

Teresa DYMOWSKA, Wiesław DYMOWSKI, Jan MITYK,
Elżbieta MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO

CECHY TEKSTURALNE OSADÓW WYDMOWYCH PUSTYŃ AZJI POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ

(Pl. I-VII, 7 fig.)

Textural properties of dune deposits of the South-Western Asian deserts

(Pl. I-VII, 7 Figs.)

Teresa Dymowska, Wiesław Dymowski, Jan Mityk, Elżbieta Mycielska-Dowgiałło: Textural properties of dune deposits of the South-Western Asian Deserts. Summary. Ann. Soc. Geol. Poloniae 54-1/2:241-260, 1984. Kraków.

Abstract: The article deals with dune sands which form barchans in six deserts of SW Asia, being situated in various climatic zones. Grain-size distribution, quartz grain abrasion, CaCO_3 content in sands and their bedrock, heavy mineral composition as well as quartz grain surface relief were analysed. A taxonomic classification of dune material was proposed.

Key words: dune sands, textural properties, Salt, Loth, Karakum, Thal, Thar, Kharan Deserts, SW Asia.

Teresa Dymowska, Wiesław Dymowski: ul. Radomska 4, Góra Puławska.

Jan Mityk: Instytut Geografii, Wyższa Szkoła Pedagogiczna, ul. Konopnickiej 21. Kielce.

Elżbieta Mycielska-Dowgiałło: Instytut Nauk Fizyczno-Geograficznych, Uniwersytet Warszawski, ul. Krakowskie Przedmieście 30, Warszawa.

manuscript received: March, 1981

accepted: January, 1982

Treść: Artykuł przedstawia wyniki badań piasków wydmych budujących barchany sześciu pustyń południowo-zachodniej Azji, rozmieszczonych w różnych strefach klimatycznych. Przedstawiono skład granulometryczny piasków, stopień obróbki ziarn kwarcowych, zawartość CaCO_3 w piaskach i podłożu, skład minerałów ciężkich oraz wyniki analizy rzeźby powierzchni ziarn w dużych powiększeniach mikroskopu elektronowego. Zaproponowano klasyfikację typologiczną materiału wydmych z zastosowaniem metod taksonomicznych.

CHARAKTERYSTYKA BADANYCH STANOWISK

Przedstawione w artykule wyniki badań dotyczą osadów pobranych w czasie wyprawy naukowej, zorganizowanej przez Instytut Geografii WSP w Kielcach w lecie 1978 r., na obszary pustyni południowo-zachodniej Azji. Kierownikiem wyprawy był doc. dr Jan Mityk.

Analizowany materiał pochodzi z 6 pustyni południowo-zachodniej Azji, tj. Słonej, Lotha, Kharan, Thal, Thar i baktryjskiej części Kara-Kum, rozmieszczonych między 28 a 37° szer. geogr. pn. (fig. 1a). Z położenia geograficznego obszarów pustynnych wynikają różnice w otrzymywanej ilości radiacji słonecznej docierającej do powierzchni ziemi, intensywności i przebiegu parowania oraz rocznym przebiegu procesów pustynnych. Położenie pustyni na tle stref klimatycznych wraz z cechami klimatu badanych stanowisk przedstawia tabela 1.

I. P u s t y n i a S ł o n a obejmuje bezodpływową kotlinę otoczoną grzbieta-
mi gór alpejsko-himalajskich, której dno jest wysłane proluwiami i piaszczysto-
-ilastymi aluwiami zasolonymi na powierzchni. W kotlinie panuje klimat konty-
-nentalny, skrajnie suchy (Meigs, 1953, 1955). Ruchome piaski są tu sporadyczne,
większe skupiska wydm występują po zachodniej stronie słonego jeziora Namak
(fig. 1b). Próbkę piasków pochodzą z rejonu Shuráb, gdzie wydmy mają formę
krótkich wałów poprzecznych, przekształcanych w barchany. Długość pojedyn-
-czych wałów wynosi 140–150 m, wysokość 3 m, nachylenie stoku dowietrznego
średnio 12°, stoku zawietrznego 33°. Wydmy wędrują w szeregach składających
się z 3–4 form.

Źródłem piasków wydmy są świeże osady stożków napływowych okreso-
-wych potoków spływających z otaczających gór oraz piaski podłoża. W procesie
roziewiania osadów tworzą się bruzdy wiatrowe, przekształcane stopniowo w
misy wywiania.

II. P u s t y n i a L o t h a między górami: Kuh-Ruda a Wschodnioirańskimi
zajmuje szereg kotlin bezodpływowych, wypełnionych osadami współczesnych
rzek okresowych. Klimat jest kontynentalny, skrajnie suchy. Jedyną rzeką stałą
jest Kal-e Shur (Bobek, 1969; Stratil-Sauer, 1952). Próbkę piasków pobrano z po-
-wierzchni pojedynczego barchanu otoczonego skupiskiem kopulastych garbów
porfirowych, pokrytych lakierem pustynnym, w rejonie Noalabad (fig. 1c). Wy-
-sokość barchanu wynosiła 21,5 m, długość w przekroju 238 m. Między ramionami
barchanu znajduje się płytkie zagłębienie z materiałem mułowo-piaszczystym
drobnych potoków okresowych. Główna masa piasków wydmy pochodzi
z rozwiewanych równin piaszczystych i żwirowych na przedpolu barchanu.

III. P u s t y n i a K a r a - K u m w części baktryjskiej obejmuje rozległe
równiny starej nadzalewowej terasy rzeki Amu-daria i rzek spływających z gór
Band-i i Turkistan, które tracąc wody w poziomie terasy nadzalewowej rzeki Amu-
-daria sypią rozległe stożki piaszczyste. Klimat jest kontynentalny z cechami przej-
-ściowymi między klimatem umiarkowanym a subtropikalnym. Według Stenza
(1946) jest to klimat stepowy, natomiast Perelman (1975) dopatruje się tu podobień-
-stwa do klimatu śródziemnomorskiego z porą opadów przypadającą na marzec

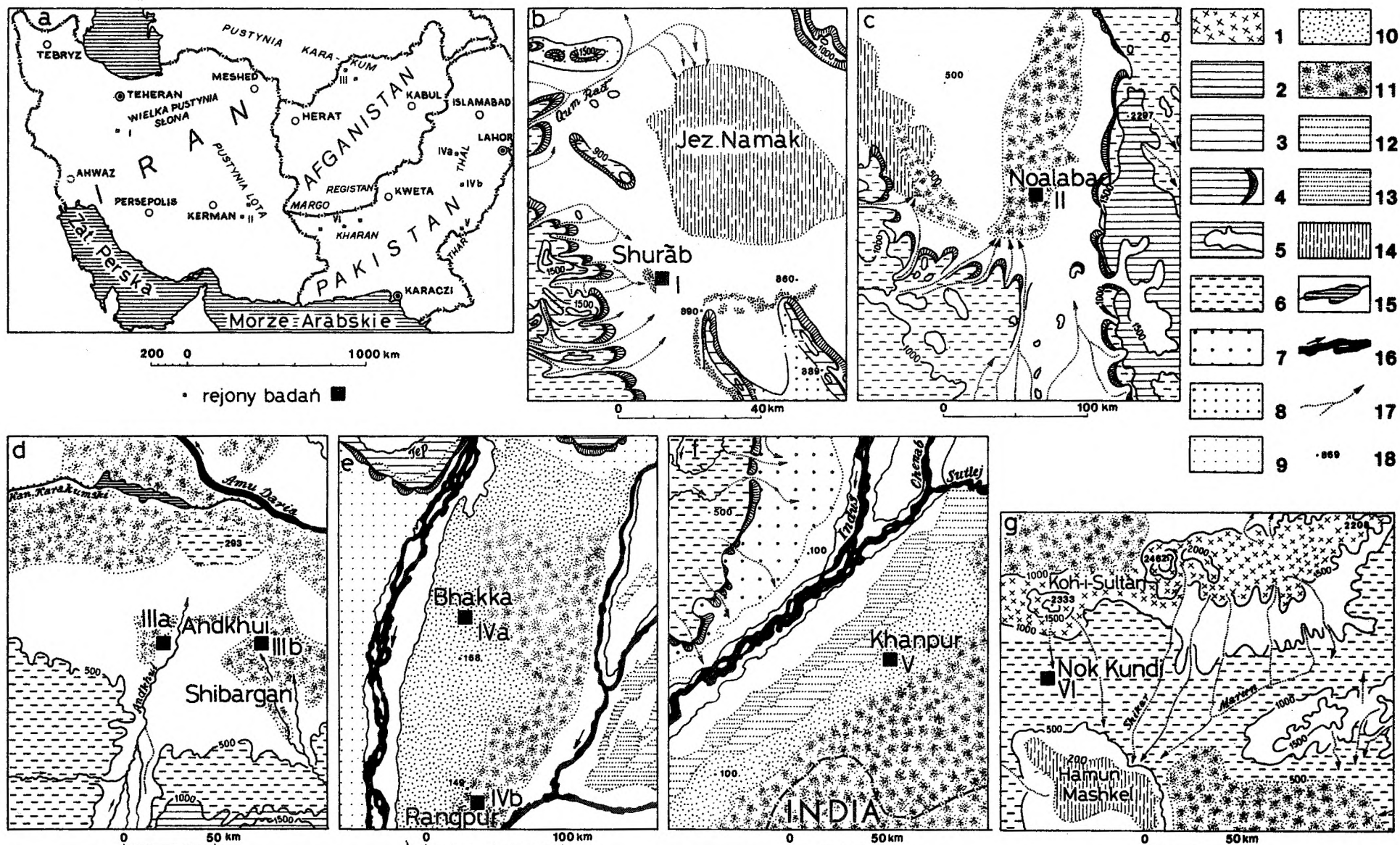


Fig. 1a. Rozmieszczenie terenów badań w południowo-zachodniej Azji. I – Pustynia Słona, II – pustynia Lotha, III – pustynia Kara-kum, IV – pustynia Thal, V – pustynia Thar, VI – pustynia Kharan

Fig. 1a. Distribution of investigated areas in South-Western Asia: I – Salt Desert, II – Loth Desert, III – Kara-kum Desert, IV – Thal Desert, V – Thar Desert, VI – Kharan Desert

Fig. 1b. Rejon badań na Pustyni Słonej (próbki 1–5, fig. 2). 1 – skały wylewne, 2 – płaskowyzę w obrębie młodych gór, 3 – równiny wyżynne, 4 – krawędzie i progi, 5 – rozcięcia dolinne, 6 – równiny piaszczysto-żwirowe (akumulacyjne), 7 – wysokie terasy pokryte materiałem detrytycznym, 8 – wysokie terasy plejstocenijskie, 9 – niższe terasy przepływowo-terasy zalewowa, 11 – terasa z piaskami eolicznymi, 12 – terasa lessowa, 13 – średnia terasa mułowa, 14 – solniska, 15 – zalewy nawadniające, 16 – rzeki stałe, 17 – ciekły okresowe, 18 – punkty wysokościowe. I – skupisko wydm poprzecznych

