

砕波帯における砂層の流動化と砂移動に関する検討

前野 賀彦* ・ 石川 元康** ・ 阪 東 浩 造***
秋 山 義 信**** ・ 矢 部 興 一*****

1. 序 論

沿岸域利用と海岸保全との調和を図るためには適切な海岸侵食対策が求められることから、従来から多くの研究者や技術者により海岸侵食の機構やその対策工法に関する研究が成されてきた。それらの現地観測や室内実験に基づく研究は多くの成果をもたらしているものの、未だ暴浪時における底質移動を現地において時々刻々捕捉するには至っていない。この点に関して、善ら (1989)、鶴谷ら (1990)、前野ら (1992, 1993) が運輸省港湾技術研究所波崎海洋研究施設の棧橋を用いて波浪の通過に伴う海底砂層内の間隙水圧や有効土圧の応力変動の現地観測を行っており、それらの観測結果は波浪による砂層の流動化の砂移動への関与を強く示唆するものであった。特に鶴谷ら (1990) によれば砕波帯内で砂層の液化化を示唆する高い間隙水圧発生時に浮遊砂濃度の上昇が認められた。また、前野ら (1993) の水深約 6 m の砕波帯外における有効土圧と間隙水圧の観測結果によれば、波形勾配の大きな高波の通過により砂層が流動化し、その一部が瞬時に移動するのが確認された。また、その流動化のメカニズムは砂層表面の波圧変動と間隙水圧変動との間の位相差によるものであることが確認された。しかしながら、合理的な海岸侵食対策の検討には特に砕波帯内における底質移動のメカニズムを把握する必要がある。そこで、前野ら (1995) は砕波帯内 (水深 2~3 m) の沿岸砂州の沖側と岸側の 2 点で、波浪の観測に加え砂層内応力の長時間連続測定を行い、砕波帯外と同様に波形勾配の大きな波の通過により砂層が流動化しそれに伴い砂移動が生じていることを確認した。また、砂層流動化の際には砕波帯外の場合とは異なり流動化の頻度は多くなるものの波圧変動と間隙水圧変動の間で位相差は認められず砕波との強い相関が示唆された。そこで、本研究では前野ら (1995) の現地観測結果を用いて、沿岸砂州の水深の浅い位置における砂層の流動化および砂移動

と砕波との関係を検討し、砕波帯内における砂移動のメカニズムを考察した。

2. 現地観測の概要

現地観測は、運輸省港湾技術研究所波崎海洋研究施設の棧橋を用いて行った。その詳細については前野ら (1995) に詳しいが、最大有義波高 2 m 程度の高波浪が来襲した期間を含む最大 1 カ月の連続観測を行ったもので、図-1 に示す観測地点①と観測地点②の 2 カ所において、容量式波高計・超音波式波高計・圧力式波高計による海面変動、電磁流速計による沿岸方向・岸沖方向の各流速、砂層内の間隙水圧および有効土圧変動の測定を行った。

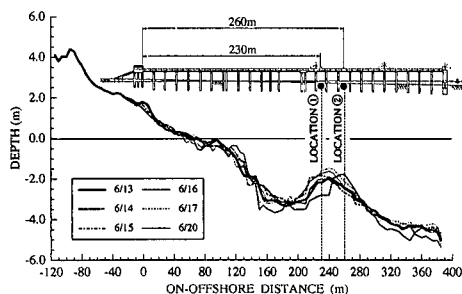


図-1 観測地点の概要

3. 現地観測結果と考察

3.1 有効土圧変動と海底地形変化

前野ら (1995) によれば実験に基づき得られた静止土圧係数と間隙率および有効土圧変動の 50 分平均値から式 (1) に基づいて推定される海底地形変化は、港湾技術研究所の定時観測結果と良い一致を示しており、定時観測では把握できない砂の堆積および侵食の動態を示している。

$$\Delta h = \frac{\sigma_H}{K_0 \{ (1-n)(\rho_s - \rho_w)g \}} \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 σ_H は観測された有効土圧変動で、 K_0 と n は実験により求められた静止土圧係数と間隙率で、それぞれ 0.412, 0.482 とした。また、 ρ_s と ρ_w は波崎の砂と海水の密度である。

