

〔論文〕

乾燥気候における自然景観の発達について

石 川 輝 海

名古屋学院大学名誉教授

要 旨

砂漠地域は地形や植生が異なるため湿潤地域と外観が全く異なる。多くの極砂漠は数年間隔で豪雨を受ける事から、流水作用の証拠は涸れ川が多数存在することから明らかである。まれに激しい豪雨が多量の排水を発生させるため、氾濫水や河川水の浸食力や運搬力は湿潤地域と同じくらいである。植生の被覆の欠如は重要な要素であり、植生の保護効果がないと、風化岩の大量な粒子を斜面の下や川へ押し流す排水を止めることはできない。猛烈な激流は大量の岩片を含み、深い渓谷を襲い、周辺の河床上に広がる。

砂漠の多くの降水、特に山岳砂漠のものは、局地的で一般的な嵐から生じ、狭い地域だけである。故に、排水は狭い流域だけに限定されるだろう。湿潤地域の広域的な洪水と違って、砂漠の洪水は河川の一部だけに影響を与え、水は蒸発や浸透によって急速に失われる。故に、岩片は短距離運ばれるだけであり、一般的に山地から近くの谷底までであり、そこに沖積扇状地を形成する。

キーワード：砂漠，浸食作用，風化作用，風食，乾燥気候

Evolution of Landscapes under Arid Climate

Terumi ISHIKAWA

Professor Emeritus
Nagoya Gakuin University

Abstract

Desert regions differ strikingly in appearance from humid regions because of differences in landforms and vegetation. Despite the fact that many of the most arid deserts experience heavy rains only at intervals of several years, the evidences of the action of running water are clearly seen

発行日 2014年7月31日

in the presence of numerous dry channels. On the rare occasions when heavy downpours produce much runoff, the eroding and transporting power of overland flow and channel flow is fully equal to that in any humid region. The absence of a vegetative cover is an important factor, for without its protective effect there is nothing to stop overland flow from sweeping great quantities of coarse particles of weathered rock down the slopes and into adjacent channels. Charged with a heavy load of debris, the raging torrent sweeps down steep canyon grades and spreads out upon the adjacent valley floor.

Much desert rainfall, especially that of mountainous deserts, consists of local convectional storms (thunderstorms). These tend to cover only small areas; hence runoff may be limited to a single small watershed. Unlike the regional floods of river systems in humid lands, desert floods affect only short reaches of stream systems, and the water is rapidly lost by evaporation and influent seepage. Thus the debris load is carried only short distances-usually from a mountain range to the adjacent valley floor-where it accumulates in alluvial fans.

Keywords: desert, erosion, weathering, deflation, arid climate

序文

乾燥地域の環境および地形について考察した。現在までに調査研究した地域は北アフリカ・モロッコのサハラ砂漠、南米ペルーのペルー砂漠、中国西部のタクラマカン砂漠、オーストラリアのオーストラリア砂漠、オマーンのアラビア砂漠である。

サハラ砂漠はモロッコのアトラス山脈で非鉄金属鉱物調査を実施した際に観察した。サハラ砂漠は極砂漠であるが、調査した地域はその周辺地域の礫砂漠および半乾燥気候の地域である。

ペルー砂漠はアンデス山脈の太平洋岸沿いに広がる狭い地域である。この地域はペルー海流の影響により冷涼海岸砂漠である。

タクラマカン砂漠は北側を天山山脈、西側をパミール高原、南側をクンルン・アルチン山脈に囲まれたタリム盆地内にある。

オーストラリア砂漠はオーストラリア大陸の70%を占め、オーストラリア大陸の中央部から西部のインド洋に面する海岸地域にかけてである。

アラビア砂漠はアラビア半島の大部分を占め、特に極砂漠はオマーン王国に広がる。調査地域はオマーン国内でアラビア半島の南東部に位置し、インド洋に面する。

砂漠の特徴

砂漠地域は極めて水が少ないため、地表面は植生によって被覆されない、不毛の地である。砂漠の凹凸の丘、絶壁の谷、そして小石や砂で覆われた平原は湿潤地域でよく見る滑らかに丸い丘や曲線的に変化する斜面と明らかに対照的である。水の豊富な地域と比較すると砂漠地形は特異な力でできたと思われる。しかしながら、その差異は特異な力の作用の結果でなくて、それらは異なる気候条件のもとで河川や斜面下降運動によって形成された結果である。

