

緩勾配海浜におけるラージカスプ形成に関する実験的研究

Experimental Study on the Large Cusp Formation

吉井 匠¹・池野正明²・出口一郎³

Takumi YOSHII, Masaaki IKENO and Ichiro DEGUCHI

In this study, the authors experimentally investigated the formation of cusate topography and the effect of the initial topographic perturbation on the alongshore uniform barred beach with a 1/20 slope. The cusate topographies appeared only in the cases which we generate the accretion-type waves. The perturbation added in the initial topography disappeared gradually and the positive-feedback mechanism was not observed in this study. This result indicates that the formation of cusp with positive feedback mechanism may need other certain wave condition.

1. はじめに

沿岸域に形成される波打った地形形状であるカスプは、その特徴的外見から、これまでに多くの研究がなされてきた。カスプ地形は、遡上域に形成されるビーチカスプと、沿岸域に大規模に形成されるラージカスプに分類される。ビーチカスプの波長が10mのオーダーであるのに対し、ラージカスプの波長は100mのオーダーであり両者の規模には隔たりがある事に加え、ラージカスプ中にビーチカスプが共存するなど、その形成メカニズムは異なっていると考えられる。大規模な地形形状であるラージカスプは、波浪変形および海浜流の形成に大きな影響を与えており、その内部に離岸流を含む定常的な循環流を形成する(出口ら, 2004)。そのため、ラージカスプの形成は、水難事故の危険性を生じるだけでなく、海浜の漂砂制御の面でも重要な役割を担っている。

カスプの形成過程について、Guza・Inman (1975) は edge wave の波長とカスプ地形がよく対応する事を示した。しかし、波のエネルギーが逸散されやすい緩勾配海浜で edge wave が存在することには疑問がある。一方、Damgaardら (2002) や Deguchiら (2008) は、数値計算を用いて、沿岸方向に一樣な地形上に初期擾乱が存在すれば、地形、波浪、流れが相互に干渉し合い、循環流とカスプ地形が自励的に形成される事を示した。しかし、実際の海岸では常に複雑な地形が形成されているため、この仮説の検証は十分ではない。

理想的な状況下でカスプの形成を検討するために、これまでに多くの室内実験が行われてきた(例えば、

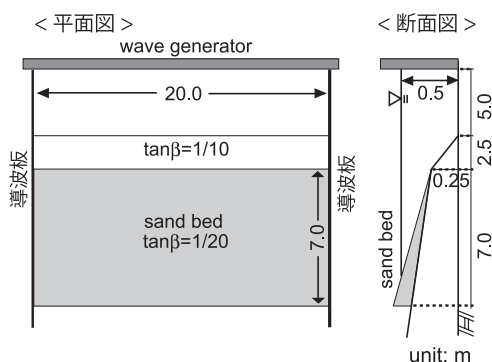


図-1 実験模型

Kaneko, 1984; 青木, 2003)。しかし、これらの実験は主にビーチカスプを対象としており、緩勾配海浜を対象としたものはほとんどない。既往の実験の中で特に注目されるのは、玉井 (1975) の結果である。玉井 (1975) によると、勾配が急な場合 ($\tan\beta = 1/10$) にビーチカスプが形成されるが、勾配を緩くした場合 ($\tan\beta = 1/20$) に大規模なカスプ地形が形成されたことを報告している。しかし、形成過程におけるデータは報告されておらず、どのような過程を経て大規模なカスプ地形が形成されたのかは不明である。

そこで本研究では、一樣勾配の地形からラージカスプが形成される過程を、実験的に検討する事を目的とする。

2. 実験方法

実験は、平面水槽中に長さ7m, 幅20m, 勾配1/20の沿岸方向に均一な移動床模型を設置して行った(図-1)。実験砂には相馬硅砂を用い、中央粒径は0.18mm, 均等係数は1.87である。初期地形は地形の擾乱が極力存在しないように整地を行った。砂層厚は地形変化で下床が露出しないように設定した。

1 正会員	修(工)	(財法)電力中央研究所環境科学研究所 主任研究員
2 正会員	工博	(財法)電力中央研究所環境科学研究所 上席研究員
3 正会員	工博	大阪大学大学院工学研究科教授

