

砕波帯内の長周期波及び非定常海浜流の現地観測

仲 座 栄 三* ・ 津嘉山正光**・ 田 中 聡***
安 里 和 政****・ 有 川 勇 三*****

1. はじめに

最近、沿岸に形成される長周期波が沿岸漂砂や越波・波力などの問題に大きな影響を及ぼすことが現地観測や室内実験などをとおして具体的に指摘されるようになってきた(例えば、加藤, 1991; 日野ら, 1988; 仲座・日野, 1988; 仲座ら, 1991; 関本, 1990)。沿岸部に形成される長周期波は、岸沖方向の波とエッジ波などで代表される沿岸方向に進行する波とに大別される。沿岸部に形成される平均海面の長周期変動は、Munk (1948) や Tucker (1950) らの現地観測の報告以来、サーフビート (Surfbeat) 現象として海岸工学の分野で盛んに議論されるようになった。理論的には、1846年 Stokes によって、一様斜面勾配の海岸に対する0次のモードのエッジ波理論が与えられている(長周期波に関する文献レビューは、加藤 (1991) に詳しい)。

1978年11月、カリフォルニアの Torrey Pines Beach でサーフビートに関する大規模な現地観測が実施された。この観測は、長年、長周期波に関する研究を続けてきた Huntley, Guza and Thornton らによるもので、この観測には電磁流速計19台をはじめ、波高計、濃度計など総計42台のセンサー機器が用いられた。精密な観測機器を用いた現地観測としては、おそらく世界最大の規模である。この観測結果からは、低モードのエッジ波が実存していたことなどが具体的に示された。

現地観測において、これら長周期波の平面的な振舞いを観測するには、上述のように相当な経費と労力を必要とするため、これまで長周期波に関する定量的な評価は未だ十分には行われていない。さらに、エッジ波の発生メカニズムをはじめ、沿岸部にトラップされる長周期波がはたしてどの程度の大きさまで存在し得るかなどの、基本的な問題も今後検討すべき問題として残されている。

本研究では、スーパー台風T9119号に伴う波浪を対象

として現地観測を行った。この台風に伴う波浪は、沖波有義波波高が9mを越え、汀線近傍の長周期波の波高は2.6m、砕波点付近の長周期波の流速振幅は実に3.5m/sにも達した。ここで実測された長周期波の大きさは、実測値として世界最大級のものと思われる。

現地海岸でこれ程の規模のサーフビート現象が発生しているとすると、実際に海岸構造物を設計する際には、従来の個々波に対する防災対策に加えて、長周期波に対する対策をも十分に検討する必要がある。そのためには、実海岸におけるサーフビート現象がどのような水理・波浪現象として存在しているのかを明確にする必要がある。

以下においては、これらのデータを用い、砕波帯内の「長周期波 (サーフビート)」及び「流れ」の実態解明を中心に述べる。

2. 現地観測概要

図-1に、観測対象海岸及び観測位置図を示す。観測対象とした海岸は、図示のとおり、沖縄本島南部の糸満市米須海岸である。当海岸は、荒崎と摩文仁との両側岬に囲まれ、緩やかに円弧を描いた長さ約3.5kmの海岸である。ビーチ前面には、水深約1mのリーフが幅約200mで張り出している。リーフエッジ付近が来襲波の砕波点付近であり、このリーフエッジのラインは、波の