Fig. 1b. Investigated area on the Salt Desert (samples 1–5, Fig. 2). 1 – igneous rocks, 2 – plateau within young mountains, 3 – upland flats, 4 – escarpments, 5 – valley cuts, 6 – sand-gravelly accumulation plains, 7 – high terraces covered with detrital material, 8 – high Pleistocene terraces, 9 – low terraces, 10 – flood-plain, 11 – terrace covered with aeolian sands, 12 – loess terrace, 13 – middle mud terrace, 14 – salt pans, 15 – irrigation system, 16 – perennial rivers, 17 – ephemeral streams, 18 – bench marks. I – group of transversal dunes

Fig. 1c. Rejon badań na pustyni Lotha (próbki 6–17, fig. 2)

Fig. 1c. Investigated area in the Loth Desert (samples 6–17, Fig. 2)

Fig. 1d. Rejon badań na pustyni Kara-kum, Barchan IIIa (próbki 18–21, fig. 2), Barchan IIIb (próbki 24–27, fig. 2)

Fig. 1d. Investigated area in the Kara-kum Desert, barchan IIIa (samples 18–21, Fig. 2), barchan IIIb (samples 24–27, Fig. 2)

Fig. 1e. Rejon badań na pustyni Thal. Barchan IVa (próbki 35–38)

Fig. 1e. Investigated area in the Thal Desert. Barchan IVa (samples 35–38)

Fig. 1f. Rejon badań na pustyni Thar (próbki 39–41)

Fig. 1f. Investigated area in the Thar Desert (samples 39–41)

Fig. 1g. Rejon badań na pustyni Kharan (próbki 42–47)

Fig. 1g. Investigated area in the Kharan Desert (samples 42–47)

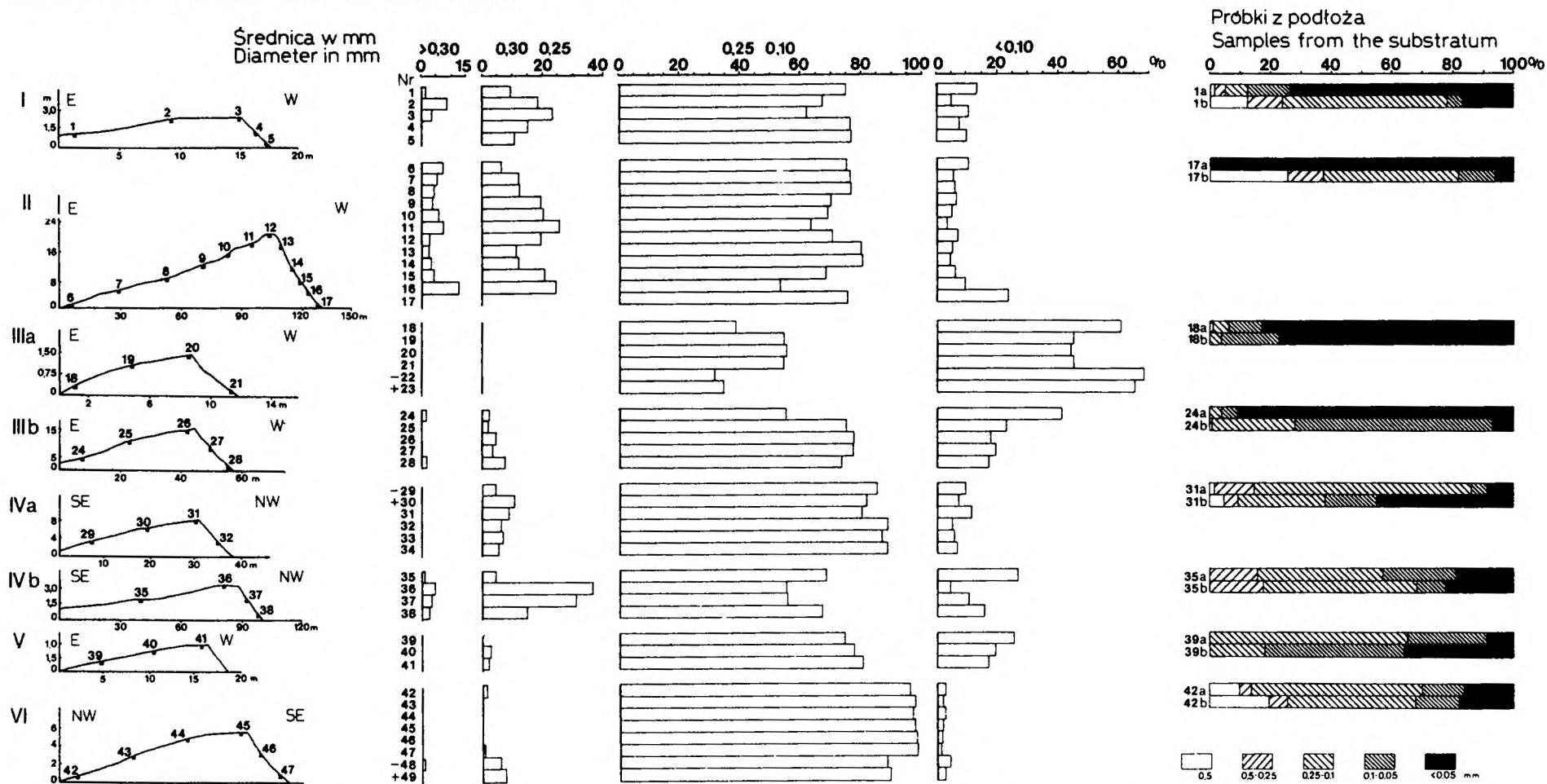


Fig. 2. Zmienność uziarnienia piasków wydmy i podłoża. (-) próbka pobrana z lewego ramienia wydmy. (+) próbka pobrana z prawego ramienia wydmy. Próbkę z podłoża: a - z głębokości 20 cm, b - z głębokości 40 cm lub 60 cm. I - Pustynia Stona, II - pustynia Lotha, IIIa, IIIb - pustynia Kara-kum, IVa, IVb - pustynia Thal, V - pustynia Thar, VI - pustynia Kharan
 Fig. 2. Granulometry of dune sand and their substratum. (-) sample taken from left-hand side of the dune. (+) sample taken from right-hand side of the dune. Samples from the substratum: a - from 20 cm depth, b - from 40 cm or 60 cm depth. I - Salt Desert, II - Loth Desert, IIIa and IIIb - Kara-kum Desert, IVa and IVb - Thal Desert, V - Thar Desert, VI - Kharan Desert

i kwiecień. W ciągu roku wiatry są zmienne, z przewagą wiatrów północnych (42%), których średnia prędkość wynosi 2–3 m (Meteorological Yearbook, 1972, 1974). W porze deszczowej rozwija się roślinność trawiasta (Poljak, 1953).

Próbki piasków reprezentują dwa stanowiska: jedno zlokalizowane na równinie wysokiej terasy rzeki Andhui, drugie na stożku końcowym rzeki Balkharr (fig. 1d). Równina terasy nadzalewowej wznosi się około 40 m ponad współczesne dno doliny i niemal w całości jest pokryta ruchomymi piaskami uformowanymi

Tabela – Table 1

Dane klimatyczne wg K.S. Ahmad (1951) i M.H. Nour (1965)
Climatic data after K.S. Ahmad (1951) and M.H. Nour (1965)

Nazwa pustyni Name of the desert	Stacja Measuring Station	Wysokość w m n.p.m. Altitude in m. asl.	Strefa klimatyczna Climate zone	Śr. temp. powietrza Average air temperature		Opady w mm Average precipitations in mm
				styczeń January	lipiec July	
Kara-kum	Mazar-i Scharif	487,0	umiarkowana subtropikalna temperate, subtropical	6°	31,6°	213
Słona Lotha Kharan	Yazd Zahedan Dalbandin	1200,0 1370,0 849,0	subtropikalna subtropical „	6° 6° 10°	33,0° 31,0° 33,0°	126 76 123
Thal Thar	Multan Khnapur	128,0 99,0	tropikalna tropical	13,6° 13,8°	34,6° 33,8°	182 164

w wydmy barchanów, wałów poprzecznych i form grabiokształtnych. Wysokość barchanów nie przekracza 5 m. Są one kształtowane z piasków starszych generacji wydm piramidalnych o wysokości 3,5 m i o dość regularnych kształtach, przy nachyleniu stoków dowietrznych średnio 13° i zawietrznych 33°. Piaski wydmowe są wilgotne już na głębokości 35 cm, czego nie obserwowano na pozostałych pustyniach.

IV. P u s t y n i a T h a l obejmuje międzyrzecze Indusu, Czenabu i Dżelamu, zbudowane z plejstocenijskich aluwii przewianych na powierzchni (fig. 1c). Równina międzyrzecza jest wyniesiona do 200 m n.p.m., panuje na niej klimat pustynny kontynentalny (Ahmad, 1951; Kureshy, 1977). Występuje tu dość bogata szata roślinna z przewagą krzewów i pojedynczymi drzewami. W części nawadnianej rozwija się prymitywne rolnictwo.

Na pustyni zlokalizowano dwa stanowiska, jedno w części środkowej na wschód od Bhakkar, drugie w części południowej, w rejonie Rangpur. W rejonie Bhakkar przeważają wydmy niskie, o nieregularnych kształtach, ponasuwane na siebie w wyniku oddziaływania zmiennych wiatrów monsunowych. Próbki pochodzą z barchanu o wysokości 3,5 m. ze średnim nachyleniem stoku dowietrzego 6°

i stoku zawietrzego 33°. Bezpośrednim źródłem piasków wydmowych są starsze wydmy oraz piaszczyste osady międzyrzeczca.

Znacznie wyraźniej są rozbudowane wydmy w części południowej, w rejonie Rangpur, gdzie ich skupiska tworzą potężne grzędy wyniesione do 56 m ponad równinę międzyrzeczca. Wysokość pojedynczych barchanów dochodzi do 28 m. Ich kształt jest często nieregularny, z wyciągniętym prawym ramieniem. Ruchome barchany czerpią materiał eoliczny głównie ze starych, rozwiewanych wydm.

V. P u s t y n i a T h a r rozciąga się od Indusu ku wschodowi, na równinie terasy nadzalewowej, podobnie jak pustynia Thal. Zbliżone ma również do poprzedniej warunki klimatyczne, z wyższą temperaturą powietrza. Roślinność krzewiasta występuje tu kępami między skupiskami wydm. Piaski ruchome tworzą znacznie większe powierzchnie z barchanami i skupiskami barchanów. Rozmiary barchanów są niewielkie, ich wysokość osiąga 2,0 – 2,5 m. Próbkę piasków pobrano z asymetrycznego barchanu w rejonie Khanpur (fig. 1f) po wschodniej stronie kanału nawadniającego.

