

鹿児島県志布志砂丘における暴浪時の地形プロセス

伊藤 晶文

(2006年10月18日 受理)

The Geomorphic Processes of Extreme Storms on Coastal Dunes along Shibushi Bay, Southwestern Japan

ITO Akifumi

要 約

鹿児島県志布志砂丘では、台風0416号および0418号の接近に伴う暴浪が原因とみられる地形変化が観察された。本研究では、当地域において、現地踏査、地形測量、堆積物の観察および粒度分析を行い、海岸砂丘に生じる暴浪時の地形プロセスを考察した。砂丘は一部を除いて、海側から順に、草本に覆われる砂丘Aと海岸林の立地する砂丘Bに区分される。砂丘前面には、遡上波の侵食により平均1.5 mの崖が形成された。さらに砂丘に達する越波が発生したために、砂丘Aで面状侵食による平坦化と植生破壊が起きた。また、砂丘Aでは木片およびゴミを含む軽石礫が、砂丘Bでは混入物のほとんどない砂が、それぞれ堆積した。後者の主な供給源は、後浜のうち暴浪時以外は風の営力が卓越する範囲と砂丘Aである。砂丘Aまで達する越波は過去に最低でも5回発生しているが、砂丘Bまで達することは比較的少ないと推定される。

キーワード : 志布志砂丘, 越波, 暴浪, 台風

1. はじめに

海岸砂丘は一般に風の営力により形成されるが、前斜面を含む海側の一部は台風などによる暴浪の影響を受けることが知られている(成瀬ほか, 1992)。鹿児島県志布志湾岸では、台風0416号および0418号の接近に伴う暴浪によって、前斜面など海側の一部にとどまらず、海岸砂丘の広い範囲で地形変化が起きた。発生頻度は低いものの、地形や植生を大きく変化させることから、台風による暴浪が砂丘形成に与える影響は極めて大きい。したがって、今回の暴浪により生じた地形変化を詳細に記録しておくことは、現在のみならず、過去および未来の砂丘形成やそれに関連する環境変化を考える上で重要である。たとえば、砂丘構成層中から暴浪が残した痕跡と考えられる堆積物を

見出すことができる場合には、過去の暴浪の発生履歴を推定することも可能となる。また、地球温暖化に伴う台風の強大化によって今後さらに深刻になると予想される高潮・高波被害対策に向けた基礎的情報になることも期待される。そこで、本研究では、鹿児島県志布志砂丘において、台風0418号通過後の現地踏査、地形測量、堆積物の観察および粒度分析結果に基づいて、海岸砂丘に生じる暴浪時の地形プロセスを考察した。

2. 調査地域の概況および調査方法

2.1. 調査地域の概況

鹿児島県志布志砂丘は、大隈半島東部に位置し、南東方向に開けた約16 kmの海岸線に沿って約1.5 kmの幅を持つ(図1)。北部よりも南部が発達しており、標高20 mを超える場所がある。海浜、

