

第5章 鳥取砂丘における地表流の発生 ～火山灰層の保全に向けて～

小玉芳敬・宇枝亜里沙

1. はじめに

鳥取砂丘の第3砂丘列では、地表面に火山灰層の露出地(図1)が何箇所も観察される。鳥取砂丘の地形・地質学的価値のひとつに、起源や年代の明らかな火山灰層が砂丘砂中に介在することがあげられる(赤木ほか, 1991)。火山灰層より上位の砂丘は「新砂丘」、下位は「古砂丘」と呼ばれており、火山灰層は両者をわける貴重な鍵層であり、後世に残す価値の高い保存対象といえる。



図1 破線で囲った火山灰露出地の例

しかし、この火山灰層が一旦地表面に露出すると、浸透能が低いために降雨時に地表流が発生して、砂を侵食・運搬・除去する。その結果、しばしば火山灰露出地の拡大を招く。露出した火山灰層は、湿潤乾燥の繰り返しにより団粒状に剥離し、風雨にともなう侵食作用により消失の過程をたどる。

奥村(2010)は、生分解性繊維を円筒状に加工したものに砂丘砂を詰めて、サンドソーセージを作り、それらを2008年に火山灰層露出地に格子状に敷設した(図2)。サンドソーセージを設置することで表面粗度を増し、飛砂の堆積を促進するねらいの現地実験であった。なお、この繊維の原糸は非可食性のトウモロコシなどの有機物を原料とするポリ乳酸(PLA: polylactic acid polylactide)であり、原料が非石油系の循環型(カーボンニュートラル)であること、生分解性であること、耐光性が高いことなどの特徴を有する。砂中でも一定期間は強度を保ち、その後は徐々に分解する特性があるので、将来回収を必要としない。よって自然環境中での設置に対して十分な安全性を有する素材とされている。



図2 火山灰露出地上に格子状に敷設されたサンドソーセージ(奥村, 2010)

これらサンドソーセージにより、確かに飛砂の一部が捕捉されることがあった。しかしこれらの堆積した砂は、豪雨でその多くが流失することが明らかとなり、風食のみならず、飽和地表流による流水侵食をいかに防ぐかが、火山灰露出地保全の決め手である（奥村，2010；小玉，2013）と指摘されてきた。

火山灰露出地に隣接する植生で覆われた砂地では、飽和地表流が発生しにくい。砂層の厚さが薄くなるにしたがって、降雨時に飽和地表流が発生しやすくなり、そこでは流水侵食が進み火山灰層の露出に至ると考えられる。

本研究の目的は、飽和地表流が発生しない砂層厚を野外調査ならびに降雨水槽実験により明らかにすることである。本研究で求めた層厚で、火山灰露出地に覆砂を施して地表流侵食を防止し、その上面にサンドソーセージを敷設して風食を緩和することで、火山灰層の保全に資することが将来の目標である。

2. 豪雨後の砂丘地に見られた湧水の発生現象と地表流痕跡に関する野外調査

2-1 調査方法

地表流の発生を抑え、火山灰層の露出を防ぐことが可能な覆砂の砂層厚を探るために、2013年8月1日の集中豪雨後に鳥取砂丘で野外調査を実施した。火山灰露出地の近傍で観察された流水痕跡を辿ることで、湧水発生地点にはサッピング（sapping）に伴うパイプ（pipe）が観察された（図3, 4）。パイプ（パイピング, piping）とは浸透水の作用によりクイックサンド（液状化）が局部的におこり、締まった砂層の中から砂粒子

を含んだ水が噴出して形成された筒状の地形である（山本，1986，83-84）。

これらのパイプ観察地点、つまり湧水発生地点においてスコップや手で穴を掘り、火山灰層までの砂層厚を計測した。砂層厚の調査を行った4地区の位置を図5に示した。



図3 火山灰露出地近傍の湧水発生地点（黄色破線内）(a)と湧水発生地点で見られたパイプ(b)、パイプの下位に埋もれた火山灰層(c)