VI. P u s t y n i a K h a r a n w północnym Beludżystanie obejmuje skupiska wydmowe, równiny zwirowe i otaczające góry. Próbkę pochodzą z powierzchni barchanu symetrycznego na równinie Sultan, którą od północy otacza masyw gór Czagai zbudowany ze skał wylewnych wieku kredowego i trzeciorzędowego oraz plejstocenijskiego (Geological map of Pakistan, 1964). Od południa rozciąga się kotlina Kharan z jeziorem słonym Maszkel i skupiskiem piasków wydmowych w części wschodniej (fig. 1g). Powierzchnię równiny pokrywa seria zlepieńców podścielających osady piaszczyste i bruk deflacyjny. Równina niemal w całości jest pozbawiona roślinności. Klimat jest skrajnie suchy, kontynentalny. W porze deszczowej równinę rozcinają okresowe potoki spływające z gór Czagai, które w okresie suchym całkowicie wysychają pozostawiając w łóżyskach i deltach końcowych niesiony materiał piaszczysty. Jest on następnie uruchamiany przez wiatr wiejący z północy, od gór Czagai.

Wędrujące po równinie wydmy mają kształt klasycznych barchanów swobodnego ruchu. Wysokość barchanów sięga 5,5 m, maksymalna szerokość 102 m, a długość 108 m. Proporcje między wymiarami mierzonych barchanów są zbliżone do wartości podawanych w literaturze (Bagnold, 1941; Finkel, 1959; King, 1918; Pietrow, 1948, 1976; Znamieński, 1950).

SKŁAD GRANULOMETRYCZNY, OBRÓBKA ZIARN KWARCOWYCH FRAKCJI PIASZCZYSTEJ I ZAWARTOŚĆ WĘGLANU WAPNIA

Z barchanów wymienionych wyżej pustyń pobrano próbki piasków metodą punktową wzdłuż poprzecznych przekrojów wydmy, z głębokości 20 cm w przypadku piasków wydmowych i głębokości 20 i 40 cm lub 60 cm dla osadów podłoża. Rozkład poboru próbek pokazuje figura 2.

Analiza uziarnienia wykazała, że wszystkie badane piaski wydmowe charakteryzują się zdecydowaną przewagą frakcji drobnoziarnistej 0,25 – 0,10 mm (średnio ok. 72%; od 52% na pustyni Kara-Kum do 98% w barchanie pojedynczym na

pustyni Kharan; fig. 2). Nieznaczna jest natomiast domieszka ziarna drobniejszego $< 0,10$ mm – rzędu 16% (wyjątek stanowią jedynie wydmy z pustyni Kara-Kum, w których osadach zawartość tej frakcji wynosi około 50%). Piasek o średnicy ziarn $> 0,5$ mm najliczniej występuje na pustyni Lotha (średnio 1,3%), w pozostałych wydmach nie występuje bądź pojawia się w śladowych ilościach. Dominacja ziarna o wielkości 0,25–0,10 mm jest zjawiskiem powszechnym dla szeregu obszarów pustynnych. Podobne wyniki uzyskali Masłowski i Trembaczowski (1968) oraz Trembaczowski (1968, 1969) dla piasków wydmowych Kotliny Wielkich Jezior w zachodniej Mongolii, jak również Jaśkowski i Kowalski (1977) dla pustyni Registan w Afganistanie.

Wysortowanie osadów wydmowych (σ_1) obliczone według wzorów Folka i Warda (1957) jest od bardzo dobrego przez dobre do umiarkowanego (fig. 3). Najlepszym wysortowaniem cechuje się osad pobrany z pojedynczego barchanu na pustyni Kharan. Nieco gorsze wysortowanie stwierdzono w osadach tworzących wydmy na pustyniach Kara-kum (fig. 2, IIIa), Thal (fig. 2, IVa) i Thar (fig. 2, V). W pozostałych formach przeważa wysortowanie umiarkowane.

Średnia średnica ziarna (M_z) i stopień wysortowania (σ_1) badanych osadów w świetle istniejących poglądów (Bagnold, 1954; Pernarowski, 1959; Pietrow, 1948, Sindowski, 1956; Stankowski, 1963), wydaje się wskazywać, że wydmy tworzyły się pod wpływem wiatrów o umiarkowanej sile. Równocześnie jednak skład granulometryczny osadów wydmowych wskazuje na znaczny ich związek z materiałem występującym w podłożu. Widać to szczególnie wyraźnie w profilach poszczególnych wydm (fig. 3). W przypadku występowania w podłożu osadu grubszego od optymalnej średnicy ziarna dla procesu eolicznego, która według Folka (1971) wynosi $2-3\phi$ (0,25, 0,125 mm), można zaobserwować tendencję do wzbogacenia w osad drobniejszy ku grzbietowi wydmy. Zjawisko to obserwowano na przykładzie pojedynczego barchanu na pustyni Kara-kum (fig. 3, IVa). W pozostałych przypadkach obserwowano tendencję odwrotną, tzn. wzrastanie średnicy ziarna ku górze stoku proksymalnego, wynikające zapewne z występowania w podłożu materiału drobniejszego od optymalnej średnicy ziarna dla procesu eolicznego. Jest to wynik selektywnego wzbogacania osadu eolicznego w ziarno grubsze w stosunku do materiału źródłowego. Podobne zjawisko obserwowali ostatnio Chandhri i Khan (1981) w obrębie form wydmowych na pustyni Thar. W partiach grzbietowych występuje wzbogacenie w ziarno grubsze, średnicy 1–2 mm. Najdrobniejszy osad grupuje się po stronie dowietrznej, pośredni zaś po stronie zawietrznej. Równocześnie wspomniani autorzy zaobserwowali zróżnicowanie stopnia wysortowania między osadami budującymi partie grzbietowe form typu barchanów od form typu wydm sejfów. Osady tworzące barchany odznaczają się lepszym wysortowaniem i mniejszą zawartością pyłu od osadów, z których zbudowane są wydmy sejfowe. Autorzy tłumaczą to większą ruchliwością form typu barchanów i w związku z tym wyższą selekcją osadów.

Obróbka ziarn kwarcowych badana była pod binokulem za pomocą metody Mihaltza. Ungara i Davida (Mycielska, 1961; Mycielska-Dowgiałło, 1963) w obrębie ziarn o frakcji 0,2–0,1 mm. Analiza obróbki oparta na wskaźniku K_1

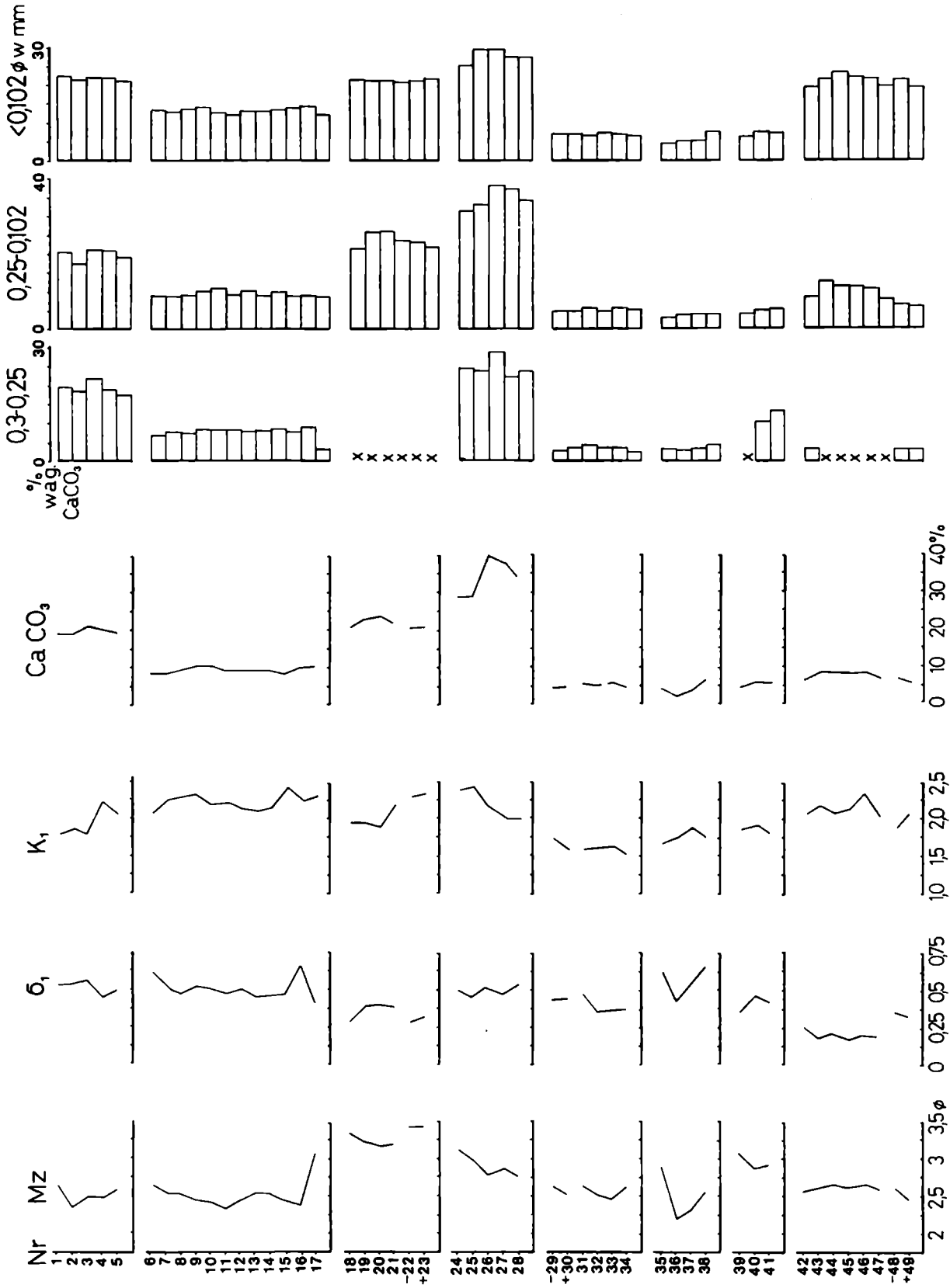


Fig. 3. Zmienność wartości wskaźników uziarnienia (M_z , σ_1), obróbki ziarn kwarcu (K_1) i zawartości CaCO_3 w osadach eolicznych

Fig. 3. Variability of grain-size indices (M_z , σ_1) quartz grain abrasion index (K_1) and CaCO_3 content in aeolian deposits. Numbers of samples as on Figure 2

wykazała, że materiał cechuje mały stopień obtoczenia, na ogół niższy niż w środowiskach eolicznych obszarów Polski w 4-stopniowej skali obtoczenia, ziarna słabo obtoczone mają największy procentowy udział (49,3–67,6%), na drugim zaś miejscu są ziarna ostrokrawędziste (12,6–39,6%). Ziarna średnio i dobrze obtoczone mają zwykle najwyżej paroprocentowy udział (fig. 3). Podobne dane dla pustyni Thar podają Chandhri i Khan (1981). Zawartość 60–70% ziarn kwarcowych w badanych formach wydmowych zaliczono do przedziału od półkancjastych do półobtoczonych.

