

地球規模の気候変動と阿字ヶ浦海岸における 長期的海浜地形変動との関連

宇多高明*・伊藤弘之**・岩崎福久***

1. ま え が き

砕波帯近くの海浜地形は、波浪、海浜流、潮位等の変化とともに絶えず変動しており、その変化は短期的なものから長期的なものまで幅広い時間スケールを有している。したがって海浜地形変化を解析するには、時間スケール別にその現象を支配する外力を把握せねばならない。長期的な海浜地形変化を支配する要因の一つとしては、地球規模での気候変動がある。そして近年、代表的な地球規模の気候変動として挙げられるのが、エル・ニーニョ現象と温暖化現象である。エル・ニーニョ現象とは、中部・東部赤道太平洋において海面温度が平年より $1\sim 5^{\circ}\text{C}$ 上回り、西部赤道太平洋において逆に $0.5\sim 1^{\circ}\text{C}$ 下回る現象をいう。そして、このエル・ニーニョ現象は世界各地の気象に影響を及ぼすことが知られている（気象庁, 1989）。

そうしたことから、宇多ほか（1988）は、阿字ヶ浦海岸での現地観測データをもとに、地球規模の気候変動と海浜地形変化の関係について分析し、地球規模の気候変動が異常波浪の発生や波浪の長期的変化を介して、海浜の長期的変化をもたらしていることを示した。また、エル・ニーニョ現象が生じているとき、海岸災害が多い傾向にあると報告した。さらに、宇多ほか（1991）は、地球温暖化に伴う海水準の上昇、海象条件の変化、およびこれらに伴う海浜変形を分析した。このように地球規模の気候変動と海岸災害に通じる海浜変形との関連を見出すことは、災害予測を行う上で欠くべからざる重要性を有していると考えられる。そこで本研究では、前報（1988）よりデータを拡充しつつ、地球規模の気候変動が海浜変形に及ぼす影響を阿字ヶ浦海岸のデータをもとに調べたのでここに報告する。

2. 観 測 内 容

筆者らは、海浜変形機構を明らかにするため、茨城県の阿字ヶ浦海岸において1976年より漂砂観測用棧橋を利用した海浜断面測量、底質採取、波向観測を毎週一回

行っている。観測項目は、水温、気温、波向、棧橋に沿う測線上の海浜地形測量、および P_0 , P_2 , P_4 , P_8 各地点での底質採取である。ここに、 P は棧橋の橋脚を、 $0\sim 8$ の添字は橋脚番号を表す。波向観測では、毎週の観測時に棧橋の陸側約300 mの砂丘上、標高約30 mの地点から平板とアリダードを用いて砕波点付近の波峰線の向きを測定した。観測方法については、Udaら（1990）を参照されたい。

3. 海浜地形の長期変動

（1）波向の長期的変化

阿字ヶ浦海岸への来襲波の波向の長期変化を調べるために、毎週一回の割合で観測された波向データを整理した。データは、週、季節変化等の短・中期的な変動と年変動以上の長期的な変動を区別するために、測定結果に5週間と1年間（53週）の移動平均を施して整理した。以後、5週間の移動平均には「—」を、また1年間の移動平均には「〜」を付けて区別する。

波向 θ の経時変化を図-1に示す。棧橋の方向は棧橋付近の汀線とほぼ直交しているが、棧橋軸は東より北に $8^{\circ}54'$ 傾いている。図-1の縦軸は、棧橋軸方向より反時計回り（北側）を正にとった角度である。1983年以前、 $\bar{\theta}$ は春から夏に南寄りの入射となり、その後北寄りに変化するという1年の規則正しい周期変動を有していた。しかし1983年以降、変動の振幅が小さくなり、また短周期の変動が多くなった。 $\bar{\theta}$ については、①汀線への法線方向に対し南寄りであった1983年以前の時期、②汀線への法線方向とほぼ一致していた1983年より1990年までの