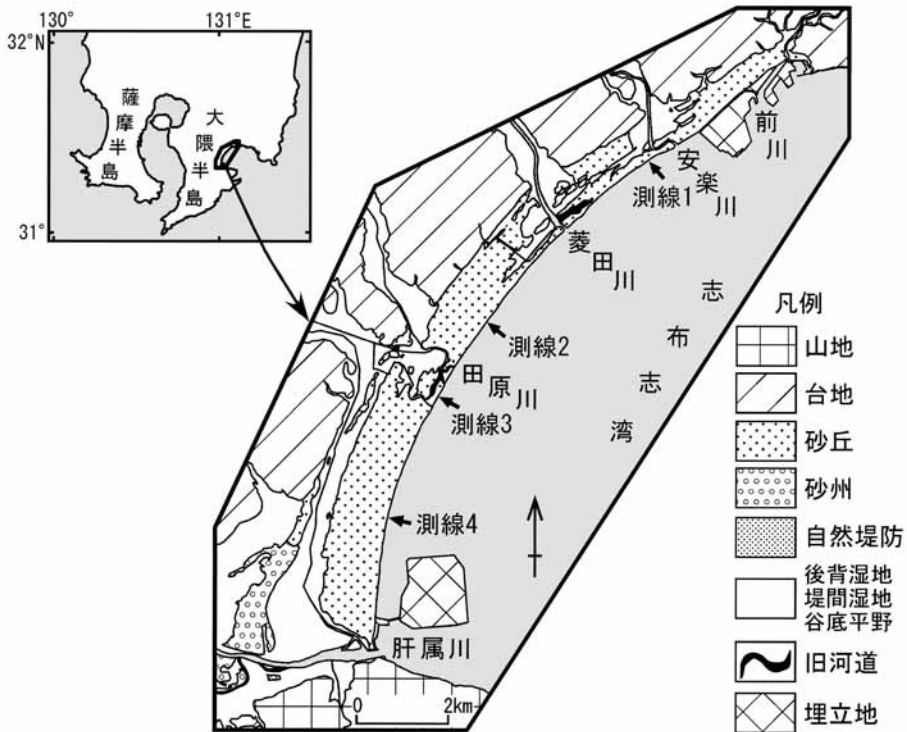


図1 調査地域の位置と地形分類

さらには砂丘への主な堆積物供給源とみなされる流入河川は、北から順に、前川、安楽川、菱田川、^{たばる}田原川、^{きもつき}肝属川である。これらの河川流域の大部分はシラス台地であり、砂丘構成層中に火山ガラスや軽石が多く含まれることが報告されている(成瀬, 1969)。最奥部に位置する砂州の形成時期や史跡の立地状況から、志布志砂丘は約5,500年前から断続的に形成されたと考えられている(竹

部・成瀬, 1998 ; 永迫ほか, 1999)。砂丘の背後に存在する低湿地の一部では、シラス台地の地下水の湧出により、泥炭層が形成・保存されている（阪口, 1960）。海岸の北部には志布志港, 南部には石油備蓄基地建設に関連した埋立地が分布する。これらのうち、後者の建設に伴う波の遮蔽域形成により、志布志湾南部の海岸線が大きく変化したことが報告されている（宇多, 2004）。

2.2. 調査方法

米軍撮影の4万分の1空中写真判読および現地調査により、地形分類図を作成した。図1に示した位置で、海岸線に直交する測線を設定し、オートレベルを用いた地形測量を行った¹⁾。測線上には、海岸線から順に、前浜、後浜、砂丘が配列するように留意し、顕著な地形変化を記録した。特に、後述するように、海岸林に覆われた砂丘上に砂を主体とするイベント堆積物がみられたことから、ピット掘削による断面観察を行い、その厚さを測定するとともに、測線上で視認できる限界をその分布限界として判断した。さらに、イベント堆積物と、海浜および砂丘堆積物の粒度組成を比較検討するために、粒度分析を実施した²⁾。粒度分析は、伊藤（2003）と同様の方法で行い、Friedman（1961）の示した積率法を用いて、平均粒径、淘汰度、歪度を算出した³⁾。

3. 結果

3.1. 台風0416号および0418号による地形変化

測線1～4における台風0418号通過後の地形測量および現地調査結果を図2に示す。調査地域では、海側から順に、前浜、後浜、砂丘の地形配列が共通してみられる。後浜は、シケ時に遡上波が到達する後浜Aと、暴浪時以外は風による砂の移動や堆積が卓越する後浜Bに区分される。また、後浜Bでは、台風通過前の観察時において、まばらに生息する草本植物を確認できた。砂丘は、測線1など一部を除いて、植生被覆により、主に草本が繁茂する砂丘Aと海岸林に覆われる砂丘Bに区分される。砂丘Aでは、強風時に砂が移動、堆積するが、砂丘Bでは非常に安定し、地表面の変化はほとんどない。測線3では、防潮堤を隔てて、砂丘Aの背後に海岸林に覆われた旧河道が存在する。

各測線で共通して、砂丘前面に形成された崖が観察された。崖の高さは、測線1で約0.4 mと最も低く、他の測線では約1.4～1.7 mであった。現地踏査によると、今回示した測線以外の場所では、1.5 m程度の崖が多く認められた。

