

INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. Stanisława Leszczyckiego
POLSKA AKADEMIA NAUK

DOLINA SUCHEJ WODY W TATRACH ŚRODOWISKO I JEGO WSPÓŁCZESNE PRZEMIANY

Pod redakcją Zofii Rączkowskiej i Adama Kotarby



Warszawa 2013

INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

POLSKA AKADEMIA NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 239

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 239

THE SUCHA WODA VALLEY IN THE TATRA MTS.

NATURAL ENVIRONMENT
AND ITS PRESENT-DAY TRANSFORMATION

INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

POLSKA AKADEMIA NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 239

DOLINA SUCHEJ WODY W TATRACH
ŚRODOWISKO I JEGO WSPÓŁCZESNE PRZEMIANY

Pod redakcją Zofii Rączkowskiej i Adama Kotarby



WARSZAWA 2013

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: Grzegorz Węclawowicz
CZŁONKOWIE: Jerzy Grzeszczak, Barbara Krawczyk,
Jan Matuszkiewicz, Jerzy J. Parysek

RADA REDAKCYJNA

Bolesław Domański, Adam Kotarba, Jan Łoboda,
Andrzej Richling, Jan S. Kowalski, Andrzej Lisowski,
Eamonn Judge, Lydia Coudroy

RECENZENCI TOMU

Kazimierz Krzemień, Adam Łajczak

ADRES REDAKCJI PRAC GEOGRAFICZNYCH

IGiPZ PAN
ul. Twarda 51/55, 00–818 Warszawa

Zgłoszenie pracy do druku jest jednoznaczne z wyrażeniem zgody
na opublikowanie w wersji papierowej i elektronicznej

Opracowanie redakcyjne i techniczne: Ewa Jankowska

Zdjęcie na okładce: Zofia Rączkowska

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2013

PL ISSN 0373-6547
ISBN 978-83-61590-28-6

Łamanie wykonano w IGiPZ PAN

Druk i oprawa: Drukarnia Klimiuk
ul. Zwierzyniecka 8A, 00-719 Warszawa

SPIS TREŚCI

Wprowadzenie – <i>Adam Kotarba, Zofia Rączkowska</i>	7
Budowa geologiczna – <i>Michał Długosz</i>	11
Rzeźba systemu dolinnego Suchej Wody i Pańszczycy – <i>Adam Kotarba</i>	15
Współczesne procesy morfogenetyczne – <i>Zofia Rączkowska</i>	35
Rzeźba i wybrane elementy klimatu najwyższej położonych cyrków polodowcowych na przykładzie Koziej Dolinki – <i>Bogdan Gądek, Mariusz Grabiec, Stanisław Kędzia</i>	49
Klimat i bioklimat Hali Gąsienicowej – <i>Krzysztof Błażejczyk, Jarosław Baranowski, Anna Błażejczyk, Jakub Szmyd</i>	67
Dolina Suchej Wody – stosunki wodne – <i>Roman Soja</i>	97
Gleby Doliny Suchej Wody w Tatrach – <i>Stefan Skiba</i>	109
Roślinność Doliny Suchej Wody – <i>Anna Kozłowska</i>	127
Ochrona przyrody – <i>Tomasz Zwijacz-Kozica</i>	137
Stacja Badawcza Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN im. Marii i Mieczysława Kłapów na Hali Gąsienicowej w Tatrach – <i>Teresa Kozłowska-Szczęсна</i>	147
The Sucha Woda Valley in the Tatra Mts. Natural environment and its present-day transformation – summary	167

WPROWADZENIE

Adam Kotarba, Zofia Rączkowska

Dolina Suchej Wody należy do znaczących walnych dolin w Tatrach polskich. Rozciąga się pomiędzy wysokością 2301 m n.p.m. (Świnica) a ok. 1050 m n.p.m (północna granica geologiczna Tatr, droga Oswalda Balzera). Jej długość liczy ponad 7 km (ryc. 1). Dolina Suchej Wody wraz z Doliną Pańszczycy tworzą wysokogórski system dolinny charakterystyczny dla Tatr. Jej obszar obejmuje wszystkie piętra geoekologiczne (ryc. 2). Równocześnie jest wyjątkowa, gdyż leży na pograniczu Tatr Wysokich i Zachodnich. Granica pomiędzy nimi znajduje się na przełęczy Liliowe, leżącej w grani ograniczającej Dolinę od południa, skąd kontynuuje się niemal w osi doliny wzdłuż wychodni wapieni niekiedy widocznej na powierzchni terenu, części jej znaczonej obecnością powierzchniowych form krasowych.

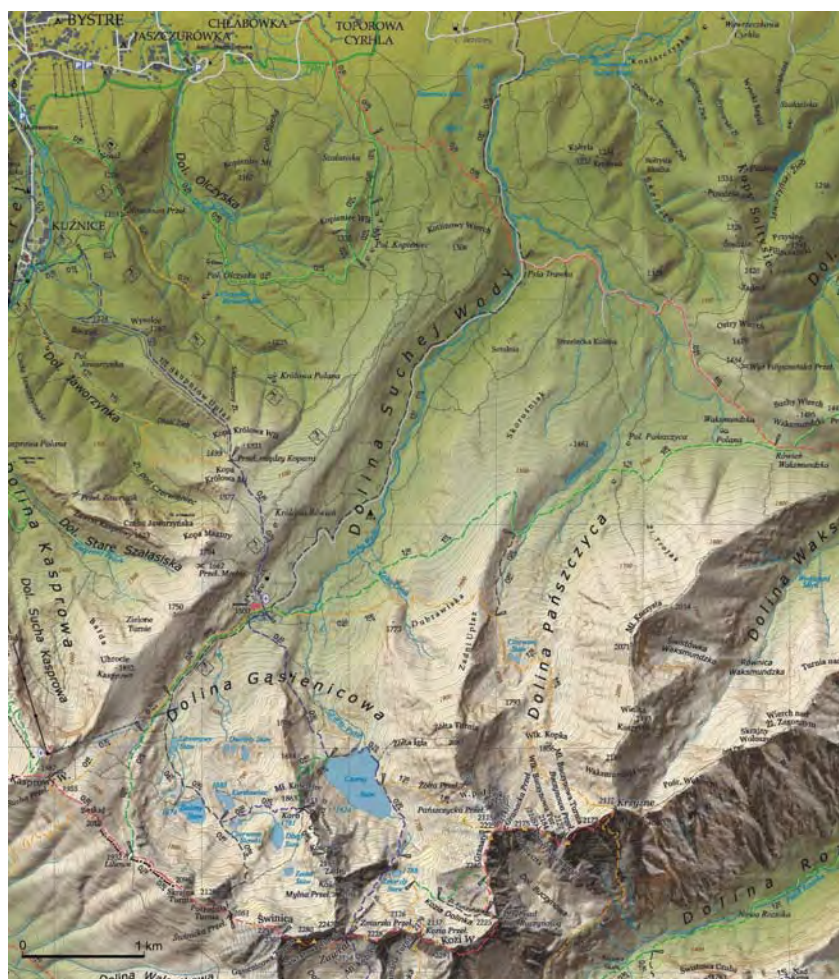
W Dolinie Suchej Wody miejscem szczególnym jest Hala Gąsienicowa, gdzie od stu lat prowadzone są pomiary meteorologiczne. Badania naukowe mają w tej dolinie długą tradycję, sięgającą drugiej połowy XIX wieku. Najwcześniej podejmowano pomiary jezior. Prace E. Dziewulskiego wykonane w latach 1879–1881 były kontynuowane przez wielu badaczy, a prof. L. Sawicki wydał pierwszy atlas jezior tatrzańskich. Tradycja badań jeziornych trwa do dziś. Od ponad 60 lat, szeroko rozumiane badania środowiska przyrodniczego, prowadzone są w oparciu o istniejącą tam Stację Badawczą Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, podlegającą merytorycznie Zakładowi Badań Geośrodowiska w Krakowie (dawna nazwa Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn). Jest to jedyna taka placówka w Tatrach.

Niniejsza monografia prezentuje poszczególne elementy środowiska przyrodniczego w oparciu o wyniki badań prowadzonych na Stacji, uzupełnione przez dane uzyskane na podstawie prac naukowców z innych instytucji, którzy często w trakcie badań korzystali z gościnności Stacji. Zawiera zarówno rozdziały opracowane w oparciu o wyniki własne, jak i o dane z literatury naukowej.

Szczególnie dużo miejsca poświęcono rzeźbie obszaru prezentowanej w trzech rozdziałach, gdyż była ona przedmiotem badań w całym okresie istnienia Stacji, a ponadto jest tym elementem środowiska, który warunkuje funkcjonowanie innych jego elementów, sam będąc od niektórych zależnym.

W związku z wyjątkową rolą Stacji w badaniach tatrzańskich, a zwłaszcza w rozpoznaniu środowiska przyrodniczego Doliny Suchej Wody, do monografii został dołączony rozdział poświęcony jej historii i ludziom w niej pracującym, którzy należą do jednych z ważniejszych wśród bywających w Dolinie.

Niniejszy tom ukazujący się w 2013 roku jest naszym wkładem w obchody stulecia badań meteorologicznych na Hali Gąsienicowej.



Ryc. 1. Mapa topograficzna Doliny Suchej Wody (Źródło: [www. Adventuremapping.pl](http://www.Adventuremapping.pl), R. Jońca)
 Fig. 1. Topographic map of the Sucha Woda Valley (Source: www. Adventuremapping.pl, R. Jońca)



Ryc. 2. Widok Doliny Suchej Wody na zdjęciu satelitarnym IKONOS z 2004 r.
HG – Hala Gąsienicowa

Fig. 2. View on the Sucha Woda Valley at the IKONOS 2004 satellite image
HG – Hala Gąsienicowa

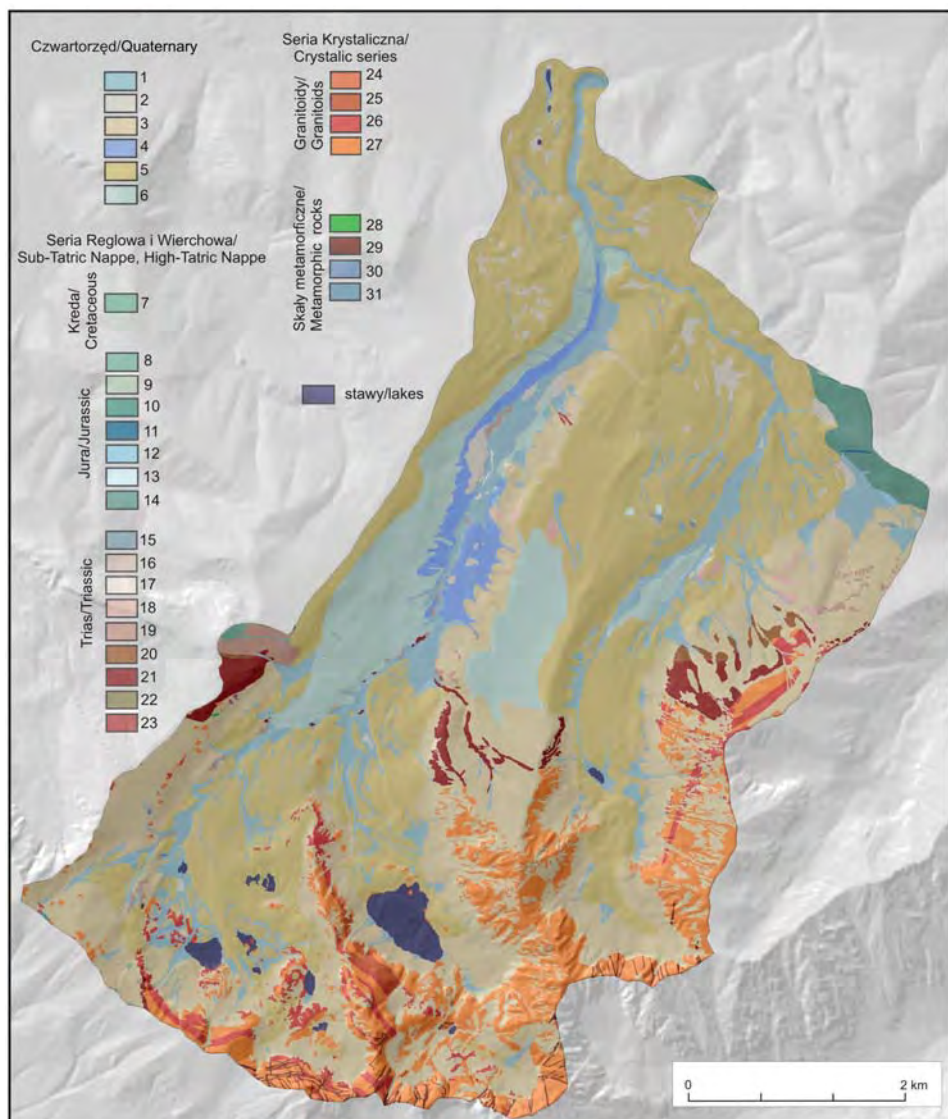
BUDOWA GEOLOGICZNA

Michał Długosz

Zlewnia Suchej Wody o powierzchni 21,7 km² obejmuje obszar wysokogórski Tatr Wierchowych oraz obszar średniogórski Tatr Regłowych. Urozmaicona rzeźba wynika bezpośrednio ze złożonej litologii i tektoniki. Środkowa i północna część doliny jest zbudowana ze skał osadowych serii wierchowej i regłowej. Zachodnia część tego odcinka doliny zbudowana jest przeważnie ze skał triasowych, głównie dolomitów i wapieni cukrowanych i bryłowatych (ryc. 1). W strefie przylegającej do trzonu krystalicznego i wyspy krystalicznej Goryczkowej występują odporne piaskowce kwarcytyczne (Guzik, Jaczynowska 1978). Wschodnie tych skał są bardzo dobrze widoczne na północno-zachodnich stokach Żółtej Turni. Północno-wschodnia część doliny wycięta jest w wapieniach, łupkach i piaskowcach jurajskich (Sokołowski, Jaczynowska 1977).

Południowa część Doliny Suchej Wody obejmująca górne partie dolin: Pańszczycy, Czarnego Stawu Gąsienicowego oraz wschodnią i środkową część Doliny Stawów Gąsienicowych wycięta jest w granitoidach trzonu krystalicznego (ryc. 1), (Guzik, Jaczynowska 1978). Trzon krystaliczny pocięty jest licznymi uskokami i spękaniem ciosowymi o biegu NW-SE i NE-SW (Piotrowska 1997). Strefa uskokowa Doliny Suchej Wody obejmuje m.in.: 1. dyslokację Karbu, która ciągnie się od przełęczy Świnickiej przez przełęcz Karb po północny stok Żółtej Turni; 2. dyslokację Mylnej Przełęczy biegnącej od Walentynkowej Przełęczy, przez Niebieską Przełęcz do Mylnej Przełęczy; 3. dyslokację Zawratu przebiegającej na południe od wierzchołka Walentynkowej do wyraźnego obniżenia przełęczy Zawrat; 4. dyslokację Koziej i Gładkiej Przełęczy (Grochocka-Piotrowska 1970). Uskok i spękania często wypełniają pasma mylonitów dobrze widoczne na mapie (ryc. 1), (Guzik, Jaczynowska 1978).

Zachodnia część Doliny Stawów Gąsienicowych jest zbudowana z granitów, gnejsów, amfibolitów oraz łupków krystalicznych należących do wyspy krystalicznej Goryczkowej (Klimaszewski 1988). Pomiędzy trzonem krystalicznym na wschodzie doliny a wyspą Goryczkowej budującą Beskid, Kasprowy Wierch, Uhrocie Kasprowe ciągnie się od przełęczy Liliowej w kierunku północnym strefa wschodni skał osadowych. W ich skład wchodzi kwarcyty i łupki dolnotriasowe, dolomity i wapień środkowotriasowe, wapień masywny malmu-neokomu oraz margle kredowe (Guzik, Jaczynowska 1979a).



Ryc. 1. Dolina Suchej Wody – budowa geologiczna

1 – kamieńce oraz osady rzeczne terasowe; 2 – torfy i osady torfowo-błotne; 3 – gliny, rumosze gliniaste i zwietrzeliny kamieniste; 4 – osady rzeczne (schyłek plejstocenu – początek holocenu); 5 – pokrywy morenowe; 6 – osady rzecznołodowcowe; 7 – wapienie białawe zoogeniczne i wapienie ciemnoszare; 8 – wapienie różowe i czerwone bulaste; 9 – wapienie i margle plamiste, ciemnoszare; 10 – wapienie czarne matowe z wtrąceniami piaskowców czarnych; 11 – piaskowce ciemnoszare z wkładkami wapieni; 12 – łupki margliste ciemnoszare z wkładkami piaskowców i wapieni marglistych; 13 – łupki margliste, margle i wapienie płytowe; 14 – kwarcyty i piaskowce; 15 – wapienie szaroniebieskie, płytowe, wapienie bryłowe zoogeniczne i rafowe; 16 – łupki czerwone i zielone, piaskowce, zlepieńce i dolomity nierozdzielone; 17 – dolomity cukrowane, bryłowe, dolomity płytowe ciemnoszare i jasnoszare; 18 – dolomity krystaliczne, dolomity płytowe z przewarstwieniami wapieni; 19 – dolomity i wapienie ciemnoszare z brekcją w spągu; 20 – iłolupki czerwone i zielone z wkładkami piaskowców w spągu; 21 – kwarcyty i piaskowce z wkładkami łupków; 22 – kwarcyty i piaskowce, iłolupki czerwone i zielone z soczewkami dolomitów; 23 – dolomity płytowe, żółto wietrzejące z wkładkami wapieni czarnych; 24 – granity białe, aplitowe; 25 – granity pegmatytowe, biotytowe; 26 – granity pegmatytowe, muskowitowe; 27 – granodioryty; 28 – amfibolity; 29 – mylonity i brekcje; 30 – łupki biotytowe; 31 – łupki grafitowe (Guzik i in. 1959, Guzik, Jaczynowska 1978, Sokołowski, Jaczynowska 1979a, 1979b, 1980)

Fig. 1. Sucha Woda Valley – Geology

1 – gravel and river sediments; 2 – peat and peat mud deposits; 3 – clay, rubble clay and weathered rocky; 4 – river sediments (Pleistocene/Holocene); 5 – moraine cover; 6 – fluvioglacial sediments; 7 – white limestone and dark gray limestones; 8 – pink and red limestones; 9 – dark gray limestones and marls; 10 – matt black sandstones with black sandstones; 11 – dark gray sandstones with limestone; 12 – dark gray shale and marls with sandstones and limestone; 13 – marl shale, marls and banded limestones; 14 – quartzite and sandstones; 15 – gray-blue banded limestones, reef limestones; 16 – red and green shales, sandstones, conglomerates and unseparated dolomites; 17 – dolomites, dark and light gray banded dolomites; 18 – crystalline dolomites, banded dolomites with limestones; 19 – dark gray dolomites and limestones; 20 – red and green clay-slates with sandstones; 21 – quartzites and sandstones with shales; 22 – quartzites and sandstones, red and green clay-slates with dolomites; 23 – banded dolomites with black limestones; 24 – withe aplogranites; 25 – biotite granite; 26 – muscovite and pegmatite granite; 27 – granodiorite; 28 – amphibolite; 29 – mylonite, breccias; 30 – biotite slates; 31 – graphite slates (Guzik et. al. 1959, Guzik, Jaczynowska 1978, Sokołowski, Jaczynowska 1979a, 1979b, 1980)

Skały, w których wycięta jest Dolina Suchej Wody, w większości przykryte są przez utwory czwartorzędowe różnego pochodzenia. Do najważniejszych pokryw tego typu należą: pokrywy morenowe (36% pow.), gliny, rumosze gliniaste i zwietrzeliny kamieniste (27% pow.), kamieńce oraz osady rzeczne terasowe (10% pow.) oraz osady rzecznołodowcowe (8% pow.), (ryc. 1). Jedynie granitoidy, występujące w południowej części doliny, których udział w powierzchni zlewni wynosi 12% nie są przykryte przez osady czwartorzędowe. Udział pozostałych typów warstw skalnych w tym terenie nie przekracza 1,5% pow.

Zależność ukształtowania terenu od jakości i odporności skał podłoża zaznacza się zarówno w obrębie trzonu krystalicznego Tatr jak i na obszarze Tatr Wierchowych i Regłowych (Klimaszewski 1988).

Literatura

- Grochocka-Piotrowska K., 1970, *Fotointerpretacja i geneza struktur nieciągłych w masywie granitowym polskiej części Tatr*, Acta Geologica Polonica, 20, 2, s. 365–411.
- Guzik K., Jaczynowska W., 1978, *Arkusze B4 Kościelec, Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1 : 10 000*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Guzik K., Michalik A., Watycha L., 1959, *Arkusze C4 Miedziane, Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1 : 10 000*, Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa, 667 ss.
- Piotrowska K., 1997, *Cios, spękania ścięciowe i uskoki w trzonie granitoidowym polskich Tatr Wysokich*, Przegląd Geologiczny, 45, 9, s. 904–907.
- Sokołowski S., Jaczynowska W., 1979a, *Arkusze A4 Kopieniec, Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1 : 10 000*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- 1979b, *Arkusze A5 Kopy Sołtysie, Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1 : 10 000*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- 1980, *Arkusze B5 Wołoszyn, Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1 : 10 000*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Adres Autora:

Michał Długosz

Zakład Badań Geośrodowiska
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego
Polska Akademia Nauk
ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków

e.mail: dlugosz@zg.pan.krakow.pl

RZEŻBA SYSTEMU DOLINNEGO SUCHEJ WODY I PAŃSZCZYCY

Adam Kotarba

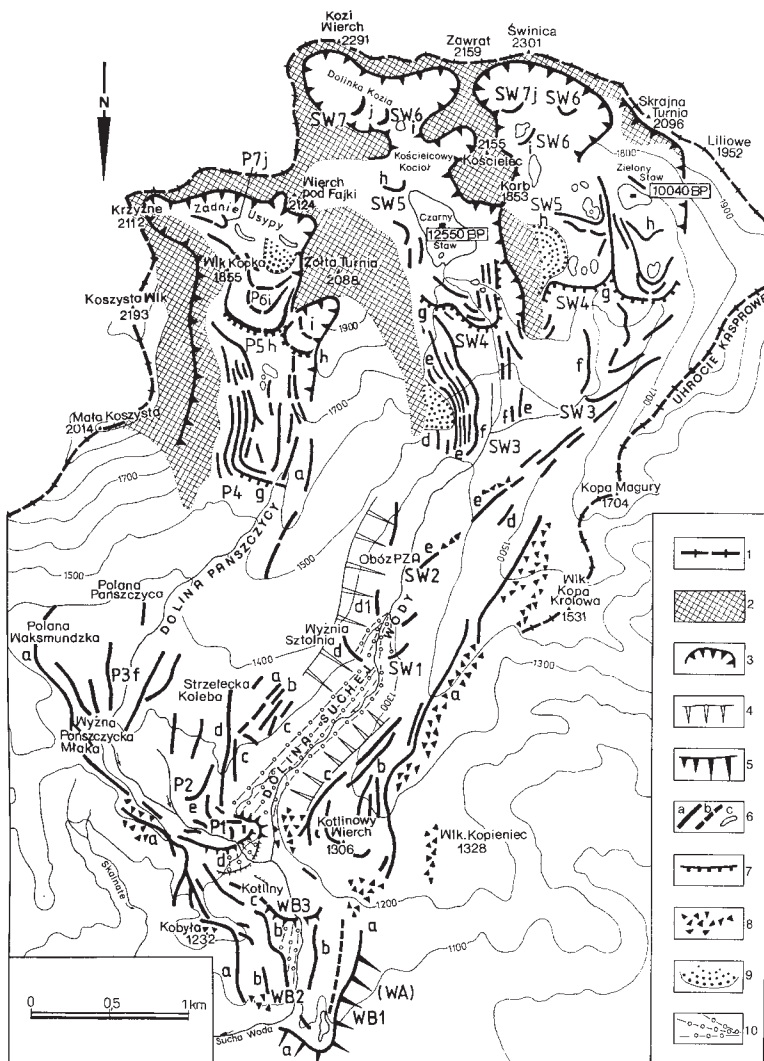
Dolina Suchej Wody Gąsienicowej wraz z Doliną Pańszczycy jest największym wysokogórskim systemem dolinnym w całości zlokalizowanym na terenie Tatr Polskich. Posiada wszystkie cechy rzeźby charakterystyczne dla geosystemów formowanych przez lodowce górskie w okresie plejstocenu, nałożone na rzeźbę trzeciorzędową.

Cechą szczególną tego systemu dolinnego jest lokalizacja na granicy głównych jednostek geologicznych i geomorfologicznych – Tatr Wysokich i Tatr Zachodnich. Dno Doliny Suchej Wody jest założone w strefie spękań i uskoków, o czym świadczy odmienna budowa geologiczna zboczy zachodnich i wschodnich. Zachodnia część, od przełęczy Liliowe przez Kasprowy Wierch do Kopy Magury należy do Tatr Zachodnich, zbudowanych ze skał osadowych i metamorficznych, będących częścią osadowej pokrywy masywu granitowego. Skały krystaliczne wchodzące w skład płaszczowiny Giewontu nie tworzą zwartej wyspy, jak w przeszłości uważano, ale są zbudowane z łusek krystalicznych. Część wschodnia i południowa systemu dolinnego należy w całości do Tatr Wysokich zbudowanych ze skał granitowych (granitoidy).

Spośród innych systemów dolinnych północnego skłonu Tatr badany obszar wyróżnia się kilkoma cechami (Klimaszewski 1988):

- w Dolinie Suchej Wody istnieje jedyny w polskiej części Tatr żłób lodowcowy całkowity, tzn. powstały z przeobrażenia glacialnego, starszej, preglacialnej doliny rzecznej, wciętej w pogórski poziom zrównania,
- w północnej części systemu dolinnego istnieje wysoczyzna morenowa wysuwająca się na północ poza orograficzną granicę Tatr, określaną mianem amfiteatru morenowego,
- wysokość zlewni Suchej Wody i Pańszczycy jest znacznie większa niż innych dolin. Dotyczy to zwłaszcza wysokości odcinka wylotowego i świadczy o mniejszym przed plejstocenijskim odmłodzeniu tej części Tatr.

Położenie w strefie granicznej pomiędzy Tatrami Wysokimi i Zachodnimi wyraża się również w specyficznym systemie krążenia wód podziemnych. System krasowy, dalekiego krążenia Tatr Zachodnich, istniejący w obszarze Myślenickich Turni, ma połączenia krasowe ze zlewnią potoku Suchej Wody i Pańszczycy, co zostało potwierdzone wieloma barwieniami wód w Wywierzysku Goryczkowym.



Ryc. 1. Rzeźba polodowcowa dolin Suchej Wody i Pańszczycy (wg. Baumgart-Kotarba, Kotarba 2001). 1 – wododział dolinny; 2 – ściany skalne i stoki skalne; 3 – ściany skalne przemodelowane przez lodowce; 4 – stoki żłobów lodowcowych; 5 – strome stoki morenowe; 6 – grzbiety morenowe: wyraźne (a), rekonstruowane (b), jeziora pochodzenia lodowcowego (c); 7 – czoło wału moreny oscylacyjnej; 8 – blokowisko morenowe; 9 – reliktowy lodowiec gruzowy; 10 – stożek glacyfluwialny

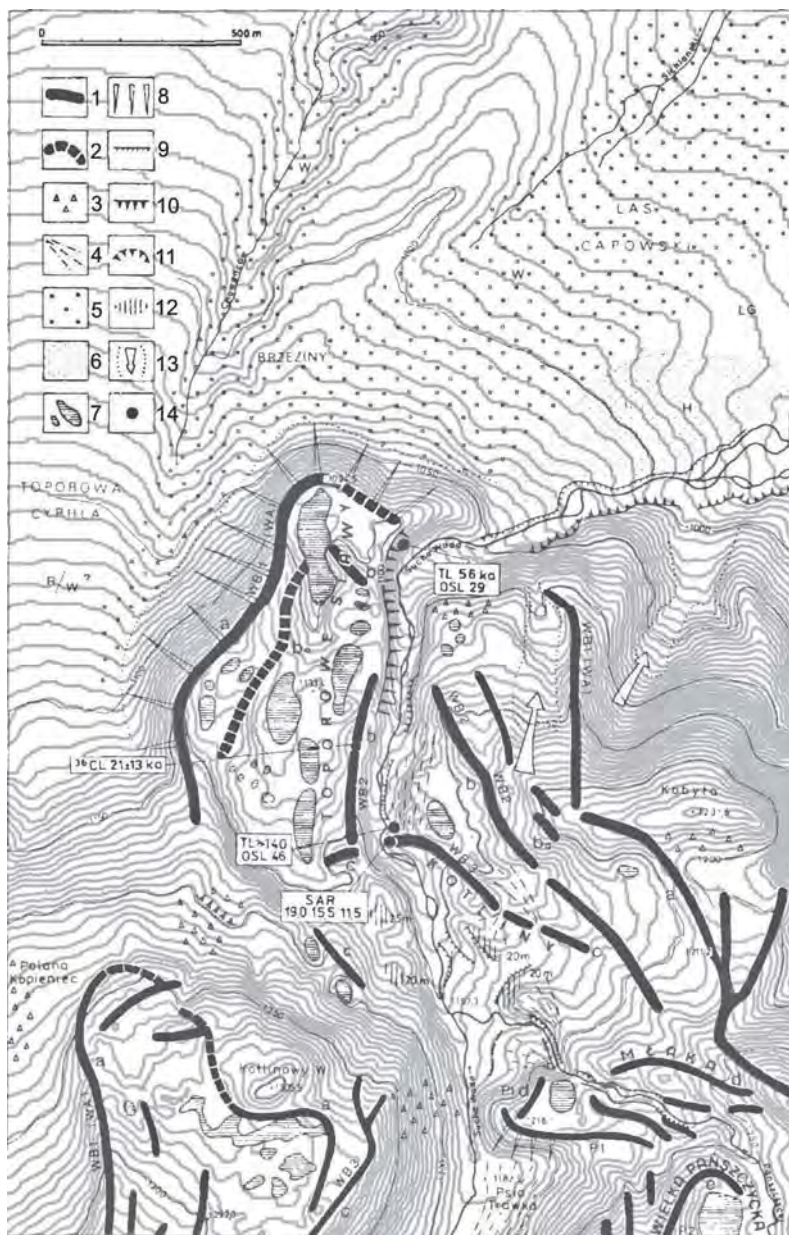
Fig. 1. Postglacial relief of the Sucha Woda and Pańszczyca valleys (after Baumgart-Kotarba, Kotarba 2001). 1 - valley divide; 2 - rockwall/rocky slope; 3 - glacially-stepped rockwall; 4 - steep slope of glacial trough; 5 - steep slope of moraine; 6 - moraine ridge: distinct (a), reconstructed (b), postglacial lake (c); 7 - toe of oscillation moraine; 8 - moraine boulder field; 9 - relict rock glacier; 10 - glacio-fluvial fan

System Suchoj Wody i Pańszczycy posiada wszystkie klasyczne elementy rzeźby glacialnej (ryc. 1). Powstał zespół form charakterystycznych dla alpejskiego zlodowacenia dolinnego. Składa się z trzech podstawowych części; obszarów źródłowych – kotłów lodowcowych, części środkowej – żłobów lodowcowych i wysoczyzny morenowej znaczącej maksymalny zasięg połączonych lodowców dolinnych w jeden, wspólny obszar deglacjacji końcowej. Kotły lodowcowe będące według M. Klimaszewskiego (1960, 1988) produktem trzech zlodowaceń swoją obecną rzeźbę zawdzięczają ostatniemu zlodowaceniowi. Powstały z przeobrażenia przedplejstocenijskich odcinków źródłowych zawieszonych nad odmłodzonymi odcinkami dolin (fot. 1). Te zawieszane odcinki zamknięć dolinnych zostały przeobrażone w kotły lodowcowe, a środkowe odcinki w żłoby lodowcowe. Powstało w ten sposób kontinuum form polodowcowych związanych z erozją glacialną – od głównego grzbietu Tatr po wyloty dolinne na przedpołu gór. Dolina Suchoj Wody jest klasycznym przykładem takiej rzeźby, a zdaniem M. Klimaszewskiego (1988), jako jedyna posiada w pełni wykształcony żłób lodowcowy, wcięty w zrównany poziom denudacyjny utworzony przed plejstoceniem. W plejstocenie jezior lodowca wypełniał tą formę. W dolnej części systemu, u wylotu z Tatr, gdzie łączyły się lodowce, powstał potężny, jedyny na północnym skłonie, amfiteatr morenowy Toporowych Stawów. Obszar ten dzięki swemu, specyficznemu w warunkach tatrzańskich zespołowi form, posiada cechy wysoczyzny morenowej, bardziej charakterystycznej dla zlodowacenia niżowego. Z uwagi na swą wyjątkowość był przedmiotem zainteresowania wielu geomorfologów i geologów.

Wprawdzie dominującym rysem rzeźby systemu dolinnego jest zespół form rzeźby związany ze zlodowaceniami, jednak o współczesnym typie rzeźby zdecydowały siły i procesy geologiczne i geomorfologiczne działające w okresie około 18 mln lat (Klimaszewski 1988), gdy Tatry podlegały ruchom tektonicznym i zmiennym warunkom klimatycznym. Rzeźba podlegała okresowo planacji, a po podniesieniu masywu – rozczłonkowiowaniu, dlatego występują elementy rzeźby fluwialno-denudacyjnej, fluwialnej, a na podłożu węglanowym – rzeźby krasowej.

AMFITEATR MORENOWY TOPOROWYCH STAWÓW

Układ amfiteatralny najbardziej zewnętrznych moren Toporowych Stawów jest jedynym tego typu zespołem form związanych z deglacją na północnym skłonie Tatr. Był przedmiotem badań geomorfologów bardzo wcześniej, bo już u schyłku XIX wieku. Wielokrotnie formułowano poglądy na temat genezy tej wysoczyzny morenowej. Do dzisiaj nie ma odpowiedzi na wiele pytań mimo zastosowania kartowania geomorfologicznego, nowoczesnych metod sedymentologicznych i określenia bezwzględного wieku osadów. Szczególne zainteresowanie obszarem Toporowych Stawów było



Ryc. 2. System morenowy Toporowych Stawów. Moreny końcowe połączonych lodowców Doliny Suchoj Wody i Doliny Pańszczycy (wg. Baumgart-Kotarba, Kotarba 2001a). 1 – wał morenowy; 2 – rekonstruowany wał morenowy; 3 – blokowisko morenowe; 4 – stożek glacyfluwialny związany z recesją; 5 – pokrywa glacyfluwialna na przedpolu moren końcowych; 6 – terasa holocenińska Suchoj Wody; 7 – zagłębienie wytopiskowe wypełnione wodą lub torfem; 8 – strome zbocze wału moreny końcowej; 9 – krawędź terasy; 10 – podcięcie erozyjne; 11 – nisza osuwiskowa; 12 – rozcięty poziom glacyfluwialny; 13 – rynna odpływu wód z lodowca; 14 – lokalizacja datowanych prób

spowodowane wyjątkowymi rozmiarami form deglacacyjnych. Najdobitniej wyraził to B. Halicki (1930) pisząc: *nigdzie na obszarze pn. stoków Tatr niema śladów tak potężnej oscylacji, któraby doprowadziła do zepchnięcia i zniszczenia moren pierwotnego zasięgu i usypania form, wysuwających się swą wielkością na czoło wszystkich znanych w Tatrach moren*” Pogląd taki wyraził znacznie wcześniej A. Alth, bo już w roku 1879, stwierdzając, że jest to *najszerza w całych Tatrach* strefa zajęta przez utwory morenowe (patrz: Klimaszewski 1988). Najbardziej zewnętrzna morena czołowa znacząca maksymalny zasięg lodowca Suchej Wody ma wysokość 20–30 m i opada na przedpole 60-ciometrowym stromym stokiem. Bardzo wcześnie zauważono, że wielkość obszaru deglacacji jest uwarunkowana pracą geomorfologiczną połączonych lodowców Suchej Wody i Pańszczyca u wylotu z Tatr. J. Partsch (1923) uznał, że świeżość form w obrębie wysoczyzny świadczy o ich młodym wieku, a więc są produktem ostatniego zlodowacenia. Rozpoznał trzy wyraźne wały moreny końcowej rozdzielone zagłębieniami wypełnionymi wodą lub torfem. E. Romer (1929) i M. Klimaszewski (1988) przyjęli, że są to zagłębienia glaciwytopiskowe – utworzone po zaniku brył martwego lodu u schyłku zlodowacenia. Przyjmuje się również hipotetycznie poligeniczną genezę zagłębień, przypisując możliwość istnienia krasu reprodukowanego pod systemem morenowym (Głazek, Wójcik 1963; Granoszewski i in. 2008). Świeżość form morenowych była podstawą do uznania, że powstały w czasie ostatniego zlodowacenia (Partsch 1923; Romer 1929; Klimaszewski 1988). Odmienny pogląd wyraził B. Halicki (1930). Uznał, że morena końcowa Toporowych Stawów powstała podczas przedostatniego zlodowacenia, natomiast w okresie ostatniego zlodowacenia została uformowana morena młodsza, która spiętrzyła morenę starszą. W roku 1951 B. Halicki odwołał ten pogląd i uznał, że trzy wały morenowe należą do najmłodszego zlodowacenia i znaczą stadia cofania lodowców z linii maksymalnego zasięgu. Współczesne rozważania na temat wieku wałów moren w obrębie amfiteatru Toporowych Stawów są oparte m.in. o bezwzględne datowanie materiału je budującego przy użyciu kosmogenicznego chloru 36. Daty chlorowe 21–17 ka, 15–13,6 ka i 11,5 ka świadczą wg. J. Dzierżka i in. (1999) o co najmniej trzykrotnym awansie lodowca Suchej Wody do strefy maksymalnego zasięgu.

Szczegółowe kartowanie geomorfologiczne w skali 1:10 000 wykonane w latach 1986–2000 (Baumgart-Kotarba, Kotarba 2001a, 2001b) określiło przestrzenny układ przebiegu i kształtu ciągów morenowych, zagłębień wytopiskowych oraz większych torfowisk, a wiek form polodowcowych można dyskutować w oparciu o datowania radiowęglowe, TL, OSL i ^{36}Cl (ryc. 2).

Fig. 2. Terminal moraine system of Toporowe Stawy. End moraines of the Sucha Woda and Pańszczyca valleys (after Baumgart-Kotarba, Kotarba 2001a). 1 – distinct moraine ridge; 2 – reconstructed moraine ridge; 3 – glacial boulders; 4 – glacio-fluvial fan; 5 – glacio-fluvial fan surface on foreland of end moraines; 6 – Holocene terraces; 7 – dead-ice depression; 8 – steep slope of moraine ridge; 9 – terrace edge; 10 – erosion scarp; 11 – landslide niche; 12 – glacio-fluvial terrace; 13 – reconstructed outflow of meltwater from glacier; 14 – location of absolute datings sites

Tabela 1, Stadia recesyjne lodowców w systemie dolinnym
Suchej Wody i Pańszczycy (wg, Baumgart-Kotarba i Kotarba 2001)

Wiek [ka BP]	Symbol	Przybliżona wysokość wałów moren recesyjnych [m n.p.m.]			
		Dolina Suchej Wody			Dolina Pańszczycy
8,7–8,4	SW7 „j”	Kocioł Stawów Gąsienicowych Zadnie Koło 1950 m		Kocioł Czarnego Stawu Kozia Dolinka 1940 m	P7 Zadnie Usypy 1810 m
10,7– 10,2	SW6 „i”	Zadni Staw 1850 m	Świnicka Kotl, 1887 m	Kozia Dolinka 1830 m	P6 Kopka II 1750–1770 m
12	SW5 „h”	Kurtkowiec 1688 m	Zielony Staw 1675 m	Czarny Staw (pd, 1630 m	P5 Kopka I 1700 m
13	SW4 „g”	Dwoisty Staw 1660 m	Litworowy 1605 m	Czarny Staw (pn, 1540 m	P4 Komory 1550 m
13,5 (?)	SW3 „f”	Mokra Jama 1530 m		Czarna Pasza 1420–1450 m	P3 Butorów 1338 m
14	SW2 „e”	Rąbanisko (dawny obóz PZA) 1340–1350 m			P2 Wielka Pańszczycza Młaka 1280 m
15	SW1 „d”	poniżej Wyżniej Sztolni 1280–1300 m			P1 Młaka 1216 m
17,2	WB3 „c”	Kotliny 1160 m (17,2±2,2 ka – 36 Cl)			
18,4	WB2 „b”	Toporowy Staw II 1130 – 1150 m (21,0 ka – 36 Cl)			
20	WB1/WA „a”	Toporowy Staw I 1094 m			

Datowanie kosmogenicznym izotopem chloru ^{36}Cl (data $21 \pm 1,3$ ka BP, Dzierżek i in. 1999) głazów budujących morenę „b” Toporowych Stawów określa wiek wału moreny końcowej maksymalnego zasięgu zlodowacenia würmskiego (LGM), który jest zbieżny z maksymalnym stadium zlodowacenia skandynawskiego na Niżu Polskim, a pozostałe młodsze daty chlorowe można traktować jako okresy wytapiania się brył martwego lodu i tworzenia zagłębień wytopiskowych. Rozpoznano 85 takich zagłębień na powierzchni 5 km^2 . Ich wielkość jest różna – od 4 m^2 do 6000 m^2 (Granoszewski i in. 2008). Największa stwierdzona miąższość osadów torfowych wypełniających zagłębienia wytopiskowe osiąga ponad 6 m, a maksymalny wiek radiowęglowy wynosi 9190 ± 210 (Gd 19031) (Obidowicz 1975; Granoszewski i in. 2008). Stosunkowo młody wiek osadów torfowych skłonił J. Kondrackiego (1986) do postawienia tezy o długim okresie wytapiania się brył martwego lodu w strefie moren końcowych w stosunku do deglacjacji w wysoko położonych cyrkach lodowcowych Tatr Wysokich. W rozważaniu tym nie uwzględniono bardzo długiego okresu niezbędnego dla wypełnienia i uszczelnienia materiału morenowego, poprzedzającego odkładanie osadów jeziornych i torfowych.

O rozmiarach wysoczyzny morenowej Toporowych Stawów zdecydowała ogólna sytuacja geomorfologiczna. Masy lodowe w dwóch samodzielnych dolinach łączyły się w jedną strefę deglacjacyjną, a przestrzenny układ wałów moren wskazuje, że lodowiec z doliny Pańszczycy był aktywniejszy. Najbardziej zewnętrzne moreny WB1, a i b na rycinie 1 i 2 świadczą o większej dynamice tego lodowca w stosunku do lodowca Suchej Wody w okresie maksimum zlodowacenia. Jeszcze w stadium „c” istniał wspólny jezior obu lodowców, który miał szerokość 1600 m (Baumgart-Kotarba, Kotarba 2001a, 2001b). Masy lodowe nie tylko wypełniały obie doliny, ale przekraczały swe wododziały. Nastąpiła transfluencja lodowców do doliny Skalitego (na wschodzie) i do doliny Olczyńskiej (na zachodzie). Istnienie tej transfluencji było rozpoznane bardzo wcześniej, u schyłku XIX wieku przez A. Altha (1879) i A. Rehmana (1893).

O transfluencji mas lodowych do doliny Olczyńskiej świadczy analiza geomorfologiczna przebiegu lewostronnej moreny bocznej lodowca Suchej Wody. Wał moreny bocznej mający początek pod Wielką Kopą Królowej posiada wyraźną kontynuację ku północy, w kierunku wylotu doliny. W okresie maksymalnego rozwoju lodowiec nie tylko wypełniał cały żłób lodowcowy, ale wkraczał za zrównany poziom przedplejstoceni, by w obszarze górnej części doliny Olczyńskiej przekroczyć jej wododział. Wał morenowy ma kontynuację do Kotlinowego Wierchu w postaci kilku wałów o łącznej szerokości ponad 700 m. Są to formy poprzedzielane licznymi zagłębieniami wytopiskowymi określone nazwą „Kotliny” (WB3 – c, na ryc.1; tab.1) i uznane za ostatnie stadium recesyjne, wspólne dla lodowców Suchej Wody i Pańszczycy. Badania stopnia zwietrzenia głazów budujących Kotlinowy Wierch przy

pomocy młotka Schmidta pokazały, że wskaźnik odboju „R” jest na nich zróżnicowany (Kotarba i in. 2000). Występują głązy o różnym stopniu zwiertrzenia, podobnie jak na najbardziej zewnętrznej, maksymalnej morenie WB1-a, co może uzasadniać pogląd, że w materiale budującym Kotlinowy Wierch był włączony materiał starszy wczesnowürmski, a więc potwierdza pogląd o oscylacyjnym typie tego zespołu morenowego (Baumgart-Kotarba, Kotarba 2001a, 2001b).

