Warsztaty geomorfologiczne Maroko 19.04-04.05.2006

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych
Uniwersytet Warszawski

Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych
Uniwersytet Warszawski

Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

Geograficzne i geologiczne uwarunkowania rozwoju rzeźby Maroka

Warsztaty Geomorfologiczne
Maroko 19.04–04.05. 2006r.

Komitet Honorowy Warsztatów
Prof. Szczepan Biliński – Uniwersytet Jagielloński, Kraków
Prof. Andrzej Kostrzewski – Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań
Prof. Abdellah Laouina – Uniwersytet Mohammeda V, Rabat
Prof. Andrzej Richling – Uniwersytet Warszawski, Warszawa
Joanna Wronecka – Ambasador RP w Maroku

Komitet Organizacyjny Warsztatów
Dr Maciej Dłużewski – przewodniczący
Dr Lidia Dubis
Prof. Kazimierz Krzemień
Prof. Stefan Skiba
Dr Irena Tsermegas

Redakcja tomu
Maciej Dłużewski, Irena Tsermegas

Tłumaczenie
Z języka francuskiego
Maciej Dłużewski, Piotr Wałdykowski
Z języka angielskiego
Maciej Dąbski

Skład i łamanie
Aleksandra Deręgowska

Projekt okładki
Piotr Szwarczewski

Na okładce zdjęcie satelitarne okolic Ergu Chebbi

Spis treści

Andrzej Richling
Przedmowa 5

Abdellah Laouina
Zarys morfostrukturalny i geomorfologiczny Maroka 9

Abdellah Laouina, Miloud Chaker, Rachida Nafaa, Antonio Ferreira, Simone Van Dijck
Najnowsze pomiary erozji w Maroku 13

Helmut Brückner, Abdellah Laouina, Mohammed Tailassane, Abderrahim Watfeh
Sekwencje osadów morskich, eolicznych i lądowych w rejonie Rabat – Salé 19

Mohamed Mouhiddine
Region nadmorski Abda-Doukkala 25

Abderrazak Nahid
Budowa geologiczna i rzeźba Atlasu Wysokiego – rejon doliny Ourika i Oukaimeden 27

Kazimierz Krzemień
Rzeźba glacjalna i peryglacjalna w rejonie Jebel Toubkal w Atlasie Wysokim 35

Abderrahim Benali
Rzeźba i budowa geologiczna Atlasu Wysokiego (rejon Demnate) i Atlasu Średniego (rejon Azilal) 41

Maciej Dłużewski, Kazimierz Krzemień
Charakterystyka fizycznogeograficzna regionu Coude du Dra 47

Stefan Skiba
Gleby południowego Maroka (okolice Zagora – Mhamid) 73

Krzysztof Skocki
Wykorzystanie satelitarnych danych obrazowych w badaniach regionu Coude du Dra 77

Barbara Woronko
Charakter powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej budujących wydmy regionu Coude du Dra 93

Andrzej Barczuk, Maciej Dłużewski
Skład mineralno-litologiczny jako podstawa do określenia źródła i wskaźnik stopnia eolizacji osadów wydmowych 103

Maciej Dłużewski
Rozprzestrzenianie się pól wydmowych jako skutek pustynnienia..... 113

Bogdana Izmaiłow, Kazimierz Krzemień
Morfologiczna rola koryt rzek epizodycznych Jebel Bani na przykładzie ouedów el Mut i el Feija (Antyatlas)..... 131

Maciej Dłużewski, Lidia Dubis, Barbara Woronko
Nebki – formy wymuszonej akumulacji eolicznej..... 145

Maciej Dłużewski, Elżbieta Mycielska-Dowgiałło, Kamila Radwańska, Barbara Woronko
Geneza pagórków tamaryszkowych w rejonie Mhamid..... 157

Stefan Skiba, Michał Skiba
Właściwości gleb pustynnych rejonu Mhamid..... 163

Karolina Sobczak
Wpływ pustynnienia na migracje ludności w południowym Maroku (na przykładzie oazy Mhamid)..... 169

Brahim El Fasskaoui
Południowo-wschodnie obszary Maroka: formy i organizacja życia na pustyni..... 181

Andrzej Barczuk, Maciej Dłużewski, Lidia Dubis, Krzysztof Skocki
Rozwój pól wydmowych Ergu Chebbi..... 187

Teresa Brzezińska-Wójcik, Irena Tsermegas
Geologiczne uwarunkowania rozwoju rzeźby Atlasu Wysokiego na przykładzie wąwozu Ziz..... 217

Ali Taous
Płaskowyż Atlasu Średniego (część południowo-centralna) w aspekcie rzeźby krasowej i ewolucji przestrzennej..... 229

Przedmowa

Warsztaty Geomorfologiczne w Maroku to kolejna, po Warsztatach w Egipcie i Tunezji, konferencja terenowa organizowana w Afryce Północnej przez pracowników Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego. Podobnie jak poprzednio, przedsięwzięciu temu patronuje Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich.

Opracowania zamieszczone w prezentowanym tomie przygotowali autorzy reprezentujący sześć marokańskich uniwersytetów, w tym Uniwersytet w Rabacie, z którym związany jest profesor Abdellah Laouina, Przewodniczący Stowarzyszenia Geomorfologów Marokańskich. Ze strony polskiej w przygotowaniu tekstu uczestniczyły osoby z różnych uczelni, prowadzące wcześniej badania na terenie Afryki.

Kolejność zamieszczonych tekstów jest zgodna z programem Warsztatów. Tom otwierają dwa artykuły stanowiące tło dla dalszych rozważań. Pierwszy, pióra A. Laouiny zawiera ogólne omówienie rzeźby Maroka, drugi, zbiorowy (A. Laouina, M. Chaker, R. Nafaa, A. Ferreira, S. Van Dijck), dotyczy badań nad erozją.

Dalsze artykuły poświęcone są prezentacji wyników badań szczegółowych. Kolejno przedstawiono analizę osadów i form o różnym pochodzeniu w rejonie Rabat-Salé (H. Brückner, A. Laouina, M. Tailassane, A. Watfeh), charakterystykę regionu Abda-Doukkala (M. Mouhiddine) oraz omówienie zróżnicowania rzeźby trzech obszarów w Atlasie: doliny Ourika i Oukaimeden (A. Nahid), Jebel Toubkal (K. Krzemień) oraz Demnate i Azilal (A. Benali).

Następne opracowania dotyczą regionu Coude du Dra. Jego charakterystykę omawiają M. Dłużewski i K. Krzemień, glebami zajmuje się S. Skiba. Wyniki badań dotyczących rozprzestrzeniania się pól wydmowych w tym regionie przedstawiają M. Dłużewski oraz K. Skocki, którego pomiary opierają się na wykorzystaniu obrazów satelitarnych. Szczegółowe cechy osadów wydmowych przedstawione zostały w artykule B. Woronko dotyczącym charakteru powierzchni ziarn kwarcowych budujących wydmy tego regionu oraz w artykule A. Barczuka i M. Dłużewskiego poświęconym składowi mineralno-litologicznemu osadów eolicznych. W dalszym ciągu, M. Dłużewski, L. Dubis i B. Woronko zajmują się formami wymuszonej akumulacji eolicznej, a M. Dłużewski, E. Mycielska-Dowgiałło, K. Radwańska, B. Woronko – genezą pagórków tamaryszkowych. B. Izmaiłow i K. Krzemień analizują morfologiczną rolę koryt rzek epizodycznych na obszarze Jebel Bani, ograniczającym od północy region Coude du Dra.

Następne artykuły odnoszą się do warunków życia w południowym Maroku. Artykuł S. Skiby i M. Skiby dotyczy oceny możliwości rozwoju rolnictwa w rejonie Mhamid, którą przedstawiono na podstawie analizy właściwości gleb. K. Sobczak omawia wpływ pustynnienia na migracje ludności, a B. Fasskaoui zajmuje się organizacją życia na pustyni.

W kolejnym artykule omówiono rozwój Ergu Chebbi, który tworzą najwyższe wydmy w Maroku (A. Barczuk, M. Dłużewski, L. Dubis, K. Skocki).

Tom zamykają dwa opracowania poświęcone geologicznym uwarunkowaniom rozwoju rzeźby Atlasu Wysokiego (T. Brzezińska-Wójcik, I. Tsermegas) oraz rzeźbie krasowej Atlasu Średniego (A. Taous).

Sądzę, że prezentowane opracowania przyczynią się do sprawnego przebiegu Warsztatów oraz do uściślenia i ułatwienia dyskusji naukowej, a także zwrócą uwagę, nie tylko wyjeżdżających do Afryki, na wyjątkową różnorodność środowiska przyrodniczego Maroka.

Andrzej Richling

Ryc. I. Mapa lokalizacyjna obszarów badań.
1-obszar Coude du Dra, 2-obszar Erg Chebbi.

Zarys morfostrukturalny i geomorfologiczny Maroka

Abdellah Laouina
Wydział Filologii i Nauk Humanistycznych, Uniwersytet Mohameda V, Rabat
e-mail: laouina@menara.ma

Maroko, położone na północno-zachodnim skraju kontynentu afrykańskiego, jest częścią Maghrebu – regionu geograficznego ograniczonego od północy przez Morze Śródziemne, od zachodu przez Atlantyk, a od południa i południowego-wschodu przez Saharę. Ten uprzywilejowany geograficznie region stanowi łącznik pomiędzy kontynentem europejskim i afrykańskim. Duża rozciągłość równoleżnikowa Maroka, długość linii brzegowej (3000 km nad Atlantykiem i 500 km nad Morzem Śródziemnym), a także dynamika rzeźby, mają istotny wkład w duże zróżnicowanie środowisk oraz krajobrazów geograficznych.

Rzeźba w dużej części nawiązuje do kształtu zamknięcia kontynentalnego Morza Śródziemnego przez kontynent afrykański. Zamknięcie Morza Śródziemnego tworzą hercynidy powstałe w końcu ery paleozoicznej. W mezozoiku i na początku trzeciorzędu uległy one przekształceniu w bruzdy i obniżenia sedymentacyjne. W oligocenie a następnie w neogenie, naprężenia tektoniczne typowe dla obszaru śródziemnomorskiego zakończyły formowanie dwóch ciągów górskich – Rifu na północy i Atlasu na południu.

Równiny marokańskie, rozwinięte z zachodu na wschód od 300 do 400 km, nawiązują do pasm górskich tworzących podstawę podziału regionalnego. Topograficznie Maroko może być podzielone na 3 części: górską – obejmującą Atlas i Rif, atlantycką – na którą składają się równiny i spłaszczenia oraz największą – marokańską wschodnią z Saharą, składającą się z platform rozdzielonych mniej lub bardziej wyraźnymi pasmami górskimi.

Pod względem strukturalnym Maroko składa się z czterech jednostek:

- jednostki stabilnej od najdawniejszych czasów, która rozciąga się od Mauretanii na południu po strefę południowego Atlasu na północy; jednostka obejmuje zatem pasmo Antyatlasu, równiny i hamady Presahary, jak również całość Sahary atlantyckiej,
- jednostki górskiej Atlasu, składającej się z wyniesionych pasm, których różnowiekowe trzony zostały sfałdowane, zdyslokowane i wyniesione na początku trzeciorzędu, a następnie ulegały licznym cyklom deformacyjnym i erozyjnym,
- jednostki mesety, którą tworzą równiny i wyniesione spłaszczenia Maroka atlantyckiego oraz na wysokie równiny marokańsko – orańskie na wschód od Atlasu Średniego. Obejmuje regiony sfałdowane pod koniec paleozoiku (orogeneza hercyńska), które od etapu środkowo triasowego wyrównywania powierzchni pozostały stabilne (nie licząc wielkopromiennych ruchów wznoszących). W starych masywach rozwinęły się dzięki tym ruchom szerokie baseny sedymentacyjne z dosyć miąższą pokrywą, a także baseny fosforytowe oraz obniżenia podlegające subsydencji z miąższą akumulacją osadów.
- jednostki Rifu na północy, która pokrywa się z granicą algierskiego Atlasu Tellskiego. Strefa ta pozostała zanurzona i była obszarem sedymentacji aż do miocenu; gwałtowne ruchy kompresyjne sprzyjały ślizganiu warstw nasuwanych ku południowi, a więc w kierunku bruzdy południowego Rifu, oddzialającej jednostkę Rifu od jednostek mesety i Atlasu.

1. Jednostka południowa Antyatlasu i Sahary.

Strefa saharyjska i przedsaharyjska rozciąga się na południe od pasma Atlasu i łączy Maroko z Afryką zwrotnikową. Jest związana z tarczą afrykańską, która od końca prekambru ulegała jedynie nieznacznym deformacjom. Ten stary cokół (granitowy, riolitowy i łupkowy), fałdowany, dyslokowany

i wyrównywany (Ifni-Kerdous-Saghro-Ougnat) został przykryty przez bardzo miąższe serie paleozoiczne, zapoczątkowane przez wapienie formujące szkielet Antyatlasu, które następnie zostały przykryte łupkami osłoniętymi formacjami piaskowcowymi i kwarcytami. Ogólna struktura w kierunku południowym i południowo-wschodnim posiada odmienną rzeźbę erozyjną, rozwiniętą w wyniosłych grzbietach i szerokich łupkowych obniżeniach (region Bani, Dra, Tafilalt). Struktura ta zanurza się pod współczesnymi pokrywami hamady Seguiet el Hamra na SW, Tindouf'u w centrum i Guir na wschodzie. Związane są z nimi bardzo monotonne wyniesione równiny, rozciągające się na znacznych przestrzeniach. Materiał tych równin utrwalony jest plioceńskimi wapieniami jeziornymi. Również inne, starsze formacje przykrywają osady paleozoiczne. Należy do nich w szczególności pokrywa kredowa, będąca podłożem pustyń kamienistych na południowym zachodzie (region Laayoune) i obszaru Tafilalt (Kem Kem ku S i Meski ku N).

W kierunku SE i S podłoże ponownie się wznosi. Serie paleozoiczne tworzą krajobraz appallachijski z grzbietami i obniżeniami. Dalej występuje wyrównane podłoże prekambryjskie zbudowane z granitoidów i skał metamorficznych rozciągające się w kierunku Mauretanii.

Nieco wcześniej ten szeroki obszar uległ maghrebskiej transgrasji atlantyckiej, która utworzyła rozległą wstęgę brzeżną, zbudowaną z piaskowców i wapieni morskich. Ostatnie przekształcenia były przede wszystkim wywołane ruchami neotektonicznymi oraz stanowiły efekt zmian klimatycznych. Zgodnie z ewolucją tektoniczną można wyróżnić strefy wciąż podnoszone i erodowane (góry i spłaszczenia), strefy bardziej stabilne w obniżeniach, zakryte przez formacje powierzchniowe (bruzdy Dra w szczególności) oraz niecki bardziej lub mniej obniżone, jak Souss, Khéla z Ouarzazate lub Tafilalt. Suchość klimatu wyjaśnia wyjątkowość form rzeźby: lekkość krawędzi, liczne załomy, duże nachylenie podciętych stoków, poniżej których rozciągają się zagłębienia; procesy i formy eoliczne w misach piaszczystych; silnie rozcięte obniżenia krasowo-deflacyjne, niektóre schodzące poniżej poziomu morza, itd.

2. Jednostka atlantycka

Atlas tworzą masywne, podniesione jednostki, ciągnące się od Atlantyku do granicy algierskiej na szerokości od 150 do 200 km. Atlas Wysoki i Atlas Średni są górami młodymi z wysokimi szczytami. Są to regiony zasobne w wodę, pokrywę leśną i pastwiska, o uderzających kontrastach między stokami północnymi i bardziej nasłonecznionymi, południowymi.

Fałdy nasunięte zbudowane są z paleozoicznych, epikontynetalnych osadów morskich, z przewagą karbońskich. Razem z tą pokrywą, silnemu podniesieniu uległy także bloki tarczy hercyńskiej i prekambryjskiej, zwłaszcza w Wysokim Atlasie zachodnim, gdzie tworzą one najbardziej wyniosłe pasma górskie Afryki Północnej.

Atlas obejmuje najwyższe grzbiety górskie Maroka (4165 m n.p.m. w Atlasie Wysokim, 3331 m n.p.m. w Atlasie Średnim). Składa się z szerokich jednostek o budowie masywnej, z rzeźbą krawędziową. Budowa cokołu wymusza wydłużenie jednostek strukturalnych. Najważniejsza granica pokrywa się z nasunięciem Atlasu Południowego i przebiega wzdłuż południowego skłonu Atlasu Wysokiego. Charakter rzeźby związany jest z przeważającym stylem tektoniki, reprezentowanym przez fałdy skrzynkowe, zwłaszcza w paśmie Azilal; istnieją także we wschodnim Atlasie Wysokim antykliny ściśnięte i przesunięte. Ostatnie i wciąż zachodzące ruchy wznoszące tłumaczą duże deniwelacje i widoczną w przekroju wyrazistość rzeźby.

Wiele problemów związane jest ze zróżnicowaniem litologicznym oraz układami tektonicznymi. Możliwe jest wyróżnienie czterech głównych typów rzeźby:

- plateau krasowe zbudowane z wapieni, przekształcane przez procesy krasowe, odpowiadające strukturze płytowej, lokalnie ondulowanej lub ściętej (NW Atlas Średni);
- izolowane grzbiety górskie pośrodku szerokich obniżeń synklinalnych lub szerokie obniżenia, wycięte i wyrównane, odpowiadające kierunkom tektonicznym wschodniej części Atlasu Wysokiego i Atlasu Saharyjskiego w Algierii;
- Struktury wapieni masywnych tworzą silnie sfałdowane grzbiety, pochylone i ścięte, budujące centralną część Atlasu Wysokiego, regionu najtrudniej dostępnego w Maroku
- Podłoże paleozoiczne i prekambryjskie uległo maksymalnemu podniesieniu na południe od Marrakeszu, w zachodniej części Atlasu Wysokiego. Podłoże, silnie pocięte uskokami, z głęboko wcię-

tymi dolinami i stromymi stokami jest pozbawione pokryw stokowych, z powodu silnej erozji. Charakterystyczne są duże deniwelacje.

3. Jednostka mesety

Region wschodni (wysokie równiny marokańsko-orańskie oraz równiny i plateau Maroka atlantyckiego) założony jest na platformie niedawno poddawanej ruchom deformacyjnym. Wyróżnić można w ich obrębie dwa typy rzeźby: starych masywów i równin akumulacyjnych.

Rozległy „amfiteatr" Maroka atlantyckiego jest założony na równinach przybrzeżnych (Gharb, Chaouia, Doukkala) oraz równinach wewnętrznych (Tadla, Haouz), oddzielonych przez wyniesione równiny bardziej lub mniej jednorodne (Plateau central, Rehamna, Plateau des Phosphates). Region jest otwarty na wpływy oceaniczne. Sprzyjające warunki klimatyczne przyczyniły się do wykształcenia dobrych gleb oraz zapewniły potencjał do prowadzenia irygacji.

Podłoże paleozoiczne zostało tutaj silnie sfałdowane w czasie orogenezy hercyńskiej i uległo całkowitemu wyrównaniu na początku triasu. Obszar ten pozostał lądem do okresu jury, lecz w kredzie i w eocenie ponownie ulegał zalewom morskim. Zalewy morskie stworzyły baseny sedymentacyjne Khouribga i Gantour, w których odłożyły się serie marglisto-wapienne i piaszczyste, jak również rozległe pokrywy fosforytowe. Ewolucja tektoniczna współtworzyła z procesami erozyjnymi rzeźbę rozcięć wyciętych w starych masywach. W obszarze tym zaznaczyła się także tendencja do wynoszenia (Plateau Centralne, Rehamna, Jbilet), w wyniku czego powstało wiele poziomów zrównań, takich jak Plateau Oulmès. Można zauważyć, że przypomina to typ rzeźby zagłębień erozyjnych innych niż typ appallachijski (przykład z obniżenia Azrou), zaś widać wyraźnie, że obszary sedymentacyjne związane są z rzeźbą strukturalną kuest i krawędzi.

Marokańska jednostka mesety atlantyckiej jest znana ze względu na procesy subsydencji w strefie brzegowej, które doprowadziły do powstania równin i obniżeń. Równiny wewnętrzne są strefami przedgórza Atlasu, odwadnianymi przez duże ouedy: Oum Rbia dla równiny Tadla, Tensift dla równiny Haouz. U podnóża gór powstały rozległe stożki napływowe, zaś część materiału ulegała dalszemu wynoszeniu przez ouedy. Centralna część równiny jest zbudowana z osadów młodszych.

Równiny przybrzeżne są bardziej złożone, ze względu na otoczenie przez wyniesione równiny oraz obszary morskich zalewów maghrebskich. Z tej przyczyny, składają się one z dwóch części: węższego lub szerszego pasa przybrzeżnego o rzeźbie falistej, pochodzenia morskiego i wydmowego, oraz strefy wewnętrznej nadbudowanej osadami zrzucanymi z lądu, włożonymi skrzynkowo jedne w drugie, ze względu na stabilność tektoniczną obszaru. W niektórych miejscach znajdują się stare aluwia piaszczyste i współczesne czarne osady ilaste rozwinięte na brzegach obszaru, z racji czego istnieje duża zmienność warunków edaficznych.

Na wschód od Atlasu Średniego, jednostka mesety jest bardziej złożona. Składa się z obniżonej, wyrównanej rynny ciągnącej się wzdłuż doliny Moulouya oraz wysokich stabilnych równin, na których pod koniec trzeciorzędu zakumulowały się wapienie jeziorne. Te wysokie równiny należą do krajobrazu platformowego, który podlegał licznym etapom wyrównywania i kolejnym fazom sedymentacji. Swój kształt uzyskał ostatecznie w pliocenie.

Część północna jednostek mesety i Atlasu jest złożoną strefą, która oddziela te dwie jednostki od jednostki Rifu. Styka się ona z obniżeniem południowego Rifu, które po zalaniu nasuniętych warstw funkcjonowało jako zatoka morska łącząca w tortonie i mesynie Atlantyk z Morzem Śródziemnym. Ta podlegająca obniżaniu zatoka była strefą sedymentacji morskiej, następnie w pliocenie – osadów jeziornych, takich jak wapienie Sais. Część tej zatoki była obniżana aż do czwartorzędu. Dotyczy to dzisiejszej równiny Gharb, która pozostała obniżającym się basenem i jako równina stanowi bazę erozyjną ouedu Sebou i jego dopływów.

4. Jednostka Rifu

Rif tworzy rozległy łuk, składający się z nasuniętych warstw, które pochyliły się z północy na południe a następnie, w miocenie, znalazły się w obecnym położeniu. Rif jest pasmem typu alpejskiego, składającym się z jednostek, mniej więcej równoległych do wybrzeża Morza Śródziemnego.

Początkiem formowania Rifu była geosynklina, która funkcjonowała od triasu i wypełniła się miąższymi osadami, w szczególności łupkowo-piaskowcowymi. W południowej części obniżenia sedymentacyjnego są to lokalnie także wapienie lub margle.

W górnym miocenie ruchy tektoniczne przyczyniły się do tworzenia warstw, które następnie ślizgały się w kierunku południowym. Najdalej na południu występują gliniasto-margliste warstwy Prerifu. Wewnętrzna strefa Rifu składa się przede wszystkim z parautochtonicznego fliszu, który podściela warstwy fliszowe. Na północy pasma występują warstwy złożone z osadów centrum geosynkliny, to znaczy z warstw wapieni formacji dorsalu i warstw paleozoicznych wybrzeża Morza Śródziemnego. Pasmo Rifu jest młode i nigdy nie podlegało ogólnym procesom zrównującym. W przeciwieństwie do pozostałych obszarów, Rif jest pasmem dynamicznie rozcinanym przez układ dopływów Ouerrha na skłonie południowym oraz przez krótkie ouedy, które schodzą w kierunku Morza Śródziemnego

Gleby

Współczesne gleby ukształtowane zostały w wyniku długiej ewolucji pod wpływem klimatu i pokrywy roślinnej. Warunki klimatyczne podlegały głębokim, cyklicznym zmianom od momentu wynurzenia mio-plioceńskiego. Klimat, struktura rzeźby i litologia wyjaśniają zróżnicowanie przestrzenne gleb i odmienność ich typów zależnie od topografii. Elementy te są silnie powiązane z rozwojem i zróżnicowaniem rolnictwa marokańskiego.

W wilgotnych i średnio wilgotnych środowiskach morskich, czerwonoziemy zawierają czasem wytrącenia i skorupy żelaziste, ponieważ w obszarach sztucznie nawadnianych ługowanie powoduje zubożenie wyższych poziomów glebowych oraz wytworzenie poziomów ilastych, które z kolei mogą sprzyjać rozwojowi procesów hydromorficznych. Lokalnie występują nawet gleby typu podzols.

W środowisku kontynentalnym, ze względu na następowanie po sobie faz laterytyzacji, przemywania i oskorupienia węglanowego, gleby są mniej miąższe. W górach można znaleźć gleby brunatne leśne, z dużą zawartością humusu. O wiele powszechniej, na wychodniach skalnych dominują litosole i rankery.

Środowisko półsuche jest przede wszystkim reprezentowane przez rozwój oskorupienia węglanowego. Równocześnie można znaleźć słabo rozwinięte gleby na podłożu kamienistym na tarasach i stokach, terra rossa na wychodniach skał wapiennych i oskorupieniach, vertisole na równinach zbudowanych z osadów ilasto-mułkowych z tendencją do wyraźnej retencji.

W klimacie suchym i saharyjskim, procesy solne w glebach są częste i wzmagają się w trakcie nawadniania. Czasem, w dolnych odcinkach dolin i w ujściach ouedów tworzą się gleby halomorficzne. Gleby inicjalne, słabo wykształcone występują na obszarach półpustynnych i pustynnych (krawędzie skalne, regi i pustynie kamieniste, pustynie piaszczyste oraz izolowane wydmy na równinach i w dolinach).

Najnowsze pomiary erozji w Maroku

Abdellah Laouina
Wydział Filologii i Nauk Humanistycznych, Uniwersytet Mohammeda V, Rabat
laouina@menara.ma,

Miloud Chaker
Wydział Filologii i Nauk Humanistycznych, Uniwersytet Mohameda V, Rabat,
mchaker@caramail.com

Rachida Nafaa
Wydział Filologii i Nauk Humanistycznych, Mohammédia,
r.naffa@univh2m.ac.ma

Antonio Ferreira
Uniwersytet Aveiro, Portugalia,

Simone Van Dijck
Instytut Alterra, Wageningen, Holandia

W śródziemnomorskich regionach Maroka, które charakteryzują się nieregularnymi opadami i intensywnymi burzami, środowisko przyrodnicze jest szczególnie zagrożone antropopresją (Chaker 1995). Proces degradacji krajobrazu jest w coraz większym stopniu związany z rozwojem społeczno-gospodarczym i zarządzaniem surowcami naturalnymi. Duże znaczenie ma nadmierny wypas, wycinanie lasów i powiększanie użytków rolnych, często na niewłaściwych glebach. Zjawiska te prowadzą do erozji gleb na wielką skalę oraz do zamulania sztucznych zbiorników wodnych. Koncentracja zaludnienia oraz wypas na stokach powoduje zanik pokrywy roślinnej, szybką degradację gleby, rozwój bruzd erozyjnych i wąwozów.

Wspomniane procesy stanowią zagrożenie dla zrównoważonego rozwoju, a ich szybkie tempo zmusza do podjęcia niezwłocznej interwencji w celu zapobieżenia negatywnym przemianom środowiska.

Degradacja krajobrazu, związana ze zmianami w rolnictwie, zagraża procesom zasilania wód gruntowych. Obserwuje się narastanie zagrożenia na obszarach wykorzystywanych jako grunty orne, lasy i pastwiska. Zmiany w rolnictwie to także starzenie się społeczeństwa wiejskiego, coraz bardziej złożona struktura własności ziemi (liczba regulacji prawnych, dominacja małych gospodarstw, rozdrobnienie wskutek dziedziczenia, wzrost liczby ludzi mających prawo do wspólnej ziemi), urbanizacja obszarów o dużej wartości rolniczej wokół miast. Równolegle, tradycyjne rolnictwo małoobszarowe ulega marginalizacji na korzyść nowoczesnego, wielkoobszarowego. To ostatnie jest w głównej mierze odpowiedzialne za nieefektywne wykorzystywanie wody, zanieczyszczenie gleby i wód gruntowych oraz za zasolenie obszarów nawadnianych.

Degradacja krajobrazu przejawia się niszczeniem szaty roślinnej wskutek wylesienia, ubytkiem poziomu humusowego gleb w wyniku erozji eolicznej i wodnej, oskorupieniem, powstawaniem orsztynu oraz nadmiernym wypasem prowadzącym do zaniku roślinności i zwiększenia kompakcji gleby. Proces wylesiania i równoczesnego rozszerzania się powierzchni gruntów ornych zachodzi od początku XX w. Zasięgi lasów utrzymują się w zasadzie bez zmian od lat 1920–1930, jednakże stale wycina się drzewa wewnątrz obszarów leśnych. Na pastwiskach zachodzi nieprzerwanie degradacja szaty roślinnej wskutek nadmiernego wypasu.

Na gruntach ornych miąższość gleby się zmniejsza, dochodzi do oskorupienia i kompakcji. Dzieje się to na skutek skrócenia okresu i zmniejszenia obszarów ugorowania, mechanizacji oraz orki wzdłuż stoku.

Wszystkie wspomniane procesy prowadzą do zmniejszenia infiltracji wody opadowej, która tym samym nie zasila wilgoci glebowej i nie przenika do przypowierzchniowych wód gruntowych. Równocześnie zwiększony odpływ powierzchniowy powoduje zamulanie i zanieczyszczenie sztucznych zbiorników wodnych, które odgrywają ważną rolę przy zaopatrzeniu w wodę w okresach suchych. Problemy te nie występują jedynie w regionie na południowy-wschód od Rabatu, ale dotyczą także innych górskich i półsuchych obszarów Maroka takich jak góry Prerifu**.**

Od 1990 r. grupa geomorfologów działających z ramienia UNESCO „Chair on Environment management and sustainable development" przeprowadziła badania erozji w różnych regionach Maroka. Wiele z tych prac prowadzono we współpracy z różnymi instytucjami naukowymi w ramach wspólnych projektów, częściowo finansowanych przez UE.

1. Pomiary w lesie Mamora i we wschodnim Maroku (1990–1995)

Prace terenowe przeprowadzone zostały przez grupę geomorfologów w ciągu pięciu lat (1990–1995), przy wsparciu ze strony Zarządu Lasów. Ich celem była ocena wpływu transformacji w gospodarce na środowisko naturalne.

Oprzyrządowano dwa pola badawcze, w obrębie których dokonywano obserwacji w wielu miejscach. W dwóch przypadkach skupiono się na głównych zagadnieniach degradacji krajobrazu: kartowano zmniejszającą się powierzchnię pokrytą przez szatę roślinną, oceniano efekty spływu powierzchniowego, kartowano rozwój wąwozów, szacowano wielkość erozji eolicznej oraz oceniano obniżenie poziomu wód gruntowych (Chaker 1995). Każde miejsce, w którym dokonywano obserwacji składało się z poletek o jednakowym nachyleniu, o powierzchni 100 m^2. Jedynymi elementami wyróżniającymi poszczególne poletka były: gleba i użytkowanie ziemi. Na poletkach tych mierzono sumę opadu i jego intensywność, wielkość odpływu, masę materiału transportowanego w zawiesinie oraz ubytek gleby. Zawiesina mierzona była w próbkach wody pobranej u podstawy stoków po każdym opadzie deszczu. Próbki suszono, a następnie ważono materiał wyniesiony z poletka.

Porównanie wyników otrzymanych z podobnych poletek znajdujących się pod wpływem różnych warunków klimatycznych i mających różną pokrywę glebową prowadzi do następujących wniosków:

- W półsuchym środowisku regionu Bou Khouali-Tanecherfi (wschodnie Maroko), naturalna szata roślinna jak i zboża mają podobne znaczenie – pełnią niewielką rolę ochraniającą. Jedynie w przypadku względnie gęstego zbiorowiska (mattoral) (ponad 30% powierzchni) wysoki odpływ[1] zdarza się rzadko.
- Na glebie piaszczystej, przy południowej granicy Mamory, wysoki odpływ jest bardzo istotny prawie we wszystkich sytuacjach, a gleba jest dobrze chroniona tylko przez naturalny las dębów korkowych. Uprawa pszenicy chroni glebę przy opadzie o średnim natężeniu, ale nie w przypadku długotrwałych i intensywnych opadów.

W warunkach subwilgotnych całoroczna uprawa ziemi stanowi dobrą ochronę gleby. Na glebach piaszczystych i suchych pierwsze deszcze – z wyjątkiem wyjątkowo nawalnych – lepiej infiltrują, gdy ziemia jest zaorana. Szybki wzrost gęstego zboża zapobiega funkcjonowaniu odpływu w zimie i na wiosnę. W przypadku obszarów pagórkowatych, nawet gdy stoki mają umiarkowane nachylenie, pozostawienie ziemi bez uprawy lub przeznaczenie jej pod uprawę pozostawiającą duży procent niezajętej ziemi (np. kukurydza), jest bardzo niekorzystne i w związku z tym zalecane jest jedynie na obszarach równinnych.

2. Symulatory opadów atmosferycznych w Tatoft i Benslimane (1996–1999)

Spływ powierzchniowy i tempo erozji określone zostały przy zastosowaniu symulatorów opadu (CERDA i in. 1997) w ramach projektu MEDCHANGE (INCO-MED), przy współpracy z Aveiro University.

[1] Deszcz erozyjny definiowany jest jako opad, który spowodował odpływ ponad 0,1 mm (odpływ 10 litrów z poletka 100 m^2); wysoki odpływ przekracza 1 mm (100 litrów z poletka 100 m^2 lub 10m^3 z hektara).

Symulator składa się z urządzenia natryskującego umieszczonego 2 m nad ziemią, dzięki któremu można uzyskać opad o jednakowym natężeniu 50,5 mm na godzinę na powierzchnię 1 m^2. Umieszcza się ostrożnie w gruncie niewielki okrąg o powierzchni 0,24 m^2 . W jego środku wciska się na 6 cm w glebę sondę TDR Theta. Pomiary odpływu i wilgotności gleby wykonywane były co minutę. W ciągu pierwszych 15 minut od rozpoczęcia odpływu pobierano 3 próbki spływającej po powierzchni zawiesiny, następnie kolejną, czwartą próbkę w środku trwania eksperymentu i ostatnią, piątą pod koniec. Opad symulowano przez 1 godzinę.

Próbkę gleby pobierano po każdej symulacji opadu i każdorazowo wykonywano 20 pomiarów odporności gleby na przepuszczalność i na ściśliwość. Próbki przesiewano przez sito 2 mm, udział drobnych frakcji określano przy użyciu urządzenia „Coulter LS Particle Size Analyzer". Udział substancji organicznej określano metodą strat prażenia w temperaturze 550 °C w czasie 120 minut.

Wszystkie badane obszary leżą w zasięgu naturalnego występowania dębu *Quercus suber* (roczna suma opadów od 500 do 900 mm, wyraźnie zaznaczająca się letnia pora sucha).

Powstawanie spływu powierzchniowego.

Lasy dębowe z *Quercus suber* stanowią mało zmienny rodzaj użytkowania ziemi i odpływ powierzchniowy stanowi zaledwie do 10% opadu atmosferycznego. Wypas prowadzony wśród drzew przyczynia się do znacznie większego odpływu. Całkowite wycięcie drzew zwiększa odpływ dwukrotnie bardziej niż wypas prowadzony w lesie. Odpływ z ugorów stanowi maksymalnie 53,5% opadu. Często orana ziemia podczas ugorowania użytkowana jest jako pastwisko dla owiec, kóz i krów. Powoduje to bardzo silną kompakcję gleby i szybki odpływ powierzchniowy. Ten sam proces zachodzi na ziemi użytkowanej jako matorral, na której, pomimo braku orki, intensywny wypas powoduje zwiększenie odpływu. Sadzenie nowych lasów (sosnowych i eukaliptusowych) zwiększa odpływ z powodu utrudnionego poboru wilgoci przez glebę lub z powodu niewielkiego podszytu i braku dobrze wykształconej ściółki.

Wielkość materiału mineralnego i organicznego ulegającego erozji

Mimo, że wielkość odpływu powierzchniowego ma istotny udział w sumie materiału erodowanego, relacja ta nie jest liniowa. Erozja z obszarów leśnych (*Quercus suber*) jest najmniejsza i wynosi średnio poniżej 1 $g \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$. Pomimo dużego odpływu powierzchniowego obszary względnie niezmienionego matorralu charakteryzują się niewielką erozją (zwykle poniżej 10 $g \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$), co dowodzi istotnego wpływu roślinności na wewnętrzną spójność gleby i przytrzymywanie osadu mineralnego. Na tych względnie nie zaburzonych glebach, udział wyniesionej substancji organicznej stanowi zwykle ponad 10% całkowitej masy wyerodowanego materiału. W niektórych przypadkach udział ten stanowi 30%. Wskazuje to na uruchamianie poziomu próchnicznego podczas szczególnie intensywnych opadów.

3. Badania reakcji hydrologicznej i transportu dennego w regionie Rabatu (2000–2003).

Badania eksperymentalne w regionie Sehoul prowadzone były w ramach projektu CLIMED (INCO--MED ICA3-2000-30005) przy współpracy z Aveiro University. W rejonie Matlak niedaleko Rabatu oprzyrządowano niewielką zlewnię (70 ha), mającą pokrywę glebową o niewielkiej pojemności infiltracyjnej – wilgotne gleby brunatne (cambisole), często orane, wykorzystywane pod uprawy lub jako pastwiska.

Badano zmienność czasową i przestrzenną procesów infiltracji wód opadowych oraz zachowanie się systemu wód gruntowych. Wpływ degradacji krajobrazu na infiltrację analizowany był przez badanie procesów hydrologicznych zachodzących w zlewni wskutek każdorazowego opadu deszczu. Erozja związana z opadem deszczu była modelowana przy zastosowaniu modelu hydrologicznego LISEM.

Zaprojektowanie eksperymentu wraz z symulacją opadów miało na celu określenie odpływu powierzchniowego i masy akumulowanego pod każdym stokiem materiału. W tym celu zbudowano specjalne zapory z czujnikami poziomu wody, które pełniły także rolę łapaczy.

Odpływ powierzchniowy modelowano korzystając z empirycznego modelu Limburg Soil Erosion Model, zaprojektowanego specjalnie dla małych zlewni rolniczych. Model ten, oparty na GIS, po wprowadzeniu przestrzennie zróżnicowanych parametrów i określeniu warunków początkowych, daje zróżnicowane przestrzennie wartości odpływu powierzchniowego w dowolnym czasie prowadzenia symulacji.

Otrzymuje się także takie wyniki jak całkowita suma opadów, całkowita objętość odpływu i wartość przepływu w profilu zamykającym zlewnię.

LISEM wykorzystuje mapy właściwości fizycznych gleb, mapy powierzchni gleb oraz mapy przedstawiające różne parametry upraw. Mapy te otrzymano przypisując wartości poszczególnych parametrów polom podstawowym wyznaczonym na podstawie analizy użytków rolnych i jakości gleb.

Warunki początkowe do modelu LISEM obejmują szorstkość powierzchni gleb i inicjalną wilgotność gleb. Szorstkość wprowadzoną do modelu w celu jego kalibracji otrzymano na drodze pomiarów terenowych.

Otrzymane wartości odpływu powierzchniowego zależą od kilku czynników:

1) niskiej pojemności infiltracyjnej gleb pylasto-ilastych będącej wynikiem zmniejszenia przestrzeni porowej i kompakcji przez wypas bydła; wpływ ten znajduje odzwierciedlenie w niskich wartościach przewodności hydraulicznego ośrodka nasyconego (<1 mm/h);

2) ograniczonej retencji wilgoci glebowej wskutek ograniczonej miąższości gleb (40 cm na erodowanych stokach o ekspozycji południowo-wschodniej) lub wskutek istnienia nieprzepuszczalnego poziomu (poziom wytrącania węglanu wapnia lub poziom Bt);

3) skąpej szaty roślinnej na ugorach i pastwiskach mającej odzwierciedlenie w niskich wartościach wskaźnika powierzchni liścia.

Wyniki pokazują, że w badanej zlewni duży i szybki odpływ powstaje jako reakcja na intensywny opad (szybka odpowiedź hortonowska na intensywny opad przy braku wody podczas długich okresów suchych).

Badanie procesów związanych z transportem osadów i odpływem w skali poszczególnych stoków prowadzone jest w celu identyfikacji wpływu różnego użytkowania gruntu na procesy hydrologiczne i erozję.

Wyniki modelowania LISEM pokazują, że odpływ powierzchniowy, ale niekoniecznie erozja gleby, powstaje głównie na dawnych pastwiskach i na ugorach. Te ostatnie są mniej podatne na powstawanie odpływu jeżeli pozostawi się na nich roślinność na okres zimowy i wiosenny, a resztki upraw pozostaną na polu na okres jesieni (ogranicza to ich wykorzystanie jako pastwiska). Najbardziej sprzyjają powstawaniu odpływu dawne pastwiska, na których gleba uległa degradacji wskutek uprzedniej nadmiernej orki. Na drugim miejscu plasują się pola niedawno zaorane, gdyż struktura ich gleby została zniszczona, doszło do oskorupienia i powstania żłobków erozyjnych. Pomimo mniejszych wartości odpływu powierzchniowego pola te doświadczają jednak większej erozji w porównaniu z dawnymi pastwiskami, szczególnie podczas jesiennych opadów burzowych (Laouina i in. 2000). Tłumaczy się to koncentracją odpływu w bruzdach pomiędzy skibami i powstawaniem bruzd erozyjnych, szczególnie w przypadku orki wzdłuż stoku. Odpływ powierzchniowy z pastwisk jest mniej skoncentrowany, zatem może czasem zasilać wody gruntowe w procesie powtórnej infiltracji zachodzącej w dolnych partiach stoków i przyczynić się do lepszego wzrostu upraw. W niektórych przypadkach odpływ ten zawierający niewiele osadu może zasilić wody zgromadzone w sztucznych zbiornikach retencyjnych stanowiących główne źródło wody do irygacji i dla miast. Symulacja odpływu powierzchniowego potwierdza, że na polach ornych odpływ jest mniejszy niż na pastwiskach, nawet gdy orka prowadzona jest wzdłuż linii spadku. Symulacja nie wskazuje jednakże na rodzaj zachodzącego odpływu powierzchniowego ani na związaną z nim erozję gleby.

Zmiana kierunku orki na zgodny z przebiegiem poziomic zmniejsza całkowity i maksymalny przepływ zmierzony w profilu zamykającym zlewnię, ale tylko w przypadku, gdy odpływ nie skoncentruje się w bruzdach pomiędzy skibami i gdy wartości szorstkości hydraulicznej i retencji powierzchniowej są niskie. Warunki te są spełnione, gdy powierzchnia gleby zostanie po zaoraniu wyrównana.

Mniejszy odpływ rejestrowano na polach zaoranych i obsianych zbożem wczesną jesienią i na polach niedawno pozostawionych jako ugory, nie zaoranych jesienią i z pozostawionymi resztkami upraw. W perspektywie zamiany pastwisk na grunty orne, utrata wody opadowej w procesie odpływu powierzchniowego oraz erozja mogą zostać zahamowane przez wczesną orkę równoległą do poziomic, a następnie wyrównanie powierzchni gruntu. Zaleca się także lokalizację upraw poniżej stoków przeznaczonych na pastwiska w celu wykorzystania odpływu z pastwisk. Ugory nie powinny być orane i należy na nich pozostawiać resztki upraw

Wybrana literatura

Coelho C.O.A., Ferreira A.J.D., Regaya K., Laouina A., Hamza A., Boulet A.K., Keizer J.J., 2002, *The role of land-use changes in reservoir siltation in the Magrheb region and its implications for rural planning.* HYDROMED: Séminaire International des petits barrages dans le monde méditerranéen. Tunis, 28–30 May 2001.

Coelho C.O.A., Laouina A., Ferreira A., Naciri R., Chaker M., Nafaa R., Carvalho T.M.M., Boulet A.K., Pereira, J.B.P., 2000, *Forest and grazing impacts on hydrological and erosional processes in Southern Portugal and Northern and Central Morocco.* Man and soil at the third millennium, Geoforma Ediciones.

Conacher A., Sala M. (Eds)., 1998, *Land degradation in Mediterranean environments of the world*, Wiley, 491 p.

Chaker M., 1995, *La dégradation actuelle du couvert végétal dans le massif de Boukhouali, processus et impact sur l'équilibre du milieu*. Publ. de l'Association des Géographes Africains, Rabat, 87–102.

Laouina A., Chaker M., Nafaa R., 2003, *Suivi et mesure de l'érosion hydrique des terres au Maroc, 15 ans de recherche et d'expérimentation*. Rev. Géogr. Maroc, 21, 79–98.

Laouina A., Coelho C., Ritsema C., Chaker M., Nafaa R., Fenjiro I., Antari M., Ferreira A., Van Dijck S., 2004, *Dynamique de l'eau et Gestion des terres dans le contexte du changement global, analyse agro-hydrologique dans le bassin du Bouregreg (Maroc)*. Sécheresse, 15, 1, 66–77.

Laouina A., M.Chaker, R. Naciri, Nafaa R., 1992, *L'érosion anthropique en pays méditerranéen , le cas du Maroc septentrional* . Bull. Assoc. des Géogr. Fr., 1993, 5, 384–398.

Laouina A., Nafaa R., Chaker M., Naciri R., Coelho C., Ferreira A., Carvalho T., Boulet A.K., 2000, *La problématique de la gestion de l'eau et du développement des communautés locales rurales au Maroc*. Mosella 2000 – tome XXV, 3–4.

Nafaa R., Laouina A, Watfeh A., 1997, *Occupations des sols et dégradation des terres dans la Mamora*. Méditerranée, 1.2., 45–53.

Sekwencje osadów morskich, eolicznych i lądowych w rejonie Rabat-Salé

Helmut Brückner
Instytut Geografii Fizycznej, Uniwersytet Passau

Abdellah Laouina
Wydział Filologii i Nauk Humanistycznych, Uniwersytet Mohammeda V, Rabat
e-mail: laouina@menara.ma

Mohammed Tailassane
Wydział Filologii i Nauk Humanistycznych, Uniwersytet Mohammeda V, Rabat
e-mail: taila.moh@caramail.com

Abderrahim Watfeh
Wydział Filologii i Nauk Humanistycznych, Uniwersytet Mohammeda V, Rabat
e-mail: watfeh@yahoo.fr

Wstęp

W regionie Rabat-Salé występują cyklicznie wykształcone skały osadowe tworzące kompleksy wałów plażowych rozciągające się równolegle do współczesnego wybrzeża. Na skałach tych rozwinęła się falista powierzchnia atlantyckiej Mesety Marokańskiej, nachylona w kierunku oceanu. Meseta Marokańska powstawała stopniowo od późnego miocenu, a zapisane w niej linie brzegowe stanowią dowód zmian poziomu morza i tektonicznego podnoszenia lądu.

Na osadach morskich pliocenu występuje sześć kompleksów morskich osadów czwartorzędowych. Po ich depozycji, następujące kolejno po sobie transgresje morskie wytworzyły schodowy system linii brzegowych, porównywalny do układu spotykanego w kamieniołomach Casablanki. Dające się rozróżnić plejstoceńskie cykle osadów morskich występują jedynie w pobliżu morza, gdzie nakładają się na siebie w strefie subsydencji spowodowanej istnieniem fleksury w skałach podłoża przebiegającej około 2 km w głąb lądu. Każdy cykl stanowią osady z transgresji, głębokomorskie i z recesji morza. Rzeźba powierzchni uwarunkowana jest procesami transgresji morskich jedynie w rejonie wybrzeża, natomiast ukształtowanie zalegających głębiej na lądzie formacji Moghrebian uwarunkowane jest procesami lądowymi (erozją, pedogenezą, procesami eolicznymi).

Mesetę Marokańską w rejonie wybrzeża można podzielić na dwie strefy: starszą, położoną dalej od wybrzeża, w obrębie której występują wychodnie jedynie skał formacji Moghrebian, i młodszą z kolejnymi plejstoceńskimi kompleksami wałów plażowych. Granica między tymi strefami oddalona jest od wybrzeża o ok. 3 km.

Czwartorzędowe wały plażowe można rozróżnić stosując kryteria geologiczne, geomorfologiczne, paleopedologiczne i mineralogiczne. Dotychczas jednak nie ustalono bezwzględnego czasu ich powstania i nie przeprowadzono dokładnych badań ich wewnętrznej struktury. Celem niniejszej pracy było wypracowanie chronostratygrafii tego regionu. Czas powstania osadów morskich i eolicznych określono przy użyciu kilku metod datowania bezwzględnego. Wiek osadów koluwialnych i gleb kopalnych określono na podstawie ich

zazębiania się z osadami morskimi i eolicznymi. Dzięki temu uzyskano informacje o różnych etapach pedogenezy oraz o warunkach środowiskowych towarzyszących powstawaniu gleb kopalnych.

Stratygrafia

Fundament Mesety Marokańskiej stanowią speneplenizowane paleozoiczne łupki krystaliczne i kwarcyty, na których zalegają wapienie i miąższe serie szarych margli z późnomioceńskiej (messyńskiej) transgresji morskiej. Osady formacji Moghrebian (kalkarenity – wapienie detrytyczne) deponowane od środkowego pliocenu sięgają do 25 km w głąb lądu i do wysokości 250 m n.p.m., a ich spąg nachylony jest pod kątem 1–1,5% w kierunku oceanu. Górne partie stanowią facje z regresji morskiej oraz eolianity.

Podczas czwartorzędu w osadach messyńskich i osadach formacji Moghrebian wycięte zostały równoległe do wybrzeża klify, u podstawy których utworzyły się kompleksy wałów plażowych. W każdym z takich kompleksów zapisało się kilka cykli sedymentacyjnych. Pełen cykl reprezentowany jest przez osady z transgresji morskiej w spągu (konglomeraty i warstwa muszli), następnie osady płytkiego morza (piaski, warstwa muszli) i facje z recesji (piaski lub żwiry). W stropie występują osady eoliczne (wydmy przybrzeżne), które w wyniku diagenezy zmieniły się w eolianity. W wyniku późniejszej pedogenezy wykształcone zostały czerwone gleby występujące w lejkach krasowych. Gleby te często są redeponowane jako koluwia lub aluwia zazębiające się z osadami morskimi (sedymentacja fluwialno-morska i deltowa wzdłuż Bou Regreg).

Równocześnie z powstawaniem formacji Moghrebian kolejne cykle sedymentacyjne utworzyły wały plażowe, na których rozwinęły się wydmy.

Datowanie bezwzględne

Chronostratygrafia cykli sedymentacyjnych została opracowana na podstawie datowania bezwzględnego metodą radiowęglową (^{14}C), torowo-uranową ($^{230}Th/^{234}U$), termoluminescencyjną (TL), elektronowego rezonansu spinowego (ESR) oraz paleomagnetyczną (PM).

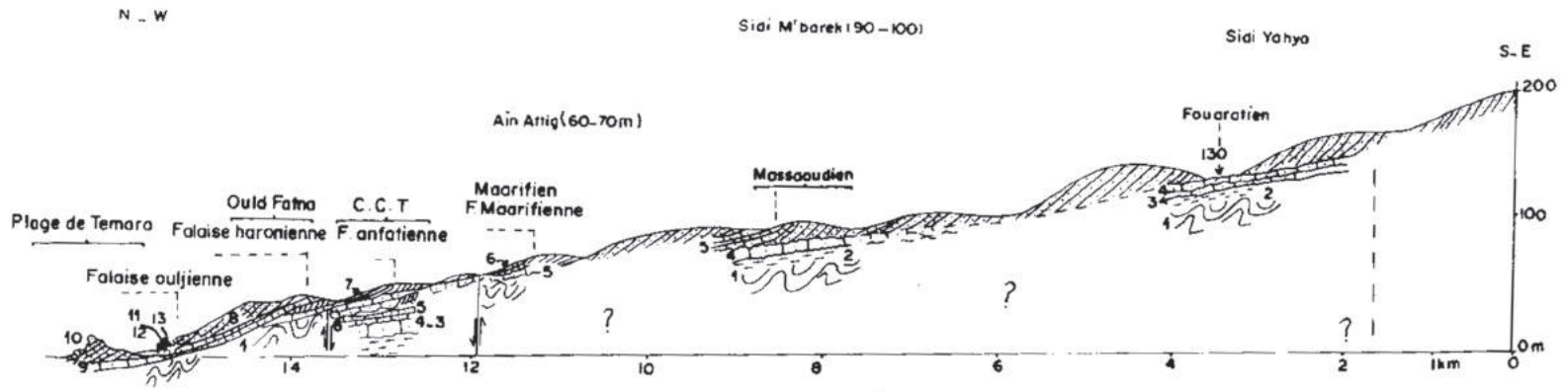
Datowanie ^{14}C przeprowadzono na muszlach, ślimakach, a metodę torowo-uranową ($^{230}Th/^{234}U$) użyto do mięczaków. Zasięg datowania wynosi około 350 000 lat BP. Metoda TL (technika grubego ziarna) z powodzeniem posłużyła do datowania osadów eolicznych późnego czwartorzędu. Wiek morskich osadów każdego z cykli sedymentacyjnych określono metodą paleomagnetyczną (PM). W tym celu wycięto po trzy niezależnie od siebie zorientowane bloki z każdej datowanej serii w różnych miejscach. Z nich pobrano 6–8 prób.

Przeanalizowano dwa przekroje przebiegające od Atlantyku do szóstego kompleksu wałów plażowych (ryc. 1, 2). Przekroje te nie biegną po liniach prostych, lecz tak by przeciąć dostępne kamieniołomy i profile klifowe. Sekwencja Temara na południowy-zachód od Rabatu zaczyna się od plaży Temara, przebiega przez kamieniołom Temara i kończy się na Sidi Mbark. Sekwencja Bou Knadel na północnym wschodzie przechodzi przez aktywny klif Bou Twil, kamieniołom Sidi Bou Knadel i wychodnie na Plateau Salé.

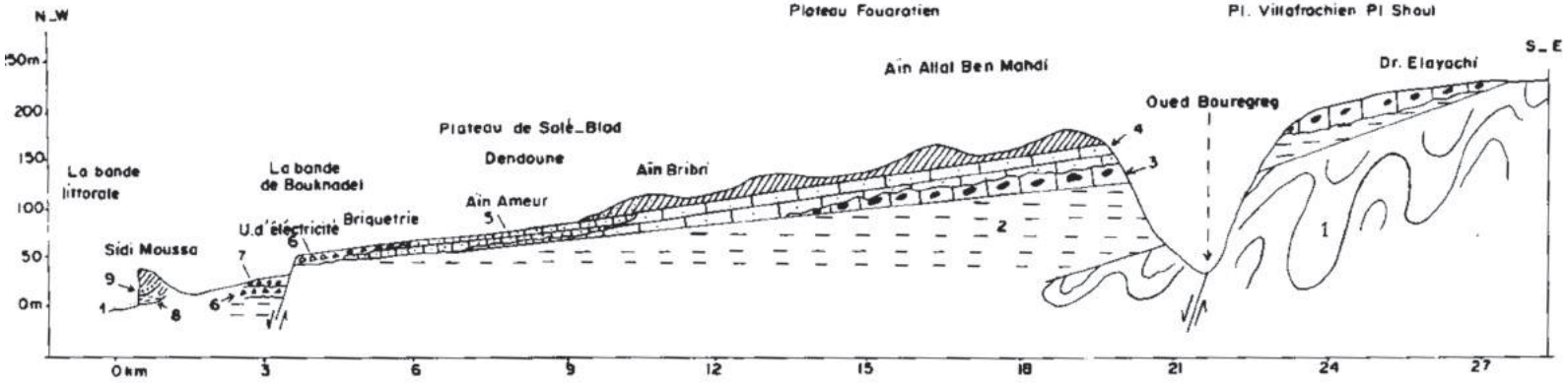
Podsumowanie

Kenozoiczna historia Mesety Marokańskiej zaczyna się cyklem messyńskiej transgresji morskiej na speneplenizowaną powierzchnię paleozoicznych skał podłoża, po której nastąpiła regresja morska Moghrebian spowodowana zapoczątkowaniem tektonicznego wynoszenia mesety.

Morskie cykle czwartorzędowe uwarunkowane były generalnym wypiętrzaniem mesety jak i kolejnymi glacjo-eustatycznymi wahaniami poziomu morza. Geologiczny zapis tych procesów znajdujemy w cyklicznym wykształceniu skał osadowych, natomiast kompleksy wałów plażowych biegnące równolegle do wybrzeża stanowią zapis geomorfologiczny. Liczne cykle widoczne w ścianach kamieniołomów temarskiej cementowni i w Sidi Bou Knadel wskazują, że młodsza transgresja miała większy zasięg niż starsza, co z kolei dowodzi, że wynoszenie obszaru przerywane było okresami tektonicznej stabilności lub subsydencji.



Ryc. 1. Przekrój litologiczno-strukturalny przez utwory plioceńsko-czwartorzędowe równiny nadmorskiej, na południe od Rabatu.



Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez utwory plioceńsko-czwartorzędowe, na południe od płaskowyżu Maamora.

Legenda (ryc. 1, ryc. 2):

1 – cokół paleozoiczny, 2 – margle messyńskie, 3 – osady magrebskie, 4 – wapienie muszlowe i wydmy furatyjskie (pliocen górny), 5 – osady mesadyjskie, 6 – maarifien transgresywny i wydmowy, 7 – anfatien transgresywny i klifowy, 8 – harounien, 9 – ouljien, 10 – wydmy górnego oulijienu, 11 – koluwia soltaniańskie, 12 – mellahien, 13 – plaża współczesna.

Czwarty kompleks wałów plażowych buduje największa liczba jednostek sedymentacyjnych (w kamieniołomie termarskiej cementowni w obrębie warstwy osadów czwartorzędowych o grubości 28 m wyróżniono 8 jednostek). Kompleks ten wykazuje podobną budowę na północ jak i na południe od Rabatu. W obu miejscach występuje a) nałożenie na siebie kilku cykli morskich, b) zapisana w osadach granica pomiędzy magnetycznymi epokami Brunhes i Matuyama. Granica ta przebiega na wysokości 22–23 m n.p.m. na południu i 15–16 m n.p.m. na północy. Takie zazębianie się jednostek sedymentacyjnych sugeruje, że na przełomie starszego i środkowego czwartorzędu tektoniczne wypiętrzanie przerwane zostało okresem subsydencji pasa wybrzeża morskiego.

Epoka Brunhes zaczęła się wraz z sedymentacją ostatniego z cykli budujących czwarty kompleks wałów plażowych. Poziom oceanu zdeterminowany wahaniami glacjo-eustatycznymi sięgał wówczas najwyżej. Wnioskuje się zatem, że we wczesnej epoce Bruhnes na obszarze badań, generalna tendencja do wypiętrzania ponownie się nasiliła, co spowodowało progradację młodszych wałów plażowych w kierunku oceanu. Proces ten trwa niezmiennie przynajmniej od 125 tys. lat BP, ponieważ osady podpiętra 5e znajdują się na normalnym, uniwersalnym poziomie**.** Podczas ostatniego glacjału wahania poziomu morza warunkowały akumulację eoliczną i powstawanie wydm nadmorskich.

Holoceńska kulminacja transgresji morskiej około 6 tys. BP zaznaczyła się nieznacznie na południe od Rabatu na wysokości ok. 0,5 m n.p.m.

Na kalkarenitowym wale Boutwil (kompleks post-ouljian) datowanym termoluminescencyjnie, eoliczne osady kalkarenitowe przewarstwione są nietypowymi osadami o barwie różowej. Na stoku powierzchniowe formacje węglanowe (kalkrety – datowane metodą ^{14}C na 12 635 ± 90 lat BP) występują tylko w górnej i środkowej części ostatniego wału brzegowego. Depresja jest natomiast wypełniona czerwonymi odwapnionymi piaskami. Kalkrety występujące na stokach wydm wskazują na zmianę warunków środowiskowych wywołaną czynnikami klimatycznymi (osuszenie klimatu) i antropogenicznymi.

Wybrana literatura

Aberkan M., 1987, *Étude des formations quaternaires des marges du Bassin du Rharb (Maroc Nord-Occidental)*. Université de Bordeaux.

André A., Beaudet G., 1967, *Observations nouvelles sur les dépôts quaternaires des environs de Rabat*. Revue de Géographie du Maroc, 11, 77–98.

André A., Beaudet G., 1980, *Formations marines et tectonique plio-quaternaires du NW Atlantique*. Colloque: Niveaux marins et tectonique quaternaires dans l'aire méditerranéenne, Paris, 449–477.

Beaudet G., 1969, *The plateau central marocain et ses bordures. Étude géomorpho*logique. Thèse, Imprimeries Françaises et Marocaines, Rabat, 478 p.

Brückner H., Radtke U., 1990, *Küstenlinien – Indikatoren für Neotektonik und Eustasie*. Geographische Rundschau, 42 (12/1990), Braunschweig, 654–661.

Choubert G., Faure-Muret A., 1959, *Note au sujet du Pléistocène de la région de Rabat (Maroc)*. Comptes Rendus de la Société Géologique de France, 1, 19, Paris.

Gigout M., 1958, *Sur le Pliocène et le Quaternaire de Rabat et Salé*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 247, 17, Paris.

Laouina A., Watfeh A., 1993, *Le littoral de Salé et de la Mamora les Héritages et la Morphodynamique*. Actes du Symposium "Aménagement côtier et Evolution des littoraux", avril 1992, Publ. du Comité National de Géographie du Maroc, 12 p.

Laouina A., Taïlassane M., Watfeh A., 1994*, Mise au point de la géologie du Plio-quaternaire et les formations superficielles de la région de Rabat-Salé*. Rev. Géogr. Maroc, XVI, 1-2, 243–286.

Laouina A., Nafaa R., Watfeh A., 1997, *Les formations superficielles carbonatées de la Mamora, indicateurs des milieux et des phases d'évolution dans la Mamora occiden*tale. Et. Géogr. Phys., URA 903 CNRS, XXVI, 115–118.

Nafaa R., 1997, *Dynamique du milieu naturel de la Mamora et ses bordures. Paléo-environnements et dynamique actuelle*. Thèse d'Etat en Géographie.Université Med V.Rabat, 275 p.

Stearns C.E., 1978, *Pliocene-Pleistocene emergence of the Moroccan Meseta*. Geological Society of America, Bulletin, 89, 1630–1644.

Stearns C.E., Thurber D.L., 1965, *$^{230}Th/^{234}U$ dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals*. Quaternaria, VII, 29–41, Rome.

Tailassane M., 1999, *Le bas plateau Zaër (sud de Rabat) et son littoral. Formations superficielles et l'évolution de milieu naturel depuis le Néogène*. Thèse d'Etat en géomorphologie; soutenue le 16/10/1999

Watfeh A., 1993, *Le plateau de la Mamora et la côte de Salé*. Thèse d'Etat, Publ. CNGM, 1996, 390 p.

Wernli R., *1978, La base du Moghrébien est d'age Pliocène moyen (Zone à G. crassaformis) dans la Mamora (Maroc)*. Arch. Sc. Genève, 31, 2, 129–132.

Region nadmorski Abda-Doukkala

Mohamed Mouhiddine
Instytut Geografii, Wydział Filologii i Nauk Humanistycznych, Uniwersytet Hassan II, Casablanca
e-mail: mouhiddine@yahoo.fr

Streszczenie

Badany region jest częścią południowego wybrzeża Mesety Marokańskiej. Usytuowany jest między El Jadida i Safi. Od południa ograniczają go wzgórza Mouissate, a od południowego wschodu wzgórza Rehamna. Rzeźba zmienia się wyraźnie w kierunku południowo-wschodnim.

Strefa nadmorska

Stanowi ją zespół monotonnych plaż, składających się głównie ze współczesnych, piaszczystych wydm (w różnym stopniu skonsolidowanych) oraz zwietrzelin skalnych (jura, kreda, pliocen, czwartorzęd), które niekiedy oddziela od morza pas wydm zamykających lagunę (Sidi Moussa, Oualidia itp.). Wysokie klify, zbudowane ze skał kredowych (Jorf Lasfar, Cap Beddouza, Sidi Boucheta i Safi), górują nad oceanem i wznoszą się nawet do 50 m. Pas wydm nadmorskich tej strefy, datowany na młodszy czwartorzęd, zanika na południe od Beddouza.

Strefa wydm skonsolidowanych (Sahel)

Strefa „Sahel" usytuowana jest między równiną Doukkala-Abda i wybrzeżem. Od Atlantyku oddziela ją równina nadbrzeżna „Oulja". Kształt wydm nadaje wybrzeżu charakterystyczną morfologię – długie ich grzbiety, równoległe do wybrzeża, oddzielone są podłużnymi obniżeniami międzywydmowymi o płaskich dnach. Sahel jest okresowym przybrzeżnym zbiornikiem wodnym. Na zachodzie tworzy on naturalną barierę dla wód powierzchniowych spływających do oceanu ze wzgórz Abda-Doukkala i z masywu Rhamna.

Ogólnie można przyjąć, że odwodnienie tej strefy ma charakter:

- **okresowy** – spowodowany krasowieniem skał węglanowych Sahelu,
- **endoreiczny –** spowodowany zamknięciem równin i płaskowyżu od strony zachodniej przez barierę Moghrébienne du Sahel.

Czynniki te spowodowały wystąpienie w czwartorzędzie dwóch procesów:

- osadzania węglanu wapnia i rozprzestrzeniania skorup wapiennych,
- akumulacji piasku i tworzenia wydm.

Dane klimatyczne

W tej południowej krainie średni roczny opad deszczu wynosi zaledwie 350 mm. Jednakże występujące na wybrzeżu mgły utrzymują wilgotność atmosfery, która częściowo wyrównuje niedobór wody spowodowany rzadkością opadów. Najważniejszą cechą klimatu jest występowanie silnych wiatrów, wiejących podczas całego lata z wyjątkową regularnością. Żadna wypukłość terenu nie jest w stanie im się oprzeć, żadne drzewo nie zdoła zmniejszyć ich niszczycielskiej akcji.

Klimatogram Emberger'a zalicza strefę Sahelu Abda-Doukkala do bioklimatycznego środowiska półpustynnego o łagodnej zimie.

Diagramy termiczno-opadowe Bagnouls'a i Gaussen'a pokazują, że okres suszy trwa tam od połowy kwietnia do połowy października, czyli sześć miesięcy (dla stacji Safi, El Jadida i Jamaa Shaim).

Zarys budowy geologicznej i rzeźby

Studia geologiczne i geomorfologiczne dotyczące zachodniej części Mesety Marokańskiej wskazują, że na szelfie kredowym, który pojawia się na krańcach północnych (okolice Jorf Lasfar) i południowych (Cap Beddouza), a także na kilku wysepkach (Had oulad Aïssa, Nord du Tnine Rharbia), Sahel jest zasadniczo zbudowany z osadów morskich złożonych z piasku wapiennego, datowanych na koniec trzeciorzędu (pliocen) lub na początek czwartorzędu.

Obecnie, powierzchniowe osady luźne Sahelu podlegają działaniu wiatru.

Budowa geologiczna i rzeźba Atlasu Wysokiego – rejon doliny Ourika i Oukaimeden

Abderrazak Nahid
Wydział Nauk Przyrodniczych, Instytut Geologii, Uniwersytet Cadi-Ayyad, Marakesz
e-mail: nahid@ucam.ac.ma

Wprowadzenie

Artykuł dotyczy rzeźby obszaru Ourika-Oukaimeden położonego na północnym stoku Atlasu Wysokiego w regionie Marakeszu. Wody z tego terenu odprowadza oued Ourika, którego dolina jest częścią zlewni rzeki Tensift.

Atlas Wysoki w regionie Marakeszu

Atlas Wysoki w regionie Marakeszu jest odcinkiem łańcucha Atlasu, powstałego wskutek kolizji kontynentu afrykańskiego i europejskiego. Wypiętrzenie łańcucha, do którego doszło w neogenie i plejstocenie, było podporządkowane rozłamom powstałym na tym obszarze w erze paleozoicznej i mezozoicznej.

Północne stoki Atlasu Wysokiego dzieli się na trzy strefy morfostrukturalne (Moret 1931):

– **strefa środkowa** o wysokości przekraczającej 3000 m (J. Toubkal, 4167 m) z wychodniami paleozoicznymi i proterozoicznymi,
– **strefa płaskowyżów permo-triasowych** o wysokości średniej około 2500 m,
– **strefa północnego przedgórza Atlasu** o wysokości od 1000 do 2000 m.

Nazwa Haouz oznacza nieckę położoną na przedgórzu, której wypełnienie mio-plioceńską molasą oraz osadami czwartorzędowymi jest związane z erozją stale wypiętrzającego się łańcucha (Nahid i Benzakour 2002).

Dolina Ourika

Oued Ourika jest jednym z największych, po N'fis i R'dat, dopływów rzeki Tensift. Zbiera on wody wielkiej doliny górskiej graniczącej od wschodu z doliną Zat, a od zachodu z doliną Rherhaia. Jego dolina została wyrzeźbiona w obszarze północnego przedgórza Atlasu, natomiast źródła ouedu zlokalizowane są w wysokiej, środkowej strefie łańcucha, u podnóży Adrar Angour (3600 m) i Adrar Outtar (3200 m), położonych dokładnie na poziomie starego masywu Atlasu Wysokiego Marakeszu, gdzie występują wychodnie skał wulkanicznych i paleozoicznych (Dresch 1941). Górny odcinek ouedu zbierający wody wydłużonej doliny, w której występują największe opady śniegu na terenie Maroka, został całkowicie wyrzeźbiony w masywie granitowym. Po poprzecznym, głębokim przecięciu płaskowyżu zbudowanego ze skał z przełomu permu i triasu oraz węglanowych łupków w swym środkowym biegu, oued Ourika rzeźbi, aż do podnóża gór, szeroką rynnę w bazaltach i warstwach wapieni liasowych.

Oued rozpoczyna swój bieg w wysoko położonej dolinie Ourika gigantycznymi, krętymi przełomami wyrzeźbionymi w lawach i granitach. Od źródeł w centrum łańcucha oued przebiega zgodnie z pęknięciami podłoża, dalej kieruje się na wschód, przez dolinę Assif N'Amlouggui, następnie, na zakolu Ait Barka, zmienia nagle kierunek na północny i zachowuje go aż do połączenia z ouedem Tensift. Zachowuje zatem poprzeczny kierunek północny na odcinku płaskowyżów (Timenkar i Aougni) oraz na przedgórzu

Atlasu, nie dostosowując się do występujących tam form. Bieg ouedu Ourika można więc podzielić na dwa wyraźnie odmienne odcinki występujące po obydwu stronach zakola Ait Barka (Dresch 1941). Poczynając od zakola, oued płynący ciągle zwartym korytem na północ, głęboko rozcina płaskowyże permo-triasowe, rzeźbiąc strome zbocza w piaskowcach, wznoszące się na 1000 m ponad poziom jego dna. Dalej oued zmierza ku przedgórzu, rozszerzając dolinę poprzez tworzenie małych niecek w kształcie owalnych, raczej otwartych kuwet, z których najszersze to: Taljarft, Tamzendirt i Taourirt. W rejonie salin Taourirt, oued rzeźbi i poszerza prawostronnie koryto (także przy udziale swego dopływu: ouedu Amassine) w czerwonych skałach krzemionkowych z późnego triasu, pokrytych bazaltami. Pasma grzbietów Jebel Sal i Sidi Wagnina, zaznaczone obrywami liasowych wapieni dolomitycznych, towarzyszą ouedowi na przedgórzu. Oued przecina je budując szerokie stożki czwartorzędowe.

Między permo-triasowymi płaskowyżami i przedgórzem oued Ourika płynie, przy równomiernym spadku, dość szerokim korytem o kamienistym dnie, wśród zboczy pokrytych intensywnie uprawianymi tarasami. W korycie znajdują się obtoczone kamienie i bloki. Na zboczach, po obydwu stronach ouedu widać liczne powierzchnie erozyjne i tarasy. Są one jednak tak rozczłonkowane i zerodowane, że ich badanie jest poważnie utrudnione (Dresch 1941). Ponadto, do zaburzeń ciągłości tych powierzchni przyczyniły się również ruchy neotektoniczne, których skutki widoczne są nawet w salinach Taourtit (Dutour i Ferrandini 1985), gdzie dominują mułowce i ewaporaty odpowiadające formacji F6 (Biron 1982). Można to także zaobserwować w pobliskich dolinach uformowanych w podobnych facjach (Nahid 1990). Faktem jest, że na tym odcinku doliny, na obydwu jej zboczach występują nieciągłe spłaszczenia położone na różnych wysokościach ponad obecnym poziomem koryta ouedu. Odpowiadają one plio-czwartorzędowym osadom fluwialnym położonym nad obecnym korytem ouedu Ourika. Wysokie powierzchnie odpowiadające spłaszczeniom zboczowym cechuje wyraźna nieciągłość (Dresch 1941). W rejonie salin Taourtit, wzdłuż prawego zbocza Taourtit, szerokie spłaszczenia odpowiadające powierzchniom stożków górują nad korytem ouedu między zboczami utworzonymi z mułowców, czerwonych piaskowców i bazaltów na prawym brzegu, zaś z czerwonych piaskowców na brzegu lewym.

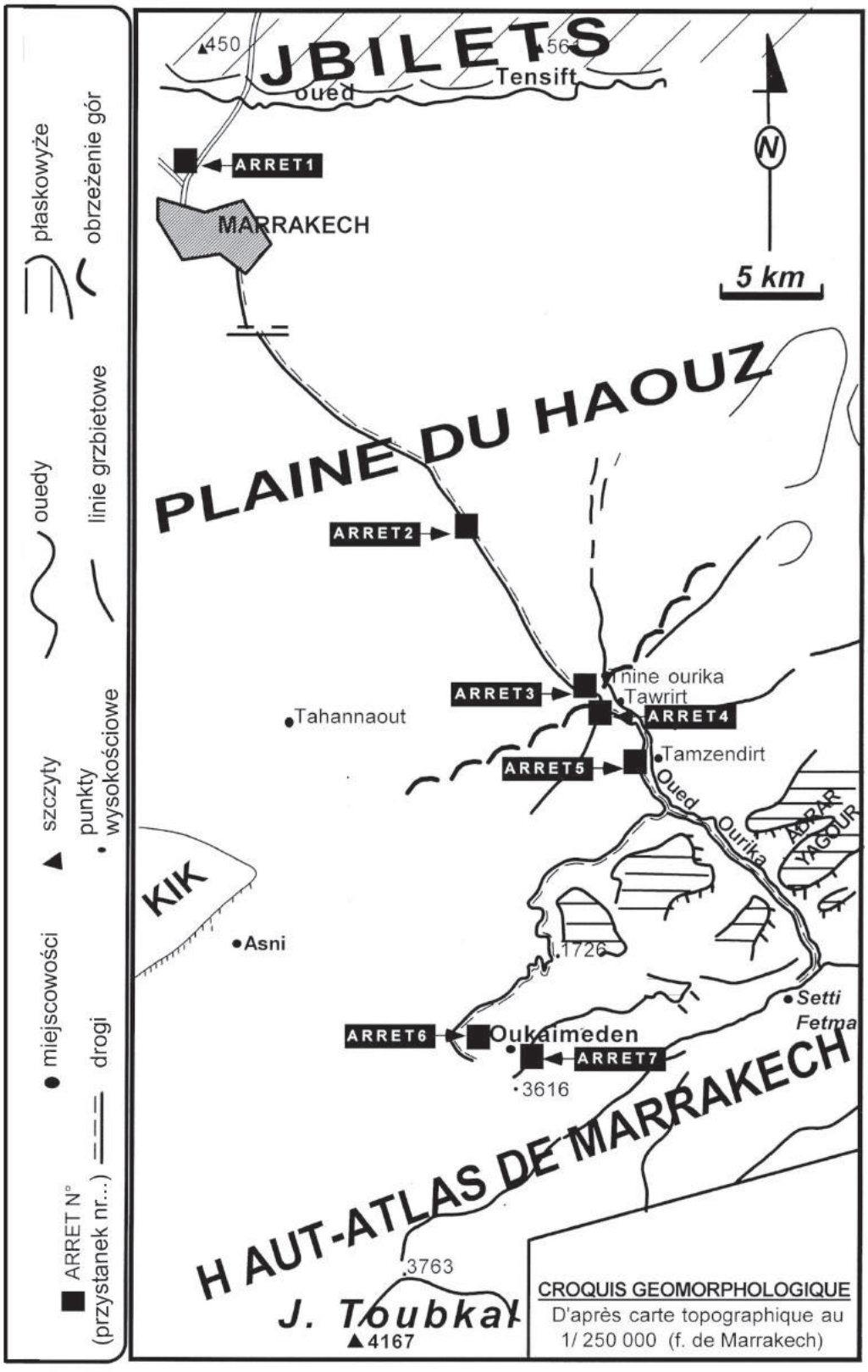
Dolinę ouedu charakteryzuje jednorodność niskich powierzchni czwartorzędowych, mimo nieciągłości występujących w nich poziomów. Jest to wspólna cecha wszystkich północnych dolin Atlasu Wysokiego (Nahid 1990). Pomimo bardziej rozwiniętej szaty roślinnej, erozja w zlewni ouedu jest intensywna (Nahid 1990 i 1992), co ma związek z intensywnością uprawy i gospodarczym wykorzystaniem gleb. Bardzo duży spadek ouedu w górnym biegu nadaje mu charakter potoku (Badri i in. 1992). Ponadto, znaczna jest częstotliwość przyborów wód i ryzyko powodzi w dolinie (Khrabcha 1996, Nahid 1999 i 2000). Koryto rzeki jest bardzo głębokie, o zmiennej szerokości, co sprzyja osuwaniu się zboczy. Zachowany zapis morfosedymentacyjny dotyczy przede wszystkim uskoków położonych na małych wysokościach. Zachowały się także uskoki położone na wysokościach średnich i dużych, co prawdopodobnie wiąże się ze sprzyjającymi warunkami topograficznym lub strukturalnymi. Na tym odcinku doliny oraz na prawym zboczu w Taourirt, widoczne są średnie poziomy stożków C-T_4 dominujące nad dolnym poziomem stożków C-T_1 i C-T_2 (Nahid 2004), występujących, w sposób nieciągły, aż do przedgórza. Można zaobserwować także strzępki poziomów C-T_5 i C-T_3. Występują one jednak lokalnie, na niskich tarasach (C-T_1 i C-T_2) na lewym brzegu; niekiedy są niewidoczne, maskowane pokrywą roślinnną lub wskutek intensywnej erozji.

Na odcinku doliny o kierunku SE-NW spłaszczenia są położone na dużych, średnich i małych wysokościach ponad obecnym korytem rzeki. Nad wykorzystywanym gospodarczo rozległym poziomem salin Taourirt, położonym na lewym brzegu, dominuje grzbiet bazaltowego wzgórza. W dolinie utworzonej przez oued zachowały się wyraźne poziomy czwartorzędowe, zbocza dobrze wymodelowane w stożkach odpowiadających poziomom tarasów w osi doliny. Poziomy wyższe prawie nie występują, z wyjątkiem wysokiego poziomu Douar Agadir n'Tkikhfist, odpowiadającego poziomowi morfologicznemu C-T_4, górującemu majestatycznie nad korytem ouedu i niskimi tarasami i tworzącemu w związku z tym znaczące wypełnienie tego odcinka doliny. Średni poziom stożków, który odpowiada średnim tarasom, jest reprezentowany przez stożki tarasowe C-T_3 położone na lewym brzegu. Dominują one w krajobrazie i wznoszą się ponad poziomy niskie. W konsekwencji, nisko położone równiny uprawne odpowiadają poziomom niskim reprezentowanym przez C-T_2 i C-T_1 po obu stronach rzeki.

Na przedgórzu oued Ourika rozcina różnorodne osady aluwialne. W rozcięciu wyraźnie widoczny jest układ tarasów (Misset 1974).

Trasa

Trasa rozpoczyna się w Marakeszu, a kończy w Oukaimeden. Kolejność i rozkład postojów zaznaczono na ryc. 1. Przewidziano 6 postojów, które uznano za najbardziej interesujące z geomorfologicznego punktu widzenia (ryc. 1).

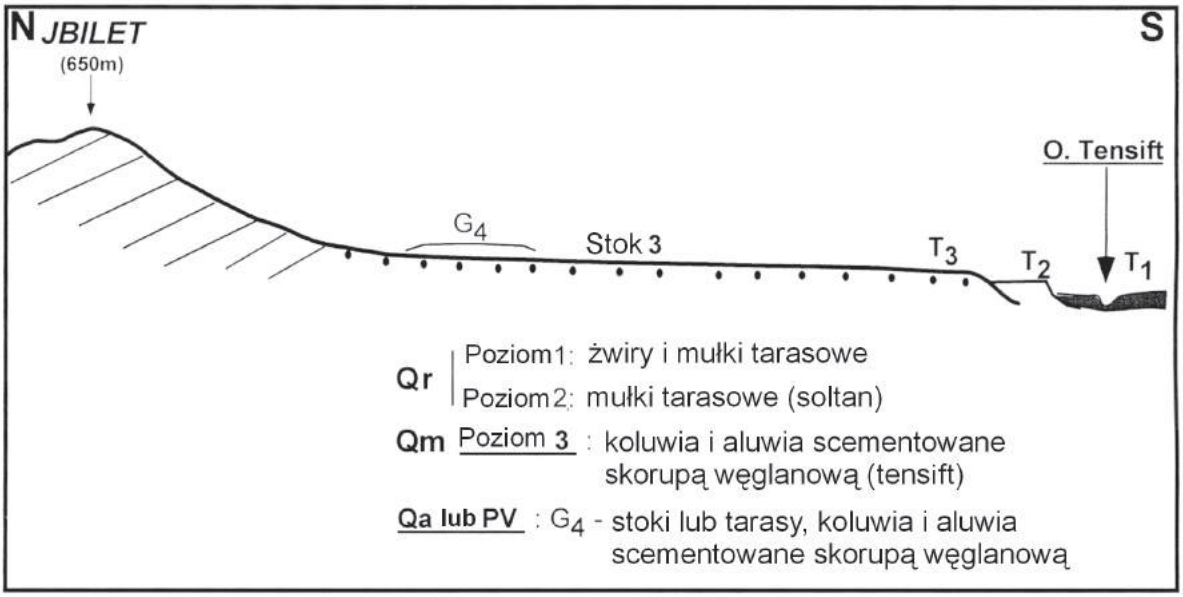


Ryc. 1. Trasa przejazdu.

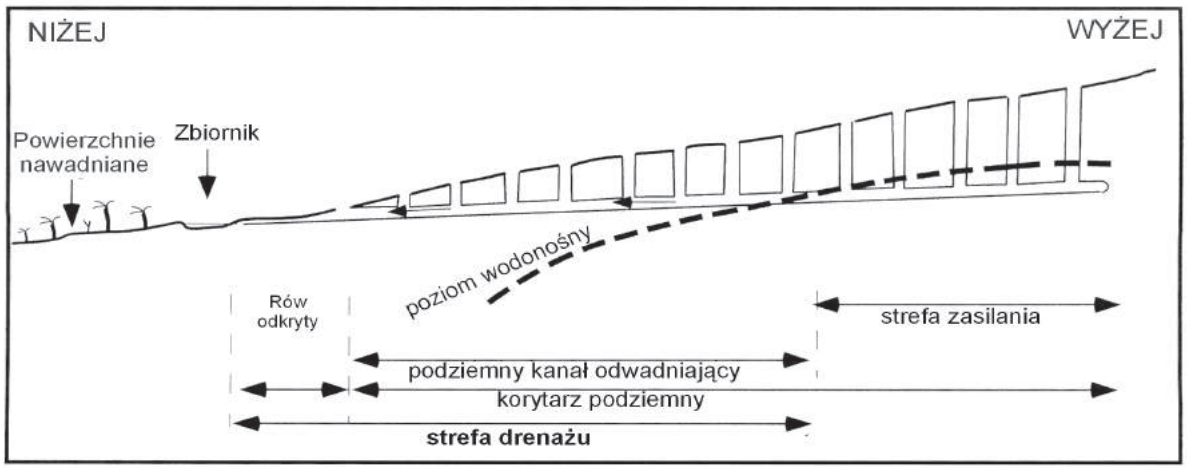
Wyjazd z Marakeszu

Postój nr 1: Marakesz – Jebel Gueliz

– Panorama glacis trzeciego poziomu klasycznej stratygrafii marokańskiego czwartorzędu kontynentalnego oraz widok równiny Haouz i Atlasu Marakeszu (ryc. 2).
– Profil skorupy wapiennej na piaskowcowym zboczu Jebel Gueliz.
– Zwiedzanie tunelu odwadniającego: tunel Ben Taher wykuty w skorupie stokowej. Model tunelu pokazano na ryc. 3.



Ryc. 2. Syntetyczny przekrój przez formy prawego brzegu ouedu Tensift.



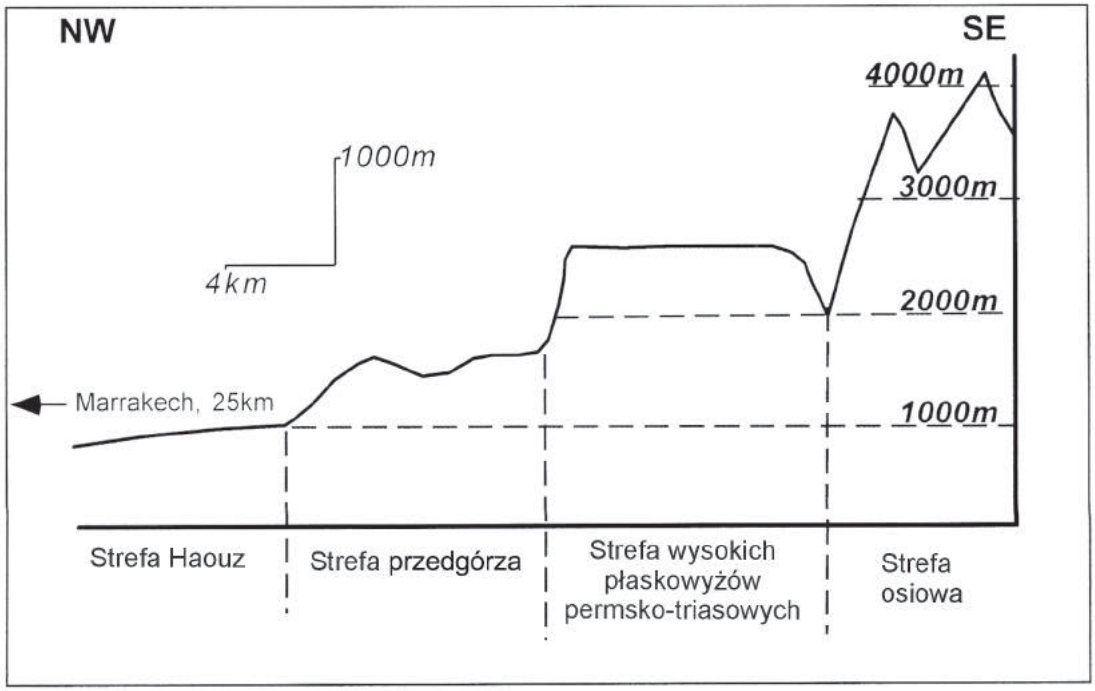
Ryc. 3. Synetyczny przekrój przez Khettarę.

Postój nr 2: Równina Haouz

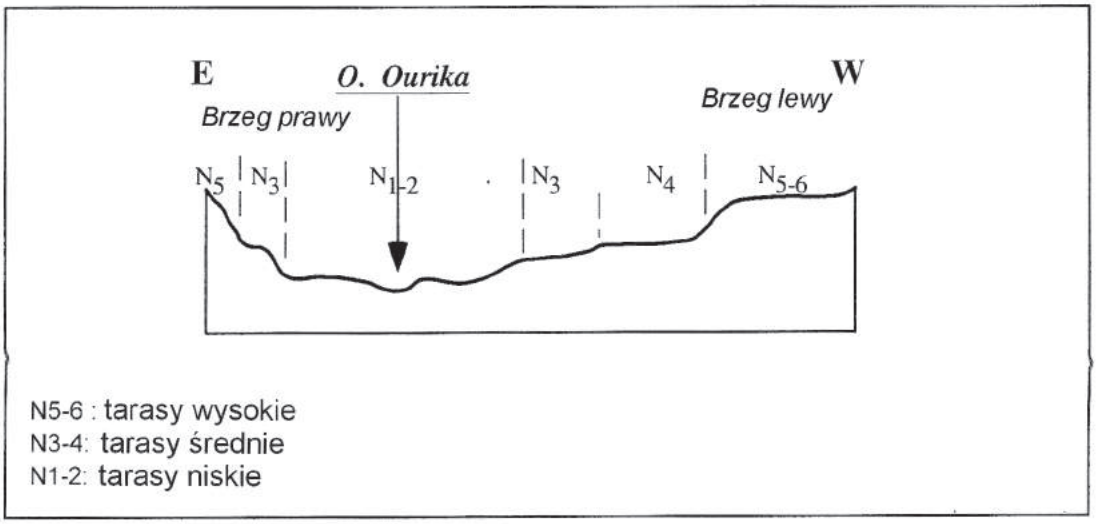
– Panorama Atlasu: podział na strefy wysokościowe; strefa osiowa, strefa płaskowyżów permo-triasowych, przedgórze Atlasu i równina Haouz (ryc. 4).

Postój nr 3: Dolny bieg ouedu Ourika

– Podział na poziomy i układ form oraz osadów czwartorzędowych przedgórza: aluwia ouedu Ourika (stożek Ourika), system tarasów (ryc. 5).
– Molasa: podłożem osadów czwartorzędowych są detrytyczne utwory mio-plioceńskie.



Ryc. 4. Schematyczny przekrój topograficzny
przez północny skłon Atlasu Wysokiego w kierunku Marrakeszu.

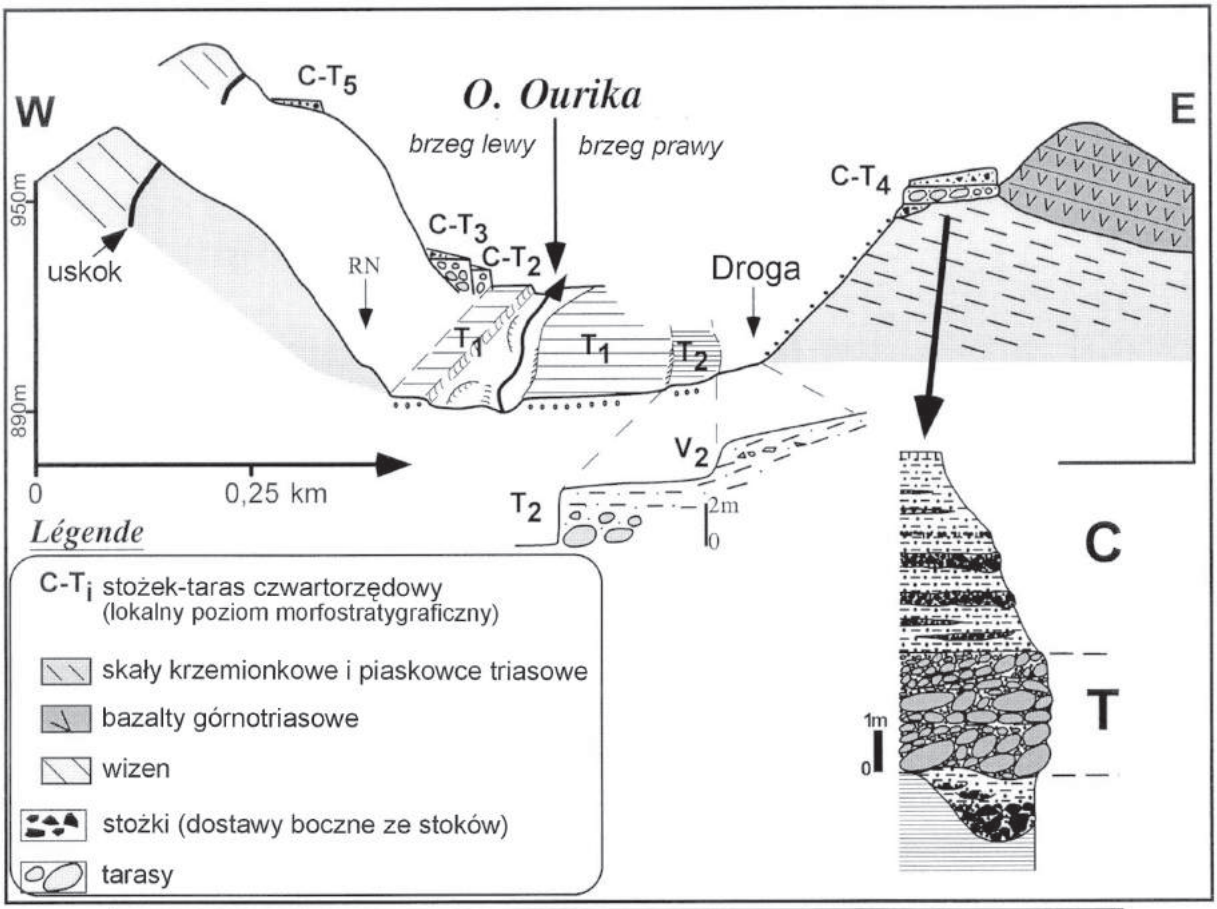


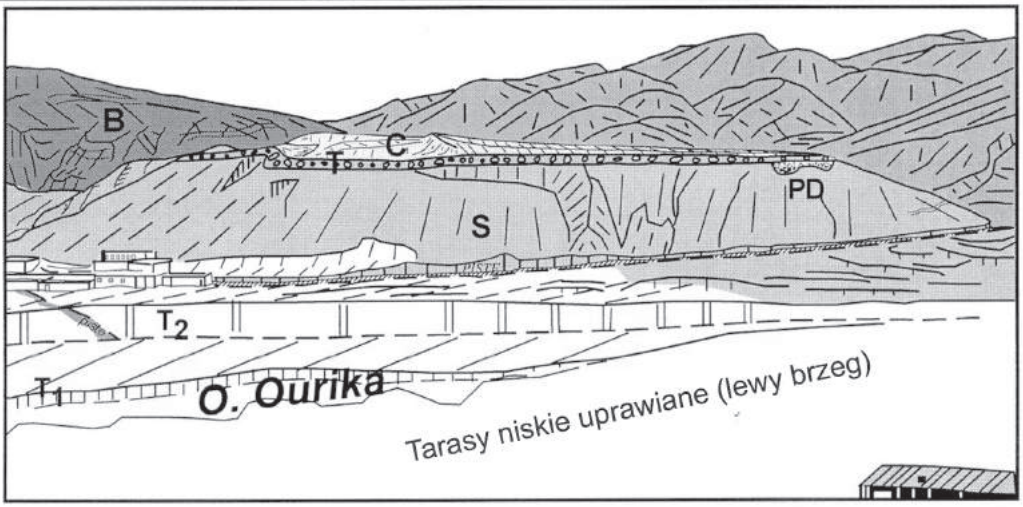
Ryc. 5. Profil przez dolinę ouedu Ourika 3km przed ujściem (według Misset'a, 1974).

Postój nr 4: Wioska Taourirt
- Strefa przedgórza.
- Formy geologiczne północnych zboczy Atlasu Wysokiego w regionie Marrakeszu.
- Panorama rozcięcia wapieni liasowych przez oued Ourika.
- system stożków i tarasów w strefie gór średnich (stożki Taourirt) (ryc. 6).

Postój nr 5 : Wioska Tamzendirt
- Prezentacja wychodni skalnych wizenu i wysokiego poziomu czwartorzędowego (C–T_5).
- Związki geometryczne osadów i stożków w Taourirt.

Postój nr 6: wioska Oukaimeden
- Strefa płaskowyżu permo-triasowego.





Ryc. 6. Poziomy morfostrukturalne C-T_4 salin z Taourirt z widocznym pokryciem tarasów przez stożki oraz stokowe osady detrytyczne ze spłukiwania, często spotykane pod osadami tarasowymi (dolina Orika) według Nahid'a (2004).
C – osady stokowe i stożków
T – podcinane osady tarasowe serii krzemionkowo-piaskowcowej triasu, osady fluwialne obtoczone,
PD – kieszenie osadów detrytycznych,
S – osady krzemionkowo-piaskowcowe triasu, B – bazalty górnego triasu.

– Prezentacja formacji piaskowców Oukaimeden (F_5; Biron 1982).
– Przykład modelu lodowcowego (forma doliny lodowcowej) i dyskusja dotycząca form i osadów lodowcowych w wysokich górach Maroka.
– Patyna i rzeźby skalne w piaskowcach Oukaimeden.

Postój nr 7: Wjazd wyciągiem na zaśnieżony stok górujący nad wioską Oukaimeden
– panorama Atlasu w regionie Marrakeszu w oparciu o tablicę orientacyjną (ryc. 6).

Literatura

Badri A., 1993, *Influence des crues sur les écosystèmes lactiques du Haut-Atlas. Etude des perturbations et des mécanismes de recolonisation à travers les peuplements d'algues et d'invertébrés.* Thèse Doct. És-sciences, Fac. des Sciences, Université Cadi-Ayyad, Marrakech.

Biron P.E., 1982, *Le Permo-Trias de l'Ourika (Haut-Atlas de Marrakech, Maroc). Lithostratigraphie, sédimentologie, tectonique et minéralisations.* Thèse 3ème cycle, Grenoble, 2 tomes, 170 p.

Dresch J., 1941, *Recherches sur l'évolution du relief dans le massif central du grand Atlas, le Haouz et le Souss*. Thèse Lettres Paris, Imprimerie Arrault, Ed. , Tours, 712 p.

Dutour A., 1985, *Formations alluviales et terrasses du Quaternaire moyen dans le Haouz de Marrakech, (Maroc).* Physio-géo. , Meudon, 14/15, 103–116.

Dutour A., Ferrandini J., 1985, *Nouvelles observations néotectoniques dans le Haut-Atlas de Marrakech et le Haouz Central (Maroc). Apports sur l'évolution récente d'un segment du bâti atlasique.* Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys. 5, 285–297.

Khrabcha A., 1996, *Aperçu géologique, crues et instabilités des terrains dans la région de l'Ourika*. Mémoire bibliographique, Université Mohamed V, 25 p.

Misset M., 1974, *Etude pédologique de la région de Marrakech Est-Tahnaout*. Document OROSTOM, Paris, DRA Rabat, 146 p.

Moret L., 1931, *Notice recherches géologiques dans l'Atlas marocain*. Notes et Mém. Serv. Mines et cartes géol. Maroc, 18, 262p.

Nahid A., 1990, *Les remplissages sédimentaires superficiels des bassins sédimentaires intramontagneux inscrits dans le Permo-Trias de la bordure nord du Haut-Atlas de Marrakech (Région d'Asni, Maroc)*. Thèse 3éme cycle, Université Cadi-Ayyad, Marrakech (Maroc), 413 p.

Nahid A., 1992, *L'exploitation du sel : facteur primordial dans la dégradation du milieu naturel en zone de moyenne montagne.* Le Matin du Sahara, du 22/11/92.

Nahid A., 1999, *Typologie et interactions des apports de matériaux des crues dans les archives morphosédimentaires récentes : un modèle référentiel pour la gestion des bassins versants actuels.* Résumé des communications, Séminaire organisé par L'ORMVAH, Marrakech.

Nahid A., 2000, *L'éducation aux risques naturels : Intérêt du séisme d'Agadir et de la crue de l'Oued Ourika*. Le Matin du Sahara, du 7 juin 2000 n°10730, p.10.

Nahid A., Benzakour, 2002, *Enregistrements sédimentaires et contrôle tectonique dans la genèse des archives morphosédimentaires quaternaires de la coupe d'Alhnayn (vallée méridienne du N'fis, Maroc)*. Estudios Geologicos, 58, 145–158.

Nahid A., 2004, *La genèse des archives morphosédimentaires continentales marocaines: typologie et relations des cônes-terrasses plio-pléistocènes du versant nord du Haut-Atlas de Marrakech (Maroc).* Thèse d'état en géologie du Quaternaire, Université Cadi-Ayyad, Faculté des Sciences Semlalia Marrakech, 366p.

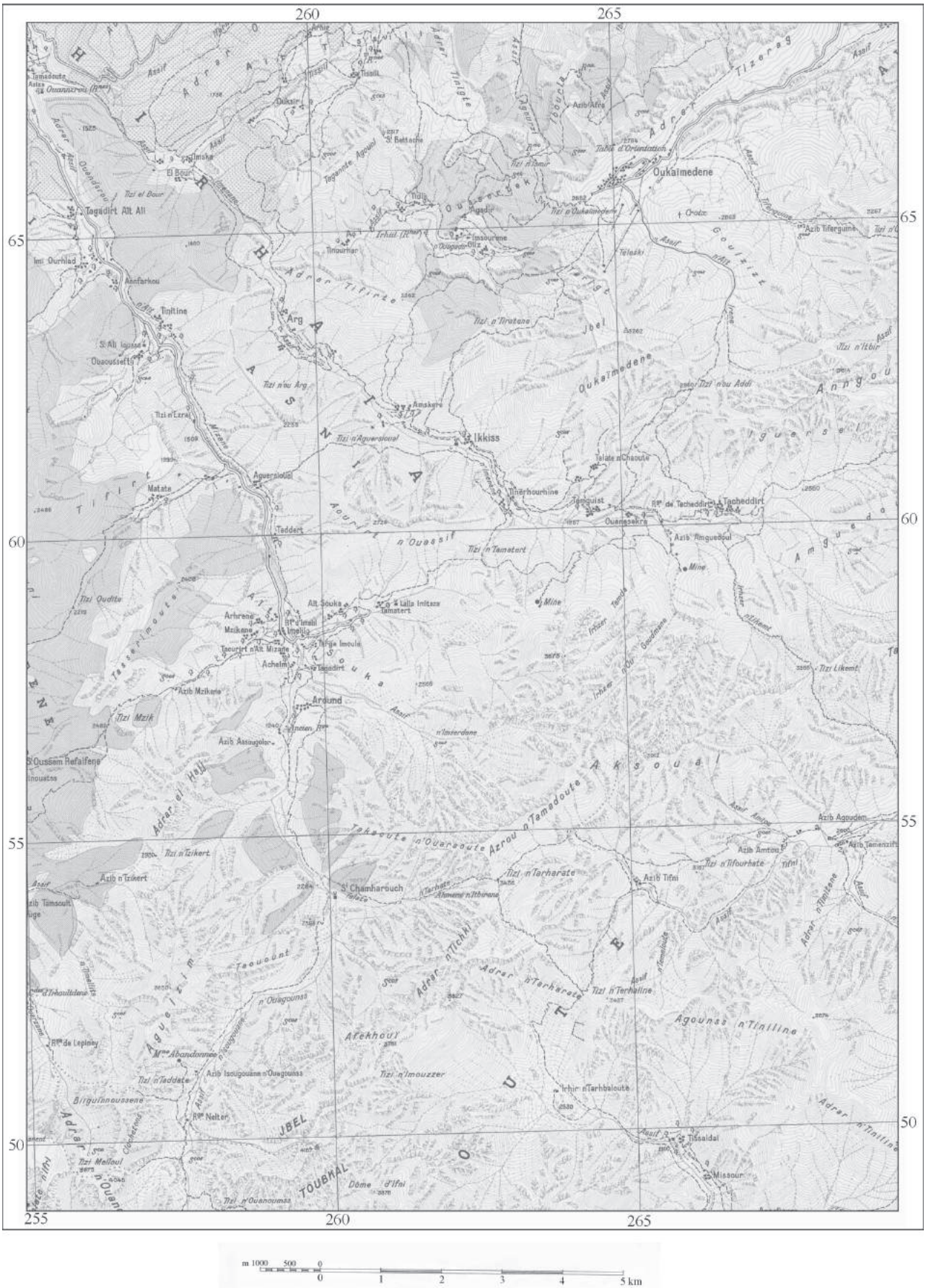
Rzeźba glacjalna i peryglacjalna w rejonie Jebel Toubkal w Atlasie Wysokim

Kazimierz Krzemień
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej,
Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Jagielloński
e-mail: k.krzemien@geo.uj.edu.pl

Wszystkie góry wysokie, bez względu na szerokość geograficzną, charakteryzują się pionową, piętrową strukturą morfogenetyczną. Jednak nie we wszystkich górach o podobnych parametrach hipsometrycznych, występuje pełna sekwencja czterech pięter morfogenetycznych tzn.: wieloletniego mrozu, glacjalnego, krioniwalnego, denudacyjnego lub denudacyjno-fluwialnego (Kaszowski 1985). Wpływ suchości klimatu strefy, w obrębie której góry występują jest najlepiej widoczny w obrębie piętra denudacyjnego lub denudacyjno-fluwialnego. Góry wysokie w strefie suchej lub półsuchej są przystosowane do modelowania przez epizodyczne procesy ekstremalne. Podczas tych zdarzeń zwietrzelina w ogromnej ilości jest wynoszona poza obręb gór i składana w formie stożków na ich przedpolu. Z najwyższych pięter górskich jedynie część rozdrobnionej zwietrzeliny, przeważnie do frakcji żwirowej, wynoszona jest poza obręb gór przez epizodyczne rzeki.

