高、有義波周期、波向きのヒストグラムを示す。

相馬港において観測された波浪データは屈折変形や浅水変形の影響を受けているため沖波波浪とは異なる。本研究で対象とした1. 相馬、2. 富岡、3. 四倉の3つの海

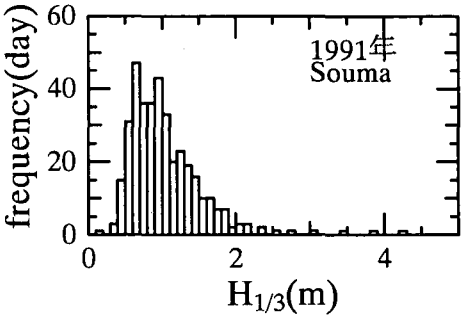


図-1 有義波高の頻度分布 (1991年, 相馬港)

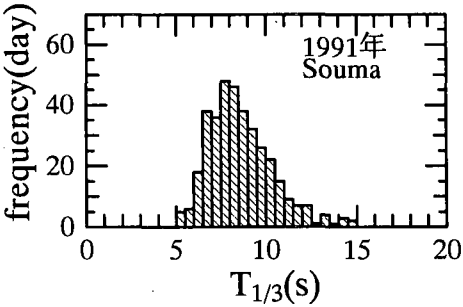


図-2 有義波周期の頻度分布 (1991年, 相馬港)

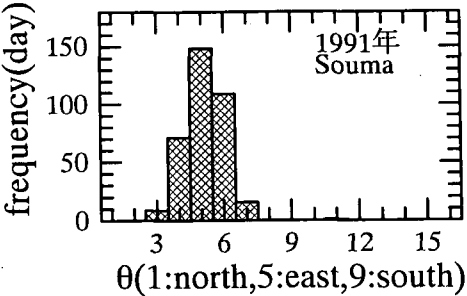


図-3 波向き θ の頻度分布 (1991年, 相馬港)

域では東経141°10'までの詳しい海底地形図が作られているので逆屈折解析をして相馬港の波向きからこの境界での波向きを求め、これを入射波とする。波向き θ の表示の仕方は16方位で表し、北を1とし時計回りに表す。

* 正会員 工修 電源開発株式会社 建設部 設計室
 ** 正会員 工博 東北大学助教授 大学院工学研究科

表-1 解析領域のメッシュデータと海食崖海岸の数

	原 点	$\Delta S(m)$	i	j	I
相馬	N 37°55', E140°55'	250	147	87	1
富岡	N 37°40', E141°	250	167	58	7
四倉	N 37°13'6", E141°	250	115	76	1

なお、有義波高、有義波周期については観測波浪データをそのまま使用する。

(2) 解析領域と水深データの作成

相馬、富岡、四倉の3カ所の解析領域の原点、メッシュ間隔 ΔS 、 x 軸方向の格子数 i 、 y 軸方向の格子数 j 、そしてこの解析領域に存在する今回対象とした海食崖海岸の個数 I を表-1に示す。なお、いずれの領域に対しても南向きに x 軸、東向きに y 軸をとる。

(3) 解析方法

a) 波向線の方程式について

波向線の基礎方程式はMei (1983) のものを用いる。

$$y'-y_0=\pm\int_{x_0}^x\frac{c}{\sqrt{k^2-c^2}}dx\cdots\cdots\cdots(1)$$

ここに k は波数、 $c=c=k\sin\theta$ で与えられ、 θ は波向線と x' 軸のなす角であり、 x' 軸は各メッシュの最急勾配方向にとった局所座標である。

b) 屈折係数の計算

屈折係数 $K_r(=1/\sqrt{\beta})$ に関してはMunk・Authur (1952) によって導かれた屈折係数方程式(2)を解くことによって求めることができる。

$$\frac{d^2\beta}{ds^2}+p\frac{d\beta}{ds}+q\beta=0\cdots\cdots\cdots(2)$$

ここで、

$$p=-\frac{1}{c}\left(\cos\alpha\frac{\partial c}{\partial x}+\sin\alpha\frac{\partial c}{\partial y}\right)$$

$$q=\frac{1}{c}\left(\sin^2\alpha\frac{\partial^2 c}{\partial x^2}-2\sin\alpha\cos\alpha\frac{\partial^2 c}{\partial x\partial y}+\cos^2\alpha\frac{\partial^2 c}{\partial y^2}\right)$$

