

阿字ヶ浦海岸における海浜地形の長期的変動とその原因

LONG-TERM BEACH CHANGES AND THEIR CAUSES AT
AJIGAURA BEACH, IBARAKI PREFECTURE, JAPAN

宇多高明*・小俣篤**・斎藤友伸**
By Takaaki UDA, Atsushi OMATA and Tomonobu SAITO

Long-term beach changes and the topographic responses to the wave climate were analyzed based on the field data of the wave characteristics, grain size of the bed materials and beach profiles measured every week in a 11-year period between 1976 and 1986 at Ajigaura Beach in Ibaraki Prefecture. For the wave characteristics wave direction, wave height and wave period were observed. Eigenfunction analysis was carried out using the profile data. It was found that distinctive changes were observed before and after a period of 1982-83 in the moving average value of one year regarding shoreline position, wave climate and foreshore slope, and the periodic fluctuations of wave direction and shoreline position had totally changed since this time. It was concluded that the changes in shoreline position and foreshore slope were caused by the offshore sediment transport associated with the extraordinary high waves. In addition, the abrupt changes of the periodic fluctuations in wave direction and shoreline position closely correlated to the long-term changes of the oceanic and meteorological changes associated with the climate anomalies such as El Niño.

Keywords: beach profile changes, eigenfunction analysis, Ajigaura beach, long-term changes, climate anomaly, El Niño

1. まえがき

土木研究所では海浜変形機構を明らかにするための基礎的な資料を得ることを目的として、1976年1月より現在に至るまでの12年間にわたり、茨城県の阿字ヶ浦海岸において漂砂観測用桟橋を用いた海浜測量を毎週1回行ってきた。また、そのデータを用いて、経験的固有関数法による海浜地形変化の解析¹⁾を行うとともに、外力に対する海浜地形の動的応答について考察した²⁾。さらに、最近では12年分の地形のデータをもとに、前浜地形変化の支配要因を示した³⁾。この研究は、数日～1か月程度の短期的な地形変化に着目したものである。従来より海浜過程に関しては多くの研究がなされており、Short⁴⁾、Wright⁵⁾、武田ら⁶⁾によりそのモデルが提案されているが、これらの研究も同様の時間スケールを対象にして行われている。

近年、海水位の上昇等、長期的な自然条件の変化による防災上の問題がいく例か報告されている^{7),8)}。波浪や潮位のような自然条件、そしてそれを支配する気象や海洋に長期的な変動が存在すれば、その変動に応じて海浜

地形も1年以上の長い時間スケールをもつ長期的変動を示すことは十分考えられる。しかしながら、地形の長期変動を明らかにするために十分な期間を有し、なおかつ詳細な海浜地形変化の観測が行われた例はほとんどない。したがって、波浪条件等の自然条件の長期変動とそれに対する海浜地形の応答はいまだ未解明の問題として残されている。

一方、1982～83年にペルー沖で発生した最近で最も大規模なエルニーニョ^{9),10)}は世界各地に気象変動を及ぼした。このエルニーニョの発生は世界各地の農業、漁業に大きな影響をもたらした。たとえば、インドネシア、オーストラリア、ブラジル、インドでの干ばつ¹¹⁾やペルー¹²⁾での多雨などにより各地で凶作を生じたほか、海水温の変化や湧昇流の異常により、特に南米の西海岸の漁業に影響を生じた^{11),13)}。また、エルニーニョによる気象変動と海岸の災害との関連についての報告もなされている。カリフォルニアの海岸では1982～83年に海水位上昇と高波浪の来襲とが重なったため大きな海岸災害が生じた¹⁴⁾。

以上のような海洋そして気象の長期的な変動や異常にによって、海岸へ来襲する波浪の特性や潮位が変化し、さらに海浜地形の平均的な姿が変化することは十分に考えられることである。また、波浪条件や海水位が長期的に

* 正会員 工博 建設省土木研究所海岸研究室長
(〒305 茨城県つくば市大字旭1)

** 正会員 建設省土木研究所海岸研究室(同上)

変化するのであれば、設計波や設計潮位を設定する際に十分な配慮が必要となる。このように、気象や海洋の長期的変動と波浪特性や海浜地形との関連を調べることは海岸工学的にも重要な課題である。日本近海においても、日本列島の西部を中心とする沿岸に沿って流れている黒潮の流軸は、長期的にかなり大きく変動していることが黒潮の大蛇行に関する研究により確かめられている¹⁵⁾。また、近年親潮の著しい南下現象も報告されている^{16), 17)}。さらに、エルニーニョと長梅雨や冷夏との関係も論じられている^{11), 18)}。このような気象・海洋の変化を考慮すると、阿字ヶ浦海岸へ来襲する波浪も長期的にみてかなり変動している可能性が高い。したがって、海浜地形と波浪条件との応答関係を短い時間スケールでのみ考察するのでは不十分である。本研究の目的は、阿字ヶ浦海岸での長期間の現地観測データをもとに、波浪条件および海浜地形の長期変動特性を見出すとともに、その変化の原因を明らかにすることにある。

2. 観測内容

著者らは、茨城県の阿字ヶ浦海岸において1976年より漂砂観測用桟橋を利用した海浜断面形の測定、底質採取、波向観測等を毎週1回行ってきた(図-1参照)。観測項目は水温、気温、波向、桟橋に沿う測線上の海浜地形測量、およびP₀, P₁, P₂, P₄, P₈各地点での底質採取である。ここにPは桟橋の橋脚を、0~8の添字は橋脚番号を表わす。なお、岸冲方向の座標Xは、桟橋延長上、P₀より48m岸側の地点を基準とし、沖向を正にとった。波向は、毎週の観測時に桟橋の陸側約300mの砂丘上、標高約30mの地点から平板とアリダードを用いて碎波峰線を記録することより測定した。他の観測方法については文献¹⁹⁾を参照されたい。

