

**Maciej Dłużewski<sup>1</sup>, Elwira Żmudzka<sup>2</sup>, Dariusz Woronko<sup>3</sup>,  
Katarzyna Bieja<sup>1</sup>**

Uniwersytet Warszawski

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych

<sup>1</sup>Zakład Geomorfologii, <sup>2</sup>Zakład Klimatologii, <sup>3</sup>Zakład Hydrologii

dłużewski@uw.edu.pl

## **ŹRÓDŁO WILGOCI W BARCHANACH SAHARY ZACHODNIEJ**

### **The sources of moisture in the barchans of Western Sahara**

**Abstract:** The aim of the study was to determine the impact of climatic and meteorological conditions on aeolian sand transport within barchans. The study area was located at Western Sahara, around the towns of Tarfaya and Laâyoune. Particular attention was paid to the factors that increase the moisture content of the surface and subsurface layers of sand dunes. It could be one of the important factors to have an influence on threshold wind velocity. Western Sahara dune fields are situated in the zone of the dominant wind direction from the northern sector, which determines the barchan dunes shape and orientation, as well as the supply of moisture from the Atlantic Ocean. The results of investigations confirm that dunes receive quite a lot of moisture from rainfall and such phenomena as fog as well. Studies have confirmed that the water supply from the fog is comparable to, or even exceeds the amount of water from rainfall in the area. Wetted surface layer reduces the transport of aeolian material, even in case of a wind speed greater than 4-5 ms<sup>-1</sup>. The presence of fog and dew does not affect the moisture of the deeper sand layers, which occurs after rainfall. Analysis of aeolian sand transport within the barchan dunes in the areas such a Western Sahara, should not be therefore limited to the measurement of wind speed and its direction. It must include the investigations on other meteorological elements, especially air temperature and humidity conditions, responsible for the amount of atmospheric deposits on the dune surface.

**Słowa kluczowe:** wilgotność osadów wydmowych, warunki meteorologiczne, transport eoliczny, barchany, Sahara Zachodnia, Maroko

**Key words:** the moisture content of dune deposits, meteorological conditions, aeolian transport, barchans, Western Sahara, Morocco

## WSTĘP

Celem badań było określenie wpływu warunków klimatycznych i meteorologicznych na uruchamianie się transportu eolicznego w obrębie barchanów. Obszar badań stanowiły pola wydmowe Sahary Zachodniej zlokalizowane w okolicy Tarfai i Laâyoune. Szczególną uwagę zwrócono na czynniki powodujące uwilgotnienie powierzchniowej i przypowierzchniowej warstwy piasku wydmowego, które może mieć decydujący wpływ na określanie wartości progowej prędkości wiatru powodującego rozpoczęcie transportu eolicznego.

Podzwrotnikowe i zwrotnikowe pustynie zajmują około 20% powierzchni lądowej Ziemi (Glennie 1987). Występują one przede wszystkim w warunkach klimatycznych charakteryzujących się stabilnymi układami wysokiego ciśnienia atmosferycznego typowymi dla strefy podzwrotnikowej (Thomas 1997), które nie sprzyjają powstawaniu opadów. Niewielkie opady atmosferyczne wynikają na ogół z sezonowego przemieszczania się międzyzwrotnikowych stref konwergencji (Martyn 2000). Ujemne saldo wodne obszarów suchych jest jednak skutkiem nie tylko warunków klimatycznych, ale również topograficznych i oceanograficznych, warunkujących dopływ wilgotnego powietrza nad obszary lądowe.

Obszary pustynne charakteryzują się występowaniem wielu form erozyjnych i akumulacyjnych, przy czym te ostatnie są przede wszystkim warunkowane przez czynniki meteorologiczne i klimatyczne. Wśród nich głównym jest wiatr, który wraz z dostępnością materiału dla procesu deflacji odgrywa kluczową rolę w rozwoju określonego typu wydmy, w tym barchanów (Bagnold 1941). Ten typ wydmy pojawia się wtedy, kiedy wiatr wieje z jednego dominującego kierunku a dostawa materiału jest niewielka (Wasson, Hyde 1983). Przy małej prędkości wiatru ziarna piasku pozostają w spoczynku, jednak wraz z jej wzrostem dochodzi do rozpoczęcia transportu, głównie w procesie saltacji. Wynika z tego, że istnieje progowa prędkość wiatru powodująca odrywanie się ziaren piasku od podłoża. Zależy ona przede wszystkim od wielkości, składu mineralnego i kształtu ziaren oraz szorstkości, wilgotności i stopnia nachylenia podłoża (Wiggs 2000). W przypadku piasku wynosi ona około  $4\text{--}5\text{ ms}^{-1}$  (Bagnold 1941). Prędkość ścinająca wiatru może być jednak modyfikowana przez uwilgotnienie piasku wydmowego. Wilgoć ta pochodzi głównie z opadów oraz osadów atmosferycznych. Skutki geomorfologiczne tego procesu prowadzą przede wszystkim do stabilizacji materiału wydmowego (Subramanian, Kesava-Rao 1983) i ograniczenia transportu. Wilgoć w powierzchniowej warstwie piasku powoduje bowiem zwiększenie kohezji, a przez to progowej prędkości ścinającej wiatru (Lancaster 1995). Wilgotność wagowa o wartości 0,6% może podwyższyć prędkość progową dwukrotnie w przypadku piasku średnioziarnistego. Materiał piaszczysty przy wilgotności wagowej około 5% i większej nie może być transportowany przez większość wiatrów występujących na Ziemi (Belly 1964).

