

**Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski  
Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich  
Babiogórski Park Narodowy**

## **WARSZTATY GEOMORFOLOGICZNE**

***„POKRYWY STOKOWE GÓR ŚREDNICH STREFY UMIARKOWANEJ I  
ICH ZNACZENIE PALEOGEOGRAFICZNE”***

**ZORGANIZOWANE NA BABIEJ GÓRZE W DN. 18-22 wrzesień 2004 r.**

**Organizacja Warsztatów  
dr hab. Adam Łajczak, profesor Uniwersytetu Śląskiego  
Wydział Nauk o Ziemi UŚ**

Celem Warsztatów Geomorfologicznych było przedstawienie zróżnicowanych genetycznie form terenu i osadów stokowych na tle dobrze rozpoznanego środowiska przyrodniczego pasma Babiej Góry, na większości obszaru wykazującego typowe cechy grzbietu średniogórskiego strefy umiarkowanej i jako jedynego w Zachodnich Beskidach na dużym obszarze wkraczającego w dziedzinę subalpejską. Rzeźba i pokrywy stokowe wykazują na tym obszarze zróżnicowanie w profilu wysokościowym, są także asymetrycznie wykształcone na stokach północnym i południowym. Szczególna uwaga została zwrócona na odtworzenie zmian warunków środowiskowych, jakie dokonały się na Babiej Górze i w innych obszarach średniogórskich w Europie Środkowej od schyłku ostatniego glacjału i w holocenie, zapisanych w rzeźbie i osadach stokowych. Wybór Babiej Góry jako miejsca organizacji Warsztatów Geomorfologicznych został podyktowany wyjątkowo dużym urozmaiceniem rzeźby i pokryw stokowych na tym obszarze.

Program Warsztatów objął sesję referatową oraz trzy wycieczki terenowe prezentujące różnorodną tematykę. W dniu 18 września uczestnikom Warsztatów zostały zaprezentowane aktualne problemy, jakie rozwiązuje Dyrekcja Babiogórskiego Parku Narodowego. Podczas wieczornej sesji w schronisku turystycznym na Markowych Szczawinach zaprezentowano przeźrocza ukazujące piękno przyrody Babiej Góry, krótko omówiono historię poznawania Babiej Góry oraz niektóre problemy związane z bezpieczeństwem ruchu turystycznego. W dniu 19 września zaprezentowano dziesięć referatów a w porze popołudniowej zorganizowano pierwszą 4-godź wycieczkę na szczyt Małej Babiej Góry (Cyl – 1517 m n.p.m.). W dniu 20 września odbyła się pierwsza z wielogodzinnych wycieczek, podczas której zaprezentowano problemy z geomorfologii i paleogeografii najwyższej wzniesionych partii Babiej Góry (1725 m n.p.m.). W kolejnym dniu, 21 września, odbyła się następna całonocna wycieczka, której trasa prowadziła po środkowych obszarach północnego stoku. W ostatnim dniu Warsztatów, 22 września, zorganizowano kolejną 5 godź wycieczkę po południowych podnóżach Babiej Góry.

## PROGRAM SESJI REFERATOWEJ

(19.09.2004 r. - niedziela)

- (9<sup>00</sup> - 9<sup>20</sup>)        **prof. dr hab. Kazimierz Klimek** (Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski) – „*Pokrywy stokowe gór średnich strefy umiarkowanej podstawą rekonstrukcji zmian środowiska przyrodniczego*”
- (9<sup>20</sup> - 9<sup>40</sup>)        **prof. UŚ dr hab. Adam Łajczak** (Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski) – „*Babia Góra – góra średnia czy wysoka? Uzasadnienie wyboru miejsca warsztatów geomorfologicznych*”
- (9<sup>40</sup> - 10<sup>00</sup>)       **prof. UŚ dr hab. Adam Łajczak** (Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski) – „*Rozwój rzeźby Babiej Góry a próba oceny wieku koluwiów*”
- (10<sup>00</sup> - 10<sup>20</sup>)      **prof. UŚ dr hab. Adam Łajczak, mgr Elżbieta Włoch** (Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski) – „*Gołoborza na Babiej Górze i ich znaczenie paleogeograficzne*”
- (10<sup>20</sup> - 10<sup>40</sup>)      **doc. dr Tadeusz Ziętara** (Instytut Geografii, Akademia Pedagogiczna, Kraków) – „*Ewolucja teras krioplanacyjnych na Babiej Górze i ich znaczenie paleogeograficzne*”
- (10<sup>40</sup> - 11<sup>10</sup>)      **dyskusja**
  
- (11<sup>10</sup> - 11<sup>40</sup>)      **przerwa**
  
- (11<sup>40</sup> - 12<sup>00</sup>)      **dr Zofia Rączkowska** (Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, PAN, Kraków) – „*Dynamika pokryw stokowych w obszarach górskich Zachodnich Karpat wzniesionych ponad górną granicą lasu*”
- (12<sup>00</sup> - 12<sup>20</sup>)      **dr inż. Włodzimierz Margielewski** (Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków) – „*Aktywność ruchów masowych w późnym glacie i holocenie w świetle datowanych form i osadów osuwiskowych w Karpatach fliszowych*”
- (12<sup>20</sup> - 12<sup>40</sup>)      **dr Małgorzata Bajgier-Kowalska** (Instytut Geografii, Akademia Pedagogiczna, Kraków) – „*Zastosowanie metody lichenometrycznej w datowaniu form i osadów osuwiskowych w Karpatach fliszowych w najmlodszy holocenie*”
- (12<sup>40</sup> - 13<sup>00</sup>)      **doc. dr hab. Andrzej Obidowicz** (Instytut Botaniki PAN, Kraków) – „*Historia formowania się pięter roślinnych w Karpatach w późnym glacie i holocenie, zapisana w osadach biogenicznych*”
- (13<sup>00</sup> - 13<sup>20</sup>)      **prof. UŚ dr hab. Adam Łajczak** (Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski) – „*Uwagi dotyczące występowania form glacialnych i niwalnych na Babiej Górze*”
- (13<sup>20</sup> - 14<sup>00</sup>)      **dyskusja**

# TEKSTY REFERATÓW

\* \* \* \* \*

# **POKRYWY STOKOWE GÓR ŚREDNICH STREFY UMIARKOWANEJ POSTAWĄ REKONSTRUKCJI ZMIAN ŚRODOWISKA (NA PRZYKŁADZIE ŚRODKOWEJ EUROPY)**

**Kazimierz Klimek**

*Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk i Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec*  
E-mail: klimek@ultra.cto.us.edu.pl

Góry średnie w strefie klimatów umiarkowanych Europy Środkowej postrzegane są zazwyczaj jako zalesione wzniesienia z widocznymi sporadycznie śladami ingerencji człowieka. W plejstocenie znajdowały się one w bliskim sąsiedztwie kolejnych lądolodów skandynawskich a lokalnie w ich obrębie istniały małe lodowce. Dlatego stoki tych gór z reguły okrywają znacznej miąższości gruzowo-gliniaste pokrywy, relikty wietrzenia podłoża w warunkach klimatu peryglacjalnego. Sukcesja zbiorowisk leśnych, zapoczątkowana około 10 000 lat temu na przełomie plejstocen/holocen spowodowała stabilizację pierwotnie mobilnych pokryw, a procesy wietrzenia chemicznego i formowanie gleb doprowadziły w wielu miejscach do zatarcia śladów morfogenezy peryglacjalnej. Jedynie w obrębie wyżej wyniesionych wierzchołków, sięgających lokalnie powyżej piętra lasów, przetrwały czytelne rysy rzeźby peryglacjalnej: klify mrozowe, terasy krioplanacyjne, pokrywy blokowe.

Cechy strukturalno-teksturalne tych pokryw oraz ich stosunek do geologiczno-orograficznych elementów podłoża umożliwiają rekonstrukcję zmian klimatu zaistniałych w czasie ich formowania. Stosunek reliktyw morfogenezy peryglacjalnej do zbiorowisk/pięter leśnych zaistniałych w holocenie pozwala na rekonstrukcje paleoklimatyczne. Szczególnie przydatne jest to w rekonstrukcji zmian górnej granicy lasu. W obrębie gór średnich, szczególnie o kopulastych lub spłaszczonych wierzchołkach, górna granica lasu ma cechy szerokiego ekotonu, a wahania jej położenia zależały od wiekowych zmian klimatu. Dostateczna ilość opadów sprzyja występowaniu w tym piętrze torfowisk, które stanowią mogą źródło informacji o odległych w czasie zmianach zbiorowisk roślinnych jako podstawy rekonstrukcji zmian klimatu. Drzewa rosnące w tej strefie, lub nawet martwe pnie, pozwalają na bardziej dokładne śledzenie zmian klimatycznych ostatnich stuleci w skali kalendarzowej.

Plejstoceńskie pokrywy stokowe gór średnich, w małym stopniu zredukowane w późniejszym okresie (holocen), stanowią potencjalny ładunek osadów możliwych do wprowadzenia do współczesnego systemu fluwialnego pod wpływem impulsów klimatycznych lub zmian spowodowanych przez człowieka.

Wyrównane, w stosunku do okresu plejstoceńskiego, przepływy potoków górskich, przy równoczesnej stabilności zboczy dolin, sprzyjały ciągłemu ich pogłębianiu w holocenie. W wielu odcinkach tych dolin rozcięte zostały grubofrakcyjne peryglacjalne aluwia a nawet ich skalne podłoża. W miejscach występowania podatnych na upłynnianie i przemieszczanie w dół pokryw stokowych, bardziej drastyczne zdarzenia klimatyczne, a szczególnie intensywne opady, powodują powstawanie osuwisk lub spływów błotno-gruzowych. Zjawiska te, zaistniałe w skali kilku stuleci mogą być datowane w oparciu o dendrochronologiczną analizę wieku drzew (a nawet martwych pni) porastających „zabliźnione” nisze po tych ruchach masowych. Pokrywy zwietrzelinowe,

uruchomiane punktowo lub mało-obszarowo na stokach, docierają w wielu miejscach do dolin rzecznych. Tutaj są one redeponowane przeważnie w czasie ekstremalnych wezbrań. W wielu przypadkach są to zdarzenia równoczesne. Metody dendro-indykacyjne pozwalają na dosyć dokładną korelację tych zdarzeń.

Człowiek od dawna wkraczał w góry średnie poszukując kruszców lub rud metali, jako pasterz a później jako rolnik uprawiający podnóża zboczy.

Wydobywanie i hutnictwo metali stwarzały duże zapotrzebowanie na drewno, do obudowy górniczej a szczególnie na potrzeby produkcji węgla drzewnego. Świadectwem tej działalności człowieka są wyrobiska poeksploatacyjne, ślady mielerzy a nawet ruiny zakładów przetwórczych. W sąsiedztwie tych regionów wycinane były lasy, porastające nieraz strome stoki. W tych miejscach pokrywy stokowe, odsłonięte spod ochronnej pokrywy lasu, podlegały szczególnie intensywnemu transferowi do den dolinnych.

Wypasy bydła i owiec inicjowane były powyżej górnej granicy lasu, przeważnie na spłaszczonych grzbietach. Tutaj duża produkcja biomasy sprzyjała zagęszczeniu wypasanych zwierząt. Uniemożliwiało to odrosty młodych drzew, co powodowało ciągłe obniżanie górnej granicy lasu. Odsłonięte w ten sposób, zazwyczaj grubofrakcyjne pokrywy stokowe, w warunkach ekstremalnych podlegały zsuwaniu lub rozcinaniu, a pochodzący z nich materiał deponowany był w niższych partiach stoków, w strefie lasów.

Mniej nachylone podnóża stoków gór średnich okrywają zazwyczaj bardziej drobnoziarniste pokrywy stokowe. W przeszłości zajmowane były one pod uprawy. Gleba zmywana z tych stoków deponowana była zazwyczaj w położonych bezpośrednio niżej miejscach jako piaszczysto-gliniaste deluwia lub nawet jako małe stożki aluwialne. Na bardziej stromych stokach formowano terasy rolne, w wielu przypadkach obudowywane głazami wydobywanymi z tych pokryw. Pionowe sekwencji tych pokryw, nadbudowanych deluwiami „rolniczymi”, umożliwiają rekonstrukcję skutków i natężenia rolniczej presji człowieka.

# **BABIA GÓRA – GÓRA ŚREDNIA CZY WYSOKA ? UZASADNIENIE WYBORU MIEJSCA WARSZTATÓW GEOMORFOLOGICZNYCH**

**Adam Łajczak**

*Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk i Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec*  
E-mail: alajczak@poczta.onet.pl

*„Baba góra, bardzo wysoka, nad rzeką Solą,  
bogata w rozmaite zioła, blisko miasteczka Żywca”  
(Jan Długosz, 1468, w: „Dzieje polskie”,  
księga I – „Chronographia Regni Poloniae”,  
rozd. „Opisanie gór w Polsce”)*

*„Wszedłem na bardzo wysokie i przeważnie nagie góry, ...  
i wszystko to były piaskowce, z których i Babia Góra,  
najwyższy szczyt tej okolicy, składa się”  
(Johann Fichtel, 1788, w: „Mineralogische  
Bemerkungen von den Karpathen”)*

## **Wprowadzenie**

Większość wyżej wzniesionych grzbietów w polskich Beskidach mających cechy gór średnich, osiąga wysokość 900-1300 m npm i znajduje się w zasięgu dwóch lub trzech pięter klimatyczno-roślinnych: umiarkowanie ciepłego (piętro pogórzy, do 650 m npm), umiarkowanie chłodnego (regiel dolny, do 1050 m npm), chłodnego (regiel górny, do 1395 m npm). Nachylenia stoków tych grzbietów rzadko przekraczają 40° a ich rzeźba została ukształtowana w warunkach klimatu peryglacjalnego, głównie podczas ostatniego zlodowacenia. Od schyłku ostatniego glacjału stoki grzbietów są w dużym stopniu modelowane przez osuwiska, co doprowadziło do zwiększenia zróżnicowania nachyleń terenu. W efekcie zwiększyło się zróżnicowanie natężenia procesów morfogenetycznych modelujących takie stoki, zwłaszcza w wyżej wzniesionych obszarach. Skutkiem tego jest większa mozaikowatość charakteru pokryw stokowych na obszarach osuwiskowych, w porównaniu ze stokami nie objętymi ruchami osuwiskowymi. Wśród różnych typów pokryw stokowych wyścielających te grzbiety największą powierzchnię zajmują nieaktywne gołoborza (utwory fosalne) oraz koluwia, głównie rumoszowe. Punktowo na obszarach osuwiskowych występują utwory biogeniczne, osady fluwialne oraz sporadycznie utwory zypiskowe. Podnóża stoków wyścielają głównie proluwia. Grzbiety górskie w Sudetach, także w przewadze o charakterze gór średnich, osiągają wysokości zbliżone do Beskidów. Stoki tych gór okrywają głównie zmarłe gołoborza.

W Zachodnich Beskidach i Sudetach tylko nieliczne obszary wznoszą się powyżej górnej granicy lasu i wkraczają w dziedzinę subalpejską. Należy do nich Pilsko (1557) w Beskidzie Żywieckim, Śnieżnik Kłodzki (1425) oraz najwyższe partie Jeseníków (1492) w Sudetach

Wschodnich. Wierzchołki tych wzniesień znajdują się w zasięgu piętra klimatycznego bardzo chłodnego (piętro kosodrzewiny). Jeszcze wyżej sięgają Karkonosze (1602) a zwłaszcza Babia Góra (1725), które wkraczają w piętro klimatu umiarkowanie zimnego (piętro halne). Na pozostałym obszarze Zachodnich Karpat, oprócz Tatr i Niskich Tatr, górną granicę lasu przekraczają jeszcze trzy masywy górskie: Mała Fatra (1709), Góry Choczańskie (1611) i Wielka Fatra (1592). W obrębie kopuł szczytowych Pilska, Śnieżnika Kłodzkiego, w rejonie Pradziada oraz w Wielkiej Fatrze brak na większych obszarach urwistych czy skalistych stoków. W wielu fragmentach Karkonoszy, Babiej Góry, a także na Wielkim Choczu i w Małej Fatrze występują już ściany skalne oraz urwiste skalne stoki, stanowiące elementy rzeźby krawędziowej, osuwiskowej oraz glacialnej. Rzeźba tych najwyższych wzniesionych obszarów w Sudetach i Zachodnich Karpatach (oprócz Tatr i Niskich Tatr) ma na przeważającym obszarze cechy typowe dla gór średnich. Tylko ich partie podszczytowe ze skalistymi stokami mają już cechy gór wysokich. Mimo takiego ukształtowania obszary te są w polskiej literaturze geomorfologicznej zaliczane w całości do gór typu średniego, choć zwraca się uwagę na pewne elementy krajobrazu wysokogórskiego tych gór. Z kolei najwyższe wzniesione partie wymienionych masywów górskich w Zachodnich Karpatach są przez geomorfologów słowackich zaliczane do gór wysokich. Najwyższe partie wymienionych grup górskich w Zachodnich Karpatach i w Sudetach, szczególnie Karkonoszy i Babiej Góry, wyścielone są pokrywami stokowymi nie spotykanymi w ogóle lub na tak dużą skalę w innych sąsiednich obszarach; są to czynne gołoborza, moreny i lokalnie utwory zypiskowe.

Grzbiet Babiej Góry stanowi wyjątkowo interesujący dla geomorfologów obszar. Rzeźba tego grzbietu jest w decydującym stopniu kształtowana przez osuwiska. Jednocześnie nakładają się na nią elementy morfologii peryglacialnej, glacialnej, niwalnej, a także fluwialnej. Odzwierciedleniem takiego bogactwa form terenu są zróżnicowane genetycznie pokrywy stokowe, nadal rozwijające się oraz pokrywy fosylne – dokumentujące czwartorzędowe zmiany klimatu. Zróżnicowanie rzeźby terenu oraz pokryw stokowych, ze względu na stosunkowo niewielki obszar Babiej Góry, można dokładnie prześledzić w ciągu jednodniowej wycieczki. Penetracja wielu obszarów poza znakowanymi szlakami turystycznymi wymaga już dłuższego pobytu na tym terenie.

### **Ogólne cechy ukształtowania Babiej Góry**

Babia Góra (1724,6 m npm) jest najwyższym wzniesieniem w Zachodnich Beskidach. Leży ona we wschodniej części Beskidu Żywieckiego, gdzie w morfologii terenu dominują równoległe grzbiety górskie. Po północnej stronie grzbietu Babiej Góry leży głęboka dolina Skawicy, po stronie południowej rozciągają się Działy Orawskie. Południowe podnóża Babiej Góry są bardziej rozległe niż podnóża północne, są także wzniesione około 200 m wyżej (800-850 m npm).

Babia Góra jest ukształtowana w postaci wyniosłego i masywnego grzbietu górskiego o długości 10 km zorientowanego w kierunku W-E i lekko wygiętego ku południowi. Od głównego grzbietu odchodzą ku północy i południowi znacznie niższe grzbiety boczne o wysokości względnej nie przekraczającej 200 m. Główny grzbiet Babiej Góry wznosi się ponad poziomem sąsiednich grzbietów beskidzkich o 200-600 m, wysokość względna tego grzbietu w stosunku do jego grzbietów bocznych wynosi nawet 700 m. Wysokość względna głównego grzbietu Babiej Góry w stosunku do północnych podnóży osiąga 1095 m a do południowych 900 m. Obszar ten, po Tatrach, odznacza się największymi deniwelacjami w Polsce i jednymi z największych w Zachodnich Karpatach.

Babia Góra sprawia wrażenie samotnej wyspy znacznie wznoszącej się ponad poziomem grzbietów zachodniobeskidzkich. Pod względem wysokości ustępuje wyraźnie tylko sąsiednim Tatrom i w mniejszym stopniu Niskim Tatrom. Nieznacznie przewyższa już Małą Fatrę, a różnice wysokości w stosunku do innych wysoko wzniesionych grup górskich w Zachodnich Karpatach przekraczają już 100 m.



Kolejną, po dużej wysokości bezwzględnej i względnej, cechą ukształtowania Babiej Góry jest asymetria profilu poprzecznego głównego grzbietu uwarunkowana skośnym ułożeniem warstw piaskowca magurskiego. Piaskowiec magurski spełnia rolę utworu „grzbietotwórczego”, a jego warstwy zapadają ku południowi. Stok północny ma cechy stoku krawędziowego (kuesta), jego wysoko wzniesione partie są strome, miejscami urwiste i skaliste (nachylenia do 70°). Od XIX w. są zwane „wielką zerwą skalistą” Babiej Góry. Górne partie stoku południowego mają nachylenie zgodne z upadem warstw piaskowca magurskiego (stok penstrukturalny).

Trzecią, charakterystyczną cechą sylwetki głównego grzbietu Babiej Góry jest schodowy profil podłużny linii grzbietowej (liczne terasy krioplanacyjne).

Czwartą cechą ukształtowania Babiej Góry, podkreślającą dużą wysokość i masywność głównego grzbietu, jest jego znaczny obszar wzniesiony powyżej poziomu rozdolinienia podnóży. Obszar ten obejmuje w całości piętro subalpejskie (powyżej 1400 m npm) i dodatkowo piętro regła górnego oraz częściowo piętro regła dolnego. Biorąc pod uwagę tylko piętro subalpejskie, długość grzbietu głównego Babiej Góry wynosi na tej wysokości 6 km (60% jego całkowitej długości). Na wysokości 1500 m npm długość tego grzbietu jest nadal znaczna i przekracza 3 km. Na wysokości 1600 m npm wynosi ona jeszcze 2 km a na wysokości 1700 m npm 0,5 km.