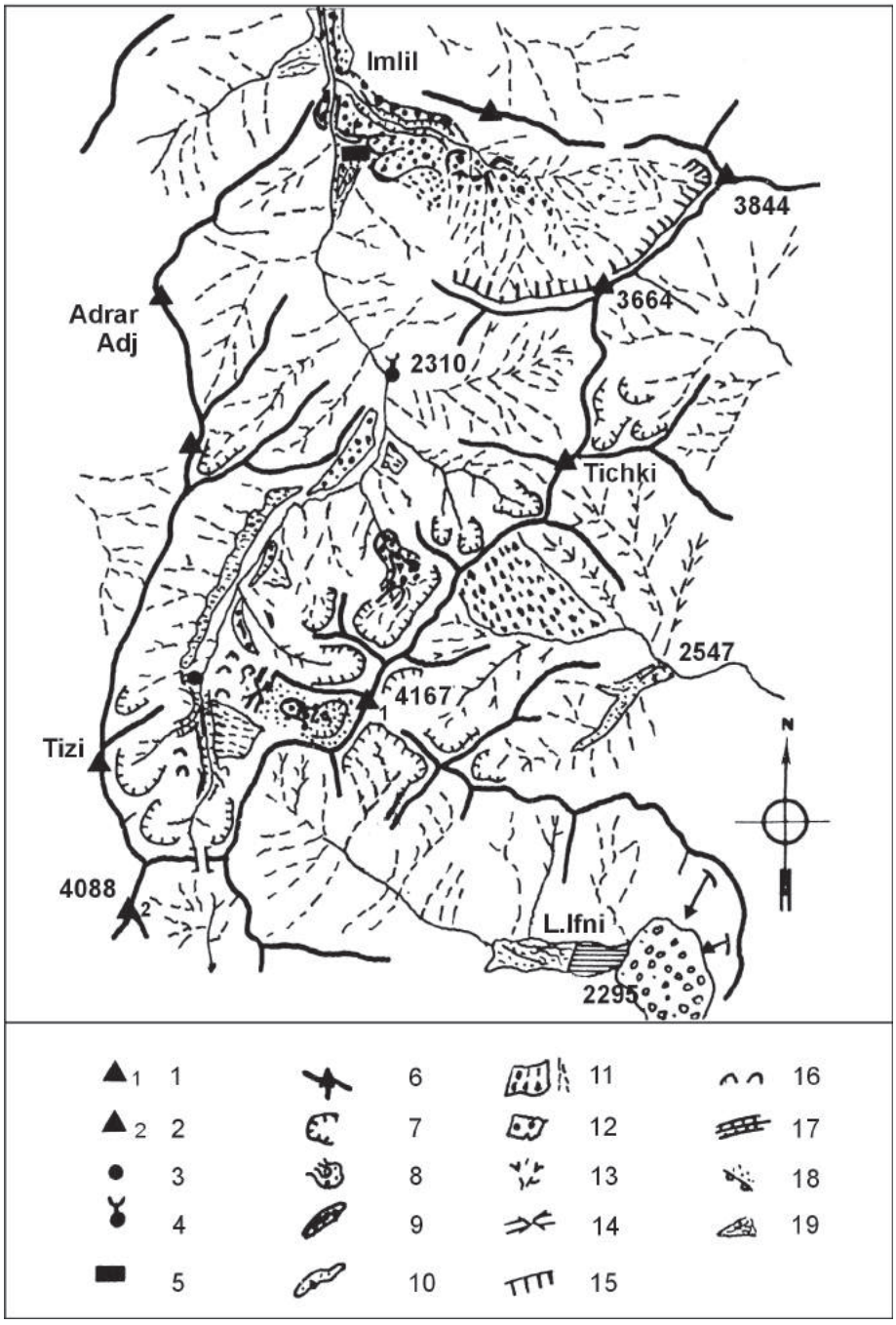
Atlas Wysoki wznoszący się do wysokości 4167 m n.p.m. (Toubkal) (ryc. 1) należy do obszarów wysokogórskich spełniających kryteria C. Trolla (1973), a więc wznosi się powyżej górnej granicy lasu, powyżej plejstoceńskiej granicy wieloletniego śniegu i występują w nim aktywne procesy peryniwalne. Jest to więc obszar należący według typologii M. Chardona (1984), do niezlodowaconych współcześnie wysokich gór skalistych (haute montagne rocheuse, totalement déglacée). Ponadto Atlas Wysoki należy do gór wysokich strefy półsuchej (Chardon, Riser 1981). W związku z takim wykształceniem rzeźby tych gór i ich położeniem, nie wszystkie piętra morfogenetyczne typowe dla gór wysokich suchej lub półsuchej strefy klimatycznej będą tu występowały. W obszarze tym, aż do wysokości 2500 m n.p.m. na skłonie N (rejon Oukaimedene – ryc. 1) i 3000 m n.p.m. na skłonie S (dolina Ighyghayene) dominuje działalność procesów fluwialnych w dnach dolin i erozji linijnej na stokach. W piętrze tym pluwiograwitacyjny system morfodynamiczny jest wiodący, zaś epizodyczne ulewy i wezbrania gwałtownie przemieszczają pokrywę zwietrzelinową na stokach i w dnach dolin. Procesy te odgrywają bardzo istotną rolę w modelowaniu tego obszaru. Pokrywy budujące dna dolin i stożki u ich wylotów wskazują na modelowanie przez spływy gruzowo-błotne lub błotne. Stoki, zwłaszcza ich dolne odcinki, są gęsto rozczłonkowane suchymi dolinami. Szczególnie, zobaczyć to można z bliskiej odległości w rejonie przełęczy Tizi-n-Tichka (2250 m n.p.m.), gdzie występują typowe badlandy. W okresach między opadami wiatr jest tu głównym czynnikiem morfogenetycznym. Stoki w tym piętrze są skalne lub okryte cienką zwietrzeliną, porastają rzadkimi zespołami zielnymi i roślinnością kserotermiczną. Obszar do omawianej wysokości 2000–3000 m n.p.m. M. Chardon i J. Riser (1981) nazywają **wysokimi górami stepowymi.** Uważają, że tego typu rzeźba występuje w górach wysokich w obszarach śródziemnomorskich i półsuchych. L. Kaszowski (1985) na podstawie badań w Hindukuszu nazywa taką rzeźbę **rzeźbą typu irańskiego**. Niezależnie od terminologii, typ rzeźby w omawianym piętrze jest podobny i ma wiele cech wspólnych. Ponadto M. Chardon i J. Riser (1981) zwracają uwagę w rejonie Toubkala na procesy osuwiskowe i złaziskowe. Wielkie osuwiska występują w rejonie doliny Oukaimedene w strefie utworów permo-triasowych. Ponadto w rejonie tym ma miejsce ruch wielkich bloków skalnych na stokach i pełzanie głazów i bloków w obrębie jęzorów rumowiskowych. Od wysokości 2500 m n.p.m. występują dobrze wykształcone formy glacjalne, a więc wały morenowe, cyrki glacjalne i mutony (ryc. 2, tab. 1).

Masyw Toubkala był wcześniej badany i szczegółowo charakteryzowany przez J. Drescha (1941), ale głównie pod względem wykształcenia rzeźby glacjalnej. Tymczasem obszar ten jest bardzo ciekawy pod



Ryc. 1. Fragment mapy topograficznej obszaru Jebel Toubkal, arkusz NH-29-XXIII-Ia.

względem innych cech rzeźby, szczególnie cech peryglacjalnych. W masywie Toubkala nie występują współcześnie lodowce, jak wykazały badania M. Chardona i J. Risera (1981) występowały one w plejstocenie, aż do późnego glacjału. Schodziły najprawdopodobniej do wysokości ok. 2500 m n.p.m. (wczesny Würm, tab. 1, ryc. 2). Wynika z tego wniosek, że nawet w plejstocenie lodowce nie zajmowały dużych powierzchni w Atlasie Wysokim, chociaż w nawiązaniu do rozprzestrzenienia lodowców alpejskich, zajmowały wtedy największe powierzchnie w górach.



Ryc. 2. Szkic geomorfologiczny rejonu Toubkal i doliny Ighyghayene (wg M. Chardon, J. Riser 1981):
1 – wierzchołek Toubkal, 2 – wierzchołek Ouanoukrim, 3 – schronisko Neltner, 4 – marabut Sidi Chamharouch, 5 – wieś Aremd, 6 – grzbiety i wierzchołki, 7 – cyrki glacjalne, 8 – lodowce gruzowe, 9 – wały morenowe, 10 – rumowisko morenowe rozproszone, 11 – hałdy i najważniejsze stożki usypiskowe, 12 – jęzory obrywów, 13 – koryta potoków, 14 – rygle skalne, 15 – wielkie ściany cyrku Aksouâl-Aremd, 16 – mutony, 17 – przełomy (rozcięcia) proglacjalne, 18 – krawędzie teras, 19 – współczesna akumulacja fluwialna.

W Atlasie Wysokim w rejonie Toubkala powyżej wysokości 2500–3000 m n.p.m. wykształcenie rzeźby zmienia się, a ponadto jest ona kształtowana głównie przez procesy peryglacjalne. Ponadto w piętrze tym, szczególnie na stromych stokach, jest bardzo aktywna erozja linijna i działalność lawin. M. Chardon i J. Riser (1981) zwracają uwagę na zróżnicowanie tego obszaru i wyróżniają w nim piętra form peryglacjalnych. W rejonie Toubkala wyróżniają pewne obszary o różnej rzeźbie i jej aktywności (ryc. 2, 3):

1. Grzbiety w wysokości ok. 4000–4100 m n.p.m., gdzie dominuje intensywna gelifrakcja, a materiał z odpadania dociera nawet do podnóży stoków (rejon Ifni) (ryc.2).

2. Stoki w wysokości ok. 4000–4100 m n.p.m., gdzie materiał z odpadania maskuje stok skalny, a materiał na stokach przemieszcza się w postaci strumieni, jęzorów, aż do dna dolin.

3. W osiach dolin i w obrębie spłaszczeń w wysokości ok. 3500 m n.p.m. występują powszechnie lodowce gruzowe oraz chaotyczne blokowiska (ryc. 2, 3). Lodowce gruzowe są w większości zamarłe. Aktywne lodowce gruzowe występują dopiero powyżej 3700 m n.p.m.

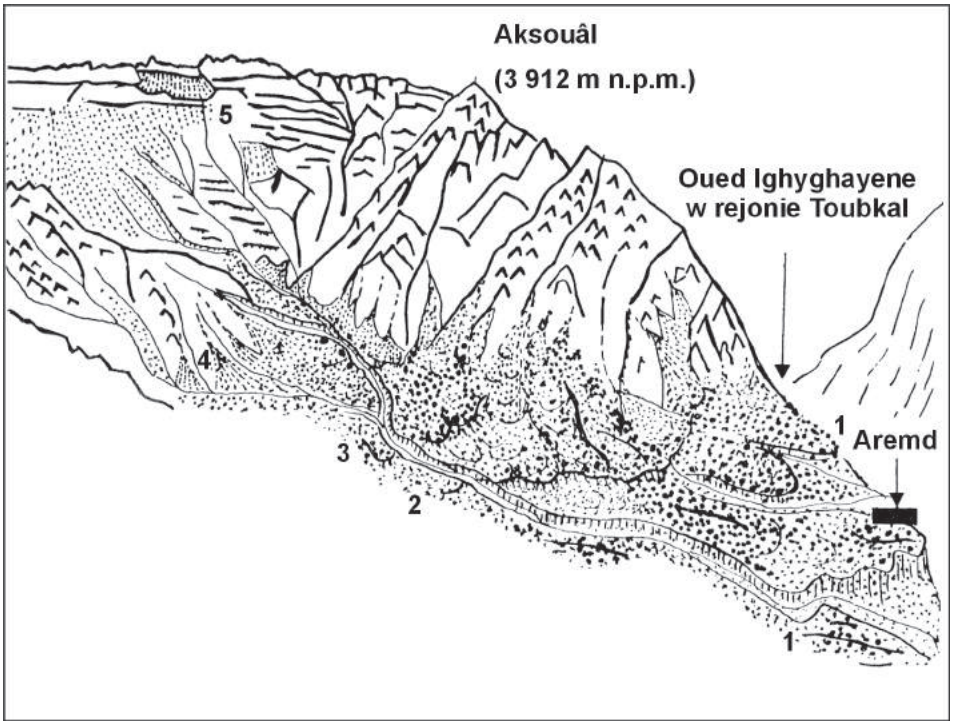
Tabela 1. Próba korelacji ewolucji geomorfologicznej rejonu Oued Ighyghayène (wg. M. Chardon, J. Riser 1981).

Okres	Masyw Toubkal stoki północne	Północny skłon Aksouâl	Strefa Oukaimeden	Nisko położone dno doliny
Okres współczesny	Aktywny lodowiec gruzowy > 3 700 m n.p.m.	Intensywna geliwacja Stożki usypiskowe Jęzory gruzowe	Potok wysokogórski bardzo aktywny Łuszczenie patyny	Boczne podcięcia w ouedach
Mała Epoka Lodowa (?)	Aktywny lodowiec gruzowy > 3 500 m n.p.m.			
Faza ocieplenia ok. 5 000 BP			Czarna patyna na głazach	Terasy z pluwiału Rharbienne (postglacjał)
Późny glacjał 13 000 – 10 000 BP	Lodowiec Toubkal koło schroniska Neltner (3 200 m n.p.m.)	Lodowiec gruzowy (2 600 m n.p.m.)	Aktywne procesy peryglacjalne	
Faza glacjalna Würmu III 20 000 –15 000 BP	Lodowiec Toubkal (2 900 m n.p.m)	Lodowiec gruzowy (2 250 m n.p.m.)	Niewielkie lodowce na stokach Angour	Terasy rzeczne do 25 m
Wczesna faza glacjalna Würmu 40 000 BP (?)	Lodowiec Toubkal (2 500 m n.p.m)	Lodowiec gruzowy koło Aremd		Terasy rzeczne do 60 m

W ewolucji rzeźby wysokogórskiej omawianego terenu, powyżej 3500 m n.p.m. istotną rolę odgrywały warunki lokalne, podłoże skalne, ekspozycja, odpowiednie deniwelacje oraz długość i typ stoków. Formy glacjalne i peryglacjalne najlepiej wykształcone są na skłonie północnym, bardziej zimnym, gdzie stoki są średnio nachylone. Dla kontrastu ewolucja i tempo modelowania są szybsze na skłonie południowym, gdzie deniwelacje i nachylenia stoków są większe. Również erozja linijna oraz wietrzenie i odpadanie na stokach o ekspozycji południowej są większe.

M. Chardon i J. Riser (1981) nazwali obszar powyżej 2500–3000 m n.p.m. **górami wysokimi gruzowymi**, gdyż jest to zasadnicza cecha tej rzeźby górskiej. W nawiązaniu do badań w innych obszarach wysokogórskich spełniających kryteria C. Trolla (1973) należy zwrócić uwagę na prace G. Galiberta (1960) i L. Kaszowskiego (1985). Otóż typ rzeźby przedstawionej przez M. Chardona i J. Risera (1981), G. Galibert (1060), a za nim L. Kaszowski (1985) określają jako **pirenejski**. Ostatni wymienieni autorzy podkreślają powszechność występowania form usypiskowych, a także lobów soliflukcyjnych, rynien i języków spływów gruzowych jako form wskaźnikowych dla tego typu rzeźby wysokogórskiej. Ponadto L. Kaszowski (1985) w pracy z Hindukuszu wydziela jeszcze dodatkowy **typ rzeźby hindukuskiej**. Cechą tej rzeźby są powszechnie występujące i szeroko rozumiane lodowce gruzowe, ale obok nich również stoki usypiskowe i gruzowe formy w ich obrębie. Uważam, że formy gruzowe, a szczególnie lodowce gruzowe w rejonie Toubkala można zaliczyć do rzeźby wysokogórskiej typu hindukuskiego. W efekcie w najwyższym piętrze powyżej 3800 m n.p.m. występowałaby rzeźba typu pirenejskiego, niżej w wysokości od 2500 do 2800 m n.p.m. występowałaby rzeźba typu hindukuskiego. Poniżej zaś dominuje rzeźba **typu stepowego** według M. Chardona i J. Risera (1981), czy też **typu irańskiego** według L. Kaszowskiego (1985).

Na podstawie badań M. Chardona i J. Risera (1981) można wnosić, że w przeszłości, w plejstocenie, rejon Toubkala w Atlasie Wysokim był bardziej podobny do gór wysokich strefy suchej badanych przez L. Kaszowskiego, ponieważ w Atlasie występowało dodatkowo piętro glacjalne. Z tego powodu niżej położone obszary wykazywały się jeszcze większą aktywnością procesów peryglacjalnych, szczególnie większą aktywność wykazywały wtedy lodowce gruzowe.



Ryc. 3. Szkic geomorfologiczny północnego skłonu Aksouâl (wg. M. Chardon, J. Riser 1981):
1 – lodowiec gruzowy stadium Aremd, 2 – stadium recesyjne, 3 – stadium współczesne (2600 m),
4 – współczesne stożki usypiskowe, 5 – północne ściany Aksouâl.

Literatura

Chardon M., Riser J., 1981, *Formes et processus géomorphologiques dans le Haut Atlas Marocain*. Revue de Géographie Alpine, LXIX,4.

Chardon M., 1984, *L'étagement des paysages et les processus géomorphologiques actuels dans les Alpes occidentales*. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 18.

Dresch J., 1941, *Recherches sur l' évolition du relief dans le massif central du Grand Atlas, le Haouz et le Souss*. Thèse Lettres, Paris, Imprim, Arrault, Tours.

Galibert G., 1960, *L' évolition actuelle des «faces Nord» de la haute montagne alpine dans le massif de Zermatt*. Rev. Geogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest, 31.

Kaszowski L., 1985, *Rzeźba i modelowanie gór wysokich strefy suchej na przykładzie Hindukuszu Munjan*. Rozprawy Habilitacyjne Uniwersytetu Jagiellońskiego, 94, Kraków.

Troll C., 1973, *High mountain belts between the polar caps and the equator: their definition and lower limit*. Arctic and Alpine Research, 5, 3, Part2.

Rzeźba i budowa geologiczna Atlasu Wysokiego (rejon Demnate) i Atlasu Średniego (rejon Azilal)

Abderrahim Benali
Instytut Geologii, Wydział Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Cadi-Ayyad, Marakesz
e-mail: abderrahimbenali@yahoo.fr

Podgórze (Sidi Rahal), obszar wschodniego Haouz i centralnego Atlasu Wysokiego

Równina Haouz:

Ograniczona od północy przez masyw Jbilet, zbudowana jest głównie z wyniesionych pokryw paleozoicznych, w obrębie których dominują nieprzepuszczalne łupki. We wschodniej i zachodniej części równiny, na przedpolu Atlasu występują osady mezozoiczne i eoceńskie, częściowo gliniaste lub margliste. Utwory akumulowane od paleozoiku do eocenu zostały wygięte w rozległą rynnę, w której akumulowały się neogeńskie i czwartorzędowe osady terygeniczne (kontynentalne).

Centralny Atlas Wysoki:

Zaczyna się na wschodzie od przełączy Tizi-n-Tichka, ciągnie się aż do płaskowyżu jezior i tworzy ogromną asymetryczną kopułę zbudowaną z wapieni liasu. Ogólny przebieg form rzeźby nawiązuje do kierunku SW-NE.

Rozwinięcie formacji wapiennych jury nadaje tej części Atlasu charakter szczególny. Skały te wyznaczają linię grzbietu łańcucha, którego średnie wysokości są bardzo duże i przekraczają 3500 m n.p.m. (I'Irhil-M'Goun – 4017 m n.p.m., Tignousti – 3825, Azourki – 3690 m n.p.m.). Wszystkie wzniesienia zbudowane są z regularnych, asymetrycznych fałdów jurajskich. Fałdy te są często pocięte licznymi uskokami. Charakterystyczne antyklinalne wydłużenie fałdów występuje w sąsiedztwie bardzo szerokich, synklinalnych niecek. Doliny występujące na północny i południu masywu tworzą sekwencję dolin podłużnych i wciosów poprzecznych.

Wapienną budowę łańcucha podkreślają liczne formy i procesy krasowe. Rzeki biorą swój początek z wywierzysk, zaś górne części dolin są suche. Rozpoznać można także kaniony i jaskinie oraz dosyć głębokie misy z martwicą wapienną, zajmowane przez jeziora okresowe lub w niektórych przypadkach przez jeziora stałe (jeziora Isli i Tislit – „para narzeczonych" płaskowyżu jezior).

Ujście ouedu Tessaout z Atlasu (stożek napływowy)

Stary stożek napływowy wyznacza granicę wschodniej części równiny Haouz i północnych stoków centralnej części Atlasu Wysokiego. Jest przecięty i tworzy formę wielkiego muru, w którym można wyróżnić następstwo utworów miopliocenskich i Villafranchienu. Jego związek ze zlewnią tłumaczy dynamikę różnych procesów erozyjnych, których doświadczają północne stoki Atlasu Wysokiego od neogenu aż do naszych czasów.

Można tu zaobserwować:

– budowę mio-plioceńskich i plioceńsko-czwartorzędowych poziomów stożka napływowego,

– procesy przebarwienia na czerwono i wytrącenia żelaza w materiale żwirowo – piaszczystym.

Dolina rzeki Tessaout poniżej zapory Ait Adel

Dolina rzeki Tessaout ma przebieg prostopadły do granic litologicznych. Rozszerza się w obrębie czerwonych iłów triasowych (zapora), gdzie rzeka płynęła w rynnach anastomozujących pośrodku szerokiego, kamienistego koryta głównego, o szerokości do 500 m, prostopadle do synkliny wypełnionej utworami mio-plioceńskimi.

Układ tarasów jest wyraźniejszy na prawym brzegu, pomiędzy zaporą a zwężeniem występującym w fałdzie Tagoundaft. Taras główny osiąga wysokość od 40 do 50 m, jest wąski, z licznymi dużymi blokami i zmieniony na powierzchni. Pojawia się nieco poniżej słabo nachylonego stoku wczesnoczwartorzędowego (Moulouyen). Taras w górnej części uległ erozji. Jest to widoczne w postaci osadów młodszego tarasu zbudowanego z drobniejszych utworów mułowych z wytrąceniami węglanowymi i licznymi śladami skorup wapiennych w górnej części profilu. Osady tego drugiego tarasu, nie wszędzie skonsolidowane, są czasem otoczone cienką czarną powłoką, która wskazuje na pewien hydromorfizm (pluwiał Amirien). Niżej, a także powyżej, pojawia się ostatni, skonsolidowany czwartorzędowy taras średni (Tensiftien).

Bardziej na północ, poziom niższy w dolnej części wysokiego tarasu jest utworzony z wielkich, luźnych, lekko obtoczonych bloków. Nieuporządkowane bloki i drobniejsze frakcje osadów są zasypane piaskiem. Poziom ten przechodzi w miąższy, skonsolidowany stok usypiskowy występujący w przewężeniu Tagoundaft.

Imi n'Ifri

Naturalny most usytuowany w wąwozie skalnym na południe od Demnate. Most jest ogromnym masywem trawertynowym, przez który infiltrując przepływał Oued Hasseur. Główny wodospad zrzucał wodę z wysokości 60–70 m. W wyniku erozji wstecznej wodospad uległ poszerzeniu i zrzut pionowy przebiegał na szerokości 150 – 180 metrów w postaci systemu wodospadów.

Rozpoznanie budowy trawertynów wskazuje na przejścia piaszczyste, gliniaste, żelaziste, od słabo obtoczonych żwirów, przez kilka różowych bloków wapiennych (lias) po osady biogeniczne pochodzące z sąsiednich zagłębień.

Demnate – Azilal

Synklina Tanante

Wokół szerokiej synkliny Tanante grzbiety osiągają piętro wilgotne i porastają je gęste lasy dębowe. W wyższej części basenu wznoszą się strome stoki, mniej lub bardziej jednostajne, rozciągające się od gór po tarasy ouedu Lakhdar, rozcinającego wewnętrzną część basenu (osady batonu).

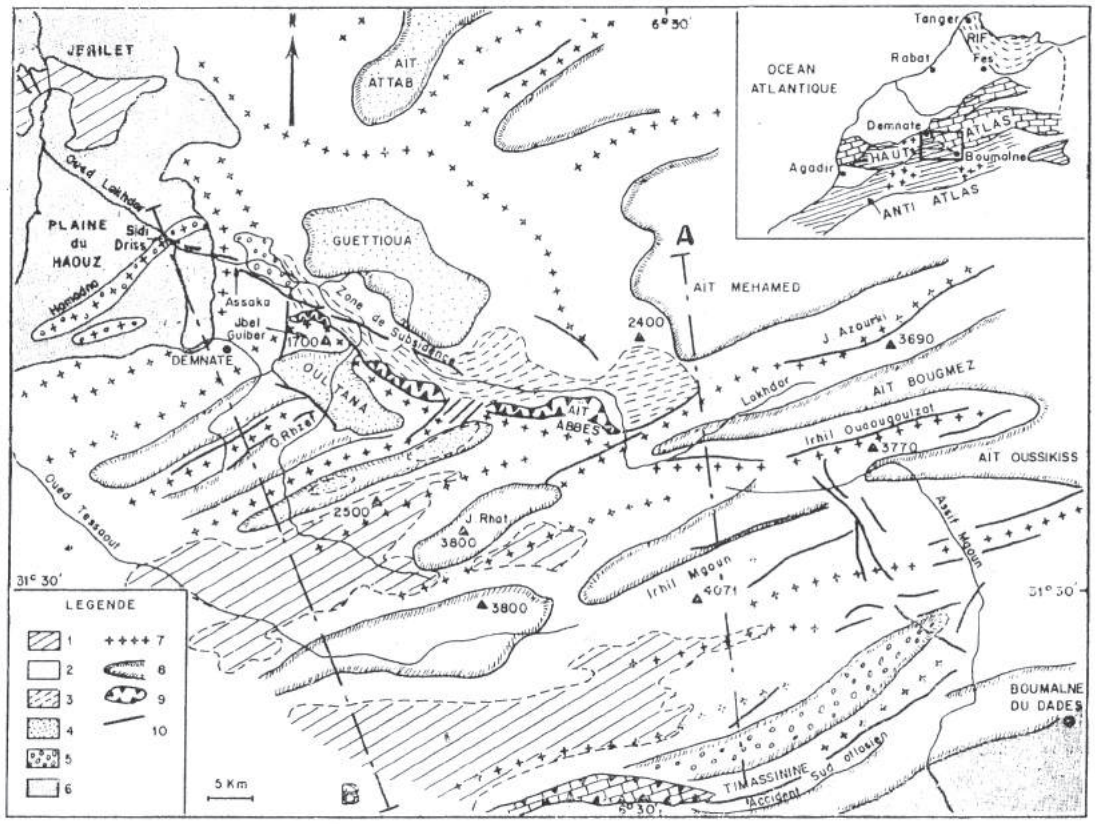
Wyróżnia się dwa poziomy:

– wyższy, dosyć rozległy, ciągnący się od stoku wapiennego do tarasu, zwieńczony przez tufy o miąższości 1 m, zawierający wkładki czekoladowych mułków ze żwirami. Żwiry są średnio obtoczone, a ich liczba maleje w górnych częściach profilu, który jest przykryty warstwą zwietrzeliny,
– w rozcięciu widoczny jest drugi poziom stożków przykryty warstwą zwietrzeliny, którego materiał powierzchniowy jest mniej miąższy i składa się z różowych mułków, w których występują średnio skonsolidowane, obtoczone żwiry.

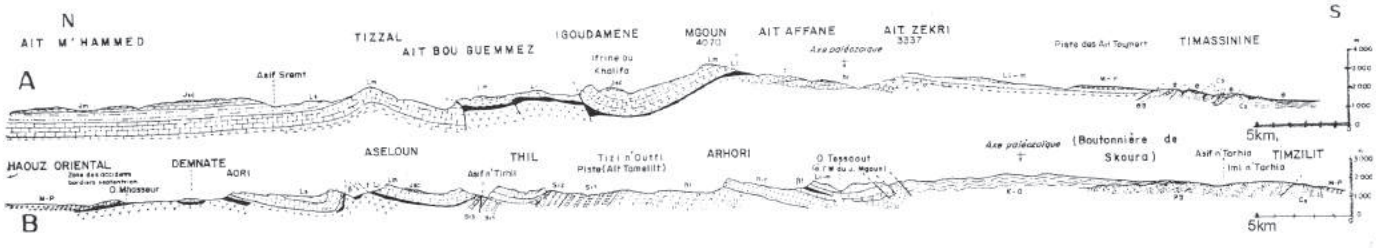
Podobna sytuacja występuje w innych synklinach na północnych stokach średniogórza centralnego Atlasu Wysokiego, a także w synklinach Ouzoud, Ouawizaght, Ait Attab.

Wodospad Ouzoud

Położony jest 36 km na zachód od Azilal, w południowej części doliny ouedu Abid. Wodospady Ouzoud tworzą serię basenów trawertynowych o łącznej wysokości 120 m. W budowie wodospadów można odnaleźć bardzo skonsolidowane trawertyny preplejstoceńskie, czwartorzędowe i inne, które powstają do dzisiaj, lecz trudno im przypisać określony czas powstania. Podobnie jak ich odpowiedniki, są one wrażliwe na okresy dostawy opadów deszczu. Trawertyny te są tego samego typu co trawertyny z Imi n'Ifri, jednak mają inny wygląd i powstały w innych okresach. Możliwe jest wyróżnienie dwóch ich typów:



Ryc. 1. Schematyczna mapa strukturalna Atlasu w rejonie Demnate:
1 – paleozoik, 2 – mezozoik, 3 – lias dolny, 4 – niecka jurajsko-kredowa lądowa, 5 – miocen,
6 – czwartorzęd, 7 – oś antykliny, 8 – strefa synklinalna,
9 – kontakt niezgodny, 10 – uskoki.



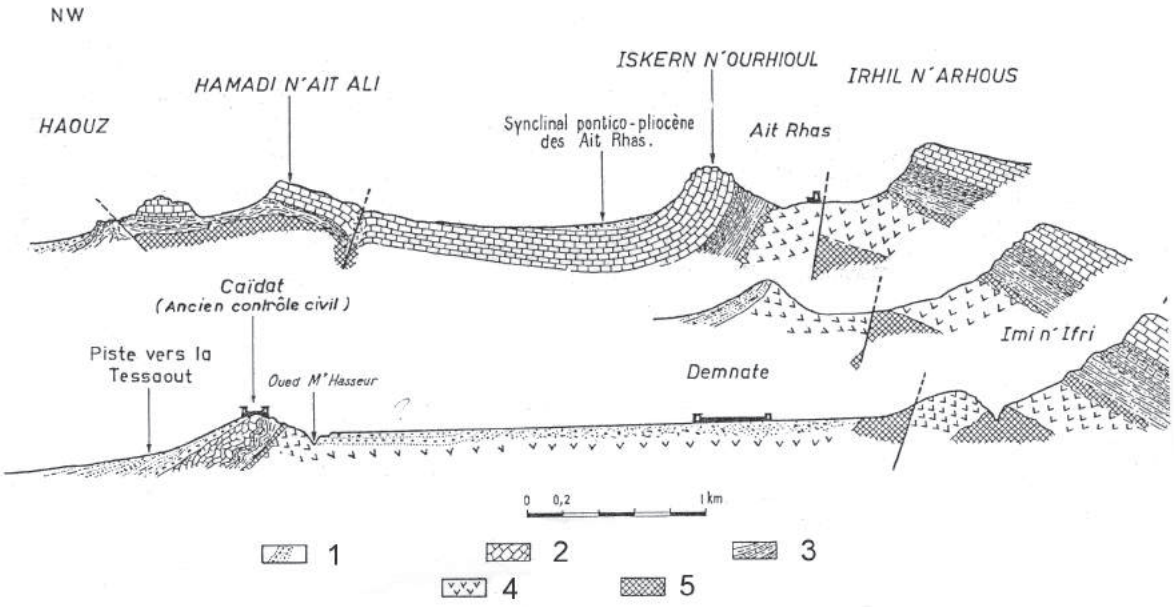
Ryc. 2. Przekroje geologiczne przez Atlas w rejonie Demnate:
mp – pontyjskie zlepieńce piaszczysto-gliniaste, es – eocen górny: piaskowce gipsowo-żelaziste,
c – paleocen, eocen dolny i środkowy morski, Cs – kreda górna (senon): czerowone gipsy żelaziste,
Jsc- jura górna: czerwone piaskowce i piaskowce drobnoziarniste kontynentalne, Jm – dogger:
wapienie i margle, Ls – lias górny: margle piaszczyste, wapienie margliste, Lm – lias środkowy,
pliensbach i domer: wapienie, dolomity i margle, Li – lias dolny: margle wapniste,
t – trias: iły i margle czerwone z solą i gipsem, ßt – trias: bazalty dolerytowe,
h-r – stefan – perm: czerowne piaskowce , hi – wizen: zlepieńce, flisz, Si3 – wenlock: łupki i psammity,
Si2 – taranon: łupki i psammity, Sil – landower: łupki i psammity, K-O – kambr, kambr-ordowik
i ordowik: łupki, psammity, kwarcyty, zlepieńce w spągu, PII – prekambr II (?)

– trawertyny stromatolitowe,
– trawertyny biogeniczne.

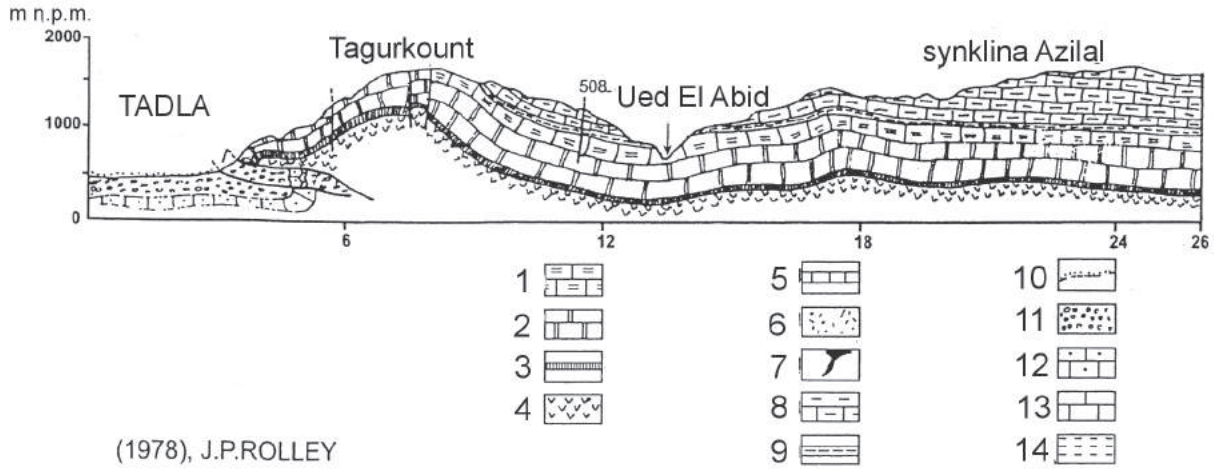
Należy też zwrócić uwagę na procesy związane z krasem powierzchniowym w starych osadach trawertynowych.

Równina Azilal

Jest to forma synklinalna z płaskim dnem, zbudowanym z wapieni doggeru, silnie zerodowanych na zachodzie. W kierunku wschodnim stopniowo pojawia się na nich pokrywa wapieni marglistych. Najbardziej masywne wapienie tworzą wzgórza, a zagłębienia wykształcone są w osadach mniej odpornych. Nie ma innych zagłębień, nawet częściowo zamkniętych, lecz występują szerokie, wijące się korytarze.



Ryc. 3. Przekroje geologiczne na wschód od Demnate:
1 – osady pontyjskie, 2 – wapienie i dolomity, 3 – margle i margle wapniste, 4 – doleryty,
5 – margle i czerwone iły.

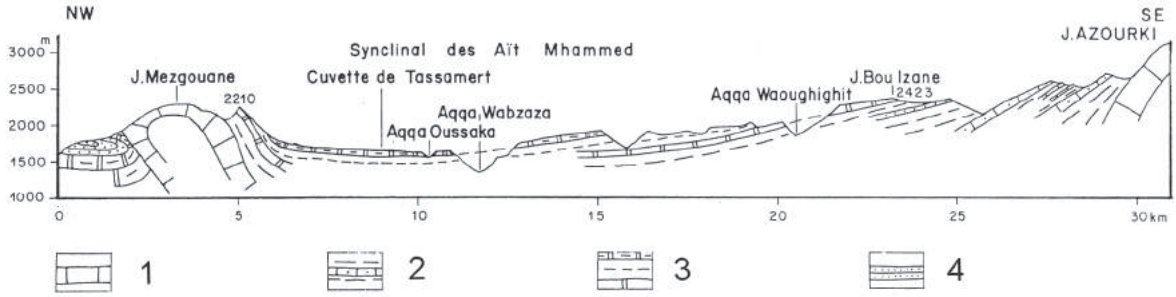


Ryc. 4. Przekrój geologiczny obszaru Tadla-Azilal:
1 – domer, 2 – lias dolny i środkowy, 3 – lias dolny, 4 – trias, 5 – apt, 6 – baton, 7 – wypływy bazaltowe,
8 – bajos, 9 – toark, 10 – czwartorzęd, 11 – mio-pliocen, 12 – eocen, 13 – cenoman-turon, 14 – alb-cenoman.

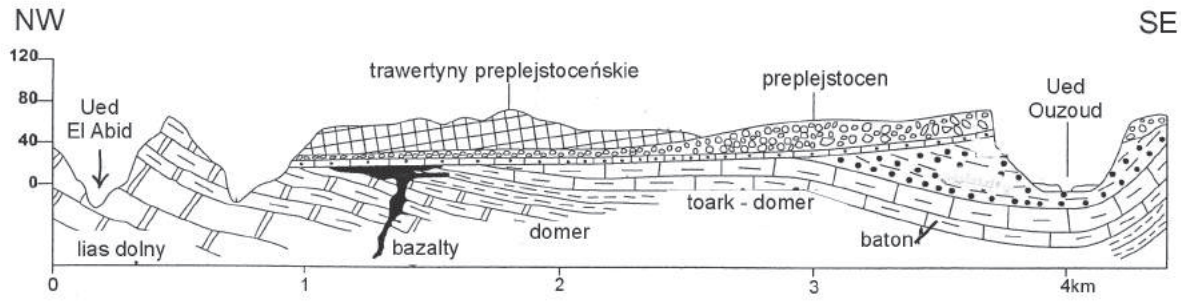
Na płytkich osadach czerwonych mułków, wypełniających ich dno, rozwinął się system cieków przypominający krajobraz erozyjny, a nie krasowy.

Jeden z cieków stałych bierze początek z dużego wywierzyska, zlokalizowanego w wyniesieniu perysynklinalnym warstw o orientacji zachodniej. Ciek ten odpowiada jedynie za ostatni poziom zasypania, ponieważ zgodnie z kierunkiem jego biegu piętrowe osady trawertynowe są coraz starsze, aż do plioceńsko-czwartorzędowych. Obecność podziemnej sieci krasowej jest argumentem przemawiającym za starszym rzeźbotwórczym okresem aktywności procesów krasowych.

Warto zaznaczyć, że malownicze krajobrazy geomorfologiczne wzdłuż drogi z Azilal związane są z mechanizmami rozpuszczania, ale także wietrzeniem mrozowym liasowych skał wapiennych. Sporadycznie widoczne są zespoły szczelin i żłobków, wypełnionych przez odwapnione, czerwone gleby (terra rossa).



Ryc. 5. Przekrój geologiczny obszaru Ait Mhammed:
1 – wapienie rafowe domeru, 2 – margle, piaskowce i wapienie liasu górnego,
3 – wapienie i margle doggeru, 4 – piaskowce i margle batonu.



Ryc. 6. Przekrój geologiczny obszaru pomiędzy ouedem el Abid i ouedem Ouzoud.

Basen Ouawizaght (Jezioro Bin el Ouidane)

Obszar ten związany jest z wielką synkliną, zbudowaną z czerwonych utworów środkowej jury kontynentalnej (piaskowce, margle, mułowce), otoczoną szczytami nie przekraczającymi 2000 m. Dno obniżenia jest położone w piętrze półsuchym. W jego obrębie łączą się dwa dopływy (Oued Ahansal i Oued El Abid). Ich połączenie następuje przed wciosem skalnym, dzięki czemu istniały korzystne warunki do założenia zbiornika Bin el Ouidane.

W obszarze tym, na lewym brzegu zapory, wzdłuż podnóża stoku Abbadine, można wyróżnić następujące jednostki:

– miąższe na kilka metrów stożki, w całości silnie skonsolidowane, których część składa się z osadów dość jednorodnych, słabo obtoczonych. Niżej, ich miąższość zmniejsza się w kierunku stoków, które zbudowane są z tufu bogatego we frakcje kilkucentymetrowe, scalone twardą skorupą (Mouloyen),

– niżej, inny stożek jest pokryty oskorupioną zwietrzeliną, o miąższości powyżej kilku decymetrów, składającą się w całości z drobnego gruzu (2–5 cm). Lokalnie w niżej zalegających marglach, można zaobserwować wzbogacenie w wytrącenia węglanowe (Amirien),
– najniższy, trzeci poziom został wydzielony bardziej ogólnikowo. Budują go osady składające się z grubszej frakcji (10 cm), silnie skonsolidowane (Tensiftien).

Wszystkie te powierzchnie, poza najwyższymi, nawiązują do tarasów znajdujących się obecnie pod wodą spiętrzoną przez zaporę.

W obszarze tym warto zwrócić uwagę na zmiany zagospodarowania przestrzeni górskiej i nadmierną eksploatację zasobów naturalnych (gleby, pokrywy roślinnej), a także na inną działalność człowieka inicjującą procesy erozyjne i inne wpływające na wzrost wrażliwości środowiska.

Charakterystyka fizycznogeograficzna regionu Coude du Dra*

Maciej Dłużewski
Instytut Nauk Fizycznogeograficznych
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
e-mail: dluzewski@uw.edu.pl

Kazimierz Krzemień
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Jagielloński
e-mail:k.krzemien@geo.uj.edu.pl

Duża różnorodność elementów środowiska przyrodniczego obszaru badań na pograniczu Antyatlasu i Sahary ma zasadniczy wpływ na życie miejscowej ludności i z tego powodu zasługuje na dokładniejszą analizę. Ta różnorodność związana jest nie tylko ze zróżnicowaniem struktur geologicznych i rzeźby, ale także z przejściowością klimatu. Zależnie bowiem od pory roku badany obszar znajduje się pod wpływem klimatu śródziemnomorskiego lub klimatu skrajnie suchego. Skutki tej przejściowości omówione będą szerzej na różnych przykładach.

Położenie obszaru badań

Obszar badań płożony jest w regionie Coude du Dra, na południu Maroka przy granicy z Algierią (ryc. I, II). Od północy ograniczony jest monoklinalnym dwudzielnym grzbietem Jebel Bani wznoszącym się do wysokości 1456 m n.p.m, wchodzącym w skład południowej części Antyatlasu. Jebel Bani jest typowym progiem strukturalnym ze stromym skłonem o ekspozycji N i łagodnie nachylonym skłonem S, nawiązującym bardzo wyraźnie do upadu skał podłoża. Grzbiet ten rozcięty jest licznymi korytami rzek epizodycznych, krótkimi na skłonie N i dłuższymi na skłonie S. Od południa badany region ograniczony jest przez równoleżnikową krawędź rozległej kamienistej wyżyny Hamady du Dra, wznoszącej się do wysokości około 770 m n.p.m., położonej już po stronie algierskiej. Zachodnią granicę wyznacza – obecnie epizodyczne – jezioro Iriqui, a wschodnią, boczny grzbiet Jebel Bani – pasmo Beni Selmane oraz oaza Mhamid, w której znajduje się największa w badanym obszarze miejscowość (2000 mieszkańców) o tej samej nazwie.

Coude du Dra stanowi równinną powierzchnię położoną na wysokości od 550 m n.p.m. w części wschodniej do 450 m n.p.m. w części zachodniej. Środkową część badanego obszaru zajmuje równoleżnikowa, szeroka dolina ouedu Dra. Źródła tej rzeki położone są w odległości około 400 km na południowych stokach Atlasu Wysokiego. Jest ona głównym dostarczycielem wody do badanego obszaru.

Zarys budowy geologicznej i rzeźby terenu

Z analizy mapy geologicznej (ryc. III) wynika, że obszar Coude du Dra i najbliższe okolice budują skały paleozoiczne od ordowiku do dewonu, zapadające monoklinalnie w kierunku południowym. Grzbiet Jebel Bani budują ordowickie piaskowce, piaskowce kwarcytyczne i szarozielone iły. W obrębie tych utworów lokalnie występują jurajskie intruzje dolerytowe jako dajki i sille. Obszar ten budują

* Artykuł publikowany w książce pt.: Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko) i jej wpływ na warunki życia ludności pod redakcją Macieja Dłużewskiego, Wydawnictwo Akademickie Dialog, Warszawa 2003, s. 11–44.

więc zarówno skały stosunkowo odporne na działanie procesów erozyjnych jak i skały mało odporne. Z tego względu obszar ten charakteryzuje się urozmaiconą rzeźbą terenu. W wyniku trzeciorzędowych ruchów wznoszących Antyatlasu pierwotnie horyzontalnie ułożone warstwy skalne Jebel Bani uległy nachyleniu. Wzmożona działalność erozyjna w okresach pluwialnych spowodowała wyerodowanie mało odpornych skał. Materiał ten był wynoszony na przedpole Jebel Bani i akumulowany w postaci kilku poziomów rozległych stożków aluwialnych budujących równinę Coude du Dra. U podnóża Jebel Bani występują fragmenty pięciu poziomów teras akumulacyjnych lub utrwalonych glacis przeważnie lokalnie nadbudowanych stożkami napływowymi. Są to:

1. Terasy najniższe z okresu pluwialnego Rharbien (postglacjał) z najmłodszymi osadami, głównie mułkami i glacis przykryte najmłodszymi osadami,
2. Terasy niskie z pluwialnego okresu Soltanien, który dla Afryki Północnej jest odpowiednikiem zlodowacenia Würmu (Coque 1977),
3. Terasy średnie z okresu pluwialnego Tensiftien (opowiednik zlodowacenia Riss i interglacjału Riss/Würm) oraz glacis utrwalone i stożki napływowe z tego okresu,
4. Terasy starsze z okresu Amirien (odpowiednik zlodowacenia Mindel i interglacjału Mindel/Riss), glacis utrwalone i stożki napływowe z tego okresu,
5. Terasy najstarsze z okresu Salétien (odpowiednik zlodowacenia Günz i interglacjału Günz/Mindel), glacis urtwalone i stożki napływowe z tego okresu.

Rozległe równiny aluwialne powstałe w czasie panowania warunków klimatycznych charakteryzujących się większą wilgotnością określane są jako „feija". Grzbiety I i II, w przewadze dwudzielnego Jebel Bani są zbudowane z litych i odpornych skał, głównie piaskowców kwarcytycznych. Rozdzielają one trzy feija: Fezouata – na północy, charakteryzująca się dużą rozciągłością, Ktaoua – zdecydowanie mniejsza, położona w rejonie Tagounite i trzecia – w rejonie Mhamid (ryc. III). Feija Fezouata rozciąga się od Foum Zguid i sięga poza Zagorę. Kolejna – Feija Ktaoua stanowi kotlinowate obniżenie o przebiegu południkowym osiągające maksymalną szerokość w okolicy Tagounite. Trzecie obniżenie wycięte jest w mało odpornych łupkach sylurskich na przedpolu Jebel Bani. Jest to szerokie obniżenie rejonu Mhamid, rozciągające się na wschód od tej oazy, przechodzące stopniowo w Feija Tazzarine-Tarnbalt (Joly 1962) i w kierunku – zachodnim w rejon Coude du Dra (ryc. III).

Od południa do równiny aluwialnej Coude du Dra przylega Hamada du Dra (Jebel Quarkziz) zbudowana ze skał dewońskich, głównie wapieni. Budowa geologiczna, a także rzeźba tego obszaru odpowiada w dużym stopniu pozostałym marokańskim hamadom. Wierzchowina Hamady, charakteryzująca się małym zróżnicowaniem rzeźby, jest ograniczona od północy wyraźnym progiem strukturalnym oddzielającym ją od równiny. Na przedprożu tego regionu występują góry świadki np. Glib, Zegdau, El Azig, Gour Idergane, Garete Khadem, powstałe w wyniku działania intensywnych procesów denudacyjnych w rejonie przykrawędziowych powierzchni strukturalnych Hamady du Dra.

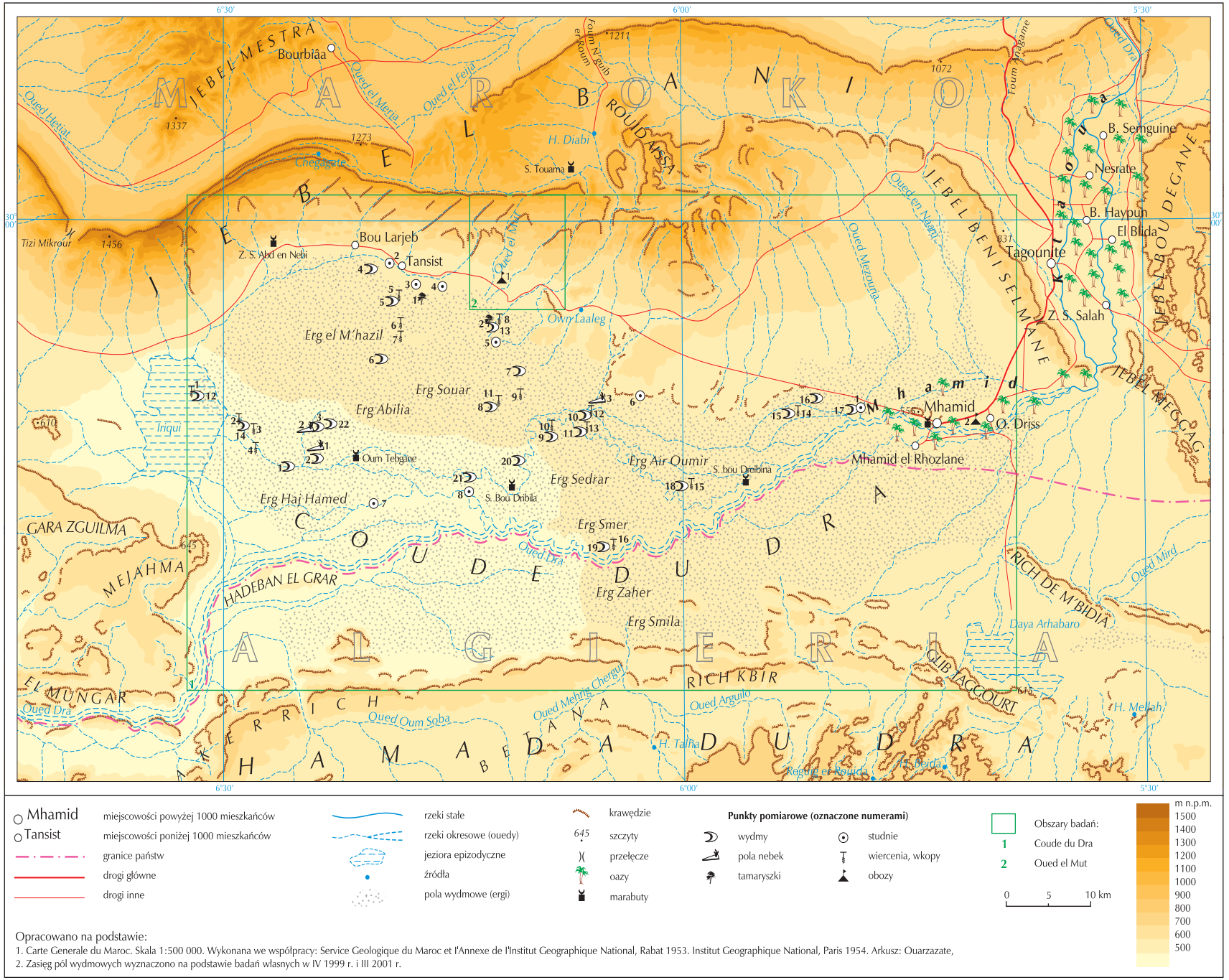
Obszar będący przedmiotem badań – obniżenie Coude du Dra – położony pomiędzy regionami Jebel Bani i Hamada du Dra zasypany został materiałem aluwialnym, w większości plejstoceńskim i holoceńskim, zakumulowanym w formie stożków aluwialnych lub powierzchni terasowych utworzonych w okresach pluwialnych przez rzekę Dra[1]. Współczesna powierzchnia obniżenia pokryta jest w większości przez różnego typu formy genezy eolicznej – głównie barchany, wydmy barchanoidalne oraz pola piasków przewianych. Pola wydmowe wznoszą się tu do 111 m nad otaczający teren. Obszarem pozbawionym wydm jest jedynie dno szerokiej doliny ouedu Dra, który charakteryzuje się roztokowym, żwirodennym, a więc szerokim i wielokanałowym korytem.

Klimat[2]

Szczególne położenie geograficzne badanego obszaru – na zapleczu pasm górskich Atlasu – skłania do postawienia pytania: w jakim stopniu badany obszar jest klimatycznie, a w związku z tym i hydrologicznie, zależny od tych pasm górskich? W klimatycznej analizie trzeba więc brać pod uwagę także

[1] porównaj Alimen (1957a) i (1957 b).

[2] Dane dotyczące klimatu omawianego regionu pochodzą z najbliższej stacji meteorologicznej – Tagounit znajdującej się na NE od Mhamid.



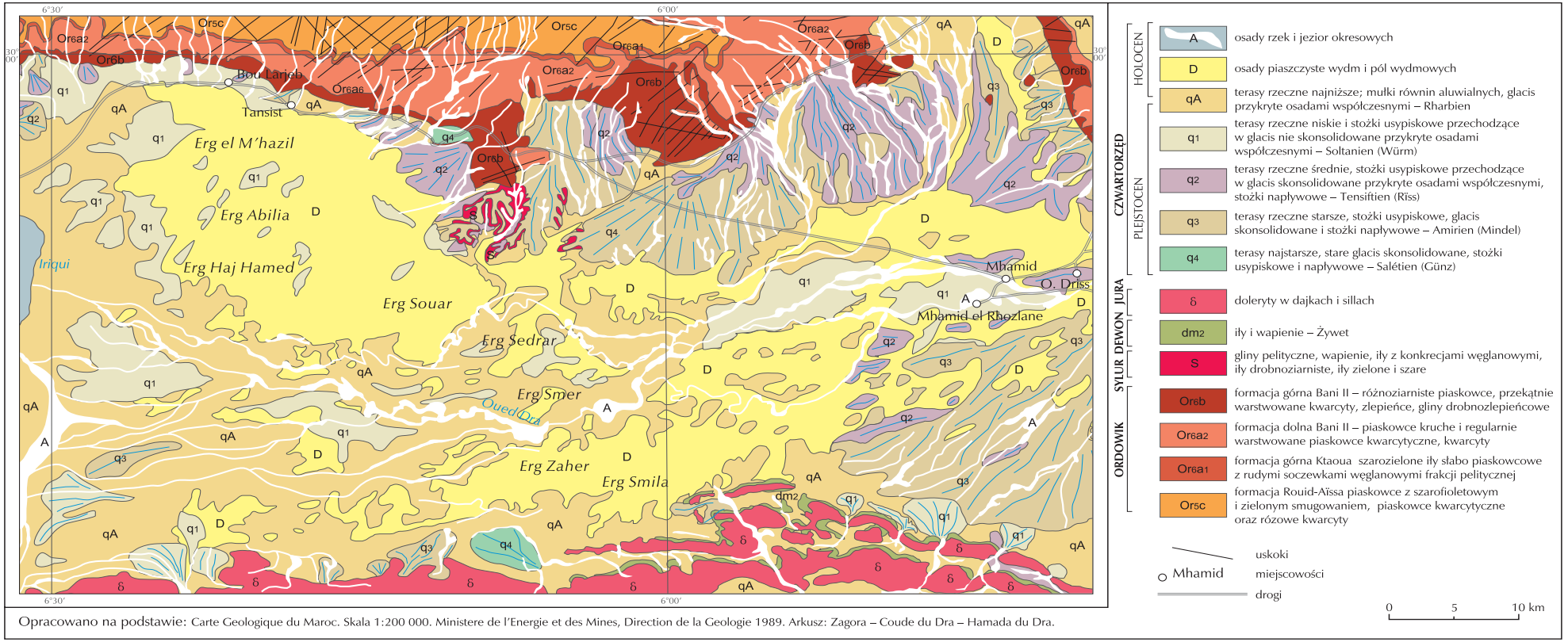
Mhamid — miejscowości powyżej 1000 mieszkańców
Tansist — miejscowości poniżej 1000 mieszkańców
granice państw
drogi główne
drogi inne
rzeki stałe
rzeki okresowe (ouedy)
jeziora epizodyczne
źródła
pola wydmowe (ergi)
krawędzie
645 szczyty
przełęcze
oazy
marabuty

Punkty pomiarowe (oznaczone numerami)
wydmy
pola nebek
tamaryszki
studnie
wiercenia, wkopy
obozy

Obszary badań:
1 Coude du Dra
2 Oued el Mut

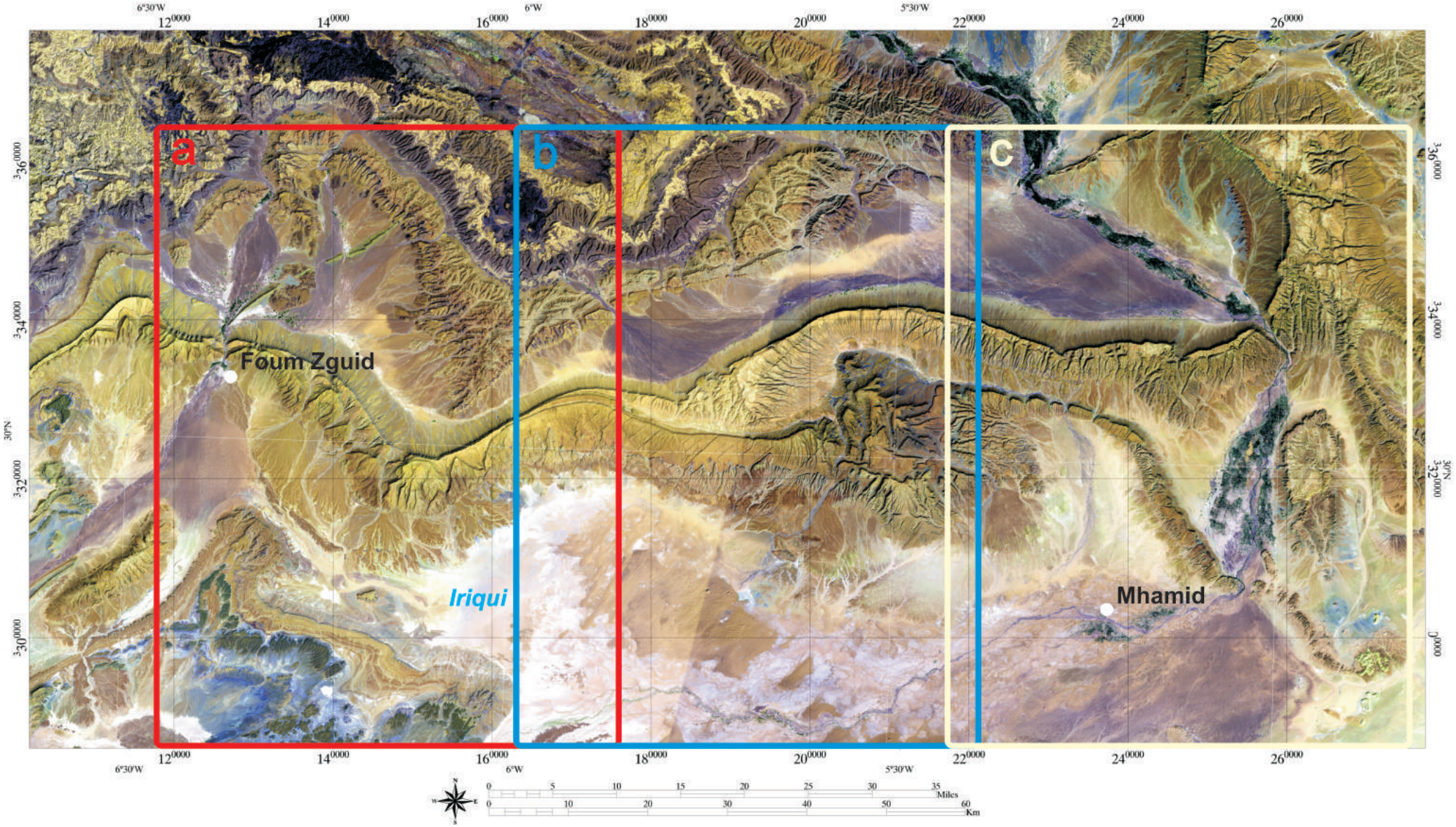
Opracowano na podstawie:
1. Carte Generale du Maroc. Skala 1:500 000. Wykonana we współpracy: Service Geologique du Maroc et l'Annexe de l'Institut Geographique National, Rabat 1953. Institut Geographique National, Paris 1954. Arkusz: Ouarzazate,
2. Zasięg pól wydmowych wyznaczono na podstawie badań własnych w IV 1999 r. i III 2001 r.

Ryc. II. Mapa lokalizacyjna punktów pomiarowych obszaru Coude du Dra.

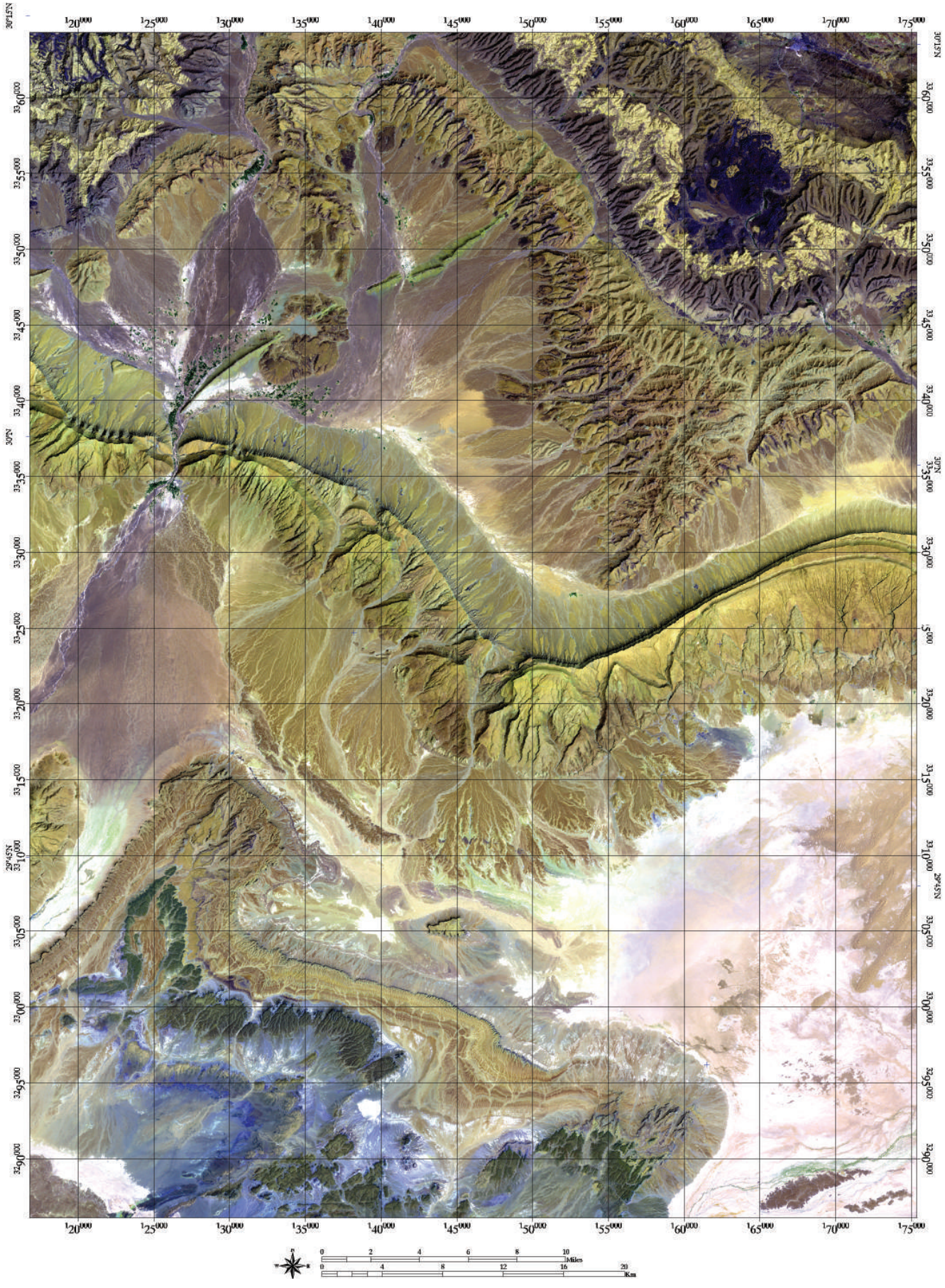


Opracowano na podstawie: Carte Geologique du Maroc. Skala 1:200 000. Ministere de l'Energie et des Mines, Direction de la Geologie 1989. Arkusz: Zagora – Coude du Dra – Hamada du Dra.

Ryc. III. Mapa geologiczna obszaru Coude du Dra.

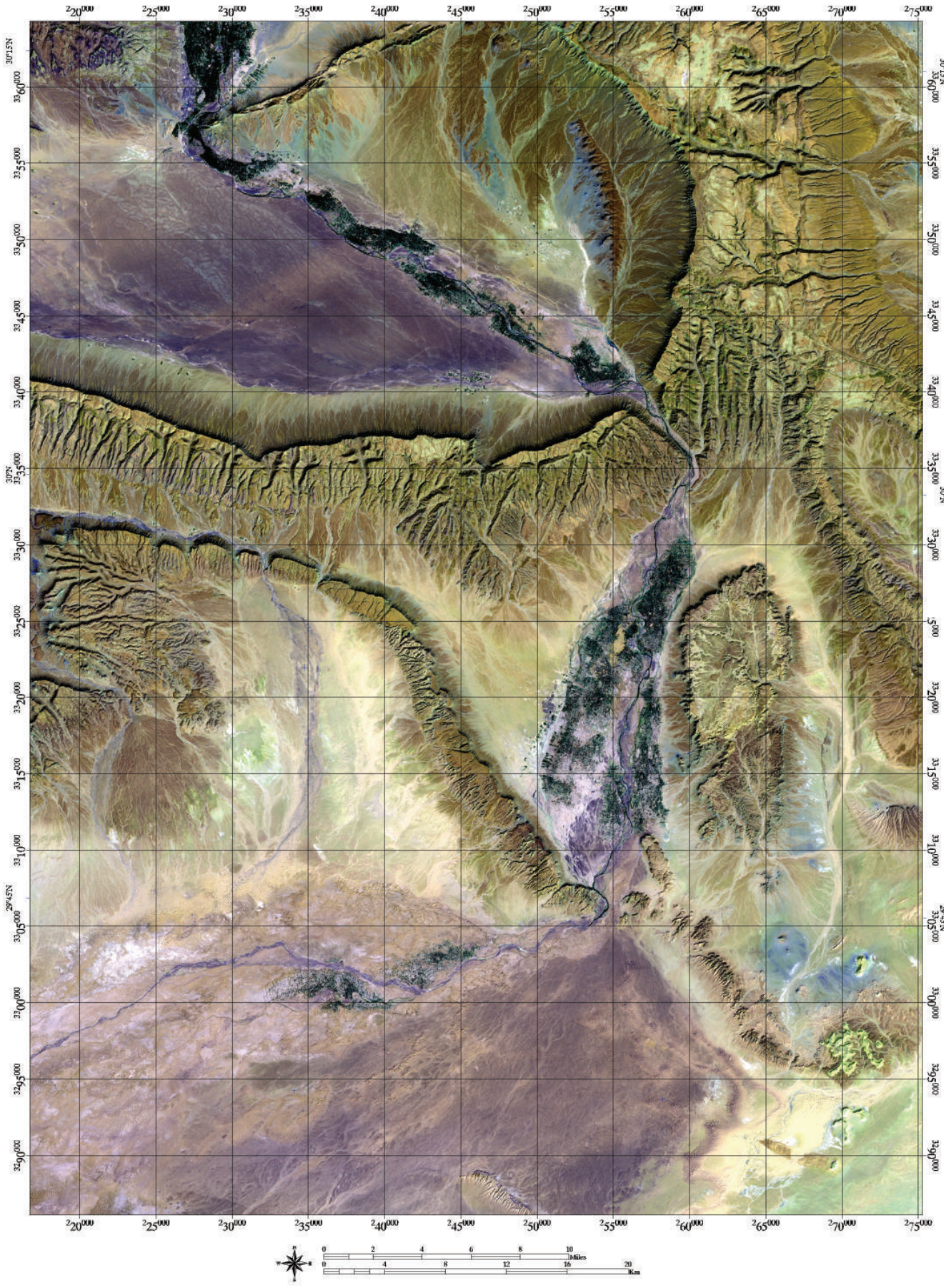


Ryc. IV. Zdjęcie satelitarne obszaru Coude du Dra, satelita Landsat 7, kompozycja RGB, 31 marca 2000r.



Ryc. Va. Zdjęcie satelitarne obszaru Coude du Dra (część zachodnia), satelita Landsat 7, kompozycja RGB, 31 marca 2000r.

Ryc. Vb. Zdjęcie satelitarne obszaru Coude du Dra (część centralna), satelita Landsat 7, kompozycja RGB, 31 marca 2000r.



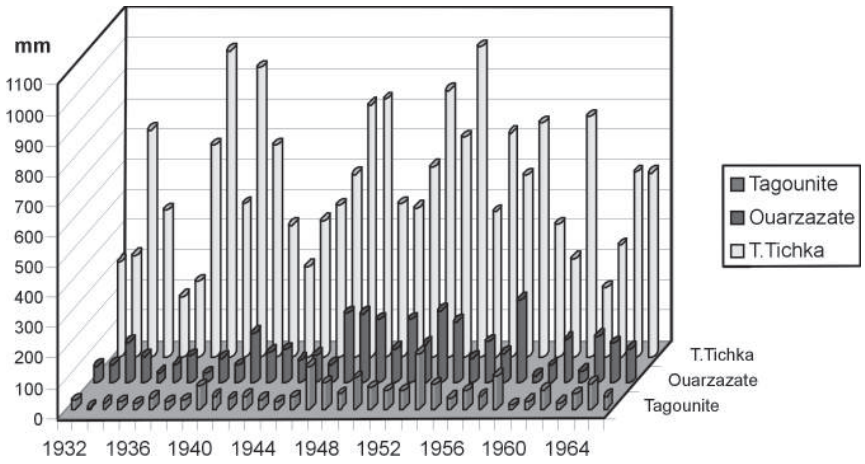
Ryc. Vc. Zdjęcie satelitarne obszaru Coude du Dra (część wschodnia), satelita Landsat 7, kompozycja RGB, 31 marca 2000r.

klimat co najmniej południowego Atlasu Wysokiego, ponieważ tutaj znajdują się właściwe źródła zasilania w wodę rzeki Dra. Z tego punktu widzenia, klimat Antyatlasu jest istotny jedynie w zakresie obszaru południowych stoków Jebel Bani, ponieważ większość epizodycznie płynących nimi rzek odprowadza swoje wody na południe. Wielkość opadów, zarówno w granicach badanego obszaru, jak i w szczególności w dorzeczu rzeki Dra, ma zasadniczy wpływ na wielkość przepływu rzeki, a co się z tym wiąże – na poziom wód gruntowych w badanym terenie.

Dla pełnego obrazu warunków klimatycznych, jak również ich wpływu na badany obszar, przedstawiona zostanie rozszerzona terytorialnie charakterystyka wybranych czynników klimatycznych wpływających nie tylko bezpośrednio, ale i pośrednio na badany obszar.

Klimat badanego obszaru należy do klimatów pustynnych kontynentalnych. W lecie obszar ten leży w zasięgu niżu saharyjskiego (względnie na jego północnych obrzeżach). Charakteryzuje się występowaniem opadów wywołanych przesuwaniem się strefy wiatru zachodniego niosącego wilgotne powietrze znad Oceanu Atlantyckiego na południe. Opady występują jednak niezwykle rzadko z uwagi na trudną do pokonania dla napływających mas powietrza przeszkodę orograficzną w postaci gór Atlasu. W lecie wiatr przynoszący deszcz zastępowany jest przez równomiernie wiejący północno-wschodni pasat, który bardzo silnie wysusza nie chronione orograficznie obszary oazy Mhamid i całego badanego regionu. Opady pojawiają się jedynie podczas występowania zjawisk o charakterze cyklonalnym, które dzięki dużemu zasięgowi pionowemu umożliwiają przemieszczenie się wilgotnych mas powietrza ponad południowo-zachodnią częścią Atlasu Wysokiego. Opady te występują szczególnie na zachodnich stokach Antyatlasu, ale część z nich dociera do oaz doliny Dra jak również nad omawiany obszar.

Rozkład opadów, charakterystyczny dla całego północnego obrzeżenia Sahary na obszarze Maroka, Algierii i Tunezji, jest bardzo nierównomierny zarówno w cyklu sezonowym jak i w cyklu wieloletnim. Nierównomierność ta występuje zarówno na badanym obszarze jak i na obszarach górskich położonych bardziej na północ (ryc. 1). Dla stacji Tagounit położonej 600 m n.p.m. średnia roczna suma opadów wynosi 52,9 mm, maksymalna 182,3 mm, natomiast minimalna 6,2 mm, a więc około 30 razy niższa od maksymalnej wartości opadu rocznego. Dla stacji Ouarzazate znajdującej się u zbiegu dwóch rzek, których połączenie daje początek rzece Dra, położonej na wysokości 1162 m n.p.m., średnia roczna suma opadów wynosi 117,7 mm, natomiast maksymalna 274,6 mm, a minimalna 24,6 mm, a więc jest około 11 razy niższa od maksymalnej wartości opadu rocznego. Dla stacji położonej na przełęczy Tichka na wysokości 2100 m n.p.m., w miejscu reprezentującym najwyżej położone obszary zlewni rzeki Dra, średnia roczna suma opadów wynosi 562,5 mm, natomiast maksymalna 1025,0 mm, a minimalna 200,0 mm, to jest około 5 razy niższa od maksymalnej wartości opadu rocznego. Wyniki te wskazują na zwiększanie się nierównomierności opadów wzdłuż doliny Dra w kierunku południowym.



Ryc. 1. Średnia roczna suma opadów w latach 1932–1966 dla stacji Tagounite, Ouarzazate, T. Tichka (na podstawie Rapp. hydrologique sur la région de l'Oued Dra 1969).

Dodatkowym czynnikiem, mającym wpływ na nierównomierność przepływu w rzece Dra, jest zróżnicowane rozmieszczenie wielkości opadu w górnej części dorzecza, najważniejszej dla zasilania rzeki.

Można stwierdzić, że stacje położone w obszarze źródłowym Imini-Quarzazate[3] , północno-zachodniego dopływu rzeki Dra, wykazują wyraźnie większe roczne sumy opadów niż stacje znajdujące się w północno-wschodniej części dorzecza Dra, wzdłuż dopływu Dades [4] .

Duża zmienność wielkości opadów stanowi przede wszystkim podstawową przeszkodę w uprawie ziemi, a w szczególności w planowaniu zabiegów irygacyjnych. Znaczenie wielkości i równomierności opadów zdecydowanie rośnie w kierunku południowym. Jeżeli opady nie pojawią się w górach, znaczenie opadów na południu zdecydowanie wzrasta, ponieważ są one wtedy jedynym dostarczycielem wody dla pól uprawnych oraz stanowią podstawowe źródło zasilania wód gruntowych.

W rozmowach przeprowadzonych z rolnikami w oazie Mhamid wspominano rok 1969: „Na jesieni, w końcu października przez dwa dni padało w regionie Mhamid. Pola zostały zalane i nasycone wodą. Jednak podczas długotrwałego lokalnego wiatru sirocco[5] , gleby zostały wysuszone, a zboże wyschło krótko po wykiełkowaniu. W Atlasie Wysokim opady były niewielkie, a więc rzeka Dra nie przyniosła więcej wody. Jednak pod koniec listopada spadł w Mhamid niewielki deszcz (ok. 3 mm), który pozwolił ożywić zboże".

Mimo tak dużej zmienności, na podstawie analizy miesięcznych wartości opadów (ryc. 2) można wnioskować, że prawie połowa opadu przypada na miesiące jesienne; zima i wiosna charakteryzują się podobną wielkością opadów, natomiast zdecydowane minimum lub nawet całkowity brak opadu przypada na miesiące letnie (tab. 1).

Opady jesienne są najważniejsze dla rolnictwa. Na rycinie 2 wyraźnie widoczne są dwa maksima opadów w ciągu roku: pierwsze – od września do grudnia i drugie, krótsze – w marcu, przy czym okres jesienny jest ważniejszy, ponieważ w tym czasie następuje siew zbóż. Jeżeli wiosenny szczyt opadów opóźni się i wystąpi dopiero w okresie zbiorów przypadających w połowie kwietnia, zboże staje się niepełnowartościowe.

Inny problem pojawia się, gdy jesienne opady rozpoczną się za wcześnie, np. na początku września, co według miejscowej ludności często się zdarza. Ponieważ nie można być pewnym, czy nastąpią dalsze opady podczas jesieni, należy rozpocząć siew już na początku lub w połowie września. Jeżeli jednak w późniejszym okresie opady deszczu nie wystąpią, zasiane zboże wyschnie pod wpływem wysokich temperatur panujących we wrześniu. Natomiast jeżeli opady wystąpią, może dojść do szybkiego rozwoju roślinności. W tym przypadku kłosy mogą rosnąć zbyt szybko i zapylenie wypadnie w zimnym miesiącu styczniu. Także w tym wypadku zbiory są zredukowane.

Obydwa szczyty opadów przedzielone są dwiema porami suchymi:

1. Susza zimowa: styczeń–luty,
2. Susza letnia: maj–sierpień.

Obecnie, gdy większość pól uprawnych w oazach jest nawadniana, znaczenie zmienności nie jest już tak istotne. Nie można natomiast nie doceniać jej wpływu na stosunki wodne na badanym obszarze, poza oazą Mhamid. Tam, gdzie znaczna część powierzchni od wielu lat nie jest zalewana przez wody powodziowe rzeki Dra, opady pozwalają na lokalne podnoszenie się wód gruntowych, a przede wszystkim prowadzą do wykształcenia się efemerycznych powierzchni łąkowych, niezwykle ważnych dla koczowniczej gospodarki pasterskiej.

Charakterystykę zmienności temperatur dla badanego obszaru przedstawiono na podstawie danych dla stacji meteorologicznej w Tagounite[6]. Średnia roczna temperatura w Tagounite wynosi 22,8°C. Roczny rozkład temperatury (ryc. 2) jest bardzo niekorzystny zarówno dla ludności zamieszkującej te obszary jak i dla zwierząt hodowlanych oraz wiekszości roślin uprawnych. Do występujących temperatur dostosowują się tylko palmy daktylowe. W okresie letnim zboża nie przetrzymują wysokich temperatur, dlatego też nie przeprowadza się zasiewów letnich. Nie mogą być one uprawiane nie tylko z powodu ekstremalnych temperatur, ale także z powodu niedostatecznej ilości wody, której jak już wspomniano, region nie posiada w nadmiarze.

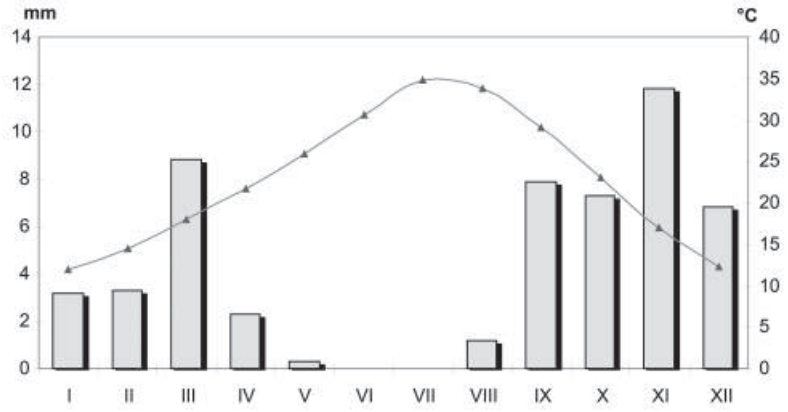
W Tagounite minimalna temperatura zanotowana została w styczniu –5,2°C (tab. 2), natomiast średnia roczna minimalna – około 4°C (ryc. 3). Średnie roczne temperatury maksymalne mierzone w ciągu 36 lat wynoszą około 40°C (ryc. 3), przy maksymalnej temperaturze wynoszącej aż 50,2°C. (tab. 2). Najwyższe dodatnie wartości absolutne przypadają na lipiec.

[3] Tichka, Irherm

[4] M'Semrir, Boumalne, El Kelaa, Skoura

[5] *sirocco* – gorący wiatr z kierunków południowych

[6] Rapp. hydrologique sur la région de l'Oued Dra 1969



Ryc. 2. Srednie miesięczne temperatury i sumy opadów w latach 1931–1967 dla stacji Tagounite (na podstawie Rapp. Dra, 2/III A i Rapp. hydrologique sur la région de l'Oued Dra 1969).

Miesięczne temperatury ekstremalne charakteryzują się bardzo dużymi amplitudami, niezależnie od pory roku (tab. 2, ryc. 4). Amplituda temperatur w styczniu wynosi aż 34,4°C, natomiast w lipcu 32,2°C.

Dobowy przebieg temperatury w badanym obszarze jest również niezwykle ważny. Dobowe amplitudy temperatur, osiągające wartość do 30°C, są uciążliwe głównie dla ludności oraz dla upraw roślin. Szczególnie odczuwalny jest spadek temperatury następujący wraz z zachodem słońca. W nocy temperatura spada nadal i nad ranem osiąga najniższe wartości, aby tuż po wschodzie ulec gwałtownemu podwyższeniu.

Tabela 1. Średnie sezonowe i roczne temperatury i opady w Tagounite (na podstawie Rapp. Dra, 3/II A)[7].

Pora roku	Temperatura (°C)	Opady	
		mm	%
Jesień	23,0	26	49
Zima	12,9	13	25
Wiosna	21,8	12	22
Lato	33,0	2	4
Rok	22,6	53	100

Kolejnym czynnikiem klimatycznym, mającym ogromne znaczenie dla środowiska omawianego obszaru jest parowanie (ryc. 5). Na duże wartości jakie potencjalnie może osiągać ten czynnik, podstawowy wpływ ma występowanie w badanym obszarze wysokich temperatur, wyjątkowo niska wilgotność powietrza oraz prawie stale wiejący wiatr. Brak jest danych dotyczących parowania rzeczywistego, ale niewątpliwie osiąga ono znacznie niższe wartości. Podstawową przyczyną składającą się na ten stan są niskie wartości opadu, a także brak zbiorników wodnych wypełnionych wodą. Określenie wielkości parowania potencjalnego jest dla badanego obszaru dyskusyjne, a wartości dotyczące tego zjawiska, podawane w literaturze, są dość niejednoznaczne. Średnia roczna wartość podana w 1971 roku wynosi 3369 mm[8]. Potencjalne parowanie roczne na przedpolu Atlasu wynosi średnio według Przybyłka (1993) 4059 mm. Dubief (1960) dla Tagounite podaje wartość 2900 mm/rok. Jeżeli postrzegamy dane Dubiefa jako zaniżone, to dane podane przez Capot-Reya (1953b), określające wielkość parowania na 5042,7 mm/rok, należy uznać za zawyżone.

Wiatr postrzegany jest jako jeden z głównych czynników klimatycznych wpływających na badany obszar, zwłaszcza jako czynnik rzeźbotwórczy mający podstawowe znaczenie dla procesów eolicznych, szczególnie procesu deflacji oraz procesu tworzenia akumulacyjnych form eolicznych. Wiatr ma istotny lecz niekorzystny wpływ na gospodarkę tego regionu. Cechuje się on dużą zmiennością zarówno pod

[7] Rapp. Dra, 3/II A.

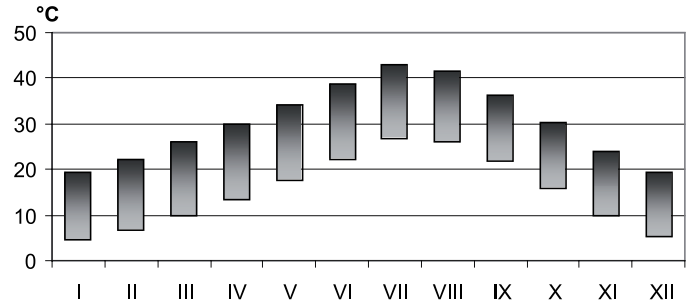
[8] Rapp. Dra, 2/III A.

względem siły, jak i częstości występowania oraz znaczą stałością kierunku. Można wyróżnić dwa okresy o najwyższej częstości występowania wiatru: pierwszy – przełom letnio-jesienny i drugi – przełom wiosenno-letni. Dodatkowo można stwierdzić, że szczególnie w okresie lata, gdy badany obszar znajduje się pod wpływem oddziaływania pasatu przeważa wiatr północno-wschodni. Bardzo negatywny wpływ na uprawy rolnicze z powodu wysuszającego oddziaływania mają przede wszystkim dwa typy wiatru:

1. *Chergui* (wiatr wschodni),
2. *Sirocco* (wiatr południowy).

Tabela 2. Absolutne temperatury ekstremalne w Tagounite (1931-67) (na podstawie Rapp. Dra, 2/III A)[9].

miesiąc	styczeń		lipiec	
temperatura (°C)	min.	max.	min.	max.
	-5,2	29,2	18,0	50,2



Ryc. 3. Średnie miesięczne amplitudy temperatur ekstremalnych w latach 1931–1967 dla stacji Tagounite (na podstawie Rapp. hydrologique sur la région de l'Oued Dra 1969).

Jeżeli taki wiatr występuje przez dłuższy okres, to całkowitemu wyschnięciu mogą ulec wszystkie uprawy. Już po trzech dniach Chergui świeżo nawodnione pole wysycha całkowicie i trzeba je nawadniać od nowa[10]. Inne skutki tego typu wiatru to przedwczesne dojrzewanie zboża lub przedwczesne jego wysuszenie, co przeważnie przyczynia się do dużych strat w zbiorach[11]. Ponadto taki wiatr powoduje burze piaszczyste negatywnie wpływające na codzienne życie miejscowej ludności, utrudniające oddychanie, znacznie ograniczające widoczność itp. Burze te są również przyczyną przemieszczania się wydm stanowiących zagrożenie dla systemów irygacyjnych, ciągów komunikacyjnych itp. W oazie Mhamid przemieszczanie się wydm powoduje zasypywanie domów i budynków gospodarczych, a także części pól uprawnych. Lotne piaski wkraczają do oazy, między zabudowania i do ogrodów. W obrębie oazy powstają wydmy o wysokości do kilku metrów. Proces rozprzestrzeniania się wydm dotyczy też innych regionów w obszarze północnego obrzeżenia Sahary i prowadzi do niekorzystnych zmian warunków naturalnych (Dłużewski 2000).

Charakterystyka wód powierzchniowych i podziemnych

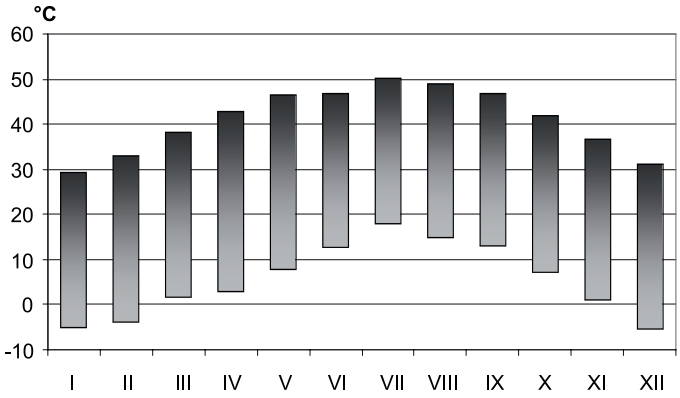
Układ sieci rzecznej badanego obszaru wraz z obszarami otaczającymi został ukształtowany w czasie procesu pedyplanacji, który miał miejsce w oligocenie. Istniejące wówczas rzeki (m.in. Dra) znajdowały się w obszarze podlegającym ruchom tektonicznym fałdowania alpejskiego. Gromadziły one swoje aluwia na południowym obrzeżeniu Antyatlasu. W pliocenie prawie wszystkie rzeki wypływające z Antyatlasu wpadały do wielkiego „jeziora hamadyjskiego". Ostateczne wypiętrzenie Antyatlasu mające miejsce w okresie plio-villafranchian przerwało ten stan równowagi; dno jeziora zostało zdeformowane, co w konsekwencji spowodowało stopniowy spadek poziomu wody i ostatecznie jego wyschnięcie. W rejonie

[9] tab. 2, ryc. 4 na podstawie: Rapp. Dra, 2/III A.

[10] informacje od rolników z Mhamid

[11] oszacowane wg Mennesson'a (1966): 70% strat zbiorów spowodowanych zostało działalnością wiatru.

jeziora powstał ciek odprowadzający wodę z Antyatlasu w kierunku Oceanu Atlantyckiego. Okres ten charakteryzował się ponadto stopniowym wzrostem głębokości koryt rzecznych wskutek przewagi procesów erozyjnych nad akumulacją. Intensywne ruchy orogeniczne, odpowiedzialne za ten proces, doprowadziły nawet do rozcięcia przez ówczesne rzeki utworów prekambryjskich, wyznaczając ostatecznie przebieg koryt rzecznych tego regionu (Ambroggi, Choubert 1952).



Ryc. 4. Absolutne miesięczne amplitudy temperatur ekstremalnych w latach 1931–1967 dla stacji Tagounite (na podstawie Rapp. hydrologique sur la région de l'Oued Dra 1969).

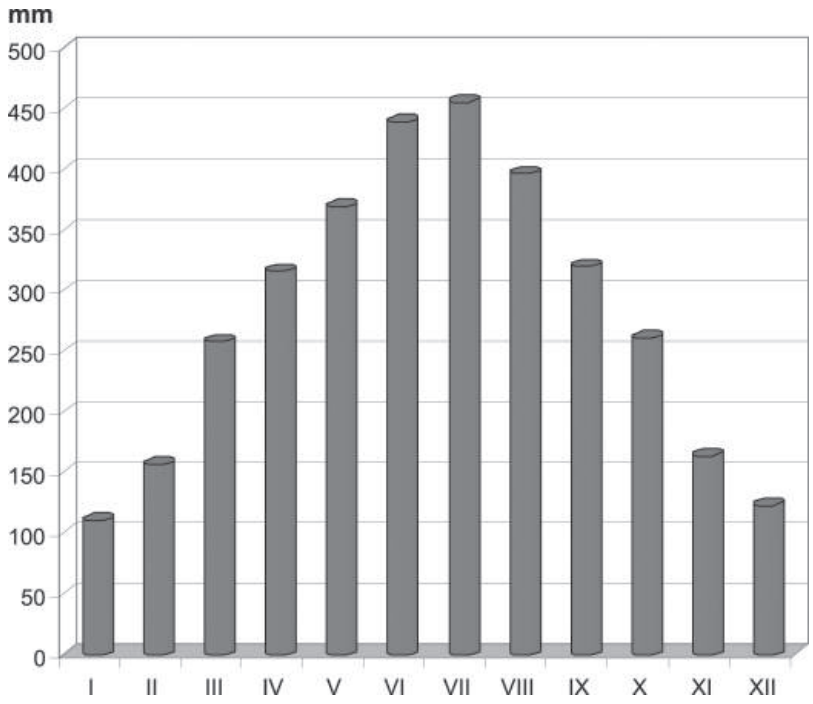
Współcześnie rzeka Dra powstaje z połączenia dwóch dużych rzek wypływających z Atlasu Wysokiego: rzeki Imini-Ouarzazate i rzeki Dades. Powierzchnia jej dorzecza wynosi 13500 km^2. Dra przecina Antyatlas z NW na SE tworząc na długości 240 km wąwóz wyżłobiony w utworach prekambryjskich. Następnie dopływa do regionu przedsaharyjskiego w miejscowości Mhamid. Pomiędzy oazami Ktaoua i Mhamid Dra tworzy zakole zmieniając bieg na zachodni, w kierunku oceanu, który osiąga po 600 km przepływu przez tereny pustynne. Miejscem charakterystycznym na trasie ouedu jest Jezioro Iriqui, rozległa niecka o płaskim dnie, która obecnie wypełnia się wodą jedynie epizodycznie.

Zgodnie z przedstawioną charakterystyką klimatyczną, a w szczególności w związku z niewielką ilością opadów, elementem wpływającym w największy sposób na wody powierzchniowe i podziemne badanego obszaru są wody dostarczane przez rzekę Dra z gór Atlasu. Liczba koryt rzecznych, których bieg kończy się w rejonie badanego obszaru jest bardzo duża, jednak należy wziąć pod uwagę ogromną epizodyczność ich funkcjonowania. Rozległe suche koryta powstały w okresach, kiedy klimat panujący w tym terenie charakteryzował się zdecydowanie większą ilością opadów. Tylko sporadycznie, w czasie wystąpienia większych opadów nabierają one większego znaczenia prowadząc wodę, która lokalnie zasila warstwy wód gruntowych.

Po ulewnych deszczach w Atlasie rzeki wypływające na jego przedpole mogą mieć bardzo wysokie przepływy. Np. w Ouedzie Guir na E od Erfoud przepływ w marcu 1959 r. wyniósł 2500 m^3/s, a najwyższe przepływy w tym ouedzie na pograniczu marokańskim, które wystąpiły w latach 1915 i 1967 oszacowano na 5000–5500 m^3/s (Roche 1973 vide Przybyłek 1993). Podczas takich przepływów przenoszone są ogromne ilości rumowiska korytowego. Według Roche'a (1973) w latach 1901–1967 bardzo wysokie przepływy Saoury na przedpolu Atlasu wystąpiły 40 razy, a więc średnio co 1,7 lat. W wieloleciu 1901–1950 czas przepływu w ouedach Guir i Saoura na przedpolu Atlasu wynosił średnio 13,5 dni na rok (Dubief 1963). Według Ambroggiego i Chouberta (1952) średni odpływ roczny Dra w rejonie Zagory jest bardzo zróżnicowany i wynosi około 100–300 mln m^3. Maksymalne wartości odpływu rocznego zanotowano w latach 1942–1943 i wynosiły one 1300 mln m^3. Według tych autorów woda rzadko pojawia się w ouedzie Dra w rejonie Mhamid, a jeszcze rzadziej w rejonie dawnego jeziora Iriqui – ze względu na duże parowanie, irygację w wyżej położonych odcinkach doliny i infiltrację w dnie ouedu.

Zgodnie z podaną wcześniej charakterystyką opadów można wyróżnić dla rzeki Dra dwa okresy o maksymalnym przepływie: pierwszy – w listopadzie, odpowiadający wysokim wartościom opadów jesiennych i drugi – występujący przeważnie w marcu lub kwietniu. Przepływ wody w Tagounite w tych okresach osiąga nawet 40-80 m^3/s, a w szczególnych przypadkach (np. w roku 1949 i 1956) nawet 100 m^3/s. Na podstawie informacji uzyskanych od miejscowej ludności można wnioskować, że w Mhamid

w obu okresach stały przepływ może się utrzymywać nawet przez cały miesiąc, natomiast po lokalnych burzach przepływ ogranicza się do paru dni lub maksymalnie do tygodnia. Dwóm okresom z wysokimi przepływami można przeciwstawić dwa okresy, w których stan wody w rzece jest najniższy. Ma to miejsce w zimie (grudzień/ styczeń) i w większym stopniu w lecie (od czerwca do sierpnia). Przepływ wody waha się wtedy w Tagounite średnio między 22 m^3/s w listopadzie i 2 m^3/s w sierpniu (Margat 1958). Do Mhamid woda w tych okresach dociera jedynie kanałami irygacyjnymi, natomiast naturalne koryto, szczególnie w okresie letnim, pozbawione jest wody całkowicie.



Ryc. 5. Średnie miesięczne parowanie potencjalne w latach 1931–1967 dla stacji Tagounite (na podstawie Rapp. Dra, 2/III A).

W związku z dużą zmiennością średniej rocznej sumy opadów można również mówić o odpowiadającej jej dużej zmienności przepływu. Przykładem jest rok 1937, w którym w Tagounite sumaryczny odpływ wyniósł 70 milionów m^3/rok, co odpowiada średniej rocznej wartości przepływu 2 m^3/s. W roku 1948 rzeka Dra niosła prawie 900 milionów m^3 wody w ciągu roku, co odpowiada średniej 30 m^3/s wody w ciągu całego roku (Guitonneau 1952). W okresie ekstremalnych przepływów w latach 1948/49, 1956,1966,1980 i 1991 wody rzeki Dra osiągnęły Ocean Atlantycki.

Dolina Dra powyżej miejscowości Mhamid na odcinku 200 km przegrodzona jest współcześnie przez 80 zapór o łącznej wydajności około 50 m^3/s. Zmagazynowana woda użytkowana jest głównie w celach irygacyjnych. Największa zapora – Mansur ad Dhabi położona jest na południe od Ouarzazate. Została wybudowana w 1975 roku i spiętrza prawie połowę wód Dra, tworząc jezioro o powierzchni 45 km^2 i pojemności 0,56 km^3. Jej powstanie przyczyniło się do wydatnego obniżenia przepływu poniżej zapory i w znaczący sposób wpłynęło na zmniejszenie zasilania w wodę badanego obszaru. Obecnie do oazy Mhamid systemy irygacyjne mogą doprowadzić maksymalnie około 23 mln m^3 wody w ciągu roku[12] , choć w czasie suchych lat jej ilość może się zmniejszać nawet kilkukrotnie.

W badanym obszarze występują dwa jeziora, wypełniające się obecnie wodą jedynie epizodycznie.

Jezioro Iriqui o powierzchni około 80 km^2, pozostałość wielkiego „jeziora hamadyjskiego", położone jest w zachodniej części badanego obszaru. Od 1995 roku pozostaje ono wyschnięte, a woda gromadzi się jedynie w utworach podpowierzchniowych, na głębokości ok. 5 m. Stan ten spowodowany jest znacznym

[12] Ilość wody wykorzystywana w Dolinie Dra w całym systemie irygacyjnym szacowana jest średnio na 280 mln m^3/rok (Rapp. Dra, 4/V A).

zmniejszeniem przepływu w ouedzie Dra, który w przeszłości był głównym źródłem zasilania tego jeziora. Obecnie jest ono sporadycznie zasilane podczas największych opadów przez niewielkie ouedy wypływające z położonego na północy pasma Jebel Bani. Powierzchnia misy jeziornej zmniejsza się także w wyniku zasypywania przez ruchome piaski wydmowe ergów El Mhazli, Abilia i Hajhamed.

Epizodyczne Jezioro Arhbaro, o powierzchni około 20 km^2, położone jest w południowo-wschodniej części badanego obszaru. Zasilane jest ono jedynie przez kilka epizodycznych, niewielkich ouedów, mających początek na północnym skłonie Hamady du Dra. Jego powierzchnia również podlega intensywnym procesom deflacyjnym.

Zasoby wód podpowierzchniowych są w tym obszarze stosunkowo niewielkie. Dotyczy to zarówno głębokich pokładów wodonośnych, jak również poziomów występujących w osadach teras rzecznych i stożków aluwialnych na głębokości do 15 m pod powierzchnią terenu. W głębokich ouedach pokłady wodonośne mogą być rozcinane, a woda może przesączać się do aluwiów lub może nawet wypływać na powierzchnię. Chociaż warstwy wodonośne północnej części badanego obszaru w rejonie Jebel Bani I i II mają niewielką wydajność, gdyż występują w piaskowcach kwarcytycznych, są one jednak niezwykle ważne dla miejscowej ludności nomadycznej ze względu na wyjątkowo małe zasolenie wód. Naturalne lub sztucznie pogłębione ujęcia tych wód występują w kilku miejscach u podnóży pasma Jebel Bani, m in. Oum Laaleg i studnie przy osadzie Tansist.

W dnach dolin rzecznych lub jezior, wypełnionych materiałem aluwialnym, występują płytko zalegające poziomy wód gruntowych o dużych wahaniach poziomu zwierciadła. Oued Dra tworzy największy przepływ podziemny, którego eksploatacja w okresach suchych zapewnia coroczne nawadnianie oaz położonych w dolinie Dra, aż do miejscowości Mhamid. Przepływ ten jest hamowany przez przykryte aluwiami progi skalne zbudowane z warstw piaskowca i kwarcytu, które powodują podniesienie poziomu wód podpowierzchniowych, co umożliwia wykorzystywanie ich do nawadniania terenów uprawnych. W dolinie Dra występuje pięć naturalnych progów, z których ostatni – w miejscu gdzie Oued Dra przekracza Jebel Bani II – wyznacza początek sieci nawadniającej oazę Mhamid. Próg ten ma ponadto kluczowy wpływ na zasięg i głębokość zalegania zwierciadła wód aluwialnych w badanym obszarze. Poniżej Mhamid równina aluwialna rozszerza się do około 20 km. Średnia miąższość aluwiów w tym terenie wynosi od 20 do 25 m. Aluwia są bardzo zróżnicowane, w przewadze piaszczysto-ilaste z przewarstwieniami materiału frakcji żwirowej i głazowej, tworzącymi strefy podziemnego przepływu wody.

Głębokość zwierciadła wód gruntowych badanego obszaru wynosiła w 1967 roku od 2 m poniżej poziomu terenu w dolinie Dra do 3–8 m na obrzeżeniach tego obszaru.[13] Obserwacje przeprowadzone wiosną w latach 1999 i 2001[14] , a więc w czasie występowania maksymalnych przepływów w rzece Dra, wskazują na zdecydowane obniżenie poziomu wód gruntowych w obszarze aluwialnym tej rzeki. W studni położonej w dolinie Dra (studnia 1), w której zasilanie w wodę związane jest w znacznej mierze z wielkością infiltracji wód powierzchniowych, poziom wód gruntowych wynosił 12 m p.p.t. Wydaje się, iż może to być jedną z konsekwencji regulacji górnego biegu rzeki Dra, a w szczególności wybudowania dużego zbiornika wodnego poniżej Ouarzazate. Na podstawie pomiarów w studniach (2, 3, 4, 5, 6) położonych w północnej części badanego obszaru stwierdzono, że poziom wód gruntowych obniżył się od roku 1999 do 2001 odpowiednio: studnia 2 – z 7,2 do 8 m p.p.t.; studnia 3 – z 4,60 do 6,30 m p.p.t.; studnia 4 – z 3,50 do 3,90 m p.p.t.; studnia 5 – z 7,05 do 8,10 m p.p.t.; studnia 6 – z 2,05 do 2,35 m p.p.t. Wartości te są również porównywalne z wartościami z roku 1967[15], co wskazuje, że poziom wód gruntowych północnej części badanego obszaru nie uległ zasadniczym zmianom i pozwala wnioskować, iż zasilanie z głębokich poziomów wodonośnych nie podlega tak istotnym zmianom.

Ocenia się także, że maksymalne wartości poziomego przepływu wód gruntowych w strefie osadów korytowych Dra na badanym obszarze nie przekraczają 100 l/s osiągając średnio tylko około 20 l/s (Margat 1958). Ograniczenie poziomej wymiany wody jest jednym z głównych powodów wysokiej koncentracji soli. Zasolenie wód aluwialnych jest znacznie wyższe niż wód z głębszych warstw wodonośnych. Wzrasta ono stopniowo wzdłuż doliny Dra osiągając największe wartości poniżej Mhamid (max. 18 g/l, min.

[13] Rapp. Dra, 3/II 1.

[14] Pomiary głębokości zwierciadła wód gruntowych wykonano w studniach nieużytkowanych lub użytkowanych sporadycznie.

[15] Rapp. Dra, 3/II 1.

1,5 g/l, średniorocznie 5 g/l)[16] . Woda wykorzystywana do nawadniania w oazie Mhamid pochodzi przede wszystkim (75%) z systemów irygacyjnych zasilanych przez wody powierzchniowe rzeki Dra. Około 26% wody pochodzi z drenowania aluwialnych wód podpowierzchniowych, a tylko 5% ze studni wykorzystujących głębsze poziomy wód gruntowych (Margat 1958). Można więc wnioskować, że do wahań zasolenia przeważającej większości wód używanych do nawadniania pól uprawnych dochodzi w związku ze zmianą wielkości przepływu w rzece Dra. Należy ponadto dodać, że koncentracja soli w wodzie służącej do nawadniania pól uprawnych jest jednym z podstawowych czynników wpływających na jakość gleb, a w konsekwencji na możliwość ich wykorzystania w celach rolniczych. Nawadniając rocznie jeden hektar powierzchni, niezbędną w tych warunkach klimatycznych wodą o objętości około 15000 m^3, zawierającą w 1 litrze 1 gram soli, wprowadza się w ziemię co najmniej 15 ton soli. Przez okres 100 lat równałoby się to 1500 tonom, czyli 1/10 masy ziemi w obszarze korzeniowym[17].