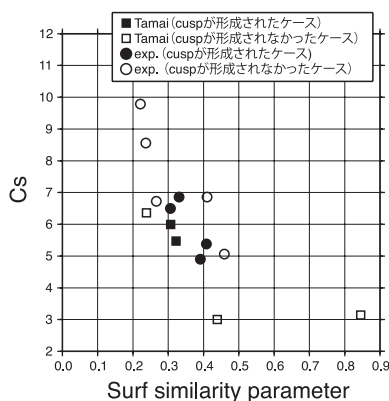


図-2 波浪条件

入射波は規則波とし、直入射波のみを対象とした。玉井 (1975) の実験結果を参考に、カスプの発生条件について検討した後、造波諸元を設定し (波高 5.0cm-7.5cm, 周期 1.0s-1.8s), 9 ケースの実験を行った。なお、砕波は全て砂面上で発生するように設定した。

さらに、初期擾乱がカスプ形成に及ぼす影響を検討するために、初期地形の汀線付近に窪み (沿岸方向 1m, 岸沖方向 0.8m, 深さ約 5cm) を与えた実験を、1 ケース実施した。

カスプの形成過程を捉えるために、初期地形および造波開始後 30 分、1 時間、2 時間、4 時間後の地形をレーザ変位計を用いて詳細に計測した。砕波帯周辺では波高計、流速計を用いた計測を行った。遡上域については、計測機器の設置が困難であったため、染料により流向の確認を行った。

3. 実験結果

(1) カスプが形成される波浪条件

実験の結果、沿岸方向に均一な初期地形を与えた 9 ケース中 4 ケースで、明確なカスプ地形が形成された。形成されたカスプ波長は約 2.0m-3.0m であった。図-2 に波浪条件を示す。ここでは、玉井 (1975) による 1/20 勾配上で大規模なカスプが形成されたケースも併せて示した。図-2 の横軸は surf similarity parameter (ξ), 縦軸の C_s は堀川ら (1975) が提案した海浜断面を分類するパラメータであり、それぞれ次式で与えられる。

$$\xi = \frac{\tan \beta}{\sqrt{H_0/L_0}} \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$C_s = \frac{H_0}{L_0} (\tan \beta)^{0.27} \left(\frac{d}{L_0} \right)^{-0.67} \quad \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 H_0 は沖波波高、 L_0 は沖波波長、 β は海底勾配、 d は砂の粒径である。実験室では、 $C_s > 8$ で侵食型、 $C_s < 4$ で堆積型になると指摘されている。

図-2 より、 C_s が 4.9-7.0, かつ surf similarity parameter が 0.30-0.41 の範囲でカスプが形成された。この結果は、玉井 (1975) の実験結果ともよく対応する。カスプが形成されなかったケースについては、岸沖方向の断面形状が変化するのみであった。

(2) カスプの形成過程と地形的特徴

図-3 に、カスプ地形の形成過程の一例を示す。初期地形における汀線位置は、2.0m 地点である。造波 30 分後までに砕波によって地形が大きく侵食され (岸沖 3.3m 付近)、砕波帯にバーが形成された (図-3 (a))。汀線付近では、堆積が進行することにより徐々にバームが形成され、造波 1 時間後には明確なバームが形成された (図-3 (b))。カスプ地形は造波 1 時間後以降に徐々に視認できるようになり、造波 2 時間後 (図-3 (c)) には水槽全体にカスプが形成された。カスプ地形は水槽全体でほぼ同時に形成され、Deguchi ら (2008) の数値計算で見られるような、最初に形成されたカスプが沿岸方向に伝搬するメカニズムは確認できなかった。さらに造波を行った造波 4 時間後では、バームがやや高くなったのみであり、カスプ地形はほとんど変化がなかったことから、カスプ地形は比較的安定している。

図-4 にカスプの凸部 (apex) および凹部 (embayment) の縦断地形を示す。ここで、apex は沿岸方向 6.55m, 9.40m, 11.95m の断面の平均値、embayment は沿岸方向 7.60m, 10.55m の断面の平均値を示している。図-4 より、砕波帯である 4.0m 付近より岸側では、カスプの凹部で深く、凸部で浅くなっている。逆に砕波帯外では、カスプの凸部沖が深く、凹部沖は浅くなっている。一方、汀線付近はやや後退しており、断面形状から、カスプが形成される波浪は遷移型からやや堆積型の波浪といえる。