Kolejną, piątą cechą sylwetki Babiej Góry jest bardzo urozmaicona rzeźba, zwłaszcza piętra subalpejskiego. Rzeźba wykazuje na tym obszarze piętrowe zróżnicowanie. Inną cechą jej przestrzennego zróżnicowania jest asymetria między stokiem północnym i południowym. Analogiczne cechy zróżnicowania stwierdza się w przypadku pokryw stokowych.

### **Sylwetka Babiej Góry i jej odbiór przez człowieka**

Podstawowe cechy ukształtowania głównego grzbietu Babiej Góry, tzn. jego duże wyniesienie nie tylko ponad rozdolinionymi podnóżami ale także ponad sąsiednimi grzbietami górskimi, asymetryczny profil poprzeczny i schodowy profil podłużny powodują, że sylwetka tej góry zmienia się zależnie od kierunku obserwacji, będąc jednocześnie dobrze widoczną nawet z odległości ponad 100 km. Widziana od zachodu czy wschodu przedstawia ostry asymetryczny stożek z urwistym stokiem północnym. Z kolei obserwowana od południa przypomina rozległy symetryczny stożek o szerokiej podstawie. Z północy przedstawia zaś wyjątkowo wyniosły i masywny grzbiet o formach przysadzistych, gdzie w górnej jego części urwiste fragmenty stoku mogą być zacienione przez znaczną część dnia.

Pierwsze opisy Babiej Góry pochodzące ze średniowiecza i późniejszych stuleci aż po XVIII w., jak również sposób znaczenia tej góry na mapach z XVI-XVIII w. wskazują, że była ona postrzegana jako góra wysoka, dominująca nad znacznym obszarem Zachodnich Karpat. Ilustrację takiego widzenia Babiej Góry stanowią cytowane na wstępie zdania z dzieła J. Długosza oraz austriackiego geologa J. Fichtela. Na wyniosłą sylwetkę Babiej Góry zwracano także uwagę na Zamku Królewskim na Wawelu w Krakowie, skąd jest dobrze widoczna. Babia Góra stanowiła w minionych stuleciach naturalny barometr dla krakowskich obserwatorów. Z racji swego osamotnienia znacznie lepiej nadawała się do układania prognoz pogody niż Tatry. Znany fragment takiej prognozy z 1608 r. mówi, że „*kurzy się Baba, biorą postać lasy niezwykłą sobie, deszcz się nas nastraszy ...*”. Góra ta do dzisiaj jest nazywana przez okolicznych mieszkańców „matką niepogód”. Dominująca nad otoczeniem sylwetka Babiej Góry znalazła również wyraz w kulturze duchowej okolicznych mieszkańców, co zostało wyrażone m.in. w ludowych podaniach na temat genezy nazwy „Babia Góra”. Znane są opinie, że nazwę Babiej Góry wywodzi się co najmniej od XVII w. także od kształtu tego wzniesienia. W sylwetce Babiej Góry widzianej od północy dopatrywano się figury siedzącej starej niewiasty lub po prostu baby. W języku staropolskim słowo „baba” oznaczało przedmioty duże, masywne, ciężkie. Wzniesienie to widziane od wschodu czy zachodu przypomina z kolei młodą kobietę. Babia Góra o piramidalnym kształcie widzianym od południa, jest przez Orawiaków nazywana „orawskim Olimpem”.

## **Wysokościowe zróżnicowanie środowiska przyrodniczego Babiej Góry**

Jedną z najbardziej charakterystycznych cech środowiska przyrodniczego Babiej Góry jest piętrowe zróżnicowanie wszystkich jego elementów. Do piętrowego zróżnicowania klimatu nawiązuje dobrze znane zróżnicowanie szaty roślinnej oraz gleb. Ta cecha świata przyrody Babiej Góry zdecydowała o nazwaniu przez prof. W. Szaferę tego wzniesienia „modelową górą polskich Karpat”. Na piętrowe zróżnicowanie pozostałych abiotycznych elementów środowiska przyrodniczego Babiej Góry zwrócono dopiero uwagę w ostatnich latach.

Ukształtowanie Babiej Góry wykazuje wyraźne zróżnicowanie z wysokością npm, odzwierciedlające piętrowy układ procesów geomorfologicznych oraz budowę obszaru. Na tym obszarze wyróżniono pięć pięter geomorfologicznych, wykazujących asymetrię na obu stokach grzbietu:

- 1) piętro podnóży głównego grzbietu,
- 2) piętro stoków wyścielonych rumoszowymi koluwiami (zajmuje większą powierzchnię i schodzi niżej na stoku północnym),
- 3) piętro stoków modelowanych przez intensywne procesy denudacyjne (zajmuje znacznie większy obszar na stoku północnym – „wielka zerwa skalna”),
- 4) piętro obejmujące mało nachylone obszary na wierzchołku grzbietowej oraz na najwyższych wzniesionych partiach stoku południowego,
- 5) piętro obejmujące obszar szczytowy

Piętra 1) i 2) wchodzi w obręb współczesnego piętra umiarkowanego leśnego, z kolei piętra 3)-5) wyznaczają piętro subalpejskie. Piętro 5) pokrywa się ze współczesnym piętrem krioniwalnym. Piętra 3) i 4) wyznaczają zasięg intensywnych procesów peryglacialnych a lokalnie niwalnych i glacialnych w plejstocenie. Procesy peryglacialne w zimnych okresach plejstocenu obejmowały także piętra 1) i 2). Największe nasilenie ruchów osuwiskowych zaznacza się w piętrach 2) i 3), z kolei procesy fluwialne zachodzą głównie w piętrach 1) i 2).

Piętrom geomorfologicznym na Babiej Górze odpowiadają piętra hydrograficzne, co wskazuje na zależność krążenia wód od morfologii osuwiskowej, nachylenia stoków, miąższości pokryw stokowych. Trzem najwyższym wzniesionym piętrom geomorfologicznym odpowiada piętro alimentacji wód w głęboko spękanym piaskowcu magurskim. Piętro stoków wyścielonych rumoszowymi koluwiami oraz nieaktywnymi (fosylnymi) gołoborzami pokrywa się z piętrem tranzytu wód. Z kolei piętro akumulacji wód w aluwiach pokrywa się z najniższym położonym piętrem geomorfologicznym.

### **Asymetria - kolejna cecha zróżnicowania przestrzennego środowiska przyrodniczego Babiej Góry**

Do zasadniczych różnic między ukształtowaniem stoku północnego i południowego głównego grzbietu Babiej Góry należy m.in. zaliczyć:

- 1) większe natężenie procesów denudacyjnych na stoku północnym, czego efektem jest większa mozaikowość rzeźby tego obszaru,
- 2) wyraźne zachowanie śladów po wieloetapowym modelowaniu stoku północnego przez osuwiska,
- 3) występowanie znacznie głębszych form osuwiskowych w górnej części stoku północnego, a także zaleganie na większym obszarze miąższych pokryw rumoszowych koluwiów na niższych wysokościach tego stoku,
- 4) większa liczba spłaszczeń i zagłębień osuwiskowych wypełnionych materiałem minerogenicznym i organicznym na stoku północnym,

- 5) większe rozmiary peryglacialnego przemodelowania stoku północnego, zwłaszcza jego górnej części,
- 6) większe rozmiary holocenijskiej transformacji rzeźby peryglacialnej przez osuwiska na stoku północnym,
- 7) lokalne glacialne i niwalne przemodelowanie starszych form osuwiskowych wyłącznie w górnej części stoku północnego,
- 8) większy obszar zajęty przez plejstocenijskie stożki napływowe na południowych podnóżach,
- 9) większe rozmiary holocenijskiego rozcięcia plejstocenijskich pokryw aluwialnych na północnych podnóżach

### **Typy pokryw stokowych i ich rozmieszczenie na Babiej Górze**

Na Babiej Górze wyróżniono następujące typy pokryw stokowych:

- 1) *gołoborza*. Na obszarze podszczytowym występują *gołoborza czynne* („babiogórskie morze głazów”), na stoku północnym schodzące do wys. 1300 m npm (długie jęzory gruzowe, krótsze wstęgi gruzowe) a na południowym do wys. 1600 m npm. Gołoborza „rodzą się” u podstawy klifów mrozowych na pograniczu wierzchowiny grzbietowej i stoków. Zbudowane są z płyt piaskowca magurskiego, które podczas powolnego spłyzywania ulegają rozdrabnianiu. Przypowierzchniowa warstwa tych osadów jest pozbawiona drobnych frakcji materiału, natomiast warstwa spągowa jest zasobna w zwietrzelinę piaszczystą. Dolną granicę występowania tych pokryw wyznaczają wyraźne podcięcia glacialne oraz krawędzie nisz osuwiskowych. Na niżej położonych obszarach nie objętych osuwiskami, głównie na stoku południowym (aż do podnóży) występują *gołoborza zamarte*. Na stoku północnym zajmują one niewielką powierzchnię. Gołoborza zamarte są w całym profilu głębokościowym zasobne w drobną zwietrzelinę. Widoczna miąższość gołoborzy zamartych ulegających spłyzywaniu wynosi 2-5 m. Podobną miąższość osiągają gołoborza czynne,
- 2) *koluwia blokowe i rumoszowe*. Zajmują one przeważającą część stoku południowego i prawie cały obszar stoku północnego. Widoczna miąższość pokrywy koluwalnej wynosi od kilku do co najmniej 50 m i największa jest u podnóży wielkiej zerwy skalnej, gdzie występują liczne wały i nabrzemia koluwalne z częstymi spłaszczeniami i zagłębieniami. Materiał koluwalny tworzą różnej wielkości ostrokrawędziste bloki piaskowca magurskiego, najczęściej o kształcie wielościanów, rzadziej rozsypujące się na płyty, wymieszane z drobnoziarnistym - najczęściej piaszczysto-pylastym materiałem. Maksymalna średnica bloków skalnych osiąga 2-3 m. Wysoko położone formy akumulacji osuwiskowej są w części stropowej pozbawione drobnego materiału. Na niższych wysokościach materiał koluwalny jest coraz zasobniejszy w drobnoziarnisty materiał, zwłaszcza poniżej wysokości 900 m npm, gdzie podłoże jest już zbudowane z warstw hieroglifowych i innych skał serii podmagurskiej dających gliniastą zwietrzelinę. Na obszarze podnóży koluwia są silnie rozdrobnione i szerokimi jęzorami wnikają do den dolin, gdzie stopniowo ulegają transformacji w osady fluwialne. Na tym obszarze powierzchnia jęzorów osuwiskowych jest często wygładzona i stopniowo przechodzi w powierzchnię plejstocenijskich stożków napływowych. Wskazuje to na dużą rolę soliflukcji i okresowych zmywów powierzchniowych w przemieszczaniu materiału koluwalnego w dolnych partiach stoków Babiej Góry w warunkach klimatu peryglacialnego. Stoki grzbietów bocznych Babiej Góry, zbudowanych ze skał serii podmagurskiej, także są wyścielone koluwiami ale o dużym udziale drobnoziarnistego materiału,
- 3) *osady glacialne i niwalne*. W górnej części północnego stoku Babiej Góry w trzech miejscach występują w różnym stopniu zachowane fragmenty form erozji glacialnej, które stanowią przemodelowane wcześniejsze nisze osuwiskowe. Formy te sąsiadują z płytszymi i

wyżej wzniesionymi niszami interpretowanymi jako nisze osuwiskowe przemodelowane niwalnie a nawet glacialnie. Poniżej tych form erozyjnych brak wyraźnie widocznych miejsc akumulacji glacialnej i niwalnej. Widoczne wały mogą być interpretowane jako formy wyłącznie osuwiskowe, bądź jako formy nadbudowane materiałem morenowym lub niwalnym. Podobnie trudno jednoznacznie stwierdzić występowanie moren poniżej wysokich podcięć glacialnych. Za przyczynę tego stanu należy uznać intensywne ruchy osuwiskowe, które objęły pokrywy stokowe w schyłkowym okresie ostatniego zlodowacenia (wytapianie zmarzliny). Jedynym śladem po dawnych morenach, nałożonych na pokrywę koluwalną, mogą być wielkie i stosunkowo dobrze „zaokrąglone” bloki piaskowca magurskiego o widocznej średnicy do 5 m, zalegające lub w różnym stopniu zagrzebane w materiale stokowym, w największej liczbie poniżej najokazalszej formy erozji glacialnej – czyli poniżej kotła między Kościółkami i Diablakiem (na wysokości około 1300-1400 m npm). Źródłem materiału morenowego były podcinane stoki (dostawa dużych bloków skalnych), a także gołoborza przemieszczające się z wyżej położonych partii stoku. Z kolei źródłem materiału zakumulowanego poniżej nisz niwalnych były głównie płyty piaskowca dostarczane z wyżej wzniesionych obszarów,

- 4) *utwory zsyypiskowe*. Poniżej żlebów nacinających strome i urwiste stoki, najczęściej w obrębie podcięć glacialnych, występują stożki usypiskowe przemodelowywane przez spływy gruzowe i lawiny śnieżno-gruntowe. Materiał ten pochodzi z pogłębiania żlebów, a także z wyżej położonych obszarów. Obszar pokryty tymi osadami jest minimalny i koncentruje się na stoku północnym między Kościółkami i Urwiskiem,
- 5) *osady zalegające na spłaszczeniach i wypełniające zagłębienia osuwiskowe* (osady minerogeniczne i organiczne),
- 6) *osady fluwialne*, głównie na podnóżach Babiej Góry, lokalnie na niewielkim obszarze także na większych wysokościach npm. Źródłem materiału transportowanego fluwialnie są koluwia. Porównanie różnowiekowych serii fluwialnych w obrębie podnóża Babiej Góry wskazuje na bardziej dynamiczny transport tych osadów w okresach glacialnych (większa średnica głazów w stosunku do obecnie przemieszczanych)

### **Próba odpowiedzi na pytanie „Babia Góra – góra średnia czy wysoka ?”**

Grzbiet Babiej Góry jest po Tatrach najwyżej wzniesionym obszarem w południowej Polsce. Na Babiej Górze wyraźnie zaznacza się kontrast w ukształtowaniu i w energii rzeźby między stokami wzniesionymi poniżej i powyżej górnej granicy lasu (około 1395 m npm), zwłaszcza na północnym skłonie grzbietu. W jeszcze większym stopniu różnice między tymi obszarami są widoczne w charakterze pokryw stokowych. Na wysokości zbliżonej do współczesnej granicy lasu przebiegała w ostatnim glacialu linia śnieżna. Stoki wzniesione powyżej podanej wysokości są na wielu obszarach strome, miejscami urwiste (lokalnie ściany skalne) i obecnie są modelowane głównie przez wielkie osuwiska skalne. Stoki na niższych wysokościach są mniej nachylone. Choć tradycyjnie cały ten obszar jest dotąd zaliczany do gór typu średniego, to obszar Babiej Góry w obrębie piętra subalpejskiego można zaliczyć do obszaru wysokogórskiego. Spełnia on bowiem trzy warunki decydujące o zaliczeniu danego obszaru do gór typu wysokiego: 1) wyniesienie ponad granicę lasu, 2) wyniesienie ponad plejstoceniową linię śnieżną, 3) występowanie dolnej granicy aktywnej soliflukcji. Problematyczne jest jedynie występowanie aktywnej soliflukcji na większym obszarze Babiej Góry, efekty tego procesu są jednak widoczne na wysokości ponad 1600 m npm. Także inne cechy obszaru podszczytowego Babiej Góry wskazują na jego wysokogórski charakter. Duży obszar zajmują tu skaliste stoki ze słabo wykształconymi pokrywami, występują tu także formy terenu i pokrywy stokowe wskazujące na modelowanie tego obszaru w okresach glacialnych także przez kompleks procesów glacialnych i peryglacialnych.

Według wymienionych kryteriów granicę między obszarem średniogórskim i wysokogórskim można na Babiej Górze poprowadzić na wysokości między około 1400 i 1600 m n.p.m.

Rzeźba piętra subalpejskiego Babiej Góry różni się od obszarów o typowej morfologii wysokogórskiej; brak na tym obszarze dobrze zachowanych form glacialnych i niwalnych, z kolei duży obszar zajmują formy osuwiskowe i peryglacialne. W efekcie na stosunkowo niewielkim obszarze grzbietu Babiej Góry występują różne typy pokryw stokowych charakterystyczne zarówno dla gór średnich jak i wysokich. Te pokrywy stokowe wykazują zróżnicowanie nie tylko w układzie wysokościowym (skutek oddziaływania klimatu, zróżnicowanej przestrzennie litologii podłoża oraz rzeźby terenu), ale także między stokiem północnym i południowym (asymetria). Każdy z typów pokryw stokowych był lub jest nadal kształtowany przez określony zespół procesów geomorfologicznych. Fosylne pokrywy oraz utworzone przez nie formy terenu uległy transformacji w wyniku późniejszych zmian klimatu. Na podstawie niektórych cech tych osadów oraz form terenu można oszacować tempo zmian w środowisku przyrodniczym Babiej Góry, jakie dokonały się od schyłku ostatniego glacjału po czasy współczesne.

W świetle zaprezentowanych faktów i opinii przeważający obszar Babiej Góry reprezentuje cechy typowe dla gór średnich i tylko partie podszczytowe wykazują niektóre podobieństwa do obszarów wysokogórskich. Wysoko wzniesione partie Babiej Góry można więc uznać za strefę pośrednią między obszarem typowo średniogórskim i obszarem o cechach wysokogórskich. Pomimo unikatowego, w skali Zachodnich Beskidów, charakteru środowiska abiotycznego piętra subalpejskiego Babiej Góry, cały obszar tego grzbietu górskiego ma dominujące cechy typowe dla gór średnich.

### **Uzasadnienie wyboru miejsca warsztatów geomorfologicznych**

O wyborze Babiej Góry jako miejsca organizacji warsztatów geomorfologicznych zdecydowało:

- 1) wyjątkowo zróżnicowana rzeźba stoków obejmujących obszary o morfologii typowej dla gór średnich, jak również obszary wykazujące cechy pośrednie między górami średnimi i wysokimi. Rzeźba terenu i nawiązujące do niej pokrywy stokowe wykazują ponadto zróżnicowanie wysokościowe, asymetryczne na stoku północnym i południowym,
- 2) położenie omawianego obszaru przy górnej granicy zasięgu gór typu średniego w Zachodnich Karpatach, zachowanie całego obszaru w stanie naturalnym (Babiogórski Park Narodowy), stosunkowo niewielki jego obszar umożliwiający prześledzenie różnych sytuacji geomorfologicznych w ciągu kilkudniowych wycieczek powoduje, że ma on charakter modelowy. Z tego powodu określenie Babiej Góry wprowadzone przez prof. W. Szafera – „modelowa góra polskich Karpat” można także odnieść do rzeźby tego obszaru oraz do pokryw stokowych,
- 3) inną przyczyną organizacji warsztatów geomorfologicznych na Babiej Górze jest relatywnie niewielki, w stosunku do rangi przyrodniczej, powszechny stopień znajomości zagadnień z zakresu geomorfologii i paleogeografii tego obszaru. Znajduje to odzwierciedlenie w nadal skąpej literaturze z tego zakresu odnoszącej się do Babiej Góry

# ROZWÓJ RZEŻBY BABIEJ GÓRY A PRÓBA OCENY WIEKU KOLUWIÓW

**Adam Łajczak**

*Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk i Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec*  
E-mail: alajczak@poczta.onet.pl

## Wprowadzenie

Próba odpowiedzi na pytanie, jakie zmiany zaszły w rzeźbie Babiej Góry w późnym glacie i w holocenie, powinna być poprzedzona oceną rozwoju geomorfologicznego tego obszaru od początku jego formowania. Za punkt wyjścia przyjęto dwa fakty: 1) występowanie czterech poziomów zrównań w obrębie grzbietu Babiej Góry i w jego otoczeniu (Łajczak, 1998a), oraz 2) występowanie schodowo ułożonych wielkich nisz osuwiskowych (także różnowiekowych), dobrze widocznych na północnym stoku tego wzniesienia (Alexandrowicz, 1978). Pomijając ostatnią dyskusję na temat poziomów zrównań w Karpatach fliszowych (dotyczącą m.in. ich wieku), przyjąć należy zgodnie z wcześniejszymi poglądami wielu autorów, iż te relikty dawnej rzeźby wskazują na etapowe (wygasające) podnoszenie górotworu podczas jego formowania w warunkach subaerycznych, a także na związane z tym pogłębianie dolin i wydłużanie stoków. W okresach między tymi ruchami dochodziło do poszerzania dolin na skutek cofania stoków, rozwijały się także pedymenty.