地球の陸地面積の約1/6は砂漠である。最大の砂漠は亜熱帯高圧帯にあり、空気は乾燥し、雲はなく、降水量は低く、蒸発量は高い。中央アジアや北アメリカ西部のような大きな砂漠は高い山脈の風下側では上昇気流ができないため、水滴がほとんど凝結しないので雲ができない雨の陰に位置するためである。気流が高い山脈を越えて下降するため、水蒸気はほとんど凝結しないので雲ができない。降水量が極めて低い。

砂漠における気候のコントロール

サハラ砂漠のような広大な亜熱帯砂漠では、平均降水量が年100mm以下である。そこでは1年あるいはそれ以上が完全に降水なしに過ぎる。しかし降水量の絶対量だけが植生の量を支配するわけではない。例えば、アラスカ北極海岸バロー岬の年降水量はアリゾナ州ユマ（Yuma）とほぼ同じ低さであるのに、バロー岬の地表は水に浸り、植生に覆われている。しかしユマの土壌は乾ききり、わずかな植物は干ばつの抵抗で特殊化されている。その差異は北極の低い蒸発量による所が大きい。また地下水面が永久凍土層の上にあるため、水は供給され、植物の成長を助ける。

乾燥地域は一般にステップ（steppes）に分類され、そこはまばらな灌木と1年草が貧弱な牧草を提供する、そして真の砂漠は植生が希薄あるいは欠如している。この基準によると、オマーンのほとんどの砂漠はステップである。所によってはオアシスの近くでは究極的な砂漠からステップを経由して、湿地へ連続的に遷移する所もある。

内陸水系の特徴

砂漠の中を流れる河川の中でナイル川、インダス川、コロラド川、ニジェール川のような大きな河川だけが砂漠を通過して海まで流れることができる。ほとんどの砂漠の河川は蒸発によってだんだん細くなり、残りの水が地中にしみ込み、あるいは停滞して水たまり、塩湖あるいはアルカリ泥湿地となる。砂漠の水系は湿地地域のように一つ以上の大河に流れ込むような大きな水系になることはない。代わりに一般に多くの小規模な水系になり、その各々は閉鎖系の盆地で終り、砂漠の平原で消える。このように合流しない水系が内陸砂漠の水系の特徴である。

地下水面は一般に砂漠の方が湿潤地域よりはるかに深い。砂漠の降水量は湿潤地域と同じように低地より高地の方が極めて多い。降雨の後に、小川や猛烈な急流が砂漠の山地で起きる。しかし水はすぐに減少し、平原に消えてしまう。多くの河川は1年のうち数時間流れるが、多くは年に数日間ぐらい水を保有し、それ以外は乾燥していても、砂漠では流水活動が地形を形成する最も重要な要素であることは明白である。不毛の山地が河川によって削られ、小渓谷を形成し、河川の下流に広がる山裾の平原が河川の堆積物で形成されることが砂漠地形の特徴である。

河川堆積物は砂漠の平原で特に顕著である。多くの砂漠で発生する嵐は局地的で、そこにできる河川はたった2・3時間流れるだけである。だから堆積物の多くは湿地のように海へ運搬されない。しかし短距離運ばれた後に、山岳渓谷の出口の扇状地に放出され堆積する。扇状地は山岳の麓に大きな

沖積エプロを形成して、隣同士の溪谷の堆積物を合流するまで成長する。これらの複合沖積エプロ、あるいは乾燥扇状地（bahadas）は谷の中央方向へ徐々に平らになり、いつの間にか谷底と合流する。浸透性の地盤に蒸発と浸透によって河川水が減少すると河川は流速が衰え、大きい物質を沈殿させ、細かい物質だけを運搬する。

砂漠表面の閉鎖系窪地は湿潤地域の湖のように水の氾濫によって、水に満たされることはない。大雨の後に集まる雨水は一時的に湖を作り、乾燥期に蒸発し、プラヤと言われる粘土、シルト、岩塩が陽光で焼かれた湖床を形成する。2・3のプラヤレイクは異常な湿潤期後に数年間存続するかもしれない。典型的なプラヤはアメリカの北西ネバダのBlack Rock Desert と Death Valley の基底で報告されている。Great Salt Lake は永続的である、故に厳密にはプラヤではないが、湿潤期と乾期で大きく水面が上下する、そのためその西部—the Bonneville Salt Flat—は実際のプラヤの特徴を持っている。プラヤレイクが干上がると水の中に溶けていた物質は結晶化した塩類として沈殿し、その中には岩塩、各種の炭酸塩、ナトリウム硫酸塩が多量に含まれる。乾燥地のアルカリ性湖床はこのような堆積物で覆われる。