砂丘Aでは、地表面の平坦化と植生破壊が観察された⁴⁾。さらに、部分的に軽石の円礫や木片、ゴミが集積する箇所が存在する。軽石礫は粒径3～5 cmのものが多く、最大粒径は15 cmであった。特に、測線2周辺で軽石礫などが集積する箇所が多い。これらは、通常の暴浪時には、後浜と砂丘の境界付近に集積しているのが観察される。砂丘Aに分布する軽石礫を主体とする堆積物と、後述する砂丘Bに分布する砂を主体とする堆積物を、本研究ではイベント堆積物と呼ぶ。

測線2の砂丘崖で、砂丘Aを構成する堆積物を観察することができた（図3）。砂丘A構成層は、混入物のない中粒～細粒の砂層と、粒径3～5 cmを主体とした軽石の円礫層の互層から成る。軽石礫層は木片やゴミを多く含んでおり、砂丘Aで観察されたイベント堆積物の構成と同様である。こ

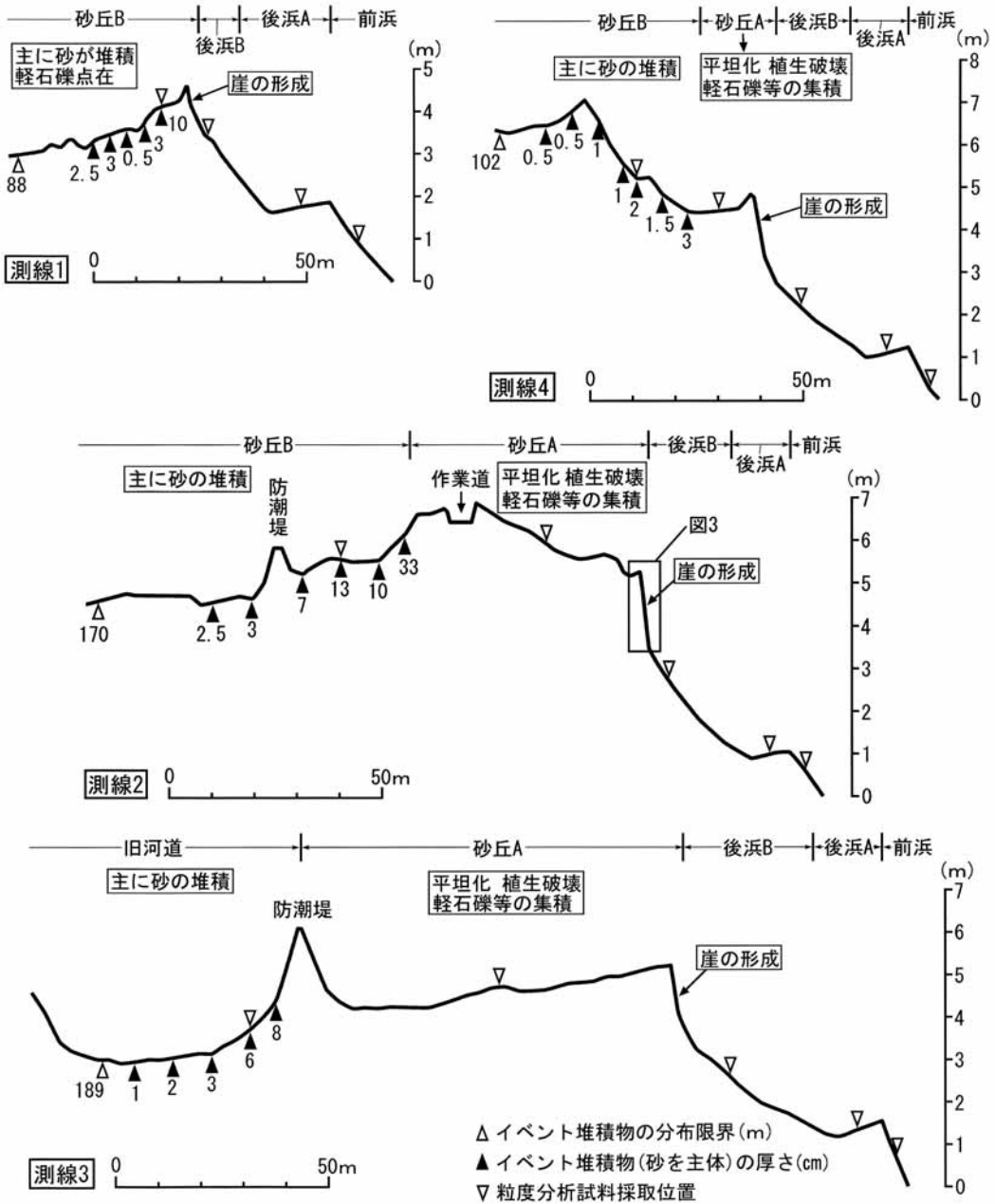


図2 地形断面図
断面位置は図1参照。

ここでは、厚さ5~15 cm程度の軽石礫層を5層確認できた。

砂丘Bおよび測線3の旧河道では、白色~灰白色の砂を主体とするイベント堆積物が分布する(図2)。この堆積物は、貝殻細片や軽石細礫をわずかに含むことがあるものの、混入物はほとんど

認められない。イベント発生前の表土で黒褐色を呈する厚さ数cmの腐植質砂層や、倒伏した林床の植物により、下位に堆積する砂丘B構成層と明瞭に区別される。堆積物の厚い場所では、平行ラミナを観察することができた。また、砂丘Aの存在しない測線1と、測線2~4周辺のごく一部では、軽石礫や発砲スチロールのゴミが点在する。