W przeszłości aktywność sejsmiczna Karpat była większa niż obecnie; można założyć, że większe rozmiary osiągała ona podczas ruchów wypiętrzających. Można również założyć, że w okresach kiedy zachodziło pogłębianie dolin i wydłużanie stoków (zwiększona aktywność sejsmiczna obszaru), na dużą skalę uaktywniały się wielkie osuwiska strukturalne na stokach Babiej Góry. Osuwiska te rozwijały się także w późniejszych okresach, kiedy zachodziło cofanie stoków nawiązujące do nowej – niżej położonej bazy denudacyjnej.

## Poziomy zrównań na Babiej Górze

Na Babiej Górze widoczne są ślady czterech poziomów zrównań, położonych w całej rozpiętości wysokościowej tego obszaru. Przyjmując klasyfikację wieku zrównań w polskich Karpatach fliszowych według Starkla (1969, 1972), wyróżnione relikty zrównań są następującego wieku:

- 1) poziom beskidzki (szczytowy), wieku mioceńskiego, wyznaczony przez grzbiet Pasma Polic (1250-1360 m npm), kopułę Jałowca (1100 m npm), szczyt Cyłu (1500 m npm) oraz najwyżej wzniesioną część południowego stoku Babiej Góry pod Diablakiem (1500-1700 m npm). Poziom ten jest zaburzony tektonicznie i dlatego na grzbiecie Babiej Góry występuje wyżej niż w otoczeniu,
- 2) poziom śródgórski, wczesnoplioceniński, na wys. około 1000 m npm (300-400 m nad dnami dolin). W okresie między uformowaniem się poziomu szczytowego i poziomu śródgórskiego doliny u podnóży Babiej Góry zostały pogłębione o co najmniej 200 m,

- 3) poziom pogórski, późnopleceński, na wys. około 800 m npm po północnej stronie grzbietu Babiej Góry i około 900 m npm po jego stronie południowej (100-150 m n.d.d.). W przeciwieństwie do sąsiedniego Pasma Polic i Pasma Jałowieckiego, poziom ten jest dobrze wyrażony na północnych i południowych podnóżach Babiej Góry. Doliny u podnóży Babiej Góry zostały pogłębione w okresie między uformowaniem się poziomu śródgórskiego i poziomu pogórskiego o dalsze około 200 m,
- 4) poziom przydolinny (dolinny), wczesnoczwartorzędowy, 40-50 m n.d.d. Od czasu uformowania się pogórskiego poziomu doliny pod Babią Górą zostały pogłębione o dalsze około 100 m.

Dalszy rozwój dolin polegał na ich okresowym zasypywaniu i wyprątaniu materiału. W holocenie zachodzi usuwanie materiału zwirowego z dolin. Obecnie koryta potoków na północnych podnóżach są na długich odcinkach wycięte w skale, po stronie południowej brak koryt skalnych.

### **Cofanie stoków Babiej Góry**

Na północnym stoku Babiej Góry są zachowane różnowiekowe nisze osuwiskowe różnych rozmiarów. Młodsze formy są wyżej położone, osiągają mniejsze rozmiary i mieszczą się w obrębie form starszych. Dna tych nisz są położone na różnej wysokości. Najstarsza i zarazem największa forma jest wykształcona jako ogromnych rozmiarów wklęsłość obejmująca cały stok. Ścina ona wyżej leżące warstwy piaskowca magurskiego i niżej występujące warstwy podmagurskie. Forma ta od okresu uformowania została w dużym stopniu przemodelowana. W jej obrębie mieści się mniejsza nisza osuwiskowa sięgająca na zachodzie po okolice Przeł. Brona a na wschodzie po Kępę. Cofnięcie stoku osiągnęło największe rozmiary między Kościółkami i Diablakiem (o około 1 km w stosunku do starszej formy). Zbocza tej niszy są urwiste a jej pochylone dno leży na wysokości około 1100-1300 m npm i jest lokalnie wyścielone miększą warstwą rumoszowych koluwiów. Ta nisza jest wycięta wyłącznie w piaskowcu magurskim. Po południowej stronie tej niszy zaznacza się jeszcze wyżej położona nisza skalna z dnem na wysokości około 1400 m npm. Przywierzchowinowe partie północnego stoku są najbardziej narażone na ruchy osuwiskowe. Obecnie na tych obszarach obserwuje się inicjalne formy osuwisk w postaci głębokich rozpadlin, gdzie wykształcone są najmłodsze nisze skalne (na różnych wysokościach) i towarzyszące im wały oraz nabrzemia zbudowane z rumoszowych i blokowych koluwiów. Nisze te są wysoko zawieszane nad niżej położonymi starszymi niszami osuwiskowymi i lejami źródłowymi. Sąsiadujące z nimi spękane partie wierzchowiny grzbietowej stanowią potencjalne obszary rozwoju głębokich nisz osuwiskowych.

Współczesna rzeźba północnego stoku Babiej Góry wskazuje, że jego rozwój polega nie tylko na cofaniu stoku postępującym od niższych wysokości w kierunku wierzchowiny grzbietowej (coraz wyżej położone nisze o coraz młodszy wiek), ale także na lokalnym cofaniu niektórych fragmentów stoku na mniejszych wysokościach npm. Ta lokalna inicjacja cofania stoku zachodzi najczęściej powyżej lejów źródłowych, tylko na podłożu piaskowca magurskiego lub na kontakcie tego piaskowca z warstwami podmagurskimi. W pierwszym przypadku proces ten zachodzi tylko w miejscach o niewielkiej miąższości pokrywy rumoszowej. O ile cofanie podszczytowych partii północnego stoku stanowi kontynuację procesu rozpoczętego na początku formowania grzbietu Babiej Góry, to cofanie niektórych fragmentów tego stoku na niższych wysokościach jest możliwe w warunkach wcześniejszego wyprątnięcia pokryw koluwialnych. Dowodzi to starych założeń współczesnej rzeźby Babiej Góry i pośrednio wskazuje na przedczwartorzędowy wiek generalnych rysów reliefu tego obszaru.

Współczesna rzeźba południowego stoku Babiej Góry nie pozwala, w takim stopniu jak stoku północnego, na wysnucie wniosków odnośnie rozwoju rzeźby tego obszaru.

Przyjęto założenie, że etapy cofania północnego stoku Babiej Góry wyrażone przez coraz wyżej leżące nisze osuwiskowe, były zainicjowane przez kolejne fazy ruchów podnoszących i dalej

kontynuowane podczas względnego spokoju tektonicznego. Na rolę wstrząsów sejsmicznych w rozluźnianiu i osuwaniu monoklinalnego grzbietu Babiej Góry mogą wskazywać malejące w miarę wypiętrzania obszaru rozmiary nisz osuwiskowych uformowanych podczas kolejnych faz podnoszących. W okresach względnego spokoju tektonicznego panowały najbardziej sprzyjające warunki do dalekiego odprowadzania materiału koluwalnego ze stoku. Dowodem tego może być nieproporcjonalnie niewielka współczesna kubatura pokrywy koluwalnej na całym obszarze północnego stoku, a także pokryw żwirowych na podnóżach, w stosunku do objętości nie tylko najstarszej niszy osuwiskowej ale także niszy z drugiego etapu formowania tego stoku. Innym dowodem mogą także być skalne koryta potoków z progami wodospadowymi na północnych podnóżach oraz w dalszym biegu Skawicy. Na przedczwartorzędowe generalne rysy rzeźby Babiej Góry wskazuje także występowanie na tym obszarze młodszych form związanych z klimatem peryglacjalnym, a także reliktywów form glacialnych. Wszystkie te młodsze formy terenu są rozwinięte w obrębie starszych form osuwiskowych.

### **Próba odtworzenia rozwoju geomorfologicznego Babiej Góry**

Najstarsza wielka nisza osuwiskowa wyznaczająca zasięg północnego stoku Babiej Góry jeszcze w miocenie, stanowiła efekt długotrwałego modelowania monoklinalnego grzbietu. Autor wyraża pogląd, że dno tej niszy mogło stanowić kontynuację pedymentu na poziomie śródgórskim. W tym czasie, tzn. w dolnym pliocenie, deniwelacje po północnej stronie Babiej Góry mogły osiągać około 700 m. Kolejny młodszy poziom - pogórski, zaznaczony jako pedyment u podnóży północnego stoku najprawdopodobniej nie kontaktował się już z dnem kolejnej dużej niszy osuwiskowej, uformowanej znacznie wyżej na stoku. Obie formy oddzielał szeroki pas bardziej stromego stoku, gdzie przebiega kontakt piaskowca magurskiego z warstwami podmagurskimi. Na tej linii przypuszczalnie zatrzymała się erozja wsteczna potoków, co dodatkowo było spowodowane zaleganiem na tej wysokości grubej warstwy rumoszowych koluwiów (podpowierzchniowy odpływ wody przeciwdziałający mechanicznej erozji stoku). Dlatego obecnie w obrębie dna, a tym bardziej zboczy omawianej niszy osuwiskowej brak lejów źródłowych. Natomiast poza zasięgiem tej niszy, zwłaszcza w kierunku zachodnim (północny stok Cyłu), w obrębie stoku Babiej Góry o znacznie starszych założeniach uformowane są obecnie rozległe i głębokie leje źródłowe. To jedna z istotnych różnic w rzeźbie i pokrywach stokowych między wspomnianymi fragmentami północnego stoku Babiej Góry. W górnym pliocenie deniwelacje po północnej stronie grzbietu Babiej Góry mogły wzrosnąć do 900 m. Po uformowaniu kolejnego poziomu morfologicznego (przydolinowego) deniwelacje zwiększyły się o kolejne 100 m i od tego czasu ogólne rysy rzeźby grzbietu Babiej Góry nie uległy już zasadniczym zmianom. Nadal trwające rozcinanie poziomu przydolinowego zwiększyło deniwelacje o dalsze 40-50 m. Formowanie się najwyższych wzniesionych głębokich nisz osuwiskowych autor wiąże z plejstocenem; największe z tych form powstały jeszcze przed ostatnim zlodowaceniem. Nadal czytelne w ich rzeźbie ślady morfogenezy glacialnej lub niwalnej świadczą o istotnym ale nie radykalnym przemodelowaniu starszej rzeźby osuwiskowej Babiej Góry. Późnoglacialna i holocenska transformacja rzeźby stoków Babiej Góry (nawet stoku północnego) osiągnęła znikome, w porównaniu z wcześniejszymi okresami, rozmiary. Osuwiska, głównie zwietrzelinowe, jakie okresowo uaktywniały się w tym czasie w następstwie zmian klimatycznych, nie spowodowały zasadniczych zmian w rzeźbie stoków Babiej Góry. W holocenie dokonały się jedynie kosmetyczne zmiany w rzeźbie tego grzbietu górskiego.

### **Próba oceny wieku koluwiów na Babiej Górze**



Obecnie na stokach Babiej Góry zalega tylko część masy koluwiów rumoszowych i blokowych, jakie utworzyły się w ciągu plejstocenu. Starsze, głównie plioceńskie koluwia zostały wcześniej całkowicie usunięte z tego obszaru. Wiek obserwowanych obecnie osadów koluwalnych można ocenić na późnoglacialny i holoceni. Starsze osady plejstoceni zostały wyprątnięte ze stoków, przetworzone na żwirowe aluwia i w zdecydowanej większości odprowadzone poza obręb podnóży Babiej Góry. Jako przykład przemodelowania stoku w wyniku długotrwałego przemieszczania się rumoszowych i blokowych koluwiów, może stanowić fragment północnego stoku Babiej Góry poniżej wspomnianej niszy osuwiskowej z dnem na wysokości około 1400 m n.p.m. Materiał koluwalny poniżej tej niszy został nałożony na pozostałości koluwiów w obrębie i poniżej znacznie większej formy osuwiskowej (z drugiej fazy aktywizacji osuwisk). Długotrwałe przemieszczanie ogromnej masy materiału wyerodowało szerokie obniżenie na powierzchni stoku, obecnie wykorzystywane przez potok Szumiąca Woda. Na niższych wysokościach w obrębie północnego stoku Babiej Góry występuje więcej takich szerokich rynien stokowych, którymi przemieszcza się materiał koluwalny aż do den dolin na obszarze podnóży. Jest on stopniowo przerabiany w aluwia. Na południowym stoku Babiej Góry, ze względu na mniejsze nachylenia terenu i mniejsze nasilenie ruchów osuwiskowych, rynny stokowe formowane przez przemieszczające się masy koluwalne są krótsze i ograniczają się do zboczy rozległych lejów źródłowych.

W przypadku północnego stoku Babiej Góry źródłem obecnie obserwowanych rumoszowych koluwiów są nie tylko wysoko położone nisze osuwiskowe, ale także niżej położone fragmenty stoku aktywizowane przez osuwiska strukturalne. Przykładem nisko położonego osuwiska skalnego może być osuwisko powstałe w 1868 r. w miejscu zwanym „Do Urwanego” (Łajczak, 1995). Udział nisko położonych fragmentów stoku w dostawie rumoszowych koluwiów jest na południowym stoku Babiej Góry większy niż po północnej stronie grzbietu.

Innym źródłem materiału przemieszczanego przez osuwiska są zamarłe gołoborza a lokalnie nawet gołoborza czynne. Przykładem obiektu nadal rozwijającego się na gołoborzach zamarłych jest osuwisko „Cyłowa Zerwa”, kilkakrotnie aktywizowane od 1962 r. (Łajczak, 1998). Na gołoborzach czynnych utworzyło się z kolei osuwisko powyżej „Żlebu Poszukiwaczy Skarbów” (1999 r.), które w 2002 r. zostało włączone do wielkiego spływu gruzowego. Osuwiska w takich obszarach są najczęściej płytkie, przemieszczony materiał z uwagi na występowanie źródeł ulega częściowemu upłynnianiu.

## Dyskusja

Podstawą oszacowanego wieku współcześnie obserwowanych koluwiów rumoszowych i blokowych na Babiej Górze są wnioski wypływające z analizy rozwoju geomorfologicznego tego obszaru. Radykalne odmłodzenie wieku tych osadów stokowych na skutek przyjęcia tezy o wczesnoholoceni uformowaniu się wielkiej niszy w obrębie północnego stoku Babiej Góry (drugi etap formowania rzeźby osuwiskowej obszaru), jest sprzeczne z wieloma faktami geomorfologicznymi. Należy do nich zaliczyć:

- 1) niskie wartości średniego tempa cofania stoków w obszarach górskich o zbliżonej wysokości do Babiej Góry (Rączkowska, 2004). Na podstawie tych danych rozmiary cofnięcia/obniżenia stoków w ciągu ostatnich 10 000 lat są nieporównanie mniejsze od podanej wcześniej wielkości 1 km (maksymalne cofnięcie północnego stoku Babiej Góry podczas drugiej fazy osuwiskowej). W tym przypadku należy uwzględnić wysokość zboczy niszy około 400-500 m, co daje ogromną kubaturę osadów stokowych. Nawet jeśli przyjąć mniejszą niż w innych obszarach Zachodnich Karpat odporność fliszu budującego Babią Górę (obszar o wyjątkowym nasileniu ruchów osuwiskowych), to trudno wyjaśnić tak szybkie cofnięcie stoku w ciągu zaledwie kilku tysięcy lat,

- 2) brak na stoku poniżej dyskutowanej niszy osuwiskowej odpowiednio grubej warstwy koluwiów. Druga połowa holocenu jest zbyt krótkim okresem, by mogło dojść do niemal całkowitego odprowadzenia rumoszewego materiału ze stoku,
- 3) brak na dyskutowanym fragmencie północnego stoku Babiej Góry odpowiednio wysokich form akumulacyjnych pokrywających duży obszar. Formy takie występują jedynie lokalnie i wyłącznie bezpośrednio u podnóży urwistych partii stoku. Większość tego obszaru jest natomiast objęta wspomnianą formą rynny korazyjnej. Ponadto w obrębie podnóży stoku dominują koryta skalne a średnia wysokość teras plejstoceniowych wynosi 3-6 m,
- 4) na znacznym obszarze północnego stoku Babiej Góry w wielu miejscach spod cienkiej pokrywy rumoszewych koluwiów „wynurzają się” czoła warstw piaskowca magurskiego. W sąsiedztwie takich miejsc widoczne są systemy rozpadlin przykrytych jedynie cienką warstwą pokrywy rumoszewej,
- 5) wydatowany wiek spągów partii osadów organicznych, występujących w nielicznych miejscach na Babiej Górze, nie może stanowić podstawy ustalenia wieku osadów koluwalnych. Wskazuje on tylko na holoceniowe fazy aktywizacji osuwania się pokrywy zwietrzelinowej. Wyniki takich badań nie pozwalają ocenić rozmiarów osuwania się pokryw stokowych u schyłku ostatniego zlodowacenia, kiedy ustępowała wieloletnia zmarzlina (brak pokrywy roślinnej). Często występujące na Babiej Górze bezwodne zagłębienia w pokrywie rumoszewej nawet nie wyścielone drobną zwietrzeliną, towarzyszące zagłębieniom stale lub okresowo wypełnionym wodą wskazują na bardzo długi czas, jaki musi minąć od utworzenia zagłębienia osuwiskowego do jego trwałego uszczelnienia, napełnienia wodą i wypełnienia osadami organicznymi,
- 6) w świetle powyższych uwag próby ustalenia wieku dużej niszy osuwiskowej obejmującej około połowę obszaru północnego stoku Babiej Góry jako wczesnoholoceniowej, należy uznać za bezpodstawne. Ta forma terenu ma założenia plioceniowe i w skali swych rozmiarów została tylko w niewielkim stopniu przemodelowana w plejstocenie. Holoceniową transformację tej formy należy uznać za znikomą. Wiek pokrywy koluwalnej zalegającej w dnie tej formy jest jednak młodszy, gdyż większość materiału została całkowicie odprowadzona ze stoku. Zalegająca na stoku masa koluwiów buduje formy terenu, które w wielu miejscach wykazują ślady transformacji w warunkach klimatu peryglacjalnego. Dowodzi to późnoglacjalnego wieku tych osadów. Do takich form należy także zaliczyć plejstoceniowe stożki napływowe sięgające korzeniami do wysokości nawet powyżej 900 m n.p.m. Powierzchnia tych stożków jest na prawie całym obszarze „wygładzona” i łagodnie przechodząca w wysokie terasy w dnach dolin,
- 7) innym dowodem geomorfologicznym wskazującym na późnoglacjalny wiek przeważającej masy koluwiów na Babiej Górze, są zachowane ślady glacialnego przemodelowania niektórych obszarów w podszczytowych partiach północnego stoku (Łajczak, 1998b). Formy te uległy transformacji w wyniku uaktywnienia się osuwisk głównie w schyłkowym okresie ostatniego zlodowacenia.

### Literatura

- Alexandrowicz S.W., 1978. The northern slope of the Babia Góra Mt. as a huge rock slump. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 12.
- Łajczak A., 1981. Formy glacialne na Babiej Górze. *Prace Babiogórskie*, 3.
- Łajczak A., 1995. "Matka niepogód". [w:] *Babiogórskie ścieżki*, wyd. Dyrekcji BgPN, Zawoja.
- Łajczak A., 1998a. Charakterystyka geomorfologiczna i wykonanie szczegółowej mapy geomorfologicznej Babiogórskiego Parku Narodowego. [w:] *Plan ochrony BgPN, Zawoja - Kraków*.

- Łajczak A., 1998b. Uwagi dotyczące występowania form glacialnych i niwalnych na Babiej Górze, Zachodnie Karpaty. Mat. Zjazdu Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich, Lublin.
- Starkel L., 1969. Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych. Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 3.
- Starkel L., 1972. Karpaty Zewnętrzne. [w:] K. Klimaszewski (red.) Geomorfologia Polski, t. I Polska południowa, PWN Warszawa.
- Rączkowska Z., 2004. Dynamika pokryw stokowych na obszarach górskich Karpat Zachodnich wzniesionych ponad górną granicę lasu. [w:] Mat. Warsztatów Geomorfologicznych na Babiej Górze, Sosnowiec-Zawoja.

# GOŁOBORZA NA BABIEJ GÓRZE I ICH ZNACZENIE PALEOGEOGRAFICZNE

**Adam Łajczak, Elżbieta Włoch**

*Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk i Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec*  
E-mail: alajczak@poczta.onet.pl

*"Także na Babiej Górze jest góra albo gronik,  
na którym jest kamienna baba ...  
[kopuła Diablaka pokryta gołoborzem - A.Ł.]"*  
(Andrzej Komoniewski, 1699, w: "Świeże ożywienie  
starożytnych i niepamiętnych dziejów Żywca")

*"Na wierzchołku ... głazy kamienia morskiego leżą,  
po łokci 6 i 8 szerokie, długie i grube. Wierzchołek  
tej góry składa się cały z kamieni, okryty cały naksztalt  
mchem, lichenem zwanym od Węgrów ..."*  
(Jowin Fryderyk Bończa-Bystrzycki, 1813, w: Artykuł  
z Dodatku do "Gazety Warszawskiej", Nr 86, uwagi  
z wejścia na Babią Górę w lipcu 1782 r.)

