Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich
Zakład Geomorfologii Instytutu Geograficznego
Uniwersytetu Wrocławskiego

VI Zjazd Geomorfologów Polskich

Środowiska górskie – ewolucja rzeźby

Jelenia Góra, 11-14 września 2002

Przewodnik Wycieczkowy

Trzysta lat Uniwersytetu Wrocławskiego

Wrocław 2002

Geomorfologia Sudetów Zachodnich

Pod redakcją Piotra Migonia i Andrzeja Traczyka

Spis treści:

SŁOWO WSTĘPNE 3

A. Traczyk, Z. Engel
GLACJALNA I PERYGLACJALNA GEOMORFOLOGIA KARKONOSZY 4

K. Parzóch, M. Katrycz
WSPÓŁCZESNE PROCESY GEOMORFOLOGICZNE I ANTROPOPRESJA W GÓRSKIM ŚRODOWISKU KARKONOSZY 24

P. Migoń, A. Paczos, C. August
RZEŹBA GRANITOWA KOTLINY JELENIOGÓRSKIEJ 43

G. Synowiec, P. Migoń
RZEŹBA STRUKTURALNA SUDETÓW ŚRODKOWYCH 66

P. Migoń, Z. Jary, J. Kida
WYBRANE ZAGADNIENIA CZWARTORZĘDU POGÓRZA KACZAWSKIEGO 85

Uwaga: z przyczyn technicznych wersja ta różni się od przewodnika opublikowanego w Zeszycie Specjalnym „Przyrody Sudetów Zachodnich" (zmieniono niektóre ilustracje)

© Zakład Geomorfologii, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego'2002-09-03

Słowo wstępne

Oddajemy w Państwa ręce specjalny zeszyt „Przyrody Sudetów Zachodnich" – regionalnego rocznika przyrodniczego wydawanego przez Muzeum Przyrodnicze w Jeleniej Górze i Zachodniosudeckie Towarzystwo Przyrodnicze. W całości poświęcony jest on zagadnieniom przeszłości i teraźniejszości rzeźby terenu tej części Sudetów i został przygotowany z okazji VI Zjazdu Geomorfologów Polskich, odbywającego się w Jeleniej Górze w dniach 11-14 IX 2002. Zjazd ten, organizowany pod auspicjami Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich, jest wspólnie organizowany przez Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego i Muzeum Przyrodnicze w Jeleniej Górze, przy współpracy Państwowego Instytutu Geologicznego, Oddział Dolnośląski we Wrocławiu i Dyrekcji Karkonoskiego Parku Narodowego.

Integralną częścią Zjazdu jest pięć sesji terenowych, w trakcie których w terenie, przy odsłonięciach geologicznych i na punktach widokowych, dyskutowane są kluczowe problemy rozwoju geomorfologicznego Sudetów Zachodnich, a częściowo również Środkowych. Omawiana jest problematyka zlodowaceń górskich w Karkonoszach, rozwoju rzeźby w mroźnym środowisku peryglacjalnym plejstocenu, współczesnych zmian krajobrazu karkonoskiego w warunkach stale rosnącej antropopresji, pochodzenia granitowej rzeźby Kotliny Jeleniogórskiej, związków między podłożem skalnym a ukształtowaniem terenu w Sudetach Środkowych oraz czwartorzędowej przeszłości Pogórza Kaczawskiego.

Prezentowany zeszyt zawiera opisy poszczególnych sesji terenowych odbywanych podczas Zjazdu, został on jednak przygotowany w taki sposób, aby każdy Czytelnik mógł samodzielnie dotrzeć do omawianych miejsc i we własnym zakresie poznać niezwykle bogatą przeszłość rozwoju krajobrazu tej części Sudetów. Nie jest on więc jedynie okolicznościową publikacją konferencyjną, ale będzie – mam nadzieję – przez długi jeszcze czas służyć wszystkim przyrodnikom, zainteresowanym geologicznym dziedzictwem zachodnich Sudetów i towarzyszyć im w terenowych poszukiwaniach.

Na koniec w imieniu wszystkich autorów zeszytu chciałbym wyrazić wdzięczność wobec Wojewódzkiego Funduszu Ochrony Środowiska za umożliwienie wydania prezentowanej publikacji, a wydawnictwu „Plan" z Jeleniej Góry za zgodę na wykorzystanie materiałów kartograficznych, będących jego własnością.

Piotr Migoń

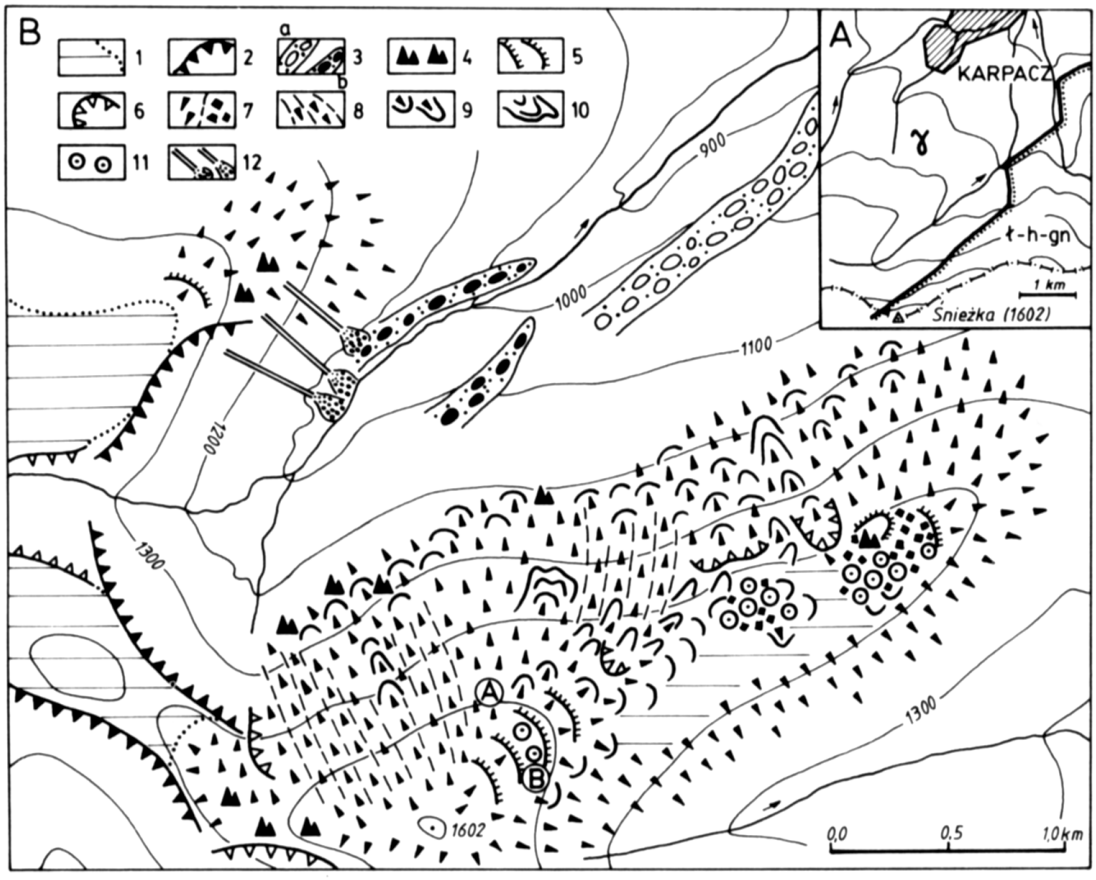
Andrzej Traczyk, Zbyněk Engel

GLACJALNA I PERYGLACJALNA GEOMORFOLOGIA KARKONOSZY

Przewodnik sesji terenowej A1, zorganizowanej w ramach VI Zjazdu Geomorfologów Polskich, Jelenia Góra Cieplice, 11-14 IX 2002.

Trasa: Kopa – Równia pod Śnieżką - DROGA JUBILEUSZOWA – CZARNY GRZBIET – ŚNIEŻKA – Równia pod Śnieżką – KOCIOŁ MAŁEGO STAWU (Samotnia) – Polana – Karpacz

Karkonosze pod względem morfologicznym należą do wyjątkowych obszarów górskich w skali całych Sudetów. Wyraża się to nie tylko występowaniem nie spotykanych prawie nigdzie indziej w Sudetach form glacjalnych (karów, nisz niwalnych i stref akumulacji morenowej), ale również w bogactwie i różnorodności form i osadów stokowych powstałych podczas zimnych – peryglacjalnych faz plejstocenu. Występują tu lodowce gruzowe, jęzory i loby soliflukcyjne, pokrywy blokowe i gruzowe, skałki i klify mrozowe, terasy krioplanacyjne, struktury sortowania i pęcznienia mrozowego. Większość z wymienionych form znajduje się na trasie sesji terenowej, przebiegającej przez najwyższe partie wschodnich Karkonoszy, gdzie obiekty te skupione są na niewielkim obszarze.



Ryc. 1. Formy peryglacjalne i glacjalne w rejonie Śnieżki (B). A - szkic geologiczny. Objaśnienia: γ-granit karkonoski, ł-h-gn-łupki łyszczykowe, hornfelsy i gnejsy osłony metamorficznej batolitu karkonoskiego. B – Objaśnienia: 1-zrównanie wierzchowinowe, 2-krawędzie karów lodowcowych, 3-wały morenowe lodowca Łomniczki (a – zlodowacenia starszego, b - młodszego), 4-skałki, 5-klify mrozowe, 6-krawędzie nisz niwalnych, 7-stoki z pokrywą gruzowo-głazową / pokrywa głazowa in situ, 8-pasy kamieniste, 9-terasy,jęzory i loby soliflukcyjne, 10-inicjalna forma lodowca gruzowego, 11-formy sortowania mrozowego – wieńce kamieniste, 12-rynny i stożki spływów gruzowo-błotnych (mury), 13-odsłonięcia opisane w tekście (ryc. 3).

Na odcinku Równia pod Śnieżką – Czarny Grzbiet – Śnieżka – Równia pod Snieżką trasa wycieczki przebiega przez brzeżną część batolitu karkonoskiego oraz strefę jego kontaktu z metamorficzną osłoną. Występują tu odporne na wietrzenie łupki metamorficzne i hornfelsy, z których zbudowana jest Śnieżka, wznosząca się ponad 200 m nad powierzchnię zrównania wierzchowinowego. Stanowi ona ostaniec denudacyjny wykształcony w obrębie tej strefy. Szczyt Śnieżki, podcięty z dwóch stron karami lodowcowymi, posiada strome stoki o nachyleniu powyżej 25°. Jedynie stoki opadające w kierunku Czarnego Grzbietu mają nachylenie poniżej 20°. Czarny Grzbiet, leżący znacznie niżej, jest stosunkowo wąski i wyrównany i opada łagodnie kilkoma stopniami w kierunku wschodnim (ryc. 1).

Stanowisko 1 – Droga Jubileuszowa (północny stok Śnieżki)
Problematyka: peryglacjalne pokrywy stokowe na stromych stokach

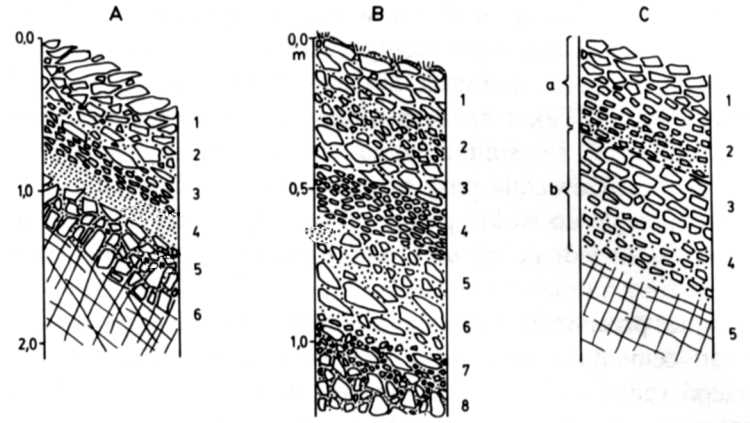
Charakterystycznym elementem rzeźby peryglacjalnej Śnieżki jest rozległa, zwarta pokrywa gruzowo-głazowa. Na północnych stokach Śnieżki i Czarnego Grzbietu pokrywa ta sięga w dół aż do wysokości 1200 m n.p.m. (ryc. 2). Zbudowana jest ona z ostrokrawędzistych bloków hornfelsów i łupków łyszczykowych oraz granitów. Metamorficzny materiał pokrywy przykrywa strefę kontaktu pomiędzy granitami a skałami osłony. Linia tego kontaktu przebiega skośnie po stoku i obniża się w kierunku w wschodnim od 1500 m n.p.m. w rejonie Śnieżki do ok. 1100 m n.p.m. na wysokości Czarnej Kopy (ryc. 1A). W stosunku do naturalnych wychodni materiał metamorficzny uległ przesunięciu o 200-300 m w dół stoku.

Ryc. 2. Ogólny widok północnych stoków Śnieżki. Na drugim planie widoczny Czarny Grzbiet i kulminacja Czarnej Kopy (1410 m n.p.m.)

Pokrywa gruzowo-głazowa Śnieżki i Czarnego Grzbietu jest znacznie zróżnicowana pod względem morfologicznym. Składa się ona z szeregu większych i mniejszych elementów morfologicznych, których charakter i wielkość zmienia się w zależności od nachylenia stoku. Na stromych prostolinijnym stoku Śnieżki występują równoległe pasy, wydłużone zgodnie z

nachyleniem i oddzielone wąskimi obniżeniami porośniętymi częściowo przez kosówkę. Pasy te ciągną się od wysokości ok. 1550 m n.p.m. do dolnej granicy blokowiska.

Cechy budowy wewnętrznej pokrywy gruzowo-blokowej rozwiniętej na stoku Śnieżki ukazują podcięcia powstałe w związku z budową Drogi Jubileuszowej (ryc. 3A). Jej górną część stanowi ostrokrawędzisty gruz i głazy tkwiące w materiale gruzowo-piaszczystym. Niżej zawartość grubego materiału wyraźnie maleje. Większe elementy skalne ułożone są w przewadze równolegle do stoku. Poziom ten zalega na warstwie dobrze wysortowanego, bardzo drobnego warstwowanego gruzu. Poniżej występuje gęsto upakowany gruz. Materiał skalny w spągu pokrywy nie wykazuje cech przemieszczenia stokowego, a jego ułożenie związane jest raczej z cechami teksturalnymi i spękaniem litego podłoża.



Ryc. 3. Profile pokryw stokowych (A, B – lokalizacja odsłonięć na ryc. 1B) oraz schemat (C) ukazujący wyjaśniający rozwój pokryw w wyniku nakładania płaszczy soliflukcyjnych (a, b). Objaśnienia: A: 1-gruz i głazy, 2-gruz z pojedynczymi głazami, 3-drobny gruz, 4-drobny warstwowany gruz i piasek, 5-silnie upakowany drobny gruz i głazy; 6-podłoże skalne, B: 1-gruby gruz i głazy, 2-drobny gruz z piaskiem, 3-gruz z pojedynczymi głazami, 4-drobny gęsto upakowany gruz z domieszką piasku i pyłu. 5-różnofrakcyjny gruz z piaskiem, 6-głazy z materiałem gruzowo-piaszczystym, 7-różnofrakcyjny gruz z piaskiem i pyłem, 8-średni i gruby gęsto upakowany gruz z materiałem piaszczysto-pylastym; C: 1-luźny gruz i głazy ułożone skośnie do powierzchni stokowej (pozycja wynurzająca), 2-średni i drobny luźny warstwowany gruz, 3-gruz z głazami ułożonymi równolegle do stoku, 4-drobny gruz z materiałem piaszczysto-pylasty, partiami warstwowany, 5-podłoże skalne.

W profilu omawianym przy Drodze Jubileuszowej na szczególną uwagę zwraca pionowe wysortowanie materiału oraz jego ułożenie. W stropie pokrywy większe elementy skalne wykazują położenie skośne w stosunku do stoku, typowe dla pokryw soliflukcyjnych. Materiał warstw leżących niżej jest natomiast przeważnie ułożony równolegle do stoku. Wielkość materiału wyraźnie maleje wraz z głębokością. W stropie pokrywy przeważają bloki i gruby gruz, niżej zaś gruz średni i drobny. W dolnej części pokrywy występuje również znaczna domieszka materiału piaszczystego i pylastego, którego nie ma w stropowych partiach pokrywy.

Opisane zróżnicowanie frakcjonalne i teskturalne materiału pokrywy jest przypuszczalnie wynikiem procesów sortowania mrozowego, które zachodziło jednak w warunkach powolnego ruchu gruzu scementowanego lodem gruntowym odbywającego się po spągu warstwy czynnej zmarzliny. Wyróżniona sekwencja osadów, związana ze sposobem przemieszczania się pokrywy, jest typowa dla stoków peryglacjalnych, na których procesy soliflukcji przeważają nad grawitacyjnym zsuwaniem się materiału. Mechanizm tego ruchu szczegółowo został opisany m.in. przez A. Jahna (1967) dla stoków gruzowych Spitsbergenu.

Przechodząc dalej w kierunku Czarnego Grzbietu w obrębie pokrywy blokowej widoczne są liczne sierpowate nabrzmienia i jęzory. Jedna z większych tego typu form zlokalizowana jest tuż poniżej załomu oddzielającego wschodnie stoki Śnieżki od łagodnie opadającej w kierunku wschodnim wierzchowiny Czarnego Grzbietu. Forma ta ma charakter jęzora o szerokości około 100-120 m i rozciąga się w strefie wysokościowej 1360-1300 m npm. Jej powierzchnia, nieregularna, urozmaicona drobniejszymi stopniami, jęzorami (ryc. 4) i obniżeniami, jest wypukła w stosunku do otoczenia.

Ryc. 4. Przykładowa forma jęzora gruzowego na stokach Czarnego Grzbietu. Na pierwszym planie porośnięta kosówką depresja stokowa.

W dalszej części Czarnego Grzbietu tuż poniżej załomu wypukłego ograniczającego od północy wierzchowinę obserwować można szereg stosunkowo płytkich obniżeń i nisz pooddzielanych pasami gruzowo-blokowymi. Formy te opisane zostały przez Badurę (1979) jako nisze niwalne. Poniżej nisz występują zazwyczaj duże nakładające się na siebie jęzory i loby gruzowe, tworzące spiętrzenia i stopnie zbudowane z luźno ułożonego gruzu. Maksymalnie osiągają one szerokość do 25-30 m, a ich czoła wznoszą się na wysokość 3-5 m. Schodzą one w dół aż do górnej granicy lasu. Gdzieniegdzie spod pokrywy stokowej wyłaniają się niewielkie (do 1,5-2 m) skałki granitowe, opływane przez gruz i bloki łupków łyszczykowych (ryc. 5).

Zróżnicowany mikrorelief pokrywy gruzowo-blokowej Czarnego Grzbietu wskazuje, że przemieszczała się ona po stoku soliflukcyjnie. Jedynie na stokach o nachyleniu powyżej 35°, gdzie przeważają pasy gruzowe, a poszczególne elementy skalne ułożone są równolegle do stoku, pokrywa nosi znamiona transportu grawitacyjnego. Dotyczy to jednak głównie jednorodnych i prostolinijnych stoków Śnieżki.

Soliflukcyjne przemieszczanie się pokrywy mogło odbywać się jedynie w warunkach cementacji materiału gruzowego lodem gruntowym. Wskaźnikowe są tu różnorodne mikroformy rzeźby pokryw oraz charakterystyczne ułożenie elementów skalnych w ich obrębie, przejawiające się m.in. wyraźnym wysortowaniem materiału skalnego. W obrębie lobów soliflukcyjnych i pasów gruzowych najgrubszy materiał występuje w partiach

brzeżnych. Sortowanie widoczne jest również w przekroju pionowym pokrywy. Gruby gruz i bloki spoczywają zazwyczaj na lepiej wysortowanym, drobniejszym i luźnym materiale gruzowym.

Pokrywy gruzowo-blokowe Czarnego Grzbietu składają się zatem z form jęzorów i lobów w dolnych i środkowych partiach stoku oraz pasów gruzowych na stokach o nachyleniu ponad 30°. Na stokach o nachyleniu do 28° występują płaskie stopnie i terasy soliflukcyjne o wysokości do 3-4 m, których kształt i rozmieszczenie jest częściowo warunkowane przebiegiem wychodni skalnych. Typowe przykłady takich stopni znajdujemy na wschodnim stoku Śnieżki. Formy te maskują w większości przypadków kopalne klify mrozowe. Na stokach o większym nachyleniu przeważają natomiast pasy kamieniste i wydłużone jęzory gruzowe o szerokości do 2-4 m. U podnóża stoków gruzowych występują duże formy o lobowym bądź sierpowatym kształcie, których czoła mają wysokość nawet do kilku metrów.

← Ryc. 5. Skałka stokowa (wychodnie granitów) wyłaniająca się spod pokrywy gruzowo-głazowej u odnóża Czarnego Grzbietu w dolinie Łomniczki.

Wykształcenie strukturalne stokowych pokryw gruzowo-blokowych wskazuje, że pod względem genetycznym są one zbliżone bardziej do wyróżnianych na Syberii kurumów, niż do typowych pokryw grawitacyjnych. Przejawiało się to tym, że pokrywy te płynęły samodzielnym ruchem stokowym, czego rezultatem jest powstanie wyróżnionych wyżej jęzorów i lobów soliflukcyjnych oraz inicjalnych form lodowców gruzowych (Traczyk 1996). Podobną sekwencję stokowych form peryglacjalnych wyróżniono również w Zachodnich Karkonoszach na stokach Łabskiego Szczytu (Leśniewicz 1996) oraz w otoczeniu Śnieżnych Kotłów (Chmal, Traczyk 1993).

Ustosunkowując się do roli czynników środowiskowych wpływających na wykształcenie pokryw Czarnego Grzbietu i Śnieżki należy stwierdzić, że ich zróżnicowanie, przejawiające się odmiennym mikroreliefem, związane jest w większym stopniu z wpływem morfologii stoku niż odmiennością procesów morfogenetycznych. Decydującą rolę w wykształceniu pokryw odegrały procesy pęcznienia i sortowania mrozowego oraz pełznięcia gruntu. Czynnik grawitacyjny miał natomiast przypuszczalnie wpływ na tempo przemieszczania się form soliflukcyjnych oraz pośrednio na sposób ułożenia większych elementów skalnych w pokrywie.

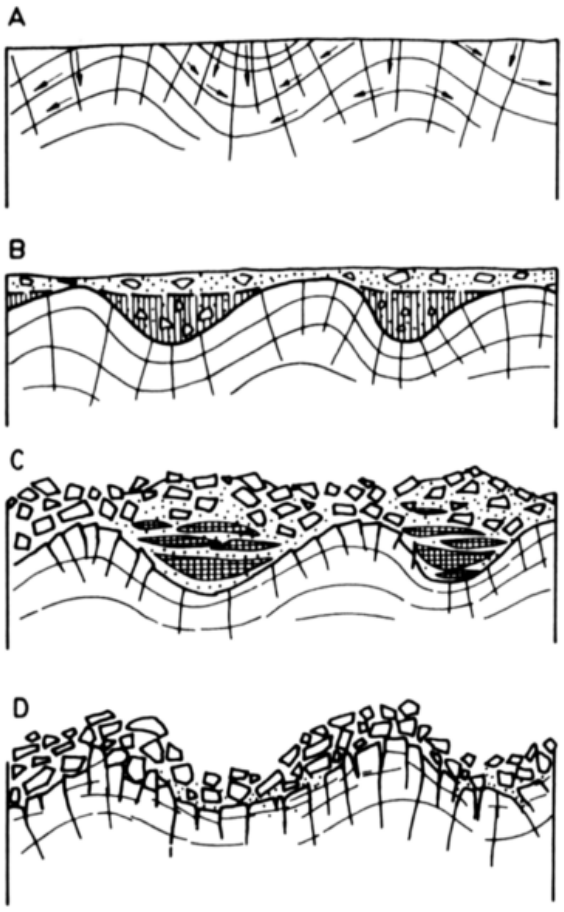
Współcześnie, gdy nie istnieją warunki klimatyczne dla długotrwałego przemarzania gruntu i rozwoju lodu cementacyjnego, pokrywa gruzowa Śnieżki i Czarnego Grzbietu jest stabilna pod względem grawitacyjnym. Jedynie w wyjątkowych sytuacjach (głównie w wyniku sztucznego naruszenia stabilności pokrywy, np. przez podcięcie drogowe) dochodzi na stokach Śnieżki do powstania niewielkich osypisk i spływów gruzowych. Nie są to jednak formy tak duże, jak spływy gruzowo-błotne (mury) obserwowane na południowo-wschodnim

stoku Kopy z heterogeniczną pokrywą zwietrzelinową zawierającą nawet w stropowej partii dużą domieszkę materiału piaszczystego i pylastego.

Stanowisko 2 – Czarny Grzbiet
Problematyka: struktury sortowania, formy wietrzenia mrozowego

Wierzchowina Czarnego Grzbietu jest miejscem gdzie występują najlepiej zachowane w polskiej części Karkonoszy formy sortowania mrozowego – grunty strukturalne. Niestety część z nich jest współcześnie niszczona przez pseudo-turystów, którzy układają w pobliżu ścieżki turystycznej kopczyki z materiału skalnego zalegającego na Czarnym Grzbiecie. W celu ochrony tych unikatowych form planuje się odgrodzenie ścieżki od wierzchowiny Grzbietu.

Na płaskich powierzchniach Czarnego Grzbietu widoczne są pola wieńców gruzowych i głazowych. Wieńce te mają zazwyczaj owalne kształty, a ich maksymalne średnice dochodzą do 0,8-1,2 m. Wewnątrz tych form występują wyspy materiału gruzowo-gliniastego, najczęściej porośnięte przez roślinność trawiastą. Materiał skalny w obrębie wieńców jest zazwyczaj wyraźnie wysortowany. Przejawia się to wyraźnym wzrostem średnicy materiału w kierunku od środka formy na zewnątrz. W przykrawędziowej strefie Czarnego Grzbietu formy te przechodzą w niewielkie teraski i loby soliflukcyjne, natomiast niżej na stoku łączą się ze sobą i tworzą wydłużone jęzory i pasy gruzowe.



Ryc. 6. Schemat rozwoju form obniżeń wytopiskowych na wierzchowinie Czarnego Grzbietu (objaśnienia w tekście).

Na wypukłych częściach grzbietu, zwłaszcza w jego wschodniej części, występują rozległe powierzchnie rozwalisk gruzowo-blokowych, powstałych w wyniku wietrzenia mrozowego wychodni skalnych i niewielkich skałek. W morfologii tej pokrywy czytelne są również formy dużych wieńców głazowych, a także owalne zagłębienia o głębokości do 0,6 m.

Zagłębienia te powstały prawdopodobnie w wyniku wytapiania lodu gruntowego. Tekstura skały (foliacja) sprzyjała bowiem nierównomiernemu zwietrzeniu podłoża (ryc. 6). W strefach, w których powierzchnie oddzielności w łupkach wygięte były w dół, istniały korzystne warunki dla gromadzenia się w szczelinach wód opadowych, która zamarzając przyczyniała się do większego rozluźnienia i spękania skały. W rezultacie strop litego podłoża był nierówny. Występowały w niej strefy silniejszego spękania i większej miąższości zwietrzeliny na przemian ze strefami, w których grubość płaszcza zwietrzelinowego była niewielka. W strefach "obniżeń" gromadziło się więcej wód gruntowych, co sprzyjało w okresach zimnych rozwojowi soczew lodu gruntowego oraz procesom sortowania mrozowego.

W wyniku rozrastania się struktur lodowych materiał zwietrzelinowy mógł być przemieszczany w górę oraz na boki. Po wytopieniu lodu gruntowego w miejscach gdzie istniały soczewy lodu gruntowego powstały widoczne do dzisiaj owalne obniżenia wypełnione luźnym, chaotycznie ułożonym gruzem.

We wschodniej części Czarnego Grzbietu, w obrębie lokalnej wyniosłości, widoczne są wychodnie skalne w formie guzów skalnych i niewysokich skałek. Gruz występujący wokół skałek jest zazwyczaj posortowany. Wokół największych elementów skalnych widoczne są duże struktury koliste i owalne. Koncentryczne ułożenie poszczególnych elementów w obrębie tych struktur jest prawdopodobnie wynikiem powstawania w trakcie zamarzania masy gruzowo-blokowej lokalnych stref o zwiększonych naciskach bocznych i wertykalnych wokół większych bloków. Materiał o mniejszej średnicy ulegał więc intensywniejszemu wymarzaniu, niż duże masywne bloki słabo poddające się działaniu tych sił. Istotne jest również i to, że na płaskich powierzchniach w obrębie grzbietu procesy spłukiwania były nieznaczne. Dzięki temu nawet i dzisiaj głębsze partie pokrywy zwietrzelinowej w tej strefie zawierają stosunkowo dużo materiału pylastego, przez co mają charakter gruntów wysadzinowych.

Duża zawartość materiału w tej frakcji była czynnikiem decydującym o rozwoju gleb strukturalnych, jak to wykazał A. Jahn (1963). Obecność pyłu w materiale zwietrzelinowym sprzyjała bowiem rozwojowi intensywnych procesów pęcznienia mrozowego niezbędnych dla rozwoju gleb. W związku z powyższym formy sortowania mrozowego w Karkonoszach częściej obserwowane są na zwietrzelinach skał metamorficznych, niż w gruboziarnistych zwietrzelinach granitowych.

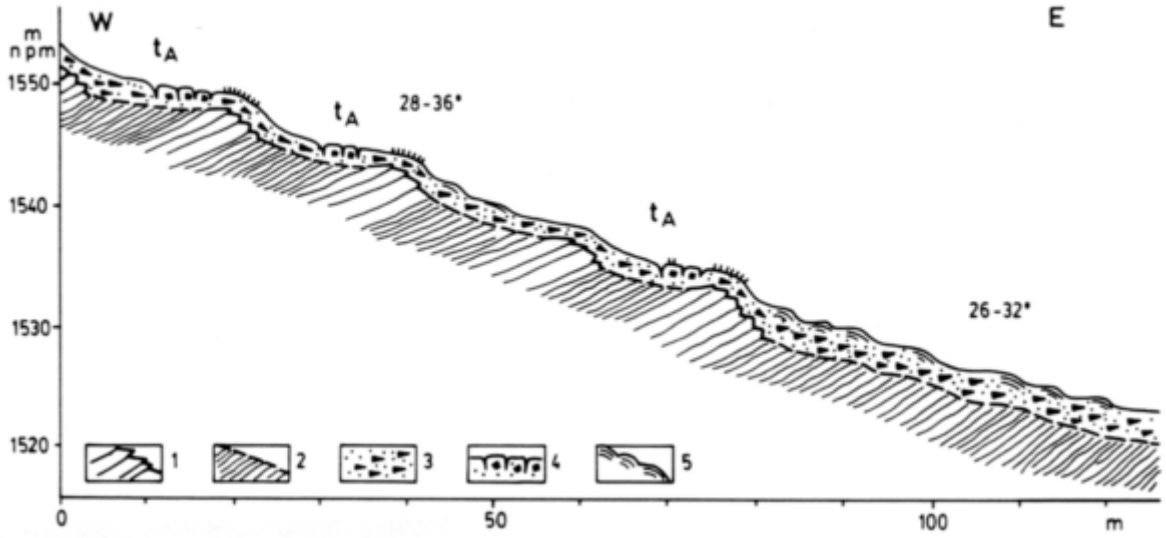
Oprócz czynnika petrograficznego pewną rolę odgrywały również warunki geoekologiczne, w tym charakter i długotrwałość pokrywy śnieżnej. Płaskie powierzchnie wierzchowinowe nie sprzyjały akumulacji miąższej pokrywy śnieżnej w związku z rozwojem intensywnych procesów deflacji śniegu. Dzięki temu nie osłonięta w tych strefach powierzchnia gruntu poddawana była silnemu przemarzaniu, co było warunkiem niezbędnym dla rozwoju gleb i struktur poligonalnych. Wniosek powyższy potwierdzają również obserwacje rozwoju współczesnych mikroform sortowania mrozowego w Karkonoszach (Pelišek 1974, Traczyk 1992).

Stanowisko 3 – Wschodnie stoki Śnieżki
Problematyka: pokrywy i formy soliflukcyjne

Na wschodnim stoku Śnieżki obserwujemy inny typ mikroreliefu peryglacjalnego. Pokrywa stokowa składa się tu z licznych płaskich lobów o szerokości do 5-10 m. Czoła tych lobów osiągają maksymalnie 1,5-2 m wysokości (ryc. 7). Również i tutaj materiał skalny w obrębie stref czołowych form ułożony jest luźno, zazwyczaj skośnie, i „wynurzająco" w stosunku do nachylenia stoku. Na ich zapleczach występują zazwyczaj płaty darni. Opisywane elementy pokrywy ułożone są jedne nad drugimi, przez co na stoku obserwujemy szereg nieregularnych stopni i spłaszczeń. Wyżej na stoku Śnieżki występują płaskie stopnie i terasy. Mają one postać słabo nachylonych półek o szerokości dochodzącej do 20-30 m i długości do 100-150 m. Poszczególne terasy oddzielone są stopniami o wysokości dochodzącej do 2-4 m. Na powierzchni teras występuje zazwyczaj materiał gruzowy, formujący drugorzędne teraski soliflukcyjne i wieńce kamieniste. Regularny układ stopni oddzielających poszczególne terasy wskazuje, że mają one związek z przebiegiem wychodni skalnych. W strefach stopni, wzdłuż podcięcia ścieżki turystycznej, podłoże skalne odsłania się bezpośrednio na powierzchni. Natomiast tam, gdzie podcięcie nacinało płaską powierzchnię terasy podłoże skalne nie jest widoczne.

Odsłonięcia widoczne wzdłuż ścieżki turystycznej ukazują budowę wewnętrzną tych teras (ryc. 3B). W jednym z takich odsłonięć widoczne są trzy poziomy gruzowo-blokowe

przedzielone warstwami materiału drobniejszego formujące dwa kompleksy osadów stokowych. W każdym z wyróżnionych poziomów w stropie występuje gruby gruz i bloki, niżej zaś drobny gruz z materiałem piaszczysto-pylastym lub warstwowany drobny gruz. Większe elementy skalne ustawione są równolegle do stoku. Najgrubszy materiał występuje w spągu pokrywy. Głazy w tej części profilu mają także wyraźnie zaokrąglone krawędzie, a na powierzchni i w przełamie poszczególnych elementów widoczne były brunatno-czerwone przebarwienia wietrzeniowe. Elementy skalne w środkowej i stropowej części opisywanej pokrywy są natomiast ostrokrawędziste i nie wykazywał cech tak silnego obwietrzenia.



Ryc. 7. Profil morfologiczny fragmentu wschodniego stoku Śnieżki. Objaśnienia: 1-kopalne klify mrozowe, 2-podłoże skalne, 3-pokrywa gruzowo-głazowa, 4-formy sortowania mrozowego na powierzchni teras krioplanacyjnych (t_A), 5-loby soliflukcyjne.

Ostrokrawędzistość i stopień obwietrzenia materiału skalnego w analizowanym odsłonięciu wskazuje, że pokrywa ta powstała w jednym cyklu peryglacjalnym. Materiał o znacznym stopniu obwietrzenia, występujący w spągu pokrywy, pochodzi zapewne z wcześniejszej, cieplejszej/wilgotniejszej, fazy rozwoju procesów stokowych

Wyraźna stratyfikacja osadów jest przypuszczalnie skutkiem nałożenia się na siebie co najmniej dwóch stosunkowo płaskich lobów soliflukcyjnych, przemieszczających się po powierzchni terasy krioplanacyjnej, co przedstawiono schematycznie na ryc. 3C.

Na podobny mechanizm powstawania stratyfikacji pokryw peryglacjalnych wskazują m.in. L.A. Zhigarev i T.N. Kaplina (1960) i B. Francou (1984). Wg Francou (1984) warstwowanie osadów stokowych generowane jest przez pokrywy (płaszcze) soliflukcyjne. Sortowanie widoczne w obrębie takich pokryw rozwija się w wyniku działania pęcznienia mrozowego. W następnym etapie w wyniku przepłukania górnych części pokrywy odprowadzony zostaje materiał drobnofrakcyjny. W rezultacie warstwy stropowe pokryw mają strukturę typu "open work" (luźno ułożony gruz, przestrzenie pomiędzy elementami skalnymi puste). Kolejny płaszcz soliflukcyjny nasuwający się na starszą formę, powoduje zakonserwowanie cech teksturalnych jej stropowej części, przez co w profilu obserwujemy na przemian warstwy gruzu luźnego oraz warstwy gruzu z drobnofrakcyjnym wypełnieniem. Jak do tej pory nie ma jednak zgodności, jakie czynniki mogły powodować tak silne zróżnicowanie procesów stokowych (pełznięcie/spłukiwanie), jak też co do ich związku z sezonową zmiennością warunków hydrologicznych i reologicznych w warstwie czynnej zmarzliny.

Na stanowisku zlokalizowanym na północnych zboczach Śnieżki (A na ryc. 1), ze względu znaczne nachylenie stoku przekraczające 30° widoczna jest pokrywa złożona tylko z jednego płaszcza soliflukcyjnego. Na stoku tym w transporcie materiału większą rolę odgrywał czynnik grawitacyjny. Jednak nawet i tam, w wyniku pełznięcia pokrywy, materiał pokrywy wykazuje typową dla warunków peryglacjalnych segregację mrozową. Nachylenie stoku było jednak zbyt duże, aby mogło dochodzić do powstania lobów i teras gruzowych. Ruch ten odbywał się strumieniowo, o czym świadczy występowanie pasów gruzowych oddzielonych wyraźnymi bruzdami. Powyższe cechy wykształcenia pozwalają zaklasyfikować blokowisko położone na północnym stoku Śnieżki do pokryw peryglacjalnych typu scree-slope.

Stanowisko 4 – Śnieżka
Problematyka: peryglacjalne środowisko Karkonoszy – podsumowanie

Panorama roztaczająca się z wierzchołka Śnieżki pozwala na obserwację form peryglacjalnych występujących na stokach Lučni i Studnični hory – najwyższych kulminacji leżących po południowej stronie Równi pod Śnieżką – Bílej Louki. Jest to również miejsce z którego doskonale widoczne są formy karów lodowcowych wrzynających się w brzeżne partie rozległej falistej wierzchowiny Wschodnich Karkonoszy (ryc. 8).

Ryc. 8. Widok ze stoków Śnieżki na wierzchowinę Wschodnich Karkonoszy. Na jej krawędziach widoczne są krawędzie karów lodowcowych: Upy i Łomniczki na pierwszym planie oraz Wielkiego i Małego Stawu na drugim planie.

Procesy degradacji peryglacjalnej zachodzące w obrębie ostańców denudacyjnych urozmaicający rzeźbę wierzchowiny karkonoskiej warunkowane były w znaczny stopniu litologią podłoża, a zwłaszcza jego spękaniem. W rezultacie powstały tu formy teras krioplanacyjnych, których najlepsze przykłady znajdujemy w obrębie metamorficznych stoków Lučni i Studniční hory (ryc. 9). Mają one formę płaskich półek o szerokości dochodzącej do 20-30 m i długości do 100-150 m. Poszczególne terasy oddzielone są stopniami o wysokości dochodzącej do 2-4 m. Na powierzchni teras występuje zazwyczaj materiał gruzowy, formujący teraski soliflukcyjne i wieńce kamieniste (ryc. 10).

Ryc. 9. Terasy krioplanacyjne na stokach Luči hory.

Ryc. 10. Formy sortowania mrozowego (wieńce kamieniste) na wierzchowinie Luči hory. Na horyzoncie widoczny masyw Wielkiego Szyszaka (postument), kar w zamknięciu doliny Łaby oraz Kotel.

Piętrowość ułożenia tych form związana jest zazwyczaj z faktem, że płaskie odcinki teras nawiązują do przebiegu subhoryzontalnych spękań obserwowanych w podłożu. U

podnóża stoków z terasami krioplanacyjnymi występuje zazwyczaj strefa akumulacji materiału skalnego, który tworzy nieregularne skupiska i nagromadzenia formujące w dalszej części terasy jęzory i stopnie gruzowo-głazowe (ryc. 11).

Ryc. 11. Przykład akumulacji materiału gruzowego (stopień soliflukcyjny) na północnych stokach Luči hory. Na drugim planie Studnični hora i Śnieżka.

Procesy wietrzenia przyczyniły się również do częściowego zniszczenia skałek. Wokół licznych tego typu form spotykane są nagromadzenia bloków tworzące rozwaliska peryglacjalne, które powstały w wyniku ich wietrzenia mrozowego i rozpadu.

Przebieg ostatniego zlodowacenia górskiego (Traczyk 1989, Chmal, Traczyk, 1999) wskazuje, że w Karkonoszach w schyłkowej części ostatniego glacjału panował klimat bardzo zimny i stosunkowo suchy. Jahn (1977) określił średnioroczne temperatury w tym okresie na około -5°C. Na podstawie analizy kopalnych struktur peryglacjalnych stwierdził on, że warstwa czynna zmarzliny cechowała się w tej fazie ostatniego zlodowacenia znaczną dynamiką. Czynnik ten niewątpliwie miał bezpośredni wpływ na przebieg i intensywność procesów mrozowych (znaczna głębokość rozmarzania gruntu, duża ilość wód roztopowych w pokrywach).

Rozwojowi procesów wietrzenia mrozowego w schyłkowym okresie ostatniego glacjału sprzyjał także brak miąższej pokrywy śnieżnej na stromych stokach i powierzchniach wierzchowinowych. Istotnym czynnikiem ograniczającym akumulację śniegu w tych miejscach były procesy deflacyjne, których charakter warunkowany był przez lokalne wiatry dolinne (Jenik 1961). Zjawisko to w połączeniu z ogólną morfologią, a nie wysokość bezwzględna, zadecydował o strefowym rozmieszczeniu zjawisk peryglacjalnym w Karkonoszach. Płaskie wierzchowiny były domeną działania procesów wietrzenia, pęcznienia i sortowania mrozowego. Natomiast na stokach w związku z dużą akumulacją śniegu przeważały procesy niwacji i soliflukcji.

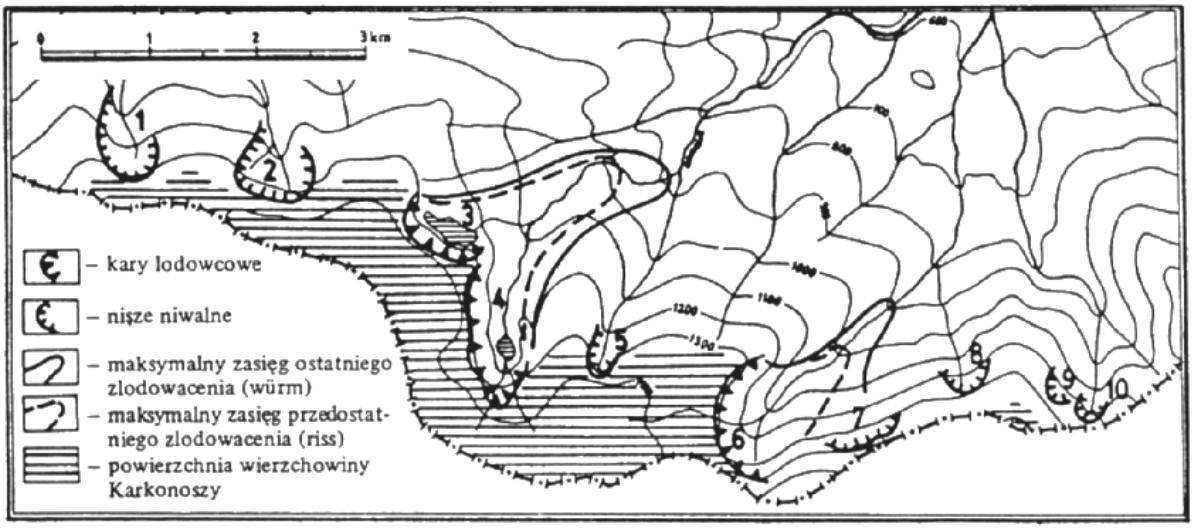
Odmienność wykształcenia form peryglacjalnych w Karkonoszach należy zatem wiązać w pierwszym rzędzie z czynnikami morfologicznymi oraz lokalnymi warunkami

klimatycznymi. Są one odpowiedzialne za przebieg procesów wietrzenia mrozowego i denudacji i strefowe zróżnicowanie form peryglacjalnych Karkonoszy. Drugorzędne znaczenie odgrywał natomiast czynnik geologiczny. Charakter zwietrzelin powstających na skałach metamorficznych i granitach decydował o ich podatności na pęcznienie mrozowe, a w rezultacie również na kształt, wielkość i zróżnicowanie drugorzędnych cech morfologicznych form peryglacjalnych.

Stanowisko 5 – Zachodnie stoki Śnieżki i Przełęcz pod Śnieżką
Problematyka: zlodowacenie Karkonoszy, cyrki lodowcowe, chronologia deglacjacji w Obři dolu

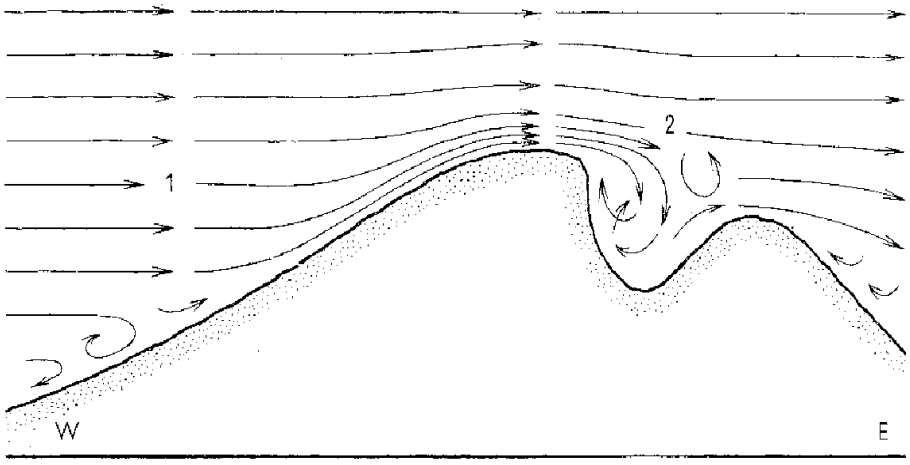
Ryc. 12. Widok na północną krawędź karu lodowcowego Upskiej jamy. Na uwagę zwraca obecność licznych płatów śnieżnych (pierwsza dekada czerwca 1999 r.) – pozostałości po zimowych nawisach śnieżnych.

Przy zejściu z wierzchołka Śnieżki rozpościera się panorama na górne partie karu polodowcowego Upskiej jamy (ryc. 12). Jest to jedna z największych form erozji glacjalnej we Wschodnich Karkonoszach. Kar ten składa się z kilku mniejszych form nisz rozwiniętych na stokach Studnični hory, wschodniej krawędzi Bilej louki i stokach Śnieżki. Jego całkowita głębokość (do Obřiho dolu) osiąga ponad 400 m. Dno karu jest nieprzegłębione, jednak występują w nim 2-3 stopnie morfologiczne o wysokości od 50 do ponad 100 m., wskazujące na wieloetapowość rozwoju tej formy. Podobne cechy morfologiczne i wielkość ma kar lodowcowy wykształcony w górnej partii doliny Łomniczki, którędy wiedzie trasa sesji terenowej A2. Większość karów polodowcowych położonych po północnej stronie wierzchowiny Karkonoszy jest jednak znacznie mniejszych (ryc. 13). Niektóre z nich są natomiast przegłębione, a na ich dnie występują jeziora polodowcowe. Oprócz typowych form karowych w obrębie górnych partii stoków karkonoskich występują także liczne formy nisz niwalnych (ryc. 13). Dyskusja nad zagadnieniami morfologii glacjalnej prezentowanymi na kolejnych stanowiskach poprzedzona zostanie ogólnymi uwagami dotyczącymi plejstoceńskiego zlodowacenia Karkonoszy.

