

C11 クラストの形成プロセス

強風を伴う降雨後に、硬くしまった灰色のシルト（砂粒よりも細粒で、粘土より粗粒。径 $0.0625 (1/2^4)$ mm \sim $0.0039 (1/2^8)$ mm の岩屑のこ) 層で、砂丘表面がしばしば覆われる（図 1）。シルト層の厚さは 3.0mm 以下であり、とても薄い。これがクラスト（皮殻）と呼ばれる現象である。



図 1 クラストが形成された景観（2009.02.05 撮影）

■位置

天然記念物鳥取砂丘区域で植生が密でない砂表面に観察される。ただし図 2 の海岸部、砂丘列の滑落斜面、長者ヶ庭（砂丘列間凹地）や追後スリバチ、合せヶ谷スリバチには、クラストは観察されにくい。

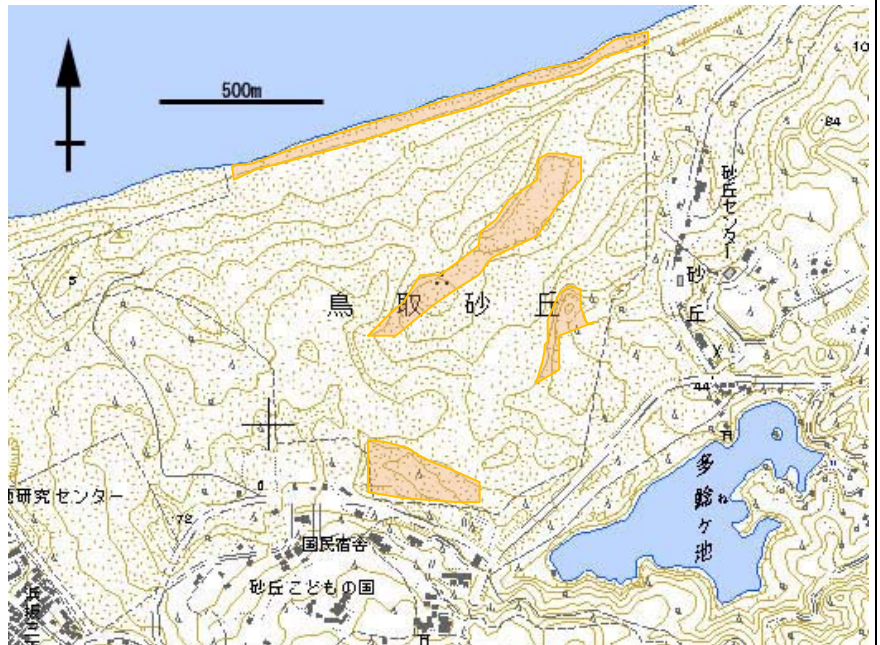


図 2 天然記念物範囲内で冬季においてもクラストが観察されにくい区域

■選定理由

台風通過後や冬季を中心にしてみられる、独特の景観である。未成熟な砂からなる湿潤変動帯の海岸砂丘であるからこそ、砂粒の風化生成物が多く生まれ、クラストの材料が豊富に存在する。鳥取砂丘のクラストの Sr(ストロンチウム)同位対比は、0.7086 前後を示し、中国山地起源の

0.7060 に近く、黄砂由来の 0.7200 前後とは大きく異なった（齋藤 有 氏，私信）。クラストが発達すると、確かに風紋は観察されにくくなる。しかし、むしろクラストが作り出す造形美を楽しみたい。有名な「砂柱」景観もクラストと密接に関わった現象である。これらの理解を深めよう。

■解説

クラストには一般的に生物クラストと非生物クラストが知られているが、鳥取砂丘で観察される灰色シルトのクラストは、非生物クラストにあたる。クラストは固まりとして持ち上げることができ（図 3）、また容易につぶれる。つぶれたものは埃混じりの砂丘砂とほとんど区別がつかない。

クラストの形成過程を探るために、背負動力散布機（丸山製作所，GKD600）を用いて砂丘砂を砂面に吹きつけ、また散水ホースで降雨を再現し（図 4）、試行錯誤を繰り返しながら、クラストの形成を試みた（野口，2010）。

実験の結果、条件が揃えば、わずか 10 分ほどの降雨を伴うブラスティング（風速 20 m/sec での砂の吹きつけ）で、クラストを作り出すことができた（図 5）。形成条件には大きく 2 つあった。ひとつは降