である。屈折係数 K_r は、式(1)と式(2)を連立して解くことが出来る。実際の計算では、波向線を沖側境界から出発させて、逐次波向線の座標を求め、その後この点における屈折係数を計算させていく。ここで、 s は波向線に沿った方向を表し、 α は波向きであり x' 軸と波向線のなす角である。

c) 砕波点の決定

砕波水深を求めるために、合田の砕波指標(合田, 1971)を用いる。ある点における換算沖波波高、沖波波長が既知であるとする、合田の砕波指標を用いて砕波水深を求めることが出来る。いま、この点における水深も既知であるとすれば、この点における砕波水深と比較して、両者がほぼ等しくなった点を砕波点とする。本研究において対象とした海食崖海岸は、いずれも緩勾配であるの

で海底勾配は1/50以下のものを用いた。

d) 砕波点におけるエネルギーフラックス

いまある海食崖を考え、そこに入射する波向線の本数を n_j とすると砕波点における平均エネルギーフラックスの岸向き成分 F_j は式(3)で表される。

$$F_j=\frac{1}{n_j}\sum_{i=1}^{n_j}(E_Bc_{gB}\cos^2\alpha_{Bs})_i\cdots\cdots\cdots(3)$$

次に、沖で波向線を Δx の間隔で出発させ、崖の長さの x 軸への射影を l とすると、砕波点における年エネルギーフラックスの岸向き成分 F は式(4)で表される。

$$F=\frac{365}{N}\sum_{j=1}^N\frac{n_j\Delta x}{l}F_j\cdots\cdots\cdots(4)$$

ここで N は1年の内の観測日数、 E_B はエネルギー密度、 c_{gB} は群速度、 α_{Bs} は汀線に立てた法線と波向線のなす角であり、添字の B は砕波点での値を示す。本研究においては $\Delta x=125\text{m}$ として、計算を行った。

(4) 解析結果

表-2に砕波点における年エネルギーフラックスの岸向き成分を各海食崖海岸ごとに示す。なお、No.については各海食崖の番号であり、第4章で述べる資料によるものと対応させてある。これによると、場所によってエネルギーフラックスが大きく異なることが分かる。最低はNo.4の $1.55\times10^{11}\text{J/m/year}$ で、最高はNo.17の $4.79\times10^{11}\text{J/m/year}$ であり、 $3.24\times10^{11}\text{J/m/year}$ の差

表-2 P波の伝播速度と乾燥密度とヤング率と波のエネルギーフラックス

No.	$v_p(m/s)$	$\rho(kg/m^3)$	$E(N/m^2)$	$F(J/m/year)$
4	1022.2	1240	1.080×10^{10}	1.55×10^{11}
13	769.4	1130	0.557×10^{10}	2.43×10^{11}
16	794.5	1230	0.647×10^{10}	3.45×10^{11}
17	886.1	1130	0.739×10^{10}	4.79×10^{11}
20	796.4	1050	0.555×10^{10}	2.75×10^{11}
21	982.7	1210	0.974×10^{10}	2.09×10^{11}
22	929.4	1280	0.921×10^{10}	2.81×10^{11}
23	755.4	1110	0.528×10^{10}	2.83×10^{11}
36	1351.3	1520	2.313×10^{10}	3.55×10^{11}