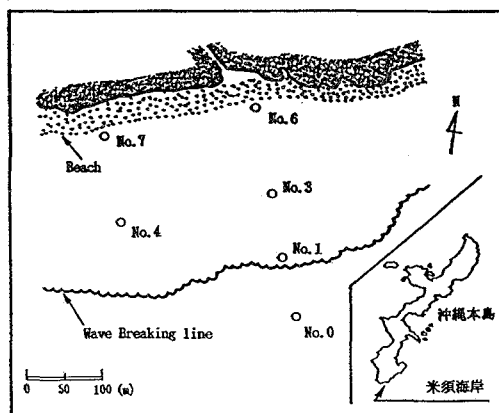


図-1 観測位置図

* 正会員 工博 琉球大学助手 工学部土木工学科

** 正会員 工博 琉球大学教授 工学部土木工学科

*** 琉球大学大学院

**** 正会員 沖縄県南部農林土木事務所

***** 正会員 (財)漁港漁村建設技術研究所

砕波線とほぼ一致する。リーフ水域内は砕波帯内となっており、リーフ沖は砕波帯外となる。

砕波帯内の波浪・流れの観測には、二成分電磁流速計内蔵型の波高計を5台用い、それを図示のような配置で砕波帯内に設置した。沖波観測には、リーフ先端より約700 m 沖側の水深 50 m の位置に設置された超音波式波高計（沖縄気象台の沿岸波浪観測装置）を用いた。さらに、観測では、海岸全体としての長周期波の挙動特性を調べる為に、8 mm ビデオカメラや 35 mm カメラなどを用いたビジュアルな観測も行った。

3. 観測結果及び考察

図-2 に、台風 T9119 のコースを示す。図示のとおり、スーパー台風 T9119 号は、日本列島を縦断するコースをとり、各地に甚大な強風災害・波浪災害・塩害などをもたらし、災害史に名を連ねる記録的な台風となった。図-3 に台風 T9119 号に伴う波浪の経時変化を示す。はじめに述べたように、この台風に伴う波浪は最盛期には有義波波高が 9.3 m、有義波周期は 13.3 秒となった。最大波高は、16.0 m を記録している。

図-4 に、観測点 St. 1 における水位、岸沖流速(U_x)及び沿岸流速(U_y)の波形を示す(1991年9月26日06時01分から20分間)。この観測点は、来襲波の砕波点に近

いため、流速変動が大きく、逆に水位変動は比較的小さくなっている。岸沖方向の流速波形には、周期が30 s ~ 5分程度の長周期波が出現しており、周期3 ~ 4分の長周期波の流速振幅は、実に 3.6 m/s にも達している。沿岸方向流速波形には、振幅の小さい1分程度の長周期波と、さらに周期の長い8分程度の長周期波の出現が認められる。

図-5 に、観測点 St. 6 における水位及び流速の波形を示す。水位変動・流速変動共に、周期が3 ~ 4分程度の長周期波が見られる。特に、10分~17分間に見られる水位の長周期変動の波高は、2.6 m にも達している。岸沖方向の流速波形には、図-4 で見られた3分台の長周期波はむしろ消え、周期が30秒~1分程度の長周期波成分が卓越している。このことは、岸沖方向の長周期波が重複波として存在していたと考えれば（水位変動のことも考え合わせて）、容易に説明のつくことである。周期が30秒程度の波の流速が卓越して存在するのは、観測点がこの波に対して節の位置に位置していたことによるものと思われる。一方、沿岸流速波形には、周期1 ~ 2分程度の長周期波が見られるものの、周期が3分を上回りかなり周期の長い長周期波が卓越している。これは、流速波形からして、「波」としての定義よりも、むしろ「非定常海浜流」としての観点から説明した方が良さそうである。

以上の説明は、スペクトルを基に議論すれば、いっそう明確になる。図-6, 7 及び 8 に水位・流速のパワースペクトルを示す。

ここで得られた大規模な長周期波がどのような「波」として存在していたのかを、従来よりエッジ波などの存在説明に用いられている手法（水位一流速、あるいは岸沖流速一沿岸流速間のコヒーレンス・位相差を取る手法）によって、さらに検討を行う。

図-9, 10, 11 は、それぞれ「岸沖流速と沿岸流速」、「水位と岸沖流速」、「水位と沿岸流速」間のコヒーレンス及び位相差である。図-9 及び 10 より、周期13秒付近の波に関しては位相差が0であり、またこの周期が沖波周期に対応することを考えると「進行波」と判断される。すなわち、これらの短周期波は、リーフ沖からの伝達波であり、汀線で殆ど消波吸収されることが分かる。