沖波波高・周期のデータに関しては、運輸省鹿島港工事事務所が1980年1月より桟橋沖合の水深30m地点

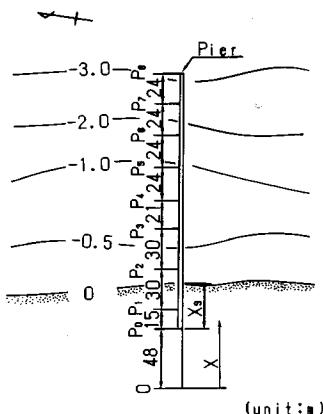


図-1 漂砂観測用桟橋

で行っている波浪観測のデータを利用した。それ以前について、阿字ヶ浦より12km南の大洗港沖で茨城県三浜港湾事務所により観測されたデータを沖波資料として用いることができる。1980年1月1日より1096日間の日平均有義波高・周期の観測データをもとに両地点間の相関係数Rを求めると、有義波高ではR=0.84、周期ではR=0.95と相関は大変よかった。したがって阿字ヶ浦の波浪データの代わりに大洗沖のデータを用いることは、特に問題ないと考えられる。沖波波高および周期のデータは2時間ごとに取得されているので、それより日平均有義波高・周期を求めた。

本研究では、以上のようにして得られた1976年から1986年まで11年間の観測データを用いて地形変化解析を行った。

3. 阿字ヶ浦海岸での波浪条件、海浜地形の長期的変動

(1) 波浪条件の長期的変化

阿字ヶ浦海岸に来襲する波浪の有義波高・周期、波向の長期的变化を調べるために、毎正時の沖波データと毎週の波向データを整理した。

データは、季節変動等の短中期的な変動と年変動以上の長期的な変動を調べる目的で、沖波データを日平均して日平均の換算沖波有義波高 H'_0 、波形勾配 H'_0/L_0 を求め、それらと波向θの測定結果に5週間と1年間の移動平均を施して整理した。以後、各パラメーターには5週間の移動平均の場合に「-」を、また1年間の移動平均の場合に「~」を付けて区別する。ただし、欠測期間では欠測前後のデータを用いて一次内挿を行った。

H'_0 と H'_0/L_0 の経時変化を図-2に示す。 $\overline{H'_0}$ は約半年周期の季節変動を有するが、 $\widetilde{H'_0}$ はほぼ一定であり長期的な変動傾向を示さない。 $\overline{H'_0/L_0}$ も $\overline{H'_0}$ の変動と対応して顕著な季節変動を有する。一方、 $\widetilde{H'_0/L_0}$ は2~3年の長期的な変動を示す。

波向θの経時変化を図-3に示す。波向は東より反時計回り(北側)を正にとった角度で示した。桟橋の方向

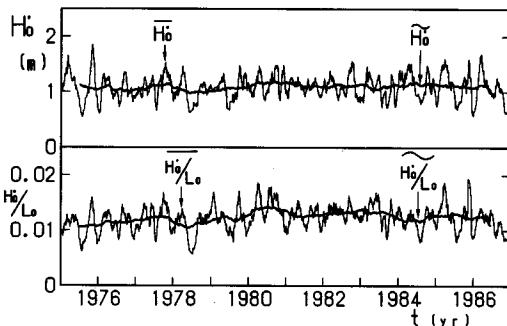


図-2 沖波有義波高・波形勾配の経年変化

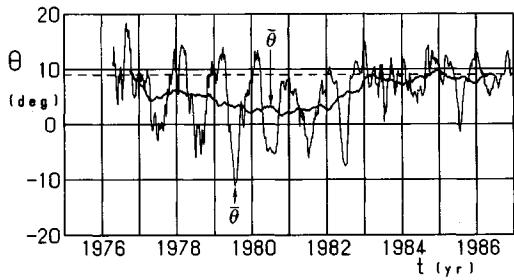


図-3 波向の経年変化

はその桟橋付け根付近の汀線とほぼ直交している。また、桟橋の軸は東より北に $8^{\circ}54'$ 傾いている。したがって、汀線の法線方向は E $8^{\circ}54'N$ 方向（破線表示）となる。1982年以前の $\bar{\theta}$ は、2, 3月より8, 9月の間に南寄りに変化し、その後再び北寄りに変化するという規則正しい1年の周期変動を有していた。しかし、1983年以後、変動の振幅が小さくなり、短周期の変動が多くなった。 $\bar{\theta}$ に明らかなように、1982年以前の波の入射方向は平均的に桟橋軸方向よりやや南寄りであったが、1982年に北寄りに変化し、1983年以降、平均的にみて桟橋軸とほぼ同じ方向になった。すなわち、波の入射方向が1982年～1983年の間で平均的に南寄りから北寄りへと変化したのである。 $\bar{\theta}$ をみると1983年以降夏期の南寄りの入射波の発生が非常に少なくなった。

(2) 阿字ヶ浦海岸の前浜地形の長期的变化

前浜地形を代表するパラメーターとして P_0 (図-1 参照) から汀線 (T.P. 0 m で定義) までの距離 X_s , 前浜勾配 i_s を地形測量データから求め, それらの経時変化を図-4 に示した. i_s は T.P. 0 m 以高の前浜の平均勾配として求めた.

1982年以前において、 \overline{X}_s は $\overline{\theta}$ と同様に約1年周期の変動を示す。1983年以後、このような周期変動は $\overline{\theta}$ と同様にみられなくなった。 \widetilde{X}_s は1977年6月から1979年まで減少傾向にあった。その後やや増加傾向となり、1982年後半から1983年前半にかけて再び減少傾向を示し、それ以後は徐々に増加傾向となった。一方、 \overline{i}_s は周期性を示さず、ランダムな変動が卓越している。特に、1983年以後その変動が激しくなった。 \widetilde{i}_s は1982年後半から1983年前半にかけて急速に大きくなり、その後やや緩勾配化したが、1981年以前より平均的に急勾配となり安定している。

(3) 波向変化と汀線変化の関係

桟橋の南には沿岸漂砂の移動を阻止する岬がある。そのため汀線変化モデルの考え方にして、波向と汀線位置の時間変化率との間に強い相関関係が成立するはずである。波向が式(1)のように1年周期で変化する場においては、沿岸漂砂を阻止する岬近くでの汀線変化の理

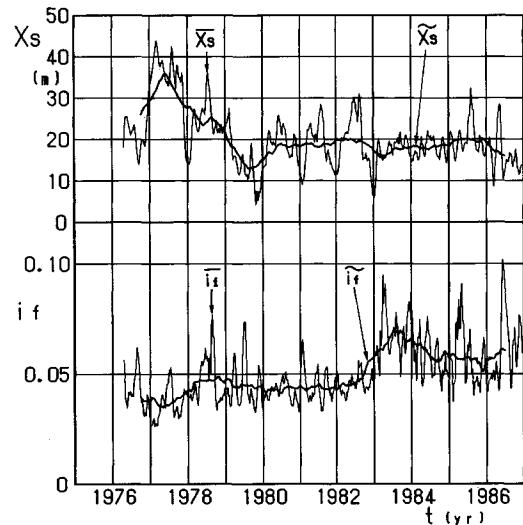


図-4 汀線位置・前浜勾配の経年変化

論解として式(2)が導かれる²⁾.