風化作用

岩石は砂漠で機械的に崩壊し分解するが、土壤中に湿気や有機酸が欠如しているため湿潤地域より分解速度がかなり遅い。

風化作用が進まない地域では雨や風によって不毛な地面が露出すると、その地表面上の細粒残留土は少ない。毎年ナイル川の洪水を受けるエジプト下流は素晴らしく豊かな土壌で形成され、そしてチグリス・ユーフラテスの沖積層の文明を何百年も支えたイラクの豊かな土壌も上流から河川によって運搬されたものである。土壌鉱物を生成した風化作用の多くは湿潤な源流地域で起きた。石灰岩は容易に分解し、一般に湿潤気候では低地を作るが、砂漠では際立った山峰を作る。これは露頭から分離した破片がゆっくり溶け、そのため斜面を保護する、そして浸透した地下水が地表面近くで蒸発するため石灰分を凝結させて石灰岩の開口部を埋めてしまうためである。

水は風化作用に重要な役目をする。その作用は溶解、崩壊、運搬と堆積である。このプロセスの中で岩石は元の物質から異なる物質に変化する。これは化学反応であり、原岩の形成された環境からより安定な状態に変化することである。

雨滴と細流侵食

風化作用による碎屑物の移動は恒久的および一次的な河川で行われるが、砂漠で河川以外の碎屑物移動の主なメカニズムは雨滴、細流侵食と面状洪水（reainsplash, rillwash, and sheetflood）である。

砂漠の植生はあまりにもまばらであるので植物の根は地表面物質の一部を固めるだけである。雨滴は地面に直接当たり、その衝撃は葉や小枝で遮られない。そのため碎屑物粒子を空気中に散乱させ、この散乱した粒子は斜面に落下して下へ転がる。シルト、砂、岩石の小さい破片さえも下り斜面にぶ

つか。激しい雨の時に、小さい溝はすぐにできる。そこを勢いよく流れる雨洗は泥、シルト、砂を含み、そして細流が大きくなると、礫や巨礫さえも運搬する。これらの河川は湿潤地域の同程度の細流より多量の物質を運搬する、それは湿潤地域では植物の根が土壌を浸食から保護しているからである。しかし砂漠のこのような物質は海まで押し流されることはないが、少し移動したのちに取りのこされて、堆積し、今までに侵食して形成した溝を充填する。新しく露出した基盤岩は雨裂の掘削により風化作用を速める。そして細流の中に新しい破片や粒子を入れる、わずかに流れ出る水は水路内の物質を除去するのに役立つ。河川から水が流出するような激しい雨が何年も降らないと、河川は巨礫で妨げられ、河川本来の機能を失い、岩壁から落下した細かい岩屑で埋められてしまうだろう。

泥流と面状洪水

時々、恐らく10年に1回、あるいは100年に1回、強い雨が砂漠で降り注ぐだろう。100ミリの雨が1時間で降る、いわゆる豪雨である。それらの多くは狭い地域だけであり、5平方キロぐらいの範囲で豪雨が起きるが、雨はたった2・3キロ離れた所では降らないだろう。豪雨による激流は長く安定であった斜面に雨裂を掘削し、未固結岩屑をはぎ取り、細流の溝に以前から詰まっていた堆積物を流下して運搬する。流下物は急速に多量の水と運搬物の両方を獲得すると、それは多量の泥と砂を含んでいるため、水だけよりはるかに密度の高い混濁した流れになる、つまりそれらが下り斜面を転がり落ちるので大きい岩体や巨礫を浮上させて粘性の高い泥流となるので、含岩屑水の壁となって峡谷を流れ下る。豪雨の後にカリフォルニア州Cajon Pass（峠）を直撃したこのような鉄砲水は貨物列車を飲み込んでしまい、渓谷の下流へエンジンを2キロ以上も運んでしまった。それは泥や大礫の下へあまりにも深く埋もれたので強力な磁石を使用して見つけることができた。このように粘性の高い泥流は雨の激しい地域から完全に移動し、山地の麓の沖積扇状地へ到着する。そこで水は扇状地へしみ込み、泥流はすぐ停止しないので、時には高さ2・3メートルの前へ飛び出た急傾斜の崖ができる。開削は岩石、砂、そして粘土の混在した蓄積からなる堆積物中にできる。ほとんどは運搬物の大きさや形はそろっていない。それらはほとんど無層理の水河運搬物に似ている。