(3) カスプ地形上での波浪および流れ

砕波帯内の波高は凹部で大きく、凸部で低い結果となり、砕波は凸部の沖側で先に発生し、凹部の砕波は少し遅れて生じる傾向があった。カスプ周辺の流況については、遡上帯付近と、砕波帯付近で 2 種類の循環が形成されていた。

図-5 に図-3 に示すケースの、造波 2 時間後以降のカスプ周辺の流況を示す。カスプ地形上では、砕波帯付近 (岸沖 4.0m 付近) では凹部沖に離岸流が存在しており、この流れは砕波帯外にまでおよんでいる。このようなカスプ凹部で発生する離岸流は、ラージカスプの現地観測 (出口ら, 2004), ビーチカスプの現地観測の両方で報告されている。ビーチカスプ上で発生する流れは、遡上によって汀線凹部に集まった水が、沖方向に出ることで発生する小規模の流れであり、ラージカスプ上で発生する流れは、radiation stress によって発生する海浜流の一部であり、両者の発生機構およびスケールは大きく異なる。

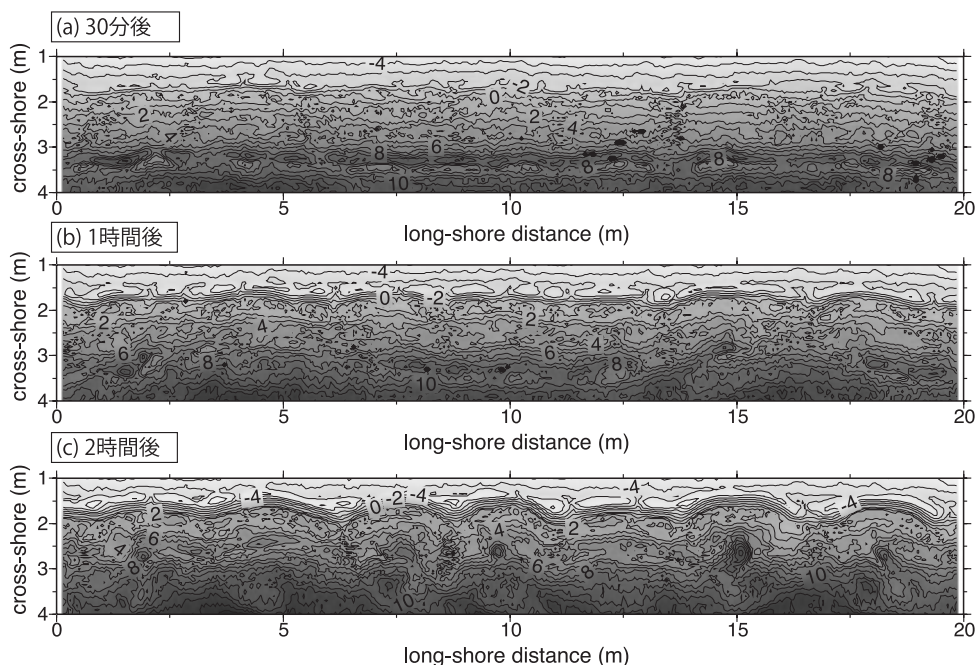


図-3 カスプの形成過程（入射波高7.0cm, 周期1.4s）. 図中の数字は水深（cm）である

本実験における離岸流は、発生場所が波高が大きい地点に対応することから、radiation stressの勾配によって発生した海浜流の一部と考えられる。ただし、計測範囲が狭かったこともあり、向岸流については確認できていない。

一方、染料追跡の結果、遡上帯付近についてはカスプ凸部から沖方向に向かう流れが確認された。この流れは、波がカスプ地形内でバームの斜面に沿うように遡上した結果、カスプ凸部周辺に水が集まり、その質量が凸部から沖方向に出ることで発生しているようであった。また、この質量を補完するための明確な岸向きの流れは確認できなかったため、波によって質量が輸送されていると考えられる。これら2つの循環は、主に入射波が2次碎波する地点（岸沖約2.5m地点）で切り替わっていたが、凸部の離岸流が碎波帯付近まで到達する場合もあった。

玉井（1975）もカスプの凸部からの離岸流を報告しており、その流れを海浜流の一部と説明し、離岸流のleeの部分でカスプが形成されると説明している。しかし、本実験では、海浜流による離岸流は凹部で発生しており、凸部の流れは遡上によるものである。そのため、カスプ形成には海浜流だけでなく、遡上運動が影響を及ぼしていると解釈される。