Charakterystyka gleb

Gleby badanego regionu są typowe dla północnego obrzeżenia Sahary. Są one odbiciem występujących tam warunków geologicznych, rzeźby, klimatu i stosunków hydrologicznych.

Horyzont A – próchniczny – gleb występujących na tym obszarze wyróżnia się ubogą zawartością związków humusowych. Nie podlega on na ogół silnym procesom przemywania charakterystycznym dla innych szerokości geograficznych, ponieważ wmywaniu substancji mineralnych w głębsze poziomy glebowe przeciwstawia się bardzo intensywne parowanie powodujące odkładanie się większości minerałów już w górnym horyzoncie. Horyzont B – jako horyzont wmycia – nie jest dobrze wykształcony w klimacie charakterystycznym dla obrzeży pustyni, a często w ogóle nie występuje. Używając terminologii Ganssena (1965) można stwierdzić, że w badanym obszarze można wyróżnić gleby należące do szaroziemów pustynnych (Serosemen) charakteryzujących się tym, że w wyniku intensywnego wyparowywania wody najbardziej wzbogacane w minerały i sole są warstwy powierzchniowe (Ganssen 1965).

W dolinie Dra duża część górnych poziomów glebowych została zakumulowana w wyniku działalności wód powodziowych tworząc gleby aluwialne – fluvisole[18] . Pomiary wykazały, że epizodyczne wody powodziowe mogą zawierać w 1 litrze od 10 do nawet 50 g stałych składników[19]. Podczas powodzi o przeciętnej wielkości 2000 m^3 wody/ha może zostać odłożone 4 kg materiału na metr kwadratowy, co odpowiada nowo akumulowanej warstwie o miąższości 3 mm. Aluwia te będące czynnikiem wpływającym dodatnio na jakość gleb, w konfrontacji z ogromną działalnością procesów erozji spowodowanych przez wody powodziowe, nie dają pożądanego efektu. Tempo oraz charakter odmładzania gleb będące wynikiem występowania epizodycznych powodzi w dolinie rzeki Dra są trudne do zmierzenia, a ich spodziewany pozytywny skutek nie został dotychczas dostatecznie udowodniony.

Obok gleb aluwialnych, charakterystycznymi dla badanego obszaru są gleby związane z działalnością procesów eolicznych – gleby nawiewane, a także świeże gleby, które podlegają długotrwałemu procesowi odnowy. W ich skład wchodzą zarówno gleby o miąższych profilach, charakteryzujące się przeważnie większym zasoleniem, jak również gleby o mniejszej miąższości profilu i niższym zasoleniu, występujące w badanym obszarze zdecydowanie częściej. W ich profilu możemy jednak zauważyć stwardniałe horyzonty wskazujące na zwiększone zasolenie danego poziomu. Gleby tego rodzaju występują przeważnie w sąsiedztwie obszarów uprawnych. Są one obecnie albo mniej intensywnie albo wcale nie zagospodarowane. Oprócz powyższych cech, gleby których geneza związana jest z procesami eolicznymi charakteryzują się wyraźnym poziomem humusowym, w którym zawartość substancji humusowych wynosi od ok.1,5 do 2,5%. Dotyczy to przeważnie gleb o dużej miąższości profilu posiadających gliniastą strukturą. Mogą być one podzielone na dwie grupy:

1. Brązowe szaroziemy pustynne,
2. Subtropikalne gleby brązowe[20] (brązowe gleby półpustynne).

[16] Rapp. Dra, 2/III B.

[17] Rapp. Dra, 2/III C.

[18] Dotyczy to wszystkich oaz północnej Sahary jeśli są nawadniane przez rzeki, które na dużych odcinkach mają epizodycznie wysoki poziom wody.

[19] Rapp. Dra, 3/II 1.

[20] w rozumieniu Ganssena (1965).

Różnice pomiędzy obydwoma grupami są dość płynne. Grupa 1 powstaje tam, gdzie obok zacienienia gleb, np. przez roślinność, występują różne wykwity solne. Grupa 2 występuje przede wszystkim w zadbanych, stale uprawianych oazach.

Innym rodzajem gleb występującym w przeważającej części badanego regionu, poza obszarami pokrytymi materiałem genezy eolicznej, są gleby halomorficzne (solonchaks). Z uwagi na dużą zawartość soli jaką się odznaczają, przeważnie nie wchodzą w skład gleb uprawnych. Najczęstszą przyczyną zasolenia jest bliskość zasolonych wód gruntowych. Gleby halomorficzne mogą jednak powstawać także w regionie oazy Mhamid, szczególnie w obszarze gdzie wody irygacyjne odpływają w sposób niekontrolowany, wsiąkają, a przy wyparowywaniu budują na powierzchni skorupy soli.

Gleby badanego obszaru oraz doliny Dra pod względem przydatności do wykorzystania rolniczego sklasyfikowano następująco[21] :

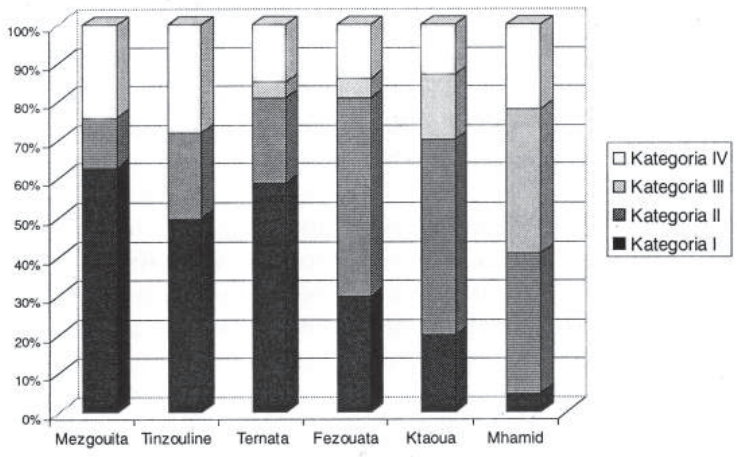
Kategoria I – dozwolone wszystkie rośliny uprawne, które mogą rosnąć w danym klimacie. Gleby aluwialne, występujące na powierzchniach równinnych, dobrze napowietrzone, nadające się do irygacji. Są w przewadze średnioziarniste, a miąższość dochodzi nawet do ponad 90 cm. Nie wymagają żadnej szczególnej działalności agrotechnicznej.

Kategoria II – niewielkie ograniczenia w uprawie roślin. Miąższość gleb 30-90 cm, niekorzystna tekstura – zbyt piaszczyste, zbyt kamieniste lub zbyt żwirowe. Ich zasolenie jest niewielkie, mogą w nich występować skorupy solne. Widoczne są różnice między brązowymi szaroziemami a subtropikalnymi, brązowymi glebami. Zaleca się używanie środków ulepszających.

Kategoria III – bardzo duże ograniczenia w uprawie roślin. Gleby o niewielkiej miąższości profilu (mniej niż 20 cm), wykazujące zasolenie od średniego do dużego. Zawierają dużo kamieni lub żwirów. Środki ulepszające takie jak odpiaszczanie, usuwanie kamieni i użyźnianie są nieodzowne. Ich rentowność jest średnia.

Kategoria IV – gleby praktycznie nieużyteczne ze względu na zasolenie (ponad 1%) oraz ich szkieletowość. Są charakterystyczne dla obszarów podlegających erozji, obszarów pól wydmowych, powierzchni regów, stref wychodni skał itd. Ich użyźnianie jest praktycznie niemożliwe.

Klasyfikacja gleb nawiązująca do wymienionych powyżej kategorii (ryc. 6) [22] pozwala wnioskować, że prawie połowa wszystkich uprawnych gleb w dolinie Dra należy do najwyższej kategorii I, natomiast do kategorii II należy 41%, a do III jedynie 12% uprawianych powierzchni użytkowych. Obszar na zachód od oazy Mhamid należałoby natomiast zaliczyć w całości do kategorii IV.



Ryc. 6. Klasyfikacja gleb oaz doliny Dra (na podstawie Rapp. Dra, 3/II 2).

[21] Rapp. Dra, 3/II 1.

[22] Badania jugosławiańskiej komisji w latach 1967 i 1968. Razem 980 próbek gleb, najczęściej 2-profilowych, niektóre 5-profilowe.

Dokonując szczegółowego porównania gleb można zauważyć, że udział procentowy gleb kategorii I w dolinie Dra zmniejsza się w kierunku południowym. Podczas gdy w północnej części doliny, w Mazguita jeszcze 83% gleb należy do kategorii I, to już w Mhamid ich udział obniża się do 6%. W oazie Mhamid prawie połowa powierzchni gleb jest niskowartościowa.

Mniej wyraźne są prawidłowości w rozkładzie gleb kategorii IV. Ich największy udział odnotowano w części północnej doliny Dra, w oazach występujących bardziej na południe (Ternata, Fezouata i Ktaoua) jest ich o wiele mniej. Dopiero na obszarze oazy Mhamid ich powierzchnia wzrasta osiągając prawie tę samą wielkość co w rejonie Mezguita. Fakt ten można uzasadnić strukturą własnościową pól uprawnych w poszczególnych oazach, a w szczególności koniecznością prowadzenia kosztownych zabiegów irygacyjnych. W północnej części doliny uprawiane są jedynie gleby kategorii I. Gleby niższych klas ulegają szybkiej degradacji z powodu złej, rabunkowej gospodarki, co doprowadza ostatecznie do zaniechania ich uprawy. W oazach Ternata, Fezouata i Ktaoua podejmowane są wysiłki powiększania obszaru upraw (odsalanie oraz zastosowanie różnorodnych metod użyźniania) w celu uzyskania większego areału nadającego się do wykorzystania w produkcji rolnej. Jest to niezbędne z uwagi na niewystarczające zaopatrzenie w wodę, które nie daje gwarancji użytkowania najlepszych gleb.

Podobny problem występuje w oazie Mhamid oraz w całym badanym obszarze na zachód od tej miejscowości. Znaczny wzrost udziału procentowego gleb kategorii IV można tłumaczyć zdecydowanie niewystarczającymi i współcześnie sukcesywnie zmniejszającymi się zasobami wód możliwych do wykorzystania w irygacji, co wraz z wysokim parowaniem charakterystycznym dla tego regionu, pociąga za sobą duży wzrost zasolenia tych gleb uniemożliwiając jakąkolwiek działalność rolniczą na zachód od Mhamid. Gleby tego typu mają – oprócz złych warunków klimatycznych i hydrologicznych – podstawowy wpływ na ograniczenie rozwoju roślinności naturalnej na omawianym obszarze.

Charakterystyka szaty roślinnej

Przejściowy charakter badanego obszaru ujawnia się również w występującej tam roślinności. Na podstawie występowania niektórych charakterystycznych „roślin wiodących" można wyróżnić cztery obszary wegetacji:

- obszar z przewagą elementów flory śródziemnomorskiej,
- obszar przejściowy pomiędzy obszarem śródziemnomorskim a pustynnym,
- znajdujący się w tym obszarze przejściowym obszar, którego roślinność pozostaje pod silnym wpływem działalności człowieka,
- obszar z przewagą pustynnych elementów flory.

Na południu Maroka występuje na małym obszarze zarówno roślinność śródziemnomorska jak i pustynna.

Występowanie wybranych gatunków flory śródziemnomorskiej sięga aż do środkowej Sahary (np. *Astragalus, Reseda, Plantago, Salsola* i inne). Traktowane są one dziś jako relikty występującej w plejstocenie na obszarze Sahary roślinności śródziemnomorskiej (Walter 1964). W tych rejonach rozpowszechniona jest także akacja (*Accacia raddiana*) (Capot-Rey 1953a). Kolejnym elementem flory śródziemnomorskiej, który napotykamy na obszarze epizodycznych koryt rzecznych jest sumach (*Rhus oxyacanntha*). Z roślin zielnych znana jest także euphorbia, która występuje w różnych odmianach (*Euphorbia echinus, Euphorbia spinosa* i inne) w strefie przejściowej pomiędzy obszarem śródziemnomorskim a pustynnym.

W obszarze oaz można wyróżnić dwa typy zbiorowisk roślinnych: pierwszy – typowy dla roślinności występującej wewnątrz oaz i drugi – typowy dla obszarów blisko nich położonych, wykorzystywany do hodowli zwierząt. Ten drugi typ charakterystyczny jest również dla obniżeń i koryt rzecznych wypełniających się epizodycznie wodą.

Roślinność oaz charakteryzuje przede wszystkim palma daktylowa (*Phoenix dactilifera*) i inne rośliny uprawne takie jak jęczmień (*Hordeum*), pszenica twarda (*Triticum turgidum*), bobik (*Vicia faba*) itp., które należą do najważniejszych upraw na obszarze oaz. Oprócz nich można spotkać również: *Cynodon dactylon, Convulus arvenis*, jak i uciążliwy chwast *Vicia sattiva*[23]. Wzdłuż koryt rzek epizodycznych

[23] Rapp. Dra, 3/II 1.

występują: *Imperata cylindrica* i, używana w wikliniarstwie, *Saccarum spontaneum*. Pierwotna naturalna roślinność oazy składająca się z *Hyphaene thebaica, Acacia albida* i innych akacji oraz *Maerua* i *Capparis*, *Calotropis procera, Citrillus colocynthis* została w dużym stopniu wyparta (Walter 1964). Dziś roślinność ta znajduje się poza oazą, głównie w korytach ouedów, gdzie stanowi rezerwę pokarmu dla zwierząt hodowanych przez nomadów. Innym elementem flory występującym w korytach rzek epizodycznych jest *Panicum turgidum* (ar. Meroubia), ceniony jako pokarm dla zwierząt. *Aristida pungens* – główny gatunek tak zwanego stepu „Drin", wykorzystywany jako pokarm dla wielbłądów, występuje w szczególności na piaskach i wydmach, a jego korzenie są ważnym czynnikiem hamującym mobilność piasku na tym obszarze (Rikli 1943). Z gatunków występujących na badanym obszarze, wykorzystywanych przez zwierzęta jako pokarm, należy wymienić ponadto: *Panicum turgidum, Polycarpaea repens, Psorelia pliticans, Artemisia herba alfa* (występująca zwłaszcza w wilgotnych obniżeniach), *Bromus rubens, Stipa retorta, Aristida plumosa, Cutandia dihtoma i Penissetum dihtomum*[24].

Flora drzewna również charakteryzuje się małą zwartością. Występują tu między innymi następujące gatunki: *Ephedra alata, Cupressus dupreziana, Rhus oxyacantha, Hyphene thebaia, Populus aupheatica, Ficus salicifolia, Argania spinosa, Maerua grassifolia* (Ozenda 1958).

Z ponad 300 znanych gatunków akacji, w dolinie rzeki Dra występują cztery: *Acacia gummifera, Acacia fernesiana, Acacia raddiana i Acacia albida* [25] . Można tam spotkać również pojedyncze drzewa typu: *Balanites aegyptiae* (berb. Etaichecht), *Cassia lanceolata, Cassia obovata, Calotropis procera* (ar. Coxrouba, berb. Taorja), *Periploca laevigata*, oraz kilka gatunków *Tamarix*[26].

W pobliżu oazy, a częściowo nawet w samej oazie, dochodzi do oskorupienia powierzchni gruntu spowodowanego płytko zalegającym poziomem wód gruntowych i silnym parowaniem. Oskorupienie tworzą wytrącenia węglanu wapnia, gipsu lub chlorków i siarczanów, w zależności od rodzaju soli rozpuszczonych w wodzie gruntowej. W południowej części obszaru badań występują zwłaszcza wytrącenia chlorków[27]. Rozpowszechnione są tu: *Salsola, Traganum nudatum, Zygophyllum album, Suaeda* i częściowo *Strobilaceum* i *Salicornia*[28].

Południowe obrzeżenie badanego obszaru – krawędź hamady Dra charakteryzuje się dużym zubożeniem flory, co sugeruje nawet nazwa tego obszaru (hamada - obumierać) (Walter 1964). Liczba występujących gatunków zmniejsza się do dwustu[29]. Liczba roślin zielnych ulega zdecydowanej redukcji z uwagi na zmniejszenie wielkości opadów. Elementy flory śródziemnomorskiej występują jedynie sporadycznie. (Walter 1964).

Literatura

Alimen M.H., 1957a, *Sables quaternaires du Sahara nord-occidental*. Publ. serv. cartes géol. d'Alger.

Alimen M.H., 1957b, *Tertiaire et Villafranchier au Sahara nord-occidental*. C.R. soc. géol. France 11.

Ambroggi R., Choubert G., 1952, *Anti-Atlas et Valée du Dra*, [w:] A. Robaux (red.), Hydrogéologie du Maroc. Notes et Mémoires, 97, Rabat.

Capot-Rey R., 1953a, *La Charrure au Sahara*. TIRS IX, 39-69.

Capot-Rey R., 1953b, *Le Sahara Français*. Paris.

Coque R., 1977, *Géomorphologie*. Armand Colin, Paris.

Dłużewski M., 2000, *Evolution of selected dune fields in Southern Tunisia as an example of desertification of the Sahara northen borders*, [w:] R. Dulias J., Pełka-Gościniak (red.), Aeolian processes in diferent landscape zones, Sosnowiec, 179-189.

Dubief J., 1960, *Le climat du Sahara*. Tome I. Univers. Alger, Inst. Rech. Sahar. Publ. C.N.R.S., Paris.

[24] Rapp. Dra, 3/I A.

[25] Rapp. Dra, 3/II.

[26] porównaj Walter (1964).

[27] Rapp. Dra, 3/II.

[28] odpowiada to podanym przez Waltera (1964) gatunkom charakterystycznym dla słonych gruntów.

[29] Rapp. Dra, 3/II.

Dubief J., 1963, *Contribution au problème des changements du climat survenus au cours de la période couverte par les observations météorologique faites dans le Nord de l'Afrique*. Arid Zone Res., 20.

Ganssen R., 1965, *Grundsätze der Bodenbildung*, Mannheim.

Guitonneau G., 1952, *Les aménagements hygro-agricoles du Maroc: L'aménagement du bassin versant de l'Oued Dra et les périmètres d'irrigation* . Manuskr. verfielf. ORMVA Quarzazate.

Joly F., 1962, *Etudes sur le relief du Sud-Est Marocain*, Rabat.

Margat J., 1958, *Le problème de l'eau et les études hydrogéologique à entreprendre dans la Valée du Dra*. Als Manuskr. verf. SRE, Rabat.

Przybyłek J., 1993, *Hydrogeologia Sahary w rejonie masywu Eglab (Algierska Sahara Zachodnia*. Wyd. Naukowe UAM, Poznań.

Rapp. Dra, 2/III A.; Rapp. Dra, 2/III B; Rapp. Dra, 2/III C; Rapp. Dra, 3/II; Rapp. Dra, 3/II 1; Rapp. Dra, 3/II A; Rapp. Dra, 3/I A; Rapp. Dra, 4/V A; 1968/1969, Min. Agric. du Maroc: Rapport sur l' amenagement de la valee du Dra, Rabat.

Rapport hydrologique sur la région de l'Oued Dra, 1969, Min. Trav. Publiques, Rabat.

Rikli M., 1943, *Das Pflanzenkleid des Mittelmeerraumes*. 3 Bde, Bern.

Roche M. A., 1973, *Hydrogéologie de la Haute Saoura (Sahara nord-occidental*). Publ. du Serv. géol. de l'Algérie, Alger.

Walter H., 1964, *Die Vegetation der Erde*. 2 Bde, Stuttgart.

Gleby południowego Maroka (okolice Zagora – Mhamid)

Stefan Skiba
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Jagielloński
e-mail:s.skiba@geo.uj.edu.pl

Pokrywa glebowa Maroka nawiązuje do położenia geograficznego tego kraju. W północnej, śródziemnomorskiej części dominują czerwone zwietrzeliny terra rossa. Płytkie, zerodowane formy są podłożem dla czerwonych rędzin (*Chromi-Rendzic Leptosols*), zaś głębsze – dla gleb przemytych, z poziomem argic czyli poziomem wzbogacenia we frakcję ilastą (*Chromic Luvisols*). Część środkową Maroka stanowią pasma górskie Atlasu i Antyatlasu, w których duże powierzchnie zajmują płytkie i szkieletowe w różnym stopniu ukształtowania gleby górskie (*Leptosols, Regosols*). W dolinach występują gleby deluwialne i aluwialne (*Fluvisols*). W południowej części Antyatlasu rozpoczyna się strefa gleb suchych i pustynnych dawniej zwanych yermosolami lub xerosolami a w amerykańskiej taksonomi – aridisolami.

Obszary suche (aridowe) zajmują około 36% powierzchni Ziemi (Boul i in. 1997), dlatego gleby tych stref są obiektem licznych badań zarówno pod względem funkcjonowania środowiska, jak i pod względem możliwości zagospodarowania rolniczego. Gleby obszarów suchych funkcjonują w warunkach klimatu, w którym parowanie przeważa nad opadami, a produkty wietrzenia minerałów i skał podnoszone są w ramach parowania ku stropowi profilu glebowego. W profilu glebowym gleb stref suchych występują poziomy nagromadzenia soli alkalicznych (wapniowych lub sodowych), występują również powierzchniowe naskorupienia wykrystalizowanych soli wapnia (kalcyt, gips) lub soli sodu (formy węglanowe lub chlorkowe). Dużą rolę w procesach glebotwórczych obszarów pustynnych przypisuje się również vertilizacji (ilastemu spękaniu) oraz procesom eolicznym i kępkowo występującej roślinności (Boul i in.1997, Komornicki, Skiba 1978, Yaalon 1973)

Gleby rejonu Zagory i Mhamid

Gleby opisywanego terenu w dawnej klasyfikacji genetycznej zaliczane były do pustynnych szaroziemów i buroziemów oraz do gleb halomorficznych – solończaków, tworzących mało produktywne obszary rolnicze (Ganssen 1965). Klasyfikując te gleby w amerykańskiej taksonomii (Soil Taxonomy), zaliczyć je należy do rzędu aridisoli (*Aridisols*), bowiem cały omawiany obszar reprezentuje warunki klimatu suchego, z dominacją parowania nad opadami. W randze podrzędu pustynne gleby ilaste włączone są do jednostki *Arg**id**s* (od łac. argilla – glina, ił, sylaba – **id** pochodzi od sylaby rozpoznawczej rzędu Ar**id**isol). Inne gleby stanowiące przesuszone i twarde iły nazywane są *Dur**id**s* (od łac. durrus – twardy, id -Ar**i-d**isol), gleby zawierające dużo rozproszonego gipsu (*Gyps**id**s*), nacieków węglanu wapnia (*Calc**id**s*) lub zasolone (*Sal**id**s*).

W europejskiej klasyfikacji Międzynarodowego Towarzystwa Gleboznawczego znanej jako klasyfikacja FAO, w roku 1974 gleby obszarów suchych zaliczono do xerosoli, a gleby pustyń zaliczano do yermosoli (np. *Takyric Yermosols, Calcic Yermosols,* lub *Gypsic Yermosols*).

W nowym, poszerzonym i uzupełnionym wydaniu taksonomii międzynarodowej (FAO 1997, WRB 1998) dla gleb obszarów suchych i pustynnych wyróżniono i uszczegółowiono nowe taksonomiczne jednostki glebowe. Wycofano nazwę *Yermosol* jako jednostkę taksonomiczną, a pustynność (aridowość) określają specjalnie wyróżnione kwalifikatory lub poziomy diagnostyczne np. *aridic, takyric, yermic, duric, plinthic, calcic, gypsic, salic, vertic.* Wśród gleb strefy suchej wyróżniono m.in. calcisole, gypsisole,

arenosole, durisole, a także gleby zasolone – sołonczaki (*Solonchaks*) i sołońce (*Solonetz*). W obszarach górskich w grupie gleb pustynnych występują również gleby inicjalne skaliste (*Lithic Leptosols*) oraz inicjalne rumoszowe (*Regosols*).

W tym opracowaniu przedstawiane są obserwacje i badania terenowe z rejonu Zagora-Mhamid (Skiba 2003). Obszar ten jest położony na pograniczu Antyatlasu, na rozległych i zróżnicowanych pod względem geologicznym i geomorfologicznym terenach Sahary. Stoki Antyatlasu zbudowane są z piaskowców kwarcytowych formacji Rouid-Aïssa oraz z utworów pokrywowych (zwietrzelinowych) gliniasto kamienistych, żwirowych i piaszczystych.

Pokrywy te tworzą różne typy pustyń żwirowo-kamienistych (hamada, serir) i piaszczystych (ergi). W omawianym terenie duże powierzchnie zajmują warstwowane piaszczysto-gliniaste osady rzeki Dra – obecnie okresowej w tym regionie. Występują również gliniasto-ilaste osady denne współcześnie wyschniętego jeziora Iriqui.

Warunki klimatyczne (Dłużewski, Krzemień 2003), należą do ciepłych i wybitnie suchych, w których średnia roczna suma opadów wynosi około 50 mm. Oznacza to exoperkolatywny system gospodarki wodnej, efektem czego są przypowierzchniowe zasolenia w formie wytrąceń soli siarczanowych (gipsów) i węglanowych (kalcytu).

Roślinność w opisywanym obszarze tworzy, typowe dla obszarów aridowych, kępkowe formacje pustynne lub większe zgrupowania krzewiastych tamaryszków. W oazach, gdzie są lepsze warunki wodne, wynikające także z nawadniania, występują większe powierzchnie upraw rolniczych oraz plantacje palmowe.

Te czynniki glebotwórcze, panujące w opisywanym rejonie, doprowadziły do uformowania się pokrywy glebowej typowej dla obszarów suchych i pustynnych.

W obszarach wychodni skalnych, na południowych stokach Jebel Bani, dominują **pustynne gleby inicjalne skaliste** (*Yermo-Lithic Leptosols*).

W obszarach rozległej doliny, w rejonach zwydmionych występują luźne, **inicjalne utwory piaszczyste** (*Aridic Arenosol*). Gliniasto-ilaste warstwowane osady rzeki Dra oraz wyschniętego jeziora Iriqui stanowią podłoże dla wtórnie wzbogaconych w węglany lub siarczany **gleb aluwialnych** (*Fluvisols*). Gleby te posiadają dobrze wykształcone horyzonty diagnostyczne typu *gypsic,* dlatego zaliczono je do jednostki *Gypsic Fluvisols*, lub poziomy *calcic*- stąd jednostka *Calcic Fluvisols*. Wyspowo znajdują się również niewielkie powierzchnie z powierzchniowymi naskorupieniami rozpuszczalnych soli, czyli **sołonczaki** (*Solonchaks*). W dnach dolin, a szczególnie na utworach gliniasto-ilastych tworzą się poligonalne spękania charakterystyczne dla takyrowych gleb pustynnych (T*akyric lub Yermic Vertisols)*.

Wydaje się, że procesy fluwialne, które utworzyły podłoże macierzyste tych gleb, z powodu wyschnięcia rzeki i jeziora, nie mają już dalszego wpływu na funkcjonowanie tych utworów glebowych, jako fluvisoli (mad). Gleby tam występujące utraciły cechy mad (*Fluvisols*), wykazując ewolucyjne przekształcenie w typowe gleby pustynne (*Aridisols*) wzbogacone w gips (*Gypsisols*), kalcyt (*Calcisols*) oraz w sodowe sole chlorkowo-węglanowe (*Solonchaks*).

Wartość użytkowa (rolnicza) omawianych gleb

Wszystkie opisane jednostki (utwory) glebowe omawianego terenu, ze względu na suche warunki klimatyczne, na niedobór wody oraz na dynamiczne procesy eoliczne, należą do gleb o niewielkiej produktywności rolniczej. Niewielkie poletka upraw rolniczych w oazach podlegają procesom wtórnego zasolenia stropowych poziomów, wynikającego z irygacji, która wzmaga podnoszenie ku stropowi rozpuszczalnych soli z głębszych warstw profilu glebowego (Karrou 1998, Mrabet i in. 2001). Na powierzchni gleb uprawianych i nawadnianych powstają więc białe naloty i wykwity krystalizujących soli węglanowo-siarczanowych.

Przydatność rolnicza gleb opisywanego terenu, z racji warunków klimatycznych i braku wody, jest trudna do ogólnej oceny. Pojedyncze poletka irygowane w oazach mogą stanowić bazę produkcyjną dla uprawy warzyw, lub dla plantacji palmowych. Należy jednak zwracać uwagę na duże możliwości wtórnego zasolenia. Intensywna działalność procesów eolicznych powoduje duże straty powierzchni gleb uprawnych, poprzez zasypywanie ich lotnymi piaskami tworzącymi wydmy.

Przedstawiona dla doliny Dra (Rap. Dra 3/11 1) waloryzacja rolnicza gleb zakłada cztery kategorie (klasy bonitacyjne) przydatności rolniczej gleb obszaru doliny Dra.

Kategoria I – gleby, na których uprawiać można wszystkie rośliny uprawne, które mogą rosnąć w danym klimacie. Obejmuje gleby aluwialne (mady), o dobrych stosunkach wodno-powietrznych, głębokie i nie zbyt ciężkie, nadające się do okresowej irygacji.

Kategoria II – gleby, na których można uprawiać większość roślin z danego klimatu. Gleby wykazują gorsze stosunki wodno-powietrzne (zbyt piaszczyste lub kamieniste), mogą również podlegać solnemu zaskorupianiu i wymagają nawodnienia i likwidacji naskorupień solnych.

Kategoria III – gleby, na których można uprawiać tylko niektóre rośliny. Miąższość tych gleb jest niewielka (ok. 20 cm) i są utworami szkieletowymi, zawierają bowiem w masie glebowej dużą ilość okruchów skalnych lub żwirów. Gleby te wymagają dużej ilości zabiegów agrotechnicznych oraz irygacji.

Kategoria IV – gleby mało przydatne pod uprawy rolnicze z racji zasolenia, lub nadmiernej szkieletowości, lub podlegają intensywnym procesom erozji, bądź są objęte zasypywaniem przez wydmy.

Przedstawiona powyżej rolnicza kategoryzacja (bonitacja) gleb obszaru doliny rzeki Dra dla rejonu Zagory i Mhamid z lat 1968/69 jest aktualnie mało przydatna. W tym rejonie, w latach późniejszych nastąpiło znaczne zmniejszenie przepływu w rzece Dra i wyschnięcie jeziora Iriqui. Nastąpiło w tym obszarze zasolenie gleb oraz uruchomienie procesów eolicznych, a to wpłynęło istotnie na zmniejszenie się powierzchni uprawianych gleb. Podkreślić jednak należy, że w wielu obszarach doliny Dra istnieją warunki do upraw rolniczych, bowiem gleby tam występujące (*Eutric Fluvisols*) są urodzajne. Wymagają tylko irygacji oraz zabezpieczenia przed wtórnym zasoleniem. Metodyka agrotechniczna zapobiegająca lub zmniejszająca powierzchniowe zasolenie gleb jest znana rolnikom i gleboznawcom marokańskim (np. Karrou 1997, Mrabet i in.2001).

Literatura

Boul S.W., Hole F.D., McCracken R.J., 1997, *Soil Genesis and Classification*. Iova State Univ. Press, pp 527.

Dłużewski M., Krzemień K., 2003, *Charakterystyka fizycznogeograficzna regionu Coude du Dra,* [w:] M. Dłużewski (red.), Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko). Wyd. Akademickie „DIALOG", Warszawa, 11–44.

Ganssen R.,1965, *Gundsatze der Bodenbildung.* Mannhein.

Karrou M., 1998, *Observations on effect of seeding pattern of water-use efficiency o durum wheat in semi-arid areas of Morocco.* Field Crops Research, 59, 175–179.

Komornick T., Skiba S., 1978, *Preliminary study of the soils of the El-Useta area (Libya).* Agric. Univ. Cracow., Sudia i Materiały, 3, 27–51.

Mrabet R., Saber N., El-Brahli A., Lahlou S., Bessam S. ,2001, *Total particulate organic matter and structural stability of a Calcixeoll soil under different wheat rotations and tillage systems in a semiarid area of Morocco.* Soil & Tillage Research, 57, 225–235.

Skiba S., 2003, *Pokrywa glebowa,* [w:] M. Dłużewski (red.), Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko). Wyd. Akademickie „DIALOG", Warszawa, 45–55.

Yaalon D.H., Ganor E., 1973, *The influence of dust on soils during the Quaternary.* Soil Sci., 116, 146–155.

Wykorzystanie satelitarnych danych obrazowych w badaniach regionu Coude du Dra

Krzysztof Skocki
Centrum Badań Kosmicznych PAN
e-mail: skocki@astercity.net

Wstęp

Pierwsze prace związane z wykorzystaniem materiałów teledetekcyjnych, początkowo zdjęć z balonów, wykonywano już w XIX wieku. Rozwój lotnictwa w wieku XX nasilił prace interpretacyjne z wykorzystaniem materiałów obrazowych (Ciołkosz i in. 1999). Zdjęcia lotnicze są z powodzeniem wykorzystywane do dziś w wielu dziedzinach badań, nie tylko geograficznych. Jednak dopiero wprowadzenie na orbitę pierwszych satelitów teledetekcyjnych w latach siedemdziesiątych XX wieku (seria Landsat) spowodowało wyraźny wzrost zainteresowania tego typu materiałami (Ciołkosz, Kęsik 1989). Ostatnie lata przyniosły znaczne rozszerzenie liczby dostępnych satelitów obserwacyjnych, z najbardziej znanymi systemami optycznymi (pracującymi w zakresie widzialnym i w podczerwieni): Landsat, SPOT, IRS, EOS, IKONOS, QuickBird. Ostatnie dwa systemy to systemy wysokorozdzielcze o terenowej wielkości piksela rzędu jednego metra i poniżej. Dostępne są także systemy radarowe, wykorzystujące zakres mikrofalowy i pozwalające na obserwację terenu niezależnie od pory doby i zachmurzenia, a dostarczające informacji o innym charakterze, związanym z interakcjami promieniowania elektromagnetycznego w zakresie mikrofalowym z powierzchnią (parametry szorstkości, wilgotności i stałej dielektrycznej).

Siła optycznych systemów satelitarnych tkwi w wykorzystaniu obrazowania wielospektralnego, tj. obserwacji powierzchni w wąskich kanałach obejmujących tylko fragment widma. Pozwala to na analizę odpowiedzi spektralnej w określonych fragmentach widma i tym samym, przy znajomości charakterystyki spektralnej różnego typu obiektów i rodzajów materiału, na wydzielanie obiektów i badanie zmienności rodzajów pokrycia powierzchni. W przypadku systemu Landsat dostępnych jest w sumie 7 kanałów spektralnych obejmujących zakres widzialny oraz podczerwieni fotograficznej i termalnej (Ciołkosz, Kęsik 1989). W przypadku nowszych satelitów, np. EOS czy Envisat, możliwa jest rejestracja obrazu w kilkudziesięciu (lub nawet kilkuset) wąskich zakresach, co pozwala na precyzyjną charakterystykę obserwowanych obiektów i rozpoznanie np. wychodni skalnych z dokładnością do rodzaju skał, a nawet określenie składu mineralnego tych skał (Siegal 1980, Smith 1977). Stwarza to ogromne możliwości interpretacyjne dla potrzeb nauk o Ziemi. Ogromnym atutem systemów satelitarnych jest dostępność zobrazowań dla całego globu (niektóre z systemów) w jednolitej skali i wykonywanych w sposób jednolity. Pojedyncza scena może obejmować duży obszar, w przypadku satelity Landsat jest to 185 na 185 km, co zapewnia uchwycenie stanu w danej chwili na rozległych obszarach. Dodatkowo systemy optyczne z reguły operują na orbitach heliosynchronicznych, co oznacza, że nad danym obszarem Ziemi satelita przelatuje zawsze o tej samej godzinie czasu lokalnego słonecznego. Ułatwia to późniejszą interpretację oraz porównywanie obrazów.

Ostatnie lata przyniosły znaczne rozszerzenie wachlarza dostępnych danych satelitarnych, w tym wysokorozdzielczych. Od pewnego czasu dostępne są także nowe źródła historyczne w postaci zdjęć satelitarnych programu CORONA. Są to zdjęcia wysokorozdzielcze obejmujące okres od 1961 r. do 1980 r. (Skocki 2004). Mogą one posłużyć do rozszerzenia analiz na analizę i charakterystykę zmienności pojedynczych form wydmowych w okresie ponad 40 lat.

Metodyka badań

W badaniach z wykorzystaniem obrazów satelitarnych stosuje się różnego rodzaju skanery, zarówno panchromatyczne (jednobarwne – skala szarości) jak i wielospektralne, dostarczające obrazów rejestrowanych w wąskich kanałach spektralnych. Grupę obrazów rejestrowanych w pojedynczych kanałach spektralnych obejmującą jeden obszar określa się nazwą sceny. Taka scena może więc składać się z kilku (7 dla skanerów serii Landsat TM) lub nawet kilkuset kanałów (skanery hiperspektralne). Możliwości interpretacyjne zobrazowań satelitarnych tkwią właśnie w mnogości kanałów, w których obserwowany jest badany obszar. Już sama możliwość tworzenia obrazu barwnego przez złożenie trzech dowolnych kanałów przypisanych barwom czerwonej, zielonej i niebieskiej, pozwala na zwiększenia czytelności komponentów środowiska przyrodniczego i tym samym ułatwia ich interpretację.

Prezentowane poniżej obrazy powstały z kompozycji RGB kanałów 7, 5 i 2 przetwarzanej sceny. Kanały 7 oraz 5 to kanały rejestrujące obraz w zakresie bliskiej podczerwieni fotograficznej, kanał 2 obejmuje zakres zielono-żółty widma. Kompozycja 752 jest jedną z częściej wykorzystywanych w badaniach teledetekcyjnych strefy suchej, ze względu na dużą czytelność elementów geologicznych oraz możliwość łatwego wydzielania obszarów pokrytych odmiennym materiałem. Taka kompozycja może być podstawą wizualnej interpretacji obrazu.

Bardziej zaawansowaną metodą analizy i interpretacji wielokanałowych danych satelitarnych jest wykonywanie klasyfikacji obrazu. Możliwe jest wykorzystywanie klasyfikacji spektralnej, gdy pojedyncze piksele przyporządkowywane są do określonych grup pikseli na podstawie ich jasności w wybranych kanałach lub też innych metod klasyfikacji (np. klasyfikacja obiektowa), które nie będą tu opisywane.

Najpowszechniej wykorzystuje się klasyfikację nienadzorowaną oraz nadzorowaną w oparciu o różnorodne algorytmy przyporządkowujące piksele do klas. Klasyfikacja nienadzorowana wykorzystuje algorytmy bazujące jedynie na zmiennej jasności pikseli. Nie stosuje się tutaj żadnych obszarów testowych.

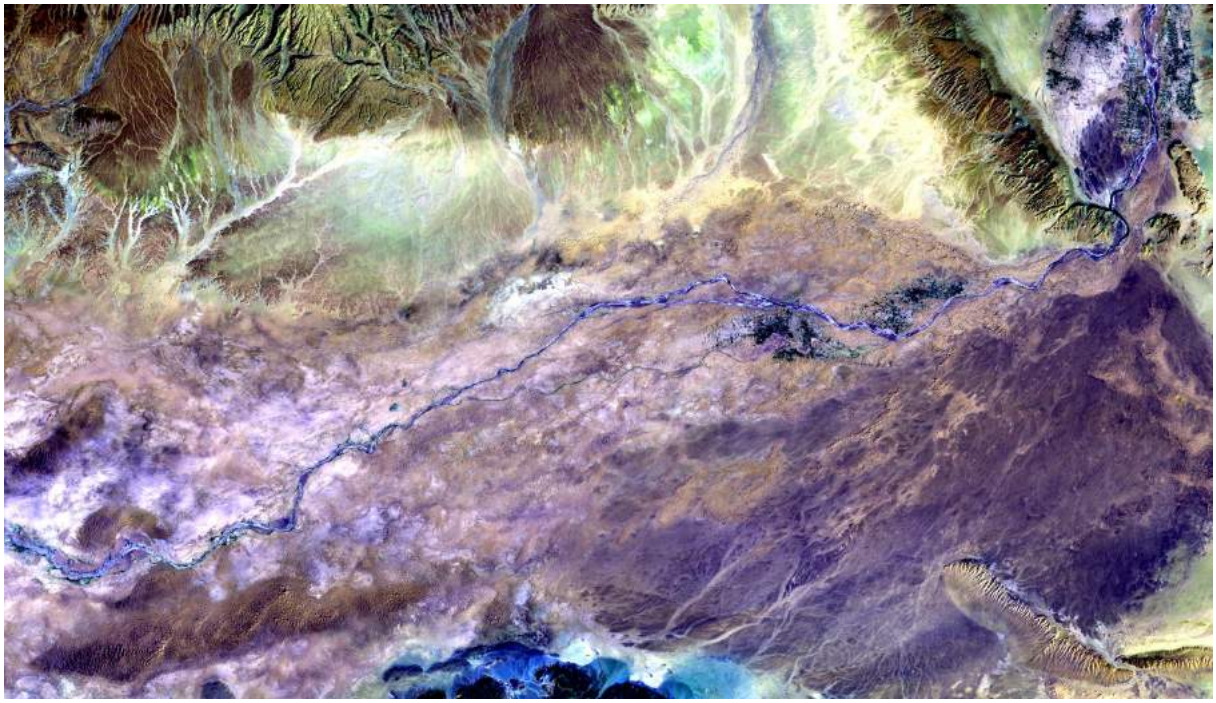
Klasyfikacja nadzorowana wykorzystuje wstępną wiedzę o badanym terenie, która powinna być uzyskana podczas badań terenowych. Wykorzystuje się tutaj metodykę zbliżoną do metodyki interpretacji zdjęć lotniczych opisywanej przez wielu autorów (Stone 1951). Ten proces nazywany jest fotointerpretacją polową (Ciołkosz i in. 1999) i powinien poprzedzać właściwą interpretację zdjęć. W przypadku wykonywania klasyfikacji nadzorowanej obserwacje terenowe stanowią podstawę do wydzielenia charakterystycznych obszarów testowych, których sygnatury spektralne są następnie podstawą dla algorytmu przyporządkowującego piksele do odpowiednich klas. Ten rodzaj klasyfikacji daje z reguły znacznie lepsze rezultaty niż klasyfikacja nienadzorowana. Stosuje się rozmaite algorytmy klasyfikacji nadzorowanej, z których najczęściej stosowane są: Parallellepaided, Minimum Distance, Mahalanobis Distance oraz Maximum Likelihood. Różnice między tymi algorytmami dotyczą przede wszystkim sposobu liczenia odległości w wielowymiarowej przestrzeni między centrum klastra (n-wymiarowej chmury grupującej piksele należące do danej klasy) a analizowanym pikselem.

Poza klasyfikacją nienadzorowaną oraz nadzorowaną istnieją jeszcze inne techniki klasyfikacji spektralnej. Jedną z tych technik jest algorytm Spectral Angle Mapping (SAM), wydzielający w pierwszym etapie charakterystyczne, „najczystsze" piksele reprezentujące widma obiektów (np. minerałów lub ich mieszanin) jako tzw. „endmembers". Ten rodzaj klasyfikacji nie był wykorzystywany w niniejszej pracy.

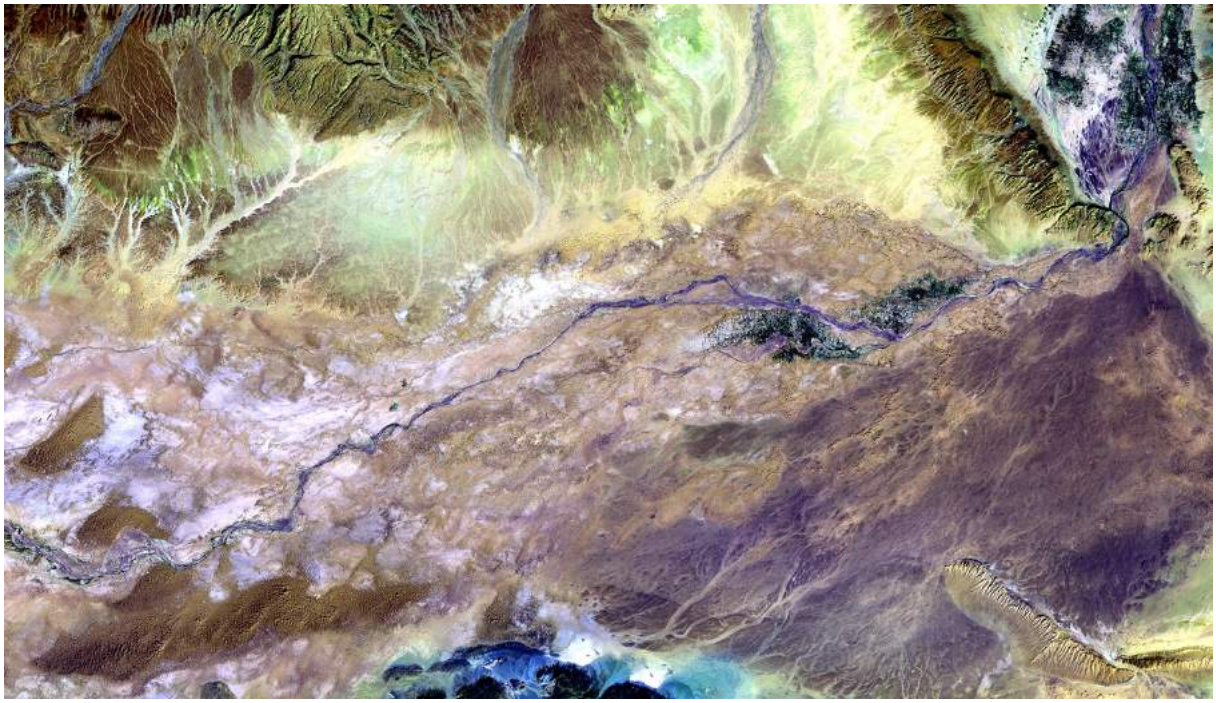
Na końcowym etapie prac stosuje się często dodatkowe filtrowanie obrazu poklasyfikacyjnego, mające na celu „wygładzenie" obrazu poprzez eliminację pojedynczych pikseli należących do innej klasy w grupie pikseli jednej klasy. Jednym ze stosowanych tutaj algorytmów jest metoda Majority/Minority Analysis, która eliminuje przypadkowe piksele należące do innych klas przez filtrację oknem o zadanej wielkości i przyznawaniem pikselom centralnym wartości najczęściej występującej w oknie. Stosowane są tutaj różne wielkości okna, najczęściej 3 na 3 piksele lub 5 na 5 pikseli. W niniejszej pracy zastosowano okno o wymiarze 5 pikseli, co znacznie zwiększyło czytelność obrazu poklasyfikacyjnego nie powodując jednocześnie dużych zmian w statystyce klas.

Badane obrazy i wstępna interpretacja wizualna

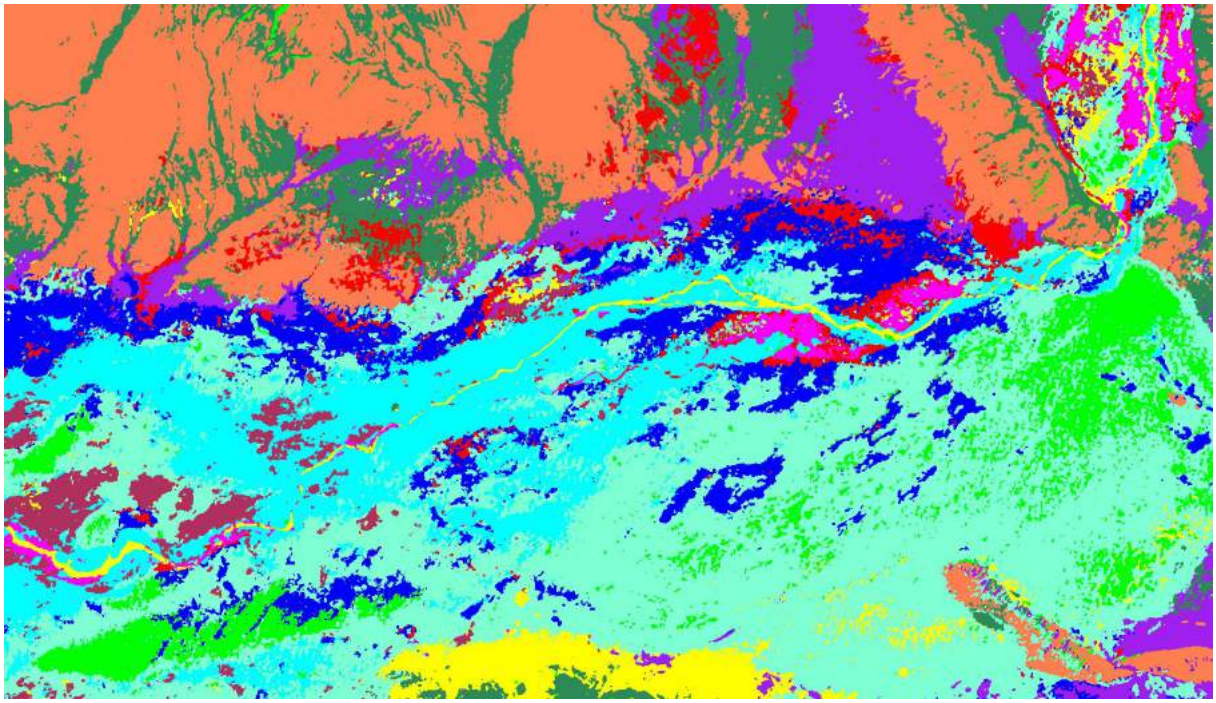
Przygotowując badania terenowe postanowiono wykorzystać satelitarne dane teledetekcyjne dla wykonania analiz zmienności materiału pokrywającego badany obszar. Przeanalizowano dostępne



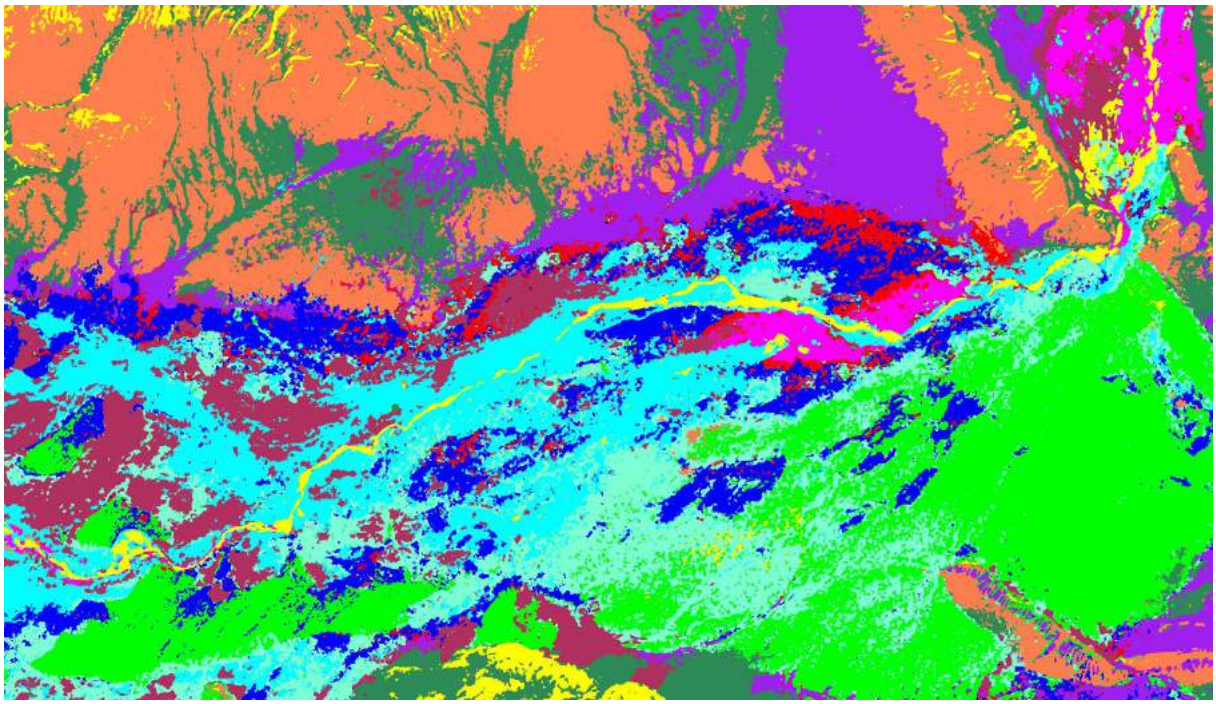
Ryc. 1. Zdjęcie satelitarne obszaru Coude du Dra (część wschodnia),
satelita Landsat 5 TM, 7 października 1987r.



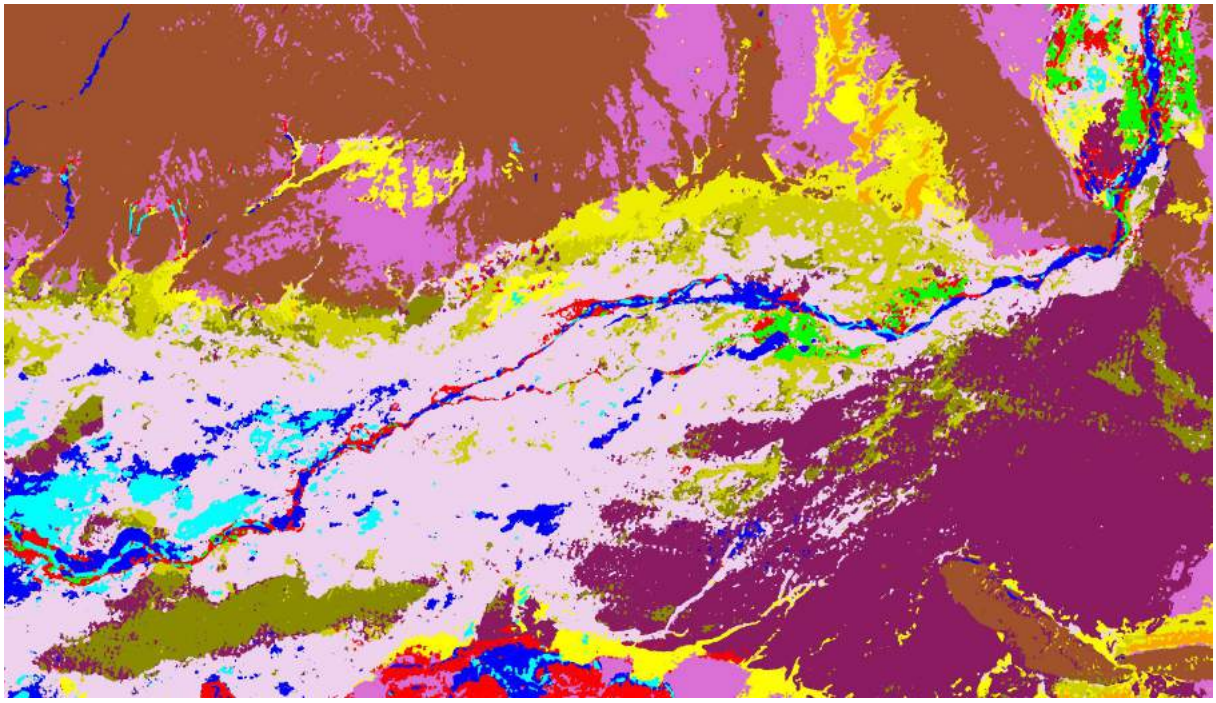
Ryc. 2. Zdjęcie satelitarne obszaru Coude du Dra (część wschodnia),
satelita Landsat 7 ETM, 31 marca 2000r.



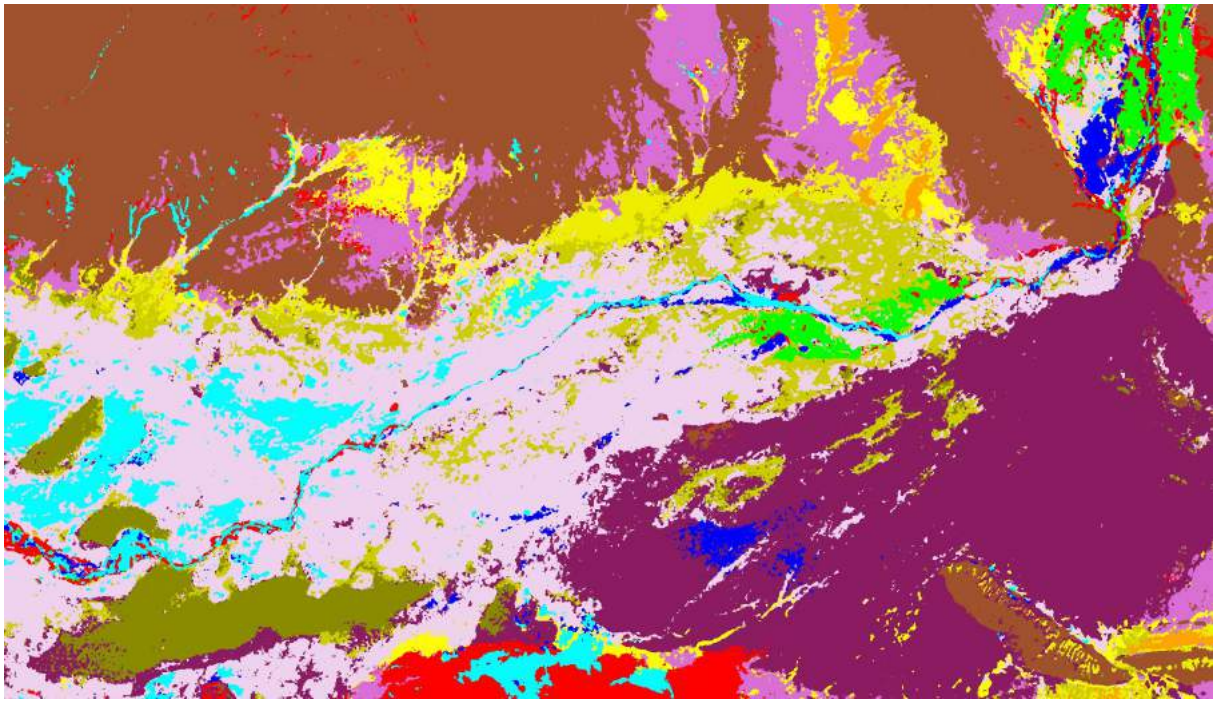
Ryc. 3. Wynik klasyfikacji nadzorowanej sceny z 1987r. (algorytm Mahalanobis Distance) – obszar Coude du Dra (część wschodnia).



Ryc. 4. Wynik klasyfikacji nadzorowanej sceny z 2000r. (algorytm Mahalanobis Distance) – obszar Coude du Dra (część wschodnia).



Ryc. 6. Wynik klasyfikacji nadzorowanej sceny z 1987r. w oparciu o badania terenowe (algorytm Mahalanobis Distance) – obszar Coude du Dra (część wschodnia).



Ryc. 7. Wynik klasyfikacji nadzorowanej sceny z 2000r. w oparciu o badania terenowe (algorytm Mahalanobis Distance) – obszar Coude du Dra (część wschodnia).

zobrazowania dla badanego obszaru typując do wykorzystania w pierwszej kolejności obrazy wielospektralne pozyskane przez satelity serii Landsat oraz historyczne zobrazowania panchromatyczne pozyskane przez satelity programu CORONA. W niniejszej pracy wykorzystano zobrazowania satelitarne satelitów serii Landsat jako najłatwiej dostępne dla badanego obszaru (ryc. 1, 2):

- scenę zarejestrowaną przez skaner TM satelity Landsat 5 z 7 października 1987 r., a więc w trakcie okresu suchego w dolinie,
- scenę zarejestrowaną przez skaner ETM+ satelity Landsat 7 z 31 marca 2000 r., pod koniec okresu wilgotnego, który może oznaczać obecność wody w korycie, a nawet możliwość wylewów poza koryto oraz powodzi.

Obie sceny zostały zgeometryzowane w układzie współrzędnych UTM słup 30N na elipsoidzie WGS-84. Wynikowa wielkość piksela otrzymanych zobrazowań wynosi 28,5 metra. Pozwala to na analizę obiektów o wielkości około 50 metrów (wymiary w planie) co odpowiada wydmom średniej wielkości na tym obszarze.

Wyraźnie widoczny jest przebieg koryta ouedu, Jebel Bani Selmane (boczne ramię Jebel Bani) oraz charakterystyczny stożek napływowy ouedu Dra uformowany za wyraźnym przewężeniem widocznym we wschodniej części obrazu. Materiał stożka zajmuje całą południowo-wschodnią część badanego obszaru. W centralnej części obrazu widoczne są jasne smugi związane z występowaniem w dużych ilościach materiału drobnego naniesionego przez epizodyczne wylewy powodziowe obejmujące znaczne powierzchnie badanego obszaru. Bardziej na wschód, przy korycie ouedu, jako ciemnozielone fragmenty obrazu widoczna jest oaza Mhamid. Kolejna oaza, Tagounite, widoczna jest na północno-wschodnim skraju zdjęcia.

Obszary wydmowe na badanym terenie cechują się ogromnym zróżnicowaniem spektralnym. Wyraźnie widoczne są pola wydmowe w zachodniej części zdjęcia (tony brązowe). Są to duże pola wydmowe pokryte układami wydm poprzecznych oraz miejscami wydm gwiaździstych. Druga populacja wydm widoczna jest w okolicy oazy Mhamid i na zachód od niej. Obejmuje znacznie mniejsze wydmy, o wysokości nie przekraczającej 10 metrów. Wśród tych wydm występują miejscami niewielkie kępy suchej roślinności. Trzecia populacja wydm występuje na północny-wschód od Mhamid i obejmuje formy cechujące się jasnożółtym tonem. Zespoły tych wydm są słabo widoczne na obrazie.

Klasyfikacja treści obrazowej

W celu otrzymania informacji o przestrzennej zmienności osadów powierzchniowych wykonano serię klasyfikacji w oparciu o sześć kanałów rejestrowanych przez skaner. Wykorzystano kanały 1–5 i kanał 7, które obejmują zakres promieniowania leżący w zakresie widzialnym i bliskiej podczerwieni (do 2 μm). Klasyfikacje przeprowadzono kilkoma metodami: metodą klasyfikacji nienadzorowanej oraz klasyfikacji nadzorowanej (z różnymi zestawami poligonów testowych).

W pierwszym etapie badań wykonano serię próbnych klasyfikacji nienadzorowanych w celu oceny wyników automatycznego przyporządkowywania pikseli do klastrów (grup pikseli o zbliżonych parametrach statystycznych). Stosowano algorytmy ISODATA oraz K-mean, jednak oba te algorytmy generowały obrazy klasyfikacyjne o dużej częstości zmian (mała czytelność wydzieleń) i słabej wiarygodności. Liczba wydzielanych klas wahała się od 5 do 20. W związku z niesatysfakcjonującymi rezultatami tych klasyfikacji zastosowano klasyfikację nadzorowaną. W tym celu wydzielono na obrazie (kompozycja barwna w kanałach 7, 5, 2) 11 poligonów testowych:

1. pojedyncze wydmy barchanoidalne oraz wydmy poprzeczne o wysokości do 6 metrów – na północ od Mhamid (0,27 km^2),
2. ciemne wydmy o wysokości w przewadze powyżej 6 m, tworzące rozległe pola wydmowe (2,21 km^2),
3. pojedyncze i złożone wydmy podłużne i barchanoidalne na obszarach zalewowych ouedu Dra (0,33 km^2),
4. gruboziarniste osady koryt rzecznych (żwiry, piaski, głazy) (0,15 km^2),
5. osady dolin rzecznych (piaski, iły, żwiry) (0,29 km^2),
6. roślinność (0,40 km^2),
7. osady piaszczysto-ilaste w dolinie ouedu Dra (2,21 km^2),

8. materiał stożków napływowych powstających u podnóża południowych stoków Jabel Bani (1,34 km^2),
9. pola piasków przewianych, nie tworzące form wydmowych (0,86 km^2),
10. hamada (0,70 km^2),
11. stożek napływowy poniżej przełomu ouedu Dra przez Jebel Bani Selmane (2,00 km^2).

Rozpoznanie powyższych obszarów na zdjęciach satelitarnych wykonano na podstawie obserwacji terenowych przeprowadzonych w lutym 2005 roku.

Następnie przystąpiono do przeprowadzania klasyfikacji nadzorowanej w oparciu o stworzone poligony testowe. Początkowo zastosowano algorytm Minimum Distance w oparciu o wszystkie 6 kanałów. Wyniki takiej klasyfikacji nie były satysfakcjonujące, wykonano więc ponowną klasyfikację nadzorowaną w oparciu o istniejące poligony testowe z wykorzystaniem algorytmu Mahalanobis Distance. Rezultaty okazały się satysfakcjonujące – obraz poklasyfikacyjny odpowiadał zasięgom obserwowanym w terenie. W celu zwiększenia czytelności obrazu wykonano dodatkowo agregację pikseli w oparciu o okno 5 na 5 pikseli i wagę piksela centralnego równą 1. Powstały obraz poklasyfikacyjny jest dzięki temu czytelny, a jego przydatność do dalszych badań, w tym do określania źródeł dostawy materiału do wydm, duża.

Otrzymano następujące statystyki powierzchni pokrytej odpowiednimi klasami:

Number of Pixels: 2,893,805
Unclassified: 0 points (0.0000%)
Region #1 [Red] 330 points: 99,924 points (3.4530%)
Region #2 [Green] 2721 points: 160,767 points (5.5556%)
Region #3 [Blue] 406 points: 224,554 points (7.7598%)
Region #4 [Yellow] 188 points: 109,331 points (3.7781%)
Region #5 [Cyan] 357 points: 348,114 points (12.0296%)
Region #6 [Magenta] 487 points: 44,633 points (1.5424%)
Region #7 [Maroon] 2725 points: 66,473 points (2.2971%)
Region #8 [Sea Green] 1650 points: 235,810 points (8.1488%)
Region #9 [Purple] 1053 points: 205,023 points (7.0849%)
Region #10 [Coral] 856 points: 539,323 points (18.6372%)
Region #11 [Aquamarine] 2463 points: 859,853 points (29.7136%)

W szczególności warto zauważyć, że powierzchnie pokryte wydmami stanowią w sumie niemal 17% badanej powierzchni, a łącznie z piaskami przewianymi jest to prawie 24% powierzchni. Utwory rzeczne, a więc materiał korytowy, osady dolinne oraz osady ilaste stanowią ponad 18% powierzchni. Obszary pokryte roślinnością to tylko 1,5% powierzchni klasyfikowanego obrazu.

Dysponując porównawczym materiałem obrazowym w postaci zobrazowania satelitarnego tego samego obszaru wykonanego w 2000 roku można było przeprowadzić analogiczną klasyfikację na badanym obszarze w oparciu o stan z 2000 r. Wykorzystano te same poligony testowe i takie same parametry klasyfikacji oraz późniejsze przetworzenia (agregacja danych). Uzyskano następujące wyniki:

Number of Pixels: 2,893,805
Unclassified: 0 points (0.0000%)
Region #1 [Red] 330 points: 71,490 points (2.4704%)
Region #2 [Green] 2721 points: 509,022 points (17.5901%)
Region #3 [Blue] 406 points: 232,572 points (8.0369%)
Region #4 [Yellow] 188 points: 82,017 points (2.8342%)
Region #5 [Cyan] 357 points: 328,013 points (11.3350%)
Region #6 [Magenta] 487 points: 68,600 points (2.3706%)
Region #7 [Maroon] 2725 points: 221,561 points (7.6564%)
Region #8 [Sea Green] 1650 points: 287,801 points (9.9454%)
Region #9 [Purple] 1053 points: 244,402 points (8.4457%)
Region #10 [Coral] 856 points: 520,571 points (17.9892%)
Region #11 [Aquamarine] 2463 points: 327,756 points (11.3261%)

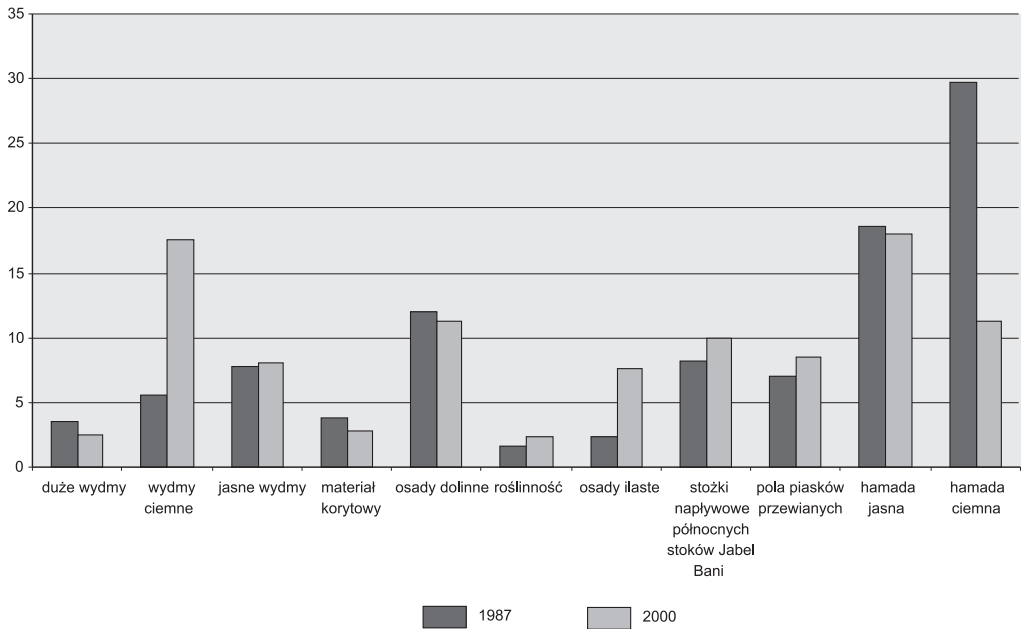
Wyraźnie widać bardzo duży przyrost powierzchni zajmowanej przez klasę 21 (ciemne wydmy o wysokości powyżej 6 m) (tab. 1) (ryc. 5). Jest to związane z zaklasyfikowaniem przez algorytm do tej klasy

dużych terenów położonych na południowym wschodzie badanego obszaru (zmiana przyporządkowania z hamady ciemnej na wydmy ciemne). Może to być efekt rzeczywisty związany ze zwydmieniem materiału na tym obszarze lub wynik bliskiej wydmom ciemnym sygnatury spektralnej hamady ciemnej na tym obszarze w 2000 r. Bardzo interesujący jest wyraźny przyrost powierzchni pokrytej wydmami ciemnymi w południowo-zachodniej części badanego obszaru.

Tab. 1. Wyniki klasyfikacji nadzorowanej.

Klasy pokrycia terenu	powierzchnia klas		zmiana
	1987 [%]	2000 [%]	powierzchni
duże wydmy	3,45	2,47	-0,98
duże wydmy ciemne	5,56	17,60	12,04
jasne wydmy	7,76	8,04	0,28
materiał korytowy	3,78	2,83	-0,95
osady dolinne	12,03	11,33	-0,70
roślinność	1,54	2,37	0,83
osady piaszczysto-ilaste	2,30	7,65	5,35
stożki napływowe północnych stoków Jabel Bani	8,14	9,94	1,80
pola piasków przewianych	7,08	8,45	1,37
hamada	18,64	17,99	-0,65
stożek napływowy ouedu Dra	29,72	11,33	-18,39
SUMA	100,00	100,00	0,00

Duże obszary zostały pokryte rozprzestrzeniającymi się dynamicznie wydmami. W przypadku pozostałych wydm obserwuje się niewielki przyrost powierzchni zajmowanej przez wydmy jasne, a nawet zmniejszenie powierzchni pokrytej wydmami wysokimi.



Ryc. 5. Zmiana udziału procentowego powierzchni klas.

Niewielki spadek zaobserwowano dla powierzchni pokrytej materiałem żwirowym koryt rzecznych. Jest to zapewne związane ze zmianą przyporządkowania do klas rozległej powierzchni w południowej części badanego obszaru.

Gwałtowny spadek powierzchni hamady ciemnej związany jest bezpośrednio ze wzrostem powierzchni wydm ciemnych (zmiana przyporządkowania pikseli).

Widać także wzrost powierzchni stożków napływowych oraz pól piasków przewianych. Łącznie powierzchnia obszaru pokrytego akumulacyjnymi formami eolicznymi (klasy 1, 2, 3, 9) wzrosła z 24% do blisko 37%, co stanowi wzrost o blisko 65%! Uwzględniając potencjalne przeszacowanie powierzchni form wydmowych w klasie 3 można ostrożnie oszacować, że wzrost powierzchni pokrytej materiałem eolicznym w badanym okresie 13 lat jest wyraźny i przekracza zapewne 20%. Wskazuje to na dużą intensyfikację procesów eolicznych na tym obszarze.

Klasyfikacja nadzorowana z wykorzystaniem analiz terenowych

W dalszym etapie prac wykorzystano przeprowadzone w sezonie 2005 wstępne badania terenowe w okolicach oazy Mhamid. W terenie rozpoznano różne rodzaje powierzchni i opisano charakter ich pokrycia. Na tej podstawie wyróżniono 13 rodzajów powierzchni, których lokalizacja przestrzenna wykonana przy użyciu systemu GPS pozwoliła na naniesienie ich na podkładową mapę satelitarną. Umożliwiło to wydzielenie w otoczeniu punktów testowych granic zasięgów obserwowanych rodzajów powierzchni i stworzenie zestawu poligonów testowych dla procedury klasyfikacji nadzorowanej. Wykorzystano algorytm Mahalanobis Distance. Obraz poklasyfikacyjny, podobnie jak we wcześniejszych analizach, poddano następnie działaniu algorytmu Majority/Minority, który agreguje powstałe wydzielenia korzystając z okna o wymiarze 5 pikseli, znacznie zwiększając czytelność wydzieleń.

Dla zobrazowania z roku 1987 uzyskano następujący obraz poklasyfikacyjny (ryc. 6).

Wyznaczono w sumie 13 klas, które scharakteryzowano poniżej:

Class Stats Summary Report
Number of Pixels: 2,893,805
Unclassified: 0 points (0.0000%)
roślinność [Green] 110 points: 29,499 points (1.0194%)
zabudowa [Red] 235 points: 71,014 points (2.4540%)
oued_piaski [Blue] 121 points: 91,267 points (3.1539%)
oued_żwiry [Cyan] 178 points: 57,795 points (1.9972%)
hamada [Sienna] 1258 points: 662,505 points (22.8939%)
serir [Orchid] 849 points: 234,196 points (8.0930%)
duże wydmy gwiaździste i barchanoidalne w NE części badanego obszaru [Orange1] 530 points: 15,214 points (0.5257%)
wydmy poprzeczne i barchanoidalne na N od oazy Mhamid [Yellow1] 1292 points: 76,869 points (2.6563%)
piaski przewiane i niewielkie wydmy piaszczyste [Yellow] 657 points: 83,016 points (2.8687%)
wydmy na południe od oazy Mhamid [Yellow2] 426 points: 131,287 points (4.5368%)
osady piaszczysto-ilaste [Thistle1] 947 points: 748,294 points (25.8585%)
stożek napływowy ouedu Dra [Maroon3] 6049 points: 550,970 points (19.0396%)
wydmy Ergu Mhazil [Yellow3] 7717 points: 141,879 points (4.9029%)

Dla zobrazowania z roku 2000 otrzymano następujący obraz poklasyfikacyjny (ryc. 7).

Wykorzystano taki sam sposób przyporządkowania barw do klas rodzajów powierzchni. Otrzymano następujące statystyki wyników klasyfikacji:

Class Stats Summary Report
Number of Pixels: 2,893,805
Unclassified: 0 points (0.0000%)
roślinność [Green] 110 points: 51,198 points (1.7692%)
zabudowa [Red] 235 points: 84,385 points (2.9161%)
oued_piaski [Blue] 121 points: 40,534 points (1.4007%)
oued_żwiry [Cyan] 178 points: 125,507 points (4.3371%)
hamada [Sienna] 1258 points: 684,803 points (23.6644%)

serir [Orchid] 849 points: 185,193 points (6.3996%)
duże wydmy gwiaździste i barchanoidalne w NE części badanego obszaru [Orange1] 530 points: 18,283 points (0.6318%)
wydmy poprzeczne i barchanoidalne na N od oazy Mhamid [Yellow1] 1292 points: 71,017 points (2.4541%)
piaski przewiane i niewielkie wydmy piaszczyste [Yellow] 657 points: 77,352 points (2.6730%)
wydmy na południe od oazy Mhamid [Yellow2] 426 points: 159,765 points (5.5209%)
osady piaszczysto-ilaste [Thistle1] 947 points: 665,863 points (23.0099%)
stożek napływowy ouedu Dra [Maroon3] 6049 points: 626,971 points (21.6660%)
wydmy Ergu Mhazil [Yellow3] 7717 points: 102,934 points (3.5570%)

Wyniki zestawiono w tabeli 2.

Tab. 2. Wyniki klasyfikacji nadzorowanej z poligonami testowymi.

Klasy pokrycia	powierzchnia klas		zmiana powierzchni	zmiana [%]
	1987 [%]	2000 [%]		
roślinność	1,02	1,77	0,75	73,53
zabudowa	2,45	2,92	0,47	19,18
oued_piaski	3,15	1,40	-1,75	-55,56
oued_żwiry	2,00	4,34	2,34	117,00
hamada_jasna	22,89	23,66	0,77	3,36
serir	8,09	6,40	-1,69	-20,89
wydmy_duże	0,53	0,63	0,10	18,87
wydmy_małe	2,66	2,45	-0,21	-7,89
piaski	2,87	2,67	-0,20	-6,97
wydmy_oaza	4,54	5,52	0,98	21,59
piaski i iły	25,86	23,01	-2,85	-11,02
hamada_ciemna	19,04	21,67	2,63	13,81
wydmy_zachodnie	4,90	3,56	-1,34	-27,35
SUMA	100,00	100,00	0,00	

Analiza zmienności pomiędzy terminami zobrazowań wyraźnie pokazuje kilka charakterystycznych zależności.

- Roślinność
  Wyraźnie widać jej zagęszczenie w okolicach oaz Mhamid oraz Tagounite. Poza tymi obszarami roślinność nie występuje. Wydzielenie roślinności można traktować jako pewne ze względu na bardzo charakterystyczną odpowiedź spektralną, szczególnie w kanale podczerwonym sceny.
- Zabudowa
  Na obrazie poklasyfikacyjnym zabudowa zajmuje prawie 3% powierzchni badanego obszaru. W rzeczywistości jej udział jest znacznie mniejszy i ograniczony do wspomnianych powyżej dwóch oaz. Pozostałe obszary sklasyfikowane na południu, w dolnej partii ouedu oraz na stokach Jebel Bani to wynik podobieństwa spektralnego specyficznych wychodni skalnych do sygnatury zabudowy, która jest mało charakterystyczna i w większości klasyfikacji stwarza wiele problemów.
- Oued_piaski
  Nastąpiło zmniejszenie powierzchni tego wydzielenia, co może być związane z powodzią, jaka nawiedziła badany obszar w końcu lat osiemdziesiątych. Podłoże pokryte w dużej mierze piaskami, widoczne na obrazie poklasyfikacyjnym z roku 1987 w części zachodniej, mogło zostać wzbogacone w drobny materiał ilasty (poprzez bezpośrednie zalanie bądź w wyniku nawiania materiału akumulowanego bliżej koryta ouedu) powodując zmianę sygnatury spektralnej. To spowodowało zapewne częściowe przeniesienie tych pikseli do klasy piasków i iłów w klasyfikacji z roku 2000. Duża zmiana obserwowana jest w obrębie koryta ouedu. Tutaj zmniejszenie powierzchni klasy

oued_piaski związane może być z erozją drobniejszego materiału przez powódź i zwiększeniem udziału frakcji grubszej (klasa oued_żwiry).

- Oued_żwiry
  Wyraźny wzrost powierzchni, szczególnie w części zachodniej badanego obszaru oraz w korycie ouedu. Może to być związane z powodzią z końca lat osiemdziesiątych, w trakcie której duże przepływy w obrębie koryta usunęły drobniejszy materiał nawiany do koryta i osadziły gruby materiał żwirowo-piaszczysty. Powód znacznego zwiększenia powierzchni w zachodniej części badanego obszaru nie jest znany.
- Hamada
  Nie zaobserwowano dużych zmian w powierzchni tej klasy.
- Serir
  Nie zaobserwowano dużych zmian w powierzchni tej klasy.
- Duże wydmy gwiaździste i barchanoidalne w NE części badanego obszaru
  Zaobserwowano niewielkie zwiększenie powierzchni zajętych przez te formy w północnej części badanego obszaru.
- Wydmy poprzeczne i barchanoidalne na N od oazy Mhamid
  Zaobserwowano niewielkie zmniejszenie powierzchni, jednak na południe od oazy Mhamid udział tej klasy zwiększył się. Na tym obszarze odbyło się to kosztem wydm zaliczonych do klasy wydmy zachodnie. Może to wynikać z niewielkich zmian odpowiedzi spektralnej materiału nie związanej z gwałtowną zmianą charakteru osadów.
- Piaski przewiane i niewielkie wydmy piaszczyste
  Zaobserwowano niewielkie zmniejszenie powierzchni tego wydzielenia. Zmiany w tej klasie wynikają z jednej strony z przyrostu powierzchni na południowych stokach Jebel Bani (trudno ocenić prawdziwość tego wydzielenia na podstawie dotychczasowych prac) oraz z wyraźnego zmniejszenia powierzchni tej klasy w południowej części obrazu (rejon krawędzi Hamady du Dra).
- Wydmy na południe od oazy Mhamid
  Wyraźnie zwiększyła się powierzchnia zaklasyfikowana jako wydmy otaczające oazę Mhamid. Może to być związane z obserwowanym w terenie procesem pustynnienia samej oazy i zwiększaniem się pola wydm zasypujących w coraz większym stopniu uprawy i zabudowania oazy.
- Osady piaszczysto-ilaste
  Zaobserwowano niewielkie zmniejszenie powierzchni. Obserwowane zmiany postępują na korzyść obszarów pokrytych materiałem eolicznym, należącym do klas wydmy_oaza i wydmy_zachodnie.
- Stożek napływowy ouedu Dra
  Obszar ten jest w większości powierzchnią stożka napływowego związanego z ouedem Dra i rozpoczynającego się w przewężeniu Jebel Beni Selmane (boczne ramię Jebel Bani skręcające na południowy wschód). Powierzchnia tej klasy nieco się zwiększyła obejmując w sposób bardziej zwarty obszar na południe od oazy Mhamid. Powody tych zmian nie są znane.
- Wydmy Ergu Mhazil
  Zaobserwowano zmniejszenie sumarycznej powierzchni tego wydzielenia. Jednocześnie wyraźnie widoczne jest zwiększenie się powierzchni pokrytej tymi wydmami w zachodniej części badanego obszaru, gdzie przyrost powierzchni jest szczególnie wyraźny. Zmniejszenie pokrycia tym materiałem miało natomiast miejsce w części wschodniej, w obrębie stożka napływowego Dra (klasa stożek napływowy ouedu Dra). Może to być związane z niewielką zmianą sygnatury spektralnej materiału tam występującego, a jego zaliczenie do klasy wydmy_zachodnie w klasyfikacji dla roku 1987 mogło być efektem występowania pikseli na granicy obu klas.

Wnioski i zakończenie

W przedstawionych powyżej analizach wykorzystano wstępne badania terenowe oraz wstępne wyniki analiz teledetekcyjnych zobrazowań satelitów Landsat. Przedstawione kierunki zmian wymagają dalszych studiów dla ich potwierdzenia. Wyraźnie widoczny jest jednak postępujący proces rozprzestrzeniania się wydm oraz wyraźne modyfikacje charakteru materiału związane z katastrofalnymi powodziami na tym obszarze. Być może kolejna powódź spowoduje istotną zmianę charakteru osadów w obrębie koryta oraz w jego otoczeniu.

Wykorzystanie materiałów i technik teledetekcyjnych umożliwiło obserwację zmian na obszarze całego Coude du Dra w okolicy oazy Mhamid. Wyniki tych analiz posłużą planowaniu kolejnych prac, które pozwolą upewnić się w kierunkach i charakterze zmian na badanym obszarze.

Literatura

Ciołkosz A., Kęsik A., 1989, *Teledetekcja satelitarna*. PWN, Warszawa.

Ciołkosz A., Miszalski , Olędzki J.R, 1999, *Interpretacja zdjęć lotniczych*. PWN, Warszawa.

Siegal B.S., 1980, *Remote Sensing In Geology*. John Wiley & Sons.

Skocki K., 2004, *Analiza pojemności informacyjnej i przydatności obrazów satelitarnych programu CORONA do badań stanu środowiska przyrodniczego Polski i jego zmian*. Teledetekcja Środowiska, 33.

Smith W.L., 1977, *Remote Sensing applications for mineral exploration*. Dowden, Hutchinson & Ross.

Stone K.N., 1951, *Geographical air photo interpretation*. Photogramm. Engin., XVII, 5.

W pracy wykorzystano zobrazowania satelitarne pozyskane poprzez Global Land Cover Facility Earth Science Data Interface (GLCF ESDI).

Charakter powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej budujących wydmy regionu Coude du Dra

Barbara Woronko
Instytut Nauk Fizycznogeograficznych
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
e-mail: bworonko@uw.edu.pl

Wstęp

Na powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej zapisane są zarówno efekty abrazji mechanicznej, jak również wietrzenia chemicznego (Krinsley, Doornkamp 1973, Pell, Chivas 1995, Mycielska-Dowgiałło i in. 1997). Ziarna te dostarczają zatem cennych informacji o środowisku, w którym były transportowane, o czasie działania procesów je modelujących, stopniu przekształcenia osadów źródłowych, jak również o wszelkich procesach postsedymentacyjnych (Krinsley, Doornkamp 1973, Kenig 1987, Woronko 2001). Każde środowisko wykształca właściwy sobie zespół mikrostruktur, odróżniający je od innych środowisk (Margolis, Kennett 1971, Krinsley, Doornkamp 1973, Mahaney 2001). Szczególnie interesująco na tym tle przedstawiają się osady eoliczne pustyń gorących. Wyniki pierwszych badań wskazywały, że pustynne piaski eoliczne są dobrze lub bardzo dobrze obtoczone (np. MacCarthy 1935 za Tsoar, Pye 1990, Kuenen 1960). Późniejsze prace zweryfikowały to stanowisko. Dzisiaj powszechnie uznaje się, że ich stopień obtoczenia zazwyczaj jest niski (Tsoar, Pye 1990, Bullard i in. 2004) i zależy od wielkości ziarn (Lucchi, Casa 1998). Ponadto ich powierzchnia jest oskorupiona (Kuenen, Pedrok 1961, Lucchi, Casa 1968, McCoy 1978, Mycielska-Dowgiałło 1988, Mycielska-Dowgiałło i in. 1997, Mycielska-Dowgiałło i in. 1998, Mycielska-Dowgiałło, Woronko 1996, 1998, 1999, Woronko 2000).

Charakter mikrorzeźby powierzchni ziarn frakcji piaszczystej analizowanej w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM), budujących wydmy regionu Coude du Dra, jest przedmiotem szczegółowej analizy. Celem prezentowanych badań jest ustalenie źródła osadów wydmowych, jak również stopnia przekształcenia osadów źródłowych.

Metody badań

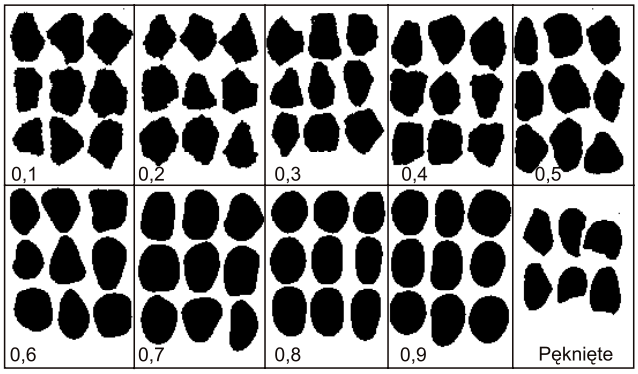
Analizę charakteru powierzchni ziarn frakcji piaszczystej przeprowadzono w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM). Badaniom poddano 4 próbki osadów pobranych z grzbietów wydm typu barchan (wydma nr 1, 5, 11, 13) (ryc. II). Wydmy te wędrują po powierzchni zbudowanej z osadów jeziornych, osadach stożków aluwialnych lub piaszczystych aluwiach rzeki Dra. Ponadto przebadano jedną próbkę z grzbietu wydmy znajdującej się w dnie epizodycznego, obecnie wyschniętego jeziora Iriqui (wydma 4) (ryc. II), traktując ją jako wydmę, którą budują słabo przekształcone osady jeziorne.

Każda próbka, bez uprzedniego przesiewania, przemywania i trawienia została przebadana w SEM. W każdym przypadku losowo wybrano około 30 ziarn, określając ich wielkość (mierząc osie x i y), stopień obtoczenia powierzchni stosując 9-cio stopniową skalę wg Krumbeina (1941) (ryc. 1) oraz charakter mikrorzeźby powierzchni ziarn, wydzielając 4 jej typy:

- A – świeże, o ostrych krawędziach i narożach. Rzeźba jest efektem mechanicznego niszczenia ziarn.
- B – oskorupione skorupą, którą charakteryzuje obecność mikrostruktur określanych mianem „raindrop". Stanowią one nieregularne zagłębienia o średnicy 10–25 μm. Ten typ skorupy tworzy

się w warunkach permanentnego niedoboru wilgoci. W warunkach klimatu suchego i gorącego nawet niewielka ilość wilgoci np. w postaci rosy, powoduje rozpuszczanie między innymi chlorków, co sprawia, że pH roztworu staje się bardzo wysokie (Kuenen, Pedrok 1961). Dochodzi do rozpuszczania niewielkiej ilości krzemionki na powierzchni kwarcu. Gdy w ciągu dnia temperatura na powierzchni gruntu osiąga nawet kilkadziesiąt stopni Celsjusza, następuje całkowite wyparowanie wody z roztworu, co prowadzi do wytrącenia wcześniej rozpuszczonej krzemionki (Krinsley, Doornkamp 1973, Pell i in. 1995). Procesy oskorupiania i rozpuszczania już istniejącej skorupy następują w cyklu dobowym (Kuenen, Pedrok 1961, Lucchi i Casa 1968, Krinsley, McCoy 1978, Mycielska-Dowgiałło 1988, Mycielska-Dowgiałło i in. 1997, Mycielska-Dowgiałło i in. 1998, Mycielska-Dowgiałło, Woronko 1996, 1998, 1999, Woronko 2000, Pell i in. 1995).

- C – oskorupienie skorupą łuskowo-ziarnistą. Skorupa ma charakter postrzępionej lub gładkiej powierzchni, którą budują minerały ilaste oraz bezpostaciowa krzemionka, wytrącona w postaci niewielkich rozmiarów globulek o średnicy 1–2 μm lub ciągłej, gładkiej powłoki. Skorupę buduje przede wszystkim bezpostaciowa krzemionka (SiO_2), z niewielkim udziałem innych jonów (Pell i in. 1995). Według Pell'a i in. (1995) obecność skorupy w postaci globulek świadczy o niewielkim tempie oskorupiania, natomiast gładka powłoka – o bardzo szybkim i intensywnym procesie. Na powierzchni ziarn nie obserwujemy śladów trawienia, co może wynikać z mniejszej agresywności krążących roztworów. Niejednokrotnie, w obrębie skorupy obserwuje się owalne lub poligonalne mikropęknięcia (*circular* lub *poligonal cracking*). Pell i in. (1995) sugerują, że struktury te są wynikiem dehydratacji minerałów ilastych znajdujących się poniżej warstwy zbudowanej z bezpostaciowej krzemionki.
- P – pęknięte;
- T – o powierzchni intensywnie trawionej chemicznie.



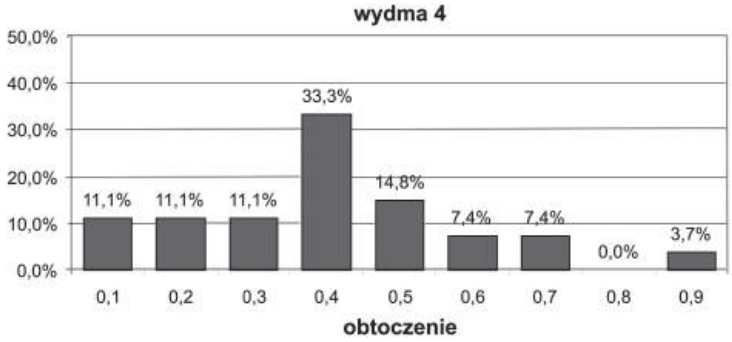
Rys. 1. Wzorzec stopnia obtoczenia powierzchni ziarn wg Krumbeina (1941).

Znaczne oskorupienie powierzchni ziarn uniemożliwiło odróżnienie ziarn kwarcowych od nie kwarcowych. W tej sytuacji wyżej wymienione parametry określano dla wszystkich ziarn znajdujących się na ekranie monitora przy powiększeniu 500 razy. Jedynie ziarna mające jednoznacznie blaszkową strukturę nie były analizowane.

Analiza wyników badań

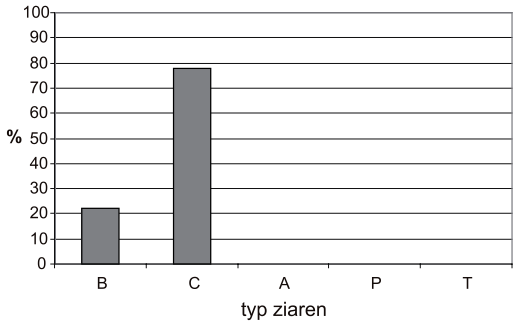
Osady z wydmy (nr 4), znajdującej się w dnie wyschniętego jeziora Iriqui (ryc. II), charakteryzują się bardzo zróżnicowanym stopniem obtoczenia powierzchni ziarn (ryc. 2). Ponad 30% stanowią ziarna o skrajnie złym stopniu obtoczenia (0,1–0,3 wg skali Krumbein'a, 1941). Charakteryzują się one ostrymi krawędziami i narożami. Świadczyć to może o tym, że nie podlegały one obróbce w środowisku eolicznym, która w pierwszej kolejności zaznacza się na najbardziej wystających fragmentach ziarn i doprowadza do ich zaokrąglenia, bądź też transport ziarn odbywał się na bardzo krótkim dystansie, uniemożliwiając tym samym przytępienie krawędzi i naroży. Obok ziarn o skrajnie złym stopniu obróbki, stwierdzono obecność ziarn o dobrym (0,4–0,6) i bardzo dobrym stopniu obtoczenia (0,7–0,9). Te ostatnie stanowią około

11% analizowanych ziarn (ryc. 2) i są to ziarna, których średnica jest większa niż 0,35 mm. Tak duża różnorodność stopnia obtoczenia ziarn sugeruje, że pochodzą one z różnych źródeł, w których długość działania procesów eolicznych była niejednakowa (Woronko 2003).



Rys. 2. Stopień obtoczenia powierzchni ziarn budujących wydmę numer 4, wg skali Krumbeina (1941).

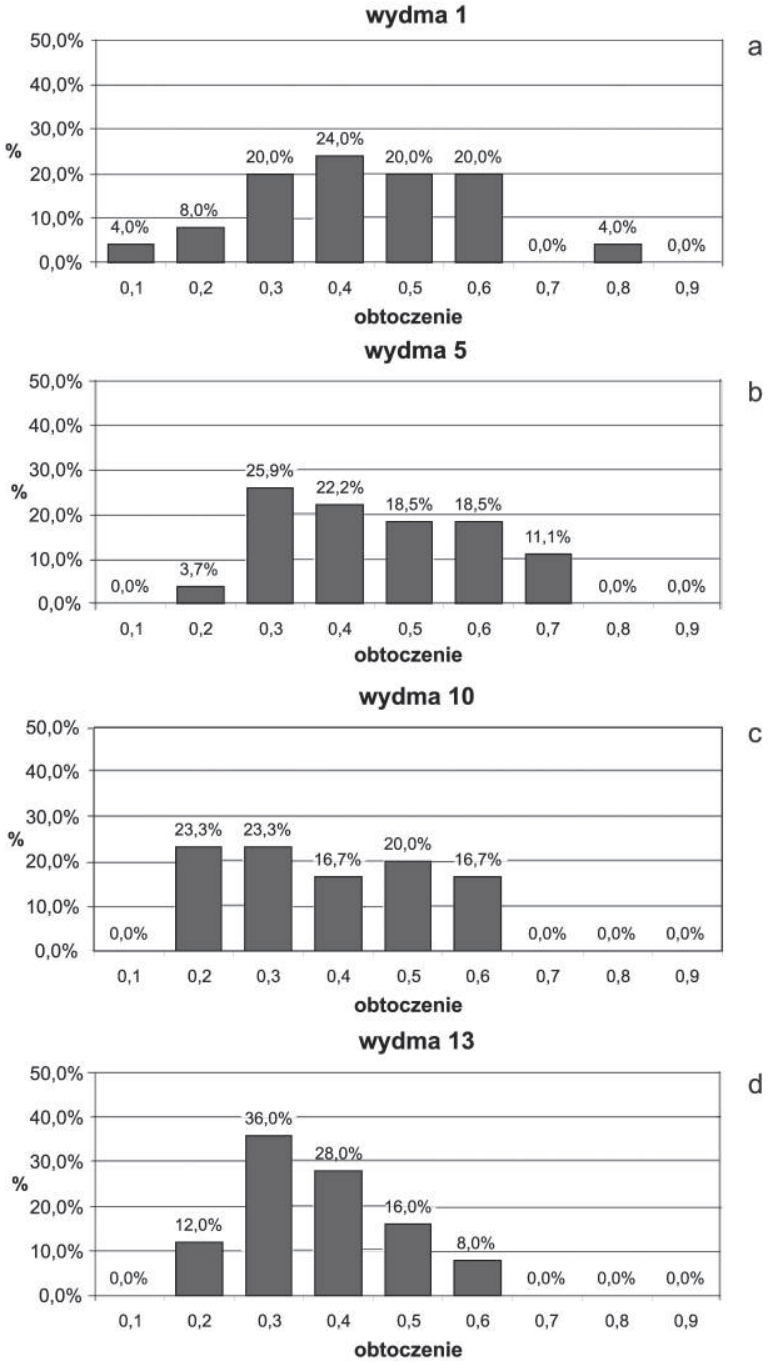
Wszystkie analizowane w tej próbce ziarna są oskorupione, przy czym około 80% stanowią ziarna pokryte skorupą o charakterze łuskowo-ziarniastym (typ C) (ryc. 3). Skorupa ta ma charakter ciągłej, grubej skorupy, w której tkwią blaszki minerałów ilastych, maskującej wszelkie nierówności mikrorzeźby powierzchni ziarn. W zagłębieniach obserwujemy poligonalne lub owalne pęknięcia. W obrębie skorupy nie stwierdzono obecności efektów abrazji eolicznej oraz śladów jej trawienia. Charakter skorupy wskazuje, że proces oskorupiania był bardzo szybki, zdecydowanie szybszy niż tempo abrazji (Woronko 2000). Według badań eksperymentalnych już po pięciu godzinach ciągłego uczestniczenia ziarn w procesie saltacji, na powierzchni ziarn kwarcowych stwierdza się obecność śladów abrazji eolicznej. Pozostałe około 20% stanowią ziarna, o powierzchni pokrytej skorupą o charakterze bulwiastym – „raindrop" (typ B) (ryc. 3), w obrębie której zaznaczają się efekty trawienia. Przy czym tego typu struktury stwierdzono jedynie na ziarnach dużych (powyżej 0,35 mm). Najprawdopodobniej powierzchnia tych ziarn powstawała w warunkach większej agresywności krążących roztworów, a tym samym związana jest z bardziej suchymi warunkami klimatycznymi. Ponadto wszystkie ziarna tego typu są lepiej obtoczone, niż ziarna typu C. W badanej próbce nie stwierdzono ziarn całkowicie świeżych (A), pękniętych (P) oraz o powierzchni trawionej chemicznie (T) (ryc. 3).



Rys. 3. Typy powierzchni ziarn budujących wydmę numer 4.

Ziarna budujące osady wydmowe centralnej części regionu Coude du Dra (ryc. II) charakteryzują się minimalnie lepszym stopniem obtoczenia (fot. 1), niż analogiczne osady wydmowe występujące na jego zachodniej granicy – na powierzchni wyschniętego jeziora Iriqui (ryc. 4). Przejawia się to przede wszystkim brakiem ziarn o bardzo złym stopniu obtoczenia (0,1). Równocześnie nie znaleziono ziarn o obtoczeniu powyżej 0,7. Wyjątkiem są osady budujące wydmę numer 1, znajdującą się na zachodnim obrzeżeniu tegoż ergu (ryc. II). Udział ziarn bez jakichkolwiek śladów obróbki, całkowicie kanciastych, wynosi w tejże próbce zaledwie 4%, podobnie jak ziarn o bardzo dobrym stopniu obtoczenia (powyżej 0,7) (ryc. 4a). Dominują natomiast ziarna o stopniu obtoczenia 0,3–0,6 (fot. 2). W zasadzie stopień

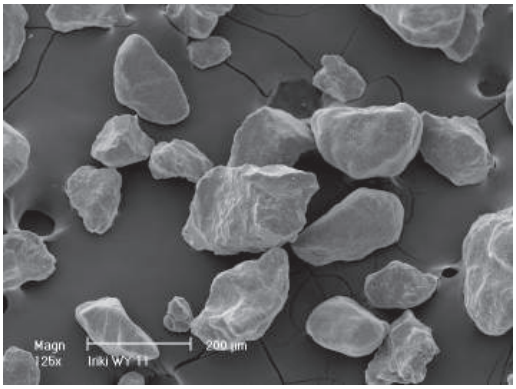
obtoczenia powierzchni ziarn nie jest zależny od ich średnicy, jednakże im większe ziarno, tym jest ono lepiej obtoczone. Lepsze obtoczenie ziarn w osadach wydmowych ergu jest najprawdopodobniej efektem abrazji eolicznej powierzchni ziarn, która prowadzi do stępienia najbardziej wystających fragmentów.



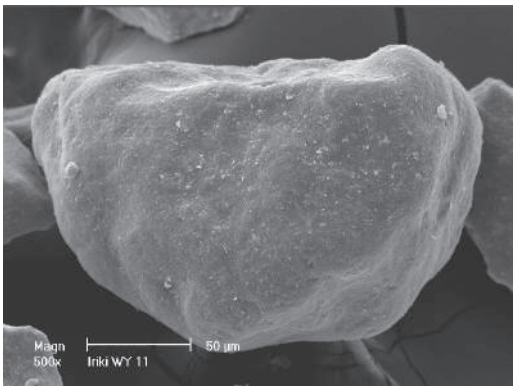
Rys. 4. Stopień obtoczenia powierzchni ziarn (wg skali Krumbeina, 1941) budujących wydmy numer: a) 1; b) 5; c) 11; d) 13.

We wszystkich przebadanych próbkach z osadów wydmowych ergu, niezależnie od stopnia obtoczenia, ziarna są oskorupione skorupą łuskowo-ziarnistą (typ C) (ryc. 5, fot. 3). Pozostałe typy ziarn (A, P i T) są reprezentowane w badanych osadach przez pojedyncze ziarna bądź wcale (ryc. 5). Niezależnie od stopnia obtoczenia, skorupa pokrywająca powierzchnię ziarn jest bardzo gruba. Tym samym powoduje

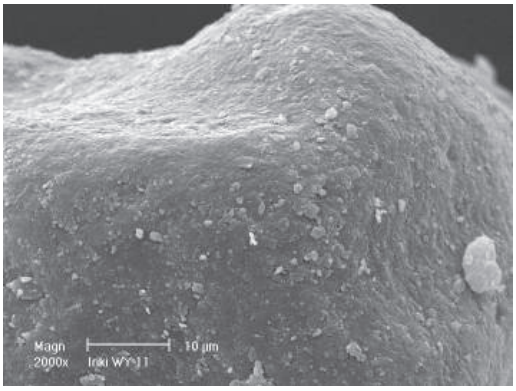
ona zaokrąglenia powierzchni poprzez przytępienie krawędzi i naroży. W zagłębieniach na powierzchni ziarn obserwujemy poligonalne mikropęknięcia (fot. 4).



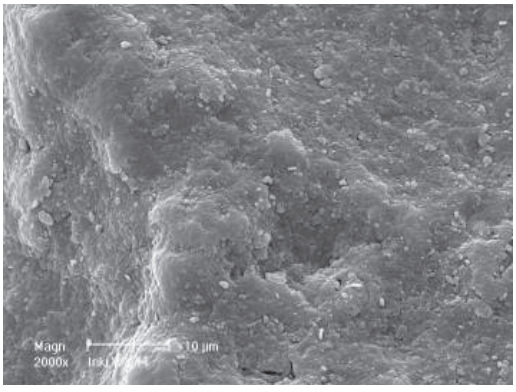
Fot. 1. Ziarna o różnym stopniu obtoczenia oskorupione skorupą łuskowo-ziarnistą (typu C) budujące wydmę numer 1.