FAZY RECESYJNE W SYSTEMIE DEGLACJACYJNYM SUCHEJ WODY I PAŃSZCZYCY

Rycina 2 ilustruje sposób wycofywania się lodowców dolinnych u schyłku ostatniego zlodowacenia, gdy nastąpiło usamodzielnienie się tych lodowców. Rekonstrukcja zdarzeń jest odtwarzana na podstawie rozmieszczenia i wykształcenia form morenowych i glacialfluwalnych w obrębie żłobów lodowcowych. Kartowanie geomorfologiczne pokazało, że lodowce wycofywały się nierównomiernie, a postoje lub oscylacje znaczą wały moren czołowych (Baumgart-Kotarba, Kotarba 2001a, 2001b). W przyjętym schemacie recesji lodowców przyjęto osobne oznaczenia dla obu dolin. Wyróżniono siedem faz w każdej dolinie i oznaczono je symbolami SW1 – SW7 oraz P1 – P7.

W fazie pierwszej SW1 nastąpiła zasadnicza zmiana wielkości lodowców. Lodowiec Suchej Wody uległ skróceniu o prawie 2 km, a jego miąższość określana na podstawie zasięgu moren bocznych, uległa zmniejszeniu do 50 m. Pełną sekwencję wałów moren recesyjnych od Toporowego Stawu Niżnego (1094 m npm) do najmłodszych wałów morenowych w obszarze wysokogórskim (Zadnie Koło 1950 m npm) oraz w dolinie Pańszczycy (Zadnie Usypy 1810 m npm) przedstawia tabela 1. Usamodzielnienie się lodowców wyraziło się utworzeniem osobnych zespołów wałów moren recesyjnych w obu dolinach, znaczących fazy frontalnego wycofywania i zmniejszania szerokości i miąższości mas lodowych, a przed czołem lodowców były formowane stożki glacialfluwalne. Duży stożek glacialfluwalny powstał w dnie doliny Suchej Wody na przedpolu fazy SW1 (ryc. 1). Ten odcinek doliny prawdopodobnie zawiera osady i struktury, które mogą wyjaśnić szereg pytań dotyczących późnoglacialnej ewolucji rzeźby Tatr Wysokich.

W obrębie kotłów lodowcowych Stawów Gąsienicowych, Czarnego Stawu oraz w kotle pańszczyckim powstały wyraźne zespoły oscylacyjnych form morenowych (SW4, P4). Na każdy z nich składają się 2–3 wały dobrze rozpoznawalne w terenie i na zdjęciach lotniczych (ryc.1; fot. 1), zwłaszcza w otoczeniu Dwoistego i Litworowego Stawu. Moreny te powstały wskutek ponownego nasunięcia czoła lodowca na obszar wcześniej uwolniony od lodu. Wały moren oscylacyjnych SW4 i P4 mają odpowiedniki w innych dolinach tatrzańskich i są używane przy korelowaniu stadiów recesyjnych ostatniego zlodowacenia, gdyż w stawach znajdujących się w ich zasięgu, tj. Czarnym

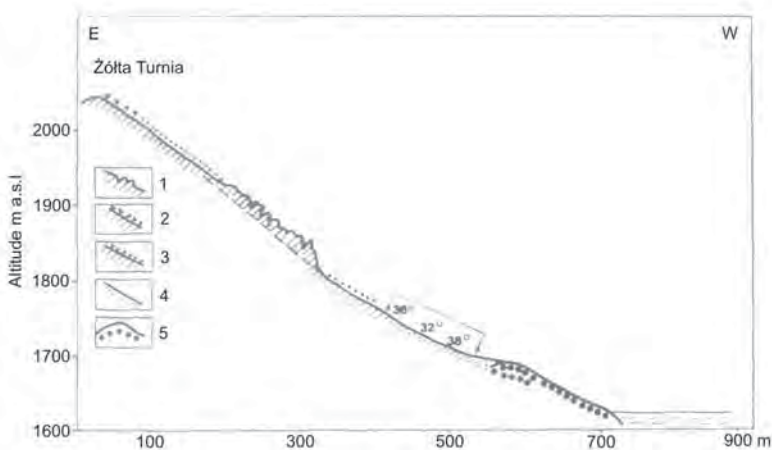
Stawie Gąsienicowym i Zielonym Stawie, zostały datowane osady złożone po wytopieniu lodu. Uzyskano 13 dat radiowęglowych w obu jeziorach i określono cechy osadów (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993). Na tej podstawie stwierdzono, że lodowiec ostatniego zlodowacenia tatrzańskiego wycofał się z misy Czarnego Stawu do wyższych położań co najmniej przed 12 500 laty BP ($12\ 500 \pm 420$, Gd-4540), a początek sedymentacji osadów holocenijskich określa data 9620 ± 135 , Ua-1445). Początek holocenu w Zielonym Stawie wyznacza data $10\ 040 \pm 150$ (Ua-1446). Cechy tych osadów uzasadniają przyjęcie poglądu, że ostatnie lodowczyki w najwyższych położeniach w obrębie kotłów lodowcowych (SW7) zaniknęły przed 8300 lat BP, a więc podczas alpejskiej zimnej fazy venediger.

POSTGLACJALNE ELEMENTY RZEŻBY SYSTEMU SUCHEJ WODY I PAŃSZCZYCY

Recesja würmskich lodowców dolinnych zakończyła się w okresie młodszego dryasu. Tej fazie zlodowacenia określonej jako egesen w Alpach przypisuje się wiek 10,2–10,7 ka BP. W dolinach tatrzańskich odpowiadające jej wały moren recesyjnych występują w Świnickiej Kotlinie na wysokości 1887 m npm i przy Zadnim Stawie (1850 m npm). Ponad tymi wałami morenowymi są jeszcze najmłodsze wały Zadniego Koła (1950 m npm) i Koziej Dolinki (1940 m npm), a w dolinie Pańszczyicy najmłodszy wał morenowy Zadnich Usypów jest położony na wysokości 1810 m npm. Te najwyższe położone formy zostały wiekowo zaliczone do alpejskiej fazy venediger, 8,7–8,4 ka BP, a więc należą do chłodnego wahnięcia klimatycznego holocenu (Baumgart-Kotarba, Kotarba 2001a). Można przyjąć, że ostateczne zakończenie epoki lodowej na opisywanym terenie nastąpiło około 8,4 ka BP i wtedy rozpoczął się holocenijski rozwój rzeźby bez udziału lodowców. Jednak postglacjalny rozwój stoków w dolinach wcześniej zlodowaconych odbywał się jeszcze w czasie wytapiania lodowców dolinnych i karowych. Obserwacje pochodzące z gór współcześnie zlodowaconych pokazują, że w pierwszej fazie, w warunkach paraglacjalnych, procesy stokowe działają z dużą intensywnością, w najbliższym otoczeniu lodowców, a później następuje ich spowolnienie (Ballantyne 2002). Ta druga faza modelowania rzeźby, w której procesy nadal działają w warunkach klimatu peryglacjalnego trwa do dzisiaj. Według M. Lukniša (1973) w ciągu ostatnich 10 tysięcy lat nastąpiło cofanie ścian skalnych i stoków skalnych na tyle intensywne, że grzbiety Tatr Wysokich powstałe na przecięciu stoków o przeciwnej ekspozycji zostały obniżone o 5 metrów. W niżej położonych odcinkach żłobów lodowcowych ewolucja stoków rozpoczęła się wcześniej niż w wyżej położonych. Żłób lodowcowy w Dolinie Suchej Wody podlegał deglacjacji od około 13 ka BP. Wskutek działania procesów gelifrakcji powstały w obrębie stoków Żółtej Turni i Koszystej luźne zwietrzliny, a ich grawitacyjne przemieszczanie do dna dolin odbywało się pod wpływem ruchów masowych, wśród których

dominowały spływy gruzowe. Spływy gruzowe uruchamiające i przemieszczające zwietrzeliny przepojone wodą pochodzenia atmosferycznego były najczęściej generowane w rynnach korozyjnych rozczłonkowujących stoki. Świadczą o tym duże stożki napływowe utworzone u wylotu współczesnych żlebów skalnych, np. stoki Wielkiej Koszystej eksponowane ku zachodowi (fot. 2). Największe stożki powstały u podnóża stoków najwcześniej uwolnionych spod lodowców. Im dłuższy okres postglacjalnego rozwoju rzeźby, tym większe przemodelowanie stoków żlebów przez ruchy masowe w środowisku peryglacjalnym. Ponieważ Tatry przeszły morfogenezę glacialną pod wpływem lodowców dolinnych, a nie zlodowacenia pokrywowego i były zlodowaczone tylko w 32% (Klimaszewski 1988), więc grzbiety górskie wododzielne nie były pokryte lodem i podlegały ewolucji wskutek działania procesów okołolodowcowych, natomiast wskutek bezpośredniej pracy erozyjnej lodowców powstały podcięcia lodowcowe (ang. *trimline*). Ich zasięg wysokościowy na stokach Koszystej jest nadal widoczny w rzeźbie stoków i był podstawą do szacowania miąższości lodowców ostatniego zlodowacenia (fot. 2). Są też znaczone na mapie geomorfologicznej Tatr M. Klimaszewskiego (1985) na stokach od Waksmundzkiego Wierchu, pod Wielką Koszystą po Małą Koszystą oraz wyznaczają dolny zasięg Dubrawisk (ryc. 1). Model etapów rozczłonkowania stoku skalnego podciętego przez lodowiec, który można obserwować na stokach Wielkiej Koszystej, przedstawił M. Klimaszewski (1988). Stok skalny podlegał w okresie postglacjalnym przekształcaniu wskutek wietrzenia, odpadania i równoczesnego rozczłonkowania żlebami. Pogłębianie i poszerzanie żlebów, przy znacznym udziale lawin śnieżnych, prowadziło do niszczenia grzęd skalnych pomiędzy żlebami, wygładzania profilu podłużnego żlebów do nachyleń 30–35°. Wypukły załom skalny znaczący podcięcie lodowcowe ulegał rozpiłowaniu i częściowemu zanikowi. Takim stokiem opada Żółta Turnia do progu Czarnego Stawu Gąsienicowego. Można na nim wyróżnić sekwencję pięciu odcinków stokowych (ryc. 3).

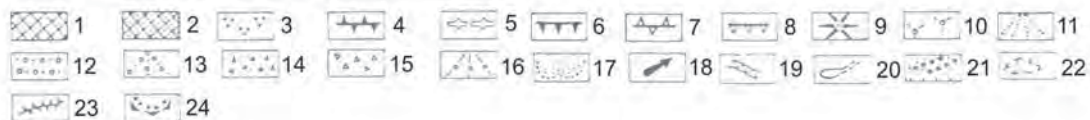
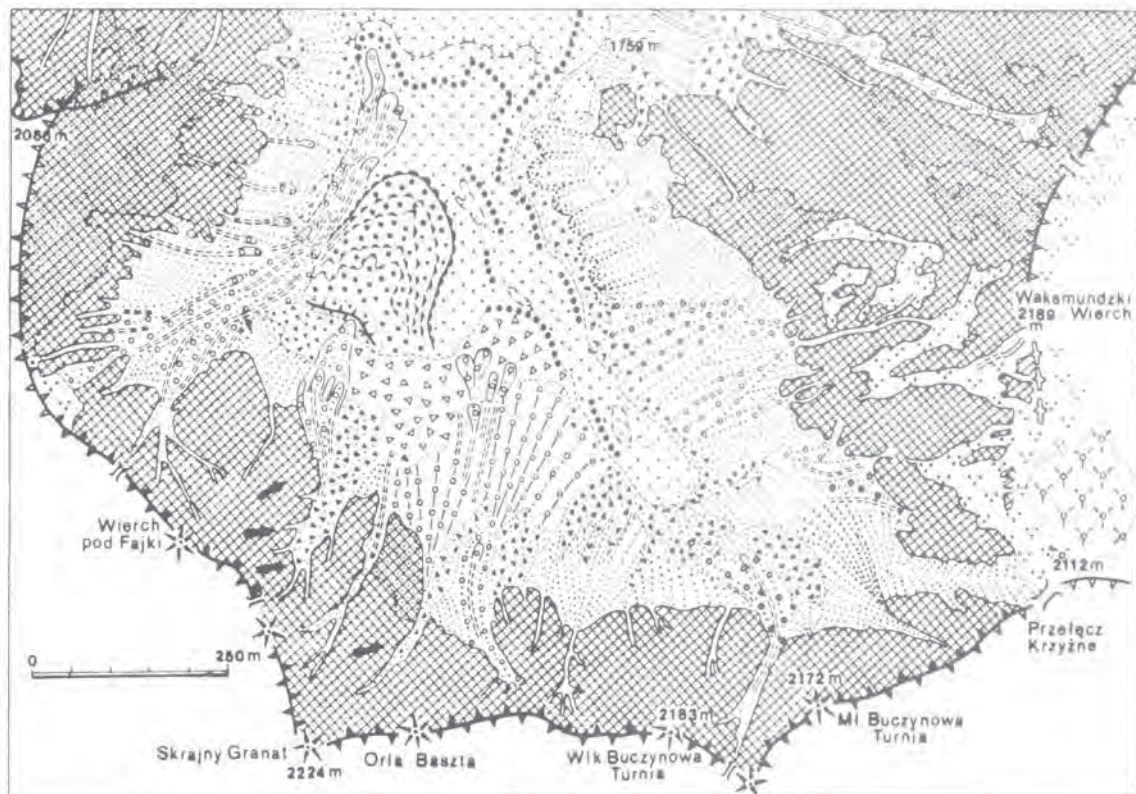
Erozja glacialna najdłużej modelowała stoki w kotłach lodowcowych, dlatego ich rzeźba najczęściej składa się z dwóch podstawowych elementów; ściany skalnej lub stoku skalnego i gruzowego podnóża zbudowanego z grubofrakcyjnych zwietrzelin. Pokrywy gruzowe utworzone wskutek transportu tych zwietrzelin tworzą hałdy i stożki usypiskowe. Gdy w transferze zwietrzelin bierze udział woda, powstają stożki napływowe i usypiskowo-napływowe, a procesem dominującym są spływy gruzowe (ryc. 4). W warunkach paraglacjalnych, tzn. gdy na stokach wolnych od lodu, ale położonych w pobliżu zanikającego lodowca, przy obecności długo zalegających płatów śniegu i działalności lawinowej, przy zmiennych warunkach termicznych i obecności zmarzliny, powstają formy wałów usypiskowych, zwanych niwalnymi, lub lodowców gruzowych. Dla takich form zlokalizowanych w najwyższych częściach kotłów lodowcowych M. Klimaszewski (1988) wprowadził wspólny termin „wały moren zsyypiskowych”.



Ryc. 3. Profil pięciocłonowego stoku skalnego z elementami ścian skalnych opadający z Żółtej Turni do dna kotła lodowcowego Czarnego Stawu Gąsienicowego (wg. Kotarba i in. 1983, 1987). 1 – powierzchnia stoku skalnego z elementami ściany skalnej; 2 – powierzchnia skalna z pokrywą blokową; 3 – powierzchnia stoku denudacyjnego, richterowskiego; 4 – stok gruzowy; 5 – wał moreny bocznej

Fig. 3. Five segments of rocky slope ridge crest from Żółta Turnia Mt to glacial valley bottom (after Kotarba et al 1983, 1987). Rocky slope with rockwall segments; 2 – debris-mantled slope; 3 – Richter denudation slope; 4 – talus slope; 5 – lateral moraine

W górnej części Doliny Suchej Wody, w kotłach lodowcowych Stawów Gąsienicowych i Czarnego Stawu Gąsienicowego A. Kotarba (1991–1992) rozpoznał dwa reliktywne lodowce gruzowe – lodowiec gruzowy Dwoistego Stawu i Dubrawisk (ryc. 1). Obydwie formy są zlokalizowane w obrębie stoków gruzowych, eksponowanych ku NW i W na kontakcie między stokami zbudowanymi z pokryw grawitacyjnych, a dnem doliny wypełnionym pokrywami morenowymi. Obydwa lodowce gruzowe są uformowane z materiału przemieszczonego i zdeponowanego w strefie wałów moren bocznych, a nawet częściowo na nie nałożonych i stanowią marginalny element rzeźby deglacacyjnej. Zapewne powstały wskutek przemieszczenia pokrywy gruzowej w warunkach przemarzniętego podłoża w schyłkowej fazie zlodowacenia. W obydwu przypadkach kierunek ruchu masy gruzowo-lodowej był prostopadły do ruchu masy lodowcowej i objął frakcję blokową, nawet o średnicy kilku metrów w przypadku formy przy Dwoistym Stawie. Powstanie tej formy można wiązać z fazą recesyjną SW4 (gschnitz). W dolinie Pańszczyca został rozpoznany reliktywny lodowiec gruzowy u podnóża stoku opadającego z Wierchu pod Fajki (ryc. 1 i 4). Wyraźna forma jęzora gruzowego występuje u podnóża ściany skalnej uformowanej w strefie spękań masywu krystalicznego, w obrębie grzbietu łączącego Żółtą Turnię z Granatami. System spękań sprzyja produkcji zwietrzelin gruzowych i formowaniu rozległych stoków usypiskowych i obrywowych. Z tych zwietrzelin został uformowany jęzor



Ryc. 4. Mapa geomorfologiczna obszaru źródłowego Doliny Pańszczycy (wg. Kotarba 1992a). 1 – ściana skalna lub stok skalny; 2 – stok skalny z pokrywą gruzową; 3 – stok blokowy; 4 – grzbiet skalisty, ostry; 5 – grzbiet zaokrąglony; 6 – załom wypukły na ścianie skalnej lub stoku skalnym; 7 – grzbiet wąski, z częściową pokrywą gruzową i murawą alpejską; 8 – załom wypukły, zaokrąglony na ścianie skalnej lub stoku skalnym; 9 – wierzchołek ostry skalisty; 10 – spłaszczenie grzbietowe z glebami poligonalnymi; 11 – stok piargowy usypiskowy; 12 – stok gruzowy aluwialny; 13 – stożek gruzowy aluwialny; 14 – stok gruzowy, obryw lub zsuw skalny, holoceni; 15 – stok gruzowy, obryw lub zsuw skalny, późnoglacialny; 16 – stożek lawinowy; 17 – stok gruzowy późnoglacialny (paraglacialny?); 18 – główne źródła dostawy materiału obrywowego (nisze obrywów); 19 – żleb skalny; 20 – rynny spływów gruzowych z wałami bocznymi i językami końcowymi; 21 – wyraźny wał morenowy; 22 – zagłębienie bezodpływowe w utworach morenowych; 23 – wał niwalny; 24 – reliktowy lodowiec gruzowy

Fig. 4. Geomorphological map of the uppermost part of the Pańszczyca Valley (after Kotarba 1992). 1 – rockwall or rocky slope; 2 – debris-mantled slope; 3 – block slope; 4 – sharp, rocky ridge; 5 – rounded ridge crests; 6 – convex break on rockwall/rocky slope; 7 – narrow rocky ridge crest partly covered by debris and alpine vegetation; 8 – convex rounded break above rockwall or rocky slope; 9 – sharp, rocky summit; 10 – mountaintop detritus with sorted polygons; 11 – rockwall gravity-sorted talus slope; 12 – alluvial talus slope; 13 – alluvial talus cone; 14 – rockslide/rockfall slope (Holocene); 15 – rockslide/rockfall slope related to lateglacial period; 16 – avalanche cone; 17 – rockslide/rockfall slope related to lateglacial period; 18 – rockfall route; 19 – rocky gorge; 20 – debris-flow track; 21 – distinct moraine ridge; 22 – undrained depression within glacial drift deposits; 23 – protalus rampart; 24 – relict rock glacier

gruzowy o stromym czole i czytelnych granicach bocznych, który wypełnił dno doliny, grzebiąc morenę denną i recesyjną P6 (egesen). Odróżnienie form reliktowych lodowców gruzowych od klasycznej rzeźby deglacacyjnej często jest bardzo trudne lub nawet niemożliwe. J. Dzierżek i J. Nitychoruk (1986) uważali, że lodowce gruzowe były dominującym elementem rzeźby deglacacyjnej w Dolinie Suchej Wody. Późniejsze szczegółowe kartowanie geomorfologiczne wykazało, że zespoły form moren czołowych recesyjnych oraz moren bocznych znaczących zasięgi postojowe lodowców późnowürmskich powyżej schroniska „Murowaniec”, nie mają cech przypisywanych lodowcom gruzowym (Kotarba 1991–1992).

WSPÓŁCZESNE FORMOWANIE RZEŻBY

Współczesne przekształcenia rzeźby systemu dolinnego Suchej Wody i Pańszczycy są uwarunkowane zróżnicowaną budową geologiczną, wysokościowym zróżnicowaniem elementów klimatu i zespołów roślinnych. W obrębie pięter geoekologicznych występują zespoły procesów rzeźbotwórczych o typie umiarkowanym (sekularne) oraz procesy krótkotrwałe, wysokoenergetyczne – ekstremalne. Różnice w litologii skał podłoża, zróżnicowanie mikro- i mezoklimatyczne związane z ekspozycją i nachyleniem stoków sprawiają, że różne są zespoły procesowe oraz ich intensywność. M. Kłapa (1980) wyróżnił 4 pory morfogenetyczne w otoczeniu Hali Gąsienicowej; niwalną, niweopluwialną, pluwialną i pluwioniwalną. Różnią się zespołami procesów modelujących rzeźbę, a więc decydują o tempie jej współczesnej ewolucji w nawiązaniu do reżimu termiczno-opadowego. Wskaźniki ilościowe określające tempo współczesnych procesów, uzyskane na podstawie wieloletnich badań monitoringowych w Stacji Badawczej IGiPZ PAN na Hali Gąsienicowej pokazują, że szczególnie intensywnymi procesami są te, które zależą od obfitości wody pochodzącej z opadów deszczowych i tajania pokrywy śnieżnej. W dnach kotłów i żłobów lodowcowych odpływ śródpokrywowy przeważa nad powierzchniowym, a woda gubi się wśród grubofrakcyjnych osadów. Okresowy liniowy spływ powierzchniowy odbywa się tylko podczas ekstremalnych opadów o dużej wydajności i intensywności. Wtedy spływy gruzowe transportują luźny gruz w żlebach skalnych oraz wycinają rynny korazyjne w stokach gruzowych, a u podnóży stoków tworzą się stożki torencjalne lub systemy rynien, jęzorów i wałów gruzowych. Transportowany materiał gruzowy i woda jako medium prowadzą na stokach do dalszego rozwoju już istniejących form rzeźby lub tworzenia nowych zespołów form. Transport zwietrzelin stokowych w kotłach lodowcowych jest dodatkowo modyfikowany działalnością procesów towarzyszących długo zalegającym, wieloletnim płatom śnieżnym zwanych niwacją (Rączkowska 1992). Rzeźbotwórcza rola niwacji jest niewielka w porównaniu z wysokoenergetycznymi procesami stokowymi.

Denudacji mechanicznej towarzyszy denudacja chemiczna. W częściach zlewni zbudowanych ze skał węglanowych mówimy o denudacji krasowej. System szczelin i pustek krasowych bierze początek w ponorach krasowych istniejących w Dolinie Suchoj Wody i Pańszczycy i przekracza granice wododziałów. Badania znacznikowe wód w ponorach Potoku Pańszczycykiego w wysokości ok. 1430 m n.p.m. wykazały, że istnieje podziemny system odwodnienia w kierunku północno-zachodnim do wywierzyska Olczyskiego. Odległość w linii prostej pomiędzy strefą ponorową a wypływem w wywierzysku Olczyskim wynosi 3250 m (Dąbrowski, Głazek 1968; Barczyk 2008). Inny system podziemnego krążenia wód i denudacji chemicznej istnieje w strefie ponorowej Stawu Litworowego w zlewni Suchoj Wody. Barwienie wód w ponorach pokazało, że istnieje podziemne odwodnienie do systemu jaskini Kasprowej i wywierzyska Goryczkowego w zlewni Potoku Bystra. W tym przypadku droga podziemnego krążenia w linii prostej wynosi 1050 m (Barczyk 2008).

Wielka praca geomorfologiczna jest wykonywana przez procesy erozyjne na stokach wysokogórskich pod wpływem ekstremalnych opadów atmosferycznych. W sierpniu 1988 roku, gdy na stacji meteorologicznej na Kasprowym Wierchu zanotowano dobowy opad 118,7 mm, a godzinowa suma opadu wynosiła 44 mm (10,5 mm/10 min), na północnym skłonie Skrajnej Turni powstały w ciągu kilku minut rynnny erozyjne o głębokości do 4 m i szerokości 8 m wycięte w grubofrakcyjnych utworach budujących stok gruzowy. W trzech utworzonych rynnach, ponad Zielonym Stawem Gąsienicowym i Czerwonym Stawkiem, zostało wyerodowane i przemieszczone około 6500 m³ gruzu (Kotarba 1994).

Uważano do niedawna, że najmniejszym przekształceniom podlegają koryta wycięte w grubofrakcyjnych, plejstocenijskich utworach morenowych i glacialuwalnych w środkowych odcinkach dolin. Jednak podczas zdarzeń hydrometeorologicznych o ekstremalnych parametrach, które wystąpiły w ostatnich 20 latach, udowodniono, że jest wykonywana wielka praca geomorfologiczna również w średniogórskiej (reglowej) części systemu dolinnego. W 1997 roku, w dniach 5–7 lipca stacje na Hali Gąsienicowej i Kasprowym Wierchu zarejestrowały opady odpowiednio 89,3 mm i 100,5 mm, a w następnym dniu, tj. 8 lipca dobowy opad na Hali Gąsienicowej wynosił 223,5 mm. Wtedy w dolinie Suchoj Wody, w odcinku o długości 2,5 km, tj. od połączenia Potoku Sucha Woda z Potokiem Pańszczycykim do wylotu z Tatr, koryto zostało przemodelowane na całej swej szerokości. Bloki o maksymalnej średnicy do 2 m podlegały transportowi na odległość 20–30 m w stosunku do miejsca swego pierwotnego położenia. Pokrywy zwietrzelinowo-glebowe na zalesionych stokach ulegały w tym czasie pełnemu nasyceniu, a to doprowadziło do ich upłynniania, aż do podłoża skalnego i powstawania złazisk, spływów ziemnych i osuwisk. Procesy stokowe zasilają przemieszczanym materiałem dno doliny głównej i tworzyły liczne stożki napływowe

zbudowane z materiału mineralnego zmieszanego z drzewami powalonymi i przemieszczonymi wraz z upłynnioną masą gruzowo-glebową (Kotarba 1998). Potok Sucha Woda podcinał brzegi zbudowane z materiału morenowego. Wskutek bocznego poszerzania koryta stok morenowy amfiteatru Toporowych Stawów został cofnięty o kilka metrów, a droga jezdna z Brzeziny na Halę Gąsienicową na długości około 30 m, biegnąca na wysokości 6 m nad korytem, uległa całkowitemu zniszczeniu, gdy brzeg cofnął się o 10 m. Kubatura materiału wyerodowanego w tym odcinku drogi wyniosła około 1400 m³.

Te dwa przykłady efektów rzeźbotwórczych uwarunkowanych krążeniem wody w warunkach ekstremalnych w wysokogórskiej oraz średniogórskiej części Doliny Suchoj Wody dobrze ilustrują zjawisko współczesnego tworzenia rzeźby w obrębie form starszych – plejstoceniowych, późnoglacialnych i holoceniowych. Współczesna transformacja rzeźby systemu dolinnego Suchoj Wody i Pańszczyca odbywa się poprzez działanie powolnych, sekularnych procesów obejmujących całą rzeźbę oraz krótkookresowych procesów ekstremalnych. Te drugie tworzą spektakularne zespoły form, które są trwale włączone do istniejącej rzeźby. Badania lichenometryczne pokazały, że liczne generacje form w obrębie stoków gruzowych, zwłaszcza spływów gruzowych, pochodzą z małej epoki lodowej. W kotle lodowcowym Czarnego Stawu Gąsienicowego i w Dolinie Pańszczyca stwierdzono, że rynny spływów gruzowych uformowanych w drugiej połowie XIX wieku, osiągały znacznie większe rozmiary niż rynny formowane współcześnie (Kotarba 1992a; Kotarba, Pech 2002).

LITERATURA

- Alth A., 1879, *Sprawozdanie z badań geologicznych przedsięwziętych w r. 1878 w Tatrach galicyjskich*, Sprawozdanie Komisji Fizjograficznej, 13, s. 243–263.
- Ballantyne C. K., 2002, *Paraglacial geomorphology*, Quaternary Science Rev. 21, s. 1935–2017.
- Barczyk G., 2008, *Tatrzańskie wywierzyska. Krasowe systemy wywierzyskowe Tatr Polskich*, Wyd. TPN, 178 ss.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1993, *Późnoglacialne i holoceniowe osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach*, [w:] *Z badań fizyczno-geograficznych w Tatrach*, Dokum. Geogr. IG i PZ PAN, 4-5, s. 9–30.
- 2001a, *Deglacjacja Doliny Suchoj Wody w Tatrach Wysokich*, [w:] *Funkcjonowanie geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych – monitoring, ochrona, edukacja*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 73–84.
- 2001b, *Deglaciation in the Sucha Woda and Pańszczyca valleys in the Polish High Tatras*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 35, s. 7–38.
- Dąbrowski T., Głazek J., 1968, *Badania przepływów krasowych we wschodniej części Tatr Polskich*, *Speleologia*, 3, (2), s. 85–98.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., 1986, *Types of fossil rock glaciers in the Polish High Tatra Mts.*, *Bull. Polish Academy of Sciences, Earth Sciences.*, 34, 4, s. 409–418.

- Dzierżek J., Nitychoruk J., Zreda-Gostyńska G., Zreda M., 1999. *Metoda datowania kosmogenicznym izotopem ^{36}Cl – nowe dane do chronologii glacialnej Tatr Wysokich*, Przegląd Geologiczny, 47, 11, s. 987–992.
- Głazek J., Wójcik Z., 1963, *Zjawiska krasowe wschodniej części Tatr Polskich*, Acta Geologia Polonica, 13, 1, s. 91–124.
- Granoszewski W., Derkacz M., Wójcik A., 2008, *Stanowisko 6: Toporowe Stawy – Geneza i wiek zagłębień wytopiskowych w północnej części Doliny Suchej Wody*, [w:] XV Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski, Plejstocen Tatr i Podhala – zlodowacenia tatrzańskie, Zakopane, 1–5 września 2008, PiG, s. 189–192.
- Halicki B., 1930, *Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr*, Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 5, s. 377–534.
- 1951, *Regionalna geologia Polski I, Karpaty, Stratygrafia*, s.181–200.
- Klimaszewski M., 1960, *On the influence of preglacial relief on the extension and development of glaciation of mountainous regions*, Przegl. Geogr., 32, suppl., s. 41–49.
- 1985, *Geomorfologia*, Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego, Kraków-Zakopane.
 - 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa, 668 ss.
- Kłapa M., 1980, *Procesy morfogenetyczne i ich związek z sezonowymi zmianami pogody w otoczeniu Hali Gąsienicowej w Tatrach*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 4, 55 ss.
- Kondracki J., 1986, *Changements de l'environnement dans les Tatras au postglaciaire d'après les recherches paléolimnologiques*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 20, s. 37–47.
- Kotarba A., 1998, *Morfogenetyczna rola opadów deszczowych w modelowaniu rzeźby Tatr podczas letniej powodzi w roku 1997*, [w:] *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – III*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 12, s. 9–23.
- 1991–1992, *Reliktowe lodowce gruzowe jako element deglacji Tatr Wysokich*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 25–26, s. 133–150.
 - 1992a, *Natura environment and landform dynamice of the Tatra Mountains*, Mountain Research and Development, 12, 2, s. 104–129.
 - 1992b, *Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych*, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, Prace Geogr. IG i PZ PAN, 155, s. 191–208.
 - 1994, *Geomorfologiczne skutki katastrofalnych letnich ulew w Tatrach Wysokich*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geogr., 27, 92, s. 21–34.
- Kotarba A., Kłapa M., Rączkowska Z., 1983, *Procesy morfogenetyczne kształtujące stoki Tatr Wysokich*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 1, 83 ss.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*, Geographical Studies, Spec. Issue 3, 106 ss.
- Kotarba A., Król K., Rutkowski J., 2000, *Wietrzenie granitów tatrzańskich w świetle badań młotkiem Schmidta*, Sprawozdania z posiedzeń Komisji Naukowych, Oddział PAN w Krakowie, 42/2, s. 142–143.
- Kotarba A., Pech P., 2002, *The recent evolution of talus slopes in the High Tatra Mountains (with the Pańszczyca valley as example)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 36, s. 69–76.
- Lukniś M., 1973, *Relief Vysokych Tatier a ich predpolia*, VEDA, 367 ss.
- Obidowicz A., 1975, *Entstehung und Alter einiger Moore im nördlichen Teil der Hohen Tatra*, Fragm. Flor. et Geobot, 21, 3, s. 289–323.
- Partsch J., 1923, *Die Hohe Tatra zur Eiszeit*, Leipzig, 220 ss.

Rączkowska Z., 1992, *Niektóre aspekty niwacji w Tatrach Wysokich*. Prace Geogr. IGPZ PAN, 155, s. 209–223.

Rehmann 1893, *Eine Moränenlandschaft im der Hohen Tatra und andere Gletscherspuren diesen Gebirges*, Mitt. Geogr. Ges. Wien, 36.

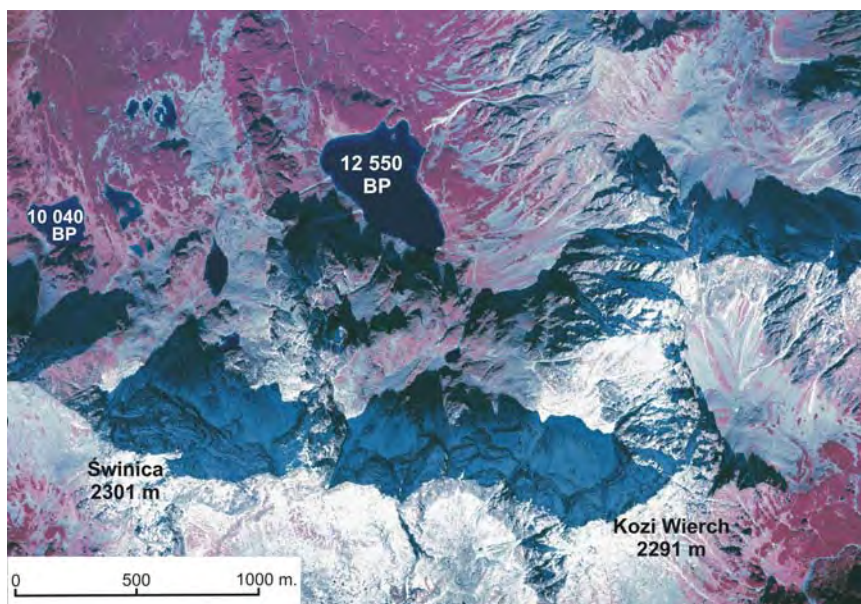
Romer E., 1929, *Tatrzańska epoka lodowa*, Prace Geogr. E. Romera, 11, 186 ss.

Adres Autora:

Adam Kotarba

Zakład Badań Geośrodowiska
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego
Polska Akademia Nauk
ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków

e.mail: kotarba@zg.pan.krakow.pl



Fot. 1. Zdjęcie lotnicze obszaru wododzielnego dolin Suchoj Wody i Pańszczycy, od Świnicy po Buczynowe Turnie, wersja w podczerwieni. Podany wiek najstarszych osadów limnicznych w Zielonym Stawie Gąsienicowym i Czarnym Stawie Gąsienicowym w tysiącach lat (BP) © www.GoogleEarth.com, Eurosense s.r.o, 2003

Photo 1. Infrared orthophoto map of the Sucha Woda divide, from Świnica Mt to Buczynowe Turnie ridge. The oldest radiocarbon age (BP) of lacustrine deposits in the Zielony Staw Gąsienicowy Lake and Czarny Staw Gąsienicowy Lake. ©www.GoogleEarth.com, Eurosense s.r.o. 2003



Fot. 2. Zbocza żłobu lodowcowego opadające z grzbietu Wielkiej Koszystej do Doliny Pańszczycy. Zasięg podcięcia lodowcowego pokrywa się z zasięgiem kosodrzewiny i wyznacza elementy rzeźby modelowanej przez procesy peryglacjalnej (powyżej) i lodowcowe (poniżej). W żłebach widoczne świeże spływy gruzowe

Photo 2. The slope of glacial trough Wielka Koszysta ridge in the Pańszczyca Valley. Extent of glacial trimline is marked by dwarf pine (photo Kotarba 1992). Periglacial relief in the upper section of the slope

WSPÓŁCZESNE PROCESY MORFOGENETYCZNE

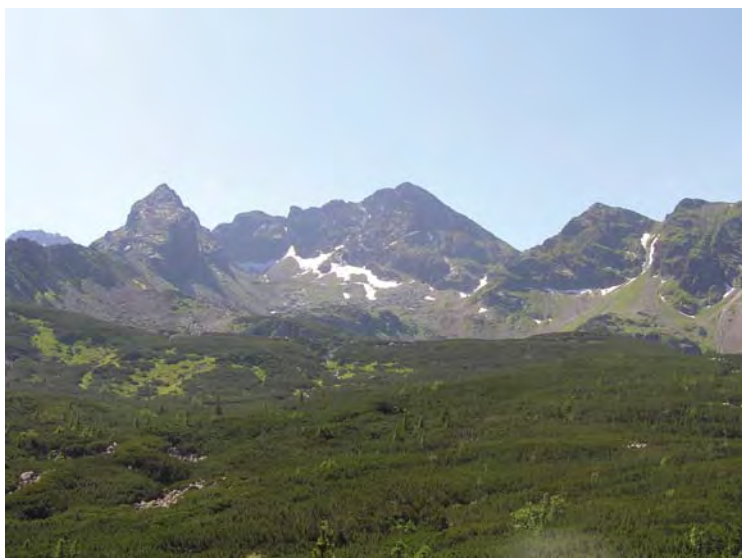
Zofia Rączkowska

WARUNKI DZIAŁANIA PROCESÓW

Rzeźba Doliny Suchej Wody oraz jej współczesne przemiany są przedmiotem badań od ponad 60 lat, od kiedy działa Stacja Badawcza nosząca dziś imię M. i M. Kłapów, Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk na Hali Gąsienicowej. Obszar ten jest zatem wyjątkowy w skali całych Tatr, gdyż wiele wskaźników dotyczących współczesnych procesów rzeźbotwórczych zostało określonych na podstawie badań właśnie w tym terenie.

Przebieg i przestrzenne zróżnicowanie procesów w górach wysokich nawiązuje do piętrowości geoekologicznej. Dolina Suchej Wody leży w obrębie czterech pięter geoekologicznych – leśnego, subalpejskiego, alpejskiego i subniwalnego. Zróżnicowanie zespołu procesów morfofenetycznych powodujących współczesne przemiany rzeźby oraz ich przebiegu i intensywności zależą także od cech rzeźby obszaru, która podlega modelowaniu. Górna część doliny ma rzeźbę typowo alpejską – glacialną, z charakterystycznym układem: ściana skalna-stok usypiskowy u podnóża (ryc. 1). Znacznie rzadziej występują tutaj stoki skalne (np. zachodnie stoki grzbietu Koszystej) lub stoki z pokrywą zwietrzelinową (Beskid, Uhrocie Kasprowe). Takie stoki występują natomiast w dolnej części Doliny Suchej Wody, która ma rzeźbę erozyjno-denudacyjną (ryc. 2). Dna dolin Pańszczycy i Suchej Wody na całej długości wyścielone są osadami glacialnymi i fluwioglacialnymi.

Współczesne modelowanie rzeźby zależy również od cech pokryw stokowych. W górnej części Doliny Suchej Wody zbudowanej ze skał krystalicznych, w składzie granulometrycznym pokryw przeważa słabo upakowany gruz skalny z niewielką ilością drobnego materiału, w części regłowej zlewni udział frakcji drobnych jest większy. Zróżnicowana jest także miąższość pokryw, od zerowej na stokach skalnych, przez kilkadziesiąt cm na stokach z pokrywą gruzową – np. Uhrocia Kasprowego (Rączkowska 2008), do kilkunastu metrów na stokach gruzowych w otoczeniu cyrków glacialnych (Gądek i in. 2010) i kilkadziesiąt metrów w dnach dolin.



Ryc. 1. Widok na górną część Doliny Suchoj Wody

Fig. 1. The upper part of the Sucha Woda Valley

Górna granica lasu leżąca na wysokości 1500 m n.p.m. (ryc. 2) jest w przybliżeniu zbieżna z granicami części doliny o różnym typie rzeźby odziedziczonej i dziedzin morfoklimatycznych. W strefie ponad górną granicą lasu panuje klimat określany mianem klimatu peryglacjalnego. W tym obszarze w ciągu roku występuje około 90 dni, w których występują przejścia przez zero temperatury powietrza. Grunt jest zamrożony od grudnia do maja, w piętrze alpejskim do głębokości 0,5 m. Liczba oscylacji temperatury gruntu wokół zera w warstwie powierzchniowej (do 5 cm) waha się w poszczególnych latach od 1 do 34 w ciągu jednego sezonu jesiennego lub wiosennego (Baranowski i in. 2005). Klimat ten jest wystarczająco surowy, aby możliwe było występowanie płatów wieloletniej zmarzliny, powyżej 1930 m n.p.m. na stokach północnych (Mościcki, Kędzia 2002; Dobiński 2004, Kędzia 2005).

Ponadto strefa wysokościowa od 1400 do 2000 m n.p.m. na północnych stokach Tatr otrzymuje, głównie latem, największą ilość opadów (Hess 1974; Cebulak 1983; Niedźwiedź 2003). Maksymalny opad dobowy o wysokości 300 mm zanotowano na Hali Gąsienicowej 30 czerwca 1973 roku, a najwyższe sumy kilkudniowych opadów w lipcu 1934 r. (422 mm w ciągu 3 dni) i w lipcu 2001 roku (500 mm w ciągu 11 dni) (Niedźwiedź 2003).



Ryc. 2. Widok na dolną część Doliny Suchoj Wody
 Fig. 2. The lower part of the Sucha Woda Valley

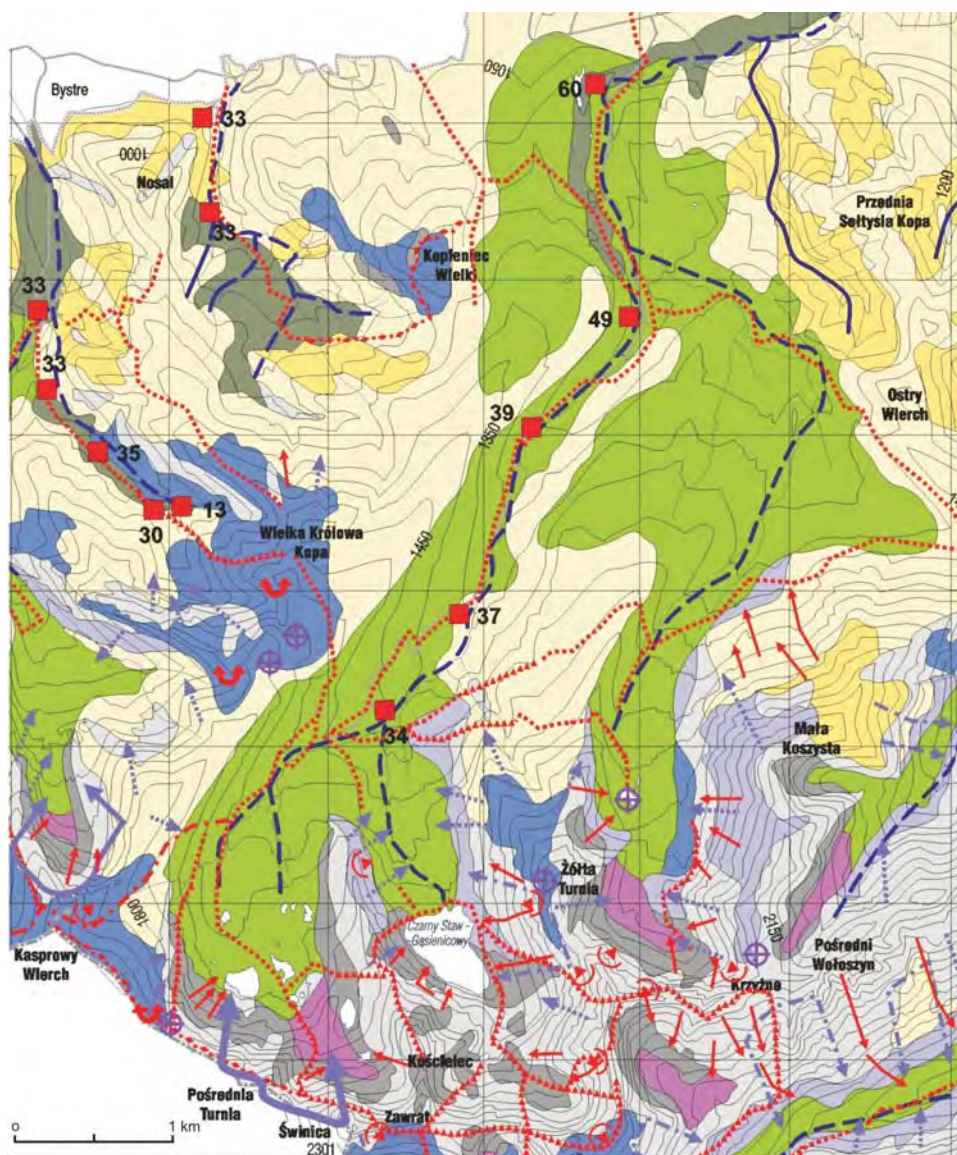
PROCESY GEOMORFOLOGICZNE – PRZEBIEG I SKUTKI

W Dolinie Suchoj Wody i Pańszczycy możemy obserwować działania niemal wszystkich procesów rzeźbotwórczych, które współcześnie przekształcają rzeźbę Tatr. W różnych częściach obszaru tworzą one różne zespoły. Działanie procesów można charakteryzować w oparciu o cechy morfologiczne powierzchni stoku oraz o dane uzyskane z pomiarów. Wskaźniki intensywności procesów przedstawia tabela 1.