各測線において、砂丘Bに分布するイベント堆積物の厚さは、陸側に向かうにつれて、徐々に薄くなるという傾向を示す（図2）。測線2では、厚さ30 cmを超える箇所があったものの、全体としては10 cm以下の箇所が多い。イベント堆積物の分布限界は、海岸線から陸に向かって約90~190 mの範囲にある。測線1で約90 mと短い理由は、それよりも内陸が低湿地であることから計測を中止したためである。測線2と3では、砂丘内に設置された防潮堤の陸側にもイベント堆積物が分布する。

3.2. 海浜・砂丘・イベント堆積物の粒度組成

海浜、砂丘、および砂丘Bのイベント堆積物の粒度分析結果を表1に示す。なお、試料採取位置は、図2および図3にそれぞれ示した。各測線において、陸側に向かうにつれて、平均粒径が細かく、淘汰度は小さくなる傾向が共通して認められる。つまり、海浜堆積物よりも砂丘堆積物の方が、細粒で淘汰が良いことを示す。歪度については、明瞭な特徴は認められなかった。

平均粒径と淘汰度の関係（図4）をみると、砂丘Bのイベント堆積物の分布領域と、砂丘Aおよび後浜Bの分布領域とがほぼ重なることが分かる。このことは、砂丘Bに分布するイベント堆積物の主な供給源が砂丘Aと後浜Bであることを示す。さらに、砂丘Bのイベント堆積物と砂丘B構成層の分布領域も重なることから、過去にも同様のイベントが発生している可能性が示唆される。

4. 海岸砂丘に生じる暴浪時の地形プロセス

前章までに述べた結果に基づいて、海岸砂丘に生じる暴浪時の地形プロセスを考察する。

調査地域のほぼ全域において、砂丘前面に崖が形成された（図2）。この崖は、台風接近に伴う高波の発生により、普段は到達しない遡上波の侵食によって形成されたと考えられる。なお、測線1の崖の高さが他地点と比べて低い原因として、沖合に存在する志布志港の防波堤による波浪の影響の軽減が挙げられ、前述した考えを裏付ける。さらに、砂丘上では越波が原因とみられる地形変化