Obserwując rozkład wielkości wskaźnika obtoczenia wzdłuż przekroju poprzecznego przez wydmy (fig. 3) trudno dostrzec bardziej wyraźną prawidłowość. Największe zróżnicowanie w obróbce ziarna kwarcu występuje na odcinku: podstawa wydmy – środek stoku dystalnego i proksymalnego, przy czym najwięcej ziarn najslabiej obtoczonych (najniższa wartość wskaźnika K_1) występuje w strefach grzbietowych wydm (fig. 3). Zjawisko słabszego obtoczenia ziarn kwarcu budujących grzbiety wydm w stosunku do podstawy stoku proksymalnego jest powszechnie stwierdzane (Trembaczowski, 1968, 1969; Wojtanowicz, 1970; Seppälä 1971; Mycielska-Dowgiałło, 1980 i in.).

Zawartość CaCO_3 badana aparatem Scheiblera we frakcji nierozdzielonej we wszystkich próbkach oraz frakcjach 0,3–0,25 mm, 0,25–0,10 mm i <0,10 mm dla piasków wydmowych, wykazała znaczne różnice regionalne spowodowane budową geologiczną najbliższego otoczenia wydm. Węglan wapnia w największej ilości (22–34% wag.) we frakcji nie rozdzielonej jest reprezentowany w wydmach z pustyni Kara-kum (fig. 3). CaCO_3 występuje tu w postaci okruchów węglanowych oraz węglanowych otoczek na ziarnach. Te ostatnie mogą w czasie transportu ulegać ścieraniu i dostarczać, jak twierdzi Trembaczowski (1969), wiele węglanowej substancji pylastej. Nie można też wykluczyć, że otoczki te powstają w wyniku parowania, które powoduje wędrowkę roztworów węglanowych z niższych warstw osadów.

Na drugim miejscu są piaski wydmy pustyni Słonej rejonu I, gdzie CaCO_3 występuje w formie pylastej i w postaci węglanowych otoczek na ziarnach. Zawartość tego związku wynosi tu około 20% wag. Najniższą zawartość CaCO_3 (4,2–5,4%) obserwuje się w próbkach pobranych z wydm pustyni Thal (rejon IV) i Thar (rejon V) w Pakistanie. Węglan wapnia ma tu postać okruchów muszelek oraz pylastych otoczek na ziarnach. W pozostałych wydmach zawartość CaCO_3 wynosi przeciętnie 7,4–9,6% wag. we frakcji nierozdzielonej.

Zawartość CaCO_3 w materiale pobranym z podłoża wydm jest nieco większa niż w piaskach wydmowych, co zapewne wynika z dużej ilości materiału pylastego zawartego w próbkach pochodzących z podłoża.

Analizując zawartość CaCO_3 w poszczególnych frakcjach należy stwierdzić, że związek ten w największej ilości występuje we frakcji najdrobniejszej < 0,1 mm (fig. 3). Podobnie, jak zauważono to w wydmach na terenie Bułgarii (Maruszczak, Trembaczowski, 1960), domieszka węglanu wapnia w osadach wydmowych może powodować zwiększenie spoistości tych osadów. Być może jest to przyczyną dużego udziału osadu drobniejszego, który w innych przypadkach zostałby usunięty w procesie transportu eolicznego.

SKŁAD MINERAŁÓW CIĘŻKICH

W celu określenia stopnia przekształcenia piasków w procesie eolicznym oraz typu procesów wietrzeniowych wykonano analizę minerałów ciężkich z 48 próbek*. Do badań wzięto frakcję 0,1 – 0,2 mm. Próbki były każdorazowo pobierane z czterech charakterystycznych stref poprzecznego profilu wydym: z grzbietu, z obu stoków (dowietrznego i zawietrznego) i podstawy wydym (po stronie dowietrznej i zawietrznej fig. 4).

W obrębie czterech z sześciu badanych rejonów pustynnych: Lotha, Kharan, Słona i Kara-kum, wyraźną przewagę w grupie minerałów ciężkich mają epidoty. Równocześnie zauważa się pewien wzrost ich udziału w strefie grzbietowej wydym, na obszarze trzech pierwszych z wymienionych pustyń. W tym samym kierunku zmniejsza się zawartość amfiboli.

Dominująca zawartość epidotów nad innymi minerałami ciężkimi we wszystkich badanych próbkach z obszaru czterech wymienionych pustyń jest wynikiem, jak można sądzić, znacznej zawartości tego minerału w osadach źródłowych, a nie procesów selektywnego wietrzenia. Epidot uchodzi za minerał średnio odporny na procesy wietrzeniowe (Racinowski, Rzechowski, 1969). Brak wzbogacenia w obrębie całej frakcji ciężkiej w inne minerały o podobnych cechach odporności wydaje się wskazywać, że wysoka zawartość epidotów w osadach jest związana z ich nagromadzeniem w osadach alimentacyjnych.

Zróżnicowana procentowo zawartość epidotu i amfiboli w próbkach z poprzecznych przekrojów przez wydymę daje się wytłumaczyć jako wynik korazji eolicznej niszczącej selektywnie mniej odporne minerały. W kierunku grzbietu wydym, gdzie wzrasta proces korazji, rośnie udział epidotów, minerału średnio odpornego na korazję mechaniczną, a maleje udział amfiboli, minerału mało odpornego na korazję (Mycielska-Dowgiałło, 1980). Oba te minerały odznaczają się podobnym ciężarem właściwym, nie można więc upatrywać przyczyny tego zjawiska w selektywnym usuwaniu przez wiatr minerałów lżejszych, a raczej, jak to wspomniano wyżej, w niszczeniu minerałów mniej odpornych. Z drugiej strony stosunkowo duży udział obu wymienionych minerałów w stosunku do małej zawartości granatu, minerału bardzo odpornego na korazję mechaniczną (Morawski, 1965; Mycielska-Dowgiałło, 1980), sugeruje, że intensywność i czas trwania tego procesu nie mogły być znaczne. Wskazuje na to również ogólnie niski stopień obtoczenia ziarn minerałów ciężkich.

Tu należy nawiązać do wyników z obszaru Polski, gdzie dominującym minerałem jest granat. Wraz ze wzrostem czasu trwania procesu eolicznego w osadzie wzrasta udział granatu (Mycielska-Dowgiałło, 1980).

W przypadku wszystkich badanych próbek z wydym analizowanych pustyń nie zaobserwowano nigdzie wyraźnej tendencji wzbogacania w granaty osadów wydymowych w stosunku do osadów przedpola wydym. Rozpatrywany zespół minerałów ciężkich w osadach wydymowych badanych pustyń wskazuje na znaczne

* Próbki opracowała mgr M. Cichosz-Kostecka (Uniwersytet Warszawski), której autorzy dziękują za pomoc.

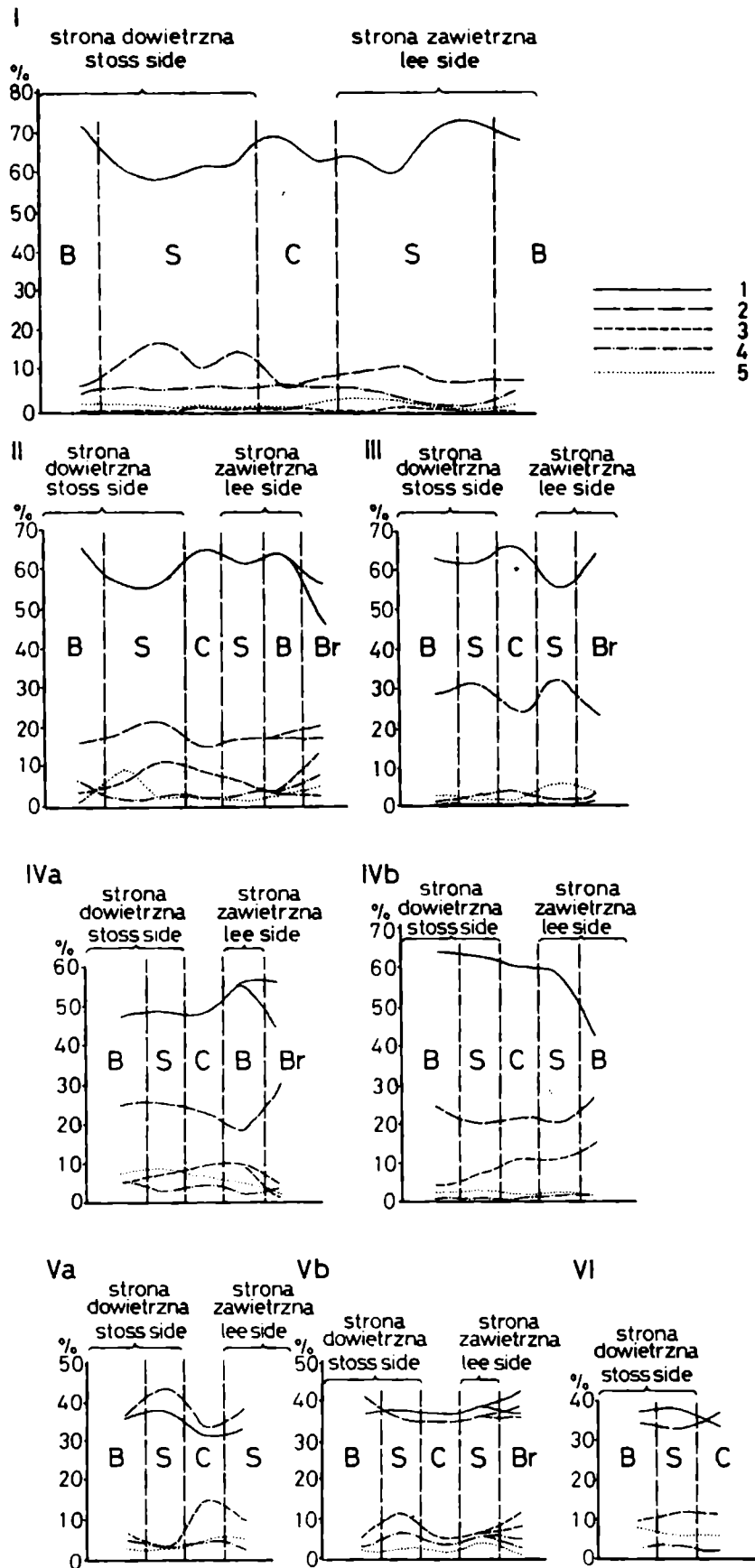


Fig. 4. Procentowy udział wybranych minerałów ciężkich w grupie minerałów przezroczystych w próbkach pobranych z charakterystycznych miejsc w przekroju poprzecznym barchanu. *B* – podstawa, *S* – stok, *C* – grzbiet. *Br* – ramiona. 1 – epidoty, 2 – amfibole, 3 – granaty, 4 – turmaliny, 5 – pirokseny

Fig. 4. Heavy mineral content within transparent mineral group in samples taken from characteristic sites in the barchan section, *B* – base, *S* – slope, *C* – crest, *Br* – branches. 1 – epidote, 2 – amphibole, 3 – garnet, 4 – tourmaline, 5 – pyroxene

uzależnienie jego składu od źródła osadów, w znacznie mniejszym zaś stopniu od procesów korazyjnych środowiska eolicznego.