$$\frac{\partial X_s}{\partial t} = \theta_0 \sqrt{\frac{\omega F}{h}} \exp\left(-\sqrt{\frac{\omega h}{2F}} x\right) \cdot \cos\left(\omega t - \sqrt{\frac{\omega h}{2F}} x + \frac{\pi}{4}\right) \dots \dots \quad (2)$$

ここに、 θ_0 : 波向の振幅、 ω : 波向変化の角速度、 h : 沿岸漂砂の移動高、 F : 波のエネルギー フラックスに依存する漂砂量係数、 x : 岬からの沿岸方向距離、 t : 時間である。

ここで、 $\bar{\theta}$ と $\overline{X_s}$ が1年周期の変化を示した1976年～1982年の7年間について $\bar{\theta}$ と $d\overline{X_s}/dt$ の相関関係を調べる。 $\bar{\theta}$ と $d\overline{X_s}/dt$ の相互相関係数 R_1 を図-5に示す。横軸は週単位のラグである。図より、相関値は0.3と低いが、ラグ12週にピークが存在している。つまり、波向の変化に対して汀線位置の変化は12週間遅れることになる。たとえば、波向が北寄りから南寄りに変化した場合には、12週間（約3か月）遅れて桟橋付近の汀線が後退し始める。これは沿岸漂砂の移動を阻止する岬が桟橋から約1km離れているので、地形変化が伝播するのに時間を要するためである²⁾。式(2)より dX_s/dt と θ との位相差 δ は、

となる。前報²⁾では適当な F を与えて位相差 δ を求めたが、ここでは逆に位相差 δ を与えて F を逆算してみる。前報によると $\omega = 0.0171 \text{ rad/day}$, $h = 4.55 \text{ m}$, $x = 1000 \text{ m}$ であり、 δ を 12 週間とすれば、式(3)より $F = 7.8 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ となる。阿字ヶ浦海岸での θ_0 は $5^\circ \sim 10^\circ$ であり、 $\theta_0 = 7^\circ$ として計算すると、全沿岸漂砂量 Q_0

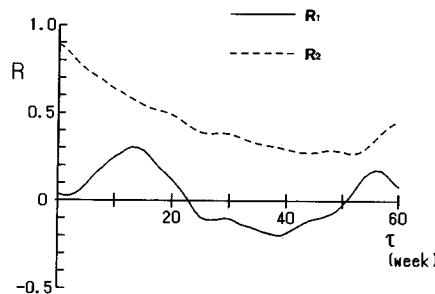


図-5 $\bar{\theta}$ と $d\bar{X}_s/dt$ および \bar{X}_s と \bar{C}_1 の相互相関係数

は次のようになる。

$$Q_0 = F \sin \theta_0 \cos \theta_0 \doteq 3.4 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{yr}$$

Johnson がアメリカ西海岸と東海岸における Q をまとめた表によると²⁰⁾, その値はほぼ $(1.0 \sim 4.0) \times 10^6 \text{ m}^3/\text{yr}$ にある。さらに, Kraus et al. が求めた阿字ヶ浦および大洗海岸での Q は $(0.8 \sim 3.4) \times 10^5 \text{ m}^3/\text{yr}$ である²¹⁾。阿字ヶ浦海岸では年間を通じて波向が変動するため先に求めた Q_s は全沿岸漂砂量の振幅に相当する。この値が地形変化等より求めた他海岸のデータとオーダー的に等しいことから, ここで求めた F の値はほぼ妥当と考えられる。このことから, X_s の変化は, 主に沿岸漂砂による地形変化に起因することがわかる。

(4) 底質中央粒径の経時変化

P_0 , P_2 , P_4 , P_8 各地点の底質の中央粒径 d_{50} の経時変化を図-6に示す。1980年の後半から1982年の前半にかけてはかなりの部分で欠測した。各地点の \overline{d}_{50} は周期的変動を示さない。これは底質の変化がごく短期的な高波浪の来襲等に支配されることの現われと考えられる。汀線付近の P_0 , P_2 では1983年以降、それ以前と比べ変動が短周期化していることがわかる。これは前浜勾配の変化とよく対応する。すなわち、前浜地形の変化が激しくなったことと前浜部の底質粒径の変化が激しくなったことが対応するのである。 \overline{d}_{50} をみると1983年以後には平均的に粗粒化していることがわかる。このように底質中央粒径にも1982年～1983年を境として変化がみられる。特に長期的な変動として P_4 , P_8 の沖側でも粗粒化が生じていることが特筆される。

4. 1982年～1983年に生じた波向・海浜地形の急激な変化

(1) 1982年～1983年に生じた海浜断面の変化要因に関する考察

1982年～1983年の前後で波向、汀線位置、前浜勾配の平均的な値や変動の周期性に急激な変化がみられた。以下、この変化に着目して検討する。

¹⁾ 前報では1976年から1979年までに得られた断面測

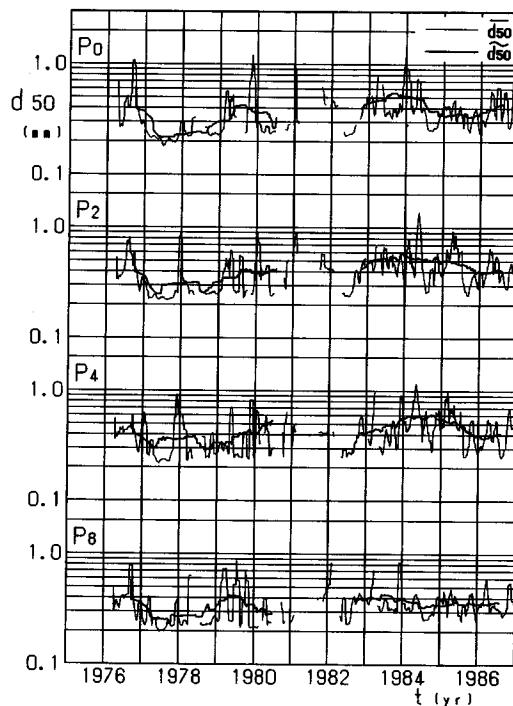


図-6 底質中央粒径の経年変化

量データを経験的固有関数法により解析した。ここでは地形変化の長期変動をさらに詳しく調べるために、データを追加して、1975年から1986年までの断面測量データを用い、次式に基づいて同じ手法による解析を行った。

$$h_{xt} - \bar{h}_x = \sum_{k=1}^n C_{kt}(t) \cdot e_{kx}(X) \dots \dots \dots \quad (4)$$