一方、周期100秒以上の波に関しては、位相差が $\pi/2$ となっており、「重複波」か「進行エッジ波」となる。さらに、図-10 で示すように、100秒以上の周期を有する岸沖方向の波に対しては、位相差が $\pi/2$ となっていることから、「岸沖方向の重複波」と判断される。また、比較的高いコヒーレンスの高い周波数に対応する周期25秒及び45秒付近の波に関しては、位相差が $\pi/2$ に近づいていることから、図-9 の結果と合わせて、「部分重複

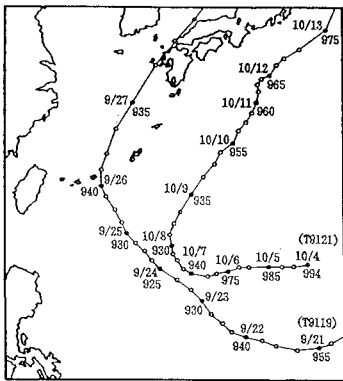


図-2 台風経路図

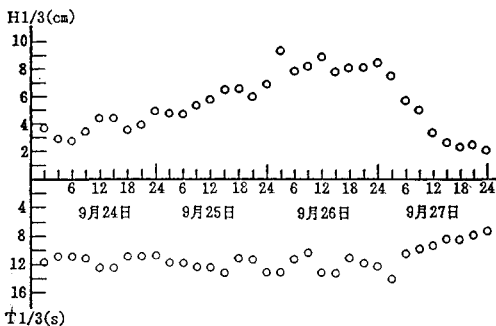


図-3 有義波波高及び有義波周期の経時変化

波」として存在していたものと判断される。図-9 及び 11 の結果からは、位相差のみで判断すると、沿岸方向の波が「進行エッジ波」であったとの結論も出せるが、砕波帯内の海底はフラット（すなわち、リーフ上の水深は一定）なため、むしろ「進行性の波」として結論づけられる。あるいは、非定常沿岸流の波動成分が、そのまま流れ方向に進行しているような現象として説明される。

図-12 は、9月26日10時41分における St. 7 の水位・

流速の波形である。この時間帯には、図-5 で示す場合と異なり、沿岸流速に極めて大きな長周期成分が認められる。図-13 及び 14 は、水位及び沿岸流速のパワースペクトルである。水位に関する周波数 0.04 Hz 付近のパワーの落ち込みは、図-6 に対する説明と同じである。図-15, 16 に水位・岸沖流速・沿岸流速のコヒーレンス・位相差を示す。図-9~11 の議論と同様に考えると、周期が20~30秒分程度の波は、岸沖方向の「重複波」として存在し、周期が2分以上の波は沿岸方向と岸