Tabela 1. Intensywność procesów morfogenetycznych określona na podstawie wieloletnich pomiarów w Dolinie Suchoj Wody.

K – piętro subalpejskie, H – piętro alpejskie

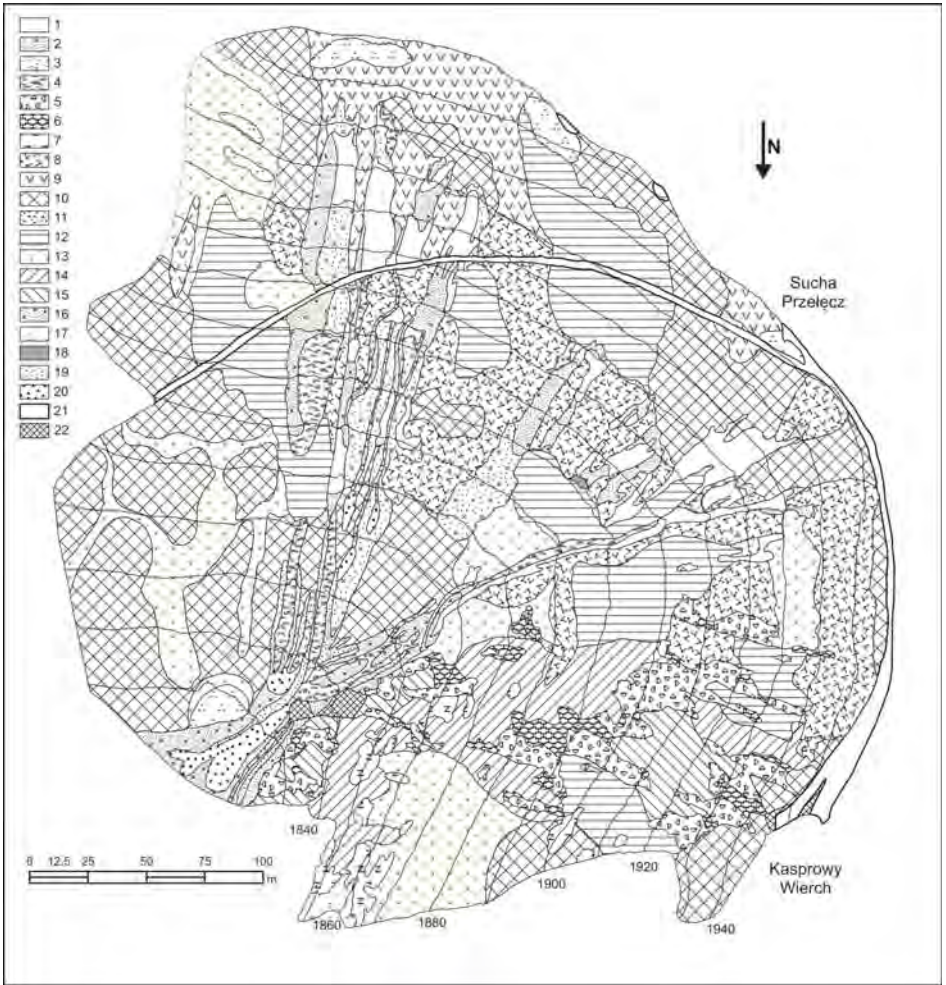
Proces	Wskaźniki tempa procesów w piętrach		Autor
	K	H	
Denudacja chemiczna ($t \cdot km^{-2} \cdot rok^{-1}$)	10,3–10,9	10,2–10,4	Kot (1996)
Cofanie ścian skalnych ($mm \cdot rok^{-1}$)	0,0004	2,5	Kotarba i in. (1987)
Spęływanie i soliflukcja ($cm \cdot rok^{-1}$)	0,1–0,3	0,3–2,0	Baranowski i in. (2005)
Orające głazy ($cm \cdot rok^{-1}$)	2,7		Kotarba i in. (1983)
Lód włóknisty ($cm \cdot rok^{-1}$)	38		Gerlach (1959)
Deflacja ($g \cdot m^{-2} \cdot rok^{-1}$)	87,9; maks. 163,7		Izamiłow (1984a)
Depozycja eoliczna ($g \cdot m^{-2} \cdot rok^{-1}$)	1–265		Izamiłow (1984b)
Akumulacja na stokach usypiskowych przy płatach ($cm \cdot rok^{-1}$)		0,03–0,06	Rączkowska (1999)
Akumulacja na stokach gruzowych ($mm \cdot rok^{-1}$)		0,2–24	Kotarba i in. (1983)
Erozja niwalna ($cm \cdot rok^{-1}$)	0-5	0,05–4,2	Rączkowska (1993)



1	4	7	10	13	17	16	19	22
2	5	8	11	14	17	17	20	23
3	6	9	12	15	18	21	24	

Ryc. 3. Mapa współczesnych procesów geomorfologicznych (Kotarba 2002, zmieniona). Obszary morfodynamiczne modelowane przez: 1 – odpadanie i obrywanie, zsuwanie gruzu i korazję, erozję i transport lawinowy, spływy gruzowe; 2 – grawitacyjną akumulację gruzu, spływy gruzowe, zsuwanie gruzu i korazję, akumulację lawinową, sufozję, niwację; 3 – sufozję, spływy gruzowe lub gruzowo-błotne, akumulację lawinową; 4 – procesy kriogeniczne, niwację, spływy gruzowo-błotne, deflację i akumulację eoliczną, spłukiwanie, erozję i transport lawinowy; 5 – niwację, grawitacyjną i zmywową akumulację gruzu, procesy kriogeniczne, akumulację lawinową, sufozję; 6 – zsuwanie i osuwanie, sufozję, denudację wykrotową; 7 – osuwanie i zsuwanie, denudację wykrotową; 8 – sufozję, spłukiwanie, splezywanie; 9 – sufozję, spłukiwanie, akumulację lawinową. Obszary szczególnego modelowania przez lawiny o częstotliwości występowania (wg. K. Chomicza 1957): 10 – 0,0–0,5 lawiny/rok; 11 – 0,6–1,0 lawiny/rok; 12 – 1,6–2,0 lawiny/rok; 13 – powyżej 2,0 lawin/rok; 14 – koryta rzeczne modelowane przez erozję włąbną o małym natężeniu; 15 – koryta rzeczne wycięte w pokrywie pełniące funkcję transportową lub erozyjną; 16 – frakcja maksymalna rumowiska (cm) transportowana podczas wezbrań katastrofalnych (np. dnia 01.07.1973); 17 – ważniejsze miejsca występowania świeżych form grawitacyjnych; 18 – ważniejsze miejsca występowania mikroreliefu kriogenicznego; 19 – ważniejsze miejsca występowania mikroreliefu deflacyjnego; 20 – spływy gruzowe świeże (stan 1994). Drogi i ścieżki turystyczne przekształcone przez: 21 – spłukiwanie powierzchniowe i liniowe, lód włóknisty; 22 – spłukiwanie powierzchniowe i liniowe, lód włóknisty, ruchy masowe; 23 – procesy grawitacyjne; 24 – spłukiwanie powierzchniowe i liniowe, lód włóknisty, ruchy masowe i deflację

Fig. 3. Map of the present-day geomorphic processes (after Kotarba 2002, changed). Morphodynamic areas modelled by: 1 – rockfall, debris sliding and corasion, avalanche erosion and transport, debris flows; 2 – accumulation of debris delivered by gravitational processes, debris flows, debris sliding and corasion, accumulation of debris delivered by avalanches, piping, nivation; 3 – piping, debris flows or mud flows, accumulation of debris delivered by avalanches; 4 – cryogenic processes, nivation, debris flows or mud flows, deflation and aeolian accumulation, sheetwash, avalanche erosion and transport; 5 – nivation, accumulation of debris delivered by gravitational processes and sheetwash, cryogenic processes, accumulation of debris delivered by avalanches, piping; 6 – creeping and sliding, piping, fallen tree driven denudation; 7 – sliding and creeping, fallen tree driven denudation; 8 – piping, sheetwash, creeping; 9 – piping, sheetwash, accumulation of debris delivered by avalanches. Areas strongly modelled by avalanches, occurring with frequency (after K. Chomicz 1957): 10 – 0.0-0.5 avalanche*year⁻¹; 11 – 0.6-1.0 avalanche*year⁻¹; 12 – 1.6-2.0 avalanche*year⁻¹; 13 – > 2.0 avalanche*year⁻¹; 14 – stream channel modeled by deep erosion of low intensity; 15 – stream channel cut in alluvia modeled by transportation and erosion; 16 – maximum size of fraction (in cm) transported during extreme floods (for example at 01.07.1973); 17 – fresh gravitational forms; 18 – cryogenic microrelief; 19 – deflation microrelief; 20 – fresh debris flows (in 1994). Touristic routs and trails modeled by: 21 – sheetwash and rill erosion, needle ice activity; 22 – sheetwash and rill erosion, needle ice activity, mass movements; 23 – gravitational processes; 24 – sheetwash and rill erosion, needle ice activity, mass movements and deflation



Ryc. 4. Mapa powierzchni morfodynamicznych Kotła Gąsienicowego. 1 – stok modelowany przez procesy erozji, głównie spłukiwanie i erozję liniową (I); 2 – stok modelowany przez procesy erozji, głównie spłukiwanie i erozję liniową, z pojedynczymi kępami trawy; (II), 3 – stok modelowany przez procesy erozji, głównie spłukiwanie i erozję liniową, częściowo ustabilizowany przez roślinność (III); 4 – stok modelowany przez procesy erozji, głównie spłukiwanie i erozję liniową, ustabilizowany przez roślinność (IV); 5 – stok modelowany przez spełzywanie pokryw (II); 6 – stok z pokrywą blokową, modelowany przez spełzywanie warstwy darni i gleby po głazach (II); 7 – stok z pokrywą blokową modelowany przez spełzywanie warstwy darni po głazach (III); 8 – stok modelowany przez spełzywanie i soliflukcję, (III); 9 – stok modelowany przez soliflukcję z wykształconymi terasetkami (II); 10 – stok modelowany przez soliflukcję; (II), 11 – nisze niwalne modelowane przez niwację; 12 – stok gładki, stabilny modelowany przez deflację (III); 13 – stok nieaktywny (IV); 14 – stok stabilny utrwalony kosodrzewiną (IV); 15 – stok stabilny z pokrywą blokową (IV); 16 – stok stabilny z pokrywą blokową, utrwalony przez roślinność w latach 1975–1995 (IV); 17 – stok ze świeżą akumulacją w formie języków spływów gruzowych (II); 18 – stok stabilny z akumulacją w postaci wałów spływów gruzowych (IV); 19 – stok stabilny z akumulacją w postaci języków spływów gruzowych (IV); 20 – akumulacja na stożkach i równinie napływowej (IV); 21 – stok modelowany przez procesy erozji i akumulacji antropogenicznej (II); 22 – obiekty turystyczne. Cyfry w nawiasie oznaczają intensywność modelowania stoku w skali od I do IV (Rączkowska, 1999a, 2008)

Fig. 4. Morphodynamic map of the Kocioł Gąsienicowy area. 1 – slope modelled by erosional processes, mainly sheetwash and rill erosion (I); 2 – slope modelled by erosional processes, mainly sheetwash and rill erosion with single clumps of Grass (II); 3 – slope modelled by erosional processes, mainly sheetwash and rill erosion, partly stabilized by vegetation (III); 4 – slope modelled by erosional processes, mainly sheetwash and rill erosion, stabilized by vegetation (IV), 5 - slope modelled by creeping of weathering cover (II); 6 – slope with block cover modelled by creeping of soil and sward cover over large boulder (II); 7 – slope with block cover modelled by creep of sward cover over large boulder (III); 8 – slope modelled by creeping and solifluction (III); 9 – slope with terracets modelled by solifluction (II); 10 – slope modelled by solifluction, (II); 11 – nival niches modelled by nivation; 12 – smooth stable slope modelled by deflation (III); 13 – inactive slope (IV); 14 – slope stabilized by dwarf pine (IV); 15 – stable slope with block cover (IV); 16 – stable slope with block cover held by vegetation during period 1975-1995 (IV); 17 – slope with fresh accumulation at debris flow levee (II); 18 – slope with fresh accumulation at debris flow levee (IV); 19 – stable slope with accumulation at debris flow tongue (IV); 20 – accumulation on alluvial cone and plain (IV); 21 – slope with anthropogenic erosional and accumulation processes (II); 22 – buildings. Number I to IV denote intensity of slope modelling (Rączkowska 1999a, 2008).

W piętrze powyżej górnej granicy lasu rzeźbę przekształcają głównie procesy kriogeniczne, natomiast w piętrze leśnym powolne ruchy masowe. W Dolinie Suchej Wody można wydzielić trzy obszary morfogenetyczne, co widoczne jest na mapie współczesnych procesów morfogenetycznych A. Kotarby (2002), przedstawiającej ich przestrzenne zróżnicowanie (ryc. 3). Stoki położone w najwyższych piętrach geoekologicznych doliny modelowane są przez procesy kriogeniczne, w tym soliflukcję, działalność lodu włóknistego, niwację, procesy grawitacyjne, eoliczne, erozję wodną i lawinową. Drugi obszar obejmuje stoki w części doliny poniżej górnej granicy lasu, gdzie przeważają ruchy masowe, bez udziału procesów kriogenicznych oraz sufozja i denudacja wykrotowa. W modelowaniu tego obszaru bierze udział także spłukiwanie i erozja linijna. Trzeci obejmuje dna dolin wyściełone materiałem morenowym i fluwioglacjalnym oraz stoki w dolnej części obszaru wykształcone w obrębie wałów morenowych, gdzie przeważa sufozja i spłukiwanie. Rzeźba tego obszaru jest współcześnie stabilna. Wyjątkiem są koryta w dolnym biegu potoków.

Należy jednak dodać, że podobnie jak inne elementy środowiska wysokogórskiego, działanie współczesnych procesów morfogenetycznych cechuje mozaikowość, co widoczne jest na przykładzie stoków w Kotle Gąsienicowym na Kasprowym Wierchu (ryc. 4), pomimo, że ich rzeźba wydaje się być mało urozmaicona.

Na stokach skalnych występujących głównie w otoczeniu cyrków glacialnych w najwyższych piętrach doliny, okruchy skalne powstałe wskutek wietrzenia fizycznego są przemieszczane przez odpadanie, rzadziej obrywy i akumulowane na stokach usypiskowych poniżej, powodując ich nadbudowywanie w tempie do $1 \text{ cm} \cdot \text{rok}^{-1}$. Efektywność procesów wietrzenia i odpadania, podobnie jak korazji, jest bardzo mała, gdyż tempo cofania ścian skalnych nie przekracza $2,5 \text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$ (tab. 1). Stoki skalne są także modelowane przez erozję lawinową i spływy gruzowe.

W obszarze powyżej górnej granicy lasu, na stokach piargowych i na stokach z pokrywą zwietrzelinową (np. Beskid, Uhrocie Kasprowe, Koszysta), zachodzi powolne przemieszczanie pokryw wskutek soliflukcji i działalności lodu włóknistego oraz spełzywania. Najlepsze warunki termiczne gruntu dla procesów soliflukcji występują wiosną przez ok. 2 tygodnie w roku, a dla działalności procesów mrozowych także w jesieni (Baranowski i in. 2005). Na stokach gruzowych znaczenie soliflukcji jest niewielkie ze względu na mały udział drobnej frakcji w składzie frakcyjnym pokryw. Aktywne jest natomiast pełźnięcie gruzu, także przy udziale procesów mrozowych. Tempo tych procesów wynosi na stokach z pokrywą gruzową ok. $2 \text{ cm} \cdot \text{rok}^{-1}$ (tab. 1), a na stokach gruzowych jest jeszcze wolniejsze. Wskutek aktywności soliflukcji i pełźnięcia mrozowego obecnie rozwijają się głównie stopnie terasetek soliflukcyjnych, oraz wyjątkowo niewielkie loby soliflukcyjne, np. pod przełęczą Liliowe. Na stokach z pokrywą zwietrzelinową wymienione powyżej procesy powodują przemieszczanie dużych bloków skalnych, tzw. orających głazów

w dół stoku (tab. 1). Wskutek czego powyżej tych głazów tworzą się niewielkie rynny a ich czoła powstają nabrzmienia. W obszarze powyżej górnej granicy lasu działają także procesy sortowania mrozowego, które w miejscach pozbawionych pokrywy roślinnej prowadzą do powstawania miniaturowych gleb strukturalnych, a w obszarach z pokrywą roślinną do rozwoju tufurów. O ich niewielkiej efektywności świadczy brak aktywnych form gleb strukturalnych o średnicy większej niż kilkanaście centymetrów. Duże reliktywne poligony powstałe w wyniku sortowania, występujące na przełęczy Krzyżne, były formowane w innych niż współczesne warunkach klimatycznych.

W najwyższych piętrach doliny rzeźbotwórczą rolę odgrywa także zespół procesów niwacji, którego skład jest odmienny na stokach z pokrywą zwietrzelinową niż na stokach piargowych (Rączkowska 1997, 1995). W miejscach długiego zalegania płatów śnieżnych niwacja prowadzi do powstania nisz niwalnych. Krawędzie nisz na stokach pokrywowych cofają się w tempie do $5 \text{ cm} \cdot \text{rok}^{-1}$. Na stokach gruzowych, w miejscach chronionych przed akumulacją gruzu dostarczanego ze ścian i stoków skalnych powyżej przez obecność długozalegających lub wieloletnich płatów śnieżnych, także rozwijają się nisz niwalne (tab. 1), a u czoła płatów formowane są wały niwalne, o wysokości do 0,5 m (Rączkowska 1993, 1995, 1999b).

W obszarze ponad górną granicą lasu w modelowaniu rzeźby biorą udział także lawiny gruntowe. Transportują one materiał zwietrzelinowy z grzbietów do podstawy stoku i powolnie zasypują dna dolin glacialnych. Lawiny śnieżne, często większe niż lawiny gruntowe (ryc. 5), nie powodują zmian w rzeźbie.



Ryc. 5. Lawina śnieżna na stokach Uhrocia Kasprowego. Największa udokumentowana lawina w Dolinie Suchoj Wody. Miejsce oderwania zaznaczone linią przerywaną (fot. T. Nodzyński)

Fig. 5. Snow avalanche at the Uhrocie Kasprowe slopes. The largest documented avalanche in the area. Dashed line mark zone of avalanche detachment (photo T. Nodzyński)

Procesy eoliczne działają w całym obszarze doliny, erodując, transportując i akumulując materiał o różnej wielkości (tab. 1). Największą rolę odgrywają w strefie grani i przełęczy, gdzie wskutek ich działania rozwijają się nisze deflacyjne, np. na przełęczy Liliowe. Również w obrębie dna doliny powstają niewielkie blizny deflacyjne. Rozwój tych form jest efektem współdziałania procesów eolicznych z mrozowymi.

Erozja związana z wodą opadową jest w latach przeciętnych niewielka ze względu na budowę pokryw stokowych, ułatwiającą szybką infiltrację wody opadowej. Zmiany w profilach poprzecznych rynien erozyjnych czy rynien spływów gruzowych w takich okresach są wielkości od kilku do kilkunastu centymetrów, ale miejsca erodowane i nadbudowywane w obrębie rynien zmieniają się w czasie. Skutki obu procesów najczęściej znoszą się wzajemnie, co sprawia, że rynny pozostają prawie niezmienione. Wyjątkiem są opady o sumach przekraczających 40 mm i intensywności większej od $1\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}$, uruchamiające spływy gruzowe, które powodują widoczne zmiany w rzeźbie głównie na stokach gruzowych lub stokach skalno-pokrywowych. W efekcie ich działania powstają nowe formy rzeźby – rynny i wały, które najczęściej pozostają trwałym elementem krajobrazu. Spływy należą do procesów odgrywających najważniejszą rolę we współczesnych przemianach rzeźby, także w piętrze peryglacjalnym, powyżej górnej granicy lasu.

W piętrze leśnym występują głównie stoki z pokrywą zwietrzelinową, która ze względu na obecność skał osadowych w podłożu zawiera w swym składzie stosunkowo dużo drobnej frakcji materiału i stoki w obrębie pokryw morenowych. Wśród procesów geomorfologicznych przeważają tu ruchy masowe, głównie splezywanie (ryc. 3). Udział procesów kriogenicznych jest mocno ograniczony. Jedynie w czasie opadów ekstremalnych, rozlewnych o wysokich sumach, takich jak w roku 1997, występują spływy ziemne i płytkie osuwiska, obejmujące całą długość stoku i usuwające zwietrzelinę do litej skały (Kotarba 1998, 1999).

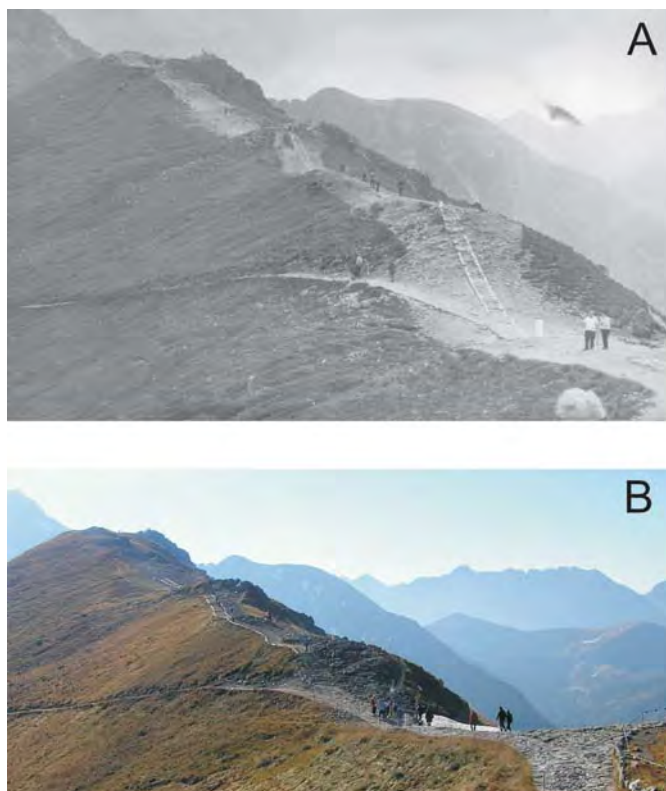
W żadnym z pięter geoeologicznych procesy fluwialne nie modelują w dużym stopniu koryt potoków w przeciętnych warunkach hydrometeorologicznych, nie powodują widocznych zmian w ich morfologii. Podobnie jak w innych dolinach tatrzańskich zachodzi usuwanie drobnego materiału z pokryw i jego transport etapami na przedpole Tatr, głównie w formie rozpuszczonej (Krzemiń 1991). Jedynie w trakcie wezbrań katastrofalnych, np. w roku 1997 w korycie potoku Sucha Woda i Pańszczyca, zachodziła erozja boczna i wgłębna, transport materiału wlezonego i akumulacja, także w formie wałów typu levee. Podobne procesy zachodziły wtedy w korytach potoków reglowych, przy czym akumulacja w formie stożków zachodziła u wylotu dolin (Kotarba 1998, 1999)

WPLYW CZŁOWIEKA NA WSPÓŁCZESNE PRZEMIANY RZEŻBY

Oddziaływanie człowieka na środowisko przyrodnicze Doliny Suchej Wody zachodzi od kilkuset lat, ze zmienną w czasie intensywnością (Mirek 1996). Powodowało ono uruchamianie lub zwiększenie intensywności procesów degradujących stoki, szczególnie duże w okresie wypasu owiec i rozwoju hutnictwa w pobliskich Kuźnicach (ryc. 6). Nisze erozyjne widoczne w Kotle Gąsienicowym na Kasprowym Wierchu (ryc. 4) prawdopodobnie rozwijały się szybciej w tym okresie. Obecnie w znacznej części są one niemal całkowicie ustabilizowane przez roślinność. Chociaż, ze względu na to, że obecnie stoki, na których występują są użytkowane przez narciarstwo, proces stabilizacji nisz jest prawdopodobnie wolniejszy w porównaniu z innymi formami na stokach podobnego typu. Dotychczas nie stwierdzono, aby rozwijały się erozyjne formy rzeźby w wyniku narciarstwa (Rączkowska, Kozłowska 2002).



Ryc. 6. Widok Hali Gąsienicowej w okresie intensywnego wypasu owiec
Fig. 6. The Hala Gąsienicowa area during period of intensive sheep grazing



Ryc. 7. Widok grani Beskidu ze Kasprowego Wierchu: A – rok 1976, B – rok 2011
 Fig. 7. View for the ridge of the Beskid Mt. from the Kasprowy Wierch Mt.: A – year 1976, B – year 2011

Obecnie antropogeniczne oddziaływanie na przebieg i tempo procesów oraz rzeźbę w Dolinie Suchej Wody związane są przede wszystkim z letnim ruchem turystycznym. Dotyczy fragmentów stoku w bezpośrednim sąsiedztwie szlaków turystycznych, gdzie wskutek wydeptywania zdarta jest zwarta pokrywa roślinna. W tej strefie w efekcie naturalnych procesów morfogenetycznych powstają antropogeniczne formy rzeźby. Są to linijne rozcięcia powierzchni stoku o szerokości od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów i głębokości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. W miejscach o szczególnie dużym natężeniu ruchu turystycznego, np. na południowym skłonie wału morenowego zamykającego kocioł Czarnego Stawu Gąsienicowego czy na grani z Suchej Przełęczy na Beskid, rozwijają się formy „powierzchniowe”. Są to fragmenty zdegradowanego stoku o niewyrównanej powierzchni, pozbawionego pokrywy roślinnej i poddanego intensywnej denudacji wskutek całego zespołu procesów naturalnych, wspomaganych mechaniczną erozją spowodowaną przez turystów. W ich obrębie rozwijają się inicjalne, płytkie nisze erozyjne. Fragmenty grani, z których pokrywa zwietrzelinowa została całkowicie usunięta (ryc. 7), zmieniają się w granie skalne (Rączkowska, Kozłowska 2010).

PODSUMOWANIE

Procesy morfogenetyczne działające w dolinie Suchej Wody są zróżnicowane przestrzennie ale także zmienne w czasie. Opady i działalność człowieka są dzisiaj głównymi czynnikami wpływającymi na ich przebieg i skutki morfologiczne, chociaż w obszarze powyżej górnej granicy lasu ważne są także warunki termiczne gruntu. Największą rolę rzeźbotwórczą odgrywają gwałtowne procesy o dużej intensywności – sflwy gruzowe, lawiny, denudacja wykrotowa. Degradacja rzeźby powodowana przez ruch turystyczny, chociaż widoczna, jest ograniczona dzięki regulacjom prawnym Tatrzańskiego Parku Narodowego.

LITERATURA

- Baranowski J., Rączkowska Z., Kędzia S., 2005, *Badania przemarzania gruntu i przemieszczania pokryw w otoczeniu Hali Gąsienicowej*, [w:] K. Krzemień, J. Trepieńska, A. Bokwa (red.), *Rola stacji terenowych w badaniach geograficznych*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, s. 251–262.
- Cebulak E., 1983, *Maximum daily rainfalls in the Tatra Mountains and Podhale Basin*, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geogr.*, 57, s. 337–343.
- Dobiński W., 2004, *Wieloletnia zmarzlina w Tatrach: geneza, cechy, ewolucja*, *Przegl. Geogr.*, 76, 3, s. 327–343.
- Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., 2010, Rączkowska Z., *Struktura wewnętrzna i morfodynamika wybranych stoków gruzowych tatr w świetle wyników pomiarów georadarowych i lichenometrycznych*, [w:] A. Kotarba (red.), *Nauka a Zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem, Materiały IV Konferencji Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek, 14-16.10.2010, Zakopane*, t. 1, Nauki o Ziemi, TPN-PTPNoZ, Zakopane, 2010, s. 55–61.
- Gerlach T., 1959, *Needle ice and its role in the displacement of the cover of waste material in the Tatra Mts.*, *Przegl. Geogr.*, 31, s. 590–605.
- Izmałłow B., 1984a, *Eolian process in alpine belt of the High Tatra Mts., Poland*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 9, 2, s. 143–151.
- 1984b, *Eolian deposition above the upper timber line in the Gąsienicowa valley in the Tatra Mts.*, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geogr.*, 61, s. 43–59.
- Kędzia S., 2005, *Klimatyczne i topograficzne uwarunkowania występowania wieloletniej zmarzliny w Tatrach Wysokich (na przykładzie Koziej Dolinki)*, Praca doktorska, maszynopis, IGiPZ PAN, Kraków.
- Kot M., 1996, *Denudacja chemiczna Tatr Wysokich*, [w:] A. Kotarba (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek, T. 1, Nauki o Ziemi*, TPN-PTPNoZ, Kraków-Zakopane, s. 117–119.
- Kotarba A., 1998, *Morfogenetyczna rola opadów deszczowych w modelowaniu rzeźby Tatr podczas letniej powodzi w roku 1997*, *Dokum. Geogr. IGiPZ PAN*, 12, s. 7–23.
- 1999, *Geomorphic effect of catastrophic summer flood of 1997 in the Polish Tatra Mountains*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 33, s. 101–115.
- 2002, *Współczesne przemiany przyrody nieożywionej w Tatrzańskim Parku Narodowym*, [w:] *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN-PTPNoZ, Kraków-Zakopane, s. 13–19.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system in the Polish Tatra Mountains*, *Geographical Studies IGiPZ PAN, Special issue 3*, 106 ss.

- Kotarba A., Kłapa M., Rączkowska Z., 1983, *Procesy morfogenetyczne kształtujące stoki Tatr Wysokich*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 1, s. 1–82.
- Krzemień K., 1991, *Dynamika wysokogórskiego systemu fluwalnego na przykładzie Tatr Zachodnich*, Rozprawy Habilitacyjne UJ, 215, 160 ss.
- Mirek Z., 1996, *Antropogeniczne zagrożenia i przekształcenia środowiska przyrodniczego*, [w:] *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Tatrzański Park Narodowy, Kraków-Zakopane, s. 595–617.
- Mościcki J., Kędzia S., 2002, *Wieloletnia zmarzlina w Koziej Dolince*, [w:] *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN-PTPNoZ, Kraków-Zakopane, s. 65–69.
- Niedźwiedz T., 2003, *Extreme precipitation events on the northern side of the Tatra Mountains*, *Geographia Polonica*, 76, 2, s. 15–23.
- Rączkowska Z., 1993, *Ilościowe wskaźniki niwacji w Tatrach Wysokich*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 4-5, s. 63–81.
- 1995, *Nivation in the High Tatras, Poland*, *Geografiska Annaler*, 77A, 4, s. 251–258.
 - 1997, *Nivation and its geomorphic significance - examples from the Polish High Tatra and Ortles-Cevedale massif, the Italian Alps*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 31, s. 175–192.
 - 1999a, *Rzeźba stoków w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 174, s. 17–24.
 - 1999b, *Slope dynamics in the periglacial zone of the Tatra Mts.*, *Biuletyn Peryglacjalny*, 38, s. 127–133.
 - 2008, *Stanowisko 2: Kocioł Gąsienicowy – wykształcenie osadów czwartorzędowych w górnej części Doliny Suchej Wody*, [w:] *XV Konferencja stratygrafia plejstocenu Polski, Plejstocen Tatr i Podhala – zlodowacenia tatrzańskie, Zakopane 1–5 września 2008*, PIG, Warszawa, s. 182–185.
- Rączkowska Z., Kozłowska A., 2002, *Odzwierciedlenie wpływów antropogenicznych w wybranych elementach środowiska przyrodniczego otoczenia Kasprowego Wierchu*, [w:] *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN-PTPNoZ, Kraków-Zakopane, s. 403–406.
- *Wpływ turystyki na rzeźbę i roślinność przy ścieżkach w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, [w:] Z. Krzan (red.), *Nauka a Zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem, Materiały IV Konferencji Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek, 14-16.10.2010, Zakopane*, t. 3. Człowiek i środowisko, TPN-PTPNoZ, Zakopane, s. 21–28.

Adres Autora:

Zofia Rączkowska

Zakład Badań Geośrodowiska
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego
Polska Akademia Nauk
ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków

e.mail: raczk@zg.pan.krakow.pl

RZEŹBA I WYBRANE ELEMENTY KLIMATU NAJWYŻEJ POŁOŻONYCH CYRKÓW POŁODOWCOWYCH NA PRZYKŁADZIE KOZIEJ DOLINKI

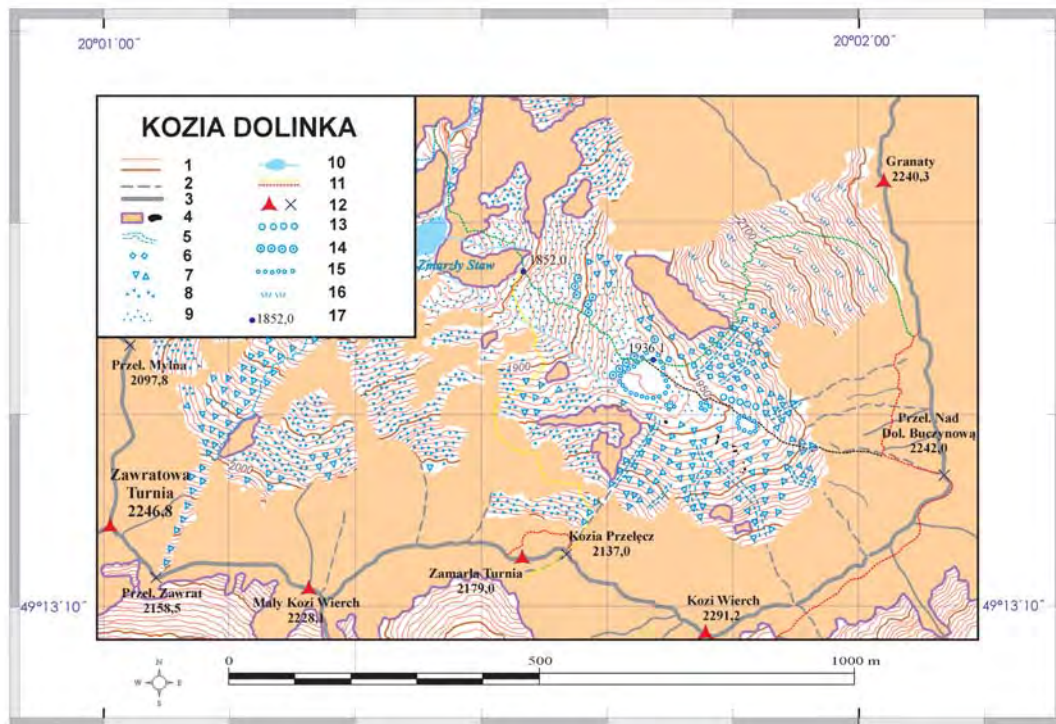
Bogdan Gądek, Mariusz Grabiec, Stanisław Kędzia

W Dolinie Suchej Wody większość wysoko położonych dolinek zostało w plejstocenie i częściowo na początku holocenu przekształconych/uformowanych przez lodowce (Klimaszewski 1988; Baumgart-Kotarba, Kotarba 2001a,b). Jedynie Dolina Liliowa i Dolina Sucha w południowo-zachodniej części Doliny Stawów Gąsienicowych nie były zlodowacone, zachowując pierwotny typ rzeźby fluwialno-denudacyjnej (Klimaszewski 1988). Według M. Baumgart-Kotarby i A. Kotarby (2001a, b) ostatnie małe lodowce górskie istniały w najwyższych położonych cyrkach lodowcowych w holocenie, w okresie ochłodzenia Venediger (około 8,3 ka BP). Ze względu na duże zacienienie oraz wysokość bezwzględna, dolinki te charakteryzują się odmiennym topoklimatem, podobnym do klimatu obszarów peryglacjalnych. Współcześnie, płyty śnieżne utrzymują się w nich do późnego lata lub do następnego roku. W niektórych stwierdzono występowanie (Kozia Dolinka) lub duże prawdopodobieństwo istnienia (Dolina Sucha) wieloletniej zmarzliny.

Do największych i najlepiej wykształconych, wysoko położonych cyrków połodowcowych w Dolinie Suchej Wody należy Kozia Dolinka, która jest także najlepiej zbadana pod kątem geofizyczno-geomorfologicznym oraz klimatycznym. Z tego powodu dalsze omawianie klimatu i rzeźby cyrków będzie prowadzone na jej przykładzie.

Kozia Dolinka powstała z przeobrażenia fluwialnej dolinki preglacjalnej (Klimaszewski 1988). Wycięta jest w granitoidach trzonu krystalicznego (Bac-Moszaszwili, Gąsienica-Szostak 1990), pociętego przez uskoki i spękania ciosowe o biegu NE-SW (strefa dyslokacyjna Koziej Przełęczy – przechodząca przez Kozią Przełęcz i Granaty) oraz NW-SE (dwie w miarę równoległe biegnące strefy dyslokacyjne) (Grochocka-Piotrowska 1970).

Ma półkolisty kształt o promieniu około 500 m i otwarta jest w kierunku północno-zachodnim (ryc. 1). Z trzech stron otoczona jest stokami i skalnymi ścianami o wysokości względnej do 350 m, w dolnej części podciętymi i często wygładzonymi glacialnie. Skalne zbocza i ściany ponacinane są głębokimi żłebami nawiązującymi do przebiegu spękań. U wylotu żłebów rozpościerają się duże, lecz słabo rozczłonkowane stożki piargowe (Klimaszewski 1988).



Ryc. 1. Mapa Koziej Dolinki z zaznaczonymi formami rzeźby. 1 – poziomice; 2 – żleby; 3 – grzbieity; 4 – zasięg skał, wanty; 5 – splywy gruzowe; 6 – stożki usypiskowo-naplywowe; 7 – stożki obrywowo-usypiskowe; 8 – stoki skalne pokryte gruzem; 9 – dno skalne pokryte gruzem; 10 – stawy i potoki; 11 – szlaki turystyczne; 12 – szczyty, przełęcz; 13 – wały moren bocznych; 14 – wały moren czołowych; 15 – fragmenty dna doliny zasłane materialem ze stoku oraz moreną denną; 16 – stoki skalno pokrywowe częściowo utrwalone murawą wysokogórską; 17 – punkty wysokościowe

Fig. 1. The map of the Kozia Dolinka valley with landforms. 1 – contour lines; 2 – chutes; 3 – ridges; 4 – limit of solid rocks and boulders; 5 – debris flows; 6 – talus-alluvial cones; 7 – talus cones; 8 – rocky slopes covered with debris; 9 – rocky floor of the valley covered with debris; 10 – lakes and streams; 11 – tourist routes; 12 – summits, passes; 13 – lateral moraine ridges; 14 – frontal moraine ridges; 15 – fragments of valley floor covered with moraine material and material delivered from slope; 16 – rocky slopes covered with debris, mantled by alpine meadows; 17 – spot heights

CHARAKTERYSTYKA WYBRANYCH ELEMENTÓW KLIMATU

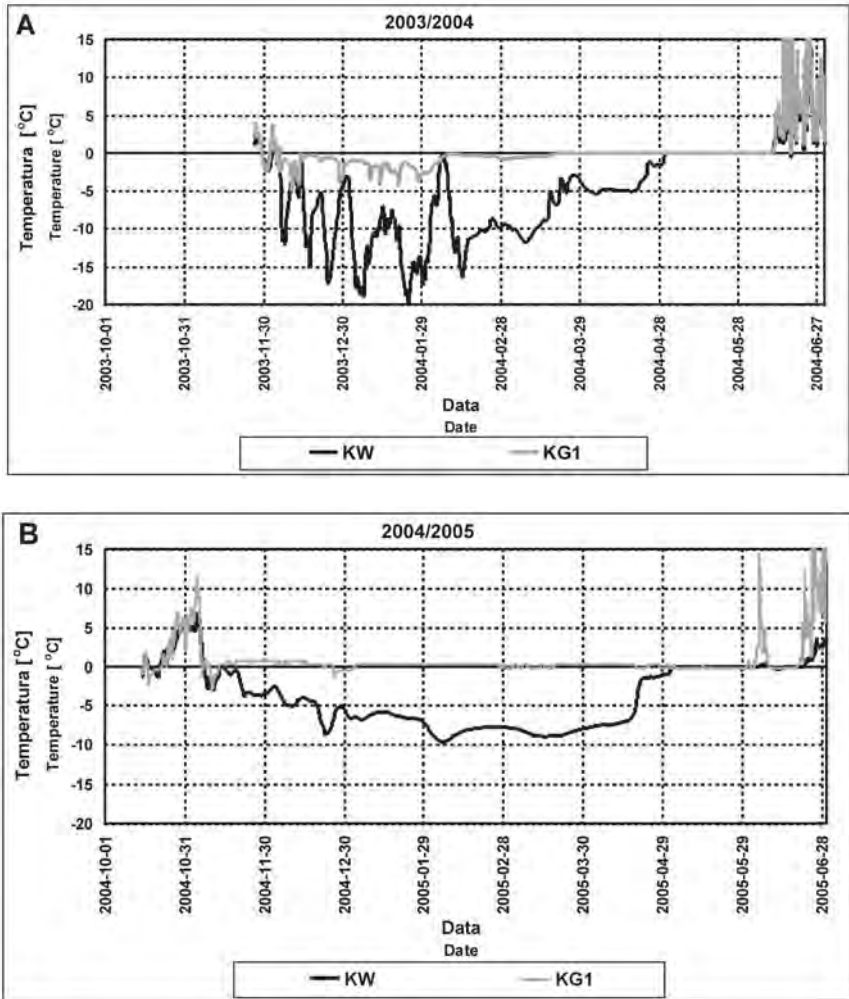
TEMPERATURA POWIETRZA

Największy wpływ na topoklimat Koziej Dolinki ma znaczna wysokość bezwzględna oraz duże zacienienie. Prowadzone w latach 90. ubiegłego wieku patrolowe pomiary temperatury powietrza wykazały duże zróżnicowanie jej termiki. Najwyższą temperaturą charakteryzowały się południowe stoki Zadniego Granatu, natomiast najniższą – dolna część stożka piargowego pod Kozim Wierchem. Jest to spowodowane głównie ilością energii dopływającej do gruntu w postaci bezpośredniego promieniowania słonecznego. Pod tym względem uprzywilejowane są południowe stoki Zadniego Granatu, na które w ciągu lata promienie słoneczne padają pod kątem zbliżonym do prostego. Natomiast najmniej energii słonecznej dociera do stożków piargowych usytuowanych pod Kozim Wierchem i Kozimi Czubami. Spowodowane jest to dużym zacienieniem przez kilkuset metrowej wysokości skalne ściany. Pomiary zacienienia wykazały, że do niektórych partii stożków piargowych bezpośrednie promieniowanie słoneczne nie dociera przez większą część roku (Kędzia 2004). Zróżnicowanie termiki znajduje znaczne odzwierciedlenie w grubości pokrywy śnieżnej oraz w rodzajach i intensywności procesów morfogenetycznych.

Na podstawie kilkuletnich pomiarów temperatury powietrza, prowadzonych na początku XXI w., przy użyciu cyfrowych rejestratorów temperatury zamontowanych na wychodni skalnej w górnej części stożka piargowego pod Kozimi Czubami (około 2020 m n.p.m.) oraz serii krótkich pomiarów patrolowych, oszacowano, że średnia roczna temperatura powietrza nad dolną częścią stożka piargowego pod Kozim Wierchem wynosi około $-1,5^{\circ}\text{C}$. Ze względu na bardzo grubą pokrywę śnieżną, sięgającą nawet kilku metrów, pomiar temperatury powietrza w dolnej części omawianego piargu nie był możliwy i stałe pomiary prowadzono tylko na wychodni skalnej, na której pokrywa śnieżna nie osiąga tak dużej miąższości jak przy dnie dolinki.