* 正会員 農博 日本大学教授 短期大学部建設学科
** 正会員 工修 日本大学助手 短期大学部建設学科
*** 正会員 Ph.D. 鹿島建設株式会社 技術研究所室長
**** 正会員 工修 鹿島建設株式会社 土木設計本部
***** 工修 株式会社共和栄業

前野ら (1995) では、バーの岸側斜面に位置する観測地点①における海底地形変化は示されていないので、観測地点①、②の両者について再度整理して図-2に示した。それによれば、有効土圧の測定結果より推定される海底地形変化は、観測地点①についても港湾技術研究所の定時観測結果とほぼ一致するものであった。しかしながら、海底地形の変化は、前野ら (1992, 1993) において示されているように大きな波形勾配を有する高波の通過により海底砂層が瞬時に流動化し砂移動が生ずることが確認されている。砂の侵食は該当する波の一波一波により瞬時に生ずるが、砂の堆積は比較的時間をかけて徐々に回復しているのが認められた。今回の分析においても、有効土圧変動から推定される地形変化は、全観測期間を通じて定時観測時におけるサウンディング結果とよく一致しているものの、その前後では大きく変化している。その変化の幅は、沖側の観測地点②では0.8mにも達している。観測地点①ではこの変動の振幅はさらに大きくなっている。これらの変動は日周期を有しており図-3に示した潮位変動との相関が認められる。半日周期の分潮に対しては潮差が小さいことから余り相関が認められなかった。潮位変動に伴い通過する波に対応した

海底地形変化を生ずると考えることは妥当と思われ、本観測結果により日変動振幅と潮位変動との対応が明らかになったことは有意義であると考えられる。

観測地点①においては、13日から16日にかけて観測地点②と同様に日周期を有しているが12日以前や17日以降では大きく変動し図-2の表示の外に外れているのが認められた。これらの期間にはうねり性の波より風波の影響が大きいことが図-3に示した波浪・風の観測結果から推定される。そのため、これらの観測期間中では波形勾配が大きな高波が多いと考えられ、それらがバーの内側に位置する観測地点①において繰り返し碎波し海底砂層が激しく流動化するため、式(1)による海底地形変化の推定に際して過大に砂層変動が評価されているものと考えられる。それに対して、波高が同様に大きい15日においてはうねり性の波が多く周期が比較的に長いので波形勾配が小さくなる傾向にあることから、海底地形変化は激しいものの日周期が明確で観測地点②と同様の取り扱いが可能であると考えられる。

3.2 潮位変動と砂層の流動化

このように、海底地形変化が波の碎波や潮位変動と強い相関を有していることから、今回の全観測期間を通じて最も潮位が高い満潮時と最も低い干潮時および高潮位から低潮位への下げ潮とその逆の上げ潮の期間中最も潮位変動が激しい場合の4つの期間について碎波と砂層の液状化および砂移動との関連について検討を行うことにする。図-4、図-5、図-6、図-7に各潮位に対応する海面変動、水圧・間隙水圧・有効土圧変動、沿岸・岸沖流速についての時系列データを示した。

それらの内、まず満潮時と考えられる図-4によれば、観測地点①、②共に大きな波の通過に際しても、沿岸流速を除いて水圧・間隙水圧・有効土圧・岸沖流速共に水面変動に対応しており、有効土圧変動は海面変動と逆位相になっている。図-5に示した下げ潮時においては、観測地点②については満潮時と同様の傾向を示すが、観測地点①については有効土圧変動と岸沖・沿岸流速変動に顕著な特徴が認められる。それらの内有効土圧変動については、変動振幅が小さくなり必ずしも海面変動に対応しない変動が認められる。これは、碎波による影響と考えられる。沿岸流速に関しては変動振幅が小さくなり必ずしも海面変動に対応しなくなる。

また、岸沖流速については海面変動に対応して変動しているが、波形勾配の大きな高波を伴う波列の通過時に沖側に向かう定常流速が認められる。これは、沿岸流速の値が大きくないので沿岸方向への水塊の輸送は限られることから、波の碎波により上層の水塊が岸向きに輸送されるのに対応して、その質量の補填のため下層の水塊が沖に輸送されるものと考えられる。この点については、