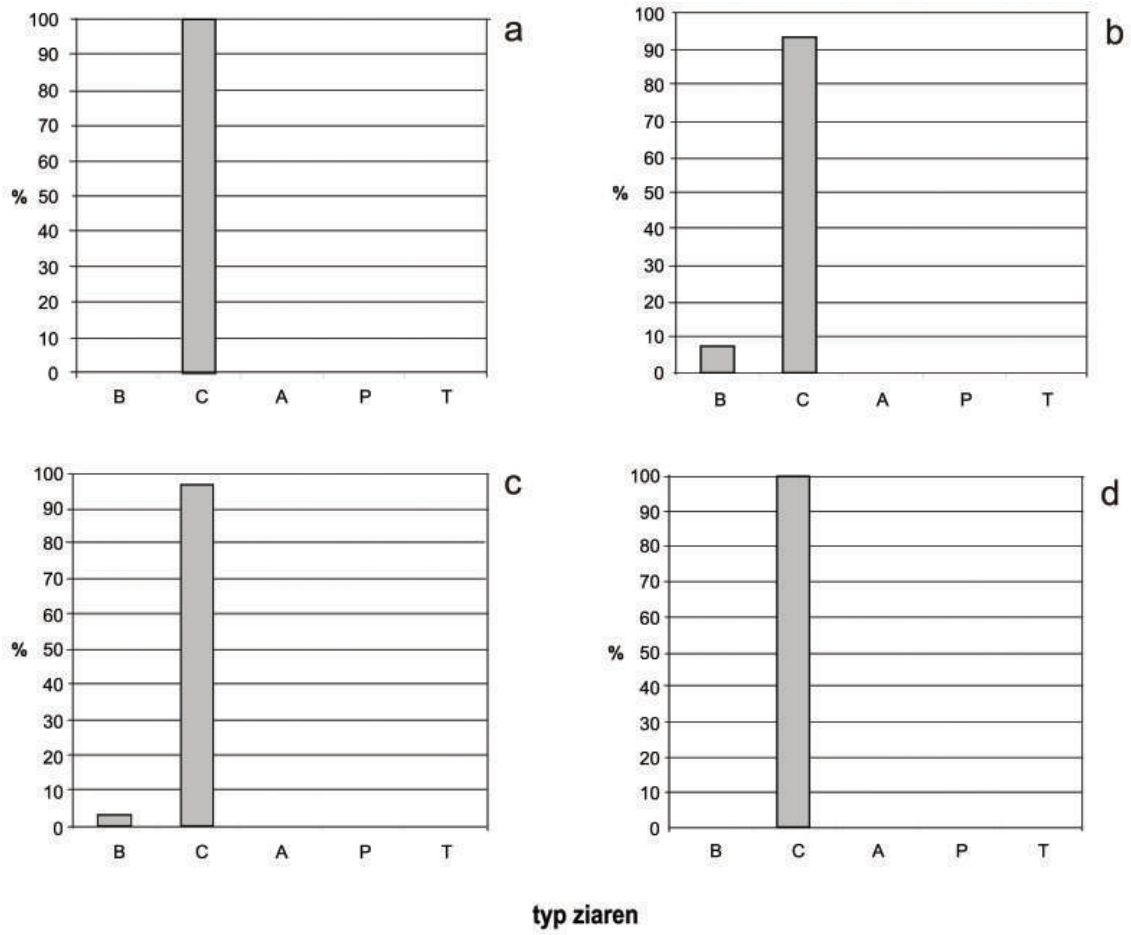
Fot. 2. Ziarno o stopniu obtoczenia powierzchni 0,6 wg skali Krumbein (1941), oskorupione skorupą łuskowo-ziarnistą (typu C).



Fot. 3. Ziarno oskorupione skorupą łuskowo-ziarnistą typu C.



Fot. 4. Poligonalne mikropęknięcia skorupy typu C widoczne w obrębie mikrozagłębienia.



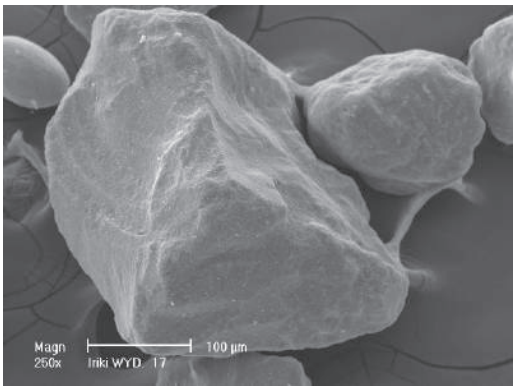
Rys. 5. Typy powierzchni ziaren budujących wydmy numer: a) 1; b) 5; c) 11; d) 13.

Na powierzchni ziarn o średnicy większej niż 0,3 mm widoczne są efekty abrazji eolicznej. Obserwuje się je jednak jedynie na krawędziach i narożach (fot. 5, 6, 7). Mają one charakter ospy i nieregularnych mikrozagłębień (fot. 6, 7). Struktury te najprawdopodobniej inicjowane są przez abrazję eoliczną, a następnie pogłębiane przez trawienie chemiczne, współdziałające z procesem oskorupiania powierzchni. Brak śladów typowej rzeźby eolicznej na ziarnach o średnicy mniejszej, niż wspomniana świadczy, że ich transport odbywał się głównie w zawiesinie, bądź też uczestniczyły w tzw. saltacji zmodyfikowanej. Według Tsoara i Pye'a (1990) biorą w niej udział ziarna o średnicy 0,074–0,125 mm. Transport poprzez saltację miał miejsce stosunkowo rzadko. Brak efektów korazji mógł być spowodowany obecnością skorupy, przez co proces abrazji eolicznej dotyczył skorupy, a nie bezpośrednio „czystej" powierzchni kwarcu.

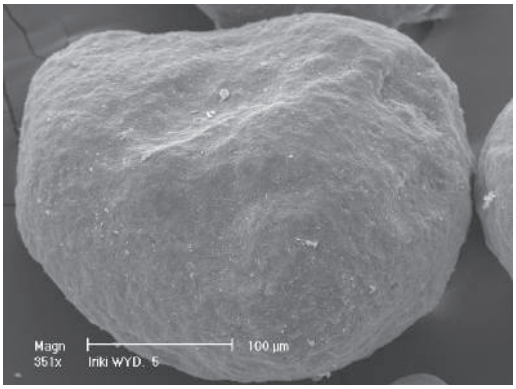
Wnioski

Przedstawione wyniki pokazują, że osady budujące wydmy regionu Coude du Dra są jednorodne pod względem charakteru powierzchni. Natomiast stopień obtoczenia powierzchni ziarn jest bardzo zróżnicowany, chociaż dominują ziarna o słabym stopniu obtoczenia (średnio 0,3–0,4 wg skali Krumbeina 1941). Dowodzi to, że badane formy są stosunkowo młode, a tym samym procesy eoliczne działały na tym obszarze relatywnie krótko. Za tym wnioskiem przemawia między innymi fakt, że na obszarach, gdzie wiatr długo przewiewał osad, udział ziarn o bardzo dobrym stopniu obtoczenia może sięgać nawet 80% (Goździk, Wiatrak 2001, Woronko 2001). W wyniku abrazji eolicznej ziarna najbardziej kanciaste bardzo szybko ulegają obtoczeniu (Wright i in. 1998), a intensywność procesu zmniejsza się wraz ze stopniem obtoczenia ziarn (Kuenen 1960). Do podobnych wniosków doszła Mycielska-Dowgiałło (1993) analizując osady wydmowe południowej Szwecji, gdzie wstępują duże formy wydmowe, ale osad je budujący nie ma cech typowych dla osadów wydmowych. Brak wyraźnego ukierunkowania wzrostu stopnia obtoczenia

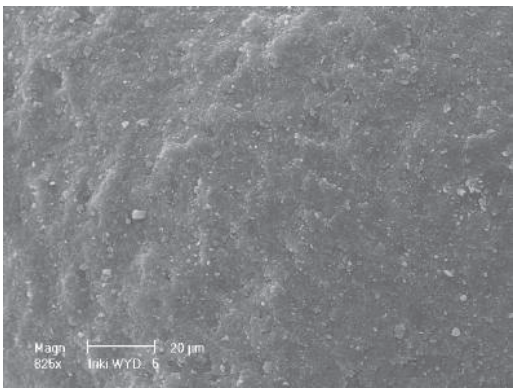
ziarn w obrębie zespołu wydm regionu Coude du Dra, np. ze wschodu na zachód bądź odwrotnie, może świadczyć, że dostawa świeżego materiału następowała z różnych kierunków, a źródłem badanych osadów mogły być najprawdopodobniej wszelkie osady, które były wystawione na deflację. Ponadto pochodzą one z różnych źródeł, w których długość działania procesów eolicznych była niejednakowa (Woronko 2003).



Fot. 5. Ślady abrazji eolicznej widoczne jedynie na krawędziach i narożach ziarna.



Fot. 6. Abrazja eoliczna widoczna na krawędziach i narożach ziarna.



Fot. 7. Ospowaty charakter mikrorzeźby będącej efektem abrazji eolicznej modyfikowanej poprzez trawienie i oskorupianie.

Obecność tylko na niektórych ziarnach mikrorzeźby, będącej efektem abrazji eolicznej może również wskazywać na relatywnie krótki okres, w którym ziarna uczestniczyły w wysokoenergetycznych kolizjach (Pell i in. 1995), jakie mają miejsce podczas saltacji (Tsoar, Pye 1990). Do podobnych wniosków doszli Pell i in. (1995) badając piaski wydmowe Pustyni Simpsona.

Dominują ziarna oskorupione skorupą łuskowo-ziarnistą (typ C). Gładka powierzchnia skorupy świadczy, że najprawdopodobniej proces oskorupiania był szybki i dosyć intensywny. Potwierdza to również duża grubość obecnej na powierzchni ziarn skorupy oraz fakt, że wszystkie analizowane ziarna (niezależnie od frakcji) są oskorupione. Obecność w obrębie skorupy poligonalnych lub owalnych mikropęknięć wg Pell'a i in. (1995) świadczy, że ich źródła należy upatrywać w osadach bardzo bogatych w materiał ilasty, np. wyścielających dna wyschniętych jezior. Stąd obecność na ziarnach warstwy złożonej z minerałów

ilastych, przykrytej obecnie skorupą składającą się przede wszystkim z bezpostaciowej krzemionki, która powstała w warunkach wyraźnego niedoboru wilgoci.

Źródłem osadów budujących wydmy regionu Coude du Dra są najprawdopodobniej wyschnięte dna jezior (Coudé-Gaussen 1991, Pell i in. 1997), rozległe stożki napływowe występujące u podnóża pasma Jebel Bani lub osady wyścielające dolinę ouedu Dra (Woronko 2003). Obecność ziarn, na powierzchni których obserwuje się struktury typu „raindrop", świadczy że niewielka część osadów budujących wydmy pochodzi spoza regionu Coude du Dra. Potwierdzać to może również lepsze obtoczenie ziarn typu B. Brak jakichkolwiek świeżych powierzchni na analizowanych ziarnach może wynikać z dużego tempa oskorupienia, bądź też dostawa świeżych ziarn jest bardzo mała.

Literatura

Bullard J.E., Mctainsh G.H., Pudmenzky C., 2004, *Aeolian abrasion and modes of fine particle production from natural red dune sand: an experimental study*. Sedimentology 51, 1103–1125.

Coudé-Gaussen G., 1991, *Les poussières sahariennes. Cycle sédimentaire et place dans les environnements et paléoenvironnements désertiques*. John Libbey CIC Paris.

Goździk J., Wiatrak M., 2001, *O genezie i wieku utworów czwartorzędowych z profilu wiercenia Lesiów PIG-1 w świetle analizy kształtu ziarn kwarcowych*, [w:] E Mycielska-Dowgiałło (red.), Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. Warszawa, 65–81.

Kenig K., 1987, *Microstructures of surface of quartz grains from loess and underlying till from the area of Sandomierz (Southern Poland)*. Abstract XII Congress INQUA 1987, Canada, 199.

Krinsley D.H., Doornkamp J.C., 1973, *Atlas quartz sand surface textures*. Cambridge .

Krinsley D.H., McCoy F., 1978, *Aeolian quartz sand and silt*, [w:] B.H. Whalley (red.), Scanning electron microscopy in study of sediments. Geo Abstract., 249–260.

Kuenen Ph.H., 1960, *Experimental abrasion 4: aeolian action*. Journal of Geology, 68, 427–449.

Kuenen Ph.H., Pedrok W.G., 1961, *Experimental abrasion 5: frosting and defrosting of quartz grains*. Journal of Geology, 70, 648–658.

Krumbein W.C., 1941, *Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles*. J. Sediment. Petrol., 11, 64–72.

Lucchi F.R., Casa G.D., 1968, *Surface textures of desert quartz grains. A new attempt to explain the origin of desert frosting*. Giornale di Geologia, 2, XXXVI, 751–776

Mycielska-Dowgiałło E., 1993, *Estimates of Late Glacial and Holocene aeolian activity in Belgium, Poland and Sweden*. Boreas, 22, 165–170.

Mycielska-Dowgiałło E., Dłużewski M., Pękalska A., Smolska E., Szwarczewski P., Woronko B., 1997, *Development of Dunes in Southern Tunesia as an Effect of the Processes of Desertification. Preliminary Study*. Acta Universitatis Carolinae, Geographica, 32, Supplem., 109–120.

Mycielska-Dowgiałło E., 1988, *Cechy urzeźbienia powierzchni ziarn kwarcu z wydm różnych regionów świata* [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), Geneza osadów i gleb w świetle badań w mikroskopie elektronowym. Wyd.UW, Warszawa, 47–54.

Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 1996, *Urzeźbienie powierzchni ziarn kwarcowych z wybranych wydm pustyni Negev (Izrael) w świetle wyników uzyskanych różnymi metodami*, [w:] T. Szczypek, J. Wach (red.), Współczesne oraz kopalne zjawiska i formy eoliczne. Wybrane zagadnienia. Uniwersytet Śląski, 86–92.

Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 1999, *Genetic-climatic interpretation of mineral deposits in section N and section perpendicular of it*. Polish Archaelogy in the Meditarranean, X Raport 1998, 107–112.

Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 1998, *Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna*. Przegl. Geol., 46, 1275–1281.

Mycielska-Dowgiałło E., Dłużewski M., Pękalska A., Smolska E., Szwarczewski P., Woronko B., 1998, *Rozwój wydm na wybranych obszarach północnej Sahary jako efekt pustynnienia*, [w:] T. Szczypek, J. Wach J. (red.), Współczesne procesy eoliczne. WNoZ UŚ, Sosnowiec, 41–60.

Pell S.D., Chivas A.R., 1995, *Surface features of sand grains from the Australian Continental Dunefield*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 113, 119–132.

Tsoar H., Pye K., 1990. *Aeolian Sand and Sand Dune*. Unwin Hyman, London.

Woronko B., 2000, *The influence of climatic conditions on the surface character of aeolian sand quartz grains,* [w:] R. Dulias., J. Pełka-Gościniak (red.), Aeolian processes in diferent landscape zones. Sosnowiec, 18–27.

Woronko B., 2001, *Znaczenie analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej w interpretacji genetycznej osadów czwartorzędowych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu. Warszawa, 33–39.

Woronko B., 2003, *Charakter powierzchni ziaren jako wskaźnik stopnia eolizacji osadów wydmowych*, [w:] M. Dłużewski (red.), Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko). Wydawnictwo „Dialog", Warszawa, 121–134.

Wright J., Smith B., Whalley B., 1998, *Mechanism of loess-size quartz silt production and their relative effectiveness: laboratory simulations*. Geomorphology, 23, 15–34.

Skład mineralno-litologiczny jako podstawa do określenia źródła i wskaźnik stopnia eolizacji osadów wydmowych*

Andrzej Barczuk
Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrologii
Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski
e-mail: a.barczuk@uw.edu.pl

Maciej Dłużewski
Instytut Nauk Fizycznogeograficznych
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
e-mail: dluzewski@uw.edu.pl

Analiza składu mineralno-litologicznego jest bardzo pomocna w określaniu źródła osadów wydmowych, charakteru środowiska sedymentacji oraz czasu trwania procesów eolicznych. Wiąże się to ze specyfiką transportu materiału wydmowego, który podlega najsilniejszej abrazji w wyniku procesów eolicznych (Kuenen, Perdok 1960), prowadzących jednocześnie do zróżnicowania składu mineralno-litologicznego osadów wydmowych. Charakterystyczne dla środowiska eolicznego zmiany składu mineralno-litologicznego pozwalają na interpretację badanych procesów. W osadach podlegających procesom eolicznym wyraźnie zaznacza się, w miarę trwania procesu, przewaga minerałów odpornych na abrazję mechaniczną nad minerałami nie odpornymi (Mycielska-Dowgiałło 1995, Racinowski 1995).

Badania osadów wydmowych i osadów podłoża na obszarze Coude du Dra (ryc. II) prowadzono analizując skład mineralno-litologiczny, wyróżniając w nim do odrębnej analizy grupę minerałów ciężkich.

Metody badań

Podstawową metodą badań osadów omawianego obszaru, mającą na celu określenie ich składu mineralno-litologicznego (w tym składu minerałów ciężkich), była analiza mikroskopowa tzw. preparatów proszkowych. Metoda ta jest powszechnie stosowana w petrologii skał osadowych (Barczuk 1992, Berendsen, Barczuk 1993, Barczuk, Tatur 1999, Barczuk, Wyrwicki 1999, Kosmowska-Ceranowicz, Buchmann 1982), a szczególnie szerokie zastosowanie znajduje przy badaniach osadów, które podlegały procesom eolicznym (Chlebowski, Lindner 1975, 1976, 1992, Chlebowski i in. 2002, Mycielska-Dowgiałło 1995, 2001).

Skład mineralno-litiologiczny analizowany był na próbkach frakcji piaszczystej nie rozdzielonych na poszczególne frakcje ze względu na duże zróżnicowanie frakcjonalne poszczególnych składników badanych osadów. Skład minerałów ciężkich badany był natomiast we frakcji 0,2 mm – 0,1 mm (2,32 Φ – 3,32 Φ) (Mycielska-Dowgiałło 1980), po rozdzieleniu osadu w bromoformie, płynie o gęstości równej 2,88 g/cm^3.

Próbki materiału pobranego do analiz laboratoryjnych były wstępnie, przed wykonaniem z nich preparatów proszkowych, przeanalizowane pod lupą binokularną w celu oznaczenia składu mineralno-litologicznego frakcji żwirowej, zawierającej znacznie większe ziarna od pozostałych.

Preparaty proszkowe wykonano umieszczając próbki na mikroskopowym szkiełku podstawowym, a następnie zatapiając je w balsamie kanadyjskim. Preparat zabezpieczano szkiełkiem nakrywkowym. Kilka próbek zawierających fazy mineralne trudne do rozpoznania mikroskopowego w świetle spolaryzowanym

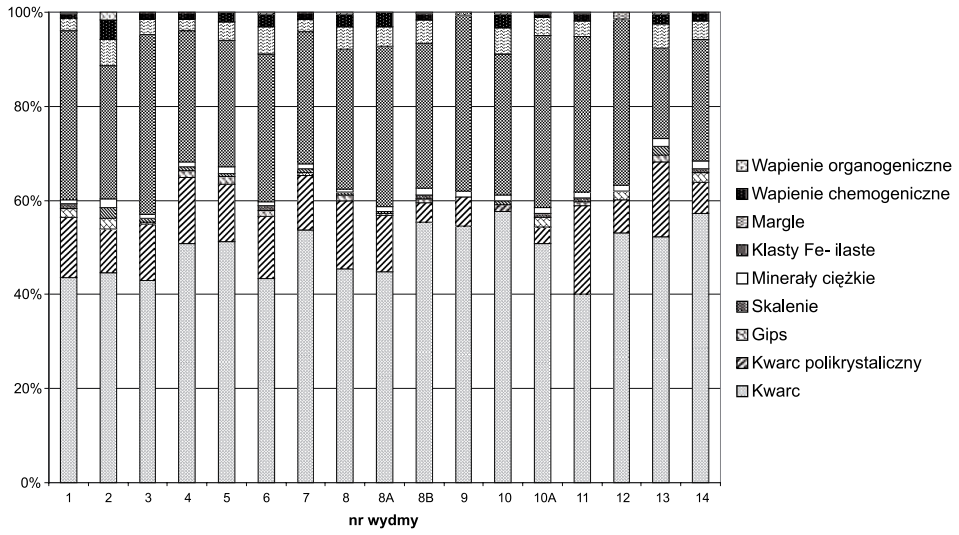
* Artykuł publikowany w książce pt.: Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko) i jej wpływ na warunki życia ludności pod redakcją Macieja Dłużewskiego, Wydawnictwo Akademickie Dialog, Warszawa 2003, s. 103–119.

zatopiono w żywicy epoksydowej. Spolimeryzowany preparat szlifowano do grubości około 0,03 mm i polerowano bardzo drobnymi pastami polerskimi. Tak wykonane próbki poddano analizie mikroskopowej w świetle odbitym.

Preparaty proszkowe wykonane z pobranych próbek przeanalizowano pod kątem struktury, tekstury i składu mineralnego przy zastosowaniu różnorodnych technik mikroskopii polaryzacyjnej i skaningowej, opisanych m.in. przez Borkowską i Smulikowskiego (1973). W celu uzyskania pełnej identyfikacji litoklastów oraz poszczególnych minerałów analizowano takie cechy optyczne minerałów jak: pokrój, łupliwość, barwę własną, pleochroizm, współczynniki załamania światła, dwójłomność, kąt wygaszania światła, osiowość, znak optyczny itp. W celu określenia środowiska transportu i sedymentacji materiału detrytycznego badano także stopień obtoczenia i wysortowania ziaren oraz charakter ich powierzchni.

Analiza wyników badań składu mineralno-litologicznego

W badanych osadach wyróżniono szereg składników mineralnych (kwarc, gips, skalenie i minerały ciężkie) i składników litycznych, czyli litoklastów (różnorodne wapienie, margle i klasty żelazisto-ilaste) (ryc. 1).



Ryc. 1. Skład mineralno-litologiczny osadów wybranych form wydmowych (frakcja piaszczysta).

Składniki mineralne

Kwarc

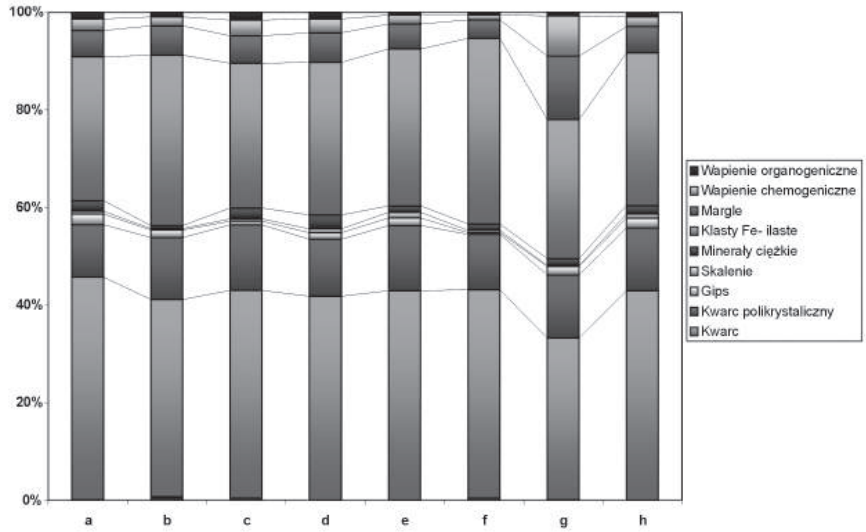
Podstawowe znaczenie dla wnioskowania o stopniu eolizacji osadów wydmowych ma analiza udziału procentowego ziaren kwarcu, który wzrasta w miarę trwania procesu eolicznego, w związku z dużą odpornością kwarcu na proces abrazji mechanicznej. W kilkusetletnich formach wydmowych występujących na obszarze Sahary stwierdzono ponad 90%, a często prawie 100%, udziału kwarcu (Coque 1962, Pietrow 1976). Ponadto, zmienność procentowej zawartości kwarcu jest dobrym wskaźnikiem odległości osadów wydmowych od ich źródła. Spadek procentowego udziału kwarcu w miarę przemieszczania się wydm wskazuje na miejscowe źródło materiału wydmowego (Barczuk, Dłużewski 2001).

Kwarc może być transportowany na bardzo duże odległości, przez co jest bardzo dobrym wskaźnikiem tzw. dojrzałości mineralogicznej osadów. Bardzo duża zawartość kwarcu w osadzie, w połączeniu z charakterystycznym składem minerałów ciężkich oraz innymi cechami teksturalnymi, może świadczyć o wielokrotnej redepozycji materiału detrytycznego. Materiał o takich cechach mógł przejść nawet kilka cykli sedymentacyjno-diastroficznych. Wynika to m. in. z faktu, że wszystkie składniki mało odporne zostają w tych procesach usunięte z osadu, przez co następuje względne wzbogacenie osadu w składniki

najbardziej odporne, a zwłaszcza w kwarc. Natomiast, ze względu na bardzo jednorodny charakter mineralogiczno-geochemiczny, kwarc nie jest dobrym wskaźnikiem pochodzenia materiału detrytycznego.

Kwarc jest najpospolitszym składnikiem mineralnym większości badanych próbek. Jego ziarna cechuje duża zmienność rozmiarów i stopnia obtoczenia. Przeważają ziarna o frakcji piaszczystej i pyłowej, ale w wielu próbkach występują też ziarna frakcji iłowej. Charakterystyczną cechą piasków jest fakt, że nielicznie występujące większe ziarna kwarcu są z reguły, z uwagi na transport w procesie saltacji, dobrze obtoczone, podczas gdy ziarna frakcji pyłowej są przeważnie ostrokrawędziste, z uwagi na transport w zawiesinie. Ziarna kwarcu są na ogół czyste, bez wrostków i zanieczyszczeń. Tylko niektóre zawierają inkluzje ciekło-gazowe lub wrostki związków żelaza czy minerałów ilastych.

Zawartość kwarcu w osadach wydmowych wynosi około 50%, zarówno na całym obszarze objętym badaniami (ryc. 1), jak i w szczególności, w profilu podłużnym najwyższych form wydmowych (ryc. 2). Udział procentowy kwarcu jest więc stosunkowo mały w porównaniu z występującym w dojrzałych saharyjskich formach wydmowych. Świadczy to o krótkotrwałości procesów eolicznych, którym podlegał materiał budujący formy wydmowe.



Ryc. 2. Skład mineralno-litologiczny osadów wydmowych pobranych z profilu podłużnego – wydma nr 8 (frakcja piaszczysta); a – reg (strona dowietrzna), b – podstawa stoku dowietrznego, c – środek stoku dowietrznego, d – wierzchowina, e – góra stoku zawietrznego, f – środek stoku zawietrznego, g – dół stoku zawietrznego, h – reg (strona zawietrzna).

Osady podłoża są znacznie bardziej zróżnicowane pod względem zawartości kwarcu. Wydaje się, że zmienność ta wiąże się z lokalną różnorodnością procesów akumulacyjnych materiału budującego podłoże. Na obszarze dna jeziora epizodycznego zawartość kwarcu w podłożu wynosi tylko 1,9% (wkop nr 1), natomiast na obszarze den koryt epizodycznych wzrasta do 68,2% (wkop nr 12). Znaczną jednorodność osadów wydmowych w stosunku do osadów podłoża można tłumaczyć dużą dynamiką procesu sortowania osadu, jakiemu osady wydmowe mogły podlegać wyłącznie w wyniku działania procesów eolicznych.

Kwarc polikrystaliczny

Kwarc polikrystaliczny stanowi wyodrębniającą się grupę klastów o frakcji od piaszczystej do żwirowej, charakteryzującą się mozaikową budową poszczególnych ziaren. Obecność kwarcu polikrystalicznego w osadzie ma podobne znaczenie, gdy chodzi o rozważania genetyczno-środowiskowe, jak obecność kwarcu monokrystalicznego. Obydwie te odmiany kwarcu cechuje podobna odporność na niszczące czynniki transportu i wietrzenia. Jedynie niektóre typy kwarcu polikrystalicznego są nieco mniej odporne niż kwarc monokrystaliczny, ale różnica jest niewielka. Ustalenie obszaru alimentacyjnego tego składnika jest możliwe jedynie w przypadku prawidłowego zidentyfikowania jego genezy, tzn. odróżnienia kwarcu metamorficznego od żyłowego (hydrotermalnego).

Udział procentowy kwarcu polikrystalicznego w osadach wydmowych wynosi od 1,5% do 14%, natomiast w osadach podłoża jest zdecydowanie niższy, śladowy lub sięgający najwyżej kilku procent.

To duże zróżnicowanie w osadach wydmowych i osadach podłoża jest związane z genezą tego rodzaju kwarcu. Duży udział procentowy kwarcu polikrystalicznego może być skutkiem występowania lokalnych wychodni kwarcytów lub kwarcu żyłowego. Chociaż składnik ten cechuje porównywalna z kwarcem odporność na abrazję mechaniczną, to jego udział procentowy w badanych osadach nie może być elementem wskaźnikowym czasu trwania procesów eolicznych, ze względu na wspomniane wyżej duże zróżnicowanie występowania kwarcu polikrystalicznego w osadach źródłowych.

Gips

Gips jest typowym minerałem ewaporatowym. Tworzy się w okresowych, często wysychających, a więc wysoko zasolonych, zbiornikach wodnych. Jest bardzo podatny na czynniki fizyczne i chemiczne wietrzenia i transportu, przez co jest dobrym wskaźnikiem bliskości obszarów alimentacyjnych. Jego obecność wskazuje na erodowanie blisko położonych, specyficznych utworów ewaporatowych, które musiały powstać w niezbyt odległej przeszłości. Występowanie gipsu w osadach wydmowych świadczy o ich stosunkowo młodym wieku.

W znacznej części badanych osadów wydmowych zawartość gipsu nie przekracza kilku procent, co wiąże się z jego nietrwałością i małą odpornością na abrazję mechaniczną oraz wietrzenie chemiczne. Ze względu na mały udział procentowy gipsu w osadach wydmowych, trudno jest przyjmować ten minerał za wskaźnikowy dla środowiska badanego obszaru.

Skalenie

Skalenie są dość podatne na niszczące czynniki transportu, przez co uważa się je za wskaźniki niezbyt odległych obszarów alimentacyjnych, jednak podobnie jak gipsy, występują one w badanych osadach wydmowych w niewielkiej ilości. Najczęściej reprezentowane są przez mikroklin, rzadziej pertyty ortoklazowe, a bardzo rzadko – kwaśny plagioklaz. Skalenie są zwykle lekko zmienione (kaolinityzacja i serycytyzacja), chociaż w badanych osadach wystąpiły również ziarna zupełnie świeże.

Składniki lityczne

Klasty żelazisto-ilaste

Najbardziej prawdopodobnym źródłem tych utworów są niewielkie efemeryczne zbiorniki wodne, powstające epizodycznie w wyniku występujących bardzo rzadko, ale za to nagłych i obfitych opadów deszczu. Wody spływające do lokalnych zagłębień terenu nanoszą do nich drobny materiał detrytyczny, zabarwiony na czerwono od rozproszonych związków żelaza, występujących pospolicie w silnie utleniających warunkach pustynnych. Powstające w taki sposób klasty żelazisto-ilaste są bardzo dobrymi wskaźnikami, zarówno środowiska panującego w miejscach ich powstawania jak i, z powodu bardzo małej odporności na proces abrazji mechanicznej, wskaźnikami krótkiego transportu jakiemu podlegał dany osad.

Klasty żelazisto-ilaste występują w badanych osadach w postaci brunatnych agregatów, wykazujących często równoległą, łupkową teksturę lub rzadziej – bezkierunkową. Większość tych klastów można określić jako zażelazione łupki ilaste, a pozostałą część stanowią żelaziste iłowce. W nielicznych klastach można zaobserwować cechy wskazujące, że mogą być one produktami bardzo silnego wietrzenia i rozkładu glaukonitu lub biotytu.

Średni udział klastów żelazisto-ilastych w badanych osadach wydmowych wynosi około 30%. Mniejszą zawartością odznaczają się osady wydmowe położone w północnej części badanego obszaru, czyli w rejonie podgórskim (wydma 4 – 27,9%, wydma 5 – 26,9% i wydma 13 – 19,3%). Większą zawartością klastów żelazisto-ilastych cechują się natomiast osady wydmowe znajdujące się na obszarach den jezior epizodycznych oraz na obszarach starorzeczy występujących w dnach dolin rzek epizodycznych (wydma 1 – 35,9%, wydma 3 – 38,2%, wydma 9 – 37,2%, wydma 10A – 36,6% i wydma 12 – 35,3%). Tak duża zawartość bardzo nietrwałych klastów żelazisto-ilastych w osadach wydmowych świadczy o bardzo krótkim transporcie materiału.

Szczególnie bogate w klasty żelazisto-ilaste są utwory podłoża, gdzie ich zawartość dochodzi do 97% (wkop nr 1 – dno jeziora Iriqui).

Jak zaznaczono, klasty żelazisto-ilaste mają bardzo małą odporność na czynniki niszczące, a ich wysoki udział procentowy w osadach wydmowych wskazuje, że muszą one pochodzić z pobliskich obszarów alimentacyjnych. Co więcej, charakter tego składnika, właściwy dla osadów podłoża powstających

w wyniku akumulacji w środowisku jeziornym lub fluwialnym, pozwala na stwierdzenie, że źródłem przeważającej części badanych osadów wydmowych jest obszar Coude du Dra.

Margle

Margle cechują się bardzo małą odpornością mechaniczną i chemiczną. Pochodzą one prawdopodobnie z wapiennych formacji występujących w bezpośrednim sąsiedztwie badanego obszaru, a mianowicie w jego północnym obrzeżeniu. Niewykluczone jednak, że niektóre mniejsze okruchy, a więc i najlżejsze z nich, mogły zostać przyniesione z terenów położonych w nieco większej odległości.

Margle występujące w badanych osadach tworzą urozmaiconą grupę litoklastów. Przeważają wśród nich dość dobrze obtoczone okruchy frakcji piaszczystej o zabarwieniu szarym i szarobrunatnym, składające się z mieszaniny drobnokrystalicznych lub mikrytowych węglanów i minerałów ilastych. Proporcje między wymienionymi składnikami są trudne do ustalenia na podstawie analizy mikroskopowej. Większość klastów ma wyraźnie równoległą, łupkową teksturę, przez co można je określić jako łupki margliste. Pozostałe to typowe margle o bezkierunkowej teksturze.

Udział procentowy margli w osadach wydmowych cechuje duże zróżnicowanie, przy maksymalnej wartości wynoszącej 6% (wydma nr 8).

Znaczne wzbogacenie w margle (do 13%) występuje jedynie u podstawy stoku zawietrznego najwyższych form wydmowych (ryc. 2). Wydaje się, że jest ono związane z charakterem transportu jakiemu podlegają tego typu okruchy o niewielkiej masie. W przeciwieństwie do ziaren o większej masie objętościowej i innej budowie, np. ziaren kwarcu, są one transportowane w procesie unoszenia, a przy nieznacznych prędkościach wiatru – w procesie toczenia lub wleczenia. Nie podlegają natomiast, ze względu na budowę i małą masę, procesowi saltacji. Po zawietrznej stronie wydmy następuje gwałtowny spadek prędkości wiatru, a w związku z tym siły nośnej, co powoduje opadanie okruchów margli bezpośrednio za górną krawędzią wydmy i następnie ich osypywanie po stoku zawietrznym ku podstawie.

W osadach podłoża występuje jeszcze większe zróżnicowanie procentowego udziału margli (od 0% do 11,6%) związane z dostawą tego składnika poprzez epizodyczny transport fluwialny.

Klasty wszystkich odmian margli stanowią niewątpliwie materiał lokalny, gdyż są bardzo mało odporne na niszczące czynniki transportu. Wyniki badań potwierdzają, również w tym przypadku, wcześniejsze wnioski o krótkotrwałości transportu materiału wydmowego.

Wapienie chemogeniczne

Wapienie chemogeniczne reprezentowane są przez piaszczyste lub rzadziej – żwirowe okruchy, zbudowane z hipautomorficznego lub ksenomorficznego, sparytowego kalcytu. Niekiedy spotyka się też pojedyncze, automorficzne lub quasi-okrągłe ziarna bezbarwnego kalcytu. Rzadziej w piaskach wydmowych występują litoklasty wapieni mikrytowych, a zupełnie sporadycznie – charakterystyczne, automorficzne romboedry o pasowej budowie, składające się z kalcytowego jądra i cienkiej, dolomitowej obwódki.

Udział procentowy wapieni chemogenicznych w badanych osadach wydmowych wynosi do 4,2% (wydma nr 2). Podobnie jak w przypadku margli, udział ten wzrasta (do 8,3%) u podstawy stoku zawietrznego najwyższej wydmy (wydma nr 8) (ryc. 2). Specyficzna budowa i mała masa objętościowa wapieni chemogenicznych wskazuje, że ten relatywny wzrost udziału jest skutkiem podobnego mechanizmu, jaki został opisany w przypadku margli.

Niska zawartość okruchów wapieni chemogenicznych, mało odpornych na czynniki niszczące transportu, stanowi kolejne potwierdzenie tezy o niewielkiej odległości źródła materiału budującego badane formy wydmowe.

Wapienie organogeniczne

Wapienie organogeniczne występują w ilościach śladowych lub nie występują wcale; są reprezentowane przez niezbyt liczną i mało urozmaiconą grupę mikrytowych lub drobnosparytowych litoklastów, zawierających mniej lub bardziej zrekrystalizowane szczątki różnych organizmów wapiennych. Większość z nich jest niezwykle trudna do identyfikacji z powodu złego stanu zachowania i silnego pokruszenia. Wśród nielicznych form, które udało się rozpoznać, można wymienić źle zachowane otwornice i ślimaki a ponadto, wydłużone struktury organiczne przypominające szczątki muszli mięczaków. Niestety, z powodu silnej rekrystalizacji trudno jest ustalić ich dokładniejszą pozycję klasyfikacyjną. Pojedyncze okruchy

innych skał węglanowych są zapewne fragmentami zrekrystalizowanych wapieni algowych. Kolejna, dość duża grupa bioklastów jest tak silnie zmieniona, że ich identyfikacja jest niemożliwa.

Inne składniki

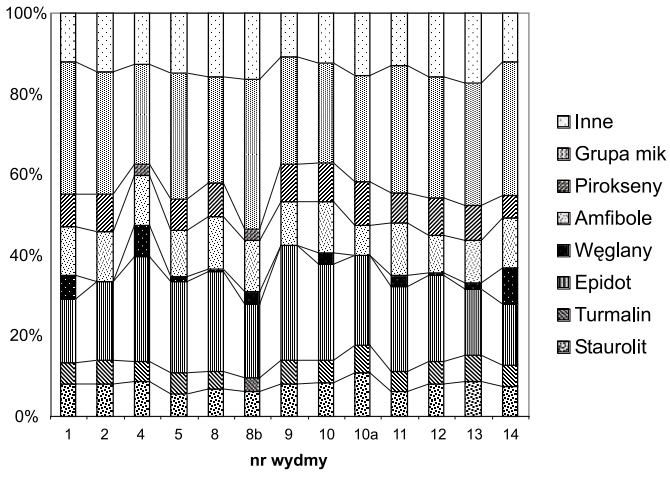
Do innych składników zaliczono pojedyncze okruchy skał, znajdowane w poszczególnych próbkach pobranych z najwyższej wydmy (wydma nr 8). Należą do nich: łupek kwarcowo-grafitowy, chalcedon oraz agat o charakterystycznej, pasiastej teksturze, zbudowany z cienkich, naprzemianległych warstw chalcedonu, zabarwionego zmienną ilością pigmentu żelazistego.

Minerały ciężkie

Do grupy minerałów ciężkich zalicza się minerały o gęstości większej niż 2,88 g/cm^3. Skład minerałów ciężkich badany był we frakcji 0,2 mm - 0,1 mm (2,32 Φ – 3,32 Φ) (Mycielska-Dowgiałło 1980), po rozdzieleniu osadu w bromoformie, płynie o gęstości równej 2,88 g/cm^3.

Analiza wyników badań zawartości minerałów ciężkich w osadach wydmowych i w osadach podłoża jest również bardzo pomocna w określeniu źródła materiału wydmowego i czasu trwania procesów eolicznych. Głównymi czynnikami wskazującymi na czas trwania procesów eolicznych (tym samym na stopień przekształcenia osadów źródłowych w eoliczne) są: zawartość minerałów o określonej odporności na abrazję, pokrój ziaren, zróżnicowanie gęstości oraz odporność na wietrzenie chemiczne.

Analiza mikroskopowa wykazała, że w niektórych próbkach występuje niespotykanie duża zawartość minerałów ciężkich z wyraźnie zaznaczającą się przewagą minerałów nieprzezroczystych. Wśród minerałów przezroczystych, odpornych na abrazję mechaniczną, dużym udziałem procentowym cechują się zwłaszcza epidoty a ponadto staurolit i turmalin. Zastanawiająca jest przy tym bardzo mała zawartość minerałów najbardziej odpornych: cyrkonu i rutylu, a także granatu – minerału o stosunkowo dużej odporności na abrazję mechaniczną i o średniej odporności na wietrzenie chemiczne (ryc. 3).

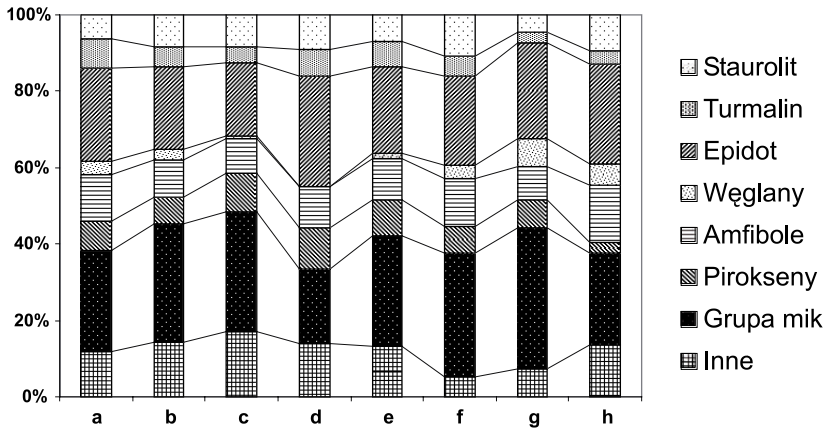


Ryc. 3. Skład wybranych minerałów ciężkich osadów wybranych form wydmowych (frakcja 0,2 – 0,1 mm (2,32 Φ – 3,32 Φ)).

Wśród minerałów mało odpornych na abrazję mechaniczną i wietrzenie chemiczne przeważają amfibole i pirokseny. Stosunkowo dużą zawartością cechuje się grupa minerałów ciężkich o budowie blaszkowej (biotyt, chloryt, muskowit), wśród których zdecydowanie przeważa biotyt. Niektóre próbki zawierają śladowe ilości zwietrzałego w różnym stopniu glaukonitu. Sporadycznie występują ponadto: andaluzyt, apatyt, węglany, cyjanit (dysten), fosforyt i syllimanit. Nie znaleziono natomiast zupełnie monacytu i sfenu (tytanitu).

Znaczny udział procentowy minerałów ciężkich mało odpornych na proces abrazji mechanicznej, a w szczególności brak widocznej różnicy w ich udziale procentowym w osadach podłoża i osadach wydmowych, świadczy o niskim stopniu eolizacji osadów wydmowych.

Spośród minerałów ciężkich najbardziej odpornych na abrazję mechaniczną, największy udział procentowy, wynoszący w osadach wydmowych na ogół około 20% (minimalnie 15% i maksymalnie 28,7%), mają epidoty. Należy jednak podkreślić, iż duża zawartość epidotu w osadach wydmowych nie jest związana ze wzbogaceniem tych osadów w wyniku działalności procesów eolicznych lecz z dużym udziałem procentowym tego minerału w osadach podłoża. Nieznaczny wzrost zawartości epidotu wraz ze wzrostem wysokości formy wydmowej można zauważyć analizując zmienność udziału procentowego wzdłuż profilu podłużnego, tylko najwyższych spośród badanych form (np. wydma nr 8 – ryc. 4). Pozostałe minerały, uważane za odporne na abrazję, w badanych osadach wydmowych nie występują lub występują w ilościach śladowych.



Ryc. 4. Skład wybranych minerałów ciężkich osadów wydmowych pobranych z profilu podłużnego – wydma nr 8 (frakcja 0,2 – 0,1 mm (2,32 Φ – 3,32 Φ)); a – reg (strona dowietrzna), b – podstawa stoku dowietrznego, c – środek stoku dowietrznego, d – wierzchowina, e – góra stoku zawietrznego, f – środek stoku zawietrznego, g – dół stoku zawietrznego, h – reg (strona zawietrzna).

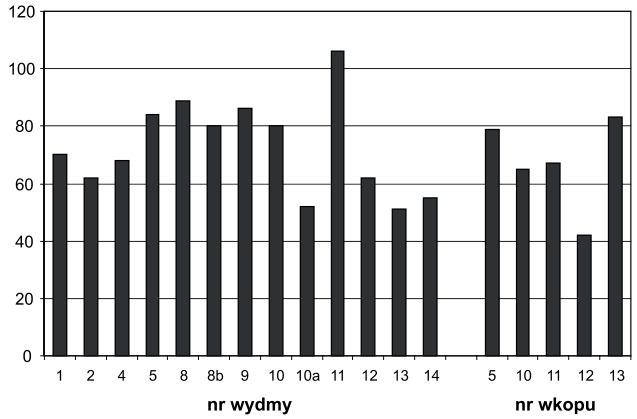
Amfibole i pirokseny mają stosunkowo wysoki udział procentowy w badanych osadach wydmowych, wynoszący w przypadku amfiboli od 8,8% do 13,1%, a piroksenów od 7,1% do 9,1%, przy czym zaznacza się niewielka tendencja wzrostu ich udziału w profilu podłużnym najwyższych form wydmowych, wraz z ich wysokością.

Spośród minerałów z grupy mik, które charakteryzują się spadkiem udziału procentowego wraz ze wzrostem czasu trwania procesów eolicznych, w badanych osadach wydmowych występuje biotyt i chloryt, a muskowit występuje co najwyżej w ilościach śladowych. Zawartość biotytu w osadach podłoża wynosi na ogół ponad 20%, natomiast w osadach wydmowych jest przeważnie o kilka procent niższa i na ogół nie przekracza 20 %. Zawartość chlorytu w osadach wydmowych jest również znacząca i wynosi od 7,7% do 14,7%.

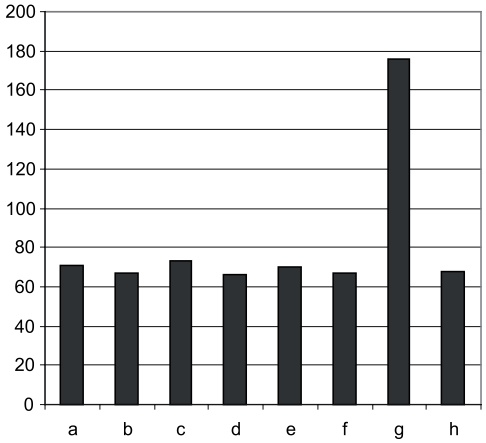
Zmienność udziału procentowego minerałów z grupy mik zaznacza się, podobnie jak w przypadku dotychczas analizowanych minerałów ciężkich, jedynie w profilu podłużnym najwyższych wydm. Wraz ze wzrostem wysokości wydmy wzdłuż jej profilu udział procentowy tej grupy minerałów nieznacznie maleje, osiągając w strefie wierzchowinowej wyraźnie niższą wartość wynoszącą 19,5% (ryc. 4). Można przypuszczać, że zmienność ta związana jest ze znacznym wzrostem prędkości wiatru w strefie wierzchowinowej szczególnie wysokich wydm, które stanowią istotną przeszkodę morfometryczną dla przemieszczających się przypowierzchniowych mas powietrza. Zjawisko to powoduje selektywne usuwanie minerałów blaszkowych.

Pozostałymi minerałami ciężkimi o znaczącym udziale procentowym, zarówno w osadach podłoża, jak i w osadach wydmowych, są: turmalin i staurolit. W przypadku turmalinu wynosi on od 2,9% do 6,8%, natomiast w przypadku staurolitu od 4,4% do 10,8%. Stosunkowo wysoki udział procentowy tych minerałów jest wynikiem ich dużej odporności, zarówno na proces abrazji mechanicznej, jak i wietrzenia chemicznego. Zbliżony udział turmalinu i staurolitu w osadach wydmowych i w osadach podłoża wskazuje na krótkotrwałość procesów eolicznych zachodzących na badanym obszarze.

Miarą stopnia zwietrzenia, a pośrednio, czasu trwania wietrzenia chemicznego, może być współczynnik wietrzeniowy wprowadzony przez Racinowskiego i Rzechowskiego (1969). Jest on równy iloczynowi stosunku udziału minerałów nietrwałych do trwałych i udziału minerałów średniotrwałych. Obliczone współczynniki wietrzeniowe badanych osadów wydmowych charakteryzuje stosunkowo duża zmienność; wynoszą one od 52 do 106 (ryc. 5), sporadycznie osiągając wartość 176 w dolnej części stoku zawietrznego najwyższej wydmy (wydma nr 8) (ryc. 6), co świadczy o stosunkowo wysokim stopniu pierwotnego zwietrzenia osadów źródłowych. Współczynniki wietrzeniowe osadów podłoża, również o dużej zmienności, wynoszą od 42 do 83 (ryc. 5). Osady wydmowe i osady podłoża charakteryzuje zatem zbliżona wartość współczynnika wietrzeniowego, co potwierdza niski stopień eolizacji osadów wydmowych.



Ryc. 5. Współczynniki wietrzeniowe (Racinowski, Rzechowski 1969) wybranych osadów wydmowych i osadów podłoża.



Ryc. 6. Współczynniki wietrzeniowe (Racinowski, Rzechowski 1969) osadów wydmowych pobranych z profilu podłużnego – wydma nr 8; a – reg (strona dowietrzna), b – podstawa stoku dowietrznego, c – środek stoku dowietrznego, d – wierzchowina, e – góra stoku zawietrznego, f – środek stoku zawietrznego, g – dół stoku zawietrznego, h – reg (strona zawietrzna).

Wnioski

Wśród badanych osadów, cechujących się dość dużą zmiennością mineralogiczną i litologiczną, wyróżniono kilka odmian petrologicznych. Najliczniejszą grupą są osady wydmowe o urozmaiconym składzie mineralnym, bogate w składniki mało odporne na transport i procesy wietrzeniowe. Rzadziej występują osady o bardziej jednorodnym składzie, zawierające większą ilość minerałów bardzo odpornych na fizyczne

i chemiczne czynniki wietrzeniowe. Składają się one głównie z kwarcu i mniejszej ilości składników mało odpornych na wietrzenie. Pozostałe osady mają skład pośredni między dwiema wymienionymi grupami.

Szczegółowe rozpoznanie składu mineralno-litologicznego daje podstawę do wysnucia wniosku, że źródło osadów budujących akumulacyjne formy eoliczne występujące na badanym obszarze znajduje się w niewielkiej odległości od tych form. Wskazuje na to obecność licznych, mało odpornych składników stosunkowo dużej frakcji, transportowanych w przewadze przez saltację – proces przyczyniający się do wzrostu intensywności abrazji mechanicznej. W badanych osadach wydmowych stwierdzono duży udział procentowy klastów żelazisto-ilastych, a ponadto skaleni i okruchów różnorodnych skał węglanowych, w tym drobnych organizmów węglanowych. Dodatkowym dowodem wskazującym na stosunkowo krótki transport materiału badanych wydm jest pokrój i stan zachowania niektórych składników: skalenie są dobrze zachowane i często automorficzne, niektóre węglany występują w postaci ładnie wykształconych kryształów o ostrych narożach, które nie mogłyby zachować się w czasie dłuższego transportu.

Najważniejszą cechą wskazującą na pochodzenie znacznej części materiału wydmowego z osadów budujących efemeryczne zbiorniki wodne, stwierdzoną na podstawie badań składu mineralno-litologicznego, jest występowanie w utworach wydmowych dużej ilości klastów żelazisto-ilastych. Zaobserwowane cechy petrologiczne wskazują na ich pochodzenie z erodowania osadów powstałych w lokalnych efemerycznych zbiornikach wodnych, do których był spłukiwany drobny materiał zabarwiony na czerwono związkami żelaza, typowy dla środowiska pustynnego. Część materiału detrytycznego, cechująca się większą odpornością na fizyczno-chemiczne warunki wietrzeniowe, pochodzi z północnego obrzeżenia badanego terenu, skąd była dostarczana ku południowi przez lokalne, okresowe wody płynące, a następnie transportowana w wyniku procesów eolicznych. Wiarygodność powyższych przypuszczeń potwierdzają bezpośrednie obserwacje terenowe. Wyraźnie widać ogromne podobieństwo litologiczne osadów efemerycznych jezior do „klastów żelazisto-ilastych", opisywanych pod mikroskopem.

Wyniki analiz procentowego udziału minerałów ciężkich w badanych osadach wydmowych potwierdzają dotychczasowe wnioski dotyczące źródła osadów budujących badane formy wydmowe oraz sposobu rozprzestrzeniania się tych form. Ważnym wskaźnikiem potwierdzającym lokalną dostawę materiału jest dość duży udział procentowy minerałów ciężkich z grupy mik – minerałów o budowie blaszkowej, bardzo podatnych na deflacyjną działalność procesów eolicznych.

Wyniki analiz składu minerałów ciężkich osadów wydmowych badanego obszaru pozwalają ponadto na stwierdzenie, że duży udział procentowy wybranych minerałów jest związany z ich występowaniem w osadach źródłowych, a nie z czasem trwania procesów eolicznych.

Podsumowując można stwierdzić, że na bliskość źródła oraz niski stopień eolizacji osadów wydmowych regionu Coude du Dra wskazuje nieznaczna zmiana składu mineralno-litologicznego (lub jej brak) w osadach podłoża i w osadach wydmowych, jak również zaznaczający się w osadach wydmowych duży udział procentowy składników mało odpornych na niszczące czynniki transportu.

Na lokalne osady jeziorne jako przeważające źródło materiału wydmowego wskazuje bardzo duży udział procentowy w osadach wydmowych klastów żelazisto-ilastych.

Nieco wyższy stopień eolizacji badanych osadów wydmowych, widoczny w nieznacznych różnicach składu mineralno-litologicznego, zaznacza się jedynie wzdłuż profilu podłużnego najwyższych form wydmowych. Może to wskazywać, iż formy te są dowodem na lokalne zapoczątkowanie procesów eolicznych nieco wcześniej.

Literatura

Barczuk A., 1992, *Petrology of the Precambrian Clastics and the Evolution of the Midcontinent Rift System (USA)*. Arch. Miner. T. XLVIII, z. 1–2, 123–204.

Barczuk A., Dłużewski M., 2001, *Źródło osadów eolicznych w obniżeniu Khargi (południowy Egipt) na podstawie ich cech teksturalnych*, [w:] Pełka-Gościniak J., Szczypek T. (red), Dynamiczne aspekty geomorfologii eolicznej, Sosnowiec, 51–61.

Barczuk A., Tatur A., 1999, *Phosphate and Sulphate Minerals in the Soils of Antarctic Peninsula Region*. Proc. of the IX Meeting of the Russian Mineralogical Soc., Sankt Petersburg, May 17–21, 49–50.

Barczuk A., Wyrwicki R., 1999, *Litogeneza zsylifikowanej, trzeciorzędowej kredy jeziornej z KWB Bełchatów*. Materiały IV Konferencji „Zagospodarowanie kopalin towarzyszących w górnictwie odkrywkowym", Ślesin 5–7 maja 1999, [w:] Górnictwo odkrywkowe, nr 1, 83–93.

Berendsen P., Barczuk A., 1993, *Petrography and Correlation of Precambrian Clastic Sedimentary Rocks Associated with the Midcontinent Rift System*. U.S. Geol. Survey Bull. 1989-E, E1-E20.

Borkowska M., Smulikowski K., 1973, *Minerały skałotwórcze*. Wyd. Geol., Warszawa.

Chlebowski R., Gozik P., Lindner L., 2002, *Graficzna prezentacja składu minerałów ciężkich lessów na wybranych przykładach z obszaru Polski i Ukrainy*. Prz. Geol., 50, 526–531.

Chlebowski R., Lindner L., 1975, *Wpływ podłoża na skład minerałów ciężkich głównych wysp lessowych NW części Wyżyny Małopolskiej*. Acta Geol. Pol., 25, 163–178.

Chlebowski R., Lindner L., 1976, *Próba zastosowania analizy minerałów ciężkich w problematyce badawczej lessów na przykładzie lessów młodszych zachodniej części regionu świętokrzyskiego.* Biul. Inst. Geol., 18, 293–301.

Chlebowski R., Lindner L., 1992, *Źródła materiału i warunki akumulacji lessów młodszych Wyżyny Małopolskiej*. Biul. Geol. UW, 32, 13–50.

Chlebowski R., Lindner L., Barczuk A., Bogucki A., Gozik P., Łańczont M., Wojtanowicz J., 2002, *Warunki akumulacji lessów młodszych górnych Wyżyny Lubelskiej (Polska) i Wyżyny Wołyńskiej (Ukraina) na podstawie badań geologicznych i mineralogicznych*, [w:] Mat. II Świętokrz. Spotk. Geol.-Geomorf. nt. Peryglacjał plejstoceński w osadach i rzeźbie obszaru Polski. Jodłowy Dwór, 9–11.05.2002.

Coque R., 1962, *La Tunisie présaharienne. Etude géomorphologique*. Armand Colin, Paris.

Kosmowska-Ceranowicz B., Buhmann D., 1982, *Translucent heavy minerals and clay minerals in Tertiary sediments of Gołębin Stary and Kuleszewo (Poland)*. Pr. Muzeum Ziemi, 35, 89–109.

Kuenen Ph.H., Pedrok W.G., 1961, *Experimental abrasion 5: frosting and defrosting of quartz grains*. Journal of Geology vol. 70, 648–658.

Mycielska-Dowgiałło E., 1980, *Wstęp do sedymentologii (dla geografów)*. WSP w Kielcach, Kielce.

Mycielska-Dowgiałło E., 1995, *Selected textural features of deposits and their interpretation value,* [w:] Researches of Quaternary sediments, some method and interpretation of the results. WGiSR UW, Warsaw, 29–105.

Mycielska-Dowgiałło E., 2001, *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*. Prac. Sedymentolog., Wydział Geografii i Studiów Reg., Warszawa.

Pietrow M.P., 1976, *Pustynie kuli ziemskiej*. PWN. Warszawa.

Racinowski R., 1995, *Analiza minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych Polski*, [w :] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników, WGiSR UW, Warszawa, 151–166.

Racinowski R., Rzechowski J., 1969, *Minerały ciężkie w glinach zwałowych Polski środkowej,* Kwart. Geol. 13 (2).

Rozprzestrzenianie się pól wydmowych jako skutek pustynnienia*

Maciej Dłużewski
Instytut Nauk Fizycznogeograficznych,
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
e-mail: dluzewski@uw.edu.pl

Badania rozprzestrzeniania się akumulacyjnych form eolicznych prowadzone są na dużą skalę od początku XX wieku na różnych obszarach należących do suchej lub półsuchej strefy klimatycznej.

Wykazano dotychczas, że głównymi czynnikami mającymi wpływ na szybkość procesu deflacji – procesu stanowiącego główną przyczynę powstawania akumulacyjnych form wydmowych – są: cechy teksturalne osadów podłoża, rzeźba oraz spoistość podłoża, wilgotność powietrza i podłoża, siła i kierunek wiatru, pokrycie powierzchni przez szatę roślinną (Bagnold 1941, Chepil 1945, Zingg 1951, Borsy 1972, Tsoar, Illenberger 1998, Lóki 2000, Lóki 2001, Dubis, Dłużewski 2002, i in.). Niektórzy badacze za ważny czynnik uznają również podatność podłoża na proces korazji – erozji mechanicznej podłoża powodowanej przez ziarna mineralne transportowane przez wiatr (Blackwelder 1934).

Na podstawie przeprowadzonych wieloletnich obserwacji obszarów północnego obrzeżenia Sahary stwierdzono, że w ciągu ostatnich stu lat powstała znaczna liczba nowych pól wydmowych, które rozprzestrzeniają się bardzo dynamicznie. Powstaje pytanie: czy tak duża dynamika procesu rozprzestrzeniania się wydm związana jest tylko z globalnymi zmianami klimatycznymi, czy też proces ten zależny jest przede wszystkim od czynników antropogenicznych o zasięgu lokalnym? Aby odpowiedzieć na tak postawione pytanie przeprowadzono badania, które w szczególności miały scharakteryzować dynamikę rozprzestrzeniania się pól wydmowych na obszarze Coude du Dra (ryc. II).

Metody badań

W badaniach terenowych korzystano z systemu GPS oraz taśmy mierniczej i busoli geologicznej. Badania te miały na celu określenie morfometrii wybranych wydm. Pomiary GPS pozwoliły na wyznaczenie aktualnego zasięgu pól wydmowych na badanym obszarze, a także na określenie wielkości obszarów międzywydmowych. Badania terenowe pozwoliły również na określenie cech metrycznych rzeźby podłoża, która jest jednym z podstawowych czynników wpływających na tempo rozprzestrzeniania się pól wydmowych. Obserwacje terenowe pozwoliły ponadto na określenie charakteru i zasięgu występowania zbiorowisk roślinnych oraz ocenę ich wpływu na przebieg procesów eolicznych.

Ocenę stopnia eolizacji osadu tzn. stopnia przekształcenia osadów źródłowych w osady eoliczne (Mycielska-Dowgiałło 1992, 1993) budujące badane formy wydmowe, przeprowadzono na podstawie analizy cech teksturalnych[1] tego osadu. W tym celu pobrano próbki z wybranych akumulacyjnych form eolicznych oraz z potencjalnych obszarów źródłowych.

W celu określenia charakteru utworów powierzchniowych, a w szczególności w celu oceny podatności podłoża na proces deflacji i określenia źródła materiału wydmowego, pobrano próbki z osadów podłoża.

Badania laboratoryjne polegały na analizie cech teksturalnych osadów wydmowych i osadów podłoża (Mycielska-Dowgiałło, Rutkowski 1995):

---

* Artykuł publikowany w książce pt.: Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko) i jej wpływ na warunki życia ludności pod redakcją Macieja Dłużewskiego, Wydawnictwo Akademickie Dialog, Warszawa 2003, s. 77–101

[1] Termin „tekstura osadów" rozumiany jest jako uziarnienie, obróbka i zmatowienie ziaren oraz skład mineralny i petrograficzny osadów (Mycielska-Dowgiałło 1992, 1993).

• Wykonano analizę sitową oraz, dla niektórych osadów o znacznym udziale procentowym frakcji ilastej, analizę areometryczną (Dobrzański, Uziak 1970). Do analizy uziarnienia osadów podłoża zbudowanych w zdecydowanej większości z osadów drobnoziarnistych wykorzystano urządzenie firmy Fritsch – „Analysette 22".

• Określono mikromorfologię ziaren kwarcowych w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM) (Mycielska-Dowgiałło 1988, Woronko 2001b, Woronko 2003).

• Dokonano analizy składu mineralno-litologicznego osadów, pozwalającej na określenie ich źródła, charakteru środowiska sedymentacji oraz zróżnicowania odporności osadu na procesy niszczące podczas transportu materiału (Barczuk 1992, Barczuk, Dłużewski 2001, Barczuk, Dłużewski 2003).

• Dokonano analizy składu minerałów ciężkich, pozwalającej na określenie obszarów alimentacyjnych osadów wydmowych oraz na oszacowanie czasu trwania procesu (Barczuk 1992, Barczuk, Dłużewski 2001, Barczuk, Dłużewski 2003.).

Prace kameralne polegały na analizie wyników badań laboratoryjnych oraz analizie map archiwalnych, prowadzonej w celu wyznaczenia zmian zasięgu pól wydmowych w czasie.

Znaczenie wybranych cech teksturalnych osadów jako wskaźnika dynamiki rozprzestrzeniania się pól wydmowych

Stopień eolizacji osadów wydmowych badanego obszaru oraz dynamikę środowiska transportującego określono na podstawie analizy takich cech teksturalnych jak: uziarnienie i skład mineralno-litologiczny. Wyniki badań składu mineralno-litologicznego przedstawiono w artykule A. Barczuka i M. Dłużewskiego (w tym tomie).

Zmatowienie ziaren kwarcowych, jak wykazały dotychczasowe badania w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM), nie musi być związane z procesem abrazji ziaren w czasie transportu eolicznego, lecz może być wynikiem trawienia chemicznego i oskorupienia, procesów osiągających bardzo dużą intensywność w gorącym klimacie pustynnym (Kuenen, Perdok 1961, Goździk, Mycielska-Dowgiałło 1988, Woronko 2001b). Dlatego też istnieje uzasadnione przypuszczenie, że procesy te mogą istotnie wpływać na zmatowienie ziaren kwarcowych, co podważa uniwersalne znaczenie tej cechy jako wskaźnika stopnia eolizacji osadów.

Krzywe częstości, wyznaczone na podstawie analizy uziarnienia osadów, pozwalają na określenie wysortowania danej frakcji: im wyższa jest wartość częstości tym lepsze jest wysortowanie tej frakcji. Z przebiegu krzywych można wnioskować także o charakterze uziarnienia i stopniu przekształcenia osadów źródłowych oraz o sile ośrodka transportującego.

Krzywe kumulacyjne uziarnienia wykreśla się stosując na osi odciętych skalę logarytmiczną (w jednostkach Φ), a na osi rzędnych – skalę prawdopodobieństwa. Przebieg krzywych kumulacyjnych wskazuje na stopień wysortowania osadów w czasie transportu, tym większy im większe jest nachylenie krzywej. Można tu wyróżnić trzy odcinki A, B i C odpowiadające udziałom procentowym poszczególnych frakcji, charakteryzujące dynamikę i rodzaj transportu (Visher 1969). Najlepiej wysortowana jest zawsze frakcja pośrednia (odcinek A), która odpowiada transportowi ziaren w procesie saltacji. Słabiej wysortowana frakcja drobniejsza (odcinek B) odpowiada ziarnom transportowanym poprzez unoszenie w zawiesinie, natomiast frakcja grubsza (odcinek C), również słabiej wysortowana, odpowiada ziarnom transportowanym przez toczenie i wleczenie.

Na podstawie krzywych kumulacyjnych można obliczyć wskaźniki uziarnienia wg wzorów Folka i Warda: średnią średnicę ziaren (M_z), odchylenie standardowe (s_1) i skośność (Sk_1) (Folk, Ward 1957). Średnia średnica ziaren wskazuje na siłę środowiska transportującego: im większa jest jej wartość (wyrażona w jednostkach Φ) tym mniejsza była energia środowiska. Odchylenie standardowe charakteryzuje stopień wysortowania osadu świadczący o zmienności dynamiki transportu: im jest ono mniejsze tym osad jest lepiej wysortowany, co odpowiada małej zmienności dynamiki transportu. Skośność, podobnie jak średnia średnica ziaren, wskazuje na siłę ośrodka transportującego. Skośność dodatnia świadczy o większym udziale drobniejszej frakcji w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości, a skośność ujemna, o większym udziale frakcji grubszej. Ponadto, porównanie wartości skośności osadów wydmowych i osadów podłoża może wskazywać na charakter procesu akumulacji (Mycielska-Dowgiałło 1995). Przedstawienie wyników jako zależności między średnią średnicą ziaren i odchyleniem standardowym

pozwala na wnioskowanie o dynamice transportu i procesie akumulacji materiału w obrębie określonego środowiska.

Charakterystyka utworów powierzchniowych oraz szaty roślinnej

Współczesne pola wydmowe zajmują przeważający obszar równinnej części regionu Coude du Dra. Większość wydm osiąga wysokość od kilku do kilkunastu metrów w części centralnej badanego obszaru oraz od 1 do 3 metrów na krańcach zachodnich – w rejonie jeziora Iriqui i wschodnich – w rejonie oazy Mhamid. Są to głównie barchany lub wydmy barchanoidalne, których tworzenie się związane jest z przeważającym, północno-zachodnim kierunkiem wiatru. Barchany te charakteryzują się stosunkowo stromym stokiem dowietrznym o nachyleniu od 10° do 20° i długości do kilkudziesięciu metrów oraz typowym dla większości saharyjskich form wydmowych stokiem zawietrznym o długości dochodzącej zaledwie do kilkunastu metrów i nachyleniu równym kątowi naturalnego zsypu wynoszącemu od 33° do 35°. Na obszarach najdłużej pokrytych przez pola wydmowe (Erg Sedrar, Erg Smer, Erg Mhazil i in.) występują formy o kilkudziesięciometrowej wysokości względnej, osiągające maksymalną wysokość 111 m (Erg Souar). Są to w przewadze złożone wydmy barchanoidalne o stokach dowietrznych charakteryzujących się dużą zmiennością nachylenia i osiągających kilkaset metrów długości oraz ponad stumetrowej długości stokach zawietrznych o stałym nachyleniu, nie odbiegającym od nachylenia form małych.

Sporadycznie można natrafić na inicjalne wydmy gwiaździste charakteryzujące się kilkoma liniami grzbietowymi. Ich położenie praktycznie nie zmienia się – podczas zmiany kierunku wiatru przemodelowaniu ulegają jedynie ramiona tych form.

Lokalnie obserwuje się również wydmy poprzeczne, których powstanie związane jest z okresowym występowaniem przeciwnych kierunków wiatru, jak również z lokalnym, nieco powszechniejszym występowaniem zbiorowisk roślinnych. Ta zmienność kierunku wiatru, jak również występująca jeszcze do niedawna wzdłuż ouedu Dra większa wilgotność podłoża, powoduje wahadłowo-postępowy sposób przemieszczania się wydm o stosunkowo niewielkiej wartość wypadkowej przemieszczenia. Taki sposób przemieszczania może być przyczyną szczególnej asymetrii niektórych wydm, charakteryzującej się zmiennym nachyleniem zarówno w obrębie stoku dowietrznego jak i zawietrznego. Dodatkowym czynnikiem ograniczającym tempo przemieszczania się wydm, a także wpływającym na ich kształt jest, obserwowana często na badanym obszarze, stosunkowo niewielka powierzchnia obszarów międzywydmowych.

Podłoże obszaru Coude du Dra, będącego obniżeniem pomiędzy wzniesieniami Jebel Bani i wyżynną powierzchnią Hamady du Dra, zbudowane jest w większości ze słabo spoistego, różnoziarnistego materiału zakumulowanego w formie plejstoceńskich lub holoceńskich stożków aluwialnych. Wzmożona działalność erozyjna na obszarach górskich spowodowała, w okresach pluwialnych, wyerodowanie mniej odpornych skał. Materiał ten był wynoszony na przedpole Jebel Bani i akumulowany w postaci kilku poziomów stożków aluwialnych budujących rozległą równinę.

Podłoże centralnej część badanego obszaru – szerokiej doliny ouedu Dra, tworzą osady fluwialne budujące powierzchnie terasowe, zakumulowane w okresach pluwialnych. Różnoziarniste, a miejscami wyłącznie żwirowe osady tej doliny, której szerokość dochodzi do kilkunastu kilometrów, związane są z roztokowymi, żwirodennymi, licznymi korytami typowymi dla rzek o bardzo dużej zmienności przepływu, jakim charakteryzowała się w przeszłości rzeka Dra mająca swoje źródła w górach Atlasu Wysokiego.

W części zachodniej badanego terenu, na obszarze misy jeziora Iriqui, podłoże zbudowane jest z drobnoziarnistych ilastych i pylastych osadów jeziornych. Charakteryzują się one dużą spoistością, jednakże w wielu miejscach występują spękania powierzchni tworzące poligony z wysychania, które w swojej dojrzałej formie tworzą zwitki błotne bardzo podatne na proces deflacji. Tego typu osady można spotkać lokalnie na obszarze całej równiny wchodzącej w skład badanego regionu. Powstawały one w lokalnych zagłębieniach terenu wypełnianych przez wodę dostarczaną epizodycznie przez liczne koryta rozcinające południowe stoki Jebel Bani.

Morfometrycznie, zasadnicza część podłoża badanego obszaru stanowi równinę o płaskiej powierzchni, położoną na wysokości od 450 m do 550 m n.p.m. Północną granicę równiny stanowią południowe stoki Jebel Bani i erozyjne krawędzie plejstoceńskich stożków aluwialnych, natomiast granicę południową

– kilkusetmetrowej wysokości krawędź Hamady du Dra. Wschodnia część równiny ograniczona jest morfometrycznie częściowo przez pasmo Beni Selmane, a zachodnia – częściowo przez krawędź wzniesień Mejahma.

Szata roślinna badanego obszaru jest ogólnie bardzo uboga. Tylko nieliczne fragmenty obszarów wydmowych porastają zbiorowiska rzadko rosnących traw. Na podłożu o wysokim zasoleniu spotyka się miejscami kępy roślinności słonolubnej. Nieco bardziej zwartą szatą roślinną odznaczają się koryta rzek epizodycznych, gdzie oprócz roślin trawiastych występują sporadycznie różne odmiany akacji. Szata roślinna tego typu jest charakterystyczna dla obszarów przykorytowych ouedu Dra oraz obszarów podstokowych Jebel Bani. Zwartą szatę roślinną można spotkać jedynie w obrębie sztucznie nawadnianej oazy Mhamid.

Rozprzestrzenianie się pól wydmowych

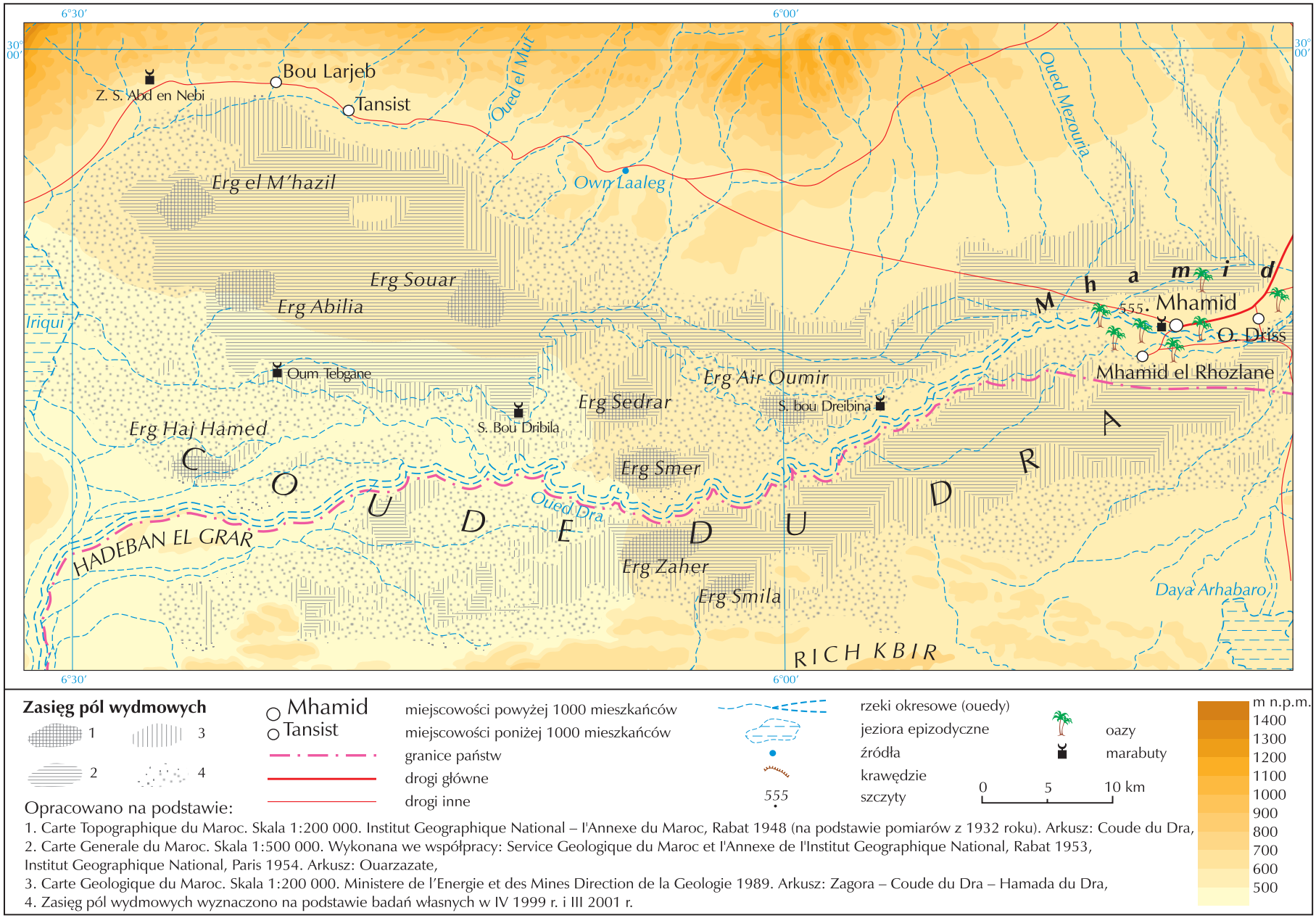
Badania rozprzestrzeniania się pól wydmowych przeprowadzono na podstawie analizy map z lat 1948 (kartowanie 1932), 1953, 1989 oraz własnych pomiarów przy wykorzystaniu systemu lokalizacji satelitarnej GPS (ryc. 1, tab. 1).

Mapa topograficzna tego obszaru przedstawiająca zasięg pól wydmowych w 1932 roku, których powierzchnia była około 30 razy mniejsza niż obecnie, pozwala wnioskować o znacznej dynamice rozprzestrzeniania się wydm w tym regionie. Wzrost dynamiki rozprzestrzeniania się wydm zauważalny jest zwłaszcza w latach trzydziestych i czterdziestych XX wieku oraz od roku 1980 do dzisiaj (ryc. 1, tab. 1).

Tabela 1. Powierzchnia pól wydmowych na obszarze Coude du Dra w latach 1932, 1954, 1989, 1999/2001.

Rok	Powierzchnia pól wydmowych (km^2)	Źródło
1932	85	Carte Topographique du Maroc. Skala 1:200 000. Institut Géographique National – l'Annexe du Maroc, Rabat 1948 (na podstawie pomiarów z 1932 roku). Arkusz Coude du Dra.
1954	873	Carte Générale du Maroc. Skala 1:500 000. Wykonana we współpracy: Service Géologique du Maroc i l'Annexe de Institut Géographique National, Rabat 1953, Institut Géographique National, Paris 1954. Arkusz Ouarzazate.
1989	1291	Carte Géologique du Maroc. Skala 1:200 000. Ministère de l'Energie et des Mines. Direction de la Géologie, Rabat 1989. Arkusz: Zagora – Coude du Dra – Hamada du Dra.
1999/2001	2576	Badania własne przeprowadzone w kwietniu 1999 i marcu 2001.

Zasięg wydm wyznaczony na podstawie kartowania z roku 1932 wskazuje, że był to okres inicjacji procesu akumulacji eolicznej na badanym obszarze. Potwierdzają to rekonesansowe badania geomorfologiczne przeprowadzone w latach dwudziestych ubiegłego stulecia (Piegot 1929). Zasięg pól wydmowych w latach pięćdziesiątych był już zdecydowanie większy. Wydmy obejmowały obszary zbudowane z osadów holoceńskich stożków aluwialnych położonych na północ od doliny Dra oraz obszary wyższych teras nadzalewowych znajdujących się po obu stronach ouedu. Obszary położone wzdłuż dna doliny były w większości pozbawione form akumulacji eolicznej. Mogło to wynikać z ograniczenia procesu deflacji lokalnego materiału z uwagi na wyższy w tym okresie poziom wód gruntowych i, związaną z nim ściśle, bogatszą szatę roślinną. Brak występowania do lat osiemdziesiątych form wydmowych na obszarach terasów zalewowych może być również skutkiem usuwania materiału wydmowego przez powodzie, występujące raz na kilka lat. Te epizodycznie występujące zalewy powodowały przejście przez tereny należące do doliny fali powodziowej, której siła mogła być wystarczająca do zniszczenia form zbudowanych z luźnego materiału piaszczystego. Zanik tych zalewów w następstwie wybudowania tamy w Ouarzazate spowodował rozprzestrzenianie się wydm także na terasy zalewowe, co można stwierdzić na mapie opracowanej na podstawie kartowania wykonanego w latach osiemdziesiątych. Północna granica powierzchni pól wydmowych zbliżyła się do wyraźnych krawędzi morfologicznych związanych z plejstoceńskimi rozcięciami powierzchni stożków napływowych. Na południu badanego obszaru pola wydmowe znajdowały się na przedpolu Hamady du



Zasięg pól wydmowych

1
2
3
4

Mhamid
Tansist

miejscowości powyżej 1000 mieszkańców
miejscowości poniżej 1000 mieszkańców
granice państw
drogi główne
drogi inne

rzeki okresowe (ouedy)
jeziora epizodyczne
źródła
krawędzie
555
szczyty

oazy
marabuty

0 5 10 km

m n.p.m.
1400
1300
1200
1100
1000
900
800
700
600
500

Opracowano na podstawie:

1. Carte Topographique du Maroc. Skala 1:200 000. Institut Geographique National – l'Annexe du Maroc, Rabat 1948 (na podstawie pomiarów z 1932 roku). Arkusz: Coude du Dra,
2. Carte Generale du Maroc. Skala 1:500 000. Wykonana we współpracy: Service Geologique du Maroc et l'Annexe de l'Institut Geographique National, Rabat 1953, Institut Geographique National, Paris 1954. Arkusz: Ouarzazate,
3. Carte Geologique du Maroc. Skala 1:200 000. Ministere de l'Energie et des Mines Direction de la Geologie 1989. Arkusz: Zagora – Coude du Dra – Hamada du Dra,
4. Zasięg pól wydmowych wyznaczono na podstawie badań własnych w IV 1999 r. i III 2001 r.

Ryc. 1. Mapa zasięgu pól wydmowych obszaru Coude du Dra w latach 1932, 1935, 1989 i 1999/2001.

Dra. Pozbawione form wydmowych pozostawały jedynie obszary, okresowego w latach osiemdziesiątych, jeziora Iriqui oraz obszary ujściowe ouedu Dra do tego jeziora.

Obecny zasięg pól wydmowych jest aż dwukrotnie większy niż ten z lat osiemdziesiątych, co dowodzi bardzo dużego w ostatnim okresie wzrostu dynamiki rozprzestrzeniania się pól wydmowych na badanym obszarze.

Współcześnie, północna granica pól wydmowych wyznaczona jest, w części północno-zachodniej badanego obszaru, przez podnóże południowych stoków Jebel Bani oraz przez krawędzie plejstoceńskich stożków napływowych w części północno-wschodniej. Dodatkowo, w części północno-wschodniej, piaski wydmowe wypełniają ujściowe odcinki den dolin rzek epizodycznych, wypływających z Jebel Bani.

Zasięg pól wydmowych od strony wschodniej ograniczony jest przez południowo-zachodnie stoki Jebel Beni Selmane oraz oazę Mhamid. Należy tu podkreślić, że oaza nie stanowi już obecnie bezwzględnej bariery dla przemieszczania się wydm. W czasie prowadzenia badań zauważono liczne wydmy lub grupy wydm wkraczające na obszary uprawne, a nawet zagrażające bezpośrednio budynkom mieszkalnym i gospodarczym.

Od strony południowej zasięg pól wydmowych ograniczony jest przez wyraźną, dochodzącą miejscami do kilkuset metrów wysokości, krawędź strukturalną Hamady du Dra.

Znaczny wzrost zasięgu pól wydmowych w ciągu ostatnich kilkunastu lat można odnotować w zachodniej części badanego obszaru. Pozbawione wydm są jedynie rejony niewielkiego pasma górskiego Hadeban El Grar, obszaru czynnego epizodycznie odpływu wód z jeziora Iriqui oraz część równinnej, płaskiej powierzchni dna tego jeziora.

Wydaje się, że od strony północnej i południowej badanego obszaru rozprzestrzenianie się pól wydmowych zostało obecnie ograniczone ze względu na barierę morfometryczną jaką stanowią stoki Jebel Bani na północy i krawędź Hamady du Dra na południu. Od strony wschodniej rozprzestrzenianie wydm jest częściowo ograniczone również ze względu na morfometrię (Jebel Beni Selmane), natomiast, jak już wspomniano, oaza Mhamid mimo wysiłków miejscowej ludności zmierzających do zatrzymania wydm, nie stanowi obecnie skutecznej bariery dla rozprzestrzeniania się pól wydmowych. Od strony zachodniej rozprzestrzenianie się pól wydmowych nie jest współcześnie istotnie ograniczane. Morfometrycznie płaska powierzchnia misy jeziornej, pozbawiona roślinności i od kilkunastu lat sucha, sprzyja zarówno intensyfikacji deflacji jak i procesowi rozprzestrzeniania się wydm.

Jak już wspomniano, jednym z najważniejszych czynników wpływających na dynamikę rozprzestrzeniania się wydm jest wilgotność podłoża. Na podstawie dotychczasowych badań stwierdzono, że czynnik ten jest wiodącym, szczególnie w odniesieniu do badanego obszaru (Barczuk, Dłużewski w tym tomie). Dotyczy to zwłaszcza współczesnych, słabo skonsolidowanych, aluwialnych osadów teras rzecznych i stożków akumulacyjnych, form występujących na przeważającej części badanego obszaru. Wydaje się, że współczesne przesuszenie utworów powierzchniowych, spowodowane obniżeniem zwierciadła wód gruntowych, sprzyja intensyfikacji procesu deflacji, co z kolei wydaje się być głównym czynnikiem wpływającym na gwałtowny wzrost dynamiki rozprzestrzeniania się pól wydmowych.

Wyniki badań wybranych cech teksturalnych osadów oraz ich interpretacja

Krzywe częstości osadów wydmowych są, w znaczącej większości, krzywymi jednomodalnymi, co oznacza występowanie jednego przedziału frakcyjnego o dominującej częstości (ryc. 2a,b). Zdecydowana większość wydm ma ziarna zawierające się w przedziale 0,25 mm – 0,2 mm (2 Φ – 2,32 Φ), natomiast drobniejszą frakcją dominującą oraz większym zróżnicowaniem frakcjonalnym 0,25 mm – 0,08 mm (2 Φ – 3,64 Φ) charakteryzują się osady wydm nr 7 i 13 (ryc. 2). Są to wydmy o niewielkiej wysokości położone w północnym obrzeżeniu badanego obszaru wydmowego, u podnóża stoków Jebel Bani, na obszarach ujściowych epizodycznych cieków. Przesunięcie maksymalnych częstości w kierunku drobniejszych frakcji związane jest z charakterem lokalnych obszarów alimentacyjnych, zbudowanych z drobnoziarnistego materiału akumulowanego w wypełnianych epizodycznie wodą obniżeniach terenu. Ponadto, znacznym zróżnicowaniem frakcjonalnym i zdecydowanie większym udziałem drobniejszego materiału charakteryzują się inicjalne formy wydmowe nr 12: 0,315 mm – 0,08 mm (1,67 Φ – 3,64 Φ) i nr 14: 0,2 mm – 0,045 mm (2,32 Φ – 4,47 Φ), położone w zachodniej części badanego regionu na obszarze misy jeziora Iriqui

(ryc. II). Należy również zaznaczyć, że nieco drobniejszy i bardziej zróżnicowany materiał buduje partie wierzchowinowe niektórych najwyższych wydm (ryc. 2b – wydma nr 8 i 10). Zestawiając wartości i przebieg krzywych częstości osadów pobranych z wydm wyższych (o wysokości ponad 10 m) oraz niższych (o wysokości do 10 m) można zaobserwować nieznacznie lepsze wysortowanie osadów wydm wyższych, co może świadczyć o nieco dłuższym procesie ich formowania.

Interesujące prawidłowości można zaobserwować analizując krzywe częstości sporządzone dla materiału pobranego w profilu podłużnym najwyższej wydmy (ryc. 3). W miarę wzrostu wysokości wydmy zwiększa się wartość częstości dominującej frakcji osadu 0,2 mm (2,32 Φ), czyli następuje wzrost jednorodności uziarnienia. Bardziej zróżnicowane pod względem uziarnienia, z przewagą frakcji drobniejszych 0,1 mm (3,32 Φ), są jedynie partie dolne, znajdujące się w zasięgu oddziaływania osadów nawiewanych bezpośrednio z przedpola wydmy. Podłoże tej wydmy charakteryzuje się znaczną różnorodnością osadów, zarówno pod względem zróżnicowania uziarnienia 0,5 mm – 0,063 mm (1 Φ – 3,99 Φ), jak i frakcji dominującej 0,1 mm – 0,08 mm (3,32 Φ – 3,64 Φ).

Osady podłoża badanego obszaru charakteryzują się dużą zmiennością uziarnienia, zależnie od rodzaju środowiska sedymentacyjnego (ryc. 4). Większość osadów podłoża związana jest z akumulacją materiału w wodzie stojącej, w jeziorach, a nawet w niewielkich zagłębieniach bezodpływowych. Są one zbudowane z drobnoziarnistych osadów frakcji pylastej i ilastej (< 0,032mm (> 5 Φ)). Dotyczy to, jak już wspomniano, osadów akumulowanych w jeziorze Iriqui oraz w lokalnych zagłębieniach bezodpływowych, położonych w północnej części obszaru badań. Podłoże związane z osadami akumulowanymi w wodach rzek okresowych zbudowane jest z materiału o dużym zróżnicowaniu uziarnienia, wynikającym ze zmienności dynamiki środowiska transportującego. Zaznaczające się, w wielu przypadkach, drugorzędne maksimum krzywej częstości dla frakcji około 0,25 mm (2 Φ) może wskazywać na częściową dostawę materiału eolicznego do środowiska, w którym powstawał osad podłoża.

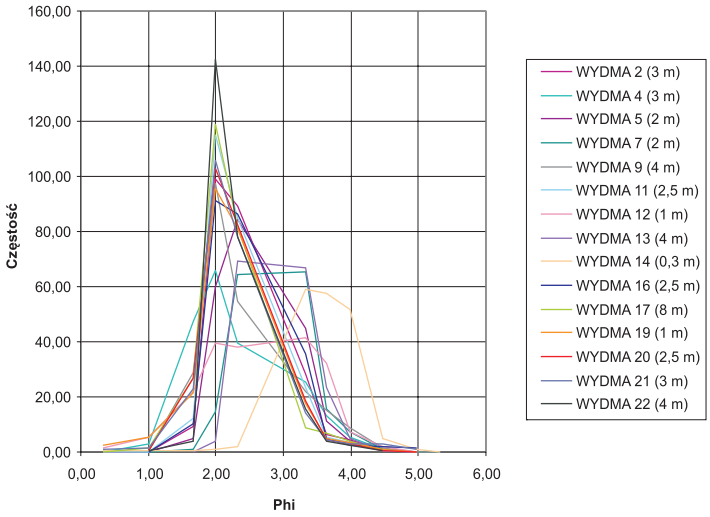
Na podstawie przebiegu krzywych częstości można wnioskować o wyraźnym związku występującym lokalnie między uziarnieniem osadów podłoża i osadów wydmowych, co wskazuje na miejscowe źródło badanego materiału wydmowego.

Większość krzywych kumulacyjnych badanych piasków wydmowych charakteryzuje przewaga odcinka A, co wskazuje na znaczny udział ziaren podlegających transportowi przez saltację (ryc. 5a,b). Zbliżone nachylenie poszczególnych krzywych na tym odcinku wskazuje natomiast na podobny stopień wysortowania materiału wydmowego. Odcinek C, odpowiadający większym ziarnom transportowanym przez wleczenie i toczenie, zaznacza się wyraźnie jedynie w przypadku materiału budującego najniższe formy wydmowe (ryc. 5a), natomiast trudno jest wyróżnić odcinek B, odpowiadający transportowi ziaren w zawiesinie.

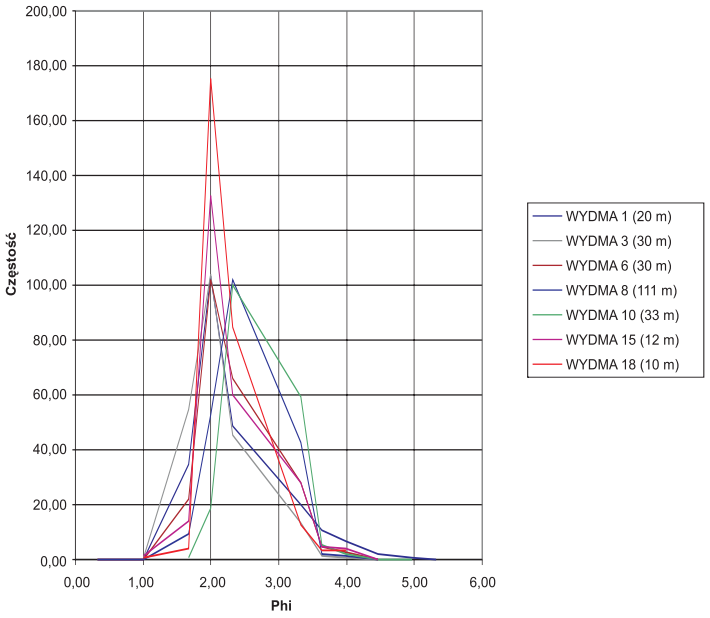
Krzywe kumulacyjne wykreślone w skali prawdopodobieństwa dla materiału położonego na różnych wysokościach wzdłuż profilu podłużnego najwyższej wydmy (wydma nr 8) mają wzrastający z wysokością wydmy kąt nachylenia, co odpowiada wzrostowi stopnia wysortowania materiału (ryc. 6). Można również stwierdzić, że materiał wydmy transportowany był głównie przez saltację oraz częściowo przez toczenie i wleczenie. Przebieg krzywych kumulacyjnych materiału pobranego ze stoku zawietrznego, z zaznaczającym się odcinkiem B, pozwala na stwierdzenie, że część materiału budującego ten stok była transportowana w zawiesinie. Jego akumulacja była prawdopodobnie związana z gwałtownym spadkiem siły nośnej wiatru po zawietrznej stronie wydmy.

Zdecydowanie odmienny przebieg mają krzywe kumulacyjne osadów podłoża (ryc. 7). Mają one mniejsze nachylenie, świadczące o dużo gorszym wysortowaniu materiału podłoża w porównaniu z materiałem budującym wydmy. Przeważa tu transport przez saltację, z zaznaczającym się jednak, w większości badanych próbek, znacznym udziałem transportu przez unoszenie.

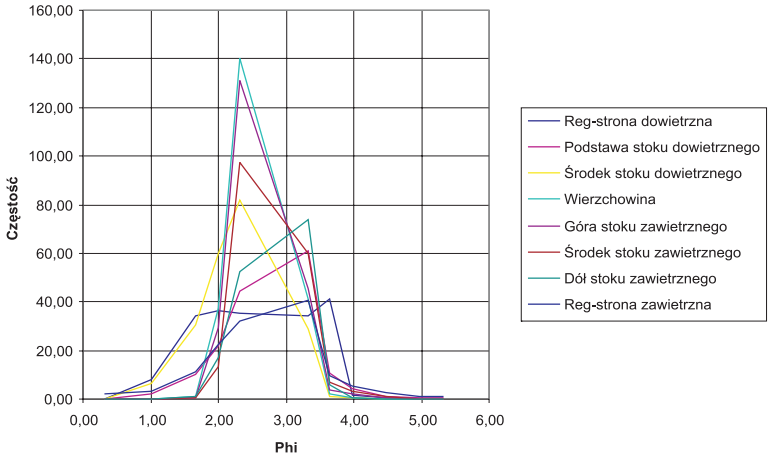
Na podstawie krzywych kumulacyjnych obliczono wskaźniki uziarnienia wg wzorów Folka i Warda (1957) (tab. 2a,b). Wartości średniej średnicy ziaren (M_z) osadów wydmowych można uznać za zbliżoną. Osiągane wartości poniżej 0,25 mm (> 2 Φ) wskazują na przewagę drobniejszego materiału budującego badane pola wydmowe. Są one wyższe (czyli osad jest drobniejszy) niż w przypadku wydm większości regionów saharyjskich, dla których wartości te wynoszą powyżej 0,25 mm (< 2 Φ) (czyli osad jest grubszy) (Pietrow 1976, Coque 1962, Barczuk, Dłużewski 2001). Świadczy to o stosunkowo małej sile eolicznego środowiska transportującego na badanym obszarze, jak również o związku osadów wydmowych z osadami podłoża zbudowanymi w przewadze z drobnoziarnistego materiału (tab. 3).



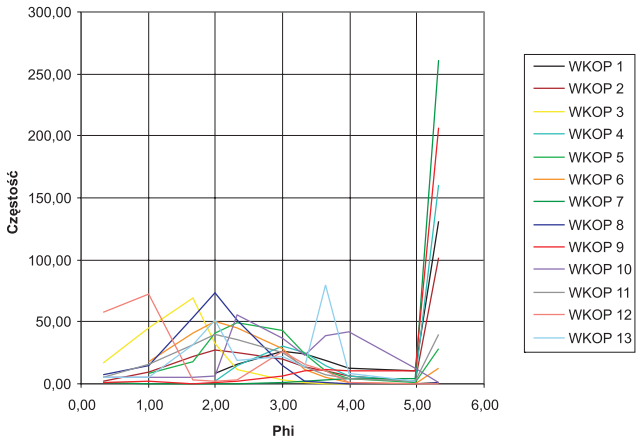
Ryc. 2a. Krzywe częstości osadów wydmowych (wydmy o wysokości poniżej 10 m).



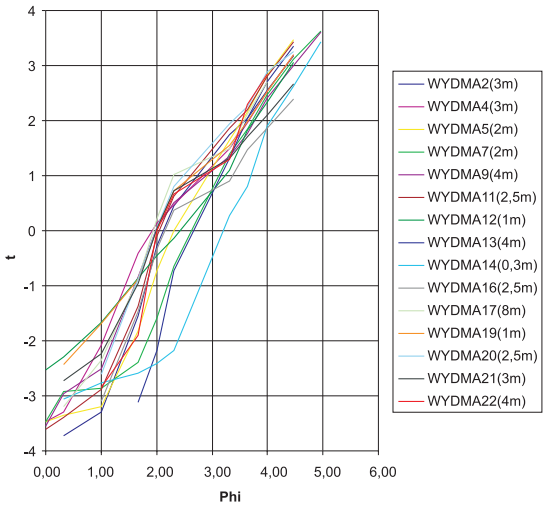
Ryc. 2b. Krzywe częstości osadów wydmowych (wydmy o wysokości powyżej 10 m).



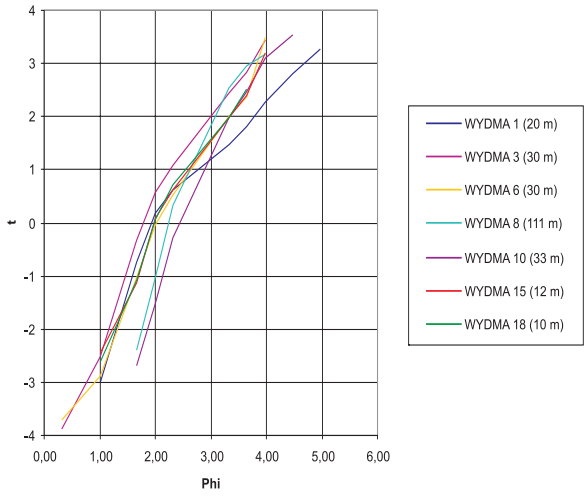
Ryc. 3. Krzywe częstości osadów pobranych z profilu podłużnego – wydma nr 8.



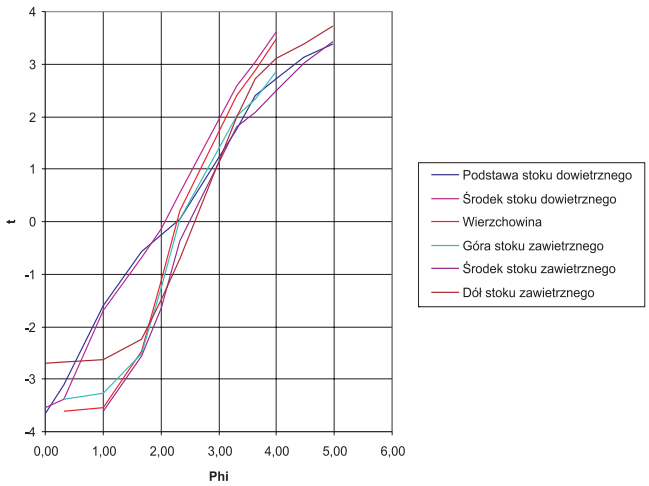
Ryc. 4. Krzywe częstości materiału pobranego z wybranych osadów podłoża.



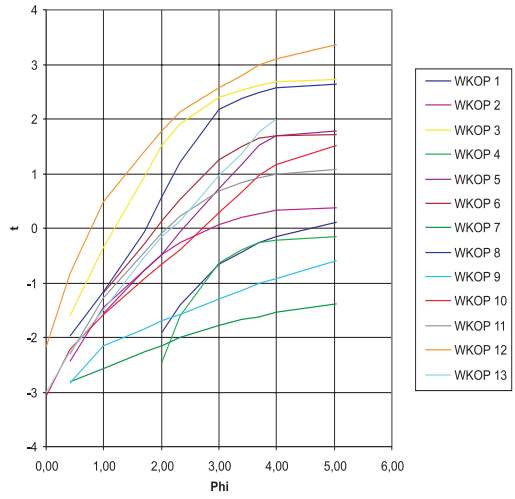
Ryc. 5a. Krzywe kumulacyjne uziarnienia w skali prawdopodobieństwa osadów wydmowych (wydmy o wysokości poniżej 10 m).



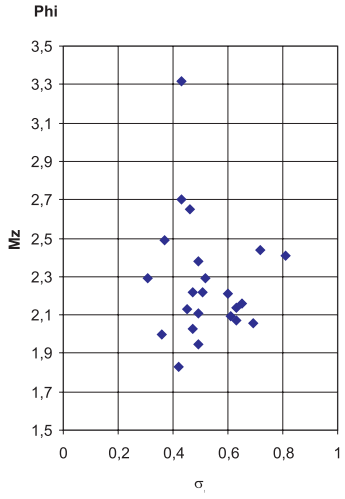
Ryc. 5b. Krzywe kumulacyjne uziarnienia w skali prawdopodobieństwa osadów wydmowych (wydmy o wysokości powyżej 10 m).



Ryc. 6. Krzywe kumulacyjne uziarnienia w skali prawdopodobieństwa osadów pobranych z profilu podłużnego – wydma nr 8.



Ryc. 7. Krzywe kumulacyjne uziarnienia w skali prawdopodobieństwa materiału pobranego z wybranych osadów podłoża.



Ryc. 8. Współzależność średniej średnicy ziaren (M_z) i odchylenia standardowego (s_1) osadów wydmowych.

Tabela 2. Wskaźniki uziarnienia wybranych osadów wydmowych: M_z – średnia średnica ziaren, σ_1 – odchylenie standardowe, Sk_1 – skośność; wg wzorów Folka i Warda (1957).
a. wydmy o wysokości poniżej 10 m; b. wydmy o wysokości powyżej 10 m.

a.

Nr wydmy	2	4	5	7	8B	9	11	12	13	14	16	17	19	20	21	22
Wysokość wydmy (m)	3	3	2	2	1	4	2,5	1	4	0,3	2,5	8	1	2,5	3	4
σ_1	0,47	0,69	0,49	0,46	0,52	0,65	0,45	0,81	0,43	0,43	0,72	0,49	0,63	0,47	0,63	0,51
M_z	2,22	2,06	2,38	2,65	2,29	2,16	2,13	2,41	2,70	3,23	2,44	1,95	2,07	2,03	2,14	2,22
Sk_1	0,36	0,32	0,23	0,09	0,09	0,42	0,36	-0,07	0,12	0,05	0,53	0,24	0,20	0,23	0,41	0,66

b.

Nr wydmy	1	3	6	8	10	15	18
Wysokość wydmy (m)	20	30	30	111	33	12	10
σ_1	0,61	0,42	0,49	0,31	0,37	0,60	0,36
M_z	2,09	1,83	2,11	2,29	2,49	2,21	2,00
Sk_1	0,45	0,23	0,30	0,25	0,17	0,54	0,50

Tabela 3. Wskaźniki uziarnienia wybranych osadów podłoża: M_z – średnia średnica ziaren, σ_1 – odchylenie standardowe, Sk_1 – skośność; wg wzorów Folka i Warda (1957).

Nr wykopu	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
σ_1	1,03	1,54	0,53	1,00	1,04	0,82	0,48	0,58	0,68	0,95	1,37	1,16	0,92
M_z	4,11	3,11	1,18	4,26	2,42	1,93	5,06	1,67	4,64	2,96	2,41	1,30	2,40
Sk_1	-0,62	0,14	0,01	-0,91	0,20	0,21	-0,39	-0,07	-0,89	-0,04	0,34	0,64	0,04

Na podstawie wartości odchylenia standardowego (σ_1) można stwierdzić, że badany osad większości wydm jest średnio lub dobrze wysortowany. Wysortowanie materiału badanych wydm można uznać za nieco gorsze w porównaniu z wysortowaniem charakteryzującym materiał większości obszarów wydmowych pustyń gorących, równym np.: Pustyni Zachodniej (Egipt) – od 0,28 do 0,39 (El-Baz i in. 1982), północnego obrzeżenia Wielkiego Ergu Wschodniego (Tunezja) – od 0,35 do 0,53 (Dłużewski 1997), pustyń Azji południowo-zachodniej – od 0,2 do 0,45 (Dymowska i in. 1984). Jedynie wysortowanie materiału budującego partie wierzchowinowe najwyższych wydm jest bardzo dobre – porównywalne z wysortowaniem dojrzałych wydm, których proces tworzenia trwa co najmniej kilkaset lat (Coque 1962). Ponadto stwierdzono, że średnie wysortowanie osadów wydm o wysokości poniżej 10 m (σ_1 = 0,55) jest gorsze od wysortowania osadów wydm o wysokości powyżej 10 m (σ_1 = 0,45), co może być kolejną przesłanką wskazującą na nieco dłuższy proces ich formowania.