Jednym z obszarów występowania barchanów jest południowo zachodnia część Maroka (Sahara Zachodnia). Jest to teren charakteryzujący się względnie dużą wilgotnością powietrza, co wyróżnia go spośród innych obszarów występowania tego typu wydmy. Znaczne uwilgotnienie powietrza jest uwarunkowane przede wszystkim cyrkulacją atmosferyczną oraz bliskością oceanu i przepływającego tam chłodnego prądu Kanaryjskiego. Do istotnych źródeł wilgoci należy zaliczyć opady atmosferyczne oraz produkty kondensacji przy powierzchni ziemi (mgłę) oraz na powierzchni ziemi (głównie rosę). Warto zwrócić uwagę, że chociaż średnie roczne opady atmosferyczne na Saharze Zachodniej nie przekraczają najczęściej 50 mm, to liczba dni z mgłą wynosi blisko 1/3 dni w roku (Marzol i in. 2011). Należy zatem przypuszczać, że wśród czynników atmosferycznych warunkujących transport eoliczny na Saharze Zachodniej należy brać pod uwagę nie tylko prędkość i kierunek wiatru, ale także występowanie oraz wielkość opadów i osadów atmosferycznych. Skutkuje to również rozważeniem zmienności temperatury powietrza, która wraz z wiatrem i innymi elementami meteorologicznymi warunkuje proces parowania, odpowiedzialnego za przesuszanie wcześniej uwilgotnionej, powierzchniowej warstwy wydmy.

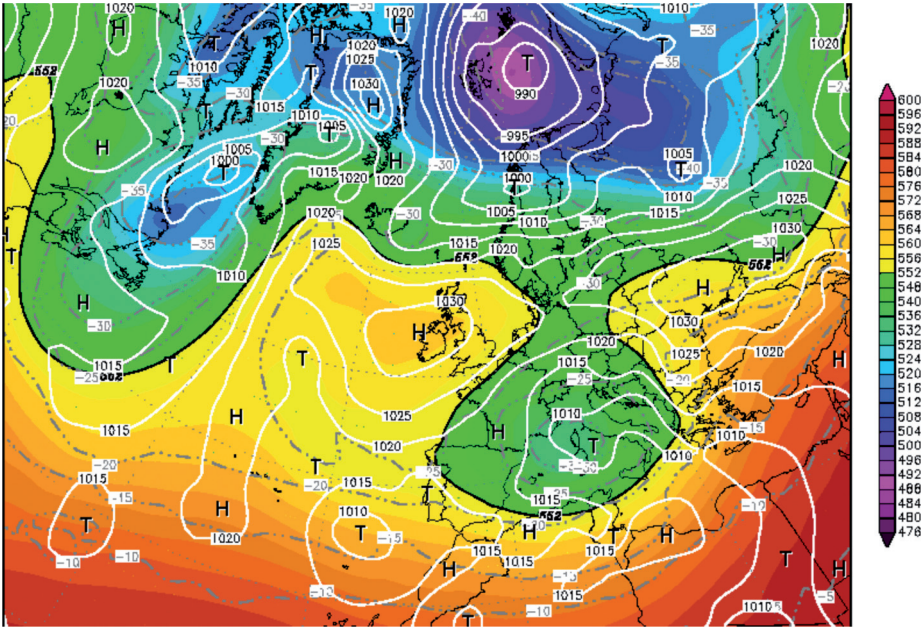
Badania przeprowadzono w ramach projektów MNiSzW nr N N306 116236 pt.: „Wpływ środowiska przyrodniczego na rozwój i prędkość przemieszczania się barchanów (na przykładzie wybranych obszarów północnej Sahary)”.