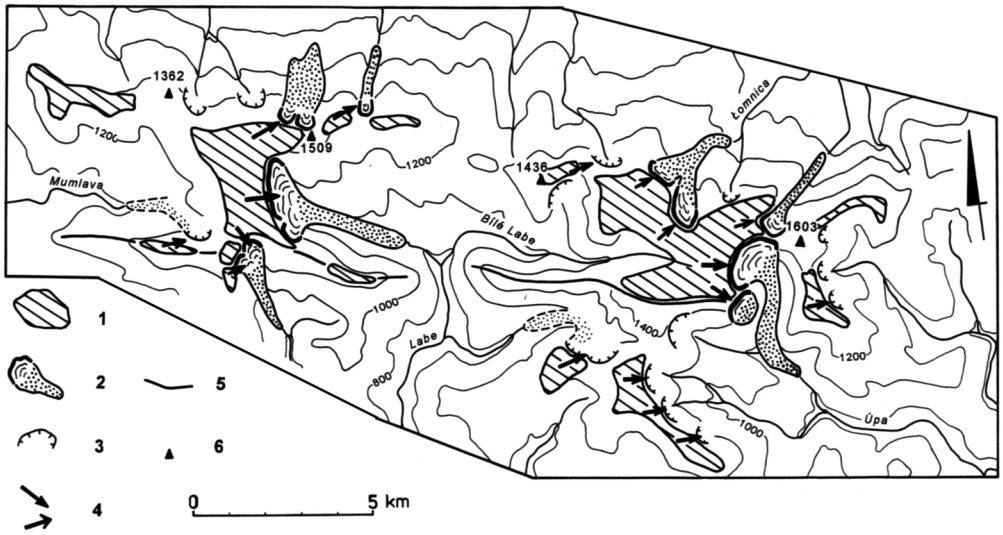


Ryc. 13. Rozmieszczenie form glacjalnych i niwalnych na północnym skłonie Wschodnich Karkonoszy

Zlodowacenie Karkonoszy. Widoczne ze stoków Śnieżki zróżnicowanie morfometryczne karów lodowcowych położonych obu stronach Równi pod Śnieżką jest rezultatem oddziaływania różnorodnych czynników środowiskowych, które przyczyniły się powstania lokalnego zlodowacenia górskiego. Rozwój górskiego zlodowacenia Karkonoszy był, podobnie jak i w innych masywach średniogórza europejskiego, warunkowany ochłodzeniem klimatu w okresie plejstocenu i obniżeniem linii śnieżnej do wysokości 1100-1200 m n.p.m. Głównym czynnikiem warunkującym powstanie lodowców karkonoskich były jednak lokalne warunki klimatyczne i geomorfologiczne masywu. Spośród elementów klimatycznych największe znaczenie dla akumulacji śniegu i firnu, oprócz warunków termicznych i opadowych, odgrywał jednak czynnik anemograficzny. Przy przeważających zachodnich kierunkach wiatrów dochodziło na wierzchowinach i grzbietach karkonoskich do przewiewania śniegu i jego akumulacji w depresjach terenowych położonych po wschodniej stronie przeszkód orograficznych (ryc. 14). Na znaczenie roli wiatru w rozwoju zlodowacenia Karkonoszy wskazywał już Partsch (1882). Szczegółowe wyjaśnienie roli tego czynnika przedstawił Jenik (1961), który sformułował hipotezę systemów anemo-orograficznych w Karkonoszach. Dzięki niej można było rozwiązać problem asymetrii zlodowacenia stoków północnych i południowych. Korzystniejsze warunki do akumulacji śniegu rekompensowały solarną ekspozycję lodowców rozwijających się po południowej stronie gór. Jęzory lodowce położone na północnych stokach Karkonoszy były znacznie krótsze, co spowodowane było mniej korzystną, z punktu widzenia akumulacji śniegu, ekspozycją inicjalnych depresji stokowych i górnych partii dolin.



Ryc. 14. Schemat ukazujący zjawisko przewiewania śniegu w wierzchowinowych partiach Karkonoszy w systemach anemoorograficznych (Jenik 1961).



Ryc. 15. Źródła zasilania lodowców karkonoskich (wg. Migonia 1999). Objaśnienia: 1-powierzchnie wierzchowinowe, 2-cyrki glacjalne i jęzory lodowcowe, 3-cyrki lodowców stokowych i wielkie nisze niwalne, 4-dominujące kierunki wiatrów i przypuszczalne drogi migracji – deflacji śniegu, 5-grzbiet hornfelsowy, 6-izolowane wzniesienia.

Oprócz klimatu niezaprzeczalną rolę w rozwoju zlodowacenia odgrywały również czynniki orograficzne (znaczna wysokość bezwzględna masywu) i morfologiczne. Spośród czynników morfologicznych najważniejsze było występowanie depresji rozwiniętych w górnych partiach dolin rzecznych i stoków oraz rozległych zrównań wierzchowinowych (ryc. 15), które występowały powyżej linii śnieżnej. Areał zrównań, zwłaszcza tych położonych na wysokościach 1300-1400 m n.p.m., decydował o wielkości akumulacji śniegu i firnu po zawietrznej stronie wierzchowin karkonoskich. na zawietrznych. W rejonach gdzie wierzchowiny te były dostatecznie rozległe i zwarte (Partsch 1894, Migoń 1999) na ich zawietrznych krawędziach rozwijały się lodowce.

W Karkonoszach występują dwie takie rozległe strefy deflacyjne. W zachodniej części masywu jest to Pančavska i Labska louka, a we wschodniej Bíla louka i Równia pod Śnieżką. Pierwsza z nich była strefą odżywiającą Śnieżne Kotły, Czarny Kocioł Jagniątkowski, Kotelní jámy oraz Labský důl. Ze wschodniej strefy śnieg był transportowany do doliny Łomnicy, Łomniczki oraz Úpy.

Tab.1 Ilość i maksymalna długość lodowców na północnych i południowych skłonie Karkonoszy (wg Šebesta, Treml 1976, Traczyk 1989)

Stok	Liczba lodowców	Długość lodowców w km	Wysokość linii śnieżnej w m n.p.m.
Północny	6	3 – 3,5	1170-1250
Południowy	10	4,5 – 5,0	1050-1150

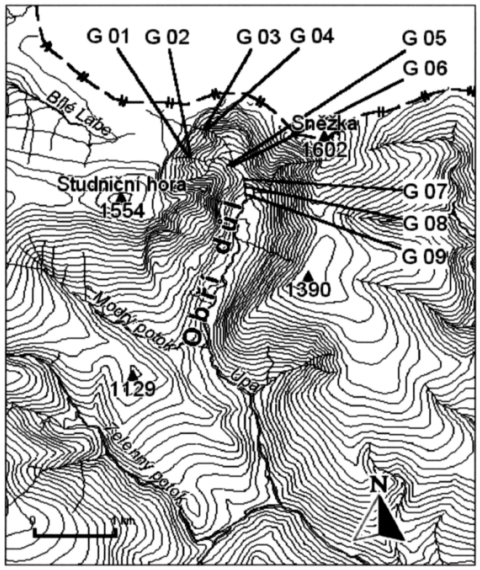
Wykształcenie systemu dolin rzecznych miało także pośredni wpływ na odmienne rozmiary zlodowacenia południowego i północnego skłonu Karkonoszy. Nieliczne, krótkie i słabo wcięte doliny na północnych stokach stwarzały mniej korzystne warunki dla powstania lodowców (Kunský 1948). W rezultacie rozwinęło się tu lodowce karowo-dolinne oraz stokowe. Dla odmiany na południowym skłonie Karkonoszy lepiej rozwinięty system, przeważnie subsekwentnych, dolin rzecznych stwarzał korzystniejsze warunki dla powstania lodowców karowych i dolinnych.

Wymienione powyżej czynniki wpływały na lokalne zróżnicowanie położenia linii śnieżnej. Przebieg linii śnieżnej modyfikowany był przez ekspozycję stoku, lub też dolin (bardziej korzystne ekspozycje na NE–E) oraz orientację depresji stokowych i górnych zamknięć dolin w stosunku do wierzchowinowych powierzchni deflacyjnych. W efekcie działania tych czynników po południowej stronie gór przebiegała ona w okresie ostatniego zlodowacenia na wysokości 1050-1150 m n.p.m. Na tej postawie można przypuszczać, że podczas starszego zlodowacenia jej wysokość wynosiła 970-1060 m n.p.m. (Sekyra 1968, Šebesta, Treml 1976). Na północnych stokach Karkonoszy linia ta przebiegała w przybliżeniu o 100 m wyżej (tab. 1). Można zatem stwierdzić, że omówione czynniki klimatyczno-morfologiczne doprowadziły do lokalnego obniżenia – depresji linii śnieżnej po południowej stronie gór, co nie pozostawało bez wpływu na rozmiary zlodowacenia w tej części Karkonoszy.

Chronostratygrafia zlodowacenia górskiego Karkonoszy. Największym problemem związanym z badaniami nad problematyką glacjalną Karkonoszy jest zagadnienie ilości zlodowaceń i ich wieku. Od początku tych badań istniały na ten temat dwie przeciwstawne teorie. Pierwsza z nich wskazywała na dwukrotność zlodowacenia, przy czym starsze z nich miało mieć większy zasięg. Druga wiąże zachowane formy erozji i akumulacji glacjalnej z pojedynczym epizodem glacjalnym, który miał miejsce podczas zlodowacenia Wisły.

Obecność tych dwóch teorii związana była z faktem, iż wszelkie przesłanki dotyczące stratygrafii zlodowacenia Karkonoszy oparte były dotychczas wyłącznie na obserwacjach zachowanych form morenowych. Warto w tym miejscu podkreślić, że ze względu na stan zachowania tych form zlodowacenie niektórych dolin, zwłaszcza po południowej stronie gór, pozostawało problematyczne. Dotyczy to np. doliny Białej Łaby, gdzie przypuszczalnie nie było lodowca dolinnego o długości około 7 km. Innym przykładem jest dolina Łomniczki gdzie przez długi okres podważano możliwość jej zlodowacenia.

Istotny postęp w rozwiązaniu problemu przyniosły badania prowadzone w latach 80. i 90. XX w. W okresie tym wykonano pierwsze datowania wieku bezwzględnego moren karkonoskich metodą TL (Chmal, Traczyk 1999) oraz podjęto próbę określenia wieku moren przy wykorzystaniu metody wietrzeniowej (Traczyk 1989).

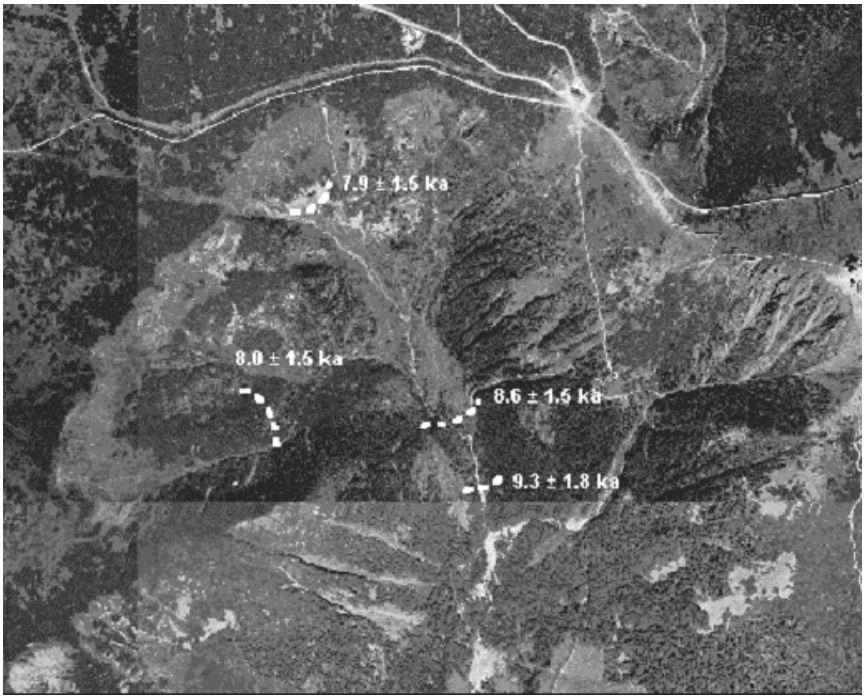


Ryc. 16. Lokalizacja stanowisk datowań ^{10}Be w rejonie Upskiej jamy.

Do najnowszych osiągnięć w tej dziedzinie zaliczyć należy próbę datowania form egzaracyjnych metodą ^{10}Be (Mercier, Kalvoda, Bourlès., Braucher i Engel, w druku). Opis jej zastosowania w odniesieniu do form glacjalnych przedstawili Mercier, Kalvoda i Bourlès (w druku). Jej podstawą jest pomiar zawartości kosmogenicznego izotopu berylu w minerałach krzemianowych, w których ulega on akumulacji od momentu odsłonięcia powierzchni skalnej i poddaniu jej działaniu promieniowania słonecznego. Na tej podstawie może być określony czas ekspozycji takiej powierzchni skalnej.

Datowania przy wykorzystaniu metody berylowej wykonano na 21 stanowiskach położonych w Upskiej jamie i Obřim dole oraz w dolinie Łaby (Engel, Klavoda, w druku). W tym przewodniku zostaną zaprezentowane wyniki datowań przeprowadzonych w rejonie Śnieżki (ryc. 16). W rejonie tym wykonano 9 datowań. Obejmowały one oznaczenia wieku wychodni skalnych w obrębie ściany karowej, wygładów lodowcowych (G07) jak i pojedynczych bloków skalnych zalegających na zboczu karu (G04).

W efekcie tych prac można było określić moment odsłonięcia spod lodu lodowcowego progu morfologicznego oddzielającego Obři dul od Úpskiej jámy, którego podstawa leży na wysokości 990 m n.p.m. Można przypuszczać, że ten etap deglacjacji lodowca Upy miał miejsce przed 9.3 ± 1.8 (^{10}Be) ka (ryc. 17). Kolejna faza wytapiania centralnej części karu przebiegała od 8.0 ± 1.5 (^{10}Be) ka aż do 7.3 ± 1.3 (^{10}Be) ka. Datowania berylowe wskazują również, że jeszcze ok. 7.3 ± 1.3 (^{10}Be) ka w najwyższych partiach karu Upskiej jamy przetrwał firn i lód lodowcowych (?). W miejscach najbardziej predysponowanych resztki firny i lodu mogły przetrwać aż do ok. 3-4 tys. lat BP.

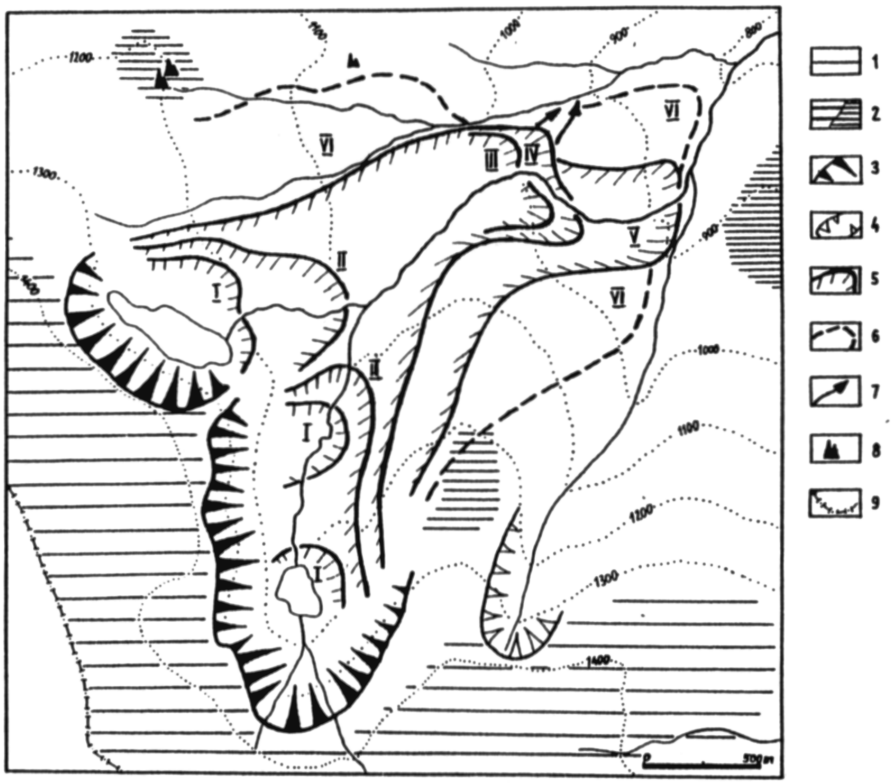


Ryc. 17. Zdjęcie lotnicze (składanka) Upskiej jamy i Obřiho dolu z znaczonymi (białe linie przerywane) fazami deglacjacji lodowca Upy wyznaczonymi na podstawie datowań ^{10}Be.

Do wyników uzyskanych metodą ^{10}Be należy podchodzić z dużą ostrożnością. Jest to metoda nowa wymagająca jeszcze dużo testów i jej wyniki powinny być korygowane przy pomocy szczegółowych badań geomorfologicznych oraz datowań radiometrycznych moren w innych obszarach górskich. Tym niemniej wskazują one na możliwość egzystencji pól firnowych w górnych partiach karów karkonoskich jeszcze w okresie wczesnego holocenu.

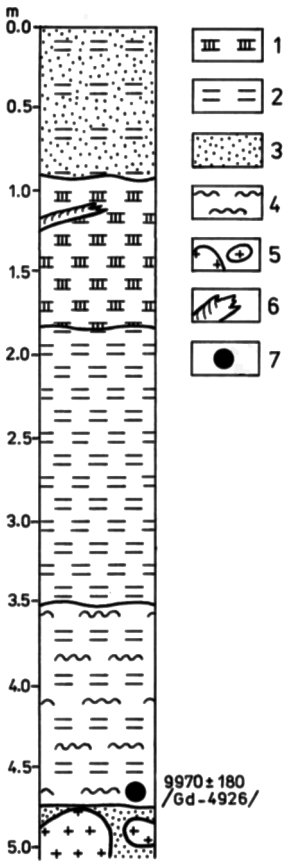
Stanowisko 6 - Kocioł Małego Stawu (schronisko Samotnia)
Problematyka: zlodowacenie doliny Łomnicy, wiek i ilość zlodowaceń

W odróżnieniu od Upskiej jámy deglacjacja lodowca Łomnicy, który powstał w wyniku połączenia strumieni lodowych wypływających z karu Wielkiego i Małego Stawu (ryc. 18), zakończyła się ok. 10 tys. lat temu. Wskazują na to datowania radiowęglowe spągu osadów dennych w Małym Stawie (Wicik 1986) oraz spągu osadów kopalnego jeziora położonego powyżej Domku Myśliwskiego (ryc. 19) (Chmal, Traczyk 1999). Daty te pośrednio pozwalają na oszacowanie wieku najmłodszych wałów morenowych (wały I na ryc. 18), które wyznaczają najpóźniejszy etap deglacjacji lodowca Łomnicy. Przypuszczalnie etap ten miał miejsce w okresie późnego glacjału i polegał na rozpadzie lodowca Łomnicy na trzy odrębne jęzory. Dwa spośród nich występowały w niszach położonych w południowej i północnej części karu Małego Stawu. Trzeci obejmował kar Wielkiego Stawu. Formy morenowe, które powstały w tym etapie zlodowacenia doliny Łomnicy wykształcone są w postaci wałów zbudowanych z głazów i dużych bloków granitowych. Wysokość tych wałów dochodzi do 30-40 m (morena za schroniskiem Samotnia). Moreny te zawierają również znaczną domieszkę drobnego gruzu i piasku. Budujący je materiał jest ostrokrawędzisty i prawie nie wykazuje oznak zwietrzenia chemicznego. Tuż przy krawędzi Małego Stawu oraz przy zachodnim krańcu Wielkiego Stawu widoczne są jeszcze niewysokie, do 2-3 m, wały morenowe wyznaczające najmłodszy etap deglacjacji z przełomu późnego glacjału i holocenu.



Ryc. 18. Szkic geomorfologiczny doliny Łomnicy. Objaśnienia: 1-powierzchnia zrównania wierzchowinowego Karkonoszy, 2-zrównania stokowe, 3-krawędzie karów lodowcowych, 4-nisze niwalne, 5-zasięgi lodowca Łomnicy podczas młodszego i starszego zlodowacenia, 6-zasięg pokryw morenowej z okresu najstarszego

zlodowacenia, 7-przypuszczalny przebieg doliny Łomnicy przed okresem najmłodszego zlodowacenia, 8-skałki, 9-granica państwa.



W dolnej części doliny Łomnicy, poniżej Domku Myśliwskiego, występuje rozległa strefa morenowa osiągająca maksymalną szerokość około 1,5 km, sięgająca aż do wysokości ok. 850 m n.p.m. W trakcie kartowania geomorfologicznego (Traczyk 1989) wyróżniono w jej obrębie szereg wałów moren czołowych i bocznych, które na podstawie morfologii i stopnia zwietrzenia materiału skalnego zaklasyfikowano do trzech odrębnych zlodowaceń (tab. 2).

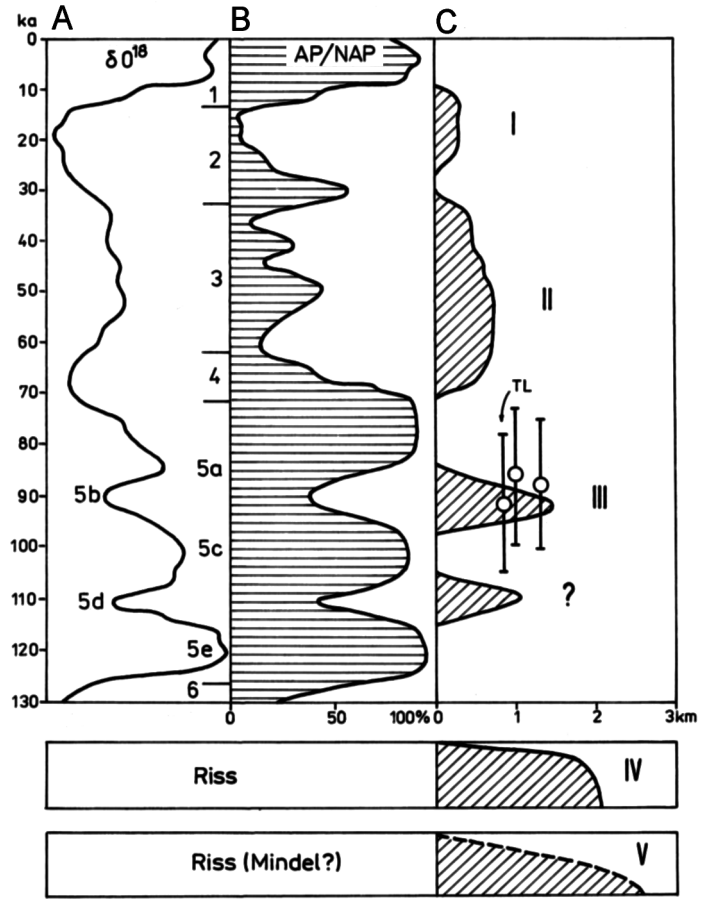
Najstarsze spośród nich (VI) znamionuje etap zlodowacenia stokowego. Jego pozostałością są pokrywy ilastych moren z silnie zwietrzałymi głazami i blokami granitowymi występujących na stoku Złotówki oraz na Polanie. Kolejny etap zlodowacenia zapisany jest w formie wału moreny czołowej położonej na ok. 900 m n.p.m przy połączeniu Łomnicy i Białego potoku (V). Wał ten zbudowany jest z głazów i bloków granitowych, których średnica dochodzi do 4-6 m. Z tego zlodowacenia zachował się również wał prawej (orograficznie) moreny bocznej położony na zachodnim zboczu szerokiego grzbietu Złotówki.

← Ryc. 19. Profil osadów kopalnego jeziora położonego w północnej części karu Małego Stawu w pobliżu Domku Myśliwskiego. Objaśnienia: 1-torf, 2-namułu organiczne, 3-piasek, 4-mułki jeziorne, 5-bloki i głazy granitowe, 6-drewno, 7-data ^{14}C.

Wiek tego zlodowacenia określono jako środkowopolski. Około 300-400 m od moreny czołowej tego zlodowacenia położone są wały moren czołowych nr III i IV (wały moren bocznych z tego okresu przekraczamy tuż przed Polaną, na której zachowały się resztki najstarszej pokrywy morenowej – VI). Wyznaczają one maksymalny zasięg lodowca Łomnicy podczas zlodowacenia północnopolskiego. Prawdopodobnie ta faza zlodowacenia miała miejsce we wczesnym glacjale zlodowacenia północnopolskiego, gdy warunki klimatyczne sprzyjały dużej akumulacji śnieżnej. Zaostrzanie się warunków klimatycznych w pleniglacjale, a zwłaszcza spadek ilości opadów, spowodowały, że w okresie maksimum tego zlodowacenia (faza leszczyńska) w dolinie Łomnicy egzystowały dwa odrębne jęzory lodowcowe wykraczające nieznacznie poza kary lodowcowe Małego i Wielkiego Stawu (II).

Tab. 2. Stopień zwietrzenia materiału skalnego moren w dolinie Łomnicy.
Objaśnienia: WR – biała kora wietrzeniowa, BR-brązowa kora wietrzeniowa.

Strefa morenowa (wysokość w m n.p.m)	Odległość od ściany karowej (km)	Charakterystyka wietrzeniowa	Maksymalna grubość kory wietrzeniowej (w mm)	Przypuszczalny wiek – zlodowacenie
V (850-940)	4.0	WR+BR	40	środkowopolskie (Odra?)
IV (900-960)	3.8	WR+BR	25-30	środkowopolskie (Warta?)
III (990-1050)	3.1	BR	15	północnopolskie
II – I (1100-1200)	1.5	BR	0-5	północnopolskie (faza leszczyńska)



Ryc. 20. Próba korelacji zlodowaceń Karkonoszy (C – położenie ciągów morenowych I-V na przedpolu Śnieżnych Kotłów) z krzywą tlenową (A) oraz krzywą pyłkową z profilu Grande Pile w Wogezach (B) wg H. Chmala i A. Traczyka (1999) (TL – daty termoluminescencyjne).

Przedstawiony powyżej schemat zlodowacenia jest również odpowiedni dla zlodowacenia Zachodnich Karkonoszy. W rejonie Śnieżnych Kotłów znaleziono podobną sekwencję form morenowych, a uzyskane daty radiometryczne pozwoliły dodatkowo skorelować etapy ostatniego zlodowacenia z krzywą tlenową oraz profilem pyłkowym z Grande Pile, które są najlepszym zapisem globalnych zmian klimatycznych zachodzących w okresie ostatniego zlodowacenia (ryc. 20).

Literatura

Badura J., 1979, *Pokrywy blokowe Śnieżki i Czarnego Grzbietu*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 20, s. 185-201.

Chmal H., Traczyk A., 1993, *Plejstoceńskie lodowce gruzowe w Karkonoszach*, Czas. Geogr., 64 (3–4), s. 253-263.

Chmal H., Traczyk A., 1999, *Die Vergletscherung des Riesengebirges*, Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl.-Bd., 113, s. 11-17.

Engel Z., Kalvoda J., w druku, *Report on research of the Pleistocene glaciation in the Krkonoše Mountains*, Acta Montan, Series A

Francou B., 1984, *La stratogenese dans les formations de pente soumises a l`action du gel*, Bull. de l`Association francaise pour l`etude du Quaternarie, 4., s. 185-199.

Jahn A., 1963, *Gleby strukturalne Czarnego Grzbietu i problem utworów pylastych w Karkonoszach*, Acta Univ. Wartisl., 9, Studia Geogr., 1, s. 55-65.

Jahn A., 1967, *Some features of mass movement on Spitsbergen slopes*, Geografiska Annaler, ser. A, 49, s.213-225

Jahn A., 1977, *The permafrost active layer in the Sudety Mountains during the last glaciation*, Quaest. Geogr., 4, s. 29-42.

Jenik J., 1961, *Alpinská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku. Teorie anemo - orografických systémů*, ČSAV, 409 s.

Kunský J., 1948, *Geomorfologický náčrt Krkonoš*, [w:] Klika J. i in., Příroda v Krkonoších, s. 54-89.

Leśniewicz S., 1996, *Morfologia peryglacjalna północnych stoków Łabskiego Szczytu w Karkonoszach*, Acta Univ. Wratils. 1808, Prace Inst. Geogr., Seria A, Geogr. Fizyczna, 8, s. 81-91.

Mercier J. –L., Klavoda J., Bourlès., D. L., (w druku), *Utilisation du ^{10}Be produit pur dater la dernière sequence glaciaire dans les monts du centre del'Europe*, Acta Univ. Carol., Ser. Geogr., Praha.

Mercier J.-L., Kalvoda J., Bourlès D. L., Braucher R., Engel Z. (w druku), *Preliminary results of ^{10}Be dating of glacial landscape in the Giant Mountains*, Acta Univ. Carol., Geogr.

Migoń P., 1999, *The role of preglacial relief in the development of mountain glaciation in the Sudetes, with the special reference to the Karkonosze Mountains*, Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl.-Bd. 113, 33-44.

Partsch J., 1882, *Die Gletscher der Vorzeit in d. Karpathen und Mittlegebirgen Deutschlands*, Wilhelm Koebner, 198 s.

Partsch J., 1894, *Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit*, Forsch. z. Deutsch. Landes u. Folkskunde, Bd. 8, H. 2., s. 103-194.

Pelišek J., 1974, *Půdy Krkonošskeho narodniho parku*, Opera Corcontica, 11, s. 7-35.

Šebesta J., Treml V., 1976, *Glacigenní a nivační modelace údolí a údolních závěrů Krkonoš*, Opera Corcontica, 13, s. 7-44.

Sekyra J., 1968, *Geomorfologický vývoj Krkonoš*, [w:] Chaloupský J.: Geologická mapa Krkonošského národního parku. Ústř. Ustav Geol., Praha

Traczyk A., 1989, *Zlodowacenie doliny Łomnicy w Karkonoszach oraz pogląd na ilość zlodowaceń plejstoceńskich w średnich górach Europy*. Czas. Geogr., 60(3), s. 267-286.

Traczyk A., 1992, *Formy współczesnego sortowania mrozowego w Karkonoszach i klimatyczne uwarunkowania ich rozwoju*, *Czas. Geogr.* 63(3-4), s. 267-286.

Wicik B., 1986, *Asynchroniczność procesów wietrzenia i sedymentacji w zbiornikach Tatr i Karkonoszy w postglacjale*, Przegl Geogr , 58(4), s. 809-823.

Zhigariev L. A., Kaplina T. N., 1960, *Solifluktsjonnyje formy reliefa na Siewiero-Wostokie SSSR*, Trudy Inst. Mierzlotowiedienia im. W. A. Obruczewa, 16,

Dr Andrzej Traczyk
Zakład Geomorfologii
Instytut Geograficzny
Uniwersytet Wrocławski
Pl. Uniwersytecki 1
50-137 Wrocław
traczyk@uni.wroc.pl

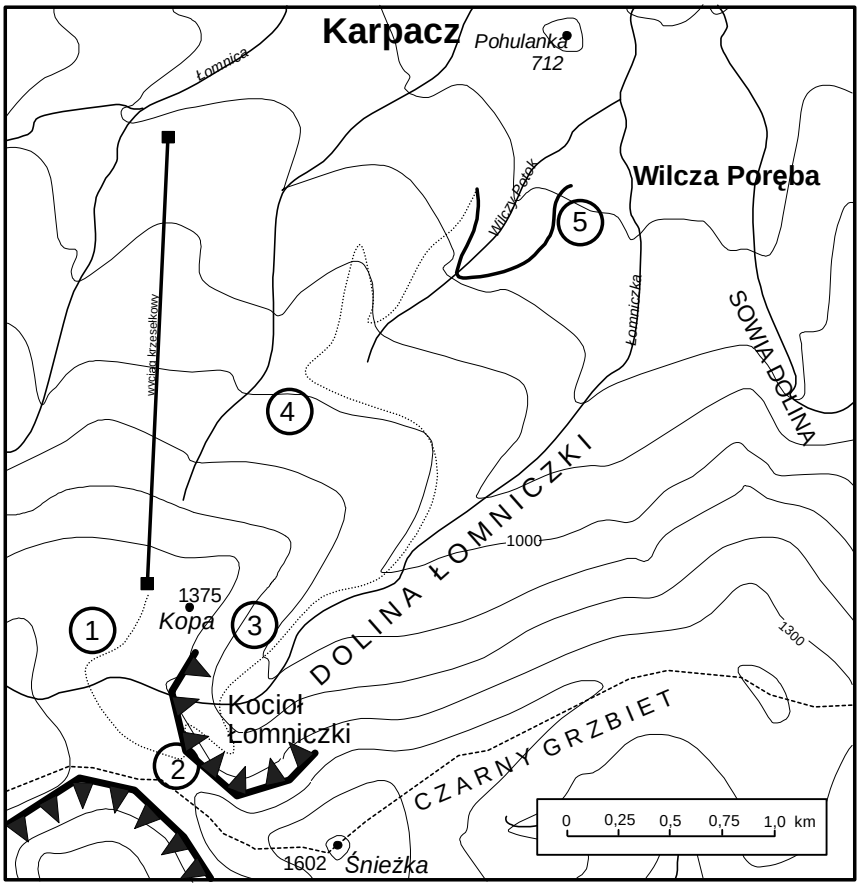
Mgr Zbyněk Engel
Katedra fyzické geografie a geoekologie
Přírodovědecká fakulta
Univerzita Karlova
Albertov 6
128 43Praha 2
engel@natur.cuni.cz

Krzysztof Parzóch, Marek Katrycz

WSPÓŁCZESNE PROCESY GEOMORFOLOGICZNE I ANTROPOPRESJA W GÓRSKIM ŚRODOWISKU KARKONOSZY

Przewodnik sesji terenowej A2, zorganizowanej w ramach VI Zjazdu Geomorfologów Polskich, Jelenia Góra Cieplice, 11-14 IX 2002.

Trasa: Jelenia Góra Cieplice – Karpacz – Kopa – RÓWNIA POD ŚNIEŻKĄ – KOCIOŁ ŁOMNICZKI – DOLINA Łomniczki – OKOPY – WILCZY POTOK – Karpacz – Jelenia Góra Cieplice



Ryc. 1. Trasa wycieczki A2.

Głównymi jednostkami morfologicznymi polskiej części Karkonoszy są cztery grzbiety o wyraźnie zrównanych wierzchowinach: Grzbiet Śląski wraz z Pogórzem i dzielącym je Karkonoskim Padołem Śródgórskim, Czarny Grzbiet, Grzbiet Kowarski i Grzbiet Lasocki (Czerwiński 1985). Grzbiet Śląski, Pogórze i Padół Śródgórski założone w obrębie granitowej części masywu karkonosko-izerskiego. Pozostałe grzbiety znajdują się w zasięgu skał metamorficznych: łupków łyszczykowych, granitognejsów, amfibolitów, hornfelsów i gnejsów.

Cechy morfometryczne poszczególnych jednostek morfologicznych, wykształcenie pokryw i szaty roślinnej oraz warunki klimatyczne decydują o przebiegu procesów morfogenetycznych i ich zróżnicowaniu na obszarze całych Karkonoszy. W ostatnich kilkuset latach znaczne zmiany w systemie morfogenetycznym Karkonoszy poczynił człowiek.

Trasa sesji terenowej A2 w całości przebiega w obrębie wschodnich Karkonoszy, poprzez zrównanie wierzchowinowe Grzbietu Śląskiego (Równia pod Śnieżką), dolinę Łomniczki, zamkniętą w górnej części kotłem polodowcowym i dolinę Wilczego Potoku (ryc. 1). Trasa częściowo pokrywa się z przebiegiem jednej ze ścieżek dydaktycznych KPN.

Stanowisko 1 – Równia pod Śnieżką

Problematyka: procesy geomorfologiczne na zrównaniu wierzchowinowym Karkonoszy, zmyw śródpokrywowy, degradacja pokryw na szlakach turystycznych

Stanowisko zlokalizowane jest na Równi pod Śnieżką w pobliżu górnej stacji wyciągu krzesełkowego na Kopę, na zimowym szlaku turystycznym, łączącym Kopę ze Strzechą Akademicką i polaną Złotówka, który w całości przebiega przez zarośla kosodrzewiny z niewielkimi zadarnionymi polankami.

Na zimowym szlaku turystycznym powstała rynna erozyjna o głębokości sięgającej maksymalnie 1 m i szerokości dochodzącej do 2 m. Jest to właściwie ciąg koryt erozyjnych, rozdzielonych odcinkami pozbawionymi rozcięć lub z niewielkimi (0,3 m głębokości i 0,1 m szerokości) bruzdami, niemal całkowicie zarośniętymi. Każdy odcinek przegłębiony rozpoczyna się progiem erozyjnym (ryc. 2), często z kociołkiem eworsyjnym, poniżej którego rynna rozszerza się, a następnie stopniowo zwęża, przechodząc w odcinek nie erodowany. Dno rynien jest zasłane grubofrakcyjnym materiałem. Na zboczach często występują duże nawisy darniowe.

←Ryc. 2. Jeden z progów erozyjnych w rynnie erozyjnej na Równi pod Śnieżką. Powyżej widoczny kolejny odcinek erozyjny. Próg cofa się przez stopniowe podmywanie pokrywy pod powierzchnią darni i zapadanie pakietów darniowo-glebowych (fot. K. Parzóch)

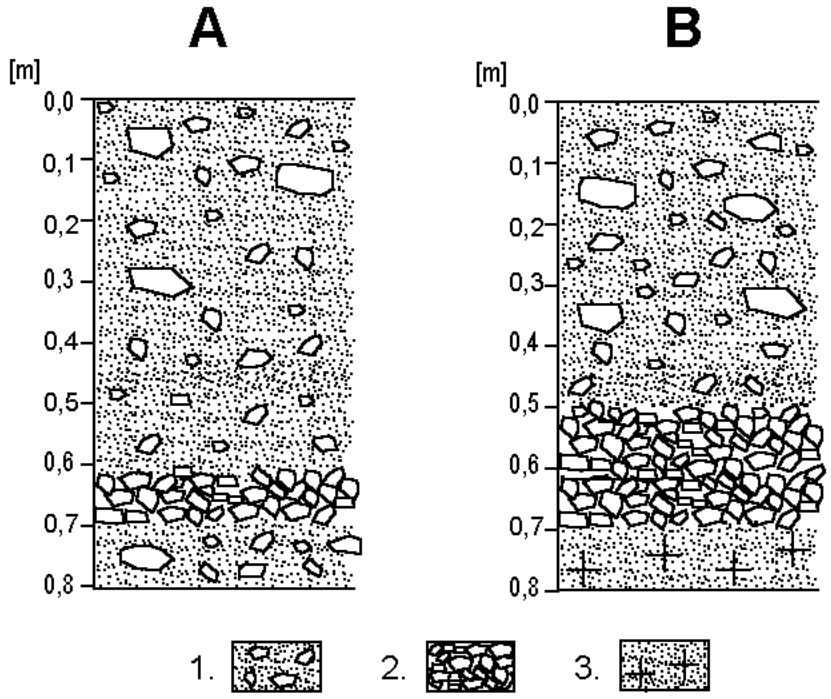
Efekty ich kolapsacji, w postaci dużych pakietów o średnicy dochodzącej do 1 m, zalegają na dnie i w dolnych partiach zboczy. Nasilenie erozji wydaje się tu szczególnie duże w kontekście niewielkich nachyleń powierzchni (6^o).

Podobne formy rozwinęły się na dawnym pasie drogi granicznej, położonym nieco na południe od omawianego stanowiska, który do końca lat 50. w całości był pozbawiony roślinności (Jahn 1979, Parzóch 1994).

Powstanie rynny erozyjnej należy wiązać wyłącznie z presją turystyczną, i to w dodatku ograniczoną w głównej mierze do schyłku okresu zimowego. Proces erozyjny inicjowany jest w okresach roztopowych, gdyż właśnie na linii szlaku wskutek udeptywania gromadzi się i długo utrzymuje największa ilość śniegu.

Materiał erodowany w obrębie koryta jest w całości wynoszony na szlak turystyczny, skąd jest odprowadzany do koryta Łomniczki. Szlak jest silnie degradowany przez spłukiwanie i procesy kriogeniczne, głównie lód włóknisty: obniżenie powierzchni terenu osiągnęło tu 0,2-0,3 m.

Stropową partię pokryw, obserwowanych w ścianie rozcięcia, tworzy mało zwięzła glina gruzowo-piaszczysta z lokalnie pojawiającymi się głazami o dłuższych osiach zorientowanych zgodnie z nachyleniem powierzchni morfologicznej. Jest to utwór, który genetycznie i wiekowo odpowiada glinom peryglacjalnym leżącym w niższych piętrach hipsometrycznych. Na głębokości ok. 0,6-0,7 m można w kilku miejscach zaobserwować poziom zażelazionych gruzów, silnie zwietrzałych i ciasno upakowanych, lecz bez wypełnienia drobnym materiałem, o miąższości ok. 0,1 m. Poziom taki nie pojawia się w każdym odsłonięciu wykonanym na zrównaniu wierzchowinowym, niemniej jest dość często spotykany (ryc. 3).



Ryc. 3. Poziomy przepłukiwania podpowierzchniowego na Równi pod Śnieżką. A. Zbocze rynny erozyjnej. B. Skarpa na krawędzi Kotła Małego Stawu.

Powstanie takich poziomów związane jest z przepłukiwaniem podpowierzchniowym. Wody infiltrujące w luźne, spulchnione przez korzenie kosodrzewiny pokrywy, gromadzą się na granicy stref o utrudnionej filtracji, np. powyżej zasięgu wytrąceń orsztynowych, przy dolnej granicy pokrywy spulchnionej przez korzenie, itp. Gromadząca się w takich miejscach woda odpływa zgodnie z kierunkiem nachylenia warstwy trudno przepuszczalnej, który mniej więcej pokrywa się z nachyleniem powierzchni morfologicznej. W trakcie spływu następuje stopniowe wypłukiwanie drobniejszych frakcji i pozostaje jedynie gruz. Zróżnicowanie powierzchni warstw trudno przepuszczalnych powoduje koncentrację wody pod ziemią i

poziomy przepłukania przyjmują charakter kanałów. Dlatego też strefy spływu wód śródpokrywowych nie są jednolitą powierzchnią, która pojawia się w każdym szurfie.

Przed wkroczeniem człowieka, na zrównaniach wierzchowinowych Karkonoszy porośniętych kosodrzewiną i roślinnością trawiastą, głównym procesem morfogenetycznym był zmyw śródpokrywowy. Jego znaczenie w transporcie materii zostało w dużym stopniu ograniczone wskutek nasilenia procesów powierzchniowych. Obecność znacznego spływu stokowego i spłukiwania ujawnia się przede wszystkim w miejscach silnej presji turystycznej. Blisko 50% długości szlaków turystycznych znajdujących się w obrębie wierzchowiny Karkonoszy cechuje znaczna degradacja powierzchni, przebiegająca głównie poprzez spłukiwanie powierzchniowe i bruzdowe, procesy kriogeniczne i deflację. Pozostałe odcinki szlaków turystycznych są zabezpieczone przed spłukiwaniem przez brukowanie, nawierzchnią asfaltową lub blokami.

Przekraczamy Łomniczkę, której źródła znajdują się nieco na zachód na wysokości 1402 m n.p.m. Potok w obrębie zrównania płynie 2-3 m rozcięciem, a następnie od krawędzi zrównania spada ciągiem kaskad (tzw. Wodospady Łomniczki) do dna kotła. Na wschodzie widoczna jest Śnieżka, Grzbiety: Czarny i Kowarski, oddzielone Sowią Doliną.

Stanowisko 2 – Kocioł Łomniczki

Problematyka: współczesne procesy geomorfologiczne w najwyższych partiach Karkonoszy i w kotłach polodowcowych

Stanowisko zlokalizowane jest na Przełęczy pod Śnieżką (1394 m n.p.m.), na krawędzi Kotła Łomniczki. Z przełęczy widoczny ku południowi Obří důl, największa dolina polodowcowa Karkonoszy, z widocznymi śladami katastrofalnych ruchów masowych – mur. Ku północy widok na Dolinę Łomniczki, od wschodu obramowaną Czarnym Grzbietem i Śnieżką.

Ryc. 4. Droga Jubileuszowa, szlak trawersujący stoki Śnieżki, uszkodzona wskutek ruchu pokrywy blokowej i zmywu śródpokrywowego (fot. K. Parzóch).

W najwyższych piętrach Karkonoszy obecność pokryw blokowych, surowe warunki klimatyczne oraz niewielkie powierzchnie pokryte roślinnością umożliwiają rozwój procesów kriogenicznych, soliflukcji i zmywu śródblokowego. Na stromych stokach pokrywy blokowe ulegają spełzywaniu typu *frost creep*. Pełznąca pokrywa blokowa corocznie powoduje uszkodzenia Drogi Jubileuszowej, trawersującej zachodnie stoki Śnieżki (ryc. 4). Transport materii odbywa się głównie zmywem śródpokrywowym (śródblokowym). W warunkach antropopresji dużą rolę zaczyna odgrywać spływ powierzchniowy, który rozwija się w obrębie szlaków turystycznych. Nagromadzenie na szlakach drobnych frakcji w postaci piaszczysto-pylastych pól akumulacyjnych umożliwia zwiększenie częstotliwości występowania procesów mrozowych, głównie lodu włóknistego.

We wnętrzach kotłów polodowcowych wyróżniają się ściany skalne i bardzo strome stoki pokryte zwietrzeliną oraz koluwiami stożków usypiskowych. Pokrywy te są utrwalone przez roślinność darniową i kosodrzewinę. Tutaj koncentrują się procesy geomorfologiczne o największej dynamice: obrywy, odpadanie i spływy gruzowo-błotne. W dnach kotłów notowane są procesy podobne do tych, które działają na wierzchowinie: zmyw śródpokrywowy i – w przypadku naruszenia pokrywy roślinnej – spłukiwanie.

Zmiany systemu morfogenetycznego w najwyższych partiach gór związane są wyłącznie z presją turystyczną. Procesy, które nie były aktywne przed wkroczeniem człowieka, głównie spłukiwanie powierzchniowe i linijne, działają obecnie na ścieżkach turystycznych. Relatywnie najmniejsze zmiany systemu morfogenetycznego wystąpiły w kotłach polodowcowych, tutaj bowiem presja człowieka nie była zbyt silna od samego początku rozwoju osadnictwa.

Dalsza trasa prowadzi zakosami po stokach Kotła Łomniczki. Szlak przebiega w pobliżu Symbolicznego Cmentarzyka Ofiar Gór. W miejscu tym, w lipcu 1994 r. doszło do obrywu skalnego, który częściowo uszkodził Cmentarzyk. Uruchomione przez uderzenie dwóch bloków pokrywy stokowe poniżej Cmentarzyka przemieściły się o kilka metrów; nie doszło jednak wówczas do rozerwania ciągłości pokrywy roślinnej. W trakcie wędrówki w dół kotła mijamy mury, które powstały we wrześniu 1997 r. Na miejscu dawnego schroniska (zniszczonego w 1902 r. przez lawinę, kilka miesięcy po wybudowaniu) jest widoczny jęzor akumulacyjny jednej z mur. Po przekroczeniu Łomniczki (powyżej widoczny ciąg kaskad) w ciągu kilku minut dochodzimy do stanowiska 3.