図 3 クラスト片

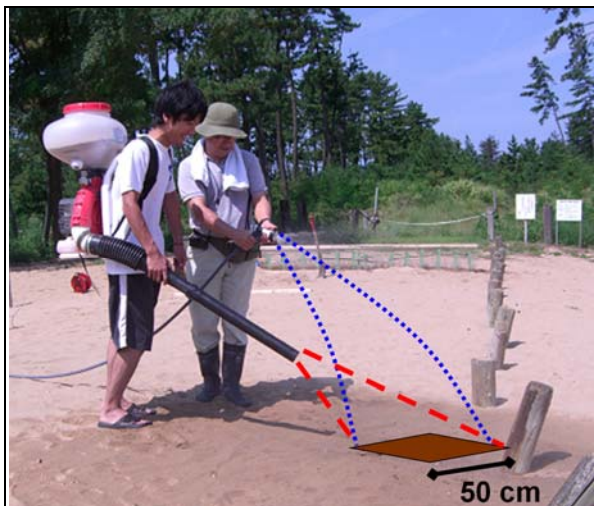


図4 ブラスター実験風景



図5 ブラスター実験で形成されたクラストの例

【実験条件】風速：20 m/sec, 飛砂量：67 g/sec, 実験時間：10 分間

散水量<浸透能：砂表面に水が浮かない



散水量 = 0



散水量 < 浸透能



散水量 > 浸透能

図6 散水量の異なるブラスター実験の結果 【実験条件】風速：20 m/sec, 飛砂量：67 g/sec

散水が無いと、風食凹地が短時間で形成される（左図）。散水量が多く砂表面に水が浮くと、吹き付けられた飛砂もそこに捕捉され、砂がちな状況が続く（右図）。散水により適度に砂面が湿ると、吹き付けられた飛砂は飛び去り、飛砂粒に付着していた埃（シルト以細の岩屑）の一部が砂面に付着・集積して、クラストを発達させる（中央図）。

雨強度が砂丘砂の浸透能を超えないこと（図6）。もうひとつは、砂表面から数 mm 深さ付近に、貫入抵抗の急増を生じさせる pulasmic-layer が形成されていることであった。Pulasmic-layer とは、雨水が地中へ浸透する過程で、砂粒の表面に付着したシルト以細の岩屑（図7）が洗い流され、それらが下方に集まり形成する集積層のことである（Valentin, 1992）。Pulasmic-layer は表層から数 mm 下方に形成され、その厚さは 0.2 mm ほどで肉眼では観察できないが、竹串などを砂面に刺すと、pulasmic-layer の有無を感じることができる。

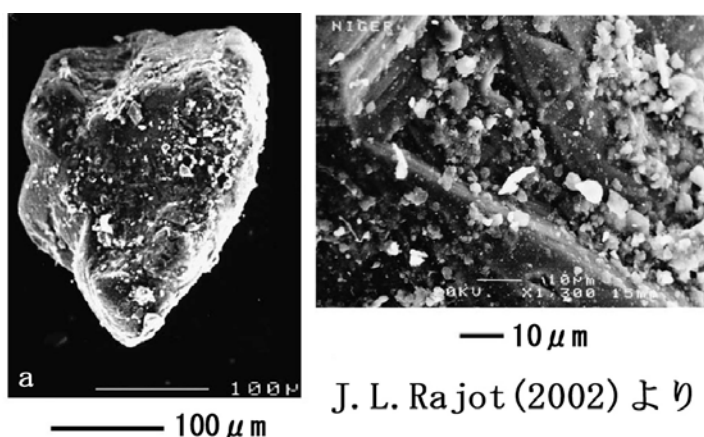


図7 砂粒の表面に付着したシルト以細岩屑の電子顕微鏡写真

鳥取砂丘にみられるクラストの形成プロセスは図8にまとめられる。降雨に伴い、まず plusmic-layer が形成される。その後、強風により表面の砂が侵食されるとともに、躍動する飛砂粒の表面からシルト以細の岩屑がはがれ落ち、plusmic-layer に付着する。このプロセスが繰り返されて一晩のうちに厚さ 3 mm に達するようなクラストへと成長すると考えられる。

砂浜でクラストが発達しないのは、波により砂粒が洗われることで、クラストの材料となる細粒岩屑に乏しいためである。砂丘列の風下側斜面や砂丘列間凹地でクラストが発達しにくいのは、ここでは風が弱く飛砂量が少ないためであろう。植生繁茂地にクラストが発達しないのも、植生により飛砂が制限される（森井・小玉，2006）ためである。