TEMPERATURA GRUNTU I WIELOLETNIA ZMARZLINA

Pierwsze pomiary temperatury gruntu wykonane przez M. Hessa (1963) w połowie ubiegłego wieku nie wykazały występowania wieloletniej zmarzliny w Koziej Dolince. Dopiero następne pomiary prowadzone przez T. Gerlacha i M. Kłapę, z użyciem zmarzlinomierzy Danilina, zasugerowały możliwość utrzymywania się przemarzniętego gruntu również w ciepłym okresie roku (Kłapa 1963, 1966; Gerlach 1971). Dalsze, szczegółowe badania nad temperaturą gruntu i wieloletnią zmarzliną prowadzone kilkadziesiąt lat później, głównie przez S. Kędzię, J. Mościckiego oraz B. Gądkę, potwierdziły występowanie w ciągu całego roku przemarzniętego gruntu w stożkach



Ryc. 2. Przebieg temperatury powierzchni gruntu ze zmarzliną w dolnej części stożka piargowego pod Kozim Wierchem (KW) i wolnego od zmarzliny stoku Zadniego Granatu (KG1) w okresie zimnym 2003/2004 (a) i 2004/2005 (b)

Fig. 2. Ground surface temperature at lower part of scree slope with permafrost under the Kozim Wierch summit (KW) and at permafrost free slope of the Zadni Granat summit (KG1) in winters 2003/2004 (a) and 2004/2005 (b)

obrywowo-usypiskowych pod Kozim Wierchem i Kozimi Czubami (Kędzia i in. 1998; Mościcki, Kędzia 2000, 2001; Kędzia 2004, 2006; Mościcki 2008; Gądek, Kędzia 2008, 2009). Pierwszymi badaniami, które wykazały duże prawdopodobieństwo występowania wieloletniej zmarzliny, były pomiary BTS (*the bottom temperature of the winter snow cover*) wykonane w 1996 r. W okresach poprzedzających wiosenne roztopy temperatura na kontakcie pokrywy śnieżnej i gruntu w miejscach występowania zmarzliny wynosiła od -8 do -11°C (Kędzia i in. 1998; Mościcki, Kędzia 2001). W latach późniejszych do pomiarów temperatury gruntu zastosowano cyfrowe rejestratory wyposażone w elektryczne termometry, które przez cały lub prawie cały rok, w odstępach jednej godziny rejestrowały temperaturę powierzchni gruntu oraz na głębokości 50 cm. Na rycinach 2a i b pokazana jest zmienność temperatury powierzchni gruntu w sezonach zimowych 2003/2004 i 2004/2005 na stokach z wieloletnią zmarzliną (Kozim Wierchem) i wolnych od niej (Zadni Granat) (Gądek, Kędzia 2008, 2009).

We wrześniu 1997 r. przeprowadzono w Koziej Dolince, za pomocą kamery termowizyjnej, pomiar temperatury powierzchni gruntu na stokach o ekspozycji północnej. Rycina 3 przedstawia badane stoki w przedziale światła widzialnego (ryc. 3a) i w podczerwieni (ryc. 3b). Termogram stoków został wykonany kamerą termowizyjną firmy AGEMA przez A. Wróbel (Kędzia i in. 1998). Kamera rejestrowała promieniowanie podczerwone powierzchni gruntu w zakresie fal o długościach od 2 μm do 5 μm . Czułość kamery wynosiła 0,1 °C, a błąd wyznaczenia temperatury tą metodą wahał się w granicach 2% zakresu pomiarowego. Z trzech stożków piargowych widocznych na fotografii i termogramie, najniższą temperaturą powierzchni odznaczał się stożek usytuowany pod Kozim Wierchem (pierwszy z lewej na ryc. 3ab). Różnica w temperaturze powierzchni, pomiędzy jego górną (wolną od zmarzliny) a dolną częścią (zawierającą wieloletnią zmarzlinę), dochodziła do 7 °C. Rozkład temperatury powierzchni gruntu zarejestrowany kamerą termowizyjną pod koniec lata, odzwierciedlał rozkład temperatury zarejestrowany w zimie za pomocą metody BTS, przy czym w zimie różnica w temperaturze powierzchni górnej i dolnej części piargu dochodziła do około 9,5 °C. Tak niska temperatura powierzchni dolnej części piargu przemawia za istnieniem w tym miejscu wieloletniej zmarzliny.

W kolejnych badaniach geofizycznych posłużono się metodą sondowań elektrooporowych, przeprowadzonych pod kierunkiem J. Mościckiego, przy użyciu aparatury cyfrowej GDRM – Elmes w układzie pomiarowym 4-elektrodowym, symetrycznym Schlumberger'a. Rycina 4 przedstawia krzywą sondowań elektrooporowych wykonanych na stożku piargowym pod Kozim Wierchem. Z modelu interpretacyjnego tej krzywej wynika, że warstwa czynna sięgała do głębokości około 2 m, natomiast grubość zmarzliny została wyinterpretowana na około 4 m (Kędzia i in. 1998). Podobną grubość warstwy czynnej otrzymano za pomocą wzoru W. Haerberliego i G. Patzelta (1982).



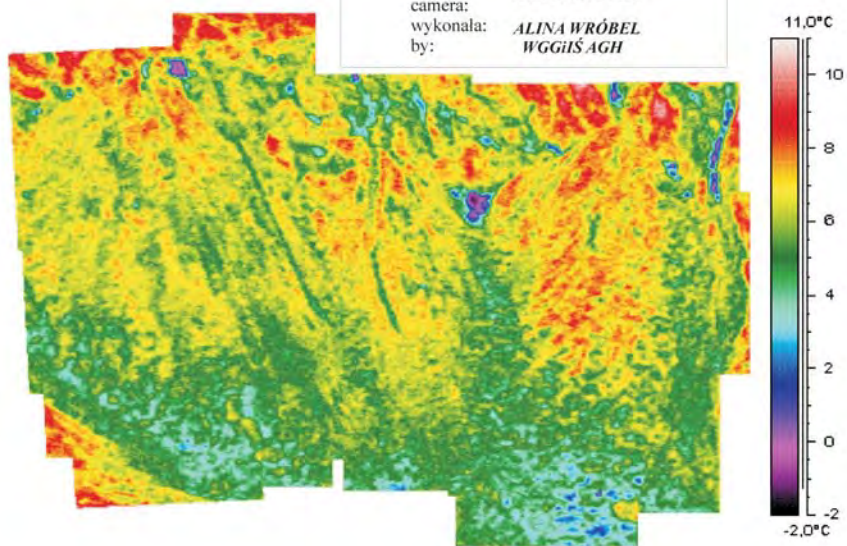
KOZIA DOLINKA 18.09.1997

kamera: *AGEMA 470 PRO*

camera: *AGEMA 470 PRO*

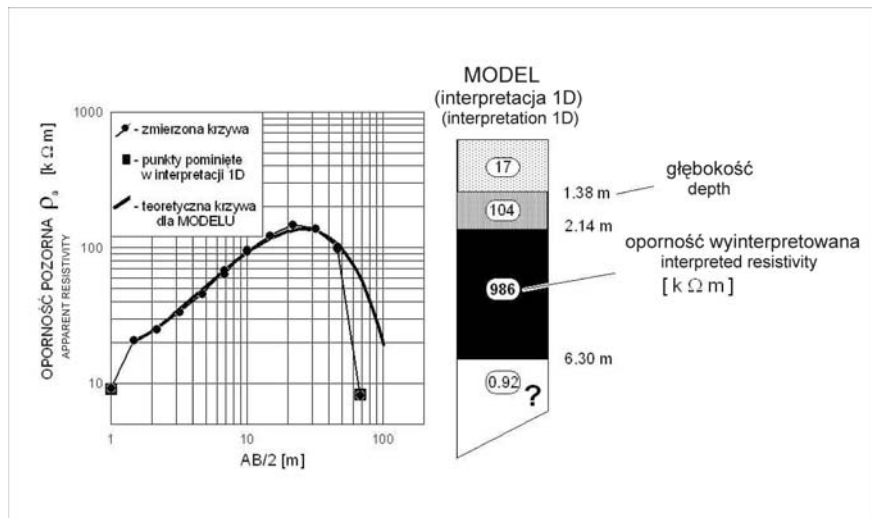
wykonała: *ALINA WRÓBEL*

by: *WGGiS AGH*



Ryc. 3. Stoki o ekspozycji północnej Koziego Wierchu i Kozich Czuby w świetle widzialnym (fot. S. Kędzia) (a) oraz ich termogram wykonany 18.09.1997 w godz. 9.20–9.30 (Kędzia i in. 1998) (b)

Fig. 3. Northern slopes of the Kozi Wierch and the Kozi Czuby summits in visible light (fot. S. Kędzia) (a) and their thermogram on 18.09.1997 at 9.20 – 9.30 (Kędzia et al. 1998) (b)



Ryc. 4. Krzywa sondowania elektrooporowego wykonanego 18.09.1997 na stożku piargowym pod Kozim Wierchem wraz z modelem interpretacyjnym 1D (Kędzia i in. 1998)

Fig. 4. The curve of electric resistivity soundings (18.09.1997) on the scree slopes under the Kozi Wierch summit with interpretation model 1D (Kędzia et al. 1998)

W 1999 r. na stożku piargowym pod Kozim Wierchem ponownie przeprowadzono sondowania elektrooporowe. Tym razem w celach porównawczych wykonano sondowania dwukrotnie: pod koniec czerwca i na początku października. Pomiaru ponownie potwierdziły występowanie wieloletniej zmarzliny, której grubość na początku października, oszacowana według wyinterpretowanych modeli, wynosiła od około 3 do około 4 m. Otrzymane modele sugerowały topnienie warstwy zmarzliny nie tylko od góry, ale również od dołu, przy czym topnienie spągu zmarzliny było intensywniejsze. Przyczyną tego prawdopodobnie była woda, która podczas opadów deszczu spływając ze skalnych ścian, wsiąka w górną część stożka piargowego i następnie spływając po skalnym podłożu kotła, nadtapia zmarzlinę od dołu. Tylko podczas bardzo intensywnych opadów deszczu, woda spływa po powierzchni piargu, modelując jego powierzchnię. Według J. Mościckiego i S. Kędzi (2001) oraz S. Kędzi (2004) woda spływająca ze skalnych ścian ogranicza możliwości występowania wieloletniej zmarzliny do dolnej części piargu.

POKRYWA ŚNIEŻNA

Podczas pomiarów temperatury metodą BTS w latach 90. ubiegłego wieku prowadzono również pomiary grubości pokrywy śnieżnej (Kędzia i in. 1998; Mościcki, Kędzia 2001; Kędzia 2004). W dnie oraz w dolnej części zacienionych stoków pod Kozim Wierchem i Kozimi Czubami miąższość pokrywy

śnieżnej, głównie na skutek nawiewania śniegu dochodziła do 6 m, podczas gdy w rejonie Stacji Badawczej IGiPZ PAN na Hali Gąsienicowej rejestrowano dwu- lub trzykrotnie mniejszą grubość. W wyniku specyficznego topoklimatu, pokrywa śnieżna w dnie oraz na zacienionych stokach dolinki zanika zwykle w pierwszej połowie czerwca, to jest o około 1,5 miesiąca później, niż na Hali Gąsienicowej. Przez sporą część ciepłego okresu roku w zacienionych zagłębieniach cyrku utrzymują się płyty firnowo-lodowe. Na stokach o ekspozycji południowej Zadniego Granatu oraz stożkach piargowych usytuowanych pod Kozim Wierchem i Kozimi Czubami występują lawiny śnieżne (ryc. 5). Największe zaobserwowane lawiny zaczynały się od skalnych ścian i kończyły w dnie dolinki.



Ryc. 5. Spływy gruzowe pod Zadnim Granatem w dniu 17.07.2009. Poniżej spływu na płacie śnieżnym widoczne jest czoło lawiniska (szary odcień) (fot. Kędzia)

Fig. 5. Debris flow at the Zadni Granat slopes on 17.07.2009. Below debris flow on snow patches is visible snow avalanche front (grey shade) (photo Kędzia)

PROCESY MORFOGENETYCZNE

Materiał gruzowy pokrywa około 53% powierzchni Koziej Dolinki. Do głównych form rzeźby terenu z pokrywą gruzową należą: stożki obrywowo-usypiskowe pod Kozimi Czubami, Kozim Wierchem, Buczynową Strażnicą i Czarnymi Ścianami, stożek usypiskowo-napływowy pod Zadnim Granatem, dno kotła pokryte osadami o zróżnicowanej genezie oraz wał moreny czołowej położony na jego progu (ryc. 1).

Na skalnych ścianach, głównie Czarnych Ścian, Koziego Wierchu i Kozich Czub, zachodzi intensywne wietrzenie mrozowe oraz odpadanie. Na stożkach obrywowo-usypiskowych usytuowanych pod wymienionymi ścianami, dochodzi do spłukiwania materiału zwietrzelinowego, spęływania, przemieszczania przy udziale lawin i powolnego zsuwania się pokrywy śnieżnej oraz przemieszczeń materiału tworzącego stożki, na skutek wyruszeń spowodowanych materiałem odpadającym od skalnych ścian.

Spływy gruzowe pod Kozim Wierchem i Kozimi Czubami, jak wykazały badania lichenometryczne, zostały utworzone i następnie przemodelowane, głównie w ostatnich 20–30 latach. Na niezadarnionych częściach stożków dochodzi do deflacji. Rola wieloletniej zmarzliny w przekształcaniu rzeźby kotła, jest bardzo mała. Przyczyną tego jest znaczna grubość warstwy czynnej (ok. 2 m), duże nachylenie omawianych stożków oraz typ samej zmarzliny, która występuje w postaci niewielkich soczew zamarzniętego gruntu. W miejscach występowania wieloletniej zmarzliny można spotkać nieliczne przykłady sortowania materiału, jednakże na skutek dużego nachylenia stożków formy te są intensywnie degradowane przez procesy stokowe (Kędzia 2004).

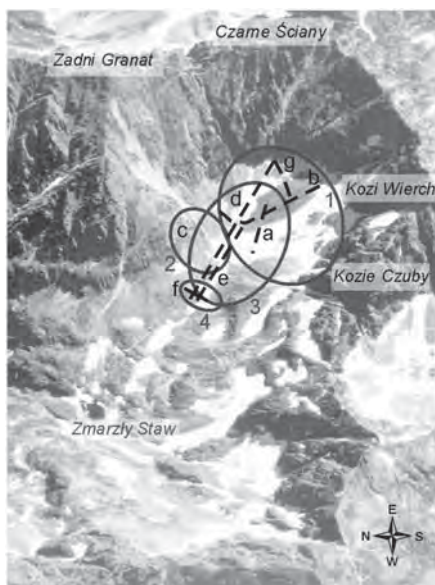
Na częściowo zadarnionych, południowych stokach Zadniego Granatu dochodzi głównie do ściekania pokrywy zwietrzelinowej, spłukiwania, deflacji oraz przemieszczania materiału przy udziale lodu włóknistego. Spływy gruzowe na południowym stoku Zadniego Granatu, które według interpretacji zdjęć lotniczych i datowania lichenometrycznego powstały co najmniej 60 lat temu, należą do największych i najczęściej przemodelowywanych w Koziej Dolince (ryc. 5).

Dno Koziej Dolinki buduje materiał pochodzenia lodowcowego oraz materiał dostarczany ze stoków i skalnych ścian wskutek napływów i spływów, śnieżnych lawin oraz obrywów. Niewielką rolę morfofenetyczną odgrywają w obrębie płatów firnowo-lodowych procesy niwalne, prowadzące do powstawania form niwacyjnych.

BUDOWA POKRYW GRUZOWYCH

STOKI OBRYWOWO-USYPISKOWE

Stożki gruzowe w Koziej Dolince, utworzone u podnóży skalnych ścian w strefie wysokościowej od 1945 m n.p.m. do 2050 m n.p.m., zajmują powierzchnię około 6 ha. Ich wysokość wynosi od 50 m do ponad 100 m, a nachylenie od 28° do 34°.

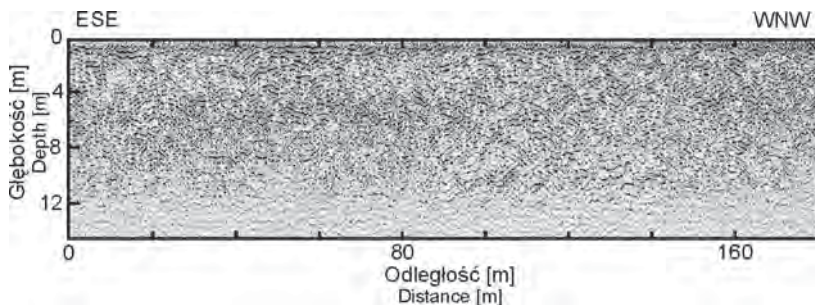


Ryc. 6. Pokrywy gruzowe i lokalizacja linii pomiarów georadarowych w Koziej Dolince: 1 – stoki obrywowo-usypiskowe; 2 – stożek usypiskowo-napływowy; 3 – pokrywy o zróżnicowanej genezie wyścielających dno doliny; 4 – wał moreny czołowej; a-h – linie pomiarów georadarowych

Fig. 6. Debris covers and location of GPR profiles in the Kozia Dolinka valley: 1 – talus slopes; 2 – talus-alluvial cone; 3 – bottom sediments of various origin; 4 – frontal moraine; a-h – GPR profiles

Echogramy radarowe stoków obrywowo-usypiskowych, których przebieg ilustruje rycina 6, otrzymane przy użyciu anten o częstotliwości 200 MHz, przedstawiają nakładające się hiperbole dyfrakcyjne będące efektem wielokrotnej rejestracji dyfrakcji fal elektromagnetycznych na dużych okruchach skalnych (ryc. 7). Średnia prędkość propagacji fal radarowych wewnątrz stoków wynosiła 11 cm/ns. Jest to typowa wartość zarówno dla luźnych osadów grubookruchowych jak i suchych piaszczystych (Gądek, Grabiec 2008, 2010). W przypowierzchniowej warstwie badanego podłoża, której grubość nie przekraczała 2 m, średnie prędkości fal były jednak znacznie wyższe i wynosiły od około 17 cm/ns do około 18 cm/ns. Wpłynęła na to świeża i sucha

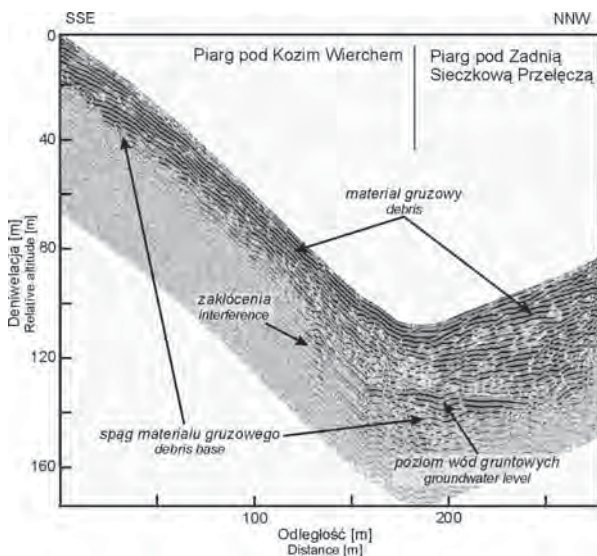
pokrywa śnieżna o grubości od około 20 cm do około 50 cm. Prędkość propagacji fal elektromagnetycznych w takiej pokrywie śnieżnej może być zbliżona do 25 cm/ns (Gądek, Kotyrba 2007). W głębszych partiach badanych stoków zmierzone prędkości fal ulegających dyfrakcji na pojedynczych gładkach miały zwykle znacznie mniejsze wartości. Tylko w środkowej części piargu pod Kozim Wierchem, w warstwie o grubości 8 m, wynosiły 16 cm/ns. Wartość ta jest typowa dla gruntów zamrożonych (Brandt i in. 2007; Gądek, Grabiec 2008) i potwierdza możliwość występowania w tej części stoku płatu wieloletniej zmarzliny (Kędzia i in. 1998; Mościcki, Kędzia 2000, 2001; Kędzia 2004; Lamparski, Kędzia 2007; Gądek, Kędzia 2008; Mościcki 2010). Najniższe średnie prędkości fal radarowych zmierzono u podnóża stoków. W warstwie o grubości około 6 m wynosiły od 8 cm/ns do 10 cm/ns. Prawdopodobnie było to związane z obecnością wody gruntowej lub wilgotnego materiału drobniejszej frakcji.



Ryc. 7. Echogram radarowy (200 MHz) stoków obrywowo-usypiskowych pod Kozim Wierchem i Kozimi Czubami (ryc. 6; linia a).

Fig. 7. The GPR section (200 MHz) of the talus slopes below the Kozi Wierch summit and the Zadnia Sieczkowa pass (see fig. 6; line a).

Echogramy radarowe uzyskane przy użyciu georadaru z antenami o częstotliwości 25 MHz nie ujawniły żadnych wyraźnych struktur wewnątrz stoków obrywowo-usypiskowych. Pozwoliły natomiast na określenie miąższości luźnego materiału, zdeponowanego u podnóża ścian skalnych. W ich świetle maksymalna grubość piargów Koziej Dolinki wynosi od 20 m do ponad 30 m (ryc. 8). Piarg pod Kozim Wierchem o wysokości 110 m osiąga grubość około 25 m, podczas gdy w dolnej części piargu pod Zadnią Sieczkową Przełęczą, którego wysokość wynosi tylko około 60 m, miąższość luźnego materiału skalnego jest zbliżona do 35 m. W tym ostatnim przypadku materiał stokowy prawdopodobnie jest nałożony na pokrywę morenową. W jej dniu zarejestrowano bardzo wyraźny horyzont refleksyjny o poziomym przebiegu. Od tego miejsca prędkość propagacji fal radarowych w głąb podłoża znacznie malała, co świadczy o tym, że zarejestrowany horyzont refleksyjny odzwierciedlał poziom wód gruntowych.



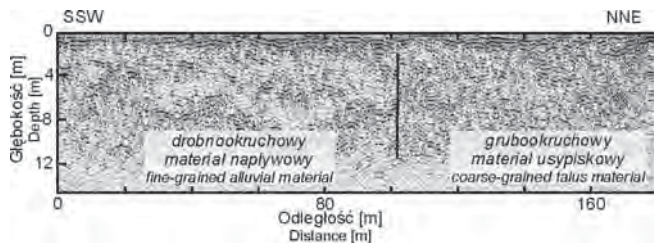
Ryc. 8. Echogram radarowy (25 MHz) stoków obrywowo-usypiskowych pod Kozim Wierchem i Zadnią Sieczkową Przełęczą (ryc. 6; linia b)

Fig. 8. The GPR section (25 MHz) of the talus slopes below Kozni Wierch summit and Zadnia Sieczkova pass (Fig. 6.;line b)

STOK USYPISKOWO-NAPŁYWOWY

U wylotu żlebu rozcinającego południowo-zachodni stok Zadniego Granatu, w przedziale wysokości od 1940 m n.p.m. do 2005 m n.p.m., występuje stożek usypiskowo-napływowy o powierzchni około 1 ha. Jego średnie nachylenie wynosi 23°, przy czym najbardziej stroma jest jego górna część. Powierzchnię tej zadarnionej formy tworzy materiał skalny o zróżnicowanej frakcji – od głazowej po ilastą.

W świetle wyników pomiarów georadarowych (ryc. 9) dolna część stożka, sięgająca do wysokości około 1970 m n.p.m., zawiera dużą ilość materiału drobnej frakcji. Tworzy on wkładki o grubości od około 1 m do 3 m, rozdzielone materiałem grubookruchowym. Średnia prędkość propagacji fal elektromagnetycznych w tej napływowej części stożka była zbliżona do 10 cm/ns. W dnje Koziej Dolinki utwory te zostały nałożone na materiał glacialny i wraz z nim osiągnęły grubość około 25 m. Natomiast górna część stoku ma wyraźne cechy formy usypiskowej z bardzo dużym udziałem okruchów skalnych o wielkości przekraczającej 0,4 m. Na echogramach radarowych, zarejestrowanych przy użyciu anten o częstotliwości 200 MHz, znajdują one odzwierciedlenie w postaci nakładających się hiperbol dyfrakcyjnych. Średnia prędkość fal radarowych ulegających dyfrakcji na pojedynczych okruchach skalnych w tej części stoku przekraczała 11 cm/ns.

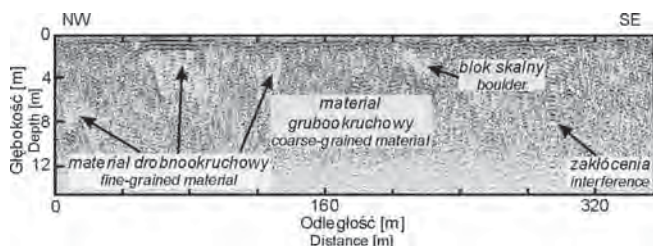


Ryc. 9. Echogram radarowy (200 MHz) stożka usypiskowo-napływowego pod Zadnim Granatem (ryc. 6; linia c)

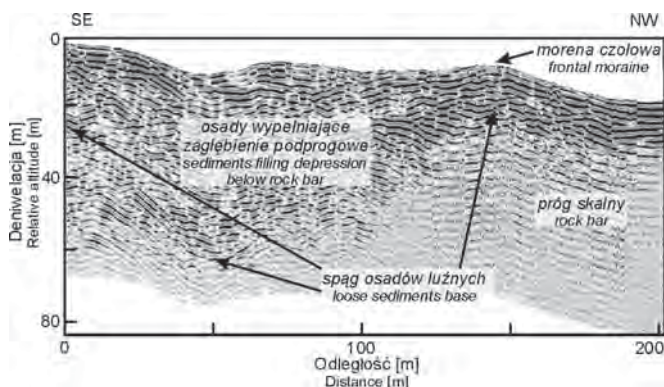
Fig. 9. The GPR section (200 MHz) of the talus-alluvial cone below the Zadni Granat summit, (Fig. 6; line c)

DNO KOTŁA

Glacialne dno Koziej Dolinki ma około 350 m długości i około 150 m szerokości. Pokryte jest materiałem morenowym, na którym znajdują się utwory napływowe (północno-zachodnia część kotła) oraz utwory obrywowo-usypiskowe (południowo-wschodnia część kotła). Znajduje to także odzwierciedlenie w prędkościach propagacji fal elektromagnetycznych w gruncie oraz w strukturach zarejestrowanych na echogramach radarowych. Średnie prędkości propagacji fal elektromagnetycznych w strefie przypowierzchniowej (o grubości około 12 m z pominięciem warstwy śniegu zalegającego na powierzchni terenu w okresie pomiarów) wynosiły 9 cm/ns w północno-zachodniej części i 11 cm/ns w południowo-wschodniej części kotła. Na rycinie 9 wskazano rozmieszczenie osadów napływowych i zasięg zwartej pokrywy utworów obrywowo-usypiskowych. Granica pomiędzy tymi dwiema częściami dna Koziej Dolinki przebiega na wysokości 1945 m n.p.m., a ich średnie nachylenia wynoszą odpowiednio 4° i 21°. Na 200 m profilu pomiarowego, w obrębie stoku obrywowo-usypiskowego, zarejestrowano wyraźną i jednorodną strukturę o długości 30 m i grubości dochodzącej do 6 m. W okresach bezśnieżnych w tym miejscu na powierzchni terenu widoczna jest lita skała. W świetle uzyskanych wyników jest to blok skalny. Jego położenie i orientacja świadczą, że odpadł od Czarnych Ścian. Obraz radarowy skalnego bloku różni się od struktur napływowych brakiem przewarstwień (ryc. 10). Ponadto prędkość propagacji fal elektromagnetycznych w jego masie była o około 3 cm/ns większa niż w osadach drobnookruchowych.

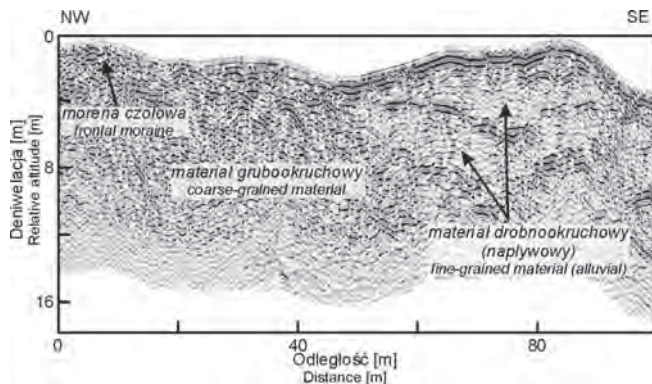


Ryc. 10. Echogram radarowy (200 MHz) dna Koziej Dolinki (ryc. 6; linia d)
 Fig. 10. The GPR section (200 MHz) of the bottom of the Kozia Dolinka valley (Fig. 6; line d)



Ryc. 11. Echogram radarowy (25 MHz) dna Koziej Dolinki (ryc. 6; linia e)
 Fig. 11. The GPR section (25 MHz) of the bottom of the Kozia Dolinka valley (Fig. 6; line e)

Wyniki pomiarów georadarowych wykonanych z wykorzystaniem anten o częstotliwości 25 MHz świadczą o tym, że maksymalna grubość luźnego materiału wyścielającego dno Koziej Dolinki wynosi 55 m w jej dolnej części (ryc. 11) i 35 m w górnej części (ryc. 8). Po wewnętrznej stronie progu Koziej Dolinki istnieje przegłębienie litego podłoża o głębokości około 30 m, oddzielone od górnej części kotła progiem skalnym. Kształt i położenie tego przegłębienia wskazują, że jest ono efektem podlodowcowego kruszenia i wyorywania skał oraz ich wygładzania przez ślizgający się spąg lodowca zawierający rumosz skalny (Gądek 1998). Forma ta powstała w wyniku rotacyjnego ruchu lodu poniżej skalnego progu. Materiał okruchowy, który ją wypełnia i nadbudowuje, charakteryzuje się zmiennymi właściwościami dielektrycznymi. Średnia prędkość fal elektromagnetycznych w masie tego materiału wynosiła jednak 11 cm/ns, czyli tyle, ile wewnątrz innych grubookruchowych pokryw gruzowych w Koziej Dolince. Zatem prawdopodobnie w podłożu kotła dominuje materiał morenowy. Powierzchnia terenu nad pogrzebanym zagłębieniem glacialnym także obecnie jest wklęsła. Maksymalna głębokość współczesnego zagłębienia wynosi 8 m. Zajmuje ono powierzchnię około 2000 m². W jego obrębie występują zarówno utwory napływowe jak i obrywowe (ryc. 12). Na dnie występuje charakterystyczny blok skalny o średnicy 7,5 m, który prawdopodobnie stoczył się zleblem spod Koziej Przełęczy.

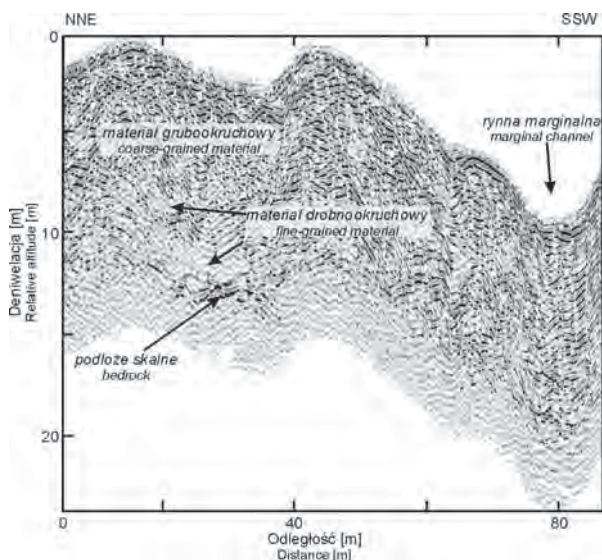


Ryc. 12. Echogram radarowy (200 MHz) dna Koziej Dolinki (ryc. 6; linia e)
 Fig. 12. The GPR section (200 MHz) of the bottom of the Kozia Dolinka valley (Fig. 6; line e)

W dnie górnej części Koziej Dolinki zarejestrowano bardzo wyraźny horyzont refleksyjny o poziomym przebiegu, interpretowany jako zwierciadło wód gruntowych. Obejmuje on także dolną część stoków obrywowo-usypiskowych pod Kozim Wierchem i pod Czarnymi Ścianami.

WAŁ MORENY CZOŁOWEJ

Na progu Koziej Dolinki występuje rozcięty marginalnie wał moreny czołowej o wysokości około 6 m i długości około 80 m. Jego wiek korelowany jest z alpejską oscylacją Venediger (ok. 8300 BP) (Baumgart-Kotarba, Kotarba 2001a,b). Budują go przede wszystkim duże bloki skalne, które na echogramach radarowych zarejestrowanych z wykorzystaniem anten o częstotliwości 200 MHz, odzwierciedlają nakładające się hiperbole dyfrakcyjne. Maksymalna grubość utworów morenowych zmienia się wzdłuż osi wału od 12 m do 17 m. Średnia prędkość propagacji fal elektromagnetycznych w jego wnętrzu wynosiła 12 cm/ns. W pobliżu środkowej części wału, na głębokości około 8 m, istnieje jednak wkładka utworów drobnoklastycznych o miąższości około 4 m, szerokości około 20 m (w poprzek kotła) i długości około 30 m (ryc. 10 i 13). Na podstawie cech geometrycznych i położenia tej wkładki można przypuszczać, że: a) tworzą ją utwory fluwioglacjalne wypełniające kopalną rynnę proglacjalną (dawniej odprowadzającą część wód lodowcowych), b) jest to napływowy osad ze stoku Zadniego Granatu, zdeponowany w początkowej fazie stagnacji czoła lodowca na progu Koziej Dolinki, c) jest to napływowy osad stokowy złożony na powierzchni dawnego lodowca, a następnie przemieszczony wraz z lodem do strefy czołowej i w wyniku procesów ablacji zdeponowany na przedpolu lodowca wraz z innymi utworami morenowymi.



Ryc. 13. Echogram radarowy (200 MHz) moreny czołowej (ryc. 6; linia f)
 Fig. 13. The GPR section (200 MHz) of the frontal moraine (Fig. 6; line f)

LITERATURA

- Bac-Moszaszwili M., Gąsienica-Szostak M., 1990, *Tatry polskie. Przewodnik geologiczny dla turystów*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 160 ss.
- Baumgart-Kotarba, M., Kotarba, A., 2001a, *Deglacjacja Doliny Suchej Wody w Tatrach Wysokich*, [w:] A. Karczewski, Z. Zwoliński (red.) *Funkcjonowanie ekosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych – monitoring, ochrona, edukacja*, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań, s. 73–84.
- 2001b, *Deglaciation in the Sucha Woda and Pańszczyca Valleys in the Polish High Tatras*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 35, s. 7–38.
- Brandt, O., Langley, K., Kohler, J., Hamran, S. E., 2007, *Detection of buried ice and sediment layers in permafrost using multi-frequency Ground Penetrating Radar: a case examination on Svalbard*, *Remote Sensing of Environment*, 111, s. 212–227.
- Gądek, B., 1998, *Würmskie zlodowacenie Tatr w świetle rekonstrukcji lodowców wybranych dolin na podstawie prawidłowości glaciologicznych*, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice, 151 ss.
- Gądek, B., Grabiec, M., 2008, *Glacial ice and permafrost distribution in the Medena kotlina (Slovak Tatras): mapped with application of GPR and GST measurements*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 42, s. 5–22.
- 2010, *Grubość pokryw gruzowych w Tatrach w świetle wyników pomiarów georadarowych*, [w:] S. Kędzia, *Sprawozdanie z projektu: pt. „Współczesne zmiany klimatu i ich odzwierciedlenie w morfodynamice stoków tatrzańskich*, Zakład Badań Geosrodowiska, IGIPZ PAN, Kraków.
- Gądek, B., Kędzia, S., 2008, *Winter surface thermal regimes in the zone of sporadic discontinuous permafrost, Tatra Mountains (Poland and Slovakia)*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, s. 315–321.

- 2009, *Problemy detekcji wieloletniej zmarzliny na podstawie temperatury u spągu zimowej pokrywy śnieżnej na przykładzie Tatr*, *Przegl. Geogr.*, 81,1, s. 75–91.
- Gądek, B., Kotyrba, A., 2007, *Contemporary and fossil metamorphic ice in Medena kotlina (Slovak Tatras) mapped by ground-penetrating radar*, *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 1, s. 75–81.
- Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., Rączkowska Z., *Struktura wewnętrzna i morfodynamika wybranych stoków gruzowych tatr w świetle wyników pomiarów georadarych i lichenometrycznych*, [w:] A. Kotarba (red.), *Nauka a Zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem, Materiały IV Konferencji Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek*, 14–16.10.2010, Zakopane, t. 1, Nauki o Ziemi, TPN-PTP-NoZ, Zakopane, 2010, s. 55–61.
- Gerlach T., 1971, *Contribution a la connaissance du developpement actuel des buttes gazonnees (thufurs) dans les Tatras Polonaises*, [w:] *Processus periglaciaires etudes sur le terrain, Symposium International de Geomorphologie Liege-Caen 1-9 juillet 1971*, Union Geographique Internationale, s. 57–74.
- Grochocka-Piotrowska K., 1970, *Fotointerpretacja i geneza struktur nieciągłych w masywie granitowym polskiej części Tatr Wysokich*, *Acta Geologica Polonica*, 20, 2, s. 365–411.
- Haerberli W., Patzelt G., 1982, *Permafrostkartierung im gebiet Der Hochebenkar-Blockgletscher, Obergurgl, Ötztaler Alpen*, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 18, 2, s. 127–150.
- Hess M., 1963, *Problems of the Perinival Climate in the Tatra Mountains*, *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences, Serie des sci. geol. et geogr.*, 11, 4, s. 247–251.
- Kędzia, S., 2004, *Klimatyczne i topograficzne uwarunkowania występowania wieloletniej zmarzliny w Tatrach Wysokich (na przykładzie Koziej Dolinki)*, Praca doktorska, Zakład Badań Geośrodowiska, IGiPZ PAN, Kraków.
- 2006, *Winter thermal regime of ground in the Kozia Dolinka valley (Polish High Tatra Mts.)*, [w:] I. Smolov (red.) *Geomorfologické výzkumy v roce 2006*, Vydavatelství UP v Olomouci, Olomouc, s. 100–103.
- Kędzia, S., Mościcki, J., Wróbel, A., 1998, *Studies on the occurrence of permafrost in Kozia Valley (The High Tatra Mts.)*, [w:] *Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen*, UMCS, Lublin, s. 51–57.
- Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr polskich*, Państwowe Wydawnictwa Naukowe, Warszawa, 708 ss.
- Kłapa M., 1963, *Prace Stacji Badawczej Instytutu Geografii PAN na Hali Gąsienicowej w latach 1960 i 1961*, *Przegl. Geogr.*, 35, 2, s. 221–237.
- 1966, *Prace Stacji Badawczej Instytutu Geografii PAN na Hali Gąsienicowej w latach 1962-1964*, *Przegl. Geogr.*, 38, 2, s. 253–268.
- Lamparski, P., Kędzia S., 2007, *Permafrost occurrence in Kozia Dolinka (High Tatra Mountains) in light of georadar investigations*, *Geomorphologia Slovaca et Bohemica*, 1, s. 82–88.
- Mościcki, J., 2010, *Temperatura gruntu na północno-wschodnim stoku Świnicy i w Koziej Dolince w okresie 2004-2009*, [w:] *IV Konferencja Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek*, Zakopane, 14-16 październik 2010, streszczenie prac, s. 87.
- Mościcki, W.J., 2008, *Temperature regime on northern slopes of Hala Gąsienicowa in the Polish Tatra Mountains and its relationship to permafrost*, *Studia Geomorfologia Carpatho-Balcanica*, 42, s. 23–40.

- Mościcki W.J., Kędzia S., 2000, *Comments and observations on the application of resistivity sounding In the research of permafrost, Biuletyn Peryglacjalny*, 39, 69–81.
- Mościcki, J., Kędzia, S., 2001, *Investigation of mountain permafrost in the Kozia Dolinka valley, Tatra Mountains, Poland*, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 55, s. 235–240.

Adresy Autorów:

Bogdan Gądek

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi
Katedra Geomorfologii
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

e.mail: bogdan.gadek@us.edu.pl

Mariusz Grabiec

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi
Katedra Geomorfologii
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

e.mail: m.grabiec@ultra.cto.us.edu.pl

S. Kędzia

Zakład Badań Geośrodowiska
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego
Polska Akademia Nauk
ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków

e-mail: kedzia@zg.pan.krakow.pl

KLIMAT I BIOKLIMAT HALI GĄSIENICOWEJ

Krzysztof Błażejczyk, Jarosław Baranowski, Anna Błażejczyk, Jakub Szmyd

WSTĘP

Pierwszym polskim badaczem, który wniósł znaczący wkład w poznanie klimatu Tatr był Stanisław Staszic (1755–1826). W latach 1802–1805 odwiedził kilkakrotnie Tatry prowadząc instrumentalne pomiary meteorologiczne i obserwacje. Wyniki swoich badań przedstawił w dziele *O ziemiordztwie Karpatow, i innych gór i równin Polski* (1815). Dzieło to przyczyniło się do spopularyzowania Tatr wśród Polaków (Paryski 1996). Innym pionierem klimatycznych badań tatrzańskich był Władysław Milata (Molga, Zych 1955). Pracował nad usprawnieniem prognoz meteorologicznych dla turystyki, wydawał przez szereg lat komunikaty śniegowe dla narciarzy, które stały się bodźcem do dalszych badań dotyczących opadów atmosferycznych (Milata 1933 a, b), a także pokrywy śnieżnej i lawin (Milata 1937, 1947a,b, 1949, 1950). W innej swej pracy (Milata 1955) scharakteryzował występowanie inwersji pomiędzy Nowym Targiem a Zakopanem. Sprawował on również opiekę naukową nad stacją meteorologiczną na Hali Gąsienicowej. Pierwsze opracowanie wartości temperatury powietrza mierzonej na Hali Gąsienicowej, na podstawie notowań samopisów, wykonał Eugeniusz Romer (1914). Podał też pierwsze przykłady inwersji termicznej oraz omawiał je od strony genetycznej (Romer 1912). Inwersjami temperatury na północnym skłonie Tatr zajmowali się także J. i M. Orliczowie (1955).

Stacja meteorologiczna na Hali Gąsienicowej była doskonałą bazą do prowadzenia meteorologiczno-klimatycznych badań terenowych. W styczniu 1933 r. Edward Stenz dokonał pierwszego zimowego pomiaru natężenia promieniowania słonecznego na Hali Gąsienicowej (Stenz 1933). Aktualną charakterystykę całkowitego promieniowania słonecznego w Polsce, z uwzględnieniem gór, przedstawili J. Podogrocki i B. Bogdańska (2000), natomiast J. Baranowski (2003b) dokonał analizy promieniowania pochłoniętego w rejonie Hali Gąsienicowej. Specyfikę dopływu promieniowania słonecznego do różnych części Doliny Gąsienicowej przedstawił K. Błażejczyk (1998a).

Pierwszą kompleksową charakterystykę klimatyczną Hali Gąsienicowej, na podstawie materiałów zebranych w dziesięcioleciu 1949–1958, przedstawili T. Szczęsna i M. Kłapa (1961). W. Chełchowski (1960) dokonał porównania częstości dni pogodnych i pochmurnych na Hali Gąsienicowej i Kasprowym Wierchu

Tatry należą do grupy łańcuchów górskich dobrze poznanych pod względem klimatycznym, o czym świadczy liczba publikacji na ten temat. Są to prace dotyczące poszczególnych części Tatr i zbiorowe dzieła, wykonane i opublikowane pod redakcją M. Konćeka (1974).

M. Hess (1966) dokonał ilościowej charakterystyki wpływu różnych form terenowych na klimat, analizując dane z 16 stacji. Jednak tylko kilka z tych stacji położonych było w obrębie Tatr. W innej pracy dokonał powiązania stosunków termicznych z szatą roślinną (Hess 1965 a, b), wydzielając piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich i opisując panujące tam stosunki mikroklimatyczne (Hess 1970). Badaniem warunków topoklimatycznych zajmowali się również J. Baranowski (1999, 2003a) czy J. Balon (2000, 2002).

Obszar Hali Gąsienicowej doczekał się także kilku opracowań o charakterze bioklimatycznym, w których omawiane są różne aspekty oddziaływania miejscowego klimatu na organizm człowieka. Poza wspomnianą już pracą K. Błażejczyka (1998a) powstały także inne opracowania wykonane z udziałem tego autora (Błażejczyk 1998b; Błażejczyk, Sitek 2003). Najpełniejszym z nich jest opracowanie K. Błażejczyka i A. Kunert (2010).

MATERIAŁY I METODA

Stacja meteorologiczna na Hali Gąsienicowej zlokalizowana jest na wysokości 1520 m n.p.m., w górnej części Doliny Suchej Wody, na północnym skłonie Tatr o północno-wschodniej ekspozycji, w piętrze kosodrzewiny i hal. Jej położenie wyznaczają współrzędne: φ : 49°15'N, λ : 20°20'E. Dolinę od zachodu i południowego-zachodu otaczają grzbiety Tatr Zachodnich, natomiast od południowego wschodu – Tatr Wysokich; otwarta jest w kierunku północno-wschodnim (Szczęsna, Kłapa 1961).

Temperaturę powietrza mierzy się w klatce meteorologicznej na wysokości 2,0 m n.p.g. oraz na wysokości 0,05 m n.p.g. Termometry gruntowe typu kolankowego umieszczone są na głębokości 5, 10, 20 i 50 cm. Prędkość i kierunek wiatru notowane są przy użyciu wiatromierza umieszczonego na wysokości 10 m n.p.g. Na stacji wykonywane są również pomiary usłonecznienia z wykorzystaniem heliografu umieszczonego na wysokości 1,7 m n.p.g. Opady rejestrowane są przy użyciu deszczomierza rejestrującego SEBA oraz deszczomierza Hellmanna. Stacja posiada również śniegowskaz przenośny i śniegomierz wagowy. Obserwacji na stacji dokonuje się pięć razy dziennie w terminach 06, 09, 12, 15, 18 UTC.