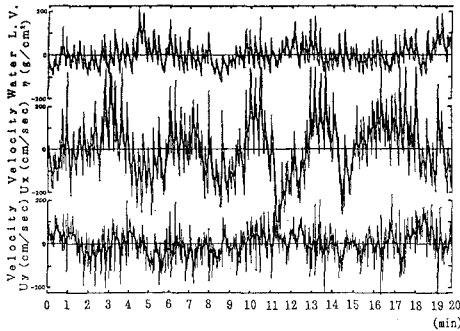


図-4 St. 1 における水位及び流速波形

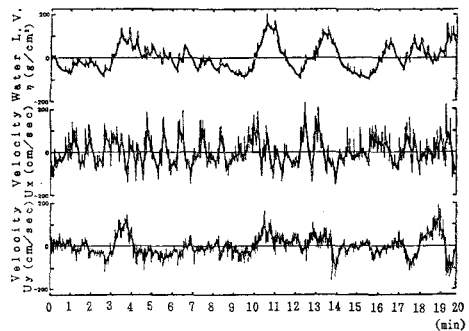


図-5 St. 6 における水位及び流速波形

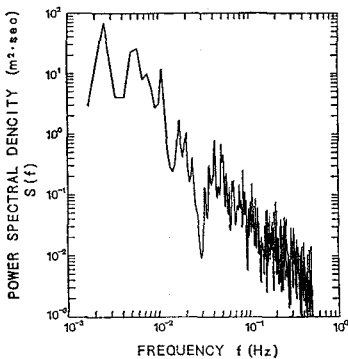


図-6 St. 6 における波高のパワースペクトル

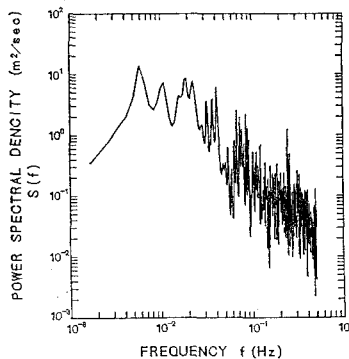


図-7 St. 6 における岸沖方向流速のパワースペクトル

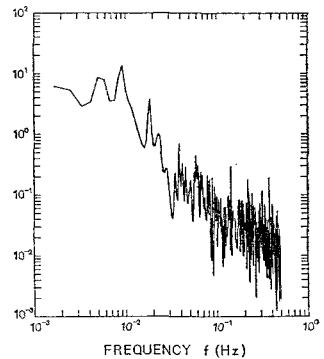


図-8 St. 6 における沿岸方向流速のパワースペクトル

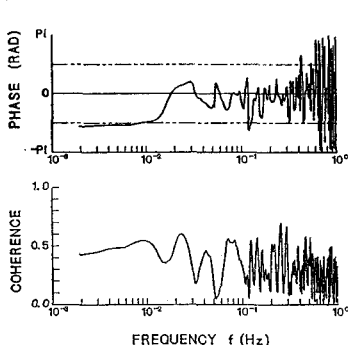


図-9 St. 6 における岸沖及び沿岸方向流速の Coherence 及び Phase

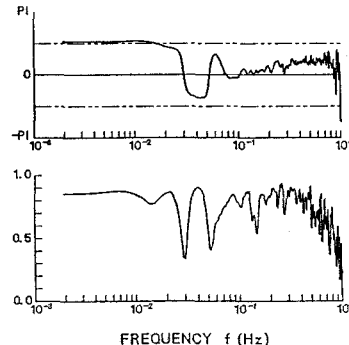


図-10 St. 6 における水位及び岸沖方向流速の Coherence 及び Phase

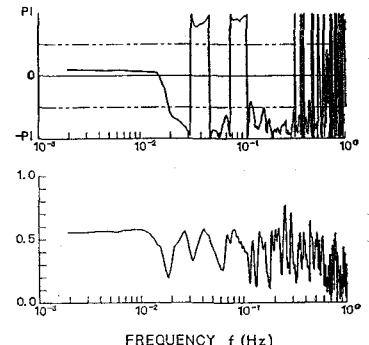


図-11 St. 6 における水位及び沿岸方向流速の Coherence 及び Phase

沖方向とに重複波となった「重々複波」として存在していたものと判断される。これは、調査海岸の両端の岬の位置で腹をとる長周期波として実現されたものと考えられる。以上のように、時間帯によって調査海岸には、様々な形の長周期波が発生していたことが分かる。

図-17 は、台風通過後行った調査海岸の汀線付近における遡上波の波浪痕跡値である (D.L. 表示)。図示のとおり、遡上高は沿岸方向の境界となる岬付近で大きくなっており、この点からも観測当時、大振幅を有する沿

岸方向の重複波が発生していたことが推測される。また、痕跡値から判断すると、この海岸の両端付近では、実測された長周期波の振幅を遙かに上回るサーフビートが発生したものと考えられる。