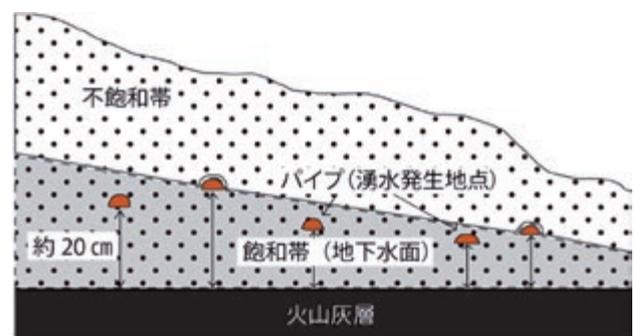


図4 砂層厚調査方法の模式図

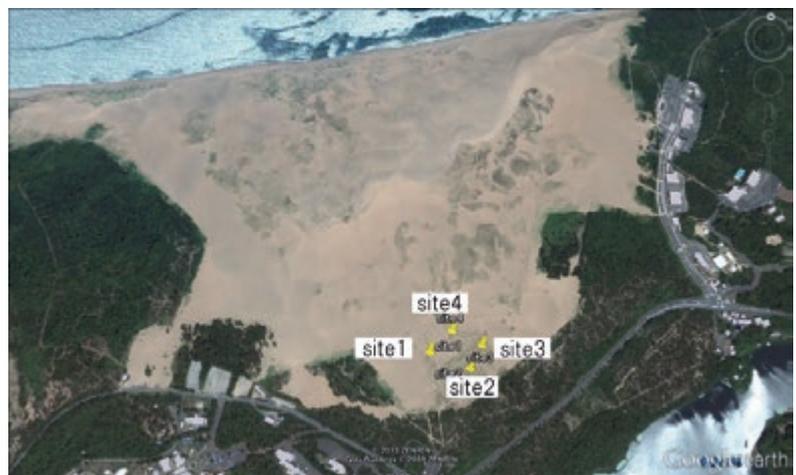


図5 砂層厚調査地区の位置（Google Earthに加筆）

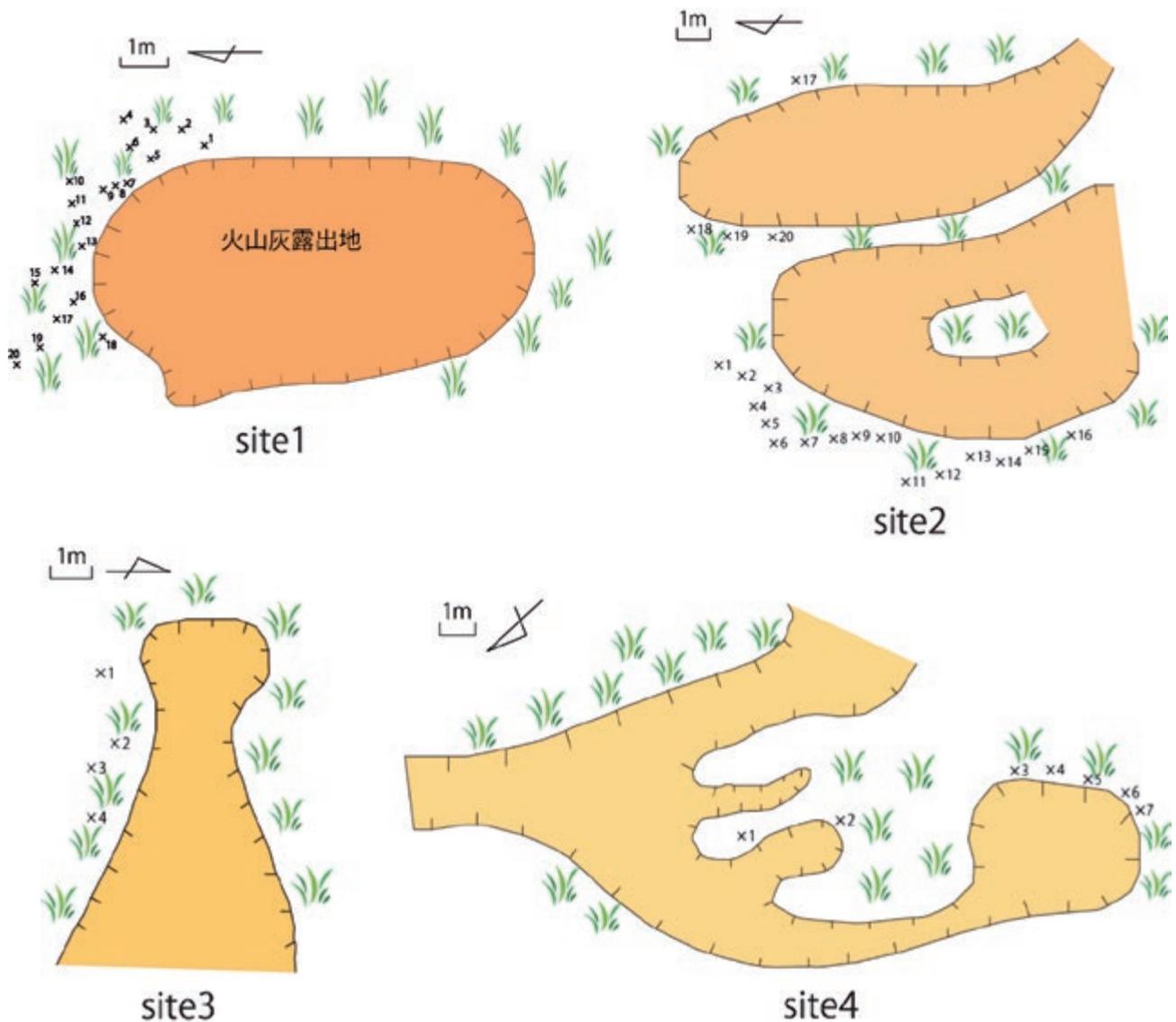


図6 パイプが観察された火山灰露出地の見取り平面図

2-2 2013年8月1日の集中豪雨の規模

8月1日の豪雨後に第3砂丘列頂部の火山灰露出地付近では、ガリー侵食や水たまりが数多くみられた。また、湧水発生地点におけるパイプも多数観察された。鳥取気象台湖山観測所では、日降水量170 mm、日最大10分間降水量17.5 mm/10 min、日最大1時間降水量67.0 mm/hの記録的な雨が降った。これらの値は、鳥取地方気象台によると、湖山で観測が始まった2003年1月（一部のデータは2009年以降）から2016年10月までの約14

年間で、日降水量と日最大1時間降水量では1位、日最大10分間降水量では3位の稀にみる集中豪雨であった。このような日を調査日として選択できたことは、幸運であった。

2-3 野外調査結果と考察

4地区のそれぞれの見取り平面図と、パイプ観察地点で穴を掘り計測した位置を図6にまとめた。また、4地区の火山灰層から湧水発生地点（パイプ）までの砂層厚を図7にまとめて示した。