未固結のシルト、砂、岩石片は砂漠扇状地に大変に多いのでそれらの上を流れる水はすぐに運搬の収容能力に達してしまう。そのため地表の中深くへ切り込むことはできない。大礫や巨礫に変わり、そして水面上に浮遊する植物片や草木を含みながら網状の細流となって広く広がる。あるいは深さ5・6センチのフィルム状に地表面の全面を覆う。これは面状洪水（sheetflood）と言う。水が浸透したり蒸発したりすると面状洪水は砂漠の太陽で乾燥され、泥とシルトからなる被覆層を残す。

斜面移動

斜面移動は湿潤地域と砂漠地域では幾分異なる。風化作用が砂漠地域では相対的に遅いため、多くの節理で割れた岩塊は機械的風化作用により、崖から転落すると回転し、粉碎される。崖錐堆積物は石英岩、チャート、あるいは石灰岩のような簡単に風化しない岩石からなる急な崖の下に形成されや

すい。急な斜面と緩やかな斜面の両方とも、落ちてきた巨礫と岩片によって被覆される。しかしこれらの多くは基盤岩の上に巨礫1個分の厚さである。巨礫は最終的には豪雨で流されるか、緩慢な風化作用によって破壊されて細流で運ばれるのに十分な大きさの粒子になる。

全ての砂漠は時々激しい降雨に合う、その時の洪水は急激で巨大である。しかし、このような大雨はすぐに終るため、水を含んだ土砂と岩石の巨大な地滑りはまれである。

斜面と構造の関係

土壌や植生の欠如は斜面移動と砂漠の侵食作用に影響を与える。未固結の地表物質は植物の根によって効果的に固められることがないので、未固結物質は湿潤気候のように団塊として移動しないし、地表面の傾斜角や地面の凹凸に影響を受ける。斜面の傾斜角は岩盤に生ずる節理の間隔の大きさによって決まる。つまり斜面は崩壊するブロックが大きいと急傾斜であり、小さいと緩やかである。砂岩や頁岩は小さい粒子に崩壊するため上から転がり落ちてきた巨礫に覆われない限り緩やかな斜面である。玄武岩と石英岩は節理の間隔が大きいため割れた岩塊が大きく、基部が涯錐性の大きい岩塊に覆われた崖としてそびえる。岩塊の大きさの違いが、個々の岩体に発達する斜面の傾斜角度に反映し、岩塊が大きいほど傾斜角は大きくなる。個々の岩塊の境界で生ずる斜面の急な変化は砂漠内の丘や山脈で一般的である。つまり、湿潤地域のような土壌移動の活動的な地域では、斜面傾斜は明瞭な変化なしに徐々に変化する。砂漠では山地の湾曲する山腹斜面は谷底の斜面と連続しないし、山の山頂部は丸くならない。急な斜面は急なままであるし、広大な砂漠平原には、大量な岩石の侵食によって削剥された岩山が突出する。これは斜面の崩壊と谷および麓に堆積したものによってできた地形である。この斜面角度は風化した粒子の大きさに関係している。

砂漠地形の発達

砂漠地形の発達は他の地域と同様に砂漠を流れる河川による流域の削剥による。また、河川は泥流を生み、削剥した物質を運搬して沖積扇状地を形成する、あるいは鍾乳洞の天井崩壊を作るだろう。だから、砂漠の窪地は直径20・30センチの空隙孔から大きいものはカスビ海凹地、死海地溝帯、あるいは大ソルトレイク盆地のような広大な地域に及ぶ。蒸発量が大きいため、盆地は水で満たされることはないが、内陸流域の水系の中心になる。

このような全ての閉鎖系盆地は支流域からなる極地的盆地である。そこへもたらされた堆積物は外部へ排出されることはないし、ゆっくりと盆地の底に堆積する。そして蓄積と共に徐々に盆地の底の高さを上昇させる。これは蒸発や浸透で流れが細くなるため流れの位置が盆地の中心近くへ移動する原因となる。その結果として流れは堆積物を運搬できなくなる。故に、扇状地の下部や中部の上流に物質を堆積させて、扇状地の外側の勾配を急にする傾向がある。しかし堆積作用が盆地を堆積物で満たしても侵食作用は山脈で継続している。そのため河川が扇状地の頂部を下刻を始めるまで、河川流路の先端部を低下させる。