## Wprowadzenie

Jednym z charakterystycznych elementów środowiska przyrodniczego Babiej Góry są czynne gołoborza pokrywające podszczytowe partie stoków, zwłaszcza stoku północnego. Zwracano na nie uwagę od dawna, o czym świadczą wzmianki w literaturze począwszy od schyłku XVII w. (Łajczak, 1995). Występowanie czynnych gołoborz na Babiej Górze uznane zostało za ewenement przyrodniczy w Zachodnich Beskidach. Duży obszar pokryty rumowiskiem wokół szczytu Babiej Góry jest od początku XIX w. zwany "babiogórskim morzem głazów" (Staszic, 1815). Te pokrywy stokowe mają nie tylko duże znaczenie krajobrazowe ale przede wszystkim geomorfologiczne i paleogeograficzne. Ich występowanie dowodzi dużych zmian klimatycznych, jakie zaszły w plejstocenie i holocenie. Formowane były one w zimnym peryglacjalnym klimacie. W warunkach ocieplenia klimatu ulegały one stabilizacji (pokrywa roślinna). Dlatego gołoborza, zarówno czynne jak i zamarte uważane są za osady wskaźnikowe, informujące o głębokim przemarzaniu podłoża w przeszłości, a także o późniejszym ocieplaniu klimatu. Obecnie większość obszaru na Babiej Górze zajętego dawniej przez czynne gołoborza jest pokryta lasem lub kosodrzewiną i tylko na obszarze podszczytowym te pokrywy stokowe wykazują znamiona pokryw aktywnych. Choć w literaturze wielokrotnie zwracano uwagę na występowanie tych pokryw na Babiej Górze (Łajczak, Włoch, 2001), to dopiero ostatnio przedstawiono ich bliższą charakterystykę (Guca, 2000; Włoch, 2001), naświetlającą zmiany klimatu na obszarze ich występowania w schyłkowym okresie ostatniego glacjału i w holocenie, a także późniejszą ich transformację.

## Zasięg gołoborzy na Babiej Górze

Obecnie gołoborza czynne występują na Babiej Górze na stoku północnym powyżej około 1500 m n.p.m. a na stoku południowym powyżej 1600 m n.p.m. Dolna granica ich występowania jest na stoku południowym bardziej wyrównana wysokościowo niż na stoku północnym, gdzie lokalnie obniża się do 1275 m n.p.m. (nisko schodzące jezory gruzowe, najniżej w Szerokim Żlebie). Ich występowanie jest na Babiej Górze ograniczone wyłącznie do piętra subalpejskiego, najbardziej mobilne pokrywy są spotykane w piętrze halnym. Występują one wyłącznie na podłożu piaskowca magurskiego, którego zwietrzelina na obszarze podszczytowym ma charakter blokowy ze stosunkowo niewielką ilością drobnoziarnistego materiału.

Na niższych wysokościach na wielu fragmentach stoków Babiej Góry, zwłaszcza na stoku południowym, występują gołoborza zamarłe. Ich występowanie jest związane wyłącznie ze stokami nie objętymi osuwiskami. Dlatego największą powierzchnię zajmują one na stoku południowym, gdzie w wielu miejscach schodzą do jego dolnego zasięgu (na stokach krótkich bocznych grzbietów zwanych przez Orawiaków "przyporami"). Dolna granica zasięgu tych pokryw przebiega na stoku północnym, objętym na przeważającym obszarze intensywnymi ruchami osuwiskowymi, znacznie wyżej. Obszar zajęty przez zamarłe gołoborza jest więc na tym stoku znacznie mniejszy niż na stoku południowym. Na obu stokach Babiej Góry gołoborza zamarłe różnią się od gołoborzy czynnych głównie większą zawartością drobnoziarnistego materiału. Frakcja materiału piaszczystego i drobniejszego może stanowić nawet ponad połowę masy materiału zwietrzelinowego. W gołoborzach czynnych frakcja ziemista stanowi nie więcej niż 30% masy całego materiału zwietrzelinowego. Gołoborza zamarłe są na całej powierzchni zajęte przez różne zbiorowiska roślinne regla dolnego, regla górnego i kosodrzewiny. Gołoborza czynne pokryte ubogimi glebami są w znikomym stopniu skolonizowane przez roślinność.

## Warunki formowania się gołoborzy

Gołoborza na Babiej Górze powstały w wyniku intensywnego wietrzenia mechanicznego piaskowca magurskiego. Proces ten zachodził w najdłuższym czasie w warunkach klimatu peryglacjalnego, jaki towarzyszył kolejnym plejstoceniowym glaciałom. Podobną genezę mają gołoborza pokrywające stoki Łysogór, Karkonoszy, Ślęży, Gorganów, Tatr i Bieszczad. Według Łozińskiego (1909) te osady stokowe reprezentują plejstoceniową, peryglacjalną fację wietrzenia mechanicznego, wytworzoną wskutek mrozowego rozpadu skał in situ w strefie położonej blisko obszarów objętych zlodowaczeniem. Autor ten podkreślił również zależność litologiczną między omawianymi osadami stokowymi a podłożem. Stwierdził, iż peryglacjalna facja wietrzenia mrozowego mogła zachować się do dzisiaj tylko tam, gdzie podłoże budują skały bardzo odporne. Uznał więc rumowiska skalne za formy zamarłe. Z tym poglądem zgadzał się Klimaszewski (1947, 1948) twierdząc jednak, że procesy prowadzące do tworzenia gołoborzy pod szczytem Babiej Góry mogą zachodzić aktualnie, choć na niewielką skalę. Autor ten wyróżnił dwa typy rumowisk skalnych: 1) zwarte pokrywy złożone z bloków i gruzu ostrokrawędzistego, które współcześnie są świeże i nadal się tworzą, oraz 2) martwe lub zamierające rumowiska, w których głazy wystają z pokrywy zwietrzelinowej porośniętej roślinnością.

Pokrywy rumowiskowe pod szczytem Babiej Góry reprezentują wg. Klimaszewskiego pierwszy typ rumowisk. Dalszemu rozwojowi tych pokryw sprzyja surowy klimat piętra umiarkowanie zimnego (śr. temp. od  $0,0^{\circ}\text{C}$  do  $-2,0^{\circ}\text{C}$ ), duże nachylenie stoków, częste wyplukiwanie oraz wywiewanie drobnoziarnistego materiału zwietrzelinowego. Wg. Klimaszewskiego martwe gołoborza babiogórskie stanowią relikty klimatu peryglacjalnego z ostatniego glaciału, z kolei gołoborza czynne choć utworzone w przeszłości to nadal się rozwijają. Podobny pogląd zaprezentowali Walczak (1947), który badał gołoborza w Gorganach oraz Pękala (1969) – rumowiska w Bieszczadach.

Badania Jahna (1958) dostarczyły nowych informacji o pokrywach rumowiskowych na Babiej Górze. Potwierdzał on słuszność teorii Łozińskiego rozwiniętej przez Klimaszewskiego, ale tylko w odniesieniu do strefy wysokogórskiej, której rumowiska uważał za przejaw współczesnych procesów peryglacjalnych. Gołoborza pod szczytem Babiej Góry uznał za relikty peryglacjalne z okresu ostatniego zlodowacenia i stwierdził, że współcześnie pokrywy te nie przemieszczają się (z wyjątkiem drobnoziarnistego materiału ulegającego sufozji i deflacji). Podobny pogląd cytowany autor sformułował odnośnie pokryw blokowych Karkonoszy (Jahn, 1969). Analogiczne uwagi zawierają prace Badury (1979) i Traczyka (1995) dotyczące rumowisk skalnych w Karkonoszach. Także Klatka (1962) za wyłączny relikty klimatu peryglacjalnego uznał gołoborza w Łysogórach, które obecnie ulegają powolnemu zarastaniu.

Obecny stan zachowania gołoborza zależy głównie od warunków klimatycznych (pokrywy roślinnej) oraz od odporności podłoża skalnego. Dlatego na nisko położonych stokach (Łysogóry, Ślęza) zbudowanych z bardzo odpornych skał rumowiska utworzone w minionych okresach zimnych wykazują cechy świeżych osadów. Z kolei na znacznie wyżej położonych stokach zbudowanych ze skał fliszowych, nawet ze stosunkowo odpornego piaskowca magurskiego, dawne gołoborza czynne funkcjonują obecnie jako osady nieaktywne. Na znacznych obszarach podlegają one jednak ruchom osuwiskowym; na Babiej Górze dawne pokrywy gołoborza zostały na przeważającym obszarze objęte takimi ruchami. Tylko na najwyższych wzniesionych grzbietach typu średniogórskiego (podszczytowe partie Babiej Góry, niektóre fragmenty Karkonoszy i Gorganów) pokrywy rumowiskowe pochodzące z ostatniego glacialu wykazują cechy świeżych osadów i ulegają widocznym przemieszczeniom.

### **Próba rekonstrukcji niektórych wskaźników klimatu na obszarze podszczytowym Babiej Góry od schyłku ostatniego zlodowacenia**

W warunkach zimnego klimatu, jaki panował w Karpatach podczas kolejnych glaciali, wietrzenie mrozowe, soliflukcja, spłukiwanie i deflacja w największym stopniu modelowały rzeźbę stoków wokół szczytu Babiej Góry. Efektem tych procesów są liczne terasy krioplanacyjne z klifami mrozowymi oraz pokrywy gołoborza (Ziętara, 1989, 2004; Łajczak, 1998). Biorąc pod uwagę czynnik czasu, obecnie widoczne pokrywy rumowiskowe na tym obszarze można uznać za powstałe podczas ostatniego okresu peryglacjalnego. Metoda rekonstrukcji niektórych parametrów i cech klimatu zaproponowana przez Hessa (1968) pozwala ocenić zmiany środowiskowe, jakie zaszły w obszarach górskich południowej Polski w ciągu ostatnich 15 000 lat, czyli od schyłkowego okresu ostatniego zlodowacenia poprzez holocen. Na tym tle można ocenić stopień zmian klimatycznych i ich skutki odnośnie warunków tworzenia i transformacji pokryw rumowiskowych na stokach Babiej Góry.

W schyłkowej fazie ostatniego zlodowacenia w wysoko wzniesionych obszarach Babiej Góry panował zimny klimat sprzyjający intensywnemu wietrzeniu mrozowemu. W *starszym dryasie* średnia roczna temperatura wynosiła na szczycie Babiej Góry około  $-5,0^{\circ}\text{C}$  i była o  $4^{\circ}\text{C}$  niższa niż obecnie. Ujemne temperatury panowały od września do maja, średnia temperatura lata wynosiła tylko  $2^{\circ}\text{C}$ . Przy bardzo niskich średnich temperaturach miesięcznych wahających się między  $-13^{\circ}\text{C}$  i  $2^{\circ}\text{C}$ , stosunkowo niewielka była liczba dni z przymrozkami. Najwięcej takich dni było w okresie letnim. Wtedy też częściowo wytapiała się pokrywa śniegu, która przez pozostałe 9 miesięcy trwale zalegała. W następnej fazie klimatycznej, *allerödzie*, średnia temperatura wokół szczytu Babiej Góry nieznacznie się podniosła (do około  $-2,0^{\circ}\text{C}$ ), zmniejszyła się liczba dni z niskimi temperaturami, z kolei zwiększyła się do około 90 w roku liczba dni z przymrozkami. Wydłużył się także okres, w którym pokrywa śniegu zalegała nietrwale przez znaczną część roku, co sprzyjało bardziej intensywnemu wietrzeniu mrozowemu. W *młodszym dryasie* nastąpiło ochłodzenie klimatu. Średnia temperatura wokół szczytu Babiej Góry spadła do  $-4^{\circ}\text{C}$ , w efekcie zmniejszyła się liczba dni z przymrozkami. W kolejnych dwóch okresach, tzn. w *preboreale* i

*boreale* zachodziło stopniowe ocieplenie klimatu, zmniejszanie liczby dni z przymrozkami i pokrywą śniegu w ciągu roku. To ocieplenie klimatu osiągnęło maksymalne rozmiary w *atlantyku*, kiedy średnia temperatura wokół szczytu Babiej Góry podniosła się do 2,5<sup>0</sup>C (czyli była wyższa o 3<sup>0</sup>C niż obecnie). Okres ten cechował się bardzo ciepłym latem, którego średnia temperatura osiągała 12<sup>0</sup>C. Miesiące letnie były pozbawione przymrozków, całkowicie wytapiała się wtedy pokrywa śniegu. W kolejnych okresach nastąpiło ponowne ochłodzenie. W *subboreale* średnia temperatura na szczycie Babiej Góry spadła do około 1<sup>0</sup>C, w *subatlantyku* obniżyła się poniżej 0<sup>0</sup>C. Efektem tego był wzrost liczby dni z przymrozkami, a także dni z pokrywą śniegu. Wraz ze spadkiem wysokości npm wahania warunków klimatycznych były coraz łagodniejsze niż na obszarze podszczytowym. Zwiększały się w tym kierunku średnie temperatury roku, zmniejszała się liczba dni mroźnych i dni z pokrywą śniegu, wydłużały się okresy bezprzymrozkowe.

W poszczególnych okresach późnego glacjału i holocenu te same średnie temperatury przebiegały na stokach Babiej Góry na różnych wysokościach npm. W związku z tym ulegała zmianom ilość pięter klimatycznych, ich wysokość npm, a przede wszystkim wysokość klimatycznej granicy wieloletniego śniegu. Jeszcze u schyłku ostatniego glacjału w wysoko wzniesionych partiach północnego stoku Babiej Góry istniały sprzyjające warunki klimatyczne, a także orograficzne, do zalegania nie tylko płatów wieloletniego śniegu ale również niewielkich lodowców typu stokowego. W efekcie zachodziły istotne zmiany w intensywności wietrzenia mrozowego, soliflukcji i innych form przemieszczania zwietrzliny po stokach. Najmniej zróżnicowane warunki klimatyczne w profilu wysokościowym Babiej Góry panowały w starszym dryasie, kiedy górna granica lasu przebiegała wzdłuż granicy Karpat na wysokości 250 m npm. W tym czasie całe pasmo Babiej Góry, włącznie z podnóżami, było poddane oddziaływaniu klimatu peryglacialnego. Dolna granica piętra zimnego, -2<sup>0</sup>C, która wyznacza klimatyczną granicę wieloletniego śniegu, obniżyła się wtedy do wysokości 1050 m npm. W trzech kolejnych okresach, tzn. w *allerödzie*, młodszym dryasie i *preboreale* górna granica lasu ulegała dużym wahaniom i znajdowała się na wysokościach odpowiednio: 1050, 700 i 1000 m npm. W tych okresach Babia Góra znajdowała się w zasięgu czterech, a w młodszym dryasie nawet pięciu pięter klimatycznych: umiarkowanie chłodnego, chłodnego, bardzo chłodnego, umiarkowanie zimnego i zimnego. Począwszy od *allerödu* cały obszar Babiej Góry znajduje się poniżej klimatycznej linii wieloletniego śniegu. Przeciwnieństwem tych okresów było optimum klimatyczne (okres atlantycki), kiedy nawet obszar podszczytowy był najprawdopodobniej prawie całkowicie porośnięty lasem, który utrwalił aktywne wcześniej gołoborza. Od tego czasu klimat uległ ochłodzeniu (obniżenie granicy lasu do aktualnej wysokości prawie 1400 m npm), co na obszarze podszczytowym Babiej Góry wyraziło się zaostreniem warunków termicznych i większą mobilnością pokryw blokowych.

### **Wiek gołoborza**

W ciągu ostatnich 15 000 lat największe nasilenie procesów geomorfologicznych na obszarze podszczytowym Babiej Góry miało miejsce w *allerödzie*, młodszym dryasie i w okresie *preborealnym*. Wówczas granica lasu wahała się na wysokości 700-1050 m npm, czyli duże obszary stoków były długotrwale wystawione na działalność intensywnego wietrzenia mrozowego. Takiemu wietrzeniu sprzyjały dodatnie temperatury miesięcy letnich, kiedy temperatura dobową często oscylowała wokół 0<sup>0</sup>C (Klimaszewski, 1948; Dylík, Dylíkowa, 1964). Odmarznięta w ciągu lata płytka warstwa gruntu obejmująca świeży rumosz skalny podlegała przemieszczaniu po stokach formując jęzory. W późniejszych okresach holocenu największa liczba dni z temperaturą oscylującą wokół 0<sup>0</sup>C przypadała na sezony z pokrywą śniegu, co nie przyczyniało się do tak intensywnego jak wcześniej wietrzenia mrozowego podłoża skalnego. Ciepleszy w tych okresach klimat sprzyjał tworzeniu się gleb i zwartej szaty roślinnej, co dodatkowo chroniło podłoże przed działaniem mrozu. Ochłodzenie klimatu, jakie zaznaczyło się w ciągu ostatnich około 5 tys. lat

spowodowało uaktywnienie gołoborzy pod szczytem Babiej Góry, które w okresie atlantyckim były przypuszczalnie niemal całkowicie porośnięte lasem.

Gołoborza babiogórskie można uznać za relikwint intensywnego wietrzenia mrozowego piaskowca magurskiego z okresu przełomu ostatniego glacjału i holocenu. Starsze tego typu osady zostały wcześniej odprowadzone ze stoków; także w analizowanym okresie osady te na przeważającym obszarze stoków Babiej Góry zostały włączone do osuwisk. Proces ten zachodzi nadal, choć na niewielką skalę (najmłodszy spływ gruzowy po północnej stronie Diablaka powstały w lipcu 2002 r.). Gołoborza babiogórskie ulegały stabilizacji i zamieniały się w utwory fosalne w miarę postępującego ocieplania klimatu aż do okresu atlantyckiego (do obszaru szczytowego włącznie). Efektem późniejszego ochłodzenia klimatu była aktywizacja gołoborzy, obserwowana także współcześnie, ograniczona wyłącznie do piętra halnego i niektórych obszarów przy górnej granicy piętra kosodrzewiny, gdzie średnia temperatura jest zbliżona lub niższa od 0°C.

### Literatura

- Badura J., 1979. Pokrywy blokowe Śnieżki i Czarnego Grzbietu. *Probl. Zagosp. Ziem Górskich*, 20.
- Dylik J., Dylikowa A., 1964. Cechy przewodnie obszarów peryglacialnych. *Czasop. Geogr.*, 35.
- Guca S., 2000. Lichenometryczna ocena wieku gołoborzy babiogórskich (praca mgr). Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Katedra Stratygrafii i Geologii Regionalnej, AGH, Kraków.
- Hess M., 1968. Próba rekonstrukcji klimatu w holocenie na terenie Polski Południowej. *Folia Quaternaria*, 29.
- Jahn A., 1958. Mikrorelief peryglacialny Tatr i Babiej Góry. *Biuletyn Peryglacialny*, 6.
- Jahn A., 1969. Peryglacialne pokrywy Karkonoszy i Gór Izerskich. *Opera Corontica*, 5.
- Klatka T., 1962. Geneza i wiek gołoborzy łysogórskich. *Acta Geogr. Lodziana*, 12.
- Klimaszewski M., 1947. Osobliwości skalne w Beskidach Zachodnich. *Wierchy*, 17.
- Klimaszewski M., 1948. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Prace Wrocł. Tow. Nauk.*, ser. B, 7.
- Łajczak A., 1995. "Matka niepogód". [w:] *Babiogórskie ścieżki*, wyd. Dyrekcji BgPN, Zawoja.
- Łajczak A., 1998. Charakterystyka geomorfologiczna i wykonanie szczegółowej mapy geomorfologicznej Babiogórskiego Parku Narodowego. [w:] *Plan ochrony BgPN*, Zawoja - Kraków.
- Łajczak A., Włoch E., 2001. Gruzowe pokrywy stokowe Pasma Babiej Góry. [w:] *Mat. Symp. „Pokrywy stokowe jako zapis zmian klimatycznych w późnym wistulianie i holocenie”*. Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski.
- Łoziński W., 1909. O mechanicznym wietrzeniu piaskowców w umiarkowanym klimacie. *Rozpr. AU, Wydz. Matem.-Przyr.*, ser. III, 9.
- Pękała K., 1969. Rumowiska skalne i współczesne procesy morfogenetyczne w Bieszczadach Zachodnich. *Annales UMCS*, 24.
- Staszic S., 1815. *O ziemiopodrozie Karpatow i innych gor i rownin Polski*, Warszawa.
- Traczyk A., 1995. Morfologia peryglacialna Śnieżki i Czarnego Grzbietu w Karkonoszach. *Czasop. Geogr.*, 66 (2).
- Walczak W., 1947. Wietrzenie piaskowców w gorgańskich rumowiskach skalnych. *Czasop. Geogr.*, 18.
- Włoch E., 2001. Geneza i współczesne wykształcenie pokryw blokowych Babiej Góry (praca mgr). Katedra Paleogeografii i Paleoekologii Czwartorzędu, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski.
- Ziętara T., 1989. Rozwój teras krioplanacyjnych w obrębie wierzchowiny Babiej Góry w Beskidzie Wysokim. *Folia Geogr.*, ser. Geogr.-Phys., 21.



Ziętara T., 2004. Ewolucja teras krioplanacyjnych na Babiej Górze i ich znaczenie Paleogeograficzne. [w:] Mat. Warsztatów Geomorfologicznych na Babiej Górze, Sonowiec.