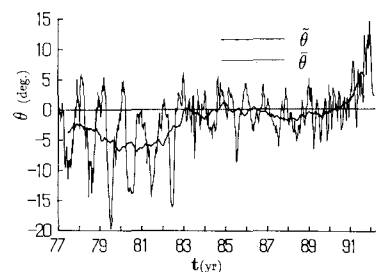


図-1 波向の経年変化

* 正会員 工博 建設省土木研究所河川研究室長

** 正会員 工修 建設省土木研究所海岸研究室

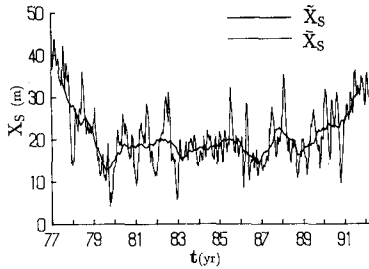


図-2 汀線位置の経年変化

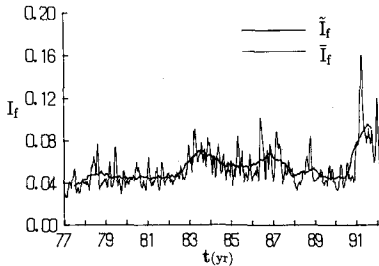


図-3 前浜勾配の経年変化

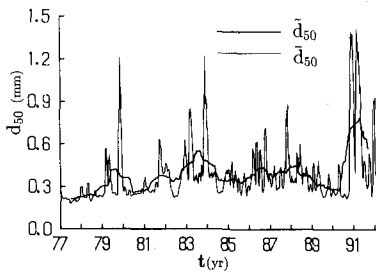


図-4 底質中央粒径の経年変化

期間、③波向が急激に北寄りに変化した1990年より現在までの期間と、3期間に分けることができる。さらに、1983年以降、南寄りの入射波が非常に少なくなっていることも特徴である。

(2) 阿字ヶ浦海岸の前浜地形の長期的変化

前浜地形を代表するパラメータとして、 P_0 から汀線までの距離 X_s 、前浜勾配 i_f を地形測量データから求め、それらの経時変化を図-2、3に示す。 i_f は、T. P. 0 m 以上の前浜の平均勾配として求めた。

X_s の5週間平均値 $\bar{X}_s$ は、1983年以前は約1年の周期変動、その後は短周期変動と、図-1に示した波向変動と良い対応を示している。 X_s の1年間移動平均値 $\bar{X}_s$ は、観測当初の1977年より1980年までは著しい後退傾向にあったが、その後1989年まではあまり大きな変化は示さず15~20 mの間で変化していた。しかし、1990年より現在にかけては、波向の急激な北寄りの変化に合わせて急激な堆積方向を示している。

前浜勾配の5週間平均 $\bar{i}_f$ は、特に規則性は見られないが、1983年~1986年にかけては、他の期間に比べて短周期の変動を示している。また、1986年を境にそれ以降、振幅が大きくなっている。さらに、 $\bar{i}_f$ は、1990年末ごろより急激に増加し、1991年4月11日には観測開始以来最大の0.19という非常に急な勾配を示した。その後、 $\bar{i}_f$ は急速に減少し1990年以前の値に近づく傾向にある。一方、 $\bar{i}_f$ は、1983年中頃と1986年後半にピークが認められる。これは、 $\bar{X}_s$ の減少に対応している。

(3) 底質中央粒径の経時変化

P_0 における底質中央粒径 d_{50} の経時変化を図-4に示す。 d_{50} には規則的な変化が見られないが、これは底質の急激な粗粒化という現象が、ごく短期間における高波浪の来襲に支配される現象であるからと考えられる。また、1983年より1986年にかけて、前浜勾配と同様他の期間に比べて短周期の変動が目立っている。一方、 d_{50} の長期的変化としては、観測開始以来1988年まで緩やかな粗粒化傾向が続いた後、一旦細粒化し1990年に入って再び急激な粗粒化が生じた。