## MATERIAŁ ŹRÓDŁOWY

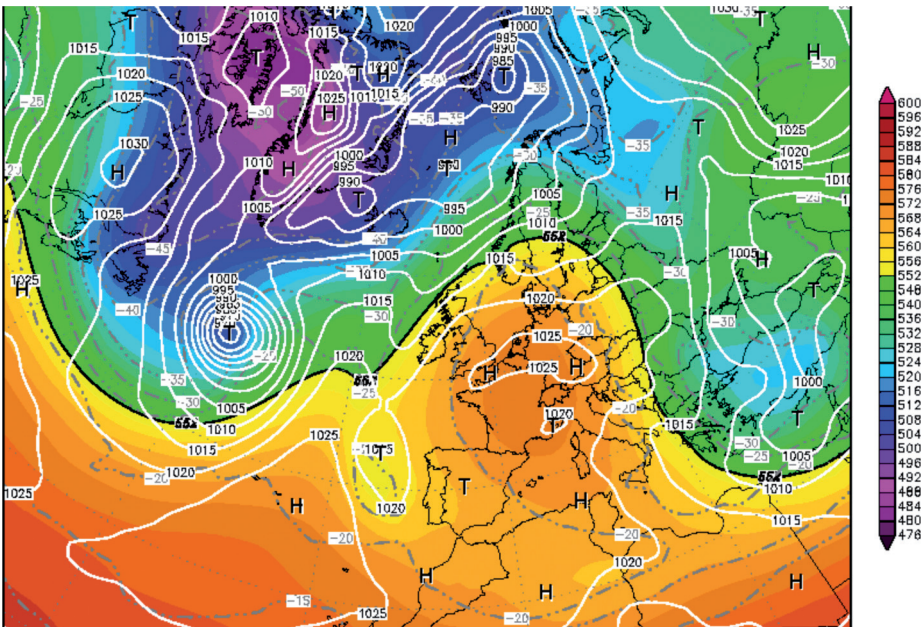
Materiał źródłowy stanowią wyniki pomiarów meteorologicznych wykonanych w sezonie wiosennym w 2010 i 2012 roku. Pierwsza seria pomiarowa została przeprowadzona w dniach 3-12 marca 2010 r., druga w dniach 25 luty – 1 marca 2012 r. Warunki meteorologiczne podczas pomiarów były typowe dla tego okresu w ciągu roku, a jednocześnie odzwierciedlały dwie najczęściej występujące wiosną sytuacje synoptyczne. W roku 2010 pogoda była zmienna. W pierwszych dniach okresu pomiarowego była ona konsekwencją przemieszczających się z zachodu niżów frontu śródziemnomorskiego, następnie była kształtowana przez rozbudowujący się klin Wyżu Azorskiego, a pod koniec, oprócz niżów frontu śródziemnomorskiego, przez słabo zaznaczone ośrodki niżowe nad północno-zachodnią częścią Afryki (ryc. 1A). Z układami niskiego ciśnienia była związana dość duża wilgotność powietrza (ryc. 2), zachmurzenie umiarkowane, opady deszczu oraz dość duża zmienność kierunku wiatru (ryc. 3). Pomiarzy przypadły na dni po dość intensywnych opadach deszczu. Podczas dni pomiarowych także występowały opady przelotne.

Pomiary w roku 2012 były wykonywane w dniach pogodnych lub bezchmurnych, bez opadów, z dominującym kierunkiem wiatru z wycinka NNE-NE.

A.



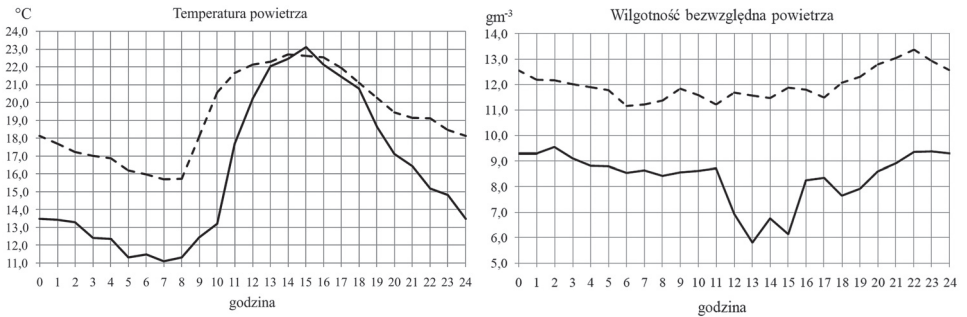
B.