ここに, h_{xt} : 時刻 t における海浜地盤高 (T. P. m),
 \bar{h}_x : 全期間の海浜平均地盤高, e_{kx} : k 番目の固有値に対応する固有関数, C_{kt} : k 番目の時間関数である。岸冲方向の固有関数の分布を図-7 に示す。図には固有値が大きい順に 3 番目までの固有関数 e_1, e_2, e_3 を示した。また、表-1 に各固有値の大きさと固有値の総和に対するおのおのの割合を示す。固有関数の分布形および固有値の大きさは前報¹⁾の結果とほぼ同一である。前報によ

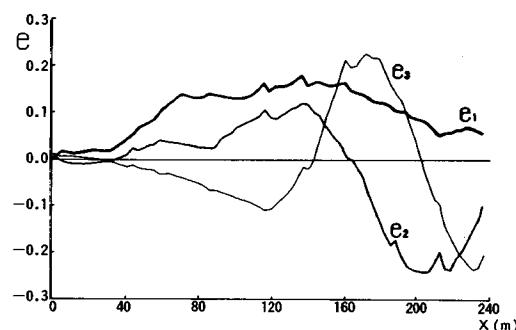


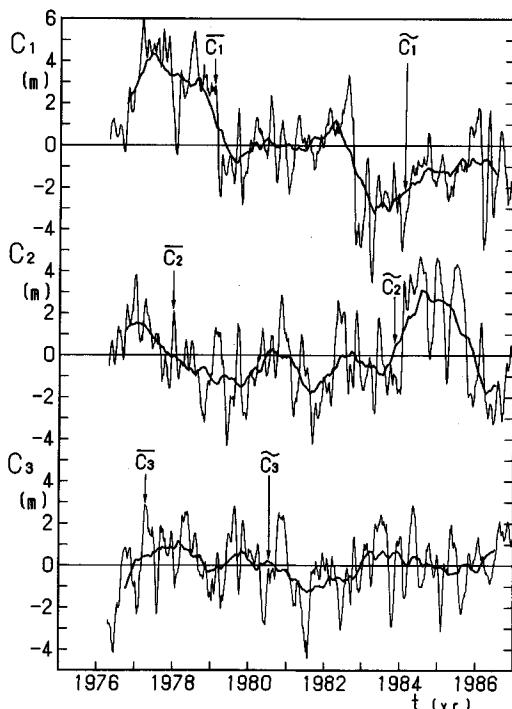
図-7 固有関数 e_1 , e_2 , e_3 の岸沖分布

表一 主な固有関数の固有値

番号	固有値(m^2)	全固有値に占める割合(%)
1	0.0915	34.3
2	0.0625	23.4
3	0.0406	15.2

れば、主として e_1 は長期的な地形変動、 e_2 、 e_3 が岸沖漂砂に起因する地形変動を表わすとしている。 e_1 は全域で符号が変わらないことから、測量範囲全域での堆積・侵食等の地形変化を表わす。阿字ヶ浦海岸への来襲波は平均的にみて $H'_0=1.1\text{ m}$ 程度(図-2参照)であり、測量範囲は平均して水深 3 m 位置までに及ぶことから、沿岸漂砂による漂砂移動が生ずる範囲は測量範囲内にはほぼ収まる。このことから、その分布形からみて e_1 は沿岸漂砂による地形変化を代表すると考えられる。また、暴浪時には測量範囲より沖への冲向き漂砂により地形変化が生じるため、測量範囲より沖への冲向き漂砂により地形変化が生じた場合、その変化は e_1 に含まれる可能性がある。

次に、各固有関数に対応する時間関数 C_1 、 C_2 、 C_3 を図-8 に示す。時間関数は波浪、海浜地形データと同様に 5 週間と 1 年の移動平均値を示した。時間関数 C_1 は e_1 の経時変化を表わし、 C_1 が増加するとき海浜断面は堆積傾向となる。 \bar{C}_1 は 1979 年と 1982 年に正から負の

図-8 時間関数 C_1 、 C_2 、 C_3 の経年変化

値に大きく減少し、この時期海浜が侵食されたことを示している。また、 \bar{C}_1 と \bar{X}_s (図-4 参照)とを比較すると、1982 年の \bar{C}_1 の変化量は \bar{X}_s に比べて大きいが、その他の時期の \bar{C}_1 と \bar{X}_s の変化状況はよく対応する。 \bar{X}_s と \bar{C}_1 との相互相関係数 R_2 を前出の図-5 にあわせて示した。 \bar{X}_s と \bar{C}_1 は位相差なしで相関値が非常に高く、汀線位置の変化が e_1 に代表される海浜地形変化をよく表わすことがわかる。 \bar{C}_1 に比べ \bar{X}_s に 1982 年での侵食の影響が顕著にみられない原因として、侵食が汀線より沖で進行したことが考えられる。汀線沖で侵食が進行する場合、長期的にみて汀線付近は急勾配になるとと考えられる。その 1 つの裏付けとして、図-4 に示した \bar{e}_1 が 1983 年以降平均的に急勾配化したことを挙げることができる。

1979 年と 1982 年にみられた \bar{C}_1 の侵食の変化は非常に急速である。沿岸漂砂による地形変化は、その性質上桟橋から南側の岬までの全域で生じる。しかし、測定された地形変動は大変急速であるから、先に理論解で示した機構により、沿岸漂砂による地形変化が岬から桟橋位置まで急速に伝播したとは考えられない。阿字ヶ浦における海浜地形断面の測量範囲は、平均して汀線より 220 m、水深にして約 3 m までである。よって、高波浪時に生ずる冲側の地形変化まではとらえてはいない。このことから、1979 年と 1982 年における \bar{C}_1 にみられた侵食変化は、高波浪による冲向き漂砂により測量範囲全域で生じた侵食を表わす可能性がある。

図-2 に示した波高の経時変化は時間的にかなり平滑化されており、数日程度で出現する高波浪を表現しない。そこで日平均有義波高 H'_0 の経時変化を移動平均せずに図示すると図-9 となる。欠測期間の波高は 0 とした。短期間の欠測の多くは高波浪による波高計の損傷が原因である。1979 年前半には長期の欠測を生じ、その後 $H'_0=4\text{ m}$ 程度の高波浪が来襲した。1982 年後半から 1983 年前半にかけては $H'_0>4\text{ m}$ の高波浪が 2 回来襲し