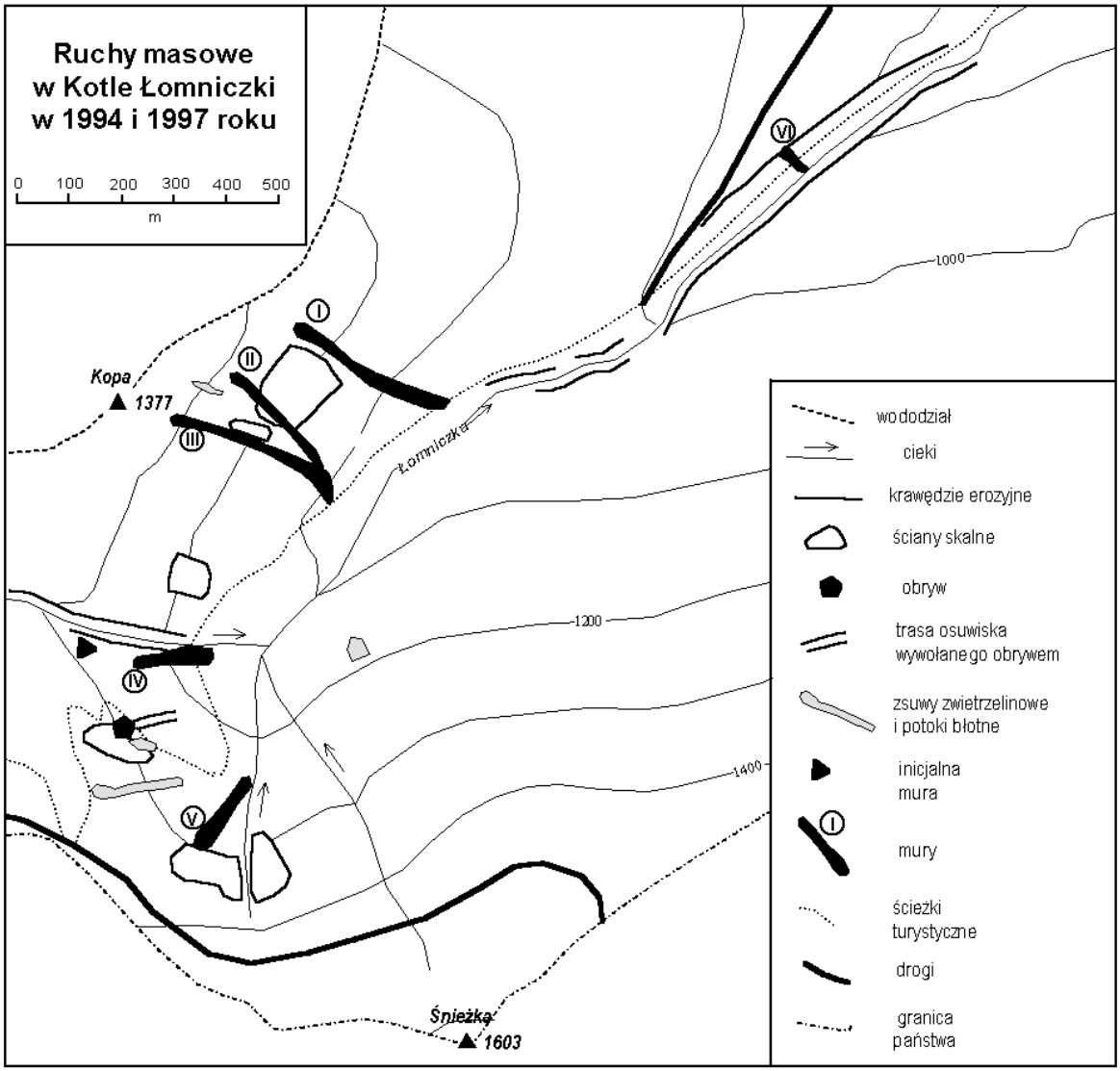
Ryc. 5. Stoki Kopy, typowy szlak murowy w Karkonoszach. Widoczne spływy powstałe w 1994 r. i szlaki wcześniejszych spływów (fot. K. Parzóch).

Stanowisko 3a – Dolina Łomniczki

Problematyka: spływy gruzowo-błotne (mury)

Stanowisko zlokalizowane jest u wylotu Kotła Łomniczki, na stokach Kopy zamykających dolinę od zachodu. Obserwowane wzdłuż ścieżki formy akumulacyjne spływów powstały we wrześniu 1994 r.

Stoki Kopy w tym miejscu są typowymi "stokami murowymi", których mikromorfologia jest wynikiem okresowego oddziaływania spływów gruzowo-błotnych. W górnych partiach skalistych stoków, powyżej górnej granicy lasu, występują liczne rynny korazyjne – szlaki dawnych mur (ryc. 5). Natomiast w niższych położeniach, w obrębie luźnych pokryw stokowych, powszechne są stare, zarośnięte już wały brzeżne. Ostatnie epizody rozwoju tych procesów katastrofalnych w dolinie Łomniczki miały miejsce we wrześniu 1994 r. i w lipcu 1997 r. (ryc. 6).

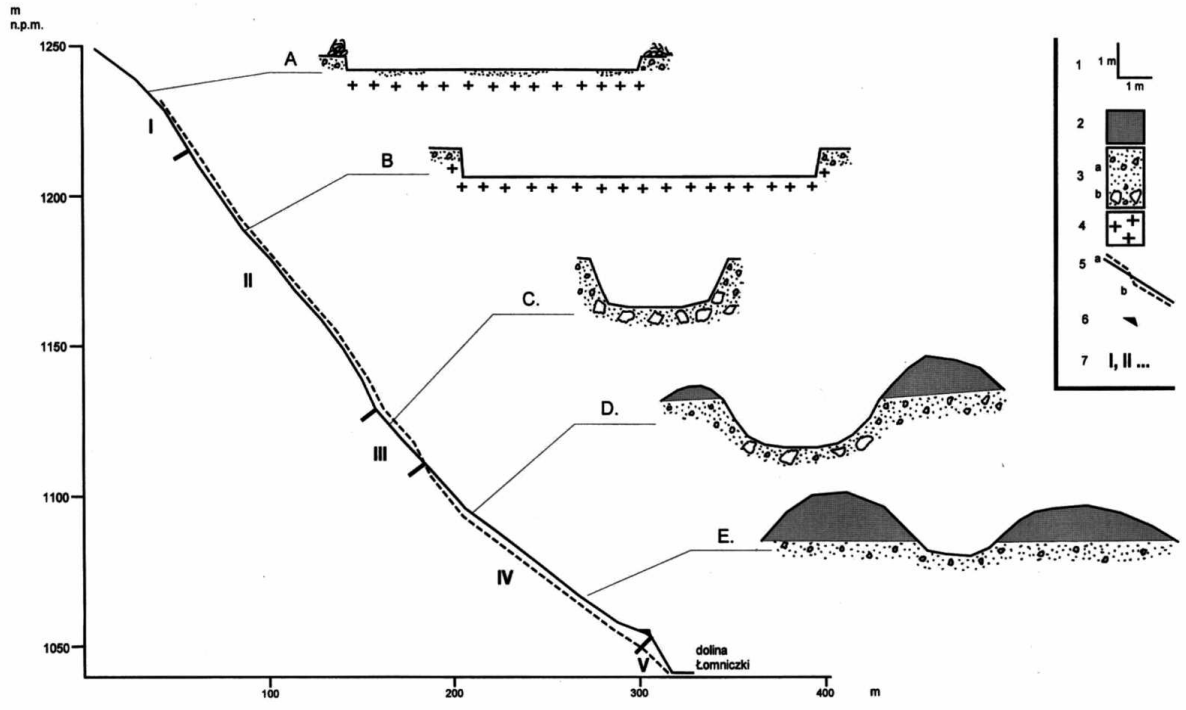


Ryc. 6. Ruchy masowe w kotle polodowcowym i dolinie Łomniczki we wrześniu 1994 r. i w lipcu 1997 r.

Mury pełnią szczególną rolę w systemie denudacyjnym Karkonoszy, bowiem szybko i skutecznie obnażają powierzchnie skalne, przemieszczają na stokach znaczne ilości materiału i tworzą specyficzną morfologię stoków. Obszary objęte działaniem tych procesów są jednocześnie doskonałym poligonem do badań nad dynamiką rozwoju roślinności (Dunajski 1998).

W Karkonoszach zinwentaryzowano do tej pory blisko 190 mur. Większość z nich grupuje się w Karkonoszach Wschodnich, o czym decyduje dominacja skał metamorficznych i większa ilość opadów burzowych w tej części gór. Mury występują na stokach o nachyleniach powyżej 20^{o}, w kotłach polodowcowych, na zboczach niektórych dolin i w niszach źródliskowych potoków. Blisko 70% mur powstało w ekotonie górnej granicy lasu i piętrze subalpejskim. O częstotliwości mur i zasięgu ich występowania decyduje obecność na stromych stokach znacznej ilości luźnych utworów oraz opady o dużej intensywności. W Karkonoszach intensywność opadu, która może wywołać spływy, musi przekraczać 10 mm·h$^{-1.}$

Mury występujące w Karkonoszach mają w przewadze charakter mur strukturalnych (Pilous 1977). Spływy strukturalne silnie erodują powierzchnię, żłobiąc wyraźne rynny i jednocześnie akumulując transportowany materiał w formie wałów brzeżnych (ryc. 7). Wkroczenie spływu na powierzchnię nachyloną poniżej 10^{o} i utrata wody prowadzi do zatrzymania ruchu i formowania nieregularnych pól akumulacyjnych, najczęściej w formie grzęd lub wstęg. Osad tego typu spływów jest nie wysortowany i bezstrukturalny.



Ryc. 7. Profil podłużny mury I (por. ryc. 6) i wybrane profile poprzeczne. 1 – skala zastosowana do profili poprzecznych, 2 – materiał wałów brzeżnych, 3 – utwory stokowe: a – gruzowo-piaszczyste, b – gruzowo-piaszczyste z blokami, 4 – skały podłoża, 5 – spływ strumienia okresowego: a – powierzchniowy, b – podpowierzchniowy, 6 – ścieżka turystyczna, 7 – wyróżnione odcinki (strefy)

Niemal wszystkie mury strukturalne generowane są przez głębokie zsuwy zwietrzelinowe w obrębie piętra kosodrzewiny, obejmujące pełny profil luźnych utworów

stokowych zalegających na litej skale lub jego większą część. Zsuw zwietrzeliny powoduje uruchomienie kolejnych partii utworów stokowych, które przemieszczają się w dół.

"Punktowe" uruchamianie mas zwietrzelinowych w postaci zsuwów można wiązać ze naturalnymi wypływami szczelinowych wód podziemnych (Tomaszewski 1977). Wypływy te odprowadzają wody z systemów szczelinowych masywu granitowego Karkonoszy spływem podziemnym, poprzez pokrywy stokowe, do den dolinnych. Na istnienie pierwotnych wypływów szczelinowo-pokrywowych w miejscach, gdzie powstawały spływy, pośrednio wskazują cieki, które spływały rynnami korazyjnymi po zejściu spływu lub obecność strumieni przed zaistnieniem mur. W strefach akumulacyjnych cieki te zanikają w pokrywach i ich dalszy odpływ odbywa się pod powierzchnią. Zanikanie cieków związane jest nie tyle z nagromadzeniem luźnych osadów mur, co z zalegającymi poniżej utworami stokowymi, nie zerodowanymi przez murę. W strefach akumulacji cieki te powracają więc do poziomów, którymi odpływały wcześniej. Po uformowaniu rynien korazyjnych i levee cieki te erodują rynny korazyjne i rozcinają strefy akumulacyjne mur.

Przepojenie pokryw w rejonie wypływów jest wynikiem kumulacji wód pochodzących z trzech źródeł. Intensywny opad dostarcza dużych ilości wody, która gromadzi się na krawędzi wierzchowiny z połączenia wód odpływających spływem śródpokrywowym, wypływami podziemnymi i z bezpośredniej dostawy z atmosfery. W tych miejscach dochodzi do silnego nasączenia pokryw stokowych.

Kosodrzewina umożliwia zwiększone gromadzenie wody w podłożu z tych trzech źródeł, bowiem jej system korzeniowy stabilizuje pokrywy stokowe na dłuższy czas. Przekroczenie wytrzymałości korzeni powoduje ruch zwietrzelin. Strefa zsuwu otoczona jest niewielkimi wałami akumulacji organicznej i mineralnej. Jest to pośrednie świadectwo gromadzenia wody, bowiem wzrost jej objętości w okolicy wypływu wód szczelinowych, powoduje podniesienie pokrywy wraz z systemem korzeniowym. Kiedy dochodzi do ruchu część materiału jest wówczas odkładana na boki.

Genezy spływów i lawin gruzowo-błotnych w Karkonoszach nie można oczywiście w każdym przypadku łączyć z obecnością z wypływami szczelinowo-pokrywowymi. Zsuwy zwietrzelinowe pojawiały się również na stokach, które nie wykazywały obecności wypływów tego typu. Nie osiągały one jednak większych rozmiarów.

Uruchomienie spływów gruzowo-błotnych wiąże się z opadami dużej intensywności, które najczęściej poprzedzane są dłuższymi okresami opadów rozlewnych, trwającymi kilka lub kilkanaście dni. W tym czasie pokrywy stokowe zalegające na stokach ulegają całkowitej saturacji. Dlatego też następujący po nich krótkotrwały, ale obfity opad może prowadzić do rozwoju spływu.

Spływy osiągają w niektórych przypadkach dna dolin lub zbiorniki wodne, lecz najczęściej materiał mineralny dostaje się do sieci wodnej w wyniku spłukiwania w strefach akumulacyjnych i rynnach korazyjnych już po zakończeniu ruchu mur. Należy podkreślić, że większość materiału uruchamianego przez spływy i lawiny gruzowo-błotne pozostaje na stokach.

Obnażenie pokryw stokowych wskutek spływów gruzowo-błotnych powoduje wzrost spłukiwania i zwiększenie intensywności ogółu procesów degradacyjnych. Nachylenia zboczy wałów brzeżnych ulegają stopniowemu zmniejszeniu wskutek gelisaltacji i gelideflacji oraz spłukiwania. Materiał z degradowanych wałów brzeżnych i zboczy rynien korazyjnych jest wynoszony przez wody okresowe poza strefę mury. Na podstawie objętości materiału deponowanego w zaporach przeciwerozyjnych, zainstalowanych w 1995 r. w rynnach korazyjnych, można stwierdzić, że w ciągu czterech lat od powstania zapór, denudacja w obrębie szlaku mury wynosi średnio 0,4 $m^3 \cdot rok^{-1}$. Wraz z postępem agradacji biologicznej intensywność procesów rzeźbotwórczych maleje. Spowolnienie procesów degradacyjnych jest dodatnio skorelowane z postępami sukcesji roślinnej, która na jednej z

omawianych mur wg A. Dunajskiego (1998) doprowadziła po trzech latach do pokrycia powierzchni przez roślinność zielną i mszystą w 50%.

Schodząc w dół mijamy po lewej stronie wał moreny bocznej. Pomiędzy wałem moreny a stokami Kopy okresowo tworzy się niewielkie jeziorko. Po minięciu schroniska „Nad Łomniczką" idziemy czerwonym szlakiem turystycznym w kierunku Karpacza. Na skarpach drogowych widoczne są ślady działalności lodu włóknistego: niewielkie okapy darniowe i nisze degradacyjne.

Stanowisko 3b – dolina Łomniczki

Opady w lipcu 1997 r. zapisały się na zboczach doliny Łomniczki w postaci niewielkiej (relatywnie) mury, która przecięła szlak turystyczny biegnący zboczami doliny (nr VI na ryc. 6). Mura ta powstała na zboczu o nachyleniu 35-38^{o} i ma długość 57 m. Ruch mas skalnych w tym przypadku nie rozpoczął się zsuwem zwietrzelinowym. Nie można było wyróżnić strefy źródliskowej, mura rozpoczyna się rynną korazyjną tuż poniżej krawędzi rozcięcia dolinnego. Istnieje tam wyraźne wcięcie w powierzchnię o głębokości 1 m, z okapem podobnym jak w przypadku nisz degradacyjnych. Rynna korazyjna w dolnej części obrzeżona jest wałami o wysokości 0,4-0,5 m. Materiał znoszony ze stoku osiągnął dno doliny, a jego część dostała się do koryta potoku.

Brak strefy źródliskowej mury, rozpoczęcie ruchu poniżej krawędzi rozcięcia dolinnego oraz obecność nawisów przy krawędzi wskazują, że wody upłynniające materiał stokowy dotarły do krawędzi rozcięcia już skoncentrowane i w dużej ilości. Nie potwierdzają tego jednak oględziny terenowe spłaszczenia leżącego powyżej, gdzie nie stwierdzono żadnych śladów spływu powierzchniowego.

Prawdopodobnie rozwój spływu w tym przypadku należałoby przypisać skoncentrowanym wodom podziemnym, które przemieszczając się pod powierzchnią morfologiczną stoków Kopy wydostają się na powierzchnię tuż poniżej krawędzi rozcięcia dolinnego. Skoncentrowany wypływ wód mógł spowodować punktowe upłynnienie luźnych mas skalnych, a ich położenie na bardzo stromym stoku umożliwiło rozwój mury. Tłumaczyłoby to powstanie mury pozbawionej strefy źródłowej, a rozpoczynającej się od razu rynną korazyjną.

Stanowisko 4 – Okopy

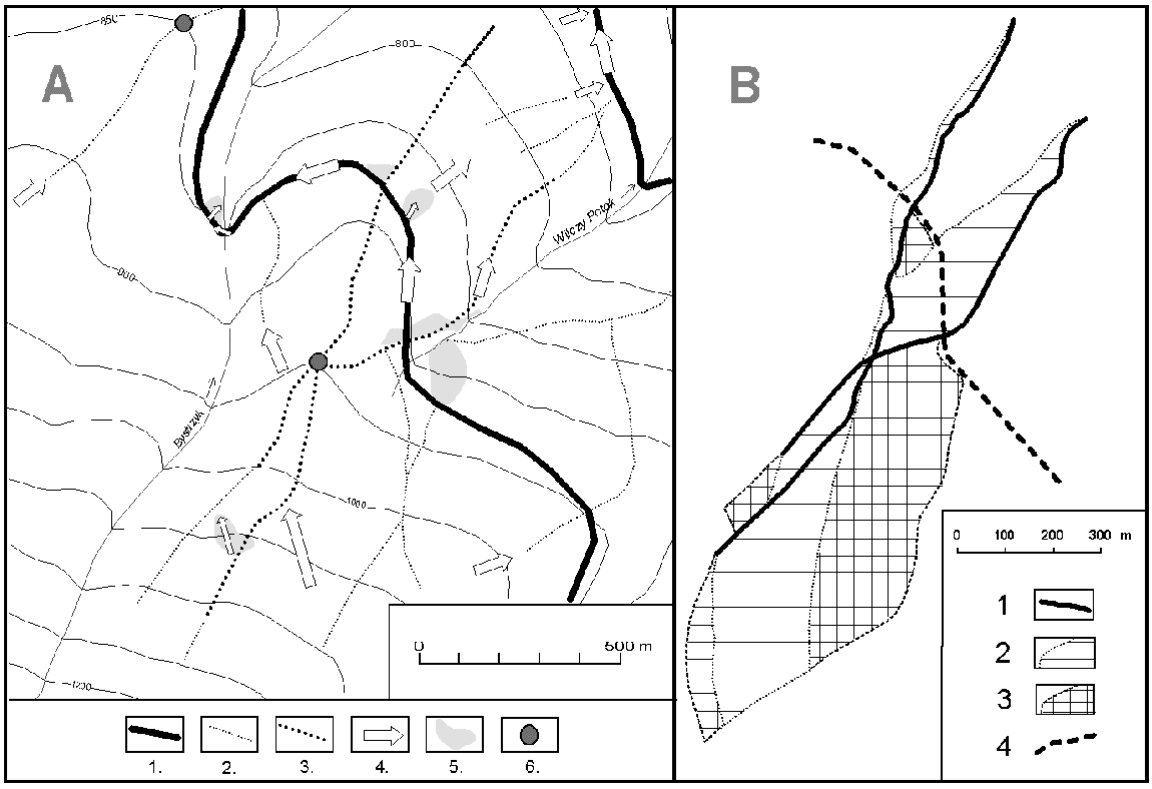
Problematyka: erozja rynnowa, krążenie wód stokowych w warunkach antropopresji, zabezpieczenia przeciwerozyjne

Stanowisko obejmuje stoki nazywane Okopy, wylesione wskutek zamierania drzewostanów i częściowo przez wiatrowały. Las porastający stoki jest typową monokulturą świerkową, jedynie w górnych partiach stoku zachowały się pozostałości pierwotnego boru górnoreglowego. Strefy wylesione zajmują obecnie zbiorowiska traworośli, na które wkraczają samosiewy świerków i brzóz; prowadzone są tu również nasadzenia.

Intensywna zrywka drewna w strefie wylesionej doprowadziła do inicjacji procesów erozyjnych i rozwoju szeregu koryt, których łączna długość w tym obszarze wynosi obecnie około 4,5 km. Zagadnienie erozji rynnowej zostanie omówione na przykładzie największego z koryt stokowych na tym stanowisku (i w całych Karkonoszach) – „Kamienistej".

Rynna „Kamienista" rozpoczyna się na wysokości ok. 1100 m n.p.m. Początkowo trawersuje ona stoki opadające ku dolinie Bystrzyka, a w obrębie spłaszczenia śródstokowego, na wysokości 947 m n.p.m. przekracza wododział Bystrzyka i Wilczego

Potoku. Bieg rynny kończy się na niewielkim lokalnym spłaszczeniu śródstokowym w dolinie Wilczego Potoku, na wysokości 860 m n.p.m. (ryc. 9A).



Ryc. 9. Stanowisko „Okopy". A: Spływ stokowy i procesy erozyjno-akumulacyjne. B: Zlewnie topograficzne i antropogeniczne. A: 1 – droga leśna (czerwony szlak turystyczny), 2 – bruzdy erozyjne, 3 – rynny erozyjne, 4 – kierunki skoncentrowanego spływu wód poza korytami erozyjnymi, 5 – miejsca akumulacji, 6 – bramy w wododziałach. B: 1 – koryta erozyjne, 2 – zlewnie topograficzne, 3 – zlewnie antropogeniczne, 4 – droga leśna (szlak turystyczny).

Łączna długość rynny wynosi blisko 1100 m. Głębokość koryta oscyluje w granicach 0,1-3,8 m, przy czym najczęściej nie przekracza 1,4 m. Wartości te nawiązują wyraźnie do miąższości deluwium holoceńskiego (ryc. 10). W obrębie silniej nachylonych stoków ze stosunkowo cienką pokrywą tych utworów, głębokość z reguły nie przekracza 0,5 m, a na spłaszczeniach wynosi od 0,6 do 1,4 m. Szerokość rynny jest zróżnicowana w granicach 1-8 m, przy czym dominują wielkości z przedziału 1-2 m. Cechą typową większości odcinków koryta jest płaskie dno, pokryte gruboziarnistym brukiem erozyjnym.

W profilu podłużnym koryto zróżnicowane jest na odcinki słabiej nachylone, rozdzielone progami, które osiągają wysokość od 0,6 do 1,5 m. Progi najczęściej mają charakter akumulacyjny, a powstają wskutek nagromadzenia pewnej ilości głazów lub bloków, trudnych do usunięcia przez spływ. Progi te są bardzo stabilne i nie ulegają cofaniu. Poniżej progów tego typu wyraźnie nasila się erozja, sięgająca często litej skały.

Znaczne głębokości koryta poniżej progów powodują lokalnie nacięcia zwierciadła wód podziemnych lub odsłonięcie źródeł szczelinowych zakrytych, w efekcie czego powstają źródła wymuszone (erozyjne). Sumaryczne oddziaływanie wód spływających korytem i wypływów wód podziemnych wywołuje znaczne skutki erozyjne. Poniżej takich wypływów koryta osiągają największe parametry morfometryczne.

Na jednym z odcinków omawianej rynny koryto ma głębokość 2-3,8 m i szerokość w górnej części 4-8 m (ryc. 11). Erozja osiągnęła tam litą skałę. Do tak silnego przeobrażenia

rynny erozyjnej doszło podczas nawalnych opadów we wrześniu 1994 roku, gdy skoncentrowany w korycie spływ spowodował upłynnienie miąższych pokryw stokowych, a następnie erozyjne przemodelowanie powstałego rozcięcia. Woda upłynniająca materiał pokryw pochodziła ze spływu korytowego oraz z położonego kilkanaście metrów powyżej źródła wymuszonego. Początek rozcięcia stanowił próg erozyjny o wysokości 3 m. Ogólnie z odcinka o długości 60 m usunięte zostało blisko 270 m^3 materiału, który złożony został poniżej na stoku w formie stożka torencjalnego o objętości ok. 190 m^3.

Ryc. 10. Zależność kształtu koryta erozyjnego od budowy pokryw stokowych na przykładzie jednej z rynien erozyjnych na stanowisku „Okopy".

Zmiany morfologiczne rynny erozyjnej są zróżnicowane w ciągu roku i uzależnione od dynamiki spływu w korycie oraz nasilenia ruchów masowych na zboczach. Latem, w trakcie intensywnego spływu korytowego, rynna jest oczyszczana z rezyduum, a zbocza w zasięgu oddziaływania wody wygładzane wskutek usuwania drobnych frakcji. Na odcinkach rynny o przeważającej akumulacji tworzą się wały gruzowe lub piaszczysto-gruzowe łachy i odsypy akumulacyjne. Letnie opady nawalne generują największe zmiany w morfologii koryt. Rozcinanie den koryt przebiega w tempie 0,2-0,5 m/epizod, choć w szczególnych przypadkach rozcięcia mogą osiągać nawet 2 m głębokości. Meandrujące w korytach strugi podcinają zbocza rynien erozyjnych, szczególnie intensywnie w obrębie deluwiów, z nieco mniejszą intensywnością, rzędu 0,01-0,2 m/epizod. Podobne efekty wywołują szybko przebiegające roztopy.

Ryc. 11. Skutki nawalnych opadów we wrześniu 1994 r. w rynnie erozyjnej na stanowisku „Okopy". Widok od progu erozyjnego, stan z 16 lipca 1997 r. (fot. K. Parzóch).

Wiosną działalność wód roztopowych prowadzi najczęściej do relatywnie niewielkiego pogłębiania koryta, a następnie zasypania dna materiałem, głównie drobnofrakcyjnym. Mikrorzeźba erozyjna związana ze spływem letnim lub gwałtownymi roztopami jest niszczona, a krawędzie większych rozcięć wyrównywane.

Zmiany morfologiczne na zboczach wywoływane są głównie działaniem lodu włóknistego, który rozwija się na zboczach koryt jesienią i wiosną podczas okresowych spadków temperatury poniżej zera. Wzrastające igły lodowe unoszą ziarna mineralne i odprowadzają je w dół zbocza. Efektem tego procesu jest cofanie zboczy, przebiegające z największym nasileniem w ich górnych partiach. W ten sposób tworzą się nisze degradacyjne, przykryte okapami darniowo-glebowymi.

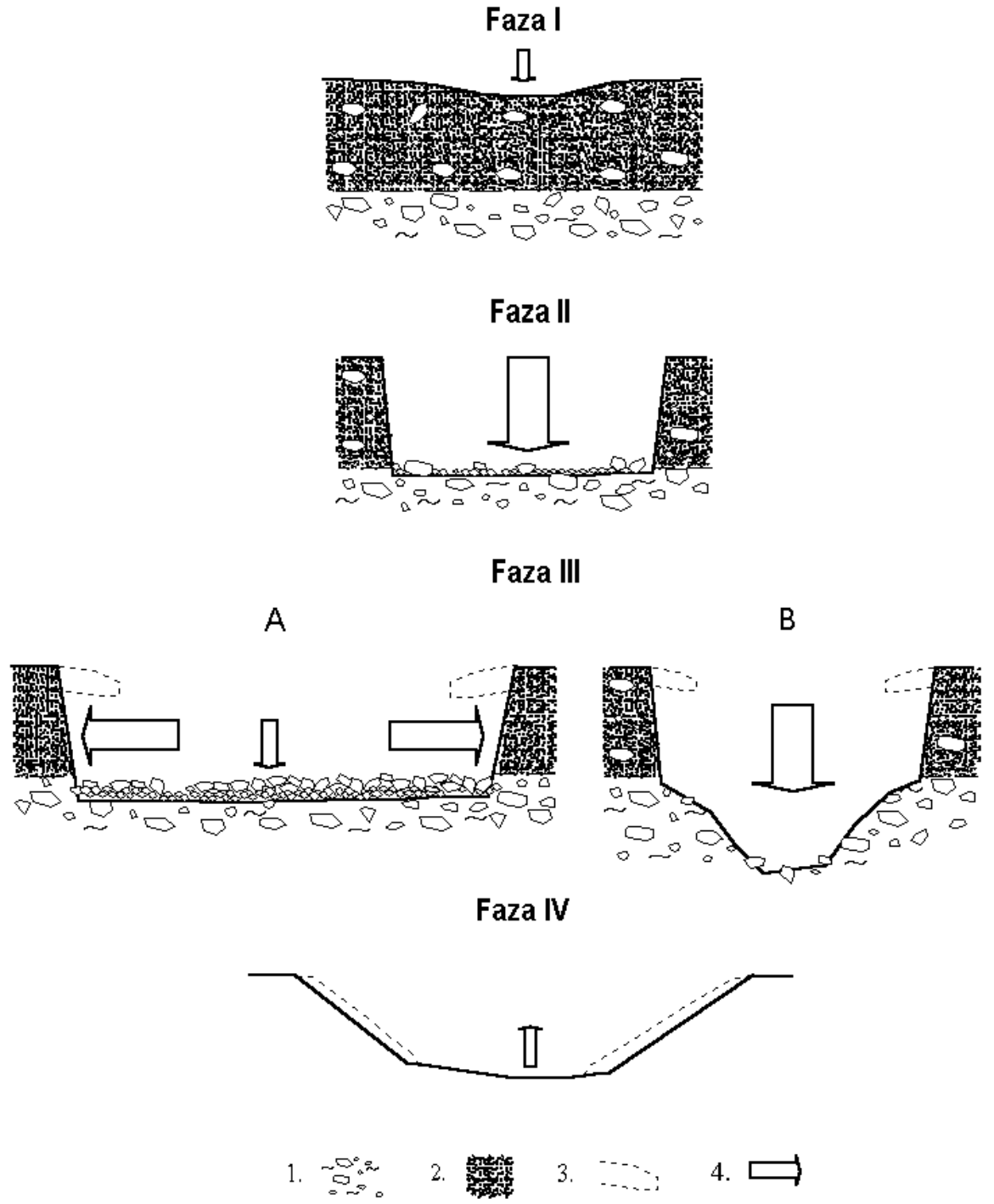
Wskutek nagromadzenia rozluźnionego przez lód włóknisty materiału pokryw u stóp zboczy powstają mikrohałdy zboczowe. Osiągają one różne rozmiary, od niewielkich i nieregularnych osypisk na granicy zbocza i dna rynny, po formy przykrywające całe zbocza. Próby oszacowania objętości przemieszczonego przez lód włóknisty materiału w ciągu sezonu 1997/98 z jednego zbocza rynny dały wyniki mieszczące się w granicach 0,04-0,13 m^3 na jednym metrze bieżącym rynny. Wielkości te odnoszą się do długich zboczy i w całości pozbawionych pokrywy roślinnej, dlatego należy je traktować jako maksymalne. Materiał gromadzony na zboczach i w dnie rynny ulega wypłukaniu w trakcie większych epizodów spływu w korycie, np. spływ w lipcu 1997 r. spowodował całkowite usunięcie tych mikrohałd zboczowych, które powstały wiosną.

Prowadzone w Karkonoszach obserwacje wskazują, że źródłem materiału transportowanego w rynnach erozyjnych są przede wszystkim zbocza koryta, a nie erozja wsteczna i cofanie progów występujących w korytach. Na znaczenie procesów zboczowych w rozwoju koryt erozyjnych wskazywali m.in. R.J. Crouch (1990) oraz R.J. Crouch i R.J. Blong (1989).

Wody płynące korytami erozyjnymi pochodzą głównie ze spływu powierzchniowego z cząstkowych zlewni topograficznych. Obecność ścieżek leśnych i szlaków zrywkowych, dawnych i współcześnie użytkowanych, w znacznym stopniu zwiększa obszar, z którego wody stokowe mogą docierać do rynien erozyjnych, bowiem ukierunkowują one i koncentrują spływ powierzchniowy. Kartowanie przeprowadzone bezpośrednio po opadach w lipcu 1997 r. wykazało istnienie szeregu epizodycznych koryt, które dostarczały wodę do rynny erozyjnej „Kamienista" bezpośrednio ze stoków. Przebieg ścieżek leśnych i szlaków zrywkowych jest w dużym stopniu niezależny od czynników naturalnych (np. przebiegu wododziałów). W efekcie do koryt erozyjnych może być dostarczana znacznie większa ilość wody, niż ma to miejsce w przypadku zlewni naturalnych. W przypadku omawianej rynny w trakcie spływu z lipca 1997 zlewnie powierzchniowe zostały powiększone przez takie zlewnie „antropogeniczne" o blisko 90% (ryc. 9B). Dodatkowym źródłem wód rynnowych jest drenaż wód podziemnych, głównie pokrywowych, o czym świadczy spływ rynnami trwający jeszcze kilka dni po zakończeniu opadów.

W 1998 roku rynna „Kamienista", podobnie jak inne koryta erozyjne na terenie Karkonoskiego Parku Narodowego, została zabezpieczona przez zapory przeciwerozyjne. Przestrzenie między zaporami wypełniono ścinkami i zrębkami. Od 1999 r. trwają badania nad skutecznością zastosowanych zabezpieczeń. W pierwszym etapie monitoringu stwierdzono dużą skuteczność zapór w odniesieniu do procesów transportu w korytach. Zapory nie rozwiązują jednak do końca problemu spływu stokowego, który w dalszym ciągu jest silnie skoncentrowany, choć przepływy w korytach wydają się dużo mniejsze.

Rozwój rynien erozyjnych. Cechy morfologiczne rynien erozyjnych w Karkonoszach oraz obserwacje prowadzone na wybranych obiektach pozwalają stwierdzić, że koryta te rozwijają się w czterech fazach (ryc. 12).



Ryc. 12. Główne fazy rozwoju rynien erozyjnych w Karkonoszach. 1 – gliny soliflukcyjne, 2 – deluwium stokowe, 3 – pakiety darniowo-glebowe w formie okapów lub ustabilizowane na zboczach koryta, 4 – kierunki zmian morfologicznych i ich względna intensywność.

Pierwsza faza obejmuje rozwój szlaku zrywkowego. W pierwszej fazie tempo pogłębiania szlaków zrywkowych wynosi od kilku do kilkunastu centymetrów w ciągu roku, w zależności od intensywności zrywki.

Faza II rozpoczyna się, gdy zwiększona dostawa wody koncentrującej się w inicjalnym zagłębieniu prowadzi do pogłębiania koryta. Trwa ono aż do momentu osiągnięcia stropu glin

peryglacjalnych lub rozwinięcia się wystarczająco odpornego na spłukiwanie bruku erozyjnego. Tempo pogłębiania koryt w fazie II jest bardzo różne i osiąga wartości od 0,01 do 2 m/epizod.

Przebieg rozwoju koryta w fazie III zależy od nachylenia powierzchni oraz cech strukturalnych pokryw stokowych, przy czym pierwszy element odgrywa mniejszą rolę. W obrębie spłaszczeń śródstokowych (nachylenia poniżej 10^o), lub przy dużej zawartości gruzu i głazów w pokrywach, koryta ulegają niemal wyłącznie poszerzaniu (faza III A). Proces cofania zboczy, wywoływany przez erozję wodną i działalność ruchów masowych, przebiega w średnim tempie 0,01-0,2 m/epizod.

W warunkach większych nachyleń powierzchni (powyżej 10^o), relatywnie małej zawartości grubszych frakcji w pokrywach i przy korzystnych warunkach hydrologicznych na stoku proces erozji wgłębnej nie zostaje zahamowany (faza III B). Pogłębianie koryta jest wolniejsze niż w fazie II i wynosi maksymalnie 0,3 m/epizod. W takich przypadkach erozja sięga nierzadko litej skały.

Końcowym etapem rozwoju rynien erozyjnych jest ich stopniowy zanik (faza IV). Miąższy bruk erozyjny całkowicie chroni dno koryt przed erozją. Zbocza uzyskują mniejszy spadek i ulegają stabilizacji przez pakiety darniowo-glebowe lub poprzez sukcesję roślinności. Jednocześnie koryto jest powoli zamulane drobnofrakcyjnym materiałem, aż do całkowitego wypełnienia. Kartowanie starych form erozyjnych i zmierzone tempo wypełniania rynien erozyjnych, pozwala na stwierdzenie, że formy te ulegają zanikowi w ciągu 100-200 lat.

W warunkach naturalnych, w lasach dolno- i górnoreglowych dominującymi procesami morfogenetycznymi były zmyw śródpokrywowy i spełzywanie. Procesy te cechowały się prawdopodobnie niewielką intensywnością. Wśród procesów podrzędnych można wymienić saltację wykrotową, która była ograniczona przestrzenie i dlatego mało znacząca dla przeobrażania stoków. W warunkach antropopresji, w strefach wylesionych na pierwszy plan wysuwa się spłukiwanie powierzchniowe, które na stromych stokach, objętych ratunkowymi pracami leśnymi przyjmuje postać spłukiwania linijnego. Na obszarach wylesionych Karkonoszy dominującym procesem morfogenetycznym jest spłukiwanie skoncentrowane, obok którego istotną rolę odgrywają procesy kriogeniczne, głównie działanie lodu włóknistego.

Schodzimy w dół doliny Wilczego Potoku, wzdłuż niezabezpieczonej rynny erozyjnej. Mijamy miejsce, w którym podczas nawalnych opadów następuje wymiana wód pomiędzy potokiem a rynną. Schodzimy do tzw. Drogi Urszuli, którą w ciągu kilkunastu minut docieramy do Stanowiska 5. Po drodze widoczna morfologia wykrotowa, świadectwo wiatrowałów z lat 30. XX wieku, i zanikające już rynny erozyjne.

Stanowisko 5 – Wilczy Potok

Problematyka: transport rumowiska wleczonego w małej zlewni górskiej Karkonoszy

Cechy zlewni Wilczego Potoku w Karkonoszach Wschodnich. Wilczy Potok jest ciekiem V rzędu, spływającym z północnych stoków Kopy i uchodzącym do Łomniczki na terenie Karpacza na wysokości 627 m n.p.m. Powierzchnia całkowita zlewni wynosi 1,53 km^2, długość 3,17 km, deniwelacja 640 m, a średnie nachylenie 201‰. Długość cieku głównego wynosi 1,9 km, największe dopływy otrzymuje on z prawej strony w części środkowej i górnej. Przeważająca część biegu Wilczego Potoku ma kierunek N i NE. Cieki na terenie zlewni są stosunkowo krótkie (najdłuższy dopływ ma ok. 600 m długości). Jest to zatem typowy potok dla terenów górskich Karkonoszy, o niewielkich rozmiarach. Zlewnia jest typowa dla Karkonoszy pod względem budowy geologicznej i jest w całości zbudowana z granitu. Występują w niej dwie najbardziej rozpowszechnione w masywie karkonoskim

odmiany granitu: równoziarnisty (górna część zlewni) i porfirowaty (dolna część zlewni). W przyujściowej części zlewni występują na niewielkim obszarze gnejsy oczkowe.

Na granitowym podłożu skalnym zlewni Wilczego Potoku występują zwietrzeliny o cechach typowych dla obszaru Karkonoszy. W profilach, obok zwietrzeliny ziarnistej, występują w różnej proporcji nie zwietrzałe bloki granitu. Profil jest zazwyczaj dwudzielny, z wyodrębniającą się częścią górną, przemieszczoną wskutek oddziaływania ruchów masowych, oraz leżącą głębiej częścią leżącą *in situ* (Czerwiński 1985). Miąższości pokryw są zróżnicowane – od bardzo małych, z lokalnym występowaniem skal litych na powierzchni, do kilku metrów. W dolnych partiach stoków występują pokrywy deluwialne, lokalnie o dość znacznej miąższości.

System rzeczny obszaru Karkonoszy wykształcony na takim podłożu obejmuje cieki o zróżnicowanej morfologii i nachyleniu koryta. Wyróżnić tu można potoki stokowe, śródrumowiskowe oraz potoki dolinne (Tomaszewski 1994). Potoki stokowe to cieki nieznacznych rozmiarów, nie posiadające ukształtowanych wcięć dolinnych, płynące po znacznie nachylonych stokach bez znaczącego ich przemodelowania słabo wciętymi w podłoże korytami o niestabilnym charakterze. Lokalnie zmieniają one swój bieg podczas większych wezbrań. Ich koryta zbudowane są z materiału gruboziarnistego – głazów i żwirów, pomiędzy którymi przepływa woda niosąca epizodycznie materiał drobnoziarnisty. Potoki śródrumowiskowe stanowią zwykle pewne odcinki potoków stokowych znajdujące się pod powierzchnią terenową w strefach o zwiększonej przepuszczalności podłoża, np. w rumoszu skalnym pod poziomem ściółki leśnej. Potoki dolinne posiadają ukształtowane zagłębienia dolinne, choć ich koryta są nieustabilizowane – mają tendencję do przemieszczania się podczas wezbrań, jednak tylko w obrębie den dolinnych. Potoki dolinno-wąwozowe płyną dnami dość głęboko wciętych dolin o charakterze wąwozów, w strefach podatnych na erozję wgłębną. Ich koryta są stabilne i nie podlegają znacznym przesunięciom. Wypełniają je głazy i kamienie, pomiędzy którymi zalega drobny żwir i piasek, a ich nachylenie maleje wraz z przyrostem ich długości

Zlewnia Wilczego Potoku jest zalesiona w około 80%. Przeważa drzewostan świerkowy, któremu towarzyszy modrzew, jodła oraz nieliczne drzewa liściaste (brzoza, buk, jawor, jarzębina i in.). Obszary wylesione występują w zwartej powierzchni w dolnej i górnej części zlewni. Obecnie zadarnione stoki zlewni nie są rolniczo wykorzystywane. W górnej i środkowej części zlewni występują stosunkowo świeże halizny. Na obszarze zlewni obserwuje się oznaki osłabienia stanu zdrowotnego drzewostanu. Fakt ten wiązany jest z klęską ekologiczną, postępującą od zachodniej części Karkonoszy oraz Gór Izerskich.

Obszar zlewni Wilczego Potoku jest, jak na warunki karkonoskie, stosunkowo mało przekształcony przez bezpośrednie oddziaływanie człowieka. Nie występują tu ujęcia wodne typu komunalnego. System Wilczego Potoku posiada koryta naturalne bez jakiejkolwiek zabudowy. Sieć stałych cieków jest tu jedynie lokalnie przeobrażona przez drogi i związane z nimi rowy odwadniające i przepusty. Istniejąca sieć odwodnienia okresowego i epizodycznego jest powiększona o cieki zainicjowane antropogenicznie, głównie zrywką drewna. Lokalnie sieć tego rodzaju form jest dość silnie rozbudowana.

Badania współczesnych procesów geomorfologicznych i hydrologicznych w zlewni Wilczego Potoku. Pierwsze instalacje pomiarowe na terenie zlewni wykonano w 1988 r., budując kamienną zaporę podpiętrzającą na Wilczym Potoku, u wylotu wciosowej części jego doliny (ryc. 13). Zapora (stan. 1) zaprojektowana została w celu ustabilizowania profilu hydrometrycznego oraz pomiaru intensywności transportu rumowiska wleczonego. Profil ten zamyka obszar wyznaczonej zlewni eksperymentalnej, której powierzchnia wynosi 0,99 km^2, a spadek podłużny cieku głównego 210‰. Przelewy zamontowane w ścianie zapory umożliwiały dokładny pomiar wolumetryczny przepływu oraz kalibrację jego zależności od stanu wody zaobserwowanego na łacie hydrometrycznej. W grudniu 1988 r. zainstalowany został tam limnigraf i zaczęto prowadzić obserwacje ciągłe.

W 1989 r. zainstalowano 8 stanowisk do pomiaru rumowiska wleczonego na dopływach Wilczego Potoku, będących potokami stokowymi, oraz na samym Wilczym Potoku w jego górnej

Ryc. 13. Zapora na Wilczym Potoku wybudowana w 1988 r. Stanowisko 1
(fot. M. Katrycz).

części. Rumowisko było przechwytywane do pojemników plastikowych, do których była kierowana całość wody potoków zainstalowanymi rynnami. Począwszy od jesieni 1992 r. pojemniki plastikowe stopniowo zastępowano specjalnie wykonanymi metalowymi skrzyniami o pojemności do ok. 1 m^3, wyposażonymi w przelewy typu Ponceleta lub Thomsona, służące do pomiarów hydrometrycznych i przechwytywania niesionego przez wodę materiału (ryc. 14). Od tego czasu, łącznie z zaporą na Wilczym Potoku, funkcjonowało na obszarze zlewni 10 stanowisk pomiarowych rumowiska wleczonego, ujmujących praktycznie wszystkie stałe cieki systemu Wilczego Potoku (Bieroński, Tomaszewski 1994). Obserwacje prowadzone do 1999 r. pozwoliły na otrzymanie bogatego materiału badawczego (tab. 1).

W zależności od typu wezbrania zebrane dane uwidaczniają zdecydowaną przewagę transportu w korycie głównym (stan. 1) w stosunku do systemu potoków stokowych (tab. 2). Wskazuje to na znaczną retencję rumowiskową koryta głównego – na co zwrócił już uwagę J. Bieroński (1994) – ponieważ znajdują się w nim liczne naturalne pułapki sedymentacyjne lub nisze akumulacyjne (Tomaszewski 1995) gromadzące materiał rumowiskowy w czasie niskich i średnich przepływów, a który jest uruchamiany podczas większych wezbrań. Dodatkową rolę w transporcie rumowiska pełni sieć rozcięć erozyjnych (dawne ścieżki i ryzy zrywkowe), które przy znacznych spadkach, w czasie nawalnych opadów prowadzą znaczną ilość wody, podlegając jednocześnie erozji wgłębnej i bocznej (Parzóch 2001). Łączą się one następnie z korytami stałych cieków lub dróg, dostarczając znaczne ilości materiału rumowiskowego do systemu stale odwadniającego zlewnię (Katrycz 1998). Ponadto zaznacza się znaczny udział transportu rumowiska w niektórych potokach systemu stokowego (stan. 5 i 9B) i są to miejsca predysponowane antropogenicznie, gdyż powyżej stan. 5 znajduje się droga z przepustem, w którym koncentruje się odpływ, a w sąsiedztwie stan. 9B znajdowała się czynna ryza zrywkowa, którą intensywnie zwożono pnie drzew.

Tab. 1. Zestawienie masy materiału rumowiskowego transportowanego w zlewni Wilczego Potoku (dane w kg) w poszczególnych latach.