Dodatnie wartości skośności (Sk_1) wskazują, że w osadzie przeważa udział drobniejszej frakcji w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości. Jest to związane, podobnie jak w przypadku wydm innych obszarów gorących pustyń, z dostawą pyłów z atmosfery podczas końcowej fazy okresu akumulacji materiału wydmowego.

Jednoczesna analiza wartości odchylenia standardowego (σ_1) i średniej średnicy ziaren (M_z) wykazała, że przy zbliżonym stopniu wysortowania i dość zróżnicowanej średniej średnicy ziaren, układ punktów zbliżony jest do trzeciej tendencji ich układu (Mycielska-Dowgiałło 1980) (ryc. 8). Taki układ punktów pozwala na przypisanie środowisku transportującemu materiał wydmowy małej dynamiki i małej zmienności siły transportującej.

Analiza wartości poszczególnych wskaźników uziarnienia pozwala również na stwierdzenie, że wielkość ziaren budujących wierzchowiny wydm jest niezależna od ich wysokości, co wg Coque'a (1962) świadczy o młodym stadium form wydmowych.

W przypadku nielicznych wydm, wartości wskaźników uziarnienia różnią się od wartości przedstawionych w powyższej analizie, które można uważać za reprezentatywne dla form wydmowych występujących na obszarze badań. Może to świadczyć o zróżnicowanym charakterze lokalnych obszarów alimentacyjnych. Szczególnie formy wydmowe występujące na obszarze misy jeziornej suchego obecnie jeziora Iriqui (ryc. II) (wydmy nr 12, 14) oraz na obszarze lokalnych obniżeń bezodpływowych stanowiących ujścia epizodycznych rzek spływających z Jebel Bani (wydmy nr 7, 10, 13, 16), charakteryzują się nieco drobniejszym materiałem i gorszym wysortowaniem związanym z rodzajem podłoża, na powierzchni którego występują (tab. 2a). Ponadto, bliskie zeru wartości skośności osadów wydmowych położonych na obszarze misy jeziornej wskazują na ich równomierny rozkład frakcjonalny.

Wartości wskaźników uziarnienia osadów podłoża (tab. 3) znacznie odbiegają od wartości wskaźników uziarnienia osadów wydmowych. Średnia średnica ziaren podłoża jest w przewadze znacznie mniejsza, ich wysortowanie jest słabe lub średnie, a skośność, w dużej części, ujemna. Znaczna różnica wartości wskaźników uziarnienia osadów podłoża i osadów wydmowych może świadczyć o dłuższym czasie trwania procesów eolicznych, biorąc jednak pod uwagę przedstawione powyżej wyniki badań innych cech teksturalnych, może ona świadczyć również o dużej intensywności procesu eolicznego. Ponadto, wartości wszystkich trzech wskaźników charakteryzujących osady podłoża są bardzo zróżnicowane. Jest to związane, jak już wspomniano, z różnym rodzajem transportu jakiemu te osady podlegały.

Analizując zmienność wskaźników uziarnienia w profilu podłużnym najwyższej wydmy występującej na badanym obszarze (wydma nr 8) (tab. 4) można stwierdzić, że stok dowietrzny oraz zawietrzny charakteryzują się wzrostem wysortowania materiału wraz z wysokością względną, osiągając bardzo dobre wysortowanie w partii wierzchowinowej. Wartości średniej średnicy ziaren materiału tej wydmy są dość zbliżone, choć partie wierzchowinowe budują ziarna nieco drobniejsze, a dół stoku zawietrznego – ziarna nieco grubsze. Po stronie dowietrznej wydmy wskaźnik skośności wzrasta wraz z wysokością. Odpowiada to wzrostowi udziału drobniejszej frakcji w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości. Wskaźnik ten ma maksymalną wartość, dla całej wydmy, po stronie zawietrznej. Na podstawie zmienności powyższych wskaźników można wnioskować o zdecydowanym spadku siły transportującej po stronie zawietrznej wydmy.

Tabela 4. Wskaźniki uziarnienia osadów wydmowych pobranych z profilu podłużnego – wydma nr 8: M_z – średnia średnica ziaren, σ_1 – odchylenie standardowe, Sk_1 – skośność; wg wzorów Folka i Warda (1957).

Położenie	Reg – strona dowietrzna	Podstawa stoku dowietrznego	Środek stoku dowietrznego	Wierzchowina	Góra stoku zawietrznego	Środek stoku zawietrznego	Dół stoku zawietrznego	Reg – strona zawietrzna
σ_1	0,83	0,54	0,39	0,33	0,37	0,37	0,62	1,27
M_z	2,30	2,02	2,54	2,32	2,39	2,58	1,84	1,74
Sk_1	0,00	-0,12	0,20	0,26	0,33	0,26	0,33	-0,39

Powyższa charakterystyka, oparta na analizie wskaźników uziarnienia, potwierdza wnioski z analizy krzywych częstości i krzywych kumulacyjnych uziarnienia.

Wnioski

Na podstawie przeprowadzonej analizy materiałów kartograficznych można stwierdzić, że szybkość rozprzestrzeniania się pól wydmowych na obszarze Coude du Dra jest bardzo duża.

Wyniki analiz sedymentologicznych wskazują na związek rozprzestrzeniania się pól wydmowych z lokalnym źródłem materiału wydmowego oraz na dość niski stopień eolizacji osadu. Świadczą o tym w szczególności:

- nieco gorsze wysortowanie badanych osadów od wysortowania osadów wydmowych innych pustyń gorących,
- dodatnie wartości skośności, wskazujące na częstą dostawę lokalnego materiału źródłowego,
- lokalna współzależność między przebiegiem krzywych częstości osadów wydmowych i osadów podłoża, potwierdzająca tezę o miejscowym źródle badanego materiału wydmowego.

Na związek źródła materiału badanych form wydmowych z lokalnym podłożem, zbudowanym z materiału akumulowanego w środowisku wodnym, wskazują także wyniki analiz składu mineralno-litologicznego (Barczuk, Dłużewski – w tym tomie).

Widoczne różnice w przebiegu krzywych częstości, krzywych kumulacyjnych uziarnienia oraz w stopniu wysortowania osadów wydm wyższych i niższych, pozwalają na stwierdzenie, że proces formowania się wydm wyższych był nieco dłuższy niż wydm niższych.

Na podstawie badań można ponadto stwierdzić, że głównym czynnikiem wpływającym na szybkość rozprzestrzeniania się wydm jest rodzaj podłoża oraz jego zmniejszająca się wilgotność, co ma bezpośredni związek z podatnością lokalnych obszarów alimentacyjnych na proces deflacji. Wydaje się również, że pozostałe czynniki nie miały dotychczas istotnego wpływu na ten proces. Skąpa szata roślinna, czy równinna powierzchnia podłoża, nie spowodowały znaczących zmian dynamiki rozprzestrzeniania się wydm. Wydaje się, że dopiero teraz wyraźne granice morfometryczne, zwłaszcza na północy i na południu badanego obszaru, ograniczą dalsze rozprzestrzenianie się badanego pola wydmowego w tych kierunkach. Kurcząca się systematycznie, z powodu obniżenia poziomu wód gruntowych, szata roślinna może mieć natomiast tylko nieznaczny wpływ na wzrost dynamiki rozprzestrzeniania się pól wydmowych.

Na podstawie przeprowadzonych badań można stwierdzić, że częściowa zmiana czynników pustynnienia z klimatycznych na czynniki związane z lokalnym środowiskiem, w znacznej mierze przyczyniła się do zmiany sposobu oraz szybkości rozprzestrzeniania się pól wydmowych na obszarze Coud du Dra. Zmiana charakteru środowiska związana była, jak już wspomniano, z przesuszeniem utworów powierzchniowych wskutek obniżenia poziomu wód gruntowych. Wydaje się, zgodnie z informacjami zawartymi w ogólnej charakterystyce środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Dłużewski, Krzemień w tym tomie), że proces obniżania się poziomu wód gruntowych spowodowany został przez wybudowanie zapór na zasilającej je rzece Dra.

Można zatem wnioskować, że zaznaczający się obecnie wzrost dynamiki rozprzestrzeniania się pól wydmowych związany jest w znaczący sposób ze wzrostem astrefowego sposobu rozprzestrzeniania się wydm, którego przyczyn należy upatrywać w działalności człowieka.

Literatura

Bagnold R.A., 1941, *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen Co., London.

Barczuk A., 1992, *Petrology of the Precambrian Clastics and the Evolution of the Midcontinent Rift System (USA)*. Arch. Miner. T. XLVIII, 1-2, 123–204.

Barczuk A., Dłużewski M., 2001, *Źródło osadów eolicznych w obniżeniu Khargi (południowy Egipt) na podstawie ich cech teksturalnych*, [w:] J. Pełka-Gościniak, T. Szczypek (red), Dynamiczne aspekty geomorfologii eolicznej, Sosnowiec, 51–61.

Barczuk A., Dłużewski M., 2003, *Skład mineralno-litologiczny jako podstawa do określenia źródła i wskaźnik stopnia eolizacji osadów wydmowych*, [w:] M. Dłużewski (red.) Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko) i jej wpływ na warunki życia ludności. Wyd. „Dialog", Warszawa, 121–134.

Blackwelder E., 1934, *Yardangs.* Bul. of the Geol. Soc. of America, 45, 159–166.

Borsy Z., 1972, *Studies on wind erosion in the wind-blown sand areas of Hungary*. Acta Geogr., Debrecina, 125–134.

Chepil W.S., 1945, *Dynamics of Wind erosion*, I-III. Soil Sci., 60, 305–480.

Coque R., 1962, *La tunisie présaharienne. Etude géomorphologique*. Armand Colin, Paris.

Dłużewski M., 1997, *Ewolucja wybranych pól wydmowych w południowej Tunezji w świetle cech teksturalnych osadów*. Maszynopis pracy magisterskiej, Warszawa.

Dłużewski M., Krzemień K., 2003, *Charakterystyka fizycznogeograficzna regionu Coude du Dra,* [w:] M. Dłużewski (red.) Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko) i jej wpływ na warunki życia ludności. Wyd. „Dialog", Warszawa, 11–44.

Dobrzański B., Uziak S., 1970, *Rozpoznanie i analiza gleb*. PWN, Warszawa.

Dubis L., Dłużewski M., 2002, *Erozyjne formy ostańcowe – jardangi jako wskaźnik tempa deflacji*, [w:] Warsztaty geomorfologiczne, Egipt 5–22. 04. 2002. WGiSR UW, SGP Mat. Konf., Warszawa.

Dymowska T., Dymowski W., Mityk J., Mycielska-Dowgiałło E., 1984, *Cechy teksturalne osadów wydmowych pustyń Azji południowo-zachodniej*. Ann. Soc.Geol. Pol., Kraków.

El-Baz F., Slezak M.H., Maxwell T.A., 1982, *Preliminary Analysis of Color Variations of Sand Deposits in the Western Desert of Egypt,* [w:] Desert Landforms of Southwest Egypt: A Basis for Comparison with Mars. Nat. Aero. and Space Adm., Washington, DC.

Folk R.L., Ward W., 1957, *Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters*, J. Sed. Petrol.

Goździk J., Mycielska-Dowgiałło E., 1988, *Geneza zmatowienia powierzchni dobrze zaokrąglonych ziarn kwarcu w świetle badań w mikroskopie elektronowym*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), Geneza osadów i gleb w świetle badań w mikroskopie elektronowym. UW, 57–64, 162–165.

Kuenen Ph.H., Pedrok W.G., 1961, *Experimental abrasion 5: frosting and defrosting of quartz grains*. Journal of Geology, 70, 648–658.

Lóki J., 2000, *The study of wind erosion on different soil by wind tunnel*, [w:] J. Lóki, J. Szabó, (red.), Anthropogenic Aspect of Landscape Transformation, 1. University of Debrecen, Debrecen, 37–44.

Lóki J., 2001, *Mathematical Correlations of the Erodability of the Genetic Soils*, [w:] J. Pełka-Gościniak, T. Szczypek (red.), Dynamiczne aspekty geomorfologii eolicznej, WnoZ UŚ, SGP, Warszawa, 51–61.

Mycielska-Dowgiałło E., 1980, *Wstęp do sedymentologii (dla geografów)*. WSP w Kielcach, Kielce.

Mycielska-Dowgiałło E., 1988, *Cechy urzeźbienia powierzchni ziarn kwarcu z wydm różnych regionów świata*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), Geneza osadów i gleb w świetle badań w mikroskopie elektronowym. UW. Warszawa, 47–54.

Mycielska-Dowgiałło E., 1992, *Desertification in the light of sedimentological features of dune deposits*, Geogr. Pol.

Mycielska-Dowgiałło E., 1993, *Estimates of Late Glacial and Holocene aeolian activity in Belgium, Poland and Sweden*. Boreas, 22, 165–170.

Mycielska-Dowgiałło E., 1995, *Selected textural features of deposits and their interpretation value*, [w:] Researches of Quaternary sediments, some method and interpretation of the results. WGiSR UW, Warsaw, 29–105.

Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J., (red.), 1995, *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, WGiSR UW, Warszawa.

Piegot L., 1929, *Carte de reconnaissance de l'Iquidi et des régions à l'Ouest de Tabelbala et du Sud de l'Oued Dra (Sahara occidental)*. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., Paris, vol. 2, fasc. 4, 253–263.

Pietrow M.P., 1976, *Pustynie kuli ziemskiej*. PWN. Warszawa.

Tsoar H., Illenberger W., 1998, *Reevaluation of sand dunes mobility indices*. Jour. of Arid Land Studies, 7S, 265–268.

Visher G. S., 1969, *Grain size distribution and depositional processes*, J. Sed. Petrol., 39.

Woronko B., 2001b, *Znaczenie analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej w interpretacji genetycznej osadów czwartorzędowych*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.), Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu, Warszawa, 21–33.

Woronko B., 2003, *Charakter powierzchni ziaren jako wskaźnik stopnia eolizacji osadów wydmowych,* [w:] M. Dłużewski (red.) Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko) i jej wpływ na warunki życia ludności. Wyd. „Dialog", Warszawa, 121–134.

Zingg A. S., 1951, *Evaluation of the erodibility of field surface with a portable wind tunnel*. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 15, 11–17.

Morfologiczna rola koryt rzek epizodycznych Jebel Bani na przykładzie ouedów El Mut i El Feija (Antyatlas)

Bogdana Izmaiłow
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Jagielloński
e-mail: b.izmailow@geo.uj.edu.pl

Kazimierz Krzemień
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Jagielloński
e-mail: k.krzemien@geo.uj.edu.pl

Wstęp

Obszary górskie, niezależnie od strefy klimatycznej, są strefą produkcji materii. Rzeki rozcinające te obszary transportują podczas wezbrań materiał detrytyczny na ich przedpole. Rodzaj i frakcja tego materiału jest związana z cechami środowiska przyrodniczego dorzecza, a ponadto, z reżimem hydrologicznym rzeki. Koryta rzeczne są więc efektem długotrwałych procesów zachodzących w całych dorzeczach. Istnienie odcinków morfodynamicznych w ich profilu podłużnym jest wynikiem ewolucji koryt nawiązującej przeważnie do odporności podłoża.

Celem badań prowadzonych w południowym Antyatlasie było poznanie wykształcenia typowych koryt rzek epizodycznych i ich roli w przeobrażaniu rzeźby tego obszaru. W warunkach ekspedycyjnych należało brać pod uwagę stosunkowo niewielkie systemy korytowe, ze względu na brak czasu i możliwości realizacji szerszych zamierzeń. Do badań wybrano więc jedno z odgałęzień Ouedu el Mut rozcinającego południowe stoki Jebel Bani i Oued el Feija, którego boczne odgałęzienia drenują północny skłon Jebel Bani.

Obszar badań

Badany obszar położony jest na pograniczu Antyatlasu i rozległych, zróżnicowanych pod względem rzeźby obszarów Sahary (ryc. II). Do badań wybrano ouedy rozcinające pasmo Jebel Bani, stanowiące południowe peryferie Antyatlasu. Oued el Feija drenuje północny skłon Jebel Bani i łączy się z Oued Dra na południe od Zagory. Natomiast Oued el Mut rozcina południowy skłon Jebel Bani i dochodzi do rozległego obniżenia zajętego w części przez Oued Dra. Obszar ten jest bardzo ciekawy, ponieważ większość wielkich ouedów wychodzących na przedpole Atlasu gubi swe epizodyczne wody w głębi Sahary, natomiast Oued Dra na południe od Zagory zmienia swój bieg z południkowego na zachodni. Epizodyczne wody wypływające z Atlasu sporadycznie przepływały w stronę Atlantyku. Niestety w wyniku zagospodarowania doliny Dra w wyżej położonym odcinku i budowy zbiorników zaporowych, wody Ouedu Dra nie docierają nawet okresowo w dawne miejsca.

Dolina el Feija należy do dużych dolin Antyatlasu przebiegających równolegle do głównych jego grzbietów. Położona jest między grzbietami Jebel Bani na południu i Jebel Mestra, Jebel Grara i Jebel Amergou na północy. Zlewnia badanego ouedu o powierzchni 1875,2 km^2 położona jest w wysokości od ok. 1962 m n.p.m. na grzbiecie Grara na NW do ok. 600 m n.p.m. przy połączeniu z Ouedem Dra. Długość Ouedu el

Feija wynosi ok. 100 km. Zlewnię tego ouedu budują: od NW utwory prekambryjskie takie jak andezyty, trachity, granity oraz dolomity i czerwone piaskowce kwarcytyczne; ku południowi obszar ten budują kambryjskie dolomity oraz zielone piaskowce ilaste i piaskowce kwarcytyczne. Południową część zlewni w rejonie Jebel Bani budują różnego rodzaju ordowickie piaskowce kwarcytyczne i piaskowce ilaste. Skały osadowe w całym obszarze badań zapadają monoklinalnie na S pod kątem kilku stopni, od najstarszych do najmłodszych.

Dno doliny Ouedu el Feija o szerokości od 1 do 16 km wyścielają utwory plejstoceńskie i holoceńskie budujące rozległe stożki napływowe i poziomy terasowe. Rozległe stożki napływowe budują przeważnie utwory piaszczysto-żwirowe, ale im bliżej wylotów z ouedów u ich nasady frakcja materiału wzrasta do głazowej. Samo koryto o szerokości od kilkunastu do kilkudziesięciu m wycięte jest przeważnie w żwirach i piaskach.

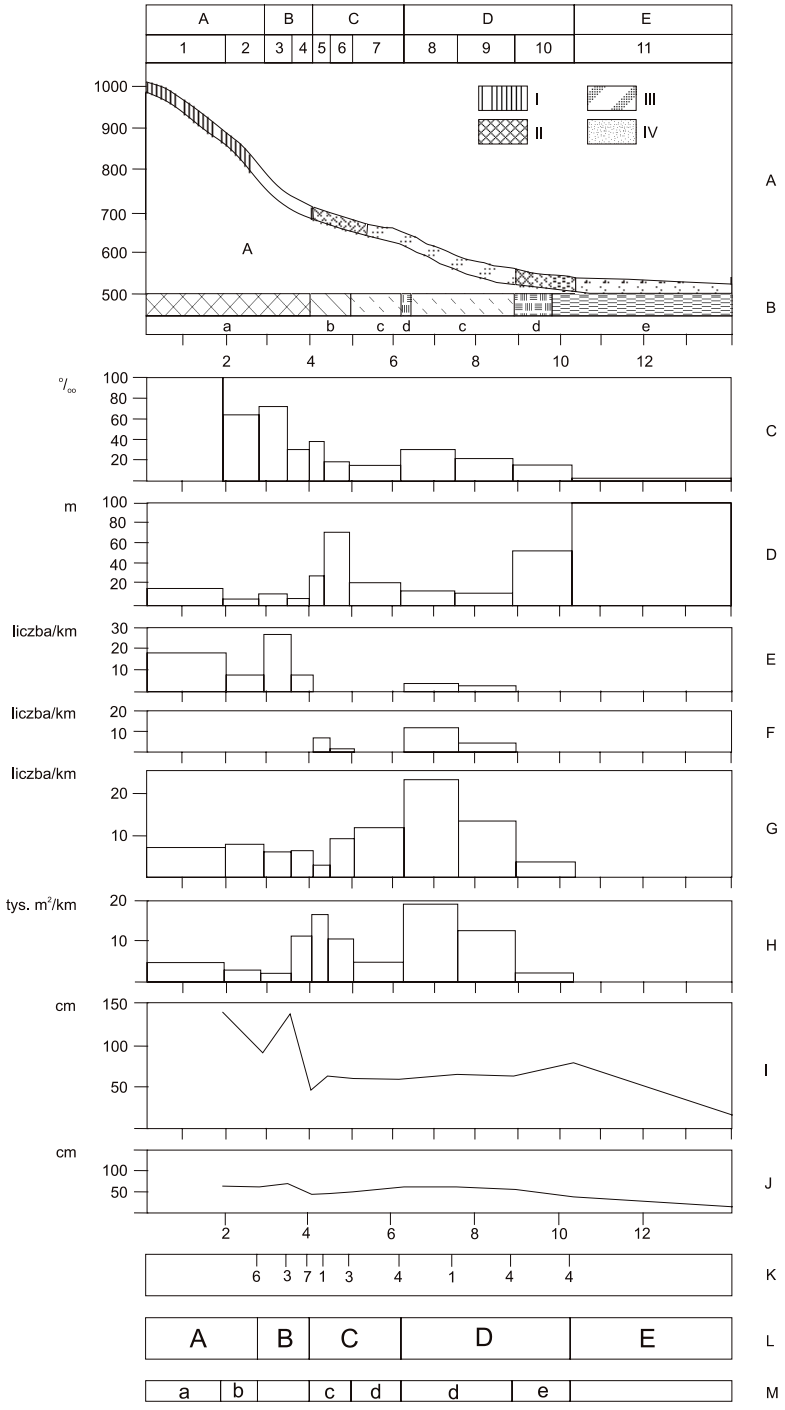
W obrębie szerokiego dna doliny Ouedu el Feija występują fragmenty pięciu poziomów teras akumulacyjnych lub utrwalonych glacis, przeważnie lokalnie nadbudowane stożkami napływowymi. Poziomy te pochodzą z pięciu okresów pluwialnych. Każdy z nich odpowiada przeważnie glacjałowi i okresowi interglacjalnemu. Są to od najstarszych: Salétien (Günz), Amirien (Mindel), Tensiftien (Rïss), Soltanien (Würm), Rharbien (postglacjał) (Coque 1977). Dolina Ouedu el Feija jest asymetryczna. Zbocza lewe, północne są długie i mało nachylone. Zbocza prawe, południowe są krótkie i strome. Również do tej asymetrii nawiązuje dno doliny. Dno doliny na lewym brzegu Oued el Feija jest szerokie i pochylone na S, dno doliny na prawym brzegu jest bardzo wąskie. W obrębie dna doliny największe powierzchnie zajmują terasy i stożki napływowe z pluwiału Amirien (Mindel + interglacjał Mindel/Riss), najlepiej wykształcone na N od ouedu. W obrębie tego poziomu w pobliżu Zagory powstały w ostatnich latach trzy barchany, będące na różnym etapie rozwoju.

Oued el Mut jest typową formą rozcinającą południowy skłon grzbietu Jebel Bani między Foum Zguid a Tagounite i nie podlega większym wpływom antropogenicznym. Zlewnia badanego ouedu o powierzchni 44,5 km^2 położona jest w wysokości od około 1110 m n.p.m. na grzbiecie Jebel Bani do 540 m n.p.m. na jego przedpolu, w rejonie rozległego obniżenia zajętego przez Oued Dra (Erg Souar) (ryc. II). Obszar ten budują w większości piaskowce ordowickie różnych formacji Jebel Bani (ryc. 2). W kierunku wschodnim Jebel Bani rozgałęzia się na dwa grzbiety: północny Jebel Bani I i południowy Jebel Bani II. Na północy badany obszar buduje formacja Rouid-Aïssa. Są to głównie szaro-fioletowe i zielone piaskowce oraz różowe piaskowce kwarcytyczne. Piaskowce te zapadają monoklinalnie na południe pod kątem około 6°. Ich strop w wielu odcinkach pokrywa się z powierzchnią stoku lub z dnem ouedu. Utwory te są pocięte regularnymi spękaniami ciosowymi. Szczeliny wzdłuż spękań ciosowych są poszerzane dzięki wietrzeniu i odprowadzaniu materiału. Wzdłuż szczelin zakładane są linie spływu wody i koryta. Utwory te według mapy geologicznej wykonanej na podstawie badań Destobres'a z okresu 1959–86, pocięte są siatką licznych regularnych uskoków (Carte Géologique du Maroc 1989). Można mieć wątpliwości czy wszystkie linie są uskokami. Utwory te ogólnie są odporne na wietrzenie i rozcinanie.

Na utworach formacji Rouid-Aïssa zalega monoklinalnie ordowicka formacja górna Ktaoua. Jest to seria bardzo mało odpornych, szarozielonych kruchych iłów z cienkimi wkładkami piaskowców. Utwory te budują podnóże typowego progu strukturalnego. Na tej serii zalega monoklinalnie ordowicka formacja dolna Bani II. Są to głównie średnio odporne pastelowe piaskowce i piaskowce kwarcytyczne. W obrębie tych utworów, w badanym obszarze, lokalnie występują jurajskie intruzje dolerytowe jako dajki i sille. W kierunku południowym zalega monoklinalnie formacja górna Bani II. Są to piaskowce z ziarnami różnej wielkości oraz bardziej odporne piaskowce kwarcytyczne z konglomeratami. Utwory te są stosunkowo odporne. U podnóża Jebel Bani występują fragmenty pięciu poziomów teras akumulacyjnych lub utrwalonych glacis, przeważnie lokalnie nadbudowane stożkami napływowymi. Poziomy te pochodzą z pięciu okresów pluwialnych. Są to od najstarszych: Salétien, Amirien, Tensiftien, Soltanien, Rharbien (postglacjał) (Coque 1977, Carte Géologique du Maroc 1989).

Obszar między podnóżem Jebel Bani a Ouedem Dra zajęty jest przez napływowe utwory piaszczysto-żwirowe oraz ruchome piaski występujące w rejonie: Erg el M'hazil, Erg Abilia i Erg Souar.

Omawiany obszar badań w rejonie Jebel Bani położony jest w klimacie wybitnie suchym. Średnia suma opadów rocznych z wielolecia dla stacji meteorologicznej w Zagorze wynosi od 40,7 mm (Capot-Rey 1953b – na podstawie okresu 1931–1945) do 59,7 mm (Dubief 1963), natomiast dla położonej najbliżej badanego obszaru stacji Tagounite, średnia suma opadów rocznych wynosi 52,9 mm (Rapp. hydrologique



Ryc. 1. Struktura i typologia koryta Ouedu el Mut.
A – Profil podłużny koryta: I – wychodnie skalne, II – koryto skalne z łachami rumowiskowymi, III – koryto wycięte w grubofrakcyjnym rumowisku rzecznym, IV – koryto w obrębie stożka napływowego, B – budowa geologiczna: a – formacja de Rouid-Aïssa, piaskowce szarofioletowe i zielone oraz różowe piaskowce kwarcytyczne, b – formacja górna du Ktaoua, szarozielone kruche iły słabo piaskowcowe, c – formacja dolna Jebel Bani II, pastelowe piaskowce i piaskowce kwarcytyczne, d – formacja górna Jebel Bani II, piaskowce z ziarnami różnej wielkości oraz piaskowce kwarcytyczne z konglomeratami, e – utwory poziomów teras akumulacyjnych lub utrwalonych glacis przeważnie lokalnie nadbudowane stożkami napływowymi, C – spadek koryta, D – szerokość koryta, E – liczba progów skalnych na 1 km, F – liczba podcięć na 1 km, G – liczba łach na 1 km, H – powierzchnia łach w m^2 na 1 km, I – frakcja maksymalna w cm, J – imbrykacja maksymalnych otoczaków w cm, K – liczba granic, L – typy koryta, M – podtypy koryta.

sur la région de l'Oued Dra 1969 – na podstawie okresu 1932–1967). Ogólnie na przedpolu Atlasu średnie opady roczne wynoszą od 35 do 100 mm (Przybyłek 1993). Potencjalne parowanie roczne w badanym obszarze wynosi około 3000 mm. Największe średnie wieloletnie sumy miesięczne opadów atmosferycznych na stacji w Zagorze dochodzą do 11,8 mm i występują od września do grudnia. Według Capot-Rey'a (1953b) opady dobowe powyżej 30 mm mogą występować jesienią i zimą. Są one zwykle gwałtowne i mogą przekraczać jednorazowo wielkość średniego opadu rocznego. Z geomorfologicznego punktu widzenia opady te są najistotniejsze, powodują bowiem powstawanie lokalnych rzek epizodycznych, które gwałtownie przekształcają swoje koryta. Według Roche'a (1973) w latach 1901–1967 bardzo wysokie przepływy Saoury na przedpolu Atlasu wystąpiły 40 razy, a więc średnio co 1,7 roku. W wieloleciu 1901–1950 czas przepływu w ouedach Guir i Saoura na przedpolu Atlasu wynosił średnio 13,5 dnia w ciągu roku (Dubief 1963). Na podstawie porównań świeżości form korytowych w Ouedzie Dra w rejonie Mhamid, a więc na przedpolu Atlasu, i form w Ouedzie el Mut można wnioskować, że ouedy w rejonie Jebel Bani prowadzą wody znacznie rzadziej, może raz na kilka lat. Można zatem wnioskować, że tylko wtedy są one przemodelowywane, podobnie jak w innych sąsiednich obszarach (Bousnina 1977, Przybyłek 1993, Dłużewski i in. 2000).

Według Ambroggiego i Chouberta (1952) woda rzadko pojawia się w Ouedzie Dra w rejonie Mhamid, zdecydowanie rzadziej w rejonie dawnego jeziora Iriqui, ze względu na duże parowanie, irygację w wyżej położonych odcinkach doliny i infiltrację w dnie ouedu.

Metody badań

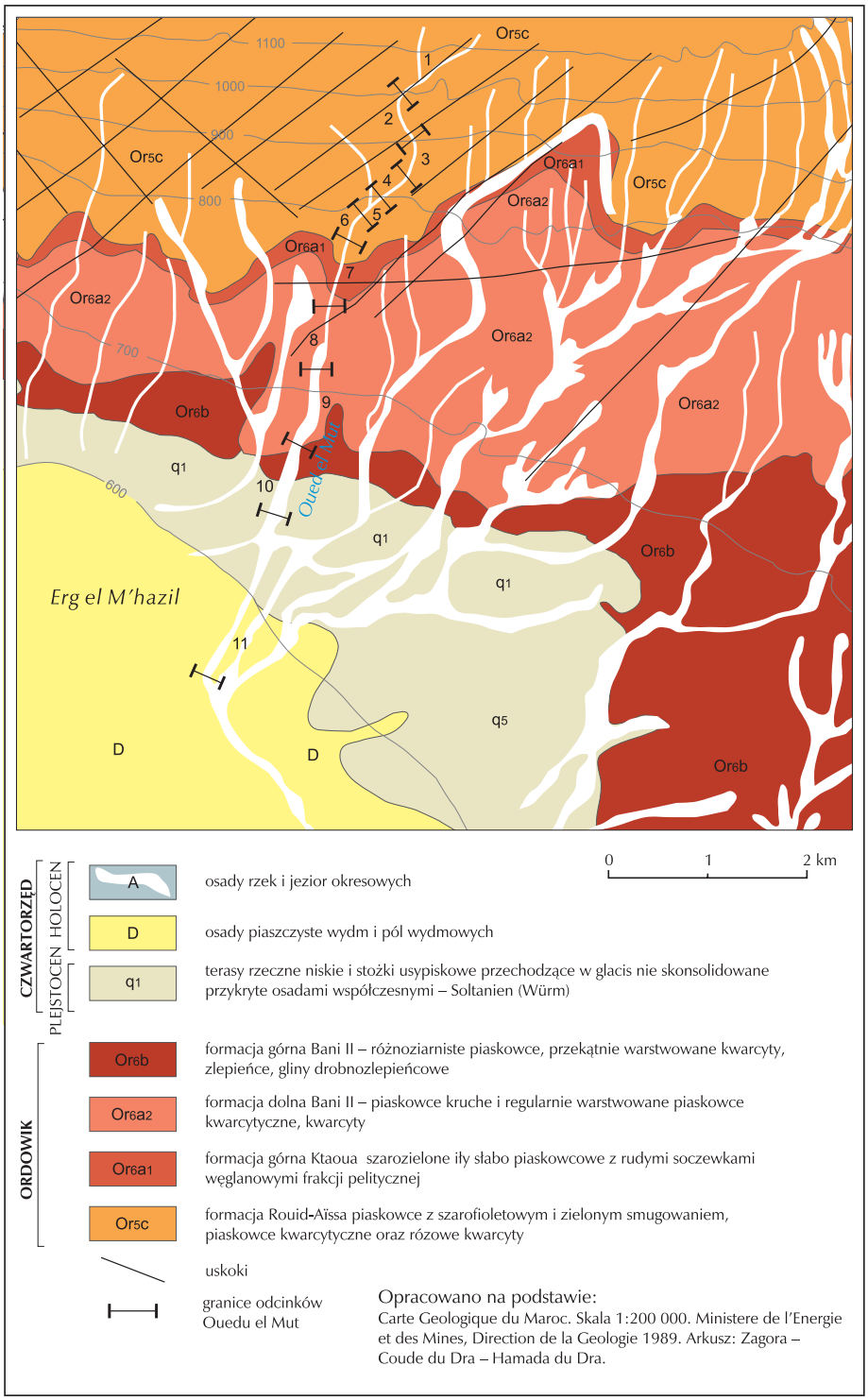
Badania terenowe w rejonie Jebel Bani zostały przeprowadzone w marcu 2001 r. i w lutym 2005 r. Do szczegółowych badań struktury koryta Ouedu el Mut zastosowano metodę kartowania koryt w oparciu o specjalny raptularz i instrukcję (Kamykowska i in. 1999). Metoda ta została wypracowana w różnych obszarach górskich, szczególnie w Karpatach. W jednorodny sposób skartowano cały system korytowy Ouedu el Mut.

Na podstawie przebiegu koryta w planie i charakterystyki form korytowych wyznaczono podstawowe odcinki koryta, które następnie poddano szczegółowej analizie. Charakterystyka koryta w tych odcinkach polegała na określeniu: cech jakościowych i ilościowych koryta, form erozyjnych i akumulacyjnych, rodzaju rumowiska oraz stopnia zabudowy koryta. Wszystkie pomiary wykonano kiedy w korycie nie było świeżych śladów spływu wody. Dzięki założeniu obozu na przedpolu Jebel Bani, w terenie przemieszczano się pieszo. Łącznie skartowano i scharakteryzowano 11 odcinków koryta Oued el Mut o całkowitej długości 14 km (ryc. 1, 2). Koryto Ouedu el Feja badano w sposób przeglądowy poprzez badania patrolowe na całej jego długości, aby poznać główne prawidłowości jego wykształcenia oraz wykształcenia ouedów rozcinających północny skłon Jebel Bani. Badania te prowadzono przy użyciu samochodu. W opracowaniu wykorzystano mapy topograficzne 1:200 000, 1:250 000 oraz mapę geologiczną 1:200 000 (Carte Topographique du Maroc 1948, 1991, Carte Géologique du Maroc 1989).

Charakterystyka koryt

Badane koryto Ouedu el Mut jest bardzo zróżnicowane. Dotyczy to jego przebiegu w planie, profilu podłużnego, profilu poprzecznego oraz liczby i rozmiarów form (ryc. 1).

Przebieg koryta w odcinkach 1–10 nawiązuje bardzo wyraźnie do wykształcenia samej doliny, której kręty przebieg związany jest ze strukturą podłoża. Natomiast koryto w odcinku 11. wycięte jest w obrębie rozległego stożka napływowego na przedpolu Jebel Bani. W pierwszych czterech odcinkach na wykształcenie koryta zasadniczy wpływ miała tektonika badanego obszaru. Przebieg koryta nawiązuje bowiem do przebiegu spękań ciosowych i uskoków tektonicznych. Przebieg koryta w tych odcinkach można zatem określić jako zygzakowaty. W odcinkach 1–2 koryto zajmuje dno doliny wciętej do głębokości 10–15 m i o szerokości bardzo zróżnicowanej, wynoszącej 5–15 m, a lokalnie tylko 1–2 m. Dolina ta wycięta jest w gruboławicowych piaskowcach zapadających monoklinalnie na S. Jej zbocza są strome, w górnych odcinkach są przeważnie pionowe, a poniżej występuje stok usypiskowy o nachyleniu około 31°. Dno koryta stanowią przeważnie podłogi skalne o nachyleniu równym około 6–7° zgodnie ze spadkiem koryta. Podłogi skalne poprzedzielane są progami skalnymi o wysokości od 0,5 do 2,5 m, a lokalnie nawet do 3–4 m. Poniżej progów wycięte są kotły skalne o głębokości od 0,5 do 1,0 m, a lokalnie do 2–3 m.



Ryc. 2. Mapa geologiczna obszaru Oued El Mut.

W odcinkach 3–4 koryto ma przebieg prostolinijny lub kręty. Dolina jest tu słabo wykształcona. Koryto wycięte jest w uszczelinionych piaskowcach kwarcytycznych i kwarcytach zapadających monoklinalnie na S. Analizowane koryto rozcina w niewielkim stopniu pochyłe wychodnie piaskowców, które budują południowy skłon Jebel Bani. W dolnej części odcinka 3. ma miejsce bifurkacja koryta w obrębie rozległego stożka napływowego. Podczas wezbrań epizodyczne wody mogą rozdzielać się na dwie części, zasilając ku wschodowi sąsiedni oued należący do systemu Ouedu el Mut. W odcinku 4. koryto wykształcone jest w rozległym obniżeniu na kontakcie odpornych piaskowców i mało odpornych iłów. W odcinkach niżej położonych (5–7) dolina wyraźnie się rozszerza, wycięta jest w mało odpornych utworach, a koryto w tych odcinkach jest roztokowe. W jego obrębie wzdłuż brzegów wyraźniejszych koryt rosną pojedyncze niewielkie drzewa i krzewy akacjowe. Poniżej, w odcinkach 8–10, koryto ma przebieg regularnie kręty. W końcowej części odcinka 9. koryto ma przebieg kręty, wycięte jest w litym podłożu. W jego obrębie znajdują się nieliczne strefy akumulacji materiału. W odcinku 10. dno koryta jest wyścielone grubym rumowiskiem. W odcinku 11. koryto ma przebieg roztokowy w obrębie rozległego stożka napływowego.

Profil podłużny koryta Ouedu el Mut jest niewyrównany: wypukło-wklęsło-wypukło-wklęsły (ryc. 1). Profil ten jest bardzo dobrze dowiązany do struktury podłoża. W górnym biegu (w odcinkach 1–3) koryto wycięte jest w litym podłożu zbudowanym z piaskowców formacji Rouid-Aïssa, w którym wypreparowane są liczne wysokie progi skalne. W czwartym odcinku profil koryta jest wklęsły, co wiąże się z występowaniem wychodni małoodpornych iłów formacji górnej Ktaoua. W odcinkach 5–6 koryto wycięte jest w iłach formacji górnej Ktaoua (ryc. 1). W odcinku 7. koryto wycięte jest w piaskowcach kwarcytycznych formacji dolnej Bani II. W tym odcinku w korycie występują podłogi skalne o wysokości do 1 m na przemian ze strefami akumulacji rumowiska. Są to rozległe łachy rumowiskowe. Kolejny załom wypukły występuje w rejonie wychodni piaskowców o zróżnicowanej wielkości ziaren i piaskowców kwarcytycznych z konglomeratami. W niżej położonych odcinkach 8–9 koryto wycięte jest w piaskowcach kwarcytycznych, na przemian w litej skale i w rumowisku rzecznym. W odcinkach tych występują tylko nieliczne i niskie progi skalne o wysokości do 0,5 m i kotły skalne o głębokości od 0,5 do 1,2 m. Poniżej koryto wycięte jest już w rumowisku rzecznym. W odcinku 10. jest ono grubofrakcyjne, o wielkości materiału dochodzącej nawet do 1,0 m (średnio od 2 do 20 cm). W odcinku 11. wielkość materiału zdecydowanie maleje, początkowo do 10–20 cm, a następnie do 2–5 cm i do frakcji piaszczystej. W odcinkach 10–11 koryto jest ogólnie wyrównane, bez większych załomów.

Największe spadki, od 60‰ do 100‰, występują w trzech pierwszych odcinkach (ryc. 1). Ogólnie biorąc spadek nieregularnie maleje do 16‰ w końcu odcinka 7., a następnie rośnie w odcinku 8. do 30,8‰. W niżej położonych odcinkach spadek regularnie maleje do 1,4‰. Nie stwierdzono wyraźnego oddziaływania dopływów na wielkość spadku i kształt profilu podłużnego.

Profil poprzeczny koryta Oued el Mut zbliżony jest przeważnie do trapezowego, rzadziej do prostokątnego czy trójkątnego. Jedynie w odcinku roztokowym jest on nieregularny. Szerokość i głębokość badanego koryta są również bardzo zróżnicowane. W odcinkach skalnych jego średnia szerokość wynosi przeważnie od 4,5 do 15 m. Lokalnie jest ona ograniczona nawet do 1–2 m, natomiast w odcinkach aluwialnych jest znacznie większa. W odcinkach 5–7 szerokość koryta wynosi od 22 do 70 m, natomiast w odcinkach 10–11 wzrasta od 55 do ponad 100 m. Wysokość brzegów koryta Ouedu el Mut jest największa w odcinkach skalnych i wynosi od 1 do 11 m. Znaczne zróżnicowanie koryta w poszczególnych odcinkach może wpływać na warunki transportu rumowiska.

Łachy korytowe i podcięcia brzegowe najliczniej występują w odcinkach o przebiegu krętym, w środkowej części profilu podłużnego koryta (ryc. 1). Liczba łach na 1 km wzrasta dość regularnie z biegiem koryta, aż do odcinka 8. Następnie ich liczba maleje do przedpola Jebel Bani. W odcinku 11. trudno określić liczbę łach, ponieważ na rozległym stożku o bardzo małym spadku zaznaczają się liczne zanikające kanały spływu epizodycznych wód, a niewielkie deniwelacje uniemożliwiały policzenie i pomierzenie pojedynczych form – dlatego na ryc. 1 nie zaznaczono wyników. Ogólnie biorąc, powierzchnia depozycji materiału jest tu największa i może dochodzić do 100 tysięcy m^2/km^2. Pod względem liczby łach odcinki 4–6 nie wyróżniają się, jednak rozmiary form w nich występujących są stosunkowo duże. W całym profilu podłużnym Ouedu el Mut zaznaczają się trzy strefy depozycji materiału przedzielone strefami erozji, czyli większego odprowadzania materiału klastycznego. Pierwsza strefa depozycji to odcinki 4–6, druga występuje w odcinkach 8–9 i trzecia na stożku napływowym w odcinku 11. Największa liczba podcięć związana jest z krętym przebiegiem koryta w odcinkach 5–9. Największa liczba podcięć/km występuje w odcinku 8. (ryc. 1).

Maksymalna frakcja rumowiska znacznie zmienia się z biegiem koryta (ryc. 1). W odcinkach 1–2 maksymalny wymiar materiału zmniejsza się z 1,38 do 0,89 m, a następnie rośnie w odcinku 3. do 1,36 m. W odcinkach 4–10 wymiar ten rośnie z 0,45 m do 0,81 m, co niewątpliwie związane jest ze wzrostem energii rzeki epizodycznej. W całym odcinku 10. dno koryta wyścielone jest grubofrakcyjnym rumowiskiem na całej jego szerokości. Materiał ten dostarczany jest okresowo z wyżej położonych odcinków, a lokalnie z otoczenia koryta. W wyżej położonych partiach, jedynie w odcinkach 5–6 dno koryta wyścielone jest na całej szerokości różnofrakcyjnym rumowiskiem. W materiale tym wycięte są koryta o głębokości od 0,5 do 2,5 m i bardzo zróżnicowanej szerokości dochodzącej lokalnie nawet do 100 m. W odcinku 11. maksymalna frakcja rumowiska fluwialnego wyraźnie ulega zmniejszeniu. Na początku tego odcinka dochodzi do 20 cm, a następnie zmniejsza się do kilku centymetrów i jest to głównie materiał piaszczysto – żwirowy.

Struktura koryta Ouedu el Mut

Po szczegółowej analizie cech koryta Ouedu el Mut, jego form i rumowiska korytowego, autorzy podjęli próbę poznania prawidłowości wykształcenia struktury koryta. W tym celu została przeprowadzona typologia odcinków koryta w oparciu o metodę analizy granic odcinków (Kaszowski, Krzemień 1999). Na podstawie cech ilościowych i jakościowych oraz rodzaju podłoża sporządzono zestawienie typologiczne dla podstawowych odcinków badanego koryta (ryc. 1). Następnie przeanalizowano tendencje wszystkich cech koryta i wykonano zestawienie liczby granic odcinków charakteryzujących się określoną tendencją. W dalszym etapie przeprowadzono ocenę ważności tych granic. Najczęściej powtarzające się granice uznano za granice typów koryta, a mniej liczne – podtypów (ryc. 1). W korytowym systemie fluwialnym Ouedu el Mut wydzielono 5 typów koryt. Oznaczono je literami od A do E. Typy te charakteryzują się określoną dominującą funkcją w całym systemie korytowym. Ponadto wydzielono 5 podtypów (a-e), różnicujących w niewielkim stopniu wydzielone typy odcinków koryta.

Typ A to typowe koryto modelowane epizodycznie przez erozję wgłębną. Wycięte jest w litym podłożu. Lokalnie jego dno zasypane jest grubofrakcyjnym rumowiskiem transportowanym podczas zdarzeń o bardzo dużym natężeniu lub dostarczanym ze zboczy doliny. Koryto jest przeważnie wcięte w dno głębokiej doliny typu gardzieli. W omawianym typie koryta wyróżniono dwa podtypy „a" i „b". Koryto podtypu „a" jest szersze z dużą liczbą progów skalnych założonych głównie na ławicach skalnych. Lokalnie w środkowej części odcinka 1. w kotłach skalnych założonych na szczelinach występuje woda. Są to mało wydajne źródła dające odpływ na odcinkach kilkudziesięciometrowych. Źródła te służą jako miejsca poboru wody dla ludzi i wypasanych kóz. W pobliżu w korycie rosną filodendrony i jedna palma. Brzegi koryta tego podtypu na znacznych długościach zbudowane są z różnofrakcyjnego materiału. Przestrzenie między słabo obtoczonymi okruchami wypełnione są materiałem bardzo drobnym, a nawet pylastym. Całość sprawia wrażenie jakby materiał ten był transportowany niedawno jako spływ gruzowo-błotny. Po dokładnej obserwacji okazuje się, że jest on silnie scementowany. Koryto podtypu „b" jest węższe i głębiej wcięte, bardziej dopasowane do struktury podłoża tzn. w dnie głębokiej gardzieli i przy brzegach wszelkie strefy o mniejszej odporności są bardziej wyerodowane. Liczne są w tej części koryta przewieszki i podcięcia. Koryto jest w większym stopniu pozbawione rumowiska.

Typ B to odcinki koryta (3–4) bardzo płytko wcięte w podłoże, które stanowią monoklinalnie zapadające na S piaskowce kwarcytyczne i kwarcyty. Koryto tego typu wycięte jest w litej skale, występują tu przeważnie podłogi skalne. Jedynie lokalnie w odcinku 3. zaznacza się strefa akumulacji rumowiska. W tej części występuje rozcięty stożek napływowy, w którym koryto bifurkuje. Podczas zdarzeń o dużym natężeniu woda wraz z materiałem klastycznym odpływa częściowo do sąsiedniej doliny. Wskazują na to dobrze zaznaczające się w terenie ślady płynięcia wody i materiału.

Typ C reprezentują trzy odcinki koryta wycięte głównie w aluwiach, w materiale stosunkowo drobnym (0,1–20 cm). Najwięcej drobnego materiału, nawet piaszczysto–żwirkowego, występuje w dnie koryta w odcinku 5. Koryto wycięte jest w dnie szerokiej doliny w strefie występowania mało odpornych szarozielonych iłów. Jest ono roztokowe, o szerokości do 70 m, podlegające przekształceniom po rzadko występujących większych wezbraniach. Lokalnie na brzegach kanałów występują pojedyncze drzewa akacjowe i kolczaste krzewy, które je stabilizują. Koryto podtypu „c" jest szersze i typowo roztokowe. Koryto podtypu „d" jest wycięte w aluwiach, lokalnie w litej skale. Występują tu stosunkowo liczne łachy rumowiskowe o niewielkich rozmiarach.

Koryto **typu D** ma przebieg kręty. Nawiązuje ono do krętego przebiegu doliny. Koryto wycięte jest w litej skale. Lokalnie jego dno jest rumowiskowe. Materiał ten zalega cienką warstwą na podłożu skalnym. Na zakolach występują podcięcia skalne o wysokości od 8 do 12 m, z których może być dostarczana do koryta zwietrzelina. W korycie podtypu „d" występują liczne łachy, których powierzchnia w odcinku 8 zajmuje nawet 18 tysięcy m^2/km (ryc. 1). W obrębie odcinków z łachami występują pojedyncze niewielkie akacje. Dno koryta podtypu „e" wyścielone jest grubofrakcyjnym rumowiskiem rzecznym. Skalne zbocza doliny mogą wskazywać na stosunkowo cienką warstwę aluwiów w jego dnie.

Typ E reprezentuje odcinek 11. Koryto w tym odcinku jest roztokowe. Poszczególne kanały tego typu koryta słabo zaznaczają się w rozległej strefie o szerokości ponad 100 m. Frakcja materiału fluwialnego bardzo wyraźnie ulega zmniejszeniu od piaszczysto-żwirowo-głazowej do piaszczysto-żwirkowej, a w przedłużeniu odcinka 11. materiał ten przechodzi w piaszczysty. Strefy międzykanałowe porośnięte są kępami suchorostów. Im dalej na południe od Jebel Bani, tym roślinność krzaczasta gęściej pokrywa strefę rozległego stożka napływowego z licznymi kanałami koryta roztokowego. W obrębie tego typu koryta trudno wydzielić podtypy, ponieważ w profilu podłużnym nie zaznaczają się skokowe zmiany.

Ogólnie struktura koryta nawiązuje do rozwoju doliny rozcinającej zaproża kolejnych, coraz niżej położonych progów strukturalnych. Z tego powodu dojrzewanie koryta zachodzi równocześnie w kilku odcinkach, w nawiązaniu do lokalnej bazy erozyjnej.

Wykształcenie koryta Ouedu el Feija i koryt bocznych rozcinających Jebel Bani

Koryto Ouedu el Feija jest stosunkowo mało zróżnicowane. Na całej długości wycięte jest przeważnie w pokrywach głazowo-piaszczysto-żwirowych. Jego szerokość wynosi od kilku do kilkudziesięciu metrów. Jest płytko wcięte w podłoże. Lokalnie w pobliżu Zagory jego głębokość wzrasta do 3–4 m. Na znacznych odcinkach jest ono typu roztokowego. Dziczenie koryta bardzo wyraźnie wzrasta na ostatnich 40 km, szczególnie od okolic Zagory do połączenia z Ouedem Dra. Koryto tego ouedu jest zbliżone do **typu E** w systemie korytowym Ouedu el Mut. Różnica polega jedynie na tym, że jest większe i głębiej wcięte. W profilu podłużnym ouedu frakcja materiału fluwialnego bardzo wyraźnie ulega zmniejszeniu od piaszczysto-żwirowo-głazowej do piaszczysto-żwirkowej. Strefy międzykanałowe porośnięte są kępami suchorostów. Koryto to na całej długości jest źródłem materiału eolicznego, nawet podczas stosunkowo niewielkich podmuchów wiatru. Podczas badań terenowych na całej długości obserwowano proces wywiewania materiału z koryta. Wywiewany materiał piaszczysto-pylasty akumulowany jest w samym korycie, a także na rozległym poziomie terasowym wieku Amirien (Mindel) koło Zagory, gdzie zaczynają się rozwijać barchany, od form inicjalnych po dobrze wykształcone. Rozmieszczenie tych barchanów i ich wykształcenie wskazuje na narastanie depozycji eolicznej w tej strefie.

Boczne ouedy rozcinające północny skłon Jebel Bani są krótkie, o długości ok. 1,5–3,0 km. Są wycięte na czole progu strukturalnego. Dopasowują się więc do odporności podłoża, tworząc zwężenia i rozszerzenia. Ich profile podłużne charakteryzują się dużą nieregularnością przebiegu i bardzo dużymi spadkami, od 133‰ do 200‰. Koryta wycięte są głównie w litym podłożu, a jedynie przy połączeniach z Ouedem el Feija utworzyły się u ich wylotu krótkie stożki napływowe, w których wycięte są płytkie koryta. Pod względem wykształcenia koryta te najbardziej podobne są do **typu A i B** w systemie Ouedu el Mut. Ich dna mają jednak większy spadek i są bardziej zasypane rumowiskiem. Podczas zdarzeń o dużym natężeniu woda wraz z materiałem klastycznym dopływa do Ouedu el Feija. Materiał grubofrakcyjny zostaje na stożkach napływowych, a do głównego koryta dociera przeważnie materiał piaszczysto-żwirowy.

Ouedy rozcinające północny skłon Jebel Bani w porównaniu ze skłonem południowym reprezentują koryta **typu A i B** i przechodzą bezpośrednio w Ouedzie el Feija w system koryta **typu E**.

Dynamika koryt

O dynamice koryta można wnioskować na podstawie jego ogólnego wykształcenia oraz na podstawie form korytowych i materiału, który podlega transportowi podczas wezbrań.

W profilu podłużnym koryta Ouedu el Mut występują odcinki skalne i aluwialne (ryc. 1). Do odcinka 9. koryto wycięte jest przeważnie w litym podłożu skalnym. Jedynie w odcinkach 5–6, a także 10–11 wycięte jest ono w aluwiach. W odcinkach skalnych dno koryta stanowią podłogi skalne lub podłogi skalne z lokalnymi zwałowiskami rumowiska, które uległo depozycji w strefach rozszerzeń koryta lub poniżej głębokich kotłów skalnych. W odcinkach 7–9 podłogi skalne przedzielone są typowymi łachami rumowiskowymi o miąższości 1–1,2 m. Łachy te w odcinkach krętych występują przeważnie poniżej zakoli. Rumowisko korytowe zdeponowane na łachach składa się przeważnie z piaskowców kwarcytycznych i różowych kwarcytów. W odcinkach aluwialnych występuje więcej materiału drobnego, szczególnie w odcinkach 5–6. W odcinkach tych znaczny procent rumowiska korytowego stanowią okruchy iłołupków i cienkoławicowych piaskowców pochodzenia lokalnego. Materiał ten szybko ulega eliminacji poprzez rozkruszanie i nie zaznacza się w rumowisku korytowym w odcinkach niżej położonych. W odcinku 10. dno koryta pokryte jest rumowiskiem wynoszonym z wyżej położonych odcinków. Na podstawie wykształcenia dna doliny i jej zboczy można sądzić, że rumowisko to może stanowić pokrywę o miąższości 2–2,5 m. Dopiero na przedpolu Jebel Bani, w odcinku 11, pokrywy te mogą mieć większą miąższość, a materiał fluwialny staje się coraz drobniejszy, tzn. od 1–20 cm na początku odcinka, do 1–5 cm w jego końcowej części.

Podczas badań terenowych w korycie Ouedu el Mut zwracano uwagę na wykształcenie łach rumowiskowych oraz na materiał wyraźnie zimbrykowany. Materiał ten jest dobrym wskaźnikiem warunków transportu podczas wezbrań i możliwości transportowych epizodycznej rzeki. Materiał zimbrykowany musiał być transportowany podczas ostatnich wysokich przepływów. Z pomiarów tych wynika, że podczas dużych wezbrań w korycie badanego ouedu może być przemieszczane rumowisko znacznych rozmiarów (ryc. 1). W odcinkach 1–4 materiał ten ma znaczne rozmiary, od 0,45 do 1,38 m. W odcinkach niżej położonych materiał ten zwiększa rozmiary aż do 0,81 m w odcinku 10, a następnie bardzo gwałtownie zmniejsza się, do rozmiaru poniżej 0,2 m na stożku napływowym w odcinku 11. Autorzy przypuszczają, że rumowisko takich rozmiarów transportowane jest rzadko i na niewielkie odległości. Świadczy o tym wykształcenie łach rumowiskowych i materiał na ich powierzchniach. Szansę na przebycie większych odległości mogą mieć otoczaki 15–25 cm. Badane koryto podlega największym przeobrażeniom głównie wskutek erozji wgłębnej, redepozycji i lokalnej erozji bocznej, tylko podczas wielkich wezbrań związanych z gwałtownymi opadami występującymi prawdopodobnie raz na kilkadziesiąt lat. Na podstawie badań terenowych można wnosić, że współczesne modelowanie koryta Ouedu el Mut jest bardzo zróżnicowane w profilu podłużnym. Ze względu na stosunkowo wysokie położenie grzbietu Jebel Bani i znaczne spadki koryta (100–30‰) w odcinkach 1–4, koryto to podlega prawdopodobnie częściej modelowaniu nawet podczas mniejszych wezbrań. Świadczy o tym obecność źródeł w odcinku 1., scementowane pokrywy budujące brzegi do około 1,0 m wysokości i bardzo długie odcinki koryta skalnego bez drobnego rumowiska korytowego. Całość tego segmentu kończy się aluwialnym odcinkiem typu C, gdzie występuje wyraźne koryto roztokowe. Wyrazistość form fluwialnych zmniejsza się wyraźnie pod koniec odcinka koryta typu C. Należy nadmienić, że pokrywy fluwialne scementowane w obrębie brzegów występują jedynie w odcinkach 1–2.

Według modelu S.A. Schumma (1977) system fluwialny można podzielić na trzy zróżnicowane funkcjonalnie strefy (subsystemy): strefę produkcji materii, strefę transferu (strefa tranzytowa) materii i strefę depozycji, gdzie na przedpolu wyżej położonego obszaru na stożku napływowym lub w obrębie delty ma miejsce akumulowanie materiału. Model ten możliwy jest do zastosowania w badanym terenie, w skali ogólnej. Górna część zlewni badanego ouedu jest na ogół strefą produkcji materiału, strefa w odcinkach 8–9 to strefa z dominującym przemieszczaniem rumowiska, a od odcinka 10. jest to strefa depozycji rumowiska. Analizując szczegółowiej badany system fluwialny należy zwrócić uwagę na jego większą złożoność. Ze względu na wykształcenie rzeźby badanego terenu i jego budowę geologiczną, można wyróżnić dwa główne człony. Pierwszy z nich, obejmujący odcinki 1–2, stanowi pierwszą strefę produkcji rumowiska fluwialnego, natomiast odcinek 3. to strefa częściowej depozycji materiału. Jednak odcinek 3., a także odcinek 4. można zaliczyć do strefy tranzytu materiału fluwialnego. Odcinek 5. to strefa depozycji rumowiska korytowego. Odcinek 6. to strefa dużej dostawy mało odpornego materiału zwietrzelinowego ze zboczy doliny. W niżej położonych odcinkach, aż do odcinka 8., przeważa tranzyt rumowiska. Występują tu, w obrębie podłóg skalnych, dobrze wykształcone łachy rumowiskowe, w większości zbudowane z drobnego materiału. Rumowisko o frakcji maksymalnej powyżej 0,6 m buduje przeważnie najwyżej położone w profilu poprzecznym łachy rumowiskowe, które są efektem największych zdarzeń. W odcinkach tych

zaznacza się względna regularność wykształcenia koryta, występują bowiem odcinki charakterystyczne dla koryt żwirodennych z wyraźnymi przegłębieniami i płyciznami, a więc typowy system "pools and riffles" (Leopold i in. 1964). W korycie tym przemiały (riffles) odpowiadają łachom rumowiskowym, a plosa (pools) obniżeniom w obrębie koryta. W odcinkach 9–10 zaznacza się natomiast inna rzeźba. W obrębie dna koryta pojawiają się bowiem odcinki w miarę regularnie wykształcone, przedzielone strefą o większym nagromadzeniu rumowiska grubego o maksymalnej transportowanej frakcji. Strefy takie nazywane są w literaturze "channel steps" (Bowman 1977). Progi tego typu wykształcone są szczególnie w odcinku 10. Strefy większego nagromadzenia materiału grubego charakteryzują się większym spadkiem; są to strefy depozycji grubego materiału podczas kulminacji wezbrania. W strefie suchej zostały one dobrze poznane w odcinkach ujściowych ouedów dochodzących do Morza Martwego (Bowman 1977). Według D. Bowmana (1977) obecność tych progów (channel steps) jest wskaźnikiem dla koryta tranzytowego między górnym biegiem, gdzie w korycie dominuje materiał niewysortowany, i dolnym biegiem, gdzie materiał jest lepiej wysortowany. Obecność progów (rapids) jest więc mechanizmem samoregulującym rozkład materiału większych rozmiarów w korycie i jest wskaźnikiem początków sortowania rzecznego.

Ogólnie koryto Ouedu el Mut podlega największym przeobrażeniom głównie wskutek erozji wgłębnej, o czym świadczą duże powierzchnie podłóg skalnych w jego profilu podłużnym. Erozja wgłębna zaznacza się szczególnie w początkowych odcinkach 1–4. Z odcinków tych wynoszone jest słabo obtoczone rumowisko i jest ono deponowane w odcinkach koryta typu C. Na podstawie wykształcenia dna można stwierdzić, że prawdopodobnie koryto to jest częściej modelowane niż koryto w odcinkach niżej położonych. Świadczą o tym podłogi skalne idealnie wyczyszczone z rumowiska korytowego. Wynoszony materiał jest z kolei deponowany chaotycznie w odcinkach niżej położonych.

W korycie typu C (odcinki 5–7) ma miejsce wytracanie energii epizodycznej rzeki w korycie roztokowym. Ponadto ma tu miejsce duża dostawa ze zboczy doliny mało odpornego materiału lokalnego. W odcinkach niżej położonych dochodzi do zapoczątkowania powstawania regularnych form korytowych, a więc i do zapoczątkowania sortowania materiału korytowego. W odcinku 11. następuje gwałtowne zmniejszanie się energii epizodycznej rzeki i stopniowe zmniejszanie się rumowiska korytowego. Pojedyncze formy fluwialne są tu słabo wykształcone, jedynie w rozległym stożku napływowym wycięte są płytkie koryta o słabo zaznaczających się granicach. Wskazuje to na rzadkie kształtowanie fluwialne tych powierzchni. Pod tym względem, zdecydowanie lepiej wykształcone są koryta większych ouedów położonych na wschód od Ouedu el Mut.

Ouedy rozcinające północny skłon Jebel Bani, podobnie jak ouedy skłonu południowego, w górnej części są prawdopodobnie częściej modelowane wskutek erozji wgłębnej, o czym świadczą znaczne powierzchnie podłóg skalnych w ich profilach podłużnych. Z koryt tych słabo obtoczone rumowisko wynoszone jest do Ouedu el Feija. Na podstawie wykształcenia den tych koryt na skłonie północnym i południowym można stwierdzić, że prawdopodobnie są one częściej modelowane niż koryto Ouedu el Feija. Świadczą o tym podłogi skalne idealnie wyczyszczone z rumowiska korytowego. Wynoszony materiał jest z kolei deponowany chaotycznie na stożkach napływowych i w samym Ouedzie el Feija.

Wnioski

Struktura koryt rejonu Jebel Bani, zarówno na skłonie północnym jak i południowym, nawiązuje do głównych etapów rozwoju rzeźby badanego obszaru charakteryzującego się monoklinalnym ułożeniem skał podłoża. Rozcinanie zaproży progów strukturalnych i stref czołowych nawiązuje w bardzo dużym stopniu do uskoków tektonicznych i systemu spękań ciosowych oraz do litologii podłoża.

Występujące w profilu podłużnym Ouedu el Mut cztery główne człony morfodynamiczne nawiązują w dużym stopniu do ogólnego wykształcenia rzeźby i budowy geologicznej. Pierwszy człon związany jest głównie z erozyjnym rozcinaniem skalnego podłoża i wynoszeniem bardzo zróżnicowanego materiału do szerokiego dna doliny w drugim członie. W strefie tej następuje akumulacja grubego materiału oraz wynoszenie materiału stosunkowo drobnego do niżej położonych odcinków. W trzecim członie ma miejsce erozyjne rozcinanie podłoża i wynoszenie wyerodowanego materiału na przedpole Jebel Bani. W końcowej części odcinka 10. następuje akumulacja najgrubszego materiału, natomiast drobniejszy (poniżej 20 cm) wynoszony jest na bardziej odległe obszary przedpola tego grzbietu, do szerokiego obniżenia, w którym wykształcona jest dolina Dra.

Na skłonie północnym systemy ouedów są słabiej wykształcone i ograniczają się tylko do strefy erozji w obrębie skalnego podłoża i wynoszenia bardzo zróżnicowanego materiału klastycznego do dna Ouedu el Feija, skąd materiał stosunkowo rzadko wynoszony jest w niższe położenia, aż do Ouedu Dra. W strefie tej następuje bardziej selektywny transport stosunkowo drobnego materiału do niżej położonych odcinków.

Ogólnie biorąc, morfologiczna rola ouedów rozcinających skłon północny i południowy Jebel Bani jest zróżnicowana. Na podstawie wykształcenia koryt i śladów spływu wody można stwierdzić, że tylko z największych ouedów na skłonie południowym materiał jest wynoszony na dalsze przedpole Jebel Bani i jest w ich dnach lepiej wysortowany. Na skłonie północnym materiał klastyczny deponowany jest w Ouedzie el Feija. Na stożkach napływowych w przedłużeniu mniejszych ouedów oraz w obrębie dużych ouedów zaznacza się działalność eoliczna. Działalność wiatru powoduje jednak w niewielkim stopniu zacieranie wyrazistości form fluwialnych. W długim okresie rola procesów fluwialnych w wynoszeniu materiału na przedpole Jebel Bani jest bardzo zróżnicowana. Świadczą o tym rozmiary powierzchni stożków napływowych z różnych okresów. Na podstawie mapy geologicznej można wnosić, że największa rola procesów fluwialnych w kształtowaniu tego obszaru miała miejsce w okresie pluwialnym Tensiftien (Riss). W najbliższej okolicy badanego ouedu największe powierzchnie stożków napływowych zachowały się z okresu holocenu i czasów współczesnych. Współcześnie, morfologiczna rola ouedów rozcinających Jebel Bani związana jest z erozyjnym modelowaniem ich koryt wskutek wynoszenia produktów erozji na przedpole Jebel Bani podczas rzadko występujących wezbrań. Na podstawie zachowania form fluwialnych można wnosić, że zdarzenia te występują średnio raz na kilkanaście lat, a jedynie w górnym odcinku badanego Ouedu el Mut i ouedów na skłonie północnym zdarzenia te mogą występować nieco częściej.

Literatura

Ambroggi R., Choubert G., 1952, *Anti-Atlas et Valée du Dra*, [w:] A. Robaux (red.), Hydrogéologie du Maroc. Notes et Mémoires N 97, Rabat.

Bousnina A., 1977, *Les precipitations pluvieuses dans le sud est Tunisien*. Mémoire de C.A.R. Faculté des Lettres, Tunis.

Bowman D., 1977, *Stepped – bed morphology in arid gravelly channels*. Geological Society of America Bulletin, vol. 88.

Capot-Rey R., 1953b, *Le Sahara Français*. Paris.

Carte Géologique du Maroc. Skala 1 : 200 000. Ministère de l'Energie et des Mines. Direction de la Géologie, Rabat 1989. Arkusz: Zagora – Coude du Dra – Hamada du Dra.

Carte Topographique du Maroc. Skala 1 : 200 000, Institut Géographique National – l'Annexe du Maroc, Rabat 1948 (na podstawie pomiarów z 1932 roku). Arkusz Coude du Dra.

Carte Topographique du Maroc. Skala 1 : 250 000. Direction de la Conservation, Foncière et des Travaux Topographiques, Division de la Cartographie, Rabat 1991. Arkusz Masmuda.

Carte Topographique du Maroc. Skala 1 : 250 000. Direction de la Conservation, Foncière et des Travaux Topographiques, Division de la Cartographie, Rabat 1991. Arkusz Tissint.

Coque R., 1977, *Géomorphologie*. Armand Colin, Paris.

Dłużewski M., Dziurzyński T., Smolska E., 2000, *Współczesne modelowanie koryt rzek okresowych w południowej Tunezji na przykładzie Ouedu Gabès*, [w:] Stacjonari ta Ekspierimentalni Dostidżenija Sydacznogo Relfoutworienija, Lviv.

Dubief J., 1963, *Contribution au problème des changements du climat survenus au cours de la période couverte par les observations météorologique faites dans le Nord de l'Afrique*. Arid Zone Res., 20.

Kamykowska M., Kaszowski L., Krzemień K., 1999, *River channel mapping instruction, Key to the river bed description*, [w:] K. Krzemień (red.), River channels, Pattern, structure and dynamics, Prace Geogr. IGUJ, 104.

Kaszowski L., Krzemień K., 1999, *Mountain river channel classification systems*, [w:] K. Krzemień (red.), River channels – pattern, structure and dynamics, Prace Geogr., IGUJ, 104.

Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P., 1964, *Fluvial processes in geomorphology*, San Francisco.

Przybyłek J., 1993, *Hydrogeologia Sahary w rejonie masywu Eglab (Algierska Sahara Zachodnia*. Wyd. Naukowe UAM, Poznań.

Rapport hydrologique sur la région de l'Oued Dra, 1969: Min. Trav. Publiques, Rabat.

Roche M. A., 1973, *Hydrogéologie de la Haute Saoura (Sahara nord – occidental)*. Publ. du Serv. géol. de l'Algérie, Alger.

Schumm S. A., 1977, *The fluvial system*. John Wiley & Sons, New York.

Nebki – formy wymuszonej akumulacji eolicznej*

Maciej Dłużewski
Instytut Nauk Fizycznogeograficznych
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
e-mail: dluzewski@uw.edu.pl

Lidia Dubis
Katedra Geografii Stosowanej i Kartografii
Wydział Geografii, Uniwersytet im. Iwana Franka we Lwowie
e-mail: dubis@mail.lviv.ua

Barbara Woronko
Instytut Nauk Fizycznogeograficznych
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
e-mail: bworonko@uw.edu.pl

Nebki są efemerycznymi formami będącymi efektem wymuszonej akumulacji eolicznej za przeszkodą roślinną (ryc. 1). Akumulacja materiału wynika ze zmniejszenia prędkości strumieni powietrza w obrębie przeszkody roślinnej i za nią, gdy roślina jest zwarta, lub tylko w jej cieniu, gdy roślinę można określić jako „przewiewną". Ze schematu przebiegu strumieni powietrza przez przeszkodę roślinną (ryc. 2) wynika, że największa ilość piasku jest akumulowana bezpośrednio za rośliną. Jest to związane z wytworzeniem się obszaru obniżonego ciśnienia i gwałtownym zmniejszeniem się prędkości wiatru. Ilość zakumulowanego piasku maleje wraz ze wzrostem odległości od przeszkody. Akumulację powodują nie tylko strugi powietrza przepływające bezpośrednio nad przeszkodą, ale także przepływające obok przeszkody, za którą zmieniają rodzaj ruchu na wirowy.

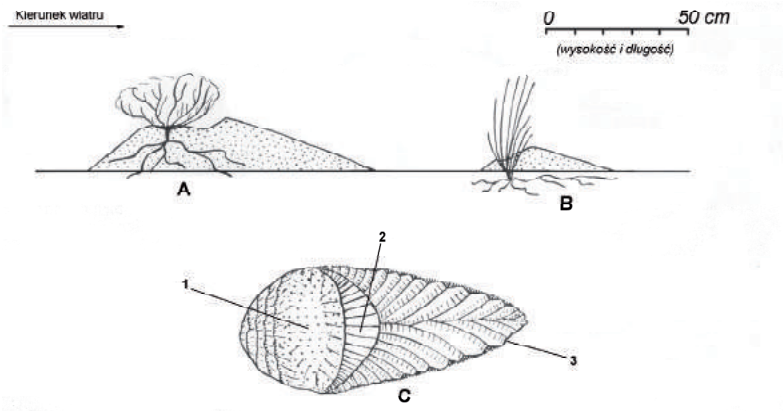
Nebki są nieodłącznym elementem rzeźby obszarów suchych i półsuchych. Występują wokół oaz (Pietrow 1962, Dłużewski i in. 2002), na najniższych terasach rzek okresowych (Coque 1962, Tengberg 1994), jak również na obrzeżach wysychających jezior (Kosmowska-Suffczyńska 1980, Gunatilaka, Mwango 1987, Dłużewski i in. 2000). Tam też upatruje się źródła materiału budującego nebki (Tengberg 1994). Natomiast według Szczypka (1994) występowanie nebek nie ogranicza się do wymienionych obszarów, ich rozmieszczenie jest chaotyczne – nie wykazuje żadnych prawidłowości. Niejednokrotnie nebki są porównywane do zasp tylnych (Szczypek 1994), czy do tzw. wydm cieni rozwijających się na wybrzeżach morskich (Hesp 1981), czy też do tzw. coppies dunes (Tengberg, Chen 1998). Powstanie nebek bardzo często wiązane jest z obniżeniem się poziomu wód gruntowych i wynikającą z tego zmianą w gęstości szaty roślinnej (Gile 1975, Pietrow 1976).

Powszechnie uważa się, że wymiary nebek są ściśle uwarunkowane rodzajem oraz rozmiarami roślin, za którymi jest akumulowany materiał (Tengberg 1994 i in., Tengberg, Chen 1998). Przypuszcza się, że dużą rolę w kształtowaniu tych form odgrywają również cechy teksturalne materiału, siła i zmienność wiatru oraz czas trwania procesu (Coque 1962, Tengberg, Chen 1998). Orientacja ich osi dłuższej zmienia się każdorazowo, gdy zmienia się kierunek aktywnego wiatru.

Wyniki dotychczasowych badań pokazują, że stosunek wysokości przeszkody roślinnej do długości formy zawiera się w przedziale od 1:6 do 1:8 (1:6 wg Pietrowa 1976, 1:7 bądź 1:8 wg Kosmowskiej-Suffczyńskiej 1980). Pomiary tego typu form z rejonu szottu Dżerid (Środkowa Tunezja) pokazują natomiast,

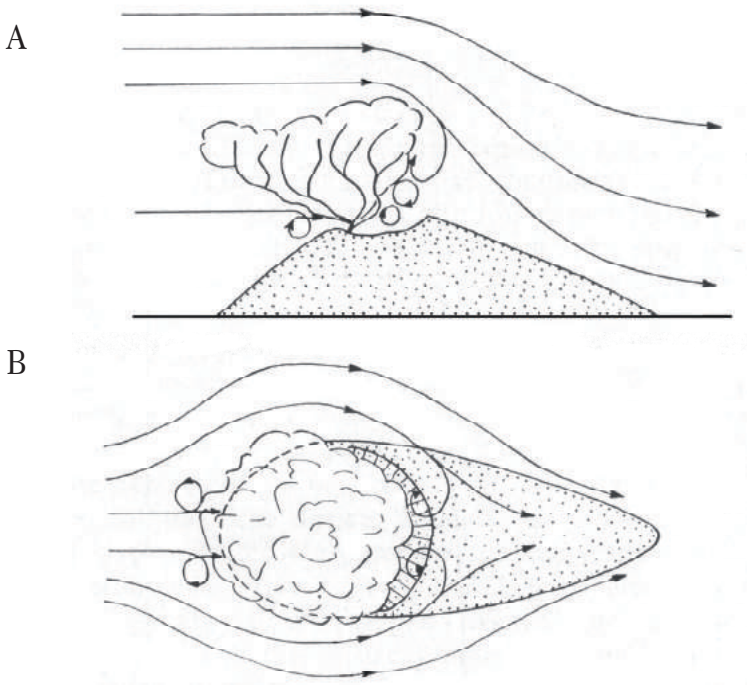
* Artykuł publikowany w książce pt.: Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko) i jej wpływ na warunki życia ludności pod redakcją Macieja Dłużewskiego, Wydawnictwo Akademickie Dialog, Warszawa 2003, s. 135–155.

że stosunek ten wynosi od 1:10 do 1:23, co tłumaczy się obecnością skorupy gipsowej na ich powierzchni, która chroni formę przed przewiewaniem i sprzyja jej rozbudowywaniu, zarówno jeżeli chodzi o wysokość, jak i długość (Dłużewski i in. 2000).



Ryc. 1. Schemat nebki (wg Coque'a 1962). A – forma za przeszkodą roślinną krzaczastą z gatunku *arfej*, B – forma za przeszkodą roślinną trawiastą z gatunku *drinn*, C – części składowe nebki: 1. wierzchowina, 2. misa deflacyjna, 3. część dystalna nebki (ogon).

Uważa się, że nebki są formami mało atrakcyjnymi pod względem geomorfologicznym, dlatego też nie poświęca się im szczególnej uwagi. Wynika to z przeświadczenia, że są to formy mało zróżnicowane morfometrycznie, których geneza została już wyjaśniona. Nie tworzą one ponadto znaczących form w krajobrazie (Szczypek 1994).



Ryc. 2. Schemat przebiegu strumieni powietrza przez przeszkodę roślinną (wg Coque'a 1962). A – przekrój, B – rzut.

Wyniki badań przeprowadzonych na obszarze Coude du Dra odbiegają od powyższych stwierdzeń. Wykazały one, że nebki te mają zróżnicowane cechy morfometryczne, a ponadto odmienne od opisywanych cech nebek występujących w innych regionach. Istotnym uzasadnieniem podjęcia badań nebek występujących na obszarach narażonych na proces pustynnienia jest fakt, że są one formami wpływającymi na ograniczenie dynamiki rozprzestrzeniania się pól wydmowych.

Metody badań

Badaniami zostały objęte trzy pola nebek (ryc. II), różniące się morfologią form, jak również charakterem podłoża, na którym występowały. Na badanym obszarze występowały jedynie nebki małe, tzn. takie, których wysokość nie przekracza 40 cm. W obrębie każdego pola przebadano co najmniej 10 form, mierząc długość, wysokość i szerokość nebki oraz wysokość i szerokość rośliny, za którą następowała akumulacja. Wykonano również pomiary azymutu nebek oraz kierunku i prędkości wiatru, który wiał w czasie wykonywania pomiarów. Wśród badanych form wyróżniono takie, które miały jedynie charakter akumulacyjny, jak również takie, których morfologia jest związana z erozyjną działalnością wiatru. Szczególną uwagę poświęcono analizie wzajemnych relacji nebka-podłoże. Wykonane zostały również analizy uziarnienia materiału budującego badane formy.

Wyniki badań

Pole nebek numer 1

Pole nebek nr 1 znajduje się w zachodniej części regionu Coude du Dra, we wschodniej części obniżenia wyschniętego obecnie jeziora Iriqui (ryc. II). Rozwijają się one na zwięzłym, ilastym podłożu, na powierzchni którego stwierdzono obecność niewielkich poligonów z wysychania, o powierzchni kilkunastu centymetrów kwadratowych.

Przedstawione poniżej wyniki opierają się na analizie morfometrycznej 32 nebek, akumulowanych za przeszkodą roślinną przez wiatr wiejący z sektora NE (tab. 1). Azymut ich dłuższej osi wynosi od 49 do 67°. Nebki te należą do form małych, ponieważ ich przeciętna wysokość wynosi około 15 cm. Były one akumulowane za roślinami słonolubnymi z gatunku arfej, których wysokość mieści się w przedziale od 15 do 43 cm. Z pomiarów wynika, że istnieje dość duża korelacja między wysokością rośliny i wysokością nebki (ryc. 3). Długość badanych form nie przekracza 3 m. Występują one w dwóch klasach długości: około 1,5 m oraz około 2,5 m (tab. 1, ryc. 3). Na długość badanych form ma istotny wpływ zarówno wysokość, jak i szerokość przeszkody roślinnej (ryc. 4, 5). W przypadku badanych form stosunek wysokości do długości wynosi od 1:4 do 1:28 (średni 1:15). Podobne wyniki zostały uzyskane jedynie w przypadku nebek obrzeżenia szottu Dżerid (środkowa Tunezja). Nieproporcjonalnie duża długość nebek, w stosunku do ich wysokości, była tam tłumaczona obecnością oskorupienia, które chroni osad przed przewiewaniem i zmianą orientacji osi nebki, nawet w czasie silnego wiatru (Dłużewski i in. 2000). W przypadku nebek występujących na badanym obszarze nie stwierdzono oskorupień na ich powierzchni. Szerokość badanych form wykazuje bardzo dużą zależność od szerokości przeszkody roślinnej (ryc. 6).

Nebki zbudowane są z materiału charakteryzującego się dużym podobieństwem do materiału wydm występujących w zachodniej części badanego obszaru. Są to luźne piaski średnio i drobnoziarniste (ryc. 7), o średniej średnicy ziaren (M_z) wynoszącej 2,88 Φ, średnio wysortowane (σ_1=0,51) o równomiernym rozkładzie uziarnienia (Sk_1=–0,01). Transport materiału odbywał się w znacznej przewadze w procesie saltacji, na co wskazują krzywe kumulacyjne uziarnienia wykreślone w skali prawdopodobieństwa (ryc. 8).

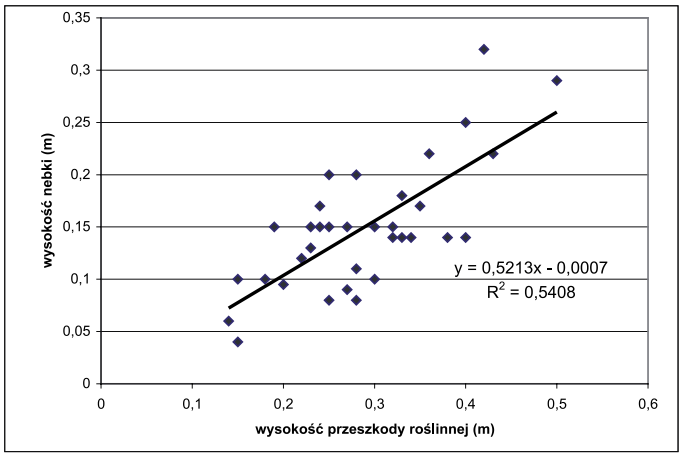
Wydaje się, że duża długość nebki w stosunku do jej wysokości, nietypowa dla większości nebek występujących na obszarach klimatu suchego i półsuchego, pozbawionych oskorupienia, związana jest z nieznaczną wysokością przeszkody roślinnej, a w konsekwencji z małą wysokością formy.

Pomiary kątów nachylenia stoków wykazały nieznaczną asymetrię badanych form. Stoki o ekspozycji NW mają w większości mniejsze nachylenie, niż stoki SE (ryc. 9). Różnice dochodzą nawet do 10° i są prawdopodobnie związane z erozją stoku SE i akumulacją na stoku NW, spowodowaną przez wiatr południowo-wschodni, prostopadły do osi podłużnej nebki. Stok o ekspozycji SE stał się stokiem dowietrznym. Siła wiatru jednak była na tyle mała, że nie następowała reorientacja nebek. Zaobserwowano,

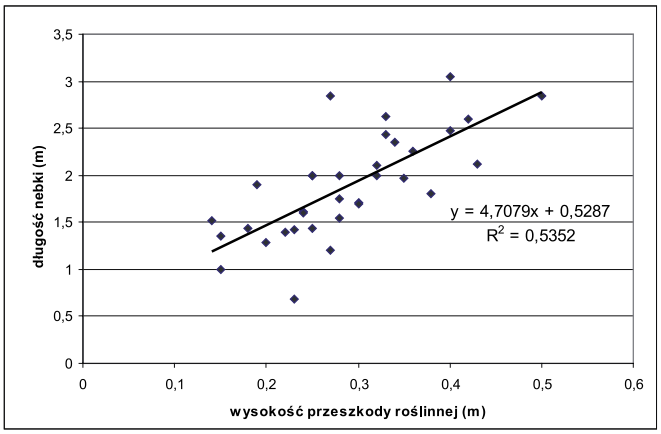
że w miejscu, gdzie miąższość piasku jest najmniejsza, następuje skręt tej części nebki, wraz z kierunkiem wiejącego wiatru. Natomiast w części centralnej nebki i tuż za rośliną, gdzie miąższość piasku jest największa, dochodziło do rozwiewania i zwiększania kąta nachylenia stoku. Kosmowska-Sufczyńska (1980) w kotlinie Palmyry na Pustyni Syryjskiej stwierdza podobną asymetrię stoków i również wiąże ją z erozją. Asymetrię stoków nebek obserwuje się również w utrwalonych skorupą gipsową nebkach szottu Dżerid (Tunezja). W tym przypadku jest ona jednak wynikiem dobudowywania stoku dowietrznego w czasie występowania wiatru o kierunku prostopadłym do osi nebki, czyli zmniejszenia kąta nachylenia przez poszerzenie nebki od strony dowietrznej.

Tabela 1. Cechy metryczne nebek i przeszkód roślinnych – pole nr 1.

Azymut osi dłuższej	długość nebki	szerokość nebki	wysokość nebki	wysokość przeszkody roślinnej	szerokość przeszkody roślinnej	nachylenie stoku NW	nachylenie stoku SE
(stopnie)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(stopnie)	(stopnie)
54	3,05	0,92	0,14	0,40	0,60	-	-
54	1,52	0,32	0,06	0,14	0,30	-	-
61	2,00	0,75	0,15	0,25	0,61	19	27
58	1,00	0,28	0,04	0,15	0,28	27	16
61	2,47	1,16	0,25	0,40	0,90	27	17
67	2,00	1,00	0,20	0,25	0,85	18	29
54	1,75	0,83	0,20	0,28	0,75	27	27
58	2,00	0,65	0,15	0,32	0,60	10	14
58	1,80	0,70	0,14	0,38	0,55	10	27
57	1,55	0,62	0,08	0,28	0,55	16	16
57	1,35	0,63	0,10	0,15	0,55	14	19
54	1,62	0,70	0,15	0,24	0,65	34	30
55	1,42	0,45	0,13	0,23	0,52	28	29
49	1,44	0,62	0,08	0,25	0,55	10	18
54	1,44	0,50	0,10	0,18	0,42	6	16
55	1,90	1,02	0,15	0,19	0,67	10	16
57	2,12	0,88	0,22	0,43	0,75	24	28
57	1,60	0,85	0,17	0,24	0,50	10	22
63	2,84	0,87	0,15	0,27	0,83	24	23
75	2,85	1,50	0,29	0,50	1,05	19	16
59	2,25	1,08	0,22	0,36	0,95	12	27
67	2,62	1,22	0,18	0,33	1,02	16	20
58	1,97	0,86	0,17	0,35	0,68	18	26
54	2,44	1,14	0,14	0,33	0,80	10	20
57	2,60	1,40	0,32	0,42	1,11	8	19
45	2,10	1,07	0,14	0,32	0,80	7	18
61	2,35	1,20	0,14	0,34	0,72	9	18
61	0,68	0,92	0,15	0,23	0,70	18	27
61	2,00	0,60	0,11	0,28	0,54	14	21
54	1,71	0,68	0,15	0,30	0,75	10	18
63	1,69	0,49	0,10	0,30	0,36	27	21
62	1,29	0,46	0,95	0,20	0,32	35	24
64	1,20	0,53	0,09	0,27	0,35	15	18
54	1,40	0,56	0,12	0,22	0,70	3	16



Ryc. 3. Zależność wysokości nebki od wysokości przeszkody roślinnej – pole nr 1.



Ryc. 4. Zależność długości nebki od wysokości przeszkody roślinnej – pole nr 1.

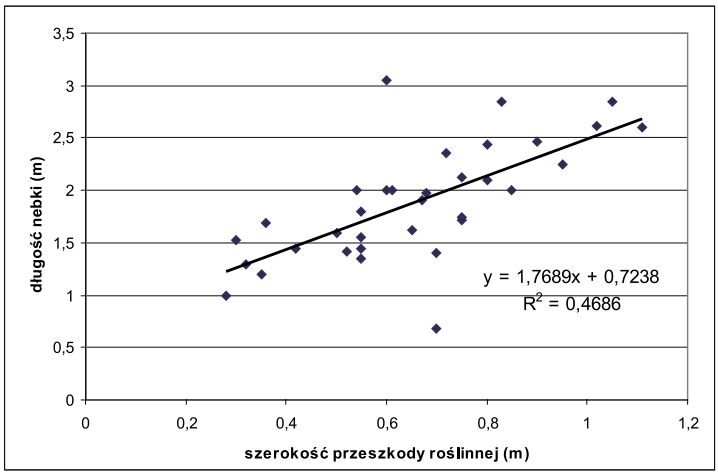
Pole nebek numer 2

Drugie z badanych pól nebek znajduje się również w zachodniej części badanego obszaru (ryc. II). Podobnie jak w przypadku pola nr 1, nebki tworzą się na zwięzłym, ilastym i spękanym poligonalnie podłożu. Były one akumulowane, podobnie jak w przypadku pola nr 1, za roślinami słonolubnymi z gatunku *arfej*, przy wietrze wiejącym z sektora NE; azymuty form wynoszą około 58° (tab. 2). Wysokość badanych form wynosi od 16 do 41 cm, długość od 1,08 do 2,82 m, natomiast średnia wysokość przeszkód roślinnych wynosi około 35 cm. Stosunek wysokości nebek do ich długości wynosi od 1:7 do 1:10. Podobne dane podawane są dla tego typu form występujących w różnych regionach świata (Pietrow 1976, Kosmowska-Suffczyńska 1980, Tengberg, Chen 1998).

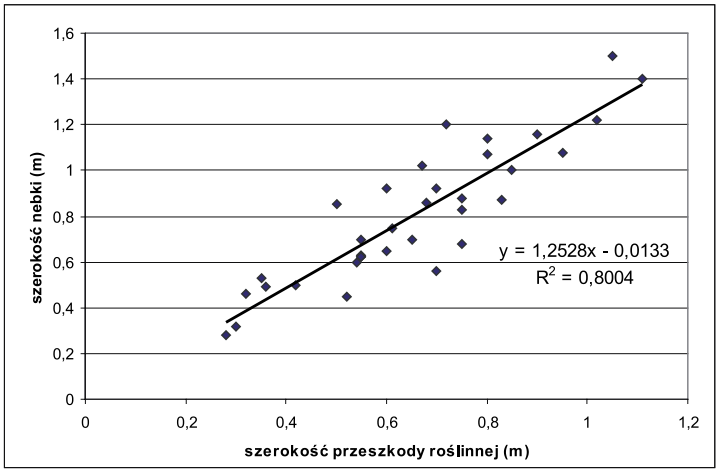
Nebki występujące na polu nr 2 charakteryzują się podobnym składem uziarnienia do nebek występujących na polu nr 1. Zbudowane są z materiału piaszczystego o średniej średnicy ziaren (M_z) wynoszącej 2,88Φ, dobrze wysortowane (σ_1=0,40) o skośności nieznacznie dodatniej (Sk_1= 0,05) (ryc. 7, 8).

Nebkom tym towarzyszą, nie opisywane dotychczas, związane z nimi formy wklęsłe. Mają kilkucentymetrową głębokość i obrys odwzorowujący obrys podstawy nebek, lecz o nieco mniejszych rozmiarach: długości i szerokości nebek są większe od długości i szerokości form wklęsłych (ryc. 10). Występowanie form wklęsłych zostało stwierdzone wyłącznie w podłożu zbudowanym z osadów ilastych. Azymut form negatywnych, widocznych w ilastym podłożu, różni się zdecydowanie od azymutu nebek i wynosi około 350°.

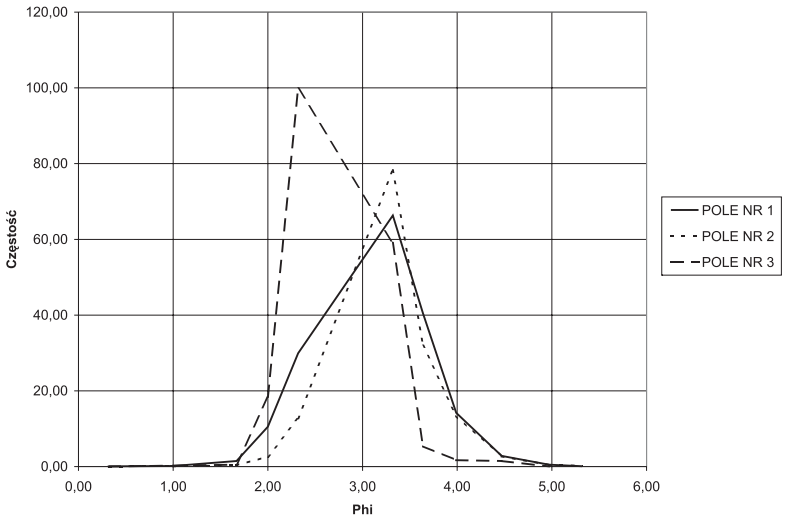
Przeprowadzone badania form wklęsłych można uznać za pilotażowe, wymagające przeprowadzenia bardziej szczegółowych pomiarów i analiz. Wydaje się, że formy te są wynikiem krystalizacji soli



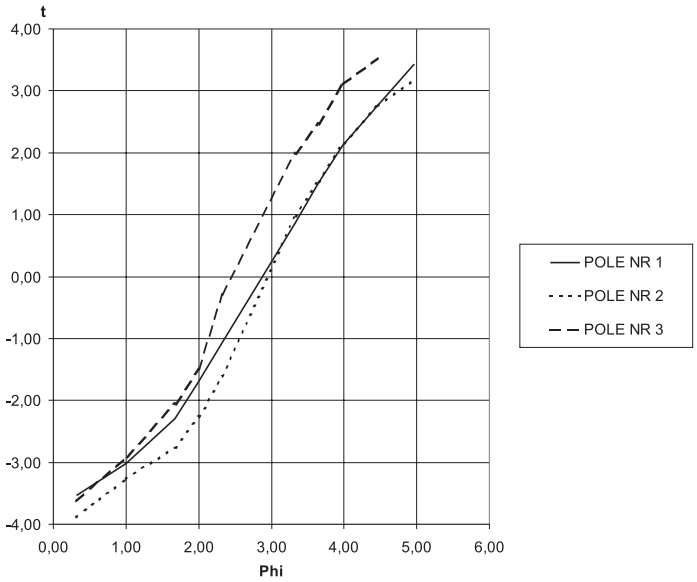
Ryc. 5. Zależność długości nebki od szerokości przeszkody roślinnej – pole nr 1.



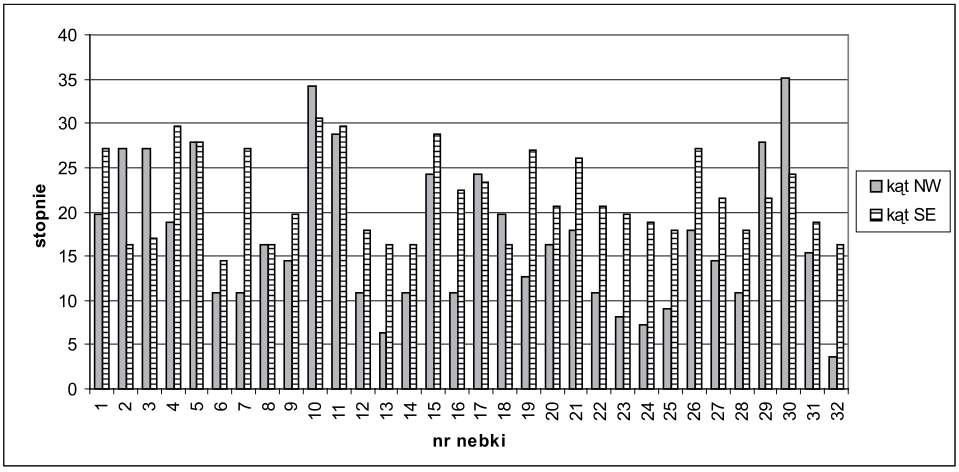
Ryc. 6. Zależność szerokości nebki od szerokości przeszkody roślinnej – pole nr 1.



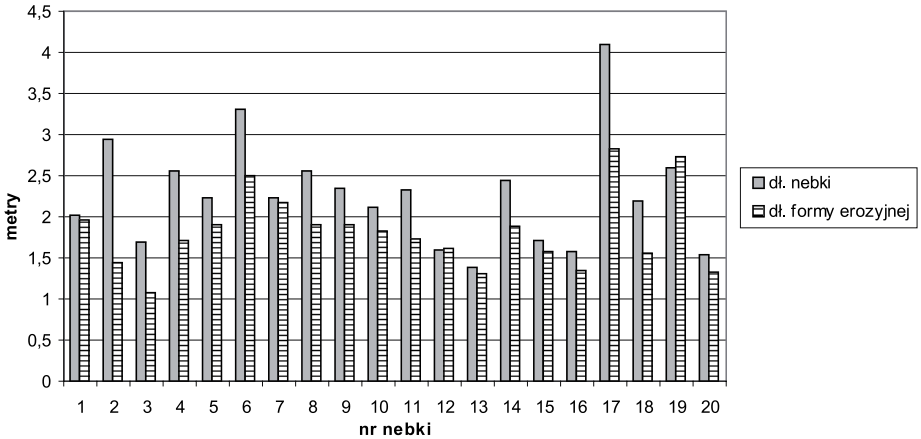
Ryc. 7. Krzywe częstości materiału budującego nebki.



Ryc. 8. Krzywe kumulacyjne uziarnienia w skali prawdopodobieństwa materiału budującego nebki.



Ryc. 9. Nachylenie stoków NW i SE nebek – pole nr 1.



Ryc. 10. Długość nebek i form erozyjnych – pole nr 2.

w warstwach przypowierzchniowych, powodującej powstawanie na powierzchni skorup solnych, których tempo narastania zależy od intensywności parowania. Parowanie wody i związana z nim krystalizacja soli możliwa jest dzięki występowaniu na obszarze badanego pola płytko zalegających, silnie zasolonych wód gruntowych i ilastemu charakterowi podłoża, umożliwiającemu kapilarne podsiąkanie wody. Intensywność tej krystalizacji, która, jak już wspomniano, związana jest z tempem parowania, jest większa na powierzchni odsłoniętej, wystawionej na bezpośrednie działanie wysokiej temperatury, niż pod osadami nebek. Procesowi krystalizacji soli towarzyszy zwiększenie objętości przypowierzchniowych warstw podłoża i stopniowe podnoszenie jego poziomu. Piaszczysty materiał budujący nebki stanowi rodzaj izolacji spowalniającej proces krystalizacji pod osadami nebek. W ten sposób, wskutek różnic w tempie krystalizacji soli, wytwarza się różnica poziomów podłoża w obrębie nebek i poza nimi. Pod nebkami powstaje rodzaj wklęsłego śladu o kilkucentymetrowej głębokości. Różnica orientacji osi form wklęsłych w porównaniu do osi nebek świadczy prawdopodobnie o okresowo dłuższym występowaniu aktywnego północno-zachodniego wiatru, który spowodował dłuższe utrzymywanie się nebek dostosowanych do jego kierunku.

Tabela 2. Cechy metryczne nebek, przeszkód roślinnych i form wklęsłych – pole nr 2.

Azymut osi dłuższej	długość nebki	szerokość nebki	wysokość nebki	wysokość przeszkody roślinnej	szerokość przeszkody roślinnej	szerokość nebki przy podstawie	długość formy wklęsłej	szerokość formy wklęsłej	Azymut osi dłuższej formy wklęsłe
(stopnie)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(stopnie)
54	2,02	1,00	0,32	0,36	0,95	0,69	1,96	0,75	352
58	2,94	1,00	0,34	0,48	0,95	0,80	1,45	0,68	351
58	1,70	0,56	0,16	0,30	0,56	0,56	1,08	0,40	342
61	2,56	1,00	0,21	0,39	0,83	0,86	1,71	0,80	4
65	2,23	0,85	0,24	0,48	0,75	0,77	1,90	0,53	352
63	3,30	1,60	0,41	0,55	1,31	1,20	2,50	1,11	355
54	2,24	1,30	0,28	0,34	1,06	1,07	2,17	1,21	0
58	2,55	1,30	0,27	0,42	0,90	0,96	1,91	0,90	351
58	2,35	1,20	0,21	0,50	0,75	0,77	1,90	0,80	355
58	2,11	1,40	0,26	0,40	0,71	0,80	1,83	0,80	358
60	2,32	1,25	0,21	0,61	0,73	0,94	1,74	0,70	342
63	1,60	0,77	0,25	0,33	0,70	0,61	1,61	0,61	354
54	1,38	0,60	0,33	0,36	0,50	0,50	1,30	1,01	357
62	2,44	1,10	0,29	0,39	0,83	0,96	1,88	0,70	352
55	1,72	0,71	0,19	0,50	0,54	0,63	1,57	0,84	352
55	1,58	0,76	0,23	0,28	0,62	0,60	1,35	0,62	349
58	4,09	1,37	0,40	0,50	1,18	1,20	2,82	0,70	354
57	2,20	0,91	0,25	0,36	0,78	0,65	1,56	0,98	347
58	2,60	1,50	0,32	0,48	1,14	1,07	2,73	0,92	334
56	1,54	0,63	0,21	0,35	0,51	0,62	1,32	0,52	333

Pole nebek numer 3

Trzecie pole nebek znajduje się w środowej części obszaru Coude du Dra, u podnóża południowych stoków Jebel Bani (ryc. II). Formy te, powstałe na słabospoistym, piaszczysto-pylastym podłożu za roślinami trawiastymi z gatunku drinn, są przykładem przemodelowania morfologii nebek w czasie burzy piaskowej. Wykonane pomiary poprzedziła pięciogodzinna burza piaskowa, w czasie której prędkość północno-wschodniego wiatru dochodziła do 14 m/s. Z dotychczasowych badań wynika, że transport materiału zaczyna się już przy prędkościach około 7 m/s (Bagnold 1941). Można zatem wnioskować, że wystąpienie burzy piaskowej miało istotny wpływ na morfometrię badanych nebek.

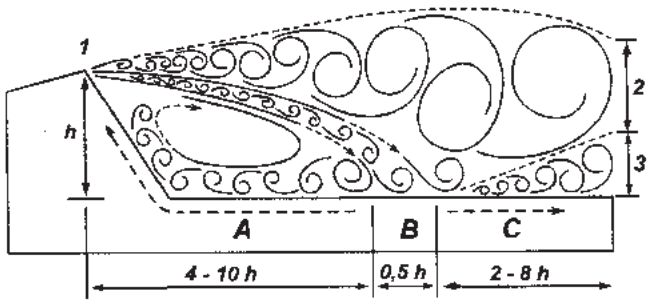
Nebki występujące na trzecim polu należą, podobnie jak poprzednie, do form niskich o wysokości od 16 cm do 45 cm, ale bardzo długich – 1,90 m do 5,50 m (tab. 3). Stosunek wysokości do długości nebki wynosi średnio 1:16. Były one akumulowane, za na ogół większymi, w porównaniu do pozostałych pól, przeszkodami roślinnymi, których wysokość wynosi od 21 cm do 78 cm, a szerokość od 51 cm do 187 cm. Wydaje się, że w przypadku analizowanych form większa długość nebek jest związana z dużą szerokością rośliny, za którą następuje akumulacja.

Tabela 3. Cechy metryczne nebek i przeszkód roślinnych – pole nr 3.