W celu pełniejszego rozpoznania procesów wietrzeniowych zachodzących w osadach źródłowych dla osadów eolicznych, jak również w obrębie już istniejących form wydmych, określono średni udział procentowy minerałów nieprzezroczystych oraz stosunek ziarn epidotów nieprzeobrażonych do przeobrażonych w poszczególnych obszarach pustynnych (tab. 2). Okazało się, że wśród sześciu badanych obszarów pustynnych można wydzielić trzy grupy charakteryzujące się podobnymi cechami.

Tabela – Table 2

Wybrane dane z analizy minerałów ciężkich
Selected data of heavy minerals analysis

Pustynie Deserts	Średni udział procentowy minerałów nieprzezroczystych Average percent of nontransparent minerals	Średni stosunek epidotów nie- przeobrażonych do przeobrażonych Average ratio of transformed epidotes to nontransformed ones
Słona	38,0	1,8
Lotha	31,4	1,5
Kharan	29,0	0,5
Kara-kum	22,5	0,4
Thar	10,7	0,9
Thal	10,3	0,8

W warunkach klimatu suchego i gorącego panuje środowisko alkaliczne (pH 7,5–9,5). Jest ono wywołane niewielką dostawą wody do gleby w czasie długotrwałych okresów suchych i intensywnego parowania. W tych warunkach osadzane są na ziarnach tlenki żelaza. Ponadto środowisko alkaliczne działa rozpuszczająco na epidoty i hornblendę, które ulegają stopniowym przeobrażeniom.

W obszarach zaś wilgotnych i gorących, na których panuje zwarta pokrywa roślinna, płytko występują poziomy wód gruntowych, na ogół zakwaszonych (pH 3,5–5,5). Zachodzą tu procesy redukcji związków żelaza i usuwania z osadów składników rozpuszczalnych. W środowisku tym ulegają przeobrażeniu apatyt i kalcyt.

W świetle tych danych można starać się wyjaśnić przyczyny zróżnicowania składu minerałów ciężkich w obrębie osadów pobranych z sześciu analizowanych pustyń. Wyróżniono trzy grupy osadów pustynnych, które mają podobne cechy (tab. 2):

1. Pustynie Słona i Lotha charakteryzują się najwyższym udziałem minerałów nieprzezroczystych, przy równoczesnym najwyższym udziale epidotów nieprzeobrażonych w stosunku do przeobrażonych.

2. Pustynie Kara-kum i Kharam charakteryzują się średnim procentowym

udziałem minerałów nieprzeźroczystych, przy równocześnie najwyższym udziale epidotów przeobrażonych.

3. Pustynie Thar i Thal charakteryzują się najniższym udziałem minerałów nieprzeźroczystych, przy równoczesnej nieznacznej przewadze epidotów przeobrażonych nad nieprzeobrażonymi.

Aby móc wyjaśnić przyczyny tego zróżnicowania należy określić warunki, w których obecnie powstają badane osady, oraz w przybliżeniu warunki, w których powstawały osady stanowiące dziś źródło dla tych ostatnich.

Osady wydymowe Pustyni Słonej i Lotha pochodzą z osadów aluwialnych okresowych cieków spływających z otaczających wzniesień. Są to osady stale odświeżane, czerpane ze zwietrzelin skalnych z terenu zlewni. Brak długotrwałych procesów wietrzeniowych w obrębie wspomnianych osadów jest przypuszczalnie przyczyną, że w osadach wydymowych, które z nich się tworzą obserwujemy najwyższy udział epidotów nieprzeobrażonych. W już uformowanych wydmach, w warunkach klimatu gorącego i suchego, zachodzą prawdopodobnie intensywne procesy osadzania związków żelaza. Tym najprawdopodobniej należy wyjaśnić najwyższy wśród wyróżnionych trzech grup osadów udział ziarn nieprzeźroczystych.

Osady wydymowe drugiej z wyróżnionych trzech grup pustyni (Kara-kum, Kharan) wydają się pochodzić z osadów, które mają długą wcześniejszą historię i podlegały długotrwałemu procesowi wietrzenia, również w warunkach klimatu gorącego i wilgotnego. W tych warunkach ziarna epidotów mogły ulegać znacznemu przeobrażeniu. W przypadku pustyni Kara-kum jest to wysoce prawdopodobne, gdyż współcześnie tworzą się tam wydmy pochodzące z przewianych wydmy starszych, a te z kolei z osadów aluwialnych powierzchni terasowych. Te ostatnie tworzyły się w okresach znacznie wilgotniejszych niż obecnie. Współcześnie panują na tym obszarze warunki klimatu suchego, które zaznaczyły się na ziarnach nagromadzeniem związków żelaza. Tym można tłumaczyć, podobnie jak w przypadku poprzedniej grupy pustyni, wysoki udział minerałów nieprzeźroczystych.

Osady wydymowe trzeciej grupy pustyni (Thar, Thal) tworzą się na obszarach gorących o większej nieco wilgotności od obszarów poprzednio opisywanych. Sądzić więc można, że współcześnie środowisko glebowe oddziałuje tu nieco odmiennie na ziarna, mniej intensywnie współuczestniczy w osadzaniu na nich związków żelaza. Jednocześnie źródłem badanych osadów są aluwia wysokich powierzchni terasowych, które powstały w warunkach klimatu znacznie wilgotniejszego niż obecny. Może to mieć również dodatkowy wpływ na niską zawartość minerałów nieprzeźroczystych w osadach badanej grupy piasków pustynnych.

Niższy udział epidotów przeobrażonych w stosunku do ilości wyróżnionych w obrębie osadów z drugiej grupy pustyni (Kara-kum i Kharan), również świadczy o niższej aktywności współczesnego alkalicznego środowiska.

ANALIZA ZIARN KWARCOWYCH W MIKROSKOPIE ELEKTRONOWYM

Wnioski uzyskane poprzez określenie składu mineralnego frakcji ciężkiej zostały uzupełnione analiza utrzeźbienia powierzchni ziarn kwarcowych w mikro-

skopie elektronowym*. Do badań wybrano dwie frakcje: 0,25 – 0,30 i 0,5 – 0,6 mm. Z każdej próbki wybrano 12 ziarn o charakterystycznej dla danej próbki obróbce i urzeźbieniu powierzchni. Z tych próbek, w których były obecne obie frakcje, przeanalizowano 24 ziarn – po 12 z każdej frakcji. Przed przystąpieniem do analizy ziarna przemyto w HCl.

Analiza ziarn kwarcowych dokonana za pomocą mikroskopu elektronowego nie wykazała obecności wyraźniejszych różnic między ziarnami kwarcowymi pochodzącymi z różnych obszarów pustynnych i różnych części analizowanych form wydmowych (strona dowietrzna, zawietrzna, grzbiet). Niezależnie od wielkości powiększeń wszystkich ziarn z analizowanych pustyn rozpoznano te same typy rzeźby powierzchni (pl. I–VI). Przy powiększeniach niewielkich wszystkie ziarna wykazują na ogół słabe obtoczenie krawędzi i naroży (pl. I). Jednak już przy powiększeniach rzędu 1000 – 3000 razy na większości ziarn ujawnia się obecność skorup współkształtnych, otulających wcześniejsze formy rzeźby powierzchni (pl. II). W obrębie wszystkich obniżen skorupy te są zwykle silnie spękane, tworząc formy poligonalne (pl. II; fig. 1, 2, 3) lub liszaje złuszczeń (pl. II, fig. 4). Na wielu ziarnach dobrze widoczna jest budowa warstwowa skorupy (pl. IV). Jest ona najprawdopodobniej zbudowana w przeważającej mierze z bezpostaciowej krzemionki i drobnych łuseczek kwarcu. Proces powstawania skorupy na ziarnach eolicznych interesuje od szeregu lat wielu autorów (Folk, 1969; Norris, 1969; Walker, 1976; Lindé, Mycielska-Dowgiałło, 1980). Sądzić można, że jest to proces złożony, któremu przeciwdziała abrazja mechaniczna ziarn zachodząca w czasie transportu eolicznego. W tworzeniu oskorupienia zasadniczą rolę odgrywać może dostawa cząstek frakcji pylastej i ilastej z atmosfery, które przy udziale okresowych deszczy i codziennego występowania rosy ulegają mechanicznemu przemieszczaniu w głąb osadu eolicznego i osadzają się na ziarenkach piasku. Na skutek stałego ruchu osadów piaszczystych na obszarach pustynnych stopniowo coraz nowe partie materiału są udostępniane temu procesowi (Walker, 1976).

Innym procesem, który może współdziałać w tworzeniu skorup na ziarnach piasku jest znaczna ich elektryzacja w czasie transportu, powodująca przyciąganie cząstek i tworzenie skorup widocznych szczególnie dobrze w zagłębieniach większych ziarn, a zbudowanych ze ściśle upakowanych łuseczek mineralnych (głównie kwarcu; Lindé, Mycielska-Dowgiałło, 1981).

W procesie formowania skorup uczestniczą najprawdopodobniej również procesy wietrzenia chemicznego wywołane współdziałaniem intensywnego parowania i obecnością codziennej gęstej rosy, która jest czynnikiem agresywnym chemicznie. Mogą one powodować rozpuszczanie składników mineralnych (w tym krzemionki) i osadzanie ich następnie na ziarnach.

Analiza skorup powszechnie występujących na badanych ziarnach pozwala sądzić, że powstały one głównie pod wpływem ostatniego z wyróżnionych typów

* Analizę wykonano w Instytucie Geologicznym w Warszawie za pomocą scanningowego mikroskopu elektronowego typu JSM-35 JEOL. Próbkę do analiz przygotowała Z. Piasecka, zdjęcia mikroskopowe wykonali K. Kujawski i K. Ilka. Wszystkim tym osobom autorzy serdecznie dziękują za pomoc.

procesu, częściowo w okresie poprzedzającym proces eoliczny, częściowo z nim związany synchronicznie.