(4) 波向変化と前浜地形変動との関連

沿岸漂砂の方向は入射波の波向に左右されるから、波向と海浜地形変化の間には密接な関係が存在するはずである。また、阿字ヶ浦の棧橋の南には磯崎岬が存在するために、南向きの沿岸漂砂はこの岬で移動が阻止されて棧橋付近では堆積傾向となり、逆に北向きの沿岸漂砂の場合は、岬より南側からの漂砂供給量は0であるから、侵食傾向となる。つまり、阿字ヶ浦海岸においては南寄り入射波が卓越するときは侵食傾向になり、北寄り入射波が卓越するときは堆積傾向になる。このことは、図-1, 2より明らかである。1977年より1983年までは南寄りの入射波が卓越していたため汀線は後退傾向にあったが、1990年からは北寄りの入射波が急に多くなり、それに応じて汀線も急激に前進し、堆積傾向に転じている。

次に、図-2、4より1977年から1989年まで侵食傾向のときは d_{50} が粗粒化傾向にあり、堆積傾向のときは細粒化傾向にあることが分かる。この現象は、侵食時に、粒径の小さい粒子から順に運び去られ、ある程度侵食が進んだ状態においては表面が粗粒化し、これ以上侵食が進まなくなったことを表わしている。

一方、 d_{50} が粗粒化するとそれに応じて前浜勾配が急勾配化することが図-3、4より分かる。この現象は、観測全期間を通じて言えることである。これは、侵食時に構成粒子の粒径が粗粒化することにより、前浜が急勾配を維持出来るようになったものと考えられる。以上のことより、長期的に見たとき阿字ヶ浦海岸の海浜地形は波向変化に応答していることが確かめられた。

4. 気象・海象の変化と波向変化

(1) 波向変化を支配する要因

阿字ヶ浦海岸の海浜地形の長期的変化は波向変化に支配されていることが確かめられた。ところで、宇多ほか(1988)は、エル・ニーニョの発生→親潮の南下→オホーツク海高気圧の発達→ヤマセ→冷夏・冷害の発生という仮説を立て、夏期に「ヤマセ」が発達すると北東風が卓越し、阿字ヶ浦海岸において南寄りの入射波が減少する傾向になると説明している。つまり、地球規模の気候変動が阿字ヶ浦海岸の波向の長期変動を支配する要因の一つになっている。このことを逆に考えると、阿字ヶ浦海岸のような小地域において、海浜変形の観測によって地球規模の気候変動の監視(モニタリング)が出来る可能性を示唆しているといえる。ここでは、気象・海洋データと前章で述べた阿字ヶ浦における観測データを用いて、気象や海象の変化が波向に与える影響を調べるとともに、海浜変形の観測による地球規模の気候変動のモニタリングの可能性について述べる。

(2) エルニーニョと黒潮・親潮変動との関連

地球規模の気候変動の代表格であるエル・ニーニョと、我が国の気象に大きな影響を及ぼす黒潮・親潮との関連について述べる。また、定量的な評価を行うために相関分析を試みた。以下、相関係数を r で表わすことにする。

エル・ニーニョと黒潮・親潮との関連については数多くの報告がある。例えば、佐伯(1985)は、エル・ニーニョの発生後1~2年して黒潮の大蛇行が発生し、次のエル・ニーニョの発生の前後に蛇行が消滅する可能性が高いと報告した。また、関根(1988)は、親潮の異常な南下が、エル・ニーニョの発生に前後するアリューシャン低気圧の南偏と関連すると報告している。図-5には、南方振動指数(S. O. I.) (オーストラリアのダーウィンとタヒチの気圧差の年偏差)の経年変化を示す。S. O. I.は、エル・ニーニョの本来の指標である東部赤道太平洋の海面水温偏差と非常によい相関を示し、エル・ニーニョを表わしていると言っても差し支えない(気象庁, 1989)ため、ここではS. O. I.をエル・ニーニョの指標とする。S. O. I.の負値は、エル・ニーニョ現象を、正値は反エル・ニーニョ(ラ・ニーニャ)現象を示す。また、図-6には東海道沖の黒潮流軸の南限緯度の経年変化を示す。緯度が著しく低くなったとき、黒潮流軸が南偏し、蛇行していることを表わしている。両者の相関係数は $r=0.33$ であるが、エル・ニーニョの発生した時期には、黒潮が蛇行する傾向が明らかである。1977年から現在にかけての傾向としては、黒潮の蛇行が始まってからエル・ニーニョが始まり、その後エル・ニーニョが収まる