# **EWOLUCJA TERAS KRIOPLANACYJNYCH NA BABIEJ GÓRZE I ICH ZNACZENIE PALEOGEOGRAFICZNE**

**Tadeusz Ziętara**

*Akademia Pedagogiczna, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków*

## **Wprowadzenie**

W Karpatach fliszowych wyraźnie zaznaczają się schodowo ułożone poziomy zrównań: beskidzki (około 750 m n.p.d.), śródgórski (280-320 m n.p.d.), pogórski (150-180 m n.p.d.) i przydolinny (60-90 m n.p.d.). Poziomy te są w różnym stanie zachowane. Geneza ich budzi nadal wiele kontrowersji i w ostatnich latach była żywo dyskutowana. Badania geologiczne i geomorfologiczne dotyczące tektogenezy Karpat fliszowych (Ney, 1976; Sikora, 1976; Henkiel, 1977; Birkenmajer, 1978; Starkel, 1969, 1989; Zuchiewicz, 1984, 1987 i inni) wskazują za młodszym wiekiem poziomów zrównań. M. Klimaszewski w licznych pracach (1934, 1980, 1989 i innych) przedstawił, że główne zręby rzeźby Karpat fliszowych powstały przed plejstocenem, na które w czwartorzędzie nałożyły się procesy geomorfologiczne związane ze zmianami klimatycznymi i słabszymi ruchami podnoszącymi (Starkel 1998). Schodowa rzeźba Karpat fliszowych wpłynęła na piętrowość klimatyczną (Hess, 1965), a ta na rozmieszczenie roślinności (Ralska-Jasiewiczowa, 1972) i obiegu wody, który decyduje o procesach geomorfologicznych (Kotarba, Starkel, 1972). U schyłku glacjału i w holocenie piętra morfogenetyczne nie były stabilne i ulegały zmianom, a pozostałością ich są formy i osady stokowe, eoliczne i fluwialne (Kotarba, Starkel, 1972). Wahania pięter morfogenetycznych w holocenie wpłynęły na genezę i przebieg procesów geomorfologicznych. Ich odbiciem są zmiany faz erozji i akumulacji w terasach oraz w stożkach napływowych na przedpolu Karpat (Klimek, 1974, 1979).

## **Krioniwalne piętro w Beskidach**

W obrębie wierzchowin i stoków poziomu beskidzkiego znajdują się spłaszczenia oddzielone progami o różnym stopniu zachowania. Spłaszczenia te w obrębie grzbietów i stoków przyciągały uwagę wielu badaczy, którzy różnie wyjaśniali ich genezę. Baumgart-Kotarba (1971, 1974) pierwsza wskazała na krioplanacyjną genezę tych form, które w holocenie stały się formami fosylnymi. Bardzo dobrze formy te są wykształcone w obrębie grzbietowej części Babiej Góry, Pilska, Lipowskiej, Romanki i Wielkiej Raczy w Beskidzie Żywieckim, na Turbaczu, w paśmie Radziejowej i Jaworzyny w Beskidzie Sądeckim oraz na wierzchowinie Tarnicy i Halicza w Bieszczadach (Ziętara, 1989, 2000, 2003; Łajczak, 1992). Dobrze wykształcone formy teras krioplanacyjnych znajdują się także w słowackiej części Karpat (Demek, 1964) oraz w północnej części Wyżyny Morawskiej (Czudek, 1964). W Beskidach terasy krioplanacyjne występują w dwóch piętrach klimatycznych: poniżej 1600 m (piętro umiarkowanie chłodne) o zamarłych procesach peryglacialnych oraz powyżej 1600 m (piętro umiarkowanie zimne) o wciąż aktywnych procesach krioniwalnych (Ziętara, 1989, 2003). Poglądy na etapy rozwoju teras przedstawili: A.

Jahn (1970), M. Baumgart-Kotarba (1973, 1974) M. Klimaszewski (1978) i T. Ziętara (1989). Formy te powstały w plejstocenie w warunkach klimatu peryglacjalnego w wyniku oddziaływania bardzo intensywnego wietrzenia mrozowego, niwacji, mrozowych ruchów gruntu oraz soliflukcji. Dużą rolę odgrywał wiatr i procesy krioplanacyjne, które występują na różnych wysokościach (altryplanacja) i nie nawiązują do absolutnej bazy erozyjnej. Ich rozwój był ułatwiony warstwową budową podłoża, głównie intensywnie spękanego piaskowca magurskiego (Baumgart-Kotarba, 1971, 1974; Ziętara, 1989).

Potężne, zwarte pasmo Babiej Góry (1725 m) ciągnie się z zachodu na wschód z lekkim łukowatym wygięciem zwróconym wypukłością ku południowi. Tworzy go obszerny, asymetryczny łęk wypełniony piaskowcem magurskim. Na północnych stokach znajdują się potężne, głębokie osuwiska skalne występujące w obrębie ścian największej w Karpatach fliszowych zerwy skalnej. Profil podłużny grzbietu ma charakter schodowy i znajduje się tu trzynaście prawie poziomo ułożonych teras krioplanacyjnych (Ziętara, 1989). Od wschodu szeroka przełęcz Krowiarki przechodzi stromym stokiem do spłaszczeń na Sokolicy (1367 m), następnie dwa schody znajdują się pod Kępą (1521 m) i Główniakiem (1617 m). Następnie trzy stopnie znajdują się między Główniakiem a Diablakiem (1725 m). Ku zachodowi opada on także schodowo w szeroką powierzchnię Kościółek (1598 m), Izdebczysk (1450 m), do przełęczy Brona (1408 m). Podobne spłaszczenia schodowo ułożone znajdują się także na Małej Babiej Górze (1517 m). Od zachodu pasmo Babiej Góry ogranicza szeroka przełęcz Jałowiecka (1017 m). Ponadto wierzchowinę Babiej Góry pokrywają rumowiska skalne składające się z ostrokrawędzistych bloków i głazów piaskowca magurskiego o rozmaitych kształtach i rozmiarach. Wierzchołek Babiej Góry (Diablak) jest kopułą składającą się z potężnych bloków piaskowcowych, które stanowią pozostałość po najwyższej terasie krioplanacyjnej. Jest to klasyczny ostaniec mrozowy (tump), a rumowisko skalne jest nadal aktywne, nie porośnięte roślinnością. Terasy obecnie występują w dwóch piętrach klimatycznych: poniżej 1600 m n.p.m. (piętro umiarkowanie chłodne), o zamaryłych procesach peryglacjalnych oraz powyżej 1600 m n.p.m. (piętro umiarkowanie zimne) o wciąż aktywnych procesach krioniwalnych.

### **Transformacja teras krioplanacyjnych w holocenie**

Krioniwalne piętro było bardzo dobrze rozwinięte w plejstocenie w najwyższych częściach Beskidów, głównie w obrębie poziomego beskidzkiego. Terasy krioplanacyjne nawiązują do struktury podłoża. Powstały one w wyniku cofania się stoków w strefie grzbietowej, w czasie wielokrotnego pobytu klimatu zimnego – peryglacjalnego. Procesy krioplanacyjne i krioniwalne doprowadziły do obniżenia pojedynczych lub zespołów ławic skalnych w formie klifów mrozowych w strefie grzbietowej Karpat fliszowych.

W holocenie trwającym od 10 000 lat zarówno procesy rzeźbotwórcze jak i ich rozmiary są coraz dokładniej poznawane i mogą być wskaźnikami przyszłych zmian w środowisku przyrodniczym. W czasie holocenu nastąpił wzrost temperatury i wystąpiły cztery wyraźne okresy ocieplenia w odstępach około 2 tysiące lat, tj. we wczesnym boreale, środkowym atlantyku, środkowym subboreale i XI - XIII stuleciach (Starkel, 1999, 2000). Okresy wilgotniejsze były przegradzane bardziej suchymi. Wśród rozpoznanych faz wilgotniejszych wydzielono dotąd następujące: 8400 – 7700, 6500 – 6000, 5400 – 4900, 4500 – 4200, 3300 – 3000, 2200 – 1800 lat BP i w czasie małej epoki lodowej (Alexandrowicz, 1996; Starkel, 1999). W fazach wilgotnych holocenu nastąpiła intensyfikacja ruchów osuwiskowych (Margielewski, 1994; Alexandrowicz, 1996).

Etapy niszczenia teras krioplanacyjnych przez grawitacyjne ruchy mas skalnych zostały dokładnie prześledzone na północnych stokach Babiej Góry. Niszczenie od północy powierzchni krioplanacyjnych teras następowało w kilku etapach. Górna krawędź wielkiej niszy skalnej ukształtowała się jako dwa łuki. Najbardziej wygięta jest pod Diablakiem i Cylem, gdzie terasy

krioplanacyjne zostały zniszczone w największym stopniu. Powierzchnia cięcia przebiegała wzdłuż spękań ciosowych. W pierwszym etapie powstała olbrzymia zerwa skalna o długości niszy około 8 km, a w drugim - zerwa o długości ściany niszy wynoszącej 4 km, wcinająca się w krawędź pierwszej zerwy na około 1 km. Taki rozwój potężnych osuwisk rotacyjnych (zerw skalnych) doprowadził do dużego zniszczenia od północy najwyższych teras krioplanacyjnych. Trzeci etap polegał na tworzeniu się, w obrębie olbrzymiej ściany zerwy skalnej, dużych potomnych głębokich osuwisk skalnych (Ziętara, 1958, 1962). Znajdujące się na wierzcholinie głębokie rozpadliny powyżej ścian zerw między Broną a Kościółkami, oraz mniejsze pod Sokolicą, Kępą i Główniakiem są śladami współczesnego niszczenia teras krioplanacyjnych. Okresy ożywionej działalności tych ruchów były także w okresie historycznym, tj. w XIV, XV oraz na przełomie XVII i XVIII wieku (Bajgier, 1992; Alexandrowicz, 1996; Bajgier-Kowalska, 2003).

Formy krioplanacyjne w wilgotnych fazach holocenu były niszczone przez głębokie osuwiska skalne, dochodzące do 100 m głębokości. Pierwotnie poziomy teras krioplanacyjnych były znacznie większe i połączone nieprzerwanym klifem mrozowym, otaczając najwyższe wierzchołki gór i to ma duże znaczenie paleogeograficzne. Szczególnie w okresie małej epoki lodowej wystąpiły głębokie osuwiska skalne o wyraźnie wykształconych niszach osuwiskowych, a na granicy pomiędzy wierzchołką a stokiem powstały liczne formy skałkowe w postaci baszt, ambon, gzymsów skalnych (Babia Góra, Pilsko, Romanka, Lipowska, Beskid Sądecki i Bieszczady). W ostatnim stuleciu (1903, 1934, 1955, 1958-1960, 1970-1972, 1996-1997, 2000-2001) wystąpiły osuwiska i spływy gruzowo-błotne niszczące terasy krioplanacyjne na stokach (Ziętara, 1968, 1988; Bajgier-Kowalska, Ziętara, 2003). Obecnie terasy krioplanacyjne występują w dwóch piętrach klimatycznych: poniżej 1600 m (piętro umiarkowanie chłodne) o zamartych procesach peryglacialnych oraz powyżej 1600 m (piętro umiarkowanie zimne) o wciąż aktywnych procesach kronicjalnych: Babia Góra.

### Literatura

- Alexandrowicz S. W., 1978. The northern slope of Babia Góra Mts as a huge rock slump. *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, 12: 133-148.
- Alexandrowicz S. W., 1996. Holocenne fazy intensyfikacji procesów osuwiskowych w Karpatach. *Geologia*, 22, 3: 223-262.
- Bajgier M., 1992. Zastosowanie lichenometrii w datowaniu osuwisk w Beskidach. –*Ann. Soc. Geologia Polonica*, 62: 339-346.
- Bajgier-Kowalska M., 2003. The application of lichenometry in dating of the landslide slopes in the Fylsch Carpathians. *Geomorphologia Slovaca*, 3, 1: 16-18.
- Bajgier-Kowalska M., Ziętara T., 2003. Landslide succession in the Fylsch Carpathians over the last five years. *Geomorphologia Slovaca*, 3, 2: 5-12.
- Baumgart-Kotarba M., 1971. Cryonival features of flysch ridge crests in the Carpathians. *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, 5: 199-211.
- Baumgart-Kotarba M. 1974. Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych. *Prace Geogr. IG PAN*, 106: 136 s.
- Birkenmajer K., 1976. The Carpathian Orogen and Plate tectonics. *Publ. Inst. Geograph. Pol. Ac. Sc. A-2*.
- Czudek T., 1964. Periglacial slope development in the area of the Bohemian Massif in Northern Moravia. *Biuletyn Perygl.*, 14.
- Demek J., 1964. Altiplanation terraces in Czechoslovakia and their origin. *J. CS Geogr. Soc.*
- Henkiel A., 1977. Zależność rzeźby Karpat Zewnętrznych od budowy geologicznej jednostek fliszowych i ich głębokiego podłoża. *Rozpr. HABIL. UMCS, Lublin*.
- Hess M., 1965. Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich, *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, z. 33, 255 s.

- Klimaszewski M., 1934. Z morfogenezy polskich Karpat Zachodnich. *Wiad. Geogr. R.*, 12, 5: 30-40.
- Klimaszewski M., 1980. Bezwzględny wiek rzeźby terytorium Polski. *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, 14: 3-16.
- Klimaszewski M., 1989. Orogenic movements in the Polish Flysch Carpathians. *Folia Geogr. Ser. Geogr.-Phys.*, 21: 7-16.
- Klimek K., 1974. The structure and mode of sedimentation of the flood-plain deposit in the Wisłoka Valley. *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, 8: 132-135.
- Klimek K., 1979. Geomorfologiczne zróżnicowanie koryt karpackich dopływów Wisły. *Folia Geogr. Ser. Geogr.-Phys.*, 12: 35-47.
- Kotarba A., Starkel L., 1972. Holocene Morphogenetic altitudinal Zones in the Carpathians, *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, 6: 21-35.
- Kotarba A., 1986. Rola osuwisk w modelowaniu rzeźby beskidzkiej i pogórskiej, *Przeł. Geogr.*, 58, 1-2.
- Łajczak A., 1992. Geomorfologiczna i hydrologiczna charakterystyka rezerwatu „Pilsko” w Beskidzie Żywieckim, *Ochrona Przyr.*, 50, cz. II: 75-93.
- Margielewski W., 1994. Typy sukcesji ruchów masowych na przykładzie form osuwiskowych pasma Jaworzyny Krynickiej. *Spraw. z Czynności i Pos. PAU, oddz. Kraków*, 58: 110-114.
- Ney R., 1976. The Carpathians and plate tectonics. *Przeł. Geol.*, 6.
- Pękala K., 1969. Rumowiska skalne i współczesne procesy morfogenetyczne w Bieszczadach Zachodnich, *Annales UMCS*, 24.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1972. The forest of the Polish Carpathians in the Late Glacial and Holocene. *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.* 6.
- Sikora W. J., 1976. Kordyliery Karpat Zachodnich w świetle tektoniki płyt litosfery. *Przeł. Geol.* 6.
- Starkel L. 1969. Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych. *Studia Geomorph. Carp.-Balc.* 3: 61-71.
- Starkel L., 1989. O genezie i wieku zrównań w Polskich Karpatach (w odpowiedzi Prof. M. Klimaszewskiemu). *Przeł. Geogr.*, 60, 3.
- Starkel L., 1998. Poglądy Mieczysława Klimaszewskiego na rozwój rzeźby Polskich Karpat Zewnętrznych (Fliszowych). *Czas. Geogr.*, 69, 2: 131-137.
- Starkel L., 1999. Rytmika wahań klimatu w holocenie. W: *Zmiany i zmienność klimatu Polski. – Ogólnopolska konferencja naukowa. Łódź: 225-299.*
- Starkel L., 2000. Heavy rains and floods in Europe during last millennium. *Prace Geograficzne*, z. 107, Instytut Geografii UJ, Kraków: 55-59.
- Ziętara T., 1958. O rzekomo glacialnej rzeźbie Babiej Góry. *Roczn. Nauk.-Dydakt. WSP Kraków, Geografia* 8: 55-78.
- Ziętara T., 1962, O pseudoglacjalnej rzeźbie Beskidów Zachodnich. *Roczn. Nauk.-Dydakt. WSP Kraków, Prace Geograficzne* 10: 69-87.
- Ziętara T., 1968. Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów, *Prace Geogr. Inst. Geogr., PAN*, 60, Warszawa, Wyd. Geol., 1-116.
- Ziętara T., 1988. Landslide areas in the Polish Flysch Carpathians. *Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys.*, 20: 21-31.
- Ziętara T., 1989. Rozwój teras krioplanacyjnych w obrębie wierzchowiny Babiej Góry w Beskidzie Wysokim, *Folia Geogr. ser. Geogr.-Phys.*, 21: 79-92.
- Ziętara T., 2000. Położenie i rzeźba terenu Popradzkiego Parku Krajobrazowego. W: *Przyroda Popradzkiego Parku Krajobrazowego*, Stary Sącz: 13-26.
- Ziętara T., 2003. Transformation of cryoplanation terraces in the holocene in the Flysch Carpathians. *Geomorphologia Slovaca*, 3, 1: 80-82.

- Zuchiewicz W., 1984. Ewolucja poglądów na genezę i wiek karpackich powierzchni zrównania. Przegł. Geol., 8-9.
- Zuchiewicz W., 1987. Evolution of the Beskid Niski Mts. and morphotectonics of the Polish Carpathians. Zesz. Nauk. AGH, Geologia, 13, z. 3-4.

# **DYNAMIKA POKRYW STOKOWYCH NA OBSZARACH GÓRSKICH KARPAT ZACHODNICH WZNIESIONYCH PONAD GÓRNĄ GRANICĘ LASU**

**Zofia Rączkowska**

*Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, Zakład Geomorfologii i Hydrologii  
Gór i Wyżyn, ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków  
E-mail: raczk@zg.pan.krakow.pl*

## **Wprowadzenie**

Górna granica lasu istnieje jedynie w najwyższych grupach górskich Karpat Zachodnich, takich jak Tatry, Niżne Tatry, Mała Fatra, Wielka Fatra, Góry Choczańskie oraz w na Babiej Górze i Pilsku. Występowanie górnej granicy lasu to według C. Trolla (1973) jedno z kryteriów stanowiących podstawę do zaliczenia danego obszaru do gór wysokich. Jako dalsze kryteria podaje on wyniesienie obszaru ponad plejstoceniową linię śniegu oraz występowanie dolnej granicy aktywnej soliflukcji. A. Kotarba i L. Starkel (1972) charakteryzując morfologiczne systemy Karpat do obszarów wysokogórskich zaliczają te, które cechuje brak lub słabe wykształcenie pokryw zwietrzelinowych oraz to, że w okresie zlodowaceń były modelowane przez zespół procesów glacialnych i peryglacialnych. Wg. cytowanych autorów w Zachodnich Karpatach obszary wysokogórskie wznoszą się ponad 1500 m n.p.m.

Wymienione powyżej grupy górskie Karpat Zachodnich, w tym także Babia Góra, są zaliczane do obszarów wysokogórskich (Atlas SSR, 1980; Midriak, 1993), ponieważ występują w nich wszystkie cechy charakterystyczne dla tych obszarów. Jakkolwiek nie w każdej grupie górskiej występują wszystkie piętra geoekologiczne (piętro subniwalne występuje jedynie w Tatrach Wysokich), a ich granice mają różne położenie wysokościowe. Również położenie górnej granicy lasu zmienia się od 1390 m n.p.m. na Pilsku do 1560 m n.p.m. w Tatrach, podobnie jak plejstoceniowej granicy śniegu od 1400 m n.p.m. na Pilsku i Babiej Górze do 1760 m n.p.m. w Tatrach Wysokich, a także górnej granicy zwartej pokrywy glebowej. Asymetria w wysokości tych granic na stokach N i S widoczna jest w każdej z wymienionych grup górskich.

Wśród wymienionych obszarów wysokogórskich tylko Babia Góra i Pilsko są zbudowane z utworów fliszowych. Pozostałe zbudowane są głównie z granitów i łupków krystalicznych oraz ze skał węglanowych. Litologia, a szczególnie odporność skał wywiera duży wpływ na przebieg procesów rzeźbotwórczych. Wpływa także na wykształcenie pokrywy zwietrzelinowej oraz gleb.

Główne cechy rzeźby tych obszarów są odziedziczone z przeszłości. Powstały w wyniku genezy glacialnej i peryglacialnej. Jedynie w Tatrach i Niżnych Tatrach dominuje rzeźba glacialna. Ściany skalne otaczające cyrki glacialne pozbawione są pokryw zwietrzelinowych, u ich podnóży znajdują się różnej grubości gruzowe stoki usypiskowe, a dna dolin wyścielone są materiałem morenowym lub fluwioglacialnym. Na stokach dojrzałych występuje zwarta pokrywa zwietrzelinowa, często utrwalona darnią lub porośnięta kosodrzewiną. W pozostałych obszarach

wysokogórskich Zachodnich Karpat, w tym na Babiej Górze w okresach zimnych wykształciły się grubofrakcyjne, blokowe pokrywy stokowe, a terasy krioplanacyjne i ostańcowe formy skałkowe na szerokich, zaokrąglonych grzbietach są charakterystycznym elementem ich rzeźby. Obszary te w plejstocenie także były objęte lokalnym zlodowaceniem lecz o niewielkich rozmiarach. Najwięcej śladów rzeźby glacialnej zachowało się w Małej Fatrze, na Babiej Górze i Pilsku (Klimaszewski, 1980; Wójcik, 1994; Łajczak, 1998).