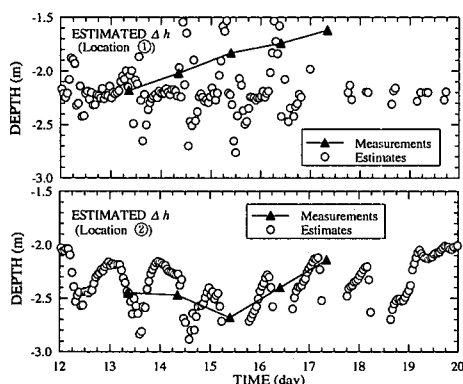


図-2 有効土圧変動に基づく海底地形変化

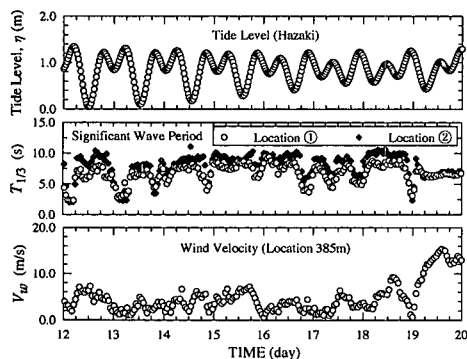


図-3 観測期間の潮位・有義周期・風速変動

磯部 (1983) が大洗海岸における現地観測に基づいて砕波帯内における平均岸沖流速の特性として述べている。また、岸沖定常流速は理論的な取り扱いにおいて戻り流れとする研究や、例えば、河田ら (1992) による波群の