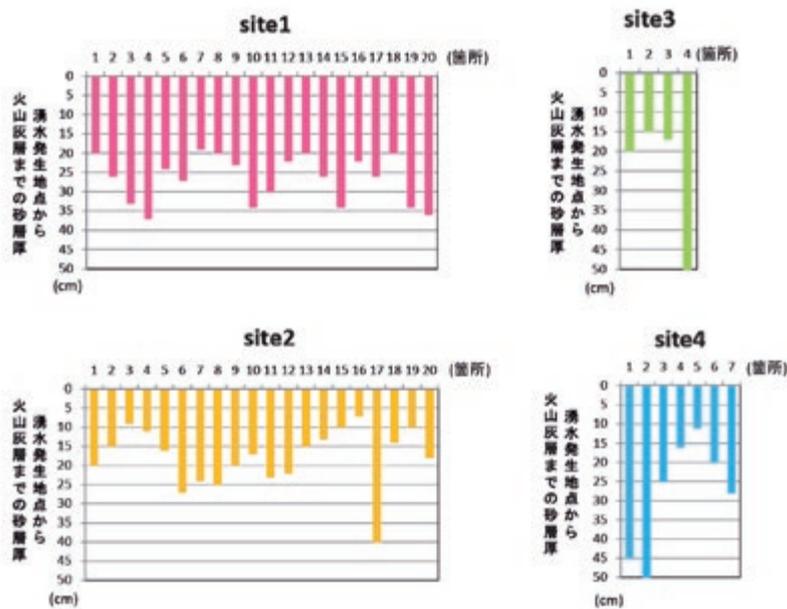


図7 4地区の湧水発生地点から火山灰層までの砂層厚

Site1の火山灰露出地はおよそ東西5m、南北8mに広がり、北側に偏ってパイピングが見られた。Site2は2つの火山灰露出地が隣接していた。東方の火山灰露出地はおよそ東西5m、南北12m、西方はおよそ東西6m、南北10mに広がっており、いずれも西側に偏ってパイピングが見られた。Site3の火山灰露出地はガリー侵食が進んでおり、およそ東西8m、南北5mに広がり、ここで計測したパイピングは南側のものであった。しかしパイプは北側にも存在した。Site4の火山灰露出地は樹枝状の平面形でおおよそ幅10m、最大長21mに広がり、パイプは谷頭部がある南側に偏って見られた。

Site1～4の火山灰露出地近傍のパイプが集まっていた場所に共通する特徴は、標高が高い側に位置したことであった。地中水の流向が地形に沿っていると仮定すれば、火山灰露出地を広げてきた地中水の流れがパイプの密集位置を決めていると考えられる。

パイプが観察された地点の砂層厚は site1

において15～30cm、site2において10～20cm、site3において15～20cm、site4においては10～20cmのものが多かった。全体的には15～35cmのものが多く、最も厚いところで50cmのものがあった。35cm以上の砂層厚があったところでは水が集まりやすい谷状地形が背後に観察され、ガリー侵食が進んでいた。

本調査の結果は、火山灰層の上部に覆砂を施す場合、砂層厚を50cmより大きくすれば、豪雨時にも地表流が発生せず、覆砂の流亡を抑えることができることを示唆する。

3. 火山灰層上部に敷設する砂層厚と地表流の発生に関する予察的な降雨水槽実験

3-1 降雨実験装置の製作

降雨を再現するための実験装置を製作した。透明アクリル板(幅100cm、長さ190cm、厚さ8mm)とコンクリートパネル(幅90cm、長さ100cm、厚さ1.2mm)、ツーバイフォー木材(4cm×9cm、長さ93cm)を用いて、幅9cm、高さ90cm、長さ180cmの2次元断面水槽を自作した。園芸用の散水ホースをツーバイフォー木材の天端に取り付けることで、降雨実験水槽装置とした(図8)。透明アクリル板を使用することで、水槽内の様子を断面で観察できる。散水ホースを取り付けた天端は、150mm幅の万力で実験装置に固定し、適宜取りはずし可能とした。給水口には、給水ポンプからのホースをつなぎ、給水ポンプ

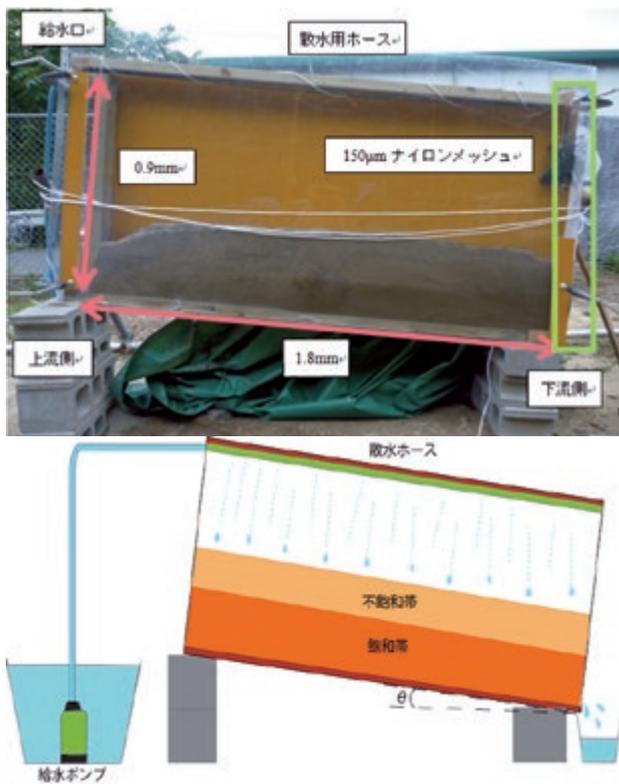


図 8 降雨実験水槽の全景とその模式図

の回転数をインバーター（三菱電機製，FR-FS-0.8K）を用いて 45～60 Hz で調整することで，降水強度を 3.8～67 mm/10 min で制御した。装置の下流端には，目開き約 150 μm のナイロンメッシュを水槽床から高さ 60 cm の所までガムテープで貼り付け，砂を流出させず，水だけを排出させた。上流端には，砂や水が流出しないようにツーバイフォー木材を設置した。