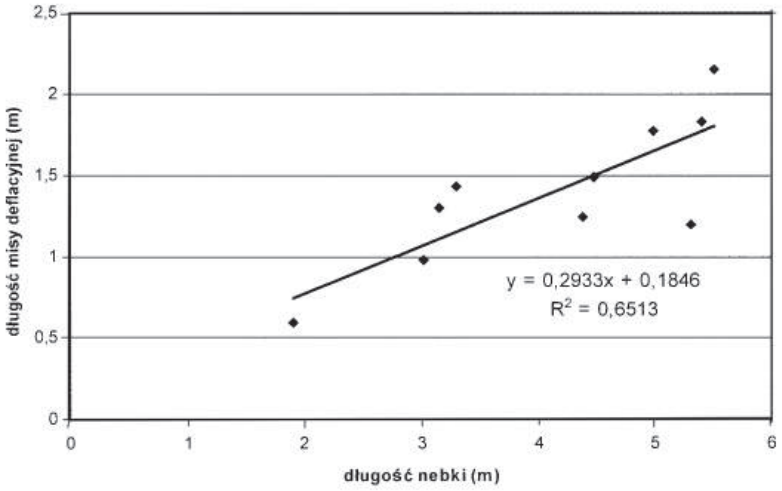
Azymut osi dłuższej	długość nebki	szerokość nebki	wysokość nebki	wysokość przeszkody roślinnej	szerokość przeszkody roślinnej	długość misy deflacyjnej	szerokość misy deflacyjnej	głębokość misy deflacyjnej
(stopnie)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)
36	4,47	1,18	0,27	0,21	0,51	1,49	0,68	0,06
39	5,50	1,69	0,40	0,58	0,79	2,15	1,04	0,03
38	4,98	1,08	0,29	0,33	0,66	1,77	0,48	0,04
32	1,90	0,66	0,16	0,30	0,67	0,59	0,32	0,03
33	3,30	1,50	0,20	0,40	1,49	1,43	0,84	0,04
39	3,15	1,20	0,19	0,59	1,41	1,30	0,74	0,05
36	5,40	1,65	0,26	0,54	1,31	1,83	0,75	0,08
35	3,02	1,08	0,30	0,49	1,16	0,98	0,46	0,03
37	4,38	1,98	0,45	0,64	1,65	1,25	1,07	0,06
38	5,30	1,82	0,38	0,78	1,87	1,20	0,75	0,03

Nebki występujące na polu nr 3 zbudowane są z nieco grubszego materiału (M_z=2,49Φ), charakteryzującego się lepszym wysortowaniem (σ_1=0,37) z przewagą udziału drobniejszej frakcji w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości (Sk_1=0,18) (ryc. 7, 8).

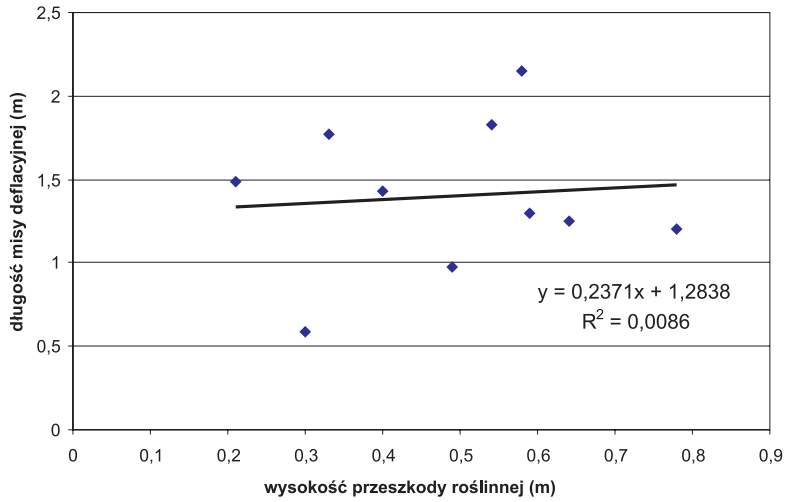
Na zapleczu przeszkody roślinnej utworzyły się w czasie silnego wiatru niewielkich rozmiarów misy deflacyjne. Są one wynikiem powstającego tam, w czasie silnego wiatru, specyficznego przepływu powietrza, któremu towarzyszą zawirowania powstające za przeszkodą (ryc. 11) (Tsoar i in. 1983, Tsoar i in. 1985, Walker, Nickling 2002). Głębokość mis deflacyjnych wynosiła od 3 cm do 8 cm, ich długość od 0,59 m do 2,15 m (tab. 3). Długość mis wykazuje istotny związek z długością nebek, w obrębie których zostały one wykształcone (ryc. 12). Wielkość tych form erozyjnych zależy natomiast w małym stopniu od wysokości rośliny i jej szerokości (ryc. 13, 14). Można wnioskować, że ich geneza i rozmiary zależne są głównie od dynamiki i prędkości wiatru.



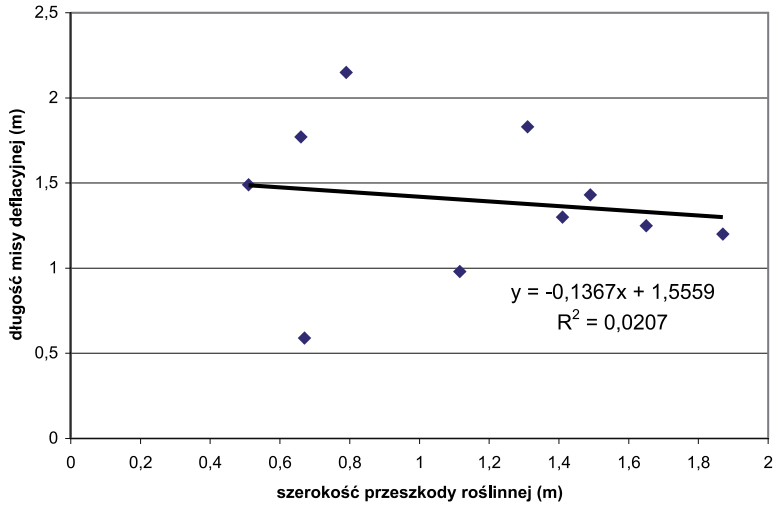
Ryc. 11. Przepływ strumieni powietrza przez przeszkodę w czasie wystąpienia silnego wiatru (wg Walkera i Nicklinga 2002 – częściowo zmienione); A – strefa akumulacji (zwrotny strumień powietrza), B – strefa deflacji (dopływający do powierzchni strumień powietrza), c – strefa akumulacji i deflacji (przypowierzchniowy strumień powietrza), h – wysokość przeszkody, 1 – oderwanie strumienia powietrza, 2 – warstwa powietrza podlegająca silnym turbulencjom, 3 – wewnętrzna warstwa graniczna.



Ryc. 12. Zależność długości misy deflacyjnej od długości nebki – pole nr 3.



Ryc. 13. Zależność długości misy deflacyjnej od wysokości przeszkody roślinnej – pole nr 3.



Ryc. 14. Zależność długości misy deflacyjnej od szerokości przeszkody roślinnej – pole nr 3.

Wnioski

Na podstawie przeprowadzonych badań nebek można stwierdzić, że formy występujące na obszarze Coude du Dra charakteryzują się bardzo dużą różnorodnością. Ta zmienność przejawia się w odmiennej charakterystyce morfometrycznej form związanej przede wszystkim z rodzajem przeszkody roślinnej, rodzajem i stopniem wilgotności podłoża, siłą i zmiennością kierunków wiatru oraz cechami teksturalnymi materiału budującego omawiane formy. Analizując trzy pola nebek, dla każdego z nich można zaobserwować pewne zależności lub prawidłowości:

- nebki występujące na obszarze Coude du Dra charakteryzują się, w porównaniu do opisywanych w literaturze nebek z innych regionów, znacznie większą długością w stosunku do wysokości. Wydaje się, że stosunek wysokości do długości nebek jest związany z małą wysokością przeszkody roślinnej oraz jej dużą przewiewnością, natomiast nie jest związany ze spoistością podłoża, na którym nebki powstały;
- asymetria stoków, bardzo często widoczna w morfometrii nebek, jest wynikiem erozji w przypadku form, które mają nieutrwaloną powierzchnię. Związana jest ona z wiatrem wiejącym pod pewnym kątem do osi podłużnej nebki. Natomiast w przypadku form o utrwalonej powierzchni (np. skorupą gipsową) asymetria jest wynikiem akumulacji materiału na stoku dowietrznym, przez co następuje zmniejszenie jego kąta nachylenia.
- powstanie mis deflacyjnych w obrębie nebki, po zawietrznej stronie przeszkody roślinnej, jest najprawdopodobniej związane z wiatrem o znacznej prędkości. W takim przypadku za przeszkodą, gdzie dochodzi do zawirowań powietrza, wyodrębnia się komórka cyrkulacyjna. Rozmiary misy deflacyjnej są uwarunkowane przede wszystkim prędkością wiatru; mniejszy wpływ ma natomiast wielkość i przewiewność przeszkody roślinnej.

Przeprowadzone badania potwierdziły istotność wpływu nebek na proces rozprzestrzeniania się form wydmowych na obszarze Coude du Dra. Tam gdzie one się tworzą rozwój wydm jest ograniczony. Dowodem tego są w szczególności występujące w obrębie pola nr 2 formy wklęsłe, którym nie towarzyszą pozytywne formy akumulacyjne. Brak tych form spowodowany jest wyschnięciem przeszkody roślinnej wskutek obniżenia poziomu zwierciadła wód gruntowych. Brak wymuszania akumulacji materiału eolicznego przez nebki powoduje jego swobodne przemieszczanie i powstawanie wydm wpływając tym samym zwiększanie zasięgu pół wydmowych.

Literatura

Bagnold R.A., 1941, *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen Co., London.

Coque R., 1962, *La tunisie présaharienne*. Etude géomorphologique. Armand Colin, Paris.

Dłużewski M., Dziurzyński T., Smolska E., 2000, *Współczesne modelowanie koryt rzek okresowych w południowej Tunezji na przykładzie Ouedu Gabès*, [w:] Stacjonari ta Ekspierimentalni Dostidżenija Sydacznogo Relfoutworienija, Lviv.

Dłużewski M., Dubis L., Woronko B., 2002, *Nebki – formy wymuszonej akumulacji eolicznej N-części obniżenia Khargi*, [w:] Warsztaty geomorfologiczne, Egipt 5-22. 04. 2002. WGiSR, SGP Mat. Konf. Warszawa.

Gunatilaka A., Mwango S., 1987, *Continental sabkhas pans and associated nebkhas in southern Kuwait, Arabian Gulf,* [w:] Froctick L., Reid I.: Desert Sediments: Ancient and Modern. Geolog. Soc. Spec. Publ. 35, 187-203.

Hesp P.A., 1981, *The formation of shadow dunes*. J. Sediment. Petrol. 51. 101-112.

Kosmowska-Suffczyńska D., 1980, *Formy wydmowe na sebhce Sabhet El-Muh w okolicy Palmyry*. Prace i St. Geog. t. 9, 177-188.

Pietrow M.P., 1962, *Types de deserts de l'Asia centrale*. Ann. de Géog. 10, 131-155.

Pietrow M.P., 1976, *Pustynie kuli ziemskiej*. PWN. Warszawa.

Szczypek T., 1994, *Inicjalne kopczyki piaszczyste typu „nebkha"*, [w:] Nowaczyk B., Szczypek T. (red.), Vistuliańsko-holoceńskie zjawiska i procesy eoliczne (wybrane zagadnienia), Poznań, 89-99.

Tengberg A., 1994, *Nebkhas-their spatial distrbution, morphology, composition and age-in the Sidi Bouzid area, central Tunisia*. Zeitschrift für Geomorphology 33, z. 3, 311-325.

Tengberg A., Chen D., 1998, *A comparitive analysis of nebhkas in central Tunisia and northen Burkina Faso.* Geomorphology 22, 181-192.

Tsoar H., Rasmussen K.R., Sørensen M., Willetts B.B., 1985, *Laboratory studies of flow over dunes*, [w:] Barndorff-Nielson O.E., Moller J.T., Rasmussen K.R., Willetts B.B. (red.), Proceedings of international workshop on the physics of blown sand, 327-350.

Tsoar H., Yaalon D.H., 1983, *Deflation of sand movement on a sinuous longitudal (seif) dune: use of flourescent dye as tracer.* Sedimentary Geol. 36, 25-39.

Walker I.J., Nickling W.G., 2002, *Dynamics of secondary airflow and sediment transport over and in the lee of transverse dunes.* Progress in Physical Geography 26, z. 1. 47-75.

Geneza pagórków tamaryszkowych w rejonie Mhamid

Maciej Dłużewski
Instytut Nauk Fizycznogeograficznych
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
dluzewski@uw.edu.pl

Elżbieta Mycielska-Dowgiałło
Instytut Nauk Fizycznogeograficznych
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
myc-dow@uw.edu.pl

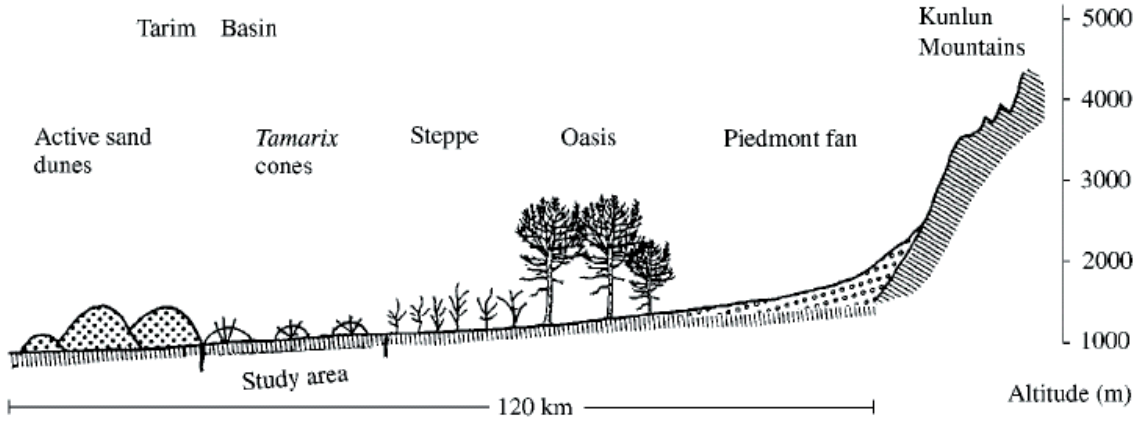
Kamila Radwańska
Instytut Nauk Fizycznogeograficznych
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski

Barbara Woronko
Instytut Nauk Fizycznogeograficznych
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
bworonko@uw.edu.pl

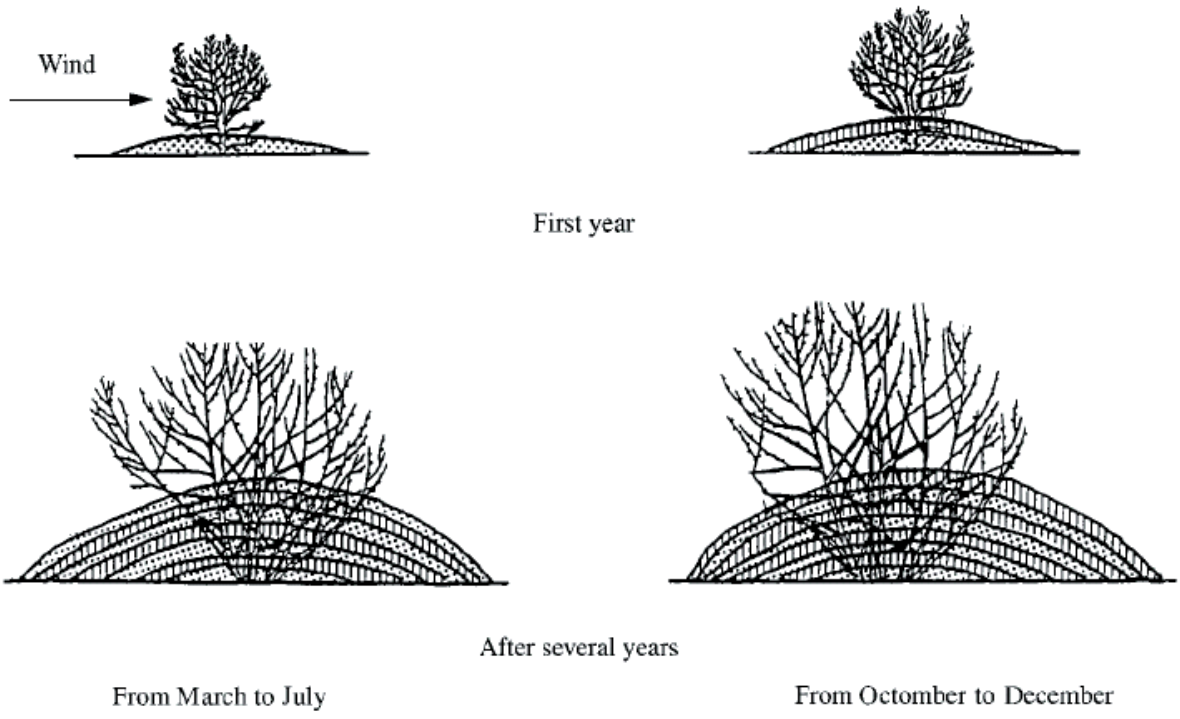
Prac na temat piaszczystych form akumulowanych wokół roślin typu tamaryszki jest niewiele. Najdokładniej formy takie zostały rozpoznane na obrzeżach Pustyni Taklamakan (Qong i in. 1997, 2002). Mają one kształt kopuły o wysokości 3–15 m i długości 5–50 m. Spotykane są na obszarach suchych i półsuchych, gdzie poziom wód gruntownych znajduje się na głębokości od 3 do 10 m, a więc na najniższych tarasach rzek, stożkach aluwialnych oraz pomiędzy oazami i ruchomymi piaskami (Qong i in. 1997, 2002) (ryc. 1). Zbudowane są z na przemian ułożonych warstw piaszczystych i organicznych. Te ostatnie to opadłe igły i gałęzie tamaryszka. Tuż pod powierzchnią są one świeże, natomiast głębiej wykazują różny stopień rozkładu. Jest to związane ze wzrostem wilgotności niżej leżących warstw. Rozwój takich form rozpoczyna się akumulacją piasku wokół przeszkody, jaką jest tamaryszek (Qong i in. 1997, 2002) (ryc. 2). W przypadku Pustyni Taklamakan ma to miejsce w suchszym sezonie, kiedy opadają igły tamaryszka. Większa wilgotność podłoża zapobiega wywiewaniu opadających igieł. Proces powtarza się w kolejnym latach. W efekcie forma osiąga kilka metrów wysokości. Jeśli obok siebie jest kilka tamaryszków, początkowo rozwijają się one niezależnie a po kilku sezonach łączą się (Qong i in. 2002).

Dumanowski (1998) badając genezę pagórków tamaryszkowych w rejonie miejscowości Guira (Libia) stwierdził, że przyczyną powstawania tego typu form, obok spadku prędkości wiatru związanego z przeszkodą roślinną prowadząca do akumulacji transportowanego materiału, jest równoczesna akumulacja materiału organicznego. Twierdzi on, że igły tamaryszka dzięki swojemu kształtowi nie ulegają sile wiatru i nie są przez niego transportowane. Stanowią one również element inicjujący akumulację materiału

mineralnego z powietrza, który zatrzymywany jest przez igły i obumarłe gałązki zapobiegające jego wywiewaniu. Tempo akumulacji zależne jest także od dostępności luźnego materiału, jak również od częstości występowania wiatru aktywnego. Według Dumanowskiego (1998) w rozwoju pagórka tamaryszkowego decydującą rolę odgrywają korzenie, które pod powierzchnią gruntu znacznie powiększają swoje rozmiary zmieniając się z cienkich gałązek w korzenie o grubości od kilku do kilkunastu centymetrów. To rozwój korzeni decyduje o stabilności pagórka, jak również o jego kopułowatym kształcie.



Ryc. 1. Występowanie wzgórz tamaryszkowych w profilu od Pustyni Taklamakan do Gór Kunlun (Qong i in. 2002).



Ryc. 2. Etapy formowania się wzgórz tamaryszkowych (Qong i in. 2002).

Charakterystyka rodziny *Tamarix*

Tamaryszek jest rodzajem z rodziny tamaryszkowatych liczącym 50–70 gatunków. Jest rośliną szeroko rozprzestrzenioną na wszystkich kontynentach, na obszarach o warunkach stepowych, półpustynnych i pustynnych (Podbielkowski 1995, Wtorow, Drozdow 1988, Kreeb 1979, Novak 1987, Chadefaud,

Emberger 1960). Tamaryszek ma bardzo niewielkie wymagania siedliskowe, jest on typowym kserofitem, rośliną wybitnie światłolubną i przystosowaną do życia w środowisku suchym. Występuje na obszarach o lekkich, piaszczystych i przepuszczalnych glebach, przede wszystkim w dolinach okresowych rzek i w obniżeniach terenu. Brak występujących na niewielkich głębokościach poziomów wodonośnych, jak również wilgoci w powietrzu nie stanowi bariery rozwojowej dla roślin tego rodzaju. Dobrze znoszą one temperatury ujemne, co jest warunkiem rozwoju na terenach często zimą nawiedzanych przez przymrozki. Jako roślina halofityczna tamaryszek dobrze czuje się w środowisku o dużych stężeniach soli zarówno w glebie jak i w wodach gruntowych. Jednocześnie potrzebuje do rozwoju dużej przestrzeni i dobrze nasłonecznionych stanowisk.

Tamaryszki przyjmują postać krzewu lub drzewa. Tamaryszki – krzewy są zwykle rozłożyste, ich gałęzie nierzadko opierają się o podłoże, a pędy wyginają łukowato w kierunku słońca. Tamaryszki – drzewa charakteryzują się luźną, szeroką koroną, cienkim, rózgowatym pniem i drobnymi gałęziami. Pędy, mające zazwyczaj czerwone zabarwienie, nie drewnieją, lecz razem z liśćmi odpadają w porze zimowej. Kwiaty tamaryszka są obupłciowe, tylko w wyjątkowych przypadkach rozdzielnopłciowe; przyjmują barwę od białej do purpurowej i osiągają średnice od 1,5 do 5 mm. W zależności od gatunku, tamaryszki kwitną od wiosny do jesieni bądź dwa razy w ciągu roku, z reguły bardzo obficie. Liście pozbawione szypułek, osadzone są bardzo gęsto bezpośrednio na gałęzi; ich kształt zredukowany został do postaci drobnych lecz mięsistych łusek lub igiełek o wielkości od 1 do 7 mm (Wtorow, Drozdow 1988), co ogranicza powierzchnię liścia, a wraz z nią – ilość aparatów szparkowych. W ten sposób roślina zmniejsza powierzchnię parowania i jest w stanie zatrzymać w organizmie większą ilość wody. Charakterystyczne dla liścia tamaryszka są drobne punkciki na jego powierzchni – gruczoły solne, przez które roślina wydala nadmiar soli osmotycznie pobierany przez system korzeniowy z gleby i wód gruntowych.

System korzeniowy tamaryszka jest systemem palowym, w którym korzeń główny wrasta pionowo wgłąb gruntu i może osiągać znaczne głębokości, a korzenie boczne wyrastają od korzenia głównego na dwóch poziomach (Chadefaud, Emberger 1960). Pierwszy z nich znajduje się stosunkowo blisko powierzchni, na poziomie zasięgu wód opadowych. Korzenie tego poziomu mogą pełnić swą funkcje zaopatrzenia organizmu w wodę i substancje mineralne jedynie w okresach wilgotniejszych. Głębokość usytuowania drugiego poziomu korzeni uzależniona jest od głębokości występowania stałego zwierciadła wód gruntowych. Nieraz są to znaczne głębokości, co oznacza, iż główny korzeń jest w stanie osiągać dużą długość. Prawdopodobnie oznacza to również, że w pierwszych latach rozwoju *Tamarix* wymaga nieco bardziej wilgotnych warunków. Pionowe, długie korzenie palowe stanowią drogę przemieszczania wody z głębszego poziomu wód gruntowych. Tamaryszek oddaje ją w części roślinom zielnym rosnącym na powierzchni w zasięgu jego oddziaływania. Są to na ogół rośliny motylkowe, z których oddziaływania korzyści czerpie również tamaryszek.

Na obszarach pustynnych, na skutek akumulacji materiału eolicznego poziom powierzchni gruntu podnosi się. W przypadku zasypywania tamaryszka, jego pień przyrasta, a jego zasypana część traci cechy pnia i przeradza się w korzeń. Ta zdolność rośliny pozwala jej porastać pagórki bez groźby całkowitego zasypania na skutek akumulacji piasku.

Opad roślinny z drzewa lub krzewu tamaryszka zawiera gałązki i listki. Wraz z nimi na podłoże ma miejsce opad soli wydzielonej na ich powierzchni. Tak ogromne stężenie soli wyklucza wegetację innych form roślinnych w otoczeniu krzewu/drzewa, a przy współudziale wody sól tworzy skorupę powodując spojenie materiału znajdującego się w zasięgu jej działania.

Charakterystyka form

Pagórek tamaryszkowy jest akumulacyjną formą kształtem zbliżoną do kopuły o wypukłych stokach. Nachylenie stoków jest na ogół dość znaczne, na badanym obszarze średnio 20–45°, przy czym kąt ten wzrasta w miarę zbliżania się do powierzchni regu i gwałtownie maleje przy podstawie. W przypadku, gdy cały pagórek porośnięty jest krzakami, nachylenie stoków jest nieco mniejsze – około 20°. Tam jednak gdzie porośnięty jest jedynie szczyt pagórka, niższe jego części mogą osiągać nachylenie 45°.

Struktura wewnętrzna pagórków jest złożona: w powierzchniowej części występuje warstwowanie, wewnątrz pagórka, na większych głębokościach, warstwowanie zanika. Dumanowski (1998) podzielił wnętrze pagórków tamaryszkowych na dwie części: A i B. Warstwę A określił jako warstwę zawierającą

najwięcej materii organicznej – suchych liści/igieł i gałązek opadłych z korony krzewu. W niektórych z badanych przez niego pagórkach warstwy szczątków roślinnych są przedzielone warstwami materiału ilasto-piaszczystego, których grubość waha się między 0,5 a 2 cm. Czasem struktura warstwowa zanika i tworzy ilasto-piaszczystą mieszaninę z zawartością szczątków organicznych. Barwa poziomu A zmienia się od jasnożółtej do szaro-brązowej, w zależności od zawartości substancji organicznej. Poziom A może mieć głębokość od 40 do 60 cm w wyższej części pagórka, a w jego niższych częściach (na stokach) może osiągać nawet 1 m.

Rdzeń pagórka – część B, buduje piasek z domieszką drobniejszych frakcji barwy żółto-brązowej. Dumanowski (1998) obserwował w materiale tego poziomu szczątki organiczne, zwykle mniejsze niż 2 mm, tworzące ciemniejsze fragmenty odcinające się w żółtym otoczeniu. Ilość tych wtrąceń zmniejsza się wraz z odległością do podłoża.

Dotychczasowe badania dotyczące pagórków tamaryszkowych wskazują, że tempo powiększania się formy uzależnione jest od wzrostu rośliny. Najmniejszy badany pagórek porośnięty był małym krzakiem, tymczasem na dużych formach tamaryszki osiągały rozmiar rozległych krzewów lub drzew. Maksymalna wysokość pagórków tamaryszkowych w rejonie Mhamid wynosi około 5 metrów.

Struktura form w rejonie Mhamid jest podobna do form opisywanych przez Dumanowskiego z obszaru Libii. Przebadany został poziom A zarówno na wierzchowinie, jak i na stokach pagórków i w znakomitej większości wykazywał on warstwowanie. Pomiary nachyleń tego warstwowania wykazały, że w większości przypadków było ono współkształtne do nachylenia stoków pagórka. Ponadto można stwierdzić, że mierzone kolejne warstwy są równoległe do siebie.

Uziarnienie osadów

Na podstawie wyników analizy uziarnienia wykonanej metodą sitową wykreślone zostały krzywe kumulacyjne uziarnienia i krzywe częstości oraz wyliczone wskaźniki uziarnienia (Radwańska 2003).

Z krzywych kumulacyjnych wynika, iż pagórki tamaryszkowe zbudowane są z materiału pochodzącego z różnego rodzaju transportu ze znaczną przewagą saltacji. W osadach budujących warstwy przypowierzchniowe zaznacza się wyraźny wzrost udziału transportu w zawiesinie

Rozkład krzywych częstości wykreślonych dla materiału budującego pagórki tamaryszkowe jest dość regularny. Charakterystyczne jest, że najczęściej występującą frakcją w materiale budującym te formy jest 0,125–0,063 mm (3–4 Φ).

Materiał budujący pagórki tamaryszkowe jest na ogół średnio wysortowany (tab. 1). Wskaźnik σ_1 mieści się w przedziałach 0,35–0,50 i 0,50–1,0, co wskazuje na dobry i średni stopień wysortowania. Na tym tle wyróżniają się występujące w sąsiedztwie wydmy, których stopień wysortowania jest zdecydowanie lepszy. Podłoże znajdujące się pomiędzy pagórkami ma niższy stopień wysortowania, co można tłumaczyć faktem, że pagórki powstały na obszarze dna epizodycznej rzeki o bardzo zmiennym przepływie. Średnia średnica ziaren M_z materiału budującego pagórki oscyluje wokół 0,125 mm (3 Φ) i jest podobna dla wszystkich pagórków tamaryszkowych (tab. 1). Średnia średnica ziaren w osadach wydmowych występujących w okolicy, wskazuje na materiał nieznacznie grubszy 0,18 mm (2,5 Φ). Wartość skośności Sk_1 dla wszystkich form – pagórków i wydm – jest podobna i bardzo zbliżona do 0 (tab. 1). Wskazuje to na równomierny rozkład osadu w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości.

Rozwój pagórków tamaryszkowych – dyskusja i wnioski

Na podstawie przeprowadzonych badań dotyczących pagórków tamaryszkowych występujących w rejonie Mhamid można stwierdzić, że badane pagórki związane są z krzewem lub drzewem tamaryszka. Obserwacje wykazały, że wysokość i rozłożystość rośliny jest wprost proporcjonalna do wielkości formy. Można zatem wnioskować, że tamaryszek jest elementem inicjującym powstawanie pagórków. Rośliny te wpływają bezpośrednio na rozwój tych form poprzez akumulację materii organicznej w strukturze formy, umacnianie jej przez system korzeniowy oraz przyczynianie się do akumulacji materiału mineralnego z powietrza. Szczególna cecha rodzaju *tamarix*, jaką jest zdolność do wyrastania ponad zasypaną powierzchnię, tłumaczy dlaczego nie zostaje on zasypany przez akumulowany piasek i pył. Cecha ta powoduje również wspólną zależność wzrostu formy i wzrostu rośliny. Ze względu na tę zależność należy

tu wymienić następny czynnik, jakim jest obecność wody, niezbędnej do rozwoju tamaryszka. Obserwowane formy położone są w dolinach ouedów, a więc w miejscach, gdzie woda gruntowa zalega stosunkowo płytko. Można zatem zakładać, że ponieważ do rozwoju formy konieczne jest istnienie tamaryszka, mogą one powstawać na obszarach, gdzie głębokość poziomu wód gruntowych jest odpowiednia dla tego typu roślin. Należy tu również wspomnieć, iż wielkość formy ma wpływ na wysokość rośliny, albowiem rośliny tego gatunku mogą samodzielnie osiągać wysokość do 2 – 3 metrów, podczas gdy wysokość tamaryszków w rejonie Mhamid dochodzi do 7 metrów.

Tab. 1. Zestawienie wskaźników uziarnienia wg wzorów Folka i Warda (1957) próbek pobranych z pagórków tamaryszkowych oraz ich bezpośredniego otoczenia.

Położenie	M_z	σ_1	Sk_1
wierzchowina, warstwa podlegająca zmywaniu	3,23	0,64	-0,06
wierzchowina, materiał spod warstwy podlegającej zmywaniu	3,01	0,76	-0,08
wierzchowina , głębokość 20 cm od powierzchni	3,14	0,45	0,01
stok, powierzchnia pagórka	3,24	0,55	-0,05
wierzchowina pod drzewem, głębokość 30 cm od powierzchni	3,21	0,42	-0,01
rozwiany stok – odsłonięcie, 260 cm od wierzchowiny	3,04	0,41	0,11
grzbiet wydmy 1 przy drzewie	2,7	0,43	0,14
grzbiet wydmy 2 przy drzewie	2,54	0,43	0,33
grzbiet wydmy 3 oddalonej od drzewa	2,63	0,39	0,32
wierzchowina, głębokość 5 cm, osad bezstrukturalny	2,98	0,55	0,04
wierzchowina, głębokość 18 cm, osad warstwowany	3,01	0,62	0,01
reg koło pagórka	2,68	0,99	-0,41
grzbiet wydmy	2,3	0,42	0,21
reg pola wydmowego	2,11	0,58	0
wierzchowina, warstwa wierzchnia	3,31	0,64	-0,08
wierzchowina, głębokość 20 cm od powierzchni	3,41	0,59	0,03
stok, głębokość 10 cm od pow. pagórka, 0,5 m powyżej podstawy	3,43	0,6	-0,18
stok, głębokość 50 cm od pow. pagórka, 1,60 m powyżej podstawy	3,19	0,61	-0,11

Materiał organiczny znajdujący się wewnątrz formy powoduje większą zwięzłość osadu, co utrudnia proces erozji eolicznej i niszczenie formy. Warstwowanie współkształtne do formy wskazuje na jednoczesną akumulację w każdym punkcie pagórka. Dodatkowo stwierdzono, że osad budujący pagórki jest drobniejszy i gorzej wysortowany niż materiał sąsiadujących z nimi wydm.

Wymienione powyżej cechy pagórków tamaryszkowych wskazują zasadniczą różnicę pomiędzy nimi a najpowszechniejszymi formami akumulacji eolicznej – wydmami, sugerując jednocześnie odmienną genezę. Badania wykazały istotne różnice morfologiczne obydwu rodzajów form mimo, że obydwie formy akumulacji eolicznej powstają w identycznych warunkach środowiska przyrodniczego. Najistotniejszą różnicą wydaje się współkształtne do powierzchni formy warstwowanie, które wynika z prostopadłej do podłoża akumulacji materiału. Można zatem przypuszczać, że akumulacja materiału budującego pagórki tamaryszkowe ma miejsce w końcowej fazie burzy piaszczystej, gdy spadek siły wiatru powoduje opadanie słabo wysortowanego materiału piaszczszystego i pylastego z powietrza. Burzom pyłowym często towarzyszą opady deszczu, co mogłoby tłumaczyć istnienie warstw drobnego, scementowanego materiału.

Literatura

Chadefaud M., Emberger L., 1960, *Traite de botanique (systematique)*, Masson et Cie Editeurs, Paris.

Dumanowski B., 1998, *Geneza pagórków tamaryszkowych*. Africana Bulletin, WGiSR UW.

Kreeb K., 1979, *Ekofizjologia roślin*, PWN, Warszawa.

Folk R.L., Ward W., 1957, *Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters,* J. Sed. Petrol., 27.

Novak F.A., 1987, *Wielki atlas roślin,* Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Warszawa.

Qong, M., Takamura, H., 1997, *The formative process of Tamarix cones in the southern part of the Taklimakan Desert,* China. Journal of Arid Land Studies, 6, 121–130.

Qong M., Takamura H., Hudaberdi M., 2002, *Formation and internal structure of Tamarix cones in the Taklimakan Desert.* Journal of Arid Environments, 50, 81–97.

Podbielkowski Z., 1995, *Fitogeografia części świata,* tom I, PWN, Warszawa.

Radwańska K., 2003, *Fizycznogeograficzna charakterystyka południowego Maroka ze szczególnym uwzględnieniem regionu Coud du Dra i genezy pagórków tamaryszkowych*. Praca magisterska, WGiSR, Warszawa.

Wrotorow P.P., Drozdow N.N., 1988, *Geografia kontynentów,* PWN, Warszawa.

Właściwości gleb pustynnych rejonu Mhamid

Stefan Skiba
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Jagielloński
e-mail: s.skiba@geo.uj.edu.pl

Michał Skiba
Instytut Nauk Geologicznych
Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Jagielloski
e-mail: skiba@geos.ing.uj.edu.pl

Gleba, czyli powierzchniowa (zewnętrzna) część skorupy ziemskiej (litosfery), wykazuje cechy podłoża geologicznego przekształconego przez czynniki zewnętrzne (warunki klimatyczne i hydrologiczne, procesy geomorfologiczne, czas i środowisko organiczne), zwane czynnikami glebotwórczymi. Gleba, będąc ogniwem pośrednim łączącym środowisko abiotyczne ze światem organicznym, pełni w środowisku przyrodniczym różne funkcje, ważne zarówno dla jego części abiotycznej, jak i dla części biotycznej.

Dla ekosystemów lądowych gleba tworzy naturalne siedlisko dla życia roślinności, a pośrednio także dla zwierząt. Jest to podstawowa i najczęściej postrzegana funkcja produkcji biomasy i dlatego dla człowieka gleba stanowi podstawową bazę produkcyjną żywności.

Gleba spełnia w środowisku przyrodniczym także funkcję sanitarną poprzez bytujący w niej zespół organizmów, zwany edafonem glebowym, który uczestniczy w procesach rozkładu, humifikacji i mineralizacji obumarłych resztek roślinnych i zwierzęcych. Prowadzi to do powstawania i akumulacji próchnicy glebowej w powierzchniowych poziomach gleb. Próchnica glebowa i występujące w masie glebowej minerały ilaste tworzą specyficzny kompleks składników glebowych, charakteryzujący się zdolnościami sorpcyjnymi i jonowymiennymi. Składniki te są odpowiedzialne za magazynowanie w glebie wody (funkcja hydrologiczna) i rozpuszczonych w niej łatwo dostępnych dla roślin składników pokarmowych. Ta charakterystyczna dla pokryw glebowych zdolność do pochłaniania wody i składników mineralnych, także związków toksycznych, pozwala pełnić glebie funkcję naturalnego filtru zatrzymującego lub unieruchamiającego szkodliwe dla świata organicznego składniki.

Morfologia profilu glebowego, jego zróżnicowanie na barwne poziomy genetyczne (diagnostyczne) pozwala na określenie genezy gleb, a w przypadku ich zniekształcenia lub pogrzebania, stanowi zapis przemian środowiska przyrodniczego zachodzących w przedziale czasu geologicznego (gleby kopalne).

Przedstawiona powyżej rola gleby w funkcjonowaniu środowiska przyrodniczego (Skiba 2003) pozwala uznać glebę za jeden z ważniejszych komponentów środowiska. Dokładna charakterystyka pokrywy glebowej umożliwia ocenę jego ewolucji, co jest szczególnie istotne dla obszarów pustynnych, dla których współczesny klimat pustyń stwarza doskonałe warunki do konserwacji różnych form reliktowych (Bednarek, Prusinkiewicz 1997, Brady Weil 1999, Birkeland 1999, Skiba 2003).

Obszary suche (aridowe) zajmują duże powierzchnie Maroka, a gleby tam wytworzone wykazują cechy warunków klimatu, w którym parowanie przeważa nad opadami. Dlatego produkty wietrzenia minerałów i skał są podnoszone ku stropowi profilu glebowego, tworząc niekiedy powierzchniowe naskorupienia.

Obszar badań

Obserwacje i badania terenowe prowadzono w obszarze położonym na pograniczu Antyatlasu, na rozległych i zróżnicowanych pod względem geologicznym i geomorfologicznym obszarach Sahary (Dłużewski,

Krzemień 2003). Obszar ten jest zbudowany z utworów pokrywowych (zwietrzelinowych) gliniasto kamienistych, żwirowych i piaszczystych, tworzących w opisywanym terenie różne typy pustyń (m.in. seriry, hamady, ergi). W omawianym terenie duże powierzchnie zajmują warstwowane piaszczysto-gliniasto-pylaste osady rzeki Dra, lub gliniasto-ilaste osady denne współcześnie wyschniętego jeziora Iriqui.

Roślinność w opisywanym obszarze tworzy, typowe dla obszarów aridowych, kępkowe formacje pustynne lub większe zgrupowania krzewiastych tamaryszków. W oazach, gdzie są lepsze warunki wodne (wynikające także z nawadniania), występują większe plantacje palmowe jak również poletka upraw rolniczych.

W obszarach wychodni skalnych, na południowych stokach Jebel Bani, występują głównie **pustynne gleby inicjalne skaliste** (*Yermo-Lithic Leptosols*), bardzo rzadko porośnięte kępkami roślinności ksero termicznej.

W obszarach rozległej doliny, w rejonach zwydmionych występują luźne, **inicjalne utwory piaszczyste** (*Aridic Arenosol*). Gliniasto-ilaste warstwowane utwory osadów rzeki Dra oraz wyschniętego jeziora Iriqui stanowią podłoże dla wtórnie wzbogaconych w węglany lub siarczany **gleb aluwialnych** (*Fluvisols*). Gleby te posiadają dobrze wykształcone horyzonty diagnostyczne typu *gypsic* lub *calcic*. Wyspowo występują **gleby zasolone** (*Solonchaks*) z powierzchniowymi zaskorupieniami rozpuszczalnych soli. W dnach dolin, a szczególnie na utworach gliniasto-ilastych, tworzą się poligonalne spękania charakterystyczne dla **takyrowych gleb** pustynnych (*Takyric* lub *Vertic – Aridisols).*

Wydaje się, że procesy fluwialne, które utworzyły podłoże macierzyste tych gleb, z powodu wyschnięcia rzeki i jeziora, nie mają już dalszego wpływu na funkcjonowanie tych utworów glebowych jako fluvisoli. Gleby tam występujące z racji braku dostawy sedymentów rzecznych utraciły bowiem cechy gleb aluwialnych (*Fluvisols*), wykazując ewolucyjne przekształcenie w typowe gleby pustynne (*Aridisols*) wzbogacone w ramach podsiąku roztworów w siarczan wapnia, węglan wapnia lub w łatwo rozpuszczalne sole chlorkowo-węglanowe (*Gypsisols, Calcisols, Solonchaks*).

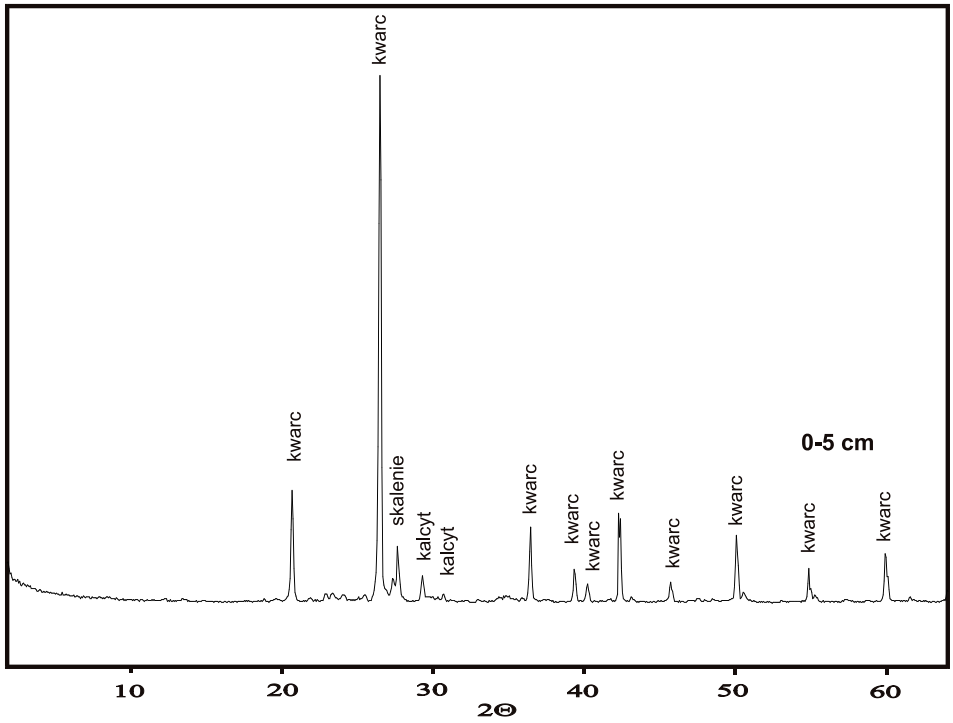
W północnej i wschodniej części opisywanego obszaru na stokach górskich Antyatlasu występują w przewadze **inicjalne gleby skaliste (***Yermo-lithic Leptosols*).

Gleby te posiadają poziom akumulacyjno-wietrzeniowy o miąższości kilku centymetrów i występują na połogich skłonach, w szczelinach lub na półkach skalnych. Porastane są one kępkową roślinnością kserotermiczną, której obumarłe części przetwarzane są na próchnicę glebową. Ogółem gleby te zawierają niewielkie ilości próchnicy, zazwyczaj około 0,5%. Odczyn poziomów akumulacyjnych waha się w granicach pH 7,5 – pH 8,0. Okruchy wietrzeniowe masywnych skał (m.in. piaskowców) w powierzchniowych partiach pokryte są żelazisto-manganowymi polewami (lakierami) pustynnymi. Gleby inicjalne skaliste tworzą mozaikę z bezglebowymi wychodniami skał litych.

Utwory glebowe obszarów wydmowych należą do form **inicjalnych piaszczystych gleb pustynnych** (*Aridic Arenosols*)**.** Utwory te składają się głównie z frakcji piaszczystej (2–0,05 mm), której ilość przekracza zazwyczaj 70–90%, pozostałą część stanowi frakcja pyłu (0,05–0,002 mm), a frakcja iłu koloidalnego (poniżej 0,002 mm) występuje w znikomej ilości (około 1% lub poniżej). W składzie mineralnym utworów piaszczystych (wydmowych) (ryc.1) zazwyczaj dominuje kwarc, występują również niewielkie domieszki węglanów (kalcyt) lub siarczanów (gips) oraz litoklasty i agregaty ilasto-żelaziste. Domieszki kalcytu lub gipsu w eolicznych utworach piaszczystych wiązać należy z ich transportem z pobliskich, śródwydmowych naskorupień krystalicznych soli węglanowych i siarczanowych. Pustynne arenosole stanowią niestabilną inicjalną formę pokrywy glebowej opisywanego terenu. Utwory te pozbawione są roślinności albo porastane są pojedynczymi kępkami roślinności kserotermicznej. W obniżeniach występują również nebki, tworzące niestabilne (okresowo utrwalone) charakterystyczne kopczyki piaszczyste. Większe formy kopców występują pod drzewami tamaryszków.

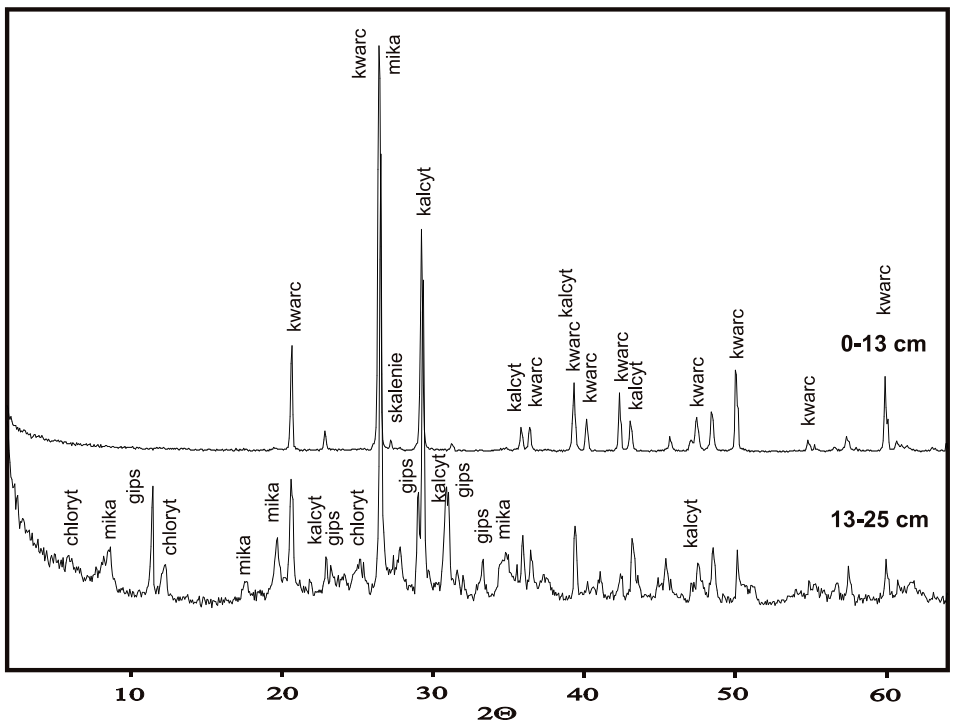
Na obszarach kamienistych i żwirowych (hamada, serir) występują typowe formy **czerwonobrunatnych gliniastych pustynnych** utworów glebowych (*Aridisols*). Ich profil rozpoczyna powierzchniowa warstwa gruzu powleczonego czarnymi lub czarno-czerwonymi lakierami żelazisto-manganowymi (*desert pavement*). Poniżej występują brązowe lub czerwone (2.5YR 4/3 – 2.5YR 5/6) utwory gliniasto ilaste, twarde i silnie scementowane, zazwyczaj kalcytem lub gipsem (*Yermoduric Calcisol, Yermoduric Gypsisol*). Odczyn tych utworów jest słabo alkaliczny (pH 7,5 – pH 8,4). Na utworach tych występują niewielkie zgrupowania krzewinek suchorostów pustynnych lub pojedynczych drzew akacjowych.

Aluwialne osady rzeki Dra i osady jeziora Iriqui stanowią warstwowane gliniasto-ilaste podłoże dla wtórnie zasolonych mad pustynnych (*Calcic, Gypsic, Takyric Fluvisols*).

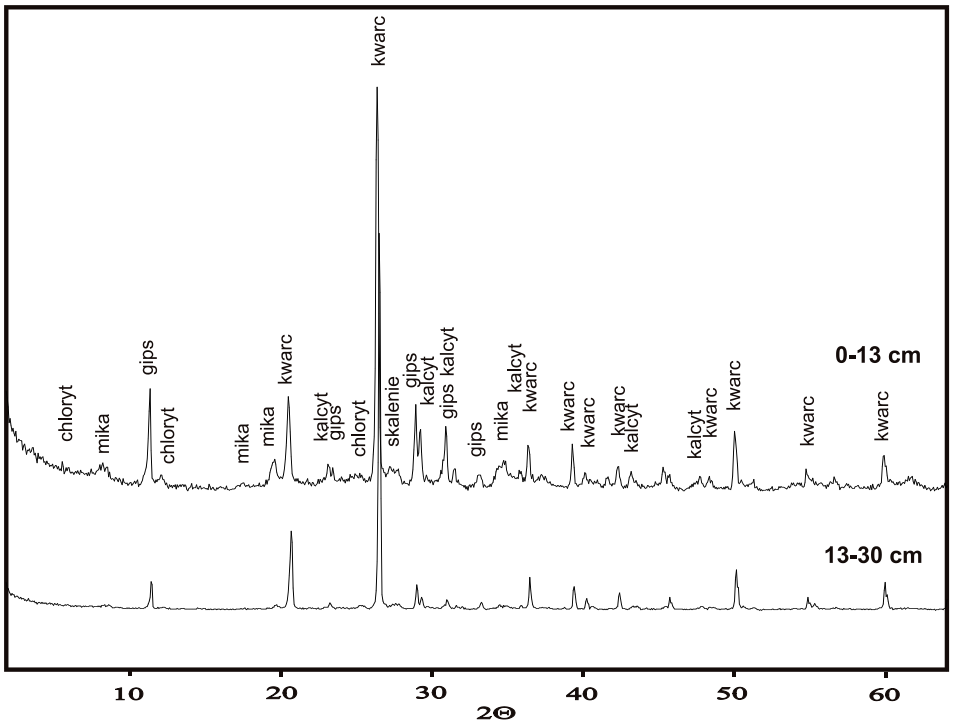


Ryc.1. Skład mineralny powierzchniowej warstwy wydmy – inicjalna gleba piaszczysta (*Aridic Arenosol*).

Profil glebowy tych utworów rozpoczyna się kruchą i spękaną, kilkucentymetrową warstewką (zazwyczaj 1–2 cm) jasnoszarego (5YR 7/1-7/2) zaskorupienia węglanowo-siarczanowego. Występują również typowe ilaste spękania takyrowe. Poniżej występuje suchy i twardy (scementowany), brunatno-czerwony (5YR 5/4-6/4) poziom gliniasty zasobny w kalcyt i gips (ryc. 2, 3).



Ryc.2. Skład mineralny gleby zaskorupionej – sołończak takyrowy *(Takyric Solonchaks)*.



Ryc. 3. Skład mineralny gleby aluwialnej z wtórnie powstałym poziomem węglanowym (*Calcic Fluvisols*).

Przykładem takiej gleby jest odkrywka nr 1 (ryc. II). Jest ona wytworzona z przesuszonych i poligonalnie spękanych osadów dennych jeziora Iriqui, pokrytych białawymi wykwitami solnymi.

Profil:

Acacs 0–13 cm, zaskorupienia jasno-szarobrunatne (7.5YR 7/2), uziarnienie – piasek pylasty, kruche płaty inkrustowane solami gipsu i kalcytu, pH 8,4, zawartość $CaCO_3$ – 10,9 %, przewodnictwo elektryczne 8,0 $dS \cdot m^{-1}$,

przejście stopniowe,

1 Bcsca 13–30 cm, czerwono brunatna (5YR 3/4) glina średnia, inkrustowana gipsem i kalcytem (ryc. 2), pH 8,0, zawartość $CaCO_3$ – 7,9%, przewodnictwo elektryczne 7,5 $dS \cdot m^{1}$,

2 Bcsca od 30 cm.

Przykładem pustynnych gleb, słabo zaskorupionych powierzchniowo, a wytworzonych na osadach aluwialnych rzeki Dra jest odkrywka nr 2

Profil:

Acacs 0–13 cm, szaro-brunatna (5YR 5/1) glina pylasta, struktura płytkowa, krucha – słabo scementowana gipsem i kalcytem, pH 7,5, zawartość $CaCO_3$ – 7,5%,

przejście stopniowe,

1 Bcacs 13–25 cm, czerwono-brunatna (2.5YR 4/8) glina pylasta, twarda, scementowana kalcytem i gipsem, pH 7,6, $CaCO_3$ – 17,6 %,

2 Bcacs od 25 cm.

Literatura

Bednarek R., Prusinkiewicz Z., 1997, *Geografia Gleb.* PWN, Warszawa.

Brady N.C., Weil R.R., 1999, *The Nature and Propertie of Soils.* Prentice Hall.,UpperSaddle River, New Jersey.

Birkeland P.W.,1999, *Soils and Geomorphology.* Oxford Univ. Press.

Boul S.W., Hole F.,D., McCracken R.J., 1997, *Soil Genesis and Classification*. Iova State Univ. Press.

Dłużewski M., Krzemień K., 2003. *Charakterystyka fizycznogeograficzna regionu Coude du Dra,* [w:] M. Dłużewski (red.), Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko). Wyd. Akademickie „Dialog", Warszawa, 11–44.

Skiba S., 2003, *Pokrywa glebowa,* [w:] M. Dłużewski (red.), Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko). Wyd. Akademickie „Dialog", Warszawa, 45–55.

Wpływ pustynnienia na migracje ludności w południowym Maroku (na przykładzie oazy Mhamid)

Karolina Sobczak
Instytut Nauk Fizycznogeograficznych,
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytet Warszawski
e-mail: krolaso@wp.pl

Wprowadzenie

Człowiek od wieków kształtuje środowisko, a jego działalność wywołuje zarówno pozytywne jak i negatywne zmiany. Funkcjonowanie w strefie suchej wymaga wielkiego wyczucia i przemyślanych decyzji, gdyż charakteryzuje się ona dużą wrażliwością równowagi środowiska przyrodniczego. Każda ingerencja może spowodować znaczne i nieodwracalne zmiany w funkcjonowaniu tutejszych eko- i agrosystemów. Znaczenie tego problemu jest o tyle większe, że rolnictwo stanowi podstawowe zajęcie i źródło utrzymania przeważającej części ludności na tym terenie, a działalność człowieka wymieniana jest jako jeden z podstawowych czynników powodujących pustynnienie.

Na obszarach, gdzie egzystencja ludzka staje się coraz trudniejsza, nasila się proces odpływu mieszkającej tam od lat ludności. Migracje te mogą być skutkiem zmian w środowisku przyrodniczym, wkraczania wydm na pola uprawne i do budynków oraz silnej degradacji gleby ograniczającej działalność rolniczą, która ze względu na niewielkie plony i dużą kosztochłonność przestaje być opłacalna. Migracje mogą być jednak także wywołane przyczynami ekonomicznymi, chęcią zmiany dotychczasowego stylu i poziomu życia oraz związaną z tym potrzebą znalezienia innego źródła dochodów.

Nasilenie się procesów pustynnienia oraz związany z tym rozwój pól wydmowych może wpływać ujemnie nie tylko na saldo migracji. Obszary, na których rozwijają się wydmy stanowią dużą atrakcję turystyczną. Przyciągają ciekawych wrażeń turystów a wraz z nimi inwestorów, również z zagranicy. Na obszarach takich rozwija się zaplecze turystyczne w postaci bazy noclegowej i gastronomicznej. Nowe inwestycje turystyczne stwarzają liczne miejsca pracy, choć miejscowa ludność nie zawsze chce lub umie z nich korzystać.

Cel i zakres badań

W dzisiejszych czasach coraz większe znaczenie dla funkcjonowania niektórych krajów europejskich mają migracje ludności z ich byłych kolonii. W znacznej części jest to ludność wyznania muzułmańskiego, pochodząca z północnej Afryki. Mieszkańcy biednego, mniej urodzajnego i objętego procesem pustynnienia południa również migrują na północ Maroka, głównie do dużych aglomeracji miejskich.

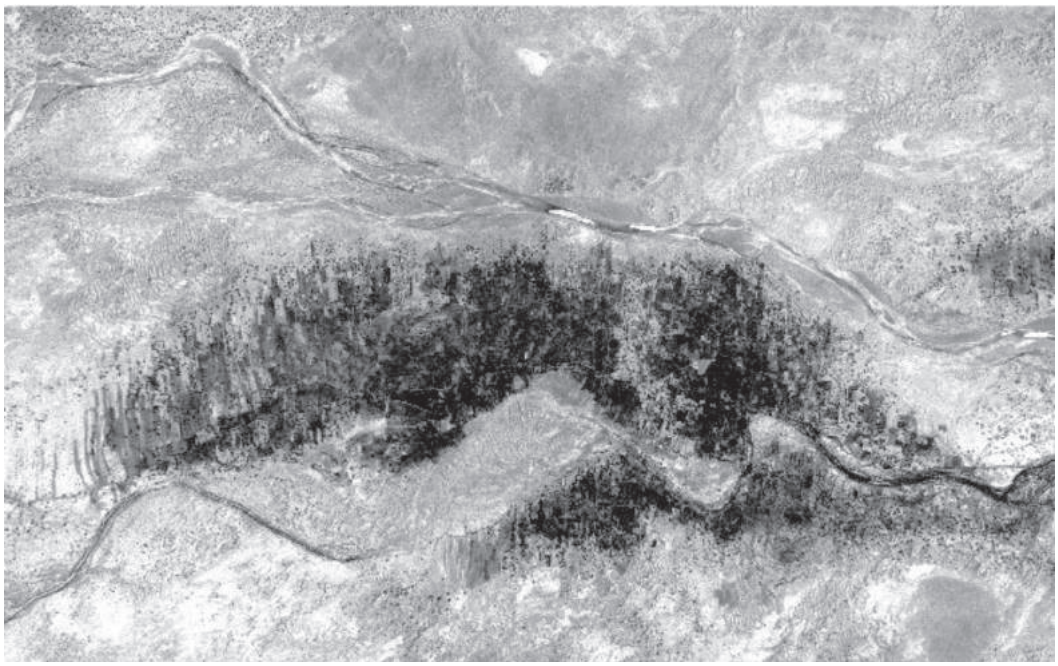
Badania prowadzone w Maroku miały na celu określenie zmian w środowisku przyrodniczym wywołanych przez działalność człowieka, w szczególności dotyczyły wzrostu intensywności procesu pustynnienia oraz wpływu tych zmian na migracje ludności na terenach objętych tym procesem. Teza postawiona na początku badań zakładała, iż pustynnienie wyrażone przez degradację gleby i wzrost jej zasolenia oraz rozwój procesów wydmotwórczych na obszarach zagospodarowanych przez człowieka, przyczynia się do nasilenia ruchów migracyjnych.

Problem pustynnienia i związanego z nim odpływu ludności dotyczy bardzo dużych obszarów położonych na północ i południe od Sahary, a także terenów na innych kontynentach, które leżą w strefie suchej i półsuchej. Intensywne zmiany środowiska przyrodniczego wywołane działalnością człowieka

w dolinie Dra, skłoniły do badań nad wpływem pustynnienia na migracje ludności na tym obszarze. Oaza Mhamid jest ostatnią spośród oaz położonych w dolinie ouedu Dra. Procesy pustynnienia oraz ich skutki w postaci rozprzestrzeniania się pól wydmowych, od czasu wybudowania tamy na południe od Ouarzazat w 1972 r., są bardzo dobrze widoczne na zdjęciach satelitarnych (ryc. 1, 2). Znaczny jest również odpływ z oazy młodych ludzi poszukujących nowych źródeł utrzymania. Rozwój wydm na tym terenie sprzyja jednak równocześnie dynamicznemu rozwojowi turystyki, co z kolei ściąga tu wielu inwestorów również z zagranicy oraz ludzi, którzy widzą swoją przyszłość w rozwoju turystyki.

Oaza Mhamid, położona jest na południu Maroka, przy granicy z Algierią. Stanowi jedną z oaz regionu Coude du Dra, której największa miejscowość – Mhamid – jest zarazem największą w tym regionie (2000 mieszkańców). Oaza rozciąga się między południkami 5°40' i 5°50'E wzdłuż równoleżnika 30°10'N. Położona jest w szerokiej, równoleżnikowo ukierunkowanej dolinie Ouedu Dra. Dolina zajmuje centralną część regionu Coude du Dra.

Badania w oazie Mhamid dotyczące wpływu procesów pustynnienia na migracje ludności stanowią kontynuację badań prowadzonych nad tymi zjawiskami w 2004 roku w Egipcie. Ich wyniki zostały przedstawione w pracy licencjackiej pt. „Wpływ pustynnienia na migracje ludności na przykładzie oazy Ganah (Egipt)" (Sobczak 2004).

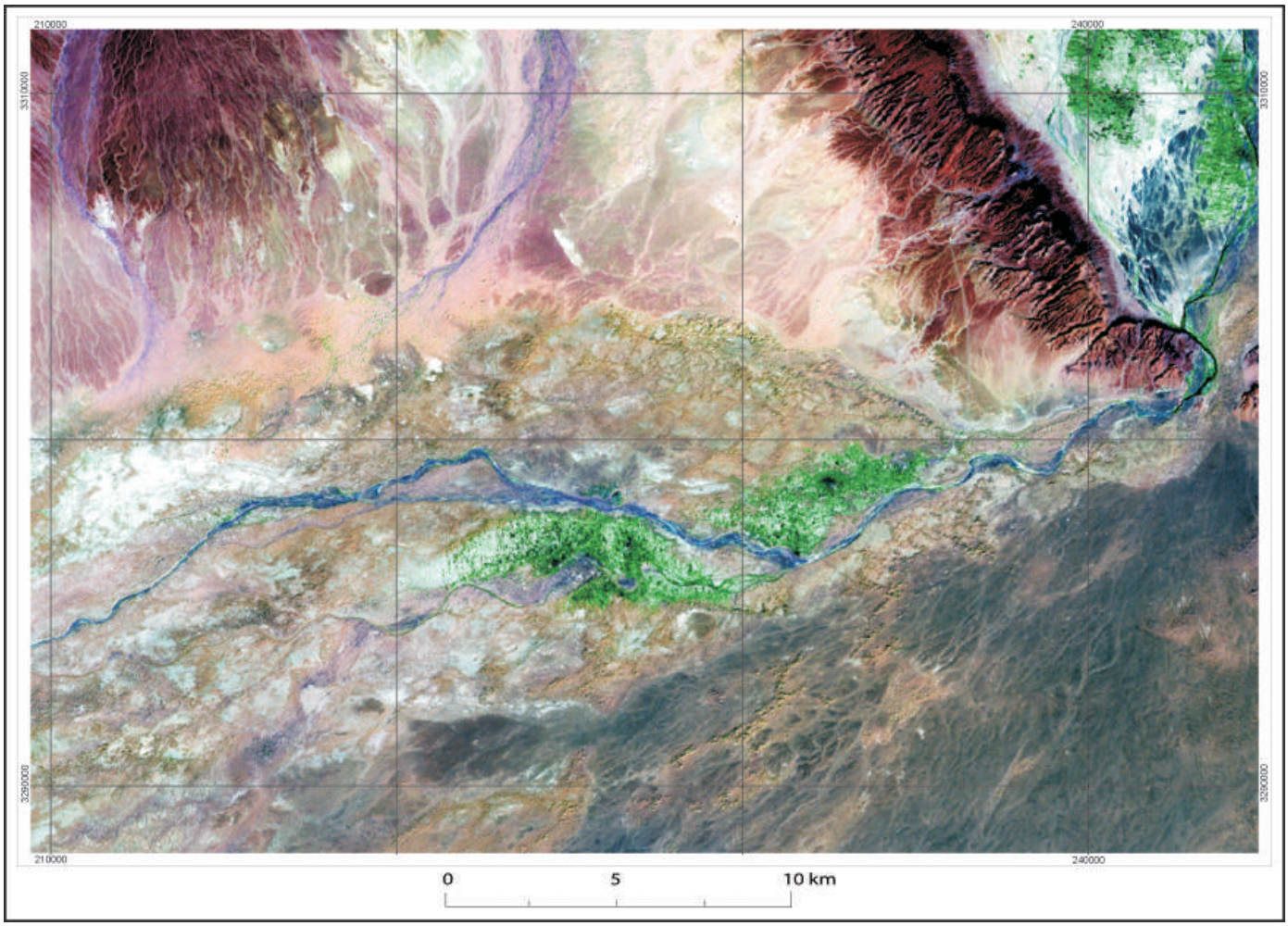


Ryc. 1. Obraz oazy Mhamid z satelity CORONA 1960r.

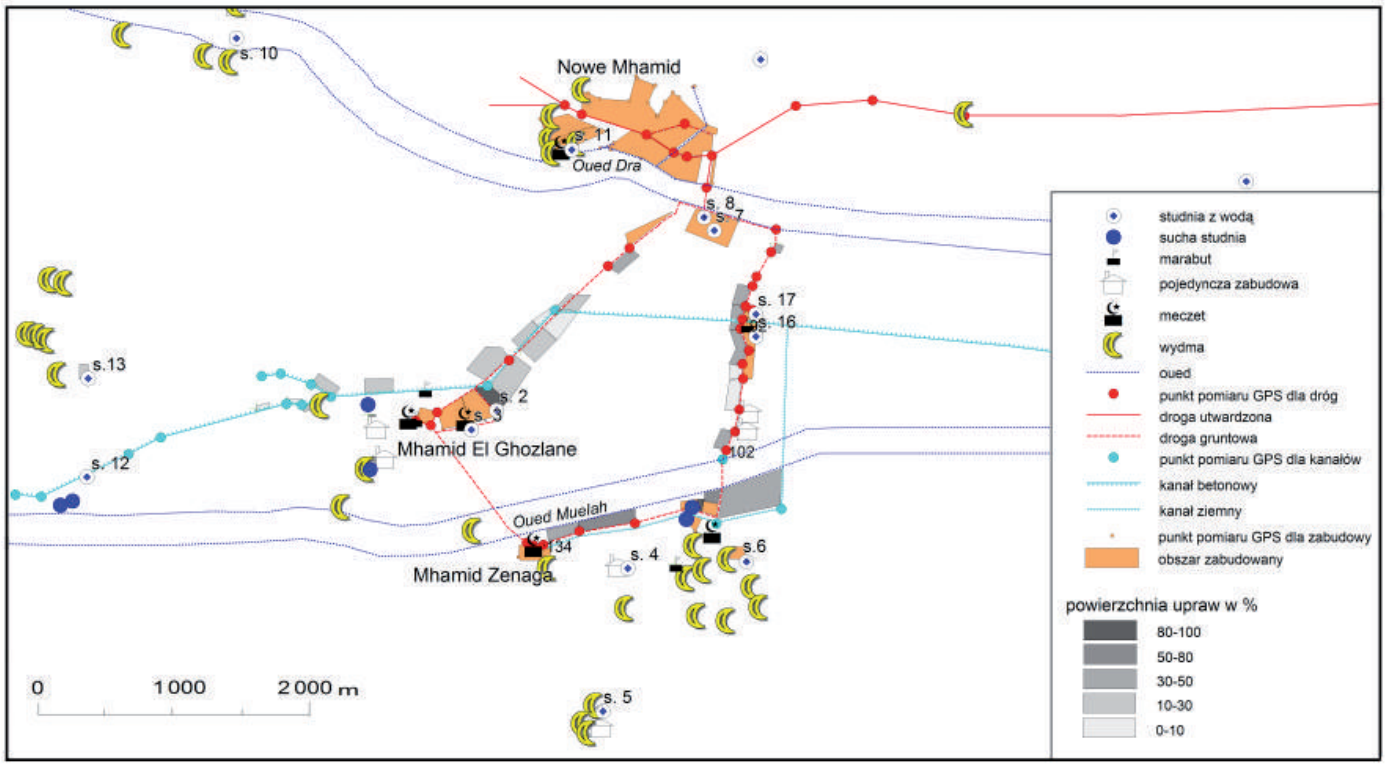
Metody badań

Badania terenowe prowadzone były w oazie Mhamid w marcu 2005 r. Brali w nich udział również pracownicy Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych oraz Polskiej Akademii Nauk. W trakcie badań wykonano:

- pomiary morfometryczne wydm – zmierzono wysokość wydm, długość i nachylenie stoków zawietrznych, rozpiętość ramion i udział procentowy powierzchni międzywydmowych. Pomiaru wysokości dokonano przy pomocy urządzenia „Compulevel" z dokładnością ±3 mm na każde 10 m pomiaru. Pozostałe pomiary wykonane były, w zależności od skali, z wykorzystaniem systemu GPS lub taśmy mierniczej i busoli geologicznej;
- pomiary zasięgu obszarów zwydmionych przy pomocy systemu GPS;
- pomiary zasięgu pól uprawnych, zabudowań oraz innych form działalności człowieka na terenie oazy Mhamid, przy pomocy systemu GPS;



Ryc. 2. Obraz oazy Mhamid z satelity Landsat 7, kompozycja RGB, 31 marca 2000r.



Ryc. 3. Plan oazy Mhamid (badania własne, marzec 2005r.).

- pomiary głębokości do lustra wody i do dna w studniach na terenie oazy Mhamid oraz podstawowych właściwości wody (pH, zapach, smak);
- pomiary systemu tam i kanałów prowadzących i rozprowadzających wodę od zbiornika znajdującego się na południe od Ouarzazate do oaz.

Ponadto na obszarze oazy Mhamid przeprowadzono obserwację uczestniczącą i wywiady z mieszkańcami. Badania te miały charakter jakościowy. Osoby, z którymi przeprowadzany był wywiad są przedstawicielami różnych grup społecznych, zarówno tych, które dzięki rozprzestrzenianiu się pól wydmowych mogą rozwijać na tym terenie działalność turystyczną, jak i tych, których dochody i sytuacja materialna uzależnione są od działalności rolniczej. W trakcie rozmowy formułowano pytania dotyczące:

- warunków przyrodniczych panujących na tym terenie,
- obserwowanych zmian zachodzących w środowisku oraz wpływu tych zmian na życie miejscowej ludności,
- rozwoju chorób wśród roślin i zwierząt po zmianach w nawadnianiu,
- zmian w wielkości upraw,
- nowych inwestycji na terenie oazy,
- szeroko rozumianej migracji ludności na tym terenie,
- zasobów ilościowych i jakościowych wody,
- sposobów, które ograniczałyby proces pustynnienia.

Czynniki wpływające na lokalizację oraz rozwój form i procesów eolicznych w oazie Mhamid

Prawie cały obszar obniżenia, z wyjątkiem części korytowej Ouedu Dra, pokryty został różnego typu formami genezy eolicznej. Materiał, z którego zbudowane są wydmy, pochodzi z różnych źródeł. W dużej mierze jest to materiał lokalny, ale również pochodzący z okolicznych gór (głównie Jebel Bani oraz Jebel Bani Selmane), a także z rozległych obszarów hamady. Występują tu głównie barchany, wydmy barchanoidalne oraz pola piasków przewianych. Najwyższe formy osiągają wysokość 111 m (Pletsch 1971, Dłużewski 2003).

Dla oazy Mhamid znaczenie mają trzy obszary pól wydmowych (ryc. 2, 3). Pierwszy z nich znajduje się na zachodnich obrzeżach oazy. Materiał tam akumulowany dostarczany jest głównie z hamady. Są to przeważnie wydmy poprzeczne oraz pojedyncze, małe barchany. Ich średnia wysokość kształtuje się w granicach 2–3 m, maksymalnie osiągając ponad 6,5 m. Niektóre z nich zatrzymując się na przeszkodach, głównie pniach palm, zaczynają tworzyć złożone wydmy barchanoidalne. Im bliżej oazy tym formy przesuwają się wolniej. Zmniejszeniu ulegają przestrzenie międzywydmowe. Akumulacja wymuszona w obrębie dawnych pól uprawnych na pniach nieowocujących już palm, pełni rolę zabezpieczenia przeciwwydmowego. Wydmy te poruszają się znacznie wolniej, przy czym przesuwają się głównie ich ramiona. Na mniejszych formach oraz w przestrzeniach międzywydmowych widoczny jest ciemniejszy materiał z licznymi agregatami ilasto-żelazistymi. Pomiędzy wydmami występują osady tarasu nadzalewowego. Obecność palm świadczy o tym, iż był to teren uprawny; obecnie z rzadka występują tu tamaryszki. Wskazują one na zasolenie gleby, przez co uprawa roślin, nawet mniej wymagających, daje mniejsze plony. Teren ten został opuszczony ze względu na brak wody, a w następnej kolejności wkroczyły na niego wydmy (Skiba 2006b, badania własne, marzec 2005).

Drugi obszar wydmowy graniczy z oazą od południa. Znajduje się on na dawnych polach uprawnych na podłożu ilastym. Świadczą o tym pozostałości utwardzonych wałów. Wśród form eolicznych przeważają barchany w fazie młodzieńczej oraz inicjalne wydmy poprzeczne. Barchany osiągają wysokość 50–70 cm, wydmy poprzeczne natomiast dochodzą do 160 cm. Obecne tu są również wyższe formy wymuszone, których osad akumuluje się na płotkach przeciwwydmowych oraz pniach drzew. Najbliżej oazy powierzchnie międzywydmowe zajmują około 60% i w miarę oddalania się od niej ich udział staje się coraz większy. Formy młodzieńcze wydm świadczą o tym, iż obszar ten dopiero w ostatnim czasie uległ zwydmieniu. Z relacji miejscowej ludności wynika, iż jeszcze 15 lat temu pola te były uprawiane, a proces akumulacji eolicznej w ogóle nie występował. Podobne formy wydmowe obserwowano również wzdłuż drogi łączącej oazę Mhamid z Oualad Driss, przy czym tylko na odcinkach, gdzie droga jest prostopadła do kierunku wiatru.

Trzeci spośród obszarów wydmowych znajduje się w korycie ouedu. Od czasu wybudowania zapory woda w korycie pojawia się bardzo rzadko. Spowodowało to osuszenie materiału i nasilenie procesu deflacji. Materiał akumulowany jest w formie barchanów w fazie inicjalnej i młodzieńczej oraz niewielkich nebek, których występowanie związane jest z roślinnością występującą w dnie koryta. Większe formy wkraczają na ulice i do domostw położonych w pobliżu ouedu. Z głównego koryta materiał transportowany jest głównie na teren północnej części miejscowości. Widocznych jest tam już kilka opuszczonych gospodarstw po szczyty ścian wypełnionych piaskiem. Wydmy wkraczające między domostwa osiągają do 2 m wysokości. Jako pierwsze zasypywane są ulice równoległe do ouedu. Dopiero z nich piasek wkracza na ulice prostopadłe.

W obrębie oazy Mhamid koryto rzeki rozgałęzia się. Główne koryto przebiega przez północną część oazy i oddziela nową część – zamożniejszą i hotelową – od tej zamieszkiwanej przez uboższą ludność, zajmującą się rolnictwem. Szerokość ouedu w tym miejscu wynosi około 100 m. W dnie, oprócz inicjalnych form wydmowych, widoczny jest materiał żwirowy i kamienisty, obtoczony, o średnicy do 20 cm. Świadczy to o występującym tu w przeszłości przepływie wody o dużej energii. Piasek z dna ouedu wykorzystywany jest przez miejscową ludność do celów budowlanych. Nieliczna, krzaczkowata roślinność w dnie świadczy o dość dużej głębokości do wody. Stanowi ona pokarm dla pasących się w dnie ouedu wielbłądów, ale również jest miejscem akumulacji osadów eolicznych.

Boczne koryto – oued Muelah – przebiega przez środek starej części miejscowości. Wypełniony jest materiałem piaszczystym i żwirowo-kamienistym, obtoczonym. Średnia średnica głazików wynosi 5–8 cm, a maksymalnie dochodzi do 20 cm. W części wschodniej na niewielkim obszarze dno koryta jest ilaste, porośnięte tamaryszkami. Z pozostałych koryt ouedu materiał piaszczysty nie jest jeszcze wwiewany na obszar zabudowany. Liczne nebki i pierwsze formy inicjalne świadczą jednak o tym, że w przyszłości także tutaj można spodziewać się wydm wkraczających do domostw (badania własne, marzec 2005).

Podstawowym czynnikiem mającym wpływ na typ akumulacji i występowanie form eolicznych jest wiatr. Na gospodarkę wiatr wpływa zdecydowanie niekorzystnie. Cechuje go duża zmienność pod względem siły, częstości występowania oraz kierunku. Najczęściej występuje on w okresie przełomu letnio-jesiennego oraz przełomu wiosenno-letniego. Ponadto w okresie lata można stwierdzić przewagę wiatru z kierunku północno-wschodniego. Jest to okres, gdy badany obszar znajduje się pod wpływem oddziaływania pasatu. Wysuszające oddziaływanie na uprawy rolnicze mają wiatry typu

- Chergui (wiatr wschodni)
- Sirocco (wiatr południowy).

Przy dłuższym okresie oddziaływania takiego wiatru może dojść do całkowitego wyschnięcia upraw. Może on również powodować przedwczesne dojrzewanie zboża, co także wpływa na zubożenie plonów. Silne wiatry mogą powodować burze piaszczyste, które stanowią istotne utrudnienie dla mieszkańców. Powodują znaczne przyspieszenie przemieszczania się wydm. Przyczynia się to do szybszego zasypywania kanałów nawadniających oraz ciągów komunikacyjnych, a także domów i pól (Dłużewski, Krzemień 2003).

Są one na tyle istotne dla miejscowej ludności i na tyle stałe, że informacje o nich przekazywane są z pokolenia na pokolenie. W czasie prowadzonych badań jeden z mieszkańców przyznał, iż jego ojciec zawsze mawiał, że wiatr wiejący wiosną i jesienią z południa przynosi deszcz, natomiast wiatr wiejący ze wschodu suszę. Według obserwacji miejscowych, wiatr wiejący znad Atlantyku wieje nieustannie przez tydzień, natomiast wiatr suchy wycisza się na wieczór i zaczyna wiać koło południa kolejnego dnia (badania własne, marzec 2005).

Zasoby wodne oazy

Głównym źródłem wody w oazie, do czasu wybudowania zbiornika na południe od Ouarzazate, był oued Dra. Czas wezbrań pokrywał się z okresami deszczowymi oraz roztopami w Górach Atlas, gdzie rzeka ma swoje źródła. Następowały one wiosną – w marcu oraz jesienią – w okresie od września do grudnia. Opady były jednak bardzo zróżnicowane, zarówno pod względem intensywności jak i okresu występowania. Wynikająca z tego nierównomierność przepływów w rzece Dra, powodowała znaczne utrudnienia w uprawie ziemi, a głównie w planowaniu zabiegów irygacyjnych (Pletsch 1971).

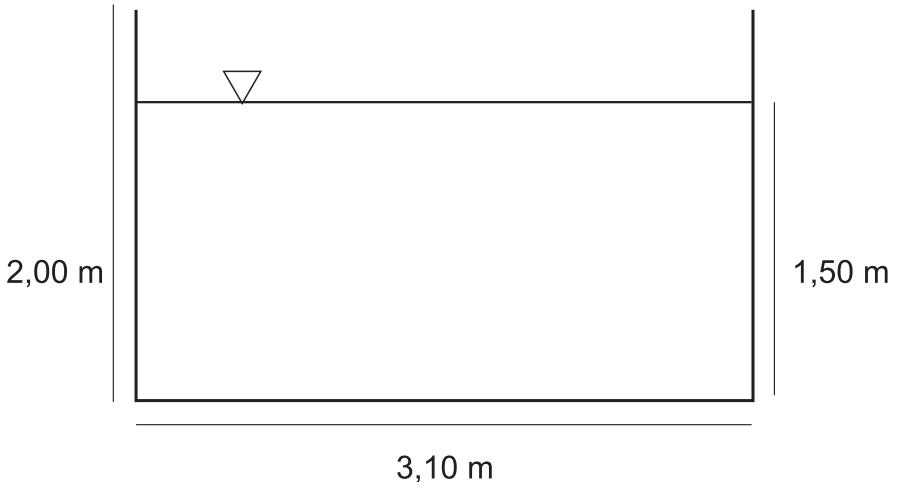
W momencie, gdy w górach nie wystąpiły opady i stan wody w rzece był niski, rosło znaczenie opadów bezpośrednio w oazach, gdyż opady te stawały się wówczas głównym dostarczycielem wody dla pól uprawnych. Połowa rocznego opadu przypada na miesiące jesienne, zimą i wiosną rozkłada się on mniej więcej

równomiernie, natomiast latem opady właściwie nie występują. W ciągu roku przyjmują one dwa maksima przypadające na okres od września do grudnia i marzec. Z takiego układu opadów wynikał system zasiewów i zbioru plonów w oazach. W czasie jesiennych opadów następuje siew zbóż, a w kwietniu zbiór plonów. W wypadku przesunięcia któregokolwiek z okresów deszczowych, dochodzi do zaburzenia rytmu wegetacyjnego roślin i zboże staje się niepełnowartościowe (Pletsch 1971, Dłużewski 2003).

Obecnie głównym źródłem wody nawadniającej pola jest woda dostarczana systemem tam i kanałów ze zbiornika na południe od Ouarzazate oraz w znacznie mniejszym stopniu opady. Z relacji miejscowej ludności wynika, iż obecnie występujące tu deszcze padają przez około 1 godzinę i powtarzają się przez kilka kolejnych dni (badania własne, marzec 2005).

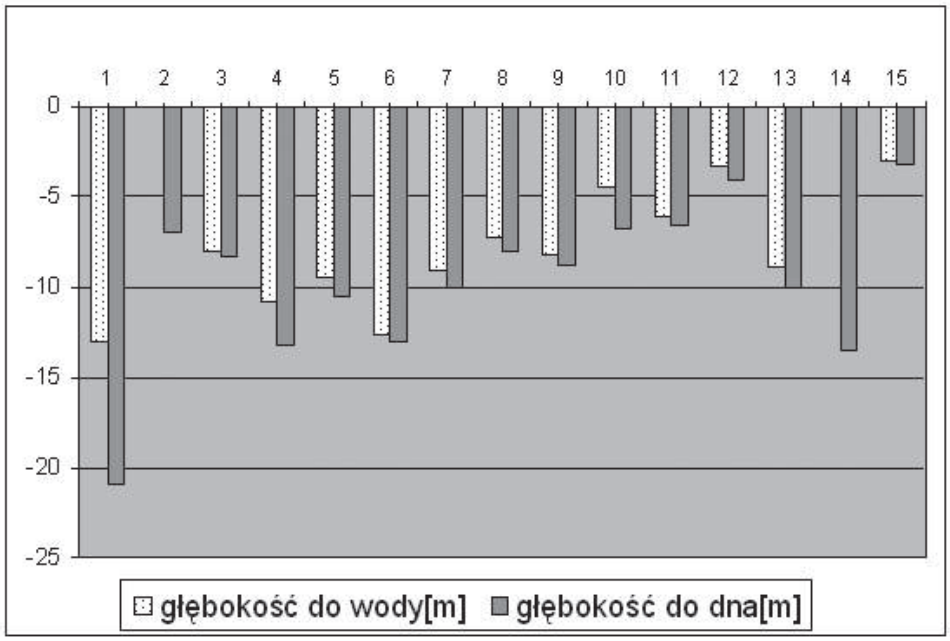
Oued Dra do momentu wybudowania zapory na południe od Ouarzazat, był aż do Mhamid jedyną okresową (nie epizodyczną) rzeką południowego Maroka. Obecnie dolina Dra powyżej Mhamid na odcinku 200 km przedzielona jest przez 80 zapór, o łącznej wydajności około 50 m^3/s. Zmagazynowana woda przeznaczana jest głównie na cele irygacyjne. Największa z tam powstała w 1972 roku w Mansur ad Dhabi (na południe od Ouarzazat). Jest wysoka na 70 m i spiętrza połowę wód Dra, tworząc jezioro o powierzchni 45 km^2 i pojemności 0,56 km^3 (Dłużewski 2003). Powstanie zapory znacząco wpłynęło na zmniejszenie zasilania w wodę obszarów położonych poniżej. Woda płynąca korytem ouedu oraz w jego aluwiach spiętrzana jest na kolejnych tamach, których lokalizacja jest ściśle związana z wcześniej powstałymi oazami. Spiętrzona woda przez system zastawek dostarczana jest do kanałów biegnących wzdłuż ouedu oraz nawadniających okoliczne pola. Nadmiar wody wpływa do koryta, gdzie płynąc w korycie i w aluwiach przemieszcza się do kolejnej tamy. Tam woda jest ponownie spiętrzana i kolejnym systemem kanałów dostarczana na pola. Taki system irygacji powoduje bardzo duże jej straty. Choć woda znajdująca się w aluwiach nie paruje, to jednak następuje jej szybka infiltracja do niższych warstw. Woda prowadzona systemem otwartych kanałów podlega natomiast silnemu parowaniu. Obecnie, w latach obfitych w opady do oazy Mhamid systemami irygacyjnymi może być doprowadzone około 23 milionów metrów sześciennych wody w ciągu roku (Dłużewski, 2003; badania własne, marzec 2005).

Wszystkie tamy budowane są w podobny sposób. Składają się z wystającej na około 50 cm ponad dno koryta betonowej przegrody. Obok niej znajduje się właściwa tama z dwoma przepustami. Przed nimi znajduje się wlot do kanałów nawadniających daną oazę. System kanałów jest dosyć rozbudowany. Główny kanał jest największy. Jego przekrój może mieć różne kształty: półokręgu, trójkąta lub prostokąta. Dla przykładu kanał w El Had (ryc. 4) ma kształt otwartego prostokąta o szerokości 3,10 m i wysokości 2 m. Maksymalny poziom wody w kanale wynosił 1,5 m.



Ryc. 4. Kanał w El Had.

Wszystkie kanały prowadzące wodę są odkryte. Sprzyja to zarówno silnemu parowaniu, zasypywaniu nanoszonym materiałem jak i składowaniu tam różnego rodzaju odpadów, które przyczyniają się do pogorszenia jakości wody (badania własne, marzec 2005).



Ryc. 5. Głębokość do dna studni i do lustra wody w czasie badań prowadzonych w marcu 2005r.

Oprócz wody dostarczanej systemem kanałów ludność Mhamid czerpie wodę również z aluwiów. Głębokość zwierciadła wód gruntowych w 1967 roku wynosiła od 2 m w dnie doliny Dra do 3–8 m na obrzeżach tego obszaru. W czasie prowadzenia badań w roku 2005 głębokość do wody w dolinie wynosiła 3–4,5 m (studnie nr 10 i 12) (ryc. 5.), a na obrzeżach oazy dochodziła do 11–12 m (studnie nr 4 i 6) (ryc. 5). W obrębie oazy znajdowały się również suche studnie, np. oznaczona numerem 14, których głębokość przekraczała 13 m (ryc. 3). Jednym z czynników wpływających na tak niski stan wód jest prawdopodobnie regulacja górnego odcinka ouedu. Wody płynące dawniej korytem i infiltrujące w głąb zasilały poziom aluwiów, przyczyniając się do wyższego poziomu wód gruntowych. Wybudowanie zbiornika i prowadzenie wód systemem kanałów uniemożliwiają ten sposób zasilania wód aluwialnych. Dodatkowo do niskiego stanu wody mogła przyczynić się ponad 13 miesięczna susza, jaka miała miejsce w tym rejonie przed prowadzonymi badaniami (badania własne, marzec 2005).

Dość mały jest również poziomy przepływ wód gruntowych (poniżej 100 l/s, a średnio 20 l/s). Jest to jeden z głównych powodów wysokiej koncentracji soli. Zasolenie wód aluwialnych jest znacznie wyższe niż wód z głębszych warstw wodonośnych. Największe wartości osiąga ono poniżej Mhamid (Dłużewski 2003).

Ludność oazy ma dostęp również do trzeciego źródła wody pochodzącego z warstwy wodonośnej występującej w piaskowcach kwarcytycznych w okolicach Jebel Bani. Ma ono duże znaczenie, zwłaszcza dla ludności nomadycznej, ze względu na małe zasolenie.

Wody te pozyskiwane są w dwojaki sposób. Pierwszy polega na wykorzystaniu wody spływającej aluwiami epizodycznych rzek. W dnach koryt tych rzek kopane są studnie, z których czerpana jest woda. Wykonano pomiary w studni oznaczonej numerem 15 (ryc. 5) leżącej w ouedzie Misarija. Wysokość słupa wody uzależniona jest od intensywności eksploatacji oraz wielkości opadów w górach Jebel Bani. W momencie badania wynosiła 0,2 m. Tak niski poziom wody mógł być związany z jej eksploatowaniem przez liczne grupy turystyczne. Ludność nomadyczna oraz przewodnicy zatrzymują się przy nich, aby napoić wielbłądy. Woda jest lekko gorzkawa, ale nie słona, o odczynie obojętnym (badania własne, marzec 2005).

Drugi sposób pozyskiwania wody z obszarów podgórskich, opiera się na czerpaniu wody z warstwy wodonośnej zalegającej w marglach. Pierwszą studnię wybudowano w 1972 roku 21 kilometrów na północ od Mhamid. W 1975 roku poprowadzono żeliwnymi rurami rurociąg do oazy. W roku 1982 studnię pogłębiono do 40 m osiągając wydajność 1,5 l/s. W tym samym czasie 400 m dalej (na zachód) wykopano

studnię o głębokości 22 m i o wydajności 3,5 l/s. Również w 1982 roku, 3 km bliżej Mhamid, wykopano dwie studnie o głębokości 14 m i wydajności 5 l/s. Obecnie najstarsza studnia nie jest już eksploatowana. Przy dwóch najbliższych zainstalowano pompy elektryczne o maksymalnej wydajności 5 l/s. Słup wody ma wysokość 3 m. W czasie, gdy prowadzone były badania, trwały prace nad budową nowego rurociągu, z plastiku i aluminium. Budowano także betonowo-kamienny próg przegradzający warstwę wodonośną w marglach. Ma on spiętrzyć wodę i zwiększyć możliwości eksploatacyjne studni. Woda z tej warstwy wodonośnej jest słodka i po przegotowaniu nadaje się do spożycia. Jest ona bezpośrednio doprowadzana do hoteli, których liczba znacznie wzrosła w ostatnich latach. Dla miejscowej ludności udostępniono jedynie kilka ujęć tej wody. Znajdują się one w różnych miejscach oazy; do domów ludność przenosi ją w plastikowych pojemnikach.

W latach 60. maksymalnie 75% wody wykorzystywanej do nawadniania oazy Mhamid czerpane było z systemów irygacyjnych zasilanych przez wody powierzchniowe rzeki Dra. Około 26% pochodziło z drenowania wód aluwialnych podpowierzchniowych, a jedynie 5% – ze studni wykorzystujących głębsze poziomy wodonośne. Do wahań zasolenia dochodziło więc w związku ze zmianą wielkości przepływu w rzece Dra (Pletsch 1971). Obecnie zasięg upraw zmniejszył się. Pola nawadniane są głównie wodami pochodzącymi z drenowania wód aluwialnych oraz wodami prowadzonymi systemem kanałów ze zbiornika Mansur ad Dahabi położonego na południe od Ouarzazat. Jedynie nieliczne pola mają możliwość nawadniania wodami ze studni sięgających głębszych poziomów wodonośnych. Woda z poziomów aluwialnych jest silnie zasolona, a tak wysoka koncentracja soli w wodzie służącej do nawadniania pól jest przyczyną obniżania jakości gleb i możliwości ich wykorzystania w celach rolniczych (Skiba 2006a). Bardzo wyraźnie widoczne jest rozłożenie pól wzdłuż kanałów prowadzących wodę i w pobliżu ujęć wody z głębszych warstw wodonośnych. Im dalej od źródła wody tym pola dają mniej wartościowe plony, aż w końcu zupełnie zanikają i widoczne są jedynie poletka przygotowane pod uprawę na wypadek intensywniejszych opadów (badania własne, marzec 2005).

Działalność człowieka w oazie Mhamid

Oaza Mhamid zawsze rozwijała się najsłabiej spośród oaz położonych w dolinie Dra. Było to wynikiem zarówno oddalenia od większych miejscowości jak i tego, że do oazy docierało najmniej wody spływającej z Atlasu. Wcześniejsze tamy zlokalizowane przy poszczególnych oazach zabierały znaczną część wody, nie przeszkadzały jednak w tym, aby okresowo woda docierała do Mhamid. Od czasu wybudowania zapory na południe od Ouarzazat i zretencjonowania tam prawie połowy wód spływających z gór, do oazy dociera coraz mniej wody, a warunki agrarne ulegają stałemu pogarszaniu. Wyraźnie widać to przy porównaniu sytuacji z lat 1968/1969 opisanej w Rapp. Dra oraz sytuacji z roku 1981 przedstawionej w *„Etablissement d'un plan directeur de mise en valeur agricole de la vallée du Drâa moyen"* z warunkami zaobserwowanymi w trakcie badań przeprowadzonych w marcu 2005 roku.

Pod koniec lat 60. oraz na początku lat 80. największe znaczenie wśród upraw miała lucerna oraz jęczmień. W mniejszym stopniu uprawiane były również pszenica, rośliny strączkowe oraz warzywa. Uprawy roślin ziemnych zajmowały wtedy ponad 1000 ha. W trakcie badań prowadzonych w 2005 roku widoczne było znaczne zmniejszenie powierzchni upraw. Większość pól była przygotowana pod zasiew, jednak z powodu braku wody, do niego nie doszło. W pobliżu ujęć wody zasiana była pszenica, a trochę dalej lucerna. Najdalej widoczne były już jedynie palmy (Rapp. Dra, 2/III B, Etablissement... 1981, badania własne marzec 2005).

Główną uprawę w oazach stanowi jednak palma daktylowa. W Mhamid jest jej ponad trzykrotnie mniej niż w pozostałych oazach doliny. W czasie sporządzania raportu w latach 60. w Mhamid uprawianych było ponad 268 tys. palm daktylowych wszystkich gatunków. Na początku lat 80. było ich już tylko ponad 120 tys., z czego jedynie 1280 było męskich. Daje to 1 palmę rodzaju męskiego na 90 palm żeńskich. Taka dysproporcja powoduje znaczne utrudnienia w zapylaniu i zapewne z tego powodu prawie 34 tys. palm nie dawało owoców. Najwięcej uprawianych palm (prawie 65%) należało do I klasy. Owoce z niej przeznaczane są głównie do produkcji przemysłowej. Palmy daktylowe należące do III klasy stanowiły zaledwie 9% uprawy. Ich owoce w ponad 50% przeznaczane były na karmę dla zwierząt. Oprócz palm daktylowych w oazie rosło również 30 granatowców, które jednak już wtedy nie dawały owoców. W trakcie prowadzenia badań w marcu 2005 roku ludność skarżyła się na pasożyta, który zaatakował palmy. Rozprzestrzenił się

on w oazach całej doliny, najbardziej atakując pędy liści. Ludność stara się bronić przed nim, podpalając zaatakowane palmy, czego efektem są liczne kikuty drzew, które nie ścinane świadczą o dawnych plantacjach daktyli. Według informacji pozyskanych w czasie wywiadów prowadzonych w marcu 2005 r., przed zarazą z jednej palmy można było uzyskać 20 kg daktyli. Od czasu suszy i ataku pasożyta palmy prawie nie owocują (Etablissement.... 1981, badania własne marzec 2005).

Ludność Mhamid zajmuje się również hodowlą. Przeważają tu gatunki wytrzymałe na trudne warunki gorącego, suchego klimatu. Jednak także w przypadku hodowli zwierząt wyraźnie widoczne są skutki pogorszenia warunków życia. W latach 80. wśród trzody przeważały owce (ponad 60% pogłowia) hodowane dla mięsa, mleka i wełny. Oprócz owiec hodowano również bydło i kozy. Spośród zwierząt pociągowych największe znaczenie miały w tym czasie osły i muły. Pogłowie osłów liczyło 986 sztuk, a hodowanych mułów było zaledwie 106 sztuk. Do celów pociągowych wykorzystywanych było jedynie blisko 30%, pozostałe stanowiły rentę miejscowej ludności. W latach 80. w Mhamid mieszkało dwustu Nomadów. Zajmowali oni 170 namiotów, byli właścicielami 30 gajów palmowych i kilku stad wielbłądów. W latach późniejszych, po upowszechnieniu transportu zmechanizowanego, zmuszeni zostali do przekwalifikowania się z hodowli wielbłądów na łatwiejszą i tańszą hodowlę kóz i owiec. Zaraza jaka rozprzestrzeniła się na obszarze doliny Dra w związku z wysychaniem Jeziora Iriqui położyła kres hodowli wielbłądów (Etablissement.... 1981, Dłużewska 2003).

Obecnie krów nie widać. Nieliczne kozy można spotkać jedynie poza obszarem oazy. Możliwe, że wraz z 20–osobową grupą Nomadów zwierzęta schroniły się przed suszą w górach. Owce jako bardziej wymagające w hodowli, trzymane są w oazie.

Ludność Mhamid

W latach 80. liczba mieszkańców Mhamid wraz z przyległymi oazami wynosiła 10 200 osób. Mieli oni możliwość kształcenia się w miejscowej szkole lub jednej spośród 80 szkół znajdujących się w dolinie Dra, w których w tym czasie było 235 klas i 347 nauczycieli. Większość z nich przyjeżdża uczyć do szkół w oazach w zamian za bezpłatne studia (Etablissement.... 1981). Obecnie w Mhamid do szkoły podstawowej chodzi około 300 osób. Część z nich zakończy prawdopodobnie edukację na czwartej klasie sześcioklasowej szkoły podstawowej. Pozostali pójdą do gimnazjum, po którym będą uczęszczać do miejscowego liceum i zdadzą maturę. Można się spodziewać, że potem wyjadą z Mhamid i po znalezieniu pracy w mieście już nie wrócą. W tej chwili z Mhamid wyjechali prawie wszyscy młodzi ludzie. Zostały osoby starsze, dzieci oraz ci, którzy zajmują się turystyką. Młodzież nie pracuje na roli, gdyż przy panujących warunkach naturalnych nie ma okazji się tego nauczyć. Starsi przy ograniczonych siłach pracują, ale tylko wtedy, gdy pada deszcz albo, gdy są dostawy wody z Ouarzazate. Zdarza się to średnio 4 razy do roku i trwa 25 godzin. Nie daje to szansy na owocne plony, i dlatego, ludność zajmująca się uprawą roli, gdy tylko ma możliwość, znajduje pracę poza Mhamid. Najczęściej na emigrację decydują się dawni Nomadowie, co uwarunkowane jest czynnikami kulturowymi. Wśród kierunków jakie obierają, przeważają wielkie miasta, takie jak Casablanka, jednakże w ciągu ostatnich lat w znacznym stopniu nasiliło się zjawisko emigracji poza granice kraju (Dłużewska 2003, badania własne, marzec 2005).

Pomimo, iż pierwsze inwestycje związane z turystyką zaczęły powstawać na tym terenie w latach 30. XX w. (Hotel Sahara), to jej intensywny rozwój rozpoczął się około 12 lat temu. Zajmują się nią ci z mieszkańców, którzy nie przenieśli się na inne tereny wraz ze zwierzętami. Równocześnie z rozwojem turystyki zostały na ten teren sprowadzone wielbłądy. Obok stale powiększających się wydm, stanowią one główną atrakcję dla przyjeżdżających tu turystów.

Głównymi inwestorami przyczyniającymi się do rozwoju turystyki w Mhamid są przedsiębiorcy zagraniczni. Inwestorzy z Holandii, Portugalii, Hiszpanii, Francji przeznaczają fundusze na budowę hotelu w oazie, sami jednak tu nie przebywają. Nawiązują współpracę z wykształconymi Marokańczykami, właścicielami ziem, którzy są odpowiedzialni za prowadzenie działalności. Oni z kolei zatrudniają miejscowych lub przyjezdnych spełniających stawiane im wymagania, w tym znajomość języka obcego w stopniu wystarczającym do komunikacji. Osoby te zajmują się m.in. obsługą gości w hotelu oraz przewozem turystów do miejsc atrakcyjnych. Dla Mhamid jest to szansa rozwoju, jednak miejscowa ludność, która mogłaby znaleźć zatrudnienie w tej branży w większości już wyjechała, dlatego ci, którzy tu pracują przeważnie pochodzą z innych miejscowości, często znajdujących się kilkaset kilometrów od miejsca zatrudnienia.

Sposoby przeciwdziałania procesowi pustynnienia

Wśród ludności Maroka nie widać tak typowego dla Egiptu biernego podejścia do tego problemu. Podczas gdy ludność egipska bardzo często w momencie wkroczenia wydmy na drogę, do kanału, do domu budowała nową drogę, prowadziła nowy kanał czy też się przeprowadzała, władze marokańskie starają się przeciwdziałać wkraczaniu wydm. Ze względu na wysoki koszt takich metod jak zasypanie form grubszym materiałem czy zalania ich ropą, znaleziono nową formę przeciwdziałania – bardziej ekologiczną i estetyczną jak sami mówią. Na przedpolu oaz lub w miejscach gdzie droga biegnie prostopadle do kierunku wiatru i występuje zagrożenie zasypaniem buduje się płotki z liści palmowych. Ustawiane są one w kształcie rombów o boku około 10 m i wysokie na 70–80 cm. W zależności od intensywności procesu buduje się od trzech do pięciu rzędów takich płotków. Gdy poziom piasku zacznie przekraczać wysokość płotków, umocowuje się kolejny poziom liści. W środku takiego rombu często sadzi się rośliny typu tamaryszkowego, mało wymagające, o rozbudowanym systemie korzeniowym, aby jeszcze bardziej stymulować akumulację transportowanego przez wiatr materiału. Według informacji od przedstawiciela Ministerstwa Środowiska, w Maroku obowiązuje zakaz wycinania nieuschniętych tamaryszków. Prawo pozwala na strzelanie do osób nie przestrzegających tego zakazu.

Tutejsza ludność wykazuje się znajomością innych sposobów przeciwdziałania pustynnieniu, takich jak nawadnianie kropelkowe, zasypywanie grubszym materiałem czy zalewanie form wydmowych asfaltem lub ropą, co ma powstrzymać przemieszczanie się wydm, jednakże przyznaje, że ze względów finansowych są one niemożliwe do zastosowania na terenie Maroka.

Wnioski

Do czasu wybudowania tamy na południe od Ouarzazate ludność Mhamid zajmowała się głównie rolnictwem. Dość regularne wezbrania w ouedzie Dra pozwalały na osiąganie plonów wystarczających do utrzymywania się z działalności rolniczej prowadzonej na obszarze oazy Mhamid. Wybudowanie tamy znacząco wpłynęło na zmianę warunków życia ludności zamieszkującej tereny położone poniżej zapory. Okresowo woda w korycie dociera aż do Zagory. Jednakże do Mhamid dopływa jedynie kanałami, przez co zapoczątkowane procesy pustynnienia są tu najbardziej widoczne. Obniżenie się poziomu wód gruntowych przyczyniło się do zasolenia gleb oraz uruchomienia procesów wydmotwórczych. Wydmy wkraczają do oazy zarówno z terenów położonych poza nią jak i z suchego obecnie koryta Dra, które przechodzi przez jej środek. Wydmy zasypują nie tylko pola, ale wkraczają także do domów, zmuszając ludność do przesiedlania się. Nowo powstające kanały, mające prowadzić wodę na pola oddalone od centrum oazy o kilka kilometrów, dają nadzieję mieszkańcom na przyszłe plony, jednakże woda płynęła nimi jedynie w dniu uruchomienia bądź w ogóle. Zaorana i przesuszona gleba pól przygotowanych pod zasiew stanowi bardzo łatwy materiał do wywiewania, przyczyniając się tym samym do zwiększenia intensywności procesu deflacji. Takie warunki nie dają jasnych perspektyw na przyszłość. Młodzi ludzie wyjeżdżają z Mhamid, aby się kształcić i po znalezieniu pracy już nie wracają. Pozostają osoby starsze i dzieci, którzy sposób na przetrwanie znaleźli w korzystaniu z pomocy tych co wyjechali oraz szukaniu innych źródeł zarobku. Miejscowa ludność przyznaje, że za kilka lat nikt spośród dawnych mieszkańców nie będzie tu mieszkał. Jednak nie można powiedzieć, że odpływ ludności jest wywołany jedynie pustynnieniem. Nakładają się na to dodatkowe czynniki ekonomiczne. Ci, którzy wyjeżdżają, nie chcą dłużej mieszkać w domach z klepiskiem zamiast podłogi. Chcą się kształcić, znaleźć pracę w mieście i poprawić swoje dotychczasowe warunki ekonomiczne.

Z drugiej strony, do Mhamid przyjeżdżają ludzie, którzy w tej oazie widzą perspektywy rozwoju turystyki. Przyjeżdżają zagraniczni inwestorzy, dający fundusze na budowę kolejnych hoteli i kopanie studni zaopatrujących je w wodę. Przyjeżdżają również turyści, szukający tu wrażeń wśród Nomadów, wielbłądów i piasków pustyni.