Rok pomiaru	Stanowiska pomiarowe										
	1 (org.)	1 (min.)	2	3	4	5	7	8	9A	9B	10
1989*	44	213	7,6	1,3	0,4	4,3	0,6	0,3		23,7	
1990*	134	523	9,3	12,6	0,6	31,9	2,1	0,4		127,2	
1991*	50	10964	25,6	2,9	0,0	9,1	0,2	0,3		6,5	
1992*	151	235	8,5	3,8	3,8	11,4	0,0	0,0		0,0	
1993*	386	3360	72,8	18,3	22,8	89,2	0,4	0,1		0,2	0,2
1994	381	15354	104,6	16,7	260,2	837,3	22,0	0,7	12,9	731,4	18,2
1995	1262	4569	36,1	3,2	51,3	461,5	3,0	0,0	6,8	1184,8	6,4
1996	998	5204	80,1	5,2	14,4	255,1	4,8	0,0	2,6	1071,8	30,3
1997	523	15619	35,9	6,6	351,9	373,3	28,4	2,6	23,4	1310,8	18,5
1999	609	1643	12,3	3,0	11,7	112,5	4,0	5,5	6,1	442,4	7,1
1998	is	is	6,4	10,0	17,2	27,2	13,2	7,8	20,4	52,9	12,7
Suma	4539	57685	401,2	86,6	738,3	2217,8	85,7	25,7	72,2	4960,7	93,4

is- ilości śladowe
* - dane zaczerpnięte z wcześniej przeprowadzonych pomiarów (prace mgr Panek 1992, Konopnicka 1995 – arch. Zakładu Geogr. Fiz. UWr.)

Wielkość wezbrania	Potok dolinny	Dopływy	Proporcja
Wielkie	27 760 [kg]	2538 [kg]	10,9
Małe i średnie	27 812 [kg]	5260 [kg]	5,3
Transport całkowity	57 685 [kg]	8682 [kg]	6,6

Tab. 2. Porównawcze zestawienie transportu rumowiska pomiędzy potokiem dolinnym a dopływami w systemie zlewni Wilczego Potoku.

Ryc. 14. Przykład stanowiska, na którym dokonywano pomiarów hydrometrycznych i transportu rumowiska (fot. M. Katrycz)

Pomimo tak znacznego transportu materiału w małej zlewni – ogółem poza przekrój pomiarowy zostało odprowadzone ponad 66,3 t materiału zwietrzelinowego w ciągu 10 lat – nie obserwuje się znacznych skutków przeobrażenia geomorfologicznego ani masowego transportu wielkich frakcji, chociaż występowały przepływy powyżej 5 m^3s^{-1}. Przeobrażeniu uległo nieznacznie koryto dolinne Wilczego Potoku, głównie w formie migracji progów założonych na zaklinowanych w dnie wielkich głazach, natomiast po ekstremalnych opadach w 1994 i 1997 r. zostały poszerzone i pogłębione (lokalnie do litej skały) dawne ścieżki i szlaki zrywki drzew.

Literatura

Bieroński J., Chmal H., Czerwiński J., Klementowski J., Traczyk A., 1992, *Współczesna denudacja w górskich zlewniach Karkonoszy*, [w:] A. Kotarba (red.), System denudacyjny Polski, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155: 151-169.

Bieroński J., 1994, *Warunki formowania i transportu rumowiska wleczonego w zlewniach karkonoskich*, [w:] Problemy Hydrologii Regionalnej, Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej, Karpacz, 26-28 września 1994, Tomaszewski J. (red.), Wrocław, s.

Bieroński J., Tomaszewski J.T, 1994, *Badania w eksperymentalnej zlewni Wilczego Potoku*, [w:] Problemy Hydrologii Regionalnej, Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej, Karpacz, 26-28 września 1994, Tomaszewski J. (red.), Wrocław, s.

Crouch R.J., 1990, *Erosion processes and rates for gullies in granitic soils Bathurst, New South Wales, Australia*, Earth Surf. Proc. Landf., 15: 169-173.

Crouch R.J., Blong R.J., 1989, Gully sidewall classification: methods and applications, *Z. Geomorph. N.F., 33: 291-305.*

Czerwiński J., 1985, *Główne rysy rzeźby i rozwój geomorfologiczny*, [w:] Karkonosze polskie, A. Jahn (red.), Ossolineum, Wrocław, s. 53-76.

Dunajski A., 1998, *Sukcesja roślinności na lawinisku potoku błotno-kamienistego w dolinie Łomniczki w Karkonoszach – stan zaawansowania procesu po trzech latach*, Acta Univ. Wratisl. 2090, Prace Botaniczne 77: 205-217.

Jahn A., 1979, *Procesy erozyjne na grzbiecie Karkonoszy*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 20: 126-137.

Katrycz M., 1998, *Transport rumowiska wleczonego w zlewni Wilczego Potoku – Karkonosze Wschodnie*, Acta Univ. Wratisl. 2061, Prace Inst. Geogr., A9: 37-58.

Parzóch K., 1994, *Efekty erozyjne i tempo sukcesji roślinnej na pasie granicznym w Karkonoszach*, Acta Univ. Wratisl. 1702, Prace Inst. Geogr., A7: 27-36.

Parzóch K., 2001, *Erozja rynnowa na stokach wylesionych w Karkonoszach*, Przyroda Sudetów Zachodnich, 4: 171-180.

Pilous V., 1977, *Strukturni mury v Krkonoších – III. část*, Opera Corcontica 14: 7-94.

Tomaszewski J. T., 1977, *Charakterystyka krenologiczna masywu krystalicznego na przykładzie Karkonoszy*, Acta Univ. Wratisl. 358, Studia Geogr. 28.

Tomaszewski J.T., 1994, *Rodzaje cieków górskich*, [w:] Problemy Hydrologii Regionalnej, Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej, Karpacz, 26-28 września 1994, Tomaszewski J. (red.), Wrocław, s. 104-110.

Tomaszewski J., 1995, *Cechy dynamiki transportu rumowiska górskich potoków i jej transformacja pod wpływem regulacji*, [w:] 44 Zjazd PTG. Człowiek a środowisko. Toruń 24-27 sierpnia 1995, s. 136-139.

Dr Krzysztof Parzóch
Zakład Geomorfologii
Instytut Geograficzny
Uniwersytet Wrocławski
Pl. Uniwersytecki 1
50-137 Wrocław
parzoch@geom.uni.wroc.pl

Mgr Marek Katrycz
Ul. Górecka 5
Wrocław,
katrycz@o.k.pl

Piotr Migoń, Andrzej Paczos, Czesław August

RZEŹBA GRANITOWA KOTLINY JELENIOGÓRSKIEJ

Przewodnik sesji terenowej A3, zorganizowanej w ramach VI Zjazdu Geomorfologów Polskich, Jelenia Góra Cieplice, 11-14 IX 2002.

Trasa: Jelenia Góra Cieplice – PIASTÓW – Podgórzyn – Sosnówka – KARPACZ GÓRNY – MIŁKÓW – Staniszów – WITOSZA – Jelenia Góra (KAMIENISTA) – Jelenia Góra („GRÓB WANDALÓW") – Jelenia Góra Cieplice

Miejscem odbywania sesji terenowej A3 jest Kotlina Jeleniogórska i Pogórze Karkonoskie, a jej motywem przewodnim jest wpływ cech podłoża skalnego na przebieg procesów geomorfologicznych i charakter form rzeźby. Obie jednostki fizjograficzne zbudowane są z granitu wieku karbońskiego, w obrębie którego powstały liczne specyficzne zespoły form (stanowiska 1, 4 i 5) oraz pokrywy wietrzeniowe (stanowiska 2 i 3). Poruszona będzie także problematyka tektonicznego różnicowania się rzeźby Sudetów Zachodnich (stanowisko 1) oraz czwartorzędowego zlodowacenia kontynentalnego w Kotlinie Jeleniogórskiej (stanowisko 6)

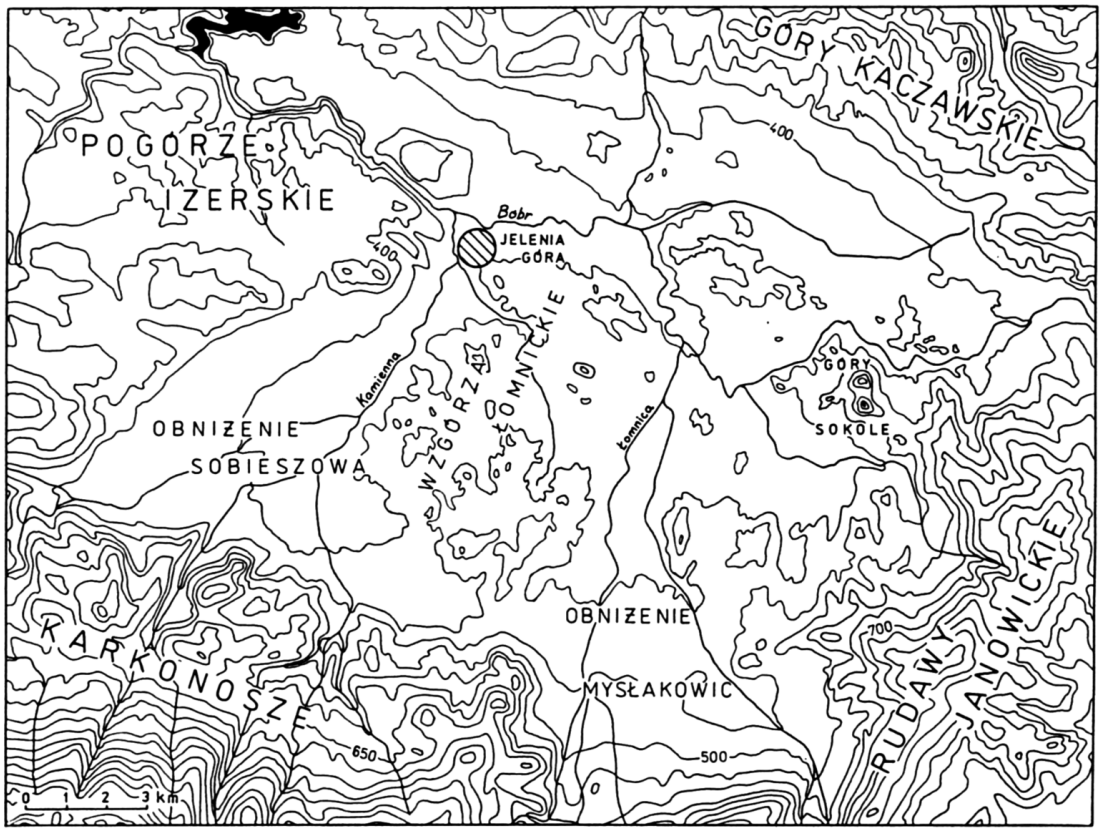
Z Cieplic wyjeżdżamy przekraczając dolinę Kamiennej w kierunku położonych u stóp zachodniego obramowania Kotliny Jeleniogórskiej Wojcieszyc, skąd dalej w kierunku Szklarskiej Poręby, na duży parking przed Piastowem.

Stanowisko 1 – Piastów

Problematyka: główne rysy rzeźby Sudetów Zachodnich, geneza Kotliny Jeleniogórskiej

Punkt obserwacyjny w Piastowie zlokalizowany jest przy parkingu położonym przy szosie Jelenia Góra – Szklarska Poręba, pomiędzy miejscowościami Wojcieszyce i Piastów (administracyjnie część Piechowic). Parking położony jest w dolnej części stoku ograniczającego od zachodu obniżenie Kotliny Jeleniogórskiej, na wys. około 400 m n.p.m. i jest doskonałym punktem widokowym na Karkonosze, ich północną krawędź na linii Piechowice – Sobieszów – Podgórzyn - Sosnówka i południową część Kotliny ze Wzgórzami Łomnickimi.

Główne cechy rzeźby Kotliny Jeleniogórskiej. Kotlina Jeleniogórska jest największą i najbardziej wyrazistą z kotlin śródgórskich Sudetów Zachodnich. Zajmuje powierzchnię około 270 km^2 i ma zarys zdeformowanego rombu, opartego na południu o Karkonosze, na wschodzie o Rudawy Janowickie, na północy o Góry Kaczawskie i na zachodzie o Pogórze Izerskie. Dno kotliny jest położone na wysokości 320-450 m n.p.m., wyrastają z niego grupami lub w odosobnieniu granitowe pagóry o wysokości względnej do 200 m i bezwzględnej do 654 m n.p.m. (Sokole Góry). Krawędzie wyznaczające morfologiczne ramy Kotliny Jeleniogórskiej są wyraźne i mają postać stromych stoków o prostoliniowej bądź lekko krętej podstawie oraz wysokości 150-300 m. Jedynie przejście dna kotliny w grzbiet Rudaw Janowickich jest miejscami niejednoznaczne. Kotlina jest ważnym węzłem hydrograficznym. Rolę rzeki tranzytowej pełni Bóbr, tworzący powyżej i poniżej Kotliny malownicze przełomy o nie w pełni wyjaśnionej genezie. W obrębie kotliny przyjmuje on liczne dopływy odwadniające otaczające pasma górskie: Łomnicę ze swymi głównymi dopływami – Łomniczką, Jedlicą i Karpnickim Potokiem oraz Kamienną z Wrzosówką (ryc. 1).



Ryc. 1 Ukształtowanie terenu Kotliny Jeleniogórskiej i obszarów przyległych. Obniżenia Mysłakowic i Sobieszowa, Wzgórza Łomnickie oraz Góry Sokole są mniejszymi jednostkami fizjograficznymi w granicach Kotliny Jeleniogórskiej

Pod względem geologicznym Kotlina Jeleniogórska w całości położona jest w granicach masywu granitowego karkonosko-izerskiego, w jego pn.-wsch. części. W podłożu występuje przeważnie granit w odmianie porfirowatej, nazywany także granitem centralnym. Podrzędnie obecny jest granit w odmianie równoziarnistej i aplitowej, powszechne są żyły aplitowe i mikrogranitowe oraz gniazda pegmatytowe. Morfologiczne granice kotliny częściowo pokrywają się z granicami litologiczno-strukturalnymi. Zachodnie obramowanie kotliny pokrywa się z linią kontaktu intruzji granitowej ze starszymi skałami osłony budującymi metamorfik karkonosko-izerski, natomiast granica z Górami Kaczawskimi przebiega wzdłuż głównego uskoku środsudeckiego, oddzielającego masyw granitowy od metamorfiku kaczawskiego. Równocześnie jednak granice z Karkonoszami i Rudawami Janowickimi nie mają żadnego uzasadnienia litologicznego.

Geneza kotliny – historia poglądów. Pochodzenie Kotliny Jeleniogórskiej budziło zainteresowanie już od połowy XIX w. Autor pierwszej monografii kotliny – E. Sommer (1930) – cytuje kilka prac z owego okresu, w których prezentowano pogląd o tektonicznej, zapadliskowej genezie. Poglądy te w odniesieniu do granicy między Kotliną Jeleniogórską a Pogórzem Karkonoskim rozwinęli G. Berg (1923, 1927) i H. Ouvrier (1933), jednak nie byli w stanie dostarczyć jednoznacznych argumentów geologicznych – dowodów istnienia uskoku w granice. Przesłanki geomorfologiczne, takie jak prostoliniowość podstawy krawędzi, znaczna stromość stoku i brak litologicznego uzasadnienia dla istnienia krawędzi nie były uważane za rozstrzygające. Równocześnie poszukiwano innych wyjaśnień pochodzenia kotliny, nie odwołujących się do aktywnej tektoniki. H. Cloos (1925) uważał, że istnienie kotliny odzwierciedla pierwotny, kopułowy kształt intruzji, inni z kolei wskazywali na

szybsze tempo erozji w porfirowatej odmianie granitu, zwłaszcza względem skał osłony intruzji (Dumanowski 1963, Oberc 1972).

Inne wyjaśnienie powstania kotliny zaproponował A. Jahn (1980). Uwypuklił on proces głębokiego wietrzenia granitu, jakie zachodziło w tropikalnym klimacie trzeciorzędu. Wietrzenie to było najbardziej intensywne w obrębie inicjalnego obniżenia, gdyż do niego spływały wody z okolicznych terenów wyżej położonych i w nim zachodził przyrost pokrywy zwietrzelinowej. Usunięcie zwietrzelin w trakcie generalnego tektonicznego dźwigania Sudetów ujawniło dzisiejszą kotlinę. Jahn wskazał między innymi na pagórkowaty charakter rzeźby dna kotliny, odpowiadający konfiguracji frontu wietrzenia w skałach granitowych, a także na istnienie obniżeń w zewnętrznych częściach kotliny (np. widoczne z punktu obserwacyjnego obniżenie wzdłuż Kamiennej), powstałe w miejscach najbardziej agresywnego wietrzenia u stóp krawędzi. W myśl tej koncepcji ruchy tektoniczne odegrały jedynie rolę pośrednią – spowodowały wzrost intensywności denudacji, co umożliwiło usunięcie pokrywy zwietrzelinowej. Dalsze badania prowadzone w kotlinie, zarówno form rzeźby jak i pokryw zwietrzelinowych potwierdziły kluczową rolę głębokiego wietrzenia w powstaniu dzisiejszego krajobrazu jej dna (Migoń 1993a, Jahn et al. 2000).

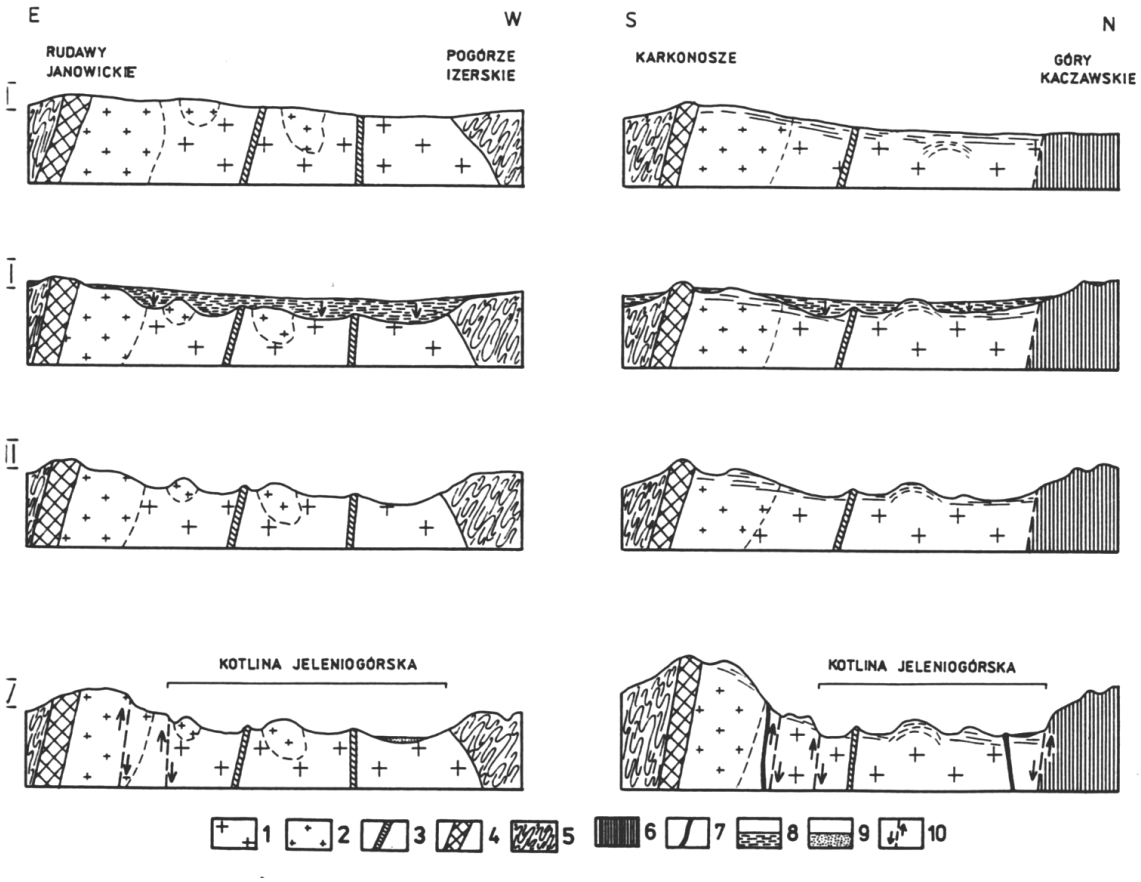
Kotlina Jeleniogórska jako forma poligeniczna. Krytyczna analiza dotychczas wypowiedzianych poglądów na temat genezy Kotliny Jeleniogórskiej ujawnia, że argumenty przytaczane przez zwolenników różnych koncepcji nie wykluczają się wzajemnie i pochodzą one z różnych obszarów. Cech wskazujących na aktywną tektonikę poszukiwano głównie na granicy kotliny i Karkonoszy, podczas gdy przesłanki za pierwszorzędną rolą czynników egzogenicznych pochodziły z wnętrza kotliny lub jej zachodniego, litologicznie uwarunkowanego obramowania.

Prowadzone od lat 80. XX w. badania na granicy kotliny i Pogórza Karkonoskiego dostarczyły dalszych geologicznych i geomorfologicznych dowodów tektonicznego charakteru tej krawędzi (Mierzejewski 1986, Sroka 1991, Migoń 1993a). Na szczególną uwagę zasługuje obecność obciętych teras rzecznych Łomniczki i Wrzosówki, na granicy Pogórza „wychodzących w powietrze" oraz zawieszonych dolin mniejszych potoków, dobrze widocznych z punktu obserwacyjnego w Pakoszowie. Południowe obramowanie kotliny, uderzające swą prostoliniowością i wyrazistością, jest stokiem o założeniach tektonicznych, powstałym w trakcie młodotrzeciorzędowych ruchów pionowych, różnicujących rzeźbę Sudetów Zachodnich. Jej wysokość wynosi 150-250 m, podczas gdy całkowita wielkość podniesienia Karkonoszy względem kotliny sięga 1000 m. Czwartorzędowe podniesienie na krawędzi Pogórza oceniane jest na podstawie wysokości skalnych cokołów obciętych teras rzecznych na przynajmniej 15-20 m. Także sięgające 300-400 m różnice wysokości pomiędzy pagórkowatymi powierzchniami denudacyjnymi dna Kotliny Jeleniogórskiej z jednej strony, a Rudaw Janowickich i Gór Kaczawskich z drugiej, są zapewne tektonicznego pochodzenia, choć przesłanki są tu mniej jednoznaczne (Migoń 1993a).

Z kolei zachodnia krawędź kotliny, na której zlokalizowany jest punkt obserwacyjny, jest ewidentnie genezy denudacyjnej. Nawiązuje ona do zachodniej granicy intruzji i odzwierciedla większą odporność na wietrzenie gnejsów i granitognejsów osłony w stosunku do granitu. Jest ona też najniższa ze wszystkich ram morfologicznych kotliny, o wysokości do 150 m. W jej obrębie brak jakichkolwiek elementów typowych dla krawędzi tektonicznych, na przykład zdeformowanych systemów terasowych czy zawieszonych dolin.

Rozwój Kotliny Jeleniogórskiej był wieloetapowy, a na poszczególnych etapach rozwoju dominowały różne procesy bądź grupy procesów (ryc. 2). W odległej przeszłości (paleogen?) kluczową rolę odgrywały procesy głębokiego wietrzenia, głównie chemicznego, oddziałującego selektywnie na znacznie zróżnicowane pod względem litologicznym podłoże. Kształtowały się wówczas krajobrazy wietrzeniowo-denudacyjne swoiste dla różnych typów skał: silnie pagórkowate z górami wyspowymi w granitach porfirowatych, faliste w granitach

równoziarnistych i skałach metamorficznych, a także formy krawędziowe wzdłuż wyraźnych kontaktów litologicznych. Okresowe usuwanie zwietrzelin powodowało wzrost wysokości względnych i rozwój kotliny jako dość płytkiej formy wklęsłej, z niewyraźnymi granicami w obrębie intruzji granitowej.



Ryc. 2 Rozwój geomorfologiczny Kotliny Jeleniogórskiej.
I – późnomezozoiczna (?) powierzchnia zrównania, II – rozwój grubej pokrywy zwietrzelinowej w trzeciorzędzie, III – usunięcie zwietrzelin i odsłonięcie powierzchni podregolitowej, IV – ruchy tektoniczne w młodszym trzeciorzędzie i wydźwignięcie obramowań kotliny.
1 – granit porfirowaty, 2 – granit równoziarnisty, 3 – żyły mikrogranitowe, 4 – hornfelsy, 5 – mezometamorficzne skały osłony (gnejsy, łupki łyszczykowe), 6 – epimetamorficzne skały Gór Kaczawskich (zieleńce, fyllity), 7 – bazalty, 8 – pokrywa zwietrzelinowa, 9 – utwory czwartorzędowe, 10 – uskoki.

W młodszym trzeciorzędzie tempo tworzenia się zwietrzelin prawdopodobnie zmalało w odpowiedzi na pogarszające się warunki klimatyczne, a czynnikiem dominującym stała się tektonika blokowa. Ożywieniu uległy stare linie tektoniczne, wzdłuż których poszczególne części Sudetów Zachodnich zostały podniesione na różne wysokości lub obniżone. Bloki Karkonoszy i Rudaw Janowickich zostały skośnie podniesione na 400-1000 m, przez co obecnie opadają ku kotlinie stromymi stokami, dodatkowemu podniesieniu uległ blok Gór Kaczawskich. Najbardziej dynamiczna pod względem geomorfologicznym była południowa krawędź kotliny, na której ruchy neotektoniczne kontynuowały się w czwartorzędzie. Dno kotliny, mimo względnego zrzucenia, nie stało się jednak miejscem wzmożonej akumulacji, a jedynie tranzytu materiału. Osadów wieku trzeciorzędowego w kotlinie praktycznie brak (wyjątkiem jest płat żwirów koło Dziwiszowa na północ od Jeleniej Góry), a plejstoceńskie pokrywy aluwialne u stóp Karkonoszy mają kilka metrów miąższości.

Zjeżdżamy przez Pakoszów przez dolinę Kamiennej do Piechowic, odkąd trasa przejazdu prowadzi u stóp tektonicznej krawędzi Pogórza Karkonoskiego. Po ominięciu niedawno oddanego do użytku zbiornika wodnego „Sosnówka" dojeżdżamy do Sosnówki, po czym pokonując stromą krawędź osiągamy zrównania Pogórza Karkonoskiego, położone na wysokości 550-700 m n.p.m. Cechują się one podobną rzeźbą do występującej w dnie Kotliny Jeleniogórskiej – nieco większy stopień rozdolinnienia związany jest z bliskością progu tektonicznego i intensywną erozją wgłębną potoków. Przed Karpaczem Górnym omijamy najwyższe wzniesienie Pogórza – Czoło (869 m).

Stanowisko 2 – Karpacz Górny

Problematyka: wietrzenie granitu

Stanowisko obserwacyjne zlokalizowane jest na spłaszczeniu przełęczowym u stóp Czoła, na wys. około 820 m n.p.m., przy końcu ul. Karkonoskiej, obok przystanku PKS. W nieczynnym i częściowo zrekultywowanym wyrobisku odsłaniają się ziarniste zwietrzeliny granitu porfirowatego.

Opis odsłonięcia. Odsłonięcie przy ul. Karkonoskiej powstało w połowie lat 80., obecnie jest częściowo zrekultywowane, w wyniku czego południowa część z guzami granitowymi została zasypana. Wymiary ściany dostępnej do obserwacji wynoszą około 40 m długości i 3-5 m wysokości. Stanowisko znajduje się w pozycji przełęczową. Znajduje się ono na obszernym spłaszczeniu Przełęczy pod Czołem (820 m), podciętym dość stromymi stokami o nachyleniu 10-15°, tworzącymi zamknięcia subsekwentnych dolin Karkonoskiego Padołu Śródgórskiego.

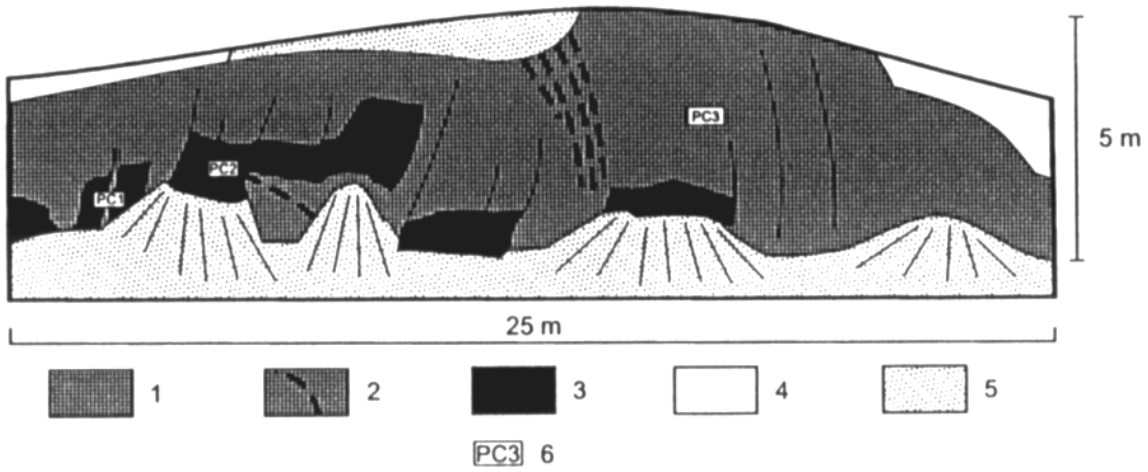
Opis profilu zwietrzelinowego. Profil zwietrzelinowy rozwinął się na granicie porfirowatym średnio- i gruboziarnistym i wykazuje dużą zmienność wewnętrzną. W jego obrębie wyróżnić można co najmniej cztery typy zwietrzeliny: (a) względnie niezwietrzałe, ostrokrawędziste partie granitu, (b) zwięzłą zwietrzelinę gruzową, (c) mało zwięzłą zwietrzelinę ziarnistą, z zatartym systemem spękań pierwotnych oraz (d) pojedyncze trzony bryłowe. Te ostatnie są dziś niewidoczne i występowały w obecnie zasypanej części wyrobiska. Dodatkowo zwietrzelinę przecinają gęsto spękane żyły aplitowe o grubości do 10 cm oraz szliry biotytowe, zaś lokalnie stwierdzono obecność wąskich (1-2 cm) stref silniejszego rozkładu (ryc. 3).

Badania mineralogiczne przeprowadzono na trzech próbkach[1] (ryc. 4). Próbka PC3 reprezentuje typową zwietrzelinę ziarnistą, w której w ocenie makroskopowej stopień przeobrażeń jest niski, a poszczególne minerały pierwotne pozwalają się wyróżnić. Pozostałe próby zostały pobrane w strefach silniejszego rozkładu i wyższej zawartości frakcji drobnych (pyłowej i iłowej) w stosunku do typowego gruzu. Próba PC1 reprezentuje pionową strefę spękaniową pomiędzy blokami mało zwietrzałego granitu, natomiast próba PC2 to dość silnie rozłożony granit bezpośrednio pod poziomo przebiegającą partią masywną.

Próba PC 3 jest szarożółtą skałą ziarnistą, w której agregaty kwarcowo-skaleniowo-biotytowe są stosunkowo słabo chemicznie przeobrażone. Zmiany zachodzące w obrębie skaleni, zarówno w mikroklinie jak i plagioklazach, polegają na utracie twardości i zmianie barwy. Minerały te łatwo kruszą się i są wybielone (głównie plagioklazy, rzadziej mikroklin) lub zabarwione na brunatno (mikroklin). Biotyt mimo utraty połysku jest nadal czarny, zachowując swoje

[1] Badania mineralogiczne próbek przeprowadził C. August przy użyciu dyfraktometru rentgenowskiego DRON 2, derywatografu Q 1500D i ortoskopu Carl Zeiss Jena. Analizy fazowe rentgenowskie i termiczne wykonano z próbek uprzednio rozdzielonych na sicie o średnicy 0.06 mm. Stosunki ilościowe obliczono z krzywej termograwimetrycznej (TG).

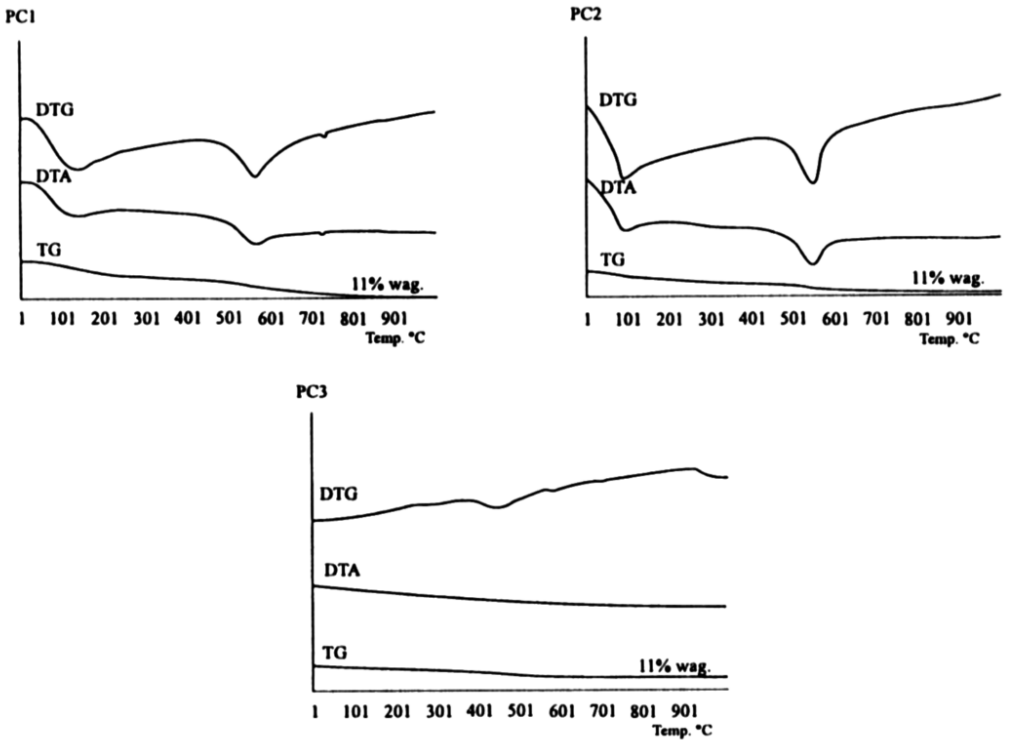
sześcioboczne, blaszkowe wykształcenie. Kwarc występuje w formie typowych dla granitu ziaren ksenomorficznych, stosunkowo słabo spękanych. Najwyraźniejszą oznaką przeobrażeń chemicznych jest uwolnienie żelaza z minerałów pierwotnych (biotytu, chlorytu, amfibolu, magnetytu i in.) i zabarwienie zwietrzeliny brunatnym pigmentem. O transformacji skaleni, głównie plagioklazu, świadczy obecność w próbce minerałów z grupy K-miki (hydromiki, illitu). Minerały te powodują wspomniane wyżej „wybielenie" skaleni. Intensywniejszym zmianom plagioklazy uległy w minimalnym stopniu, przechodząc w śladowe ilości smektytu i kaolinitu.



Ryc. 3 Odsłonięcie pokrywy zwietrzelinowej w Karpaczu Górnym.
1 – zwietrzelina ziarnista, 2 – żyły aplitowe, 3 – nie zwietrzały granit, 4 – utwory stokowe, 5 – osypisko, 6 – miejsce poboru prób

Zwietrzelina z próbki PC1 posiada średni stopień przeobrażenia. Jest wykształcona także w formie ziarnistej i złożona z agregatów kwarcowo-skaleniowych. Skała ma barwę jasnoszarą z odcieniem różowym lub jasnobrunatnym. Spośród skaleni istotnym przeobrażeniom uległ plagioklaz, przechodząc w jeden z minerałów ilastych typu kaolinitu, smektytu lub K-miki, natomiast skaleń potasowy (mikroklin) występuje w stanie prawie niezmienionym, zachowując swoje różowe zabarwienie. Biotyt zachowuje blaszkowy pokrój, ulegając jednak częściowemu przeobrażeniu objawiającemu się uwolnieniem żelaza, które w formie wodorotlenkowej pokrywa powierzchnie ziaren współwystępujących minerałów. W minimalnej ilości pojawia się chloryt. Kwarc występuje w formie silnie spękanych ziaren, dość często pokrytych cienką warstwą wodorotlenku żelaza. We frakcji ziarnowej > 0,06 mm minerały ilaste (kaolinit, smektyt i K-mika) stanowią około 50% wagi.

Skała w próbce PC 2 jest jasnoszarą, bardzo kruchą zwietrzeliną o najintensywniejszym stopniu przeobrażenia, co potwierdza obserwacje wizualne. Powstała ona z granitu średnioziarnistego, którego niemal wszystkie składniki mineralne uległy przeobrażeniu. Oba skalenie, mikroklin i plagioklaz, zupełnie zatraciły swoją twardość, przechodząc w kremową lub białą miękką masę ilastą złożoną z kaolinitu, illitu i smektytu. Te wtórne minerały gdzieniegdzie pokryte są brunatnym nalotem lepidokrokitu. Pewna część biotytu, mimo zachowania pokroju blaszkowego i ciemnego, prawie czarnego zabarwienia, uległa dość wyraźnej przemianie w hydrobiotyt lub wermikulit. Być może część chlorytu obecnego w tej



Ryc. 4 Derywatogramy zwietrzelin granitowych z Karpacza Górnego.

zwietrzelinie jest również produktem transformacji biotytu, którego obecność potwierdzają analizy rentgenowskie. Kwarc jest bardzo silnie spękany i ulega dość łatwo rozdrobnieniu. We frakcji ziarnowej < 0.06 mm dominującymi składnikami są minerały ilaste: kaolinit (około 30% wag.), smektyt (około 25%) oraz hydromika/illit (około 15%).

Interpretacja profilu zwietrzelinowego. Charakter pokrywy zwietrzelinowej z odsłonięcia w Karpaczu Górnym wskazuje na niejednorodny stopień przeobrażeń. Skład mineralny zasadniczej masy zwietrzeliny gruzowej (próba PC3) wskazuje na dość niski stopień ich zaawansowania, co może odpowiadać produktom wietrzenia w głębszych poziomach grubych profili wietrzeniowych lub początkowym stadiom procesu wietrzeniowego. Analiza rzeźby terenu w rejonie odsłonięcia skłania do opowiedzenia się za drugą ewentualnością, gdyż wydaje się mało prawdopodobne, aby relikty hipotetycznego profilu głębokiego wietrzenia zachowały się w strefie wododziałowej. Byłoby trudne do wytłumaczenia, dlaczego procesy denudacyjne zdołały znacznie obniżyć powierzchnię w bezpośrednim sąsiedztwie, pozostawiając niezerodowany fragment zdezintegrowanej skały zawieszony wysoko na stoku, w miejscu narażonym na silną denudację. Można raczej sądzić, że mamy do czynienia z początkowym stadium powstawania lub odnawiania się strefy wietrzeniowej, późniejszej w stosunku do tektonicznego wydźwignięcia Karkonoszy, które ostatecznie ukształtowało obecny układ grzbietów i obniżeń.

Przy przyjęciu hipotezy o inicjalnym charakterze zwietrzeliny wytłumaczenia wymaga stosunkowo duża grubość profilu, nie w pełni zresztą odsłoniętego. Głębokiej penetracji wietrzenia sprzyjać mogły dwie okoliczności. Przełęcz pod Czołem wykształciła się w strefie tektonicznej, równoległej do ograniczającego Karkonosze uskoku podkarkonoskiego (Oberc 1975), wzdłuż której mogło dojść do osłabienia skały przez jej lokalne strzaskanie. Nie ma wprawdzie ewidentnych dowodów na to w odsłonięciu w Karpaczu Górnym, ale zmiany mechaniczne zostały stwierdzone w innych miejscach w tej strefie (Berg 1927), a wszechstronnie udokumentowane na uskoku podkarkonoskim (Mierzejewski 1986). Jest

prawdopodobne, że zwietrzelina reprezentowana przez próbkę PC1 wykształciła się na dyslokacji, jako że silniejsze zmiany są wyraźnie ograniczone do wąskiej pionowej strefy.

Drugim czynnikiem sprzyjającym intensywnemu rozwojowi pokrywy wietrzeniowej jest pozycja topograficzna profilu. Położenie na szerokim spłaszczeniu wododziałowym, zawieszonym nad głębokimi niszami źródliskowymi, stwarza duży gradient hydrauliczny i umożliwia swobodny drenaż podpowierzchniowy i ewakuację produktów rozkładu skały, zwłaszcza gdy w podłożu występują strefy tektonicznie osłabione. Profil zwietrzelinowy z Karpacza Górnego spełnia więc co najmniej kilka z dziesięciu warunków wymienianych przez M. F. Thomasa (1994) jako stwarzających optymalne możliwości do powstawania grubych pokryw zwietrzelinowych.

Produkty wietrzenia z prób PC1 i PC2 wskazują na bardziej zaawansowany stopień przemian mineralogicznych, polegający głównie na daleko posuniętym rozkładzie skaleni, ale lokalne występowanie tego typu rozkładu utrudnia porównanie ze zwietrzelinami z innych obszarów. Jest bardziej uzasadnione widzenie tych części profilu jako form intensywniejszego rozkładu w strefach osłabionych tektonicznie (PC1) lub będących drogami skoncentrowanego spływu wód podziemnych (PC2).

Otwartym zagadnieniem jest wiek utworu zwietrzelinowego. Przykrycie przez osady stokowe o cechach utworu powstałego w środowisku peryglacjalnym mogłoby prowadzić do wniosku, że wiek zwietrzelin jest starszy niż ostatni okres chłodny plejstocenu, kiedy to tworzyła się pokrywa stokowa. Utwory stokowe w Karkonoszach są jednak gruboziarniste (Kostrzewski 1975, Traczyk 1996), a w opisywanym odsłonięciu raczej małej miąższości, stąd nie zapewniają pełnej izolacji profilu. Pokrywa wietrzeniowa z Karpacza Górnego rozwijała się zapewne przez cały czwartorzęd, ulegając równocześnie pogłębianiu i denudacyjnemu ścinaniu w partii najwyższej. Powyższe okoliczności wskazują raczej na aktywny, a nie reliktowy charakter i późnotrzeciorzędowy wiek, na ogół zakładany dla gruzowych zwietrzelin karkonoskich (np. Dumanowski 1961, Jahn 1962, Borkowska, Czerwiński 1973).

Z Karpacza Górnego zjeżdżamy przez Karpacz do Kotliny Jeleniogórskiej, kierując się drogą szybkiego ruchu w stronę Jeleniej Góry, omijając centrum Miłkowa. Kolejne stanowisko obserwacyjne znajduje się po prawej stronie szosy, za mostem na Łomnicy.

Stanowisko 3 – Miłków

Problematyka: selektywne wietrzenie granitu, powstawanie skałek granitowych

Stanowisko obserwacyjne znajduje się na wschód od miejscowości, przy szosie Jelenia Góra – Karpacz, u podnóża granitowego wzniesienia Straconki (zatoka przy szosie).

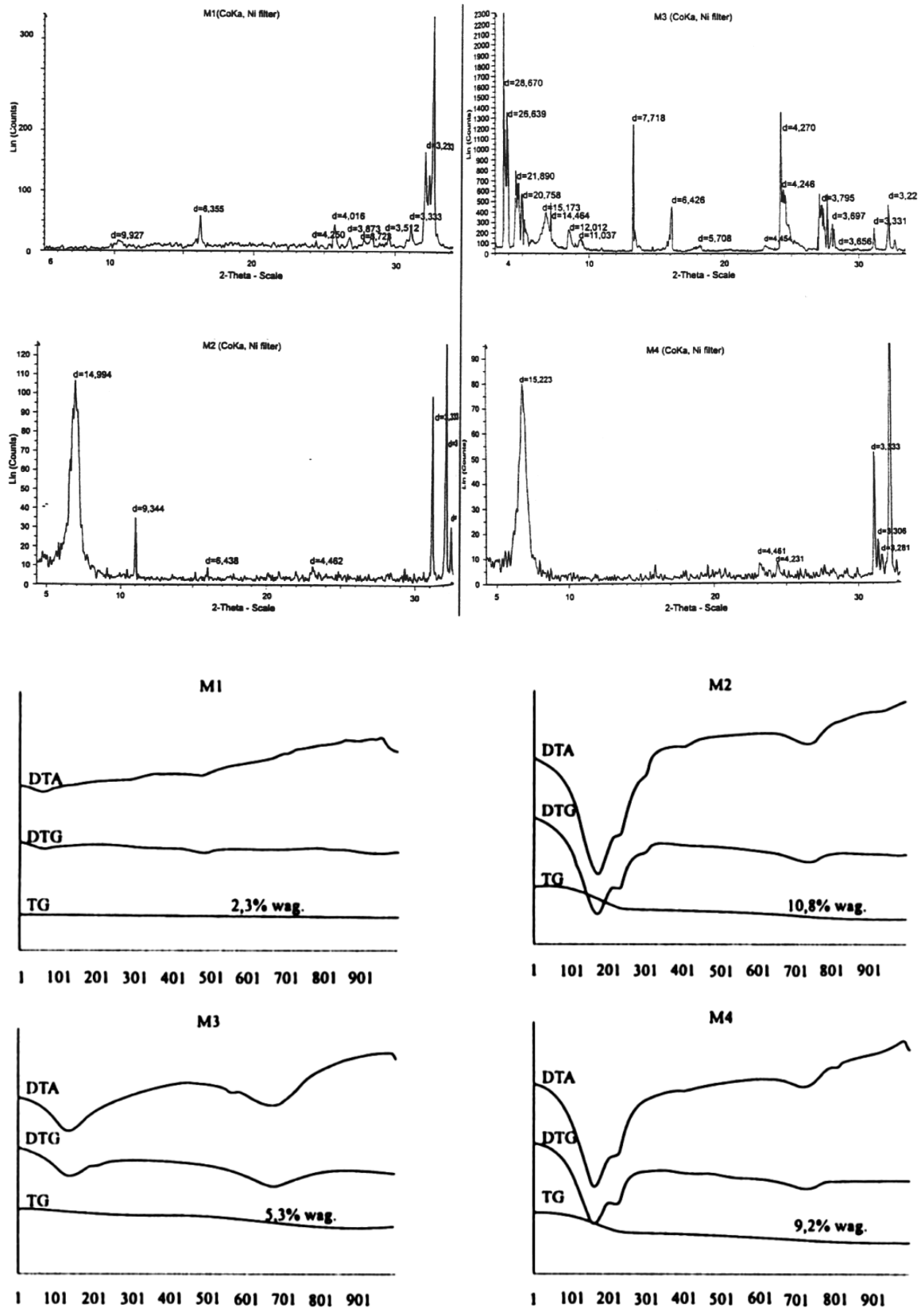
Opis profilu zwietrzelinowego. Odsłonięcie zwietrzelin granitowych w Miłkowie znane jest od połowy lat 70. Powstało w trakcie budowy nowej drogi z Jeleniej Góry do Karpacza. Jest ono jednym z większych znanych w Kotlinie Jeleniogórskiej: łączna długość ścian wynosi ponad 100 m, a wysokość partii zwietrzałej dochodzi w części środkowej do 6-8 m. Zwietrzelina cechuje się dużym zróżnicowaniem wykształcenia (ryc. 5). W północnej części odsłonięcia występują liczne partie niezwietrzałego granitu – trzony bryłowe (termin wg Jahna 1962), tworząc bądź horyzonty bloków w zwietrzelinie, bądź inicjalne formy skałkowe. Ku południowi gruz z trzonami bryłowymi przechodzi w pozornie jednolitą masę piaszczysto-gruzową bez trzonów i niemal całkowicie zatartym systemem pierwotnych spękań. Dalej ku południowi czytelność oryginalnych struktur stopniowo rośnie, aby w południowej partii odsłonięcia (i zarazem wzgórza, w stoku którego zostało ono założone)

przejść w praktycznie niezwietrzały granit. W obrębie strefy gruzowej bez trzonów występują pionowe, liniowe strefy silniej zmienionego, wybielonego granitu o grubości 10-20 cm, rozdzielone partią mniej zmienioną o grubości 2 m. Analizowane próbki reprezentują zarówno strefy zmian (M2 i M4), granit pomiędzy nimi (M3), jak i typową zwietrzelinę ziarnistą występującą w odległości 2 m od stref zmienionych (M1)[2]. Cechą wspólną wszystkich próbek jest tylko obecność kwarcu, występującego w formie drobnych ziaren o granulacji na ogół mniejszej niż w skale macierzystej, często pokrytego wodorotlenkami żelaza (lepidokrokit), który w analizowanym materiale jest minerałem powszechnym.