Wiele analizowanych ziarn stanowi konglomeraty drobniejszych okruchów spojonych lepiszczem o budowie porowatej. Sądzić można, że w skład tego spoiwa wchodzi często minerały ilaste z grupy kaolinitu (pl. III, fig. 4). Skorupa krzemionkowa pokrywająca złącza między drobniejszymi ziarnami ulega najszybciej zniszczeniu, pokazując złożoną budowę niektórych ziarn (pl. III, fig. 2).

Znaczny procent wszystkich powierzchni ziarn wykazuje silne złuszczenie. Geneza tego złuszczenia jest najprawdopodobniej dwojaka: powstaje na skutek wietrzenia mechanicznego – wówczas obejmuje głównie wszelkie obniżenia powierzchni (pl. V, fig. 2) – lub wywołane jest abrazją eoliczną – wówczas widoczne jest na powierzchniach wypukłych (pl. V, fig. 1, 3, 4). Ślady wyraźnej abrazji eolicznej są widoczne na niewielkich częściach ziarna (około 20% powierzchni). Obserwacja szczegółowa powierzchni ziarn tej grupy wskazuje, że proces osadzania krzemionki i abrazji eolicznej musiał przebiegać częściowo synchronicznie. Na części powierzchni ziarn przeważa rzeźba abrazyjna, która w mniejszym lub większym stopniu zniszczyła skorupę krzemionkową (pl. VI).

Porównanie z silnie zaawansowaną rzeźbą eoliczną powierzchni ziarn kwarcowych piasków wydmowych z terenu Polski świadczy, że procesy eoliczne na terenie badanych pustyń były krótkotrwałym epizodem. Rozpoznana rzeźba powierzchni ziarn łądząco przypomina opisaną z piasków wydmowych okolic Palmyry (Syria), gdzie tworzyła się zaledwie w ciągu ostatnich kilkuset lat (Mycielska-Dowgiałło, 1980).

KLASYFIKACJA TYPOLOGICZNA PIASKÓW WYDMOWYCH

Piaski badanych barchanów ruchomych cechuje wysoki stopień jednorodności uziarnienia i wysortowania, będący wynikiem segregacji w procesie wywiewania, przenoszenia, wymiany i akumulacji, zgodnie z prawami aerodynamiki i sedymentacji. Wymienionym fazom segregacji powinna odpowiadać zmienność materiału wydmowego w obrębie barchanu. W tym celu podjęto próbę klasyfikacji typologicznej piasków wydmowych na podstawie pomiaru parametrów 3 cech: zawartości piasków 14 frakcji mechanicznych, obtoczenia ziarn kwarcowych w 4 klasach oraz zawartości procentowej 19 minerałów ciężkich wraz z ich ciężarem. Wyniki pomiaru zostały znormalizowane za pomocą standaryzacji i przeskalowane w wielkości w skali T_1 (Kosztolowicz, Mityk, 1980). Po zsumowaniu wielkości parametrów cech (V_{ji}) wierszami otrzymano sumaryczne wielkości parametrów cech (Y_i) dla analizowanych próbek piasków. Według wielkości sumarycznych dokonano grupowania próbek w klasy (typy) za pomocą porządkowania dendrytowego (Florek i in., 1951). W tym celu został obliczony współczynnik podobieństwa, mierzony odległością taksonomiczną, d_{ij} między parami próbek pochodzących z przekroju barchanu. Wynikiem obliczeń d_{ij} jest symetryczna macierz kwadratowa (fig. 5), której dolny trójkąt został wykorzystany do budowy dendrytu (Dijkstra, 1960; fig. 6). Podział dendrytu według maksymalnego wewnątrzgrupowego po-

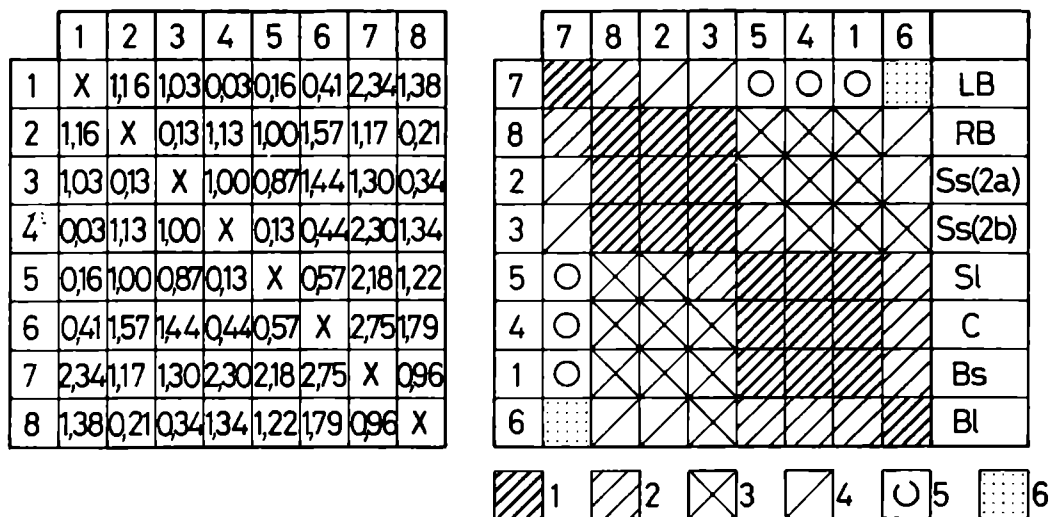


Fig. 5. Macierz Czekanowskiego i diagram uporządkowany wskaźnika podobieństwa próbek piasków barchanu Nok Kundi (Kharan). *LB* – ramię lewe, *RB* – ramię prawe, *Ss* – (2a) – stok proksymalny w niższej części barchanu, *Ss* (2b) – stok proksymalny w wyższej części barchanu, *Sl* – stok dystalny, *C* – grzbiet, *Bs* – podnóże proksymalne, *Bl* – podnóże dystalne. Przedział wartości wskaźnika podobieństwa: 1 – 0,00–0,50, 2 – 0,50–1,00, 3 – 1,00–1,50, 4 – 1,50–2,00, 5 – 2,00–2,50, 6 – 2,50–3,00

Fig. 5. Czekanowski's matrix and the diagram of similarity coefficient calculated for sands of the Nok Kundi Barchan (Kharan Desert). *LB* – left branch, *RB* – right branch, *Ss* (2a) – stoss side lower part, *Ss* (2b) – stoss side higher part, *Sl* – lee side, *C* – crest, *Bs* – base of stoss side, *Bl* – base of lee side. Similarity coefficient classes: 1 – 0.00–0.50, 2 – 0.50–1.00, 3 – 1.00–1.50, 4 – 1.50–2.00, 5 – 2.00–2.50, 6 – 2.50–3.00

dobieństwa (Jokel, Kostrubiec, 1976) doprowadził do wyodrębnienia homogenicznych podzbiorów odpowiadających typom piasków w obrębie barchanu (fig. 7). W celach porównawczych dla wydzielonych typów piasków zostały obliczone wskaźniki syntetyczne parametrów cech (W_j) i mierniki syntetyczne typów (MS) (Mityk, 1981). Mierniki syntetyczne mogą przyjmować wielkości w przedziale

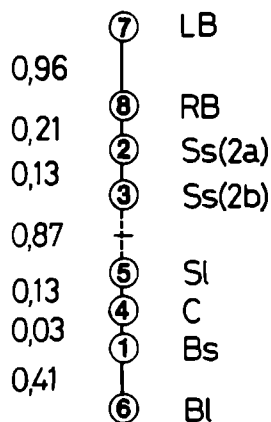


Fig. 6. Dendryt najkrótszych połączeń próbek barchanu Nok Kundi (Kharan)

Fig. 6. Dendrite of shortest links calculated for samples of the Nok Kundi Barchan (Kharan Desert)

domkniętym $<0,1>$, przy czym wielkości zbliżające się do 0 wskazują na większy stopień jednorodności struktury typu.

W obrębie barchanu symetrycznego w rejonie Nok Kundi (Kharan) wyodrębniono dwa typy piasków eolicznych. Wartość miernika syntetycznego jednego z nich wynosi 0,485, drugiego – 0,520. Zatem typ pierwszy cechuje wyższy stopień

jednorodności struktury wewnętrznej. W typie pierwszym najbardziej podobne do siebie są piaski w próbkach pobranych z grzbietu i stoku zawietrznego. mniejsze podobieństwo jest między piaskami z podnóży stoku zawietrznego i dowietrznego (fig. 5, 6). Z kolei w typie drugim duże podobieństwo wykazują piaski z dwóch próbek stoku dowietrznego oraz piaski stoku dowietrznego i prawego ramienia barchanu, natomiast mniejsze podobieństwo cechuje piaski ramion barchanu (fig. 5, 6).

Typ pierwszy (I – $MS = 0,485$) obejmuje piaski grzbietu barchanu, jego stoku dowietrznego oraz podnóży dowietrznego i zawietrznego, czyli piaski strefy wywiewania i akumulacji. Do typu drugiego (II – $MS = 0,520$) odznaczającego się nieco

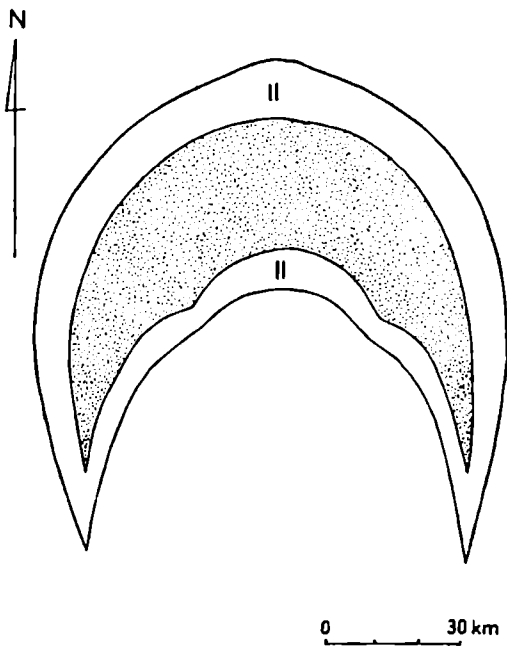


Fig. 7. Typ II piasków barchanu Nok Kundi.

Fig. 7. Type II of sands of the Nok Kundi Barchan.

mniejszą jednorodnością, należą piaski górnej części stoku dowietrznego ($Ss, 2a, Ss, 2b$), czyli piaski strefy przenoszenia osadu i jego stałej wymiany. Podział ten wydaje się wskazywać na znaczenie procesu sortowania w rozkładzie materiału wydmowego.