Podstawą opracowania warunków klimatycznych Hali Gąsienicowej były dane meteorologiczne z lat 1980–1999. Analiza warunków termiczno-wilgotnościowych została wykonana na podstawie dobowych danych o maksymalnej, minimalnej i średniej temperaturze powietrza, minimalnej

temperaturze przy powierzchni gruntu oraz średniej wilgotności względnej powietrza. Obliczono również dobową amplitudę temperatury powietrza oraz liczbę dni charakterystycznych (letnich, gorących, mroźnych i bardzo mroźnych) dla poszczególnych miesięcy i dla roku. Warunki wietrzne oraz zachmurzenie przeanalizowano na podstawie danych z trzech terminów obserwacyjnych (06, 12, 18 UTC) oraz średniej dobowej prędkości wiatru i średniego dobowego zachmurzenia. W opracowaniu wykorzystano również dane na temat dobowych sum usłonecznienia oraz opadów. Analizę zjawisk meteorologicznych (burza, mgła, pokrywa śnieżna) wykonano na podstawie danych z lat 1980–1992.

Dane wykorzystane do scharakteryzowania warunków klimatycznych Hali Gąsienicowej cechują się wysokim stopniem kompletności. W obrębie 20-letniej serii pomiarowej brak jest danych z sierpnia 1981 r. oraz niektórych danych z drugiej połowy lipca 1995 r. (temperatura i wilgotność powietrza, kierunek i prędkość wiatru, zachmurzenie). Brak danych z pierwszego z wymienionych miesięcy oznacza kompletność równą 99,6%, zaś z obu tych miesięcy – 99,4%.

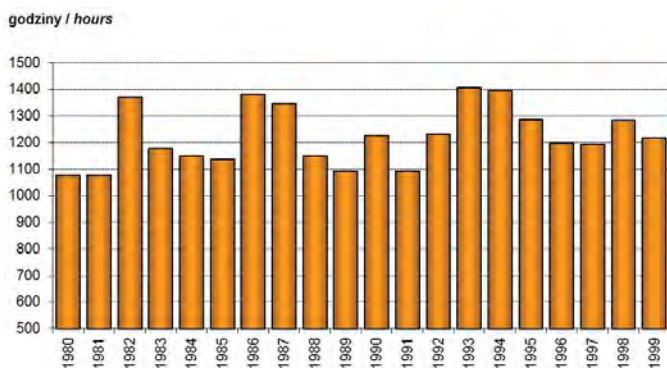
Warunki bioklimatyczne Hali Gąsienicowej opisano na podstawie materiałów z dziesięciolecia 1996–2005 i użyto danych z terminu południowego, jako najlepiej reprezentującego warunki pogodowe w porze dziennej. Obliczeń dokonano na podstawie dobowych danych o średniej, maksymalnej i minimalnej temperaturze powietrza, prędkości wiatru na wysokości 10 m oraz nad poziomem gruntu, zachmurzeniu, wilgotności względnej powietrza oraz występowaniu opadów deszczu oraz śniegu. Do oceny warunków bioklimatycznych Hali Gąsienicowej zastosowano następujące wskaźniki biotermiczne: temperatura odczuwalna (*PST*), wskaźnik obciążeń cieplnych (*UTCI*) oraz wskaźnik przewidywanej termoizolacyjności odzieży (*Iclp*). Wykonano również ocenę warunków pogodowych oraz zbadano ich stabilność. Jako uzupełnienie pokazano przykłady z badań klimatyczno-fizjologicznych prowadzonych w latach 1996–2009 na Hali Gąsienicowej. Ich przedmiotem było określenie reakcji fizjologicznych organizmu na bodźce atmosferyczne podczas letnich i zimowych wędrowek po Tatrach.

OGÓLNE CECHY KLIMATU

Średnie roczne usłonecznienie na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999 wyniosło około 1225 godzin, co odpowiada 3,4 godziny na dobę (tab. 1). Największym usłonecznieniem charakteryzuje się sierpień (średnio około 4,7 godziny na dobę), natomiast najmniejszym grudzień (średnio około 1,4 godziny na dobę). Absolutne dobowe maksimum czasu usłonecznienia zanotowano 25 czerwca 1994 r. (13,9 godzin). W rozpatrywanym wieloleciu maksymalne roczne usłonecznienie wystąpiło w 1993 r. (1407 godzin), natomiast minimalne w 1980 i 1981 r. (1076 godzin) (ryc. 1).

Tabela 1. Usłonecznienie rzeczywiste na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999

Charakterystyka	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
sumy usłonecznienia (godziny)	75,4	77,3	104,7	116,1	132,5	124,7	132,1	147,2	114,0	97,6	60,3	42,6	1225,4
średnie usłonecznienie (godzin/dobę)	2,4	2,7	3,4	3,9	4,3	4,2	4,3	4,7	3,8	3,1	2,0	1,4	3,4
maksymalne dobowe usłonecznienie (godziny)	9,0	7,8	9,9	12,1	12,9	13,9	13,6	12,3	10,7	8,8	7,0	5,5	13,9



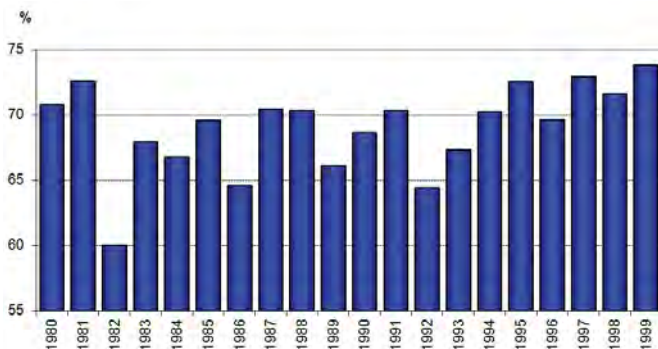
Ryc. 1. Roczne sumy usłonecznienia rzeczywistego na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999

Fig. 1. Annual totals of sunshine duration at Hala Gąsienicowa in the years 1980-1999

Średnie roczne zachmurzenie w latach 1980–1999 wyniosło 69% (tab. 2). Zachmurzenie większe od wartości średniej rocznej występowało od marca do lipca, z maksimum w czerwcu (78%), natomiast zachmurzenie mniejsze od średniej – od sierpnia do lutego, z minimum w styczniu (61%). Zróżnicowanie zachmurzenia w przebiegu dobowym jest małe i wyraża się większym zachmurzeniem w godzinach okołopołudniowych (73%) niż w godzinach rannych i wieczornych (67%). W latach 1980–1999 najmniejsze średnie roczne zachmurzenie wyniosło 60% (1982 r.), natomiast największe – 74% (1999 r.) (ryc. 2).

Tabela 2. Zachmurzenie na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999

Charakterystyka	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
średnie dobowe zachmurzenie (%)	61	65	70	74	74	78	72	68	68	63	68	67	69
średnie zachmurzenie 06 UTC (%)	63	67	70	69	69	71	65	60	65	65	69	68	67
średnie zachmurzenie 12 UTC (%)	63	68	73	78	80	84	78	76	74	66	71	69	73
średnie zachmurzenie 18 UTC (%)	58	61	68	75	74	79	72	67	64	57	65	63	67
średnia liczba dni bezchmurnych (N średnie dobowe = 0%)	1,7	1,7	1,2	0,4	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	1,3	1,0	1,9	9,7
średnia liczba dni pogodnych (N średnie dobowe $\leq 20\%$)	5,9	4,6	3,4	1,9	1,2	0,8	1,8	2,1	2,9	4,6	3,4	4,7	37,5
średnia liczba dni pochmurnych (N średnie dobowe $\geq 80\%$)	11,1	11,3	13,6	14,2	13,0	12,7	12,4	10,3	10,8	10,0	12,9	13,1	145,4
średnia liczba dni z pełnym zachmurzeniem (N średnie dobowe = 100%)	4,0	4,7	4,5	4,9	4,6	4,8	3,8	4,1	4,0	3,9	4,9	5,6	53,8

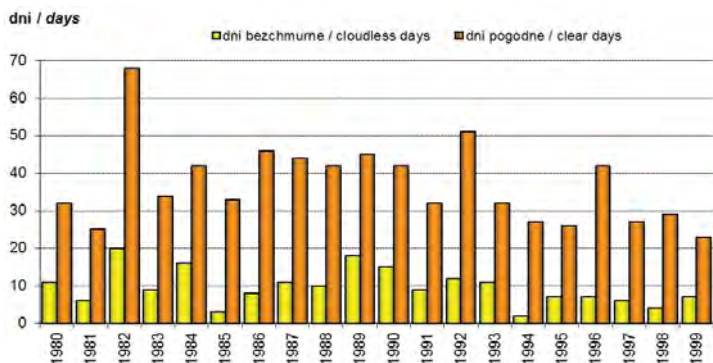


Ryc. 2. Średnie roczne zachmurzenie na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999

Fig. 2. Mean annual cloudiness at Hala Gąsienicowa in the years 1980-1999

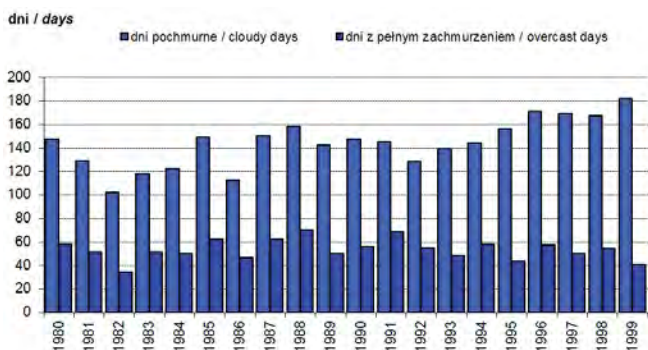
W latach 1980–1999 na Hali Gąsienicowej wystąpiło w roku średnio około 10 dni bezchmurnych i około 38 dni pogodnych. Dni bezchmurne najczęściej były notowane w grudniu (1,9), natomiast najrzadziej w maju, czerwcu i lipcu (0,1). Przebieg roczny występowania dni pogodnych jest podobny do przebiegu dni bezchmurnych. Minimum częstości dni pogodnych przypada na czerwiec (0,8), natomiast maksimum na styczeń (5,9).

Dni pochmurne i dni z pełnym zachmurzeniem występowały około 4 razy częściej niż dni bezchmurne i dni pogodne. Średnio w roku wystąpiło około 145 dni pochmurnych, najwięcej w kwietniu (14,2), najmniej w październiku (10,0). W rozpatrywanym wieloleciu zanotowano także średnio w roku 54 dni z pełnym zachmurzeniem. Maksimum częstości występowania tych dni przypada na grudzień (5,6), natomiast minimum na lipiec (3,8).



Ryc. 3. Dni bezchmurne i pogodne na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999
 Fig. 3. Number of clear sky and sunny days at Hala Gąsienicowa in the years 1980–1999

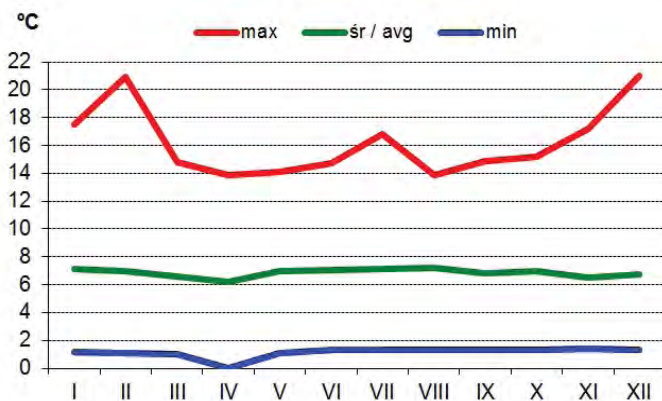
Najwięcej dni bezchmurnych i pogodnych w latach 1980–1999 wystąpiło w 1982 r. (odpowiednio 20 i 68) (ryc. 3). W wieloletnim tym dni bezchmurne najrzadziej były notowane w 1994 r. (2 przypadki), natomiast dni pogodne w 1999 r. (23 przypadki). Zmienność liczby dni pochmurnych i dni z pełnym zachmurzeniem w poszczególnych latach rozpatrywanego okresu była mniejsza niż zmienność dni bezchmurnych i pogodnych (ryc. 4). Najwięcej dni pochmurnych wystąpiło w 1999 r. (182), natomiast najmniej w 1982 r. (102). Dni z pełnym zachmurzeniem notowane były najczęściej w 1988 r. (70), natomiast najrzadziej w 1982 r. (34).



Ryc. 4. Dni pochmurne i dni z pełnym zachmurzeniem na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999
 Fig. 4. Number of cloudy and fully cloudy days at Hala Gąsienicowa in the years 1980–1999

Średnia roczna temperatura powietrza na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999 wyniosła 2,4°C (tab. 3). Najchłodniejszymi miesiącami były luty i styczeń ze średnią dobową temperaturą powietrza odpowiednio -5,3°C i -4,6°C, natomiast najcieplejszymi – sierpień i lipiec (odpowiednio 10,8°C i 10,6°C). Najmniejsza średnia dobowa temperatura powietrza wystąpiła 3 marca 1987 r. (-22,8°C), natomiast największa 3 sierpnia 1998 r. (21,8°C). Najniższą temperaturę powietrza przy powierzchni gruntu zanotowano 7 stycznia 1985 r. (-32,5°C).

Wieloletnia amplituda temperatury powietrza wyniosła 52,9°C. Najmniejszą wartością tego parametru charakteryzuje się lipiec i czerwiec (odpowiednio 25,2 i 25,7°C), natomiast największą – marzec i styczeń (odpowiednio 40,0 i 38,1°C). Średnia miesięczna dobowej amplitudy temperatury powietrza wyniosła od 6,2°C (kwiecień) do 7,2°C (sierpień) (ryc. 5). Największa dobowa amplituda temperatury powietrza w rozpatrywanym wieloleciu wystąpiła 8 grudnia 1989 r. (21,0°C), natomiast najmniejsza 29 kwietnia 1994 r. (0,0°C).



Ryc. 5. Średnie miesięczne (śr), maksymalne (max) i minimalne (min) wartości dobowej amplitudy temperatury powietrza na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999
 Fig. 5. Monthly means (śr), maximum (max) and minimum (min) values of daily temperature amplitudes at Hala Gąsienicowa, 1980–1999

Tabela 3. Charakterystyka warunków termicznych na Hali Gąsienicowej w latach 1980-1999

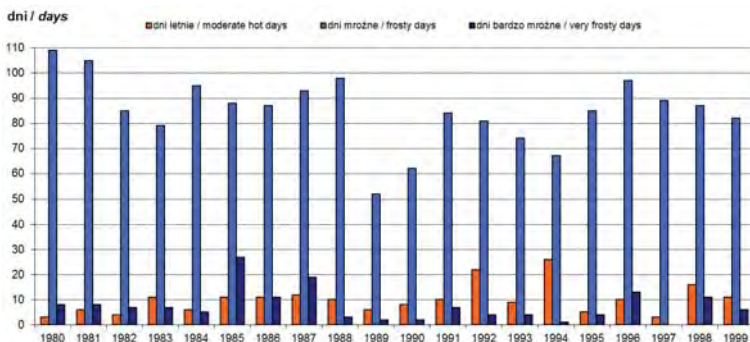
Charakterystyka		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
średnia dobową temperatura powietrza (°C)	śr	-4,6	-5,3	-3,3	0,5	5,8	8,7	10,6	10,8	7,3	3,9	-1,3	-3,9	2,4
	min	-21,9	-21,4	-22,8	-11,7	-4,8	-0,2	0,7	-4,1	-4,6	-11,4	-15,2	-19,5	-22,8
	max	7,0	7,2	9,8	11,7	17,0	19,6	20,2	21,8	17,6	14,9	10,3	10,9	21,8
minimalna temperatura powietrza przy powierzchni gruntu	śr	-12,3	-12,9	-10,0	-5,3	0,0	2,9	4,2	4,0	0,8	-2,7	-7,8	-10,8	-4,2
	min	-32,5	-29,8	-31,9	-19,4	-15,8	-6,2	-5,4	-5,2	-10,1	-23,5	-26,0	-28,1	-32,5
	max	1,2	0,6	1,9	6,8	10,1	11,3	13,2	15,4	10,2	9,3	8,5	6,3	15,4
absolutna maksymalna temperatura powietrza (°C)		10,7	11,3	14,6	17,0	21,3	23,7	24,6	25,5	20,6	20,4	15,6	13,3	25,5
rok		1998	1990	1990	1986	1983	1997	1984	1998	1986	1995	1996	1985	1998
absolutna minimalna temperatura powietrza (°C)		-27,4	-25,8	-25,4	-16,1	-9,1	-2,0	-0,6	-0,6	-6,5	-14,2	-20,1	-21,6	-27,4
rok		1987	1991	1987	1995	1982	1984	1984	1998	1993	1991	1988	1996	1987
wieloletnia amplituda temperatury powietrza (°C)		38,1	37,1	40,0	33,1	30,4	25,7	25,2	26,1	27,1	34,6	35,7	34,9	52,9

W latach 1980–1999 na Hali Gąsienicowej wystąpiło średnio w roku około 10 dni letnich (tab. 4). Dni takie były notowane od maja do września, najczęściej w sierpniu (4,5). Dzień gorący w tym okresie wystąpił zaledwie jeden raz (w sierpniu 1998 r.). Dni mroźne na Hali Gąsienicowej występowały od września do maja, zaś dni bardzo mroźne – od listopada do marca. Maksimum częstości występowania dni mroźnych i bardzo mroźnych przypada na luty (średnio 17,0 i 2,3 dni).

Tabela 4. Dni charakterystyczne termicznie na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999

Charakterystyka	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
liczba dni letnich ($t_{\max} \geq 25^{\circ}\text{C}$)	0,3	1,3	3,6	4,5	0,7	.	.	.	10,1
liczba dni gorących ($t_{\max} \geq 25^{\circ}\text{C}$)	0,1	0,1
liczba dni mroźnych ($t_{\max} < 0^{\circ}\text{C}$)	16,5	17,0	14,5	7,1	0,7	.	.	.	0,1	2,8	10,3	16,0	85,1
liczba dni bardzo mroźnych ($t_{\max} \leq -10^{\circ}\text{C}$)	2,2	2,3	1,1	0,4	1,5	7,4

Liczba dni letnich, mroźnych i bardzo mroźnych w poszczególnych latach w okresie 1980-1999 charakteryzowała się dużą zmiennością (ryc. 6). Dni letnie występowały najrzadziej w 1980 i 1997 r. (po 3 dni), natomiast najczęściej w 1994 r. (26 dni). Minimum częstości występowania dni mroźnych (52 dni) przypada na 1989 r. Najwięcej dni mroźnych w rozpatrywanym okresie odnotowano w 1980 r. (109), natomiast dni bardzo mroźnych w 1985 r. (27). Dni bardzo mroźne nie występowały w 1997 r.



Ryc. 6. Dni charakterystyczne termicznie na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999
Fig. 6. Number of days with characteristic thermal features at Hala Gąsienicowa, 1980–1999

Średnia roczna wilgotność względna powietrza na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999 wyniosła 76% (tab. 5). W przebiegu rocznym występuje wyraźne zróżnicowanie stanu uwilgotnienia powietrza. W półroczu ciepłym średnia miesięczna wilgotność względna powietrza jest większa lub równa średniej wartości rocznej (76–81%), natomiast w półroczu chłodnym jest ona od niej mniejsza (69–75%). Maksimum średniej miesięcznej wilgotności względnej powietrza przypada na czerwiec, zaś minimum – na styczeń. Najmniejsza średnia dobowa wartość rozpatrywanego parametru wystąpiła 16 stycznia 1982 r. i wynosiła ona 5%.

Zakres zmienności średnich rocznych wartości wilgotności względnej powietrza na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999 wyniósł 10% (ryc. 7). Najmniejszą średnią roczną wartością tego parametru charakteryzował się rok 1982 (71%), zaś największą rok 1997 (81%).

Tabela 5. Wilgotność powietrza na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999

Charakterystyka	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
średnia dobowa wilgotność względna (%)	69	71	74	76	77	81	80	79	80	74	75	72	76
minimalna średnia dobowa wilgotność względna (%)	5	14	21	29	35	35	32	38	35	13	13	14	5



Ryc. 7. Wilgotność powietrza na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999

Fig. 7. Relative air humidity at Hala Gąsienicowa in the years 1980–1999

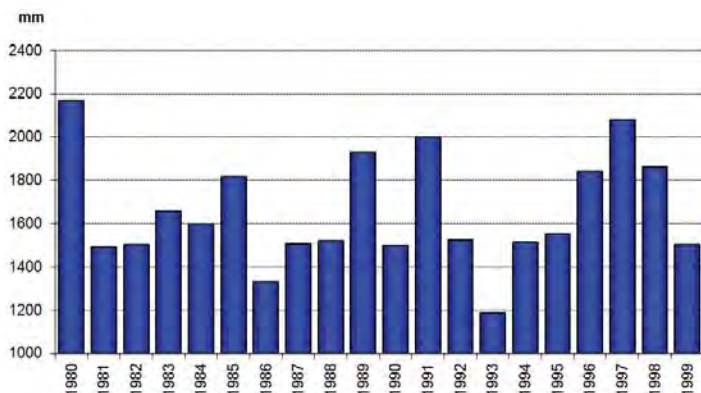
Średnia roczna suma opadów na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999 wyniosła 1662 mm (tab. 6). W przebiegu rocznym maksimum opadów przypada na lipiec (241 mm), zaś minimum na luty (60 mm). Suma opadów w półroczu ciepłym jest zdecydowanie większa niż w półroczu chłodnym (odpowiednio 70 i 30% rocznej sumy opadów). Na lato przypada 40% rocznej sumy opadów, natomiast na zimę tylko 13%.

Tabela 6. Opady atmosferyczne na Hali Gąsienicowej w latach 1980-1999

Charakterystyka	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
suma opadów (mm)	63,1	60,2	75,7	121,7	187,4	229,8	240,7	200,5	175,5	121,9	101,0	87,6	1661,7
maksymalny opad dobowy	34,2	42,0	32,0	60,4	76,3	104,2	223,5	104,4	84,6	81,4	58,7	33,6	223,5
	Rok												
Liczba dni z opadem	1982	1998	1992	1989	1981	1992	1997	1989	1996	1980	1982	1988	1992
≥ 0,1 mm	17,9	17,8	20,2	20,3	20,2	21,4	18,2	17,2	14,8	16,0	17,9	20,7	222,3
≥ 1 mm	11,5	11,9	14,1	16,4	16,5	17,7	15,6	13,7	11,9	13,0	13,5	14,1	169,6
≥ 2 mm	8,1	8,5	10,0	12,5	14,7	15,7	13,6	11,8	10,5	10,7	11,3	10,7	137,7
≥ 5 mm	3,9	3,6	5,5	7,7	10,3	11,8	10,4	8,6	8,0	6,9	7,0	6,0	89,4
≥ 10 mm	1,8	1,3	1,7	4,2	5,6	7,6	7,4	5,6	5,7	3,8	3,5	2,6	50,5
≥ 20 mm	0,4	0,2	0,4	1,1	2,9	3,4	3,5	2,6	3,2	1,7	0,7	0,5	20,2
≥ 30 mm	0,1	0,1	0,1	0,4	1,5	1,8	1,8	1,7	1,6	0,6	0,1	0,1	9,7
≥ 50 mm	.	.	.	0,1	0,3	0,6	0,8	1,1	0,5	0,2	0,1	.	3,4

Średnia roczna liczba dni z opadem wyniosła około 222. Najwięcej takich dni wystąpiło w czerwcu (21,4) i w grudniu (20,7), natomiast najmniej we wrześniu (14,8) i w październiku (16,0). W rozpatrywanym wieloleciu na Hali Gąsienicowej wystąpiło w roku średnio około 10 dni z opadem ≥ 30 mm oraz około 3 dni z opadem ≥ 50 mm. W przebiegu rocznym dni takie były notowane głównie w półroczu ciepłym, najczęściej w czerwcu i lipcu. Maksymalny opad dobowy na Hali Gąsienicowej w rozpatrywanym wieloleciu wystąpił 8 lipca 1997 r. (223,5 mm). Oprócz lipca, opad dobowy powyżej 100 mm, wystąpił także w czerwcu oraz sierpniu.

Suma opadów na Hali Gąsienicowej w poszczególnych latach w okresie 1980–1999 charakteryzowała się dużą zmiennością (ryc. 8). Największa suma opadów wystąpiła w 1980 r. (2171 mm) i była ona prawie dwukrotnie większa niż w roku 1993 (1187 mm).



Ryc. 8. Opady atmosferyczne na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999

Fig. 8. Precipitation totals (mm) at Hala Gąsienicowa in the years 1980–1999

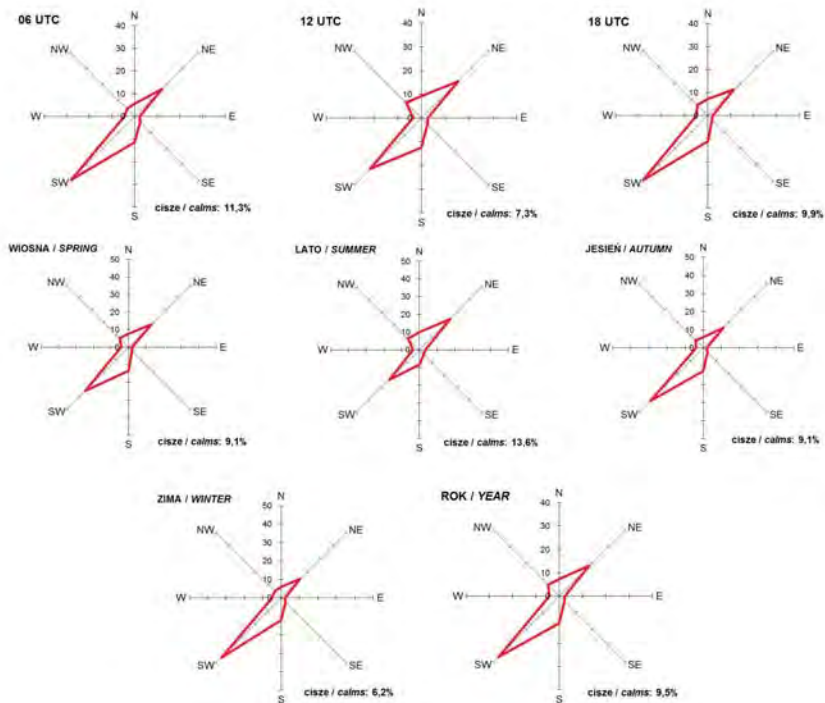
Średnia roczna liczba dni z burzą na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1992 wyniosła 26,9 (tab. 7). Miesiącami, w których nie zaobserwowano występowania tego zjawiska, były luty i grudzień. Maksimum częstości występowania burz w przebiegu rocznym przypada na lipiec (średnio 6,3 dni). Średnia roczna liczba dni z mgłą na Hali Gąsienicowej w rozpatrywanych latach wyniosła 134,7. Występowanie tego zjawiska jest charakterystyczne dla całego roku. Najczęściej mgły na Hali Gąsienicowej występowały we wrześniu (17,5 dnia), natomiast najrzadziej w styczniu (7,6 dnia). Pokrywa śnieżna na Hali Gąsienicowej w rozpatrywanym wieloleciu utrzymywała się przez 203 dni w roku. Najczęściej pokrywa śnieżna występowała w marcu (30 dni) oraz w lutym i grudniu (około 28 dni). Jedynym miesiącem, w którym w latach 1980–1992 pokrywa śnieżna nie występowała, był sierpień.

Tabela 7. Burze, mgły i pokrywa śnieżna na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1992

Charakterystyka	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
liczba dni z burzą	0,5	.	0,1	1,3	4,2	5,6	6,3	5,3	1,5	0,4	0,3	.	26,9
liczba dni z mgłą	7,6	8,0	8,8	12,5	9,5	11,5	11,2	9,0	17,5	8,4	9,9	10,3	134,7
liczba dni z pokrywą śnieżną	28,0	28,3	30,0	27,2	11,5	1,0	0,3	.	1,6	7,8	21,3	28,3	203,1

Na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999 najczęściej wiał wiatr południowo-zachodni (36,6%), północno-wschodni (18,3%) i południowy (11,7%), najrzadziej natomiast wiatr wschodni (2,3%) i południowo-wschodni (3,2%) (ryc. 9). Ciszę stanowiły 9,5% przypadków. Rozpatrując przebieg roczny kierunku wiatru można dostrzec wyraźne zróżnicowanie tego parametru w poszczególnych porach roku. Wiosną, jesienią i zimą dominuje wiatr z kierunku południowo-zachodniego, który występuje zdecydowanie częściej niż drugi w kolejności wiatr północno-wschodni. W lecie natomiast sytuacja jest inna, gdyż w tej porze roku udział wiatru północno-wschodniego jest większy niż wiatru południowo-zachodniego. Częstość występowania cisz jest największa latem (13,6%), natomiast najmniejsza zimą (6,2%).

W przebiegu dobowym zmienność kierunków wiatru jest mała. Największe różnice są wyrażone częstszym występowaniem wiatru południowo-zachodniego rano i wieczorem w porównaniu do godzin okołopołudniowych, a także większym udziałem wiatru północno-wschodniego w wieczornym terminie obserwacji. Częstość występowania cisz jest największa rano (11,3%), natomiast najmniejsza w godzinach okołopołudniowych (7,3%).



Ryc. 9. Rozkład kierunków wiatru (%) na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999
 Fig. 9. Distribution of wind directions at Hala Gąsienicowa, 1980–1999

Średnia dobowa prędkość wiatru na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999 wyniosła $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (tab. 8). Najmniejsze średnie prędkości wiatru występują latem i późną wiosną, natomiast największe – zimą i wczesną wiosną. Minimum prędkości wiatru w przebiegu rocznym przypada na lipiec ($1,9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), natomiast maksimum na grudzień ($3,8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Zróżnicowanie prędkości wiatru w przebiegu dobowym jest bardzo małe. Największe różnice występują w lipcu, kiedy to średnia prędkość wiatru rano i wieczorem jest mniejsza o $0,3\text{--}0,4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ w porównaniu do godzin okołopołudniowych.

Średnia roczna liczba dni z wiatrem o małej prędkości ($v_{\text{sr.dob.}} < 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) wyniosła 146,7. Najmniej tych dni występuje w zimie, zwłaszcza w styczniu i w lutym (w obu miesiącach 8,1), natomiast najwięcej w lecie, zwłaszcza w lipcu (17,7). Dni z wiatrem o dużej prędkości ($v_{\text{sr.dob.}} \geq 8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) występowały prawie 6-krotnie rzadziej niż dni z małą prędkością wiatru. W przebiegu rocznym minimum częstości występowania dni z dużą prędkością wiatru przypada na czerwiec i sierpień (w obu miesiącach średnio 0,5), natomiast maksimum – w grudniu (3,7).

Tabela 8. Charakterystyki prędkości wiatru
na Hali Gąsienicowej w latach 1980–1999

Charakterystyka	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
średnia dobowa prędkość wiatru ($m \cdot s^{-1}$)	3,7	3,4	3,6	3,1	2,5	2,0	1,9	2,0	2,7	3,5	3,4	3,8	3,0
średnia prędkość wiatru 6 UTC ($m \cdot s^{-1}$)	3,8	3,5	3,5	3,1	2,5	2,0	1,9	1,9	2,7	3,5	3,3	3,9	3,0
średnia prędkość wiatru 12 UTC ($m \cdot s^{-1}$)	3,6	3,3	3,5	3,1	2,6	2,2	2,2	2,1	2,7	3,3	3,3	3,8	3,0
średnia prędkość wiatru 18 UTC ($m \cdot s^{-1}$)	3,8	3,6	3,7	3,0	2,5	1,8	1,8	2,1	2,8	3,6	3,4	3,7	3,0
liczba dni ze średnią dobową prędkością wiatru <2 ($m \cdot s^{-1}$)	8,1	8,1	9,6	11,1	15,0	17,2	17,7	16,3	12,8	10,8	11,6	9,0	146,7
liczba dni ze średnią dobową prędkością wiatru ≥ 8 ($m \cdot s^{-1}$)	3,3	2,3	3,5	2,3	1,2	0,5	0,6	0,5	1,7	3,3	3,0	3,7	25,8

PRZESTRZENNE ZRÓŻNICOWANIE NIEKTÓRYCH CECH KLIMATU

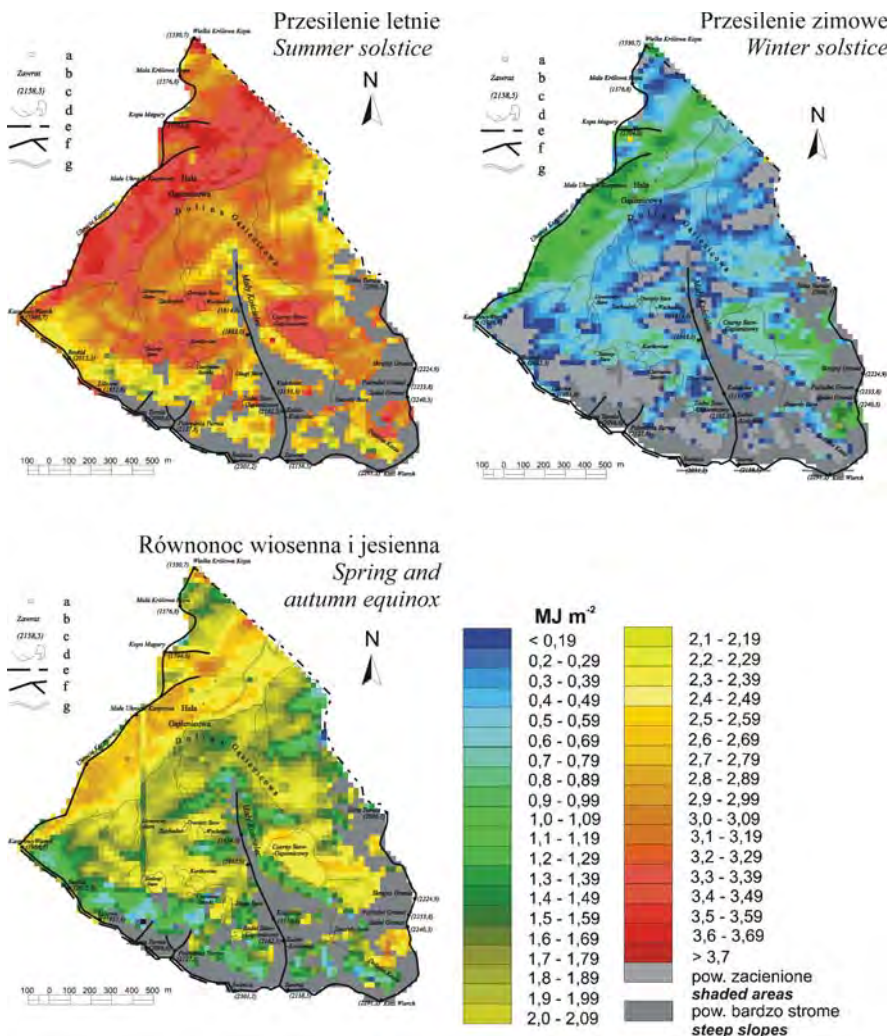
Standardowe pomiary meteorologiczne prowadzone są punktowo. W poszczególnych częściach Doliny Suchej Wody, o urozmaiconej rzeźbie i pokryciu terenu, niektóre cechy klimatu różnią się znacznie od obserwowanych na stacji meteorologicznej na Hali Gąsienicowej. Do oszacowania ich zmienności przestrzennej stosuje się różnego rodzaju modele cyfrowe. W obecnym opracowaniu przedstawiono zróżnicowanie przestrzenne dwóch elementów klimatu: bezpośredniego promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni terenu oraz prędkości wiatru.

Do obliczeń sum bezpośredniego promieniowania Słońca, maksymalnie możliwego przy braku zachmurzenia (sum potencjalnych promieniowania słonecznego), na jednostkę powierzchni Ziemi o dowolnym nachyleniu, wykorzystano program „POLEPODS” (Styszyńska 1995). Program uwzględnia wszystkie czynniki astronomiczne, geometrię zbczocy oraz procesy osłabiania promieniowania słonecznego w atmosferze (w funkcji jej przezroczystości). Obliczono godzinne sumy promieniowania całkowitego (pomiędzy godziną 11⁰⁰ a 12⁰⁰, aby wyeliminować zjawisko samozacienienia), przyjmując współczynnik przezroczystości atmosfery $q=0,8$, w czterech wybranych dniach roku: przesilenia letniego i zimowego oraz równonocy wiosennej i jesiennej (ryc. 10).

Na badanym obszarze największe wartości sum promieniowania obliczono 22 czerwca a najmniejsze 22 grudnia, co jest spowodowane wysokością Słońca nad horyzontem. W dniu przesilenia letniego obliczone sumy godzinne promieniowania wahały się od 0,9 do 3,7 MJ m⁻². 21 marca i 23 września nie przekraczały 3,0 MJ m⁻². Zimą były o około 50% mniejsze w stosunku do okresu wiosenno-jesienno.

Wyraźnie uprzywilejowane są stoki o ekspozycji dosłonecznej (z sektora południowego). Szczególnie jest to wyraźne na stokach południowo-wschodnich Uhrocia Kasprowego oraz południowo-zachodnich stokach Granatów,

Żółtej Turni i Kościelca. Bardzo dobre warunki energetyczne występują również w dnie Doliny Suchej Wody, w centralnej części Hali Gąsienicowej oraz w rejonie Zielonego Stawu Gąsienicowego.



Ryc. 10. Sumy godzinne bezpośredniego promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni terenu w charakterystycznych dniach. a – zabudowania; b – nazwy szczytów; c – wysokości szczytów; d – strumienie i jeziora; e – granica państwa; f – grzbiety górskie; g – droga

Fig. 10. Hourly sums of direct solar radiation reaching earth surface in characteristic days of year: summer solstice (przesilenie letnie), winter solstice (przesilenie zimowe) and spring/autumn equinox (równonoc wiosenna i jesienna). a – buildings; b – names of peaks; c – peaks altitude; d – streams and lakes; e – state border; f – ridges; g – road

Największe zróżnicowanie przestrzenne obliczonych sum promieniowania można prześledzić na mapie w dniu przesilenia letniego. Występujące pomiędzy poszczególnymi polami podstawowymi niewielkie różnice w nachyleniu i ekspozycji stoku znajdują swoje odzwierciedlenie w obliczonych wartościach sum promieniowania.

W dniu przesilenia zimowego ze względu na niewielką wysokość Słońca, która nie przekracza wtedy kilkunastu stopni, duże fragmenty omawianego obszaru znajdują się w cieniu, lub też otrzymują niewielką ilość promieniowania słonecznego. Występują one głównie na: północnych stokach głównej grani Tatr, północno-wschodnich stokach Kościelca, oraz na skierowanych w kierunku północno-wschodnim Żółtej Turni. Obszary te stanowią około 15% analizowanej powierzchni.

W okresach równonocy wiosennej i jesiennej ponad 50% powierzchni otrzymuje sumy promieniowania wynoszące od 1,0 do 2,0 MJ m⁻². 22 czerwca dominują pola podstawowe o sumach promieniowania od 2 do 4 MJ m⁻², 22 grudnia – 50% powierzchni otrzymuje sumy promieniowania nie przekraczające 1,0 MJ m⁻².

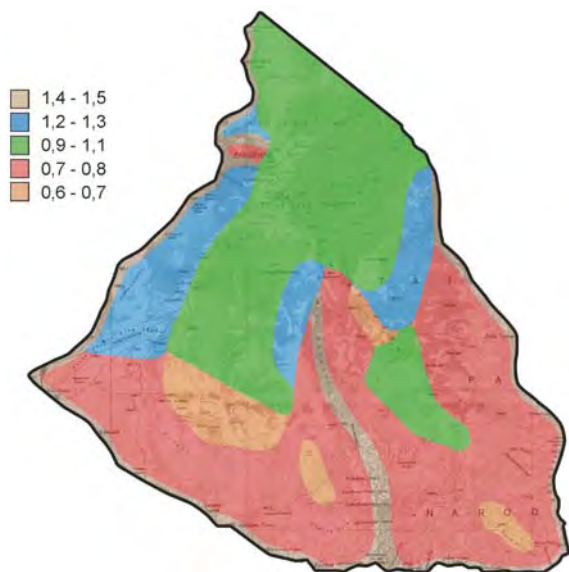
W okresie przesilenia letniego większość badanych powierzchni uzyskuje wartości równe lub większe od tych, jakie są charakterystyczne dla powierzchni poziomej. Niewielka tylko ich część, głównie o znacznym nachyleniu i ekspozycji północnej, uzyskuje sumy niższe w stosunku do powierzchni horyzontalnej.

Znacznie większe kontrasty występują w dniach równonocy i przesilenia zimowego. Wówczas na większości powierzchni notowane są mniejsze wartości sum promieniowania w stosunku do powierzchni płaskich. Najkorzystniejsze warunki radiacyjne mają południowe stoki Uhrocia Kasprowego, które otrzymują o połowę energii więcej niż powierzchnie poziome. Podobne sumy promieniowania słonecznego, w stosunku do płaskich powierzchni odniesienia, notuje się w rejonie Czarnego Stawu Gąsienicowego oraz Zielonego Stawu. Są to tereny o niewielkim zróżnicowaniu rzeźby terenu.

22 grudnia wyraźnie zaznaczają się granice pomiędzy obszarami o zmniejszonej i zwiększonej ilości energii w stosunku do powierzchni horyzontalnej. „Uprzywilejowane” są wszystkie powierzchnie o spadkach od 20 do 35° i ekspozycji południowo-wschodniej. W większości otrzymują one ponad 150% energii notowanej na powierzchniach płaskich. Niektóre obszary o ekspozycji południowej i dużym nachyleniu mogą otrzymywać trzykrotnie więcej energii niż powierzchnie poziome.

Względne prędkości wiatru określono za pomocą metody E. Romanowej (Kozłowska-Szczęsna i in. 1997). Określa ona zmiany prędkości wiatru spowodowane rzeźbą terenu i usytuowaniem poszczególnych fragmentów terenu w stosunku do przeważających kierunków wiatru. Prezentowana

mapa (ryc. 11) obrazuje względne prędkości wiatru przy napływie powietrza z południowego-zachodu. Dno Doliny Gąsienicowej, w tym otoczenie stacji meteorologicznej oraz rejonu Czarnego Stawu Gąsienicowego, charakteryzują się przeciętnymi warunkami wietrznymi. Zwiększone w stosunku do tego terenu prędkości wiatru obserwuje się na stokach Uhrocia Kasprowego, na zachodnich stokach Małego i Dużego Kościelca oraz na stokach Granatów. Osłabienie prędkości wiatru jest natomiast notowane na stokach zawietrznych głównego grzbietu Tatr oraz masywu Kościelca.



Ryc. 11. Względne prędkości wiatru podczas napływu powietrza z południowego zachodu

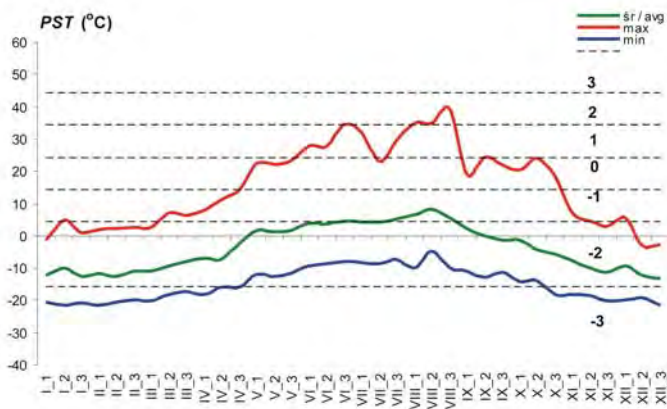
fig. 11. Relative wind speeds during air advection from south-east

WARUNKI BIOKLIMATYCZNE

Jednym z podstawowych elementów oceny warunków bioklimatycznych są obciążenia cieplne i odczucia cieplne organizmu, powodowane przez aktualną sytuację atmosferyczną. Ocena ich oddziaływania na organizm człowieka opiera się na analizie rodzaju i natężenia różnych bodźców pogodowych. Działanie poszczególnych bodźców może być zwiększone, między innymi przez ich współdziałanie (synergizm). Bodźce pogodowe można ująć w trzy zespoły: zespół bodźców fizycznych, chemicznych oraz biologicznych (aerozoli organicznych). Reakcja organizmu ludzkiego na bodźce atmosferyczne zależy przede wszystkim od ich intensywności. Bodźce słabe powodują utratę przystosowania, bodźce umiarkowane działają pobudzająco i hartująco, bodźce silne mogą natomiast spowodować nadmierne obciążenie organizmu (Kozłowska-Szczęsna i in. 1997).

Wskaźnikiem odczuć cieplnych człowieka jest temperatura odczuwalna (*PST*), wyrażona w stopniach Celsjusza. Odczucia te powstają w wyniku oddziaływania bodźców termicznych otoczenia na receptory ciepła i zimna rozmieszczone w skórze i uwzględniają proces adaptacji organizmu do aktualnych warunków termicznych (Błażejczyk 2003, 2004).