Charakterystyka mineralogiczna zwietrzeliny. Najsłabsze przeobrażenia reprezentuje próbka „typowy" gruz (próbka M1), w której dominującymi składnikami są pierwotne minerały skałotwórcze typowe dla granitu karkonoskiego: kwarc, skaleń potasowy, plagioklaz i biotyt. W składnikach tych pod mikroskopem nie zauważa się większych zmian chemicznych, tylko plagioklaz ulega nieznacznemu wybieleniu, świadczącemu o powierzchniowej przemianie tego minerału w białą mikę. Biotyt zachowuje typowy dla tego minerału połysk i blaszkowy pokrój, chociaż w świetle analiz rtg i termicznych jest wyraźnie zastępowany przez wermikulit. Całkowity udział wtórnych minerałów jest nieznaczny, o czym świadczy niewielka strata masy zarejestrowana na krzywej TG. Próbka M3 reprezentuje nieco silniej przeobrażony granit niż próbka M1. Skaleń potasowy zatraca swoje pierwotne, różowe zabarwienie stając się białym bądź kremowym minerałem o znacznie obniżonej twardości. Plagioklaz ulega całkowitemu przeobrażeniu w zespół minerałów ilastych, wśród których smektyt wyraźnie przeważa nad K-miką i minerałem mieszanopakietowym (26,7Å). Biotyt wprawdzie zachowuje swoje cechy morfologiczne (blaszkowy pokrój i kolumnowa forma skupień), to jednak ulega częściowej degradacji, polegającej na uwolnieniu się z jego struktury żelaza, które w formie brunatnego nalotu pokrywa powierzchnie blaszkowych skupień (ryc. 6).

Ryc. 5 Fragment odsłonięcia zwietrzałego granitu w Miłkowie. Zwraca uwagę znaczna selektywność rozkładu: widoczne są nie zwietrzałe, sferyczne trzony bryłowe, ziarnista zwietrzelina typu „kaszy" i spękane żyły aplitowe (po prawej) (fot. P. Migoń).

[2] Analizy mineralogiczne wykonane przez C. Augusta.



Ryc. 6 Derywatogramy i dyfraktogramy zwietrzelin granitowych z Miłkowa.

Znacznie intensywniejszy stopień przeobrażeń został stwierdzony w próbkach M2 i M4, co potwierdza makroskopowe obserwacje dokonane w odsłonięciu. Próbka M2 reprezentuje zwietrzelinę, w której występuje niemal całkowity brak plagioklazu bądź pseudomorfoz po nim. Minerał ten został całkowicie przeobrażony i rozpuszczony, dając materiał do powstania minerału ilastego z grupy smektytu wykształconego w postaci skupień o mydlanym przełamie i tłustym połysku. Biotyt, mimo częściowego zachowania blaszkowego pokroju uległ intensywnej przemianie, przechodząc w pstry złocistobrunatny minerał, który w świetle analiz fazowych jest zwermikulityzowanym biotytem. Także skaleń potasowy przechodzi w minerały ilaste: smektyt i K-mikę, z wyraźną dominacją pierwszego z wymienionych minerałów. Stwierdzona nieznaczna zawartość kaolinitu w próbce surowej wskazuje na możliwość przejścia niektórych ziaren skaleni w ten minerał.

Próbka M4 jest podobnie dość silnie zwietrzałym granitem, w którym skalenie potasowe wykazują oznaki przeobrażenia polegające na wybieleniu jego kryształów i utracie pierwotnej twardości. Plagioklazu i biotytu prawie się nie spotyka, natomiast w próbce występuje sporo minerału ilastego o cechach strukturalnych smektytu i podobnym jak w próbce M2 mydlanym przełamie i tłustym połysku. Poza smektytem w opisywanych skupieniach występuje, w ilości podrzędnej, minerał z grupy K-miki i minerał mieszanopakietowy (26.6 Å).

Selektywność wietrzenia granitu. Odsłonięcie w Miłkowie w doskonały sposób ilustruje selektywność wietrzenia granitu i rolę, jaką w tym zjawisku odgrywają spękania skalne. W północnej części odsłonięcia zaobserwować można grupę niezwietrzałych, kulistych lub elipsoidalnych brył tkwiących w ziarnistej zwietrzelinie, widocznej zarówno nad jak i pod nimi. Dochodzą one do 2-2,5 m długości. Uwagę zwraca ostry kontakt pomiędzy względnie świeżym granitem tworzącym bryły i gruzem zwietrzelinowym. Obok znajduje się – niestety częściowo zniszczona – grupa elipsoidalnych brył zalegających na sobie, rozdzielonych jedynie wąskimi, kilkucentymetrowymi strefami zwietrzenia ziarnistego powstałymi na liniach spękań pionowych i subhoryzontalnych. Selektywność wietrzenia ujawnia się także przy porównaniu stopnia rozpadu granitu porfirowategeo i przecinających go żył aplitu. Te ostatnie rozpadają się na małe, ale zachowujące pierwotną zwięzłość bloczki, podczas gdy granit kruszy się do ziarnistej zwietrzeliny.

Stanowisko w Miłkowie pozwala zrozumieć sposób, w jaki powstały granitowe skałki masywu karkonosko-izerskiego i licznie rozrzucone po stokach obłe bloki skalne, nie związane z rozpadem jakichkolwiek wychodni czy ruchami masowymi. Już w 1962 r. A. Jahn, nawiązując do opublikowanej kilka lat wcześniej pracy D. Lintona (1955), zaproponował dwuetapowość powstawania skałek granitowych. W skrócie, proces miałby przebiegać następująco:

- w pierwszym etapie, zachodzącym pod powierzchnią, następowało wyodrębnienie bardziej odpornych fragmentów skały – trzonów bryłowych – tkwiących w obrębie zdezintegrowanego granitu na podobieństwo „rodzynków w cieście".
- w etapie drugim usunięcie zwietrzeliny przez procesy denudacji powierzchniowej powodowało ujawnienie się trzonów na powierzchni terenu. W przypadku, gdy sąsiednie trzony bryłowe tkwiąc jeszcze w zwietrzelinie były złączone ze sobą, powstawała typowa skałka o kształcie odpowiadającym ich układowi: baszty, muru skalnego, kopuły, nieregularnego skupiska bloków. Samotne trzony bryłowe po wypreparowaniu zalegały na stokach jako kuliste głazy.

Jahn (1962) przypuszczał, że etap głębokiego selektywnego wietrzenia granitu miał miejsce w trzeciorzędzie, natomiast odsłonięcie skałek następowało pod koniec trzeciorzędu i w plejstocenie, gdy surowe warunki klimatyczne i brak roślinności sprzyjały ruchom masowym na stoku. Odsłonięcie w Miłkowie wskazuje, że proces podpowierzchniowego tworzenia się skałek trwa nadal.

Z Miłkowa jedziemy do Sosnówki, mijając po prawej stronie zabudowania wsi Głębock, położone u stóp odpornościowego grzbietu zbudowanego w części osiowej z drobnoziarnistych mikrogranitów. U jego podnóża znajduje się kolejne duże odsłonięcie zwietrzelin ziarnistych granitu o miąższości ponad 10 m. Zostało ono szczegółowo opisane w pracy (Migoń, August 2001). Z Sosnówki kierujemy się do Staniszowa, położonego w centralnej części Wzgórz Łomnickich. Po obu stronach drogi wznoszą się pagóry granitowe rozdzielone nieckowatymi, suchymi obniżeniami.

Stanowisko 4 – Witosza

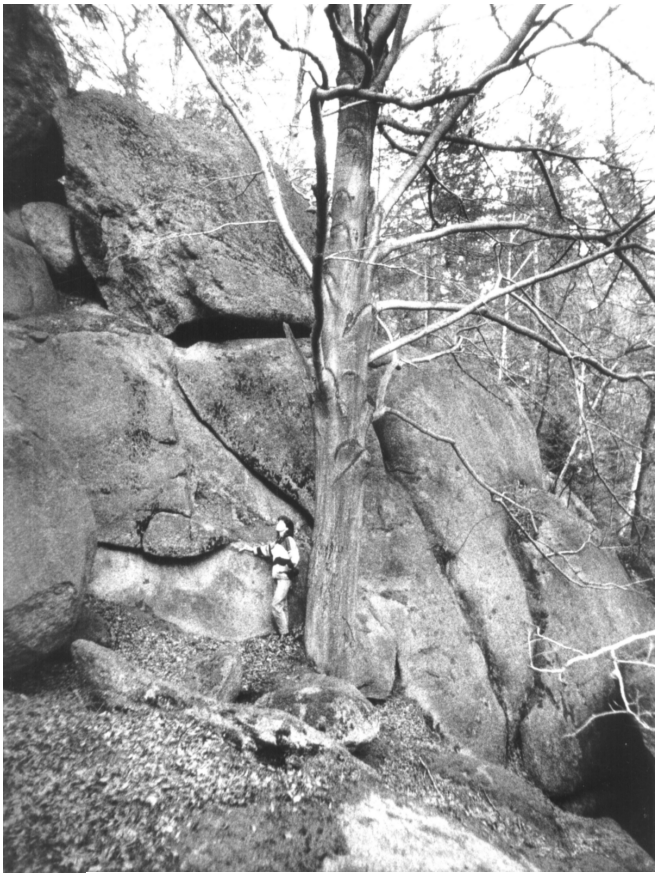
Problematyka: granitowe wzgórza kopułowe, jaskinie, mikroformy wietrzeniowe

Obserwacje prowadzone będą w różnych miejscach na stokach Witoszy – najwyższego, skalistego wzniesienia w okolicach Staniszowa. Na wierzchołek prowadzi ze wsi ścieżka wykorzystywana przez szlak żółty Sosnówka – Jelenia Góra, podnóżem biegnie szlak zielony z Cieplic do Mysłakowic, kilka nie oznakowanych ścieżek udostępnia dalsze skalne osobliwości Witoszy.

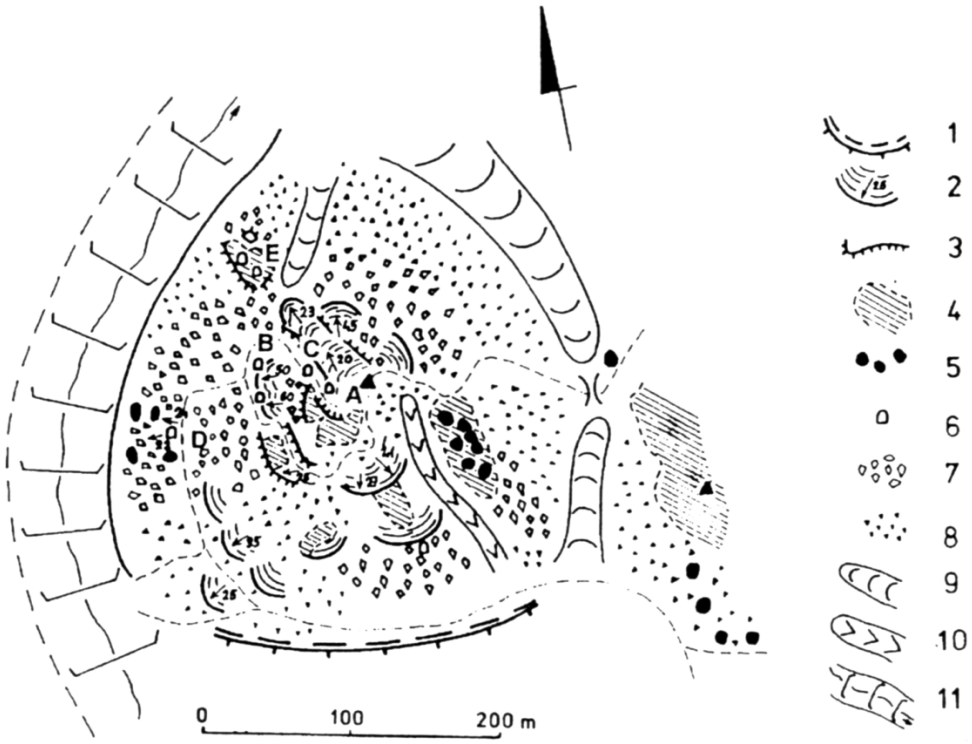
Witosza (484 m) jest jednym z wielu granitowych wzniesień tworzących centralną część Kotliny Jeleniogórskiej – Wzgórza Łomnickie, ale oprócz wysokości względnej (około 80 m) i stromości stoków wyróżnia się przede wszystkim bogactwem form skalnych występujących na stokach i wierzchołku. Nie mają one jednak postaci typowych dla regionu karkonoskiego kanciastych bądź rumowiskowych skałek, a raczej ścian i grzęd skalnych, rozległych powierzchni zakrzywionych (płyt skalnych) o nachyleniu 20-60°, blokowisk i pojedynczych bloków (Migoń 1992, 1993b) (ryc. 7). Ich obecność pozwala na ocenę strukturalnych uwarunkowań wysokich wzgórz granitowych, odtworzenie sposobu ich degradacji oraz poznanie bogactwa skalnej mikrorzeźby rozwiniętej w granicie. Dodatkową osobliwością Witoszy są duże próżnie podskalne, mające charakter niewielkich jaskiń (Migoń 2000).

Witosza zbudowana jest z masywnego granitu porfirowatego, stosunkowo rzadko spękanego, przeciętego odsłaniającą się na południowym stoku żyłą aplitową. Okoliczne niższe wzniesienia i poziom cokołowy wokół Staniszowa są także zbudowane z porfirowatej odmiany granitu, trudno zatem przyjąć litologiczne uwarunkowania powstania kopuły Witoszy. Cechy systemów spękań, ujawniające się na wychodniach skalnych na stokach, wskazują natomiast na pierwszorzędną rolę struktury i zależność formy od geometrii ciosu.

Na Witoszy typowy dla większości masywu karkonosko-izerskiego cios kwadrowy z trzema kierunkami spękań Q, L, S jest słabo zaznaczony i zaznacza się głównie spękaniami pionowymi o azymucie 160-170°. Zamiast niego dominują spękania zakrzywione, wypukłe ku górze, o zmiennym kącie nachylenia. W partiach podszczytowych nachylenie to wynosi 10-15°, w środkowych rośnie do 30-50°, aby w części dolnej zmaleć do 15-25°. Spękania te są koncentryczne, oddalone od siebie średnio o 1-3 m (miejscami nawet do 4 m) i wykazują znaczną ciągłość w przestrzeni; pojedyncze powierzchnie można śledzić na odcinku ponad 20 m. Zapadając we wszystkich kierunkach na zewnątrz od zorientowanej NNW-SSE osi wzniesienia tworzą formę zbliżoną do kopuły, którą w ogólnych zarysach naśladuje morfologiczna forma wzniesienia. Wzgórza mające charakter strukturalnie uwarunkowanych kopuł są w literaturze nazywane bornhardtami i są typowe dla wielu granitowych obszarów świata.



Ryc. 7 Wychodnie masywnego granitu porfirowatego na zach. stoku Witoszy – przykład dopasowania formy do struktury wewnętrznej masywu granitowego (fot. P. Migoń).



Ryc. 8 Szkic geomorfologiczny Witoszy.
1 – wyraźny załom stoku u podstawy, 2 – odsłonięte powierzchnie strukturalne ciosu kopułowego, 3 – ściany skalne, 4 – żebra skalno-rumowiskowe, 5 – pojedyncze wielkie bloki granitowe, 6 – jaskinie, 7 – pokrywy głazowo-blokowe, 8 – pokrywy głazowo-gruzowe, 9 – dolinki nieckowate, 10 – dolinki wciosowe, 11 – doliny płaskodenne.

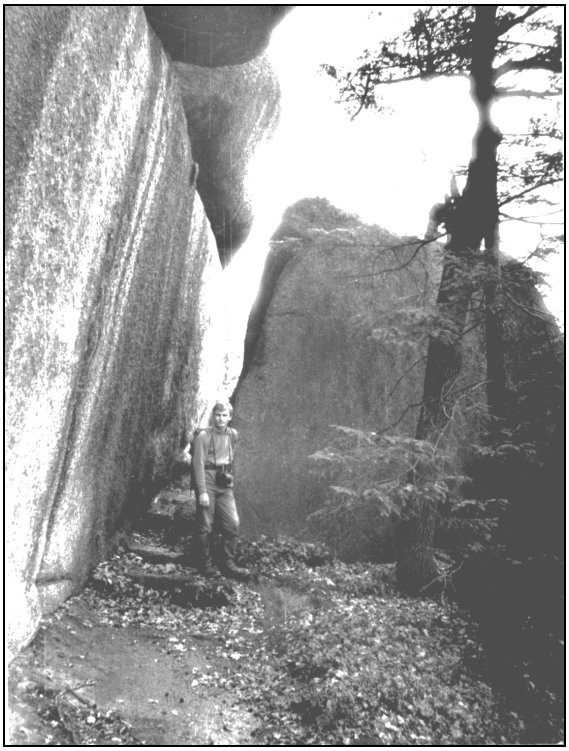
Dzisiejszy wygląd Witoszy wskazuje, że pierwotna kopuła uległa daleko posuniętej degradacji i częściowo przekształciła się we wzniesienie typu rumowiskowego (ryc. 8). Niszczenie kopuły, także uwarunkowane strukturalnie, dokonywało się na drodze dwóch równocześnie działających procesów: makroeksfoliacji, czyli odspajania kolejnych łusek ograniczonych spękaniami ciosu kopułowego oraz otwierania się spękań pionowych. Przyczyną obu zjawisk było poddanie wysokiej i stromościennej kopuły silnym naprężeniom tensyjnym, związanym z odprężeniem górotworu. Efektem niszczenia kopuły są liczne mniejsze formy na stokach. Wśród nich na szczególną uwagę zasługują:

- rozwarte szczeliny na spękaniach pionowych i wzdłuż powierzchni ciosu kopułowego. Ich najdoskonalszym przykładem jest Skalna Uliczka o długości 6 m i głębokości 4 m, przy szerokości zaledwie 1 m (ryc. 9).
- jaskinie szczelinowe w górnych partiach stoków, a w niższych także szczelinowo-rumowiskowe, gdzie rozwarta szczelina została sklepiona przez osuwające się i klinujące bloki. Przykładem jaskini szczelinowej jest największa w masywie Pustelnia, osiągająca 20 m długości, szczelinowo-rumowiskowej – Ucho Igielnie o długości 10 m.
- ostańcowe bloki skalne w najwyższych częściach kopuły, będące pozostałościami niemal całkowicie zdezintegrowanych łusek eksfoliacyjnych.
- rozległe rumowiska skalne w środkowej i dolnej części stoku, zwłaszcza od strony zachodniej. Złożone są one z wielkich monolitycznych bloków granitu, z których część przekracza 10 m długości. Zalegają one bezładnie na sobie, wśród nich występują okapy podskalne i niewielkie jaskinie rumowiskowe. Największa – Skalna Komora – ma wymiary mniej więcej 7 x 5 m.

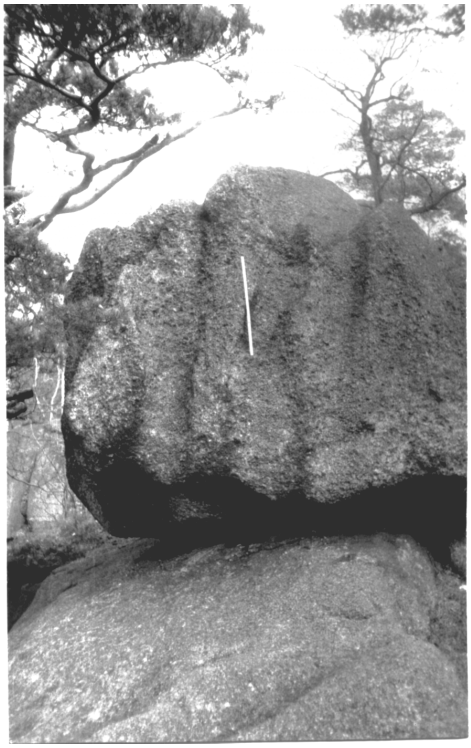
Na skałkach Witoszy licznie występują mikroformy wietrzeniowe. Na szczególną uwagę zasługują dobrze rozwinięte żłobki na jednym z ostańcowych bloków w części podszczytowej. Mają one długość do 2 m, szerokość 20-35 cm i głębokość do 25 cm (ryc. 10). Spotkać można także najbardziej typowe dla granitu karkonoskiego kociołki wietrzeniowe. Kociołek na niskim guzie granitowym wyrastającym z pn.-zach. stoku jest jednym z największych w całym masywie, posiadając wymiary 160 x 120 cm i głębokość 90 cm. Wzdłuż spękań powszechnie rozwijają się nisze wietrzeniowe typu tafoni i basal-tafoni.

Morfogeneza Witoszy. Powstanie wzgórza kopułowego Witoszy jest ściśle powiązane z morfogenezą granitowego krajobrazu Kotliny Jeleniogorskiej w ogóle. Jej kluczowym elementem było głębokie i selektywne wietrzenie granitu, do schyłku trzeciorzędu głównie wietrzenie chemiczne powodujące powstanie płaszcza zwietrzelinowego typu kaolinowego, później (od pliocenu?) raczej wietrzenie typu ziarnistego, którego efektem jest „kasza granitowa". Masywne, rzadko spękane formy kopułowe były szczególnie odporne na wietrzenie i wraz z rozkładem i denudacyjnym usuwaniem sąsiednich partii granitu coraz bardziej wystawały ponad falistą równinę (ryc. 11). Proces genetyczny jest zatem podobny do tego, który prowadzi do wyeksponowania skałek, jednak znacznie większa wysokość kopuł pozwala przypuszczać, że „rosły" one stopniowo, wieloetapowo. Ze zwietrzelin wypreparowane zostały także monolityczne kuliste bryły granitowe o długości do 5 m, częste na pagórkach na wschód od Witoszy.

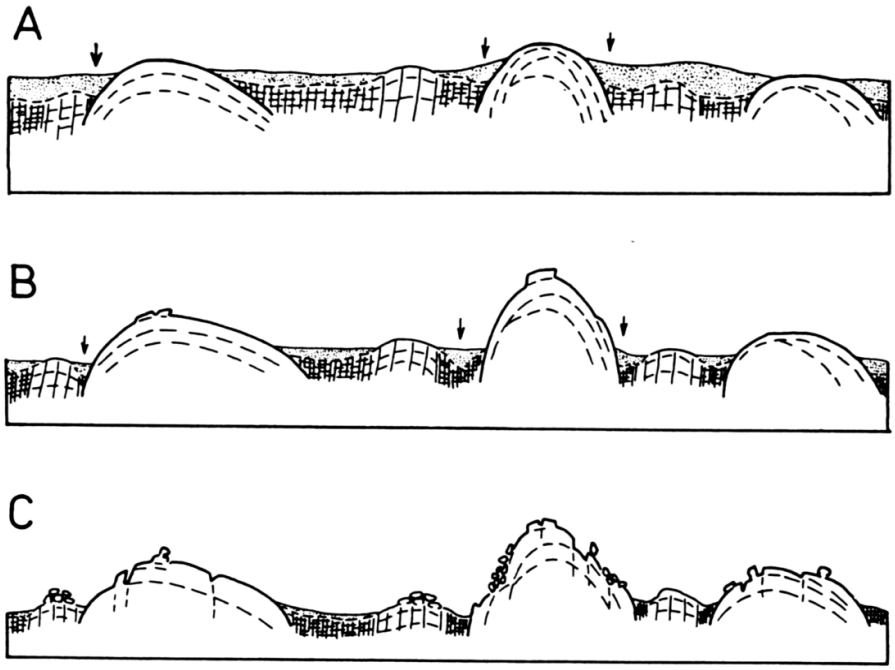
Wyeksponowane z pokrywy zwietrzelinowej części kopuł, mimo swojej znacznej masywności, nie były całkowicie odporne na działanie procesów denudacyjnych, opisanych wcześniej. Powodują one stopniowe przekształcanie formy kopułowej we wzgórze typu



Ryc. 9 Rozpadlina skalna Skalna Uliczka na zach. stoku Witoszy – efekt otwierania się spękań pionowych (fot. P. Migoń).



Ryc. 10 Zespół żłobków na ostańcowym bloku granitowym w górnej części stoku Witoszy (fot. P. Migoń).



Ryc. 11 Ewolucja granitowych wzgórz Kotliny Jeleniogórskiej. Strzałki oznaczają miejsca szczególnie intensywnego wietrzenia u stóp wzniesień.

rumowiskowego, co dokumentuje dzisiejsza rzeźba stoków Witoszy, zawierająca elementy jednego i drugiego typu wzniesienia. Równocześnie odsłonięte powierzchnie skalne były wystawione na działanie wietrzenia selektywnego, którego efektem jest urozmaicona i prawdopodobnie różnowiekowa mikrorzeźba.

Niestety, praktycznie brak jest danych, które pozwoliłyby na sprecyzowanie czasowych ram morfogenezy Witoszy, a także innych kopuł granitowych Kotliny Jeleniogórskiej. Można jedynie domniemywać, że kopuły wyeksponowane zostały do wysokości zbliżonej do obecnej w młodszym trzeciorzędzie, i to raczej w miocenie niż w pliocenie. Istotny jest tu brak w Kotlinie Jeleniogórskiej redeponowanych starszych zwietrzelin, typowych dla mioceńskiego i wcześniejszego etapu wietrzenia. Najwyższe części kopuł mogą podlegać rozwojowi powierzchniowego od jeszcze odleglejszej przeszłości. Degradację kopuł można tylko ogólnie odnieść do młodszego trzeciorzędu i czwartorzędu, a dominujący wpływ struktury granitu sprawia, że trudno wyróżnić generację form związanych z niszczeniem stoków w środowisku peryglacjalnym. Równocześnie obecność zwietrzelin typu ziarnistego u podnóży stoków Witoszy wskazuje na współczesną kontynuację głębokiego wietrzenia. Mówienie o kopule Witoszy jako o formie całkowicie reliktowej nie wydaje się zatem dostatecznie uzasadnione, choć prawdopodobne jest, że główne rysy jej rzeźby należy odnieść do trzeciorzędu.

Pomiędzy Staniszowem a Jelenią Górą rozciąga się typowy, falisto-pagórkowaty denudacyjny krajobraz granitowy z ostańcowymi wzgórzami, rozrzuconymi blokami skalnymi i nieckowatymi dolinami. W Czarnem – dzielnicy Jeleniej Góry – eksploatowane były niegdyś iły zastoiskowe, związane z pobytem w Kotlinie lądolodu skandynawskiego. Wzgórza Łomnickie stanowiły barierę morfologiczną, która nie została sforsowana przez lądolód. Pas skalistych wzniesień granitowych ciągnie się aż do centrum Jeleniej Góry i kończy się na krawędzi doliny Bobru.

Stanowisko 5 – Kamienista

Problematyka: skałki granitowe, mikroformy wietrzeniowe

Przedmiotem obserwacji jest wzgórze Kamienista, położone bezpośrednio powyżej dworca kolejowego w Jeleniej Górze, przy ulicy Podgórze. Pokryty zagajnikiem, skalisty szczyt udostępniony jest żółtym szlakiem turystycznym z Jeleniej Góry do Sosnówki.

Kamienista (398 m) jest jednym z wielu skalistych wzgórz granitowych położonych w granicach administracyjnych Jeleniej Góry i osiąga wysokość względną około 20 m. Na wierzchołku Kamienistej znajduje się duża grupa skalna o nieregularnym kształcie i wysokości 10-12 m, zaś dalsze wychodnie granitu oraz pojedyncze bryły różnej wielkości rozrzucone są po stokach wzniesienia (ryc. 12). Powierzchnie skałek i bloków granitowych urozmaicone są licznymi mikroformami powstającymi w wyniku selektywnego oddziaływania wietrzenia, w tym kociołkami wietrzeniowymi, żłobkami, sieciami spękań poligonalnych. Kamienista zbudowana jest z typowego dla Kotliny Jeleniogórskiej granitu porfirowatego, z dużymi kryształami skalenia potasowego, miejscami poprzecinanego cienkimi żyłami aplitu.

Pod względem formy Kamienista wyraźnie różni się od Witoszy. Granitowy trzon wzniesienia znajduje się w stanie znacznego rozpadu, wiele bloków granitowych znajduje się we wtórnym położeniu, dlatego oryginalny układ spękań granitu jest trudny do rekonstrukcji. Prawdopodobnie już pierwotnie był on nieregularny, gdyż trudno wskazać zarówno na relikty ciosu kopułowego, jak i prostokątnego. Można natomiast sądzić, a upoważniają do tego

rozmiary zalegających na wierzchołku i stokach bloków skalnych, osiągające długość 3-4 m, że partia granitu budująca Kamienistą cechowała się małą gęstością spękań i w konsekwencji podwyższoną odpornością na wietrzenie. O ile Witosza była przykładem masywnego wzgórza kopułowego (bornhardta), to Kamienista należałaby do kategorii wzgórz rumowiskowych (ang. *boulder inselberg* lub *nubbin*; zob. Twidale 1981).

Ryc. 12 Skałki granitowe na Kamienistej w Jeleniej Górze (fot. P. Migoń).

Rumowiskowy charakter form skalnych na Kamienistej może być tłumaczony na dwa sposoby. Według pierwszej hipotezy byłby on rezultatem powierzchniowej degradacji niegdyś istniejącej masywnej skałki bądź kopuły. W taki sposób, odwołując się do szybkich zmian środowiskowych w młodszym trzeciorzędzie i czwartorzędzie, tłumaczono powszechność wzgórz rumowiskowych i zdegradowanych kopuł w Kotlinie Jeleniogórskiej (Migoń 1993b), jednak brak na to przekonujących argumentów. Bardziej prawdopodobne wydaje się natomiast wypreparowanie z pokrywy zwietrzelinowej partii masywniejszego granitu, już wcześniej poddanej selektywnej dezintegracji. Poszczególne trzony, znajdując się jeszcze pod powierzchnią terenu, były rozdzielone strefami zdezintegrowanego granitu, którego denudacyjne usuwanie powodowało przemieszczenia masywnych bloków. Obecność stref zwietrzenia typu ziarnistego, widocznych pomiędzy blokami u stóp skałki szczytowej, jest w zgodzie z tą drugą hipotezą. Obecność wzniesień rumowiskowych w Kotlinie nie musi więc być wskaźnikiem znacznych zmian środowiska.

Na skałkach Kamienistej zaobserwować można różnorodne przykłady drobnych form powierzchni skalnych. Na skałce szczytowej widoczne są dwa równolegle do siebie żłobki o długości 1,5 m, głębokości 10 cm i szerokości 10-15 cm. Na południowym stoku na płaskich powierzchniach znajduje się kilka kociołków wietrzeniowych o długości do 1,5 m. Z kolei na kulistych bryłach granitu na północ od wierzchołka znajdują się interesujące przykłady ilustrujące różnice w tempie wietrzenia granitu i aplitu. Cienkie żyły aplitowe, odporniejsze od granitu, sterczą wyraźnie z powierzchni bloków.

Najbardziej interesujące wydają się sieci spękań poligonalnych. Tuż pod wierzchołkiem, na nachylonej ku północy płycie skalnej, znajduje się względnie regularna sieć płytkich spękań, zajmująca powierzchnię około 1,5 x 1,5 m. Przeważają poligony o

wielkości 10 x 15 cm, choć największe dochodzą do 40 cm. Zjawisko spękań poligonalnych jest niewątpliwie tworem powierzchniowym. Spękania mają do 3-4 cm głębokości i nie przedłużają się w głąb skały. Obecnie są siedliskiem drobnej roślinności naskalnej i prawdopodobnie ulegają powiększaniu przy udziale wietrzenia biogenicznego. Częściowo zarośnięta sieć poligonalna z komórkami do 45 cm długości znajduje się też na bloku skalnym leżącym na spłaszczeniu podszczytowym od strony północnej. Pochodzenie sieci spękań poligonalnych jest zagadkowe. Według Williamsa i Robinsona (1989) kluczową rolę w ich rozwoju odgrywa najpierw wzmocnienie warstwy powierzchniowej przez wytrącanie się różnych związków mineralnych z roztworów (np. związków żelaza), a następnie jej pękanie podczas kurczenia się lub dehydratacji. Z obszaru Kotliny Jeleniogórskiej brak jednak danych, które pozwoliłyby odnieść się do tej hipotezy.

Znaczenie mikroform powierzchni skalnych w rekonstrukcjach paleośrodowiskowych. Pod względem występowania urozmaiconej powierzchni granitowych bloków skalnych Kamienista ani wcześniej odwiedzana Witosza nie są wyjątkami. Granitowe skałki, ściany skalne gór wyspowych i pojedynczych bloków cechują się powszechnym występowaniem drobnych form wklęsłych – mikroform – praktycznie we wszystkich strefach morfoklimatycznych świata (Wilhelmy 1958, Twidale 1982). Szczególnie częste są one w granitach gruboziarnistych, porfirowatych. Zalicza się do nich między innymi:

- kociołki (misy naskalne) na powierzchniach poziomych. Formy opisywane w XIX w. z gór i wyżyn środkowej Europy podejrzewano o pochodzenie sztuczne, nazywając je między innymi kociołkami ofiarniczymi, dopatrując się w nich pozostałości po krwawych praktykach rytualnych rzekomo obecnych w kultach pogańskich. Obecnie nie ulega wątpliwości, że kociołki są pochodzenia naturalnego i związane z procesami wietrzeniowymi, stąd ich nazwa kociołki wietrzeniowe.
- zagłębienia różnej wielkości w pionowych lub silnie nachylonych ścianach skalnych. Większe z nich, często rozszerzające się w głąb skały noszą nazwę tafoni (termin został przejęty z dialektu korsykańskiego i oznacza „okno"), mniejsze jamki zwykle występują gromadnie, co stwarza wizualne podobieństwo do plastrów miodu (ang. *honeycomb weathering*). W polskiej terminologii proponowano określenia „struktury komórkowe", „wietrzenie komórkowe" lub „wietrzenie jamiste".
- żłobki na powierzchniach silnie nachylonych. Dzięki swojemu zewnętrznemu podobieństwu do żłobków krasowych bywają nazywane żłobkami pseudokrasowymi.
- rynny na łagodnie pochylonych płytach skalnych. Często biorą one początek z kociołków wietrzeniowych i tworzą sieci o dendrytycznym wzorze.
- sieci spękań poligonalnych, mniej lub bardziej regularnych.
- zestromienia i przewieszki w dolnej, przygruntowej części pionowej ścianki skalnej.

Ogólnie uważa się, że mikroformy są wynikiem selektywnego wietrzenia granitowych powierzchni skalnych. Gruboziarnista tekstura, duże lokalne różnice w składzie mineralogicznym i obecność licznych nieciągłości w skale szczególnie predysponują granit do wietrzenia selektywnego.

Wielokrotnie podejmowane były próby powiązania poszczególnych rodzajów mikroform powierzchni skalnych z zewnętrznymi warunkami środowiskowymi, zwłaszcza z parametrami klimatycznymi. U ich podstaw leżało założenie, że do powstania odpowiedniego rodzaju mikroform niezbędne są pewne, specyficzne warunki klimatyczne: termiczne i opadowe. I tak przypuszczano, że żłobki tworzyć mogą się tylko w warunkach agresywnego wietrzenia w klimacie gorącym i wilgotnym, tafoni są typowe dla klimatów ciepłego, półsuchego, natomiast kociołki wietrzeniowe miałyby być charakterystyczne dla warunków klimatu umiarkowanego (m.in. Wilhelmy 1958, Demek 1960, 1964, Bremer 1965). Logiczną konsekwencją takiego stanowiska jest przyjęcie, że występowanie mikroform wskaźnikowych dla klimatu innego niż dzisiejszy jest świadectwem znacznych zmian środowiskowych i równocześnie przetrwałości i odziedziczenia rzeźby. W ten sposób mikroformy uzyskiwałyby funkcję ważnego wskaźnika paleoklimatycznego. W Sudetach i innych częściach Masywu Czeskiego taką paleoklimatyczną interpretację mikroform zaproponowali T. Czudek i in. (1964). Odnosząc się konkretnie do granitowego Pogórza Žulovej na przedgórzu

Sudetów Wschodnich, autorzy ci uznali, że żłobki pochodzą z ciepłego i wilgotnego klimatu miocenu, tafoni zostały odziedziczone z okresu panowania klimatu półsuchego w pliocenie, natomiast kociołki wietrzeniowe są wieku czwartorzędowego i podlegają intensywnemu powiększaniu i pogłębianiu współcześnie.

Poglądy zakładające ścisłe i jednoznaczne związki mikroform wietrzeniowych z warunkami klimatycznymi wydają się obecnie mieć znaczenie głównie historyczne. Już w latach 70. XX w. krytycznie wypowiadał się na ten temat M.F. Thomas (1976), zwracając uwagę na rozmaite słabe punkty argumentacji, z których podstawowym była dość uboga wiedza o rzeczywistych mechanizmach procesów wietrzeniowych odpowiedzialnych za rozwój mikroform, stąd zależności klimat–proces–forma pozostawały jedynie przedmiotem domniemań. Z kolei C.R. Twidale (1982) podkreślał znaczenie uwarunkowań litologicznych oraz rolę wietrzenia podpowierzchniowego, a więc czynników niezależnych od klimatu. Stwierdzenie występowania tafoni na Antarktydzie (Derbyshire 1972), kociołków wietrzeniowych w klimacie skrajnie suchym (Goudie, Migoń 1997), młodych żłobków na neolitycznych megalitach Bretanii (Lageat et al. 1994) i sieci spękań poligonalnych w niemal każdych warunkach klimatycznych (Williams, Robinson 1989) to poważne argumenty natury empirycznej przeciwko jednoznacznej paleoklimatycznej interpretacji mikroform i wykorzystywaniu jej do odtwarzania chronologii denudacji.

Także w Kotlinie Jeleniogórskiej i w Karkonoszach występuje bogaty inwentarz mikroform powierzchni skalnych, porównywalny z tym znanym z obszarów występowania piaskowców górnokredowych. Na jego istnienie zwrócił uwagę już G. Gürich (1914) – autor obszernej inwentaryzacji skalnych pomników przyrody masywu karkonosko-izerskiego. Później wielokrotnie opisywane były kociołki wietrzeniowe (Jahn 1954, Szałamacha 1965, Chmal 1974), zwrócono również uwagę na obecność innych, rzadziej występujących form mikroreliefu (Migoń 1991, Czerwiński, Migoń 1993, Migoń, Dach 1995). Sporadyczność występowania żłobków i tafoni oraz ich związek przestrzenny głównie z najwyższymi częściami skałek i wzniesień pozwala przypuszczać, że istotnie mogą być to formy stare, w dużej części zniszczone, jednak jakiekolwiek interpretacje paleośrodowiskowe tych form wydają się nie być wystarczająco uzasadnione.

Rumowiskowy charakter skalnej rzeźby Kamienistej, przy jej stosunkowo niskim położeniu w obrębie Kotliny Jeleniogórskiej, może być wykorzystany przy rekonstrukcji pionowego zasięgu lądolodu skandynawskiego w Kotlinie. Wydaje się mało prawdopodobne, aby skałki na szczycie wzniesienia mogły zachować się pod lodem, zwłaszcza że występują na wyraźnej barierze morfologicznej zbocza doliny Bobru. Równocześnie na położonych bardziej na północ, niższych kulminacjach Parkowej (382 m) skałek nie ma lub mają charakter poziomych płyt skalnych. Nie jest wykluczone, że Parkowa znalazła się już pod lodem, natomiast rumowiska Kamienistej wystawały ponad jego powierzchnię, która znajdowałaby się na wysokości około 385-390 m n.p.m. Jest to ogólnie zgodne z poglądem A. Jahna (1960), który oceniał grubość lądolodu w Kotlinie na około 50 m i twierdził (s. 365), że „pagóry granitowe wnętrza kotliny, sięgające nieco ponad 400 m wysokości bezwzględnej, nie były pokryte lodem".

W celu dotarcia do ostatniego stanowiska obserwacyjnego przekraczamy dolinę Bobru i przez Zabobrze – prawobrzeżną część Jeleniej Góry, wyjeżdżamy drogą w kierunku Złotoryi i Legnicy. Jest to najniżej położona część kotliny, która znalazła się w zasięgu lądolodu skandynawskiego. Ponad jego powierzchnię wystawały zapewne tylko najwyższe części stoków okolicznych wzniesień, wzniesione powyżej 380-400 m n.p.m.

Stanowisko 6 – „Grób Wandalów”

Problematyka: kociołki naskalne – marmity, zlodowacenie Kotliny Jeleniogórskiej

„Grób Wandalów” to zagadkowe regularne zagłębienie w granitowej płycie skalnej, którego pochodzenie długo było przedmiotem kontrowersji. Znajduje się około 3,5 km na pn.-wsch. od centrum Jeleniej Góry, u podnóża wzgórza Sośnia. Dojście ścieżką leśną prowadzącą od szosy Jelenia Góra – Legnica.

„Grób Wandalów" znajduje się na wysokości 385 m n.p.m., tuż poniżej krawędzi wierzchowiny wzgórza Sośnia, należącej do grupy Wzgórz Dziwiszowskich, na stromym zboczu opadającym do doliny potoku Jelniak. Załom stoku jest podkreślony przez niewielką skałkę. Ku zagłębieniu opada ona ścianką o wysokości do 1 m, pokrytą wyraźnymi żłobkami. W otoczeniu znajdują się dalsze wychodnie granitowego podłoża, przykryte niekiedy cienką warstwą zwietrzeliny. Około 10 m na południe od opisywanej formy, w podobnej sytuacji morfologicznej, znajduje się duże zagłębienie o średnicy kilku metrów. Wypełnione jest ono namytym materiałem mineralnym i butwiejącymi liśćmi. Zagłębienie to nie było jak dotąd przedmiotem badań.

„Grób Wandalów" ma kształt walca o prawie kolistym przekroju i pionowych ścianach. Ich wysokość waha się od 125 cm po stronie zachodniej do blisko 190 cm po stronie wschodniej. Średnica, mierzona na dnie, wynosi około 170 cm. Otwór jest wydrążony w gruboziarnistym granicie porfirowatym. Dno jest raczej płaskie, lekko wklęsłe ku środkowi, gdzie widoczne jest wyraźne stożkowe zagłębienie o górnej średnicy ok. 20 cm i głębokości 8 cm. Najwyższe partie dna to strefy brzeżne, rozleglejsze od strony SE. Lekko zarysowują się płytkie, szerokie obniżenia dna o nieregularnym zarysie w części NE i S. Ściany otworu są równe, bez załomów, z wyjątkiem tych, które tworzą krawędzie szczelin. Powierzchnie skalne są chropowate, z wystającymi ostro zakończonymi fragmentami kryształów kwarcu i skaleni. W niemal pionowych ścianach skalnych widoczne są płytkie, rozległe i wydłużone prawie poziomo zagłębienia o małej krzywiźnie, zdające się obniżać w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara. Ściany "Grobu Wandalów" przecina bardzo wyraźna szczelina o biegu SW-NE i upadzie ku NW, o zaokrąglonych krawędziach. Głębokość rozwiniętych na niej nisz wynosi do 50 cm na ścianach NE i SW i poniżej 20 cm na ścianie W i NW.

Opisywany obiekt odkryty został w 1821 r. W oczyszczonym zagłębieniu znaleziono wtedy bliżej nie opisane: głaz, kości – prawdopodobnie końskie i skorupy (Mosch 1855). Z czasem zagadkowe zagłębienie powiązano z prehistorią i uważano za grób plemienia Wandalów (stąd niemiecka nazwa obiektu - Wandalengrab) lub miejsce składania rytualnych ofiar. Częste na skałkach Karkonoszy i Kotliny Jeleniogórskiej kociołki wietrzeniowe były zresztą wówczas powszechnie uważane za kultowe misy ofiarne. Pod koniec XIX w. pojawiły się również przypuszczenia, że otwór jest związany z istniejącym niegdyś w tym miejscu wiatrakiem lub cysterną. Pierwszym, który wyraził pogląd o naturalnym pochodzeniu zagłębienia był O. Regell (1891), uważając że jest to garniec podlodowcowy. W XX w. definitywnie odrzucono pogląd o sztucznej genezie zagłębienia, a G. Berg (1935) powiązał opisywany obiekt ze zlodowaceniem kontynentalnym Kotliny Jeleniogórskiej. Uważał on, że jest to garniec podlodowcowy lub marmit wydrążony w skalnym podłożu przez pra-Bóbr, którego wody błądziły po dnie wysoko wówczas zasypanej żwirami i piaskami Kotliny Jeleniogórskiej. Po drugiej wojnie światowej obiekt został zapomniany, a jedyna wzmianka na jego temat znajduje się w przewodniku turystycznym T. Stecia (1965). W 1992 r. przeprowadzono ponowne, geomorfologiczno-archeologiczne badania obiektu (A. Paczos, S. Firszt, R. Rzeszowski), a następnie obiekt szczegółowo opisano (Paczos 1997).

Choć pewne szczegóły mikrorzeźby kotła wydają się być sztucznego pochodzenia (dwa niewielkie, o kolistym zarysie i głębokości do 6 cm zagłębienia na ścianach bocznych oraz jedno centralnie usytuowane w jego dnie, w formie odwróconego stożka o głębokości 8 cm i maksymalnej średnicy 20 cm), to jako całość „Grób Wandalów" jest raczej formą naturalną, tak jak sądzili Regell i Berg. Z dwóch ewentualności – kociołek wietrzeniowy lub garniec podlodowcowy (marmit) – bardziej prawdopodobna wydaje się ta druga. Przesłankami takiego stanowiska są między innymi:

- położenie na górnym, wypukłym załomie stoku, które to ukształtowanie podłoża sprzyja powstawaniu głębokich szczelin pionowych w lodowcu;
- kształt otworu niezależny od struktury podłoża (przecięcie szlir biotytowych i szczelin);
- obecność na ścianach spiralnej wklęsłości, typowej dla wielu garnców podlodowcowych i kotłów eworsyjnych;

Jeśli powyższe rozumowanie jest poprawne, to powstanie „Grobu Wandalów" należy odnieść do zlodowacenia środkowopolskiego, a być może nawet południowopolskiego. Jego znaczny wiek, sięgający kilku setek tysięcy lat, stawałby się wówczas poważnym argumentem w dyskusji nad przetrwałością i „czasem życia" drobnym form mikrorzeźby granitowej. Równocześnie byłby on unikatowym stanowiskiem geomorfologicznym nie tylko w skali kraju, ale Europy, zasługującym na ochronę.

Literatura:

Berg G., 1923, *Der Granit des Riesengebirges und seine Ganggesteine*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N.F., 94.

Berg G., 1927, *Zur Morphologie des Riesengebirges*, Z. f. Geomorph., II: 1-20.

Berg G., 1935, *Nochmals das Wandalengrab*, Wanderer im Riesengebirge, 12/1935.