Przedstawione wyniki klasyfikacji typologicznej sygnalizują metodę badawczą, która wymaga sprawdzenia na obszerniejszym materiale.

WNIOSKI KOŃCOWE

W przedstawionych wyżej cechach osadów wydmowych badanych pustyni został zarejestrowany zarówno wpływ aktualnie panujących warunków klimatycznych, jak i wpływ tych warunków na osady stanowiące źródło dla piasków eolicznych w poprzedzających okresach geologicznych. Równocześnie w cechach badanych osadów wydmowych została zapisana długość trwania procesu wydmotwórczego, jak i charakter transportu i sedymentacji eolicznej.

Wiodącym wnioskiem, który wydaje się być do odczytania z każdej z analizowanych cech osadów, jest krótkotrwałość procesu eolicznego. Nie można wykluczyć, że ma to związek z czasem trwania pustynnienia na badanych terenach, zainicjo-

wanym być może dopiero gospodarką człowieka. Na krótkotrwałość procesu pustynnienia wydają się wskazywać:

– brak wzbogacania piasków eolicznych w minerały bardziej odporne na abrazję mechaniczną (np. granaty), przy równoczesnym znacznym związku składu mineralnego osadów wydmowych z bezpośrednim podłożem,

– słabe obtoczenie i obróbka ziarn oraz mało zaawansowana rzeźba eoliczna na powierzchniach ziarn kwarcowych pochodzących z osadów wydmowych.

Porównanie cech osadów eolicznych badanych pustyń z odpowiednimi, charakterystycznymi cechami dla wydm tworzonych w długotrwałym procesie eolicznym (np. wydmy środkowej Polski) zdaje się pozwalać na przeprowadzenie klasyfikacji tych cech pod względem różnej szybkości ich reagowania na procesy transportu, abrazji i sedymentacji eolicznej. Wydaje się, że w pierwszej kolejności na procesy te reaguje skład granulometryczny osadów. Widać to w zróżnicowaniu wskaźników stopnia wysortowania, wielkości ziarna i skośności w przekrojach poprzecznych przez badane barchany.

Drugą cechą, która wolniej reaguje na procesy eoliczne od składu granulometrycznego osadu, jest charakter urzeźbienia powierzchni ziarn kwarcowych. Aby rozpoznać długość czasu trwania procesów eolicznych należy zwrócić uwagę na miejsce występowania form abrazji mechanicznej w obrębie poszczególnych ziarn, czy są one notowane na całych powierzchniach ziarn, czy tylko na ich wypukłych fragmentach. W stopniu pokrycia powierzchni ziarna rzeźbą abrazyjną zapisana jest długość działania procesów eolicznych (Lindé, Mycielska-Dowgiałło, 1980).

Trzecią cechą, która wydaje się najwolniej reagować na działanie procesu eolicznego, jest skład minerałów ciężkich. Selektywne wzbogacanie w minerały najbardziej odporne w obrębie grzbietów wydmowych wydaje się być atrybutem jedynie wydm tworzonych w długotrwałym procesie eolicznym.

Wspomniana klasyfikacja cech piasków wydmowych wskazuje na możliwość podejścia typologicznego w badaniach piasków eolicznych. Jeśli znajdzie potwierdzenie w badaniach osadów z innych rejonów wydmowych, a szczególnie z terenów, gdzie długość trwania procesów eolicznych jest ściśle datowana, może być cenną wskazówką przy analizie eolicznych osadów kopalnych, jak i w rozważaniach paleoklimatycznych i paleogeograficznych.

* * *

W artykule J. Mityk opracował „Charakterystykę badanych stanowisk” i „Klasyfikację typologiczną piasków wydmowych”, T. i W. Dymowscy „Skład granulometryczny, obróbka ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i zawartość węglanu wapnia”, E. Mycielska-Dowgiałło „Skład minerałów ciężkich i rzeźbę ziarn kwarcowych w mikroskopie elektronowym”.

WYKAZ LITERATURY – REFERENCES

- Ahlbrandt T.S. (1979), Textural parameters of eolian deposits. In: "A Study of global Sand Seas" ed. E.D. Mc Kee. *Geol. Survey Prof. Paper* 1052, pp. 21–51. Washington.
- Ahmad Kazi S. (1951), Climatic Regions of West Pakistan. *Pakistan Geogr. Review*, pp. 1–35. Islamabad.
- Bagnold R.A. (1941), The physics of blown sand and desert dunes. *Methuen & Co. Ltd.* 265, p. London.
- Bagnold R.A. (1954), Experiments on the gravity-free dispersion of large spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. Soc., A* 225, pp. 49–63. London.
- Bobek H. (1969), Zur Kenntnis der Südlichen Luth, Mitt. *Öster. Geogr. Ges.* 111. Wien.
- Chandhri R.S., Khan H.M.M. (1981), Textural parameters of desert sediments – Thar Desert (India). *Sed. Geol.* 28, 1. pp. 43–62.
- Dijkstra W.E. (1960), A note of two problems in connection with graphs. *Nr Math.* 1.
- Folk R.I. (1971), Longitudinal dunes of the northwestern edge of Simpson desert. *Sedimentology* 16, pp. 5–54.
- Folk R.L., Ward W.C. (1957), Brazos River bar: A Study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.* 27, pp. 3–27.
- Finkel H.J. (1959), The barchans of Southern Peru. *J. Geol.* 67, no 6, pp. 614–647.
- Florek K., Łukasiewicz J., Steinhaus H., Zubrzycki S. (1951), Taksonomia wrocławska. *Prz. Antropol.* 17 D, pp. 2–18.
- Geological Map Pakistan (1964), *Geological Survey of Pakistan.*
- Jaśkowski B., Kowalski B. (1977), Skład mechaniczny i obróbka piasków wydmych pustyni Registan w Afganistanie. *Czasop. Geogr.* 48, z. 4, pp. 397–412. Wrocław.
- Jokel B., Kostrubiec B. (1976), Division of the shortest dendrite according to maximum intra-group likelihood. *Geogr. Pol.* 33, pp. 191–197. Warszawa.
- King W.H.J. (1918), Study of a dune belt. *Geogr. Jour.* 51, 1, pp. 16–32.
- Kosztolowicz M., Mityk J. (1980), Zastosowanie metody porządkowania liniowego w typologii terenów krajobrazowo-turystycznych. *Studia Kieleckie* 1/25, pp. 53–70. Kielce.
- Kureshy K.U. (1977), A geography of Pakistan. *Oxford Univ. Press.* 199 p.
- Lindé K., Mycielska-Dowgiałło E. (1980), Some experimentally produced microtextures on grain surfaces of quartz sand. *Geografiska Annaler* 62 A, 3–4, Uppsala, pp. 171–184.
- Maruszczak H., Trembaczowski J. (1960), Próba porównania wydmy śródlądowych okolic Widina (Bułgaria) i Wyżyny Lubelskiej (Polska). *Czasop. Geogr.* 31, 2. pp. 163–178. Wrocław.
- Masłowski W., Trembaczowski J. (1965), Piaski wydmy południowego obrzeżenia Kotliny Wielkich Jezior z zachodniej Mongolii. *Ann. UMCS, Sec. B.v.*, 20, pp. 55–88. Lublin.
- Mason C.C. (1957), Sediments of Mustang Island. *Texas Thesis.* Univ. Texas.
- Meigs P. (1953), World distribution of arid and semi-arid climates. *Review of research of arid zone hydrology.* UNESCO, pp. 203–209. Paris.
- Meigs P. (1957), Arid and semi-arid climatic types of the world. *Proc. VIII General. Assembly, XVII Congr. Intern. Geogr. Union.* Washington.
- Meigs P. (1966), Geography of coastal deserts. UNESCO. Paris. *Meteorological Yearbook* (1972, 1973). Kabul.
- Mityk J. (1981), Symetryczne barchany swobodnego ruchu w północnym Beludżystanie (Pakistan). *Prace Geogr. WSP Kielce*, pp. 231–250. Kielce.
- Morawski J. (1968), Spostrzeżenie nad odpornością i typem granatów w piaskach różnych środowisk sedymentacyjnych. *Ann. UMCS* 20, 2, pp. 27–54. Lublin.
- Mycielska E. (1961), Najnowsze metody badań granulometrycznych na Węgrzech. *Czasop. Geogr.* 32, z. 1, pp. 77–80. Wrocław.
- Mycielska-Dowgiałło E. (1963), Pomiar stopnia obtoczenia ziarn piasku. *Prz. Geogr.* 33, 1. Warszawa.

- Mycielska-Dowgiałło E. (1980a), Cechy strukturalne i teksturalne osadów budujących formy eoliczne w rejonie Palmyry. *Prace i Studia Geogr.* 2, pp. 189–214. Warszawa.
- Mycielska-Dowgiałło E. (1980b), Wstęp do sedimentologii (dla geografów). *WSP Kielce*, 178, p. Kielce.
- Norris R.M. (1969), Dune reddening and time. *Journ. Sed. Petrol.* v. 39, no 1, pp. 7–11.
- Nowaczyk B. (1976), Geneza i rozwój wydmy śródlądowych w zachodniej części pradoliny Warszawsko-Berlińskiej w świetle badań struktury, uziarnienia i stratygrafii budujących je osadów. *Prace Kom. Geogr. Geol.* 16, 108, p. Poznań.
- Pietrow M.P. (1976), Pustynie kuli ziemskiej. PWN, 450, p. Warszawa.
- Racinowski R., Rzechowski J. (1969), Minerale ciężkie w glinach zwałowych Polski Środkowej. *Kwart. Geol.* 13, z. 2 pp. 479–490. Warszawa.
- Seppälä M. (1971), Evolution of eolian relief of the Kaamasjoki-Kiellajoki River Basin in Finnish. *Iapland. Publ. Inst. Geographici Univ. Turkensis*, 54, 88, p. Turku.
- Sindowski K.H. (1956), Korngrößen – und Körnformen – Auslese beim Standtransport durch Wind (nach Messungen auf Norderney). *Geol. Jb.* 71. Hannover.
- Stankowski W. (1963), Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów. *PTPN, Prace Kom. Geogr.-Geol.* 4, z. 1, 146 p. Poznań.
- Stenz E. (1946), The climate of Afganistan its aridity, dryness and divisions. *Polish. Inst. of Arts and Scien. Am.* New York.
- Stratil-Sauer G. (1952), Die Sommerströme Süd-Ost Iran. *Arch. Meteorol. Geophys. und Bioklimat.* 4, 2.
- Trembaczowski J. (1966), Barchany północnego brzegu Jeziora Char-us-Nuur w Kotlinie Wielkich Jezior (zachodnia Mongolia). *Ann. UMCS*, s. B, 21, pp. 87–110. Lublin.
- Trembaczowski J. (1969), Wpływ czynników klimatycznych ma charakter morfoskopowy luźnych utworów Kotliny Wielkich Jezior w zachodniej Mongolii. *Ann. UMCS*, s. D, 2 pp. 1–38. Lublin.
- Walker T.R., Crone A.J. (1974), Mechanically – infiltrated clay matrix in desert alluvium. *Geol. Soc. America Abstr. with Programs*, v. 6, no 7, 996 p., Boulder.
- Walker T.R. (1976), Diagenetic origin of continental red beds in Horst Folke. Ed. The continental Permian in west, central and south Europe. *NATO Advanced Study Inst. Mainz, Germany*, Proc. pp. 240–282.
- Wojtanowicz J. (1969), Typy genetyczne wydmy Niziny Sandomierskiej. *Ann. UMCS* s. B, v. 24, pp. 1–46. Lublin.
- Perelman A.I. (1959), Processy migracji celej na rawninach wostocznoj Turkmenii i zapadnego Uzbekistana w nieogenie. *Drewnije poczwy pustyń Azji*. Moskwa.
- Pietrow M.P. (1948), Relief barchanowych pískow pustynii i zakonomiernostiego formirowanija. *Problemy geomorfologii*. Tr. Inst. Geogr. 39, A.
- Poljak A.A. (1953), Fiziczeskaja geografija Afganistana. 274 p. Moskwa.
- Znamenskij A.I. (1950), O mechanizmie obrazowanija niekotorych form eolowego reliefa piaszczystych pustyń i zaszcita sooruzenij ot pískow. *Izd. An Turkm. SSR*, 1.