砕波との関連で検討されているものがある。

また、図-6 に干潮時における時系列データを示した。それによれば、観測地点①、②共に有効土圧変動に海面変動と対応しない砕波による影響と思われる小さな変動

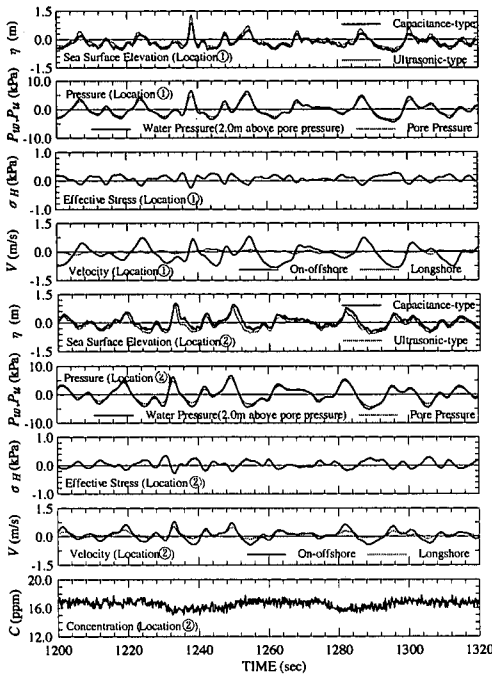


図-4 満潮時における各種観測値

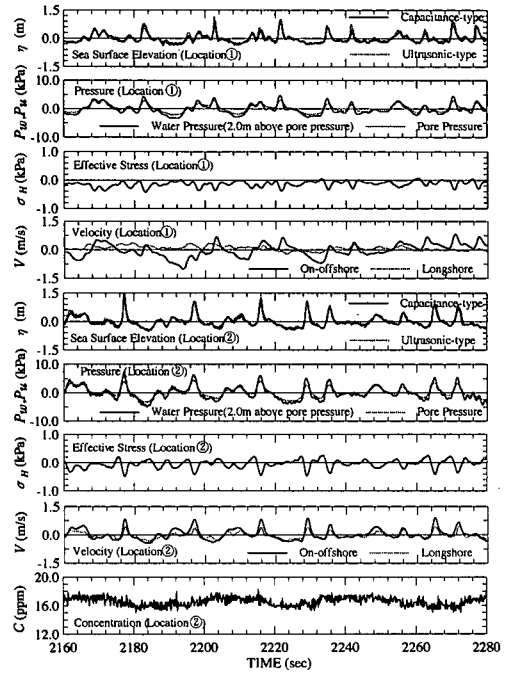


図-6 干潮時における各種観測値

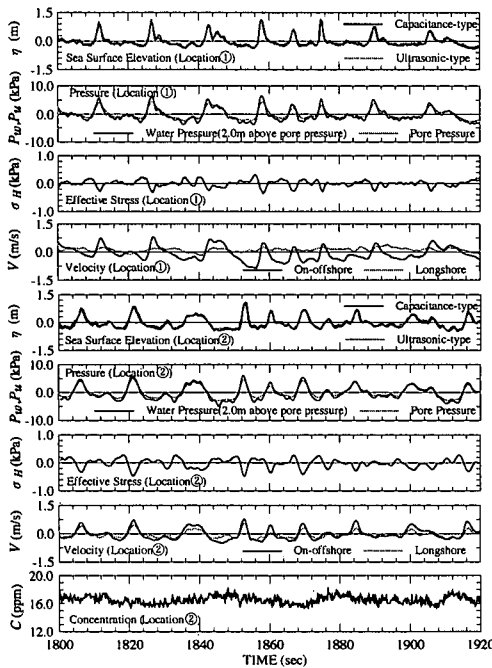


図-5 下げ潮時における各種観測値

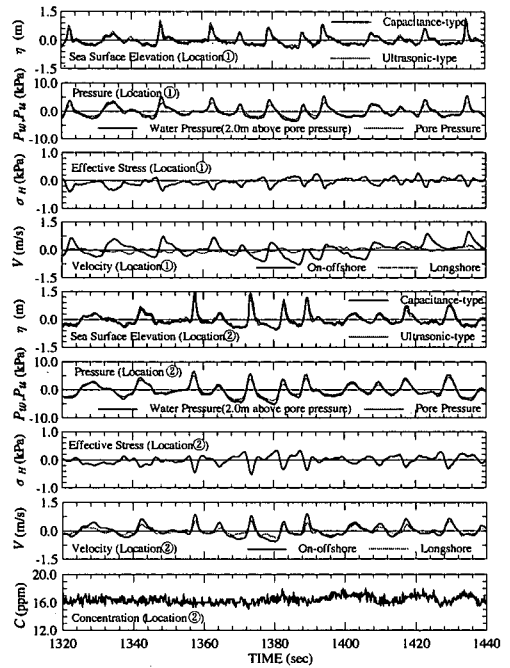


図-7 上げ潮時における各種観測値

が多く認められる。その傾向はより岸に近い観測地点①の方が顕著である。全体的にこれらの有効土圧変動には海底地形の変化に対応する長周期的な変動が認められる。それは、沿岸流速の方向と長周期的変動に対応したものである。沿岸流速がゼロか変動しても平均値がゼロであれば観測地点において地形変化は発生しないことが有効土圧変動のトレンドから推定される。平均沿岸流速が正（鹿島方面）になると平均有効土圧は負になりその地点の砂層が侵食傾向になる。逆に平均沿岸流速が負（銚子方面）の場合には、平均有効土圧は正になりその地点の砂層は堆積傾向になる。これらの傾向は平均有効土圧の絶対値が大きくなるに従って顕著となる。

干潮時における観測結果からは観測地点の砂移動に沿岸流速が大きく関わっていることが明かとなった。砂移動と沿岸流速の方向に関しては観測地点周辺における海浜流の発達やセルの存在が問題となるので、決定論的取り扱いにはできないが、今回の観測結果から強い相関が認められる。また、岸沖流速については、波形勾配の大きな高波が碎波したと考えられる場合に、進入波に対応した変動以外に大きな沖向き流れが観測地点①で発達しているのが下げ潮時と同様に認められる。

図-7に示した上げ潮時の時系列データについても、干潮時においてと同様の傾向が認められたが、平均沿岸流速がゼロに近いにも関わらず、観測地点①において砂が堆積傾向にあるのが認められた。理由は必ずしも明確ではないが、その堆積傾向を示す観測期間において碎波する波は少なく碎波後の沖向き流速の発達はあまりなく岸向き流速が卓越している。この点については、潮位の上昇に伴って碎波位置が岸側に移動すると考えられることや波の平面的広がりとの関連もあり今後継続して検討する必要がある。この観測期間中観測地点②においては平均有効土圧は一定しており砂移動は認められない。

以上の時系列データに関する考察から潮位変動に伴う碎波位置の移動や碎波波浪の諸元の変化が有効土圧変動や砂移動に関連していると考えられる。そこで、実際に観測された波峰の伝播速度と微小振幅波理論により推定された波峰流速とから得られた流速波速比について、渡辺ら(1983)の碎波指標との比較を図-8に行った。なお、バーの沖側斜面の勾配は運輸省港湾技術研究所のサウンディング結果によれば約1/30である。