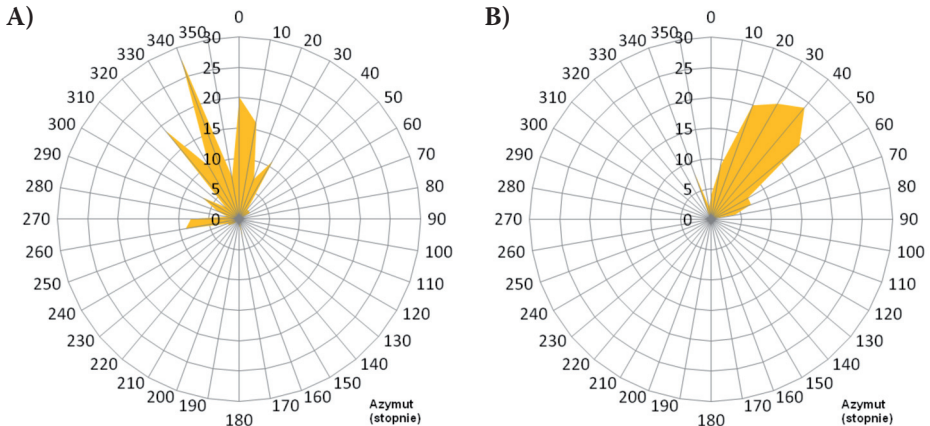
Ryc. 1. Przykładowa sytuacja synoptyczna podczas pomiarów 11 marca 2010 (A) i 1 marca 2012 (B) (powierzchnia 500 hPa, [www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de)).

Fig. 1. An example of synoptic situation during the field measurements on March 11<sup>th</sup>, 2010 (A) and March 1<sup>st</sup>, 2012 (B) (500 hPa surface, [www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de)).





**Ryc. 2.** Przebieg dobowy średniej temperatury i wilgotności bezwzględnej powietrza w Laâyoune w dniach 3-12.03.2010 r. (linia przerywana) i 25.02.-1.03.2012 r. (linia ciągła).  
**Fig. 2.** The daily mean air temperature and absolute air humidity in Laâyoune on 3-12.03.2010 (dashed line) and 25.02.-03.01.2012 (solid line).



**Ryc. 3.** Średnia częstość (%) kierunku wiatru na stacji meteorologicznej w Laâyoune w dniach 3-12.03.2010 (A) i 25.02-01.03.2012 (B).  
**Fig. 3.** Average rate (%) of the wind direction frequency at the meteorological station in Laâyoune on 3-12.03.2010 (A) and 25.02-01.03.2012 (B).

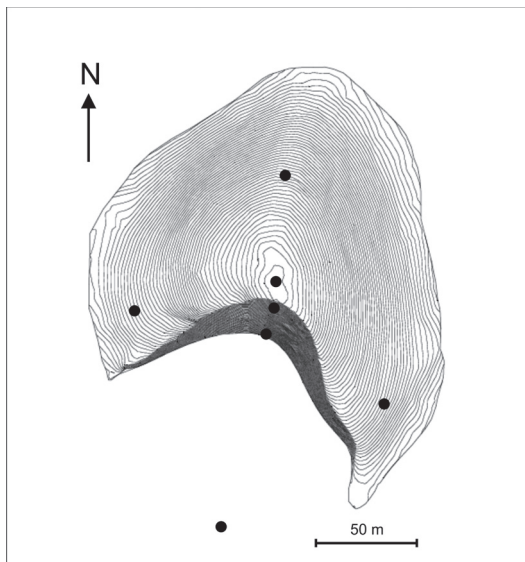
Również okres poprzedzający pomiary był bezopadowy i pogodny. Pogodę w regionie kształtował głównie rozległy klin Wyżu Azorskiego (ryc. 1B). Zawartość wilgoci w powietrzu była mniejsza niż podczas pomiarów w 2010 r., a amplituda dobowa temperatury większa, głównie w wyniku silniej zaznaczonego minimum temperatury w godzinach wczesnoporannych (np. 26 lutego 2012 r.  $t_{\min}$  spadła do 6,1°C, a  $t_{\max}$  wyniosła 25,0°C, tab. 1).

Pomiary temperatury i wilgotności powietrza w siedmiu punktach pomiarowych (sześć na wydmie i jeden poza wydumą) (ryc. 4) wykonywane były co minutę, a następnie uśredniane w okresach 10-minutowych. Do tych pomiarów wykorzystano skalibrowane czujniki EBI, które umieszczono w osłonach anty-radiacyjnych na wysokości 0,5 m.

**Tab. 1.** Maksymalne, minimalne i średnie wartości wybranych elementów meteorologicznych ( $t$  – temperatura powietrza,  $t_d$  – temperatura punktu rosy,  $f$  – wilgotność względna powietrza,  $a$  – wilgotność bezwzględna powietrza,  $E$  – ciśnienie pary wodnej nasyconej,  $e$  – aktualne ciśnienie pary wodnej,  $v$  – prędkość wiatru) w okresach pomiarowych 3-12.03.2010 i 25.02-01.03.2012 w Laâyoune (wartości terminowe).

**Table 1.** Maximum, minimum and average values of selected meteorological elements ( $t$  – air temperature,  $t_d$  – dew point temperature,  $f$  – relative air humidity,  $a$  – absolute air humidity,  $E$  – saturated vapor pressure,  $e$  – current vapor pressure,  $v$  – wind speed) during the field measurements on 3-12.03.2010 and 25.02-01.03.2012 in Laâyoune.