この状態の支配下にあると、地殻変動が第三紀後期あるいは洪積世の堆積物に変位を示すと砂漠地域の地質学的最近の地形は主に次の三種類である。(1) 露出した岩石と未固結岩片からなる比較的急傾斜の山体、(2) 山裾で沖積扇状地が合体してできた乾燥扇状地斜面、そして(3) シルト、粘土そしてそれらの上の水が蒸発したために残留した多種の塩類で被覆されているプラヤ床である。

砂漠山脈の斜面は土壌の移動によって改変されることはない。つまり斜面の各部分は節理によって形成される岩塊の大きさや風化作用による未固結粒子の大きさと関係している。

基盤岩は乾燥扇状地の河川によって移動可能な大きさに破碎され、斜面の裾は徐々に後退する。故に山の麓は最初の位置から徐々に移動し、山地の全斜面は後退するが、斜面はかなり一様な広がりとなる。乾燥扇状地と山脈斜面の間には斜面勾配に著しい変化が残る。湿潤地域のように土壌移動による滑らかな起伏とはならない。

基盤基準面が上昇すると、雨食や細流がゆっくりと山地の上流部を低下させ、面状洪水や網状河川は扇状地の下部を形成する。溪谷から流出する河川の横への広がり河川間の高い部分を削り、扇状地の高い部分が河川の蛇行で削られる。河川間の高い所の末端も山体の前面が後退するので細流の溝による侵食が縮小し、そして前面扇状地と同一の斜面に徐々に変化する。ペディメント言われる平原(broad)で、緩やかな斜面が山岳斜面の麓から基盤岩の上に曲線状に広がる。この地表面は谷方向へゆっくりと移動する礫の薄い不連続な層に被覆される。この段階で、砂漠地形は4つの主要要素から構成されている。すなわち(1) 山岳、その斜面は上に述べた初期段階と同じ急斜面である、(2) ペディメント、あるいは基盤岩の削り取られた表面、山岳とその面の結合部は勾配を急に変える、(3) 乾燥扇状地、これは古い扇状地堆積物で構成され、それは斜面の上部でペディメントに、斜面の下部では(4) のプラヤに連なる下部面に勾配を緩やかに変化する。この段階の砂漠地形の発達はアリゾナ州南東部やニューメキシコ南部で広く見られる。そしてこれらの地域では地質学的な最近の運動は穏やかであった。

一時的な河川はやがて堆積物で盆地を満たし、そして外縁を超えて隣の盆地へ流れ込むだろう。それによって二つの小さい水系を統合する。侵食作用が継続すると、ちょうど湿潤地域で行われるように、下位の閉鎖盆地へ流出する河川あるいは海へ流出する河川は谷頭侵食を続ける。このような河川は連続的に高位の盆地を攻略して、究極的に標高を下げる。故に主要河川はますます長く成長し、例えば一つの嵐が河川の全長に十分な雨を供給しなくても、やがてその長い河川断面は勾配がかなり小さくなる。水系合流のプロセスや高位の盆地が標高を下げて、勾配を緩やかにすると、高位の盆地から堆積物を削りだすために砂漠地形が発達する。基盤の標高が低くなると、原地形の基盤岩のような物質は構成物の岩片の大きさに応じた斜面に侵食される。これらの堆積物は未固結で容易に侵食されるため、ペディメントが一般に堆積物を削って簡単に発達する、そして古い乾燥扇状地の斜面を拡大して広がる。この段階の砂漠侵食では、プラヤはない(水系が外部である場合)あるいはまばら(本流がその地域から海へ伸びていない場合)である、つまり乾燥扇状地は相対的に少なく広大であるし、山岳は小さくなり、ペディメントはその地域の多くを被覆している。これはアリゾナ州の大部分で見られる段階である。そのゴラやコロラド川は流れの一部で基盤の標高をゆっくり低下させ、そしてそこには現在のプラヤは存在していない。しかしながら、掘削された崖で示されるように、この

地域の大部分は厚い沖積扇状地が基礎となっている。そしてプラヤ粘土は以前の内陸盆地の中に堆積した。これらの容易に侵食される堆積物を切って発達するペディメントの表面は他のペディメントの地域と知らぬ間に重なっているし、そこでは礫の薄い層が固い岩盤を被覆している。基盤岩地域では小さい山塊が平坦な砂漠地表面から突然飛び出ている。

さらに後の段階では、山岳が急な斜面を示すと、山岳は海の中の島のように岩石床の上へ突然飛び出た小さい孤立した丘となる。このような山岳の遺物はインゼルベルグ (inselbergs 島状丘) と呼ばれる。オーストラリア砂漠の中央部にあるエアーズロックが典型的である。構造的あるいは気候的变化が介在しなければ、連続的な侵食作用によって平坦な面が主に風食作用による広い岩石平原を形成するだろう。カラハリ砂漠の一部はこの状態に近いが、大部分の地域は砂漠地形発達のこのような最終段階を表すとは認められていない。