Średnie wartości *PST* na Hali Gąsienicowej wahają się od $-13,2^{\circ}\text{C}$ pod koniec grudnia do $8,2^{\circ}\text{C}$ w połowie sierpnia, co odpowiada dwóm przedziałom w skali odczuć cieplnych: „zimno” i „chłodno”. Maksymalna wartość *PST* rozszerza ten zakres do odczucia „gorąco” latem (max wartość $39,1^{\circ}\text{C}$ pod koniec sierpnia), a minimalna ($-21,5^{\circ}\text{C}$ w trzeciej dekadzie grudnia) do odczucia „bardzo zimno”. Średnie wartości *PST*, lokujące się w przedziale „chłodno”, występują jedynie od czerwca do końca sierpnia. Natomiast najwyższe wartości, z przedziałów „ciepło” i „gorąco” występują od III dekady maja do końca sierpnia, z wyraźnym spadkiem w II dekadzie lipca (ryc. 12).



Ryc. 12. Średnie dekadowe (śr), maksymalne (max) i minimalne (min) wartości temperatury odczuwalnej (*PST*) na Hali Gąsienicowej (1996–2005). Odczucia cieplne: -3 – bardzo zimno; -2 – zimno; -1 – chłodno; 0 – komfortowo; 1 – ciepło; 2 – gorąco; 3 – bardzo gorąco

Fig. 12. Mean (śr), maximum (max) and minimum (min) 10-days values of physiological subjective temperature (*PST*) at Hala Gąsienicowa (1996–2005). Thermal sensations: -3 – very cold; -2 – cold; -1 – cool; 0 – comfortable; 1 – warm; 2 – hot; 3 – very hot

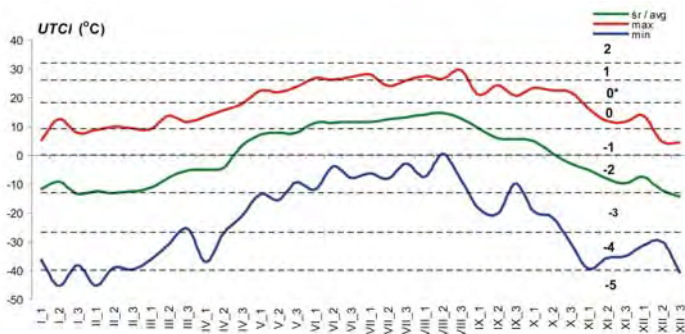
Halę Gąsienicową cechuje dość szeroki zakres występujących rodzajów subiektywnego odczucia cieplnego; w poszczególnych miesiącach rozpiętość odczuć cieplnych obejmuje od 2 (zimną) do 5 (latem) klas odczucia. Dominującym rodzajem odczucia jest „zimno”, które występuje w każdym miesiącu, przez 74% dni w roku (od 50% dni w sierpniu do 89% dni w listopadzie). Odczucie „chłodno” przeważa przez 12% dni w roku, z wyłączeniem stycznia i lutego, natomiast odczucie „komfortowo” tylko przez 5% dni w roku, w miesiącach od maja do października. Okres występowania odczucia

„ciepło” jest zawężony do 3 miesięcy w roku, a jedynie w sierpniu notuje się dni, w których w godzinach okołopołudniowych subiektywnym odczuciem cieplnym może być „gorąco” (tab. 9).

Tabela 9. Częstość (%) różnych odczuć cieplnych (PST) na Hali Gąsienicowej (1996–2005)

Odczucia cieplne	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
mroźnie
bardzo zimno	20,1	22,2	13,3	2,7	0,6	9,3	18,8	7,2
zimno	79,6	77,8	83,9	86,7	67,4	62,7	59,5	50,2	71,0	80,5	88,7	80,5	74,0
chłodno	0,3	.	2,8	10,7	21,2	20,7	24,5	27,1	20,3	16,5	2,0	0,7	12,2
komfortowo	11,4	10,3	12,2	19,1	8,3	2,0	.	.	5,3
ciepło	6,0	3,9	2,3	0,3	0,3	.	.	1,1
gorąco	0,3	.	1,3	0,1
bardzo gorąco
upalnie

Obciążenia cieplne człowieka oceniono za pomocą nowego wskaźnika *UTCI* (°C), który jest definiowany jako ekwiwalentna temperatura powietrza, przy której w warunkach referencyjnych podstawowe parametry fizjologiczne organizmu przyjmują takie same wartości jak w warunkach rzeczywistych (Błażejczyk i in. 2010).



Ryc. 13. Średnie dekadowe (śr), maksymalne (max) i minimalne (min) wartości obciążeń cieplnych (*UTCI*) na Hali Gąsienicowej (1996–2005). Skala obciążeń: -5 – nieznośny stres zimna; -4 – bardzo silny stres zimna; -3 – silny stres zimna; -2 – umiarkowany stres zimna; -1 – łagodny stres zimna; 0,0* – brak obciążeń cieplnych; 1 – umiarkowany stres ciepła; 2- silny stres ciepła

Fig. 13. Mean (śr), maximum (max) and minimum (min) 10-days values of universal thermal climate index (*UTCI*) at Hala Gąsienicowa (1996–2005). Stress categories: -5 – extreme cold; -4 – very strong cold; -3 – strong cold; -2 – moderate cold; -1 – slight cold; 0,0* – no thermal stress; 1 – moderate heat; 2 – strong heat stress

Średnie wartości *UTCI* notowane na Hali Gąsienicowej wskazują na występowanie umiarkowanego stresu zimna od połowy października do połowy kwietnia. Brak obciążeń cieplnych występuje od początku czerwca do pierwszej dekady października. Minimalne wartości tego wskaźnika pokazują, że na analizowanym obszarze przez cały rok występuje stres zimna – od nieznośnego i bardzo silnego w miesiącach zimowych (minimalna zanotowana wartość *UTCI* wynosi $-45,4^{\circ}\text{C}$), do umiarkowanego w półroczu ciepłym. Występujące latem maksymalne obciążenia cieplne mieszczą się w klasie umiarkowanego stresu ciepła ($29,6^{\circ}\text{C}$ w III dekadzie sierpnia) (ryc. 13).

W skali roku na Hali Gąsienicowej dominują dni charakteryzujące się umiarkowanym (27%) i łagodnym (25%) stresem zimna oraz brakiem obciążeń cieplnych (22%). Występują one we wszystkich miesiącach roku. W półroczu ciepłym stopniowo wzrasta częstość warunków z klasy komfortu cieplnego (od 10% dni w maju do 26% dni w sierpniu). Silny stres zimna występuje od października do maja (przez 16% dni w roku), natomiast występowanie stresu ciepła jest bardzo rzadko notowane (tab. 10).

Tabela 10. Częstość (%) obciążeń cieplnych (*UTCI*) na Hali Gąsienicowej (1996–2005)

Rodzaj obciążeń	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
nieznośny stres zimna	0,7	0,7	0,3	0,1
bardzo silny stres zimna	9,2	8,1	3,3	2,0	0,6	3,7	6,3	2,8
silny stres zimna	32,1	39,5	28,5	14,3	0,7	.	.	.	1,0	11,0	27,0	37,9	16,0
umiarkowany stres zimna	42,8	40,3	45,8	32,7	16,0	4,7	2,9	1,2	16,3	32,2	43,3	43,3	26,8
łagodny stres zimna	13,9	10,0	19,2	38,0	39,5	35,0	25,9	19,3	41,0	31,4	20,0	10,5	25,3
brak obciążeń cieplnych	1,3	1,5	3,2	13,0	33,8	42,7	52,8	52,2	32,0	21,8	6,0	1,7	21,8
brak obciążeń cieplnych (strefa komfortu cieplnego)	10,1	15,7	17,7	26,0	9,7	3,0	.	.	6,8
umiarkowany stres ciepła	2,0	0,6	1,3	0,3
silny stres ciepła

Wskaźnik przewidywalnej termoizolacyjności odzieży (*Iclp*, w jednostkach clo), pozwala na określenie izolacyjności odzieży niezbędnej w danych warunkach atmosferycznych do zachowania równowagi cieplnej organizmu człowieka (Błażejczyk 2004). Na Hali Gąsienicowej zaleca się stosowanie odzieży o przewidywanej termoizolacyjności od 0,5 clo (odzież lekka, tzn. długie spodnie + koszula z krótkim rękawem lub sukienka z krótkim rękawem lub lekki ubiór sportowy) do 3,0 clo (odzież zimowa lekka, tzn. długie spodnie + długi rękaw + ocieplana kurtka + nakrycie głowy + szalik + rękawiczki) (ryc. 14). Od maja do września, w zależności od warunków atmosferycznych, zalecana jest odzież lekka, zwykła lub sezonów przejściowych.

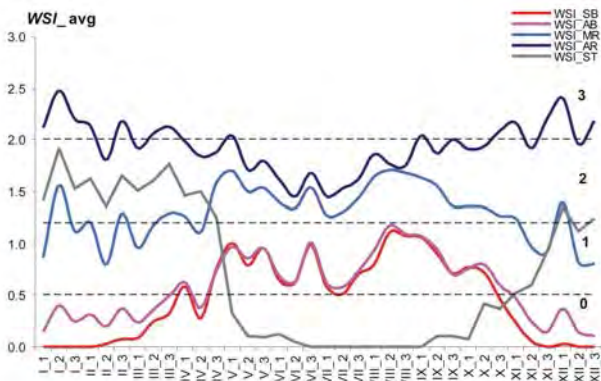
Warunki pogodowe występujące na Hali Gąsienicowej scharakteryzowano wykorzystując informacje o cechach biotermicznych pogody (odczucia cieplne człowieka, intensywność bodźców radiacyjnych, rodzaj stresu termofizjologicznego, natężenie uczucia parności) oraz wybranych charakterystyk meteorologicznych (kontrastowość warunków termicznych w ciągu dnia, występowanie opadów atmosferycznych, występowanie pokrywy śnieżnej) (Błażejczyk 2004). Poszczególne sytuacje pogodowe oceniono z punktu widzenia ich przydatności dla głównych form rekreacji i turystyki: kąpeli słonecznych (*WSI_SB*), kąpeli powietrznych (*WSI_AB*), spacerów (*WSI_MR*), turystyki pieszej (*WSI_AR*) oraz turystyki narciarskiej (*WSI_ST*).

Pogoda przydatna dla kąpeli słonecznych oraz kąpeli powietrznych na Hali Gąsienicowej występuje najczęściej od maja do września (przez ok. 25% dni w miesiącu), przy czym w lipcu notuje się zdecydowany spadek liczby dni przydatnych dla tych form rekreacji (tab. 12). Należy zawsze pamiętać, by odzież była dostosowana do aktualnej temperatury powietrza. Spacerować można być praktykowane począwszy od III dekady kwietnia do I dekady listopada oraz w niedługich okresach podczas półrocza zimowego (ryc. 15); od maja do września pogoda przydatna do spacerów występuje przez prawie wszystkie dni w miesiącu.

Intensywną turystykę można natomiast praktykować przez cały rok, jedynie od czerwca do lipca mogą wystąpić dni z pogodą nieprzydatną, z uwagi na pojawiające się wtedy obciążające warunki termiczno-wilgotnościowe (tab. 12). Należy jednak pamiętać, że w miesiącach zimowych dość często pojawiają się sytuacje pogodowe znacznie ograniczające większość form aktywnego wypoczynku (np. turystyki pieszej, wspinaczek). Warunki korzystne do uprawiania turystyki narciarskiej występują od I dekady grudnia aż do ostatniej dekady kwietnia, w rejonie Hali Gąsienicowej zalega wówczas gruba warstwa pokrywy śnieżnej (ryc. 15).

Tabela 12. Częstość (%) występowania nieprzydatnej i przydatnej pogody dla różnych form rekreacji i turystyki (WSI) w poszczególnych miesiącach na Hali Gąsienicowej (1996–2005)

Przydatność pogody	WSI	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
nieprzydatna	WSI_SB	100,0	98,9	92,4	81,0	65,5	68,3	72,3	60,5	69,0	75,9	96,7	99,7
	WSI_AB	73,8	72,8	71,2	71,0	62,1	67,0	68,4	54,5	66,7	68,4	78,0	80,0
	WSI_MR	34,4	44,4	43,3	24,0	6,1	.	0,3	0,6	10,3	26,3	39,7	39,0
	WSI_AR	0,6	5,3	3,9	6,2	0,3	0,3	.	.
	WSI_ST	0,3	.	0,3	17,7	88,2	97,0	100,0	100,0	95,3	81,8	50,7	19,1
przydatna z ograniczeniami	WSI_SB	.	.	0,3	1,3	5,9	9,7	11,7	9,6	2,0	3,6	.	.
	WSI_AB	26,2	26,0	25,1	14,3	10,6	10,7	15,2	14,9	4,7	11,5	18,7	19,6
	WSI_MR	39,4	28,4	27,8	48,0	61,9	78,7	82,7	65,2	58,7	44,4	38,3	41,1
	WSI_AR	36,7	48,0	48,2	55,0	56,7	63,0	67,5	51,1	51,0	50,5	45,3	41,0
	WSI_ST	68,5	72,8	68,3	53,3	9,1	1,7	.	.	3,7	12,8	40,0	59,4
przydatna bez ograniczeń	WSI_SB	.	1,1	7,3	17,7	28,6	22,0	16,0	29,9	29,0	20,5	3,3	0,3
	WSI_AB	.	1,1	3,8	14,7	27,3	22,3	16,3	30,6	28,7	20,2	3,3	0,3
	WSI_MR	26,2	27,2	28,8	28,0	32,0	21,3	16,9	34,2	31,0	29,4	22,0	20,0
	WSI_AR	63,3	52,0	51,8	45,0	42,7	31,7	28,6	42,7	48,7	49,2	54,7	59,0
	WSI_ST	31,1	27,2	31,4	29,0	2,6	1,3	.	.	1,0	5,4	9,3	21,5



Ryc. 15. Ocena przydatności pogody dla różnych form rekreacji i turystyki (WSI_{avg}) na Hali Gąsienicowej (1996–2005); 0 – warunki niekorzystne; 1 – warunki umiarkowanie korzystne; 2 – warunki korzystne; 3 – warunki bardzo korzystne

Fig. 15. Evaluation of weather suitability for different form of recreation and tourism (due to WSI_{avg}), Hala Gąsienicowa (1996–2005); 0 – unsuitable; 1 – moderately suitable; 2 – suitable; 3 – very suitable weather conditions

Z punktu widzenia bioklimatologii duże znaczenie dla możliwości rekreacji i turystyki w terenie otwartym, z uwagi na konieczność adaptowania się organizmu człowieka do ciągle zmieniających się warunków pogodowych, ma również stabilność warunków pogodowych (Błażejczyk 1983). Klimat Hali Gąsienicowej charakteryzuje się dużą zmiennością warunków pogodowych z dnia na dzień.

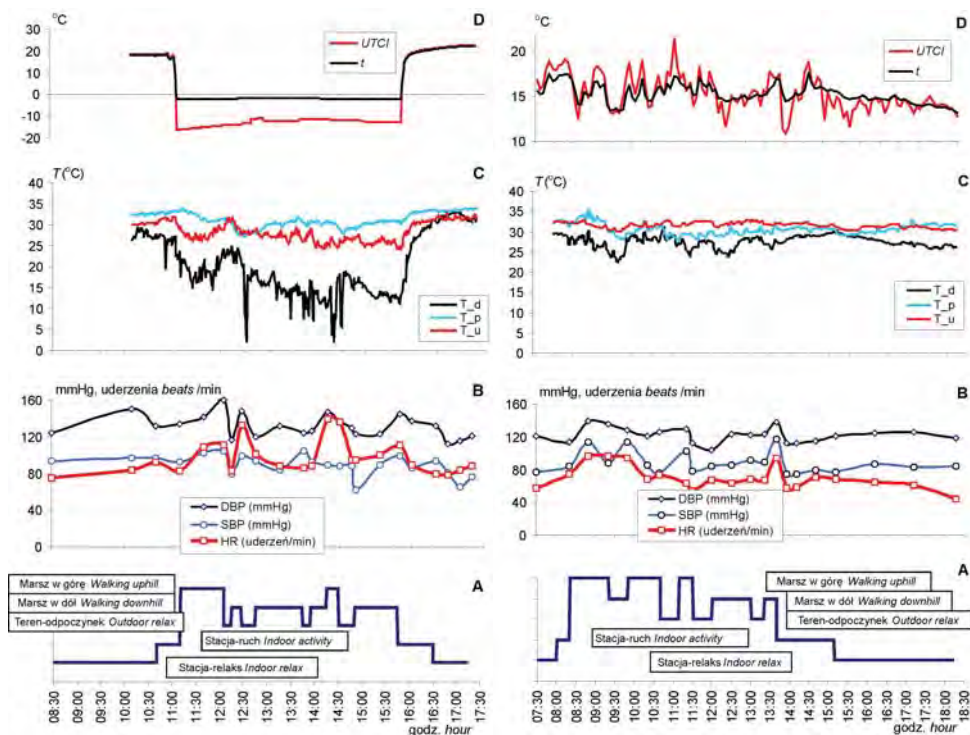
Prawdopodobieństwo występowania na Hali Gąsienicowej 3 kolejnych dni z pogodą przydatną do kąpiei słonecznych i powietrznych wynosi od 0% w miesiącach zimowych do prawie 15% w maju i ok. 11% w sierpniu i we wrześniu, natomiast dla spacerów kształtuje się na podobnym poziomie przez cały rok (od 17 do 8%), z pominięciem czerwca, lipca i listopada. Największe prawdopodobieństwo wystąpienia pogody przydatnej dla intensywnej turystyki wynosi od 35 do 50% dni miesiącu w półroczu zimowym oraz około 20% dni w półroczu letnim, jednak również z wyłączeniem czerwca i lipca (tab. 13).

Pogoda nieprzydatna dla biernych form wypoczynku pojawia się od 100% dni w przypadku kąpiei słonecznych i ok. 70% dni w przypadku kąpiei powietrznych w półroczu zimowym, natomiast w półroczu letnim prawdopodobieństwo jej wystąpienia wynosi od 40 do 60%. Prawdopodobieństwo wystąpienia złych warunków pogodowych dla spacerów wynosi od ok. 25% w półroczu zimowym do 0–4% w półroczu letnim, nie występuje natomiast wcale w przypadku turystyki intensywnej (tab. 13).

Tabela 13. Prawdopodobieństwo (w %) pojawienia się przez kolejne 3 dni pogody nieprzydatnej (0) i przydatnej (3) dla poszczególnych form rekreacji i turystyki na Hali Gąsienicowej (1996–2005)

Miesiąc	Przydatność pogody	Kąpiele słoneczne	Kąpiele powietrzne	Łagodna turystyka	Intensywna turystyka	Turystyka narciarska
I	0	99,4	64,8	18,4	.	.
	3	.	.	12,9	53,2	16,1
II	0	89,7	25,8	29,0	.	.
	3	.	12,3	18,7	36,5	12,3
III	0	91,0	62,3	25,5	.	.
	3	1,6	.	11,9	36,1	14,8
IV	0	74,8	61,3	10,3	.	13,2
	3	9,4	8,7	10,6	23,5	10,3
V	0	55,8	49,7	1,3	.	87,4
	3	15,5	14,2	17,4	24,2	.
VI	0	61,0	52,9	.	.	93,2
	3	5,5	5,5	5,5	8,1	.
VII	0	62,3	54,8	,	0,3	99,4
	3	2,3	2,3	2,6	5,5	.
VIII	0	46,1	40,0	.	0,3	99,4
	3	10,6	11,6	16,8	17,7	.
IX	0	55,8	53,2	4,2	.	91,6
	3	12,6	12,6	14,2	31,9	0,3
X	0	72,3	55,8	16,8	.	79,7
	3	9,0	9,0	14,8	34,8	0,6
XI	0	92,9	64,8	23,5	.	48,1
	3	0,3	0,3	5,8	41,3	0,3
XII	0	99,4	75,8	23,5	.	17,4
	3	.	.	7,7	49,7	9,4

W latach 1996–2009 przeprowadzono w Dolinie Suchej Wody kilka serii terenowych badań klimatyczno-fizjologicznych. Ich celem było poznanie rzeczywistych reakcji fizjologicznych człowieka na bodźce atmosferyczne podczas letnich i zimowych wędrówek pieszych po Tatrach. Podczas badań monitorowano stan atmosfery, mierząc: całkowite promieniowanie słoneczne, temperaturę i wilgotność powietrza oraz prędkość wiatru. Równocześnie, podczas kilkogodzinnych eksperymentów obserwowano reakcje fizjologiczne badanych osób (temperaturę skóry, ciśnienie krwi, tętno, efektywność pocenia się). W obecnym opracowaniu przedstawiono dwa przykłady zaczerpnięte z tych badań, a mianowicie: 18 sierpnia 2001 r. i 14 lutego 2007 r. (charakteryzujące odpowiednio: okres letni i zimowy). Osoby uczestniczące w badaniach mieszkały na Stacji Naukowej IGIPZ PAN na Hali Gąsienicowej.



Lato (18.08.2001)

Zima (14.02.2007)

Ryc. 16. Zmiany parametrów fizjologicznych organizmu (mężczyzna w wieku około 50 lat) podczas różnych faz eksperymentu terenowego w okresie lata i zimy. A – fazy eksperymentu terenowego; B – zmiany ciśnienia skurczowego i rozkurczowego krwi oraz tętna; C – zmiany temperatury skóry dłoni, piersi i uda; D – zmiany temperatury powietrza (t) i wskaźnika obciążeń cieplnych ($UTCI$)

Fig. 16. Changes in physiological parameters of an organism in 50 years old male during consecutive steps of field experiment in summer and winter. A – steps of field experiment; B – changes in systolic and diastolic blood pressure and heart rate; C – changes in skin temperature on palm, torso and thigh; D – changes in air temperature and universal thermal climate index ($UTCI$)

Schemat każdego eksperymentu był następujący: po nocnym spoczynku mierzono ciśnienie krwi oraz tętno, aby określić ich wartość spoczynkową; po śniadaniu obserwatorzy montowali na powierzchni ciała czujniki temperatury skóry, a po kilkunastu minutach wyruszali na wędrowkę terenową. Wędrowka odbywała się po szlakach turystycznych Hali Gąsienicowej. Po 4–5 godzinnej wędrowce obserwatorzy wracali na stację, gdzie przez 2–3 godziny kontynuowano pomiary, aby określić tempo powrotu parametrów fizjologicznych organizmu do warunków wyjściowych. Podczas wędrowki obserwatorzy mierzili w wytypowanych wcześniej miejscach (po podejściach, odpoczynkach, zejściach) ciśnienie krwi i tętno oraz określali efektywność pocenia się. Na rycinie 16 zaznaczono okresy marszu (w górę i w dół), odpoczynków w terenie oraz przebywania w budynku Stacji.

Analiza uzyskanych wyników pokazuje, że letnie i zimowe wędrówki piesze po górach powodują podobne do siebie obciążenia pracy serca. Zarówno podczas podejść terenowych, jak i marszu w dół bardzo silnie wzrasta ciśnienie skurczowe krwi oraz tętno. Niemniej, nawet kilkuminutowe odpoczynki uspokajają pracę serca, a tętno wraca do poziomu zbliżonego do spoczynkowego. Trzeba także zaznaczyć, że zimą wahania parametrów krwi były większe niż latem. Było to prawdopodobnie spowodowane dodatkowym obciążeniem organizmu przez ciepłą odzież oraz zwiększonym wysiłkiem przy pokonywaniu szlaków pokrytych śniegiem.

Okres zimowy charakteryzuje się także wyraźnie większymi niż lato wahaniami temperatury ciała. Największe zmiany obserwowano na odsłoniętej dłoni (tam temperatura spadała okresowo do około 3°C). Spore wahania temperatury, zwłaszcza zimą, obserwowano także na udzie. Najbardziej stabilna była temperatura klatki piersiowej.

Porównując zmiany parametrów krwi i temperatury ciała można stwierdzić, że zimą, piesze wędrówki po górach powodują znacznie większe obciążenie dla organizmu niż latem. Wskaźnik *UTCI* (ryc. 13) pokazuje, że latem warunki termiczne otoczenia nie wywoływały znaczących obciążeń cieplnych. Podczas marszu w dół ilość wydzielanego potu wynosiła około 100 gr/godz.; podczas podejść mogła być ona nawet dwukrotnie większa. Zimą wartości *UTCI* podczas pobytu w terenie otwartym wskazywały na występowanie umiarkowanego lub silnego stresu zimna. Przejawiało się to przede wszystkim stopniowym obniżaniem się temperatury powierzchni ciała oraz temperatury wewnętrznej. Zmniejszył się także podskórny przepływ krwi, co skutkowało wspomnianym wyżej dużym wzrostem ciśnienia krwi. Obserwowane zimą reakcje fizjologiczne wymagają zatem od osób wędrujących wtedy po górach znacznie lepszego przygotowania niż latem.

LITERATURA

- Balon J., 2000, *Piętra fizycznogeograficzne Polskich Tatr*, Prace Geogr. UJ, 105, s. 211–233.
- 2002, *Górna granica kosodrzewiny jako wskaźnik stabilności geosystemu Tatr*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN – PTPNoz, Kraków-Zakopane, s. 131–138.
- Baranowski J., 1999, *Wpływ rzeźby i pokrycia terenu na warunki wietrzne w Tatrach Wysokich na przykładzie Hali Gąsienicowej*, [w:] A. Kotarba, A. Kozłowska (red.), *Badania geoeologiczne w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 174, s. 105–120.
- 2003a, *Dynamika zmian dobowych i zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza na Hali Gąsienicowej*, *Przegl. Geogr.* 75, z. 2, s. 271–286.
 - 2003b, *Pochłonięte promieniowanie słoneczne w Tatrach w otoczeniu Hali Gąsienicowej*, [w:] K. Błażejczyk, B. Krawczyk, M. Kuchcik (red.), *Postępy w badaniach klimatycznych i bioklimatycznych. Tom dedykowany Prof. dr hab. Teresie Kozłowskiej-Szczęsnej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 188, s. 131–144.

- Błażejczyk K., 1983, *Bioklimatyczna ocena i typologia uzdrowisk Polski*, Dokum. Geogr., 3, 85 ss.
- 1998a, *Promieniowanie słoneczne a gospodarka cieplna organizmu człowieka*, Zeszyty IGiPZ PAN, 51, 82 s.
 - 1998b, *Influence of solar radiation on skin temperature in standing and walkin subjects outdoors*, [w:] J.A.Hodgdon, J.H.Heaney, M.J.Buono (red.) *Selected papers from the 8th Int. Conf. On Environmental Ergonomics, San Diego, California, USA, 18-23 Oct. 1998*, Naval Health Research Center, San Diego State University, VIII, Int. Series on Environmental Ergonomics, 1, s. 57–60.
 - 2003, *Biotermiczne cechy klimatu Polski*, Przegł. Geogr., 75, 4, s. 525–543.
 - 2004, *Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 192, 291 ss.
- Błażejczyk K., Broede P., Fiala D., Havenith G., Holmér I., Jendritzky G., Kampmann B., 2010, *UTCI – Nowy wskaźnik oceny obciążeń cieplnych człowieka*, Przegł. Geogr., 82, 1, s. 49–71.
- Błażejczyk K., Kunert, 2010, *Obciążenie cieplne organizmu człowieka podczas letnich i zimowych wędrówek po Tatrach*, [w:] Z. Krzan (red.), *Nauka a Zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem, Materiały IV Konferencji Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek, 14-16.10.2010, Zakopane, t. III, Nauki o Ziemi, TPN-PTPNoZ, Zakopane, s. 61–68.*
- Błażejczyk K., Sitek M., 2003, *La temperature ressentie par les touristes en montagne en été*, [w:] K. Błażejczyk, A.B. Adamczyk (red.), *Les relations Climat-Homme-Climat*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 29, s. 61–64.
- Chelchowski W., 1960, *Częstość dni pogodnych i pochmurnych w Zakopanem i na Kasprowym Wierchu*, Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, 8, 1, s. 13–32.
- Hess M., 1965 a, *Częstość występowania różnych wartości średnich temperatur dobowych powietrza w poszczególnych piętrach klimatycznych polskich Karpat Zachodnich*, Przegł. Geofiz., 10 (18), 3–4, s. 257–270.
- 1965 b, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace Geogr., 11, 267 ss.
 - 1966, *O wpływie ekspozycji terenu na klimat w Polsce Południowej*, Przegł. Geofiz., 11 (19), 3, s. 153–170.
 - 1970, *Zróznicowanie stosunków mikroklimatycznych w profilu pionowym Karpat*, Folia Geographica, Ser. Geogr.-Phys., 4., s. 153–170.
- Konček M. (red), 1974, *Klimat Tatr*, Slovenska Akademia Vied, Bratislava, 855 ss.
- Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1997, *Bioklimatologia człowieka. Metody ich zastosowania w badaniach bioklimatu Polski*, Monografie IGiPZ PAN, 1, 200 ss.
- Milata W., 1937, *Pokrywa śnieżna w Karpatach*, Biul. Tur. Ligi Pop. Tur., I (Prace i Stud. Tur., 3), 52 ss.
- 1947a, *Lawiny*, Wierchy, 17, s. 175–179.
 - 1947b, *Inwersje temperatury*, Wszechświat, z. 10, s. 309–312.
 - 1949, *Badania nad polami śnieżnymi w Tatrach*, Wierchy, 19, s. 220–222.
 - 1950, *Burza śnieżna w Tatrach*, Poznaj Świat, nr 7-9, s. 89–92.
 - 1955, *Klimat Kotliny Nowotarskiej i jego zmiany spowodowane budową zbiornika wodnego w dolinie Dunajca*, Wszechświat, z. 2, s. 58–63.
- Molga M., Zych S., 1955, *Władysław Milata*, Przegł. Meteorol. i Hydrol., 8, 3–4, s. 191–197.

- Orlicz M., Orliczowa J., 1955, *Inwersje temperatury na północnym skłonie Tatr*, Przegl. Meteorol. i Hydrol., 8, 3–4, s. 235–255.
- Paryski H.W., 1996, *Z dziejów naukowego poznania przyrody Tatr polskich*, Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane-Kraków, s. 43–50.
- Podogrocki J., Bogdańska B., 2000, *Zmienność całkowitego promieniowania słonecznego na obszarze Polski w okresie 1961–1995*, Materiały Badawcze IMGW, seria Meteorologia, 30, 43 ss.
- Romer E., 1912, *Klimat ziem polskich*, [w:] *Encyklopedia polska* T. I. *Geografia fizyczna ziem polskich*, A.U., Kraków, s.171–248.
- 1914, *Kilka uwag o stacji meteorologicznej na Hali Gąsienicowej*, Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiego, 7, 1/2, s. 8–14.
- Staszic S., 1815, *O ziemiородztwie Karpatow, i innych gor i rownin Polski*, Warszawa, X, 390 ss.
- Stenz E., 1933, *Zimowy pomiar promieniowania słonecznego w Tatrach*, Wierchy, 11, s. 199.
- Styszyńska A., 1995, *Dopływ promieniowania całkowitego Słońca do powierzchni o dowolnym nachyleniu i ekspozycji*, Prace Naukowe WSSM w Gdyni, 160 ss.
- Szczęśna T., Kłapa M., 1961, *Klimat Hali Gąsienicowej*, Dokum. Geogr., 1, 28 ss.

Adresy Autorów:

Jarosław Baranowski – e.mail: j.bar@twarda.pan.pl

Krzysztof Błażejczyk – e.mail: k.blaz@twarda.pan.pl

Jakub Szmyd – e.mail: j.szmyd@twarda.pan.pl

Zakład Geoekologii i Klimatologii
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego
Polska Akademia Nauk
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

Anna Błażejczyk

Szkoła Główna Handlowa w Warszawie
al. Niepodległości 162, 02-554 Warszawa

e.mail: akunert@sgh.waw.pl

DOLINA SUCHEJ WODY – STOSUNKI WODNE

Roman Soja

ZLEWNIA SUCHEJ WODY

W Tatrach jednym z kłopotliwych tematów jest nazewnictwo wszystkich obiektów fizjograficznych. Obok siebie funkcjonują oficjalne, zatwierdzone nazwy, lokalnie stosowane, nadawane obiektom fizjograficznym przez turystów i zwyczajowo zamieszczane na mapach i w przewodnikach. Pojedynczy obiekt, zwłaszcza o mniejszym znaczeniu, może nosić kilka nazw, których geneza nie jest jasna. Dobrym przykładem jest hydronimia zlewni Suchej Wody. Początkowy ciek główny, wypływ z Czarnego Stawu Gąsienicowego nosi nazwę Czarny Potok. W rejonie Hali Gąsienicowej pojawia się nazwa Sucha Woda (piękny przykład oksymoronu) i aż do Małego Cichego nie ulega zmianie. W Małym Cichym Sucha Woda przyjmuje Potok Filipka (Filipczański), poniżej którego nosi już nazwę Cicha Woda. Jest to krótki, ok. 3 km długości ciek (Cichowiańska Woda, nazwa w różnych mutacjach). Na długości kilku kilometrów mamy trzy nazwy. W dokumentach hydrologicznych (*Podział hydrograficzny...* 1983) nazwa Sucha Woda obejmuje zlewnię od źródeł do jej ujścia do Cichej Wody, a cała zlewnia zasilająca Poroniec nosi nazwę Cicha Woda. Tak samo nazywany jest Biały Dunajec w okolicy Zakopanego i kilka innych cieków. W nazwach obiektów wodnych wielokrotnie mamy powtórzenia, co wymaga dodatkowych określeń, nazwy lokalne są zdeformowane przez późniejsze poprawki, czego przykładem jest Dwoisty Staw (nazwa zaczerpnięta z tradycji), któremu dodano określenia Wschodni i Zachodni. Próby uporządkowania nazw w Tatrach wydają się być czynnością jałową.

PRZEGLĄD BADAŃ

Tatry to obszar którym interesowało się wielu hydrologów, czego dowodem są liczne publikacje, a można przyjąć, że każdy pracujący w Polsce hydrolog wypowiadał się na ten temat. Zlewnia Suchej Wody z interesującym obiektem, jakim jest Czarny Staw Gąsienicowy i stosunkowo łatwym dostępem z Zakopanego, znajduje się już w pierwszych publikacjach opisujących stosunki wodne Tatr. Jeziora tatrzańskie były przedmiotem pracy Ludomira Sawickiego (1928) do dzisiaj aktualnej, głównie z powodu braku nowszych badań o charakterze dokumentacyjnym. Podstawową pracą, opublikowaną w 1974 roku jest *Hydrografia Tatr Wysokich* Krystyny Wit-Jóźwik

zawierająca kompleksową charakterystykę stosunków wodnych. Materiałami wyjściowymi do pracy było zdjęcie hydrograficzne w skali 1 : 50 000 wykonywane w latach 50. dwudziestego wieku. Od tego czasu powstawały liczne prace, poruszające ważne zagadnienia, ale będące raczej przyczynkami a nie ma całościowych ujęć. Za najważniejsze prace należy uznać publikacje Ziemońskiej (1974), Dobiji (1981), Małeckiej (1996, 1997), Łajczaka (1988) z których można odczytać podstawowe parametry dla Tatr, ale bez detali odnoszących się do Doliny Suchej Wody. W kolejno wydawanych monograficznych ujęciach opisujących środowisko Tatrzańskiego Parku Narodowego rozdziały dotyczące zagadnień wodnych, w tym także zlewni Suchej Wody zawierają liczne powtórzenia. W tomie *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego* wydanego w 1996 rozdział dotyczący hydrologii autorstwa A. Łajczaka zawiera nowsze informacje w stosunku do poprzednich ujęć. W dalszym ciągu brak jest pracy dotyczącej hydrologii Tatr w ujęciu bilansowym obejmującej całą jednostkę fizycznogeograficzną. Takiej pracy brak także u Słowaków. Dobrym materiałem kartograficznym jest *Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego* (Trafas (red.) 1985).

MATERIAŁY HYDROLOGICZNE

Dla Tatr gromadzone są od dziesięcioleci dane hydrologiczne, które nie pokrywają w jednakowym stopniu całego obszaru polskich Tatr. Posterunki pomiarowe służby hydrometeorologicznej mieszczą się najczęściej u wylotu z Tatr i obejmują zlewnie wysokogórskie, reglowe a także w dużej mierze zlewnie typowo beskidzkie. Zlewnia Suchej Wody nie jest w żadnym punkcie kontrolowana. Jedyne posterunki wodowskazowe były zlokalizowane na jeziorach, zupełnie brak jest danych o odpływie. Najbliższy dla zlewni Suchej Wody posterunek obejmuje zlewnię Porońca w Poroninie o powierzchni 78,8 km² i z tego tytułu nie reprezentuje reżimu typowego dla tatrzańskiej części zlewni Suchej Wody. Badaniami szczegółowymi obejmowano różne fragmenty zlewni Suchej Wody, ale materiały te są niepublikowane, pozostają w dyspozycji uczelni czy instytutów naukowych. W najbliższym otoczeniu zlewni Suchej Wody znajdują się posterunki bilansowe na Potoku Olczyskim w Jaszczurówce, Potoku Bystrym w Zakopanem, które także nie reprezentują typowego dla wysokich gór reżimu hydrologicznego, a z uwagi na krasowe przepływy między zlewniami parametry hydrologiczne dla tych zlewni daleko odbiegają od przeciętnych. Opis reżimu hydrologicznego Suchej Wody musi być oparty na przybliżonych danych.

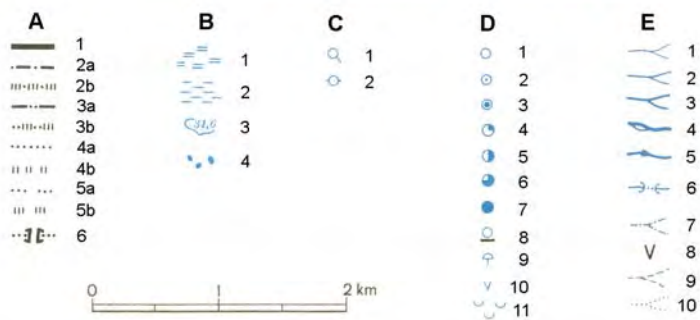
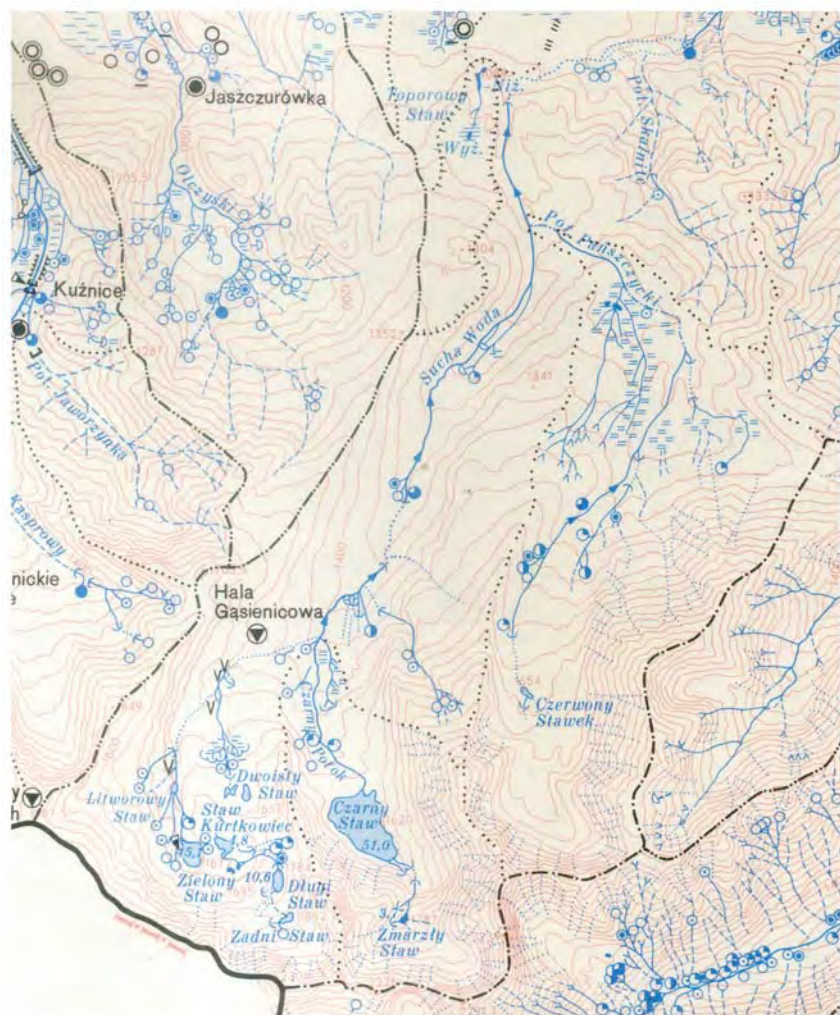
WODY POWIERZCHNIOWE

Ciek Sucha Woda jest lewobrzeżnym dopływem Cichej Wody, która uchodzi do Porońca w Kośnych Hamrach. Poroniec z kolei zasila Biały Dunajec (w tym odcinku często nazywany Zakopianką), jeden z dwu tatrzańskich Dunajców. Powierzchnie zlewni według *Podziału hydrograficznego...*(1983), w którym za źródłowy potok Suchoj Wody przyjmuje się wypływ z Czarnego Stawu Gąsienicowego, są następujące:

- Sucha Woda do dopływu z Czarnego Stawu Gąsienicowego włącznie – 7,5 km² (w tym zlewni Zielonego Stawu 1,3 km²)
- Sucha Woda od dopływu z Czarnego Stawu Gąsienicowego do Potoku Pańszczyckiego – 5,7 km²
- Sucha Woda od P. Pańszczyckiego włącznie do wypływu z Tatr – 12,1 km²
- Sucha Woda (Cicha Woda) od wypływu z Tatr do ujścia do Porońca bez P.Filipka – 8,4 km²
- Potok Filipka – 15, 0 km²

Cała zlewnia Cichej Wody ma powierzchnię 48,7 km². W wielu źródłach podawane są nieco inne wielkości powierzchni, przytoczone powyżej dane są najbardziej wiarygodne i takie winny być przyjmowane.

Dział wodny (ryc.1), w prawie całej zlewni, ma przebieg wyraźnie zaznaczony w terenie, za wyjątkiem obszaru w rejonie Toporowych Stawków. Zlewnię Suchoj Wody ogranicza od południa, na krótkim odcinku, główny grzbiet Tatr (od Kasprowego Wierchu do Świnicy), którym biegnie europejski dział wodny, jest to równocześnie granica państwowa. Od Przełęczy Zawrat przez Kozi Wierch, Granaty, aż do masywu Koszystej dział wodny Suchoj Wody oddziela zlewnie należące do Roztoki, dopływu Białki, zasilającej Dunajec daleko na przedpolu Tatr. Dział wodny między zlewnią Potoku Filipka a Suchą Wodą biegnie zalesionymi grzbietami Sołtysich Kop do Małego Cichego a wschodnia część działu Potoku Filipka oddziela zlewnię Białki w dolnej części źródłowych cieków Porońca. Dział wodny Suchoj Wody od zachodu, poczynając od Kasprowego Wierchu oddziela zlewnie zasilające Biały Dunajec aż do Toporowych Stawów, a następnie zlewnie zasilające Poroniec. W rejonie Toporowych Stawów na mapie hydrograficznej 1 : 50 000 (Wit-Jóźwik 1974) wydzielony jest obszar bezodpływowy, co w wysokich górach jest ewenementem (poza obszarami krasowymi) a dalej w kierunku północnym na połogach stokach między zlewnią potoku Sichlowiańskiego a bezimiennym ciekim zaznaczono strefę o możliwym przepływie wody do obu cieków. Obszar wokół Toporowych Stawów zaliczany jest do zlewni Suchoj Wody, przepływ następuje na drodze podpowierzchniowej.



Ryc. 1. Mapa hydrograficzna zlewni Suchej Wody (Wit-Józwick K., Ziemońska Z., 1985, zmienione)

A – Działy wód powierzchniowych: 1 – wododział europejski, 2a – wododział III rzędu orograficzny 2b – wododział III rzędu niepewny, 3a – wododział IV rzędu orograficzny, 3b – wododział IV rzędu niepewny, 4a – wododział V rzędu orograficzny, 4b – wododział V rzędu niepewny, 5a – wododział VI rzędu orograficzny, 5b – wododział VI rzędu niepewny, 6 – brama w dziale wodnym.

B – Mokradła i wody stojące: 1 – mokradło stałe, 2 – mokradło okresowe, 3 – jezioro stałe, cyfra oznacza maksymalną głębokość m, 4 – oczko.

C – Wody podziemne. 1 – źródło stałe, 2 – źródło okresowe.

D – wydajność źródła w l/s: 1- do 0,1, 2 – 0,1-0,5, 3 – 0,5 – 1,0, 4 – 1,0-5,0, 5 – 5,0-10,0, 6 – 10,0-100,0, 7 – powyżej 100, 8 – źródła użytkowane; 9 – młaka, 10 – wyciek, 11 – wysięk.