Borkowska I., Czerwiński J., 1973, *On some mineralogical and textural features of granite regoliths in the Karkonosze Massif*, Studia Geogr., 33: 43-56.

Bremer H., 1965, *Ayers Rock, ein Beispiel für klimagenetische Morphologie*, Z. f. Geomorphologie N.F., 9: 249-284.

Chmal H., 1974, *Geneza i wiek kociołków wietrzeniowych na skałkach Karkonoszy*, Acta Univ. Wratisl., 236, Prace Inst. Geogr., A1: 39-58.

Cloos H., 1925, *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). Teil I. Das Riesengebirge in Schlesien*, Gebr. Borntraeger, Berlin.

Czerwiński J., Migoń P., 1993, *Mikroformy wietrzenia granitów w masywie karkonosko-izerskim*, Czas. Geogr., 64: 265-284.

Czudek T., Demek J., Marvan P., Panos V., Rauser J., 1964, *Verwitterungs- und Abtragungsformen des Granits in der Böhmischen Masse*, Petermanns Geogr. Mitt., 108: 182-192.

Demek J., 1960, *Formy zvětrávání a odnosu žuly v Krumlovském lese jihozápadně od Brna*, Čas. mineral. geol., 5: 240-246.

Demek J., 1964, *Slope development in granite areas of Bohemian Massif (Czechoslovakia)*, Z. f. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd., 5: 82-106.

Derbyshire E., 1972, *Tors, rock weathering and climate in Southern Victoria Land, Antarctica*, Inst. Brit. Geogr., Spec. Publ., 4: 93-105.

Dumanowski B., 1961, *Cover deposits of the Karkonosze Mountains*, Zesz. Nauk. Uniw. Wrocł., ser. B, 8: 31-55.

Dumanowski B., 1963, *Stosunek rzeźby do struktury w granicie Karkonoszy*, Acta Univ. Wratisl., 9, Studia Geogr., 1: 27-35.

Goudie A.S., Migoń P., 1997, *Weathering pits in the Spitzkoppe area, Central Namib Desert*, Z. f. Geomorph. N.F., 41: 417-444.

Gürich G., 1914, *Die geologischen Naturdenkmäler des Riesengebirges*, Beitr. z. Naturdenkmalpflege, 4(3): 141-324.

Jahn A., 1954, *Karkonosze – rys morfologiczny*, Czas. Geogr., 23/24: 107-121.

Jahn A., 1960, *Czwartorzęd Sudetów*, [w:] Regionalna geologia Polski, t. III, Sudety, cz. 2, H. Teisseyre (red.), PTGeol. Kraków, s. 358-418.
Jahn A., 1962, *Geneza skałek granitowych*, Czas. Geogr., 33: 19-44.
Jahn A., 1980, *Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów*, Czas. Geogr., 51: 129-154.
Jahn A., Chodak T., Migoń P., August C., 2000, *Utwory zwietrzelinowe Dolnego Śląska. Nowe stanowiska, wiek i znaczenie geomorfologiczne*, Acta Univ. Wratisl., 2238, Studia Geogr. 72.
Kostrzewski A., 1975, *Granulometria granitowej zwietrzeliny z terenu Karkonoszy*, Bad. Fizj. nad Polską Zach., 21: 79-94.
Lageat Y., Sellier D., Twidale C.R., 1994, *Mégalithes et météorisation des granites en Bretagne littorale, France du nord-ouest*, Géogr. Phys. Quat., 48: 107-113.
Linton D.L., 1955, *The problem of tors*, Geogr. Journ., 121: 451–470.
Mierzejewski M.P., 1986, Nasunięcie i uskok przesuwczy na granicy między Kotliną Jeleniogórską, Przegl. Geol., 10: 577-581.
Migoń P., 1991, *Rzeźba granitowa Kotliny Jeleniogórskiej*, Wszechświat, 92: 120-124.
Migoń P., 1992, *Granitowe formy skalne na Witoszy w Kotlinie Jeleniogórskiej - proponowany rezerwat przyrody nieożywionej*, Chrońmy Przyrodę Ojczystą, 48: 62-71.
Migoń P., 1993a, *Geneza Kotliny Jeleniogórskiej*, Opera Corcontica, 30: 85-115.
Migoń P., 1993b, *Kopułowe wzgórza granitowe w Kotlinie Jeleniogórskiej*, Czas. Geogr., 64: 3-23.
Migoń P., 2000, *Geneza jaskiń granitowych na Witoszy w Kotlinie Jeleniogórskiej*, Kras i Speleologia, 10 (19): 143-154.
Migoń P., August C., 2001, *Cechy litologiczne zwietrzelin ziarnistych masywu karkonosko-izerskiego*, [w:] Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, t. III, A. Kostrzewski (red.), Seria Geografia 64, Wyd. Nauk. UAM Poznań, s. 283-305.
Migoń P., Dach W., 1995, *Rillenkarren on granite outcrops, SW Poland, age and significance*, Geogr. Ann., 77A: 1-9.
Mosch K.F., 1855, *Die alten heidnischen Opferstätten und Steinalterthümer des Riesengebirges*, Görlitz.
Oberc J., 1972, *Budowa geologiczna Polski t. IV, Tektonika, cz. 2*, Wyd. Geol., Warszawa.
Oberc J., 1975, *Neotektoniczny rów Rozdroża Izerskiego*, [w:] Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, t. 1, Wyd. Geol., Warszawa, s. 157-170.
Ouvrier H., 1933, *Beiträge zur Morphologie des Hohen Riesengebirges*, Veröffent. schl. Gesell. Erdk., 17.
Paczos A., 1997, *Garniec podlodowcowy zwany „Grobem Wandalów"*, Roczn. Jeleniogórski, 29: 118-126.
Regell O., 1891, *Das Wandalengrab*, Wanderer im Riesengebirge, 10/1891.
Sommer E., 1930, *Der Hirschberger Kessel*, Veröffent. schl. Gesell. Erdk., 9.
Sroka W., 1991, *Tektoniczny charakter krawędzi Pogórza Karkonoskiego*, Acta Univ. Wratisl., 1375, Prace Geol.-Mineral., 29: 239-249.
Steć T.,1965, *Sudety Zachodnie, cz. 1*, Sport i Turystyka, Warszawa.
Szałamacha M., 1965, *Zagadnienie genezy kociołków skalnych w granitach karkonoskich*, Czas. Geogr., 36: 169-175.
Thomas M.F., 1976, *Criteria for recognition of climatically induced variations in granite landforms*, [in:] Geomorphology and Climate, E. Derbyshire (ed.), John Wiley & Sons, London, s. 411-445.
Thomas M.F., 1994, *Geomorphology in the Tropics. A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes*, John Wiley & Sons Ltd., Chichester
Traczyk A., 1996, *Geneza i znaczenie stratygraficzne rytmicznie warstwowanych osadów stokowych w Sudetach*, Acta Univ. Wratisl. 1808, Prace Inst. Geogr. A8: 93-104.
Twidale C.R., 1981, *Granite inselbergs: domed, block-strewn and castellated*, Geogr. Journ., 147: 54-71.
Twidale C.R., 1982, *Granite Landforms*, Elsevier, Amsterdam.
Wilhelmy H., 1958, *Klimamorphologie der Massengesteine*, Westermann, Braunschweig.
Williams R., Robinson D., 1989, *Origin and distribution of polygonal cracking of rock surfaces*, Geogr. Ann., 71A: 145-159.

Dr hab. Piotr Migoń
Zakład Geomorfologii
Instytut Geograficzny
Uniwersytet Wrocławski
Pl. Uniwersytecki 1
50-137 Wrocław
migon@geom.uni.wroc.pl

Mgr Andrzej Paczos
Muzeum Przyrodnicze
ul. Wolności 268
Jelenia Góra
ajpacz@kki.net.pl

Dr Czesław August
Instytut Nauk Geologicznych
Uniwersytet Wrocławski
Pl. M. Borna 9,
50-204 Wrocław
august@ing.uni.wroc.pl

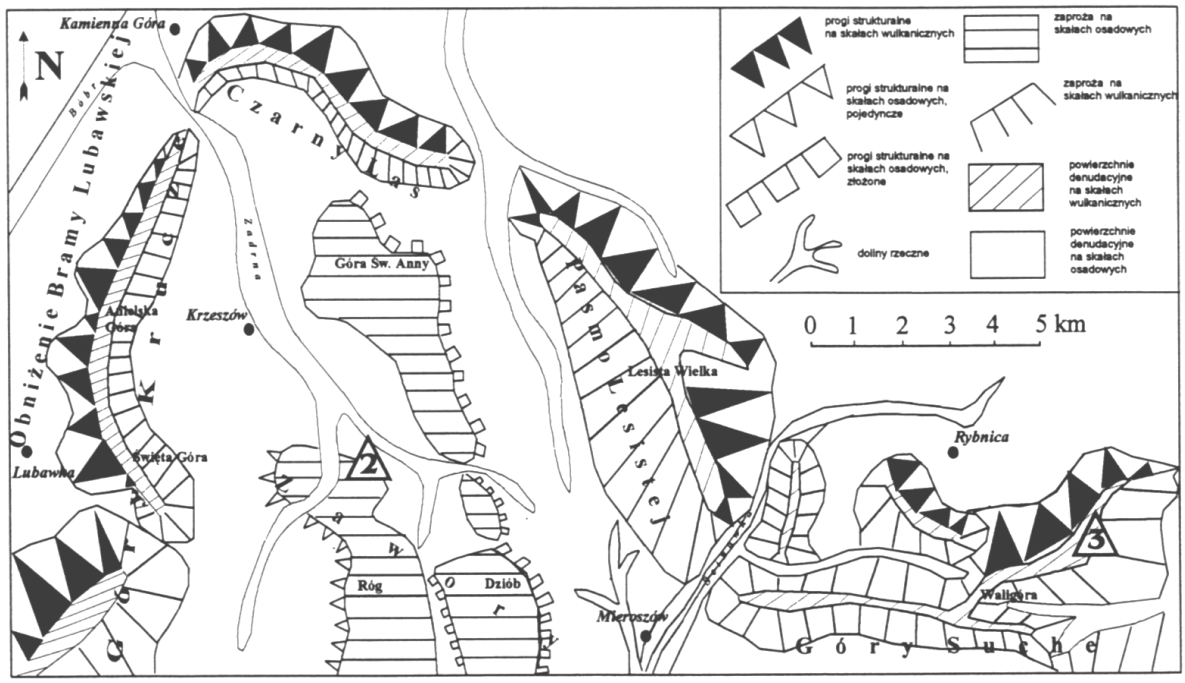
Grzegorz Synowiec, Piotr Migoń

RZEŹBA STRUKTURALNA SUDETÓW ŚRODKOWYCH

Przewodnik sesji terenowej B1, zorganizowanej w ramach VI Zjazdu Geomorfologów Polskich, Jelenia Góra Cieplice, 11-14 IX 2002.

Trasa: Jelenia Góra Cieplice – Kowary – Miszkowice – SZCZEPANOWSKI GRZBIET – Lubawka – Krzeszów – SKAŁKI GORZESZOWSKIE – Mieroszów – Rybnica Leśna – Grzmiąca – ROGOWIEC – Świdnica – Wrocław

Sudety Środkowe rozciągają się od wyraźnego obniżenia Bramy Lubawskiej na zachodzie po przełęcz Kłodzką i Międzyleską na wschodzie i południu. W skład mezoregionu wchodzą pasma Gór Kamiennych, Wałbrzyskich, Sowich, Stołowych, Bardzkich, Orlickich i Bystrzyckich, obszary Pogórza Wałbrzyskiego i Bolkowskiego oraz kotliny śródgórskie: Kłodzka i Kamiennogórska. Obszar Sudetów Środkowych znajduje się w obrębie rozległej jednostki geologicznej zwanej niecką (synklinorium) śródsudecką, która stanowi centralną część mezoregionu oraz otaczających ją masywów krystalicznych bloku sowiogórskiego i orlicko-bystrzyckiego. Istotnym elementem krajobrazowym jest próg morfologiczny oddzielający Sudety Środkowe od Przedgórza Sudeckiego, powstały na linii sudeckiego uskoku brzeżnego. Głównymi rzekami regionu są Nysa Kłodzka ze Ścinawką, Bóbr z Zadrną i Leskiem, Bystrzyca oraz Nysa Szalona. Próg morfologiczny na linii sudeckiego uskoku brzeżnego jest rozcinany przez liczne, krótkie doliny wciosowe, jak również przez przełomowe doliny Nysy Kłodzkiej w Górach Bardzkich i Bystrzycy w Górach Sowich.



Ryc. 1 Szkic geomorfologiczny północnej części niecki śródsudeckiej.

Trasa sesji terenowej B1 przebiega początkowo przez mezoregion Sudetów Zachodnich (Kotlina Jeleniogórska), następnie – już w Sudetach Środkowych – przez Kotlinę Kamiennogórską, Góry Krucze, północną część Gór Stołowych zwaną Zaworami, Góry

Suche będące podobnie jak Góry Krucze częścią Gór Kamiennych, po czym przełomową doliną Bystrzycy w stronę Przedgórza Sudeckiego i Niziny Śląskiej. Główne stanowiska obserwacyjne znajdują się w środkowej części trasy. Kotlina Jeleniogórska jest szczegółowo zaprezentowana przy opisie wycieczki A3, natomiast Przedgórze Sudeckie i Nizina Śląska w niniejszym opisie zostaną potraktowane marginalnie.

Początkowy odcinek trasy, z Jeleniej Góry Cieplic do Kowar, prowadzi przez południową część Kotliny Jeleniogórskiej z niemal stałym widokiem na zrąb Karkonoszy po stronie południowej i pagórkowaty, wyspowy krajobraz granitowego dna kotliny po stronie północnej. Po minięciu Kowar stokami Rudaw Janowickich wjeżdżamy na Przełęcz Kowarską (727 m), oddzielającą Karkonosze od Rudaw Janowickich. Tuż poniżej przełęczy przekraczamy strefę kontaktową intruzji karkonosko-izerskiej ze starszymi skałami metamorficznej osłony. Z Przełęczy Kowarskiej zjeżdżamy doliną Złotnej, wyciętą w gnejsach i amfibolitach Grzbietu Lasockiego do Jarkowic, leżących już na skraju środgórskich obniżeń Kotliny Kamiennogórskiej i Bramy Lubawskiej. Na powierzchni terenu pojawiają się tu już dolnokarbońskie skały osadowe niecki śródsudeckiej. Za Miszkowicami mijamy jezioro zaporowe Bukówka i osiągamy Grzbiet Szczepanowski.

Budowa geologiczna północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej. Powstanie niecki datuje się na fazę bretońską orogenezy waryscyjskiej, tzn. przełom dewonu i karbonu, około 320-350 mln lat temu. W wyniku tektonicznego dźwigania obrzeża Sudetów wypiętrzone zostały sąsiadujące jednostki bloku karkonoskiego i kaczawskiego, a towarzyszące wypiętrzaniu procesy erozji i denudacji tych obszarów dostarczały znacznych ilości materiału okruchowego, które wypełniały śródgórskie zapadlisko (Oberc 1972, Tásler 1979). Jedynie na południowym zachodzie, przez strefę nasunięć Pořici-Hronov, niecka sąsiaduje z niecką podkarkonoską, znajdująca się całkowicie po stronie czeskiej (Tásler 1979). Najstarsze serie skalne w niecce, zaliczane do środkowego wizenu w postaci zlepieńców i szarogłazów, a miejscami mułowców i iłowców występują w szerokim pasie na północ od Kamiennej Góry. W górnym wizenie obszar ten był zatoką płytkiego morza, w którym osadzały się zlepieńce, szarogłazy, piaskowce i mułowce, tworzące dzisiaj rozległe powierzchnie denudacyjne w okolicy Kamiennej Góry, Janiszowa, Błażkowej, Starej Białki i Bukówki. Ze zlepieńców zbudowane są Wzgórza Bramy Lubawskiej z Zadzierną i Szczepanowskim Grzbietem, na których licznie występują wychodnie skalne w postaci skałek. Ruchy tektoniczne w kolejnych okresach karbonu (górny namur, dolny westfal) zaznaczyły się kolejną fazą wzmożonej erozji i akumulacji w niecce materiału grubookruchowego do coraz drobniejszego. Osady z tego okresu znane są pod nazwą warstw białokamienieckich i reprezentowane są w części spągowej przez zlepieńce i piaskowce, a w części stropowej przez łupki z florą lądową oraz cienkimi wkładkami węgla kamiennego. Pokłady te były eksploatowane na obszarze pomiędzy Kamienna Górą a Lubawką. Kolejnym ogniwem stratygraficznym na terenie Kotliny Kamiennogórskiej są utwory lądowe dolnego i górnego permu, wykształcone w postaci zlepieńców i piaskowców arkozowych, osadów okresowych rzek i potoków w postaci fanglomeratów piaszczysto-gruzowych oraz cechsztyńskich (górny perm) osadów płytkich jezior (również z wkładkami skał wapiennych). Na okres dolnego permu przypada także wzmożona aktywność wulkaniczna, której przejawami były wylewy law trachitowych (riolitowych) i trachybazaltowych, a także sedymentacja tufów wulkanicznych. Skały tego typu budują otoczenie Kotliny Kamiennogórskiej: pasma Gór Kruczych, Czarnego Lasu i Lesistej. Natomiast skały osadowe występują na dużej powierzchni na południe od Czadrowa i w rejonie Krzeszowa, a także w wąskim pasie u wschodniego podnóża Gór Kruczych koło Chełmska Śląskiego. Utwory triasu, zaliczane do piętra pstrego piaskowca ukazują się na powierzchni przede wszystkim u podnóża Zaworów oraz w rejonie Uniemyśla i Łącznej. Brak w niecce osadów środkowego i górnego triasu, jury i dolnej kredy, co świadczy o lądowym charakterze tego terenu i dominacji procesów denudacji i erozji. Procesy te doprowadziły prawdopodobnie do degradacji i zrównania obszaru. W górnej kredzie rozpoczął się zalew morski, trwający od cenomanu do turonu, który objął znaczną część niecki śródsudeckiej. Osady z tego okresu to kompleks naprzemianległych warstw piaskowców i mułowców, których miąższość przekracza 400 m. Piaskowce te posiadają dobrze rozwinięty, regularny system spękań, dlatego określane są w literaturze piaskowcami ciosowymi. Skały piaskowcowo-mułowcowe budują całe pasmo Zaworów oraz Wzgórza Krzeszowskie znajdujące się w

obrębie Kotliny Krzeszowskiej. Tworzą one krajobraz progów strukturalnych z rozwiniętymi formami skalnymi w strefach krawędziowych. Ruchy tektoniczne na przełomie kredy i trzeciorzędu oraz w trzeciorzędzie, związane z orogenezą alpejską, doprowadziły najpierw do ustąpienia morza kredowego, a potem zaznaczyły się okresami wzmożonej erozji i denudacji w warunkach lądowych. Oddziałując na zróżnicowane pod względem geologicznym podłoże, procesy to doprowadziły do powstania dzisiaj obserwowanej rzeźby strukturalnej (ryc. 1). W plejstocenie północny fragment Kotliny Kamiennogórskiej znalazł się w zasięgu lądolodu, wkraczającego od północy dzisiejszą doliną Kaczawy i Obniżeniem Marciszowa, lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego stadiału Odry. Przed czołem lądolodu utworzyło się zastoisko, w którym deponowane były iły warwowe występujące dziś do wysokości 420 m n. p. m., niegdyś eksploatowane w Marciszowie, Kamiennej Górze i Krzeszowie. Późniejsze okresy glacjalne zaznaczyły się akumulacją piaszczysto-żwirową w dolinach Bobru i jego dopływów, budując terasy rzeczne w poziomach 25 m, 15 m i 6 m ponad dno dzisiejszej doliny. Współczesne, holoceńskie osady to głównie żwiry i piaski rzeczne.

Stanowisko 1 – Szczepanowski Grzbiet

Problematyka: zależności rzeźby terenu od litologii w zachodniej części niecki śródsudeckiej, grzbiety monoklinalne w skałach osadowych

Punkt obserwacyjny zlokalizowany jest przy szosie Kowary – Lubawka, przed miejscowością Bukówka, na wschodnim skłonie Szczepanowskiego Grzbietu. Przeważnie rolniczy charakter Bramy Lubawskiej i brak lasów umożliwia oglądanie szerokiej panoramy okolic Lubawki, z wyróżniającym się w krajobrazie wałem Gór Kruczych na wschodzie.

W zachodniej części niecki śródsudeckiej występują osady i skały wulkaniczne powstałe w najstarszych etapach jej rozwoju – w karbonie i dolnym permie. Na zachodzie zalegają one na skałach metamorficznych wschodniej osłony masywu granitowego karkonosko-izerskiego, budujących Grzbiet Lasocki i wyższe partie Rudaw Janowickich. Serie osadowe karbonu i dolnego permu (czerwonego spągowca) zawierają niemal wyłącznie materiał klastyczny i są wykształcone w postaci fanglomeratów, zlepieńców, piaskowców, mułowców i iłowców. Ich ławice w tej części niecki mają bieg ogólnie od NE-SW do N-S i upad wschodni lub południowo-wschodni, pod kątem 10-35°. Są one poprzecinane skałami wylewnymi i subwulkanicznymi, głównie riolitami (trachitami) i trachybazaltami. Tufy w zachodniej części niecki śródsudeckiej występują podrzędnie.

Brama Lubawska. Duże zróżnicowanie litologiczne skał karbońskich i permskich, a zwłaszcza występowanie obok siebie miękkich skał osadowych i bardzo twardych skał wulkanicznych, stworzyło warunki do powstania urozmaiconej rzeźby denudacyjnej o wyraźnym rysie strukturalnym. Widoczne w krajobrazie wzniesienia: grzbiety, izolowane kopuły i pasma górskie zbudowane są ze skał odporniejszych od występujących w otoczeniu. Bardziej odporne ogniwa serii osadowej zostały wypreparowane w postaci grzbietów monoklinalnych. Ich przykładem jest Szczepanowski Grzbiet, osiągający wysokość bezwzględną 650 m i względną 60-100 m. Zbudowany jest on w zachodniej części ze zlepieńców średnioziarnistych karbonu dolnego, na których występują pasowo górnokarbońskie zlepieńce gruboziarniste budujące kulminacje grzbietu, piaskowce zlepieńcowate i podrzędnie łupki, stanowiące elementy tzw. warstw żaclerskich, w których występują, eksploatowane w Czechach, pokłady węgla kamiennego. Południowo-wschodni upad warstw odzwierciedlony jest przez asymetrię stoków grzbietu. Stoki południowo-wschodnie, zgodne z upadem, mają nachylenie do 20°, natomiast przeciwstawne do upadu stoki północno-zachodnie są bardziej strome, do 25°.

Szczepanowski Grzbiet kończy się na północy przełomową doliną Bobru, w której zbudowana została zapora spiętrzająca wody rzeki w Zbiornik Bukówka (wybudowana w

latach 1903-05, w roku 1988 zastąpiona dużo większą zaporą, dzięki której pojemność zbiornika wzrosła prawie ośmiokrotnie). Po północnej stronie przełomu grzbiet odpornościowy zbudowany ze zlepieńców kontynuuje się w postaci wydłużonego, podobnie asymetrycznego grzbietu Zadziernej (724 m). Grzbiet ten osiąga wysokość względną 150-170 m, a strome zachodnie stoki cechują się nachyleniem do 30°. Na jej stokach i wierzchołku znajdują się liczne skałki zlepieńcowe o wysokości do kilkunastu metrów. Pomiary wytrzymałości zlepieńców Zadziernej przy wykorzystaniu młotka Schmidta dały wyniki (wartości średnie) 39 dla skałek szczytowych i 45-48 w starych kamieniołomach przy zaporze (tab. 1). Wartości te odpowiadają wytrzymałości na kompresję rzędu 110-120 MPa dla skały niezwietrzałej (kamieniołomy) i 80 MPa dla wietrzejących skałek szczytowych.

Tab. 1. Wytrzymałość wybranych kompleksów skalnych pn.-zach. części niecki śródsudeckiej o wybitnym znaczeniu morfotwórczym (wartości zmierzone przy użyciu młotka Schmidta)

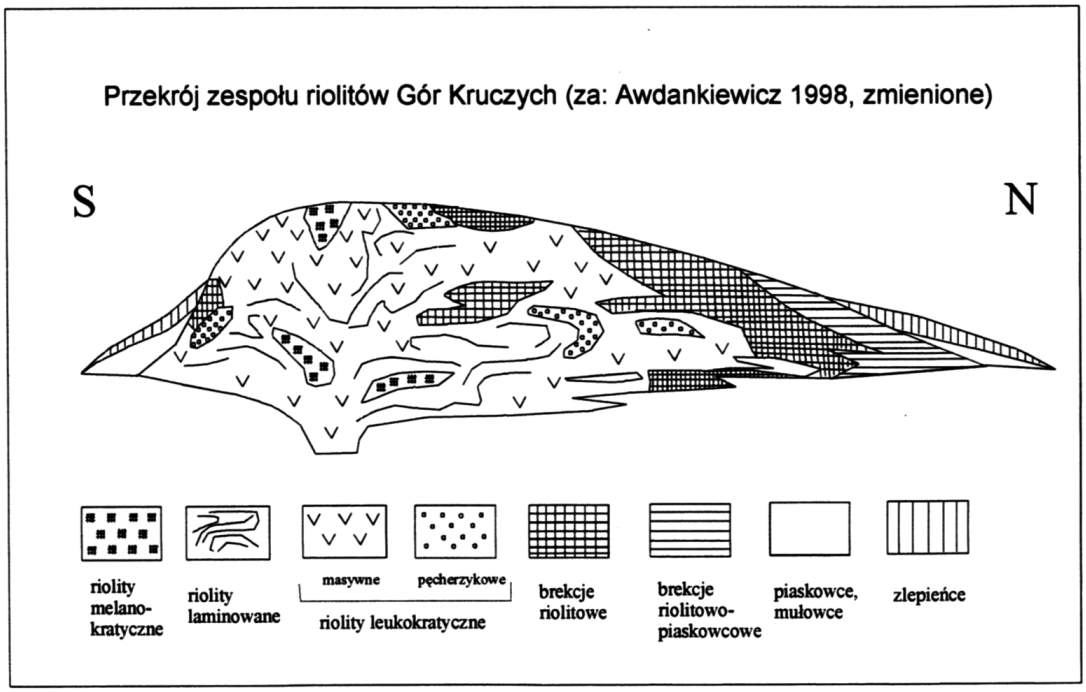
	Średnia[1]	Odchylenie standardowe	Wytrzymałość na kompresję (MPa)[2]	Wysokość względna grzbietu [m]
Zlepieńce dolnego karbonu				
Zadzierna – kamieniołom 1	48,1	4,58	120	
Zadzierna – kamieniołom 2	45,2	3,82	110	150-170
Zadzierna – skałki szczytowe	39,3	2,45	80	
Riolity dolnego permu				
Kruczy Kamień 1	64,1	4,52	270	
Kruczy Kamień 2	62,5	3,27	260	180
Kruczy Kamień 3	58,7	2,87	220	
Święta Góra 1	62,0	2,49	260	180
Święta Góra 2	68,0	3,39	350	
Piaskowce skaleniowe turonu (górna kreda)				
Skałki Gorzeszowskie 1	40,3	2,61	80	
Skałki Gorzeszowskie 2	27,5	1,69	35	30
Skałki Gorzeszowskie 3	36,5	1,19	60	

[1] Ilość pomiarów dla zlepieńców i riolitów na każdym stanowisku n = 25, dla piaskowców górnokredowych n = 30. Wartości statystyczne wyliczone po odrzuceniu pięciu najniższych wartości.
[2] Wartości orientacyjne, odczytane z diagramu ilustrującego zależność między wartościami odczytanymi przy użyciu młotka Schmidta a wytrzymałością na ściskanie jednoosiowe, zamieszczonego w: Selby 1993, s. 79.

Na wschód od Szczepanowskiego Grzbietu znajduje się szerokie obniżenie właściwej Bramy Lubawskiej, wypreparowane w miękkich górnokarbońskich zlepieńcach, piaskowcach zlepieńcowatych i łupkach, z podrzędnie odporniejszymi warstwami zlepieńców gruboziarnistych budującymi niewielkie wzniesienia na zachód o Lubawki. Jej dno położone jest na wysokości 480-540 m n.p.m. Niestety, brak odpowiednich odsłonięć nie pozwolił na przeprowadzenie pomiarów wytrzymałości skał budujących obniżenie.

Od strony wschodniej obniżenie Bramy Lubawskiej przechodzi w pasmo Gór Kruczych, a granica morfologiczna między nimi jest jedną z najbardziej wyrazistych w całych Sudetach (ryc. 2). Stromy zachodni skłon Gór Kruczych ma wysokość względną 180-250 m i nachylenie do 40 °.

Ryc. 2 Rzeźba strukturalna okolic Lubawki widoczna z zapory w Bukówce. Na pierwszym planie równinny krajobraz Bramy Lubawskiej rozwinięty w miękkich skałach osadowych górnego karbonu i dolnego permu, na dalszym planie twardzielcowe pasmo Gór Kruczych, zbudowane z permskich riolitów (fot. P. Migoń).



Ryc. 3 Schematyczny przekrój geologiczny przez kompleks riolitowy budujący Góry Krucze (wg Awdankiewicza 1998, zmienione).

Góry Krucze. Skały wulkaniczne budujące Góry Krucze to riolity, zwane w starszej literaturze trachitami lub porfirami, lokalnie występują wkładki skał bazaltowych (andezytoidy) oraz brekcje wulkaniczne. Riolity cechują się dużym zróżnicowaniem teksturalnym, od odmian masywnych, przez pęcherzykowe po laminowane (Don *et al.* 1981, Mastalerz *et al*. 1995, Awdankiewicz 1998) (ryc. 3). Skały wulkaniczne na obszarze Gór

Kruczych powstały w schyłkowej fazie orogenezy waryscyjskiej, w okresie kulminacji aktywności wulkanicznej we wczesnym permie. Mechanizmy erupcji bądź intruzji są słabo rozpoznane, a informacje podawane przez różnych autorów często wręcz sprzeczne ze sobą (Dziedzic 1961, Kozłowski 1963, Awdankiewicz 1998). Brak między innymi informacji, jaki rodzaj aktywności wulkanicznej przeważał (intruzje czy erupcje) oraz gdzie były zlokalizowane główne centra tej aktywności. Przypuszcza się, że główne centra aktywności wulkanicznej zlokalizowane było w rejonie obecnych Gór Kruczych oraz koło Kamiennej Góry, gdzie znajdował się mały wulkan tarczowy (efuzje law zasadowych w kierunku północnym). Riolity są skałami o wyjątkowo wysokiej odporności. Pomiary terenowe wytrzymałości skał dały następujące wyniki (wartości średnie; tab. 1): 59-64 dla pomiarów na skałkach Kruczego Kamienia oraz 62-68 dla pomiarów w nieczynnym kamieniołomie u podnóża Świętej Góry nad Lubawką. Odpowiada to wytrzymałości na kompresję w granicach 220-350 MPa, zatem około 2-3 razy wyższej niż w przypadku zlepieńców Zadziernej.

Zróżnicowane wykształcenie teksturalne skał riolitowych Gór Kruczych oraz lokalizacja i geometria erupcji wulkanicznych mają znaczny wpływ na rozwój rzeźby w makro-, mezo- i mikroskali. Góry Krucze na całej swojej długości mają charakter progu morfologicznego o wyraźnej asymetrii stoków. Stoki zachodnie, opadające do Bramy Lubawskiej są bardzo strome i rozcięte głębokimi dolinami potoków, wschodnie – znacznie łagodniejsze. Asymetria ta jest zapewne wynikiem położenia w strefie brzeżnej niecki śródsudeckiej. Kwaśne lawy riolitowe przebijały podgięte warstwy osadowe lub wykorzystywały spękania międzyławicowe, stąd geometria potoków lawowych i utworów subwulkanicznych odsłoniętych przez denudację nawiązuje do wgłębnych cech strukturalnych serii skał osadowych (Awdankiewicz 1998). Także w przypadku erupcji powierzchniowych można przypuszczać, że kopuły lawowe rozbudowywały się w kierunku centrum niecki, zgodnie z nachyleniem terenu.

Cechy strukturalne podłoża mają także wpływ na rozwój form niższego rzędu w obrębie stoków Gór Kruczych. Na uwagę zasługują tutaj skałki riolitowe, występujące licznie zwłaszcza w południowej części Gór Kruczych. Ich największe zgrupowania znajdują się w rezerwacie „Kruczy Kamień”, na stokach Polskiej i Sępiej Góry (Czerwone Skały, Sępik), na zboczu doliny Raby oraz na wschodnim skłonie Gór Kruczych w okolicach Uniemyśla i Okrzeszyna, gdzie kilka z nich jest pomnikami przyrody. Zbudowane są one z riolitów pęcherzykowych oraz trachybazaltów i mają postać wież, bastionów i ścian skalnych. Strukturalnie uwarunkowane są również formy osuwiskowe, zidentyfikowane w północnej części w obrębie zachodniego stoku Anielskiej Góry (Synowiec 2002). Położenie masywnych skał wulkanicznych na łupkach i mułowcach sprzyja deformacjom grawitacyjnym. Deformacje występują w obrębie skał osadowych i indukują niestabilność nadległych utworów wulkanicznych. Na stokach Anielskiej Góry zlokalizowany jest zespół kilku zerw osuwiskowych, prawdopodobnie zsuwów rotacyjnych.

Ze Szczepanowskiego Grzbietu zjeżdżamy przez najniższą część obniżenia Bramy Lubawskiej do Lubawki, a dalej podłużnym śródgórskim obniżeniem rozcinającym grzbiet Gór Kruczych do Chełmska Śląskiego położonego już po wschodniej stronie Gór Kruczych, w południowej części Kotliny Krzeszowskiej, u stóp wysokiej na około 150 m krawędzi Zaworów. Dalsza trasa prowadzi wzdłuż Zadrnej przez Jawiszów, gdzie wkraczamy w obszar występowania skał górnokredowych, do Krzeszowa, a następnie do Gorzeszowa i Skałek Gorzeszowskich. Od wschodu dno Kotliny Krzeszowskiej przechodzi w częściowo zalesione zaproże kuesty Krzeszowskich Wzgórz, od południa stromym stokiem w stoliwo Zaworów z Rogiem (715 m).

Stanowisko 2 – Skałki Gorzeszowskie

Problematyka: rzeźba strukturalna w obrębie piaskowców górnokredowych, piaskowcowe formy skalne

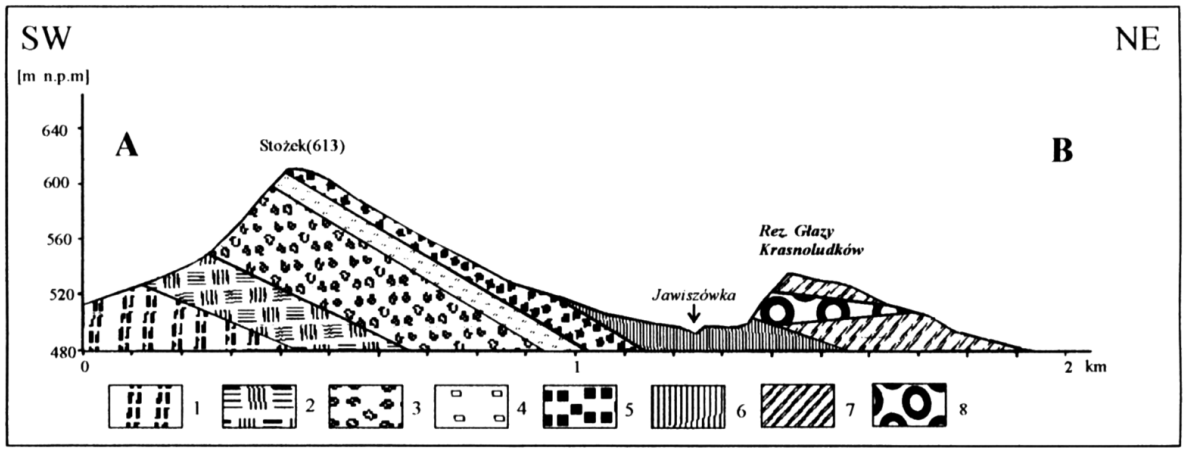
Miejscem obserwacji są formy skalne Skałek Gorzeszowskich, chronione w rezerwacie przyrody „Głazy Krasnoludków". Występują one na czole krótkiego grzbietu piaskowcowego w południowej części Kotliny Krzeszowskiej. U podnóża skałek znajduje się parking i zagospodarowane miejsce odpoczynku; dojazd drogą gruntową z Gorzeszowa (ok. 2 km).

Skały górnokredowe pn.-zach. części niecki śródsudeckiej. Obszar występowania skał górnokredowych w okolicach Krzeszowa stanowi pn.-zach. zakończenie strefy zwartego występowania formacji skalnych tego wieku, ciągnącej się od Rowu Nysy w Sudetach Kłodzkich. Można go traktować jako swoiste przedłużenie Gór Stołowych, gdyż występują tu identyczne pod względem wieku i ogólnej litologii serie skalne (Jerzykiewicz 1971). Na starszym triasowym podłożu leżą płytkomorskie osady kredy należące do pięter cenoman i turon, przy czym najmłodsze osady kredowe w Kotlinie Krzeszowskiej mają wiek późnoturoński. Przeważają wśród nich piaskowce, głównie skaleniowe i wapniste, występują także gezy, mułowce krzemionkowe i wapniste oraz wapienie piaszczyste (Don *et al*. 1981). Pod względem tektonicznym skały osadowe górnej kredy wchodzą w skład brachysynkliny Krzeszowa, w której nachylenie ławic maleje od 10-25° w pobliżu fleksur brzeżnych do ułożenia niemal poziomego w centrum. W kredzie okolic Krzeszowa obserwuje się regularnie wykształconą oddzielność ciosową w piaskowcach górnego cenomanu, rozwiniętą w postaci dwóch systemów pionowych spękań ciosowych, przecinające się pod katem prostym, o ogólnym przebiegu NE-SW i NW-SE. Miejscami pojawia się trzeci, słabiej rozwinięty system spękań pionowych. Spękania skośne występują znacznie rzadziej (Jerzykiewicz 1968b, Jerzykiewicz 1971).

Związki struktura–rzeźba w mezoskali. Istnienie trzech wyraźnie odmiennych pod względem rzeźby obszarów – stoliwa Zaworów, grzbietu Krzeszowskich Wzgórz oraz obniżenia Kotliny Krzeszowskiej odzwierciedla dominujący wpływ struktury geologicznej podłoża i może być uznane za niemal podręcznikowy przykład związków rzeźby ze strukturą. Płaskie i ograniczone stromymi krawędziami o wysokości do 150 m stoliwo Zaworów odpowiada brachyantyklinie Łącznej, z kolei Kotlina Krzeszowska pokrywa się z zasięgiem centralnej części brachysynkliny Krzeszowa, zaś w strefie skłonu fleksuralnego pomiędzy nimi powstał stromy stok te dwie jednostki rozdzielający. Krzeszowskie Wzgórza są kuestą, która rozwinęła się na stromym skłonie fleksuralnym zewnętrznej części brachysynkliny na wychodniach gez wieku późnocenomańskiego. Podobne uwarunkowania ma krótki grzbiet Stożka w pd.-zach. części Kotliny Krzeszowskiej. Kuesty i krawędzie stoliw podlegają długookresowemu cofaniu, o czym świadczą między innymi wcięte w nie nisze źródliskowe, pozbawione zamknięć doliny na zaprożu, rumowiska skalne i przykrawędziowe rozwarcia szczelin tnących warstwy piaskowców (Tułaczyk 1992, Rozpendowski 1999). W pd. części Kotliny Krzeszowskiej występują odosobnione krótkie i niskie grzbiety, co pozwala je traktować jako lokalne formy odpornościowe, związane z facjalnym zróżnicowaniem serii skał kredowych. Największym z nich jest grzbiet Skałek Gorzeszowskich o długości prawie 2 km i wysokości do 30 m, zbudowany z piaskowców skaleniowych występujących w obrębie piaskowców wapnistych (ryc. 4).

Obecność grzbietu Skałek Gorzeszowskich ilustruje jedną z prawidłowości rozwoju rzeźby strukturalnej, stosownie do której różnice w odporności pomiędzy sąsiadującymi ze sobą seriami skalnymi są co najmniej równie istotne, jak wytrzymałość skał oceniana w kategoriach bezwzględnych. Istotną rolę odgrywają także inne elementy decydujące o

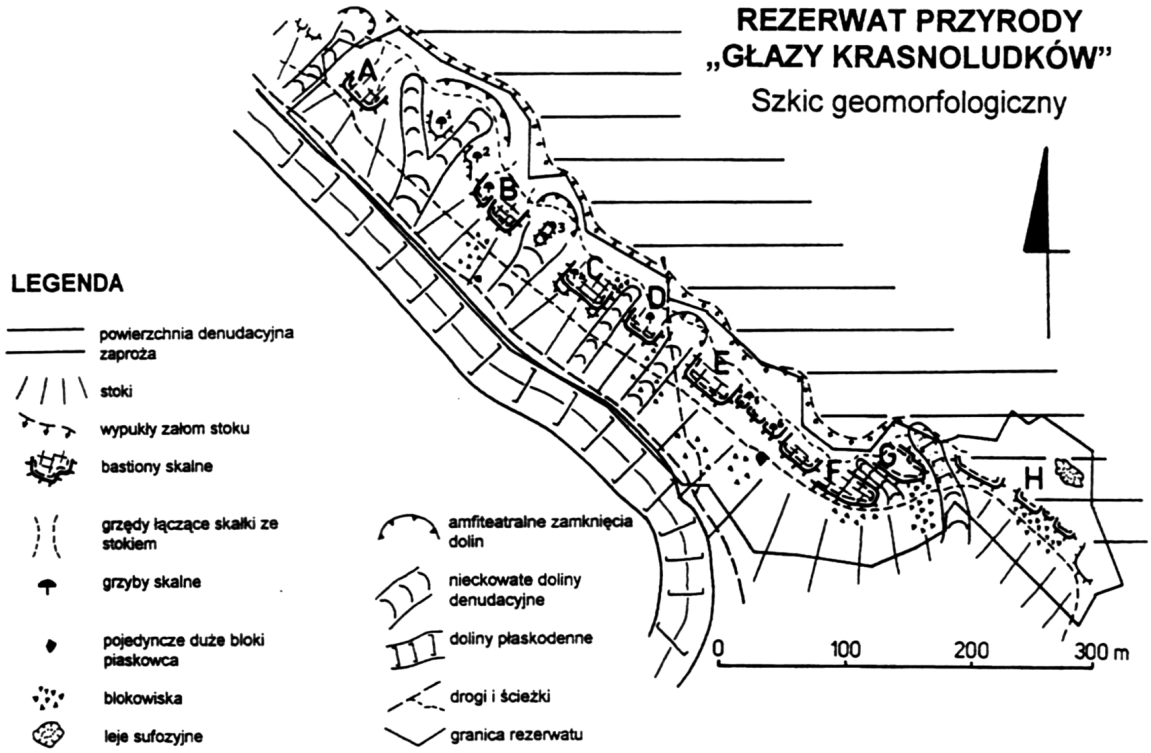
odporności, zwłaszcza zagęszczenie powierzchni nieciągłości (Selby 1980, Synowiec 1999). Pomiary wytrzymałości przy użyciu młotka Schmidta na ścianach najwyższego bastionu skalnego dały średnie wyniki 27-40, zatem wyraźnie niższe niż dla zlepieńców Zadziernej (tab. 1). Na masywnych ławicach tworzących „czapki" grzybów skalnych odpowiednie wartości wynosiły 31-35. Są one generalnie bardzo niskie, jednak przy równoczesnej obecności grubych ławic i sąsiedztwie miękkich piaskowców wapnistych okazują się wystarczające, aby powstał wyraźny grzbiet i efektowne formy skalne.



Ryc. 4 Przekrój geologiczny przez północną część Zaworów i grzbiet Skałek Gorzeszowskich. Objaśnienia: górny perm (cechsztyn): 1 – piaskowce ilaste i łupki piaszczyste; 2 – arkozy dolomityczne; dolny trias: 3 – piaskowce kaolinowe; górna kreda: 4 – piaskowce ciosowe (cenoman środkowy); 5 – piaskowce wapniste (cenoman górny); 6 – mułowce (turon dolny); 7 – piaskowce wapniste i wapienie piaszczyste (turon środkowy); 8 – piaskowce skaleniowe (turon środkowy). Na podstawie Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, arkusz Lubawka

Strukturalne uwarunkowania form skalnych. Asymetryczny grzbiet odpornościowy Skałek Gorzeszowskich nawiązuje orientacją do biegu ławic piaskowców skaleniowych środkowego turonu występujących wśród piaskowców wapnistych (ryc. 4). W przekroju poprzecznym składa się on z elementów typowych dla kuesty: podłużnego obniżenia przed progiem, stromego czoła (20-26°) i łagodnie nachylonego zaproża (6-9°). Na czole grzbietu licznie występują wychodnie piaskowców, tworzące zróżnicowane pod względem kształtów i rozmiarów skałki. W nawiązaniu do klasyfikacji skałek zaproponowanej przez Z. Alexandrowicz (1978) w rezerwacie wyróżnić można formy ambon, baszt, maczug, grzybów skalnych, ścian skalnych i platform. Skałki występują w kilku oddzielonych od siebie grupach (bastionach), w skład których wchodzą różne odmiany morfologiczne. Najbardziej typowy jest zespół złożony ze ścian skalnych o wysokości od kilku do kilkunastu metrów, przechodzący wyżej w platformy nachylone zgodnie z nachyleniem powierzchni uławicenia i zarazem przeciwstawnie do generalnego nachylenia stoku. Są one pocięte siatką głębokich szczelin zorientowanych do siebie pod kątami zbliżonymi do prostych. Krawędzie boczne bastionów skalnych są silniej rozczłonkowane niż ich czoła i tu występują grzyby i maczugi skalne. Na czole grzbietu w granicach rezerwatu występuje siedem bastionów. Najwyższe formy skalne znajdują się w środkowej części rezerwatu, gdzie dochodzą one do 15-17 m. W kierunku pn.-zach. wysokość skałek zmniejsza się do 8-10 m. Wyraźnie niższe są wychodnie piaskowców we wsch. części rezerwatu, gdzie nie przekraczają one 5 m, a na powierzchni wierzchowinowej grzbietu mają tylko 2-3 m wys. (ryc. 5).

Kształt poszczególnych skałek jest wyraźnie zdeterminowany cechami podłoża piaskowcowego, które decydują o lokalnie zwiększonej odporności na procesy niszczące.

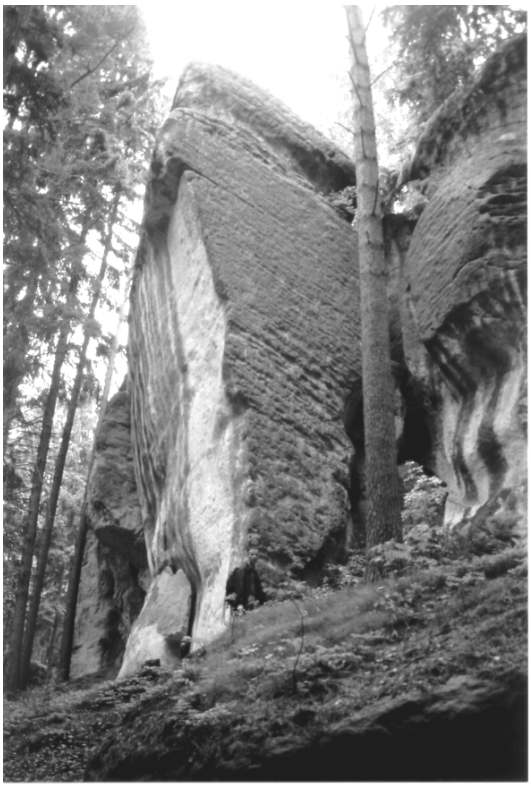


Ryc. 5 Szkic geomorfologiczny rezerwatu „Głazy Krasnoludków".