Większość obszarów ponad górną granicą lasu (91% powierzchni) przykryta jest jedynie cienką warstwą pokryw czwartorzędowych (Atlas SSR, 1980). Około 7% obszaru ma pokrywę 10-20 m grubości, a tylko na stokach usypiskowych Tatr grubość pokryw może dochodzić do 200 m (Midriak, 1993).

### **Procesy rzeźbotwórcze modelujące pokrywy stokowe**

Obszary ponad górną granicą lasu znajdują się w zasięgu krioniwalnego systemu morfogenetycznego (Stankoviansky, Midriak, 1998), w którym jednak oprócz procesów kriogenicznych i niwacji działają także procesy fluwialne związane z wodą opadową spływającą po stoku oraz procesy grawitacyjne i eoliczne.

Pokrywy stokowe modelowane są przez procesy sekularne, które działają ciągle, w długim okresie oraz przez procesy wywoływane przez ekstremalne zjawiska hydrometeorologiczne. Zespół procesów modelujących pokrywy stokowe jest różny dla poszczególnych pięter wysokościowych. W piętrze subniwalnym (powyżej 2300 m n.p.m.) stoki modelowane są głównie przez wietrzenie mrozowe, odpadanie, a także przez obrywy, niwację, korazję, spływy gruzowe, procesy eoliczne. W piętrze alpejskim (od 1650-1900 do 2300 m n.p.m.) spektrum procesów jest najszersze. Dominują procesy kriogeniczne, takie jak sortowanie mrozowe, czy lód włóknisty, niwacja, wietrzenie mechaniczne oraz lawiny. Stosunkowo dużą rolę odgrywa soliflukcja, odpadanie i obrywy, spelżywanie, procesy eoliczne, spływy gruzowe, procesy erozji związanej z wodą opadową (spłukiwanie, erozja liniowa). Pokrywy w piętrze subalpejskim (od górnej granicy lasu do 1650-1900 m n.p.m.) są przekształcane przez spelżywanie, wietrzenie chemiczne, niwację, procesy eoliczne, sufozję, spływy gruzowe i lawiny oraz przez procesy erozji związanej z wodą opadową i procesy kriogeniczne. Intensywność tych procesów jest mniejsza niż w wyższych piętrach wysokościowych.

Według obliczeń R. Midriaka (1993) dokonanych na podstawie mapy procesów rzeźbotwórczych w słowackiej części obszarów wysokogórskich Karpat Zachodnich, największy zasięg przestrzenny mają na tym obszarze procesy fluwialne, głównie te związane z wodą opadową oraz procesy stokowe (68,4% powierzchni obszarów ponad górną granicą lasu). Procesy peryglacialne odgrywają relatywnie dużą rolę jedynie w Tatrach, zwłaszcza Wysokich oraz na Babiej Górze.

W tabeli I przedstawiono ilościową charakterystykę procesów morfogenetycznych w omawianych obszarach, zestawioną na podstawie opublikowanych wyników badań różnych autorów przez R. Midriaka (1993) i uzupełnioną przez autorkę. Intensywność procesów określano najczęściej w wyniku długookresowych pomiarów terenowych przy użyciu różnych metod. Pomierzona intensywność procesów jest zasadniczo niewielka.

Wskutek działania tych procesów pokrywy stokowe są degradowane. Wielkość strat gleby, zwłaszcza części ziemistych, mierzona in situ, waha się od 0,1 mm/rok w Małej Fatrze do 0,72 mm/rok w Tatrach Bielskich. Średnio wynosi 0,27 mm/rok (Midriak, 1983, 1993). Procesy degradacji przeważają nad akumulacją, która jednoznacznie dominuje jedynie na stokach usypiskowych Tatr. W innych obszarach wyerodowany, luźny materiał jest następnie transportowany i akumulowany w różnych częściach stoku, najczęściej w wielu etapach. Ilość transportowanego przez wodę materiału waha się od 20 kg/ha/rok na stoku porośniętym



kosodrzewiną do 4812 kg/ha/rok na powierzchniach zdegradowanych (Midriak, 1993). Większość tego materiału pozostaje w obrębie stoku.

Materiał ze stoku bezpośrednio do dna doliny może być przemieszczony przez lawiny lub spływy gruzowe. W krioniwalnym systemie morfogenetycznym w słowackiej części obszarów wysokogórskich Karpat Zachodnich występuje około 900 rynien spływów gruzowych, które są aktywne z częstotliwością 3-10 lat oraz aż 1754 rynien lub żlebów lawinowych, z których 54% to miejsca, gdzie lawiny występują z dużą lub bardzo dużą częstotliwością (Stankoviansky, Midriak, 1998). Aktywność spływów gruzowych wywołują ekstremalne opady o wysokości 40 mm/godz i intensywności 1 mm/min (Kotarba, 1992). W Tatrach spływy gruzowe są procesem dominującym, w wysokości 1670-1800 m n.p.m. w okresie deszczy rozlewnych o intensywności <1 mm/min (trwających ponad 3 dni) zakończonych krótkotrwałymi ulewami (Kotarba, 1999). Należy dodać, że chociaż ich częstotliwość ostatnio wzrosła to jest znacznie niższa niż w czasie Małej Epoki Lodowej (Kotarba, 1992). Wskaźnik degradacji stoku dla tego okresu wynosi w Tatrach Zachodnich 2,1–0,7 mm/rok (Kotarba i in., 1987).

Tabela II przedstawia udział poszczególnych procesów w modelowaniu obszarów wysokogórskich Zachodnich Karpat ponad górną granicą lasu, wyrażony wartością obniżania stoku określoną przez M. Stankovianskiego i R. Midriaka (1998) na podstawie wyników pomiarów tempa procesów oraz pomiarów fotogrametrycznych i geodezyjnych na powierzchniach testowych. Wynosi ona od 0,001 mm/rok do 160 mm/rok. Maksymalną wartość do 350 mm osiąga w wyniku erozji lawinowej w czasie jednego zdarzenia. Należy podkreślić, że obniżanie stoku nie jest jednakowo przestrzennie rozłożone i koncentruje się głównie na obnażonych, zniszczonych fragmentach stoku, które zajmują około 8% powierzchni dyskutowanych obszarów.

Na tle wymienionych obszarów średnie tempo cofania ścian skalnych w podszczytowych partiach Babiej Góry, określone przez M. Niemirowskiego (1964) na podstawie wyników pomiarów tylko z jednego roku, jest relatywnie wysokie i wynosi 1,5-2,5 mm/rok. Spełzywanie gruzu osiągnęło w tym czasie również duże i jednocześnie bardzo zróżnicowane wielkości, od 18 do 705 mm/rok.

### Podsumowanie

1. Współczesna dynamika pokryw stokowych w obszarach ponad górną granicą lasu w Karpatach Zachodnich jest wynikiem działania zarówno procesów sekularnych jak i procesów wywoływanych przez ekstremalne zjawiska hydrometeorologiczne,
2. Chociaż dyskutowane obszary leżą w krioniwalnym systemie morfogenetycznym, to procesy peryglacialne obecnie nie odgrywają głównej roli w modelowaniu pokryw stokowych.

### Literatura

- Atlas Slovenskej Socjalistickej Republiky, 1980, red. E. Mazur, D. Lenko, Veda i SÚGK, Bratislava, 316 s.
- Klimaszewski M., 1980. Bezwzględny wiek rzeźby terytorium Polski. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 14: 3-16.
- Kotarba A., 1992, Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych. *Prace Geogr. IG i PZ PAN*, 155: 191-208.
- Kotarba A., 1999, Geomorfologiczne skutki katastrofalnej powodzi w 1997 roku w Tatrach Polskich. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 33: 101-115.
- Kotarba A., Starkel L., 1972, Holocene morphogenetic altitudinal zones in the Carpathians. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 6: 31-34.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains. *Prace Geogr. IG i PZ PAN, Spec. Issue*, 3, 106 s.

- Łajczak A., 1998. Uwagi dotyczące występowania form glacialnych i niwalnych na Babiej Górze, Zachodnie Karpaty. IV Zjazd Geomorfologów Polskich, cz. I – Referaty i komunikaty, 349-356.
- Midriak R., 1983, Morfogenezja povrhu vysokých pohorí, Veda, Bratislava, 513 s.
- Midriak R., 1993, Únosnosť a racionálne využívanie územia vysokých pohorí Slovenska. Slovenský zväz ochrancov prírody a krajiny, Bratislava, 114 s.
- Niemirowski M., 1964. Rola współczesnych procesów morfogenetycznych w kształtowaniu rzeźby podszczytowej partii Babiej Góry. Zeszyty Naukowe IG UJ, Prace Geograficzne, 10: 45-75.
- Stankoviansky M., Midriak R., 1998, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 33: 69-87.
- Troll C., 1973, High mountain belts between the Polar Caps and the Equator: their definition and lower limit. Artic and Alpine Res. 5, 3: 19-27.
- Wójcik A., 1994, Osady glacialne i osuwiskowe Pilska (Beskid Żywiecki). Biuletyn PIG, 369: 49-61.

**Tabela I.** Intensywność współczesnych procesów rzeźbotwórczych w obszarach wysokogórskich Karpat Zachodnich

| Procesy   | Tatry Zachodnie                        |                                | Tatry Wysokie                  | Tatry Bielskie                       |                        | Krywańsk a Fatra                     | Wielka Fatra | Niżne Tatry  | Babia Góra         |
|---|--|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------------|------------------------|--------------------------------------|--------------|--------------|--------------------|
| <b>Wietrzenie</b>                                 | 0,22-3,0 mm/rok (powyżej lasu)         | 0,1-0,95 mm/rok (piętro leśne) |                                | 0,2-0,43 mm/rok (dolomity)           | 0,01 mm/rok (wapienie) | 3,35 mm/rok (dolomity 1300 m n.p.m.) |              |              | 0,001-0,002 mm/rok |
| <b>Denudacja chemiczna</b>                        | 0,04 mm/rok (powyżej lasu)             | 0,09 mm/rok (piętro leśne)     |                                |                                      |                        |                                      |              |              |                    |
| <b>Erozja związana z wodą opadową</b>             | 12-253 kg/ha/rok (piętro subalpejskie) | 9-33 kg/ha/rok (piętro leśne)  |                                |                                      |                        |                                      |              |              |                    |
| <b>Opadanie</b>                                   | 0,01-3,00 mm/rok (średnio 30 mm/rok)   |                                | 0,50 mm/rok (w skali holocenu) | 0,01-3,00 mm/rok (średnio 30 mm/rok) |                        |                                      |              |              |                    |
| <b>Spelzywanie gleby</b>                          | 0,4-100 mm/rok                         |                                | 0,01-0,4 mm/rok                |                                      |                        |                                      |              |              |                    |
| <b>Spelzywanie gruzu</b>                          | 100-370 mm/rok                         |                                | 100-370 mm/rok                 |                                      |                        |                                      |              |              |                    |
| <b>Orające glazy</b>                              | 1,4-32,5 mm/rok                        |                                |                                |                                      |                        |                                      |              |              |                    |
| <b>Soliflukcja</b>                                | 1,40 mm/rok                            |                                | 4,0-6,5 mm/rok                 |                                      |                        |                                      |              |              |                    |
| <b>Lód włóknisty-transport</b>                    | 5-70 mm/rok                            |                                | 5-70 mm/rok                    | 5-70 mm/rok                          |                        |                                      |              | 5-70 mm/rok  |                    |
| <b>Lód włóknisty-podnoszenie</b>                  | 0,48-6,62 mm                           |                                | 0,48-6,62 mm                   | 0,48-6,62 mm                         |                        |                                      |              | 0,48-6,62 mm |                    |
| <b>Niwacja – cofanie krawędzie nisz niwalnych</b> | 2,5-160 mm/rok                         |                                | 0,0-50,0 mm/rok                | 2,5-160 mm/rok                       |                        |                                      |              |              |                    |
| <b>Korazja wiatrowa</b>                           | 18,9-64,4 mm/rok                       |                                | 20,7-22,7 mm/rok               | 18,9-64,4 mm/rok                     |                        |                                      |              |              |                    |

| Procesy                       | Tatry Zachodnie     | Tatry Wysokie      | Tatry Bielskie     | Krywańsk a Fatra | Wielka Fatra    | Niżne Tatry  | Babia Góra      |
|-------------------------------|---------------------|--------------------|--------------------|------------------|-----------------|--------------|-----------------|
| <b>Deflacja</b>               | 0,00005-0,5 m m/rok | 0,00005-0,5 mm/rok | 0,00005-0,5 mm/rok |                  |                 |              |                 |
| <b>Procesy mrozowe</b>        |                     | 31-94 mm/rok       | 31-94 mm/rok       |                  | 31-94 mm/rok    | 31-94 mm/rok |                 |
| <b>Erozja antropogeniczna</b> |                     |                    |                    |                  | 5,9-26,6 mm/rok |              | 5,9-26,6 mm/rok |

Zestawiono według R. Midriaka (1993), zmienione. Dane pochodzą z prac: T. Gerlach (1972), B. Izmailow (1984), M. Kłapa (1975), A. Kotarba (1972, 1976, 1983), M. Lukniš (1973), R. Midriak (1972, 1972a, 1975, 1983, 1989), L. Milan (1975), Z. Rączkowska (1997, 2000), M. Stankoviansky (1984), V. Zelin (1964). Notki bibliograficzne w pracy R. Midriaka (1993).

**Tabela II.** Wielkość obniżania powierzchni stoku w obszarze ponad górną granicą lasu Karpatach Zachodnich (według Midriak, Stankoviansky 1998)

| Procesy                                   |                        | Intensywność procesu | Wielkość obniżania powierzchni stoku        | Uwagi   |
|---|------------------------|----------------------|---|---|
| Procesy związane z odpływem wody opadowej |                        | II - IV              | 0,001-0,007 mm/rok                          | od 3,4 mm/rok do 10-krotnie większej wartości na odsłoniętych powierzchniach na halach, w kosówce lub w lesie |
| Procesy grawitacyjne                      | Opadanie               | I - III              | 0,01-3,00 mm/rok<br>średnio - 0,3 mm/rok    |   |
|   | Spelzwanie             |                      | 0,36 mm/rok                                 |   |
|   | Ruchy darni            |                      | 1,8-28,0 mm/rok                             |   |
| Procesy eoliczne                          |                        | II - III             | 0,00003 - 0,5 mm/rok<br>średnio 0,18 mm/rok | W wyniku deflacji   |
| Niwacja                                   |                        | II - III             | 0,2-160 mm/rok                              | W wyniku cofania krawędzi   |
|   |                        |                      | 2,5 mm/rok średnio                          | W wyniku denudowania odsłoniętych powierzchni   |
| Erozja lawinowa                           |                        | II - III             | dziesiątki mm do 350 mm                     | W czasie jednego zdarzenia  |
| Procesy kriogeniczne                      | Cofanie ścian skalnych | I - III              | 0,003-0,019 mm/rok                          | W wyniku geliwacji  |
|   | Lód włóknisty-         |                      | 0,5-3,64 mm                                 | W czasie jednego pełnego cyklu relegacji  |

Intensywność procesu: I- nieistotna, II – niska, III – średnia, IV - wysoka

# AKTYWNOŚĆ RUCHÓW MASOWYCH W PÓŹNYM GLACJALE I HOLOCENIE W ŚWIETLE DATOWANYCH FORM I OSADÓW OSUWISKOWYCH W KARPATACH FLISZOWYCH

**Włodzimierz Margielewski**

*Polska Akademia Nauk, Instytut Ochrony Przyrody, Al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków*

**E-mail: margielewski@iop.krakow.pl**

Intensyfikacja powierzchniowych ruchów masowych w późnym glacie i holocenie, była wiązana z fazami wzrostu wilgotności klimatu, w których rejestrowano zwiększenie częstości występowania i intensywności ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych (Starkel, 1990, 1996, 1997; Alexandrowicz, 1996). W efekcie oddziaływania powtarzalnych opadów o charakterze nawałnym lub rozlewnym, jak też erozji rzecznej intensyfikowanej podczas wezbrań powodziowych, powstawały liczne osuwiska. Często następowało również odmłodzenie starych osuwisk formami sukcesyjnymi, związanymi z młodszą generacją ruchów masowych. Masowe sływy powierzchniowe generowane w tych okresach w obrębie pokryw stokowych, w istotny sposób zmieniały także charakter sedimentacji torfowisk górskich, osadów jezior wysokogórskich jak też aluwii rzecznych (Gil et al., 1974; Baumgart-Kotarba & Kotarba, 1993; Starkel ed., 1996; Margielewski, 2002).

Ruchy masowe rozwijane w anizotropowych ośrodkach skalnych Karpat fliszowych, nie są tworem jednorodnym w czasie. Powstają one stopniowo wskutek rozładowywania naprężeń ścinających w górotworze. Aż do przekroczenia naprężeń granicznych i transportu grawitacyjnego (tu: powstania osuwiska) masyw skalny pochłania naprężenia ścinające generowane przez czynniki egzogeniczne (erozja, trzęsienia ziemi, obciążanie grawitacyjne masywu wodą opadową), zaś ich rozładowanie następuje wzdłuż powierzchni nieciągłości strukturalnych (Margielewski & Urban, 2003). Tak długo rozłożony etap przygotowawczy rozwoju skalnych osuwisk powoduje, że stoki znajdują się w różnym stadium rozpadu grawitacyjnego. Nagły wzrost częstości i intensywności oddziaływania czynnika inicjalnego nieodłącznie związany z fazą zwilgocenia klimatu, powodował masową finalizację osuwisk, długo przygotowywanych do transportu grawitacyjnego podczas etapu przygotowawczego (Margielewski, 1998; Margielewski & Urban, 2003). Stąd fazowe zmiany klimatyczne (wzrost zwilgocenia klimatu) posiadały istotny wpływ na intensyfikację osuwisk w Karpatach.

Czulym indykatorem zmian klimatycznych o charakterze fazowym, były także torfowiska niskie wypełniające zagłębienia osuwiskowe (tzw. torfowiska osuwiskowe – Margielewski ed., 2003). Zbiorniki te występują bowiem w obrębie dynamicznego obszaru alimentacyjnego utworzonego z rozdrobnionego i silnie mobilnego grawitacyjnie materiału koluwalnego, którego aktywizacja w czasie oddziaływania zdarzeń hydrometeorologicznych, powodowała masową dostawę osadów minerogenicznych do torfowisk. W efekcie tej dostawy, w torfowiskach powstawały poziomy osadów mineralnych przełamujące osady organiczne (Starkel, 1997; Margielewski, 1998). W obrębie torfowisk osuwiskowych, w sekwencji osadów, zjawiska generowane wzrostem wilgotności klimatu (wkładki osadów mineralnych) są zarejestrowane

ponadto w następstwie stratygraficznym, pozwalającym odtworzyć kolejne, następujące po sobie fazy wzrostu aktywności stoków, aczkolwiek ich ranga (tu: zdarzenie, grupa zdarzeń, sekwencja zdarzeń o charakterze fazowym) jest niekiedy trudna do zidentyfikowania (vide Starkel, 2001).

Wydzielane „fazy osuwiskowe” (jako fazy wzmożonej intensyfikacji różnego typu ruchów masowych), powinny być więc dobrze skorelowane z fazami zwilgoceń klimatu późnego glacjału i holocenu (Alexandrowicz, 1996; Starkel, 1997; Margielewski, 1998; 2002). Aktualnie w obrębie polskich Karpat fliszowych datowano radiowęglowo ponad 60 osuwisk (Gil et al., 1974; Alexandrowicz, 1996; Margielewski, 1998). W obrębie 23 torfowisk osuwiskowych zarejestrowano występowanie poziomów minerogenicznych i iluwialnych w torfach (identyfikowanych analizą strat prażenia osadów): w 18 z nich rozpoznano pokrywy minerogeniczne (miąższości 0.5-1.5m) pokrywające strop osadów organicznych (Margielewski, 2003). Datowane formy i osady osuwiskowe pozwalają na rekonstrukcję faz wzrostu aktywności procesów stokowych w Karpatach w późnym glacjału i holocenie (Starkel, 1997; Alexandrowicz, 1996; Margielewski, 1998).

Pierwsza faza aktywizacji stoków (dotychczas stosunkowo słabo udokumentowana) była rejestrowana w trakcie ocieplenia klimatu w późnym glacjału (interfazy: Bølling i Allerød), powodującego degradację wieloletniej zmarzliny. Dotychczas w Karpatach rozpoznano i datowano radiowęglowo 5 osuwisk, wiązanych ze schyłkiem glacjału. W obrębie 4 z nich występują torfowiska osuwiskowe z seriami osadów minerogenicznych, związanymi z aktywizacją stoków pod koniec glacjału (Margielewski, 2002, ed. 2003). Kolejna faza aktywizacji stoków przypada na preborealne ocieplenie początku holocenu (2 datowane osuwiska, kilka poziomów osadów mineralnych) (Starkel, 1997; Alexandrowicz, 1996; Margielewski, 1998).