それによれば、観測地点①、②共に碎波したと考えられる波は碎波指標を越えたものが多いが下回るものも相当あり、流速波速比以外の要因が考えられる。理論的な取り扱いから戻り流れの存在や碎波形式によっては発生する鉛直方向の水塊の突入による渦やジェットが存在が指摘されている。観測地点の違いによる碎波の傾向は必ずしも明確ではないが、流速波速比の分布はバーの岸側

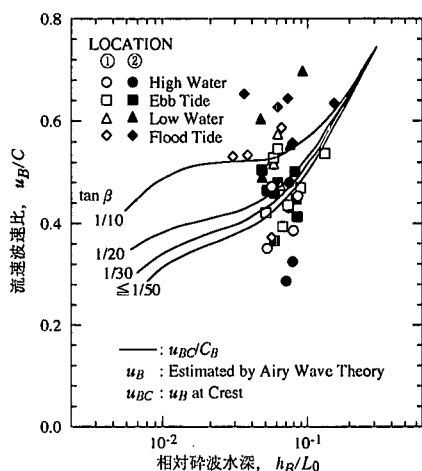


図-8 相対碎波水深と流速波速比との関係

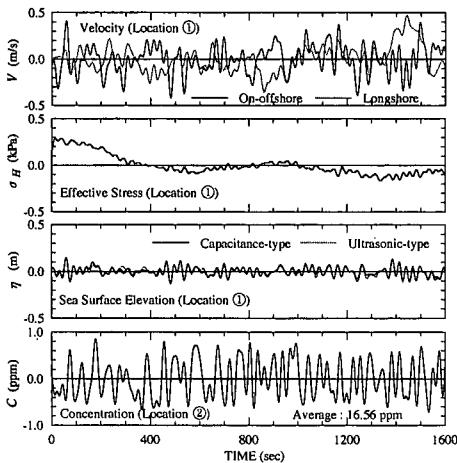
斜面の観測地点①の方が狭くなっている。

図-8によれば、満潮・下げ潮・干潮・上げ潮の各潮位の相連による碎波特性については、碎波指標を越える波の数は満潮時において少なく、干潮・上げ潮時において多くなっている。これは、海底地形の潮位変化への追従が遅れるため、満潮時においては相対的に水深が大きくなり碎波率が低下し、碎波した場合も比較的乱れや流れの変化を引き起こしにくいとと考えられる。逆に干潮・上げ潮時には相対的に水深が浅くなり、碎波による乱れや岸沖・沿岸定常流を引き起こし、それが本来碎波しないと考えられる条件で碎波を誘発することになると考えられる。

今回の観測結果においては、図-2と図-3の潮位変動図との比較からも明らかなように、全体傾向として満潮時には海底地形は砂が堆積した状態で安定しており、干潮時には砂が侵食され不安定な状態にある。バーの外側斜面の観測地点②では潮差が大きい期間には侵食の傾向にあり、潮差が小さい期間には堆積傾向にある。この傾向は、バーの内側斜面の観測地点①では余り顕著ではなく、碎波による海底地形変化の影響が大きいものと考えられる。

3.3 碎波帯内の長周期変動と底質移動

また、河田ら(1992)は現地海岸で小さな波が大きな波の通過後しばしば碎波することが観察されることの原因として、波群を成す波の碎波時に来襲波浪の周期の数倍から10倍程度の長周期の岸沖方向の脈動流成分が存在し、それが碎波に密接に関連することを示している。そこで、Nakamura & Katoh (1992)によれば波崎においては0.04 Hz以上の成分は風波によるものとされることから、0.04 Hzのローパスフィルターを通して長周期成分を分離した海面変動、有効土圧変動、岸沖・沿岸



図—9 沿岸砂州岸側斜面における長周期変動

流速、濁度について考察することにする。

図—9 にバーの岸側斜面に位置する観測地点①の干潮時における長周期変動成分を示した。それによれば、観測地点①における岸沖・沿岸流速の長周期変動には 100 秒前後の長周期成分もあり、河田ら (1992) が述べている来襲波浪の数倍から 10 倍程度の周期を有する変動成分が確認された。これらの長周期成分が両観測地点の海面変動に見られる来襲波浪によるものと比較して相当有意であることから砕波帯内に何らかの発生要因が考えられる。沿岸流速は岸沖流速と位相がずれているが、岸沖流速同様長周期変動成分を有することが確認されたことは、平面的広がりを持つ自然海岸では単に岸沖方向の戻り流れによる影響だけではなく、流れの三次元性や海浜流の影響などが考えられる。