Należą do nich szkielet ziarnowy, złożony z kwarcu i skaleni, jego duże zagęszczenie, niewielki udział podatnego na wymywanie matrix węglanowego oraz masywność ławic, wyrażająca się odległością pomiędzy głównymi powierzchniami międzyławicowymi do 10-12 m i spękaniami pionowymi do 4-5 m. W obrębie skałek istnieje wyraźna korelacja pomiędzy wielkością i wyrazistością form a gęstością występowania powierzchni międzyławicowych i ciosowych. Najwyższe i najbardziej zwarte bastiony powstały w miejscach zmniejszonej gęstości ciosu, niższe ścianki i zapewne także dolinki rozdzielające poszczególne bastiony nawiązują do stref jego zagęszczenia. Do kierunków ciosu 320-330° i 215-130° nawiązują pionowe powierzchnie ograniczające skałki, a także szczeliny w ich obrębie. Nachylenie platform skalnych odpowiada kierunkowi i kątowi upadu powierzchni uławicenia, który wynosi 10-15° ku pn.-wsch. Powszechna dezintegracja granularna prowadzi do rozwoju struktur arkadowych, osiągających do 15 cm dł., 10 cm wys. i 10 cm głębokości.

W granicach rezerwatu występuje kilkanaście grzybów skalnych o zróżnicowanej wielkości i kształcie (ryc. 6). Grzyby skalne o wys. 4,5-5 m występują na krawędziach bastionów skalnych. Czapa zbudowana jest z masywnych ławic o grubości 1-2 m, natomiast w obrębie trzonu widoczna jest gęsta sieć spękań, oddzielonych od siebie o 5-10 cm, wzdłuż których intensywnie zachodzi dezintegracja granularna. Na powierzchniach skalnych częste są nieregularne nisze wietrzeniowe i struktury komórkowe („plastry miodu"). Wstępne pomiary wytrzymałościowe, wykonywane na trzonach (3 stanowiska) i czapach grzybów (4 stanowiska), wykazały wyraźne różnice pomiędzy nimi. Średnie wartości dla trzonów wynosiły 24-32, podczas gdy dla trzonów 31-35 (tab. 2). Dla jednego z grzybów nie stwierdzono żadnych różnic ilościowych, co pozwala sądzić, że różnice w gęstości spękań

mogą w pewnych przypadkach mieć nikły wpływ na ogólną wytrzymałość i być wystarczające dla powstania formy grzybowatej.



Ryc. 6 Jeden ze skalnych grzybów w rezerwacie „Głazy Krasnoludków" (fot. P. Migoń).

Tab. 2. Wytrzymałość piaskowców budujących grzyby skalne w rezerwacie „Skałki Gorzeszowskie" (wartości zmierzone przy użyciu młotka Schmidta).

	Grzyb 1		Grzyb 2		Grzyb 3		Grzyb 4		
	Trzon	Czapa	Trzon	Czapa	Trzon	Czapa	Trzon	Czapa	Czapa
średnia	32,2	32,3	24,0	31,4	26,4	34,6	31,6	35,4	34,7
odch. stand.	1,83	1,46	1,14	1,45	1,23	1,50	2,02	1,83	1,37

Ilość pomiarów na każdym stanowisku n = 30. Wartości statystyczne wyliczone po odrzuceniu pięciu najniższych wartości.

Procesy geomorfologiczne, które odegrały główną rolę w powstaniu zespołów form skalnych to selektywne wietrzenie wzdłuż powierzchni strukturalnych oraz zmyw powierzchniowy i sufozja, powodujące usuwanie produktów wietrzenia z powierzchni terenu (zmyw) i z wnętrza górotworu (sufozja). Sporadycznie zachodziło też odpadanie, o czym świadczą pojedyncze duże bloki na stoku poniżej skałek. W wymodelowaniu skałek do obecnej postaci istotną rolę odegrały zapewne procesy działające w środowisku peryglacjalnym, zwłaszcza wietrzenie mrozowe porowatych piaskowców. Na ich dużą rolę zwracano uwagę w odniesieniu do innych miejsc występowania skałek piaskowcowych w Sudetach, głównie do Gór Stołowych (Walczak 1963, Pulinowa 1989). Środowisko peryglacjalne zapewniało także dużą efektywność denudacji na stokach, zwłaszcza eksponowanych ku pd.-zach. (taką wystawę ma skalne czoło grzbietu), poddanych częstemu

przemarzaniu i tajaniu pokrywy zwietrzelinowo-stokowej. W holocenie stoki zostały w dużej mierze ustabilizowane, a kluczową rolę zaczęły odgrywać procesy wietrzenia chemicznego i biochemicznego, odpowiedzialne za wietrzenie selektywne i przyczyniające się do powstania różnorodnych form mikrorzeźby. We wnętrzu masywu skalnego zachodzą procesy sufozyjne, czego dowodem są zamknięte obniżenia w obrębie górnych platform skalnych i na wierzchowinie oraz stożki piaszczyste na wylotach szczelin u podnóża ścian skalnych.

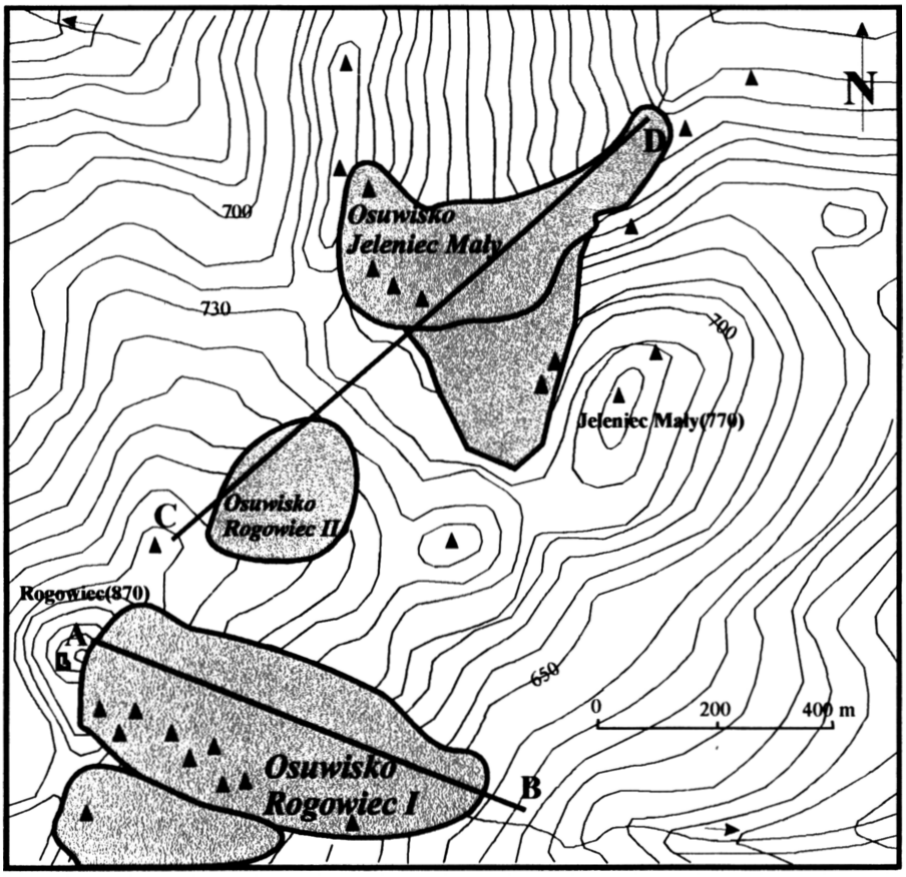
Dalsza trasa prowadzi początkowo nadal przez Kotlinę Krzeszowską, następnie doliną potoku Kochanówka rozcinającą kuestę zbudowaną z piaskowców i gez cenomanu do Kochanowa i Obniżenia Mieroszowa, wypreparowanego w skałach osadowych dolnego permu – czerwonego spągowca. Od wschodu obniżenie to ograniczone jest wyraźną stromą krawędzią Masywu Lesistej Wielkiej, należącego do Gór Kamiennych. Krawędź ta, o wysokości 200-300 m, powstała wzdłuż kontaktu litologicznego miękkich skał osadowych i masywnych skał wulkanicznych i ich tufów. Z Mieroszowa jedziemy w górę doliny Ścinawki, przez głęboki i bardzo malowniczy przełom strukturalny o głębokości 250-300 m pomiędzy wulkanicznymi masywami Lesistej Wielkiej i Stożka, powyżej którego rozpościera się śródgórskie obniżenie Wyżyny Unisławskiej. Jej zrównana powierzchnia, podścielona skałami osadowymi dolnego permu, leży na wysokości 600-650 m n.p.m. i stanowi rodzaj cokołu, z którego wyrastają twardzielcowe masywy zbudowane ze skał wulkanicznych. Szczepankiewicz (1954) nazwał ten poziom zrównań „unisławskim" i traktował go jako przewodni dla południowej części Sudetów Wałbrzyskich. Za Rybnicą Leśną głębokim przełomem Rybnej o cechach przełomu regresyjnego zjeżdżamy do Obniżenia Górnej Bystrzycy i wsi Grzmiąca.

Stanowisko 3 – Rogowiec

Problematyka: osuwiska strukturalne w kompleksie skał wulkanicznych Gór Suchych

Terenem obserwacji jest grzbiet Jeleniec – Rogowiec – Jeleniec Mały w pn.-wsch. części Gór Suchych, powyżej wsi Grzmiąca. Na stokach grzbietu znajdują się liczne rozległe osuwiska różnego typu i genezy. Przez ich fragmenty przechodzą znakowane szlaki turystyczne: czerwony z Jedliny Zdrój do schroniska „Andrzejówka" i żółty z Grzmiący do ruin zamku Rogowiec. Najbliższe miejsca pozwalające na pozostawienie samochodu to Grzmiąca i Rybnica Mała.

Budowa geologiczna i rzeźba terenu. Skały wulkaniczne na obszarze Gór Suchych powstały w schyłkowej fazie orogenezy waryscyjskiej, w okresie kulminacji aktywności wulkanicznej we wczesnym permie. Wulkanity czerwonego spągowca występują wśród utworów drobnoklastycznych (mułowce, iłowce, podrzędnie piaskowce). Historia wulkanizmu w Górach Suchych była złożona. W pierwszym etapie powstał kompleks tufów riolitowych o miąższości kilkuset metrów. Centrum eruptywne znajdowało się wówczas w południowo-wschodniej części obszaru i miało charakter kaldery o średnicy 10 km. Tufy budujące Góry Suche pochodzą z erupcji eksplozywnej typu pliniańskiego. Ich spąg stanowią skały piroklastyczne, wyżej leżą osady związane z erupcją freatomagmatyczną, a w stropie tufy masywne ze śladami spieczenia (ignimbryty). Najmłodsze utwory wulkaniczne znajdują się w okolicach Rybnicy Leśnej i są to obojętne i kwaśne sille i lakkolity, intrudujące w sekwencje permskie po akumulacji tufów. Obszar zasilania dla tych intruzji znajdował się wzdłuż południowego przedłużenia strefy Rusinowa – Grzmiąca, blisko północnej krawędzi kaldery (Krechowicz 1968, Nowakowski 1968, Grocholski 1973, Bossowski *et al.* 1990, Awdankiewicz 1998). Skały budujące Góry Suche to riolity, trachybazalty oraz tufy riolitowe.



Ryc. 7 Lokalizacja zespołu osuwisk strukturalnych na grzbiecie Rogowiec – Jeleniec Mały. Zaznaczono położenie linii profilowych przez osuwiska (ryc. 8).

Góry Suche składają się z wielu krótkich grzbietów i kopuł o bardzo stromych stokach, rozdzielonych głębokimi dolinami rzecznymi. Ich pn.-wsch. część stanowi 5 km długości grzbiet Klin (866 m) – Turzyna (895 m) – Jeleniec Wielki (902 m) – Rogowiec (870 m) – Jeleniec Mały (770 m) o przebiegu początkowo W-E, a następnie SW-NE. Jego wysokość względna w stosunku do zrównań okolic Rybnicy Leśnej wynosi 250-300 m. Istnienie formy grzbietowej związane jest z wychodnią masywnych trachybazaltów, zapadających ku południowi, czego odbiciem jest asymetryczny profil poprzeczny, ze stromymi stokami opadającymi ku północy i zachodowi (nachylenie 30-35°) oraz łagodniejszymi, nachylonymi na południe i wschód (15-20°). W części szczytowej grzbiet często przybiera charakter skalnego grzebienia (Jeleniec Wielki, Rogowiec, Jeleniec Mały). Trachybazalty zalegają na skałach osadowych wieku permskiego, głównie iłowcach i mułowcach, podrzędnie piaskowcach, które budują dolne partie stoków. Takie ułożenie formacji skalnych powoduje wytworzenie stoków niestabilnych i warunkowo stabilnych i jest przyczyną rozległych grawitacyjnych deformacji stoku.

Formy osuwiskowe. Z ogólnej liczby 19 osuwisk zidentyfikowanych w Górach Suchych, zdecydowana większość, o łącznej powierzchni 57 ha, znajduje się w obrębie grzbietu Turzyna – Jeleniec Wielki – Rogowiec – Jeleniec Mały (ryc. 7). Osuwiska usytuowane są na stokach o różnej ekspozycji (SE, E, NE, N, NW, W). Forma niszy osuwiskowej jako ściany skalnej o prostoliniowym przebiegu, zachowana jest w dwóch przypadkach: pod Rogowcem oraz Jeleńcem Małym (ryc. 8, 9). W pozostałych przypadkach nisze mają postać wklęsłych form stokowych o amfiteatralnym kształcie, ograniczonych niewielkimi grzbietami skalnymi. Częstym elementem rzeźby są skałki stokowe i pokrywy

blokowe, miejscami o charakterze blokowiska w górnej części stoku osuwiskowego, jak to ma miejsce na Jeleńcu Małym.

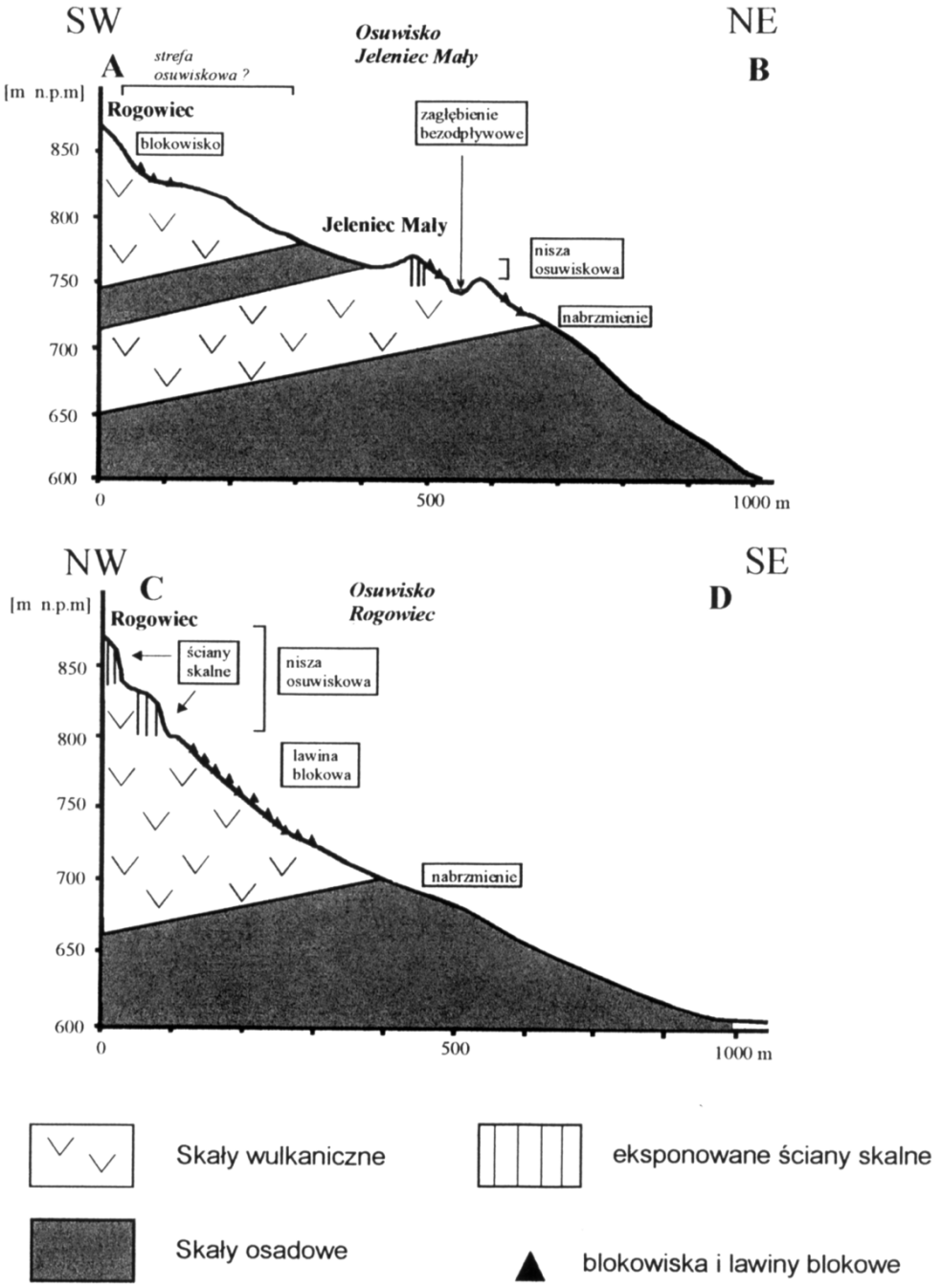
W przypadku osuwiska pod Rogowcem na uwagę zasługuje obecność spektakularnej formy strumienia blokowego na południowo-wschodnim krańcu formy osuwiskowej, poniżej ściany skalnej, stanowiącej fragment niszy. Strumień blokowy ma długość 300 m i szerokość 100 m, a zbudowany jest z kanciastych bloków skalnych o długości do 8 m. Strumień blokowy ma profil schodowy z pogrzebanymi pośrednimi ścianami skalnymi i zakończony jest stromym czołem, poniżej którego występuje zagłębienia ograniczone wyraźnymi wałami bocznymi, a wypełnione materiałem blokowym. Według M.Z. Pulinowej (1972), forma strumienia blokowego powstała w wyniku ogromnej lawiny blokowej, poprzedzonej płytkimi spływami ziemnymi i zwietrzelinowymi w obrębie materiału stokowego, które spowodowały utratę podparcia przez masywne skały wulkaniczne i ich niestabilność. Jednak obecność kilku pogrzebanych ścian skalnych w profilu stokowym oraz wyraźnych wałów bocznych w dolnej części strumienia blokowego wskazują raczej na stopniowy rozwój tej formy na skutek ruchów typu *topple* lub sukcesywnego cofania się ściany skalnej „od dołu".

Na płd.-zach. od strumienia blokowego, w rejonie tzw. Skalnej Bramy, którą tworzy odsunięty od grzbietu ogromny blok skalny występuje system kilku spłaszczeń stokowych zlokalizowanych na różnych wysokościach, będący prawdopodobnie wynikiem nacisku przesuwającego się po stoku bloku skalnego i wtórnego rozwoju płytkich zsuwów translacyjnych (?). Na spłaszczeniach stokowych znajduje się materiał blokowy pochodzący z obrywów ze ścian skalnych znajdujących się powyżej. Formy mają niewielkie rozmiary do 30 m szerokości i 20 m długości i są oddzielone stromymi progami o nachyleniu powierzchni około 30-35º. W kierunku płd.-zachodnim wygaszają się na stoku.

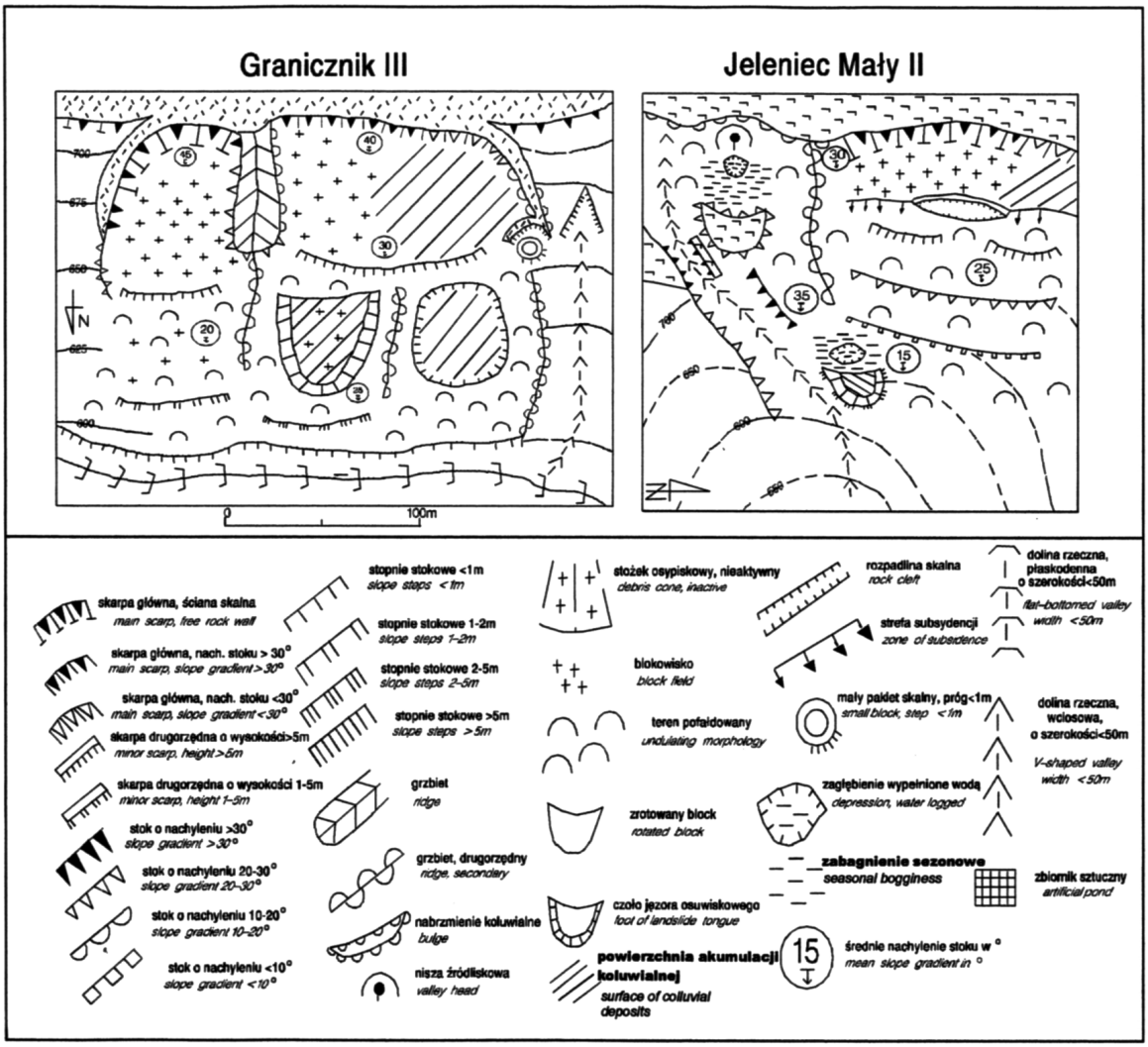
Materiał osuwiskowy w postaci mało czytelnych w terenie jęzorów osuwiskowych deponowany był w obszarach źródliskowych lokalnych potoków i współcześnie jest degradowany przez erozję wsteczną. Tworzy on także spłaszczenia stokowe na kilku poziomach, schodzące nawet do doliny potoku Grzmiącego. Powierzchnie te mają różne rozmiary i często pokryte są materiałem blokowym, zwłaszcza te znajdujące się w górnych partiach stoku. Wskazują one na sukcesywny rozwój osuwiska prawdopodobnie na skutek ruchów rotacyjnych bądź translacyjnych.

Nachylenie niszy osuwiskowej tam, gdzie ma ona charakter ściany skalnej wynosi 60-90°, a w przypadku jej braku 35-60°. Nachylenie stoku osuwiskowego w obrębie jęzora koluwialnego wynosi 5-35° w zależności od lokalnych warunków terenowych. W płn.-wsch. części osuwiska występuje w obrębie materiału koluwialnego, na wyraźnym spłaszczeniu stokowym, ograniczone wałami zagłębienie bezodpływowe. Jest ono wypełnione przez cały rok wodą i ma wymiary 18 x 12 m. Tego typu formy, czasami ułożone na różnych poziomach, są charakterystyczne dla osuwisk w Górach Kamiennych (ryc. 9). Świadczą one o rozwoju ruchów rotacyjnych lub translacyjnych. Znajdują się one zarówno w górnych odcinkach stoku, w obniżeniach poniżej tylnej ściany niszy osuwiskowej (w przypadku ruchów rotacyjnych), jak i w jego dolnych partiach stoku, w obrębie materiału koluwialnego.

Obserwacje terenowe w rejonie Rogowca i Jeleńca Małego wskazują na obecność wielu przejawów deformacji rzeźby stoku, mających prawdopodobnie genezę osuwiskową. Ich pełne zestawienie znajduje się w tab. 3. Duże osuwisko znajduje się pod Jeleńcem Małym, w obrębie którego również obecne są przemieszczony po stoku blok skalny oraz zagłębienie bezodpływowe (tab. 3 – Jeleniec Mały II). Wzniesienie Jeleńca Małego, będące w szczytowej partii grzędą skalną, jest deformowane przez ruchy osuwiskowe także od strony północnej (tab. 3 – Jeleniec Mały I). Podobnie szczyt Rogowca jest podcinany przez nisze osuwiskowe z trzech stron. Obecność rowów grzbietowych na grzbiecie pomiędzy Rogowcem a Jeleńcem Małym oraz na grzbiecie odchodzącym w kierunku pn.-wsch. wskazuje na rozwój deformacji grawitacyjnych na znaczną skalę.



Ryc. 8 Schematyczne profile przez osuwiska na grzbiecie Rogowiec – Jeleniec Mały. Na rycinie wskazano wyłącznie na powierzchniowe przejawy ruchów osuwiskowych, lokalizacji powierzchni ścięcia nie zaznaczono z powodu braku danych.



Ryc. 9 Szkic geomorfologiczny osuwisk pod Granicznikiem i Jeleń

Uwarunkowania strukturalne osuwisk. Wielkoskalowym deformacjom grawitacyjnym podlegają skały wulkaniczne kompleksu eruptywnego, wykształcone jako trachybazalty masywne, riolity, trachity i latyty oraz utwory piroklastyczne (tufy i tufity), jak również utwory zwietrzelinowe. Warunkowa stabilność i niestabilność wytworzonych w ich obrębie stoków jest związana z podścielaniem masywnych skał wulkanicznych przez formacje osadowe, często o charakterze łupków ilastych i mułowców o właściwościach plastycznych (ryc. 8). Zróżnicowane właściwości geotechniczne opisywanych formacji geologicznych oraz ich wzajemne relacje przestrzenne wpływają na lokalizację rejonów deformacji grawitacyjnych. Pojawiają się one w miejscach, gdzie dolna lub środkowa część stoku zbudowana jest z plastycznych, nieprzepuszczalnych skał osadowych. Obecność wychodni skalnych i skałek stokowych w rejonach osuwiskowych może świadczyć o ruchach masowych typu rotacyjnego lub translacyjnego.

Tab. 3. Charakterystyka osuwisk występujących w obrębie grzbietu strukturalnego Turzyna-Jeleniec Wielki- Rogowiec- Jeleniec Mały.

Nazwa osuwiska	**Geologia podłoża**	**Wysokość [m] n.p.m.**	**Powierz-chnia [ha]**	**Wymiary [m]**		**Nachylenie [°]**		**Ekspozycja**
				długość	szerokość	nisza	stok	
Turzyna	trachybazalty masywne osunięte – en bloc,, iłowce i mułowce	880-890	5	80-100	500	85-90	15	NNE
Jeleniec Mały I	riolity i riodacyty felzytowe, tufy riolitowe, iłowce i mułowce	530-700	9	400-450	100-200	60 45-50	10-15 30-35	NNE
Jeleniec Mały II	trachybazalty masywne, iłowce i mułowce	580-770	10	400	250	85 35	5-10	ENE
Rogowiec I	trachybazalty masywne, piaskowce, zlepieńce, iłowce, mułowce	690-780	3,5	350	70-100	35	20	NNW
Rogowiec II	trachybazalty masywne, piaskowce, zlepieńce, iłowce, mułowce	730-800	1,2	150	80	-	35	NNW
Rogowiec III	trachybazalty masywne, iłowce, mułowce	670-840	25	500	500	90 35	15-30	SE
Rogowiec IV	trachybazalty masywne, piaskowce, zlepieńce, iłowce, mułowce	700-750	0,48	120	40	-	20-25	NW
Jeleniec Wielki	trachybazalty masywne, iłowce i mułowce, iły zwietrzelinowe	710-870	8	400	150-200	85	30-35	NW

M. Z Pulinowa (1972) przy opisie największego osuwiska na Rogowcu wskazała na wieloetapowość rozwoju form osuwiskowych. W tym konkretnym przypadku inicjującym procesem miały być spływy zwietrzelinowe i błotne w obrębie skał osadowych, które doprowadziły do zachwiania równowagi górnego odcinka stoku zbudowanego ze skał masywnych i rozwoju osuwisk rotacyjnych. Charakterystyczna dla większości osuwisk na stokach Rogowca i Jelenca Małego morfologia, z obecnością niszy skalnej lub stromego stoku pokrytego blokowiskiem, skałek stokowych i poprzecznych grzbietów oddzielonych podłużnym zagłębieniem od tylnej ściany niszy osuwiskowej oraz „schodowy" profil stoku,

czy piętrowy układ jeziorek osuwiskowych wskazują na obecność ruchu typu rotacyjnego. Ostatnie prace W. Margielewskiego (2001) z rejonu Karpat, dotyczące strukturalnych uwarunkowań rozwoju głębokich osuwisk zwracają uwagę na konieczność rozróżnienia mechanizmów działania procesów inicjujących ruch masowy (tworzenie się powierzchni odkłucia) i procesów związanych bezpośrednio z przemieszczeniem grawitacyjnym (rozwój powierzchni poślizgu). Osuwiska na Turzynie i Lesistej Wielkiej wydają się być na etapie początkowym tworzenia się powierzchni odkłucia. Świadczyć o tym może obecność rozpadlin skalnych i brak w pełni wykształconego profilu "schodowego", tak charakterystycznego dla morfologii osuwiskowej okolic Rogowca.

Wiek deformacji stokowych w Górach Kamiennych jest niejasny. M.Z Pulinowa (1972) wskazuje na odległy – późnoplejstoceński lub wczesnoholoceński – czas powstania form pod Rogowcem opierając swój wniosek na analizie osadów stokowych, która wykazała obecność materiału osuwiskowego przykrytego pokrywą soliflukcyjną. Podobny pogląd wypowiedział A. Grocholski (1972) w odniesieniu do form w Paśmie Lesistej Wielkiej. Opisywane formy wydają się nie wykazywać czasach obecnych żadnej aktywności. Degradacja pierwotnej rzeźby osuwiskowej jest znaczna, nie zaobserwowano także deformacji pni drzew mogących świadczyć o niestabilności stoku i powolnym ruchu materiału stokowego. Jedyne obserwowane procesy masowe to odpadanie bloków skalnych oraz płytkie zsuwy zwietrzelinowe.
Dalsze prace badawcze w tym rejonie i w obrębie całych Gór Kamiennych zmierzać będą do pełnego określenia geologiczno-geomorfologicznych uwarunkowań ich rozwoju oraz datowania form osuwiskowych. Możliwość taką stwarza obecność licznych zagłębień bezodpływowych. Analizy litologiczno-strukturalne oraz pomiary wytrzymałości mas skalnych za pomocą młotka Schmidta pozwolą na rzeczywiste określenie właściwości litologicznych skał w profilu stokowym i ich wpływu na niestabilność stoku i rozwój deformacji grawitacyjnych.

Dalsza trasa prowadzi doliną Bystrzycy, tworzącą oś Obniżenia Górnej Bystrzycy, rozdzielającego Góry Kamienne i Wałbrzyskie na zachodzie od Gór Sowich na wschodzie. Pomiędzy Jedliną Zdrój a Zagórzem Śląskim na zboczach głęboko wciętej doliny występuje kilka martwych odcinków, z których najdłuższy, poniżej Zagórza, ma prawie 4 km długości. Wypełnione są one utworami glacjalnymi: fluwioglacjalnymi, iłami warwowymi i glinami morenowymi. Współczesny odcinek Bystrzycy jest prawdopodobnie wynikiem epigenezy (Walczak 1972). W Bystrzycy Górnej przekraczamy krawędź Sudetów związaną z przebiegiem sudeckiego uskoku brzeżnego, która w tym sektorze ma około 150 m wysokości względnej. O czwartorzędowej, neotektonicznej aktywności uskoku świadczy dywergencja teras Bystrzycy stwierdzona w odcinku przykrawędziowym, „obcięcie" najwyższej terasy 25-metrowej i zdyslokowanie pokładu gliny zwałowej (Krzyszkowski, Biernat 1998).

Kolejny odcinek trasy prowadzi przez Przedgórze Sudeckie, które do późnego trzeciorzędu stanowiło morfologiczną całość z Sudetami, nie zostało jednak wydźwignięte w młodszym trzeciorzędzie, kiedy uformowała się krawędź tektoniczna Sudetów na linii sudeckiego uskoku brzeżnego. Krajobraz Przedgórza ma charakter falistego obszaru zrównanego w poziomie 200-300 m n.p.m z wyspowymi wzgórzami twardzielcowymi wystającymi ponad pokrywę osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych, osiągającymi w Masywie Ślęży wysokość 718 m n.p.m. Masyw Ślęży ma charakter grzbietu twardzielcowego, zbudowanego z granitu, gabra i amfibolitu, otoczonego od południa i północy niższymi wzgórzami serpentynitowymi (Radunia 573 m) i amfibolitowymi. Choc założenia wzgórz masywu sięgają starszego trzeciorzędu, to mezorzeźba stoków, a w szczególności jego najwyższych partii, została w znacznej mierze ukształtowana w plejstocenie (zlodowacenie środkowopolskie, stadiał Odry). Wówczas wierzchołek Ślęży był nunatakiem wznoszącym się ponad powierzchnią lądolodu skandynawskiego. Intensywne procesy wietrzenia fizycznego i ruchy masowe w warunkach peryglacjalnych w trakcie całego plejstocenu doprowadziły do powstania licznych pól blokowych, progów skalnych i skałek, rozległych pokryw soliflukcyjnych i lodowców skalnych (Szczepankiewicz 1958, Żurawek 1999, Żurawek, Migoń 1999).

Ostatnią częścią sesji jest przejazd przez fragment Niziny Śląskiej – Równinę Wrocławską. Rozpościera się ona miedzy Pradoliną Wrocławska a Przedgórzem Sudeckim, między dolinami

Kaczawy i Nysy Kłodzkiej. W sensie geomorfologicznym jest to przeważnie równina morenowo-sandrowa z ostańcami moren czołowych i kemów, przykryta utworami pyłowymi typu lessów w części centralnej.

Literatura

Alexandrowicz Z., 1978, *Skałki piaskowcowe zachodnich Karpat fliszowych*, Prace Geol. PAN 113.

Awdankiewicz M., 1998, *Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland*, Geol. Sudetica, 32: 13-47

Bossowski A., Cymerman Z., Grocholski A., Ihnatowicz A., 1990, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, Arkusz Jedlina Zdrój*.

Don J., Jerzykiewicz T., Teisseyre A. K., Wojciechowska I., 1981, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, arkusz Lubawka*.

Dziedzic K., 1961, *Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej*, Stud. Geol. Polonica, 6.

Grocholski A., 1972, *Ślady osuwisk na stokach Lesistej Wielkiej w Górach Kamiennych*, Polskie Towarzystwo Miłośników Nauk o Ziemi. Koło Górnicze w Gorcach. Biuletyn Informacyjny. Gorce-Wałbrzych, 11: 9-14.

Jerzykiewicz T., 1971, *Kreda okolic Krzeszowa*, Geol. Sudetica, 5: 281-327.

Jońca E., 1987, *Projektowany rezerwat przyrody nieożywionej Jeleniec w Górach Suchych w Sudetach Środkowych*, Chrońmy Przyrodę Ojczystą, 2: 61-68.

Kozłowski S., 1963, *Geologia wulkanitów permskich w centralnej części niecki śródsudeckiej*, Prace Geol. PAN, 14: 5-65

Krechowicz J., 1968, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, arkusz Golińsk*.

Krzyszkowski D., Biernat J., 1998, *Terraces of the Bystrzyca river valley, Middle Sudetes, and their deformation along the Sudetic Marginal Fault*, Geol. Sudetica, 31: 241-258.

Margielewski W., 2001, *O strukturalnych uwarunkowaniach rozwoju głębokich osuwisk – implikacje dla Karpat fliszowych*, Przegl. Geol., 49: 515-524.

Mastalerz K., Awdankiewicz M., Cymerman Z., 1995, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, arkusz Kamienna Góra*.

Nowakowski A., 1968, *Wulkanity permskie Gór Suchych w niecce śródsudeckiej*, Geol. Sudetica, 4: 299-408.

Oberc J., 1972, *Sudety i obszary przyległe. Budowa geologiczna Polski, t. 4. Tektonika, cz. 2*, Wyd. Geol., Warszawa.

Pulinowa M. Z., 1972, *Procesy osuwiskowe w środowisku sztucznym i naturalnym*, Dokument. Geogr., 4.

Pulinowa M. Z., 1989, *Rzeźba Gór Stołowych*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach, 1008.

Rozpendowski G., 1999, *Morfologia zachodniej krawędzi Zaworów w Sudetach Środkowych*, Praca magisterska (mpis), Uniwersytet Wrocławski.

Selby M. J., 1980, *A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with test from Antarctica and New Zealand*, Z. f. Geomorph. N.F., 24: 31-51.

Selby M.J., 1993, *Hillslope Materials and Processes*, Oxford Univ. Press, Oxford.

Synowiec G., 1999, *Ocena wytrzymałości mas skalnych dla celów geomorfologicznych i jej zastosowanie dla stoków piaskowcowych Gór Stołowych*, Czas. Geogr., 70: 351-361.

Synowiec G., 2002, *Structural landslides in Kamienne Mts., Sudetes, SW Poland*, [in:] Landslides – Proceedings of the 1st European Conference on Landslides, Prague, Czech Republic, June 24-26.2002, 311-314.

Szczepankiewicz S., 1954, *Morfologia Sudetów Wałbrzyskich*, Prace Wrocł. Tow. Nauk., ser. B, 65.

Szczepankiewicz S., 1958, *Peryglacjalny rozwój stoków Masywu Ślęży*, Biul. Perygl., 6: 81-92

Tásler R. (red.), 1979, *Geologie české části vnitrosudetské pánve*, ÚÚG v Akademii, Praha.

Tułaczyk S., 1992, *Cuesta landscape in the middle part of the Sudetes Mts*., Geogr. Polonica, 60: 137-150.

Walczak W., 1963, *Geneza form skalnych na północno-wschodniej krawędzi Gór Stołowych*, Acta Univ. Wratisl., 9, Studia Geogr., 1: 191-200.

Walczak W., 1972, *Sudety i Przedgórze Sudeckie*, [w:] Geomorfologia Polski, M. Klimaszewski (red.), t. 1, PWN, Warszawa, s. 167-231.

Żurawek R., 1999, *Reliktowe lodowce skalne – nowa interpretacja form akumulacji na wschodnich i południowych stokach Ślęży*, Przegl. Geogr., 71: 77-94.

Żurawek R., Migoń P., 1999, *Peryglacjalna morfogeneza Ślęży w kontekście długotrwałej ewolucji rzeźby*, Acta Geogr. Lodz., 76: 133-155.

Dr hab. Piotr Migoń
Zakład Geomorfologii
Instytut Geograficzny
Uniwersytet Wrocławski
Pl. Uniwersytecki 1
50-137 Wrocław
migon@geom.uni.wroc.pl

Mgr Grzegorz Synowiec
Zakład Geomorfologii
Instytut Geograficzny
Uniwersytet Wrocławski
Pl. Uniwersytecki 1
50-137 Wrocław
gsynowiec@geom.uni.wroc.pl

Piotr Migoń, Zdzisław Jary, Janusz Kida

WYBRANE ZAGADNIENIA CZWARTORZĘDU POGÓRZA KACZAWSKIEGO

Przewodnik sesji terenowej B2, zorganizowanej w ramach VI Zjazdu Geomorfologów Polskich, Jelenia Góra Cieplice, 11-14 IX 2002.

Trasa: Jelenia Góra Cieplice – Dziwiszów – Świerzawa – ZŁOTORYJA – Świerzawa – Muchów (MUCHOWSKIE WZGÓRZA) – WĄWÓZ MYŚLIBORSKI – Jawor - Wrocław

Góry i Pogórze Kaczawskie – główne cechy rzeźby terenu i czwartorzęd

Góry i Pogórze Kaczawskie stanowią północno-wschodni fragment Sudetów Zachodnich i są położone między doliną Bobru na zachodzie i krawędzią brzeżną Sudetów związaną z przebiegiem sudeckiego uskoku brzeżnego na wschodzie. Od południa grzbiety Gór Kaczawskich, sięgające wysokości 670-720 m n.p.m., opadają stromo do Kotliny Jeleniogórskiej, przełomowej doliny Bobru i Kotliny Marciszowskiej, ku północy faliste Pogórze Kaczawskie przechodzi bez wyraźnej granicy krajobrazowej w Nizinę Śląsko-Łużycką. Morfologiczną granicę pomiędzy Górami Kaczawskimi a Pogórzem Kaczawskim stanowi wyraźna krawędź o przebiegu WNW-ESE, ciągnąca się od Wlenia przez Wojcieszów Dolny po okolice wsi Lipa. Wysokość tej krawędzi zmienia się od 100 m do 250-300 m. Jej pochodzenie nie było nigdy przedmiotem szczegółowych badań, można jedynie przypuszczać, że w jej powstaniu istotną rolę mogły odegrać różnice litologiczne pomiędzy skałami metamorficznymi budującymi grzbiety Gór Kaczawskich i skałami osadowymi, występującymi na Pogórzu Kaczawskim.

Góry Kaczawskie tworzone są przez kilka równoległych do siebie grzbietów o przebiegu od WNW-ESE na zachodzie po NNW-SSE na wschodzie. W podłożu występują głównie staropaleozoiczne zieleńce, fyllity i diabazy. Podrzędne znaczenie pod względem zajmowanej powierzchni mają wapienie krystaliczne (marmury), stały się one natomiast podłożem intensywnego rozwoju zjawisk krasowych, głównie jaskiń w kopule Połomu nad Wojcieszowem. Ewolucja metamorficznego fundamentu Gór Kaczawskich zakończyła się w orogenezie waryscyjskiej, dlatego powtarzanie za starszą literaturą poglądu o „kaledońskim górotworze kaczawskim" jest błędne.

Położone na północ od Gór Kaczawskich Pogórze Kaczawskie posiada falisto-pagórkowatą rzeźbę denudacyjną, rozwiniętą zarówno na wychodniach starszego podłoża, jak i na plejstoceńskich osadach glacigenicznych. Krajobraz urozmaicają liczne wzniesienia o charakterze twardzielcowym, zbudowane z bardziej odpornych skał wulkanicznych wieku permskiego (riolity, trachybazalty) oraz trzeciorzędowego (bazalty). Wysokość bezwzględna maleje ku północy, od 400 do około 250 m n.p.m., najwyższym wzniesieniem Pogórza jest Ostrzyca (501 m).

Bogata jest czwartorzędowa historia Gór i Pogórza Kaczawskiego, zapisana w różnorodnych pod względem genezy i środowiska typach osadów oraz w formach (m.in. Jahn 1960, Piasecki 1964). Powszechnie występują tu rzeczne utwory preglacjalne i po-glacjalne, utwory fluwioglacjalne związane z transgresją (lub transgresjami) lądolodu skandynawskiego, pokłady glin zwałowych, głazy eratyczne i pseudoeratyczne, peryglacjalne utwory stokowe, w tym rumowiska skalne (gołoborza), wreszcie utwory pyłowe, lessopochodne. Mimo prowadzonych od dziesięcioleci badań wciąż kontrowersyjnym zagadnieniem jest ilość zlodowaceń skandynawskich. Bezsporny jest jedynie sam fakt zlodowacenia i jego zasięg, który ogólnie wyznacza przedział wysokościowy 450-500 m n.p.m. Do niedawna powszechnie sądzono, że ostatnim lądolodem na Pogórzu Kaczawskim był lądolód odrzański,

jednak ostatnio Michniewicz (1998) oraz Badura i Przybylski (1998) przesuwają wiek transgresji na zlodowacenie południowopolskie. Lądolód odrzański miałby sięgnąć tylko do wysokości 250-300 m n.p.m., zatem praktycznie nie objąłby on Pogórza Kaczawskiego. Niewątpliwie zagadnienie to wymaga dalszych badań.

Podczas sesji terenowej zaprezentowane zostaną trzy stanowiska, ilustrujące wybrane aspekty plejstoceńskiego rozwoju rzeźby Pogórza Kaczawskiego. Na stanowisku 1 w Złotoryi przedstawione są późnoplejstoceńskie utwory pyłowe, typowe dla brzeżnej części Sudetów Zachodnich. Muchowskie Wzgórza (stanowisko 2) są znakomitym przykładem bazaltowego wzgórza twardzielcowego, przemodelowanego w środowisku peryglacjalnym, natomiast na przykładzie Wąwozu Myśliborskiego (stanowisko 3) omówione są zagadnienia zmian sieci hydrograficznej towarzyszących transgresji, a następnie deglacjacji lądolodu skandynawskiego.

Początkowy odcinek przejazdu, z Cieplic przez centrum Jeleniej Góry po Dziwiszów, prowadzi w obrębie Kotliny Jeleniogórskiej. Jest to jej najniżej położona część, do której w plejstocenie wkroczył język lądolodu skandynawskiego, prawdopodobnie podczas jednego ze zlodowaceń południowopolskich. Z tego okresu pochodzą m.in. iły warwowe, niegdyś pozyskiwane na dużą skalę, obecnie całkowicie wyeksploatowane. W Dziwiszowie szosa zaczyna się wspinać na Grzbiet Południowy Gór Kaczawskich, pokonując różnicę wysokości ponad 250 m. Stromy stok ma założenia tektoniczne i nawiązuje do przebiegu głównego uskoku śródsudeckiego, powstałego w orogenezie waryscyjskiej i reaktywowanego w trzeciorzędzie. Po przekroczeniu grzbietu Gór Kaczawskich zjeżdżamy do doliny Kaczawy i dalej w dół rzeki przez Świerzawę, Nowy Kościół i Jerzmanice Zdrój do Złotoryi. Odcinek doliny Kaczawy przez Pogórze Kaczawskie dostarcza znakomitych przykładów przełomów strukturalnych, związanych z przekraczaniem przez rzekę pasów wychodni skał o podwyższonej odporności. Przełom poniżej Sędziszowej związany jest z permskimi riolitami, poniżej Nowego Kościoła – z kwarcowymi piaskowcami cenomanu (górna kreda). Za Sędziszową mijamy widoczną z szosy jedną z bardziej znanych geologicznych osobliwości Sudetów – odsłonięcie permskich riolitów o dobrze rozwiniętym ciosie kolumnowym, nazywane Organami Wielisławskimi.