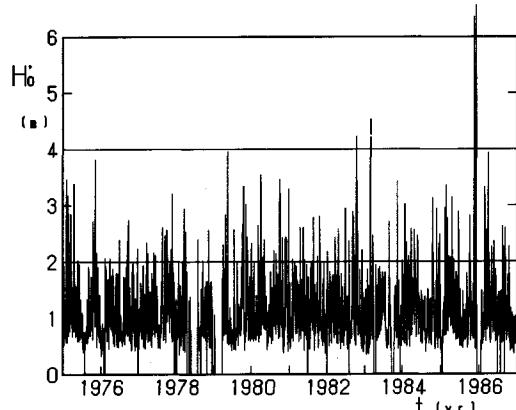


図-9 日平均有義波高の経年変化(移動平均なし)

た。また、この時期には5回の欠測が生じた。1985年後半から1986年前半にかけても、高波浪の来襲がみられる。図-8に示した \bar{C}_1 も1986年前半に大きく変動している。しかし、このときの \bar{C}_1 には堆積方向の急速な変化も侵食直後に生じているため、 \bar{C}_1 に大きな変化が生じなかった。1982年後半と1986年前半に生じた現象の差異の原因は明らかではないが、高波浪の継続時間がこの要因の1つと考えられる。

1979年および1982年後半に生じた \bar{C}_1 および \bar{C}_1 にみられる急激な侵食変化の原因是、高波浪の来襲を伴っていることから沖向き漂砂による侵食に起因すると考えられる。そこで、1982年～1983年にかけての来襲波と地形変化を詳しく調べた。この時期には4週間に1回程度の割合で桟橋延長上の測深が行われた。1982年9月～10月、1983年1月～3月における桟橋軸に沿った海浜断面形の変化を、それぞれ期間ごとに図-10、11に示す。1982年9月19日と10月28日の断面図(図-10)をみると $X > 400$ mの沖側に広く堆積が生じており、 $X < 200$ mでは著しい侵食が生じた。このときの日平均沖波データによると10月9日には $H'_0 = 4.2$ m、10月20日には $H'_0 = 3.4$ mの高波浪が来襲した。特に、10月9日の毎正時の記録によると最大5.1mの波高が観測さ

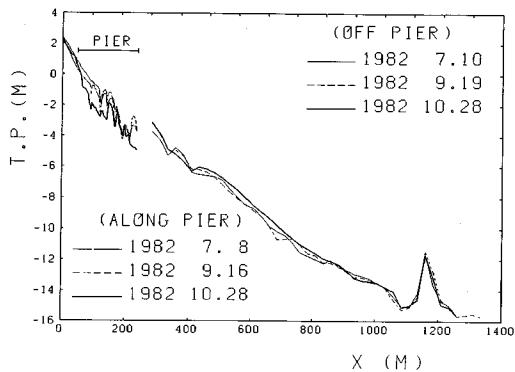


図-10 桟橋冲合の地形変化(1982年9月～10月)

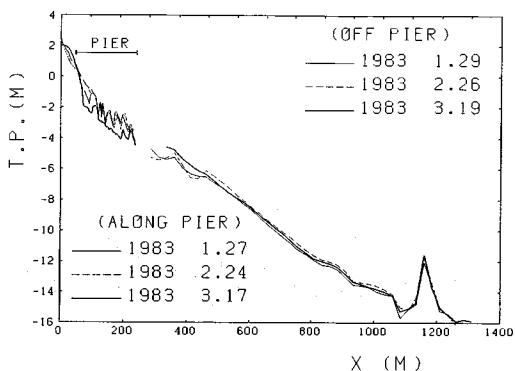


図-11 桟橋冲合の地形変化(1983年1月～3月)

れた。断面変化にみられる地形変化は、この2回の高波浪に起因する沖向き漂砂によってもたらされたと考えられる。次に、1983年1月29日と2月26日の断面図(図-11)を比較すると、2月26日には $X > 300$ mの沖に2つのバーが形成され、 $X > 450$ mでは広く堆積が生じた。 $X < 100$ mの岸側ではやや堆積傾向にある。これらと対照的に、 $X = 240$ m～330mでは一部データが欠落しているが侵食傾向がみられる。この期間の沖波データによると2月18日に $H'_0 = 4.5$ mの高波浪が生じている。沖合でのバーの形成や堆積はこの高波浪に起因すると考えられる。 $X < 240$ mでの侵食が顕著でなかった原因としては、高波浪の期間が短かったこと、その後の静穏波により岸向き漂砂が生じたこと等が考えられる。さらに、2月26日と3月19日の断面を比較すると、 $X = 50$ ～240mでは侵食が生じ、 $X = 300$ m～450mでは堆積が生じてバーが消失した。この期間には、波高としては2月18日より小さいが $H'_0 = 2$ ～2.5mの高波浪が4日以上継続しており、この高波浪により沖向き漂砂が生じたと考えられる。

以上に示したように、1982年～1983年での \bar{C}_1 や \bar{C}_1 の急激な変化は高波浪による沖向き漂砂に起因することがわかった。1983年以後、前浜勾配の変動が激しくなったのは、暴浪による侵食の結果、浅海部の海底が急勾配化し、前浜の変動が激しくなったためと考えられる。同様なことが汀線位置や前浜部の粒径の変動についてもいえる。さらに、1979年および1982年以後平均的に測量範囲全域の粒径が大きくなっていることも(図-6参照)、測量範囲の急激な侵食に起因すると考えられる。1982、1984、1986年の平均海浜断面形状を求め図-12に示した。図よりこの4年間で汀線から $X = 160$ m付近までが深くなり、前浜から水深1m付近までが平均的に急勾配化したことがわかる。