観測地点①において濁度を測定していないので、参考のため観測地点②における濁度を示した。それによれば、濁度のピークが岸沖・沿岸両流速のそれぞれのピークの後に発生していることから、漂砂と岸沖・沿岸流速が密接に関連していることが推定される。

有効土圧の長周期変動については、海面の長周期変動に対応する成分以外に潮汐とは異なる 10 分程度の長周期成分を有している。それに対して、ここでは図示していないが、バーの沖側斜面に位置する観測地点②における岸沖・沿岸両流速は、長周期成分についても海面変動に対応したものとなっている。また、有効土圧の長周期変動は海面の長周期変動に対応する成分以外に変動振幅は余り大きくはないが観測地点①と同様に潮汐とは異なる 10 分程度の長周期成分が認められる。以上述べたように沿岸砂州の沖側と岸側では岸沖・沿岸流速の長周期変動において違いが認められ、砕波帯内で沖からの進入長周期波浪の影響とは考えられない長周期成分が認められ、波群の砕波や三次元的流れの発達の影響が強く示唆

される。

4. 結 論

以上の検討の結果、以下に示す結論を得た。

- (1) 有効土圧変動に基づく海底地形変化の動態と波列の通過時の有効応力変動および岸沖・沿岸流速とを比較することにより岸沖および沿岸方向の砂移動の把握が可能であることが確認できた。
- (2) 波形勾配の違いにより有効土圧変動の発達特性が異なることは前野ら (1995) の結果によっても確認されているが、砕波帯内では砕波の効果においても相違が認められ、波形勾配の大きい波群の砕波時には大きな沖向き流速が発達する。
- (3) 沿岸砂州の沖側と岸側では岸沖・沿岸流速の長周期変動において違いが認められた。沖からの進入長周期波浪の影響とは考えられない長周期成分が沿岸砂州の内側で認められ、波群の砕波や三次元的流れの発達による影響が強く示唆された。
- (4) 潮位変動の影響を顕著に受ける有効土圧は、個々の波形勾配の大きな高波の通過による変動以外にも、岸沖・沿岸流速の長周期変動の影響を受けて変動する。

謝辞：運輸省港湾技術研究所波崎海洋研究施設の棧橋および付属施設を現地観測に際し使用させて頂いたことを記すと共に、各種定常観測データを提供して頂いた漂砂研究室の関係各位に深謝の意を表す。

参 考 文 献

- 磯部雅彦 (1983): 波と流れの平面分布の長時間観測, NERC Rep., No. 17, TR-82-1, 第 7 回合同総合現地観測報告書, 海岸環境工学研究センター, pp. 17-38.
- 河田恵昭・森田達也・鯉江知治・土屋義人 (1992): 強風時の現地波浪の砕波特性, 海岸工学論文集, 第 39 巻, pp. 46-50.
- 善巧企・山崎浩之・佐藤 泰 (1989): 波浪による海底地盤中の応力変化に関する現地観測, 海洋開発論文集, 第 5 巻, pp. 85-90.
- 鶴谷広一・惟住智昭 (1990): 砕波帯内における底質の流動化と浮遊について, 海岸工学論文集, 第 37 巻, pp. 289-293.
- 前野賢彦・唐内仁司・矢部興一・頼頼和美 (1992): 海底地盤内応力の測定のための動間隙水圧計および有効応力計の開発, テクノロジー'92 国際シンポジウム, pp. 79-85.
- 前野賢彦・唐内仁司・鈴木芳博・矢部興一 (1993): 波浪による海底地盤の液状化と底質浮遊の現地観測, 海岸工学論文集, 第 40 巻, pp. 576-580.
- 前野賢彦・阪東浩造・秋山義信・矢部興一・唐内仁司 (1995): 砂移動と砂層内応力の現地観測による検討, 海岸工学論文集, 第 42 巻, pp. 531-535.
- 渡辺 晃・原 哲・堀川清司 (1983): 重合した波浪場における砕波について, 第 30 回海岸工学講演会論文集, pp. 5-9.
- Nakamura, S. and K. Katoh (1992): Generation of Infra-gravity Waves in Breaking Process of Wave Groups, Proc. of the 23rd Int. Conf. on Coastal Engng., Venice, pp. 990-1003.