SUMMARY

The article presents the results of investigations on dune deposits which build barchans in six deserts of the South-Western Asia, namely: the Salt, Loth, Kharan, Thal, Thar and Kara-kum Deserts. Fourtyseven samples of sands und sixteen samples of their bedrock were analysed. Spatial distribution of these samples is shown in Figure 2. All analysed sands are characterized by high granulometric homogeneity, with distinct predominance of fine-grain fraction (0.25 to 0.10 mm). Fine-grained sands compose 51 per cent of the Kara-kum and 78 per cent of the Kharan deposits. Dune sands are well sorted (cf. Fig. 3). The sorting index

and unimodal grain-size distribution indicate that the dunes were being formed in moderate-velocity currents. In grain-size distribution analysed in a dune section an increase in coarser grain content towards the top can be seen. Similar distribution was reported by Chandhri and Khan (1981) from the Thar Desert.

Quartz grains of dune sands reveal weak rounding index. The amount of weakly rounded grains attains 49.3–67.7% (cf Fig. 3). The amount and distribution of CaCO_3 in a dune section are presented in Figure 3.

In heavy mineral composition epidotes and amphibols predominate. The variability of heavy minerals in dune section is presented in Figure 4.

Quartz grains 0.25–0.30 mm and 0.50–0.60 mm in diameter were analysed by SEM method, and surface features of grains were described. The majority of grains reveals the presence of capping layers, being usually cracked and embraced by polygonal forms. A layered structure of these coatings is visible (Pl. IV).

All the analysed properties of dune material point to rather short period of desertification. A taxonomic classification (Figs. 4 and 5) of dune sands have been proposed. Within a symmetrical barchan two types of sands have been distinguished. One of them relates to the deflation and accumulation phases while the other is confined to transportation of dune material.

OBJAŚNIENIA PLANSZ – EXPLANATIONS OF PLATES

Plansza – Plate I

Znaczną przewagą wśród ziarn kwarcowych niezależnie od pochodzenia odznaczają się ziarna o słabym obtoczeniu i obróbce. 1 – pustynia Thal, średnica 0,5–0,6 mm (140 μm), 2 – pustynia Kharan, średnica 0,25–0,30 mm (76 μm), 3 – pustynia Kara-kum, średnica 0,25–0,30 mm (62 μm), 4 – pustynia Lotha, średnica 0,5–0,6 (116 μm).

Grains displaying weak roundness and abrasion predominate, irrespectively of the type of desert. 1 – Thal Desert, ϕ 0,5–0,6 mm (140 μm), 2 – Kharan Desert, ϕ 0,25–0,30 mm (76 μm), 3 – Kara-kum Desert, ϕ 0,25–0,30 mm (62 μm), 4 – Loth Desert, ϕ 0,5–0,6 mm (116 μm).

Plansza – Plate II

Przy większych powiększeniach na wielu ziarnach widać znaczne oskorupienie, maskujące pierwotną rzeźbę ziarna. W zagłębieniach powierzchni powstała sieć poligonalnych spękań (1, 2, 3) lub drobnoziarniste złuszczenia typu liszajów (4). 1 – pustynia Thal, średnica 0,5–0,6 mm (10 μm), 2 – pustynia Thar, średnica 0,25–0,30 mm (5 μm), 3 – pustynia Kharan, średnica 0,25–0,30 mm (11,6 μm), 4 – pustynia Lotha, średnica 0,5–0,6 mm (3,3 μm).

At high er magnification the presence of coatings coverings the initial grain relief is visible. Within pits on the grain surface a net of polygonal cracks (1, 2, 3) or flakes like lichen (4) developed. 1 – Thal Desert, ϕ 0,5–0,6 mm (10 μm), 2 – Thar Desert, ϕ 0,25–0,30 mm (5 μm), 3 – Kharan Desert, ϕ 0,25–0,30 mm (11,6 μm), 4 – Loth Desert, ϕ 0,5–0,6 mm (3,3 μm).

Plansza – Plate III

Większe zniszczenia, widoczne bardziej na wklęsłych powierzchniach badanych ziarn niż wypukłych, są spowodowane przewagą procesów wietrzenia chemicznego i fizycznego nad abrazyjnymi. Niektóre badane ziarna kwarcowe stanowią konglomeraty złożone z mniejszych, których kontury zostały podkreślone przez procesy wietrzenia (2, 4). 1 – pustynia Thal, średnica 0,5–0,6 mm (25 μm). 2 –

pustynia Lotha, średnica 0,5–0,6 mm (25 μm), 3 – pustynia Kara-kum, średnica 0,25–0,30 mm (4,4 μm), 4 – pustynia Lotha, średnica 0,5–0,6 mm (5 μm).

Concave grain surfaces display a higher degree of destruction than the convex ones. This is probably caused by the predominance of weathering over abrasions processes. Some quartz grains are conglomerates composed of smaller grains, the shapes of which are underlined by weathering (2, 4). 1 – Thal Desert, ϕ 0,5–0,6 mm (25 μm), 2 – Loth Desert, ϕ 0,5–0,6 mm (25 μm). 3 – Kara-kum desert, ϕ 0,25–0,30 mm (4,4 μm), 4 – Loth Desert, ϕ 0,5–0,6 mm (5 μm).

Plansza – Plate IV

Budowa warstwowa skorupy pokrywającej ziarna kwarcowe. Ulega ona najszybszemu wietrzeniu w obrębie wszelkich zagłębień na powierzchni. 1 – pustynia Thal, średnica 0,25–0,30 mm (5 μm), 2 – Pustynia Słona, średnica 0,5–0,6 mm (5,5 μm), 3 – pustynia Kara-kum, średnica 0,25–0,30 mm (5 μm), 4 – pustynia Kara-kum, średnica 0,25–0,30 mm (1,7 μm).

Layered structure of coatings covering quartz grains. Abrasion is intensified within all pits and cavities. 1 – Thal Desert, ϕ 0,25–0,30 mm (5 μm), 2 – Salt Desert, ϕ 0,5–0,6 mm (μm), 3 – Kara-kum Desert, ϕ 0,5–0,6 mm (μm), 4 – Kara-kum Desert, ϕ 0,25–0,30 mm (1,7 μm).

Plansza – Plate V

Drobne złuszczenia powierzchni ziarn są szczególnie często widoczne w obrębie powierzchni wklęsłych (2). Obserwuje się je czasem również w obrębie powierzchni wypukłych (1, 3, 4). Ich łączne występowanie na powierzchni ziarn zdaje się wskazywać na współdziałanie procesów wietrzenia i abrazyjnych. 1 – Pustynia Słona, średnica 0,5–0,6 mm (2,5 μm), 2 – pustynia Lotha, średnica 0,5–0,6 mm (5 μm), 3 – pustynia Thal, średnica 0,5–0,6 mm (15 μm), 4 – pustynia Kara-kum, średnica 0,25–0,30 mm (7,7 μm).

Small-granular flakes on the grain surfaces are especially well visible within concave surfaces (2), although they occur sometimes on convex surfaces, as well (1, 3, 4). Their joint occurrence on grain surfaces point to cooperation between weathering and abrasion processes. 1 – Salt Desert, ϕ 0,5–0,6 mm (2,5 μm), 2 – Loth Desert, ϕ 0,5–0,6 mm (5 μm), 3 – Thal Desert, ϕ 0,5–0,6 mm (15 μm), 4 – Kara-kum Desert, ϕ 0,25–0,30 mm (7,7 μm).

Plansza – Plate VI

Ziarno o świeżej rzeźbie eolicznej (1, 2) oraz zamaskowanej obecnością skorupy (3, 4). 1 – Pustynia Słona, średnica 0,5–0,6 mm (14 μm), 2 – pustynia Kara-kum, średnica 0,25–0,30 mm (3,3 μm), 3 – pustynia Thal, średnica 0,5–0,6 mm (15 μm), 4 – pustynia Kharan, średnica 0,25–0,30 mm (11,6 μm).

Grains displaying fresh aeolian relief (1, 2) and those showing capping layers (3, 4). 1 – Salt Desert, ϕ 0,5–0,6 mm (14 μm), 2 – Kara-kum Desert, ϕ 0,5–0,6 mm (3,3 μm), 3 – Thal Desert, ϕ 0,5–0,6 mm (15 μm), 4 – Kharan Desert, ϕ 0,25–0,30 mm (11,6 μm).

Plansza – Plate VII

Ślady abrazyj mechanicznej na powierzchni ziarn o znacznym oskorupieniu. 1 – pustynia Kharan, średnica 0,25–0,30 mm (7,7 μm), 2 – pustynia Kharan, średnica 0,25–0,30 mm (4,5 μm), 3 – pustynia Kara-kum, średnica 0,25–0,30 mm (4,2 μm), 4 – pustynia Kara-kum, średnica 0,25–0,30 mm (5 μm).

Traces of mechanical abrasion on grain surfaces covered by coatings. 1 – Kharan Desert, ϕ 0,25–0,30 mm (7,7 μm), 2 – Kharan Desert, ϕ 0,25–0,30 mm (4,5 μm), 3 – Kara-kum Desert, ϕ 0,25–0,30 mm (4,2 μm), 4 – Kara-kum Desert, ϕ 0,25–0,30 mm (5 μm).