これまで述べたように、1979年および1982年～1983年に生じた \bar{C}_1 の急激な変化は暴浪による沖向き漂砂に

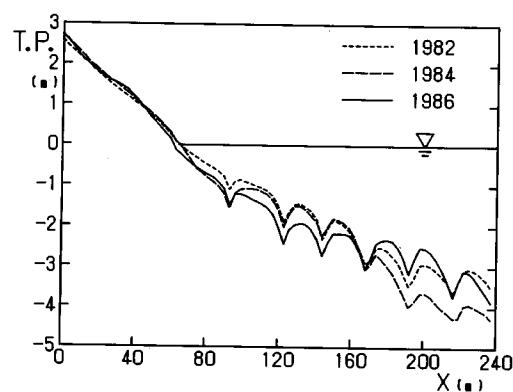


図-12 年平均海浜断面形状の変化

起因することがわかった。ここで特筆すべきことは \tilde{C}_1 の急激かつ大規模な侵食変化量に対してその後に生じるゆっくりとした堆積変化量がつり合っていないことである。つまり、非可逆的な侵食が生じていることである。汀線位置の変化（図-4 参照）に長期的な侵食が生じなかった理由は次のようにある。すなわち、南寄りの入射波が減少したことにより北からの沿岸漂砂が卓越するようになり、この結果、南側を岬で囲まれた阿字ヶ浦では堆積傾向となる。沿岸漂砂による堆積は卓越波浪の有義波高が 1 m 程度であることから主に浅海域と前浜で生じる。そのため、前浜付近では暴浪による侵食と沿岸漂砂による堆積とが打ち消し合う。このような理由により汀線沖で冲向き漂砂による断面形の変化が顕著に現われたと考えられる。

次に、 C_2 、 C_3 の特徴を図-8 より調べる。 e_2 と e_3 （図-7 参照）は正と負の部分の面積がほぼつり合うことから測定範囲でほぼ閉じた岸冲漂砂移動による地形変化を代表すると考えられる。 \bar{C}_2 、 \bar{C}_3 は非常に激しく変動している。これは高波浪、静穏波の繰り返しによる短期的な地形変動を示していると考えられる。 \bar{C}_3 の変動幅は大きくない。一方、 \bar{C}_2 は 1983 年後半以降増加し、1984 年前半まで増加、すなわち長期的にみて $X=160$ m より冲から岸方向へと砂が移動する変化があったことを示している。これは、1982 年～1983 年に生じた冲向き漂砂による大規模な侵食によって測量範囲全域が侵食した変化に重なって、 $X=160$ m 付近より冲から岸に砂が移動したことを示すと考えられる。さらに 1984 年以降にこの逆の変化を示す。この変化は、図-12 に示す 1984 年と 1986 年の平均海浜断面形の比較にも明瞭に現われている。 \bar{C}_2 の増加減少は 1979 年後半から 1981 年前半にかけてもみられ、大規模な侵食が生じた後には 1 年程度の時間スケールで e_2 型の岸冲漂砂による地形変化が生じることを示していると考えられる。

（2）波向の周期的変動特性の変化

前節では 1982 年～1983 年の急激な地形変動について述べ、その原因が高波浪による急速な侵食であると推定した。しかし、一時的な高波浪の来襲では、気象条件等によって定まる $\bar{\theta}$ の値がこの時期の後急激に増加したことや、この時期の前後で周期的変動特性が変化したことを説明し得ない。そこで、1982～1983 年を境にして、その前後で周期的変動特性が顕著に変化した $\bar{\theta}$ について考察する。

1976 年から 1982 年までの 7 年間と 1983 年から 1986 年までの 4 年間とを区別して、 $\bar{\theta}$ の自己相関係数 R を求めた。ここでは変動成分のみを考慮し、トレンドを除去するために $\bar{\theta}-\bar{\theta}$ を計算に用いた。2 時期の自己相関関数 R_1 、 R_2 を図-13 に示す。 R_1 には 1 年周期の変動

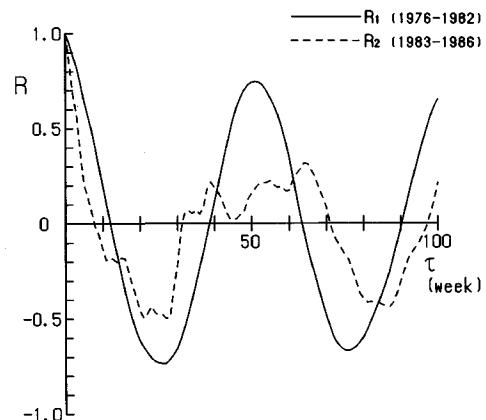


図-13 波向の自己相関係数

が明瞭に現われている。一方、 R_2 には 1 年周期の変動に対応したピークはみられず、周期的な変動の存在を示さない。このように、1982 年から 1983 年にかけて $\bar{\theta}$ の変動特性に変化が生じたことが明らかである。1982 年から 1983 年を境に生じた $\bar{\theta}$ の変動特性の変化が、同じ時期を境とする $\bar{\theta}$ の平均的な値の増加にも対応すると考えるのが妥当である。すなわち、波の来襲する方向を決定する気象や海洋に変化が生じたことが考えられる。

5. 1982 年～1986 年の海岸災害

前章で 1979 年と 1982 年～1983 年に阿字ヶ浦海岸において暴浪による大規模な侵食が生じたことを述べた。このような状況は他海岸にもみられるはずである。そこで、暴浪による侵食や高潮などの程度を示す指標として海岸災害をとりあげた。海岸事業においては国または自治体の申請より災害の程度に見合った復旧費を毎年決定している。この海岸災害復旧事業決定額を太平洋に面する建設省所管の海岸についてとりまとめて図-14 に示す²²⁾。事業決定額は 1979 年、1982 年、1985 年に大きくなっている。1979 年は 3 つの台風が本州に上陸しており、1985 年には勢力の強い台風 6 号が本州を縦走した。1982 年には 4 つの台風が日本に上陸した。この年はエルニーニョの発生の年に当たり、前述のようにカリフオ

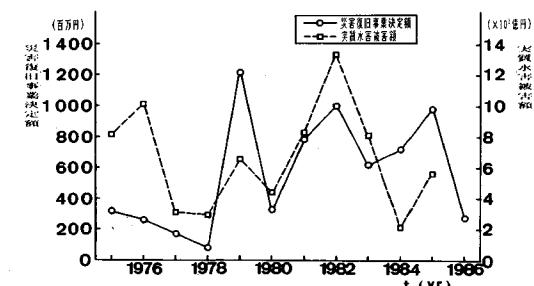


図-14 海岸災害復旧事業決定額と実質水害被害額の経年変化

ルニア海岸でも大きな被害が生じた年である。このように阿字ヶ浦で大規模な侵食が生じた1979年と1982年～1983年には太平洋岸全域でも災害が多かったことがわかる。すなわち、これらの年は気象や海洋に異常があつたことがうかがわれる。その1つの裏付けとして水害について調べてみた。1975年～1985年の実質水害被害額²³⁾を図-14に示した。これによると、1976年、1979年、1982年に被害額が大きくなっている。1976年は1982年の前のエルニーニョの発生年に当たる。このように、1979年、1982年は水害の多かった年でもあり、異常気象と阿字ヶ浦での大規模な侵食との関連を示すものと推定される。