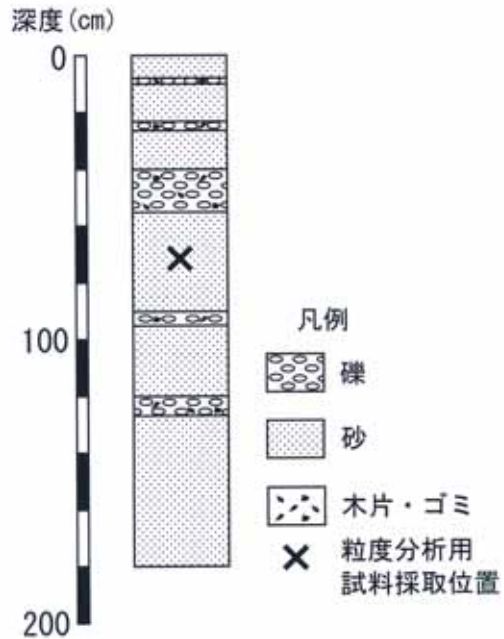


図3 地質柱状図
調査位置は図2参照。

表1 粒度分析結果

試料採取位置	平均粒径(ϕ)	淘汰度	歪度	
測線1	前浜	0.933	0.896	-1.110
	後浜A	1.293	0.648	-0.616
	後浜B	1.455	0.701	-0.524
	砂丘B	1.710	0.611	-0.073
	イベント	1.578	0.668	-0.167
測線2	前浜	0.644	1.359	-0.848
	後浜A	0.843	0.742	-0.426
	後浜B	1.231	0.806	-0.285
	砂丘A	1.314	0.636	0.370
	砂丘A(砂丘崖)	1.613	0.597	0.086
	砂丘B	1.210	0.768	0.248
イベント	1.339	0.700	-0.047	
測線3	前浜	0.422	0.995	0.483
	後浜A	0.058	0.858	0.469
	後浜B	1.619	0.730	-0.152
	砂丘A	1.499	0.761	-0.107
	イベント	1.711	0.580	-0.068
測線4	前浜	1.479	1.029	-0.543
	後浜A	1.236	0.832	-0.034
	後浜B	1.265	0.782	0.034
	砂丘A	1.440	0.710	0.300
	砂丘B	1.714	0.649	-0.212
イベント	1.627	0.722	-0.073	

試料採取位置は図2, 3参照。

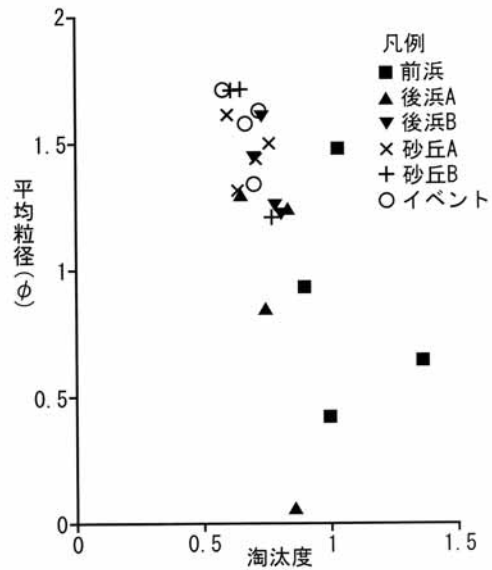


図4 平均粒径と淘汰度の関係

が発生した。砂丘Aに認められた地表面の平坦化や植生破壊は、越波の発生に伴う面状侵食の結果とみられる。また、砂丘Aでは木片やゴミを含む軽石礫で、砂丘Bでは混入物のほとんどない砂で、それぞれ構成されるイベント堆積物が確認された。前者は、強風時でもほとんど移動しない重量であることから、水流により運ばれた堆積物と解釈される。後者が示す平均粒径と淘汰度の関係は、砂丘Aおよび後浜Bの堆積物が示す関係と良く似ている(図4, 表1)。また、後者の厚さは、陸側に向かって薄くなる傾向を持つ。さらに、厚く堆積する箇所では、平行ラミナも確認された。これらの事実は、越波の発生により、砂丘Aおよび後浜Bで侵食された砂が砂丘Bまで運ばれ堆積したことを強く支持する。したがって、今回砂丘で観察されたイベント堆積物は、越波による堆積物であると判断される。