Stanowisko 1 – Złotoryja

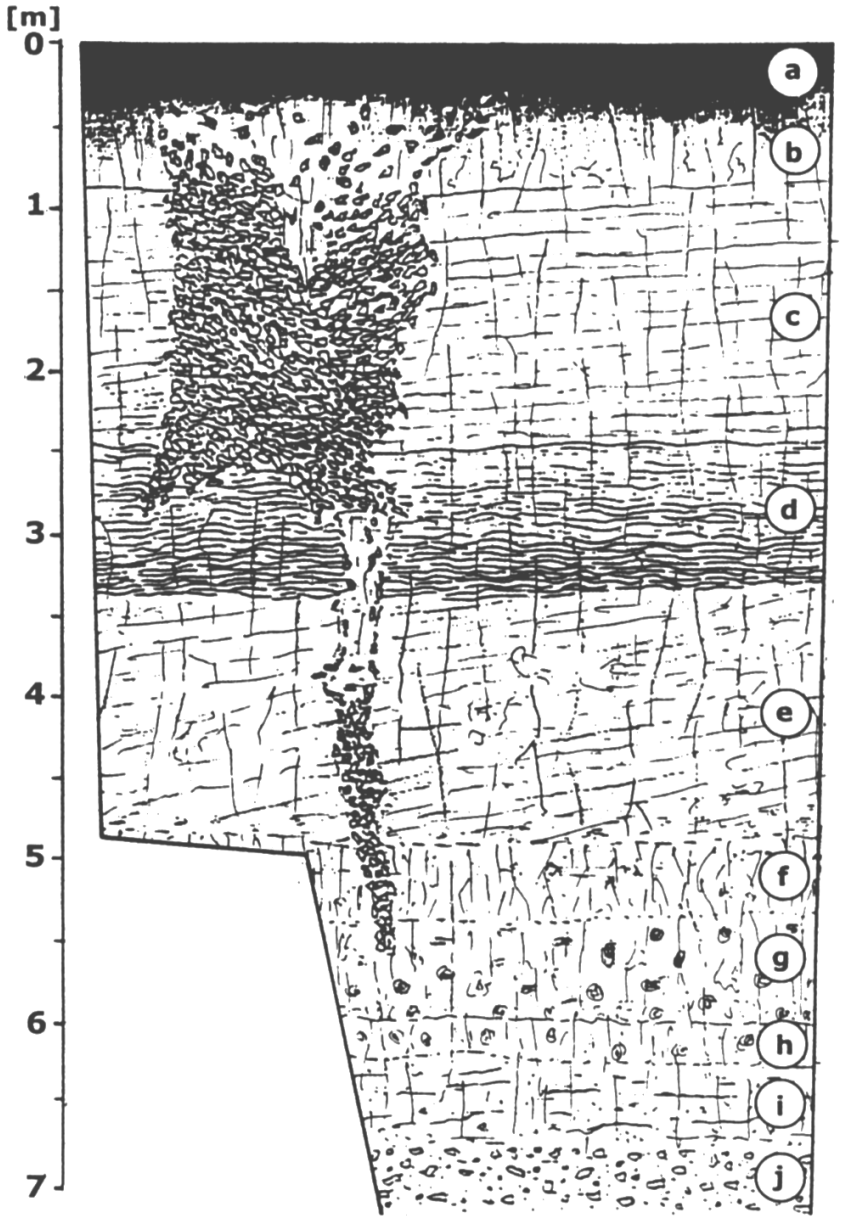
Problematyka: utwory pyłowe, procesy erozyjne w podłożu lessowym

Odsłonięcie profilu lessowego znajduje się po zachodniej części miasta, w niewielkim wąwozie drogowym o długości około 130 m, na lewobrzeżnym zboczu doliny rzeki Kaczawy, powyżej sezonowego przystanku kolejowego „Złotoryja 2000". Nieopodal, na zalewie Ośrodka Sportu i Rekreacji odbywają się mistrzostwa świata w płukaniu złota.

Wąwóz, w którym odsłaniają się osady lessowe, rozcina stok bezimiennego wzgórza o nachyleniu ok. 8-10° – strop osadów znajduje się na wysokości ok. 203 m n.p.m. Przebadany profil lessowy znajduje się ok. 5 metrów od wylotu wąwozu – przedstawiona poniżej charakterystyka litologiczno-strukturalna osadów wykonana została w oparciu o analizę dokonaną w niewielkim „dzikim" wyrobisku, pogłębionym poprzez wkop aż do spągu osadów pyłowych.

Charakterystyka litologiczno-strukturalna profilu przedstawia się następująco (ryc.1):

a) 0,00 – 0,30 m: osad pyłowy barwy ciemno-szarej, poziom akumulacyjny gleby brunatnej, przejście stopniowe, HCl-;



Ryc. 1 Schemat litologiczno-strukturalny odsłonięcia lessów w Złotoryi (objaśnienia w tekście).

b) 0,30 – 0,80 m: osad pyłowy o strukturze gruzełkowatej, barwa szaro-brązowa, liczne kretowiny oraz rurkowate kanaliki pokorzeniowe. Poziom brunatnienia współczesnej gleby, HCl-;

c) 0,80 – 2,40 m: less smugowaty i delikatnie laminowany barwy jasnożółto-beżowej, W osadzie zauważalne są naprzemiennie laminy jasne – oglejone oraz ciemniejsze – podkreślone związkami żelaza. Laminki ciemniejsze są cieńsze. Osad wykazuje oznaki słabego oglejenia, miejscami występują pieprze żelaziste. Przejście ku niżej leżącym osadom jest stopniowe, HCl-;

d) 2,40 – 3,30 m: less laminowany i smugowaty koloru słomkowo-beżowego, laminy wykazują różne kąty nachylenia, osad jest silniej oglejony niż warstwa nadległa, przejście ku dołowi wyraźne, HCl-;

e) 3,30 – 4,80 m: less barwy ciemno-żółtej z popielatymi smugami lessu oglejonego, osad ma wyraźnie zaznaczoną obecność związków żelaza, napotyka się pieprze żelazisto-manganowe, w spągu tej warstwy występują plamy z oglejenia oraz zacieki humusowe, intensywność rdzawej barwy wzrasta ku spągowi warstwy, przejście wyraźne, HCl-;

f) 4,80 – 5,30 m: less homogeniczny barwy stalowo-beżowej, widoczne są wyraźne oznaki oglejenia osadu – plamy żelaza trój- i dwuwartościowego, przejście dość wyraźne, HCl+;

g) 5,30 – 5,90 m: less silnie oglejony barwy stalowo-sinej, widoczne liczne plamy i pionowe struktury wytrąceń żelaza trójwartościowego, spotyka się również pierścienie Lieseganga, przejście ku spągowi dość wyraźne, HCl+;

h) 5,90 – 6,20 m: less popielaty z wyraźnymi oznakami oglejenia, występują pierścienie Lieseganga, przejście wyraźne, HCl+;

i) 6,20 – 6,60 m: less oglejony, zagliniony, w obrębie warstwy występują sinawe, twarde i bardziej gliniaste przewarstwienia osadu pyłowego, obecne są też pieprze i konkrecje żelaziste, HCl+;

j) 6,60 – 7,00 m: gruz gliniasty z domieszką piaszczystą i ilastą, w osadzie występują też żwiry kwarcowe (zwietrzelina podścielającej skały?), HCl-.

Odsłonięty profil osadów reprezentowany jest przez lessy wykształcone w facji zboczowej, o czym świadczą zarówno pozycja morfologiczna stanowiska jak i cechy strukturalne badanych osadów. Depozycja pyłu lessowego odbywała się tutaj na powierzchniach nachylonych, co było bezpośrednią przyczyną prawie równoczesnej redepozycji osadu. Podstawowe cechy litologiczne lessu nie zostały jednak w znaczący sposób zmienione, ponieważ tempo depozycji lessu było w tym przypadku dość duże. Okresy o zmniejszonej intensywności lub braku depozycji pyłu lessowego zaznaczały się wzmożonym działaniem procesów wietrzenia i pedogenezy. W badanym profilu, oprócz gleby współczesnej, procesy pedogenetyczne najwyraźniej przekształciły osady warstwy „g". Cechy litologiczno-strukturalne tej warstwy pozwalają ją interpretować jako tundrową glebę glejową, powstałą najprawdopodobniej w środkowym pleniglacjale ostatniego zlodowacenia. Taka interpretacja stratygraficzna tundrowej gleby glejowej oraz brak śladów pedogenezy eemsko-wczesnovistuliańskiej umożliwia wyróżnienie dwóch etapów depozycji lessu w badanym odsłonięciu. Pierwszy etap przebiegał w dolnym i być może środkowym plenivistulianie zaznaczając się sedymentacją substratu warstw „i–g". Po wykształceniu się tundrowej gleby glejowej nastąpił najważniejszy etap lessotwórczy, który przebiegał w górnym plenivistulianie i bliżej nieokreślonej części późnego glacjału.

Podana wyżej interpretacja stratygraficzna profilu lessowego w Złotoryi posiada charakter wstępnej propozycji i wymaga potwierdzenia w dalszych, szczegółowych badaniach litologiczno-strukturalnych, chronostratygraficznych i porównawczych.

W opisywanym profilu, w jego lewym fragmencie, widoczna jest głęboka na ponad 5,5 metra struktura szczelinowa. Do głębokości 2,9 m ma ona workowaty kształt i szerokość około 80-90 cm. Wypełnienie stanowi gruz żwirowo-kamienisty (w stropie pylasto-gliniasty), wykazujący miejscami oznaki słabego warstwowania z zapłynięcia. Od głębokości 2,9 m szczelina wyraźnie się zwęża (około 10-15 cm) – do głębokości około 4,0 m przeważa w niej wypełnienie pylasto-gruzowe, głębiej zaś - ponownie gruzowe.

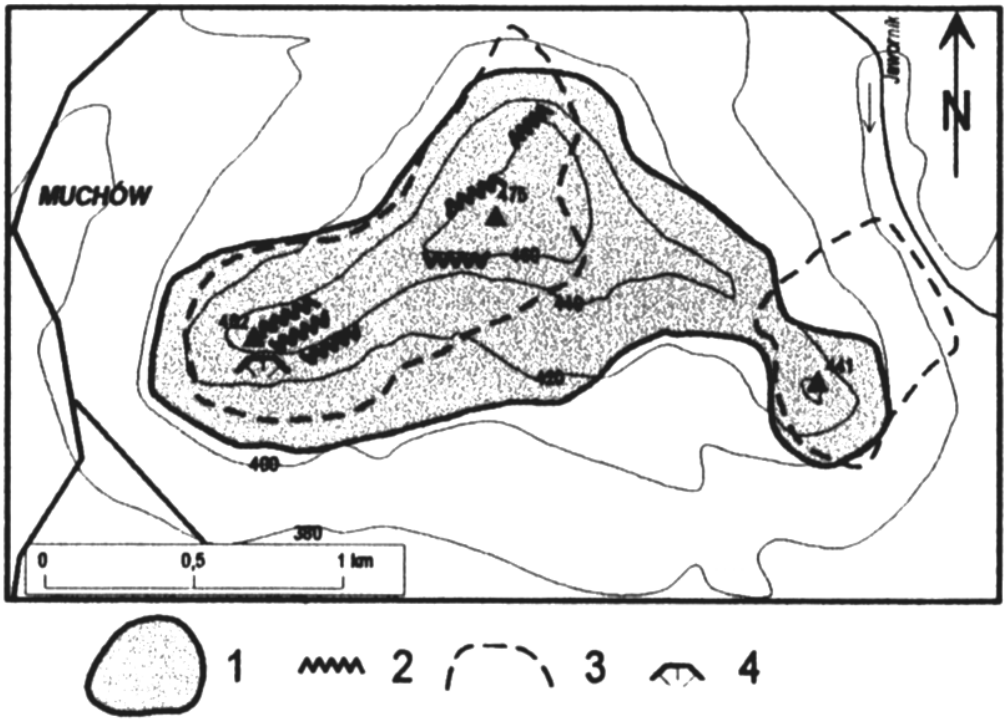
Opisana struktura zaznacza się również na przeciwległej ścianie wąwozu, co świadczy o istnieniu dłuższej szczeliny, biegnącej równolegle do górnego (wypukłego) załomu zbocza. Być może ma ona związek z grawitacyjnymi procesami odciążeniowymi na stoku, który podlegał podcinaniu w swej dolnej części (rzeka, a być może tylko budowa nasypu kolejowego).

Ze Złotoryi wracamy wzdłuż doliny Kaczawy do Świerzawy, za którą kierujemy się na wschód szosą prowadzącą do Jawora. Pagórkowata powierzchnia denudacyjna w tej części Pogórza ścina staropaleozoiczne zieleńce i fyllity, ponad nią wystają odosobnione wzgórza twardzielcowe zbudowane z bazaltów, a także niskie garby terenowe tworzone przez utwory fluwioglacjalne.

Stanowisko 2 – Muchowskie Wzgórza

Problematyka: rzeźba peryglacjalna twardzielcowych wzgórz bazaltowych, wietrzenie bazaltu, nunataki plejstoceńskie, osady fluwioglacjalne

Obserwacje prowadzone będą w zachodniej części masywu Muchowskich Wzgórz, na stokach i powierzchni szczytowej wokół wierzchołka 462 m n.p.m. Ten fragment Muchowskich Wzgórz jest udostępniony specjalnie wyznakowanym szlakiem turystycznym rozpoczynającym się i kończącym w Muchowie (oznaczonym biało-żółtym kwadratem).



Ryc. 2 Główne rysy ukształtowania rzeźby Muchowskich Wzgórz.
1 – zasięg wychodni bazaltów, 2 – progi skalne (klify mrozowe), 3 – zasięg zwartych rumowisk peryglacjalnych, 4 – dawny kamieniołom.

Muchowskie Wzgórza są największym powierzchniowo wystąpieniem młodotrzeciorzędowych skał wulkanicznych typu bazaltowego na Pogórzu Kaczawskim, stanowiąc równocześnie najwyższą kulminację ich wschodniej części (475 m n.p.m.). Mają rozciągłość wschód-zachód, ich wysokość względna sięga 100 m (ryc. 2). Wokół

Muchowskich Wzgórz rozpościera się falista powierzchnia denudacyjna ścinająca wczesnopaleozoiczne zieleńce i fyllity, przykryta warstwą utworów czwartorzędowych pochodzenia glacjalnego i wodnolodowcowego, której grubość dochodzi do 15 m. Masyw Muchowskich Wzgórz jest ostańcem denudacyjnym o charakterze twardzielcowym i zawdzięcza swoje istnienie większej odporności bazaltów w stosunku do otaczających skał metamorficznych. Na znaczną odporność lokalnego podłoża wskazują wyniki pomiarów wytrzymałości przy użyciu młotka Schmidta, które w przypadku masywnych pseudosłupów budujących partie grzbietowe wynosiły 53,8-58,8 (tab. 1).

Tab. 1. Wytrzymałość bazaltów Muchowskich Wzgórz (wartości zmierzone przy użyciu młotka Schmidta).

	Średnia[1]	Odchylenie standardowe	Wytrzymałość na kompresję (MPa)[2]
Dawny kamieniołom na pd. stoku – słupy do 0,5 m średnicy			
MW 1	47,3	2,46	165
MW 2	55,6	3,26	250
Skałki szczytowe – słupy o średnicy 0,5 m			
MW 3	47,9	2,65	170
Skałki szczytowe – masywne pseudosłupy bazaltowe			
MW 4	53,8	2,06	230
MW 5	55,2	3,88	250
MW 6	58,8	3,25	320

[1] *Ilość pomiarów na każdym stanowisku n = 30. Wartości statystyczne wyliczone po odrzuceniu pięciu najniższych wartości.*

[2] Wartości orientacyjne, odczytane z diagramu ilustrującego zależność między wartościami odczytanymi przy użyciu młotka Schmidta a wytrzymałością na ściskanie jednoosiowe, zamieszczonego w: Selby 1993, s. 79.

Skąpa w stosunku do powierzchni wzniesienia ilość odsłonięć bazaltowego podłoża nie pozwala na jednoznaczne określenie pierwotnej formy wulkanicznej. Prawdopodobnie mamy do czynienia z nekiem z zachowaną częścią pokrywy lawowej (Grocholski, Wiśniewski 1995). Stoki Muchowskich Wzgórz mają nachylenie około 10°, jedynie w partiach przywierzchołkowych rośnie ono do 15°, a lokalnie nawet do 25-30°.

Rzeźba peryglacjalna. W szczytowej partii Muchowskich Wzgórz występują liczne skałki bazaltowe oraz rumowiska skalne, tworzone przez masywny bazalt gruzełkowaty spękany w pseudosłupy o średnicy do 2 m. Wysokość skałek wynosi od 2-3 m w zach. części grzbietu do 8-10 m przy najwyższej kulminacji. Progi skalne są wydłużone w poprzek stoku i mają długość od 20 m do 200 m, w dolnej części są zagrzebane w rumowisku skalnym. Poniżej progów znajdują się spłaszczenia o nachyleniu 5-10° i szerokości do 50 m, miejscami zakończone załomem wypukłym. Bloki bazaltu u podnóża progów osiągają 1-1,5 m długości, a zwartość pokrywy blokowej maleje wraz z oddalaniem się od ściany skalnej. W planie przebieg progów skalnych jest zatokowy, a brak ciągłości i obecność obniżeń są zapewne związane ze zróżnicowaną gęstością spękań. W zachodniej części wzniesienia ściany skalne są na tyle zbliżone do siebie, że można mówić o trapezoidalnej w przekroju poprzecznym grani szczytowej. Jej ciągłość jest miejscami przerwana obniżeniami o charakterze bram.

Charakter form skalnych w szczytowej partii Muchowskich Wzgórz przypomina pod względem wizualnym typowy zespół mezoform środowiska peryglacjalnego na wychodniach masywnych skał podłoża, powstający wskutek wietrzenia mechanicznego i krioplanacji. Kręte w przebiegu ściany skalne mają cechy klifów mrozowych, natomiast towarzyszące im spłaszczenia – teras krioplanacyjnych (ryc. 3). Zatokowy przebieg progów i ich obecność po

obu stronach grzbietu nadaje szczytowej partii Wzgórz charakter ciągu ostańców denudacyjnych opisywanych w literaturze rosyjskojęzycznej jako *tump*.

Ryc. 3 Progi skalne (klify mrozowe) o krętym przebiegu pod zach. kulminacją Muchowskich Wzgórz, poniżej spłaszczenie terasy krioplanacyjnej (fot. P. Migoń).

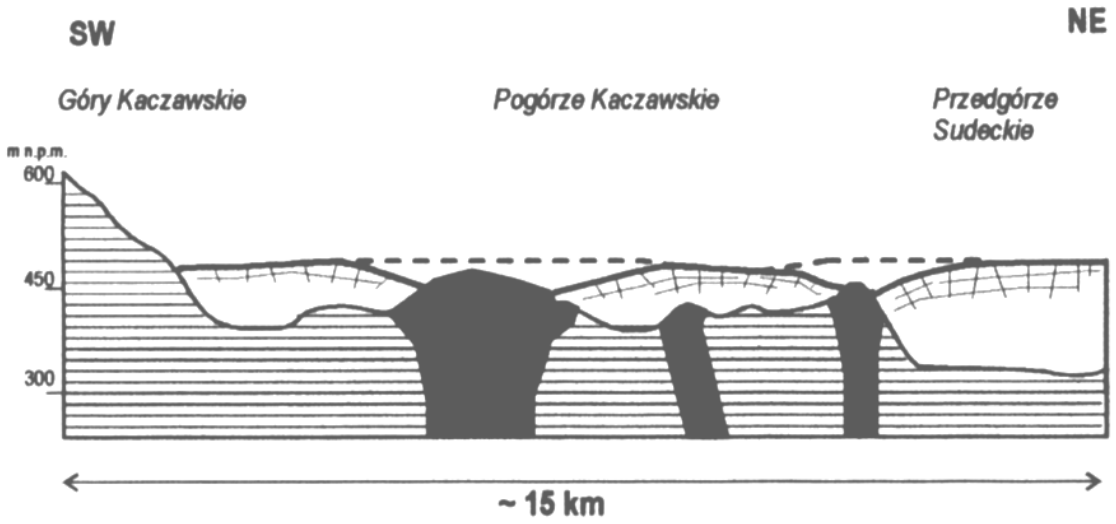
Niżej położone partie stoków są pozbawione skałek, a ich miejsce zajmują różnorodne pokrywy stokowe, w powstaniu których soliflukcja odegrała kluczową rolę. Pod względem krajobrazowym wyróżniają się pokrywy z dominacją dużych bloków i głazów bazanitu. W zwartej postaci występują one na wierzchołku Obłogi oraz po obu stronach grzbietu Mszany, choć nigdzie nie rozwinęły się do postaci klasycznych gołoborzy, znanych np. z pobliskiej Ostrzycy. Rumowiska sięgają w dół stoku do wysokości 410-420 m n.p.m., a na wschód od Obłogi nawet znacznie niżej, do 380 m n.p.m. Długość stoków z pokrywą blokową dochodzi do 500 m. Niżej stoki okryte są pokrywą gruzowo-gliniastą o grubości około 1 m. Na stoku poniżej wierzchołka 462 m zaobserwowano wkraczanie glin stokowych z odłamkami bazanitu na piaski i żwiry wodnolodowcowe, co wskazuje na ich młodszy wiek niż pobytu lądolodu na tym obszarze.

Muchowskie Wzgórza jako nunatak plejstoceński? Współwystępowanie na Muchowskich Wzgórzach rozległych rumowisk skalnych, dobrze rozwiniętych klifów mrozowych i spłaszczeń teras krioplanacyjnych jest swoistym unikatem wśród bazaltowych wzniesień Pogórzy Zachodniosudeckich. Pewną analogią może być jedynie Ostrzyca, choć tam ze względu na inny, stożkowaty kształt wzniesienia i dominację stromych stoków charakter skalnej rzeźby jest odmienny (Maciejak 1988). Pozostałe wzniesienia bazaltowe, także te położone niedaleko Muchowskich Wzgórz (Owczarek, Bazaltowa), mają spłaszczone wierzchołki, pozbawione są skałek i zwartych blokowisk. W obrębie samych Muchowskich Wzgórz zwraca uwagę występowanie zespołu klifów i teras tylko w najwyższych partiach, powyżej 440-450 m n.p.m. i całkowity brak rzeźby skalnej poniżej tej wysokości.

Takie zróżnicowanie rzeźby w profilu pionowym ma swoje analogie regionalne i zostało stwierdzone m.in. na Ślęży (Żurawek, Migoń 1999) oraz wzniesieniach Pogórza Łużyckiego (Präger 1987). Granica wysokościowa pomiędzy dwoma segmentami stoku o odmiennej rzeźbie została tam zinterpretowana jako wyznaczająca pionowy zasięg lądolodu skandynawskiego w trakcie jego transgresji. Najwyższe partie Ślęży i wzniesień Łużyc nigdy nie były przykryte lodem, nie zostały zatem poddane erozji (egzaracji) lodowcowej, a rzeźba peryglacjalna mogła rozwijać się przez cały plejstocen. Okres po ustąpieniu lądolodu był zbyt krótki, aby także w dolnych częściach stoku mogła ukształtować się typowa mezorzeźba

peryglacjalna, część z nich jest zresztą do dziś przykryta nieciągłą warstwą utworów polodowcowych. Można zatem postawić hipotezę, że także wierzchołkowe partie Muchowskich Wzgórz wystawały 20-30 m ponad powierzchnię lądolodu jako nunatak i podlegały intensywnemu wietrzeniu mrozowemu, a wcześniej powstałe klify i terasy nadal się rozwijały. Niżej, w zasięgu lądolodu, starsza rzeźba skalna – jeśli istniała – uległa zniszczeniu lub przykryciu przez osady glacjalne.

Pewną trudność w przyjęciu powyższej hipotezy może sprawiać fakt, że we wschodniej części Gór Kaczawskich osady lodowcowe stwierdzono wyżej niż 440-450 m n.p.m., nawet do 480-500 m n.p.m. Należy jednak zauważyć, że nunatakom towarzyszą zwykle obniżenia marginalne, stąd powierzchnia lądolodu wokół nich jest lokalnie obniżona. Na lodowcach pd.-zach. Spitsbergenu głębokość takich obniżeń sięga 20 m. Ich istnienie jest związane ze współdziałaniem kilku czynników, z których najważniejsze to różnice w bilansie radiacyjnym pomiędzy odsłoniętą skałą podłoża a lodem (bądź śniegiem) oraz aktywność erozyjna i termoerozyjna wód lodowcowych. Różnice w bilansie radiacyjnym mogły być szczególnie istotne w przypadku ciemnych, pochłaniających promieniowanie bazaltów, z kolei znaczne rozprzestrzenienie utworów wodnolodowcowych wokół Muchowskich Wzgórz potwierdza szczególną rolę wód roztopowych. W sytuacji, kiedy nasuwający się lądolód napotykał na ostańcowe wzgórza bazaltowe i stopniowo rosła jego grubość, powyższe okoliczności mogły nawet doprowadzić do powstania nunataków wklęsłych. Wysokość granicy stok skalny/powierzchnia lodu wokół Muchowskich Wzgórz nie była zatem tożsama z regionalną wysokością powierzchni lodu w pewnym oddaleniu od neków, która była nieco wyższa (ryc. 4).



Ryc. 4 Schemat ilustrujący prawdopodobny nunatakowy charakter Muchowskich Wzgórz podczas zlodowacenia. Linia przerywania oznacza regionalną powierzchnię lądolodu.

Z Muchowa jedziemy dalej na wschód, po rozległej powierzchni zrównania późnotrzeciorzędowego, przykrytej nieciągłą warstwą utworów plejstoceńskich, głównie wodnolodowcowych. Po prawej stronie wyrasta z niej jeden z bardziej efektownych neków bazaltowych w Sudetach – Czartowska Skała (468 m) z dobrze rozwiniętym ciosem kolumnowym. Ze zrównania wododziałowego zjeżdżamy w dolinę potoku Myślinówka do wsi Myślinów, skąd idziemy do Wąwozu Myśliborskiego.

Stanowisko 3 – Wąwóz Myśliborski

Problematyka: doliny wciosowe przy krawędzi Sudetów, rynny roztopowe, peryglacjalny rozwój stoków skalnych, lawy poduszkowe

Program sesji przewiduje przejście przez środkową i dolną część Wąwozu Myśliborskiego, gdzie zlokalizowane są poszczególne punkty obserwacji. Wąwóz, za wyjątkiem odcinka gardzieli skalnej, udostępniony jest znakowanymi szlakami turystycznymi. Środkowa część doliny jest chroniona jako rezerwat florystyczny, z uwagi na występowanie rzadkiej paproci – języcznika zwyczajnego.

Wąwóz Myśliborski znajduje się we wschodniej części Pogórza Kaczawskiego, w pobliżu morfologicznej krawędzi Sudetów, związanej genetycznie z sudeckim uskokiem brzeżnym. Stosownie do terminologii geomorfologicznej nie jest on jednak wąwozem, a odpowiada definicji jaru. Jego początek znajduje się w odległości około 4 km od krawędzi, natomiast kończy się on we wsi Myślibórz, około 1,5 km przed podstawą krawędzi Sudetów. Tak więc, Wąwóz Myśliborski nie jest jarem przykrawędziowym w ścisłym znaczeniu i rozcina nie tyle krawędź Sudetów, co wierzchowinę Pogórza Kaczawskiego. Całkowita długość odcinka jarowego wynosi 2,5 km, zaś średni spadek dna 28‰. Wąwóz Myśliborski wycięty jest w zieleńcach należących do metamorfiku kaczawskiego, które występują w różnych odmianach: masywnej, złupkowanej i poduszkowej. Na skalistych zboczach jaru odsłaniają się głównie zieleńce w odmianie poduszkowej oraz masywnej.

Wąwóz Myśliborski składa się z kilku odcinków o odmiennej rzeźbie. Odcinek górny (około 0,6 km dł.) jest stosunkowo płytki, około 40-50 m, posiada zbocza z niewielką ilością wychodni skalnych, a dno na pewnych odcinkach jest płaskie. W następnym odcinku (0,6-1,5 km) zbocza stromieją, a wychodnie zieleńców stają się częstsze, lecz głębokość doliny praktycznie nie wzrasta. Kolejny odcinek (1,5-1,9 km), choć nie najgłębszy (50-60 m), ma miejscami charakter gardzieli o łamanym przebiegu. Dno doliny zwęża się tu do kilku metrów, Jawornik płynie w łożysku skalnym, zbocza tworzą zieleńcowe ściany skalne, schodzące miejscami do samego dna doliny (ryc. 5). Odcinek ten kończy się w miejscu wyraźnej zmiany kierunku biegu doliny o 90°, natomiast kolejny (1,9-2,5 km) przypomina pod wieloma względami odcinek drugi, jedynie wysokość zboczy jest większa i wynosi 70-80 m. Przekrój poprzeczny jaru jest wyraźnie asymetryczny: zbocza południowe mają na znacznej długości nachylenie powyżej 30°, podczas na zboczach północnych tak znaczne nachylenia występują lokalnie, a przeważają wartości 15-30°.

Do jaru Jawornika uchodzi kilka krótkich dolin bocznych. Strome zbocze południowe jest rozcięte kilkoma krótkimi (200-300 m) wciosami o bardzo dużym spadku, skalistych zboczach i z lokalnie występującymi progami skalnymi w korytach. Na bardziej połogich zboczach północnych występuje kilka suchych dolinek nieckowatych o długości do 0,5 km.

Wychodnie zieleńców w jarze mają zróżnicowaną morfologię i wysokości. Dominują ściany skalne schodzące bezpośrednio do dna doliny lub oddzielone od niego usypiskiem. Ponadto w większych ilościach występują ambony skalne, tylko częściowo wyizolowane ze stoku, natomiast baszty i maczugi są rzadkie i związane z grawitacyjnymi przemieszczeniami odspojonych pakietów zieleńcowych. Przeważają formy o zarysach nieregularnych, co jest związane z istnieniem gęstego systemu różnokierunkowych spękań. Wysokość wychodni rośnie w dół jaru, od 3-5 m w odcinku górnym do 20-25 m w strefie gardzieli i w odcinku dolnym. Pokrywy gruzowe poniżej skałek to głównie hałdy usypiskowe, regularnych stożków usypiskowych i większych bloków pochodzących z obrywów jest niewiele. Zaznacza się asymetria rozmieszczenia wychodni skalnych, nawiązująca do asymetrii nachylenia zboczy,

wyraźna zwłaszcza w odcinku dolnym; liczniejsze i wyższe są skałki zieleńcowe na zboczu południowym.

Ryc. 5 Zieleńcowe ściany skalne w środkowej części Wąwozu Myśliborskiego (fot. P. Migoń).

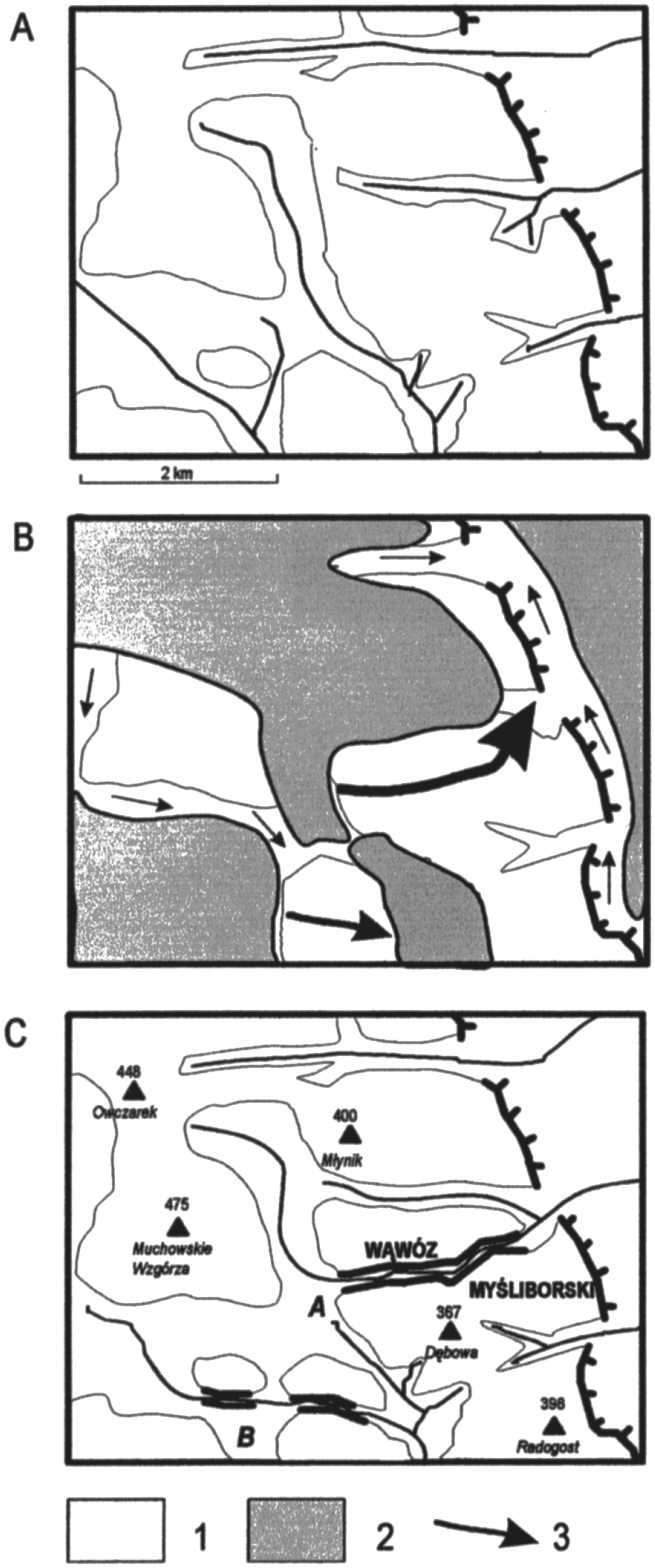
Strome zbocza Wąwozu Myśliborskiego przechodzą wyrazistym górnym załomem stoku w faliste powierzchnie zrównań wododziałowych. Położone są one na wysokości 340-380 m n.p.m. i wykazują generalny spadek 10-15‰ ku wschodowi, w stronę krawędzi Sudetów związanej z sudeckim uskokiem brzeżnym. Kulminacje powierzchni wododziałowej są niskimi pagórami o wysokości względnej do 20 m i nachyleniu stoków do 10°.

Szczegółowa analiza rzeźby Wąwozu i jego otoczenia ujawnia kilka cech wyjątkowych, nie występujących w sąsiednich dolinach rozcinających krawędź Sudetów. Nietypowy jest jarowy charakter doliny, znaczna stromość zboczy i powszechność form skalnych w dolinie – cechy nie występujące w sąsiednich dolinach Paszówki, Myślinówki i Staruchy, które są szeroko rozwartymi wciosami z niewyraźnym górnym załomem stoku. Różnice te trudno jest przypisać specyficznej litologii podłoża i wyjątkowej odporności zieleńców, gdyż sąsiednie potoki także rozcinają podłoże zieleńcowe, a charakteru jarów ich doliny nie posiadają. Formy podobne do Wąwozu Myśliborskiego występują natomiast na wierzchowinie Pogórza, zwłaszcza w dolinie Młynówki (Migoń 1999a), choć nie osiągają one ani takiej długości, ani głębokości.

Inną specyficzną cechą doliny Jawornika jest jej kręty przebieg, różny od generalnie prostoliniowego i równoległego do siebie przebiegu dolin sąsiednich, wyznaczonego głównym kierunkiem strukturalnym we wschodniej części Pogórza Kaczawskiego, zorientowanym W-E do WNW-ESE. Jar Jawornika jest zatem elementem sieci dolinnej dyskordantnym w stosunku do struktury geologicznej.

Osobliwością doliny Jawornika jest wreszcie wyraźna zmiana morfologii w jej górnej części. Powyżej odcinka jarowego znajduje się płytki odcinek płaskodenny o długości około 1,5 km, a powyżej niego potok płynie w słabo zaznaczonej dolinie nieckowatej. Całkowita długość górnego, sprawiającego wrażenie nieodmłodzonego odcinka wynosi około 3 km i jest ewenementem w krawędziowej strefie Pogórza Kaczawskiego, gdyż żadna z pozostałych dolin nie posiada nieckowatego górnego odcinka na powierzchni zrównania. Na uwagę

zasługuje także wyraźna zmiana ogólnego kierunku doliny na początku jaru, z N-S na wierzchowinie do WSW-ENE w odcinku jarowym.



Ryc. 6 Schemat powstania Wąwozu Myśliborskiego.
1 - powierzchnie zrównań wododziałowych, 2 - bryły lodu, 3 - kierunki odpływu wód roztopowych w trakcie zaniku lądolodu.
A – hipotetyczna rekonstrukcja preglacjalnej sieci rzecznej.
W okresie poprzedzającym zlodowacenie dolina Jawornika w obecnym kształcie nie istniała. W okolicy Myśliborza główną doliną była dzisiejsza dolina Myślinówki, natomiast wierzchowina odwadniana była szerokimi dolinami o przebiegu WNW-ESE.
B – powstanie dolin jarowych w trakcie deglacjacji lądolodu.
Podczas deglacjacji kotliny na wierzchowinie i stare doliny rozcinające krawędź Sudetów były miejscem dłuższego zalegania brył lodu. Wody roztopowe rozcinały wolne od lodu elewacje podłoża i utworzyły nowe doliny typu jarowego (grube strzałki), w tym Wąwóz Myśliborski.
C – współczesna sieć rzeczna wschodniej części Pogórza Kaczawskiego.

Na obecną sieć rzeczną składają się różnowiekowe elementy. Obok odpreparowanych dolin sprzed zlodowacenia istnieją krótkie odcinki jarowe o charakterze przełomów, wiążące ze sobą odcinki dolin preglacjalnych. Część dawnych nie została odpreparowana i nadal pozostaje wypełniona osadami genezy lodowcowej (A, B).

Geneza Wąwozu Myśliborskiego. Charakter Wąwozu Myśliborskiego rozpatrywany na tle budowy geologicznej i rzeźby Pogórza Kaczawskiego pozwala wykluczyć jego strukturalne lub antecedentne założenia. W tej sytuacji różnice w typie doliny pomiędzy Jawornikiem a potokami sąsiednimi mogą być interpretowane jako wskazówka młodszego wieku jaru Jawornika i jego późniejszego powstania.

Można sądzić, że elementami pierwotnego układu hydrograficznego w okolicy Myśliborza były skośnie zorientowana do krawędzi Sudetów, wciosowa dolina Myślinówki oraz płaskodenna i nieckowata dolina dopływu Młynówki na wierzchowinie Pogórza Kaczawskiego (ryc. 6A). Jar Jawornika powstał jako nowy element sieci rzecznej Pogórza, do którego skierowane zostały wody potoku płynącego po wierzchowinie, a w związku ze swoją większą długością i przepływem przejął rolę potoku głównego po połączeniu z Myślinówką. Istnieją dwa możliwe mechanizmy tego zjawiska: erozja wsteczna Jawornika i ostatecznie kaptaż potoku płynącego po wierzchowinie oraz, niejako „od góry", przez opuszczenie przez potok swojej dawnej doliny.

Rozwój całego odcinka jarowego na drodze erozji wstecznej wydaje się mało prawdopodobny, gdyż niejasne jest, co miałoby spowodować tak intensywny jej postęp w stosunkowo odpornym podłożu oraz dlaczego na wierzchowinie nie występuje martwa dolina wypełniona osadami fluwialnymi. Bardziej prawdopodobny jest czasowo-genetyczny związek doliny Jawornika z reorganizacją sieci rzecznej w trakcie recesji ostatniego lądolodu na tym obszarze, a więc zapewne zlodowacenia Odry (ryc. 6B). Transgresja lądolodu spowodowała najpierw zasypanie dolin preglacjalnych materiałem fluwioglacjalnym, a następnie przykrycie całego Pogórza pokrywą lodową o grubości ocenianej na 150-200 m (Jahn 1960, Piasecki 1964). W trakcie topnienia powstała pokrywa gliny zwałowej o zmiennej grubości, zalegająca albo bezpośrednio na podłożu skalnym albo na osadach fluwioglacjalnych. Deglacjacja miała typowy dla Sudetów charakter arealny, uwarunkowany zróżnicowaną konfiguracją starszej rzeźby i zmienną grubością lodu, a jej istotą było szybsze topnienie lodu w pozycjach wododziałowych i dłuższe zaleganie brył martwego lodu w obniżeniach (Jahn 1960). Duże ilości wód uwalnianych z brył martwego lodu nie mogły być odprowadzane dawnymi dolinami, wciąż zajętymi przez lód lub zasypanymi osadami, ale błądząc po stopniowo odsłanianej powierzchni rozcinały pokrywy glin zwałowych i osadów wodnolodowcowych, a następnie elewacje podłoża skalnego.

W myśl tej interpretacji Wąwóz Myśliborski powstał jako dolina odprowadzająca wody z wierzchowiny w czasie, gdy dolina preglacjalna biegnąca na południe w stronę Młynówki była jeszcze wypełniona lodem. Jej pozostałością jest szerokie obniżenie bezimiennego potoku, o nieco krętym przebiegu, uchodzące do Młynówki w Siedmicy, w najwyższej części wciąż wypełnione utworami glacjalnymi. Kręty przebieg młodej doliny, tak odmienny od innych dolin przykrawędziowych, wymuszony został pagórkowatą konfiguracją rozcinanej powierzchni zrównania oraz różnokierunkowością spękań podłoża skalnego (ryc. 6C). W dolnej części jar Jawornika łączył się z już istniejącą doliną Myślinówki. Intensywna erozja wgłębna dużych ilości wód roztopowych umożliwiła szybkie pogłębienie doliny i generalne wyrównanie spadku podłużnego, czemu jednak nie były w stanie dotrzymać kroku procesy denudacyjne na zboczach jaru, stąd znaczna ich stromość i powszechność wychodni skalnych. Nie jest wykluczone, że powstanie jaru zostało zainicjowane powstaniem rynny podlodowcowej.

Wąwóz Myśliborski nie jest zatem typową przykrawędziową doliną wciosową, istniejącą w postaci zbliżonej do obecnej od czasu plioceńskiego wypiętrzenia Sudetów

wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego. Jego wiek jest znacznie młodszy i zamyka się w granicach około 150-200 tys. lat, a powstanie nie było związane z odmładzaniem sieci dolinnej w pobliżu krawędzi tektonicznej, ale rozwojem po-glacjalnej sieci rzecznej, która integrowała odpreparowane stare i całkowicie nowe elementy. Pod względem genetycznym jar Jawornika byłby rynną roztopową (*meltwater channel*). Mniejszymi i już nie tak okazałymi rynnami są krawędziowe rozcięcia Rogoziny i Piekiełka na granicy Pogórza i obniżenia Rowu Świerzawy, ich długość nie przekracza jednak 400 m (Migoń 1999a).

Opuszczając Myślibórz opuszczamy równocześnie Sudety, przekraczając ich krawędź morfologiczną związaną z przebiegiem sudeckiego uskoku brzeżnego, na tym odcinku dość niską i nie wykazującą ewidentnych przejawów czwartorzędowej reaktywacji (Migoń 1999b). Dalszy odcinek prowadzi Równiną Jawora i północnym skrajem granitowych Wzgórz Strzegomskich, należących do Przedgórza Sudeckiego. Do późnego trzeciorzędu stanowiło ono morfologiczną całość z Sudetami, nie zostało jednak wydźwignięte w młodszym trzeciorzędzie, kiedy uformowała się krawędź tektoniczna Sudetów na linii uskoku brzeżnego. W otoczeniu Wzgórz Strzegomskich powszechnie występują grube pokrywy zwietrzelinowe typu kaolinowego, dochodzące do 50-70 m miąższości. Ich powstanie należy odnieść do starszego trzeciorzędu, kiedy generalna stabilność rzeźby oraz ciepły i wilgotny klimat sprzyjały głębokiemu wietrzeniu. W plejstocenie Wzgórza Strzegomskie znalazły się całkowicie pod lodem, a wokół nich stwierdzono trzy różne pod względem petrograficznym pokłady glin zwałowych (Krzyszkowski, Czech 1995).

Ostatni odcinek przejazdu, wykorzystujący autostradę Berlin – Wrocław, prowadzi przez Równinę Wrocławską, będącą częścią Niziny Śląskiej. W sensie geomorfologicznym jest to przeważnie równina morenowo-sandrowa z ostańcami moren czołowych i kemów, przykryta utworami pyłowymi typu lessów w części centralnej.

Literatura

Badura J., Przybylski B., 1998, *Zasięgi lądolodów plejstoceńskich i deglacjacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim*, Biul. Inst. Geol., 385: 9-28.

Grocholski A., Wiśniewski E., 1995, *Przewodnik geologiczny po Parku Krajobrazowym „Chełmy" na Pogórzu Kaczawskim*, Państwowy Instytut Geologiczny, Wrocław.

Jahn A., 1960, *Czwartorzęd Sudetów*, [w:] Regionalna geologia Polski, t. III, Sudety, cz. 2, H. Teisseyre (red.), PTGeol. Kraków, s. 358-418.

Krzyszkowski D., Czech A., 1995, *Kierunki nasunięć lądolodu plejstoceńskiego na północnym obrzeżu Wzgórz Strzegomskich, Przedgórze Sudeckie*, Przegl. Geol., 43: 647-652.

Maciejak K., 1988, *Morfologia wzgórz bazaltowych Pogórza Kaczawskiego*, praca magisterska (mpis), Inst. Geogr. Uniw. Wrocł.

Michniewicz M., 1998, *The pre-Elsterian valley system in the Western Sudetes, southwestern Poland, and its later transformation*, Geol. Sudetica, 31: 317-328.

Migoń P., 1999a, *Doliny jarowe Parku Krajobrazowego „Chełmy"*, Chrońmy Przyrodę Ojczystą, 55(2): 91-99.

Migoń P., 1999b, *Morfotektonika północnej części sudeckiego uskoku brzeżnego (Pogórze Kaczawskie)*, Przegl. Geol., 47: 946-950.

Piasecki H., 1964, *Rozwój morfologiczny Pogórza Kaczawskiego*, praca doktorska (mpis), Inst. Geogr. Uniw. Wrocł.

Präger F., 1987, *Zum Alter der Gipfelklippen und Blockmeere im Lausitzer Bergland*, Petermanns Geogr. Mitt., 131: 133-135.

Żurawek R., Migoń P., 1999, *Peryglacjalna morfogeneza Ślęży w kontekście długotrwałej ewolucji rzeźby*, Acta Geogr. Lodz., 76: 133-155.

Dr hab. Piotr Migoń
Zakład Geomorfologii
Instytut Geograficzny
Uniwersytet Wrocławski
Pl. Uniwersytecki 1
50-137 Wrocław
migon@geom.uni.wroc.pl

Dr Zdzisław Jary
Zakład Geografii Fizycznej
Instytut Geograficzny
Uniwersytet Wrocławski
Pl. Uniwersytecki 1
50-137 Wrocław
jary@geogr.uni.wroc.pl

Dr Janusz Kida
Zakład Geografii Fizycznej
Instytut Geograficzny
Uniwersytet Wrocławski
Pl. Uniwersytecki 1
50-137 Wrocław
kida@geogr.uni.wroc.pl