E – Sieć rzeczna: cieki stałe o szerokości koryta: 1 – do 1 m, 2 – 1-3 m, 3 – 3-10 m, 4 – 10-30 m; 5 – odcinki cieku o zmniejszającym się przepływie, 6 – cieki o całkowitym, stałym lub okresowym zaniku wody, 7 – ciek odcinkami ginący w osadach, 8 – ponor, zagłębienie chłonne, 9 – ciek okresowy, 10 – ciek epizodyczny.

Fig. 1. Hydrological map of the Sucha Woda catchment (Wit-Józwick K., Ziemońska Z., 1985, changed)

A – Surface water divides: 1 – main European divide, 2a – distinct divide of the III-rd order 2b – uncertain divide of the III-rd order, 3a – distinct divide of the IV order, 3b – uncertain divide of the IV order, 4a – distinct divide of the V order, 4b – uncertain divide of the V order, 5a – distinct divide of the VI order, 5b – uncertain divide of the VI order, 6 – gate in the divide.

B – Marshes and stagnant water: 1 – permanent marshes, 2 – periodic marshes, 3 – permanent lakes, fixed number is maximum depth in meters, 4 – little ponds.

C – Underground water. 1 – permanent spring, 2 – periodic spring.

D – discharge of the spring in l/s: 1- up to 0.1, 2 – 0.1-0.5, 3 – 0.5 – 1.0, 4 – 1.0-5.0, 5 – 5.0-10.0, 6 – 10.0-100.0, 7 – over 100, 8 – springs enclosed for use; 9 – bog-spring, 10 – leakage of ground water with visible surface outflow, 11 – trickling of ground water without visible surface outflow.

E – River net: permanent stream with the width of bed: 1 – up to 1 m, 2 – 1-3 m, 3 – 3-10 m, 4 – 10-30 m; 5 – stream section of diminished flow, 6 – section of stream where water completely disappears (permanently or periodically), 7 – stream with section disappears in sediments, 8 – ponor, swallow hole, 9 – periodic stream, 10 – ephemeral stream.

Powierzchnia całej zlewni Cichej Wody, której $\frac{3}{4}$ zajmuje zlewnia Suchej Wody, do ujścia do Porońca wynosi 48,7 km² co stanowi ok. 62% całej zlewni Porońca. W zlewni Suchej Wody wyraźnie można wydzielić jej wysokogórską, źródłową część, a za jej granicę należy przyjąć ujście prawobrzeżnego dopływu, potoku z doliny Pańszczycy. Poniżej ujścia Potoku Pańszczyckiego do granicy Tatr jest niewielki przyrost powierzchni dorzecza, poniżej ujścia potoku Filipki zlewnia opuszcza Tatry. Koryto ciekłu głównego ma w całym biegu wybitnie wysokogórski charakter a reżim hydrologiczny nie ulega zmianie aż do ujścia do Porońca w Poroninie.

Ustalenie początku, a więc pierwszego źródła ciekłu Sucha Woda, nastęca kłopotu wynikającego z typowego dla wysokich gór funkcjonowania sieci rzecznej. W grę wchodzą dwa rejon: pierwszy, położony nad Czarnym Stawem, z którego nawet w okresach posusznych wypływa znaczna ilość wody oraz drugi obszar znajdujący się nad Długim Stawem. Za początek ciekłu Sucha Woda można uznać wypływający ze ścian skalnych rumosz na wysokości ok. 1800 m n.p.m. nad Zmarzłym Stawem nad Czarnym Stawem. Za przyjęciem tego właśnie punktu jako początku ciekłu Sucha Woda przemawia wyższa wysokość nad poziomem morza niż podobnych ciekłów. Ciek ten w miejscu wypływu ze Zmarzłego Stawu jest ciekłem stałym, woda płynie lub sączy się w żlebie z grubym rumoszem w dnie. Według obserwacji M. Kota (2010) z Czarnego Stawu Gąsienicowego w okresach posusznych zanika przepływ powierzchniowy, w okresach niewielkiego zasilania utrzymuje się przepływ w warstwie gruzu, poniżej ciek ma charakter ciekłu stałego. Wit-Jóźwik (1974) przyjmuje za początek ciekłu Sucha Woda wypływ z Zielonego Stawu zwracając uwagę na wyraźne przerwy przepływu powierzchniowego w strefie ponorów poniżej Sobkowego (Litworowego) Stawu, które mają miejsce także w czasie wysokich stanów wody.

Klasyfikacja ciekłów na stałe, okresowe i epizodyczne w odniesieniu do zlewni Suchej wody jest trudna do jednoznacznego zastosowania. Za ciek stały przyjmujemy ciek, w którym trwale w ciągu całego roku zachodzi przepływ powierzchniowy. K. Wit-Jóźwik (1974) na podstawie obserwacji terenowych stwierdziła, że za ciek stały Suchą Wodę należy uważać ciek od wywierzyska w Koziarczyskach, a więc na granicy obszaru zaliczanego do Tatr. Prawie cały tatrzański odcinek Suchej Wody to ciek okresowy lub ciek o stale zmiennym przepływie z uwagi na infiltrację wody w krasowe podłoże. W czasie średnich i wysokich stanów wody przepływ korytowy ma miejsce na całej długości. Takie ujęcie jest wysoce dyskusyjne, ponieważ ciekły (poza granicami Polski) prowadzące znacznie więcej wody niż Sucha Woda mają przerwy w ciągłości przepływów w obszarach krasowych i na mapie należałoby w takim przypadku znaczyć tylko odcinki z zanikiem przepływu jako okresowe.

Sieć odwadniająca, w porównaniu do innych obszarów polskich Tatr, zwłaszcza w stosunku do sąsiadującej od wschodu zlewni Białki, jest rzadka.

Wynika to głównie z budowy geologicznej i kształtu całej zlewni. Zachodni dział wodny w środkowej części zlewni biegnie bardzo blisko koryta i z tej strony praktycznie nie ma dopływów. Prawobrzeżne dopływy są także niewielkich rozmiarów. Jedynym większym dopływem w części wysokogórskiej jest potok z Doliny Pańszczycy (Pańszczycki Potok), zasilający Suchą Wodę z prawej strony, odwadniający masyw Koszystej i Wołoszyna. W rejonie Hali Gąsienicowej, w jej górnej części sieć odwadniającą tworzy bardzo złożony system cieków stałych i okresowych z podziemnymi przepływami, zanikiem wody w głównym korycie i nie w pełni wykształconym systemem odwadniającym w rejonie Długiego i Zielonego Stawu.

REŻIM HYDROLOGICZNY

W nazewnictwie reżimów hydrologicznych używane jest określenie reżim tatrzański (Dynowska 1972). Cechą wyróżniającą reżim tatrzański jest występowanie letniego wezbrania (okresu wzmożonego odpływu) przeciągającego się od okresu tajania śniegu do wysokich opadów letnich w lipcu. Wszystkie zlewnie w granicach Tatr mają taki właśnie reżim, co wynika z istniejących, ale nielicznych opracowań opadu i odpływu (Łajczak 1988).

Dla zlewni Suchoj Wody można sporządzić charakterystykę reżimu hydrologicznego wykorzystując dane z sąsiednich zlewni, opublikowanych przez A. Łajczaka (1996). Wykres średnich miesięcznych przepływów tworzy prosty układ z maksimum w lipcu. Wzrost średnich przepływów zaczyna się w marcu i wynika z tajania pokrywy śnieżnej w najniższych partiach zlewni Suchoj Wody. Z każdym miesiącem ilość odprowadzanej wody rośnie, głównym źródłem jest tajanie pokrywy śnieżnych w coraz wyższych partiach gór. W maju i w czerwcu średnie miesięczne przyipywy są zbliżone, na co składa się szybkie tajanie pokrywy śnieżnej w maju, a w czerwcu rozpoczyna się sezon wysokich opadów, zwłaszcza w drugiej połowie miesiąca. Letni szczyt odpływu, przypadający na lipiec jest już wynikiem głównie opadów deszczu, które jak w każdych wysokich górach mogą występować sporadycznie także w postaci śniegu. W zależności od zapasu śniegu w górnych partiach zlewni, udział wód roztopowych zmienia się z roku na rok. Od sierpnia rozpoczyna się spadek średnich miesięcznych przepływów trwający aż do lutego, kiedy to rejestrowane są najniższe wartości w rocznym cyklu hydrologicznym. Bardzo szybko maleją przepływy średnie od sierpnia do października, co wynika z malejących w zlewni zasobów wód podziemnych. W jesieni rozpoczyna się akumulacja wody w pokrywie śnieżnej. Okres zimowy od grudnia do lutego to czas powolnego zmniejszania się przepływów średnich, w tym czasie mamy do czynienia głównie z zasilaniem gruntowym. Relacje między odpływem powierzchniowym a odpływem pochodzenia gruntowego są ściśle od listopada do czerwca (Łajczak 1996). W czasie letnich wezbrań rośnie znacząco udział odpływu powierzchniowego w odpływie całkowitym z maksimum

w lipcu. W tym miesiącu odpływ powierzchniowy jest 2,5 raza wyższy od odpływu podziemnego. Już w sierpniu udział odpływu pochodzenia powierzchniowego jest tylko nieco wyższy niż udział odpływu gruntowego, a we wrześniu następuje odwrócenie proporcji. Udział odpływu pochodzenia gruntowego przewyższa udział odpływu powierzchniowego, rozpoczyna się okres dominacji podziemnego zasilania w okresie występowania ujemnych temperatur powietrza. Dane opracowane przez Łajczaka (1996) dotyczą całej zlewni Porońca, w której odpływ może być modyfikowany w dolnej części zlewni, gdzie częściej występuje spływ powierzchniowy. Tymczasem takie same relacje między odpływem powierzchniowym i podziemnym występują w zlewni Białki na Łysej Polanie, co dowodzi, że jest to typowe dla wysokogórskiej części Tatr.

Warunki do formowania się odpływu powierzchniowego są w Tatrach bardzo sprzyjające. Składa się na to rzeźba terenu (stromie stoki), duże powierzchnie skalne, na których nawet niewielki opad daje spływ po powierzchni, a w czasie ujemnych temperatur powietrza lokalnie korzystne warunki termiczne powodują tajanie cienkiej warstwy śniegu na eksponowanych w kierunku południowym ścianach skalnych. W piargowych stożkach i gruzowych pokrywach spływ wody jest tylko minimalnie opóźniony. Gliniaste pokrywy glacialnego pochodzenia także sprzyjają występowaniu spływu powierzchniowego.

W zlewni Suchej wody nie ma płatów wieloletnich śniegów, sporadycznie zdarzają się przypadki przetrwania małych płatów co nie ma znaczenia dla całości obiegu wody w ujęciu ilościowym.

Charakteryzując reżim hydrologiczny cieków w zlewni Suchej Wody można przyjąć, że jest to reżim prosty, śnieżno-deszczowy z jednym okresem wzmoczonego odpływu obejmującym wiosnę i lato (od marca do lipca) i jeden okres niskich przepływów (od sierpnia do lutego). Klimatyczne uwarunkowania wynikające z gradientu termicznego powodują, że nie ma przerwy między zasilaniem roztopowym w czasie wiosny i zasilaniem opadowym w czasie lata.

WODY PODZIEMNE

Zbiorniki wód podziemnych w zlewni Suchej Wody tworzą system, którego stopień złożoności warunkuje budowa geologiczna i rzeźba terenu. Duże i stromo nachylone powierzchnie skalne sprzyjają szybkiemu odpływowi, stożki piargowe i cienkie, rumoszowe pokrywy zwietrzelinowe, także nie tworzą sprzyjających warunków do infiltracji. W skałach krystalicznych występują wody szczelinowe, zasilające źródła o małej (do 0,5 l/s) i zmiennej w czasie wydajności (Wit-Jóźwik 1974). Dla krystalicznego masywu Tatr wg Wit-Jóźwik (1974) gęstość źródeł wynosi 10,5. W silnie uszczelnionych,

krasowiejących wapieniach występuje stosunkowo zasobny zbiornik wód głębokiego krążenia. Niejasne są, mimo wieloletnich badań (Barczyk 2008), drogi przepływów krasowych z rejonu Doliny Suchej Wody. Wody krasowe z górnej części Doliny Gąsienicowej wpływające w masyw wapienny systemem ponorów poniżej Litworowego Stawu na wysokości ok. 1610 m n.p.m. wypływają w Wywierzysku Goryczkowym na wysokości ok. 1190 m n.p.m. pokonując odległość w linii prostej ok. 2750 m (Barczyk 2008). Chłonność systemu ponorów zdaniem cytowanego autora nie przekracza 50 l/s, co stanowi tylko 2–2,5% objętości wody wypływającej w wywierzysku. Nie zostały jednoznacznie potwierdzone przepływy wody z ponorów poniżej Litworowego Stawu do jaskini Kasprowej Niżnej, okresowo funkcjonującej jako wywierzysko. W zlewni Potoku Bystry, podobnie jak w Potoku Olczyskim wysokość odpływów jednostkowych średnich i minimalnych (Łajczak 1988, 1996), wskazuje na udział w bilansie wód obcych, spoza zlewni wymienionych potoków. Także według wcześniejszych obliczeń Małeckiej (1996, 1997) międzydolinne przepływy w obszarach krasowych w Dolinie Suchej Wody osiągają znaczne, wyraźnie widoczne w bilansie wodnym rozmiary. W przypadku Potoku Olczyskiego, udokumentowane są przepływy wód z rejonu Pańszczyckiego Potoku (Barczyk 2008). Przepływ ze środkowej części zlewni Potoku Pańszczyckiego funkcjonowałby pod korytem Suchej Wody a porównując wyniki bilansu wodnego zlewni Potoku Olczyskiego z sąsiednimi zlewniami, należałoby przyjąć bardzo duży udział wód z Potoku Pańszczyckiego. Wywierzysko Olczyskie nawet w czasie niskich przepływów ma wydajność rzędu 0,6 m³/s. Ponory, miejsca zaniku cieków powierzchniowych, widoczne zmiany natężenia przepływu z biegiem cieków w zlewni Suchej Wody są powszechne, zarejestrowane na mapie hydrograficznej (Wit-Józwiak 1974), na mapach zamieszczonych w pracy Barczyka (2008) i kilkudziesięciu innych publikacjach, ale kwestia wyjaśnienia schematu krążenia wód w tym obszarze jest jeszcze bardzo odległa. W utworach morenowych występuje zbiornik wód porowych, stosunkowo zasobny, źródła zasilane z tego zbiornika są stałe, chociaż ich wydajność nie przekracza 1–2 l/s.

POWIERZCHNIOWE ZBIORNIKI WODNE

Geneza licznych zbiorników wód powierzchniowych, jezior, powszechnie nazywanych lokalną, tatrzańską nazwą stawami, jest jednoznacznie związana z chłodnym okresem w Tatrach. Są to albo jeziora o wyraźnie glacialnym pochodzeniu, położone w przegłębianych, skalnych kotłach, albo stałe lub okresowe zbiorniki wody w zagłębieniach morenowych. Unikatowe w skali polskich Tatr są jeziorka pochodzenia krasowego, występujące jedynie w Dolinie Gąsienicowej. Są to wypełnione wodą pozostałości krasowych lejków. W zlewni Suchej Wody jest jedno z większych w polskich Tatrach nagromadzenie jezior, z tym, że przeważają niewielkie zbiorniki (tab. 1). W zlewni Suchej Wody do stałych jezior zaliczyć należy 13 obiektów

położonych w bardzo szerokim przedziale wysokości. Najwyżej położonym jest Zadni Staw Gąsienicowy (1851,9 m n.p.m.) a najniżej Toporowy Staw Niżni (1089 m n.p.m.). Od 1600 do 1700 m n.p.m. znajduje się aż 9 jezior z największym jeziorem, jakim jest Czarny Staw Gąsienicowy. Ten obiekt dominuje w krajobrazie jeziornym Doliny Gąsienicowej. Powierzchnia Czarnego Stawu Gąsienicowego stanowi aż 77% powierzchni wszystkich jezior, a objętość aż 90% całej pojemności jezior w zlewni Suchej Wody.

Jeziora w zlewni Suchej Wody, poza Toporowym Stawem Niżnym, są zbiornikami przepływowymi, włączonymi w sieć hydrograficzną. Są one najczęściej zbiornikami o rozmiarach ograniczających ich rolę wyrównującą przepływ, jaką mają jeziora. Retencja wody jest znikoma co wynika także z rzeźby terenu. Jeziora zasilane są wodami podziemnymi i niewielkimi ciekami powierzchniowymi. Wypływy z jezior są najczęściej szerokie i płytkie, napływająca do jeziora woda jest odprowadzana do cieku, stąd wahania stanów wody są niewielkie. Dla Zielonego Stawu Gąsienicowego amplituda stanów wody wynosi ok. 20 cm, w innych jeziorach tatrzański jest ona nieco większa, sięga 30-40 cm. Rytm zmian stanów wody w jeziorach ściśle nawiązuje do reżimu hydrologicznego cieków.

Tabela 1. Parametry jezior w zlewni Suchej Wody (wg Łajczak 1996)

Jezioro	Wysokość w m n.p.m.	Powierzchnia w ha	Głębokość maks. w m	Głębokość śr. w m	Pojemność w tys. m ³
Zadni Staw Gąsienicowy	1851,9	0,534	8,0	2,9	15,43
Zmarzły Staw pod Zawratem	1787,3	0,282	3,7	2,3	6,36
Długi Staw	1783,5	1,593	10,6	5,1	81,06
Czerwony Staw Gąsienicowy Zach.	1694,6	0,267	1,5	0,5	1,44
Czerwony Staw Gąsienicowy Wsch.	1693,2	0,156	1,0	0,3	0,45
Kurtkowiec	1686,0	1,527	4,8	1,4	21,20
Zielony Staw Gąsienicowy	1671,7	3,844	15,1	6,8	260,50
Dwoisty Staw Wsch.	1657,4	1,418	9,2	3,4	48,10
Dwoisty Staw Zach.	1657,4	0,905	7,9	2,6	23,20
Czerwony Stawek	1654,3	0,299	0,9	0,4	1,16
Czarny Staw Gąsienicowy	1619,6	17,944	51,0	21,1	3797,80
Litworowy Staw (Sobkowy Staw)	1618,0	0,480	1,1	0,6	2,72
Toporowy Staw Niżni	1089,0	0,617	5,7	1,9	11,70

Małe, powierzchniowe zbiorniki wodne w południowo-zachodniej części Doliny Gąsienicowej mają nieustalone nazewnictwo i najczęściej są to zbiorniki okresowo funkcjonujące lub ze śladową ilością wody w okresach posusznych, których powierzchnię można oszacować tylko z

dużym przybliżeniem. Są to: Mokra Jama (0,048 ha), Kotlinowy Stawek (0,021 ha), Dwoiśniaczek, na który składają się cztery stawki (0,019; 0,014; 0,007; 0,002 ha), Troiśniak – trzy stawki (0,017; 0,003 ha; ślad), Dwoiśniak (0,007 ha; ślad), Jedyniak (0,006 ha), Samotniak – wyschnięty. Wydaje się, że w przeszłości, zanim człowiek zaczął pastersko użytkować przestrzeń Doliny Suchej Wody w jej górnej części, większość wymienionych zbiorników była typu stałego. Współcześnie wiele z wymienionych obiektów jest w fazie zaniku. Do zbiorników powierzchniowych należałoby zaliczyć epizodycznie utrzymujące się przez kilka dni zagłębienia bezodpływowe w osadach morenowych, zinwentaryzowane przez M. Derkacz (2006), których największe nagromadzenie znajduje się w środkowej i dolnej części Doliny Suchej Wody. W zależności od stopnia zaniku lustro wody może utrzymywać się nawet przez kilka tygodni.

PODSUMOWANIE

Woda w krajobrazie zlewni Suchej Wody stanowi jeden z głównych elementów, na który składają się wielkie i mniejsze powierzchnie jezior, liczne cieki i źródła. Mimo bardzo dużej liczby prac o hydrologii zlewni Suchej Wody wciąż wiemy zaskakująco mało i nic nie wskazuje na istotną zmianę w najbliższym czasie. Brak jest danych wyjściowych, wieloletnich serii pomiarowych, musimy posługiwać się metodą analogii, zawsze dającą tylko przybliżenia. Zachowany jest jak dotychczas naturalny typ obiegu wody w tej zlewni. Woda była wykorzystywana przez pierwszych użytkowników jakimi byli pasterze i mimo koncentracji zwierząt, z czym wiążą się problemy czystości wody, aż do pojawienia się masowej turystyki nie było większych problemów. Współcześnie ruch turystyczny letni i zimowy, funkcjonowanie schroniska i towarzysząca mu działalność w rejonie Hali Gąsienicowej stanowią istotne zagrożenie dla czystości wody, zwłaszcza dla jej stanu bakteriologicznego.

LITERATURA

- Barczyk G., 2008, *Tatrzańskie wywierzyska. Krasowe systemy wywierzyskowe Tatr Polskich*, Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane, 174 ss.
- Derkacz M., 2006, *Jeziora i torfowiska w Dolinie Suchej Wody w Tatrach i ich geneza wytopiskowa*, Przegląd Geologiczny, 54, 1, s. 73–75.
- Dobija A., 1981, *Sezonowa zmienność odpływu w zlewni górnej Wisły (po Zawichost)*. Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geogr., 53, s. 51–112.
- Dynowska I., 1971, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geogr., 28, 147 ss.
- Kot M., 2010, *Analiza potencjalnych skutków przyrodniczych sztucznego śnieżenia tras narciarskich na Kasprowym Wierchu*, [w:] *Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem, t. III*, s. 41–44, Zakopane.
- Łajczak A., 1988, *Opady i odpływ w Polskich Tatrach w świetle pomiarów wieloletnich*. Czasopismo Geograficzne 59(2), s. 137–170.

- Łajczak A., 1996, *Hydrologia*, [w:] Z. Mirek, Z. Głowaciński, K. Klimek, H. Piękoś-Mirkowa (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Wyd. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane-Kraków, s. 169–196.
- Małecka D., 1996, *Hydrogeologiczna charakterystyka Tatr w świetle badań monitoringowych* [w:] Z. Mirek, Z. Głowaciński, K. Klimek, H. Piękoś-Mirkowa (red.) *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane-Kraków, s. 19–30.
- Małecka D., 1997, *Źródła masywu tatrzańskiego*, Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geogr. Physica, 2, s. 9–26.
- Podział hydrograficzny Polski*, 1983, część 1, IMGW, Warszawa.
- Sawicki L., 1928, *Atlas jezior tatrzańskich*, Kraków.
- Wit-Józwiak K., Ziemońska Z., 1985, *Hydrografia*, [w:] K. Trafas (red.), *Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Zakopane-Kraków, s. 11.
- Wit-Józwiak K., 1974, *Hydrografia Tatr Wysokich. Objasnienia do mapy hydrograficznej „Tatry Wysokie” 1 : 50 000*, Dokum. Geogr. 5, IGiPZ PAN Warszawa.
- Ziemońska Z., 1974, *O hydrografii polskich Tatr*, Czasopismo Geograficzne, 45, 1, s. 63–74.

Adres Autora:

Roman Soja

Zakład Badań Geośrodowiska
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego
Polska Akademia Nauk
ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków

e.mail: soja@zg.pan.krakow.pl

GLEBY DOLINY SUCHEJ WODY W TATRACH

Stefan Skiba

WPROWADZENIE I PRZEGLĄD LITERATURY

Pokrywa glebowa Doliny Suchej Wody jest zróżnicowana, podobnie jak w całych Tatrach, a gleby i ich właściwości wykazują cechy podłoża geologicznego, których ukształtowanie nawiązuje do rzeźby i intensywności procesów morfogenetycznych. Zróżnicowanie pokrywy glebowej nawiązuje również do warunków klimatycznych i powiązanych z nimi zbiorowisk roślinnych oraz do działalności gospodarczej człowieka (Komornicki, Skiba S. 1996; Skiba S. 2002; Koren i in. 2010).

Badania gleboznawcze w Tatrach mają już długą historię, a ich bogata bibliografia do lat 90. ubiegłego stulecia zebrana jest już w innych opracowaniach (Skiba S. 1992; Komornicki, Skiba S. 1996), dlatego nie wszystkie będą tutaj prezentowane i cytowane. Pierwsze badania gleb tatrzańskich prowadzone były już w latach międzywojennych i dotyczyły właściwości gleb (głównie odczynu) w obszarach polan pasterskich. Zwracano również uwagę na klimatogeniczne cechy kwaśnej materii organicznej gleb wysokogórskich.

Powojenne badania w Tatrach koncentrowały się na właściwościach i rozmieszczeniu specyficznych górskich gleb, a pierwsza mapa gleb Tatr polskich ukazała się w skali przeglądowej (1:100 000) w ramach opracowania mapy gleb Polski. Następne opracowania kartograficzne pochodzą z lat 70. Opracowano wówczas mapę gleb obszarów leśnych Tatrzańskiego Parku Narodowego, natomiast mapa gleb całych Tatr polskich prezentowana była w *Atlasie TPN* (1986). W ramach przygotowywania nowego Planu Ochrony TPN, uzupełniono brakujące dane oraz przeredagowano wcześniejsze opracowania. Na tej podstawie przygotowano mapę gleb Tatrzańskiego Parku Narodowego w jednostkach aktualnej systematyki gleb w nawiązaniu do taksonomii międzynarodowej (Skiba S. 2002).

Bogaty materiał dokumentacyjny zebrany w czasie badań gleboznawczo-kartograficznych w Tatrach oraz dalsze badania pozwoliły na opracowanie syntezy i charakterystyki oraz rozmieszczenia głównych jednostek glebowych w Tatrach (Komornicki, Skiba S. 1996). Przedstawiono charakterystykę rędzin tatrzańskich, opisano reliktowe formy gleb kriogenicznych oraz badania nad próchnicą gleb tatrzańskich.

W ramach szczegółowej charakterystyki gleb bielicowych krystalicznej części Tatr (Skiba S. 1977; Skiba M., Skiba S. 2005) prowadzono w ostatnich latach badania nad przemianami mineralogicznymi w glebach bielicowych Tatr (Skiba M 2001, 2007; Skiba M. i in. 2011). Analizowano tempo rozkładu materii organicznej (Skiba S. i in. 1997; Drewnik 2006), a dalsze wybrane publikacje obejmują geomorfologiczne uwarunkowania rozwoju pokrywy glebowej powyżej górnej granicy lasu (Drewnik 2008).

Istnieją również prace przedstawiające antropogeniczne przemiany środowiska przyrodniczego górnej części Hali Gąsienicowej (Degórski 2002; Rączkowska, Kozłowska 2002) oraz zanieczyszczenia gleb metalami ciężkimi (np. Oleksynowa i in. 1993; Niemyska-Łukaszuk, Miechówka 1999). Prowadzono również badania nad stężeniem radionuklidów m.in. w glebach Doliny Suchej Wody w Tatrach (np. Kubica i in. 2005; Skiba S. i in. 2005)

CZYNNIKI I PROCESY GLEBOTWÓRCZE

Gleba tworzy się i przekształca w geologicznym przedziale czasu w wyniku wzajemnych relacji czynników glebotwórczych jakimi są podłoże (skała macierzysta), rzeźba i procesy geomorfologiczne, warunki klimatyczne i hydrologiczne oraz świat organiczny (biosfera) w tym także działalność człowieka (Skiba S. 2002).

Charakterystyka tych głównych komponentów środowiska przyrodniczego Doliny Suchej Wody opracowana jest w innych rozdziałach, dlatego w tej części uwzględniona będzie tylko ich rola w kształtowaniu pokrywy glebowej.

Podłożem macierzystym gleb Doliny Suchej Wody są zwietrzliny granitoidów lub inne przemodelowane formy pokryw stokowych oraz grubookruchowe utwory morenowe. Spotykane są także zwietrzliny kwarcytów, np. w rejonie Żółtej Turni oraz skał wapiennych jak to jest na przełęczy Liliowe oraz na bocznym grzbieciku nad Zielonym Stawem Gąsienicowym. Występują również niewielkie powierzchniowo płyty torfowisk wysokich, np. Pańszczycka Młaka, na Kotlinowym Wierchu, czy zarastający Toporowy Staw Wyżni.

Grzbietowe utwory zwietrzelinowe są zazwyczaj płytkie i szkieletowe, natomiast stokowe pokrywy gruzowe i piarżyska oraz pokrywy morenowe stanowią zazwyczaj mięszsze utwory grubookruchowe. Części ziemiste wszystkich zwietrzelin granitoidowych wykazują cechy przepuszczalnych glin piaszczystych, rzadziej glin zwykłych.

W Dolinie Suchej Wody, podobnie jak w całych Tatrach, rzeźba i procesy geomorfologiczne mają znaczący udział w formowaniu pokrywy glebowej. Urozmaiconą wysokogórska rzeźba wraz z warunkami klimatycznymi

determinuje natężenie procesów stokowych szczególnie powyżej górnej granicy lasu (Kotarba 2002; Rączkowska 2002; Drewnik 2006). Wszystko to prowadzi do „odmładzania” profilu glebowego a niekiedy do niszczenia całych fragmentów pokrywy glebowej. Tworzy się w ten sposób charakterystyczna dla gór wysokich ażurowość pokrywy glebowej, co oznacza bliskie sąsiedztwa płatów zerodowanych utworów bezglebowych (skalnych) i dobrze uformowanych górskich gleb zarówno inicjalnych jak i słabo ukształtowanych np. litosoli lub rankerów.

Współczesne warunki klimatyczne (chłodne i wilgotne), jak już wspomniano, w obszarach powyżej granicy lasu wspomagają ruchy masowe zarówno katastrofalne (np. obrywy skalne, sływy gruzowe) jak i powolne ruchy masowe np. speływanie. Wszystko to prowadzi niekiedy do niszczenia całych fragmentów pokrywy glebowej. Warunki klimatyczne (chłodne i wilgotne) spowalniają tempo rozkładu gromadzącej się materii organicznej (Skiba S. i in. 1997; Drewnik 2006) co ma swój wyraz w formowaniu się miększych poziomów butwinowych w glebach powyżej górnej granicy lasu oraz pod kosodrzewiną (rankery butwinowe).

Udział gospodarczej działalności człowieka w przekształcaniu pokrywy glebowej w Tatrach obserwowany jest zarówno powyżej górnej granicy lasu (hale pasterskie) jak i w sąsiedztwie szlaków turystycznych co wyraźnie ilustruje kopała Kasprowego Wierchu i ścieżka na Beskid (fot. 1–2).



Fot. 1. Rekultywacja szlaku turystycznego z Kasprowego Wierchu na Beskid

Photo 1. Reclamation of tourist route from Kasprowy Wierch to Beskid

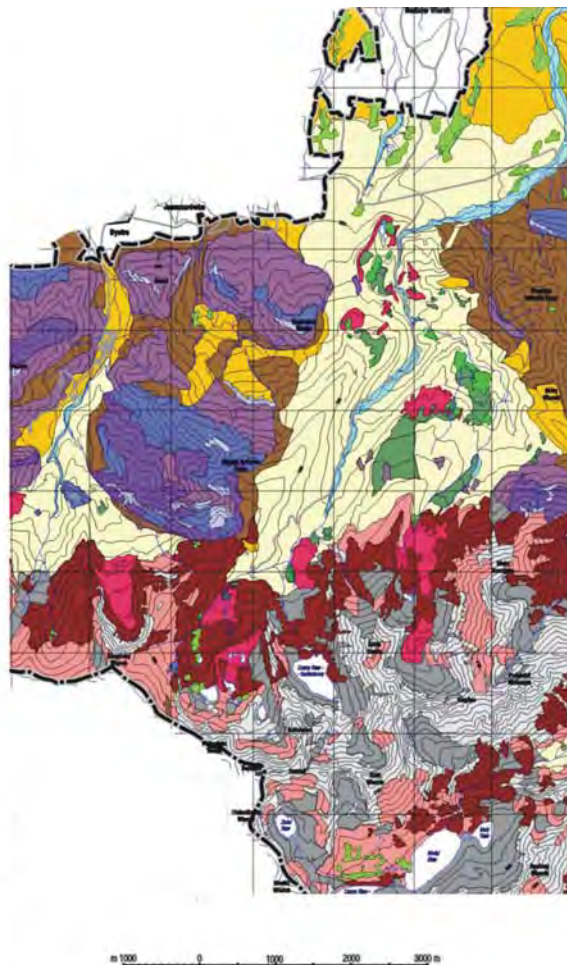


Fot. 2. Szlak turystyczny na Beskid
Photo 2. Tourist route to Beskid

STRUKTURA POKRYWY GLEBOWEJ

Przedstawiona Mapa Gleb Doliny Suchej Wody (ryc. 1), będąca fragmentem Mapy Gleb Tatrzańskiego Parku Narodowego (Skiba S. 2002), ukazuje przestrzenne zróżnicowanie gleb opisywanego obszaru. W górnej części doliny (Hala Gąsienicowa) przeważają gleby inicjalne skaliste (*Lithic Leptosols*) i inicjalne rumoszone (*Dystric Regosols*) oraz rankery (*Umbric Leptosols*).

Gleby główne Dominant soil units	Gleby towarzyszące Associated soil units
Gleby litogeniczne wykształcone ze skał bezwęglanowych (Noncarbonate lithogenic soils)	
1 Litolele (Lithic Leptosols)	Regosole (Regosols), Rankiary żużlowe (Umbric Leptosols), Asiary alabie - szerezy bezpodzole
2 Regosole (Regosols)	Litolele (Lithicols), Rankiary żużlowe (Umbric Leptosols), Asiary alabie - szerezy bezpodzole
3 Regosole bielcowe (Podzole Regosols) + Bielce (Orthic Podzols)	Rankiary bielcowe (Podzole Rankers), Rankiary żużlowe (Umbric Leptosols)
4 Rankiary bielcowe (Podzole Rankers)	Rankiary żużlowe (Umbric Leptosols), Litolele (Lithicols), Regosole (Regosols), Bielce (Orthic Podzols)
5 Rankiary żużlowe (Umbric Leptosols) + Rankiary bielcowe (Podzole Rankers)	Gleby bielcowe (Orthic Podzols), Litolele (Lithicols), Regosole (Regosols)
Gleby litogeniczne wykształcone ze skał węglistych (Lithogenic calcareous soils)	
6 Rędziny inkajne (Rendic Leptosols)	Rędziny żużlowe i próchniczne (Umbric-Rendic Leptosols)
7 Rędziny inkajne nurosmowe (Calcic Regosols)	Rędziny żużlowe (Umbric-Rendic Leptosols), Rędziny brunatne (Cambic-Rendic Leptosols)
Gleby semihydrogeniczne i hydrogeniczne (Hydrogenic & semihydrogenic soils)	
8 Gleby gruntowo-głębokie (Eutric Gleysols)	Gleby brunatne władcze ogólnie (Eutric Cambisols), Gleby torfowo-głębokie (Histic Gleysols)
9 Gleby torfowo-bielcowe (Histic Podzols)	Gleby bielcowe (Orthic Podzols), Gleby gruntowo-głębokie (Eutric Gleysols), Gleby torfowe i murenowe (Histosols)
10 Gleby torfowe (Histosols)	Gleby murenowe (Histosols), Gleby gruntowo-głębokie (Histic Gleysols), Gleby torfowo-bielcowe (Histic Podzols)
Gleby nąpytłowe (Fluvisols)	
11 Gleby deluwialne brunatne (Cambic Fluvisols)	Gleby brunatne władcze typowe i wylugowane (Eutric Cambisols), Gleby brunatne beznasne (Dystric Cambisols)
12 Mady próchniczne (Mollic Fluvisols)	Mady władcze (Typic Fluvisols), Mady brunatne (Cambic Fluvisols)
13 Mady władcze (Typic Fluvisols) i Mady brunatne (Cambic Fluvisols)	Mady próchniczne (Mollic Fluvisols), Gleby deluwialne brunatne (Cambic Fluvisols)
Gleby litogeniczne wykształcone ze skał węglistych (Lithogenic calcareous soils)	
14 Rędziny próchniczne (Humic-Rendic Leptosols)	Rędziny żużlowe (Umbric-Rendic Leptosols), Rędziny inkajne (Rendic Leptosols), Rędziny brunatne (Cambic-Rendic Leptosols)
15 Rędziny żużlowe (Umbric-Rendic Leptosols) + Rędziny próchniczne (Humic-Rendic Leptosols)	Rędziny inkajne (Rendic Leptosols), Rędziny brunatne (Cambic-Rendic Leptosols)
16 Rędziny brunatne (Cambic-Rendic Leptosols)	Gleby brunatne władcze typowe (Eutric Cambisols), Rędziny próchniczne (Humic-Rendic Leptosols)
Gleby autogeniczne (Autogenic soils)	
17 Gleby brunatne władcze typowe i wylugowane (Eutric Cambisols)	Rędziny brunatne (Cambic-Rendic Leptosols), Gleby brunatne beznasne (Dystric Cambisols)
18 Gleby brunatne kamskie (Dystric Cambisols)	Gleby brunatne władcze wylugowane i ogólnie (Eutric Cambisols)
19 Gleby bielcowe i bielce (Orthic Podzols)	Rankiary bielcowe (Podzole Rankers), Gleby brunatne beznasne (Dystric Cambisols)



Ryc. 1. Mapa gleb Doliny Suchej Wody (Skiba 2002)

Fig. 1. Soil map of the Dolina Suchej Wody Valley (Skiba 2002)

Gleby te są charakterystyczne dla wysokogórskiego krajobrazu turni i ścian skalnych masywu Kościelców, Świnicy, Zamarłej Turni, Koziego Wierchu, Czarnych Ścian, Granatów, Żółtej Turni oraz rumowisk w dnach dolin polodowcowych (fot. 3–5).



Fot. 3. Otoczenie Hali Gąsienicowej
Photo 3. Hala Gąsienicowa and its neighbourhood



Fot. 4. Gleby inicjalne skaliste i rumoszwowe nad Czarnym Stawem Gąsienicowym
Photo 4. Lithic Leptosols and Regosols in neighbourhood of the Czarny Staw Gąsienicowy Lake



Fot. 5. Dubrawiska – gleby rumoszone (*Hyperskeletalic Regosols*)
Photo 5. Dubrawiska – Hyperskeletalic Regosols

W środkowej i dolnej części doliny, na podłożu morenowym występują w przewadze szkieletowe bielice (*Haplic Podzols*), których zasięg, jako siedlisk dla boru górnoreglowego (*Plagiotheco-Piceetum tatricum*), stanowią granitoidowe pokrywy moreny występujące jeszcze w obszarze tzw. amfiteatru moreny końcowej Toporowych Stawków oraz w Capowskim Lesie na wysokości ok. 900 m n.p.m. (ryc. 6–7). Oznacza to obniżenie granicy regla górnego dzięki bezwęglanowemu podłożu morenowemu.



Fot. 6. Toporowy Staw
Photo 6. The Toporowy Staw Lake



Fot. 7. Las na morenie (Dol. Suchej Wody)
Photo 7. Forest growing on moraine (Dolina Suchej Wody Valley)

Pozostałe gleby występują na niewielkich powierzchniach i ich udział związany jest z występowaniem niewielkich powierzchniowo płatów torfowisk (gleby torfowe – *Histosols*), lub na lokalnie występujących wychodniach skał wapiennych (przełęcz Liliowe) rędzin inicjalnych.

WŁAŚCIWOŚCI GLEB

W Dolinie Suchej Wody, podobnie jak w całych Tatrach, gleby i ich właściwości nawiązują do podłoża macierzystego, a miąższość ich profilu związana jest z rzeźbą i intensywnością procesów morfogenetycznych. Masywne i trudno wietrzejące skały warunkują płytki profil glebowy, a ziemiasta zwietrzelina dziedziczy od granitoidowego podłoża skład mineralny. W mineralnej masie glebowej badanych bielich z Doliny Suchej Wody, przeważają więc ziarna kwarcu, miki oraz skalenie, a wśród minerałów wtórnych (wietrzeniowych) spotyka się warstwowe glinokrzemiany (minerały ilaste) z grupy kaolinitu i smektytu oraz formy przejściowe (imogolit) lub nieuporządkowane przerosty smektytowo-illitowe (Skiba S. 1977; Skiba M. 2001, 2007; Skiba M i in. 2010).

Granitoidy i pokrywy morenowe skał krystalicznych warunkują powstanie na ich zwietrzelinach glebom – odczyn kwaśny, który bywa obniżony dzięki gromadzącej się kwaśnej substancji organicznej, z której rozpuszczalne i mobilne kwasy organiczne (fulwokwasy) dodatkowo zakwaszają i rozkładają zwietrzelinę. (Skiba S.1977; Skiba M., Skiba S. 2005).

Z górską rzeźbą wiąże się boczny ruch rozтворów glebowych, stąd morfologia profilu glebowego nie zawsze jest dobrze uformowana, bowiem przemieszczające się z wodą kwasy próchnicowe zacierają stratyfikację poziomów genetycznych (Skiba S. 1977). Osobliwością gleb tatrzańskich, w tym obszaru Doliny Suchej Wody, jest wzrost miąższości w profilu glebowym kwaśnej i słabo rozłożonej (murszastej) materii organicznej w miarę wzniesienia nad poziom morza. W wysokich położeniach występują, jak już wspomniano, organiczne (butwinowe) formy gleb słabo ukształtowanych jakimi są rankery butwinowe lub rędziny butwinowe zwane w Alpach tangel rankerami lub tangel rędzinami.

Występujące w Tatrach lokalne deformacje kriogeniczne i ślady sortowania mrozowego, „zamarłe” utwory poligonalne oraz procesy soliflukcji, świadczą o pokrewieństwie piętra halno-turniowego z obszarami wyższych systemów górskich lub tundrowych (Oleksynowa, Skiba S. 1976; Skiba S. 1994).

CHARAKTERYSTYKA GLEB

Na prezentowanej mapie zlewni Suchej Wody (ryc. 1) obserwuje się duże powierzchnie gleb inicjalnych i słabo ukształtowanych (litosole, regosole, rankery). Występują one głównie w obszarach grzbietowych, na ścianach i stokach głównej grani od Kasprowego Wierchu po Krzyżne i grzbietu Koszystej. Występują również na stokach grani bocznej (Wierch pod Fajki, Żółta Turnia) oraz w dnach górnej części Doliny Gąsienicowej i Pańszczycy. Gleby inicjalne skaliste, gleby rumoszowe i rankery zajmują około 50% tego obszaru. Gleby bielcowe zajmują około 45%, a ich duże powierzchnie występują na pokrywach moren granitoidowych. Rędziny i gleby brunatne zajmują ok. 2%, zaś gleby organiczne i gleby glejowe – ok. 3%.

GLEBY INCJALNE I SŁABO UKSZTAŁTOWANE

Należą do nich utwory glebowe początkowego stadium rozwojowego takie jak gleby inicjalne skaliste (*Lithic Leptosols*), gleby inicjalne rumoszowe (*Skeletal Regosols*), rankery (*Umbric Leptosols*) oraz rędziny (*Rendzic Leptosols*).

Gleby inicjalne skaliste (*Lithic Leptosols*) należą do utworów początkowego stadium rozwojowego. Są to utwory bardzo płytkie, zbudowane z paru centymetrowej warstewki materii organicznej leżącej bezpośrednio na słabo zwietrzałej skale litej bezwęglanowej (litosole) lub wapiennej (rędziny inicjalne skaliste). W omawianym obszarze gleby takie występują powyżej górnej granicy lasu na stromych stokach i na ścianach skalnych, gdzie w szczelinach lub na półkach gromadzi się substancja organiczna. Stanowią one siedliska dla pionierskiej roślinności szczelinowej i naskalnej *Carici-Festucetum tatrae*.

Gleby te tworzą się również przy współdziałaniu roślinności tworzącej formy poduszkowe np. *Saxifraga Baumgarteni*.

Gleby inicjalne skaliste występują, jak już wspomniano w piętrze turniowym i częściowo w piętrze muraw alpejskich. Z racji przewagi granitoidowego podłoża w opisywanym obszarze przeważają **litosole** (*Lithic Leptosols*). **Inicjalne rędziny skaliste** (*Rendzi-Lithic Leptosols*) występują w omawianym obszarze na niewielkich powierzchniach, np. w obrębie Przełęczy Liliowe, na grzbieciku wapiennym nad stawami Gąsienicowymi, na Kopie Magury. Spotkać je można również na skałce wapiennej występującej w obrębie wału morenowego nad Toporowymi Stawkami.

Gleby inicjalne skaliste, zarówno litosole, jak i rędziny skaliste są czułym wskaźnikiem naturalnych bądź antropogenicznych zagrożeń np. lawiny, ulewy czy też turystyczne rozdeptania. Pod względem poznawczym są one cennymi przykładami tworzenia się specyficznej dla gór wysokich ażurowości (fragmentaryczności) pokrywy glebowej. Dlatego ze względów krajobrazowych, podobnie jak i inne komponenty wysokogórskiego środowiska przyrodniczego, powinny być objęte szczególną ochroną.