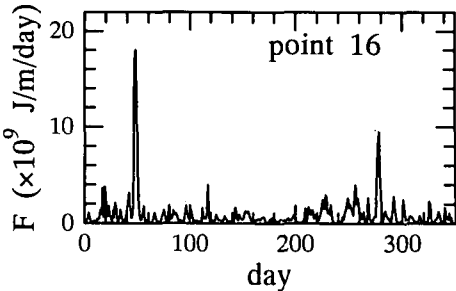


図-4 No. 16における砕波点における日平均エネルギーフラックスの岸向き成分の時系列

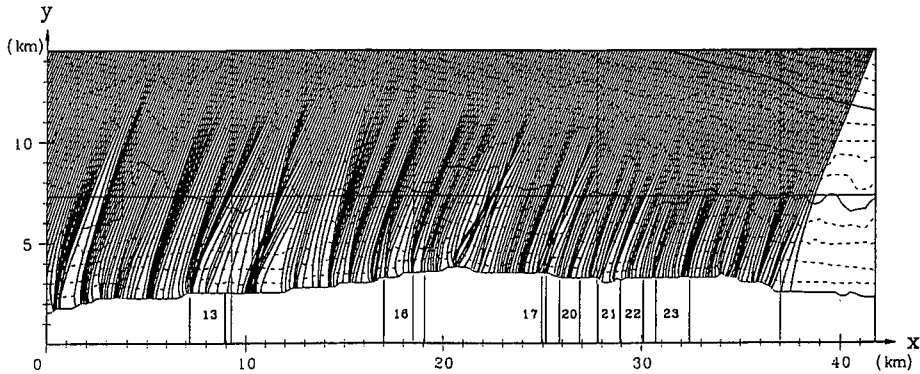


図-5 富岡における屈折解析の例

がある。

次に、図-4に例として No.16 における砕波点における日平均エネルギーフラックスの岸向き成分の時系列を示す。1991 年は 2 月 16 日に二つ玉低気圧が、9 月 9 日と 9 月 20 日に台風 15 号と台風 18 号が通過しているため、この時のエネルギーフラックスは他と比べてかなり大きくなっている。

次に図-5 に富岡の屈折解析図を示す。有義波高 1.2 m, 有義波周期 9.0 s, 換算沖波波向き ESE の計算例である。海底地形により波向線の集中と分散がおり、特に岬部分ではエネルギーが集中している。

3. 海食崖の強度特性の測定

岩石の強度を測定する場合、次の条件を満たしていることが望ましい。

- 1) 比較的簡単に測れる量であること
- 2) 測った量と物理的な侵食機構が結びつくこと

1) に関しては従来 2 通りの試験方法がとられている。

A: 圧縮強度や曲げ強度などを測定すること

B: P 波の伝播速度を測定すること

A を行うためには、試料を同じ大きさに整形しなければならず、手間がかかること、またクラックの存在が強度にどのように反映されるかよく分からないので本研究では採用しなかった。

一方 B だと整形は厳密でなくてもよく、またクラックが多く入っていれば当然 P 波はそこを避けて通るので、伝播速度が遅くなりクラックの影響を含めて評価していることになる。以上のことから P 波の伝播速度を測ることにした。

また、伝播速度は P 波の運動学的な量であるので、これを外力である波エネルギーと比較するためには力学的な量に変換する必要がある、ここではヤング率を用いることにした。2) に関しては侵食に直接関係する岩石は崖の表面の岩であり、風化がある程度進んでいること、

また岩石には大きささまざまなクラックが入っており、このクラックの有無も侵食速度に関係するだろうということが前提になっている。

(1) ヤング率の測定

a) P 波の伝播速度とヤング率

本研究におけるヤング率 E は P 波の伝播速度 v_p と乾燥密度 ρ を用いて式 (5) のように定義する。

$$E = \rho \cdot v_p^2 \cdot \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{1-\nu} \quad \text{..... (5)}$$

ここで ν はポアソン比である。本研究では $\nu = 0.25$ とした。

b) P 波の伝播速度の測定方法

P 波の伝播速度の測定の大まかな流れを説明する。

1) まず各海食崖より一辺が 30 cm 程度の試料を削り取って持ち帰り、それを高速切断機を用いてなるべく直方体に近い形になるように整形した後、24 時間乾燥させる。

2) センサーを試料に固定させるために、ゼリー状のアロンアルファを用いた。また試料は一般に異方性があり、多くの方向の P 波速度を同時に測るために 8 個のセンサーを試料に取り付けた。この時センサーには P 波をよく拾うように固体状のグリスを付着させておく。

いま、震源を S_i 、 i 番目のセンサーの位置を Q_i とし、2 点間の距離を $R_i = \overline{SQ_i}$ とする。各センサーの信号からは、P 波の到着時刻が分かるので i 番目のセンサーと j 番目のセンサーの到着時刻の差を Δt_{ij} とすると、 v_p は

$$v_p = \frac{R_i - R_j}{\Delta t_{ij}} \quad (i, j = 1, 2, \dots, n \quad i \neq j)$$

ここで、各 R_i は大きなコンパスを試作して測定した。また、震源ではシャープペンシルの芯を折ることによりパルス波を入力した。海食崖の表面は非常に脆いので、試料を乱さないようにすること、測定結果の精度を上げる 2 つの要請から、入力は 5~15 回行った。また、試料はほぼ直方体に近い形に整形し、上面で信号を入力し、