3-2 実験方法と条件

インバーター（周波数変換器）を用いて給水ポンプからの流量を制御することで降雨強度を調整した。実験前の砂がはいっていない装置で，水槽下流端に計量カップを設置して，周波数と降雨強度のキャリブレーションを，水槽の傾斜角を変える毎に行った。

実験水槽は，砂丘でよく見られる斜面傾斜 2° ， 4° ， 8° にそれぞれ傾けて設定した。また水槽の底面から厚さ 15cm，30cm，45cm，60cm で風成砂を平滑に敷き，ジョウロで水槽上部から風成砂をまず湿らせた。これにより水槽に詰めた砂の厚さが安定し，砂が完全に濡れた状態となり，降雨実験を開始した。

降雨を開始し，地表流が現れた時点で実験は終了した。地表流が現れない場合には，下流端から排出された水の量を計量カップで適宜計ることで，動的平衡あるいは非平衡を確認した。

各 Run の実験時間は 50 分を目安とした。50 分間という実験時間は，鳥取市湖山気象観測所の記録より，豪雨状態が 50 分間以上も継続して降り続くことがない事実に基づいて設定した。

3-3 実験結果および考察

実験条件を様々に変えて，合計 3Case，48Run の実験を実施した。

a) 斜面傾斜 8° における実験 (Case1)

20.7，33.2，51.2，67.0 mm/10 min の降雨強度で実験を行った。砂層厚が 15cm の場合，全ての降雨強度において実験開始後，1～3 分で地表流が発生した。砂層厚が 30 cm の場合，20.7 mm/10 min では地表流が見られなかったが，33.2 mm/10 min では 10 分ほどで地表流が表れた。51.2，67.0 mm/10 min のときは実験開始後，3～5 分で地表流が見られた。砂層厚が 45 cm と 60 cm の場合，20.7，33.2，51.2 mm/10 min では地表流が見られなかったが，67.0 mm/10 min では実験を開始して 10 分ほどで地表流が確認された。Case1 実験には，水槽底面付近から無視できない量の漏水が起こり，課題となった。

b) 斜面傾斜 4° における実験 (Case2)

17.7, 26.5, 35.4, 40.4 mm/10 min の降雨強度で実験を行った。砂層厚が 15 cm の場合、17.7 mm/10 min の降雨強度では地表流が見られなかったが、26.5 mm/10 min では実験開始後 10 分ほどで地表流が見られた。35.4, 42.0 mm/10 min では、実験開始後 6 分と 3 分で地表流が見られた。砂層厚が 30 cm の場合、17.7, 26.5 mm/10 min では地表流が見られなかったが、35.4 mm/10 min のときは実験開始後 10 分で、42.0 mm/10 min では 5 分で地表流が見られた。砂層厚が 45 cm の場合、35.4, 42.0 mm/10 min では実験開始後 50 分を経過しても地表流が見られなかった。したがって 17.7 と 26.5 mm/10 min の降雨強度の実験では地表流は発生しないと考え、実験を省略した。砂層厚が 45 cm の場合、どの降雨強度においても地表流が発生しなかったため、砂層厚が 60 cm の場合も地表流は発生しないと考え、実験を省略した。

c) 斜面傾斜 2° における実験 (Case3)