6. 気象・海洋の変化

前章で述べたように阿字ヶ浦海岸での大規模な侵食は気象や海洋の変化に関連すると推定された。もし、1982年～1983年にかけて、気象や海洋に変化が生じているとすればその期間の前後で波向の変動特性や平均的な波向に変化が生じることも十分考えられる。そこで、1975年～1986年にかけての日本近海における気象・海洋の変化について考察する。

阿字ヶ浦では、水温 T_w の観測を毎週行っている。その結果を、波浪、海浜地形データと同様に図-15に示す。 \bar{T}_w は1年周期の規則的な変動を示す。 \tilde{T}_w と \tilde{X}_s (図-4 参照) とを比べると、 \tilde{X}_s が増加する場合 (1980年前半～1981年後半、1983年前半～1984年前半) には \tilde{T}_w は低下、減少する場合 (1978年前半～1979年後半、1982年) には上昇の対応関係がみられる。すなわち、水温が低下するときに汀線が前進し、上昇するときに汀線は後退傾向となる。

日本列島の太平洋沿岸には親潮と黒潮の2大海流が存在する。特に海水温についてはこの2つの海流の変動に

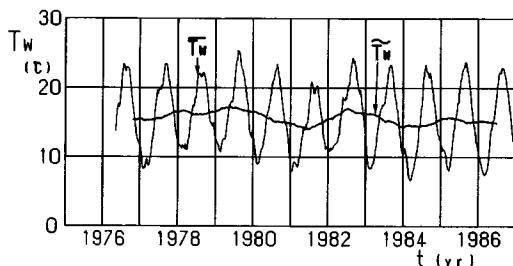


図-15 水温の経年変化

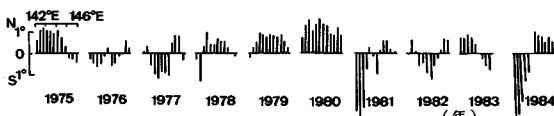


図-16 親潮前線の経年変化

支配されるところが大きい。たとえば、図-15にみられるように1984年春にはかなり水温が低下しているが、これは親潮の著しい南下によるものである²⁴⁾。また、これらの海流は日本周辺の気象条件との間に密接な関連を有し、その変動は太平洋岸に来襲する波浪条件にも影響を与えると考えられる。

親潮の南限、すなわち親潮前線については近年著しい南下が認められる^{16), 17)}。図-16は、石川¹⁷⁾が冬期の親潮前線位置の偏差を東経142°～146°の範囲(図-17参照)について経年的に示したものである。1976年～1977年と1981年以後に親潮の南下が生じている。

次に、親潮前線の位置に関連して黒潮の変動を取り上げ、気象庁の黒潮観測資料をもとに調べた。ここでは、千葉県の銚子から同緯度上における表面水温18°Cの黒潮流域境界線までの距離 X_k (図-17参照) を調べ、黒潮変動の代表値としてその経時変化を調べた(図-18)。 X_k は毎月の気象庁の海流図より読み取った。変動はあるものの \bar{X}_k は3、4月頃に大きくなる傾向がみられる。一方、 \tilde{X}_k は1976年および1982年～1985年に大きく、黒潮が日本沿岸から遠ざかっていたことがわかる。これは親潮の南下とよく対応する。また、 \tilde{X}_k は $\tilde{\theta}$ (図-3参照) の変化と明らかによい対応を示す。

1976年および1982～1983年はエルニーニョの年に当

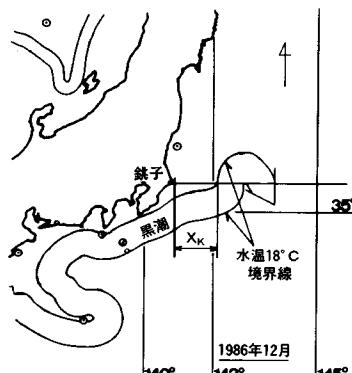


図-17 黒潮流軸位置 X_k の定義図

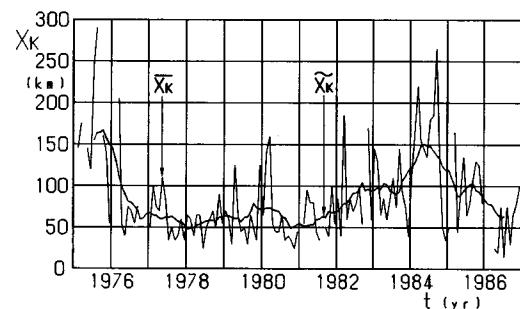


図-18 X_k の経年変化

たり、その年に親潮の南下が生じ、黒潮が銚子から遠ざかっていることは興味深い。これらの現象についてはいまだ定説はないようであるが、エルニーニョと長梅雨や冷夏とにはよい相関があることが報告されている¹⁸⁾。また、東北地方の冷夏・冷害は、オホーツク海高気圧から親潮海面上を吹走してくる「やませ」とよばれる冷風に起因するという説もある²⁵⁾。以上のことをまとめると、エルニーニョの発生→親潮の南下（黒潮の銚子からの離岸）→オホーツク海高気圧の発達→やませ→冷夏・冷害という仮説を立てることができる。1983年以後「やませ」のような北東風が夏期に発達したとすれば、阿字ヶ浦沖で南寄りの入射波が減少したことを説明できる。このことからさらに、 \bar{X}_k と θ がよく対応することも裏付けられる。

以上のように、エルニーニョの発生、親潮や黒潮の変動、オホーツク海高気圧の発達というような気象や海洋の変化が、異常気象による集中的な災害の発生を引き起こし、あるいは長期的な波浪条件の変化と関連することが見出された。これまでの結果より、海浜の長期的な変動に対して、異常波浪の発生や波浪の長期的な変化を介して気象や海洋の変化が影響していることが推定された。これは、将来の長期的な海浜の安定を考えるうえで、1つの重要な課題であると考えられる。

7. 結 論

阿字ヶ浦海岸における1976年～1986年の波浪条件と海浜地形の長期的変動を解析した。この結果得られた主な結論は次のとおりである。

(1) 波向、汀線位置、前浜勾配、 P_0 、 P_2 での底質中央粒径は、1982年以後その変動が激しくなった。また、 P_4 、 P_8 での底質中央粒径も含めて、これらの平均的な値が、1982年～1983年を境として変化した。