図-18 は、St. 6 及び St. 7 における長周期波の最大波高 ($HL_{\max}$) と入射波の有義波高 (H_0) との関係を示している。両者の関係を多少強引に線形近似したのが図中の実線であり、 $HL_{\max}=0.2\sim0.3 H_0$ である。すなわち、St. 6~7 においては、長周期波の波高は入射波高の約3割まで存在していたことになる。しかし、図-17 の説明でも述べたとおり、海岸の両端では、その倍程度の長周期波が発生していた可能性があり、長周期波は入射波高の6割程度までも成長する可能性がある。ここで測定された長周期波は海岸の両端の境界条件、あるいはリーフ長・水深などに依存していることから、図-18 の関係は不変的なものではなく、海岸固有のものと言える。

4. おわりに

本研究では、スーパー台風T9119号に伴う波浪の現地観測によって波高が3mに迫る大振幅の長周期波の観測に成功した。この観測データを用いて、碎波帯内の(リーフ上に発生する)サーフビートの実態を明らかに

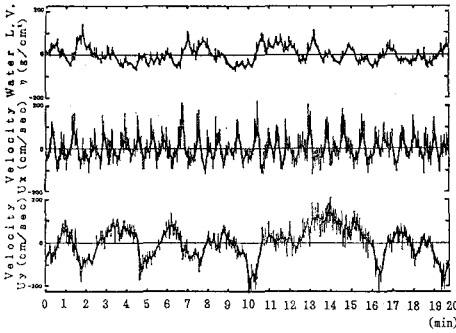


図-12 St. 7 における水位及び流速波形

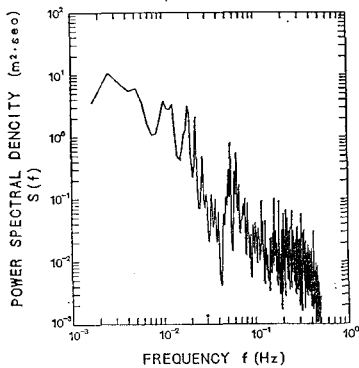


図-13 St. 7 における波高のパワースペクトル

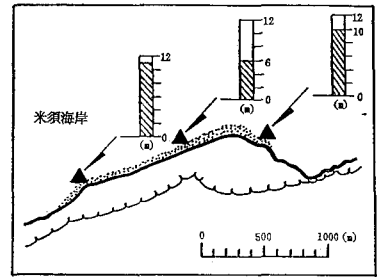


図-17 台風通過後の遡上波の痕跡値

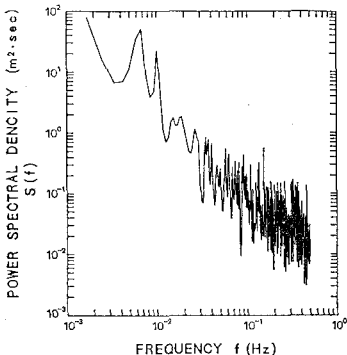


図-14 St. 7 における沿岸方向流速のパワースペクトル

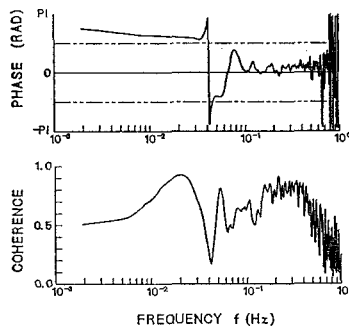


図-15 St. 7 における水位及び岸沖方向流速の Coherence 及び Phase

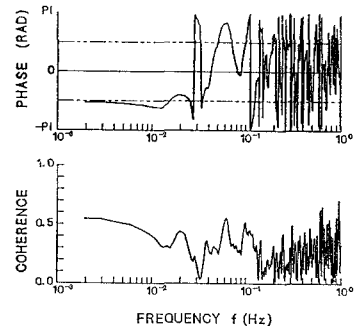
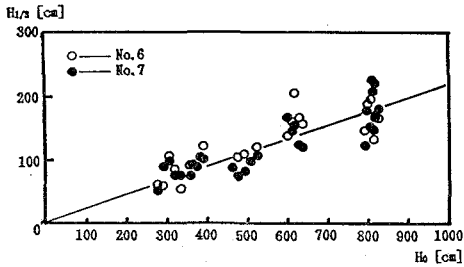