風的作用

砂漠地形は地形の形成に水的作用が大きく関与していることを示している。一般に、砂漠が主に砂丘からなる広大な荒地であるという印象を持っている。また、湿潤地形と対照的であると思われる。多くの砂漠でこれは真実でない。だが、植生が砂漠でまばらかあるいは欠如しているため、風食作用が湿潤地域よりずっと顕著であり、そして局部的にその効果は非常に顕著である。

あらゆる突風は街路に埃を漂わせる。田舎の暑い夏の日、小さい竜巻が耕した耕地で発生し、耕地の細かい岩片を高く渦を巻いて運ぶ。時々、トルネードは木を根こそぎにし、土を持ちあげ、そして家を破壊する。埃はどこでも空気中に存在し、湿潤地域でさえも完全に閉じた部屋の中でも2・3日で蓄積する。

風の分級作用

風のある時に乾いた土を手からゆっくり垂らすと、粒子の一部がほぼ垂直に落ちるが、多くは風下へ紐状に落ちる。埃の細かい粒子は全て風下へ運ばれる。繰り返し行くと、粗い粒子が細かいものからふるい分けられるし、そよ風でもふるい分けを行う。

この例は一般的な状態を示す。もしある対象物が空気あるいは水のような流体中を降下する場合、最初は加速的に落下するが、やがて一定になる、いわゆる対象物落下の限界速度 (terminal velocity) になる。物体に作用する二つの力、(1) 重力の下へ引く力、(2) 対象物が通過する流体の抵抗、である。重力の引力はまさに物体の質量とそれを置き換えた流体の質量の差である。しかし移動に対する流体の抵抗は流体の粘性、物体の直径と流体を通過する速さによる。抵抗は速さの増加とともに増加する。だから、真空中の重力は一定の加速をするため、重力は最終的には流体の抵抗が増加するので釣り合う。その後に物体の下方の加速は進まない、速さは限界速度で一定になる。

大きさの異なる球が流体中を落下する時の球の限界速度は急激に変化することが実験で示されている。粒子が約0.01mm以下であるとその空気中の限界速度はかなり正確に直径の面積とともに変化する。

る。それはStokesの法則である。このような粒子の落下速度は層流の空气中を十分にゆっくり通過できる。大きい球の速度は直径と簡単な関係はないし、大きい体積が多く、多くの空気を置き換えるため、その通路内で置き換えられる空気の慣性が重要である。置き換えた空気は、特に粒子の後で、粒子が空气中を落下する時空気が乱れる。空気中の粒子の大きさと限界速度の一般的関係は対数目盛で粒子の大きさとともに落下速度は大きくなる。しかし薄片や不規則な粒子は同じ平均直径の球形粒子と全く同じ大きさの限界速度を示さない。一握りの土壌中の細かい粒子は大きい粒子がゆっくり落下するため、大きい粒子が地面へ落下する前に遠くへ吹き飛ばされる。

これらは風の運搬力の大きさを知ることができる。風はいつも乱れる、つまり渦を巻く突風や竜巻はあらゆる方向へ移動し、一般的な運動と重なる。地表面付近で、上方向の突風の速さと風の平均前進速度の比は極端に変化するが、平均約1〜5である。故に、空気限界速度が風の速さの1/5以下である空气中に粒子があると、粒子の一部は突風によって上へ運ばれ、空气中に浮かんだままになる。それは下へ吹きこむ逆流にとらえられるか通常の限界速度で地面まで落ちる。それらが浮かんだ状態になると風と一緒に運搬される。風速の1/5以上の大きさの限界速度を持つ粒子は浮上しない。砂丘地域の風速の測定は平均風速が秒速約5メートルに達し、砂が動き始めることを示す。最大上昇気流がこの速さの1/5あるいは秒速1メートルであると、直径約0.2mm以下の粒子が砂丘表面から選び分けられる。

大きさを分けるために篩で砂丘の砂を篩うと、直径0.15mm-0.3mmの粒子が非常に顕著であることが分かる。最も細粒の砂丘の砂でさえ0.08mm以下の粒子をほとんど含まない。