（4）初期擾乱がカスプ形成に与える影響

初期地形上に初期擾乱として窪みを加えたケースの結果を、図-6に示す。入射波にはカスプの形成が確認されている波（波高7.0cm, 周期1.4s）を用いた。窪みは、先の実験においてカスプの凸部が形成された箇所に設置し

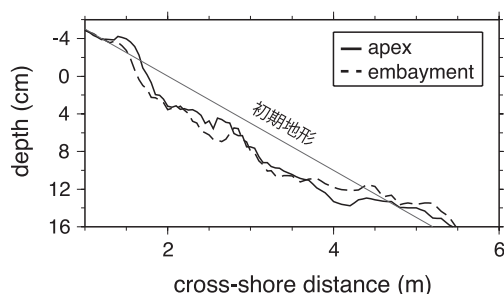


図-4 カスプの縦断地形

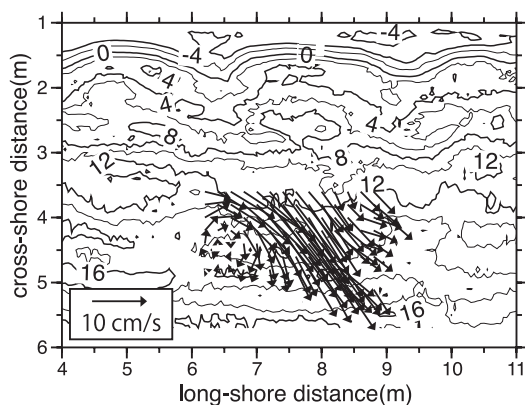


図-5 カスプ地形上での流れ. 図中の数字は水深（cm）

た（図-6（a））。

造波直後、窪み箇所では流速が14cm/s程度の離岸流が形成された。この流れにより、1時間後までには窪みが碎波

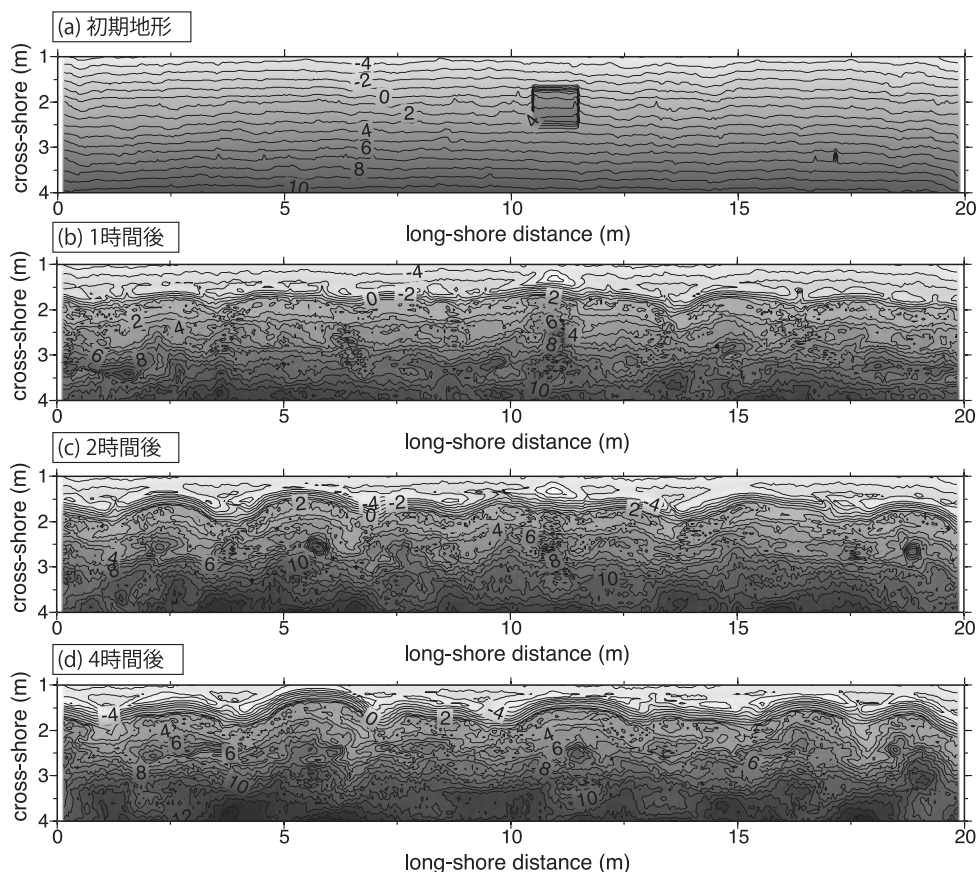


図-6 初期擾乱を与えた場合の地形変化（入射波高7.0cm, 入射波周期1.4s）. 図中の数字は水深（cm）である

帯までおよぶようになる（図-6(b)）。しかしながら、この窪みは時間とともに徐々に埋没され、造波2時間後までに大部分が埋め戻された。

造波2時間後までにカスプが形成された（図-6(c)）。窪みを与えた地点周辺にカスプが形成されていないのに対して、窪みの設置箇所と離れた導波板周辺では、初期擾乱を与えないケース（図-3(c)）と同様に、明確なカスプが形成された。形成されたカスプの凸部、凹部の位置は、初期擾乱がない場合とほぼ同じ場所に形成されている。造波4時間後には、初期擾乱を設置した地点にもカスプが形成された（図-6(d)）。

前述した通り、数値計算上では、初期に離岸流を発生させる擾乱が存在すれば、それに伴って発生する循環流と地形変化が相互に干渉し合うことで、カスプ地形が沿岸方向に伝搬する事が指摘されている（Deguchiら, 2008）。しかし、本実験では初期擾乱に伴う離岸流は発生しているものの、地形形成に至るまでの positive feedback は確認できなかった。つまり、擾乱に伴う positive feedback は常に発生するわけではなく、何かしらの波浪条件を必要とすると考えられる。