3.8, 15.2, 25.3, 40.4 mm/10 min の降雨強度で実験を行った。砂層厚が 15 cm の場合、3.8 mm/10 min の降雨強度では地表流が見られなかったが、15.2 mm/10 min では実験開始後 10 分後に地表流が見られた。25.3, 40.4 mm/10 min のときは実験開始後 5~6 分で地表流が見られた。砂層厚が 30 cm の場合、3.8, 15.2, 25.3 mm/10 min では地表流が見られなかったが、40.4 mm/10 min において実験開始後 3 分で地表流が見られた。砂層厚が 45 cm の場合、40.4 mm/10 min において実験開始後 50 分を経過しても地表流は現れなかった。よって 3.8, 15.2, 25.3 mm/10 min の降雨強度では、地表流は発生しないと考え、実験を省略した。砂層厚が 45cm のときにどの降雨強度

においても地表流が発生しなかったため、砂層厚が 60 cm の場合、地表流は発生しないと考え、実験を省略した。

以上のように、実験水槽の傾斜 (8°, 4°, 2°) に応じて砂層厚と降雨強度を変化させたことによって得られた結果を図 9, 図 10 に示した。



図 9 実験水槽装置の傾斜と降雨強度に応じた地表流発生の有無

多くの実験で、散水ホースから排出された水量と実験水槽下流端から排出された水量の関係を確認した。傾斜 2°, 砂層厚 15 cm, 3.8 mm/10 min の実験以外では、動的平衡状態には至らなかった。この原因として、実験装置底面からの水漏れが要因と考えられた。しかし実験水槽下流端から排出された水量は、地表流が発生しなかった多くの実験で、実験開始後 20 分過ぎには、ほぼ定常状態に達していた。そこで、下流端において排出された水量から降雨強度を算出して補正したものが図 11 である。本研究ではすべての実験において補正を施すことができなかった点は、限界であった。