風で吹き飛ばされる砂はまれに地表から2m以上上昇する、特に激しい嵐の時に、多くは地表を5・6センチ移動する、それは電柱の根元を傷つける。ナイルの氾濫原のような地域で太陽を覆う巨大な雲やオクラホマ、カンサス、テキサスのダストボールは砂でなく土埃である。氾濫原から離れた砂漠では空気は、激しい風の時に、厚さ50センチの移動する砂の層の上でも一般に砂粒を含まない。

風による粒子の移動

砂の粒子は低角で地面を打つ突風によって前方向へ次々と運ばれる。地表が岩石の場合、砂粒は空气中へ跳ね上がり、転がって移動する。地表面が未固結の砂からなる場合、落下する粒子は地表で跳ね返るため他の物質を放出するだろう。そのため特定の粒子が1回跳ね返るだけでも、他の粒子を1回以上も飛びあがらせる。空气中へ打ち出された大きい粒子は多くの小さい粒子に連続的に衝突し、ゆっくり移動するだろう。風下へ移動する砂の層の厚さは風速と粒子の大きさに関係している。砂が小石だらけであると、風は砂粒を選び出し、後に小石を残す、そのため砂漠の地表に残留層として小石が蓄積して、厚さ小石1個、いわゆる desert pavement を作る。長く露出していた小石は砂吹きによって研磨された滑らかな面を一般に持つ。砂が小石の周りから吹き飛ばされるので、小石は根元を掘られる、そのためその後小石は風によって転がり、その後新しい砂が露出する。砂が吹き飛ばされると、周りの小石はまた根元が削り取られ、転倒し、砂で削られた表面は小石に新しい上面を作りだす。この方法で小石はブラジルナッツの形のように明瞭な角で交わるいくつかの平らな面を最終

的に形成する。それは三稜石と言う。

砂砂丘の表面は起伏が大変に激しいので、砂丘に直接接触する風は強く当たり、露出する多くの粒子は瞬間的な旋風で上へ飛ばされる。しかしながら、粒子の平均直径が0.03mm以下(砂のサイズ以下)であると飛ばされない。すなわち露出した多くの粒子が通常表面上にはんのわずかでも飛び出ている、非常に激しい風速を除いて、微細な粒子は激しい渦巻の中の空気に渦きこまれることはない。砂丘はこのような小さい粒子だけからなる地表面を決して作らない。そして強い風だけが粒子を移動させることができる。

風洞実験で、イギリスの技術者 R. A. Bagnold は、直径5mmの小石を移動させる強さの風が、未固結で乾燥したポートランドセメントの表面では移動させることができなくて、その上の空気は埃を含まなかった。このような地表面を構成している細粒物質が安定であることは大きいプラヤ（閉鎖砂漠盆地低部）の上に一般にダストストームが発生しないことの説明になる。プラヤの表面物質は細粒粒子によく分級される。このような物質は毛管水が存在すると粒子の小さいこととその強い結合によって飛散しない。プラヤの表面が最近乾燥し、乾燥した泥の湾曲した菓子パン状の薄片で覆われる時だけ、特に強風を受けるとたくさんの埃を生ずる。これらの薄片が吹き飛ばされ風下に粘土片の砂丘として蓄積した後に、プラヤの表面は動物や車で乱されない限りほとんど土埃は発生しない。

砂が吹き流される時に行った測定では、例えば最高2mの風力が2カ所で同一条件の所で、地表近くの風は岩石床表面より未固結砂表面を多少速く移動する。粒子移動の研究では、岩石床上の跳ね返りで瞬間的に浮遊した粒子はあまりにも弾性が高いのでそれらをもう一度跳ね返させるのにほとんどエネルギーを必要でない。しかし粒子が跳ね返り、他の粒子を乱すため運動量を失うので多量のエネルギーが未固結の砂表面を移動する粒子に必要である。故に、粒子が砂の蓄積物にぶつかると、岩床上を飛び跳ねる粒子は速さが遅くなり止まる。これは砂が砂丘間の全域に広がることのできる代わりに間の裸地から砂を集める砂丘の特別の作用を説明している。これはいかにして砂丘が成長するかである。

風食作用

風は河川や氷河と違って、川岸に限定されずに地球の全表面上を自由に移動する。風によって上昇する土煙はそれが上昇する所から遠くへ飛散される。このプロセスはdeflationと言われる。風食の基準面はその地域の地下水面である。そのため広範囲の地域が毛管作用の外縁まで侵食され、蒸発作用によって地下水面がゆっくりと低下すると、風食の基準面も低下する。

