# 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 pochodza łupki graptolitowe, zachowane w zachodniej części syneklizy i piaskowce – we wschodniej. Osady te sa 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 weglanowe 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 (Stamp-fli 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 plaftormy 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 wkład-kami 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.





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 paleozo-iques*. [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 pale*ogeography 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.