さらなる課題としては、実験水槽下流端から排出された水量が、降雨強度から予想される水量の 17.1%~63.8%と実験毎に大きく異

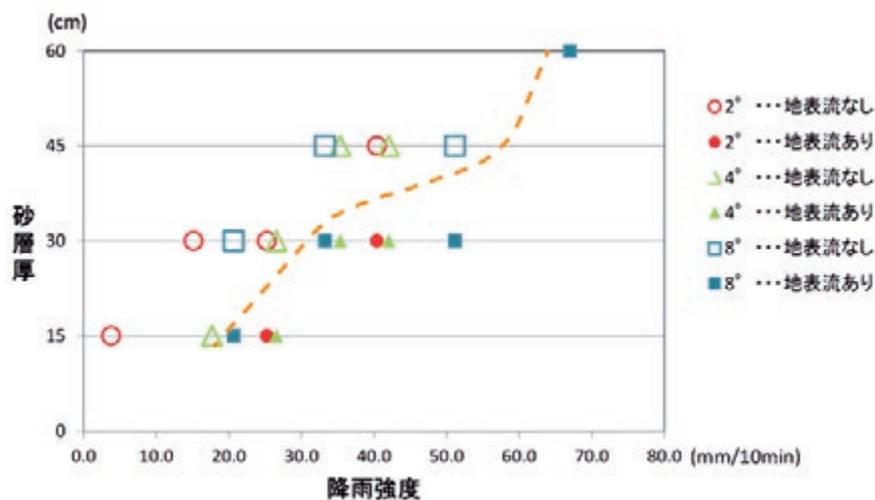


図 10 降雨実験の結果（黄色の破線は、地表流有無の境界線）

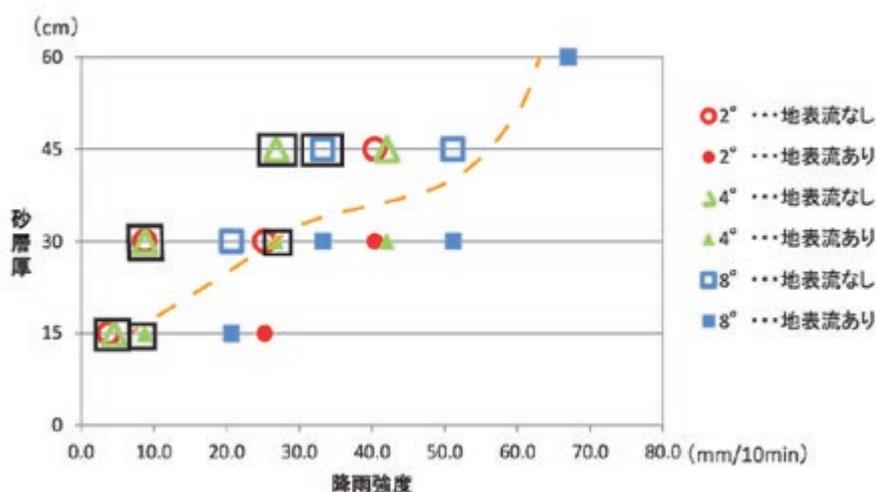


図 11 降雨強度補正後の降雨実験結果（黒色で囲んだプロットは、降雨強度が補正されたものを示す）

なった点である（傾斜 2°，砂層厚 15cm，3.8 mm/10min の実験では 100%）。実験水槽底面からの水漏れ量を制御できなかったためである。すなわち図 10 の横軸の降雨強度を 3 割前後で読み替えるのが無難と考える。

また砂丘の緩斜面は長大であり，地中水の流れも 3 次元的である。つまり地中水の流れが集中する箇所が存在する。従ってかなりの安全率をもって実験結果を解釈する必要がある。

以上のように多くの課題を含んだ予察的な実験結果であるものの、降雨強度が 20 mm/10 min の場合には、火山灰露出地を覆う砂層厚が 45 cm 以上あれば、地表流の発生を抑えることが可能と考えられる。

鳥取地方気象台による

と、湖山の過去 8 年間（2009～2016 年）の日最大 10 分間降水量データによると、観測史上 1 位は 20.0 mm（2015 年 6 月 21 日）であった。すると鳥取砂丘において火山灰露出地を厚さ 50 cm より厚い砂層で覆うことができれば、集中豪雨時にも地表流の発生を抑え、火山灰

層の露出を防止できると考えられる。これは野外調査でパイピングが観察された地点の最大砂層厚 50 cm と一致した。

4. おわりに

豪雨後の鳥取砂丘の第 3 砂丘列に見られた地表流痕跡と湧水の発生現象に関して野外調査を行った。また降雨実験装置を製作し、飽和地表流が発生しない砂層厚を求めることを目的とした予察的な降雨実験を行った。鳥取

気象台湖山観測所の降雨データを参考に、日最大10分間降雨量を20 mm/10 min とすると、火山灰露出地を厚さ50 cm より厚い砂層で覆うことができれば、集中豪雨時にも地表流の発生を抑えられる可能性が高い。ただし風食による砂層厚の減少や地球温暖化に伴う降水量の増加、また覆砂層の沈下を勘案すると、80 cm～100cm の厚さの覆砂表面にサンドソーセージを設置することが望ましい。本研究により、今後の鳥取砂丘の火山灰露出地対策にひとつの指標を提示した。

謝辞

本研究の骨子は、宇枝亜里沙の鳥取大学地域学部地域環境学科平成25年度卒業論文による。野外調査や降雨水槽装置の製作・実験においては、当時鳥取大学地域学部小玉研究室の大学院生の渡壁卓磨氏、4年生の井上裕貴氏、梅本愛氏、中嶋幸氏、西山貴仁氏に手伝っていただいた。本研究は、平成25年度鳥取砂丘景観保全調査研究会の研究費の一部、鳥取大学学長裁量経費「鳥取砂丘」総合研究プロジェクトー共通教育科目「鳥取砂丘学」の開設に向けてー（代表：小玉芳敬）の一部より支援を受けて実施された。

ここに厚くお礼申し上げます。

文献

赤木三郎（1991）『砂丘のひみつ（地球の歴史をさぐる、9）』青木書店、184pp.

奥村武信（2010）火山灰露出地への堆砂促進.

45-52. 鳥取砂丘再生会議（保全再生部会）編、「山陰海岸国立公園 鳥取砂丘景観保全調査報告書」, 79pp.

小玉芳敬（2013）トラス（三角）型サンドソーセージによる火山灰層露出地の覆砂実験. 49-57.

鳥取砂丘再生会議（保全再生部会）編、「山陰海岸国立公園 鳥取砂丘景観保全調査報告書」, 77pp.

山本荘毅（1986）『地下水学用語辞典』古今書院, 141pp.