アメリカやアジアの非排水大低地の多く、例えばDeath Valley, Dead Seaは侵食作用よりもむしろ地殻運動で形成された。しかしながら、Wyoming, Texas, New Mexico, Coloradoには深さ数100メートル、面積数平方kmの風食で形成された低地がある。南アフリカのKalahari Desertでは多くの浅い低地が花崗岩基盤の地表にある。これらは水を排出させないので、流水によって全く形成されることはない。

風食作用による最も顕著な低地はナイルデルタから西方へ約640kmのリビア砂漠に広がるオアシ

スの列である。低地の形成が地下水の溶解などの他のプロセスで始まったとしても、風の作用によって拡大し、深くなった証拠が認められる。

これらリビア砂漠の低地の北縁は絶壁があり、河川に切り込まれた峡谷によって大きく切り裂かれている。一部の低地の底は海水準以下であり、他のものは海拔数10メートルである。それらの床面は南東方向へ徐々に高くなり、砂漠平原の一般的高さ、海拔数10メートルになる。砂丘の長い連なりは南東斜面を被覆し、数百kmも低地を横切って広がる。それらは盆地形成の時に下刻侵食したものから部分的に作られている。平らに分布する砂岩が砂漠にあり、そしてその盆地が地溝である証拠はない。この窪地からか風下方向へ堆積した砂丘は風が窪地を下刻侵食する主要素である強い証拠を示している。しかし窪地へ排出する水の掘削による斜面は風が必ずしも岩石を実際にすり減らす作用でないことを示している。風によって運ばれる適切な大きさの砂粒子は盆地内へ雨の跳ね返しや細流によって既に運ばれた。風は恐らく削摩によって少しだけ盆地を大きくする、すなわち主に風は風化作用や流水によって運搬できる大きさに粉砕したものを移動させる。

このような盆地が局地的に水位を低下させると、水位自身が蒸発作用によって低下しない限り、湿った地面や植生が風による下刻を防ぐ。多くのエジプトのオアシスは塩水沼地あるいはプラヤからなる中央凹地を囲む淡水の泉があり、その塩水沼地やプラヤの底は地下水の本体から粘土によって塞がれている。

砂漠地域でこれらの巨大な凹地が強い印象を与えているが、まれである。ある地域において、深さ数10センチ・長さ数100メートルの溝が固結の弱い堆積物から作られていても、多くの砂漠は風食作用の直接的な証拠がほとんどない。峡谷に、砂を含む風が吹き込むと、硬い岩盤でも滑らかになり、そして磨かれあるいは浅い溝が掘られる。それは強い岩石を実際にすり減らす風の能力の証拠である。しかしながら、風の主な役目は扇状地やその他の河川堆積物から砂質およびシルト質の地表から未固結物質を移動させることであり、どこにも河川堆積物が存在することは砂漠風景を作りだすのに流水の優越性を証明している。

まとめ

砂漠地域の侵食作用は湿潤地域と同様に主に流水の営力によるが、降水量が極端に少ないため化学的風化作用より機械的風化作用が大きく働く。砂漠では主に太陽光による風化作用、乾燥による塩類風化作用、凍結作用がある。特に長い年月の間に時々生ずる局地的な降水は砂漠の侵食に大きな影響を与える。それは砂漠の植生の欠如と機械的風化作用による岩盤の破壊により、碎屑物の運搬が顕著になり、削剥侵食される。特に河川の流路は断続的で、流路は一般に海まで流れない。内陸の盆地で止まってしまい、堆積物を蓄積し、地形が平坦化される。

乾燥地では水系で下刻侵食作用が顕著になるため、深い谷を形成する。水系以外は浸食作用を受けにくく、高所に原地形が残る。原地形が堆積平野であると、山頂部に平坦地形が形成されることが多い。特に上位層に浸食作用に耐える硬い層がある場合は顕著に表れる。アメリカのグランドキャニオンやオーストラリアのブルーマウンテンで見られるような山頂部が平坦な地形を形成する。

参考文献

赤木祥彦（1994）：理科年表読本，沙漠ガイドブック。丸善株式会社，東京。

石川輝海（1992）：中国秦嶺山脈の土壤侵食と自然景観。名古屋学院大学外国語学部論集，第4巻，第1号，pp. 89-96.

石川輝海（1997）：西オーストラリア北部のビルバラ岩体の地質学的考察。名古屋学院大学論集（人文・自然科学篇），Vol. 34, No. 1, pp. 37-34.

石川輝海（2000）：中国における地球環境データの整理。名古屋学院大学論集（人文・自然科学篇），Vol. 36, No. 2, pp. 1-11.