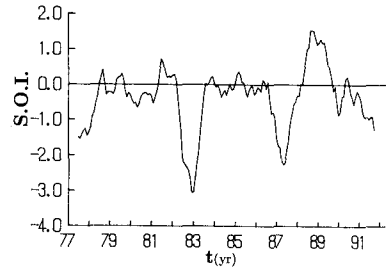


図-5 南方振動指数 (S. O. I.) の経年変化

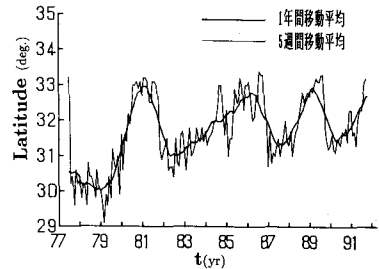


図-6 東海道沖の黒潮流軸最南下緯度の経年変化

と黒潮流路は蛇行から直進流路に遷移する傾向がある。また、長期的傾向としては流路変動の振幅が小さく、周期が短くなっていることも指摘される。

次に、親潮第一分岐の南限緯度の経年変化を図-7に示す。親潮第一分岐は1981年、1984年、1986年に大きく南下し、2~3年周期で変動している。また、長期的な傾向としては、1983年を境に第一分岐の南限が北上する傾向にある。図-6, 7によれば、東海道沖の黒潮最南下緯度が高く、黒潮が直進経路をたどったとき親潮第一分岐が南下する傾向があることが分かる。そしてこのときの相関係数は $r=-0.45$ である。

次に、黒潮流軸の阿字ヶ浦海岸への最近接位置までの距離を調べてみた。黒潮流軸は海上保安庁水路部発行の日本近海海流図を参考にして決めた。また、黒潮の流れの中心軸を黒潮流軸の流軸とした。図-8には、黒潮流軸の阿字ヶ浦最近接点における流軸と阿字ヶ浦までの距離の経年変化を示す。図-7, 8を比較すると、長期変動傾向として、黒潮までの距離と、親潮第一分岐の南限緯度が逆相関の関係にあることが分かる($r=-0.42$)。つまり、黒潮流軸が本州沿いに北上すると、親潮第一分岐の南下が阻止され、逆に黒潮流軸が東寄りに向きを変え本州と離れる場合には、親潮第一分岐が南下し易くなるといえる。このことは、関根(1988)が報告した「アリューシャン低気圧が南偏して発達しても、日本東岸に黒潮流軸が切離した暖水渦や津軽暖水の東方への張り出しがある場合は、親潮の南下がこれらの暖水にブロックされて抑えられる。」と同様のことである。