Dwie wyraziste, dobrze udokumentowane fazy aktywności stoków karpaccich związane są z fazą atlantycką (Alexandrowicz, 1996; Starkel, 1997). Z silnymi zwilgoceniami klimatu rejestrowanymi na początku (ca 8.2 ka BP) i w pełni optimum klimatycznego (6-7 ka BP), związane jest powstanie łącznie 12 datowanych osuwisk w Karpatach. Szczególnie wyrazista jest faza osuwiskowa związana z ekstremalnymi zmianami klimatycznymi początku atlantyckiego optimum klimatycznego, która obok licznych datowanych osuwisk (5 datowanych form w przedziale ca 8.4-7.8 ka BP), jest manifestowana poziomami osadów minerogenicznych w torfowiskach osuwiskowych (Margielewski, 2003; et al., 2003), jak również zmianami zarejestrowanymi w osadach rzecznych górnej Wisły (Starkel, ed. 1996), czy jezior tatrzańskich (Baumgart-Kotarba & Kotarba, 1993).

Kolejna faza aktywności procesów stokowych przypada na wczesny subboreal (Alexandrowicz, 1996; Starkel, 1997). Zgrupowaniu licznych datowanych osuwisk (13 form w przedziale czasu ca 4-5 ka BP), towarzyszą bardzo liczne poziomy osadów minerogenicznych w torfowiskach osuwiskowych. Szczególnie silne zwilgocenie klimatu w tym czasie zbiegło się z początkiem rozwoju osadnictwa w Karpatach (początkowo kultura pucharów lejkowatych, później zaś kultura ceramiki sznurowej). Efektem nałożenia oddziaływań klimatu (zwilgocenie) i antropopresji (żarowa deforestacja), były trwałe zmiany sedymentacji osadów w torfowiskach, powodujące uformowanie miększych pokryw osadów minerogenicznych (z węglami drzewnymi) na torfach. Liczne hiatusy w osadach torfowisk datowane na ten okres, były związane z intensyfikacją erozji w torfowiskach, implikowaną antropogenicznymi zmianami reżimu hydrogeologicznego w obrębie obszaru występowania osuwisk (Margielewski, ed. 2003). Wczesno-subborealne zwilgocenie klimatu spowodowało intensyfikację spływów gruzowych w Tatrach odzwierciedlone w osadach jezior wysokogórskich (Baumgart-Kotarba & Kotarba, 1993), jak również szczególnie silny wzrost aktywności fluwialnej górnej Wisły (Starkel, ed. 1996). Druga faza subborealnego zwilgocenia klimatu (ca 2.9-3.3 ka BP) jest nieco słabiej udokumentowana w osadach i formach stokowych (6 datowanych osuwisk, kilka datowanych poziomów minerogenicznych).

Kolejna, dobrze udokumentowana faza szczególnego wzrostu aktywności procesów stokowych w Karpatach, jest związana z silnym zwilgoceniem klimatu, rejestrowanym na początku fazy subatlantyckiej (Margielewski, 2002). W okresie ca 2.2-2.0 ka BP, rejestrowano tu 9

datowanych osuwisk i kilkanaście poziomów minerogenicznych występujących powszechnie w torfowiskach osuwiskowych (Margielewski, ed. 2003). Silna antropopresja związana z rozprzestrzenianiem się osadnictwa kultury lateńskiej w tym czasie, spowodowała zmiany w osadach torfowisk podobne do rejestrowanych na początku subboreału (pokrywy minerogeniczne na torfach). Wczesno-subatlantyckie zwilgocenie klimatu znalazło swoje odzwierciedlenie zarówno we wzroście aktywności stoków tatrzańskich (Baumgart-Kotarba & Kotarba, 1993), jak również w szczególnej intensyfikacji procesów fluwialnych górnej Wisły i jej karpaccich dopływów (Starkel, ed. 1996).

Kolejny wzrost intensywności procesów stokowych był rejestrowany we wczesnym średniowieczu (5 osuwisk datowanych na ca 1.2-0.8 ka BP, liczne poziomy minerogeniczne w torfach). W osadach torfowisk osuwiskowych pojawiają się w tym czasie zarówno pokrywy minerogeniczne (część płytkich zagłębień osuwiskowych powstałych w tym czasie wypełniona jest niekiedy wyłącznie osadami mineralnymi), jak również hiatusy związane z rozwojem erozji spowodowanej szczególną intensyfikacją gospodarki rolniczej w tym czasie. Powszechny wzrost zwilgocenia klimatu jest manifestowany zarówno w osadach jezior tatrzańskich (Baumgart Kotarba & Kotarba, 1993), jak również w osadach facji rzecznej (Starkel, ed. 1996).

Najmłodsze fazy intensyfikacji procesów stokowych w Karpatach są związane z pesimum klimatycznym małej epoki lodowej (Alexandrowicz, 1996; Starkel, 1997), mającym odzwierciedlenie zarówno w osadach jezior wysokogórskich (Baugart-Kotarba & Kotarba, 1993), jak również w osadach fluwialnych (Starkel, ed. 1996).

Analiza faz intensyfikacji procesów stokowych w Karpatach wskazuje, że są one efektem oddziaływania zmian klimatycznych o powszechnym zasięgu, odzwierciedlonych w formach i osadach obszarów górskich Europy. Silne zmiany klimatu (zwilgocenie) rejestrowane zarówno u schyłku glacjału, na początku holocenu oraz na początku i w pełni atlantyckiego optimum klimatycznego, w początkach faz: subborealnej i subatlantyckiej, we wczesnym średniowieczu oraz w trakcie trwania małej epoki lodowej, powodowały zarówno fazowe nasunięcia lodowców górskich w Alpach (Bortenschlager, 1982), wzmożony wzrost aktywności fluwialnej rzek Europy (vide Starkel, ed. 1996), czy wysoki stan wód w jeziorach Europy (Ralska-Jasiewiczowa, ed. 1989; Magny, 1993), jak również szczególny wzrost intensyfikacji procesów stokowych rejestrowany na obszarach górskich Europy (Starkel, 1997; Corsini et al., 2000; Ballantyne, 2002).

## Literatura

- Alexandrowicz S. W., 1996. Holocenijskie fazy intensyfikacji procesów osuwiskowych w Karpatach. *Kwart. AGH, Geologia*, 22, 3: 223-262.
- Ballantyne C. K., 2002. Debris flow activity in the Scottish Highlands: temporal trends and wider implications for dating. *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, 36: 7-27.
- Baumgart-Kotarba M. & Kotarba A., 1993. Późnoglacialne i holocenijskie osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach. *Dokumentacja Geograficzna*, 4-5: 9-30
- Bortenschlager S., 1982. Chronostratigraphic subdivision of the Holocene in the Alps. *Striae*, 16: 75-79.
- Corsini A., Pasuto A. & Soldati M., 2000. Landslides and Climate Change in the Alps Since the Late-Glacial: Evidence of Case Studies in The Dolomites (Italy). [in:] E. Bromhead, N. Dixon, M.L. Ibsen (ed.). *Landslides, in research, theory and practice*. vol. 1: 329-334.
- Gil E., Gilot E., Kotarba A., Starkel L. & Szczepanek K., 1974. An early Holocene landslide in the Beskid Niski and its significance for palaeogeographical reconstructions. *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, 8: 139-152.
- Magny M., 1993. Holocene fluctuation of lake levels in the French Jura and sub-Alpine anages, and their implications for past general circulation pattern. *The Holocene*, 3, 4: 306-313.

- Margielewski W., 1998. Landslide phases in the Polish Outer Carpathians and their relation to the climatic changes in the Late Glacial and the Holocene. *Quaternary Studies in Poland*, 15: 37-53.
- Margielewski W., 2002. Late Glacial and Holocene climatic changes registered in landslide forms and their deposits in the Polish Flysch Carpathians. [in:] J. Rybar, J. Stemberk & P. Wagner (eds.) *Landslides* : 399-404. A. Balkema publ. Lisse
- Margielewski W., 2003. Minerogenic horizons in landslide's peat bogs (Polish Flysch Carpathians) and their palaeoclimatic implications in the Late Glacial and the Holocene. *Geomorphologia Slovaca*, 3, 1: 56-57.
- Margielewski W., Obidowicz A. & Pelc S., 2003. Late Glacial-Holocene peat bog on Kotoń Mt and its significance for reconstruction of palaeoenvironment in the Western Carpathians (Beskid Makowski Range, South Poland). *Folia Quaternaria*, 74: 35-56.
- Margielewski W., (ed.), 2003. Late Glacial-Holocene palaeoenvironmental changes in the Western Carpathians: case studies of landslide forms and deposits. *Folia Quaternaria*, 74, pp: 1-96.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1989. Environmental changes recorded in lakes and mires of Poland, during the 13 000 years. *Acta Palaeobotanica*, 29, 2: 1-120.
- Starkel L., 1990. Stratygrafia holocenu jako interglacjału. *Przeł. Geol.*, 38: 13-15.
- Starkel L., 1997. Mass-movements during the Holocene: the Carpathian example and the European perspective. *Palaeoclimate Research*, 19: 385-400.
- Starkel L. (ed.). Kalicki T., Krąpiec M., Soja R., Gębica P. & Czyżowska E., 1996. Hydrological changes of valley floor in the Upper Vistula Basin, during late Vistulian and Holocene. *Geographical Studies Special Issue*, 9: 1-128.
- Starkel L., 2001. Wymowa klimatyczna zapisu pojedynczych zdarzeń i ich zespołów w osadach łądowych. *Spraw. z Czynn. i Pos. PAU, Kraków*, 65: 187-188.

# ZASTOSOWANIE METODY LICHENOMETRYCZNEJ DO DATOWANIA FORM I OSADÓW OSUWISKOWYCH W KARPATACH FLISZOWYCH

Małgorzata Bajgier-Kowalska

*Akademia Pedagogiczna, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków*  
E-mail: mbajgier@ap.krakow.pl

## Wprowadzenie

Lichenometria jest alternatywną techniką datowania w stosunku do metody węgla  $^{14}\text{C}$ , termoluminescencji lub dendrochronologii. Jest najbardziej użyteczna w datowaniu powierzchni skalnych odkrytych w ciągu ostatnich 500 lat (Innes, 1990), gdyż wiele z innych metod datowania nie obejmuje tego okresu. Jest metodą wykorzystującą przyrost plechy porostu jako miernika czasu. Lichenometria opiera się na znajomości związku pomiędzy rozmiarem a wiekiem plechy porostu. Wtedy wiek danej powierzchni, zasiedlonej przez porosty, może być określony na podstawie rozmiaru tego porostu. Podstawową zasadą jest stwierdzenie, że plechy porostów o największej średnicy są wskaźnikiem wieku powierzchni, na którą wkroczyły jako pierwsze i w optymalnych warunkach środowiskowych wzrastały najszybciej (Beschel, 1950).

Porosty naskalne, należące do skorupiastych, z grupy *Rhizocarpon* charakteryzują się bardzo powolnym tempem wzrostu, co pozwala na zastosowanie ich do określania wieku form skalnych, sięgającym wstecz kilkaset, a w warunkach bardzo surowego klimatu nawet kilka tysięcy lat (Innes, 1983, 1990). Plechy *Rhizocarpon geographicum* żyją do 4000-4500 lat, natomiast wiek *Rhizocarpon alpicola* oszacowano nawet na 9000 lat (Lipnicki, Wójciak, 1995).

Pionierem badań lichenometrycznych jest R. E. Beschel, zwany „ojcem lichenometrii”, który obserwując kamienie nagrobne oraz głązy morenowe o znanym wieku stwierdził, że wielkość plech porostów jest miarą czasu, który upłynął od momentu wystawienia tych powierzchni na działanie czynników atmosferycznych. Określenie ilościowej relacji pomiędzy cechami litologicznymi skały, warunkami klimatycznymi, a rodzajem porostu i tempem jego rozwoju legło u podstaw lichenometrii. W obszarach o klimacie chłodnym plechy porostów w stadium inicjalnym można zaobserwować na świeżych ścianach skalnych już w drugim lub trzecim roku po ich powstaniu (Kiszka, 1964). W Tatrach Wysokich okres ten wynosi 8-10 lat (Kotarba, 2001), a w środowisku przyrodniczym bardziej surowym kilkadziesiąt lat (Lewkowicz, Hartshorn, 1998). Wiek względny badanych powierzchni skalnych można określić na podstawie różnego stopnia ich pokrycia przez porosty. Znajomość tempa wzrostu wybranego porostu na podłożu o znanym wieku pozwala na skonstruowanie krzywej tempa jego wzrostu, która służy do określania bezwzględnego wieku powierzchni znajdujących się poza zasięgiem obszarów testowych użytych do kalibracji krzywej. Krzywa wzrostu danego porostu przedstawia zależność funkcyjną pomiędzy maksymalnymi średnicami porostów oznaczonych na osi  $y$  w układzie współrzędnych prostokątnych, a ich wiekiem liczonym w latach, zaznaczonych na osi  $x$ . Najczęściej przyjmuje ona



postać krzywej logarytmicznej w części początkowej, a następnie biegnie prawie liniźnie lub ma przebieg prostoliniowy. W literaturze geomorfologicznej zamieszczono wiele krzywych wzrostu plech porostów dla różnych obszarów w różnych strefach klimatycznych, gdzie ich przyrost jest określony współczynnikiem wyrażonym w milimetrach na sto lat. Dla obszarów wysokogórskich umiarkowanych stref klimatycznych współczynnik wzrostu plech waha się od 20 do 50 mm/100 lat. W Polsce został on określony dla piętra bardzo chłodnego (1550-1850 m n.p.m.) na 38,1 mm/100 lat i umiarkowanie zimnego (1850-2200 m n.p.m.) na 32,5 mm/100 lat w Tatrach (Kotarba, 1988, 1989) oraz dla piętra chłodnego (980-1390 m n.p.m.) na 42,8 mm/100 lat i bardzo chłodnego (1390-1650 m n.p.m.) na 39,6 mm/100 lat w Beskidach (Bajgier, 1992; Bajgier-Kowalska, 2001, 2002).

W badaniach lichenometrycznych rozwinęły się różne metody, dotyczące głównie sposobu pomiaru plech porostów, liczby próbek użytych do pomiaru oraz wyboru grup taksonomicznych do datowania. Stwierdzono, że tylko niektóre gatunki porostów skorupiastych, rozwijających się powoli, są odpowiednie dla datowań (Innes, 1990). Do najczęściej używanych w lichenometrii należą jednak powszechnie występujące gatunki z rodzaju *Rhizocarpon*, o charakterystycznym żółtym lub żółtozielonym zabarwieniu, porastające skały krzemianowe. Praktyka badań terenowych wykazała, że ich odróżnienie dla geomorfologa jest często trudne, dlatego łączy się je razem i określa ogólną nazwą *Rhizocarpon*, gdyż posiadają one bardzo podobne tempo wzrostu. Dla skał węglanowych takim gatunkiem jest pomarańczowa *Xantoria*. J. L. Innes (1990) opisuje również różne techniki pomiaru wielkości plech porostów, polecając jednocześnie użycie najdłuższej osi plechy jako indeksu rozmiaru, co jest obecnie stosowane przez większość badaczy. Również większość autorów określa wiek badanej powierzchni skalnej na podstawie średniej z pięciu największych, nie przenikających się plech porostów na danym stanowisku (Lock i in., 1979; Innes, 1990).

### **Lichenometryczne datowanie form i osadów osuwiskowych**

Osuwiska w Karpatach fliszowych są bardzo powszechne i odgrywają istotną rolę w transformacji rzeźby stoków górskich i zboczy dolin. Są one głównie związane z predyspozycją litologiczną i tektoniczną podłoża oraz warunkami klimatycznymi. Deformacje osuwiskowe stoków zachodzą etapowo i są efektem różnowiekowych, wzajemnie nakładających się ruchów osuwiskowych. Większość współczesnych osuwisk powstaje w obrębie rozległych, starych powierzchni osuwiskowych, w wyniku ich wielokrotnego odmładzania (Ziętara, 1964; Jakubowski, 1974; Alexandrowicz, 1978, 1996; Kotarba, 1986; Starkel, 1991; Margielewski, 1994, 2001; Alexandrowicz, Alexandrowicz, 1998).

Ściany skalne, pakiety oraz bloki koluwalne są podstawowymi elementami w rzeźbie osuwisk skalnych, porośniętymi przez plechy z gatunku *Rhizocarpon*. W celu ich datowania oraz określenia etapów rozwoju wybranych powierzchni osuwiskowych w obrębie Beskidu Śląskiego i Beskidu Żywieckiego zastosowano metodę lichenometryczną.

Stoki Beskidu Śląskiego są modelowane przez liczne osuwiska skalne (Ziętara, 1968; Baumgart-Kotarba i in., 1969; Bajgier, 1989, 1993) o wyraźnych niszach, których wysokość dochodzi do kilkudziesięciu metrów, zbudowane najczęściej z gruboławicowych piaskowców godulskich. Na podstawie dokładnie datowanych powierzchni skalnych porośniętych przez plechy *Rhizocarpon*, wykreślono krzywą wzrostu plech porostów dla piętra chłodnego (980-1380 m n.p.m.). Obliczony współczynnik wzrostu plech porostów *Rhizocarpon* wynosi 42,8 mm/100 lat (Bajgier, 1992). Lichenometryczne datowania ścian skalnych i rozpadlin przebadanych osuwisk na południowych i wschodnich stokach Skrzycznego, wschodnich stokach Malinowskiej Skały oraz południowo-wschodnich stokach Baraniej Góry wskazują, że tworzyły się one 100-250 lat temu. Można wyróżnić okresy, podczas których częstotliwość ich powstawania była znaczna (1770-1775, 1813-1815, 1861-1870, 1884-1885). Okresy te pokrywają się z dużymi powodziami, które wystąpiły w Karpatach oraz ze zwilgotnieniem klimatu pod koniec małej epoki lodowej.

W Beskidzie Żywieckim na stokach Romanki, Rysianki, Lipowskiej i Boraczego Wierchu plechy porostów pomierzono na 5 ścianach nisz osuwiskowych i na 8 stanowiskach w obrębie koluwiów pakietowo-rumowiskowych w piętrze chłodnym (powyżej 980 m n.p.m.). Ściany tych osuwisk założone są na piaskowcach magurskich, a poniżej nich występują bloki skalne pochodzące z obrywów tych ścian lub wały wewnątrzosuwiskowe zbudowane z pakietów skalnych, często rozdzielonych rowami lub rozpadlinami skalnymi.

Analiza wielkości plech porostów w obrębie osuwisk w paśmie Lipowskiej–Romanki wskazuje, że najstarsze plechy *Rhizocarpon* występują na blokach skalnych w materiale koluwalnym, natomiast młodsze na tylnych ścianach nisz osuwiskowych. Świadczy to o etapowym rozwoju osuwisk. Największe, regularne i nie przenikające się plechy zaczęły formować się na świeżych powierzchniach skalnych około roku 1610, 1705-1720, 1802, 1934-1935, 1959-1960. Lata te wyznaczają etapy sukcesji osuwisk i odpowiadają wilgotnym epizodom najmłodszego holocenu. Ostatni epizod odmładzania powierzchni osuwiskowych oraz rozcinania koluwiów przez spływy gruzowo-błotne był w latach 1996-1997. Spływy te zniszczyły znaczną część plech porostów i utworzyły doliny w obrębie pokryw koluwalnych.

Babia Góra wznosząca się do wysokości 1725 m n.p.m. jest najwyższym szczytem w polskich Karpatach fliszowych, a zwarte pasmo Babiej Góry ciągnące się z zachodu na wschód ma długość około 10 km. Tworzy ona obszerny, asymetryczny łęk wypełniony piaskowcem magurskim, zapadającym pod kątem 15-25<sup>0</sup> na południe, podścielonym warstwami hieroglifowymi o przewodzie łupków. To nieznaczne nachylenie warstw ku południowi spowodowało asymetrię w rzeźbie Babiej Góry. Stok północny, rozwinięty na czołach warstw piaskowca magurskiego jest bardzo stromy, z licznymi urwistymi ścianami skalnymi, których nachylenie dochodzi do 70<sup>0</sup>. Stok ten można traktować w całości jako wielki element morfologii osuwiskowej o rozmiarach niespotykanych na obszarze Karpat (Alexandrowicz, 1978). W obrębie tylnej ściany potężnej zerwy skalnej, powstałej pod koniec plejstocenu aż po optimum klimatyczne fazy atlantyckiej holocenu (Alexandrowicz, 1978), występują liczne, olbrzymie osuwiska (Ziętara, Ziętara, 1958; Ziętara, 1962), a podszczytowe części pokryte są zwartym rumowiskiem skalnym, schodzącym do wysokości 1600 m n.p.m. Stok południowy, zgodny z upadem warstw ma bardziej monotonną rzeźbę, z osuwiskami konsekwentno-strukturalnymi, a gołoborza zajmują znacznie mniejszą powierzchnię. Cechą charakterystyczną Babiej Góry oprócz znacznej wysokości jest jej odosobnienie. Te dwa czynniki wpływają na klimat, który wykazuje wyraźne piętrowe zróżnicowanie i surowość w obszarze podszczytowym, co upadabnia pasmo Babiej Góry do obszarów wysokogórskich.