なお、カスプが形成されなかった実験ケースにおいて、造波4時間後から、カスプ形成が認められた入射波を作用させたところ、約1時間程度でカスプが形成された。さらに一部のケースでは、カスプが形成された造波4時間後の地形に、カスプが形成されなかった入射波を作用させた結果、カスプ凹部からの離岸流はなくなり、カスプ地形は消滅し、沿岸方向にほぼ均一な地形が形成された。つまり、初期地形が一様勾配の地形であることは本実験のカスプ形成には重要ではなく、特定の範囲の波浪で規則的なカスプ地形を引き起こす何らかの現象が発生していると考えられる。また、カスプ内で発生している循環流はカスプ地形の維持に貢献しており、循環流がない場合はカスプ地形が維持できなくなると考えられる。ただし、今回の実験についてはケース数が少ないため、循環流の発生とカスプ地形の形成、維持機構についてはより詳細な検討が必要である。

4. ビーチカスプとの比較

ここでは、本実験で形成されたカスプが、ビーチカスプに相当するのか、ラージカスプに相当するのかを検討

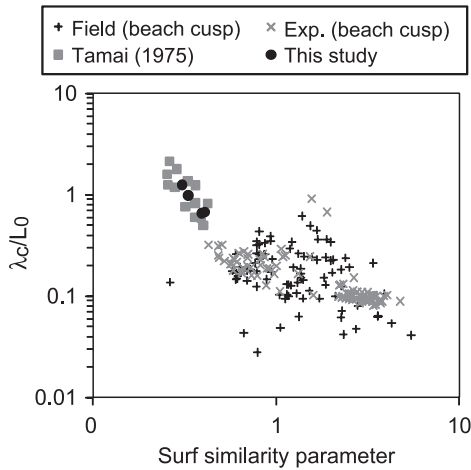


図-7 無次元カスプ波長 (λ_c/L_0) と surf similarity parameter の関係

する。ビーチカスプの波長について、現在有力であるのは、カスプ波長が edge wave (特に subharmonic edge wave と synchronous edge wave) に対応するという説 (例えば Guza・Inman, 1975) と、カスプ波長が遡上幅に比例するという説 (例えば, Cocoら, 2000) である。edge wave によるカスプ波長は次式で求められる。

$$\lambda_c = \frac{L_e}{2} = \frac{g}{\pi} (2n-1) T_i^2 \tan \beta \text{ (subharmonic)} \quad \cdots (3)$$

$$\lambda_c = L_e = \frac{g}{2\pi} (2n-1) T_i^2 \tan \beta \text{ (synchronous)} \quad \cdots (4)$$