図-16 St. 7 における水位及び沿岸方向流速の Coherence 及び Phase



図—18 St. 6 及び St. 7 における長周期波の最大波高と入射波の有義波波高との関係

すると共に、波群によって引き起こされる長周期波が入射波高の何割まで成長しえるか？などの検討を行った。その結果、当海岸で発生した砕波帯内の長周期波は、「岸沖方向の重複波」や「進行性の沿岸波」及び「重々重複波」として発生していたことが明らかとなった。本研究での議論は、リーフ上におけるエッジ波の存在の可能性を否定した形で行われたものである。しかし、リーフエッジより沖測は、勾配が 1/10 となる一様斜面海底となっており、ここでエッジ波は十分トラップされる可能性を有している。リーフ海岸のような複雑な海岸でエッジ波が存在し得るか？数値計算も含め、今後さらにデータの解析を進める予定である。長周期波の波高に関しては、水深 1 m 程度の海域において、実測値で入射波の波高の 3 割まで成長することが明らかとなったが、波浪痕跡からはその倍まで成長し得ることが推測できた。また、合田 (1975) は静岡県御前崎地方の「やっびき」と呼ばれるサーフビート現象の波高が“うねり”の 50～90% にも達することを紹介しており、ここで示した値以上の長周期波が存在する可能性も十分ある。現地観測は、本年度も継続して行われる予定であり、この点に関

してもさらに検討して行きたい。

謝辞 ここで述べた現地観測を遂行するにあたり、多くの方の協力を得た。波高計設置の作業は極めて危険を伴うものであった。St. 1 の波高計設置は、電池の節約というただそれだけの理由で、沖波有義波波高約 3 m、最大波高 5 m の中で行った。命がけの作業に協力して下さった、沖縄県庁技師砂川勇二・高良直樹の両氏、琉球大学学生島倉康夫君に深甚なる謝意を表する。また、琉球大学工学部の宇座俊吉技官には現地観測に際し、多大な協力を得た。ここに改めて深甚なる謝意を表する。さらに、本研究の一部は、沖縄県漁港課・(財)漁港漁村建設技術研究所からの受託研究費と文部省科学研究費(一般研究(B), 研究代表者: 仲座栄三)の援助を受けていることを付記する。

参考文献

- 加藤一正 (1991): 漂砂と海浜地形変化に及ぼす長周期波の影響に関する研究, 東工大博士論文, p. 120.
- 合田良実 (1975): 浅海域における波浪の砕波変形, 港湾技術研究所報告, 第 14 巻, 第 3 号, pp. 59-106.
- 関本恒浩・近藤浩右・藤谷昌宏・今井澄雄・黒田輝夫 (1990): 波群性とサーフビートを考慮した防波堤堤頭部の設計波力について, 海岸工学論文集, 第 37 巻, pp. 624-628.
- 仲座栄三・日野幹雄 (1988): 波群津波の津波力に関する研究, 第 35 回海岸工学講演会論文集, pp. 597-601.
- 仲座栄三・津嘉山正光・日野幹雄・田場 浩 (1991): リーフ上の護岸越波特性に関する研究, 海岸工学論文集, 第 38 巻, pp. 511-515.
- 日野幹雄・仲座栄三・與那覇健次 (1988): 波群によって引き起こされる Bore 状サーフビートに関する研究, 第 35 回海岸工学講演会論文集, pp. 197-201; pp. 624-628.
- Huntley, D.A., R.T. Guza and E.B. Thornton (1981): Field observation of surf beat, 1. Progressive edge waves, J.G.R., Vol. 86, No. C7, pp. 6451-6466.