表-3 No. 16 地点のP波の伝播速度の測定結果

No.	R_i (m)	v_p (m/s)	R.M.S. (m/s)	n
2~8	0.071	787.4	9.9	11
3~8	0.058	821.7	14.0	11
4~8	0.054	801.8	19.7	11
7~8	0.028	766.9	24.8	11
平均	—	794.5	—	—

4つの側面に各2個づつセンサーを取り付け、P波伝播の異方性を調べられるようにした。

c) P波の伝播速度の測定結果

測定結果の例として、No. 16でのデータを表-3に示す。センサー8を基準としたときの、それぞれのセンサーにおける距離 R_i 、P波の伝播速度 v_p 、標準偏差 R.M.S.、信号入力回数 n を示す。この表より、各センサー間の分散は小さいことが分かる。これは測定より安定したデータが得られていることを示している。また1つの試料における、異なるセンサー間の v_p のばらつきは最高値と最低値の間で20%程度であった。よって異方性については、それほど顕著な差はないので、1つの試料のP波の伝播速度の指標として、各センサー間の平均を取ることにした。なお、1つの試料においてはP波の伝播速度の最大のもとの最小のものは省略した。この傾向とP波の伝播速度の取り方は、No. 16だけではなく、他の海食崖海岸についても該当する。P波の伝播速度、乾燥密度、ヤング率を表-2に示す。なお、乾燥密度は空隙が試料に含まれている状態の値である。

4. 波浪と海食崖の応答解析

(1) 各海食崖の年平均汀線後退量と平均高さ

各地点における海食崖の年平均汀線後退量は、航空写真の解析から建設技術研究所(1993)の資料にまとめられているが、ここでは消波構造物設置の影響が考慮されていないので、構造物設置後は侵食は生じないものと仮定して補正した。各海食崖の補正した年平均汀線後退量 q と平均高さ S と、各海食崖の x 座標(始点を x_a 、終点

表-4 各海食崖の年平均汀線後退量と平均高さ

No.	q (m/year)	S (m)	$x_a \sim x_b$	l (m)
4	0.35	20	10730~10900	170
13	2.12	18	7150~8930	1780
16	1.56	20	17000~19600	2060
17	3.22	20	24955~25160	205
20	1.86	18	25840~26870	1030
21	1.08	20	27810~28910	1100
22	0.92	20	28930~30090	1160
23	2.06	25	30710~32400	1690
36	1.03	30	5000~5525	525