(2) 汀線位置の変化は波向の変化と12週遅れで相関を示す。このことより沿岸漂砂による地形変化が生じていることがわかった。一方、1982年～1983年での \bar{X}_k や \bar{C}_1 の急激な変化は高波浪による冲向き漂砂に起因することがわかった。1983年以後、前浜勾配の変動が激しくなったのは、暴浪による侵食の結果、浅海部の海底が急勾配化し、前浜の変動が激しくなったためと考えられる。同様なことが汀線位置や前浜部の粒径の変動についてもいえる。さらに、1979年および1982年以後平均的に測定範囲全域の粒径が粗くなっていることも、急激な侵食に起因すると考えられる。

(3) 1979年後半から1981年前半にかけて \bar{C}_2 の増加減少がみられた。このことは大規模な侵食が生じた後には1年程度の時間スケールで e_2 型の岸沖漂砂による

地形変化が生じることを示すと考えられる。

(4) 海岸災害復旧事業決定額は1979年、1982年、1985年に、実質水害被害額は1976年、1979年、1982年に大きい。阿字ヶ浦で大規模な侵食が生じた1979年と1982年～1983年には太平洋沿岸での海岸災害や水害が多かった。1976年と1982年～1983年はエルニーニョの発生年にも当たる。これらのことより、阿字ヶ浦での大規模な侵食は気象や海洋の異常・変化と関連することが推定された。

(5) 海水温と汀線位置の長期的変動、さらに黒潮流軸の変動を表す X_k と波向の示す長期的変動はよく対応した。

(6) エルニーニョの発生→親潮の南下（黒潮の銚子からの離岸）→オホーツク海高気圧の発達→やませ→冷夏・冷害という仮説により、「やませ」のような北東風が夏期に発達すれば、1983年以後夏期に北東風が卓越するようになり、南寄りの入射波が減少したことが説明でき、 X_k と θ がよく対応することが裏付けられる。

謝 辞：沖波波浪データは運輸省鹿島港工事事務所の方々に便宜を図っていただいた。また、黒潮流軸の変動データは気象庁海洋部海洋課よりその写しをいただいた。ここに記して謝意を表します。

参 考 文 献

- 橋本 宏・宇多高明：経験的固有関数による海浜地形変化の解析、土木学会論文報告集、第305号、pp.59～71、1981.
- 橋本 宏・宇多高明：海浜地形と外力の動的応答関係について、土木学会論文報告集、第310号、pp.77～87、1981.
- 宇多高明・小俣篤・竹渕勉：波による前浜地形の支配要因、第35回海岸工学講演会論文集、1988 (in press).
- Short, D. A. : Three dimensional beach-stage model, Jour. Geol., Vol. 87, pp. 553～571, 1979.
- Wright, L. D., Thom, B. G. and Chappell, J. : Morphodynamic variability of high-energy beaches, Proc. 16th Coastal Eng. Conf., ASCE, pp. 1180～1194, 1978.
- 武田一郎・砂村繼夫：砂浜海岸の堆積過程における地形変化、第30回海岸工学講演会論文集、pp. 254～258、1983.
- Heiberg III, MGE. R., Puscha, L. A. and Lockhart, J. H. : Responding to an SOS-save our coast, Proc. 18th Coastal Eng. Conf., ASCE, pp. 2241～2263, 1982.
- Ramsey, K. E. and Moslow, T. F. : A numerical analysis of subsidence and sea level rise in Louisiana, Proc. Coastal Sed. '87, pp. 1673～1688, 1987.
- Deser, Clara and Wallace, J. M. : El Niño events and their relation to the southern oscillation: 1925-1986, Jour. Geophys. Res., Vol. 92, No. C13, pp. 14189～14196, 1987.
- 田中 実：熱帯地域における気候の変動、気象研究ノート、第159号、pp. 10～46, 1987.

- 11) Michaël, G., Richard, K. and Maria, K. (Editor) : The societal impacts associated with the 1982-83 worldwide climate anomalies, National Center Atoms. Res., 66 p., 1987.
- 12) Goldberg, R. A. and Tisnado, G. M. : Characteristics of extreme rainfall event in northwestern Peru during 1982-1983 El Niño period, Jour. Geophys. Res., Vol. 92, No. C13, pp. 14225~14241, 1987.
- 13) Huyer, A., Smith, R. L. and Palusziewicz, T. : Coastal upwelling off Peru during normal and El Niño times, 1981-1984, Jour. Geophys. Res., Vol. 92, No. C13, pp. 14297~14307, 1987.
- 14) Flick, R. E. and Cayan, D. R. : Extreme sea levels on the Coast of California, Proc. 19th Coastal Eng. Conf., ASCE, pp. 886~898, 1984.
- 15) たとえば, 黒潮調査研究-KER の成果, 海洋科学, Vol. 17, No. 3, 197 p., 1985.
- 16) Sekine, Y. : Anomalous southward intrusion of the Oyashio east of Japan, Jour. Geophys. Res., Vol. 93, No. C 3, pp. 2247~2255, 1988.
- 17) 石川孝一 : 親潮前線, 海洋科学, Vol. 16, No. 12, pp. 690~696, 1984.
- 18) 朝倉 正 : 気候変動と人間社会, 岩波現代選書, 214 p., 1985.
- 19) Uda, T. and Sakai, Y. : Summarized data of beach profiles and wave observations at Ajigaura beach, Tech. Memo. PWRI, No. 2294, 286 p., 1985.
- 20) Johnson, J. W. : The littoral drift problem at shoreline harbors, Proc. ASCE, J. Waterway Harbors Div., Vol. 83, paper 1211, 1957.
- 21) Kraus, N. C., Isobe, M., Igarashi, H., Sasaki, T. and Horikawa, K. : Field experiments on longshore sand transport in the nearshore zone, Proc. 18th Coastal Eng. Conf., ASCE, pp. 969~988, 1982.
- 22) 建設省河川局編 : 海岸統計, 1976~1987.
- 23) 建設省河川局 : 水害統計, 845 p., 1987.
- 24) 久保治良 : 鹿島灘から常磐南部海域の親潮水, 海洋科学, Vol. 16, No. 12, pp. 713~718, 1984.
- 25) 赤川正臣 : オホーツク海の気象, 海洋科学, Vol. 18, No. 2, pp. 112~116, 1986.

(1988.3.29・受付)