Wartość	Okres pomiarowy	$t$ °C	$t_d$ °C	$f$ %	$a$ g·m <sup>-3</sup>	$E$ hPa	$e$ hPa	$v$ m·s <sup>-1</sup>
Największa	3-12.03.2010	23,9	17,8	100	15,2	29,6	20,4	9,3
Najmniejsza		13,9	10,0	50	9,4	15,9	12,3	0,0
Średnia		19,1	13,9	73	12,0	22,4	16,0	4,7
Największa	25.02-01.03.2012	25,0	12,2	90	10,8	31,7	14,3	10,8
Najmniejsza		6,1	-3,9	14	3,4	9,4	4,6	1,0
Średnia		15,9	8,2	65	8,4	18,7	11,1	5,7



**Ryc. 4.** Rozmieszczenie punktów pomiarowych (na przykładzie wydmy z okolic Tarfai).  
**Fig. 4.** Localization of sample points (on the example of a dune near Tarfaya).

Dodatkowo, działająca na wierzcholinie wydmy (bądź poza wydumą) stacja automatyczna HOBO, mierzyła temperaturę i wilgotność powietrza, promieniowanie całkowite i prędkość wiatru. Próbkowanie i uśrednianie było przeprowadzane.

dzane w ten sam sposób co w przypadku czujników termiczno-wilgotnościowych. Kilka razy w ciągu doby (dnia) w punktach pomiaru temperatury i wilgotności dokonywano pomiarów prędkości wiatru (skrzydełkowe anemometry firmy Kestrel) i określano za pomocą busoli kierunek wiatru. Ponadto mierzono wilgotność podłoża, posługując się sondą TDR. Zmierzona w ten sposób wilgotność objętościowa podłoża została przeliczona na wilgotność wagową. Podczas pomiarów w 2012 r. dokonano próby oszacowania ilości kondensującej na podłożu pary wodnej. Posłużono się kartonami o jednakowej powierzchni, które zważono wagą elektroniczną typu WTB 200 przed rozłożeniem i po zebraniu.

W opracowaniu wykorzystano także terminowe wartości poszczególnych elementów meteorologicznych ze stacji w Laâyoune ( $\phi$  27.15°N,  $\lambda$  13.22°W, h 6 m n.p.m.) z dni objętymi pomiarami terenowymi ([www.noaa.gov](http://www.noaa.gov)).

#### **ŹRÓDŁA WILGOCI I REPREZENTATYWNOŚĆ WYNIKÓW POMIARÓW ZE STACJI METEOROLOGICZNYCH**

Wyniki pomiarów ze standardowej sieci stacji, które są wykorzystywane do charakterystyki warunków meteorologicznych w obrębie pól wydmowych często nie są reprezentatywne dla badanych powierzchni. Dotyczy to szczególnie atmosferycznego ogniwa obiegu wody. Ze względu na nieciągłość w czasie i przestrzeni opadów atmosferycznych, a także często niewielkiej powierzchni objętej ich występowaniem, informacja dotycząca ilości opadów na stacji nie jest miarodajna dla innych, nawet położonych w niewielkiej odległości od stacji, obszarów. Podczas pomiarów na polu wydmowym w 2010 r. występowały opady przelotne, czasem o dość intensywnym charakterze. Na stacjach w Laâyoune i Tarfai nie zanotowano w tym okresie opadów. Obszar Sahary Zachodniej, otrzymuje rocznie około 10-50 mm opadów, okres suszy trwa tu na ogół 6-12 miesięcy. Przebieg roczny opadów atmosferycznych na tym terenie jest uwarunkowany podzwrotnikowym charakterem cyrkulacji. Okres letni jest pełnią pory suchej. Opady pojawiają się jesienią i są związane głównie z przemieszczającymi się z Atlantyku niżami w obszar Morza Śródziemnego. Na pogodę w tym okresie mogą także oddziaływać niż sudańsko-saharyjskie. Sahara Zachodnia wyróżnia się pod względem wielkości zachmurzenia i opadów. W ciągu całego roku są one większe niż na podobnej szerokości geograficznej w głębi kontynentu. W chłodnej części roku większe zachmurzenie jest, jak wspomniano, głównie pochodzenia cyklonalnego. W sezonie najgorętszym wzrost zachmurzenia w godzinach południowych wskazuje na istotną rolę cyrkulacji bryzowej (front bryzowy). W ciągu roku na Saharze Zachodniej notuje się około 100 dni bezchmurnych. W styczniu średnie zachmurzenie wynosi 30%, w lipcu przekracza 40%.