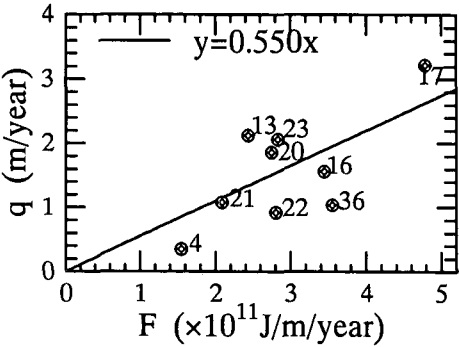


図-6 q と F の関

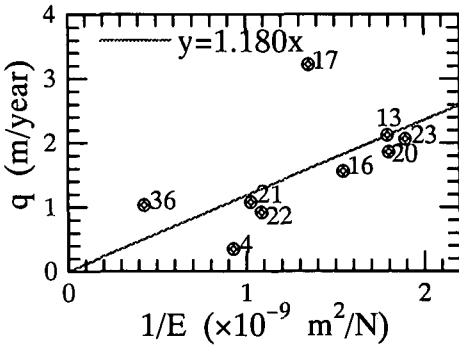


図-7 q と 1/E の関係

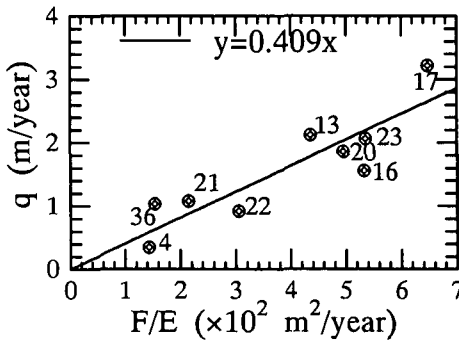


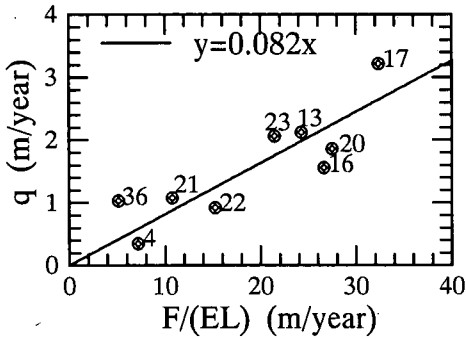
図-8 q と F/E の関係

を x_b とする), 海食崖の長さの x 軸への射影 $l(=x_b-x_a)$ を表-4に示す。なお、各海食崖の番号については、同資料に一致させてある。

(2) 波浪と海食崖の応答特性

最初に崖の侵食速度 q と波のエネルギーフラックス F の相関を調べてみる(図-6)。図中の直線は原点を通るように最小自乗法で決めたものである。測定値のバラツキは大きい、 F が大きくなるほど q が大きくなり、波当たりの強い岬などで侵食が大きくなる現象と対応している。

次に、岩の強さ E と q の相関を調べたのが図-7であ

図-9 q と $F/(E \cdot L)$ の関係

る。これも分散は大きいが、 $1/E$ が小さく硬い岩ほど q は小さく、柔らかくなるに従って q が大きくなる傾向を示している。これも実現象と対応している。

実際には、上の2つの要素 F と $1/E$ が共に q に関係しているはずであり、 q と F/E の相関を調べたのが図-8である。前の2つの図に比べて分散が小さく、回帰直線 $y = 0.409x$ の周りに実測値がよく集まっていることが分かる。しかし、この場合も横軸と縦軸の次元は異なっている。次元解析から無次元量を作るためには、長さの次元を持つ量 L を導入することが必要で、この時の無次元量は $\Pi = qEL/F$ となる。ここで Π を一定とすると、 L は q に反比例することになるので、 L として侵食に対して抵抗として作用する量を選べばよい。

福島海岸の海食崖は脆く、基部が侵食されると、その上部が崩落してしばらくはその場所に留まり、侵食の緩衝材になる。従って、本研究では最も測りやすい量として、崖の高さ S を L に選んだ。 q と $F/(EL)$ の相関を図-9に示す。表-4から分かるように、崖の高さにはあまり差がなく、図-9の分散もあまり改善されないが、横軸と縦軸の次元が一致した効果は大きい。このとき、最小自

乗法により、 $\Pi = 0.082$ となる。

5. 結 論

海食崖の侵食速度に関して、波の強さと崖の強さを定量的に示す指標として砕波点における波のエネルギーフラックスの岸向き成分 F と岩のヤング率 E を提案し、その評価方法を示した。また、それらと崖の平均高さ L を使って、侵食速度が $q = 0.082 F/(EL)$ で表されることを示した。

おわりに；本研究を進めるにあたり資料を提供して頂いた運輸省第二港湾建設局小名浜港工事事務所、 P 波の伝播速度の測定において多大な援助をして頂いた東北大学大学院新聞茂助教授、貴重な助言を頂いた沢本正樹教授、公表にあたって援助頂いた小川記念基金に感謝致します。

参 考 文 献

- 建設技術研究所 (1993): 平成四年度海岸侵食状況調査業務 (航空写真による読み取り調査) 概要版。
- 合田良實 (1970): 砕波指標の整理について、土木学会論文報告集, No. 180, pp. 39-49.
- 砂村継夫 (1975): 波による岩石海岸の地形変化 (最近の研究と問題点)、地理学評論 48-6, pp. 395-411.
- 堀川清司・砂村継夫 (1967): 航空写真による海蝕崖の後退に関する研究、第14回海岸工学講演会論文集, pp. 315-324.
- 堀川清司・砂村継夫 (1968): 海蝕崖の侵蝕に関する実験的研究、第15回海岸工学講演会講演集, pp. 149-157.
- 山内秀夫 (1964): 原町市大甕海岸における海蝕崖の後退について、地理学評論 37-3, pp. 138-145.
- Gelinas, P. J. and R. M. Quigley (1973): The influence of geology on erosion rates along the north shore of Lake Erie, Proc. 16th Conf. Great Lakes Res., pp. 421-30.
- Mei, C. C. (1983): The applied Dynamics of Ocean Waves, A. wiley-interscience publication, John Willey & Sons.
- Munk, W. H. and R. S. Authur (1952): Wave intensity along a refracted ray, Natl. Bur. Std., U. S., Circ. 521, Gravity Waves.