ここに L_e は edge wave の波長, λ_c はカスプ波長, n はモードナンバー, T_i は入射波の周期, g は重力加速度である。一方、遡上幅 S とカスプ波長の関係は以下で求められる。

$$\lambda_c = 1.7S \quad \cdots \cdots \cdots (5)$$

edge wave について計算した結果、予測されるカスプの波長は、最も形成されやすいモード 0 で $\sim 0.4\text{m}$ (subharmonic), $\sim 0.2\text{m}$ (synchronous), モード 1 の場合でも $\sim 1.2\text{m}$ (subharmonic), $\sim 0.6\text{m}$ (synchronous) となり、実験で得られたカスプ波長 (2.0m - 3.0m) に比べ非常に小さい。一方、遡上幅から求められる予測波長は、約 1.36m - 1.7m であり、この場合も実験値よりも小さい。

また、図-7 に、本実験結果と玉井 (1975) の 1/20 勾配での実験結果を、無次元カスプ波長, surf similarity parameter で整理した結果を示す。図中には既往のビーチカスプの現地調査結果、実験結果も併せて示した。ビーチカスプの結果は、Cocoら (1999), 青木 (2003), Sunamura (2004) が整理したデータを用いた。

図-7 より、本実験はビーチカスプが形成される surf similarity parameter よりも小さい領域で形成されており、さらにその無次元カスプ波長はビーチカスプに比べて大

きい。そのため、本実験のカスプはビーチカスプは説明できない。また、ビーチカスプが遡上運動によって形成されるのに対して、本実験では砕波帯外にまでおよぶ海浜流がカスプの形成に影響をおよぼしている。そのため、形成されたカスプはビーチカスプではなく、玉井 (1975) と同様にラージカスプ地形に近い地形であると推測される。ただし、玉井 (1975) の実験結果とは流れやカスプ波長などで相違点があり、その違いについては今後検討していく予定である。

5. 結論

1/20 勾配の緩勾配海岸におけるラージカスプの形成過程を室内実験により検討した。その結果、カスプ形成にはやや堆積型の、特定の波浪条件が必要であることが示唆された。カスプ地形周辺では、汀線付近と砕波帯付近で 2 種類の流れの循環が生じており、汀線付近では凸部から、砕波帯付近では凹部沖で離岸流が生じている事が分かった。形成されたカスプ地形は波長がビーチカスプよりも大きく、ラージカスプに近いカスプと解釈された。また、初期擾乱を与えた実験結果から、初期擾乱がトリガーとなりカスプを形成するような、フィードバックシステムが常に存在する訳ではないことが分かった。

謝辞：本実験に際し、(株)セレス田山英樹様、太田京助様、大阪大学大学院筒井研伍君、松本拓郎君にご協力頂きました。ここに記して、深謝いたします。

参 考 文 献

- 青木 久 (2003)：ビーチ・カスプの波長に関する予測式，地形，第 24 巻第 4 号，pp. 419-433.
- 玉井佐一 (1975)：海浜カスプの形成機構に関する研究，第 23 回海岸工学講演会論文集，pp. 250-255.
- 出口一郎・荒木進歩・竹田怜史・吉井 匠・大利桂子・竹原幸生 (2004)：浦富海岸で観測された地形性離岸流の特性とその予測について，海岸工学論文集，第 51 巻，pp. 136-140.
- 堀川清司・砂村継夫・近藤浩右 (1975)：波による 2 次元汀線変化に関する一考察，第 22 回海岸工学講演会論文集，pp. 329-334.
- Coco, G., T. O'Hare and D. Huntley (1999) : Beach cusps: A comparison of data and theories for their formation, Journal of Coastal Research, Vol.15, No.3, pp. 741-749.
- Damgaard, J., N. Dodd, L. Hall and T. Chesher (2002) : Morphodynamic modelling of rip channel growth, Coastal Engineering, Vol.45, pp. 199-221.
- Deguchi, I., M. Arita, T. Yoshii and H. Yabusaki (2008) : Generation of rip currents from single disturbance in bottom topography, Proc. 18th ISOPE, pp. 768-774.
- Guza, R.T. and D.L. Inman (1975) : Edge waves and beach cusps, J.G.R., Vol.80, pp. 2997-3012.
- Kaneko, A. (1984) : A laboratory experiment of beach cusps, Proc. 19th ICCE, pp. 1311-1324.
- Sunamura, T. (2004) : A predictive relationship for the spacing of beach cusps in nature, Coastal Engineering, Vol.51, pp. 697-711.