Istotne znaczenie klimatotwórcze w strefie nabrzeżnej Afryki Północno-Zachodniej ma oddziaływanie chłodnego prądu Kanaryjskiego. Względnie niższa temperatura wód powierzchniowych sprzyja stałej stratyfikacji w atmosferze. Przez cały rok powstają tu warunki sprzyjające tworzeniu się pasatowej inwersji termicznej, wywołanej osiadaniem powietrza w wyżach podzwrotnikowych. Inwersje te utrudniają rozwój chmur, a w konsekwencji opadów atmosferycznych. Efektem działania chłodnego prądu jest obniżenie temperatury powietrza oraz zwiększona częstość mgieł (fot. 1). Oprócz opadów to właśnie mgła jest tu ważnym źródłem wilgoci. Na stacjach meteorologicznych usytuowanych wzdłuż atlantyckiego wybrzeża Maroka, w tym Sahary Zachodniej notuje się w ciągu roku 20-30 dni z mgłą. Te dane nie odzwierciedlają w pełni liczby dni z mgłą jaka pojawia się w poszczególnych fragmentach wybrzeża. Szczególnie predestynowane na ich występowanie oraz znacznie dłuższe utrzymywanie się w ciągu doby są obniżenia terenowe. Marzol i in. (2011) wykazali, że liczba dni z mgłą w południowej, nadbrzeżnej części Maroka i na wyspach Kanaryjskich dochodzi do 120 w roku. Dostarcza ona od 23,6 (sierpień 2010) do 350,1 (styczeń 2010) litrów wody na m<sup>2</sup> powierzchni. W ciągu godziny może to być nawet od 2,5 do 7,1 litra wody na-m<sup>2</sup> powierzchni.



**Fot. 1.** Przykłady mgieł na Saharze Zachodniej. (fot. E. Żmudzka)

**Photo 1.** The example of fog occurrence in Western Sahara. (photo by E. Żmudzka)



Na obszarach zachodnich wybrzeży kontynentów omywanych przez chłodne prądy morskie występują wyjątkowo sprzyjające warunki do powstawania cyrkulacji bryzowej, która jest odpowiedzialna za przebieg dobowy prędkości wiatru. Zasięg pionowy i poziomy bryzy może być bardzo duży; sięgają one w głąb lądu nawet na odległość kilkudziesięciu a nawet set kilometrów. Efekt bryzowy (ochłodzenie i uwilgotnienie) uwidacznia się na wybrzeżu atlantyckim Maroka przez cały rok, najsilniej jednak w okresach, gdy różnice między temperaturą powietrza nad wodami i nad lądem są największe. Przez cały rok wilgotność względna na terenie pozostającym pod wpływem cyrkulacji bryzowej jest duża: w godzinach wczesnoporannych przekracza 80%, a latem nawet 90%, w godzinach okołopołudniowych wynosi średnio od około 70% w styczniu do nawet osiemdziesięciu kilku procent w lipcu. Średnia roczna wilgotność względna na tym terenie wynosi 80-90% (Ouelehri 1992).

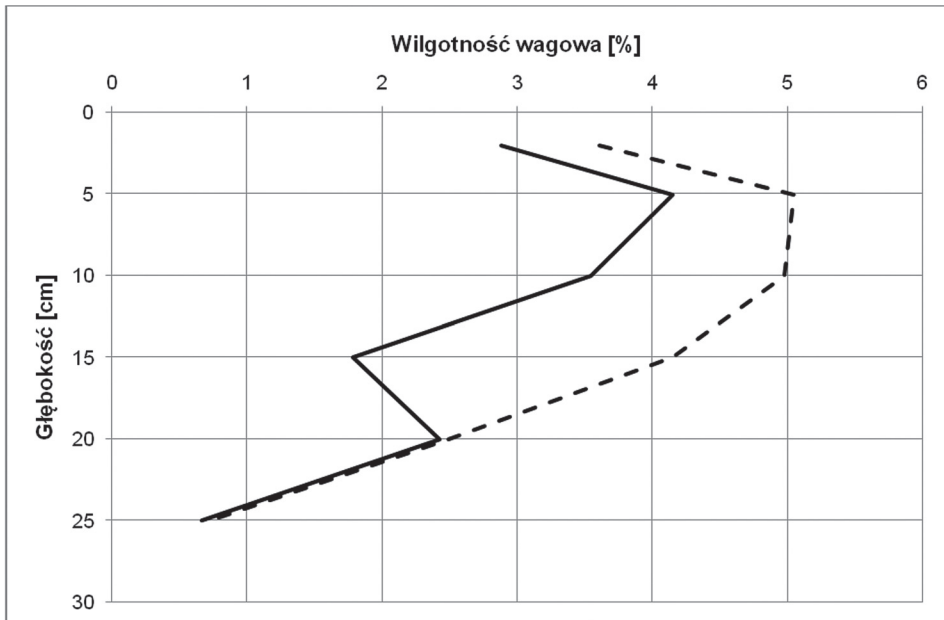
Względnie duża wilgotność powietrza oraz silne wypromieniowanie ciepła podczas pogodnych nocy sprawiają, że w obrębie pól wydmowych w drugiej połowie nocy powstają mgły radiacyjne. Mają one niewielką miąższość i na ogół zanikają tuż po wschodzie Słońca (fot. 1).