Na ścianach skalnych Babiej Góry rozwijają się liczne porosty naskalne z grupy *Rhizocarpon*. Badania lichenometryczne przeprowadzono w latach 1999-2000, na 24 stanowiskach w obrębie ścian osuwiskowo-obrywowych położonych wzdłuż całego pasma Babiej Góry, na jej północnych stokach, w piętrze bardzo chłodnym (1390-1650 m n.p.m.). Analiza wielkości plech porostów wskazuje, że największe i nie przenikające się plechy zaczęły formować się od około 1560 roku – ściana skalna pod Sokolicą, 1609 i 1715 – Izdebczyska, 1748 – ściana Filara oraz w drugiej połowie XVIII wieku. Wielkości plech porostów wskazują również na ożywienie ruchów osuwiskowych w XIX wieku, w latach: 1829-1833, 1844-1848, 1861-1869, 1881-1884 oraz na początku XX wieku (Bajgier-Kowalska, 2003). Okresy te pokrywają się z fazą zwilgotnienia klimatu związaną z małą epoką lodową, a zwłaszcza jej etapem końcowym oraz z późniejszymi, wilgotnymi latami z rozlewnymi lub ulewnymi opadami, w czasie których wystąpiły duże powodzie w dnach dolin, a także ożywienie ruchów masowych na stokach. Biorąc pod uwagę liczbę datowanych ścian skalnych przypadającą na dane przedziały wiekowe wynika, że wraz ze wzrostem wieku maleje ilość zachowanych ścian skalnych, co świadczy o dużej intensywności zachodzących tu procesów grawitacyjnych.

#### **Uwagi końcowe**

Przeprowadzone datowania lichenometryczne w obrębie północnych stoków Babiej Góry, wschodnich i zachodnich stoków Pilska, w piętrze bardzo chłodnym, powyżej górnej granicy lasu, oraz na stokach Lipowskiej-Romanki w Beskidzie Żywieckim oraz Skrzycznego, Malinowskiej Skały, Baraniej Góry w Beskidzie Śląskim, w piętrze chłodnym, wskazują na współwystępowanie różnych generacji form osuwiskowych, zarówno starych jak i wyraźnie młodych, współcześnie aktywnych. Rzeźba tych stoków kształtowała się pod wpływem powtarzających się ruchów masowych, które każdorazowo obejmowały inną część stoku i zachodziły w różnym czasie. Deformacje osuwiskowe zachodziły więc etapowo i są efektem różnowiekowych, wzajemnie nakładających się ruchów osuwiskowo-obrywowych.

Podjęta próba datowania ścian i koluwiów osuwiskowych metodą lichenometryczną pozwala ukazać okresy intensywności ruchów osuwiskowych w czasach historycznych. Odmładzanie i powstawanie nowych osuwisk w Karpatach fliszowych należy łączyć z ekstremalnymi warunkami klimatycznymi. Z przeprowadzonych datowań lichenometrycznych wynika, że takie okresy były w latach: 1560, 1609-1610, 1705-1720, 1748, 1770-1778, 1798, 1813-1815, 1829-1833, 1844-1848, 1861-1870, 1881-1885, 1910-1916, 1934-1935, 1959-1960. Ślady starszych etapów rozwoju osuwisk są trudne do ustalenia, ponieważ zachowują się one wówczas, gdy młodsza faza ich rozwoju ma mniejszy zasięg od poprzedniej. Poza tym, przeprowadzone badania lichenometryczne pozwalają przedstawić sukcesję ruchów osuwiskowych w ciągu ostatnich 500 lat. Na ścianach skalnych występują jednak duże plechy porostów, wskazujące na starsze etapy rozwoju osuwisk. Ponieważ plechy tych porostów wzajemnie się przenikają, ze względów metodologicznych zostały one pominięte w badaniach.

### Literatura

- Alexandrowicz S.W., 1978, The northern slope of Babia Góra Mt. as a huge rock slump, *Studia Geomorph. Carp.-Balc.*, 12: 133-148.
- Alexandrowicz S.W., 1996, Holocenijskie fazy intensyfikacji procesów osuwiskowych w Karpatach, *Geologia*, 22, 3: 223-262.
- Alexandrowicz S.W., Alexandrowicz Z., 1998, Osuwisko na Górze Parkowej w Krynicy – osady malakofauna i fazy rozwoju, *Geologia*, 24, 4: 302-320.
- Bajgier M., 1989, Wpływ morfostruktury na rozwój głębokich osuwisk na stokach Skrzycznego w Beskidzie Śląskim. *Folia Geogr. Ser. Geogr. Phys.*, 21: 61-77.
- Bajgier M., 1992, Zastosowanie lichenometrii w datowaniu osuwisk w Beskidzie Śląskim, *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 62: 339-346.
- Bajgier M., 1993, Rola struktury geologicznej w ewolucji rzeźby wschodniego skłonu Beskidu Śląskiego i zachodniej części Kotliny Żywieckiej. *Geologia*, 19, 1: 5-69.
- Bajgier-Kowalska M., 2001, Lichenometryczne datowanie pokryw koluwalnych na stokach Lipowskiej-Romanki w Beskidzie Żywieckim, (w:) *Symposium - Pokrywy stokowe jako zapis zmian klimatycznych w późnym wistulianie i holocenie*, Sosnowiec, s. 5-9.
- Bajgier-Kowalska M., 2002, Zastosowanie lichenometrii w datowaniu stoków osuwiskowo-obrywowych w Beskidzie Żywieckim (Karpaty fliszowe). *Czas. Geogr.*, 73(3): 215-230.
- Bajgier-Kowalska M., 2003, The application of lichenometry in dating of the landslide slopes in the Flysch Carpathians. *Geomorphologia Slovaca*, 3, 1: 16-18.
- Baumgart Kotarba M., Gil E., Kotarba A., 1969, Rola struktury w ewolucji rzeźby obszarów źródłowych Wisły i Olzy. *Studia Geomorph. Carpatho.-Balc.*, 3.
- Beschel R.E., 1950, Flechen als Altersmasstab rezenter Moränen, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 1: 152-161.
- Innes J.L., 1983, Lichenometric dating of debris flow deposits in the Scottish Highlands, *Earth Surface Processes and Landforms*, 8: 579-588.

- Innes J.L., 1990, The use of lichens in dating, (in: ) CRC Handbook of Lichenology, vol. III, p. 75-91.
- Jakubowski K., 1974, Współczesne tendencje przekształceń form osuwiskowych w holocénim cyklu rozwojowym osuwisk na obszarze Karpat fliszowych, Prace Muzeum Ziemi, 22: 169-191.
- Kiszka J., 1964, Porosty Beskidu Śląskiego. Roczn. Nauk.-Dydakt. WSP, Prace z botaniki, 28: 1-62.
- Kotarba A., 1986, Rola osuwisk w modelowaniu rzeźby beskidzkiej i pogórskiej, Prz. Geogr., 63: 119-129.
- Kotarba A., 1988, Lichenometria i jej zastosowanie w badaniach geomorfologicznych w Tatrach, Wszechświat, 89, 1: 13-15.
- Kotarba A., 1989, On the age of debris flows in the Tatra Mountains. Studia Geomorph. Carp.-Balc., 23: 139-152.
- Kotarba A., 2001, Lichenometryczne oznaczanie wieku form rzeźby wysokogórskiej, Prace Geograficzne, 179: 197-208.
- Lewkowicz A.G., Hartshorn J., 1998, Terrestrial record of rapid mass movements in the Sawtooth Range, Ellesmere Island, Northwest Territories, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, 35: 55-64.
- Lipnicki L., Wójciak H., 1995, Porosty, Klucz-atlas do oznaczania najpospolitszych gatunków, WSiP, Warszawa.
- Lock W.W., Andrews J.T., Webber P.J., 1979, A manual for lichenometry, British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin, 26, pp. 47.
- Margielewski W., 1994, Typy sukcesji ruchów masowych na przykładzie osuwisk Pasma Jaworzyny Krynickiej, Spraw. z Czynn. i Pos. PAU, 58: 110-113.
- Margielewski W., 2001, O strukturalnych uwarunkowaniach rozwoju głębokich osuwisk – implikacje dla Karpat fliszowych, Przegl. Geol., 49, 6: 515-524.
- Starkel L., 1991, Geografia Polski – środowisko przyrodnicze, Warszawa, PWN.
- Ziętara K., Ziętara T., 1958, O rzekomo glacialnej rzeźbie Babiej Góry, Roczn. Nauk.-Dydakt. WSP, Kraków, Geografia, 8: 55-77.
- Ziętara T., 1964, O odmładzaniu osuwisk w Beskidach Zachodnich, Roczn. Nauk.-Dydakt. w Krakowie, Prace Geogr., 22: 7-23.
- Ziętara T., 1968, Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów, Pr. Geogr. IG PAN, 60: 1-116.

# HOŁOCENŃSKA HISTORIA SZATY ROŚLINNEJ BESKIDU ŻYWIECKIEGO ZAPISANA W OSADACH ORGANICZNYCH REJONU BABIEJ GÓRY I PILSKA

Andrzej Obidowicz

*Polska Akademia Nauk, Instytut Botaniki, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków*  
E-mail: a.obidowicz@ib-pan.krakow.pl

W bieżącym roku mija 75 rocznica ukazania się pierwszego w Beskidzie Żywieckim profilu opracowanego metodą analizy pyłkowej (Trela, 1929). Był to zarazem jeden z pierwszych profili palinologicznych z Karpat Zachodnich. Dzisiaj ma on głównie wartość historyczną, choć jego autorowi nie można odmówić dobrych pomysłów interpretacyjnych.

Wzrost liczby profili przeanalizowanych w ostatnich latach w różnych rejonach Karpat Zachodnich i na ich przedpolu umożliwił odtworzenie historii ich szaty roślinnej i kierunków wędrówki poszczególnych drzew karpaccich. Niestety rekonstrukcje takie w rejonie Beskidu Żywieckiego możliwe są jedynie dla ostatnich 7000 lat. Takiego wieku, lub młodsze, są bowiem profile osadów organicznych przeanalizowane przy zastosowaniu metody analizy pyłkowej, a pochodzące z Pilaska, Babiej Góry i dolin położonych między tymi masywami. Okresy wcześniejsze (10 000–7000 lat temu) można rekonstruować jedynie pośrednio, opierając się na materiałach paleobotanicznych z Podhala i Orawy, a w pewnym stopniu także sąsiednich pasm górskich (Obidowicz, 1996, 2003; Rybnicek, Rybnickova, 2002).

Gwałtowna zmiana klimatu, jaka nastąpiła ok. 10 000 lat temu, a zwłaszcza znaczny wzrost rocznych temperatur, spowodował niemal natychmiastową reakcję w szacie roślinnej Karpat Zachodnich i ich przedgórza. Formacja typu stepotundry, sięgająca w późnym plejstocenie w Tatrach co najmniej po wysokość 1600 m n.p.m., a zatem obecna prawdopodobnie także na stokach Pilaska czy Babiej Góry, bardzo szybko wycofała się, zastąpiona przez zbiorowiska z dużym udziałem turzyc (*Carex*), które dały początek dzisiejszym zespołom piętra alpejskiego. Równocześnie zwiększyła się powierzchnia porośnięta przez lasy sosnowe i sosnowo-brzozowe. W strefie granicznej między dzisiejszymi piętrami regla górnego i kosodrzewiny, w rejonie Hali Gąsienicowej występowały zarośla *Betula nana*. Ponieważ okres ostatniego zlodowacenia przetrwało w Karpatach Zachodnich kilka gatunków drzew, a więc *Pinus cembra*, *Pinus sylvestris*, *Betula* sp., *Picea abies*, *Alnus incana*, początek holocenu był dla nich czasem ekspansji. Wyjątek stanowi limba, która bardzo szybko zepchnięta została na skrajne dla siebie siedliska, głównie przez rozprzestrzeniającego się świerka. Między 9000 a 8000 lat temu zaczyna się formować strefa kosodrzewiny.

Nie mamy żadnych przesłanek potwierdzających w jakim stopniu zmiany te dotyczyły Babiej Góry czy Pilaska. Nie wiemy zatem czy np. późnoglacialne zasięgi brzozy karłowatej (*Betula nana*) czy limby (*Pinus cembra*) nie obejmowały także Beskidu Żywieckiego. Jeżeli jednak prześledzimy następstwa zbiorowisk leśnych w sąsiednich grupach górskich, łatwiej będzie można

zrozumieć przemiany w tych odcinkach holocenu, które zapisane są w profilach „Pilsko” (od ok. 7000 BP) i „Suchy Stawek” (od ok. 4000 BP).

Bardzo charakterystyczna dla starszego holocenu Karpat Zachodnich jest faza leszczynowa, trwająca między 8500 a 7300 lat temu. Obszar zajmowany przez zarośla zdominowane przez *Corylus*, lub lasy z jej udziałem był szczególnie duży, a dotyczy to także niektórych rejonów Orawy i Podhala. W optimum tej fazy *Corylus* sięgała w Karpatach Zachodnich lokalnie po wysokość dzisiejszej granicy lasu. W Beskidzie Żywieckim leszczyna mogła zbliżyć się w rejon torfowiska pod szczytem Pilska, a więc po wysokość ok. 1300 m n.p.m. Nie zostało to jednak potwierdzone obecnością szczątków makroskopowych. Akumulacja złoża we wspomnianym torfowisku rozpoczęła się ok. 7000 lat temu, a więc u schyłku fazy leszczynowej, czy nawet już w początkach kolejnej fazy, którą w poszczególnych częściach Karpat, w zależności od wysokości n.p.m. charakteryzują różne drzewostany.

Zaraz po zakończeniu fazy leszczynowej następuje okres, w którym powszechne, zwłaszcza w niższych położeniach Karpat Zachodnich, stają się lasy typu grądów, oraz olszyny, zapewne także olszyny bagienne z *Alnus glutinosa*, głównie jednak nadrzeczne z *Alnus incana*, które dolinami tatrzańskimi sięgnąć mogły najwyżej w całej swojej polodowcowej historii. Obecność takich lasów potwierdzona została także w tym czasie w rejonie Pilska.

Ekspansja *Picea abies* rozpoczęła się w niższych położeniach Karpat Zachodnich ok. 9800-9700 lat temu. Ok. 8300 lat temu lasy świerkowe sięgały w Tatrach już po wysokość 1400 m n.p.m. Ok. 1300 lat później, kiedy rozpoczyna się akumulacja torfu w profilu „Pilsko”, obecność *Picea* w tym profilu zaznacza się słabo. Drzewo to rosło niewątpliwie na stokach Pilska i mogło nawet tworzyć większe kompleksy leśne, które jednak znajdowały się w pewnym oddaleniu od torfowiska. Do takiego wniosku upoważnia nas taki udział świerka w spektrach pyłkowych, jaki spotykamy dzisiaj w powierzchniowych próbach zbieranych w odległości ok. 400 m od zwartych drzewostanów. Dopiero powyżej poziomu datowanego na 6920±60 BP rozpoczyna się ekspansja *Picea*. Drzewostany świerkowe przekraczają warstwicę 1300 m.

Dominacja *Picea* w grupie Pilska trwa po ok. 5000 BP. Zapewne dopiero w jej końcowej fazie uformował się górnoreglowy zespół świerka w jego dzisiejszym rozumieniu. Jak wykazały analizy porównawcze 30 najliczniej reprezentowanych taksonów spotykanych we współczesnym opadzie w płatach boru świerkowego ze znajduwanymi w profilach, w Tatrach o istnieniu takiego zespołu możemy mówić nieco później bo dopiero od 5000-4500(4000) lat temu. W tym czasie, w rejonie Pilska, następowała już istotna zmiana w składzie i rozmieszczeniu głównych zbiorowisk leśnych. Zmniejszała się powierzchnia zajmowana przez bory świerkowe. Równocześnie szybko rozprzestrzenia się *Abies*.

Schyłek fazy największego w holocenie rozprzestrzenienia się borów świerkowych ma swój ślad w spągowej próbie „Suchego Stawku”, datowanej na 4070±80 BP. Jest prawdopodobne, że próba ta pochodzi jeszcze z okresu poprzedzającego powstanie zbiornika wodnego, w którym założyło się torfowisko. W kolejnych bowiem próbach udział świerka i szeregu taksonów wskaźnikowych dowodzi istnienia śródleśnej polany z zarastającym zbiornikiem wodnym. W tym czasie leszczyna (*Corylus*), wycofująca się już wówczas zdecydowanie z wyższych położen w Karpatach Zachodnich, w rejonie Babiej Góry utrzymała się jeszcze w niewielkich populacjach.

Od ok. 4800 BP w rejonie Pilska zaczyna się rozprzestrzeniać jodła. Forpoczątki tego drzewa pojawiły się w niskich pasmach Karpat Zewnętrznych znacznie przed datą 5000 BP, ale dopiero od tej daty możemy mówić o ich ekspansji w Karpatach. Ok. 4500 lat temu jodła zaczęła się rozprzestrzeniać w Tatrach, wypierając stopniowo świerka z niższych położen, lub też tworząc drzewostany wspólnie z nim. Ok. 3500 lat temu widoczna staje się ekspansja *Abies* w rejonie Babiej Góry. Podobną datę posiada początek szybkiej ekspansji jodły na Podhalu. Na obszarze pomiędzy Babią Górą a Pilskiem powierzchnia zajęta przez lasy jodłowe lub z udziałem tego

drzewa jest wówczas lokalnie bardzo duża. Maksymalny pionowy zasięg jodły generalnie w Karpatach Zachodnich przypada na okres 2500-2000 BP.

W Beskidzie Żywieckim dominacja drzewostanów jodłowych lub też lasów z udziałem tego gatunku była tak znaczna, że niewiele miejsca pozostało dla rozwijających się także wówczas lasów łąkowych z *Carpinus*, *Quercus* i *Tilia*. Widoczne jest to w szeregu profilach z niżej położonych stanowisk.

Buk (*Fagus sylvatica*) pojawił się w Beskidzie Żywieckim, w rejonie Pilska, ok. 1000-800 lat przed przybyciem jodły. Rozprzestrzenił się jednak słabo i nie odgrywał tak istotnej roli jak w dolnoreglowych lasach Tatr. Zapis w profilu Suchego Stawku nie ujawnia różnic w czasie przybycia obu gatunków drzew do podnóża Babiej Góry, natomiast rola, jaką odegrał tutaj buk jest wyraźnie różna od sytuacji zanotowanej w rejonie Pilska. Na stokach Babiej Góry *Fagus* zaczął się rozprzestrzeniać wprawdzie nieco później niż jodła, ale ok. 1500 lat temu rozpoczęła się faza, w której lasy regla dolnego zdominowane zostały przez buka. Faza ta trwała do momentu, gdy w rejonie Babiej Góry intensywnie zaczął gospodarować człowiek.

Nie posiadamy bezpośrednich informacji o czasie pojawienia się w Beskidzie Żywieckim kosodrzewiny (*Pinus mugo*). Jest także możliwe, że gatunek ten przetrwał ostatnie zlodowacenie w bliskim sąsiedztwie Karpat Zachodnich. Rekonstrukcja jego późnoglacialno-holocenijskiej historii napotyka na trudności ze względu na brak różnic morfologicznych między ziarnami pyłku kosodrzewiny (*Pinus mugo*) i sosny zwyczajnej (*Pinus sylvestris*), dlatego historia kosodrzewiny odtwarzana jest w znacznym stopniu w oparciu o różnice ekologiczne między *Pinus mugo* a *P. sylvestris*. O ile w Tatrach można mówić o formowaniu się piętra kosodrzewiny od początku holocenu, w rejonie Pilska, dla którego dysponujemy zapisem z ostatnich 7000 lat, możemy jedynie stwierdzić, że krzew ten był niewątpliwie obecny. Dopiero jednak ok. 2400 BP, gdy zaczęła obniżać się granica lasu, w wyższych partiach Pilska poszerzyła się strefa porośnięta przez *Pinus mugo*. Na Babiej Górze, w poziomie datowanym na ok. 2400 BP zmiany dotyczące drzewostanów zaznaczają się znacznie słabiej niż na Pilsku, a powiększanie się piętra kosodrzewiny staje się widoczne dopiero ok. 800-900 lat temu a zatem w okresie, gdy nasilają się wskaźniki obecności człowieka.

### Literatura

- Obidowicz A., 1996. A Late Glacial-Holocene history of the formation of vegetation belts in the Tatra Mts. *Acta Palaeobot.*, 36 (2): 159-206.
- Obidowicz A., 2003. The holocene development of forests in the Pilsko Mt. Area (Beskid Żywiecki Range, South Poland). *Folia Quaternaria*, 74: 7-15.
- Rybniček K. & Rybnickova E., 2002. Vegetation of the Upper Orava region (NW Slovakia) in the last 11 000 years. *Acta Palaeobot.*, 42 (2): 153-170.
- Trela J., 1929. Wahanie górnej granicy lasu na Babiej Górze w świetle analizy pyłkowej (summary: Veranderungen der oberen Waldgrenze im Gebiete der Babia Góra auf Grund pollenanalytischer Untersuchung). *Acta Soc. Bot. Pol.*, 6: 165-186.

# **UWAGI DOTYCZĄCE WYSTĘPOWANIA FORM GLACJALNYCH I NIWALNYCH NA BABIEJ GÓRZE**

**Adam Łajczak**

*Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk i Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec*

**E-mail: alajczak@poczta.onet.pl**

Na Warsztatach Geomorfologicznych autor zaprezentował referat opublikowany pod tym samym tytułem w Materiałach IV Zjazdu Geomorfologów Polskich, t. I – Referaty i Komunikaty, Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin, 1998, s. 349-356.