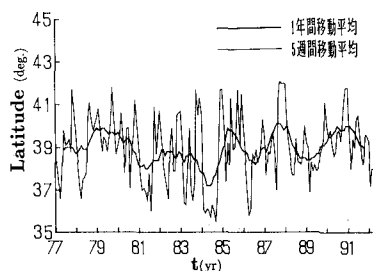


図-7 親潮第一分岐南限の経年変化

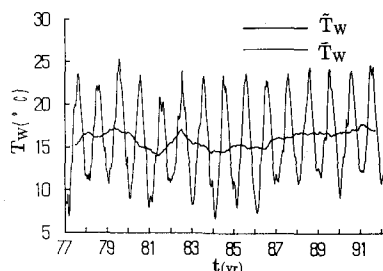


図-9 阿字ヶ浦海岸における海水温の経年変化

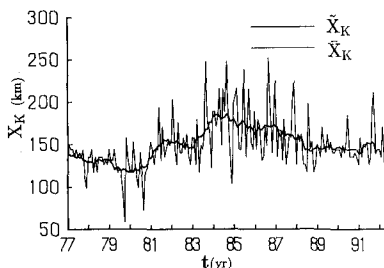


図-8 阿字ヶ浦沿岸より黒潮流軸最近接位置の流軸までの距離の経年変化

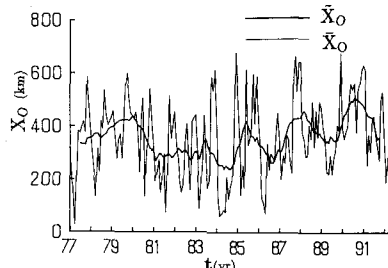


図-10 阿字ヶ浦海岸より親潮第一分岐南限までの距離の経年変化

結局、以下のように要約される。まず、親潮の南下は黒潮統流の挙動に関連し、黒潮統流が本州太平洋岸に沿って北上すると親潮第一分岐の南下は阻止され、黒潮統流が東寄りに向きを変え本州より離れる場合には、親潮第一分岐が南下し易くなる。一方、黒潮統流は黒潮の蛇行と関係しており、黒潮が蛇行せずに直進流路をたどったとき、統流は東寄りに向きを変えて本州より離れ、逆に蛇行しているときに黒潮統流は本州太平洋岸に沿って北上する傾向となる。さらに、黒潮の蛇行はエル・ニーニョの発生時期に生じ易い。以上のように、エル・ニーニョ、黒潮の蛇行、黒潮統流の流路、そして親潮第一分岐の流路の間には密接な関係がみられる。

(3) 黒潮・親潮の変動と波向変化

黒潮や親潮が変動すると、それに伴ってその周辺の気象や海象に影響を与える。図-9は、阿字ヶ浦海岸における海水温の経年変化である。この図と、阿字ヶ浦から黒潮流軸までの距離（図-8）、親潮第一分岐南限までの距離（図-10）より、黒潮が阿字ヶ浦から離れ、親潮第一分岐が近づくと水温は下がり、反対に親潮第一分岐が南下せず黒潮が阿字ヶ浦に近づくと水温は上がることがわかる。相関係数は、黒潮までの距離と水温との間には $r = -0.53$ 、親潮までの距離と水温との間には $r = 0.70$ であり、よく対応していることが分かる。

次に、風向と親潮の南下との関連を調べた。風向データは、水戸気象観測所のものを用いた。水戸を代表地点に選んだ理由としては、水戸の東には太平洋が位置し、

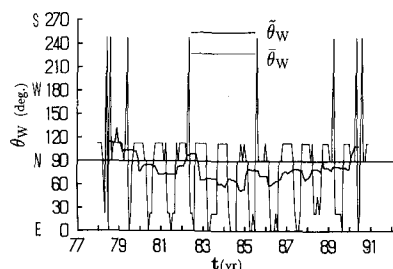


図-11 水戸気象観測所における月別最多風向の経年変化

水戸と太平洋の間の地形は、太平洋から吹いてくる風を遮ったり、風向を変えたりするような地形がなく、水戸における風向と阿字ヶ浦における風向がほぼ同様であると考えられたためである。水戸気象観測所における月別最多風向の経年変化図が図-11である。ただし、縦軸である風向の方向角は、東を基準に反時計回りを正としている。水戸の風向の特徴には、親潮第一分岐が南下すると（図-7参照）南寄りの風が少なくなり、代わって北から東寄りの風が多くなる傾向がある（ $r = 0.52$ ）。また、力石（1992）が「ヤマセ」はオホーツク高気圧に起因するものであると報告していることから、水戸の風向の傾向は、親潮第一分岐が南下する年には、オホーツク高気圧が発達することにより、「ヤマセ」のような北東風が卓越する、と説明できる。

一方、水戸において北東方向の風が発達する場合には、阿字ヶ浦においても北東方向の風向が卓越していると考

えられる。また、北東方向の風向が卓越することによって阿字ヶ浦への入射波が北寄りになる($r=-0.41$) (図-1, 11 参照)。

以上をまとめると次のようなシナリオが描ける。まず、エル・ニーニョ期間の前後にアリューシャン低気圧が南偏して発達することにより、親潮第一分岐が三陸沖から常磐沖に張り出す。さらにオホーツク海高気圧が発達すると、東北太平洋岸ではヤマセのような北東風が多くなる。したがって阿字ヶ浦海岸への入射波は、北寄り入射が卓越する。反対に親潮第一分岐が南下せず、オホーツク海高気圧の発達が弱い年は、東北太平洋岸では北東風も少なくなる。このため、阿字ヶ浦海岸への入射波の波向は、北寄り入射が少なくなる。そしてこのような波向変動に応じて海浜地形が生ずるのである。