Pustynnienie obok czynników ekonomicznych jest jednym z procesów stymulujących migracje. Należy zaznaczyć, iż kierunek tych migracji jest obustronny. Część ludzi wyjeżdża, chcąc zmienić swoje dotychczasowe życie, a część przyjeżdża widząc w procesach zachodzących w okolicach Mhamid przyszłościowy interes.

Rola procesów pustynnienia w kształtowaniu działalności gospodarczej człowieka nie jest taka sama na wszystkich obszarach Afryki Północnej. W Oazie Ganah na południu Egiptu problemem nie jest brak wody, a znacznych rozmiarów wydmy wkraczające na pola i do domów. Część ludności wyjechała do większych miast (Khargi, Kairu) w poszukiwaniu lepszych warunków. Znaczna część jednak została, i gdy wydmy wkraczają na pola, uprawy przenoszone są na drugi kraniec oazy, a woda doprowadzana jest do nich kanałami ziemnymi. Natomiast gdy zasypywane są domy cała wioska przenosi się o kilka kilometrów i w nowym miejscu zakłada oazę, z której mieszkańcy dojeżdżają do pól uprawnych położonych w okolicach studni (Sobczak 2004).

Literatura

Dłużewska A., 2003, *Wpływ środowiska przyrodniczego na warunki życia ludności autochtonicznej*, [w :] M. Dłużewski (red.), Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko) i jej wpływ na warunki życia ludności. Wydawnictwo Akademickie Dialog, Warszawa, 157–175.

Dłużewski M., 2003, *Rozprzestrzenianie się pól wydmowych jako skutek pustynnienia*, [w:] M. Dłużewski (red.), Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko) i jej wpływ na warunki życia ludności. Wydawnictwo Akademickie Dialog, Warszawa, Wydawnictwo Akademickie Dialog, Warszawa, 77–102.

Dłużewski M. Krzemień K., 2003, *Charakterystyka fizycznogeograficzna regionu Coude du Dra*, [w :] M. Dłużewski (red.), Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du dra (Maroko) i jej wpływ na warunki życia ludności. Wydawnictwo Akademickie Dialog, Warszawa, 11–44.

Etablissement d'un plan directeur de mise en valeur agricole de la vallée du Drâa moyen, 1981, Ministere de l'Agriculture et de la Reforme Agraire, Maroc Developpement, Rabat.

Pletsch A., 1971, *Strukturwandlungen in der Oase Dra*. Marburg, Lahn.

Rapp. Dra, 2/III B, Min. Agric. du Maroc: *Rapport sur l'aménagement de la valée du Dra*, Rabat.

Skiba S., 2006a, *Gleby południowego Maroka (okolice Zagora-Mhamid),* w tym tomie.

Skiba S., 2006b, *Właściowości gleb pustynnych rejonu Mhamid (Południowe Maroko),* w tym tomie.

Sobczak K., 2004, *Wpływ pustynnienia na migracje ludności na przykładzie oazy Ganah (Egipt)*, praca licencjacka pod kier. M. Dłużewskiego., WGiSR UW, Warszawa.

Południowo-wschodnie obszary Maroka: formy i organizacja życia na pustyni

Brahim El Fasskaoui
Instytut Geografii, Wydział Filologii i Nauk Humanistycznych, Uniwersytet Moulay Ismail, Meknes
e-mail: elfasskaoui@yahoo.fr

Opis regionu

Wizytowane obszary należą do wielkiego południowo-wschodniego regionu geograficznego zwanego Presaharą. Region ten jest położony miedzy równoleżnikami 29° 30' i 32° 30' i zajmuje powierzchnię około 72 000 km^2, co stanowi około 10% powierzchni kraju. Należą do niego prowincje Ouarzazate i Zagora, wchodzące w skład regionu gospodarczego Souss-Massa-Dra oraz prowincja Errachidia, stanowiąca część regionu Meknès-Tafilalet.

W wizytowanej strefie znajdują się cztery główne jednostki geomorfologiczne. Poczynając od północy, są to:

– środkowa część Atlasu Wysokiego, zbudowana z wapieni, o wysokości dochodzącej do 4071 m (Ighil Mgoun), z wyraźnymi grzbietami i wąskimi wąwozami (wąwozy Mgoun, Dadès i Todgha). Obszar wykorzystywany przez pasterzy, stał się ostatnio bazą turystyki ekologicznej. Góry są w wyższych partiach pokryte lasami, często zdegradowanymi, w których występuje sosna *(Pinus halepiensis)* i jałowiec. W niższych partiach spotykamy bylice i połacie pokryte trawą alfa.
– strefa podstokowa (na wysokości od 1200 m do 1500 m) składa się z dwóch zlewni: rzeki Dra z dopływami (Dadès, Ouarzazate), którą od zachodu zamyka Jebel Siroua, a od wschodu wulkan Imi N'lkous oraz zlewni Errachidia otwartej na wschód, na Tafilalt i hamadę (Meski, Guir…).
– Antyatlas wschodni (Saghro, Ougnate, i Bani) to masyw o wysokości dochodzącej do 2712 m, zbudowany ze skał metamorficznych. Charakteryzuje go bogactwo kopalin i zarazem jałowość powierzchni. Stanowi on bazę dla pasterzy Ait Atta i Ait Sedrate. Masyw ten z N na S przecina dolina rzeki Dra o kierunku NS, stanowiąca granicę między Antyatlasem wschodnim i zachodnim. Te prawie nagie góry stanowią granicę między Saharą i rolniczymi obszarami kraju.
– Część południowo-wschodnia jest otoczona rozległymi kamienistymi wyżynami (regi) lub hamadą, ukształtowanymi w czwartorzędzie, czasie rzeźbienia wielkich dolin. Poziom niższy jest zbudowany z wapieni kredowych (Kem-Kem), a wyższy z piaskowców i wapieni pochodzących z końca trzeciorzędu i początku czwartorzędu (hamada rejonu Guir i Dra). Wyżynę, wykorzystywaną przez pasterzy kilku plemion, porastają akacje i tamaryszki.

Klimat omawianego regionu charakteryzuje zmienna ilość opadów, których deficyt wzrasta ku południowi, a także bardzo wysokie temperatury latem i bardzo niskie zimą.

Zmienność przepływu w rzekach jest bardzo duża. Średnie zasilanie w wodę jest coraz mniejsze i nie wystarcza na pokrycie rosnącego zapotrzebowania ludności. Zasoby podziemne są eksploatowane metodami tradycyjnymi (Khetara, Aghour, Chadouf, Dlou…). Szybko wzrasta liczba stacji pomp na wszystkich plantacjach palm, co powoduje, prawie powszechną, nadmierną eksploatację wód podziemnych.

Pod względem biogeograficznym, strefę charakteryzuje duże zróżnicowanie, co sprzyja rozwojowi znacznej liczby gatunków fauny i flory. Łańcuchy gór Wysokiego Atlasu, Saghro, Ougnate i Bani przyczyniły się do powstania mikroklimatów sprzyjających tej różnorodności, szczególnie wzdłuż rzeki Dra (Zagora), Dadès i Todgha (Ouarzazate i Tafilalat; Errachidia).

Plantacje palm i oazy tej strefy są ostojami dużej różnorodności biologicznej, jednak na ich ekosystemy wpływa zmniejszanie się zasobów wodnych, co wywołuje zjawisko pustynnienia.

Struktury socjoprzestrzenne zostały ukształtowane przez burzliwą historię i związane z nią znaczące ruchy ludności. Wymieszanie etniczne przyczyniło się do powstania cywilizacji rolnej na wysokim poziomie, o czym świadczą techniki nawadniania, budowle ziemne i formy organizacji społecznej.

Wbrew ograniczeniom jakie stwarza środowisko, oazy i plantacje palm zaliczają się do najbardziej zaludnionych rolniczych regionów Maroka. Presja demograficzna na eksploatację zasobów wodnych jest jednym z czynników, które przyczyniły się do powstania zaburzeń socjoekonomicznych i środowiskowych. Jedna z form dostosowania się do powstałych warunków jest emigracja ludności.

Ten ogólny opis południowo-wschodnich terenów Maroka nie pozwala na ukazanie całego zróżnicowania poszczególnych obszarów, związanego z wieloma czynnikami, zarówno ludzkimi jak i naturalnymi. Każdy rejon ma własną specyfikę przyrodniczą, społeczną i funkcjonalną.

I. Ouarzazate – miasto „przemysłu" turystycznego i filmowego.

Ouarzazate jest stolicą południowej strefy Wysokiego Atlasu, obejmującą irygowany obszar, będący w gestii Office National de la Mise en Valeur Agricole de Ouarzazate (ORMVAO) (Dolina rzek Dra, Dadès i Todgha). Miasto jest regionalnym centrum handlu, ośrodkiem przemysłu lekkiego i rzemiosła, oraz miastem usług, dzięki turystyce i znaczącej bazie turystycznej. Liczba miejsc w hotelach kategoryzowanych przekracza 6000 (piąte miejsce w kraju). Znajduje się tu również Pałac Kongresowy, liczne bazary, banki, biura podróży i wynajmu samochodów. Ouarzazate posiada też międzynarodowy port lotniczy, a liczba pasażerów, głównie turystów, przekroczyła w 2000 r. 85 000.

Ouarzazate jest również miastem kina. Pejzaże, „cywilizacja" związana z ziemią przyciągają światowy przemysł filmowy. Zbudowano studia filmowe, które stały się poważnym źródłem zatrudnienia (konstrukcje i dekoracje, kierownictwo produkcji, transport, statyści). W latach 1998–99 pracowało tam około 1500 techników i 50 000 statystów. Ma to poważne skutki dla miasta i stanowi uzupełnienie oraz wsparcie turystyki.

Dynamika tego miasta przyciąga rzesze ludzi ze wszystkich regionów Maroka, co stało się powodem spektakularnego wzrostu liczby mieszkańców z 17 000 mieszkańców w 1982 roku do 39 000 w 1994 (+ 130 %). Liczba ludności gwałtownie wzrasta w wielu dzielnicach, najbardziej na prawym brzegu rzeki obejmującym tereny uprawne.

Miasto, korzystając ze swego położenia w pobliżu Agadiru i Marakeszu, stało się ośrodkiem, wokół którego powstał nowy podregion, coraz bardziej zintegrowany w przestrzeni krajowej i międzynarodowej.

II. Dolina rzeki Dra – życiodajna arteria pustynnej prowincji.

Dolina rzeki Dra jest, dzięki swemu położeniu naturalnym regionem typu saharyjskiego. Jednak, z powodu różnych czynników ekonomicznych, kulturalnych i społecznych, łączy się ona z Marokiem pozasaharyjskim i jest postrzegana jako strefa przejściowa, którą określa się w różny sposób; przyjmijmy określenie: Presahara. Dolinę mieszczącą sześć plantacji palmowych charakteryzują: dokuczliwe upały, gwałtowne, suche wiatry i niedobór wody. Obok wymienionych niekorzystnych czynników dolina posiada atuty stanowiące o atrakcyjności tego pustynnego obszaru: wspaniałe pejzaże oferujące spokój i wypoczynek, troskliwie uprawiane oazy będące w fazie przemian, kultura rolna i pasterska o długiej tradycji, bogate i różnorodne pomniki przyrody i dzieła architektury sprawiają, że region ten jest coraz liczniej odwiedzanym miejscem. Dolina stanowi życiodajną arterię pustynnej prowincji.

Zasoby wodne

Analiza dostępnych danych dotyczących opadów wykazuje ich niedostatek, uniemożliwiający stałość przepływu w ouedzie Dra, którego przepływ średni wynosi na zaporze około 13 m^3/s. Dlatego, by wyjaśnić sytuację hydrologiczną doliny i przepływ rzeki, należy przeanalizować dane z wyżej położonych cieków (Ouarzazate i Dadès). Oued Dra zbiera duże przepływy roczne równe około 560 m^3, wahające się od 90 do 1400 m^3. Niedobór wód powierzchniowych jest istotnie korygowany przez zasoby wód

podziemnych. Parowanie stanowi jednak powód problemów doliny: obniżania poziomu wód gruntowych i ich zasolenia.

Stosunki społeczne i podstawy gospodarki lokalnej

Dolina Dra jest rejonem współistnienia i wymieszania dużej liczby grup etnicznych: Arabów, Berberów, Haratynów (ludność czarnoskóra) i Żydów. Ta różnorodność przejawia się w różnych dziedzinach: tradycjach kulturalnych, ubiorach, zwyczajach i w języku. Taki skład etniczny jest wytworem długiej i złożonej historii stopniowego osiedlania się od niepamiętnych czasów. Dolina jest miejscem, gdzie powstało społeczeństwo zhierarchizowane i silnie rozwarstwione. Poszczególne grupy żyją zgodnie z porządkiem opartym na stosunkach siły, w których stroną dominującą jest władza (polityczna, religijna i ekonomiczna). Wymieszanie etniczne przyczyniło się do wytworzenia cywilizacji oazowej, która utworzyła z doliny rodzaj „muzeum rolniczego" o coraz większej gęstości ludności napływowej.

Agrosystemy intensywne oparte na gospodarce zasobami wody.

W środowisku suchym jakim jest dolina Dra, działalność rolnicza bez nawadniania nie jest możliwa. W gospodarce zasobami wody wykorzystywano wiele systemów i sposobów nawadniania, tak że można określić zamieszkującą tam ludność mianem „społeczeństwa hydraulicznego". Na obszarze o małej ilości żyznej ziemi ludzie potrafili stworzyć na wsi marokańskiej najbardziej intensywny system upraw, zrównoważony i nowatorski. Poza niedostatkiem terenów nadających się do zagospodarowania rolniczego, gęstość zaludnienia wymuszała intensywny sposób i zróżnicowanie upraw z podziałem na trzy piętra (palmy, drzewa owocowe i uprawy ziemne) oraz niekiedy trzykrotne zbiory w ciągu roku, o ile pozwalały na to zasoby wody.

Ze względu na niedostatek ziemi uprawnej, niewydajne pastwiska oraz szczupłość zasobów wodnych, hodowla jest ekstensywna. Aktywność w tej dziedzinie przejawia się w dwu formach: hodowla osiadła, oparta na produkcji pasz na okolicznych polach oraz hodowla wędrowna.

Gospodarka wodna

W regionie presaharyjskim, długo pomijanym w gospodarczych programach państwa, wybudowano dwie zapory oddane do użytku w latach 1971–1972. Są to zapory Hassan Abdahil na ouedzie Ziz (Tafilalet) i Mansour Edaddhbi na ouedzie Dra. Jednak, ze względu na szczególne okoliczności oraz warunki społeczne i ekonomiczne tych regionów, zapory te wyróżniają się sposobem zagospodarowania i przewidzianym przeznaczeniem (stabilizacja produkcji rolnej i stałość nawadniania). Budowle wodne Dra są okazałymi obiektami o charakterze bardziej społecznym niż ekonomicznym.

Zapory i urządzenia wodne, choć ich zdolność retencyjna wynosi 550 mln m^3 i regulacyjna 250 mln m^3, nie są objęte ogólnymi planami gospodarczymi, których celem byłaby, między innymi, transformacja miejscowej struktury agrarnej. Inwestycje nie pociągnęły za sobą komasacji gruntów, zmian technik produkcyjnych czy wprowadzenia nowych płodozmianów. Znaczy to, że omawiane inwestycje nie spełniły oczekiwań ludności jako środki zaradcze przeciw problemom jakie stwarza środowisko naturalne, przeludnienie i nadmierna eksploatacja zasobów wodnych. Skłoniło to ludzi do przyjęcia własnych strategii adaptacyjnych i środków zaradczych.

Emigracja i społeczność miejska.

Wobec niezbyt korzystnych warunków naturalnych, zastoju struktur agrarnych, hierarchicznego i rozwarstwionego społeczeństwa, przeludnienia na obszarze plantacji palmowych, degradacji pastwisk, niedostatecznego wspomagania ze strony sektora publicznego, region stał się ośrodkiem emigracji i dostarczycielem siły roboczej do miast poza krajem, a uzyskane przez pracujących zagranicą środki finansowe są źródłem nowych wartości, ale także nowych problemów.

W ujęciu ogólnym, emigracja obciąża problemami właściwymi dla miasta kruchą ekonomicznie strefę podmiejską, która musi odpowiedzieć na zapotrzebowanie miasta na wodę i na tereny inwestycyjne. Emigracja stwarza także problemy we wioskach, skąd pochodzą emigranci: zniechęcenie do rolnictwa przyspiesza regres ekologiczny i społeczny regionu. Poza wymienionymi czynnikami, ograniczona pomoc

państwa skłoniła ludzi do organizowania się w zrzeszenia społeczne, stanowiące próbę rozwiązywania określonych problemów.

Dzięki składkom mieszkańców wsi lub partnerstwu z organizacjami pozarządowymi, krajowymi lub międzynarodowymi (ONGs), zrzeszenia zainicjowały ambitne projekty związane z zaopatrzeniem w wodę pitną, energię elektryczną, rewaloryzacją budowli wodnych. Są to projekty realizowane na miejscu oraz w obszarach na pograniczu pustyni.

Zrzeszenie Rozwoju Ekonomicznego Dra (ADEDRA) jest pierwszym marokańskim zrzeszeniem mającym na celu rozwój terenów wiejskich.

III. Dadès i Todra: oazy po głębokich przemianach.

Doliny Dadès i Todra mają strategiczne położenie miedzy Atlasem Wysokim i Antyatlasem oraz między dwoma tradycyjnymi celami wędrówek karawan (Dra i Tafilalt), co od dawna stanowiło o ich atrakcyjności. Są to obszary konfrontacji, ale także wymiany i wymieszania etnicznego. Ludność charakteryzuje wysoki przyrost naturalny i mobilność społeczno-ekonomiczna. Cechą wspólna tych oaz jest emigracja z terenów wiejskich ku północy i do krajów zachodniej Europy.

Te ruchy ludności były odwieczną reakcją na niepewność życia i niedostatek zasobów naturalnych; były także elementem stymulacji potrzeb. Emigracja wytworzyła nowe wartości w zakresie organizacji przestrzennej: powrót do motopompy w eksploatacji wód podziemnych i tworzenie nowych obszarów upraw. Technika ta ma jednak niebezpieczne konsekwencje dla oaz. Transformacja zabudowy jest wskaźnikiem zaburzeń wszystkich tradycyjnych struktur regionu.

Region wyróżnia organizacja przestrzeni za pomocą dużych budowli (ksary i kasby). Do specyfiki regionu trzeba także zaliczyć namioty nomadów, jaskinie lub skromne zagrody.

Z powodu zachodzących transformacji ekonomicznych, społeczeństwo i przestrzeń, w której ono żyje, zwłaszcza bogactwo tradycyjnej architektury, podlega obecnie wpływom natury miejskiej a także europejskiej. Ich wynikiem jest powstanie wielu ośrodków miejskich, takich jak: Kelaa M'gouna, Boumlane, Tinerhir, Tinejdad, itd.

Intensywne użytkowanie pojazdów, eksplozja demograficzna, wprowadzenie elementów komfortu miejskiego, na co nakładają się wpływy mediów i migracji, spowodowały szybki rozwój tradycyjnych form zamieszkania (ksarów). Tereny nowoczesnej zabudowy położone na obrzeżach oaz i obszarów upraw, pękają w szwach. Skutkiem tego jest powstanie zwartej zabudowy ciągnącej się dziesiątkami kilometrów wzdłuż dolin.

Zabudowa mieszkalna podlegająca wszystkim aspektom transformacji, nawet jeśli posiada elementy nowoczesnego komfortu to jednocześnie stwarza problemy dostosowania się do środowiska społeczno-kulturalnego (marnotrawstwo przestrzeni, wody, niedostosowanie do klimatu i tradycji społeczno-kulturalnych).

Rozwój turystyki, zwłaszcza w przełomach Dadès i Todra, utrudnia ochronę krajobrazu i powoduje zanieczyszczenia rzek i wód podziemnych.

Podsumowując można stwierdzić, że doliny Dadès i Todra tworzą środowisko znajdujące się w fazie dynamicznych przemian. Niemniej, skala, natura i tempo zmian, którym podlegają, gdy nie są stymulowane, mogą stwarzać niebezpieczeństwo dla człowieka i jego środowiska.

IV. Tafilalt: dziedzictwo w zakresie hydrauliki i architektury, turystyka saharyjska.

Tafilalt jest największą plantacją palmową w prowincji Errachidia. Ma wielką wartość historyczną jako jeden z dawnych obszarów handlu transsaharyjskiego i kolebka dynastii Alaouitów. Był to jeden z najlepiej prosperujących regionów południowo-wschodnich, strefa, w której budowle ziemne osiągnęły najwyższy poziom doskonałości. Jest to również kolebka tradycyjnych budowli hydrotechnicznych. Świadczą o tym sztolnie przeznaczone do eksploatacji wód podziemnych (khettara d'el Jorf). Wiele czynników, zarówno ludzkich jak i naturalnych, spowodowało degradację cywilizacji oazowej.

Aby zachować choćby minimum z tej cywilizacji, Tafilalt stanowi część strefy, będącej w zasięgu zapory Hassan Dakhil. Podobnie jak w przypadku doliny Dra, zapora nie mogła rozwiązać występujących

problemów, lecz przyczyniła się do pogłębienia degradacji miejscowych zasobów wody. Z tego względu, emigracja i turystyka stały się uzupełniającym źródłem utrzymania lokalnej ludności.

Krajobrazy pozbawione szaty roślinnej, słońce, wydmy, które są przeszkodą w rozwoju, stanowią jednocześnie atrakcję turystyczną. Plantacje palmowe i związane z nimi uprawy są uważane za elementy spuścizny cennej dla turystyki ze względów kulturowych i ekologicznych. Odkrywanie „Wielkiego Południa" pozwala na rozszerzenie krajowej oferty turystycznej na okres całego roku i na zrównoważenie szans poszczególnych regionów Maroka. Turystyka pozostaje więc dziedziną korzystnego wpływu na gospodarkę i obszar Tafilalet. Oznacza to, że strefa ukształtowana przez działalność w zakresie turystyki rozwija się niekiedy bardziej dynamicznie niż jej stolica (Errachidia).

Dynamika rozwoju widoczna jest przede wszystkim w wielu centrach miejskich kształtowanych przez turystykę, takich jak Jorf, Erfoud i Rissani.

Tutejsze przemiany przypominają te, które występują w Dadès i Todra, ale niekontrolowana koncentracja aktywności turystycznej na ograniczonej przestrzeni może być szkodliwa ze względów ekonomicznych, kulturalnych i środowiskowych.

Podsumowując, można stwierdzić, że południowy-wschód Maroka jest regionem rozległym i ubogim, a jednocześnie atrakcyjnym i dynamicznym. Narzuca to wybór strategii dostosowanych do miejscowych warunków. Państwo opracowuje projekty związane z rozwojem strefy i jego kontrolą, lecz należy włożyć wiele wysiłku by sprostać tym zamierzeniom.

Rozwój pól wydmowych Ergu Chebbi

Andrzej Barczuk
Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrologii
Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski
e-mail: a.barczuk@uw.edu.pl

Maciej Dłużewski
Instytut Nauk Fizycznogeograficznych
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
e-mail: dluzewski@uw.edu.pl

Lidia Dubis
Zakład Geografii Stosowanej i Paleogeografii
Wydział Geografii, Uniwersytet im. Iwana Franka we Lwowie
e-mail: dubis@mail.lviv.ua

Krzysztof Skocki
Centrum Badań Kosmicznych PAN
e-mail: skocki@astercity.net

Wstęp

Erg Chebbi położony jest na południowym wschodzie Maroka przy granicy z Algierią, na południowy wschód od miejscowości Rissani i regionu Tafilalt (ryc. I., ryc. 1.).

Erg Chebbi to jedyne pole wydmowe w Maroku, o którym możemy mówić Erg – choć pod względem wielkości należy go zaliczyć do jednego z najmniejszych ergów w obrębie Sahary. W jego skład wchodzi 13 wydm gwiaździstych, których łączna powierzchnia wynosi zaledwie 110 km^2 (długość maksymalna w kierunku południkowym około 18 km, szerokość maksymalna w kierunku równoleżnikowym – około 9 km). Jego powierzchnia jest zatem kilkanaście, a nawet kilkadziesiąt razy mniejsza, niż innych ergów saharyjskich. Maksymalna wysokość wydm wynosi nieco ponad 200 m, a więc jest prawie o połowę niższa od wysokości najwyższych wydm występujących na Saharze.

Charakterystyka obszaru badań

Erg Chebbi położony jest w dużym obniżeniu tektoniczno-krasowo-deflacyjnym o średniej głębokości dochodzącej miejscami do 400 m (ryc. 1). Od wschodu ograniczony jest wyraźną skarpą rozległej, równinnej hamady Guir, od południa hamadą Dra, a od zachodu wzniesieniami Kem-Kem. Powierzchnia obniżenia jest w przewadze płaska, nieznacznie porozcinana siecią koryt rzek epizodycznych, nachylona z północy (750 m n.p.m.) w kierunku południowym (675 m n.p.m.).

Wydmy tworzące Erg Chebbi to wydmy gwiaździste składające się z kilku ramion oraz bardzo niewielkiej powierzchni wierzchowinowej. Z uwagi na różne kierunki wiatru występujące na tym obszarze, trudno jest wskazać stronę, w której przeważałaby większe nachylenie stoków. Na podstawie przeprowadzonych obserwacji stwierdzono, że nieco większa długość stoków o nachyleniu równym kątowi naturalnego

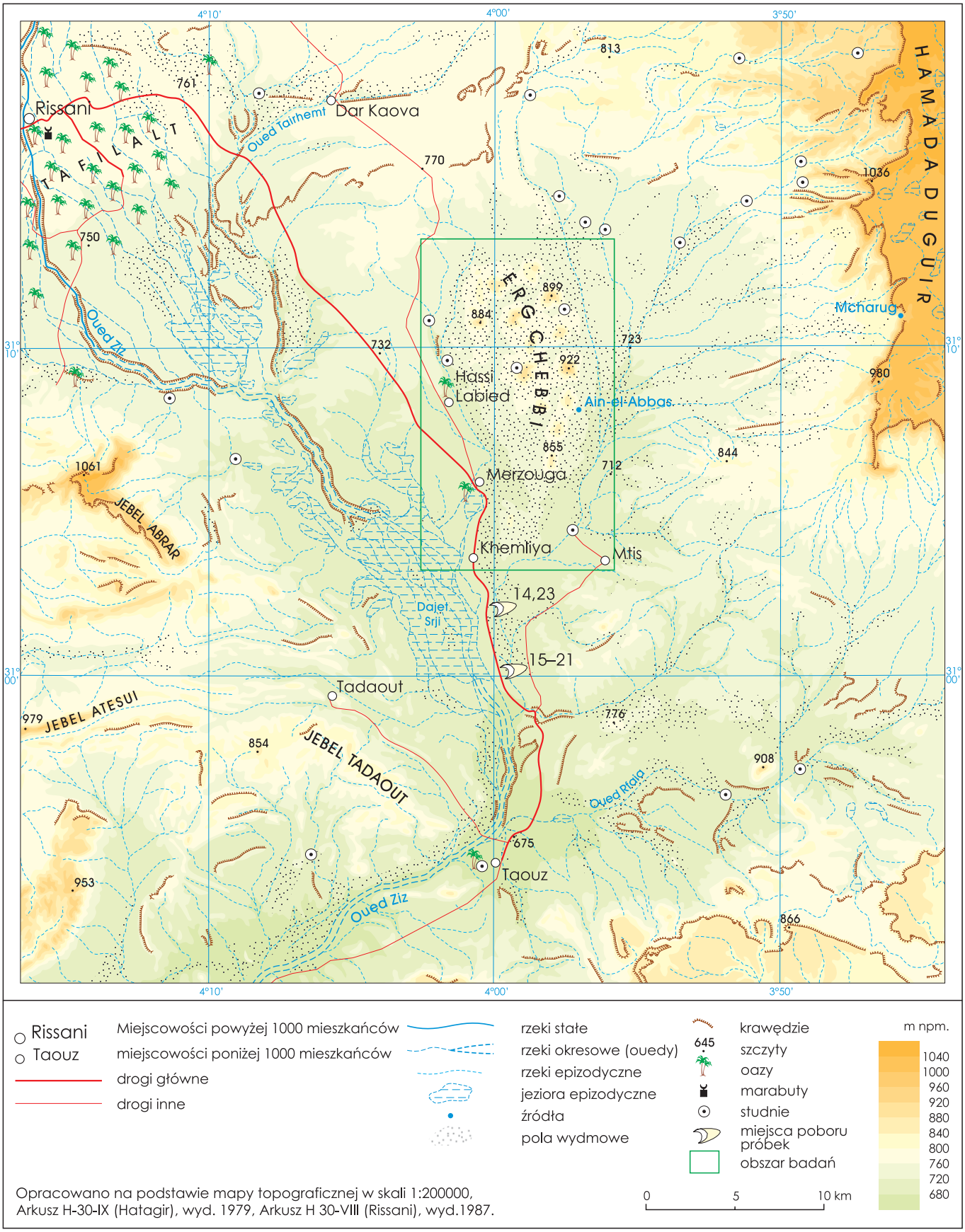
zsypu (w przypadku Ergu Chebbi kąt ten wynosi 30°–31°) występuje od strony zewnętrznej ergu – niezależnie od usytuowania wydmy względem kierunków świata. Pomiędzy wydmami, wewnątrz ergu zaobserwowano liczne wydmy poprzeczne o wysokości względnej od kilku do kilkunastu metrów i dużej zmienności kierunku osi. Wydaje się, że przyczyną tej zmienności jest wymuszenie zmiany kierunku przepływu mas powietrza spowodowane przez wydmy gwiaździste tworzące istotną przeszkodę dla przepływu mas powietrza. W obrębie Ergu Chebbi dominują powierzchnie międzywydmowe wypełnione materiałem eolicznym. Bardzo niewielkie obszary regu pozbawione akumulacji eolicznej występują jedynie w centralnej części ergu, w obrębie epizodycznych jezior.

Wydmy otaczające Erg Chebbi – zwłaszcza od strony wschodniej i południowej tworzą w przewadze złożone wydmy poprzeczne o wysokości maksymalnej dochodzącej do 20 metrów. Ich występowanie łączone jest z dużą, obecnie epizodyczną rzeką, której koryto otacza od wschodu Erg Chebbi (ryc. 2, 3).

Poza materiałem genezy eolicznej, dno obniżenia wypełnione jest współczesnymi oraz plejstoceńskimi osadami rzek i jezior okresowych, głównie mułkami równin aluwialnych (ryc. 2). Na nieco starsze wypełnienie składają się plejstoceńskie stożki napływowe i usypiskowe tworzące się w okresach pluwiałów. Duży, centralnie i nieznacznie wyżej położony obszar zajmują górnokarbońskie osady ciemnoszarych łupków ilastych z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych i pokryw żelazistych włożonych czerwonych stożków. Pozostałe osady podłoża – zaznaczone na mapie geologicznej (ryc. 2) – zajmują zdecydowanie mniejszą powierzchnię.

Obniżenie zasilane jest wodami płynącej w szerokiej dolinie rzeki Ziz – jednej z najdłuższych rzek w Maroku, która do początku lat siedemdziesiątych była rzeką stałą aż do granicy Maroka z Algierią. Wraz z wodą dostarczany był do obniżenia materiał który, zwłaszcza podczas dużych przepływów związanych z topnieniem śniegu w Atlasie Wysokim odwadnianym przez rzekę Ziz, akumulowany był w omawianym obszarze w znacznych ilościach. Akumulacja materiału zmniejszyła się wyraźnie, gdy na początku lat siedemdziesiątych wybudowano w pobliżu miasta Errachidia (ryc. I) jedną z większych zapór w Maroku. Zapora Hassan Abdahil o wysokości 85 m i szerokości 715 m utworzyła jezioro o pojemności 0,4 km^3. Regulacja przepływu spowodowała, że rzeka Ziz poniżej miejscowości Rissani (ryc. 1, 3) stała się rzeką epizodyczną, a zmniejszenie przepływu zminimalizowało dostawę materiału do obniżenia tą drogą. Transport fluwialny materiału do obniżenia odbywa się obecnie jedynie poprzez krótkie, epizodyczne rzeki mające swój początek w obrębie krawędzi otaczających obniżenie. Rzeki te są wprawdzie liczne, lecz przepływ w nich, z uwagi na niskie, nieregularne opady (średnio ok. 30 mm/rok) oraz bardzo duże parowanie, występuje średnio raz na kilkanaście lat. Wybudowanie zapory Hassan Abdahil i związane z tym znaczne ograniczenie przepływu w rzece Ziz doprowadziło do wyschnięcia Dajet Srji (ryc. 1, 3), co znacznie zwiększyło powierzchnię obszaru podatnego na deflację. Szerokie koryto rzeki Ziz wypełnione głównie materiałem piaszczystym, po wyschnięciu podlegało silnemu przekształcaniu przez procesy eoliczne. Obecnie materiał piaszczysty pochodzący z koryta tworzy w obszarze doliny Ziz wydmy o wysokości kilkunastu metrów (ryc. 3.)

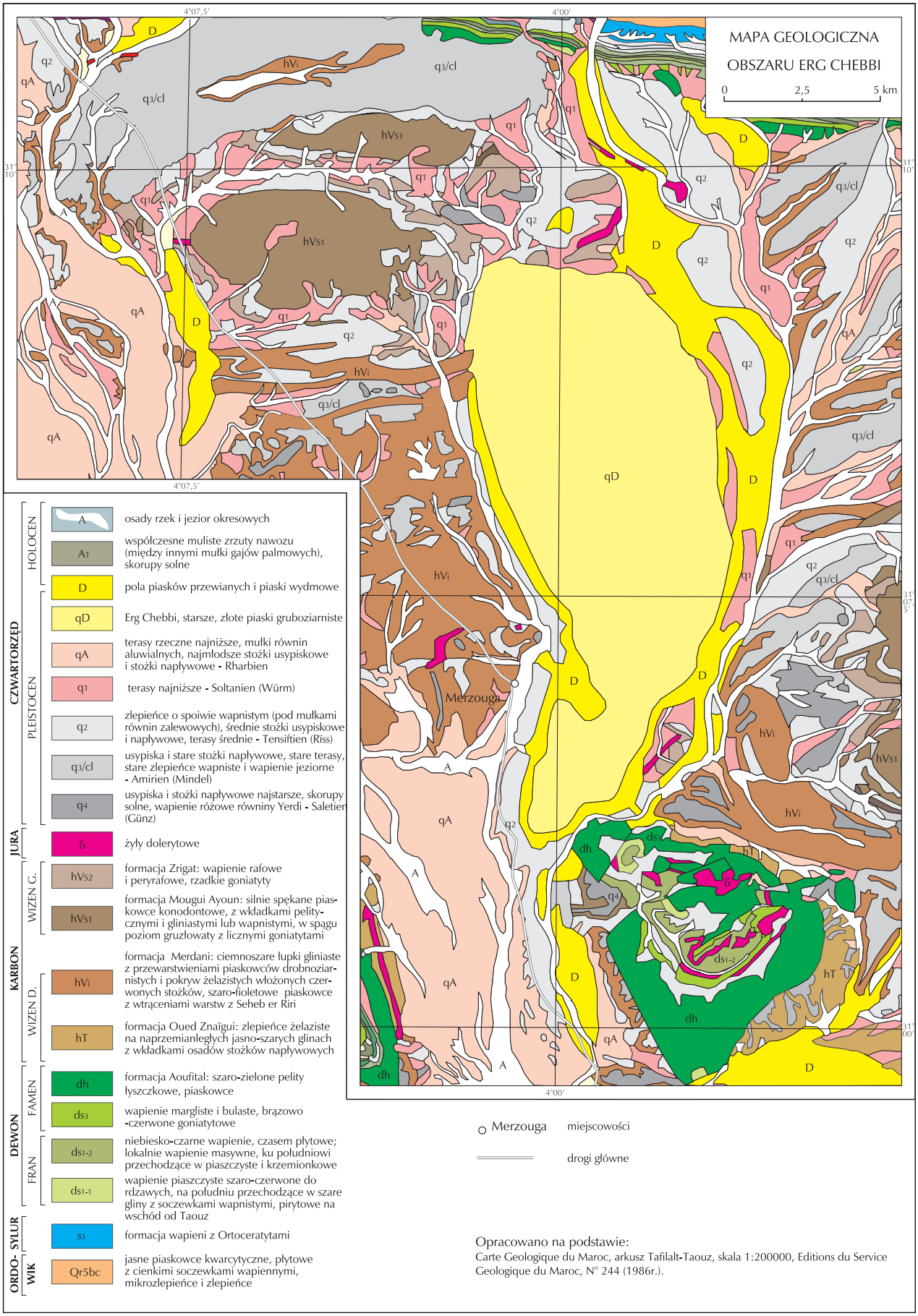
Brak zasilania wód gruntowych wpłynął także na obniżenie się poziomu wody w centralnej, najniższej części obniżenia w centrum wydm Ergu Chebbi. Do końca lat dziewięćdziesiątych XX wieku w centrum ergu znajdowało się kilka niewielkich jeziorek okresowo wypełniających się wodą. Obecnie woda w jeziorkach występuje coraz rzadziej, a poziom wód gruntowych systematycznie się obniża. Dodatkową przyczyną obniżania się zwierciadła wód gruntowych w obszarze ergu jest chęć dostarczenia wody do oaz znajdujących się w jego otoczeniu. Budowany obecnie system foggar, tak jak przed 2300. laty, od kiedy taki sposób pozyskiwania wody został zastosowany w Persji (Oleil 1994), będzie dostarczał wodę do oaz położonych po zachodniej i południowej części ergu. Pozyskiwanie wody polega na kopaniu kilkukilometrowej długości i kilkumetrowej głębokości kanałów drenujących wody gruntowe, które spływają następnie grawitacyjnie w stronę oaz. Kanały takie są przykrywane kamiennym stropem, co zapobiega parowaniu wody oraz zasypywaniu kanału. Obecnie w obszarze Tafilalt funkcjonują cztery tego typu kanały. Słuszność idei ich budowania jest dyskusyjna. Pozytywnym elementem jest dostawa wody do oaz położonych po zachodniej i południowej stronie ergu. Pozwala to na kontynuację działalności rolniczej w oazach zasilanych wcześniej w wodę z rzeki Ziz. Minusem jest intensywne korzystanie z trudnoodnawialnych zasobów wód gruntowych. Obniżanie się poziomu wody pod Ergiem Chebbi może spowodować przesuszenie dolnych warstw budujących wydmy, co pociągnie za sobą wzrost intensywności procesu deflacji.



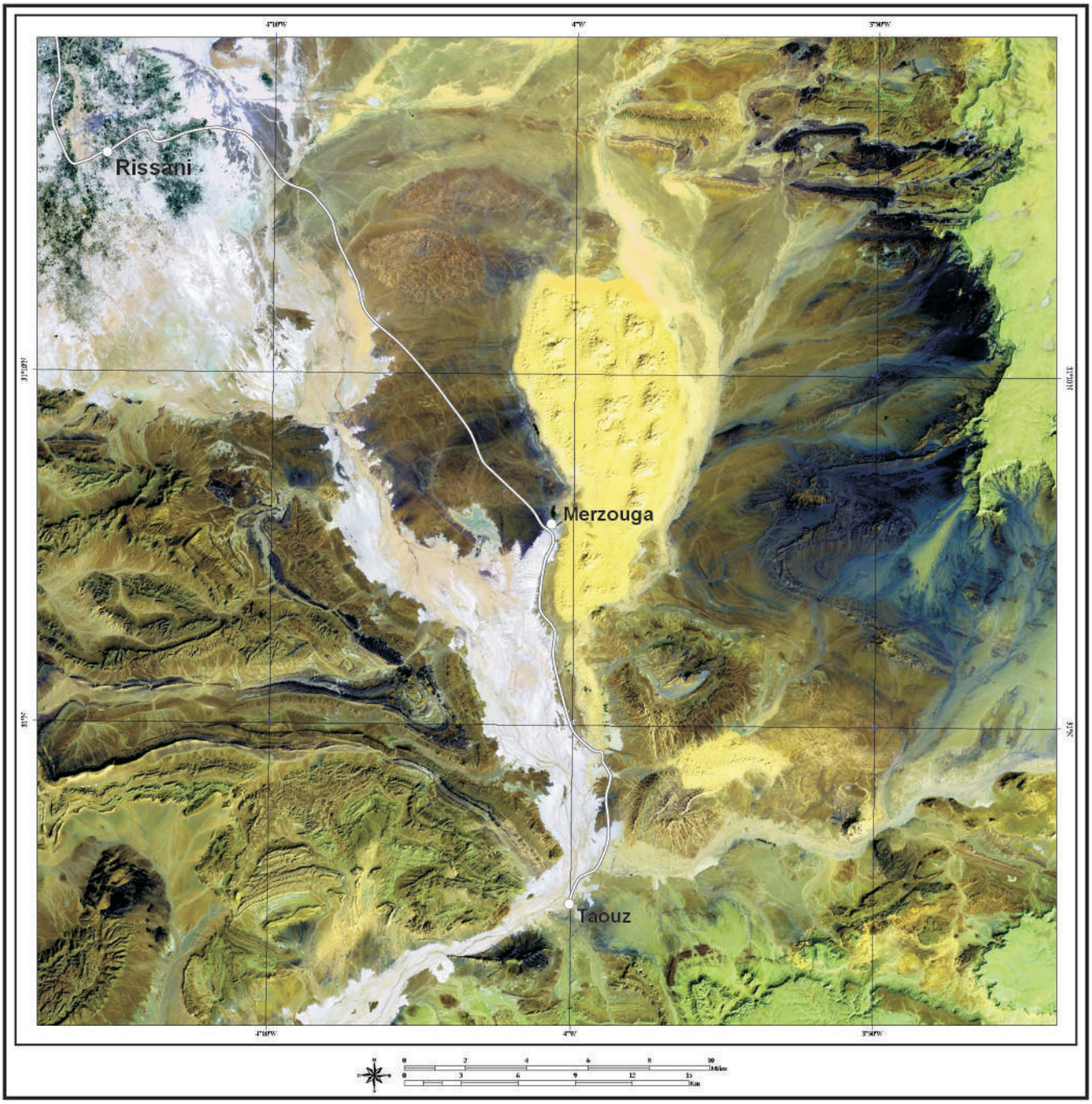
Rissani
Taouz
Miejscowości powyżej 1000 mieszkańców
miejscowości poniżej 1000 mieszkańców
drogi główne
drogi inne
rzeki stałe
rzeki okresowe (ouedy)
rzeki epizodyczne
jeziora epizodyczne
źródła
pola wydmowe
645
krawędzie
szczyty
oazy
marabuty
studnie
miejsca poboru próbek
obszar badań
m npm.
1040
1000
960
920
880
840
800
760
720
680
0
5
10 km

Opracowano na podstawie mapy topograficznej w skali 1:200000, Arkusz H-30-IX (Hatagir), wyd. 1979, Arkusz H 30-VIII (Rissani), wyd.1987.

Ryc. 1. Mapa topograficzna obszaru Erg Chebbi.



Ryc. 2. Mapa geologiczna obszaru Erg Chebbi.



Ryc. 3. Zdjęcie satelitarne obszaru Erg Chebbi, satelita Landsat 7, kompozycja RGB, 2000r.

Ryc. 4. Lokalizacja punktów pomiarowych – zdjęcie satelitarne obszaru Erg Chebbi, satelita Landsat 7, kompozycja RGB, 2000r.

Szata roślinna badanego obszaru jest bardzo uboga. Obszary regu pozbawione są roślinności prawie całkowicie. Wynika to z braku wody oraz dużej deflacji utrudniającej tworzenie się gleby. Nieliczną, trawiastą roślinność można natomiast zaobserwować na wydmach nawet na wysokości kilkudziesięciu metrów nad powierzchnią regu. Wydaje się, że względnie sprzyjające warunki do rozwoju tego typu roślinności związane są z odpowiednim dla traw rodzajem podłoża, jak również z ich małymi potrzebami poboru wody. Uzupełniają one wodę z rosy, która w kontynentalnym klimacie w miesiącach zimowych dość regularnie powstaje na powierzchni wydm. Zwartą szatę roślinną można spotkać jedynie w obrębie oaz – w miejscach, gdzie płytko występuje zwierciadło wód gruntowych lub też gdy oazy są sztucznie nawadniane.

Metody badań

Określenie źródła osadów akumulacji eolicznej występujących w obszarze Ergu Chebbi oraz ocenę stopnia eolizacji, tzn. stopnia przekształcenia osadów źródłowych w osady eoliczne (Mycielska-Dowgiałło 1992), przeprowadzono na podstawie analizy cech teksturalnych tego osadu (Mycielska-Dowgiałło, Rutkowski 1995). W tym celu pobrano 45 próbek z osadów wydmowych i osadów podłoża (ryc. 1, 4), które poddano analizie uziarnienia, a wybrane próbki – także analizie składu mineralogicznego. Wyniki analizy uziarnienia pozwoliły na wykreślenie krzywych częstości oraz krzywych kumulacyjnych uziarnienia w skali prawdopodobieństwa (Mycielska-Dowgiałło 1995), na podstawie których obliczono wskaźniki uziarnienia według wzorów Folka i Warda (1957) – średnią średnicę ziaren (M_z), odchylenie standardowe (σ_1) i skośność (Sk_1).

W ramach badań laboratoryjnych wykonano analizę uziarnienia oraz analizę składu mineralnego osadów wydmowych i osadów podłoża.

Analiza uziarnienia osadów wykonana została przy użyciu laserowego miernika cząstek firmy Fritsch – „Analysette 22". Zastosowanie pomiaru laserowego ziaren do całościowej analizy próbki możliwe było dzięki eolicznej genezie materiału. Maksymalna frakcja analizowanego materiału nie przekraczała 1mm. Charakteryzował się on ponadto dość dużą jednorodnością frakcyjną (średnica ziaren w zdecydowanej większości wahała się w ganicach 1–3Φ), jak i mineralno-litologiczną. Otrzymywane wyniki z trzykrotnego pomiaru dla każdej próbki nie wykazywały odchyleń większych niż 5%. Nieco większy błąd odnotowany został dla osadów podłoża, które choć drobniejsze niż materiał eoliczny, to jednak zbudowane są w dużej mierze z mało trwałego materiału ilastego.

Podstawową metodą badawczą umożliwiającą charakterystykę mineralogiczną osadów eolicznych na omawianym obszarze było określenie składu mineralno-litologicznego osadów wydmowych i osadów podłoża (w tym orientacyjnego składu minerałów ciężkich), wykonane na podstawie analizy mikroskopowej tzw. preparatów proszkowych. Analiza ta jest powszechnie stosowana w petrologii skał osadowych (Barczuk 1992, Berendsen, Barczuk 1993, Barczuk, Tatur 1999, Barczuk, Wyrwicki 1999, Kosmowska-Ceranowicz, Buchmann 1982), a szczególnie szerokie zastosowanie znajduje przy badaniach osadów, które podlegały procesom eolicznym (Chlebowski, Lindner 1975, 1976, 1992, Chlebowski i in., 2002, Mycielska-Dowgiałło 1995, 2001).

Próbki materiału pobranego do analiz laboratoryjnych były wstępnie, przed wykonaniem z nich preparatów proszkowych, przeanalizowane pod lupą binokularną. W celu określenia środowiska transportu i sedymentacji materiału detrytycznego badano także stopień obtoczenia i wysortowania ziaren oraz charakter ich powierzchni.

Preparaty proszkowe wykonano umieszczając reprezentatywne próbki na mikroskopowym szkiełku podstawowym a następnie zatapiając je w balsamie kanadyjskim. Preparat zabezpieczano szkiełkiem nakrywkowym. Kilka próbek zawierających fazy mineralne trudne do rozpoznania mikroskopowego w świetle spolaryzowanym zatopiono w żywicy epoksydowej. Spolimeryzowany preparat szlifowano do grubości około 0,03 mm i polerowano bardzo drobnymi pastami polerskimi. Tak wykonane próbki poddano analizie mikroskopowej w świetle odbitym.

Skład mineralno-litologiczny analizowany był w próbkach frakcji piaszczystej nie rozdzielonych na poszczególne frakcje ze względu na nieznaczne zróżnicowanie frakcjonalne poszczególnych składników badanych osadów.

Preparaty wykonane z pobranych próbek przeanalizowano pod kątem struktury, tekstury i składu mineralnego przy zastosowaniu różnorodnych technik mikroskopii polaryzacyjnej i skaningowej, opisanych m.in. przez Borkowską i Smulikowskiego (1973) oraz Dear, Howie, Zussman (1966). W celu uzyskania pełnej identyfikacji litoklastów oraz poszczególnych minerałów analizowano takie cechy optyczne minerałów jak: pokrój, łupliwość, barwę własną, pleochroizm, współczynniki załamania światła, dwójłomność, kąt wygaszania światła, osiowość, znak optyczny, etc.

W celu określenia zasięgu pól wydmowych wykorzystano dwa obrazy satelitarne zarejestrowane przez satelitę Landsat w 2000 i 2001 roku. Każda ze scen zawiera obrazy zarejestrowane w 7. zakresach spektralnych obejmujących pasmo widzialne oraz bliską (fotograficzną), średnią i daleką (termalną) podczerwień, a także dodatkowo kanał panchromatyczny o zwiększonej rozdzielczości geometrycznej. Obrazy zostały zgeometryzowane do układu UTM w strefie 30N opartego o elipsoidę WGS84. Pozwoliło to wykorzystywać obrazy satelitarne do lokalizowania punktów pomiarowych zarejestrowanych za pomocą odbiornika GPS.

Wielospektralny charakter zobrazowń satelity Landsat pozwolił na prowadzenie analiz spektralnych w oparciu o wybrane kanały spektralne. Dla potrzeb badań w rejonie Ergu Chebbi wykonano satelitarną mapę podkładową tworząc kompozycję w barwach nienaturalnych z wykorzystaniem kanałów 7, 5, 2 (kompozycja RGB 752). Taki dobór kanałów pozwala na wyraźne zwiększenie czytelności obrazu dla obszarów suchych i podkreślenie zmienności litologicznej materiału. Dodatkowo wykorzystano kanał panchromatyczny dla zwiększenia rozdzielczości tak uzyskanego obrazu z wykorzystaniem algorytmu bazującego na przekształceniu systemu kodowania barw z systemu RGB na system IHS (Intensity Hue Saturation). Uzyskano w ten sposób terenową wielkość piksela obrazu 12,5 m, co pozwoliło na rozróżnienie obiektów o wielkości minimalnej około 30–40 metrów. Dla pokrycia całego badanego obszaru połączono dwa obrazy z sąsiadujących scen wyrównując w miarę możliwości różnice tonalne.

Wyniki badań wybranych cech teksturalnych osadów oraz ich interpretacja

Krzywe częstości osadów wydmowych są, w znaczącej większości, krzywymi jednomodalnymi, co oznacza występowanie jednego przedziału frakcyjnego o dominującej częstości (ryc. 5a,c,d). Zdecydowana większość materiału budującego Erg Chebbi, niezależnie od wysokości wydm ma ziarna zawierające się w przedziale 0,5 mm–0,2 mm (1 Φ – 2,32 Φ). Jest to frakcja, która dominuje w dojrzałych ergach saharyjskich, a znacznie grubsza niż w osadach wydmowych regionu Coude du Dra (Dłużewski 2003).

Materiał nieznacznie drobniejszy buduje jedynie podstawy wydm, co związane jest z dostawą materiału tej frakcji bezpośrednio z otoczenia ergu. Dużo większym zróżnicowaniem frakcjonalnym oraz nieco większym udziałem drobniejszego materiału charakteryzują się formy wydmowe występujące w otoczeniu ergu (0,5 mm – 0,063 mm, 1Φ – 4 Φ) (ryc. 5b).

Osady podłoża badanego obszaru charakteryzują się zdecydowanie drobniejszym materiałem niż osady wydmowe (ryc. 5b). Jest to głównie materiał frakcji pylastej i ilastej (< 0,032 mm, > 5 Φ) związany z akumulacją w wodzie stojącej w jeziorach, a nawet w niewielkich zagłębieniach bezodpływowych.

Na podstawie przebiegu krzywych częstości można wnioskować o wyraźnym braku związku pomiędzy osadami podłoża i osadami budującymi Erg Chebbi i tylko o niewielkim związku pomiędzy osadami wydm otaczających erg, a osadami podłoża dominującymi w obniżeniu.

Większość krzywych kumulacyjnych badanych osadów wydmowych jest bardzo jednorodna. Widoczna jest przewaga odcinka A, co wskazuje na znaczny udział ziaren podlegających transportowi przez saltację (ryc. 6a,c,d). Są to ziarna wielkości 0,8 mm – 0,2 mm (0,2 Φ – 2,32 Φ). Jednorodne i dość duże nachylenie poszczególnych krzywych na tym odcinku wskazuje na podobny, dobry stopień wysortowania materiału wydmowego. Odcinek C, odpowiadający większym ziarnom transportowanym przez wleczenie i toczenie, nie zaznacza się. Odcinek B, odpowiadający transportowi ziaren w zawiesinie jest wprawdzie wyraźny, lecz udział frakcji poniżej 0,2 mm (>2,32 Φ) w osadach wydmowych jest bardzo niewielki i na ogół nie przekracza 2%. Przebieg krzywych kumulacyjnych uziarnienia materiału budującego wydmy występujące w otoczeniu ergu jest podobny (ryc. 6b). Można jedynie wskazać nieznaczny spadek maksymalnej wielkości ziaren transportowanych w procesie unoszenia – 0,125 mm (3 Φ).

Zdecydowanie odmienny przebieg mają krzywe kumulacyjne osadów podłoża (ryc. 6b). Mają one znacznie mniejsze nachylenie, świadczące o dużo gorszym wysortowaniu materiału podłoża w porównaniu z materiałem budującym wydmy. W transporcie tego osadu dominował proces unoszenia.

Na podstawie krzywych kumulacyjnych obliczono wskaźniki uziarnienia wg wzorów Folka i Warda (1957) (tab. 1, 2). Wartości średniej średnicy ziaren (M_z) osadów budujących wydmy badanego obszaru można uznać za zbliżone. Osiągają one wartości w większości od 0,315 do 0,4 mm (1,67–1,32 Φ) w części południowo-wschodniej Ergu (tab. 1a) oraz w niskich wydmach poprzecznych otaczających Erg Chebbi (tab. 1b). Z nieznacznie grubszego ziarna zbudowane są wydmy gwiaździste położone w części północnej i północno-zachodniej 0,315 do 0,5 mm (1,60–1,00 Φ) (tab. 1c,d). Nieco grubszy materiał charakteryzuje niższe partie wydm gwiaździstych, co można wiązać z dostawą grubszego materiału oraz część wierzchowinową wydm, co zapewne wynika z intensywnego usuwania drobniejszego materiału w wyniku wzmożonej deflacji. Można wnioskować, że wydmy Ergu Chebbi charakteryzują się zdecydowanie wyższą średnią średnicą ziaren niż osady w regionie Coude du Dra (Dłużewski 2003), zbliżoną do większości dużych ergów saharyjskich (Pietrow 1976, Coque 1962, Barczuk, Dłużewski 2001). Porównując średnią średnicę ziaren materiału występującego w osadach wydmowych Ergu Chebbi należy stwierdzić, że jest ona zdecydowanie wyższa niż na obszarze pustyń Azji Środkowej (Kara-Kum, Kyzył-Kum), Azji Centralnej (Ałszan, Kotlina Kaszgarska), Półwyspu Indyjskiego (Thar), Bliskiego Wschodu (Negev), Afryki południowej (Namib, Kalahari), Australii (Wielka Pustynia Wiktorii, Wielka Pustynia Piaszczysta, Pustynia Simpsona), gdzie dominuje frakcja 0,1 do 0,25 mm (3,32–2 Φ) (Pietrow 1976, Coque 1962). Porównywalną wielkość średniej średnicy ziaren budujących ergi saharyjskie – w tym Erg Chebbi, zanotowano jedynie w Ameryce Południowej na pustyni Atakama (Finkel 1959). Może to wynikać ze znacznie większej siły środowiska transportującego (siły wiatru), która występuje w obszarze Sahary, lub też ze znacznie grubszego materiału źródłowego.

Jak już wspomniano podłoże zbudowane jest ze znacznie drobniejszego materiału. Średnia średnica ziaren w przypadku osadów podłoża wynosi od 0,004 do 0,15 mm (8,03–2,71 Φ) (tab. 2). Tak drobny osad akumulowany był najprawdopodobniej w zbiornikach pozbawionych przepływu.

Tabela. 1. Wskaźniki uziarnienia osadów wydmowych:
M_z – średnia średnica ziaren, σ_1 – odchylenie standardowe, Sk_1 – skośność;
wg wzorów Folka i Warda (1957).

a. wydma gwiaździsta (wysokość 157 m) – część południowo-wschodnia

Nr próbki	4a	11a	2a	10b	9a	8a	7a	6a	5a	3a	1a
Wysokość względna (m)	7	10	20	40	60	80	100	120	137	137	157
σ_1	0,57	0,63	0,47	0,52	0,57	0,51	0,57	0,57	0,45	0,51	0,53
M_z	1,33	1,83	1,63	2,41	1,54	1,60	1,41	1,40	1,63	1,67	1,36
Sk_1	0,72	-0,13	-0,59	-0,19	-0,31	-0,67	-0,26	-0,37	-0,51	-0,32	-0,28

b. wydmy poprzeczne – otoczenie Ergu Chebbi

Nr próbki	12a	13a	14a	16a	17a	18a	19a
Wysokość względna (m)	2	1	3	1	5	4	2,5
σ_1	068	0,76	0,66	0,58	0,57	0,59	0,73
M_z	1,63	1,37	1,35	1,78	1,67	1,58	1,78
Sk_1	0,17	0,40	0,29	0,32	-0,19	0,03	0,08

c. wydma gwiaździsta (wysokość 120 m) – część północna

Nr próbki	26b	27a	28a	29a	30a	24a	25a
Wysokość względna (m)	podstawa	20	40	60	80	100	120
σ_1	0,55	0,51	0,61	0,48	0,42	0,48	0,54
M_z	1,11	1,15	1,21	1,32	1,39	1,72	1,46
Sk_1	-0,11	0,06	-0,29	-0,50	0,11	-0,42	-0,66

d. wydma gwiaździsta (wysokość 160 m) – część północno-zachodnia

Nr próbki	40a	42b	41a	37a	35a	43a	38b	34a	36a	39a
Wysokość względna (m)	podstawa	27	40	60	80	100	120	140	150	160
σ_1	0,66	0,49	0,50	0,51	0,45	0,51	0,48	0,52	0,42	0,47
M_z	1,02	1,35	1,44	1,45	1,54	1,52	1,38	1,60	1,54	1,35
Sk_1	0,21	-0,81	-0,78	-0,57	-0,44	-0,54	-0,51	-0,25	-0,38	-0,63

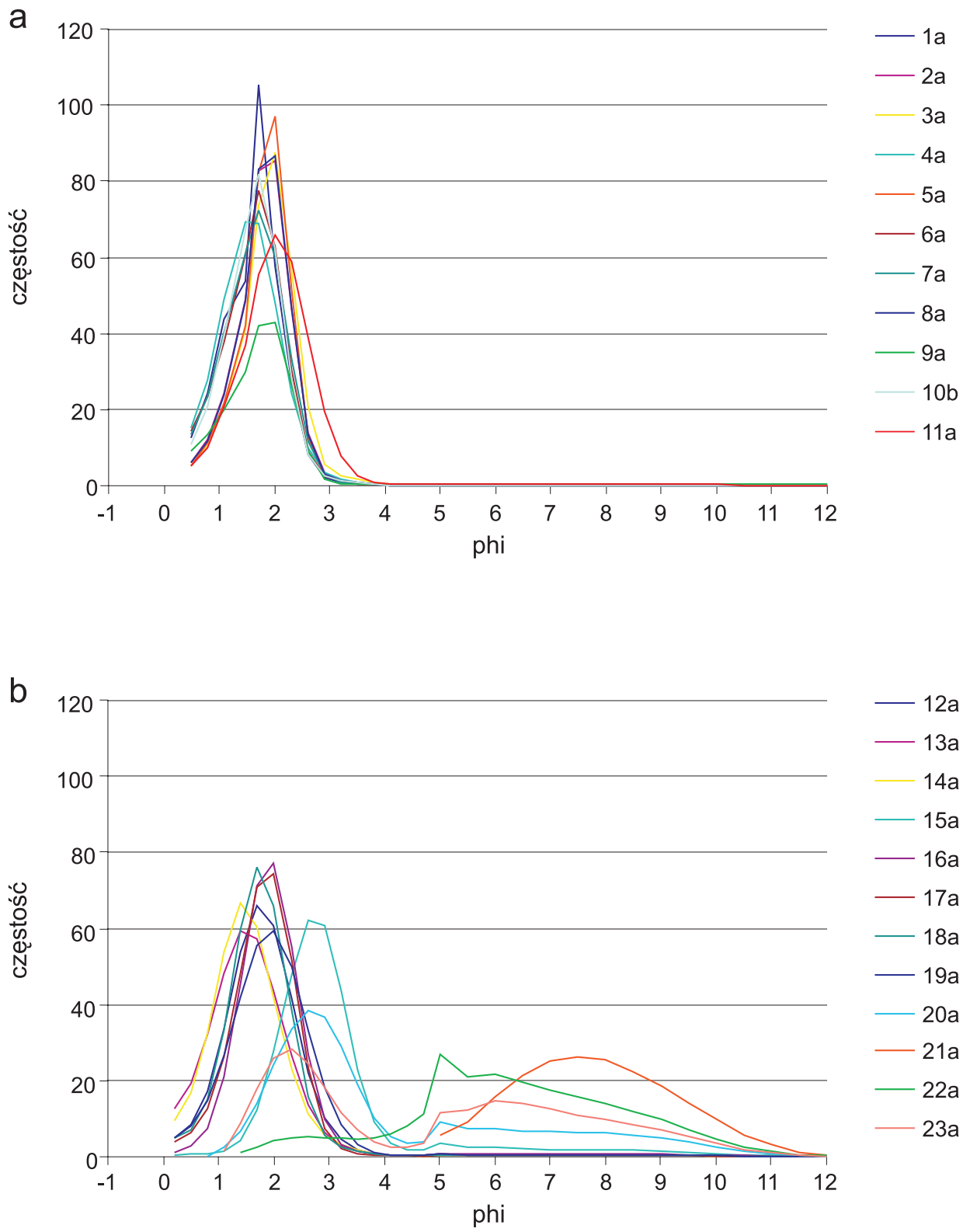
Tabela. 2. Wskaźniki uziarnienia osadów podłoża – otoczenie Ergu Chebbi: M_z – średnia średnica ziaren, σ_1 – odchylenie standardowe, Sk_1 – skośność; wg wzorów Folka i Warda (1957).

Nr próbki	15a	20a	21a	22a	23a
Głębokość (m)	0,10	0,40	0,60	0,80	0,35
σ_1	1,17	2,48	1,45	2,01	2,59
M_z	2,71	4,03	8,03	6,24	4,89
Sk_1	1,59	2,02	0,36	0,11	0,06

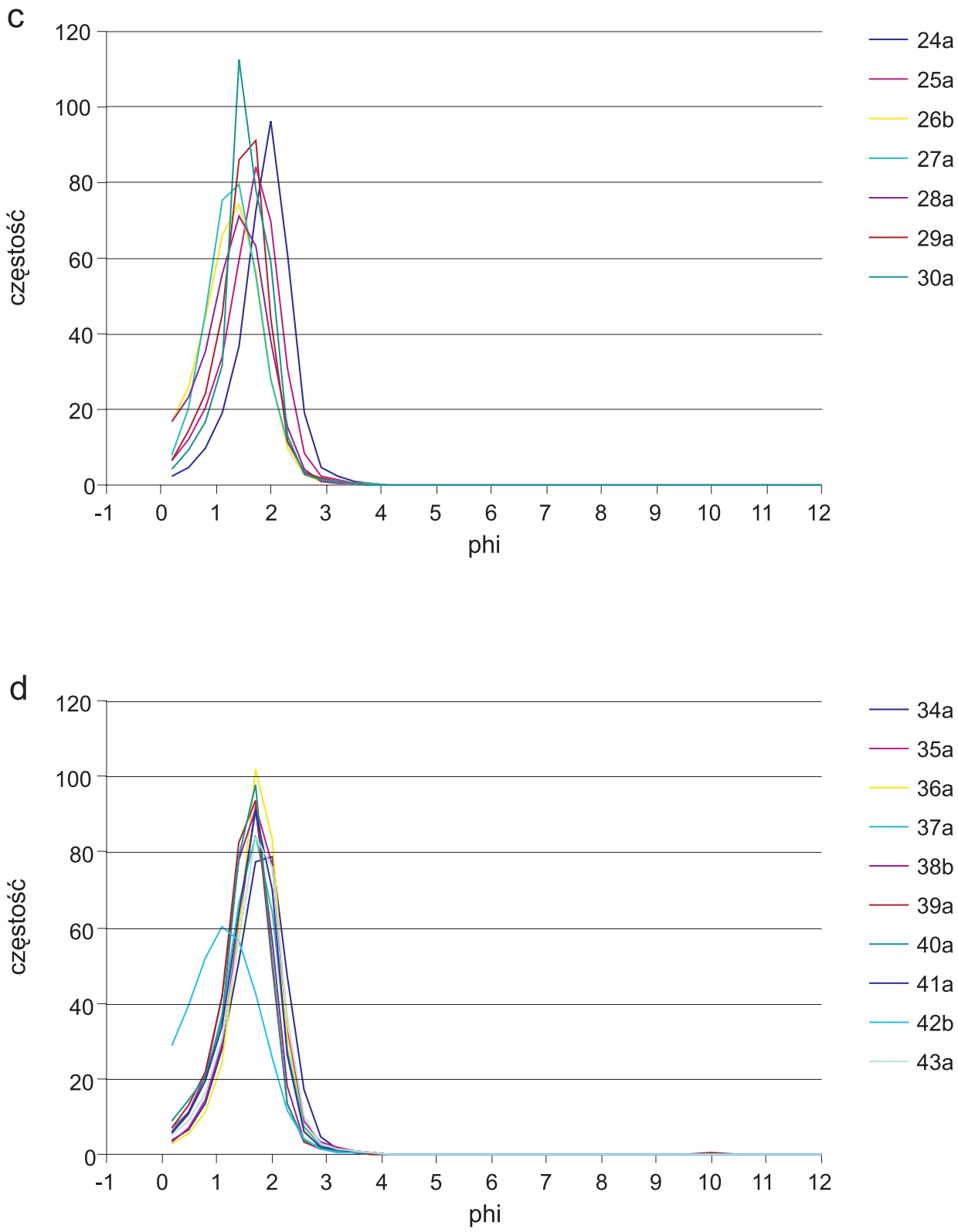
Na podstawie wartości odchylenia standardowego (σ_1) można stwierdzić, że wysortowanie osadu większości wydm gwiaździstych kształtuje się na pograniczu materiału średnio i dobrze wysortowanego (tab. 1a,c,d). Wydmy niższe występujące w otoczeniu ergu charakteryzują się nieco niższym, średnim wysortowaniem (tab. 1b), co może wskazywać na krótszy udział tego materiału w procesie transportu eolicznego. Wysortowanie materiału badanych wydm można uznać za nieco gorsze w porównaniu z wysortowaniem charakteryzującym materiał większości obszarów wydmowych pustyń gorących, równym na obszarze: Pustyni Zachodniej (Egipt) – od 0,28 do 0,39 (El-Baz i in. 1982), północnego obrzeżenia Wielkiego Ergu Wschodniego (Tunezja) – od 0,35 do 0,53 (Dłużewski 2004), pustyń Azji południowo-zachodniej – od 0,2 do 0,45 (Dymowska i in. 1984).

Osady podłoża są słabo lub bardzo słabo wysortowane (tab. 2), co potwierdza dotychczasową tezę o ich akumulacji w bardzo nisko energetycznym środowisku.

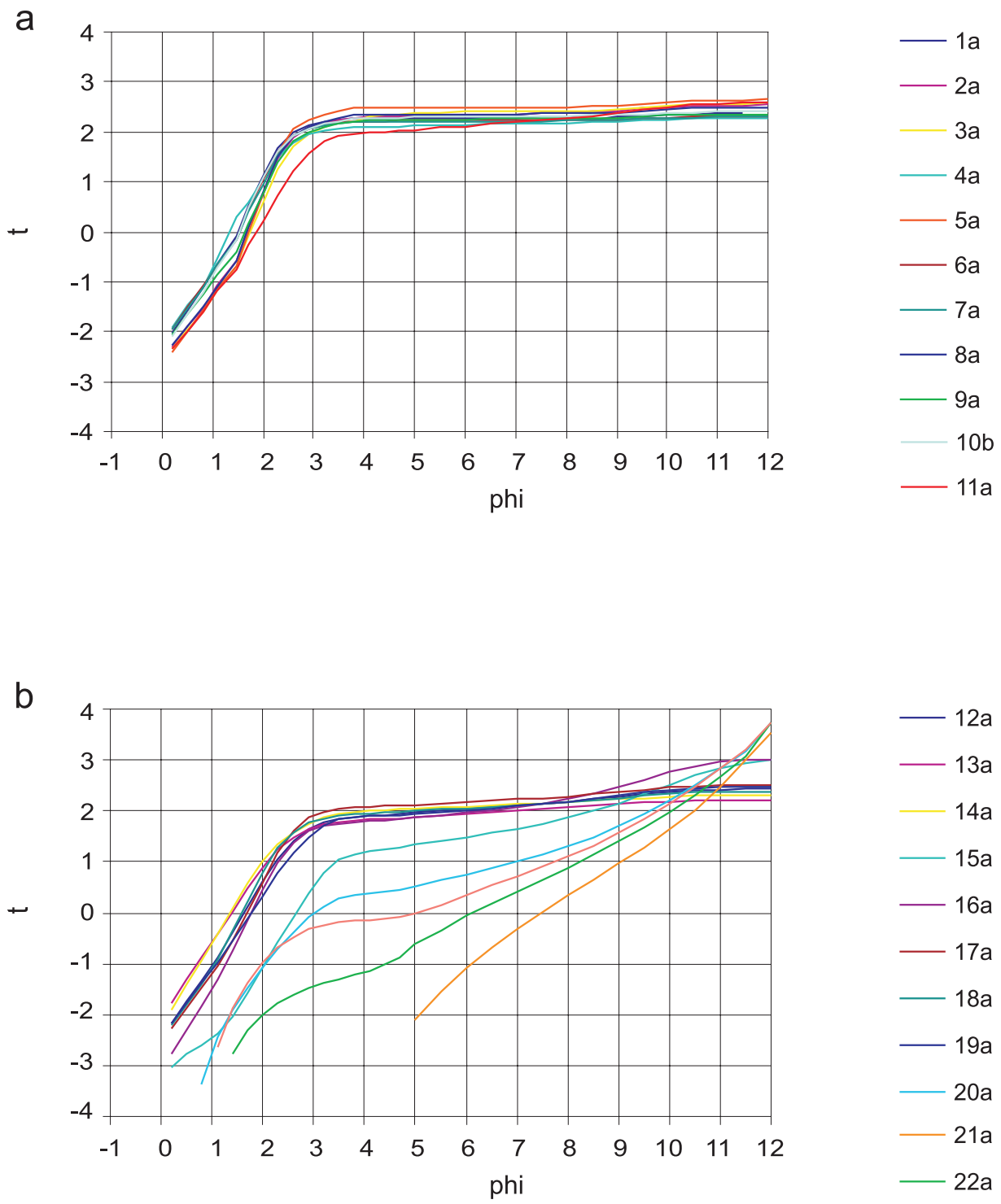
Zdecydowanie ujemne wartości skośności (Sk_1)(tab. 1a,c,d), rzadko spotykane na obszarach pustyń gorących wskazują, że w osadzie wydm Ergu Chebbi przeważa udział grubszej frakcji w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości. Może to być związane z sortowaniem osadów źródłowych i wzbogacaniem ich we frakcje grubsze, jak również z dużą siłą środowiska transportującego. Osady wydm występujących w otoczeniu ergu charakteryzują się w większości dodatnimi wartościami skośności (tab. 1b), co wskazuje na przewagę drobniejszego materiału w stosunku do frakcji o maksymalnej częstości. Bardzo wysokie wartości wskaźnika skośności mają również osady podłoża (tab. 2). Może to wskazywać na dostawę drobnego materiału bezpośrednio z podłoża do wydm znajdujących się w otoczeniu Ergu Chebbi, a także mniejszą dynamikę środowiska transportującego na niższej wysokości. Potwierdzają to wartości wskaźnika uzyskane dla materiału pobranego z najniższej części wydm gwiaździstych (tab. 1a,c,d).



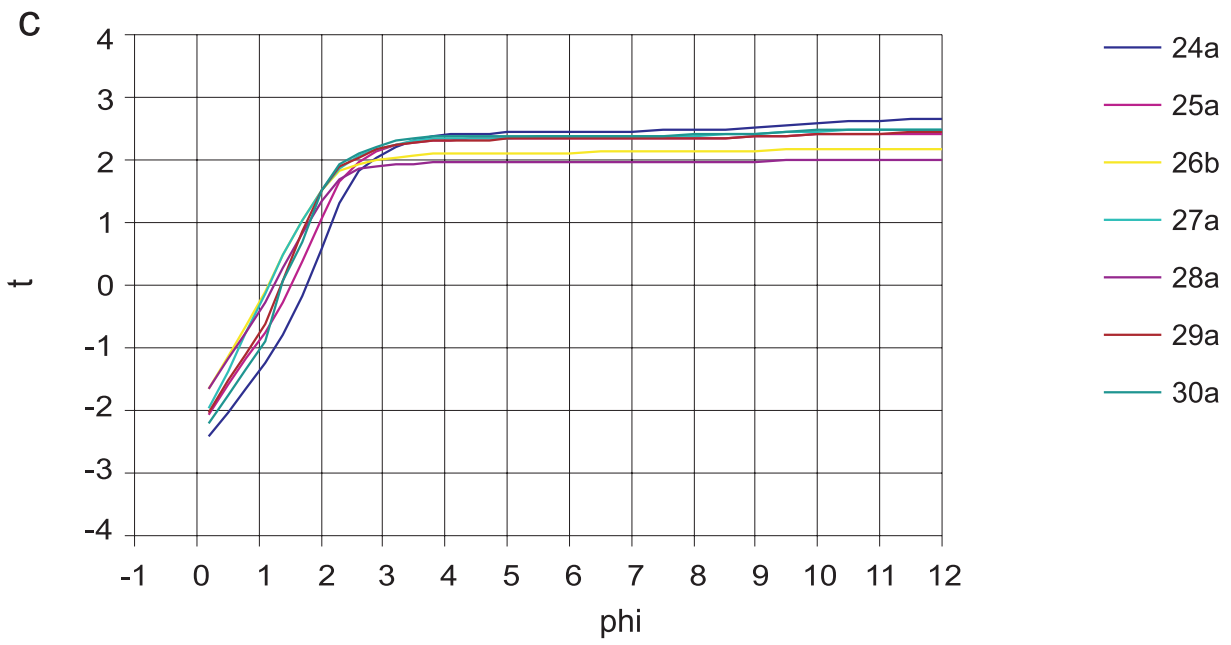
Ryc. 5. Krzywe częstości osadów – obszar Erg Chebbi
a. wydma gwiaździsta (wysokość 157m) – część południowo-wschodnia,
b. wydmy poprzeczne (wysokość do kilku metrów) oraz osady podłoża – otoczenie Ergu Chebbi.

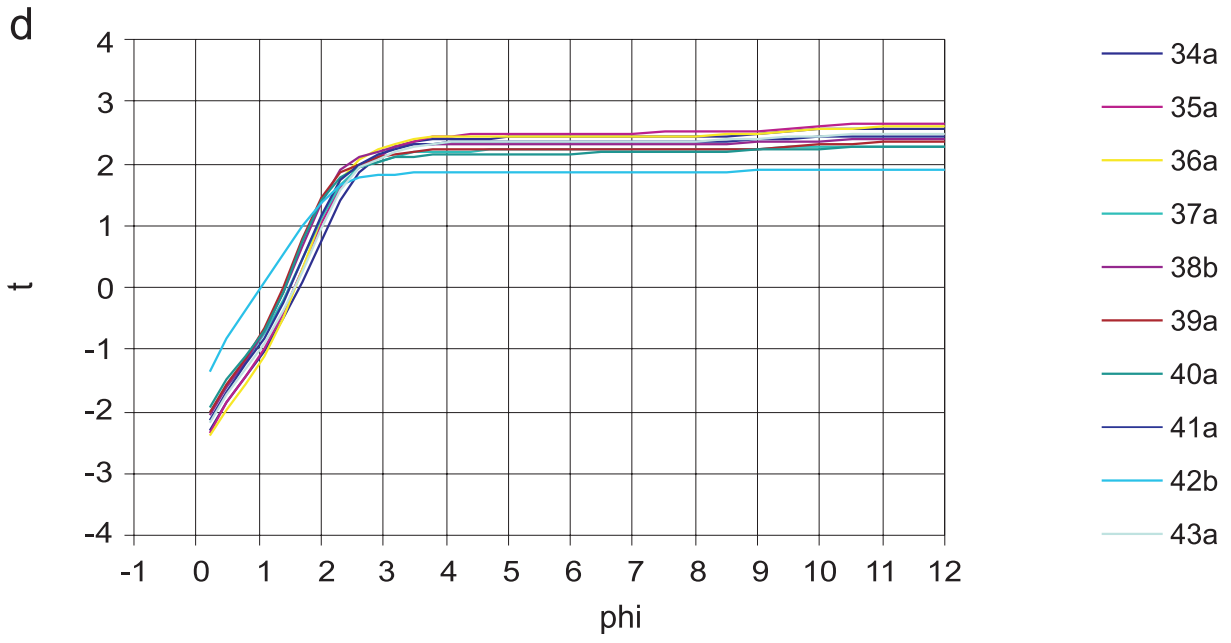


Ryc. 5. Krzywe częstości osadów – obszar Erg Chebbi
c. wydma gwiaździsta (wysokość 120m) – część północna,
d. wydma gwiaździsta (wysokość 160m) – część północno-zachodnia.



Ryc. 6. Krzywe kumulacyjne uziarnienia w skali prawdopodobieństwa – obszar Erg Chebbi
a. wydma gwiaździsta (wysokość 157m) – część południowo-wschodnia,
b. wydmy poprzeczne (wysokość do kilku metrów) oraz osady podłoża – otoczenie Ergu Chebbi.





Ryc. 6. Krzywe kumulacyjne uziarnienia w skali prawdopodobieństwa – obszar Erg Chebbi
c. wydma gwiaździsta (wysokość 120m) – część północna,
d. wydma gwiaździsta (wysokość 160m) – część północno-zachodnia.

Skład mineralno-litologiczny badanych osadów

W badanych osadach wyróżniono szereg składników mineralnych (kwarc monokrystaliczny, kwarc polikrystaliczny, gips, skalenie) i składników litycznych, czyli litoklastów (głównie klasty żelazisto-ilaste oraz podrzędne, różnorodne wapienie i margle).

Kwarc monokrystaliczny jest dominującym składnikiem mineralnym we wszystkich badanych próbkach pobranych z osadów wydmowych. Jego udział w osadach wydm gwiaździstych wynosi od 65% do 82% (ryc. 7, 8). Porównywalny udział kwarcu (około 70%) odnotowany został w osadach wydmowych położonych w otoczeniu Ergu. W osadach podłoża udział kwarcu monokrystalicznego jest zdecydowanie mniejszy i wynosi w utworach przypowierzchniowych około 50%, a głębiej zaledwie kilka procent (ryc. 9).

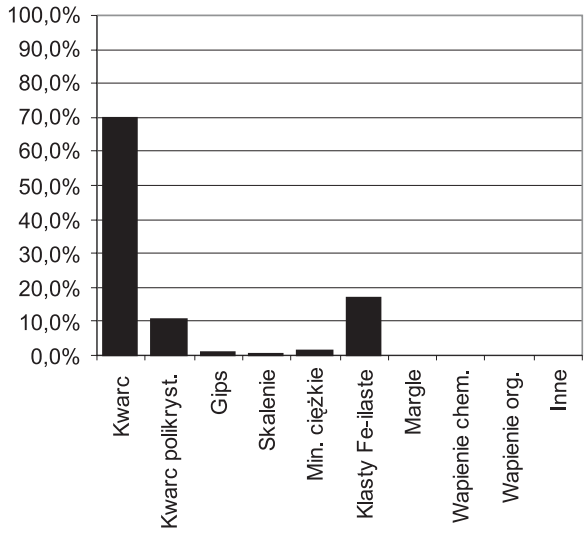
Ziarna kwarcu monokrystalicznego są stosunkowo jednorodne pod względem wielkości i cech optyczno-krystalograficznych. Ziarna grubszej frakcji są na ogół lepiej obtoczone w porównaniu z ziarnami drobniejszymi. Niektóre ziarna zawierają inkluzje ciekło-gazowe, a ponadto, sporadycznie wrostki związków żelaza.

Określenie źródła kwarcu monokrystalicznego jest niezmiernie trudne ze względu na jego cechy fizyczne oraz powszechność występowania. Kwarc należy do składników o bardzo dużej odporności na fizyczne i chemiczne niszczące czynniki transportu i wietrzenia. Może być transportowany na bardzo duże odległości, przez co jest bardzo dobrym wskaźnikiem tzw. dojrzałości mineralogicznej osadów. Bardzo duża zawartość kwarcu w osadzie, w połączeniu z charakterystycznym zestawem minerałów ciężkich oraz innymi cechami teksturalnymi, mogą świadczyć o wielokrotnej redepozycji materiału detrytycznego. Materiał o takich cechach mógł przejść nawet kilka cykli sedymentacyjno-diastroficznych. Wynika to m. in. z faktu, że wszystkie składniki mało odporne zostają w tych procesach usunięte z osadu, przez co następuje względne wzbogacenie osadu w składniki najbardziej odporne, a zwłaszcza w najpospolitszy z nich kwarc. Ze względu na bardzo monotonny charakter mineralogiczno-geochemiczny, kwarc nie jest dobrym wskaźnikiem pochodzenia materiału detrytycznego. Może on pochodzić z bardzo wielu źródeł, gdyż jest pospolitym składnikiem różnych typów skał. Pokaźną ilość kwarcu zawiera zarówno wiele rozmaitych skał magmowych (głębinowych i wylewnych), jak i wiele rodzajów skał metamorficznych. Kwarc jest również jednym z ważniejszych składników skał okruchowych. Wszystkie te odmiany skał, ulegając erozji, mogą dostarczać znacznych ilości kwarcu detrytycznego, nawet do bardzo odległych basenów sedymentacyjnych. W tych warunkach, stwierdzenie co było obszarem źródłowym kwarcu, zwłaszcza obecnego w tzw. wtórnym złożu, jest z reguły bardzo trudne lub niemożliwe. Udaje się to tylko wyjątkowo, np. w przypadku zachowania się w kwarcu specyficznych składników, takich jak np. inkluzje ciekło-gazowe, które mogą być wskaźnikami jego pierwotnej genezy. Identyfikacja takich form jest jednak bardzo trudna i wymaga zastosowania specjalnych, kosztownych metod instrumentalnych. Pomocne mogą tu też być analizy geochemiczne. Szczegółowe rozważania na temat wskaźników dojrzałości mineralogicznej osadów oraz wskaźników pochodzenia materiału detrytycznego w skałach osadowych prezentuje m.in. Pettijohn (1975).

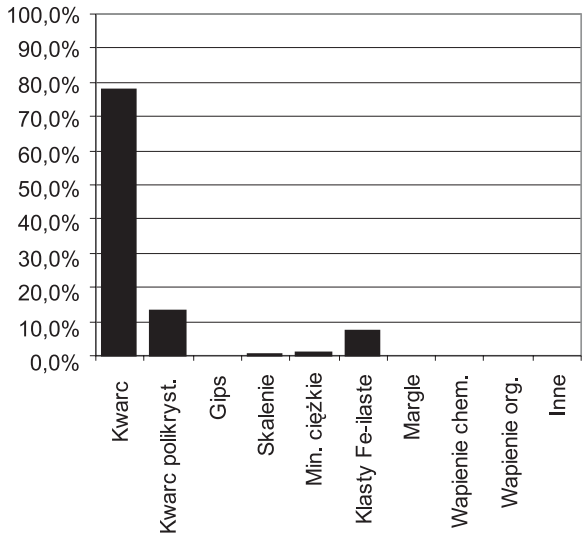
Kwarc polikrystaliczny charakteryzuje się mozaikową budową poszczególnych ziaren. Jego udział w osadach wydm gwiaździstych jest zdecydowanie mniejszy niż kwarcu monokrystalicznego i wynosi od 10% do 27% (ryc. 7, 8). W wydmach otaczających erg udział tego składnika wynosi około 10%, natomiast w osadach podłoża występuje on jedynie w warstwie przypowierzchniowej (ryc. 9).

Geneza kwarcu polikrystalicznego może być zróżnicowana. Ziarna o budowie mozaikowej mogą np. powstawać w wyniku procesów metamorficznych, prowadzących do przemiany piaskowców w kwarcyty. Jednak równie często kwarc mozaikowy powstaje wskutek krystalizacji krzemionki w warunkach hydrotermalnych. Nazywany jest on wówczas powszechnie kwarcem żyłowym. Niestety, rozpoznanie, z którym z tych rodzajów kwarcu mamy do czynienia w przypadku, kiedy dostanie się on jako okruchy do osadów piaszczystych w wyniku erozji skał macierzystych, jest na ogół rzeczą niezwykle trudną, gdyż w obrazie mikroskopowym oba jego rodzaje wyglądają bardzo podobnie. Ma to, wbrew pozorom, duże znaczenie, gdyż okruchy kwarcu mozaikowego, pochodzące ze skał metamorficznych (kwarcytów) należy zaliczać do litoklastów, podczas gdy okruchy kwarcu, który powstał w wyniku erozji kwarcu żyłowego, należy zaliczać do okruchów mineralnych. Pomyłka w prawidłowym rozpoznaniu genezy kwarcu mozaikowego może mieć swoje reperkusje nawet w nomenklaturze niektórych okruchowych skał osadowych. W przypadku badanych skał wyjaśnienie genezy kwarcu polikrystalicznego jest niemożliwe, gdyż nie widać żadnych dodatkowych oznak mogących wskazywać bądź to na warunki metamorficzne, bądź na

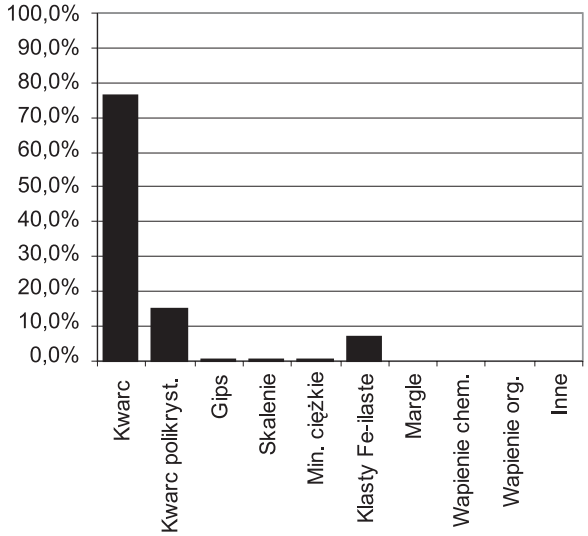
próbka 40 podstawa



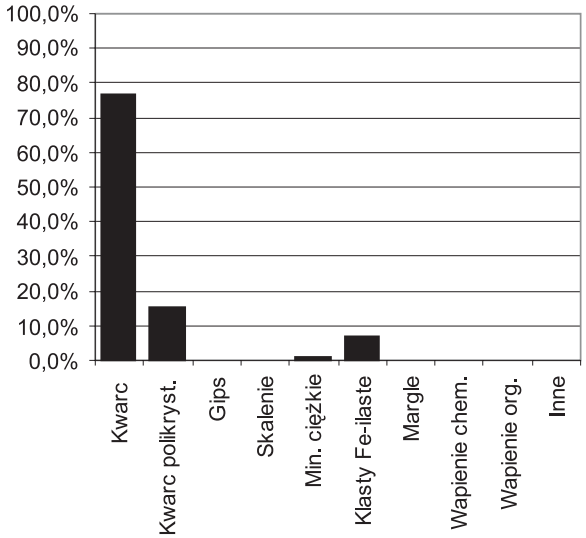
próbka 42 h=27m



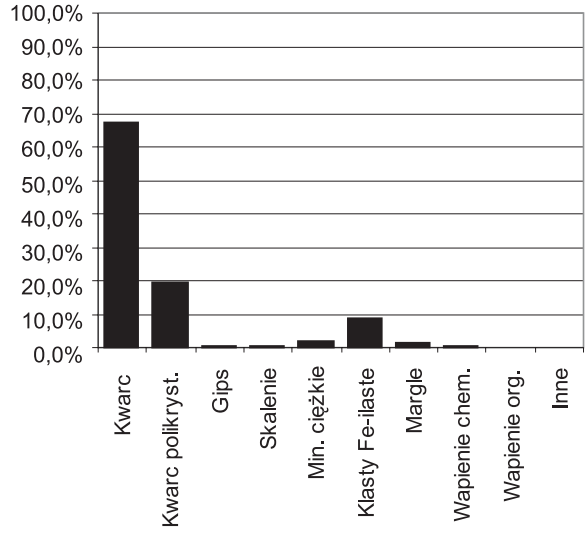
próbka 41 h=40m



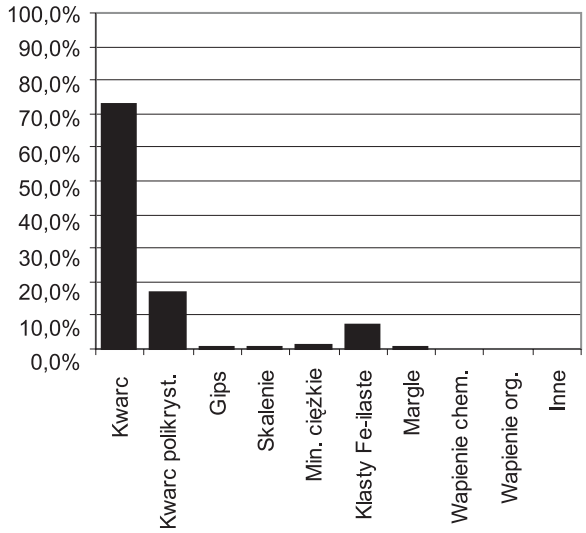
próbka 37 h=60m

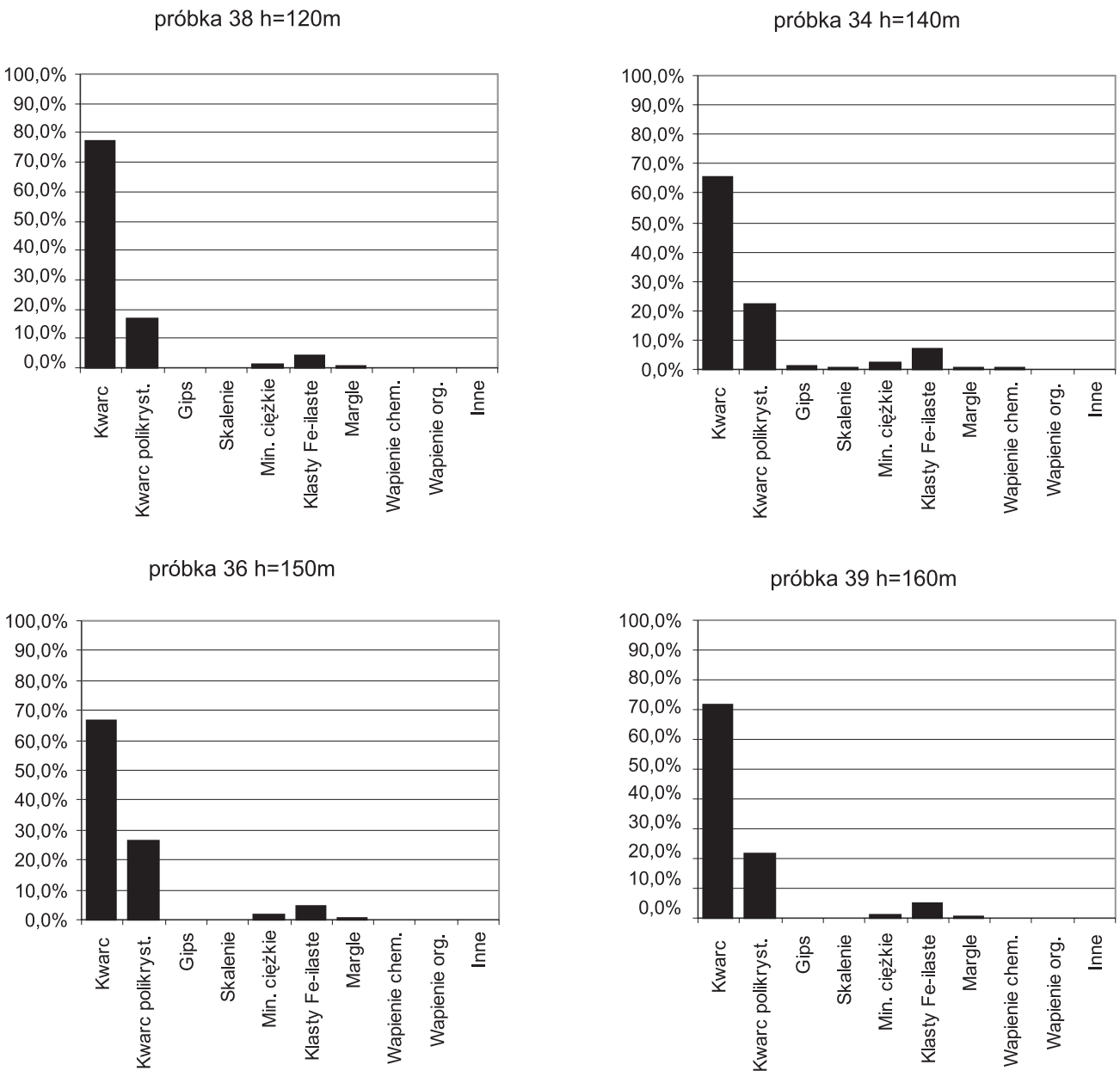


próbka 35 h=80m



próbka 43 h=100m





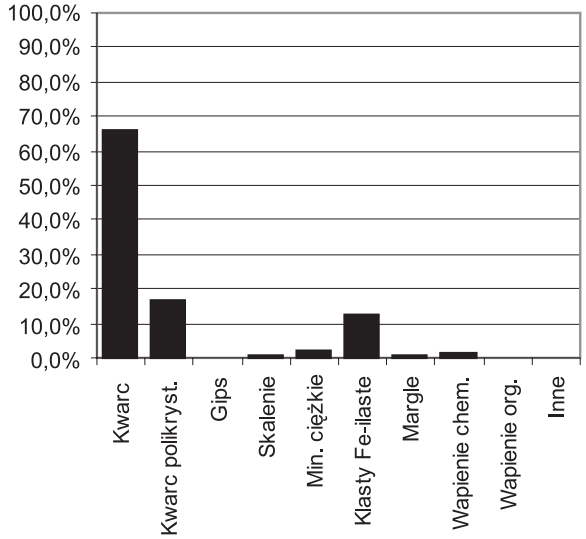
Ryc. 7. Skład mineralno-litologiczny osadów wydmowych pobranych z wydmy gwiaździstej znajdującej się w części północno-zachodniej Ergu Chebbi.

hydrotermalne. Zdecydowano się zatem na stosowanie terminu „kwarc polikrystaliczny", który nie ma implikacji genetycznych, a z drugiej strony, sygnalizuje obecność ciekawej odmiany tego minerału. Być może w przyszłości uda się dokonać bardziej szczegółowej jego identyfikacji.

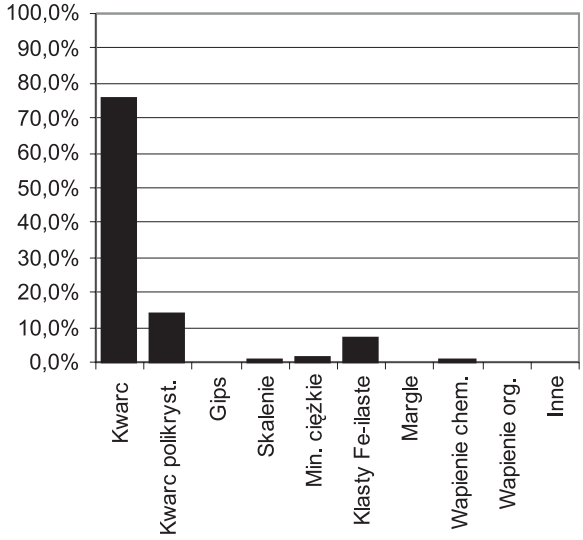
Obecność kwarcu polikrystalicznego w osadzie ma podobne znaczenie, gdy chodzi o rozważania genetyczno-środowiskowe, jak obecność kwarcu monokrystalicznego. Obydwie te odmiany kwarcu cechuje podobna odporność na czynniki niszczące transportu i wietrzenia. Jedynie niektóre typy kwarcu polikrystalicznego są nieco mniej odporne niż kwarc monokrystaliczny, ale różnica jest niewielka. Znaczenie kwarcu polikrystalicznego jako wskaźnika pochodzenia materiału detrytycznego zależy od omówionych wyżej uwarunkowań. Ustalenie obszaru alimentacyjnego tego składnika jest możliwe jedynie w przypadku prawidłowego zidentyfikowania jego genezy, tzn. odróżnienia kwarcu metamorficznego od żyłowego (hydrotermalnego).

Sumaryczny udział w osadach wydm gwiaździstych kwarcu monokrystalicznego i kwarcu polikrystalicznego wynosi od 80% do nawet 95%, a więc podobnie jak w innych ergach saharyjskich (Pietrow 1976, Coque 1962) i zdecydowanie więcej niż w wydmach regionu Coude du Dra (Barczuk, Dłużewski 2003).

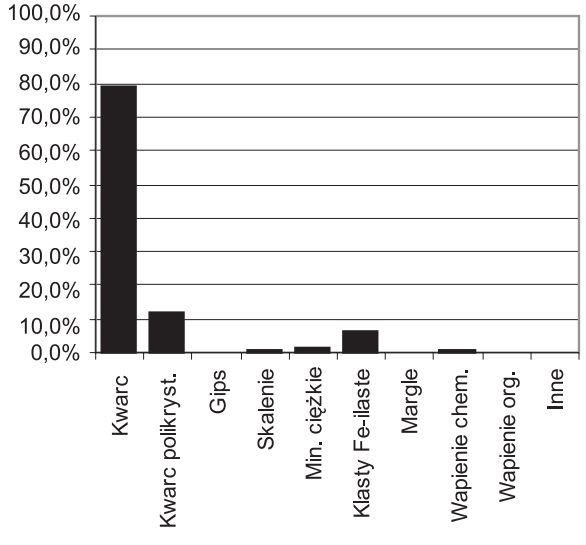
próbka 26 podstawa



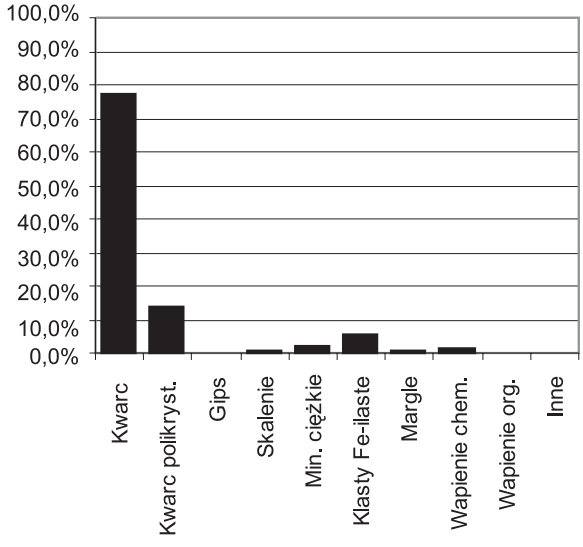
próbka 27 h=20m



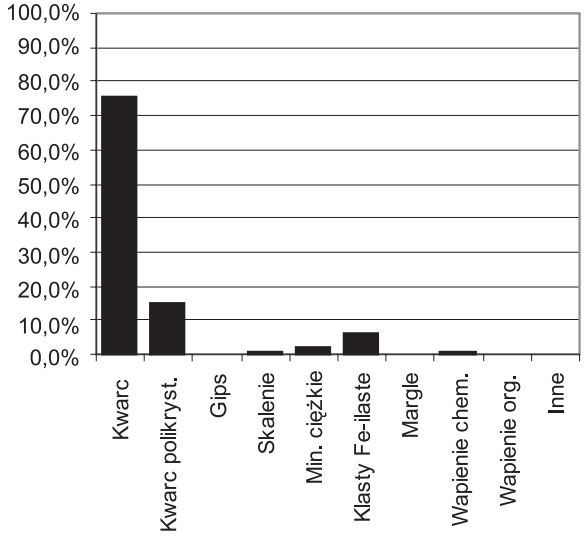
próbka 28 h=40m



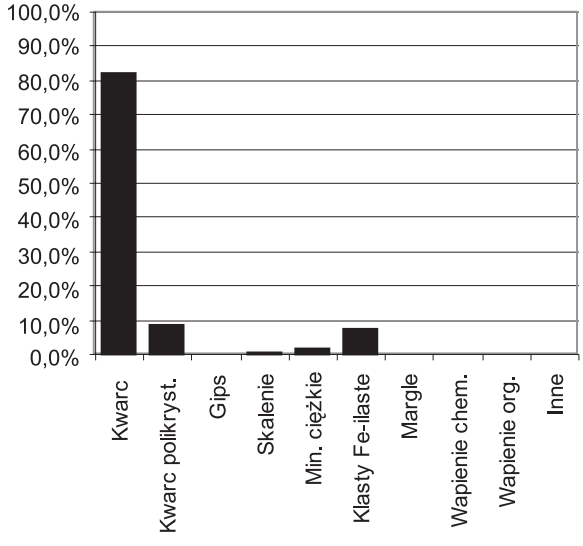
próbka 29 h=60m

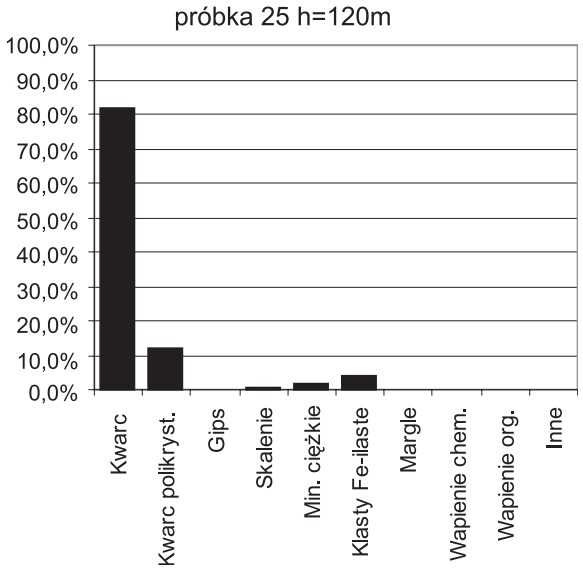


próbka 30 h=80m



próbka 24 h=100m





Ryc. 8. Skład mineralno-litologiczny osadów wydmowych pobranych z wydmy gwiaździstej znajdującej się w części północnej Ergu Chebbi.

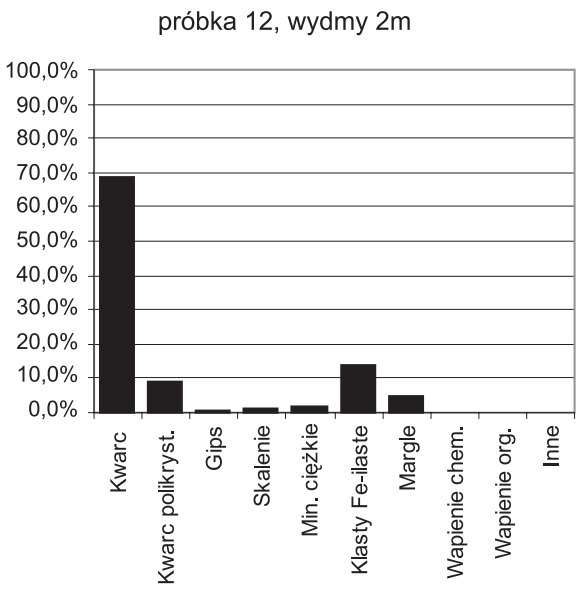
Klasty żelazisto-ilaste występują w badanych osadach wydmowych w postaci brunatnych agregatów o teksturze bezładnej lub rzadziej – teksturze równoległej, a nawet niekiedy łupkowej. Ich udział w osadach wydm gwiaździstych jest niewielki i wynosi od 7% na wysokości około 20 metrów do 4% na wierzchowinie wydm (ryc. 7, 8). Udział tego składnika jest zdecydowanie większy w osadach wydmowych u ich podstawy – około 13–17% (ryc. 7, 8) oraz w wydmach znajdujących się w otoczeniu ergu – również 13–17% (ryc. 9). Klasty żelazisto-ilaste w osadach podłoża mają zdecydowanie większy udział niż w osadach wydmowych. W warstwie przypowierzchniowej wynosi on około 30%, natomiast głębiej osiąga nawet ponad 90% (ryc. 9).