Podczas pomiarów w 2012 r. mgła na badanych polach wydmowych w okolicach Tarfai oraz Laâyoune występowała codziennie. Na stacji w Laâyoune mgłę zanotowano tylko 28 lutego. Wykonane dwukrotnie (29 lutego i 1 marca 2012 r.) próby oszacowania ilości kondensującej na podłożu pary wodnej (sześć punktów w obrębie wydmy i jeden usytuowany poza wydumą) wykazały, że odpowiada ona opadom o wysokości od 0,2 do 0,5 mm.

## WARUNKI METEOROLOGICZNE A WILGOTNOŚĆ PODŁOŻA

Warunki meteorologiczne panujące w obu okresach badań (2010 i 2012) w sposób jednoznaczny wpłynęły na wilgotność przypowierzchniowej warstwy piasku wydmy. Pomiarów wilgotności wykonane wiosną 2010 roku zostały przeprowadzone po opadach deszczu, co skutkowało stosunkowo głębokim uwilgotnieniem wydmy, sięgającym nawet do ponad 20 cm pod powierzchnią (ryc. 5).

Wilgotność powierzchniowa wydmy była także podwyższona (tab. 2) i w niektórych przypadkach osiągała 5% wilgotności wagowej mierzonej w powierzchniowej warstwie wydmy (0-10 cm głębokości). Wyniki te potwierdzają obserwacje z innych obszarów wydmowych, gdzie stwierdzano uwilgotnienie wydmy, tak przypowierzchniowe jak i do głębokości kilkudziesięciu centymetrów, warunkowane wcześniejszymi opadami deszczu (Yair i in., 1997).



**Ryc. 5.** Zmiany wilgotności wagowej gruntu wraz z głębokością o godz. 12<sup>00</sup>, na przykładzie zachodniego ramienia wydmy Laâyoune (27°21'50,8" szerokości geograficznej północnej i 13°07'44,1" długości geograficznej zachodniej). Linia przerywana – 04.03.2010 r., linia ciągła – 11.03.2010 r.

**Fig. 5.** Sand gravimetric water content changes with depth in deposits at 12<sup>00</sup> o'clock, on the example of the western horn of the dune near Laâyoune (27° 21'50.8" northern latitude and 13°07'44.1" western longitude). Dotted line – 04.03.2010, solid line – 11.03.2010.

**Tab. 2.** Wilgotność warstwy przypowierzchniowej (0-10 cm) materiału wydmowego w okolicach Laâyoune o godz. 12<sup>00</sup> (27°21'50,8" szerokości geograficznej północnej i 13°07'44,1" długości geograficznej zachodniej).

**Table 2.** Gravimetric water content of the subsurface layer (0-10 cm) in the dune sand near Laâyoune at 12<sup>00</sup> o'clock (27°21'50.8" northern latitude and 13°07'44.1" western longitude).

Miejsce pomiaru (lokalizacja jak na ryc. 4)	Wilgotność wagowa [%]	
	04.03.2010	11.03.2010
Ramię wschodnie	1,6	2,2
Stok dowietrzny	2,8	2,6
Ramię zachodnie	3,7	3,2
Wierzchowina	1,7	1,0
Podstawa stoku zawietrzego	2,7	1,8

Podobnego uwilgotnienia piasku wydmowego nie potwierdzono w czasie badań przeprowadzonych wiosną 2012 roku. Uwilgotnienie wydm w tym okresie ograniczało się jedynie do ok. jednocentymetrowej warstwy wilgotnego piasku, która utrzymywała się od godzin wczesnoporannych do około godz. 10<sup>00</sup>. Wilgotność wagowa piasku w warstwie przypowierzchniowej (0-10 cm), nie przekraczała 0,3% i nie była zróżnicowana przestrzennie w obrębie wydmy. Podobne wartości wilgotności osadów wydmowych w warunkach bezopadowych są dokumentowane w innych pustynnych obszarach świata (Berndtsson i in., 1996).

Wykonane w trakcie badań pomiary prędkości wiatru wykazały, że w przypadku gruntu wilgotnego wiatr o prędkości 4-5 ms<sup>-1</sup> nie powodował uruchomienia transportu eolicznego. Dopiero po wyschnięciu powierzchniowej warstwy wydmy wiatr o tej prędkości powodował przemieszczanie się piasku.