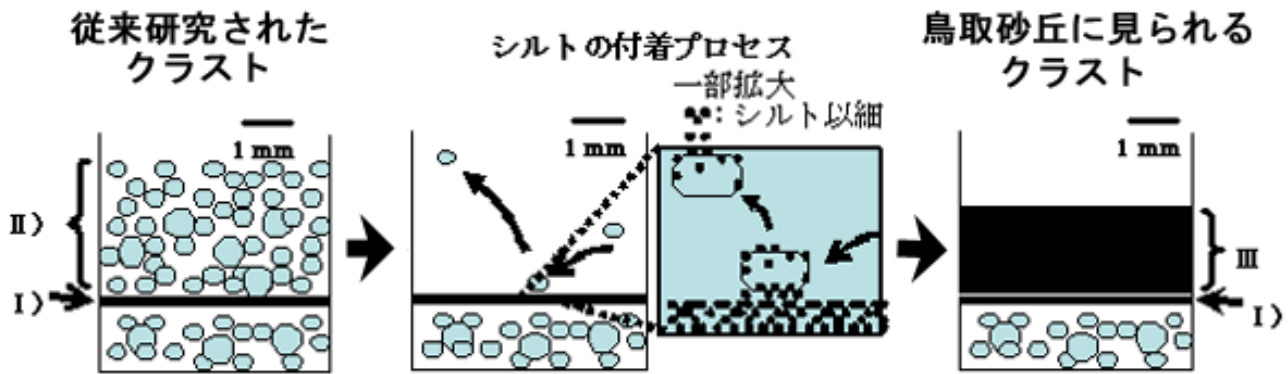


図8 鳥取砂丘にみられるクラストの形成プロセス

I) plumic-layer ; 0.2 mm 厚, II) 砂層 ; 厚さ 3.0mm 前後, III) クラスト ; 1.0~3.0 mm 厚

■クラストの形成プロセス理解の意義

クラストの形成は、砂丘堆積物にみられるラミナ構造の一部とも関連し（図 9）、地中水の挙動を支配する重要な要素である。地中レーダ探査における反射面の形成にも大きく寄与する。またクラストの侵食過程の一コマが、「砂柱」景観となる（図 10）。砂柱の風上側面には、クラストが付着している。つまりクラストが風食に対して抵抗性を示した結果、風下側に尾を引く独特の侵食微地形が形成されるのである。

毎年春先には、幾度か図 11 や図 12 のような dust storm が鳥取砂丘で発生する。冬の間形成されたクラストが、乾燥に伴い壊されて dust の発生源となっているようだ。量的にはごくわずかであろうが、砂丘砂から生成された風化物が除去されるひとつのプロセスと見ることができる。つまり春先の dust storm は「砂丘砂の大掃除」であり、春の風物詩にあげたい現象のひとつといえる。

文献

森井 愛・小玉芳敬（2006）鳥取砂丘における植生被覆に伴う飛砂量の減少. 鳥取大学地域学部紀要 地域学論集, 3 巻, 1 号, 121-133.

野口理恵（2010）鳥取砂丘に見られるクラストの形成プロセス. 平成 21 年度鳥取大学地域学部卒業論文,



図9 クラストとラミナ構造



図10 クラストと砂柱景観

17pp.

Rajot, J.L. (2002) Soil crusting on sandy soils. *Catena*, 53, 1-16.

Valentin, C. (1992) Morphology, genesis and classification of surface crust in loamy and sandy soils. *Geoderma*, 55, 225-245.



図 11 クラストの風食にともなう dust storm の様子 (2011.03.24 撮影)

■執筆者のコメント

一体どのようにしてクラストが形成されるのか？これは、10年来の疑問でした。クラスト現象の特徴を観察し続けながら、降雨を伴う強風により激しい飛砂が起るとき、風に面した側の砂面にクラストが形成されることを確信しました。そこでブラスター実験に取り組みました。実験では思いのほか短い時間でクラストを再現でき、驚きと同時に感激しました。



図 12 クラストの風食にともなう dust storm (2011.03.24 撮影)

砂埃により駐車場からリフト乗場の建屋がかすむ

(小玉芳敬・野口理恵・齋藤 有 ; 2011.03.31)