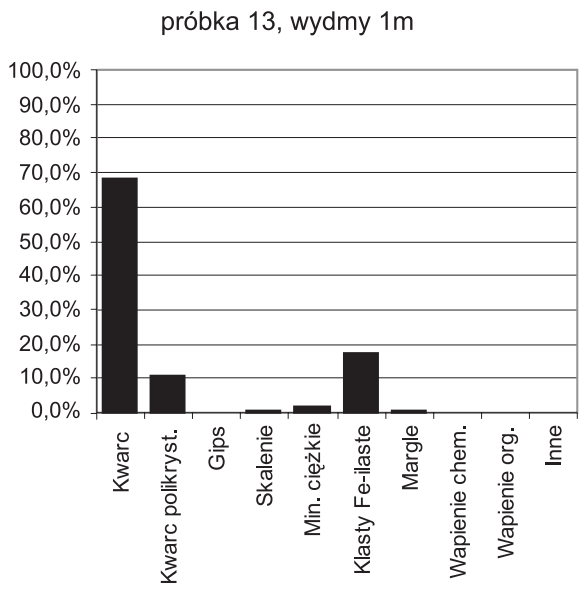
Składniki te mają niewielką odporność na czynniki niszczące, co powoduje, że muszą one pochodzić z lokalnych obszarów alimentacyjnych. Prawdopodobnie większość z nich to osady tworzące się w wodzie charakteryzującej się słabym przepływem lub jego brakiem, współcześnie występujące w postaci fragmentów zażelazionych łupków ilastych. Ich występowanie w utworach podłoża na omawianym obszarze związane jest najprawdopodobniej z sedymentacją w zbiorniku wodnym, który funkcjonował na tym obszarze aż do końca lat osiemdziesiątych XX wieku. Wody spływające do tego jeziora, zarówno ouedem Ziz jak i z okolicznych obszarów w czasie epizodycznych opadów deszczu, dostarczały do niego drobny materiał detrytyczny, zabarwiony na czerwono od rozproszonych związków żelaza, występujących pospolicie w silnie utleniających warunkach pustynnych. Powstające w taki sposób klasty żelazisto-ilaste są bardzo dobrymi wskaźnikami zarówno środowiska panującego w miejscach ich powstawania, jak i (z powodu bardzo małej odporności na proces abrazji) wskaźnikami krótkiego transportu, jakiemu podlegał dany osad.

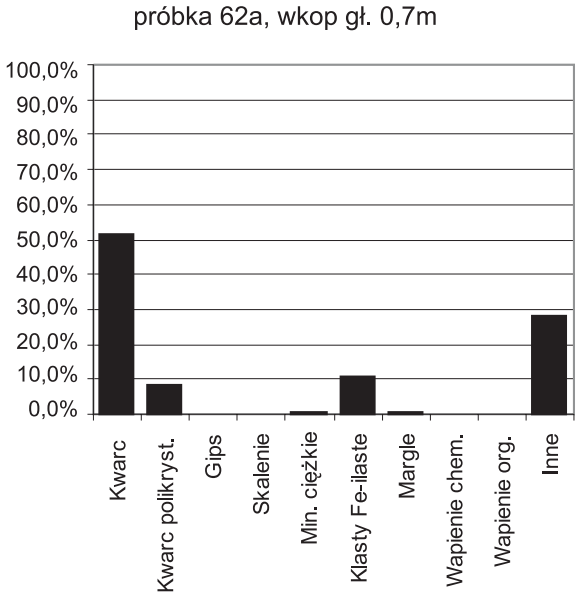
Inne składniki takie jak gips, skalenie, margle, różne rodzaje wapieni występują w badanych osadach wydmowych w ilościach śladowych. Ich udział tylko w pojedynczych przypadkach dochodzi do 2%, a w większości osadów ich występowania nie odnotowano. W osadach wydmowych zanotowano dość duży udział minerałów ciężkich (około 2%), co może potwierdzać dużą dynamikę procesu. Warto też zaznaczyć bardzo duży udział w osadach podłoża substancji organicznej. Największy udział tej substancji w ciemnej warstwie 0,7–1,0 m p.p.t. wynosi około 95% C org. (S. Skiba – informacja ustna). Ziarna mineralne występujące w tej warstwie nie tworzą połączeń z rozproszoną substancją organiczną, nie stwierdzono widocznego systemu korzeniowego, co wskazuje na brak powiązań genetycznych tej substancji z osadem, z którego pobrano próbki. Można przypuszczać, że tak duży udział substancji organicznej w warstwie znajdującej się bezpośrednio nad nieprzepuszczalnymi utworami ilastymi związany jest z jej akumulacją w zbiorniku, w którym gromadziła się woda dostarczająca z okolicznych obszarów materiał organiczny.

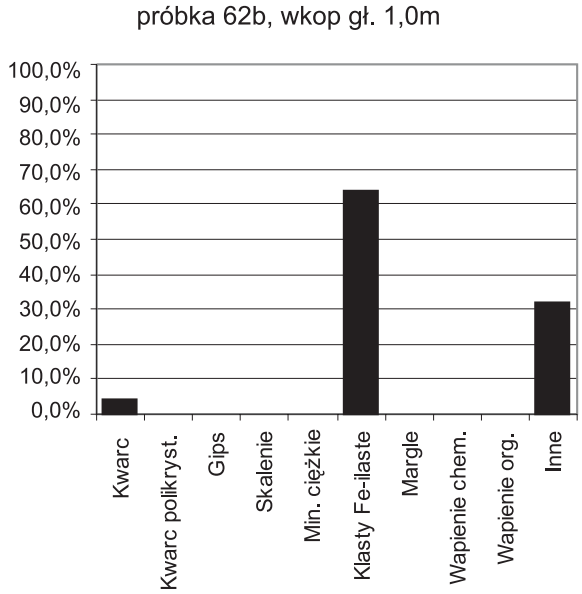
Podsumowując, można stwierdzić istotną różnicę w składzie mineralno-litologicznym osadów budujących wydmy Ergu Chebbi i osadów podłoża znajdujących się w jego otoczeniu.

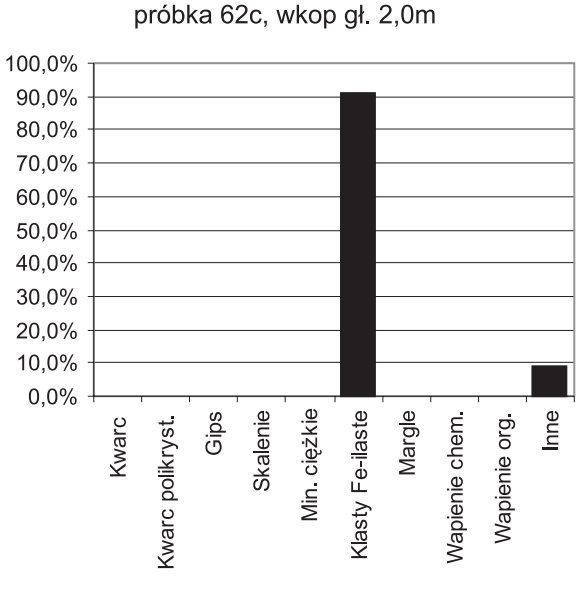
Różnica w składzie mineralno-litologicznym osadów wydmowych ergu i osadów wydmowych występujących w jego otoczeniu widoczna jest również na obrazie satelitarnym (ryc. 3, 4). Materiał











Ryc. 9. Skład mineralno-litologiczny osadów pobranych z otoczenia Ergu Chebbi: próbka 12 – pojedyncze wydmy poprzeczne o wysokości 2 m, obszar południowy, próbka 13 – pojedyncze wydmy barchanoidalne o wysokości 1 m, obszar południowo-wschodni, próbki 62 a,b,c – wkop na północ od miejscowości Hassi Labied, obszar zachodni.

piaszczysty ergu jest spektralnie odmienny i widoczny jako ciemniejszy ton żółty. Pozostałe formy wydmowe mają ton jaśniejszy i tworzą układ o wyraźnym, linijnym przebiegu związanym z układem dużych koryt epizodycznych obecnie rzek. Może to wskazywać, że źródło materiału tych wydm związane jest z materiałem transportowanym dawniej w korytach rzek, które następnie stały się korytami epizodycznymi. Spowodowało to przesuszenie materiału znajdującego się w korytach i rozwój procesów eolicznych. Wyraźna linijna granica spektralna na pograniczu obu typów wydm (ryc. 4) sugeruje brak mieszania się materiału w strefie kontaktu.

Wnioski

Wyniki badań wskazują na bardzo wysoki stopień eolizacji osadów budujących wydmy Ergu Chebbi co oznacza, że akumulacja tych osadów przebiegała w dynamicznym środowisku eolicznym w długim okresie czasu.

Świadczy o tym w szczególności:

- duża jednorodność materiału wydmowego widoczna w przebiegu krzywych częstości, krzywych kumulacyjnych uziarnienia, a także w małym zróżnicowaniu wskaźników uziarnienia,
- duża średnia średnica ziaren,
- dobre wysortowanie ,
- ujemne wartości skośności, wskazujące na brak dostawy lokalnego, drobnego materiału,
- mały udział w osadach składników mineralnych mało odpornych na abrazję mechaniczną.

Badania wykazały ponadto bardzo dużą różnicę w składzie mineralno-litologicznym osadów budujących wydmy Ergu Chebbi i osadów podłoża znajdujących się w otoczeniu ergu. Wydaje się zatem, że drobnoziarniste osady podłoża występujące w bezpośrednim sąsiedztwie ergu nie stanowią obszarów źródłowych dla wydm gwiaździstych, a źródło osadów położone jest dalej.

Na podstawie dotychczasowych wyników można natomiast stwierdzić, że źródłem wydm występujących w okolicy Ergu Chebbi są duże koryta rzeczne. Wydaje się, że rozwój tych pól wydmowych może być obecnie bardzo dynamiczny. Za przyczynę ich intensywnego rozwoju należy uznać zmniejszenie przepływu w korytach rzek, związane z wybudowaniem w okolicy Errachidii zapory Hassan Abdahil.

Literatura

Barczuk A., 1992, *Petrology of the Precambrian Clastics and the Evolution of the Midcontinent Rift System (USA).* Arch. Miner. T. XLVIII, 1 – 2, 123–204.

Barczuk A., Dłużewski M., 2001, *Źródło osadów eolicznych w obniżeniu Khargi (południowy Egipt) na podstawie ich cech teksturalnych,* [w:] J. Pełka-Gościniak, T. Szczypek (red), Dynamiczne aspekty geomorfologii eolicznej, Sosnowiec, 51–61.

Barczuk A., Dłużewski M., 2003, *Skład mineralno-litologiczny jako podstawa do określenia źródła i wskaźnik stopnia eolizacji osadów wydmowych,* [w:] M. Dłużewski (red.), Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko) i jej wpływ na warunki życia ludności. Wyd. Akad. Dialog, Warszawa, 121–134.

Barczuk A., Tatur A., 1999, *Phosphate and Sulphate Minerals in the Soils of Antarctic Peninsula Region.* Proc. of the IX Meeting of the Russian Mineralogical Soc. Sankt Petersburg, May 17 – 21, 1999, 49–50.

Barczuk A., Wyrwicki R., 1999, *Litogeneza zsylifikowanej, trzeciorzędowej kredy jeziornej z KWB Bełchatów.* Materiały IV Konferencji „Zagospodarowanie kopalin towarzyszących w górnictwie odkrywkowym", Ślesin 5 – 7 maja 1999. [w:] Górnictwo odkrywkowe, 1, 83–93.

Berendsen P., Barczuk A., 1993, *Petrography and Correlation of Precambrian Clastic Sedimentary Rocks Associated with the Midcontinent Rift System.* U.S. Geol. Survey Bull. 1989-E, E1 – E20.

Borkowska M., Smulikowski K., 1973, *Minerały skałotwórcze.* Wyd. Geol., Warszawa.

Chlebowski R., Lindner L., 1975, *Wpływ podłoża na skład minerałów ciężkich głównych wysp lessowych NW części Wyżyny Małopolskiej.* Acta Geol. Pol., 25, 163 – 178.

Chlebowski R., Lindner L., 1976, *Próba zastosowania analizy minerałów ciężkich w problematyce badawczej lessów na przykładzie lessów młodszych zachodniej części regionu świętokrzyskiego.* Biul. Inst. Geol., 18, 293 – 301.

Chlebowski R., Lindner L., 1992, *Źródła materiału i warunki akumulacji lessów młodszych Wyżyny Małopolskiej.* Biul. Geol. UW, 32, 13 – 50.

Chlebowski R., Lindner L., Barczuk A., Bogucki A., Gozik P., Łańczont M., Wojtanowicz J., 2002, *Warunki akumulacji lessów młodszych górnych Wyżyny Lubelskiej (Polska) i Wyżyny Wołyńskiej (Ukraina) na podstawie badań geologicznych i mineralogicznych.* [w:] Mat. II Świętokrz. Spotk. Geol.-Geomorf. nt Peryglacjał plejstoceński w osadach i rzeźbie obszaru Polski. Jodłowy Dwór, 9–11.05.2002.

Coque R., 1962, *La Tunisie présaharienne.* Etude géomorphologique. Armand Colin, Paris.

Dear W.A., Howie R.A., Zussman J., 1966, *An introduction to the rock forming minerals.* Longman, Harlow, England.

Dłużewski M., 2003. *Rozprzestrzenianie się pól wydmowych jako skutek pustynnienia.* [w:] M. Dłużewski (red.)Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra (Maroko) i jej wpływ na warunki życia ludności. Wyd. Akad. Dialog, Warszawa, 77–101.

Dłużewski M., 2004. *Ewolucja pola wydmowego w okolicach Douz.* Mat. Warsztatów Geomorfologicznych, Tunezja 15–29.04.2004, Warszawa, 71–82.

Dymowska T., Dymowski W., Mityk J., Mycielska-Dowgiałło E., 1984, *Cechy teksturalne osadów wydmowych pustyń Azji południowo-zachodniej.* Ann. Soc.Geol. Pol., Kraków.

El-Baz F., Slezak M.H., Maxwell T.A., 1982, *Preliminary Analysis of Color Variations of Sand Deposits in the Western Desert of Egypt,* [w:] Desert Landforms of Southwest Egypt: A Basis for Comparison with Mars. Nat. Aero. and Space Adm., Washington, DC.

Finkel, H.J., 1959, *The barchans of Southern Peru.* Jour. Geol., 67, 6, 614–647.

Folk R.L., Ward W., 1957, *Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters,* J. Sed. Petrol., 27.

Kosmowska-Ceranowicz B., Buhmann D., 1982, *Translucent heavy minerals and clay minerals in Tertiary sediments of Gołębin Stary and Kuleszewo (Poland).* Pr. Muzeum Ziemi, 35, 89 – 109.

Mycielska-Dowgiałło E., 1992, *Desertification in the light of sedimentological features of dune deposits,* Geogr. Pol.

Mycielska-Dowgiałło E., 1995, *Selected textural features of deposits and their interpretation value.* [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), Researches of Quaternary sediments, some method and interpretation of the results. WGiSR UW, Warsaw, 29–105.

Mycielska-Dowgiałło E., 2001, *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu.* Prac. Sedymentolog., Wydział Geografii i Studiów Reg., Warszawa, 141.

Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J., 1995, *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników,* WGiSR UW, Warszawa.

Oleil J., 1994, *Les juifs au Sahara, le Touat au moyen-age.* CNRS-histoire.

Pettijohn F. J., (1975), *Sedimentary rocks.* Harper and Row, New York, N. Y., 628.

Pietrow M.P., 1976, *Pustynie kuli ziemskiej.* PWN, Warszawa.

Geologiczne uwarunkowania rozwoju rzeźby Atlasu Wysokiego na przykładzie wąwozu Ziz

Teresa Brzezińska-Wójcik
Instytut Nauk o Ziemi,
Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
e-mail:tbrzezin@biotop.umcs.lublin.pl

Irena Tsermegas
Instytut Nauk Fizycznogeograficznych,
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski
e-mail: argiro@uw.edu.pl

Wstęp

Nazwa gór – Atlas – pochodzi z geografii antycznej. Według Herodota, nie jest wykluczone, że pierwowzorem nazwy jest grecka nazwa Atlantis, określająca krainę zamieszkaną przez Amazonki. Według badań paleogeograficznych, starożytna Atlantyda (Atlantis) znajdowała się w miejscu obecnego Szottu El Dżerid, który w XIII–XII w. p.n.e. był płytkim zbiornikiem morskim połączonym z Morzem Śródziemnym. Stąd góry otoczone przez wody, a zamieszkane przez Amazonki, nazwano Atlasem. Strabon używa nazwy Atlas w jej znaczeniu dzisiejszym i dodaje, że rodzimi mieszkańcy tych gór nazywali je Dyris. Według Pliniusza, nazwa Addiris wywodzi się od berberyjskiego słowa *adrar* oznaczającego *górę, wzgórze* (Staszewski 1968).

Pasmo fałdowe Atlasu jest najmłodszą jednostką strukturalną na kontynencie afrykańskim. Należy do euroazjatyckiego pasa fałdowań alpejskich, mimo iż częściowo zostało uformowane w orogenezie kaledońskiej i waryscyjskiej. Starsze struktury fałdowe zostały przebudowane przez procesy tektoniczne orogenezy alpejskiej i wkomponowane w jej struktury.

Struktura Atlasu jest usytuowana w brzeżnej, północnej części platformy saharyjskiej, której kratonizacja zakończyła się około 730–600 mln lat temu, w czasie orogenezy katangijskiej (panafrykańskiej) (Orłowski, Szulczewski 1990). Fundament platformy stanowią prekambryjskie skały metamorficzne (gnejsy, łupki krystaliczne, marmury i kwarcyty) i wulkaniczne (bazalty, andezyty) silnie sfałdowane i poprzecinane prekambryjskimi intruzjami granitoidów i innych skał magmowych. Podłoże krystaliczne znajduje się na głębokości 5–9 km i jest nadbudowane osadową pokrywą platformową: paleozoiczną (zlepieńce, piaskowce), mezozoiczną (triasowe piaskowce przechodzące w serię anhydrytowo-solną, miejscami ze strukturami diapirowymi oraz kredowe piaskowce i iły) i trzeciorzędową (głównie osady pochodzenia rzecznego i morskiego) (Stupnicka 1978, Mizerski 2004).

Skały pokrywy platformowej, w brzeżnej strefie platformy, formują zorientowane subrównoleżkowo syneklizy: Tinduf i algiersko-libijską. Kompleks osadów jest zdeformowany przez strefy uskokowe i lokalne zapadliska (Kun 1965).

Skrzydło północne syneklizy Tinduf, przylegające do Atlasu, jest silnie zaburzone tektonicznie, skrzydło południowe zaś jest łagodnie nachylone ku północy. Na skałach podłoża platformowego spoczywają kwarcyty należące do kambru i ordowiku. Są one przykryte głównie przez morskie, okruchowe i węglanowe osady syluru, dewonu i karbonu dolnego. Karbon górny jest reprezentowany przez najpierw paraliczne, a później limniczne osady okruchowe z pokładami węgla kamiennego o znaczeniu gospodarczym (zagłębia Colomb, Biszar, Kenadza, Guir). Najmłodszymi ogniwami są morskie osady kredowe i kenozoiczne (Furon 1960).

Synekliza algiersko-libijska jest wypełniona dwoma kompleksami skał osadowych o dużych miąższościach. Kompleks dolny reprezentują paleozoiczne osady molasowe neoproterozoiku. Jest on przykryty okruchowymi osadami kambru i wczesnego ordowiku. Młodszy ordowik reprezentują osady lodowcowe. Z syluru pochodzą łupki graptolitowe, zachowane w zachodniej części syneklizy i piaskowce – we wschodniej. Osady te są przykryte przez morskie osady piaskowcowo-łupkowe dewonu i karbonu dolnego (Stupnicka 1978, Mizerski 2004). Kompleks skał dewońskich i karbońskich został w północnym skrzydle lekko sfałdowany, co związane jest z waryscyjskimi ruchami tektonicznymi, w wyniku których została uformowana struktura Antyatlasu (Orłowski, Szulczewski 1990). Występuje tu szereg asymetrycznych, wielkopromiennych fałdów o kierunku południkowym (Choubert, Faure-Muret 1962). Kompleks górny stanowią skały mezozoiczne i kenozoiczne, które wykazują duże podobieństwo do równowiekowych osadów budujących Atlas. Trias reprezentują piaskowce, anhydryty i sole, które miejscami tworzą struktury diapirowe. Są one przykryte jurajskimi osadami węglanowymi, a następnie dolnokredowymi piaskowcami i iłami z florą lądową. Najwyższą część profilu stanowią okruchowe i węglanowe osady górnokredowe i paleogeńskie, a także pokrywy wulkanitów oligoceńsko-czwartorzędowych. Ruchy tektoniczne w mezozoiku i kenozoiku spowodowały powstanie wielu uskoków, które dzielą syneklizę na mniejsze jednostki. Z wypiętrzonymi strukturami tektonicznymi (w tym i z diapirami solnymi) są związane złoża ropy naftowej i gazu ziemnego (Charraoud 1990).

Zarówno synekliza Tinduf, jak i algiersko-libijska, od oligocenu po holocen, była obszarem wzmożonej aktywności wulkanicznej, czego pozostałością są bazalty oraz riolity (Stupnicka 1978, Mizerski 2004).

Cechy orograficzne gór Atlas i ich podział regionalny

Pasmo fałdowe Atlasu ciągnie się od Oceanu Atlantyckiego na zachodzie do zatoki Mała Syrta (obecnie zatoka Gabès) na wschodzie, na długości około 2000 km; szerokość pasma zmienia się odpowiednio: od około 400 km do około 200 km. Najwyższe szczyty znajdują się w zachodniej części pasma, w Atlasie Wysokim; najwyższy z siedmiu wierzchołków krystalicznego masywu Toubkal wznosi się na wysokość 4167 m n.p.m. Szczyty Atlasu Średniego sięgają 3000 m n.p.m., a pojedyncze wierzchołki Antyatlasu – 1500–2000 m n.p.m. Najniższe wysokości bezwzględne (1111 m) są charakterystyczne dla Atlasu Saharyjskiego w części wschodniej – Dżabal Aures.

W obrębie pasma fałdowego Atlasu wyróżnia się trzy, różniące się pod względem rodzaju i wieku występujących w nich skał, stylu budowy i czasu powstania, strefy: południową (Antyatlas), środkową (Atlas Wysoki, Atlas Średni, Atlas Saharyjski i Atlas Tunezyjski), północną (Rif i Atlas Tellski). Równoleżnikowo ułożone struktury fałdowe są rozdzielone równinnymi wyżynami – mesetami, a czasami także wąskimi obniżeniami śródgórskimi. Atlas Saharyjski od Atlasu Tellskiego oddziela Wyżyna Szottów (Misar 1987).

Najstarszą częścią Atlasu jest, ciągnąca się wzdłuż wybrzeża Atlantyku, strefa Antyatlasu oraz zapadliska mauretańskiego, położona na południowy zachód od Atlasu Wysokiego. Pod względem tektonicznym Antyatlas stanowi wielkie antyklinorium (Choubert, Marais 1952), którego jądro utworzone jest ze skał prekambryjskich i kambryjskich. Osady młodsze występują głównie w części północnej i południowej Antyatlasu. Jego podłoże stanowi brzeżny fragment platformy prekambryjskiej, sfałdowany w czasie orogenez kaledońskiej i waryscyjskiej. Ruchy orogenezy alpejskiej spowodowały już tylko wypiętrzenie masywu górskiego Antyatlasu wzdłuż uskoków obrzeżających. Antyatlas jest zbudowany z metamorficznych skał prekambryjskich (gnejsy) oraz ze skał paleozoicznych. Zerodowane struktury waryscyjskie tego subregionu są przykryte przez kontynentalne, pstre osady okruchowe permu i triasu (Stupnicka 1978).

Na strefę środkową składają się: Atlas Środkowy, Atlas Wysoki, Atlas Saharyjski i Atlas Tunezyjski wraz z rozdzielającymi je mesetami: marokańską i orańską. Wschodnim przedłużeniem Atlasu Wysokiego jest Atlas Saharyjski, rozdzielony poprzecznymi obniżeniami i dolinami przełomowymi na wiele oddzielnych grzbietów i masywów. Atlas Saharyjski przechodzi ku wschodowi w coraz niższy Atlas Tunezyjski.

Cała strefa środkowa należy do struktur *sensu stricte* alpejskich, na co wskazuje obecność osadów morskich mezo- i kenozoicznych o znacznej miąższości. Jednak pod względem zarówno rozwoju sedymentacji, jak i tektoniki, struktury tej strefy można uznać za przejściowe od platformy saharyjskiej do właściwej geosynkliny alpejskiej, na której miejscu powstały Rif i Atlas Tellski (Herbig 1988).

Strefa środkowa jest bardzo urozmaicona pod względem budowy geologicznej. W jej budowie biorą udział bloki zbudowane ze skał prekambryjskich i paleozoicznych, będące podłożem meset marokańskiej i orańskiej. Bloki te są fragmentami północnej części platformy saharyjskiej, wbudowanymi w strukturę alpejską Atlasu. Profil osadów cyklu alpejskiego rozpoczyna, leżąca niezgodnie na paleozoicznym podłożu, lagunowo-kontynentalna seria osadów ilastych i piaszczystych z wkładkami wapieni i ewaporatów należących do permo-triasu. W wielu miejscach osady solne tworzą poduszki i diapiry, szczególnie w Atlasie Saharyjskim i Atlasie Wysokim. Nadbudowujące je wapienie, dolomity i margle jurajskie i kredowe o dużej miąższości (szczególnie miąższe na obszarach meset) z poziomami piaskowcowymi, charakteryzują się dużą zmiennością facjalną. Miąższość całego kompleksu sięga 10000 m. Pod względem tektonicznym, w strefie tej dominują niezbyt strome fałdy i strefy nasunięć o wergencji na ogół południowej, powstałe głównie w wyniku ruchów blokowych podłoża, a także procesów halokinetycznych (Stampfli i in. 2001, Mizerski 2004).

Wyżyna Szottów (High Plateau, Meseta Orańska) jest zbudowana ze skał prekambru i paleozoiku, przykrytych utworami młodszymi.

Strefa północna obejmuje Rif i Atlas Tellski o typowo alpejskiej budowie. Stanowi ona część pasa górskiego Maghrebides o długości ponad 2500 km, ciągnącego się wzdłuż wybrzeży północnej Afryki i północnego wybrzeża wyspy Sycylii, która pod względem geologicznym należy do kontynentu afrykańskiego. Pasma górskie Atlasu Tellskiego (Tell) są generalnie zbudowane ze zdeformowanych (płaszczowiny i łuski) w czasie orogenezy alpejskiej mezozoicznych skał osadowych (wapienie i flisz) (Stanley, Wezel 1985).

Pod względem litologii i stratygrafii skał oraz wieku ruchów tektonicznych Rif i Atlas Tellski można podzielić na strefę wewnętrzną – północną i zewnętrzną – południową. Wewnętrzną część Tellu tworzą głównie Kabylidy – mikropłyty europejskiej litosfery zbudowane ze sfałdowanych, metamorficznych skał krystalicznych, przykrytych niezgodnie węglanowymi i okruchowymi osadami paleozoicznymi oraz zróżnicowanymi pod względem litologicznym osadami triasu – oligocenu. Strefa zewnętrzna – południowa, różni się pod względem cech litologicznych osadów od strefy wewnętrznej tym, że reprezentuje tylko pełny profil osadów sedymentacji basenowej od permu do wczesnego miocenu (Laville 2002).

Zarys paleogeografii gór Atlas

Historia geologiczna całego pasma Atlasu sięga wczesnego kambru, kiedy to w brzeżnej strefie platformy saharyjskiej uformowała się geosynklina, w której gromadziły się osady morskie o dużych miąższościach, z trylobitami i algami. Kompleks wapieni dolnego kambru i kompleks detrytyczny kambru środkowego, znane są nie tylko z Antyatlasu, ale również ze struktur występujących w strefie środkowej pasma Atlasu (Stupnicka 1978).

Na przełomie prekambru i kambru, po rozpadzie superkontynentu Pangei, Afryka stała się centralną częścią największego wówczas superkontynentu – Gondwany. Zmiany jej położenia, związane z przemieszczaniem się płyt litosfery, spowodowały, że od wczesnego kambru do wczesnego ordowiku kontynent afrykański przesunął się od okolic równika do południowej strefy okołobiegunowej, wykonując jednocześnie rotacyjny ruch w prawo. Było to przyczyną zorientowania jej obecnych wybrzeży śródziemnomorskich na południe. W ordowiku biegun południowy znajdował się na obszarze dzisiejszego Maroka (Stanley, Wezel 1985). Z tego okresu zachowały się osady lodowcowe, spotykane współcześnie w strefie kontaktu Atlasu Wysokiego i syneklizy algiersko-libijskiej (The Middle East... 2003).

Sedymentacja wczesnopaleozoiczna geosynkliny Atlasu zakończyła się orogenezą kaledońską (faza kadomijska), której towarzyszyły procesy magmatyzmu i wulkanizmu. Wówczas zostały sfałdowane morskie, okruchowe i węglanowe skały ordowiku i syluru i uformowała się struktura Antyatlasu (Pique 2002).

W cyklu orogenezy kaledońskiej doszło do wydźwignięcia Mesety Marokańskiej, oderwane lub wydźwignięte zostały pojedyncze bloki w ówczesnej brzeżnej strefie platformy saharyjskiej (obecny Atlas Wysoki i Atlas Średni) oraz sfałdowaniu uległy osady prekambru i paleozoiku budujące współczesną Wyżynę Szottów (High Plateau, Meseta Orańska) (Cavazza, Wezel 2003).

Zbieżny ruch płyt i zamknięcie oceanu Paleotetydy w środkowym dewonie oraz na przełomie dewonu i karbonu (orogeneza akadyjska) spowodowały sfałdowanie utworów dolnopaleozoicznych i utworzenie Mauretanidów – struktur na obszarze współczesnej Mesety Marokańskiej (Mizerski 2004).

W górnym karbonie (missipian-pensylvanian) obszar współczesnego pasma Atlasu znajdował się w strefie brzeżnej Gondwany i Laurussi (Stampfli i in. 2002). Obszar Antyatlasu, generalnie stanowił erodowaną wyżynę otoczoną płytkim morzem, w którym następowała sedymentacja piasków i mułków oraz innych osadów terrygenicznych (Golonka i in. 2000).

W orogenezie waryscyjskiej (faza asturyjska) sfałdowane zostały morskie, okruchowe i węglanowe osady karbonu złożone na południe od uformowanej struktury Antyatlasu oraz na obszarze zajmowanym obecnie przez wewnętrzną, północną część strefy Atlasu (Rif i Atlas Tellski, Mała i Wielka Kabylia). Ruchom tektonicznym towarzyszył magmatyzm (granitoidy) w granicach obszaru zajmowanego obecnie przez Mesetę Marokańską, Atlas Wysoki i Atlas Średni oraz Wyżynę Szottów (Stanley, Wezel 1985).

Po tych ruchach morze wycofało się zupełnie z obszaru Antyatlasu, a sedymentacja odbywała się już tylko w zapadliskach śródgórskich, w których gromadziły się osady lądowe zawierające florę dolnego permu. Struktury waryscyjskie zostały następnie częściowo zerodowane i przykryte pstrą serią permo-triasu (Coubert, Faure-Muret 1962).

W późnym permie Gondwana, na skutek zbieżnego ruchu płyt litosfery, połączyła się z Laurazją. Wynikiem tego było ponowne powstanie wielkiego superkontynentu Pangei (Pangea II); sama Afryka stanowiła jego południową część. Pomiędzy Paleotetydą a Eurazją uformowała się strefa subdukcji, nad którą powstały łuki wysp i rowów oceanicznych, podobne do tych, które istnieją współcześnie w obszarze kontaktu płyty pacyficznej i azjatyckiej oraz australijskiej (Cavazza, Wezel 2003). Ułożona niezgodnie na podłożu paleozoicznym, seria osadów lagunowo-kontynentalnych permo-triasu (iły i piaskowce z wkładkami osadów węglanowych oraz ewaporatów) oraz występowanie, zwłaszcza w Atlasie Saharyjskim, złóż soli i gipsów w znacznych nagromadzeniach, świadczy o lokalnie zachodzących wówczas procesach związanych z tektoniką solną (diapiry) (Kun 1965, Stupnicka 1978).

W triasie, na skutek rozciągania litosfery, Pangea zaczęła się rozpadać na pojedyncze płyty. Pomiędzy nimi powstały ryfty, dające początek późniejszym oceanom: Atlantyckiemu i Indyjskiemu (Charraoud 1990). W późnym triasie, w miejscu Atlasu uformowała się geosynklina obramowana od zachodu przez uskoki atlantyckie. W jej wschodniej części następowała akumulacja osadów limnicznych (piaskowce, mułowce, łupki), a w części północno-wschodniej – skał węglanowych i ewaporatów (Golonka i in. 2000). Miąższość nagromadzonych osadów jurajskich sięga 3000 m, a kredowych – nawet 8000 m (Caire 1974). Przebieg sedymentacji był bardzo zmienny. Zarówno w przekroju pionowym, jak i poziomym stwierdzono szybkie i częste zmiany facji oraz znaczne różnice miąższości równowiekowych kompleksów skalnych. Przeważają osady wapienno-margliste z przewarstwieniami piaskowców. Rozkład i zmiany facji wskazują na kilkakrotne transgresje i regresje morskie spowodowane przez ruchy tektoniczne w strefie dna zbiornika (Laville, Stupnicka 1978). W jurze geosynklina została rozdzielona rowem tektonicznym (obszar współczesnego Atlasu Wysokiego i Saharyjskiego) w brzeżnej strefie platformy saharyjskiej i mikropłyty iberyjskiej. W tym czasie, niewielkie fragmenty płyty afrykańskiej zostały oderwane i odepchnięte ku NE. Na południe i na północ od uformowanego rowu tektonicznego rozciągał się basen sedymentacyjny wypełniany piaskami i mułkami (Fraissinet i in. 1988).

Na przełomie jury i kredy geosynklina oddzielająca mikropłytę iberyjską od afrykańskiej uległa poszerzeniu. Gromadziły się w niej osady węglanowe i osady terygeniczne. W kredzie dolnej oś poszerzającej i pogłębiającej się geosynkliny przesunęła się na północ. W jej granicach dryfowały ku NE, przez wody Tetydy, niewielkie mikropłyty oderwane od platformy saharyjskiej. Na obszarze współczesnego Atlasu Wysokiego i Saharyskiego nadał istniał głęboki rów tektoniczny obramowany uskokami normalnymi, wypełniany w części zachodniej osadami lądowymi, natomiast w części wschodniej – iłami i mułkami (Golonka i in. 2000).

W kredzie górnej, zachodnia część rowu tektonicznego (współczesny Atlas Wysoki), w którym gromadziły się piaszczyste osady terrygeniczne, oddzielała wyżynną Mesetę Marokańską na północy od wydźwigniętego Antyatlasu na południu. Część wschodnia rowu tektonicznego (współczesny Atlas Saharyjski) wchodziła w skład rozległej płytkiej struktury geosynklinalnej, w której gromadziły się głównie wapienie (Stampfli i in. 2001).

Na przełomie kredy i trzeciorzędu płyta afrykańska zbliżyła się do euroazjatyckiej ruchem rotacyjnym w lewo, zamykając Ocean Tetydy. Wypiętrzona zachodnia część Mesety Marokańskiej i sfałdowane fragmenty Atlasu Tellskiego oddzielone były od brzeżnych struktur (niecki: Tinduf i algiersko-libijska)

nadbudowujących platformę saharyjską płytkim morzem na miejscu dzisiejszych gór Atlasu Wysokiego i Saharyjskiego (Morel i in. 1993).

We wczesnym eocenie został odtworzony rów tektoniczny na obszarze współczesnego Atlasu Wysokiego i Saharyjskiego). Cechowała go podwyższona aktywność tektoniczna, w związku z czym miał on rangę ważnej strefy uskokowej w Afryce północno-zachodniej. Na północ od Atlasu Tellskiego utworzyła się aktywna strefa subdukcji, w której granicach następował dryf mikropłyt (współczesne Kabylidy) oderwanych od płyty europejskiej (iberyjskiej) ku Afryce (Fraissinet i in. 1988). W eocenie w wewnętrznej (północnej) strefie Rifu i Atlasu Tellskiego miały miejsce pierwsze ruchy płaszczowinowe; płaszczowiny zostały nasunięte ku południowi do zapadliska południowotelskiego. W strefie zewnętrznej (południowej) ruchy płaszczowinowe działały do miocenu, powodując m.in. nasunięcie płaszczowin na okruchowe osady rowu przedgórskiego i strefę środkową Atlasu (Stupnicka 1978, Mizerski 2004). Wschodnia część struktur Atlasu istniała wówczas jako basen sedymentacyjny, w którym osadzały się wapienie i mułki (Golonka i in. 2000).

W późnym eocenie miała miejsce kolizja mikrobloku Gór Betyckich ze strefą Rifu; powstał uskok Gibraltaru i Atlasu Tellskiego. Uskok lewoprzesuwczy spowodował przesunięcie, przeorientowanie i wypiętrzenie orokliny gór Rif (Carey 1976). Wzmożoną aktywnością tektoniczną cechowała się strefa rozłamu (rowu) na obszarze współczesnego Atlasu Wysokiego i Atlasu Saharyjskiego (Laville 2002).

W miocenie zostały odmłodzone strefy uskokowe gór Rif, uformowało się zapadlisko Mesety Marokańskiej, została wydźwignięta zachodnia część Wyżyny Szottów oraz nastąpiło ponowne wydźwignięcie Antyatlasu (Fraissinet i in. 1988).

W późnym miocenie (na przełomie badenu środkowego i górnego) miały miejsce główne fałdowania w strefach: środkowej i północnej. Zostały ostatecznie uformowane struktury fałdowe pasm zewnętrznego (południowego) Rifu, Atlasu Tellskiego z mikorpłytami Małej Kabylii i Wielkiej Kabylii oraz Atlas Tunezyjski (Morel i in. 1993). Powstały wówczas strome, grzebieniowate antykliny i łuski o wergencji przeważnie południowej oraz rozdzielające je stosunkowo płaskie synkliny (Stupnicka 1978). Struktury ciągłe, zbudowane z osadów mezozoiczno-trzeciorzędowych, zostały zaburzone przez uskoki. Wypiętrzeniu pasma Atlasu w górnym miocenie i pliocenie towarzyszyły wylewy skał wulkanicznych (Caire 1974). W strefie ekstensyjnej pomiędzy sfałdowanymi strukturami Atlasu Tellskiego i gór Rif a Górami Betyckimi uformował się głęboki basen algiersko-prowansalski (Stampfli i in. 2001).

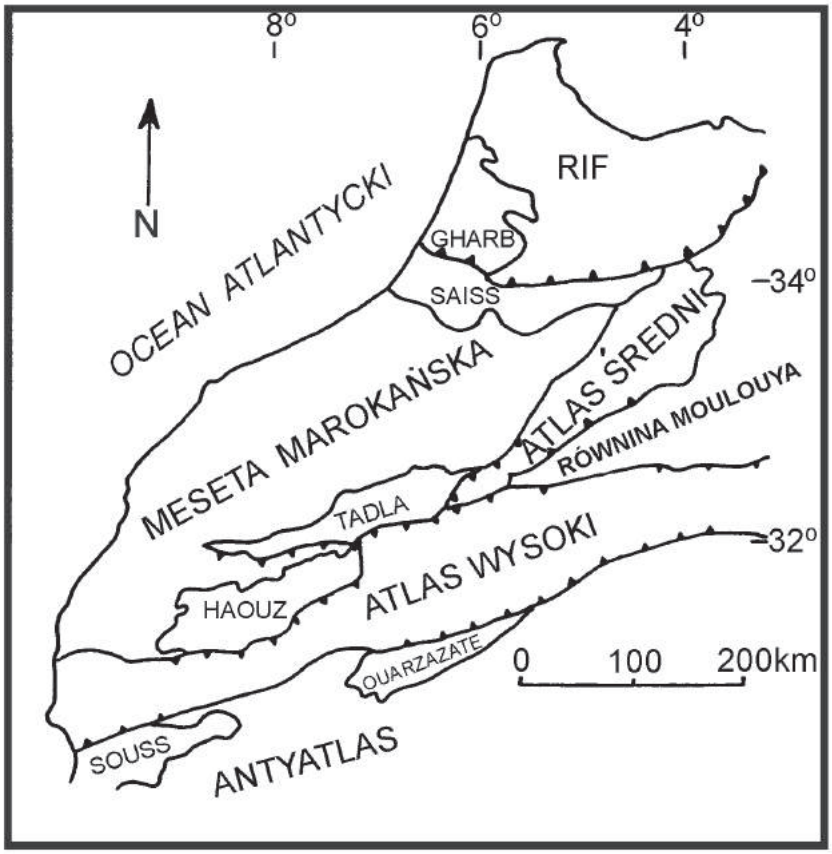
Procesy tektoniczne na obszarze Atlasu trwają do dziś, o czym świadczą częste i silne trzęsienia ziemi. Silny wstrząs (o sile 5,8 stopnia w skali Richtera) miał miejsce w r. 1960 w Maroku (Agadir); zginęło wówczas 12 tys. osób. W r. 1980, w El-Asnam (Algieria) liczba ofiar wyniosła 20 tys. (Morel i in. 1993).

Cechy geomorfologiczne Atlasu marokańskiego

Głównym subregionem tektonicznym i morfologicznym w granicach Maroka jest Atlas Wysoki, ciągnący się przez cały kraj, od wybrzeży atlantyckich na zachodzie ku ENE, na długości ponad 600 km (ryc. 1). Jego szerokość dochodzi do ok. 100 km. W środkowo-zachodniej części tego orogenu znajduje się najwyższy szczyt Maroka i całego Atlasu – Toubkal, wznoszący się na wysokość 4167 m n.p.m. Znaczne wysokości osiągają także inne pasma tej strefy, m.in. Ighil M'Goun – 4070 m n.p.m. W części zachodniej regionu, najwyższą kulminacją jest Igdet (3615 m), a w części wschodniej – Ayachi (3737 m). Przebieg poszczególnych pasm nawiązuje do kierunku osi budujących je struktur fałdowych, nasunięć i stref uskokowych, choć zaznaczyć należy, że zróżnicowana odporność skał, wśród których dominują jurajskie osady węglanowe, doprowadziła zarówno do wytworzenia rzeźby zgodnej, jak i inwersyjnej.

W kierunku północno-wschodnim od środkowej części Atlasu Wysokiego rozciąga się Atlas Średni – drugi pod względem wysokości łańcuch Maroka. W jego budowie również przeważają wapienie mezozoiczne. Znaczne powierzchnie (w rejonie miasta Azrou) zajmują także młode skały wylewne. Najwyższym szczytem tej jednostki orograficznej jest Bou Naceur (3340 m n.p.m.). Ze względu na skomplikowaną tektonikę układ pasm jest tu mniej regularny niż w Atlasie Wysokim. Subregion ten ma cechy wysokogórskiej rzeźby alpejskiej z elementami rzeźby glacjalnej oraz głęboko wciętymi dolinami rzek Abid i Moulouyi.

Od północy Atlas Średni sąsiaduje z obniżeniem Sais, a od południowego-wschodu z doliną Moulouyi, zorientowaną NE-SW. Dalej ku północy, łukiem wzdłuż wybrzeża śródziemnomorskiego rozciąga się struktura Rifu z kulminacją Tidighin osiągającą 2456 m n.p.m. Urozmaicona rzeźba tego orogenu odzwierciedla jego skomplikowaną tektonikę i litologię. Jednostka tektoniczna Rifu ma budowę płaszczowinową; jej północna część jest zbudowana ze skał metamorficznych i osadowych, sfałdowanych głównie w cyklu waryscyjskim, a część południowa – z kredowych osadów węglanowo-łupkowych i fliszu zdeformowanych w cyklu alpejskim (Mizerski 2004).



Ryc. 1. Główne jednostki tektoniczne Maroka (wg Ait Brahim'a i in. 2002, uproszczone).

Dla północnej części Maroka charakterystyczny jest wąski pas nizin nadmorskich; niekiedy grzbiety górskie dochodzą do Morza Śródziemnego i podcinane przez wody morskie tworzą wybrzeża klifowe.

W zachodniej części Maroka, między Rifem, Atlasem Średnim i Atlasem Wysokim rozciąga się wyżynna strefa Mesety Marokańskiej (ryc. 1). Jej najwyższe fragmenty, zbudowane głównie ze skał paleozoicznych, wznoszą się średnio na 800–1000 m n.p.m. Wysokości maleją w kierunku Oceanu Atlantyckiego oraz ku wypełnionym molasą obniżeniom przedgórskim: Prerifu (Gharb i Saiss) na północy oraz Hauz i Tadla na przedpolu Atlasu Wysokiego.

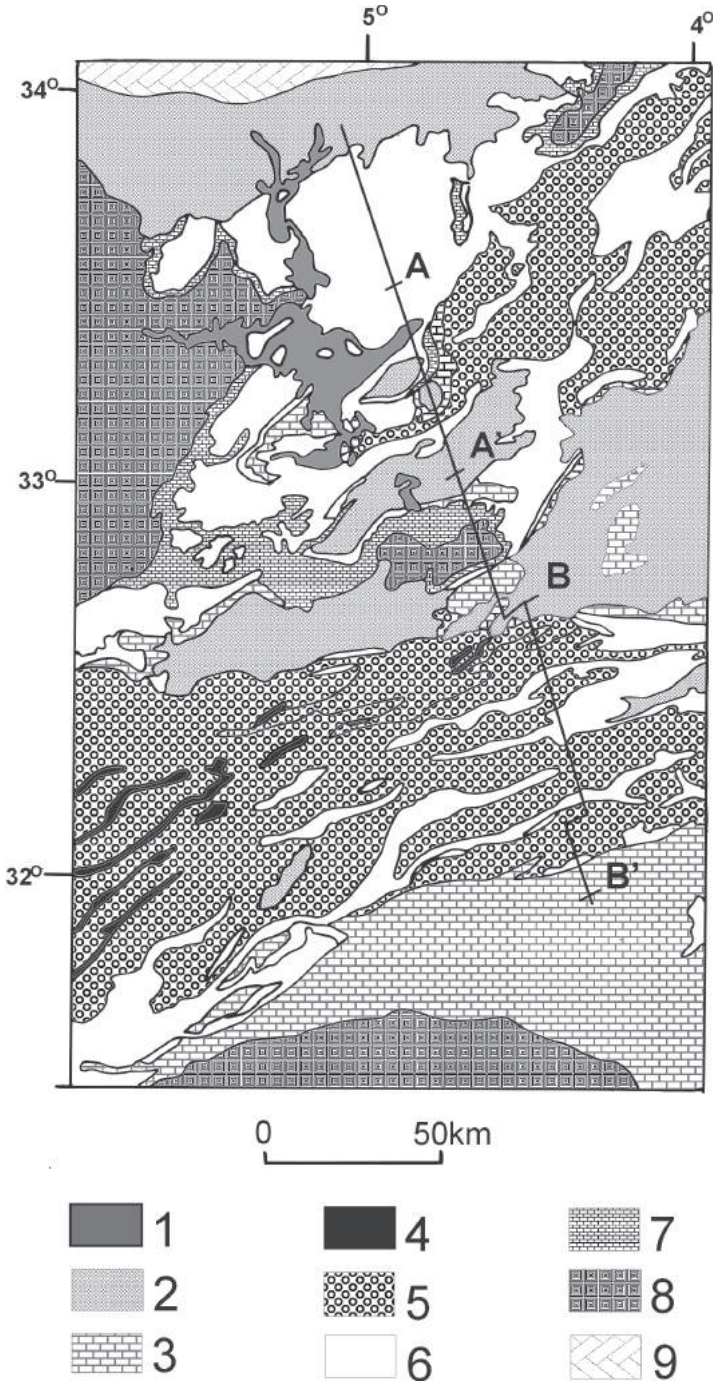
Podobny charakter ma położona na południowy wschód od Atlasu Średniego Równina Moulouya, która stanowi najbardziej zachodnią, obniżoną część Mesety Orańskiej. Obie wymienione strefy wyżynne (Mesety) są fragmentami platformy afrykańskiej, które zostały wbudowane w alpejskie struktury fałdowe (Mizerski 2004).

Do alpejskiego łańcucha Atlasu zaliczany jest również Antyatlas, którego kulminacja Adrar-n-Aklim osiąga wysokość 2531 m n.p.m. Przebieg pasm górskich tego subregionu wyraźnie nawiązuje do struktury i litologii skał. Szczególnie dobrze jest to widoczne w granicach pasm Jebel Bani i Jebel Ouarkziz, których kształt odzwierciedla monoklinalny układ warstw. Najwyżej w Antyatlasie wznoszą się fragmenty jego części osiowej zbudowane z prekambryjskich skał metamorficznych.

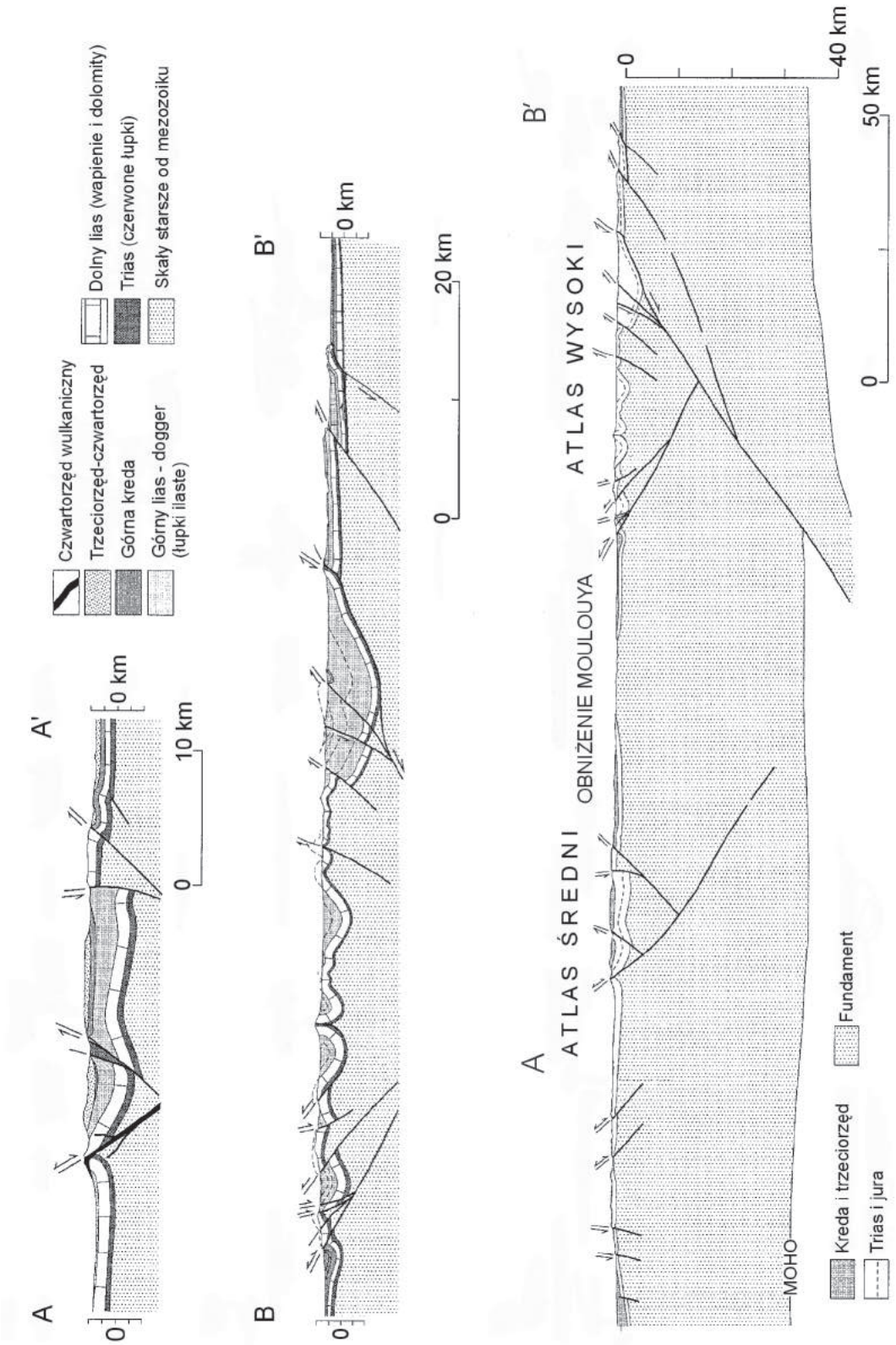
W części zachodniej, nad Oceanem Atlantyckim, rozciągają się równiny nadbrzeżne.

Wpływ budowy geologicznej na rzeźbę w przekroju południkowym Errachidia – Midelt (na przykładzie wąwozu Ziz)

Podstawą do przeprowadzenia analizy zróżnicowana struktur Atlasu marokańskiego i ich wpływu na współczesną rzeźbę tego obszaru są m.in. dostępne mapy (Carte Geologique ... 1985) i przekroje geologiczne. W niniejszym opracowaniu wykorzystano schematyczne profile strukturalne Atlasu Średniego i Atlasu Wysokiego (ryc. 2, 3) oraz szkic litologiczny wschodniego skrzydła wąwozu Ziz (ryc. 4).

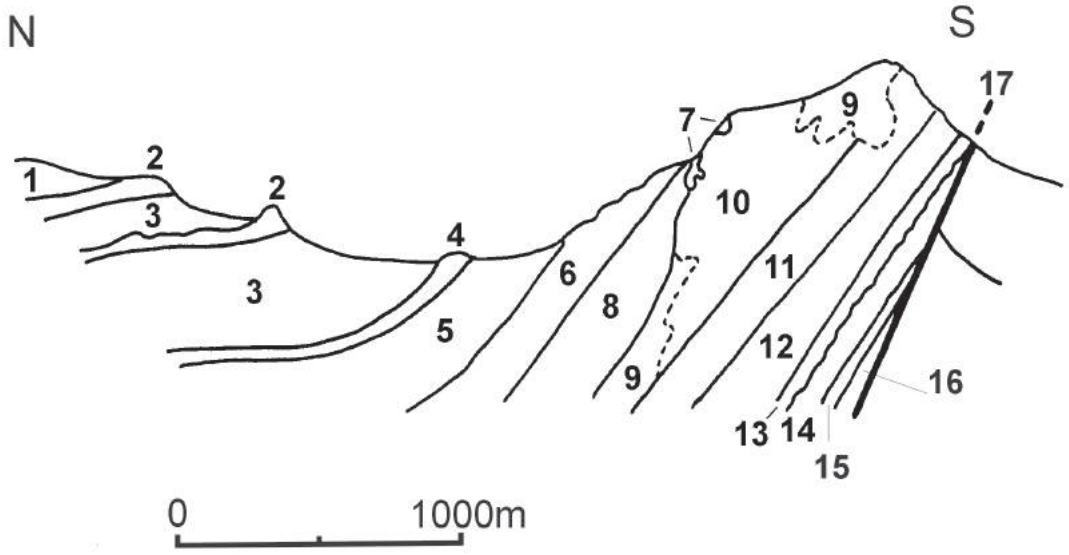


Ryc. 2. Szkic geologiczny środkowo-wschodniej części Atlasu marokańskiego (wg Arboleya i in. 2004, uproszczone). Objaśnienia: 1 – neogeńskie i czwartorzędowe skały wulkaniczne, 2 – osady trzeciorzędowe i czwartorzędowe, 3 – osady kredowe, 4 – skały głębinowe, 5 – osady górnego liasu i doggeru, 6 – osady dolnego liasu, 7 – osady triasowe, 8 – skały fundamentu prekambryjsko-paleozoicznego, 9 – mezozoiczne i trzeciorzędowe skały budujące płaszczowinowe struktury Rifu, A-A', B-B' – linie przekrojów geologicznych pokazanych na ryc. 3.



Ryc. 3. Schematyczne przekroje strukturalne przez Atlas Średni i Atlas Wysoki na odcinku Fes – Errachidia (wg Arboleya i in. 2004, uproszczone). Oznaczenia A-A', B-B' odnoszą się do linii przekroju zaznaczonej na ryc. 2.

Pierwszy z załączonych schematów (ryc. 3) to uproszczony przekrój przez Atlas Wysoki, Równinę Moulouya i Atlas Średni, poprowadzony wzdłuż wąwozu Ziz, a następnie równolegle do trasy wiodącej z Errachidii, przez Rich, do Midelt. Ujawnia on, że na analizowanym odcinku, zarówno Atlas Wysoki, jak i Atlas Średni tworzą potężne struktury kwiatowe typu palmowego. Tektonika dysjunktywna (głównie uskoki odwrócone, związane z kenozoicznymi naprężeniami kompresyjnymi – Ait Brahim i in. 2002) nałożyła się tu na deformacje typu fałdowego, obejmujące przede wszystkim osady mezozoiczne, wśród których przeważają skały jurajskie (największe miąższości osiąga lias). Ich zróżnicowanie facjalne przyczyniło się do wytworzenia typowej rzeźby strukturalnej. Ponadto, w Atlasie Średnim, wzdłuż głębokich rozłamów przecinających północną część pasma, uaktywniły się w plejstocenie procesy wulkaniczne, które uformowały dzisiejszą rzeźbę płaskowyżu Azrou (w rejonie Azrou i Irfane).



Ryc. 4. Schematyczny przekrój geologiczny przez Atlas Wysoki wzdłuż wąwozu Ziz (wg Dresnay'a 1966, za Michardem 1976, uproszczone).
Objaśnienia: DOGGER: 1 – margle i pelity pstre oraz piaskowce, 2 – wapienie, 3 – margle, 4 – wapienie; LIAS: 5 – margle pelitowe, 6 – wapienie i margle, 7 – marmury, 8 – margle i wapienie płytowe, 9 – wapienie płytowe, 10 – wapienie rafowe, 11 – wapienie płytowe, 12 – wapienie dolomityczne; TRIAS: 13 – łupki pstre, 14 – bazalty, 15 – zlepieńce; ORDOWIK: 16 – odkłute skały fundamentu paleozoicznego; 17 – nasunięcie Foum Zabel.

Doskonałym przykładem wpływu litologii i tektoniki na dzisiejszą rzeźbę Atlasu jest południowe skrzydło synkliny Karrandou, rozcinane poprzecznie przez wąwóz Ziz (ryc. 4), na którego wschodniej ścianie odsłaniają się przede wszystkim węglanowe skały liasu i doggeru. Są to głównie naprzemianległe warstwy wapieni i margli, a lokalnie także piaskowców i łupków. W strefie nasunięcia Foum Zabel widoczne są również triasowe łupki, bazalty i zlepieńce. Taka struktura znajduje wyraźne odzwierciedlenie w rzeźbie. Odporne wapienie i marmury (wydzielenia 2, 4, 7, 9 i 10 na ryc. 4) budują formy wypukłe – wzniesienia bądź półki skalne (zależnie od nachylenia warstw, które wzrasta w kierunku południowym, wraz z oddalaniem się od osi synkliny Karrandou). Obniżenia zostały wypreparowane głównie w marglach.

W makroskali rzeźba Maroka wyraźnie nawiązuje do tektoniki. Główne jednostki strukturalne pokrywają się z pasmami górskimi i oddzielającymi je obniżeniami (rys. 1). Podobne prawidłowości zaznaczają się także w skali lokalnej, gdzie duże znaczenie morfotwórcze ma zwłaszcza litologia. Szczególnie dobrze jest to czytelne na obszarach zbudowanych ze sfałdowanych skał osadowych. Podkreślaniu różnic litologicznych sprzyja dodatkowo kontrastowy klimat Maroka.

Literatura

Ait Brahim L., Chotin P., Hinaj S., Abdelouafi A., El Ardaoui A., Nakcha C., Dhont D., Charroud M., Sossey Alaoui F, Amrhar M., Bouaza A., Tabyaoui H., Chaouni A., 2002, *Paleostress evolution in the Moroccan African margin from Triassic to Present*. Tectonophysics, 357, 187–205.

Arboleya M.L., Teixell A., Charroud M., Julivert M., 2004, *A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco*. Journal of African Sciences, 39, 319–327.

Boriani A., Sassi F., Sassi R., 2003, *The basement somplexes in Italy, with special regards to the exposed in the Apls: a review*. Episodes, 26, 3, 186–192.

Carte Geologique du Maroc 1:1 000 000, 1985, Notes et Memoires, 260, Rabat.

Cavazza W., Wezel F.C., 2003, *The mediterranean region – a geological primer*. Episodes, 26, 3, 160–168.

Caire A., 1974, *Eastern Atlas*, [w:] Mesozoic-cenozoic orogenic belts. Geol. Soc. London.

Carey S.W., 1976, *The expanding Earth*. Developm. Geotect., 10, Elsevier.

Charraoud M., 1990, *Evolution geodynamique de la partie Sud-Ouest du Moyen-Atlas durant le passage Jurassique-Cretace, le Cretace et le Paleogene: un exemple d'evolution intraplaque*. Thede 3eme cycle. Universite Mohammed V, Rabat.

Choubert G., Marais J., 1952, *Geologie du Maroc*. XIX Congr. Geologique International, 3, 6, 1, Maroc.

Choubert G., Faure-Muret A., 1962, *Evolution du domain atlasique marocain depuis les temps paleozoiques*. [w:] Livre a la Memoire du Professeur Paul Fallot, Memoir hors serie, 1: Societe geologique de France, Paris, 447–527.

Fraissinet C., Zouine E.M., Morel J.-L., Poisson A., Andrieux J., Faure-Muret A., 1988, *Structural evolution of the southern and northern Central High Atlas in Paleogene and Mio-Pliocene times*. [w:] Jacobshagen V. (Ed.), The Atlas System of Morocco. Springer-Verlag, Berlin 273–291.

Furon R., 1960, *Gologie de l'Afrique*. Paris.

Golonka J., Oszczypko N., Ślączka A., 2000, *Late Carboniferous-Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-carpathian region and adjacent areas*. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 70, 107–136.

Herbig H.-G., 1988, *Synsedimentary tectonics in the Northern Middle Atlas (Morocco) during the Late Cretaceous and Tertiary*. [in:] Jacobshagen V. (Ed.), The Atlas System of Morocco. Springer-Verlag, Berlin, 321–337.

Książkiewicz M., 1968, *Geologia dynamiczna*. Wyd. Geol., Warszawa.

Kun N., 1965, *The mineral resources of Africa*. Elsevier Publ. Comp., Amsterdam-London-New York, 740.

Laville E., 2002, *Role of the Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone: comment*. Geology, 30, 95.

Laville E., Petit J.P., 1984, *Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of the Marrocan Triassic basins*. Geology, 12, 424–427.

Michard A., 1976, *Elements de Geologie Marocaine*. Notes et Memoires du Service Geologique, 252, Rabat.

Misar Z., 1987, *Regionalni geologie svieta*. Academia Praha.

Mizerski W., 2004, *Geologia regionalna kontynentów*. PWN, Warszawa.

Morel J., Zouine M., Poisson A., 1993, *Relations entre la subsidence des bassins moulouyens et la creation des reliefs atlasiques (Maroc): un exemple de tectonique depuis le Neogene*. Bulletin de la Societe geologique de France, 164 (1), 79–91.

Orłowski S., Szulczewski M., 1990, *Geologia historyczna*. Wyd. Geol., Warszawa.

Pique A., 2002, *About the tectonic setting of the Maroccan Permian Basins*. Geoscience, 334, 349–440.

Shepard F.P., 1981, *Submarine canions: multiple causes and long-time persistence*. Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., 65, 1062–1077.

Stampfli G.M., Mosar J., Favre P., Pillevuit A., Vannay J.-C., 2001, *Permo-Mesozoic evolution of the western Tethyan realm: the Neotethys/East- Mediterranean connection*. [w:] P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson and S. Crasquin-Soleau (Eds.), PeriTethys memoir 6: Peritethyan rift/wrench basins and passive margins, IGCP 369. Mém. Museum Nat. Hist. Nat Paris, 186, 51–108.

Stampfli G.M., von Raumer J., Borel G.D., 2002, *Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision*. Geological Society of America Special Paper, 364, 263–280.

Stanley D.J., Wezel F.C., 1985, *Geological evolution of the Mediterranean Basin*. Springer Verlag Inc., New York, 1–377.

Staszewski J., 1968, *Mały słownik. Pochodzenie i znaczenie nazw geograficznych*. WP, Warszawa.

Stupnicka E., 1978, *Zarys geologii regionalnej świata*. Wyd. Geol., Warszawa.

The Middle East and North Africa 2003, Regional Surveys of the World, 2003. Europa Publications, London & New York.

Winidowa J., Kolbasenko Z., Kłos-Kantowicz E., 1979, *Surowce mineralne Afryki*. Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

Płaskowyż Atlasu Średniego (część południowo – centralna) w aspekcie rzeźby krasowej i ewolucji przestrzennej

Ali Taous
Instytut Geografii, Wydział Filologii i Nauk Humanistycznych, Uniwersytet Sais-Fès, Fes
e-mail: taousali@yahoo.fr

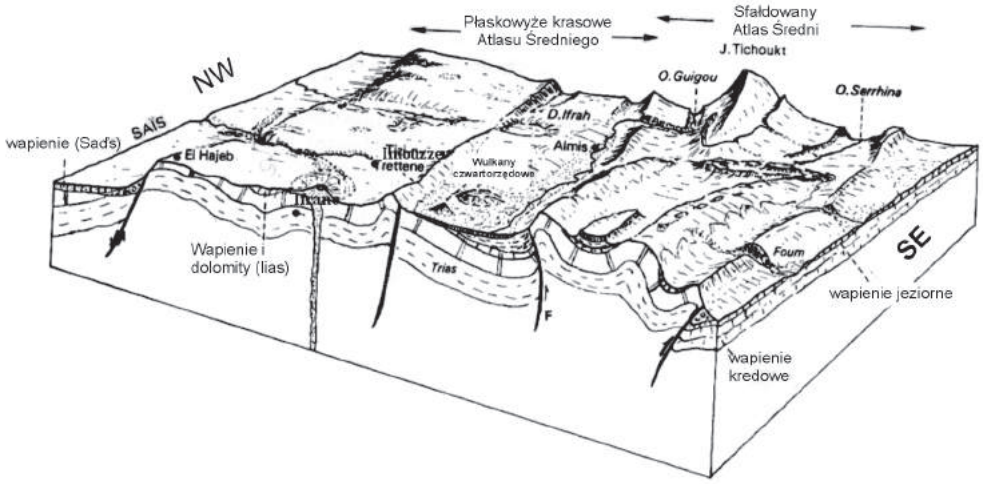
1. Struktura, rzeźba terenu i kras

Płaskowyż Atlasu Średniego, położony na północny-wschód od sfałdowanych obszarów Atlasu Średniego, składa się z licznych wyniesionych bloków, ograniczonych liniami tektonicznymi o zróżnicowanym charakterze, tworzących kilka poziomów o różnej wysokości. Są one zbudowane głównie ze skał wapiennych i dolomitycznych liasu, spoczywających na okruchowych skałach triasowych (piaskowce, zasolone, żelaziste osady ilaste oraz bazalty). Mezozoiczna pokrywa tego terenu, sfałdowana w czasie orogenezy alpejskiej, spoczywa na zmetamorfizowanym, sfałdowanym podłożu paleozoicznym, z licznymi zaburzeniami tektonicznymi (ryc. 1). Na niektórych płaskowyżach (np. Ifrane, Azrou, Timahdit) występują liczne, stosunkowo młode utwory wulkaniczne (górny miocen, pliocen i czwartorzęd), powstałe wzdłuż wielkich rozłamów. Na północy, płaskowyże dominują na wyżynie Sais (400–600 m), w regionie rozgraniczającym dwa wyniesione obszary: Rifu i Atlasu. Zbocze pochodzenia tektonicznego zwane „Dir",, stanowiące obrzeże płaskowyżu, powtarza przebieg fleksury, wyraźnie rozpoznawalnej w terenie. Poza granicami północnego przedgórza, w kierunku Fezu, wapienie liasowe zagłębiają się pod osady mioceńskie i plioceńskie (margle i wapienie jeziorne).

Prezentowany obszar obejmuje północne płaskowyże Atlasu Średniego (Ifrane – Imouzzer – Amekla – Sefrou). Płaskowyże te dzielą się na liczne poziomy, mniej lub bardziej zniekształcone i sfałdowane. Występują na nich różnorodne formy i utwory krasowe: lejki, zagłębienia krasowe, uwały, polja, trawertyny i tufy, ponory, wywierzyska, itd. Zagłebienia krasowe (postój 1) są często wypełnione odwapnioną gliną (*terra rossa)* i/lub okruchami skalnymi. Polja tworzą zamknięte zagłębienia, wydłużone niekiedy do kilku kilometrów, ciągnące się wzdłuż dużych linii tektonicznych. Te zagłębienia krasowe tworzą niekiedy naturalne jeziora (np. Dayet Aoua, Dayet Ifrah, Dayet Iffer, Dayet Af Orgagh, itd.; postój 2 i 3). Większość stanowią formy stare, których początki rozwoju sięgaj prawdopodobnie miocenu, lecz zostały one wyerodowane wskutek intensywnego rozpuszczania powierzchniowego, głównie w czasie pliocenu, uważanego za podstawową fazę krasowienia Atlasu Średniego (Martin 1981). Ewolucja tych obniżeń była kontynuowana (rozpuszczanie, transport i akumulacja materiału) w villafranchienie i czwartorzędzie, gdy powstawała sieć rzeczna i związane z nią osady akumulacji fluwialnej, zróżnicowane wiekowo trawertyny oraz tufy. W związku z tym, skały wulkaniczne, wapienie jeziorne, trawertyny i tufy źródłowe i kaskadowe (osady zamknięte w obniżeniach krasowych) na załomach zboczy, powstałe w różnych okresach morfogenezy, są interpretowane jako osady korelacyjne okresów krasowienia płaskowyżów Atlasu Średniego. Obecnie dynamika procesów jest stosunkowo niska, ze względu na znaczną porowatość warstw powierzchniowych. Współistnieją tu procesy: rozpuszczania, pełznięcia i dezintegracji blokowej skał na skutek działania wietrzenia mrozowego oraz pęcznienia pod wpływem mrozu na stokach utworzonych z materiału okruchowego.

W ujęciu ogólnym, obfitość obniżeń krasowych wynika z kilku podstawowych przyczyn: litologicznych (dominacja skał wapiennych i dolomitycznych liasu), tektonicznych (ukierunkowanie form w następstwie uskoków, nasunięć lub synklinalnej budowy podłoża) i klimatycznych (obfitość opadów ułatwiających

rozpuszczanie). Ponadto formacje zasolonych iłów triasu zwiększają intensywność wietrzenia chemicznego przyspieszając proces krasowienia pokrywających je wapieni liasowych.



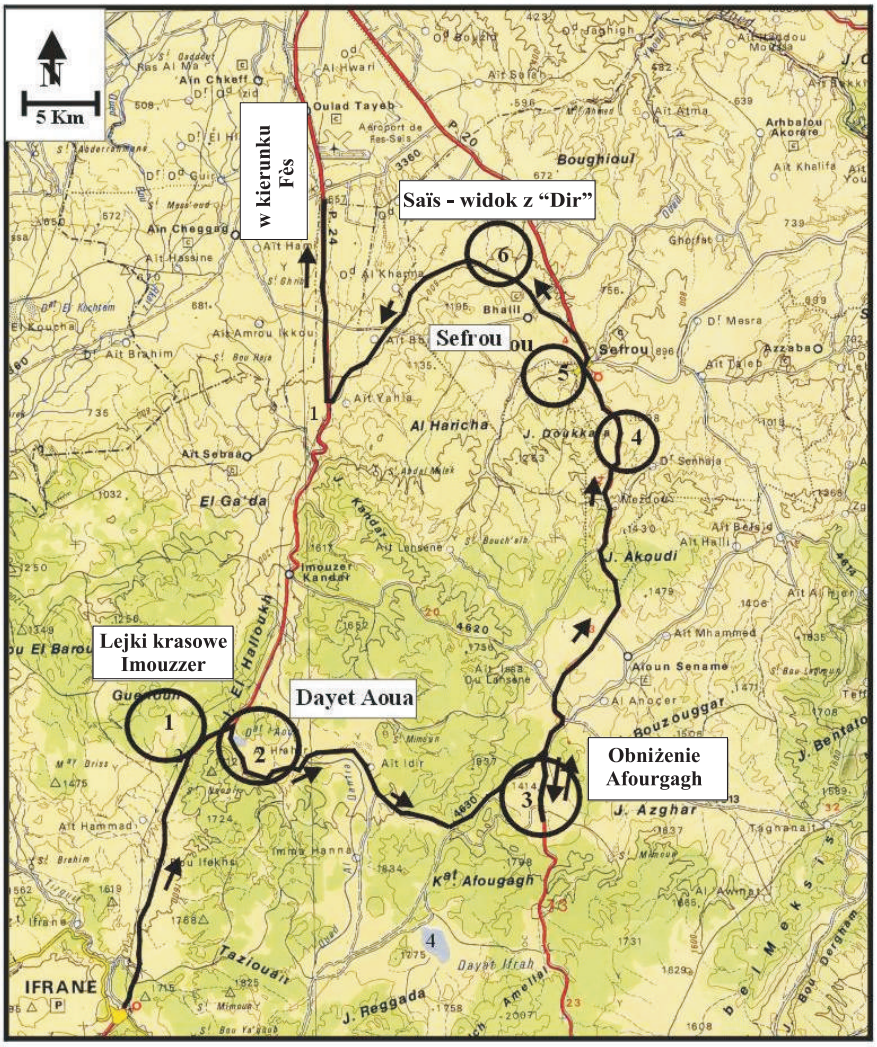
Ryc. 1. Budowa Atlasu Średniego, według Martin'a (1981).

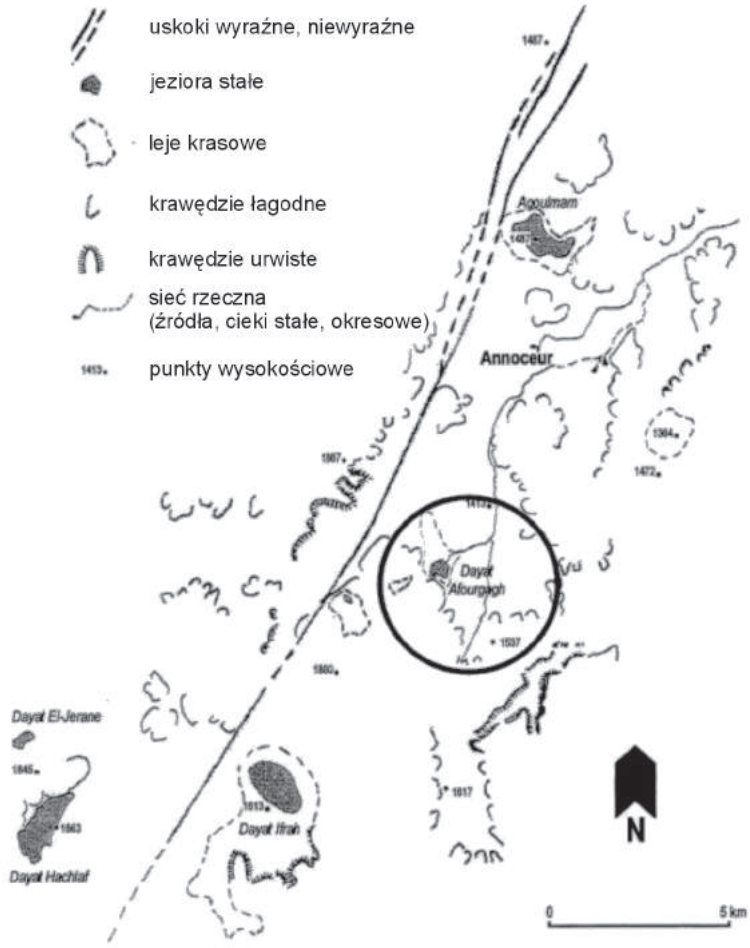
2. Klimat, gleby i roślinność

Klimat Atlasu Średniego określany jest ogólnie jako górski klimat śródziemnomorski, surowy zimą ze względu na wysokość i kontynentalny charakter. W podziale klimatycznym Embergera poszczególne stacje klimatyczne są usytuowane w klimacie wilgotnym o zimie mroźnej (Ifrane) lub subwilgotnym o zimie umiarkowanej (stacje usytuowane na obrzeżu: Sefrou, Imouzzer). Temperatury średnie wahają się w przedziale od 3°C do 16°C (12,8°C w Imouzzer i 10,9°C w Ifrane), a w stacjach położonych na równinie Sais są nieco wyższe (17,8°C w Fezie). Średnie temperatury minimalne w zimie są ujemne (poniżej – 4°C w Ifrane). Lato jest jednak gorące, zwłaszcza lipiec i sierpień, ze średnią temperaturą maksymalną powyżej 30°C w Ifrane. Ze względu na ukierunkowanie SW-NE płaskowyżów, w ich zachodniej części występują wysokie opady deszczu (lub śniegu powyżej 1600 m), których przyczyną są masy powietrza pochodzenia oceanicznego: około 600 mm w Imouzzer na wysokości 1440 m i ponad 1100 mm w Ifrane, na wysokości 1635 m. Na ogół wysokość opadów bardzo szybko maleje w miarę przemieszczania się w kierunku wschodnim i południowo-wschodnim, ku centrum płaskowyżu i w kierunku wyższych partii Atlasu. W obszarze równiny Sais, opad średni wynosi około 570 mm w Fezie (na wysokości 415 m).

Pokrywa glebowa płaskowyżu jest uboga. W wielu miejscach podłoże skalne wychodzi na powierzchnię, a niektóre zbocza są nagie, lub pokryte cienką warstwą gleby, podatną na erozję. Jednak w obszarze den zagłębień krasowych (odwapnionene gliny) i w obrębie teras rzecznych lub podnóży (Dir), gleby są stosunkowo dobrze rozwinięte i zróżnicowane (gleby czerwone, brunatne, lokalnie kasztanowate). Natomiast w części północnej, na równinie Sais, gleby są bardzo żyzne: gleby czerwone (*hamri)* na wapieniach jeziornych, brunatne lub kasztanowate na marglach (*tir*).

Rozmieszczenie szaty roślinnej, pomijając strefy pozbawione lasów przez człowieka, odpowiada na ogół piętrom bioklimatycznym. Dąb wiecznie zielony wyraźnie dominuje na wyższych obszarach płaskowyżu (np. Imouzzer), zaś dąb zène**,** sosna (*Pinus maritima i Pinus halepiensis*) na stokach z mniejszą wysokością opadów. Powyżej 1600 m dąb wiecznie zielony ustępuje miejsca cedrowi. Ponadto, w miarę przemieszczania się ku wschodowi, lasy dębowe są coraz rzadsze, drzewa stopniowo karłowacieją, tworzą zagajniki, w których występują też tuje. Do najczęściej występujących zdegradowanych form należą mniej lub bardziej zwarte matorale, którym towarzyszą palmy karłowate oraz uprawy. U podnóża stoku granicznego opuszczamy rejon Atlasu Średniego ze strefą upraw i na wpół jałowym stepem z występującą na nim jojobą. W przedstawionym układzie biogeograficznym należy oczywiście uwzględnić lokalne odchylenia związane z wysokością, ekspozycją, temperaturą, a także litologią.


N
5 Km
w kierunku Fès
Saïs - widok z "Dir"
Sefrou
Lejki krasowe Imouzzer
Dayet Aoua
Obniżenie Afourgagh
IFRANE
Oulad Tayeb
Boughioul
Ain Cheggag
Ain Chkeff
Al Haricha
El Ga'da
Imouzer Kandar
Aloun Sename
Bouzouggar
Kat Afougagh
Tazioualt
J. Reggada
J. Akoudi
J. Azghar
Dayet Ifrah
Al Hwari
Bhalil
Sefrou
Azzaba
Arhbalou Akorgre
Ait Sebaa
Ait Mhammed
Ait Hammad
Imma Hanna
Ait Idir
Ait Lansene
Ait Bahsid
Ait Halli
Ait Yahia
Ait Hassine
Ait Amrou Ikkou
Ait Brahim
Ait Khalifa
Ait Atma
Ait Soltan
Ait Tazdou Mouss
Ait Bakki
Ait Lahcen Ou Lansene
Ait Issa Ou Lansene
Ait Al Hajer
Ait Berjid
Mezdour
Senhaja
Ghorfat
Mesra
Aroport de Fes-Sais
Ras Al Ma
Ouled Ayad
Ouled Ali
Ouled Ahmed
Ouled Ben Ali
Ouled Ben Ahmed
Ouled Ben Abdelkader
Ouled Ben Abdelmalek
Ouled Ben Abdelmalek
Ouled Ben Abdelmalek



Ryc. 4. Kierunkowość obniżeń krasowych wzdłuż Obszaru Tizi-n-Tretene.

3. Zasoby wodne

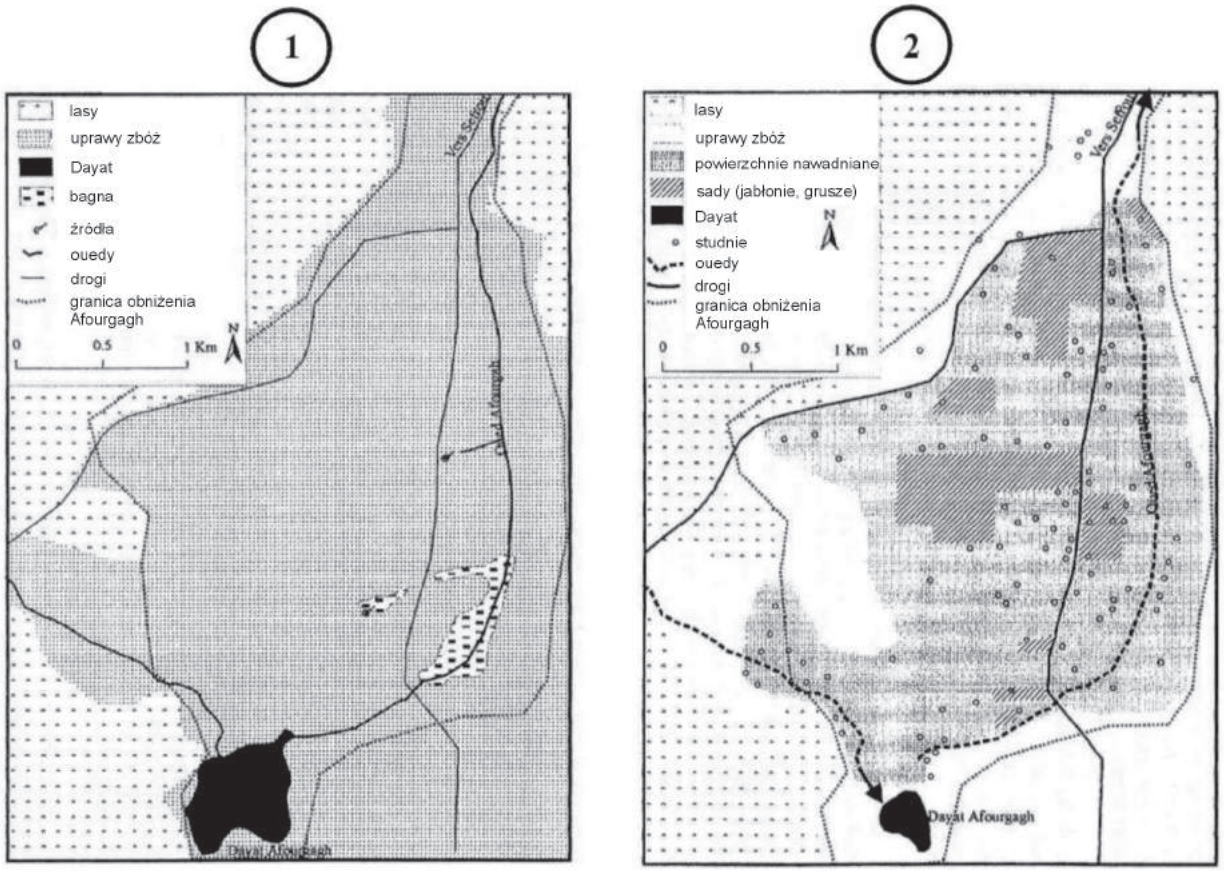
Płaskowyż Atlasu Średniego jest obszarem stosunkowo zasobnym w wodę, przede wszystkim ze względu na obfitość opadów deszczu i śniegu oraz grube warstwy skał wapiennych i dolomitów liasu, stanowiących zbiorniki wód podziemnych. Duża liczba jezior krasowych i źródeł oraz względna regularność głównych cieków są naturalnym następstwem przepływów krasowych w przepuszczalnych i spękanych utworach liasu. Poziom wód gruntowych występujących w utworach liasowych jest zasilany dzięki infiltracji deszczu i spływających wód opadowych. Wody gruntowe tracą napięcie wskutek wypływu źródłami na obrzeżach płaskowyżu, dzięki zasilaniu pokładów wapieni, zagłębiających się ku północy pod margle mioceńskie południowego przedgórza Rifu (Sais) oraz dzięki wypływowi kilkoma źródłami na terenie samego płaskowyżu. W ten sposób, strome i bardziej wilgotne płaskowyże zasilają równinę Sais dużą objętością wód, za pośrednictwem ouedów, źródeł i wód gruntowych.

4. Ludność, przemiany społeczne i przestrzenne

Płaskowyż Atlasu Średniego jest obszarem dość rzadko zaludnionym. W latach 1960–1994 roczny średni przyrost ludności wynosił tylko 1,22% i był dwukrotnie mniejszy od krajowego przyrostu Maroka (2,4%), co można tłumaczyć tradycyjnym w tym regionie exodusem z terenów wiejskich. Dane te nie wyjaśniają jednak różnicy między sytuacją w rejonach wiejskich i zurbanizowanych. Liczba ludności ośrodków miejskich, rozmieszczonych przede wszystkim wzdłuż podnóża Dir, rośnie w szybkim tempie.

Tab. 1. Ewolucja ludności miejskiej w wybranych aglomeracjach w okresie 1960–1994.

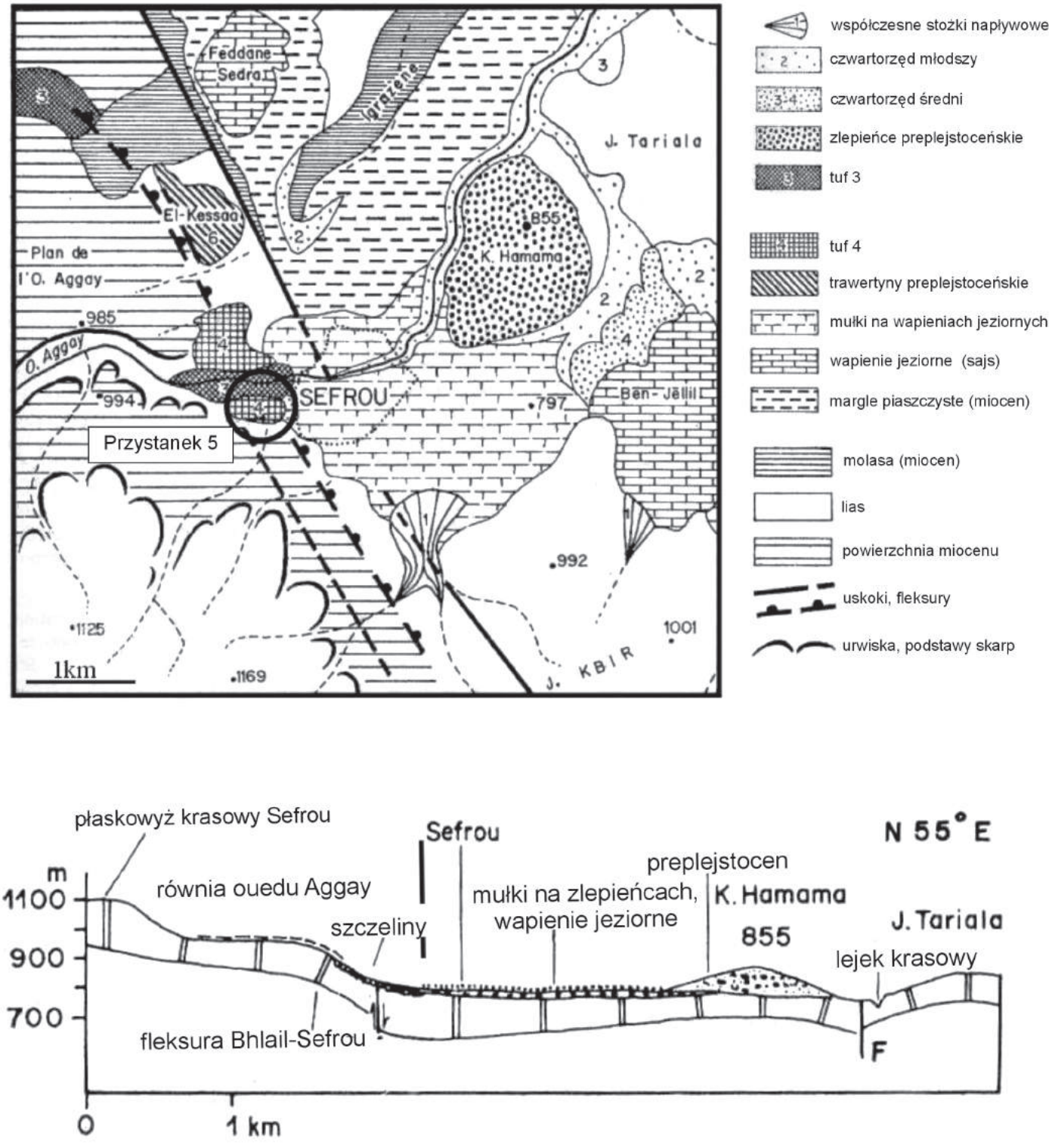
Ludność miejska	Liczba ludności w latach:		Przyrost roczny (1960/1994)
	1960	1994	
Ifrane	3260	11209	+ 3,70
Imouzzer	2880	11555	+ 4,17
Sefrou	21 400	54 163	+ 2,76
Bhalil	5909	10 678	+ 1,75



Ryc. 5. Użytkowanie ziemi w obniżeniu Afourgagh: 1 – stan z 1962 r.; 2 – stan z 2000 r. (Amyay i in. 2000).

Jest to tradycyjnie ludność rolniczo-pasterska. Do połowy XX wieku główną dziedziną jej aktywności ekonomicznej było pasterstwo wędrowne, z wykorzystaniem rozległych pastwisk wspólnych, latem górskich, a zimą nizinnych. Półnomadzi przemieszczali się ze swoimi stadami miedzy górami Azaghar a równiną Sais w obszarze stanowiącym dogodną drogę w okresie zimy. Rolnictwo, zależne od opadów (zboża), było jedynie dodatkowym źródłem utrzymania, z nielicznymi obszarami irygowanymi, ograniczonymi do den dolin i wilgotnych zagłębień, gdzie uprawiano warzywa i kukurydzę. Jednak od 1970 roku, pasterstwo zostało poddane głębokim przeobrażeniom, wskutek interwencji państwa za pośrednictwem służby leśnej. Zaprzestano stopniowo wędrówek w kierunku równiny Sais. Wypas kontynuowany jest obecnie wyłącznie w czasie wędrówki letniej w obszarach górskich. Zmiana ta spowodowała osiedlanie się i tym samym porzucenie życia pół-nomadycznego przez większość ludności. Zmiana ta wywołała także wywłaszczenie ziem kolektywnych, prywatyzację własności rolnej i wprowadzenie nowych metod upraw. W ten sposób w ciągu ostatnich trzydziestu lat doszło do głębokich zmian socjalnych oraz przestrzennych i wystąpiły nowe tendencje socjoekonomiczne. Region przekształcił się z terenu wędrówek w obszar coraz intensywniejszej aktywności rolniczej, a ostatnio także turystycznej. Nową tendencję

stanowi rozwój upraw na obszarach irygowanych (postój 3). Intensywnie użytkowane rolniczo są obniżenia krasowe o żyznych glebach. Wody podziemne są podstawowym źródłem zasilania, zapewniającym nawodnienie działek rolniczych (wzrost liczby studni i wierceń). Z roku na rok rośnie ich eksploatacja, często nadmiernie, zwłaszcza w okresach suszy.



Ryc. 6. Mapa litologiczna z przekrojem w rejonie Sefrou, za Martinem (1981).

Postoje terenowe

Po wyruszeniu z miasta Ifrane, trasa obejmuje kolejno płaskowyże Ifrane, Imouzzer (postoje 1 i 2), Amekla (postój 3) i Sefrou (postój 4). Dwa ostatnie postoje (5 i 6) są przeznaczone na dotarcie do Sais. Trasa kończy się w Fezie. Program poświecony jest głównie geomorfologii płaskowyżu Causses, obniżeniom krasowym, ich przemianom przestrzennym oraz współzależności przyrodniczej (w tym człowieka) między górami Atlasu Średniego a równiną Sais.

Wyjazd z Ifrane

Postój nr 1: Zagłębienia krasowe Imouzzer (*„Issianes”*) Issianes: termin berberyjski oznaczający nisko położone polanki uprawne w lesie dębowym Zagadnienia morfostrukturalne i uwarunkowania genetyczne. Warunki hydrograficzne obszarów krasowych Dynamika procesów krasowych i związki z zasilaniem w wodę obrzeży płaskowyżu.	**Postój nr 2: Dayet Aoua – jezioro pochodzenia krasowego** Jedno z najbardziej znanych jezior Maroka. Zagadnienia morfostrukturalne i uwarunkowania genetyczne. Hydrografia jeziora Dayet Aoua. Zagospodarowanie rolnicze obniżenia (rozszerzenie obszarów irygowanych). Rozwój turystyki: dwa obiekty hotelowe (Chalet i Gite). Festiwal Jezior Dayet Aoua, trasa ekoturystyczna.
Postój nr 3: Obniżenie Afourgagh Przykład wilgotnej niecki krasowej poddanej nadmiernej eksploatacji wód. Zagadnienia morfostrukturalne i uwarunkowania genetyczne. Hydrografia i hydrochemia Dayet Afourgagh. Przemiany przestrzenne i wpływ eksploatacji rolniczej na jezioro.	**Postój nr 4: Zlewnia powyżej Sefrou zdegradowana wskutek działalności człowieka** Degradacja szaty roślinnej i erozja zboczy. Wzrost liczby kamieniołomów (pozyskiwanie kruszyw z dolomitów wzdłuż uskoku Tizi-n-Tretene). Wapienniki. Degradacja środowiska i zagrożenie powodziowe. Urządzenia przeciwpowodziowe.
Postój nr 5: Sefrou, tysiącletnie miasto w rejonie Dir Panorama miasta Sefrou i okolic widziana z Sidi Ali Bousserghine. Zagadnienia geomorfologiczne związane z miastem. Organizacja struktury miejskiej Sefrou. Oued Aggay znany z katastrofalnych wezbrań. Plantacja oliwek w dolinie ouedu Lyhoudi (dopływ Sebu).	**Postój nr 6: Sais widziany z Dir Bhalil** Panorama równiny Sais i północnego Rifu. Paleogeografia równiny Sais i związki geomorfologiczne z płaskowyżem krasowym. Zasoby wodne równiny i związki z zasobami płaskowyżu. Przemiany socjoprzestrzenne i zagospodarowanie rolnicze żyznych gleb Sais.

WARSZTATY GEOMORFOLOGICZNE MAROKO 2006

GEOGRAFICZNE I GEOLOGICZNE UWARUNKOWANIA ROZWOJU RZEŹBY 19.04 – 03.05. 2006

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW
Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

I N F O R M A T O R

Uczestnikiem warsztatów może być osoba która:
- dokona wpłat w następującej wysokości i terminach:

I wpłata - 2500 PLN – do 15.01. 2006
II wpłata – 3500 PLN – do 01.03. 2006
- posiada paszport ważny co najmniej do 30.11.2006
- posiada legitymację Teacher (można ją wyrobić np. w biurze Almatur, zawiera ubezpieczenie PZU do końca 2006 roku – cena 65 PLN)

W ramach opłaty organizatorzy zapewniają:
- przelot na trasie Warszawa – Casablanca – Warszawa
- transport w Maroku autokarem i samochodem terenowym
- noclegi w hotelach (2 noclegi w namiotach) - standard podstawowy, pokoje 2,3- osobowe.
- wyżywienie
- bilety wstępu

Informacje dodatkowe:
- ze względu na brak rozkładu lotów na przyszły rok ostateczny termin wylotu zostanie podany w późniejszym terminie (wylot nastąpi między 19-22 kwietnia, czas pobytu 15 dni)
- informujemy, że organizatorzy zastrzegają sobie możliwość dokonania zmian w programie związanych z przyczynami niezależnymi od komitetu organizacyjnego.

Uprzejmie zapraszamy do uczestnictwa w Warsztatach

Prezes Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich — Prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski

W imieniu Komitetu Organizacyjnego — Dr Maciej Dłużewski

Dodatkowe informacje udzielane będą przez:

Dr Maciej Dłużewski Zakład Geomorfologii Wydział Geografii i Studiów Regionalnych U.W. Tel. 022 5520653 e-mail: dluzewski@uw.edu.pl	Dr Irena Tsermegas Zakład Geomorfologii Wydział Geografii i Studiów Regionalnych U.W. Tel. 022 5520653 e-mail: argiro@uw.edu.pl

WARSZTATY GEOMORFOLOGICZNE
MAROKO 2006

Organizator: Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich
Termin: 19.04 - 3.05 2006 roku.
Czas pobytu: 15 dni
Środki transportu: autokar, samochód terenowy, wyciąg krzesełkowy, wielbłąd
Noclegi: hotele, namioty (2 noce)

Maroko jest krajem kontrastów pod względem przyrodniczym, klimatycznym, kulturowym, gospodarczym a przede wszystkim pod względem typów rzeźby i procesów, które ją tworzą. W czasie warsztatów będziemy mogli zobaczyć większość typów rzeźby (litoralną, fluwialną, krasową, eoliczną, strukturalną, denudacyjną, polodowcową, wysokogórską).

PROGRAM RAMOWY

Casablanka – El Jadida – Marakesz

- rzeźba litoralna, m.in. wybrzeża klifowe,
- rzeźba fluwialna związana z różnymi typami rzek nizinnych znajdujących się w strefie klimatu śródziemnomorskiego

Casablanka – największe, najbardziej kosmopolityczne miasto Maroka z nowoczsnym meczetem Hassana II, największym w Afryce, trzecim na świecie (może pomieścić 100000 wiernych)
Marakesz – miasto z tradycyjnym sposobem życia, którego przejawy widoczne są na suku czy placu Djemna el Fna, na którym spotyka się zaklinaczy węży, połykaczy ognia …

Okolice Marakeszu

- Atlas Wysoki, okolice Jebel Toubkal (wjazd najwyższym w Afryce wyciągiem narciarskim na wys. ok. 3273m n.p.m.) – polodowcowa rzeźba górska
- Atlas Wysoki, okolice miejscowości Demnate – różne typy rzeźby krasowej z przepięknymi formami m. in. krasu powierzchniowego (skalny most Imi-n-Ifri, wodospad d'Ouzoud, liczne polja i leje krasowe)

Marakesz - Ouarzazate

- Atlas Wysoki, przejazd przez przełęcz Tizi-n-Tichka (2260m n.p.m.) – rzeźba górska

Ouarzazate – Tanzenakht – Foum Zguid – Mhamid (granica algierska)

- Antyatlas - rzeźba górska w klimacie pustynnym gorącym, przykłady rzeźby strukturalnej, rzeźba fluwialno-denudacyjna.

Okolice Mhamid – region Coude du Dra[1].

Różne typy pustyń (skalista, kamienista, żwirowa, piaszczysta)

- rzeźba eoliczna – związek rozprzestrzeniania się pól wydmowych z działalnością człowieka (budowa zapór na rzece Dra),
- rzeźba fluwialna – struktura i rozwój koryt rzek epizodycznych.

Mhamid – Zagora – Ouarzazate (dolina rzeki Dra - tzw. droga kasb)

- rzeźba fluwialna - struktura i rozwój koryt rzek stałych lub okresowych na przykładzie rzeki Dra.

Ouarzazate, droga kasb – wąwóz Dades - wąwóz Todra – Erfoud

Trasa prowadzi pomiędzy Atlasem Wysokim z dominującą rzeźbą wysokogórską, a Jebel Sarhro należącym do Antyatlasu z procesami charakterystycznymi dla obszarów górskich położonych w klimacie suchym.

Okolice Erfoud – Erg Chebbi

- rzeźba eoliczna, przykłady różnych typów wydm, m. in. osiągające wysokość prawie 200m wydmy gwiaździste

Erfoud – Ar Rachidia – wąwóz Ziz – Midelt - Azrou

Trasa przecina Atlas Wysoki (najstarszym tunelem drogowym w Afryce budowanym przez legionistów), a następnie prowadzi przez jedne z największych na świecie lasy cedrowe do miejscowości Azrou położonej w Atlasie Średnim.

- rzeźba wysokogórska, fluwialno-denudacyjna, krasowa.

Okolice Azrou – Fez

Atlas Średni z dominującą rzeźbą krasową i przykładami większości form krasu powierzchniowego.

Fez – Volubilis – Moulay-Idriss – Meknes

Fez, Meknes – miasta, których rozwój nastąpił pod koniec 1 tysiąclecia n.e. (m. in. w Fezie znajduje się jeden z najstarszych muzułmańskich uniwersytetów wybudowany pomiędzy 859 a 862 rokiem), w wielu miejscach styl życia nie zmienił się od XVI wieku (garbarnie, farbiarnie). Volubilis – ruiny największego rzymskiego miasta w tej części Afryki. Moulay-Idriss – najświętsze muzułmańskie miasto i najważniejszy cel pielgrzymek w Maroku.

---

[1] **Region Coude du Dra** opisany został w pracy pt.: „Współczesna ewolucja środowiska przyrodniczego regionu Coude du Dra" pod redakcją M. Dłużewskiego wydanej przez wydawnictwo akademickie Dialog w 2003 roku. Omówiono w niej następujące zagadnienia:
Dłużewski M., Krzemień K – Charakterystyka fizycznogeograficzna regionu; Skiba S. – Pokrywa glebowa; Izmaiłow B., Krzemień K., Sobiecki K. – Struktura i dynamika koryt rzek epizodycznych południowego Antyatlasu (Jebel Bani) na przykładzie Ouedu El Mut; Dłużewski M. – Rozprzestrzenianie się pól wydmowych jako skutek pustynnienia; Barczuk A., Dłużewski M. – Skład mineralno-litologiczny jako podstawa do określenia źródła i wskaźnik stopnia eolizacji osadów wydmowych; Woronko B. – Charakterystyka powierzchni ziaren jako wskaźnik stopnia eolizacji osadów wydmowych; Dłużewski M., Dubis L., Woronko B. – Nebki – formy wymuszonej akumulacji eolicznej; Dłużewska A. – Wpływ ewolucji środowiska przyrodniczego na warunki życia ludności autochtonicznej.

Meknes – Rabat – Casablanka
Rabat – położona na wybrzeżu atlantyckim stolica Maroka, siedziba króla, miasto założone w VII wieku p.n.e. posiadające niezwykle bogatą historię.

Informacji dotyczących planowanych warsztatów udzielają:
Maciej Dłużewski; e-mail: dluzewski@uw.edu.pl, tel. 022 5520653
Irena Tsermegas; e-mail: argiro@uw.edu.pl, tel. 022 5520653

WARSZTATY GEOMORFOLOGICZNE
MAROKO 2006

GEOGRAFICZNE I GEOLOGICZNE UWARUNKOWANIA ROZWOJU RZEŹBY
19.04 – 03.05. 2006

F O R M U L A R Z Z G Ł O S Z E N I O W Y

Imię i nazwisko .....

Tytuł i stopień naukowy .....

Instytucja .....

Adres .....

Adres domowy .....

Nr paszportu ..... Nr legitymacji Teacher .....

Telefon ..... Fax .....

E – mail: .....

Informuję, że zapoznałem się z informacjami oraz ramowym programem załączonymi do formularza zgłoszeniowego.

Zobowiązuję się do dokonania wpłat:
I wpłata – 2500 PLN – do 15.01. 2006
II wpłata – 3500 PLN – do 01.03. 2006

.....
Podpis uczestnika

Prosimy o przesłanie formularzy zgłoszeniowych do 31 grudnia 2005 na adres:
Zakład Geomorfologii
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW
Ul . Krakowskie Przedmieście 30
00-927 Warszawa
lub e-mailem:
dluzewski@uw.edu.pl

Informujemy, że dodatkowe informacje zostaną przesłane w kolejnym komunikacie wraz z potwierdzeniem otrzymania zgłoszenia na adres podany przez uczestnika na formularzu zgłoszeniowym.
Informujemy również, że ramowy program warsztatów geomorfologicznych znajduje się na stronie internetowej Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich – www.sgp.org.pl
Dodatkowe informacje można uzyskać:
Dr Maciej Dłużewski, e-mail: dluzewski@uw.edu.pl
Dr Irena Tsermegas, e-mail: argiro@uw.edu.pl