### PODSUMOWANIE

Pola barchanów Sahary Zachodniej położone są w strefie klimatycznej o dominującym kierunku wiatru z sektorów północnych, co warunkuje ukierunkowanie przestrzenne wydm, jak też dostawę wilgoci z Oceanu Atlantyckiego. Przez cały rok wilgotność względna powietrza jest duża i wynosi średnio około 80%. Jest ona skutkiem oddziaływania całego kompleksu czynników, wśród których za najważniejsze można uznać czynnik adwekcyjny, bliskość oceanu wraz z chłodnym prądem morskim oraz czynnik radiacyjny (silne wypromieniowanie ciepła w czasie pogodnych nocy, co potwierdzają znaczne spadki temperatury powietrza). Te czynniki odpowiadają także za powstawanie mgieł w obrębie pól wydmowych oraz kondensację pary wodnej na podłożu. Częstość takich sytuacji może wynosić nawet ponad sto dni w ciągu roku. Badania potwierdziły, że przychód wody z osadów jest porównywalny lub nawet przekracza ilość wody z opadów na tym terenie. Wilgotna, powierzchniowa warstwa materiału zmniejsza transport eoliczny, nawet w przypadku występowania wiatru o prędkości większej niż 4-5 ms<sup>-1</sup>. Obecność mgły i rosy nie wpływa jednak na uwilgotnienie głębszych warstw materiału, do którego dochodzi po opadach atmosferycznych. Woda opadowa nawilża warstwę nawet kilkudziesięciu centymetrów, co udowodniono w czasie badań wiosną 2010 r. Taka sytuacja może się utrzymywać kilkanaście dni po opadach deszczu i w sposób istotny wpływać na ograniczenie transportu eolicznego.

Analiza transportu eolicznego barchanów na obszarze Sahary Zachodniej nie powinna ograniczać się zatem wyłącznie do pomiarów kierunku i prędkości wiatru, ale również innych elementów meteorologicznych, przede wszystkim temperatury i wilgotności powietrza warunkujących powstawanie osadów atmosferycznych na powierzchni wydm. Mimo niewielkich sum opadów atmos-

ferycznych (dokumentowanych na stacjach meteorologicznych), ich pojawianie się również wpływa na intensywność transportu eolicznego. Może mieć to o tyle duże znaczenie, że opady mają niejednokrotnie charakter lokalny i epizodyczny i często nie są notowane na bardzo rzadko rozmieszczonych stacjach meteorologicznych Sahary Zachodniej.

## Literatura

- Bagnold R.A., 1941, *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*, Chapman & Hall, London.
- Belly P.Y., 1964, *Sand Movement by Wind*, Technical Memorandum 1, Addendum III, US Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center, Washington, DC.
- Berndtsson R., Nodomi K., Yasuda H., Persson T., Chen H., Jinno K., 1996, Soil water and temperature patterns in arid desert dune sand, *Journal of Hydrology* 185, 221-240.
- Glennie K.W., 1987, Desert sedimentary environments, past and present – a summary, *Sedimentary Geology* 50, 135-166.
- Lancaster N., 1995, *Geomorphology of desert dunes*, Routledge, London.
- Martyn D., 2000, *Klimaty kuli ziemskiej*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Marzol M.V., Sánchez J.L., Yanes A., 2011, Meteorological patterns and fog water collection in Morocco and the Canary Islands, *Erdkunde*, 65, 291-303.
- Oulehri T., 1992, *Etude géodynamique des migrations de sables éoliens dans la région de Laâyoune (Nord du Sahara marocain)*, Ph. D. Thesis, l'Université Paris 6, Paris, 92-12.
- Subramanian A.R., Kesava-Rao A.V.R., 1983, Dew fall in sand dune areas of India, *International Journal of Biometeorology* 27, 271-280.
- Thomas D.S.G., 1997, *Arid environments: their nature and extent*. [w:] D.S.G. Thomas (red.), *Arid Zone Geomorphology. Process, Form and Change in Drylands*, John Wiley & Sons, Chichester: 3-12.
- Wasson R.J., Hyde R., 1983, A test of granulometric control of desert dune geometry, *Earth Surface Processes and Landforms* 8, 301-312.
- Wiggs G.F.S., 2000, *Sediment mobilisation by the wind*, [w:] D.S.G. Thomas (red.), *Arid Zone Geomorphology, Process, Form and Change in Drylands*, John Wiley & Sons, Chichester, 351-372.
- [www.noaa.gov](http://www.noaa.gov) (30.03.2012)
- [www.wetterzentrale.de](http://www.wetterzentrale.de) (30.03.2012)
- Yair A., Lavee H., Greister N., 1997, Spatial and temporal variability of water percolation and movement in a system of longitudinal dunes, Western Negev, Israel. *Hydrological Processes* 11, 43-58.