測線2周辺において、砂丘Aの構成層中に、ゴミや木片を含む軽石礫層が複数確認された(図3)。これらの軽石礫層は、今回観察した砂丘Aのイベント堆積物と同じ構成であることから、過去の越波の発生を示すと考えられる。軽石礫層は5層確認できることから、砂丘Aまで達する越波が過去に最低でも5回発生したとみられる。ところで、砂丘B構成層と砂丘Bのイベント堆積物が示す平均粒径と淘汰度の関係は良く似ている(図4)ことから、砂丘Bでも過去に越波による堆積が生じた可能性が示唆される。しかし、砂丘B構成層には数cm程度ではあるものの、旧表土が観察される箇所が多い。土層が形成される期間は具体的に明らかではないものの、砂丘Bは砂丘Aと比べると長い間安定していたと判断される。したがって、今回と同様に砂丘Bまで到達する越波の発生頻度は、砂丘Aまで到達するそれと比べて低いと推定される。

5. まとめ

鹿児島県志布志砂丘において、強大な台風接近に伴う暴浪時に生じる地形プロセスは、以下のようによまとめられる。1) 遡上波による砂丘前面の侵食とそれに伴う平均1.5 mの崖の形成、2) 越波の発生による砂丘Aの面状侵食とそれに伴う平坦化、3) 越波の発生による、砂丘Aにおけるゴミや木片を含む軽石礫と砂丘Bにおける混入物のほとんどない砂の堆積、である。平均粒径と淘汰度の関係から、砂丘Bに分布するイベント堆積物の主な供給源は、後浜Bおよび砂丘Aであると考えられる。また、砂丘A構成層の観察から、砂丘Aまで達する越波が過去に最低でも5回発生しているとみられるが、今回のように海岸林に覆われる砂丘Bまで越波が達する頻度は低いと推定される。

謝辞

鹿児島大学教育学部社会専修（当時）の田中裕也氏、筒井順一氏、當房忠臣氏には、現地調査を手伝っていただきました。ここに記して感謝いたします。本稿は、2006年度東北地理学会春季学術大会において発表した内容を加筆修正したものである。

注

- 1) 測定高度は、海上保安庁（2003）の潮汐表を用いて、志布志湾（志布志）の平均水面からの高度に補正した。また、水平距離の基点は平均水面時の汀線とした。
- 2) 台風の影響を極力除去するために、イベント堆積物およびそれに覆われた砂丘構成層以外の堆積物は、翌年春（2005年4月）に採取した。
- 3) 4φより細粒な物質を除いた重量%を計算式に代入して求めた。なお、各試料の4φより細粒な物質の重量%は0.020～1.032%の範囲にあり、大半の試料が0.3%未満ときわめて微量であった。
- 4) 測線2の周辺では、長さ約3m、幅約1mで、海側に向かって深くなり後浜に連続する谷地形が多数みられた。この地形については、今回十分な調査をしていないため、今後の課題としたい。

文 献

- 伊藤晶文（2003）：北上川下流低地における浜堤列の形成時期と完新世後期の海水準変動．地理学評論，76，537-550.
- 宇多高明（2004）：海岸侵食の実態と解決策．山海堂．
- 海上保安庁（2003）：平成16年潮汐表 第1巻 日本及び付近．日本水路協会．
- 阪口 豊（1960）：肝属平野の泥炭層について．資源科学研究所彙報，52/53，93-95.
- 竹部嘉一・成瀬敏郎（1998）：近世以降のシラス台地開発に伴う鹿児島県の海岸砂丘形成．第四紀研究，37，107-115.
- 永迫俊郎・奥野 充・森脇 広・新井房夫・中村俊夫（1999）：肝属平野の完新世中期以降のテフラと低地の形成．第四紀研究，38，163-173.
- 成瀬敏郎（1969）：鹿児島県吹上浜砂丘の地形（1）—砂丘砂の特性—．地理科学，12，48-57.
- 成瀬敏郎・福本 紘・中西弘樹（1992）：日本の海浜にみられる植生帯と地形断面形および堆積物の関係．地形，13，203-216.
- Friedman, G. M. (1961) : Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. Journal of Sedimentary Petrology, 31, 514-529.