結局、地球規模の気候変動が波浪条件の変動を介して阿字ヶ浦海岸での海浜変形に影響を及ぼしていることが確かめられた。このことは、阿字ヶ浦において海浜変形の観測を長期間行うことにより地球規模の気候変動を監視することができることを意味する。

5. 結 論

阿字ヶ浦海岸の観測データと気象海象データをもとに、地球規模の気候変動と海浜変形との関連について解析した。主な結論は次のとおりである。

① 波向、汀線位置、前浜勾配、底質中央粒径は、1977年より現在に至る変化傾向の違いより、侵食傾向であった1977年～1983年の期間、比較的海浜が安定していた1983年～1989年の期間、堆積傾向にある1990年より現在に至る期間に分けられる。そして波向変動に応じて汀線位置、前浜勾配、中央粒径などが変化をくり返していることが分かった。

② 親潮第一分岐の異常な南下は黒潮統流の挙動に関連し、黒潮統流が本州太平洋岸に沿って北上すると親潮第一分岐の南下は阻止される。また、黒潮統流が東寄りに向きを変え本州より離れると、親潮第一分岐は南下し易くなる。一方、黒潮統流は黒潮の蛇行と関係しており、黒潮が蛇行せずに直進流路をたどったとき、統流は東寄

りに向きを変えて本州より離れ、逆に蛇行しているとき黒潮統流は本州太平洋沿岸に沿って北上する傾向となる。以上のように、親潮第一分岐の挙動は黒潮の蛇行と密接な関連を有している。さらに、黒潮の蛇行はエル・ニーニョの発生時期に生じ易いことから、地球規模の現象が沿岸水の挙動と結び付いていることが分かった。

③ 親潮第一分岐が三陸沖から常磐沖に張り出し、さらにオホーツク海高気圧が発達すると、東北太平洋岸ではヤマセのような北東風が多くなる。したがって、阿字ヶ浦海岸への入射波は、北寄り入射が卓越する。かくして、阿字ヶ浦での波向変動は、親潮第一分岐と関連すること、そして①、②の結論を考え合わせると、阿字ヶ浦での海浜地形変動は地球規模の現象と密接な関連を有しているといえる。

謝辞：黒潮の蛇行および親潮の南限に関するデータは気象庁海洋部海洋課よりその写しを、また、黒潮の流路図は海上保安庁水路部よりその貴重な資料を頂いた。ここに記して謝意を表します。

参 考 文 献

- 宇多高明・小俣 篤・齋藤友伸 (1988): 阿字ヶ浦における海浜地形の長期的変動とその原因, 土木学会論文集, 第399号/II 10, pp. 165-174.
- 宇多高明・伊藤弘之 (1991): 地球温暖化影響調査報告書—潮位, 波浪, 海浜変形の長期変動に着目して—, 土木研究所資料, 第3034号, 99 p.
- 気象庁 (1989): 異常気象レポート, '89, 近年における世界の異常気象と気候変動—その実態と見通し— (IV), 大蔵省印刷局, 433 p.
- Uda, T., H. Ito and T. Saito (1990): Summarized data of beach profiles and wave observations at Ajigaura Beach (2), Technical Memorandum of PWRI, No. 2900, 438 p.
- 佐伯理郎 (1985): 黒潮の流量, 海洋科学, Vol. 17, No. 5, pp. 267-273.
- 関根義彦 (1988): 親潮の異常な南下, 亜熱帯循環流の変動, エル・ニーニョの発生と北太平洋上の風系変動との関連, 海洋科学, Vol. 20, No. 5, pp. 310-316.
- 赤川正臣 (1986): オホーツク海の気象, 海洋科学, Vol. 18, No. 2, pp. 112-116.
- 力石国男・飯田秀重・C. W. Ziskin (1992): 北半球の500 mb 面高度の変動とヤマセ, 海洋, Vol. 24, No. 6, pp. 359-363.