Gleby inicjalne rumoszowe (*Skeletal Regosols*) są utworami biologicznymi głębszymi od litosoli i dlatego zasiedlane są przez roślinność o głębszym systemie korzeniowym, np. kosodrzewina (*Pinus mugho*). Gleby rumoszowe Doliny Suchej Wody, podobnie jak w całych Tatrach, występują w żlebach i u podnóżu stoków i ścian skalnych na pokrywach usypiskowych lub na stokowych rumowiskach. Duże powierzchnie zajmują one w dnach dolin polodowcowych np. w Pańszczycy, w górnej części Doliny Gąsienicowej, na Dubrawiskach (fot. 5, 8). Grubo okruchowy rumosz skalny jest tylko częściowo wypełniony mineralno-organicznymi częściami ziemistymi. Utwory te porastane są zazwyczaj kosodrzewiną (*Pinus mugho*) z udziałem ziołorośli, np. *Oxyrio-Saxifragetum carpaticae*, *Salicetum retusae*, *Luzuletum spadicae*. W środkowej i w dolnej części Doliny Suchej Wody morenowe utwory rumoszowe wypełnione są częściami ziemistymi i objęte są procesem bielicowania. Wytworzone tam gleby bielicowe stanowią siedliska dla świerczyn boru górnoeregłowego (*Plagiothecio-Piceetum tatricum*).

Rankery (*Umbric Leptosols*, *Podzolic Leptosols*) należą również do gleb płytkich i szkieletowych, ale ich profil jest głębszy od litosoli, chociaż rzadko przekracza 30 cm. Profil glebowy tych gleb zbudowany jest ze słabo rozłożonego poziomu organicznego, np. słabo rozłożone igliwie kosodrzewiny lub zmurzałe fragmenty roślinności zielnej o odczynie kwaśnym (pH 3,5–4,0). Materiał ten leży bezpośrednio na zwietrzałym i szkieletowym podłożu skalnym. Miąższość poziomów organicznych tych gleb jest zróżnicowana. Pod roślinnością zielną poziomy organiczne mierzą około 5 cm, zaś pod kosodrzewiną poziomy butwinowe są dobrze rozwinięte i ich miąższość przekracza zazwyczaj 10 cm (fot. 9). Miąższość poziomów ektopróchnicy (butwiny) w tych glebach wynika ze spowolnienia rozkładu obumarłych szczątków roślinnych w warunkach wilgotnego i chłodnego klimatu górskiego (Skiba S.

1977; Skiba S. i in. 1997; Drewnik 2002). Rankery butwinowe (*tangel rankery*), jako specyficzne alpejskie warianty rankerów występują zwykle na spłaszczeniach stokowych lub na półkach skalnych. Pod zaroślami kosodrzewiny poziomy organiczne są głębsze, bowiem jej konary stwarzają barierę ochronną dla gromadzącego się igliwia.



Fot. 8. Regosol (*Hyperskeletal Regosol*) moreny w Dolinie Suchej Wody

Photo 8. Hyperskeletal Regosol in Dolina Suchej Wody Valley



Fot. 9. Ranker butwinowy (*Umbric Leptosol*) – stoki Małego Kościelca

Photo 9. Umbric Leptosol on slopes of Mały Kościelca

Rankery występują bardzo powszechnie w piętrze halno-turniowym, gdzie tworzą mozaikę pokrywy glebowej wspólnie z glebami inicjalnymi skalistymi i stanowią siedliska dla zarośli kosodrzewiny (*Pinetum mughi*) oraz dla muraw hal wysokogórskich *Oreochloa distichetum-Junceum trifidi*, *Calamagrostietum villosae tatricum* i in. W ekotonie górnej granicy lasu, rankery występują pospół z bielicami.

Gleby bielicowe (*Haplic Podzols*) należą do charakterystycznych gleb granitoidowego podłoża macierzystego oraz utworów morenowych (fot. 10). Przepuszczalna piaszczysto-gliniasta zwietrzelina tych kwaśnych skał, duża ilość opadów i kwasolubna roślinność boru tatrzańskiego stanowią o bielicowym kierunku procesu glebotwórczego (Skiba S. 1977). Profil glebowy bielic tatrzańskich charakteryzuje się silnym zakwaszeniem a odczyn w całym profilu nie przekracza pH 5,0. Najkwaśniejsze są poziomy butwinowe (Ofh) i eluwalne – *albic* (E) – pH 3,0–4,0. W próchniczno-żelazistych iluwalnych poziomach *spodic* (Bhf) odczyn waha się w przedziale pH 4,0–5,0. Morfologia bielic Doliny Suchej Wody, podobnie jak w całych Tatrach, nawiązuje do górskiej rzeźby i wynikającego z niej bocznego ruchu roztworów glebowych. Duży udział mobilnych kwasów humusowych (fulwowych) w migrujących roztworach zaciera niekiedy efekty bielicowania. Białawy poziom eluwalny (*albic*) rzadko występuje w postaci ciągłej. Zazwyczaj jest on obserwowany w postaci soczewek i zacieków. Natomiast poziomy wmycia – *spodic* są dobrze wykształcone i zawierają oprócz glinu i żelaza dość dużo próchnicy, co nadaje im charakterystyczną czarno-rdzawą barwę (Skiba S. 1977; Skiba S., Skib M. 2005).

Na polankach śródkosówkowych, np. na Hali Gasienicowej lub powyżej zasięgu kosodrzewiny występują płytkie ok. 20 cm, gleby bielicowe o wyraźnej stratyfikacji profilu gleb bielicowych (tzw. bielice karłowate – nanopodzols). Paru centymetrowe poziomy *albic* i *spodic* świadczą o udziale kwaśnej i bielicyjnej roślinności jaką jest kosodrzewina i jej igliwie. Występowanie takich gleb należy traktować, jako świadectwo wcześniejszego występowania tam zarośli kosodrzewiny.

W obszarach moreny w Dolinie Suchej Wody profile gleb bielicowych są dodatkowo zniekształcone przez wiatrołomy i poprzez wcześniejsze wycinanie świerczyn (fot. 11), co sprawia, że ich dobrze zachowany ciemno rdzawy poziom *spodic* traktowany bywa, jako poziom brunatnienia. Powoduje to nieporozumienia dotyczące zasięgu siedlisk świerczyn górnoreglowych.



Fot. 10. Profil gleby bielcowej (*Haplic Podzol*) w Dolinie Suchej Wody

Photo 10. Profil gleby bielcowej (*Haplic Podzol*) w Dolinie Suchej Wody



Fot. 11. Zniekształcony przez wykroty profil gleby bielcowej (okolice Toporowych Stawów)

Photo 11. Profile of Podzol deformed by wind-fallen trees (neighbourhood of the Toporowe Stawy Lakes)

Gleby organiczne – torfowe i torfowo-bielicowe (*Histosols*, *Histic Podzols*) w opisywanym obszarze występują na niewielkich powierzchniach zatorfień lub torfowisk jakie występują m.in. Wyżnia i Niżna Pańszczycka młaka, w górnej części Hali Gąsienicowej u podnóża Uhrocia Kasprowego, tzw. Czarny Las poniżej Czarnego Stawu Gąsienicowego, na Kotlinowym Wierchu i w rejonie Toporowych Stawków (Wyżni Staw Toporowy).

Gleby glejowe (*Gleysols*) towarzyszą glebom torfowym na obrzeżach płatów torfowisk lub zajmują niewielkie powierzchnie podmokłości rozproszone wśród innych gleb.

Gleby brunatne kwaśne (*Dystric Cambisols*) zajmują również niewielkie powierzchnie w rejonie Polany Waksmundzkiej oraz w dolnej części Doliny Suchej Wody.

NATURALNE I ANTROPOGENICZNE PRZEMIANY ORAZ ZAGROŻENIA GLEB

Przemiany w pokrywie glebowej zachodzą przy udziale naturalnych procesów geomorfologicznych lub są wspomagane przez gospodarczą i turystyczną działalność człowieka.

Wśród zagrożeń naturalnych największą rolę przypisać należy zarówno gwałtownym, jak i powolnym procesom geomorfologicznym zachodzącym w dużym natężeniu powyżej górnej granicy lasu (Kotarba 2002; Rączkowska 2002). Urozmaicona rzeźba górską wraz z dużą ilością opadów warunkują duże natężenie procesów stokowych a to prowadzi do niszczenia całych fragmentów pokrywy glebowej lub do tzw. „odmładzania” profilu glebowego poprzez ścięcie poziomów stropowych. Na obszarze Hali Gąsienicowej dodatkowym bodźcem powodującym erozję pokrywy glebowej było jeszcze w latach 60. ubiegłego stulecia pasterstwo. Sterasowanie stoków jest już w dużej mierze zabliznione a w niektórych miejscach obserwuje się naturalną sukcesję kosodrzewiny. Dużą rolę w niszczeniu pokrywy glebowej na niewielkich powierzchniach, należy przypisać wzmożonemu ruchowi turystycznemu. Przykładem takiej degradacji jest kopuła szczytowa Kasprowego Wierchu i rekułtywowany szlak na Beskid. Stoki Kasprowego objęto procesami rekułtywacyjnymi przed prawie 20 laty i po ograniczeniu penetracji turystycznej obserwuje się tam powolne zadarnienie. Podobnie szlak na Beskid jest od 4 lat objęty procesami rewitalizacyjnymi i też obserwuje się tam bardzo powolną sukcesję roślinną.

Chemiczne zanieczyszczenia pochodzące z emisji pyłów i gazów bliskiego i dalekiego zasięgu dla tatrzańskich gleb, w tym dla Doliny Suchej Wody, nie stanowią większego zagrożenia. Opisywane w literaturze ekologicznej podwyższone wartości ołowiu lub cezu występują lokalnie i zwykle powiązane są z podłożem geologicznym (Oleksynowa i in. 1993). Badania stężenia

radionuklidów w glebach tatrzańskich po awarii w elektrowni atomowej w Czarnobylu nie wykazały znaczących przekroczeń tych pierwiastków (Kubica i in. 2005; Skiba S. i in. 2005), nie zauważono również ich migracji w głąb profilu glebowego. Pojedyncze podwyższone stężenia radionuklidów w wysokich położeniach Tatr wiązać należy z występującymi tam miększymi poziomami murszastej materii organicznej.

Rozpatrując właściwości chemiczne gleb Doliny Suchej Wody, należy podkreślić również, że kwaśny odczyn w całym profilu gleb tego obszaru związany jest, jak już przedstawiano w charakterystyce gleb, z cechami ich genezy i właściwościami podłoża macierzystego. Kwaśny odczyn w stropowych poziomach gleb na podłożu węglanowym jest również cechą pedogenezną gleb wysokogórskich. Już w pierwszych badaniach gleb tatrzańskich (Wąsowicz 1933) uznawano bioklimatyczne cechy kwaśnego odczynu gleb tatrzańskich. Nie należy więc doraźnie traktować kwaśnego odczynu gleb tatrzańskich, jako wyrazu acidyfikacji środowiska przyrodniczego poprzez „kwaśne deszcze” (Skiba S. 2002).

PODSUMOWANIE

Rola gleby w środowisku przyrodniczym nie ogranicza się tylko do produkcji biomasy. Gleba uczestnicząc w obiegu materii i energii przez ekosystemy lądowe bierze udział w akumulacji materii organicznej, w obiegu składników biogennych, w retencjonowaniu i udostępnianiu wody. Zdolności sorpcyjne i jonowymienne gleby stanowią o jej możliwościach samoregulacyjnych (odpornościowych) w przypadku presji czynników zewnętrznych. Gleba jest bowiem wielofunkcyjnym komponentem środowiska przyrodniczego a naruszenie lub pomniejszenie nawet jednej z jej funkcji stanowi o degradacji gleby.

W pokrywie glebowej Doliny Suchej Wody, podobnie jak w całej granitoidowej części Tatr dominują wysokogórskie warianty gleb inicjalnych, okresowo „odmładzanych” przez procesy morfogenetyczne. Pod zaroślami kosodrzewiny występują rankery butwinowe (tangel rankery), a pod świerczynami na wałach morenowych występują bielice.

Niewielkie płyty torfowisk wysokich reprezentowane są przez gleby organiczne (torfowe).

LITERATURA

- Degórski M., 2002, *Ocena wpływu antropopresji na wybrane właściwości pokrywy glebowej piętra subalpejskiego i alpejskiego w rejonie Kasprowego Wierchu*, [w:] *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN-PTPNoZ, Kraków-Zakopane, s. 395–402.
- Drewnik M., 2006, *The effect of environmental conditions on the decomposition rate of cellulose in mountain soils*, *Geoderma*, 132, s. 116–130.

- Drewnik M., 2008, *Geomorfologiczne uwarunkowania rozwoju pokrywy glebowej w obszarach górskich na przykładzie Tatr*. Wyd. Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 118 ss.
- Komornicki T., Skiba S., 1996, *Gleby*, [w:] *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Wyd. TPN, Kraków-Zakopane, s. 215–226.
- Koren M., Skiba S., Kukla J., 2010, *Pody*, [w:] *Tatry – Priroda*, Wyd. „Baset”, Praha, s. 265–277.
- Kotarba A., 2002, *Współczesne przemiany przyrody nieożywionej w Tatrzańskim Parku Narodowym*, [w:] *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, PTPNoZ-TPN, Kraków Zakopane, s. 13–19.
- Kubica B., Skiba M., Skiba S., Gołaś J., Kubica M., Stobiński M., Tuleja –Krysa M., 2005, *Dislocation of the ^{137}Cs and ^{40}K radionuclides in the podzol profiles of the Tatra Mountains soils (South Poland)*, *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 266, 1, s. 3–9.
- Niemyska-Łukaszuk J., Miechówka A., 1999, *Cadmium in Rankers from the non-forest areas of the Tatra National Park*, *Polish Journal of Soil Science*. 33, s. 61–69.
- Oleksynowa K., Kozłowska E., Miechówka A., 1993, *Badania zawartości ołowiu w glebach wzdłuż wybranych ciągów komunikacyjnych u podnóża Tatr Polskich*, [w:] red. Mirek Z. Piekos-Mirkowa H., *Przyroda Kotliny Zakopiańskiej. Tatry i Podhale 2*, s. 337–342.
- Oleksynowa K., Skiba S., 1976, *Geochemical characterization of a polygonal soil on the flattening of Krzyżne pass in the Tatra Mts.*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 10. s. 27–47.
- Rączkowska Z., 2002, *Morfodynamika stoków dojrzałych w Tatrach na przykładzie Kotła Gąsienicowego i Goryczkowego Świńskiego*, [w:] *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN-PTPNoZ, Kraków-Zakopane, s. 49–60.
- Skiba M., 2001, *The origin of kaolinite from the Tatra Mts. podzols*, *Mineralogia Polonica*, 32, 2, s. 67–77.
- 2007, *Clay mineral formation during podzolisation in an alpine environment of the Tatra Mountains (Poland)*, *Clays and clay minerals*, 55, s. 618–634.
- Skiba M., Skiba S., 2005, *Chemical and mineralogical index of podzolisation of the granite regolith soils*, *Polish Journal of Soil Science*, 38, 2, s. 153–162.
- Skiba M., Szczerba M., Skiba S., Bish D., Grybos M., 2010, *The nature of interlayering in clays from a podzol (Spodosol) from the Tatra Mountains, Poland*, *Geoderma*, 160, s. 425–433.
- Skiba S., 1977, *Studia nad glebami górkimi wytworzonymi w różnych piętrach klimatyczno-roślinnych krystalicznej części Tatr Polskich*, *Roczniki Gleboznawcze*, 34, 2, s. 113–122.
- Skiba S., 1992, *Gleby Tatr i ich bibliografia*, [w:] *Gleby górskie – geneza, właściwości, zagrożenia. Materiały Konferencyjne Akademii Rolniczej w Krakowie*, s. 29–35.
- Skiba S., 1994, *Soils of the Dalne Zelentsy Tundra Region in the Northern Part of the Kola Peninsula (Russia)*, [w:] *Arctic Natural Environment Problems. Polarne Wyprawy Geograficzne*, UMCS, Lublin, s. 71–77.
- Skiba S., 2002, *Mapa gleb Tatrzańskiego Parku Narodowego*, [w:] *Przemiany Środowiska Przyrodniczego Tatr*, Wyd. TPN-PTPNoZ, Kraków-Zakopane, s. 21–26.
- Skiba S., Drewnik M., Drozd J., 1997, *Characteristic of the Organic Matter of Ectohumus Horizons in the Soils of Different Mountain Regions in Poland*, [w:] J. Drozd, S. Gonet, N. Senesi, J. Weber (red.), *The Role of Humic Substances in the Ecosystems and in Environmental Protection*, IHSS, Wrocław, s. 497–505.

Skiba S., Kubica B., Skiba M., Stobiński M., 2005, *Content of the gamma radionuclides of the ^{137}Cs and ^{40}K in the soils of Tatra Mts. and Charnokhora Mts.*, Polish Journal of Soil Science. 38, 2, s. 119–126.

Wąsowicz T., 1933, *Badania nad glebami górskimi*, Prace Rolno-Leśne PAU, 7, s. 1–47.

Adresy Autora

Stefan Skiba

Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Zakład Gleboznawstwa i Geografii Gleb
30-387 Kraków, ul. Gronostajowa 7

Podhalańska Wyższa Szkoła Zawodowa
34-400 Nowy Targ, ul. Kokoszków 71

e.mail: s.skiba@geo.uj.edu.pl

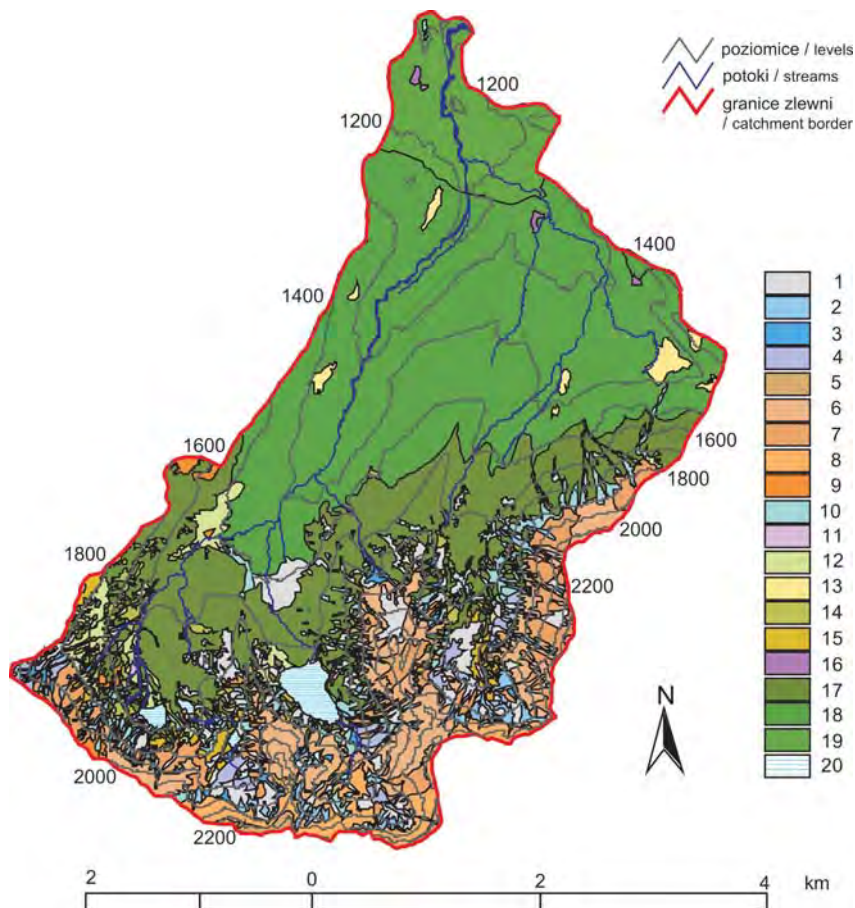
ROŚLINNOŚĆ DOLINY SUCHEJ WODY

Anna Kozłowska

Zlewnia Suchej Wody obejmuje obszary położone we wszystkich piętrach geoekologicznych Tatr – od leśnego dolnego po piętro seminiwalne. Piętra geoekologiczne (Kotarba 1996) są odpowiednikiem pięter roślinnych, wyróżnianych przez geobotaników (Pawłowski 1927, 1972; Piękoś-Mirkowa, Mirek 1996), choć nieco inaczej nazywanych. Tworzą je stopniowo zmieniające się wraz ze wzrostem wysokości n.p.m. formacje roślinne, od formacji leśnej w piętrze leśnym (regła dolnego i górnego) poprzez krzewiastą w piętrze subalpejskim (kosodrzewiny), murawową w piętrze alpejskim (halnym), do niskich, przylegających do podłoża, słabo zwartych muraw i pokrytych porostami turni piętra seminiwalnego (turniowego). Piętro regła dolnego przebiega w Tatrach od ich podnóża po północnej stronie, czyli od wysokości ok. 900 m n.p.m. do 1250 m n.p.m., piętro regła górnego sięga do 1500 m n.p.m., subalpejskie piętro kosodrzewiny – do 1800 m n.p.m., piętro alpejskie – po ok. 2300 m n.p.m. Lokalne warunki klimatyczne powodują obniżenie lub podwyższenie tych granic w stosunku do wartości przeciętnych; na stokach eksponowanych na północ, z jakimi mamy do czynienia w rozpatrywanym obszarze, zwykle obserwowane jest obniżenie granicy pięter klimatyczno-roślinnych o ok. 100 m. Głównym czynnikiem powodującym zróżnicowanie szaty roślinnej jest klimat pięter wysokościowych modyfikowany przez warunki lokalnoklimatyczne.

Drugim co do ważności uwarunkowaniem geograficznym, powodującym zróżnicowanie roślinności w górach jest żyzność podłoża, wynikająca z chemizmu skał. W przeważającej części Doliny Suchej Wody podłoże jest krystaliczne, jedynie małe fragmenty mają w podłożu skały z zawartością węglanu wapnia (dolomity, wapienie, mylonity). Dlatego występująca tam pokrywa roślinna typowa jest dla siedlisk ubogich, kwaśnych, jedynie niewielkie fragmenty pokryte są roślinnością siedlisk żyznych, węglanowych.

Zróżnicowanie typologiczne zbiorowisk roślinnych Tatr było od dawna przedmiotem badań fitosocjologów (Szafer i in. 1923, 1927; Szafer, Sokołowski 1927; Pawłowski, Stecki 1927; Pawłowski i in. 1927). Wraz z tymi pracami pojawiły się pierwsze mapy roślinności wybranych obszarów Tatr (otoczenie Morskiego Oka, Czerwonych Wierchów). Prace te były i są także współcześnie punktem odniesienia przy identyfikacji typów roślinności Tatr. Na ich podstawie i w oparciu o uzupełnienia powstała mapa roślinności TPN w skali 1:50000 (Myczkowski, Piękoś-Mirkowa, Baryła 1985).



Ryc. 1. Roślinność zlewni Suchej Wody. 1 – zbiorowiska porostów naskalnych; 2 – zbiorowiska napiargowe; 3 – wyleżyska śnieżne z kosmatką brunatną; 4 – wyleżyska śnieżne z wierzbą zielną; 5 – murawy subnivalne; 6 – murawy alpejskie półek skalnych na podłożu bezwęglanowym; 7 – murawy alpejskie na podłożu bezwęglanowym; 8 – murawy alpejskie półek skalnych na podłożu bezwęglanowym i mylonitowym; 9 – murawy alpejskie na podłożu węglanowym; 10 – ziołorośla i traworośla; 11 – torfowiska przejściowe i wilgotne psiary; 12 – murawy powypasowe piętra subalpejskiego; 13 – łąki i ziołorośla polan regłowych i wiatrołomów; 14 – zbiorowiska borówczysk czernicowych; 15 – borówczyska bażynowe; 16 – górskie torfowisko wysokie z kosówką; 17 – zarośla kosodrzewiny; 18 – świerczyna górnoreglowa; 19 – dolnoreglowy bór jodłowo-świerkowy i monokultury świerkowe; 20 – jeziora

Fig. 1. Vegetation of the Sucha Woda Valley. 1 – epilithic lichen communities; 2 – scree vegetation; 3 – snow-bed vegetation with alpine woodrush; 4 – snow-bed vegetation with snow-bed willow; 5 – subnival swards; 6 – alpine swards on siliceous ledgers; 7 – alpine swards on siliceous rocks; 8 – alpine swards on siliceous and mylonite ledgers; 9 – alpine swards on calcareous rock; 10 – tall herb and tall grass vegetation; 11 – fens, transition mores and peat-bogs; 12 – subalpine semi-natural vegetation after grazing; 13 – montane meadows and tall herb communities; 14 – bilberry communities; 15 – subalpine dwarf scrub communities; 16 – mountain pine bog woods; 17 – dwarf pine shrubs; 18 – upper montane spruce forest; 19 – low montane fir-spruce forests and spruce monocultures; 20 – lakes

Późniejsze opracowania przyniosły szczegółowe rozpoznanie roślinności wysokogórskiej Doliny Pięciu Stawów Polskich (Balcerkiewicz 1984), a także roślinności porastającej piargi tatrzańskie (Kosiński 1999). Wyróżnione przez S. Balcerkiewicza (1984) jednostki roślinności w randze podzespołu w obrębie zonalnego zespołu kwaśnych muraw piętra alpejskiego (*Oreochloa distichae-Juncetum trifidi*) pozwoliły na opracowanie mapy roślinności wysokogórskiej centralnej części Tatr Polskich w skali szczegółowej (Kozłowska 2006). Pochodną tej mapy, z rozszerzeniem na obszary leśne i uproszczeniem legendy dla obszarów wysokogórskich, jest prezentowana mapa roślinności Suchej Wody.

Roślinność wysokich gór jest bardzo zróżnicowana. Jej kartograficzne przedstawienie daje obraz bardziej lub mniej wąskich pasów – pięter klimatyczno-roślinnych, a w ich obrębie – mozaiki płatów roślinności, wynikającej z mozaiki siedlisk, a także wpływu działalności człowieka (Kozłowska 1999). Prezentowana mapa w skali szczegółowej (ryc.1) jest już ogromnym uproszczeniem rzeczywistego zróżnicowania roślinności i w odniesieniu do warunków wysokogórskich może być uznawana za mapę przeglądową. Zawiera jednostki legendy, które obejmują jedną bądź szereg jednostek typologicznych, wchodzących w skład danej szeroko ujętej kategorii. Są to:

- zbiorowiska porostów naskalnych (*Rhizocarpetalia*),
- zbiorowiska napiargowe (*Androsacetalia alpinae*),
- wyleżyska (*Salicetum herbaceae*, *Polytrichetum sexangularis*),
- wyleżyska/traworośla kosmatkowe (*Luzuletum alpino-pilosae*),
- słabo zwarte murawy piętra seminiwalnego (*Oreochloetum distichae*, *Oreochloa distichae-Juncetum trifidi* postać subniwalna),
- zwarte murawy piętra alpejskiego (*Oreochloa distichae-Juncetum trifidi*),
- fragmenty muraw alpejskich na półkach skalnych (*Oreochloa distichae-Juncetum trifidi* w kompleksie ze zbiorowiskami porostów naskalnych *Rhizocarpetalia*),
- murawy alpejskie półek skalnych na podłożu bezwęglanowym i mylonitowym,
- murawy naskalne na podłożu węglanowym (*Seslerietea variae*),
- wysokogórskie torfowiska przejściowe (*Caricetum fuscae subalpinum*) i wilgotne psiary (*Sphagno-Nardetum*, *Polytricho-Nardetum*),
- traworośla i ziołorośla (*Betulo-Adenostyletea*),
- murawy powypasowe piętra subalpejskiego i zbiorowiska ruderalne (*Hieracio alpini-Nardetum*, zbiorowisko z *Deschampsia flexuosa*, zbiorowisko z *Agrostis rupestris*, *Rumicetum alpini*, *Rumici obtusifoliae-Urticetum*),

- łąki, wysokie ziołorośla i borówczyska czernicowe polan pięter reglowych (*Gladiolo-Agrostietum*, *Hieracio vulgati-Nardetum* i antropogeniczne zbiorowiska ziołoroślowe jako skutek zarastania łąk),
- borówczyska czernicowe (zbiorowisko z. *Vaccinium myrtillus*),
- borówczyska bażynowe (*Empetro-Vaccinietum*),
- torfowisko wysokie z kosodrzewiną (*Pino mugo-Shagnetum magellanic*),
- zarośla kosodrzewiny (*Pinetum mugo carpaticum*),
- bór górnoregłowy (*Plagiothecio-Piceetum*),
- bór mieszany jodłowo-świerkowy (*Abieti-Piceetum montanum*) i monokultury świerkowe piętra regla dolnego.

CHARAKTERYSTYKA ROŚLINNOŚCI ZLEWNI SUCHEJ WODY

Charakterystyka roślinności rozpatrywanego obszaru przeprowadzona zostanie wg różnicowania krajobrazowego, u którego podstaw leży zjawisko piętrowości roślinności.

Naturalne lasy regla dolnego żyznych siedlisk zwykle budowane są przez buczyny z udziałem jodły. W Tatrach, po wprowadzeniu pod koniec XIX w. monokultur świerkowych, do czasów obecnych dotrwały jedynie niewielkie obszary pokryte drzewostanami liściastymi i to poza rozpatrywanym obszarem. Na ubogim, kamienistym podłożu, utworzonym ze skał krystalicznych w dolinie Suchej Wody, pokrytej w środkowej i dolnej części wałami moren, nawet naturalne zbiorowiska leśne piętra leśnego dolnego budowane są przez gatunki iglaste, głównie świerk z domieszką jodły. Bór mieszany jodłowo-świerkowy (*Abieti-Piceetum montanum*), którego jedynie małe fragmenty można jeszcze spotkać, np. na północnych stokach Kotlinowego Wierchu i za Pańszczyckim Potokiem – w Kotlinach, ma runo budowane przez gatunki borowe, podobnie jak częste w całych Tatrach drzewostany świerkowe antropogenicznego pochodzenia, a także podobnie jak naturalne świerczyny górnoregłowe (*Plagiothecio-Piceetum*). Dlatego też granica między regłem górnym a dolnym jest w tym obszarze bardzo trudna do uchwycenia, choć teoretycznie można powiedzieć, że przebiega ona ok. 200 m wyżej w stosunku do północnego krańca rozpatrywanego obszaru.

Większość lasów obszaru należy do występującego w piętrze regla górnego zespołu *Plagiothecio-Piceetum* (fot. 1), podzespołu typowego z runem trawiasto-krzewinkowo-mszystym (Matuszkiewicz 2001). Spotykany jest także podzespół paprociowy na wilgotnych, niezabagnionych siedliskach w pobliżu małych cieków wodnych i rynien oraz podzespół torfowcowy w miejscach zalegania torfu. Wśród torfowcowych borów świerkowych występują większe obszary bezleśne, torfowiska wysokie (*Pino-Shagnetum magellanic*), porośnięte z rzadka kosodrzewiną. Największe z nich to Wyżni Staw Toporowy, Niznia i Wyżnia Pańszczycka Młaka.



Fot. 1 . Bór górnoreglowy

Photo 1. Low montane fir-spruce forest

Drzewostany świerkowe ulegają wiatrołomom, pozostawiając pokryte sterczącymi pniami i porośnięte wysokimi trawami, a także bylinami powierzchnie stoków, na które wkraczają zbiorowiska porębowe z udziałem wierzbowki koprzyca (zbiorowisko *Chamaenerion angustifolium-Salix silesiaca*) a następnie powoli, w wyniku sukcesji porastają lasem. Obszary bezleśne w piętrach leśnych to także polany – pozostałość gospodarki pasterkiej. W zlewni Suchej Wody są to Polana Pańszczyca, Polana Waksmundzka i Rówień Waksmundzka. Dawniej panowały na nich zbiorowiska mieczykowych łąk kośnych (*Gladiolo-Agrostietum*), obecnie, po zaprzestaniu koszenia w TPN, pokrywają je zbiorowiska wysokich ziołorośli ze starcem górskim (*Senecio subalpinus*), dziurawcem czterobocznym (*Hypericum maculatum*) i przywrotnikami (*Alchemilla*). Dawne pastwiska bliźniczkowe (*Hieracio vulgati-Nardetum*) przekształcają się w borówczyska czernicowe. Na polany wkraczają świerki, stopniowo, od ściany lasu zarastając dawne polany związane z wypasem owiec (Bukowski 2009). Wzdłuż dolin potoków wąskimi paskami schodzą z wyższych położen wilgotne ziołorośla subalpejskie, niżej brzegi potoków porastają ziołorośla z lepiężnikiem wyłysiałym (*Petasitetum kablikiani*).



Fot. 2. Górna granica lasu

Photo 2. Upper montane forest limit

Górna granica lasu w Dolinie Suchoj Wody przebiega na wysokości ok. 1500 m n.p.m. i jest zbliżona do naturalnej w części wschodniej tzn. Dolinie Gąsienicowej i Pańszczycy, na stokach Koszystej (fot. 2), natomiast w części zachodniej znaczącą rolę w jej przebiegu odegrał człowiek. Naturalną granicę lasu stanowi pas, w którym świerki zmniejszają wysokość i pokrój drzew, a także tworzą biogrupy. Na stokach Żółtej Turni i Koszystej u górnej granicy lasu spotyka się limby (*Pinus cembra*). Na całej długości górnej granicy lasu, także w części obniżonej przez człowieka, częsta jest jarzębina w odmianie o nieowłosionych liściach (*Sorbus aucuparia* var. *glabrata*), brzoza karpacka (*Betula carpatica*), wierzba śląska (*Salix silesiaca*), a także kosodrzewina (*Pinus mugo*). Przebieg naturalnej granicy lasu pozwala zaobserwować stopniowe przejście od zasięgu zwartego drzewostanu do górnej granicy drzew, czyli linii łączącej najwyższe występowania drzew, które osiągają wysokość powyżej 8 m. Linia ta przebiega nieco wyżej w stosunku do linii zwartego lasu.

Subalpejskie piętro kosodrzewiny rozpościera się na wysokości od 1500 m n.p.m. do 1800 m n.p.m. Dominującą formacją roślinną są zarośla kosodrzewiny (*Pinetum mugii carpaticum*) (fot. 3). Sięga ona w rozproszeniu w dolne partie piętra alpejskiego, także porasta strome skały (Jodłowski 2007). Kosodrzewina ma dobrą kondycję fizjologiczną niezależnie od podłoża i ekspozycji, gdyż tworzy zarośla typu zonalnego (piętrowego) (Zwijacz-Kozica 2010). Zarośla kosodrzewiny tworzą zwarte, trudne do przejścia łany. Wśród dominującej kosówki (*Pinus mugo*) występują także: jarzębina o nieowłosionych liściach (*Sorbus aucuparia* var. *glabrata*), wierzba śląska (*Salix silesiaca*), brzoza karpacka. W runie występują gatunki borowe – borówka czarna i brusznica, widłaki oraz trawy – trzcinnik owłosiony i śmiełek pogięty,



Fot. 3. Zarośla kosodrzewiny w piętrze subalpejskim

Photo 3. Subalpine dwarf pine shrubs

a także paprocie narecznica górską i wietlica alpejska. Częste są również wysokie byliny ziołoroślowe. Zarośla kosodrzewiny są mało zróżnicowane pod względem fitosocjologicznym, zwykle wyróżnia się dwie jednostki niższej rangi: uboższą na kwaśnym podłożu (*Pinetum mugii silicolum*) i żyźniejszą (z gatunkami wysokich bylin ziołoroślowych) na węglanowym (*Pinetum mugii calcicolum*). Stoki porastane przez zarośla kosodrzewiny pocięte są żlebami, w których częste lawiny śnieżne i zalegające długo płaty śniegu nie pozwalają na wykształcenie się zbiorowisk krzewiastych. Takie wilgotne żleby w piętrze subalpejskim są siedliskiem traworośli trzcinnikowych (*Calamagrostietum villosae*) z trzcinnikiem owłosionym i kostrzewą barwną. W miejscach, gdzie śnieg zlega w żlebach dłużej, tworząc na wiosnę wyraźne płaty, spotkać można wilgotne traworośla z kosmatką brunatną (*Luzuletum alpino-pilosae*). W sąsiedztwie cieków i źródlisk rozwijają się na bezwapiennym podłożu ziołorośla paprociowe z wietlicą alpejską (*Athyrietum distentifoliae*), na żyznym, obojętnym lub słabo kwaśnym podłożu – zespół miłośny górskiej (*Adenostyletum alliariae*), natomiast w miejscach zasilanych przez wody bogate w węglan wapnia – ziołorośla z tojadem mocnym (*Aconitetum firmitum*). Ziołorośla związane z żyznymi siedliskami są jednymi z najpiękniejszych zbiorowisk roślinnych, spotykanych w górach. Traworośla i ziołorośla występują głównie w piętrze subalpejskim, choć spotykane są także w piętrze alpejskim i schodzą żlebami w piętro leśne, zwłaszcza w jego górną część. W miejscach mokrych i zabagnionych spotykane są torfowiska przejściowe (*Caricetum fuscae subalpinum*) i wilgotne psiary (*Sphagno-Nardetum, Polytricho-Nardetum*).

Zarośla kosodrzewiny są w wielu miejscach, zwłaszcza u górnej granicy zasięgu, silnie przerzedzone, a na ich miejscu występują wtórne murawy powypasowe (ze śmiałkiem pogiętym – *Deschampsia flexuosa*) lub wysokogórskie murawy bliźniczkowe (*Hieracio alpini-Nardetum*). W strefie przejścia w piętro alpejskie, takie wtórne murawy coraz bardziej upodabniają się do naturalnych muraw tego piętra, stopniowo wkraczają gatunki wyższych położeń (Kozłowska 2008). Miejsca szczególnie eksponowane na wiatr, ze skąpą pokrywą śnieżną (podszczytowe partie grzbietów od strony dowietrznej, żebra skalne) porośnięte są przez wysokogórskie borówczyska bażynowe (*Empetro-Vaccinietum*). Są to naturalne zbiorowiska niskich krzewinek z bażyną obupłciową (*Empetrum hermaphroditum*) i borówką halną (*Vaccinium gaultheriodes*). Położone głównie w dolnej części piętra subalpejskiego borówczyska czernicowe (z *Vaccinium myrtillus*) powstały na miejscu zarośli kosówki jako zbiorowisko antropogeniczne. Po zaprzestaniu wypasu kępy kosodrzewiny zaczynają się coraz bardziej regenerować w miejscach swego dawnego występowania (Guzik 2001, 2008), rozrastać, tworząc na stokach mozaikę kęp kosodrzewiny, fragmentów traworośli trzcinnikowych, borówczysk czernicowych i bażynowych. Przy schronisku i szałasach, zlokalizowanych na Hali Gąsienicowej w dolnej części piętra subalpejskiego częste są zbiorowiska antropogeniczne (*Rumicetum alpini*, *Rumici obtusifoliae-Urticetum*, zarośla malin).



Fot. 4. Piętro alpejskie – murawy, piarżyska i turnie
Photo 4. Alpine belt – swards, scree vegetation and rocky slopes

Piętro alpejskie, nazywane także piętrem halnym, budowane przez formację trawiastą, rozciąga się na północnych stokach Tatr na wysokości 1800–2100 m n.p.m. (fot. 4). Większość powierzchni tego piętra na rozpatrywanym obszarze związana jest z podłożem bezwapiennym. Porastają tam niezależnie od ekspozycji i wilgotności podłoża zwarte murawy należące do zespołu boimki i situ skuciny (*Oreochloa distichae-Juncetum trifidi*).

Murawy te wykazują duże wewnętrzne zróżnicowanie, porastając siedliska od suchych – porostowych do wilgotnych i zimnych – torfowcowych i wyleżyskowych. Duże powierzchnie raczej wypukłych stoków zajmuje podzespół typowy z kępami situ skuciny, czerwieniejącego na jesieni, natomiast wygładzone, lekko wklęsłe stoki pokryte są alpejską murawą wypasową z *Carex sempervirens*. Wąskie półki skalne porastają fragmenty różnych zbiorowisk murawowych. Miejsca długiego zalegania pokrywy śnieżnej, zwłaszcza związane z ekspozycją północną są siedliskiem zbiorowisk wyleżyskowych: z wierzbą zielną (*Salicetum herbaceae*) – gdy okres wegetacji trwa 3–4 miesiące i z płonnikiem północnym (*Polytrichetum sexangularis*) – gdy okres wegetacji trwa 1,5–2,5 miesięcy. Wilgotne żwirki w miejscach ich stałego gromadzenia się porośnięte są pionierskimi zbiorowiskami napiargowymi (*Androsacetalia alpinae*). Ściany skalne i blokowiska kamienne pokryte są zbiorowiskami porostów naskalnych (*Rhizocarpetalia*).

Wśród przeważających na rozpatrywanym obszarze skał krystalicznych występują także miejscami dolomity i wapienie. Te miejsca porastają bogate pod względem florystycznym i barwne murawy nawapienne. Na bardzo płytkich glebach są to niskie murawy z turzycą mocną (*Caricetum firmae*), na głębszym, bardziej próchnicznym – wysokie, bujne murawy z dominacją kostrzewy pstrej i udziałem seslerii (*Festuco versicoloris-Seslerietum tatrae*). W obrębie skał granitowych i granodiorytowych w paśmie granicznym występują żyły mylonitów. W miejscach takich tworzą się małe płyty roślinności z udziałem gatunków wapieniolubnych (*Festuco versicoloris-Agrostietum alpinae*).

Piętro seminiwalne występuje tylko na najwyższych szczytach (Świnica, Kozie Wierchy, Buczynowe Turnie). Budują je słabo zwarte murawy naskalne (*Oreochloetum distichae*, subniwalna postać *Oreochloa distichae-Juncetum trifidi*), tworzone przez niskie rośliny o poduchowatym, kępkowym pokroju.

LITERATURA

- Balcerkiewicz S., 1984, *Roślinność wysokogórska Doliny Pięciu Stawów Polskich w Tatrach i jej przemiany antropogeniczne*, Seria Biologia UAM, 25, s. 1–91.
- Bukowski M., 2009, *Dynamika zarastania polan tatrzańskich*, [w:] M. Guzik (red.), *Długookresowe zmiany w przyrodzie i użytkowaniu TPN*, Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane, s. 15–32.
- Guzik M., 2001, *Analiza zmian szaty roślinnej Tatr przy wykorzystaniu technik geomatycznych na przykładzie Doliny Bystrej i Suchej Stawiańskiej* [maszynopis], Praca magisterska wykonana Wydziale Leśnym AR, Kraków, 129 ss. [http://www.gis.tpn.pl/zawartosc/biblioteka/guzik_praca_magisterska.pdf 25-3-2007].
- 2008, *Analiza wpływu czynników naturalnych i antropogenicznych na kształtowanie się zasięgu lasu i kosodrzewiny w Tatrach* [maszynopis]. Praca doktorska, Wydział Leśny UR w Krakowie, 173 ss.
- Jodłowski M., 2007, *Górna granica kosodrzewiny w Tatrach, na Babiej Górze i w Karikonoszach. Struktura i dynamika ekotonu*. Wyd. IGiPG UJ, Kraków, 188 ss.
- Kosiński M. 1999, *Zbiorowiska roślinne piargów Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Prace Botaniczne UJ, 32, 75 ss.

- Kotarba A., 1996, Współczesne procesy rzeźbotwórcze, [w:] Z. Mirek i in. (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Tatry i Podtatrze 3, wyd. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane-Kraków, s. 125–137.
- Kozłowska A., 1999, *Problemy kartowania roślinności wysokogórskiej w skali szczegółowej (na przykładzie map roślinności Kotła Gąsienicowego i Goryczkowego Świńskiego)*, [w:] A. Kotarba, A. Kozłowska (red), *Badania geoeologiczne w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 174, s. 37–44.
- Kozłowska A., 2006, *Detailed mapping of high-mountain vegetation in the Tatra Mts.*, Polish Botanical Studies, 22, s. 333–341.
- 2008, *Strefy przejścia między układami roślinnymi – analiza wieloskalowa (na przykładzie roślinności górskiej)*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 215, 152 ss.
- Matuszkiewicz J.M., 2001, *Zespoły leśne Polski*, Wydawnictwo, PWN, 358 ss.
- Myczkowski S., Piękoś-Mirkowa H., Baryła J., 1985, *Zbiorowiska roślinne (mapa)*, [w:] K. Trafas (red.), *Atlas tatrzańskiego Parku Narodowego*, Zakopane-Kraków, plansza 16.
- Pawłowski B., 1927, *Podstawy wydzielenia pięter roślinności w Tatrach i Beskidach Zachodnich*, II Zjazd Słow. Geogr. I Etnogr. W Polsce, Sect. 3.
- 1972, *Szata roślinna gór polskich*, [w:] W. Szafer, K. Zarzycki (red.), *Szata roślinna Polski*, wyd. 2, PWN, Warszawa, s. 189–252.
- Pawłowski B., Sokołowski M., Wallisch K., 1928, *Zespoły roślin w Tatrach. Część VII. Zespoły roślinne i flora doliny Morskiego Oka*, Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. Dział A/B, 27, s. 171–311.
- Pawłowski B., Stecki K., 1927, *Die Pflanzenassoziationen des Tatra-Gebirges. IV Teil. Die Pflanzenassoziationen des Miętusia-Tales und des Hauptmassivs der Czerwone Wierchy*, Bull. Int. Acad. Polon. Sci. Lettr. Math. Ser. B, Sci. Nat., Suppl. 2 (1926), s. 79–121.
- Piękoś-Mirkowa H., Mirek Z., 1996, *Zbiorowiska roślinne*. [w:] Z. Mirek i in. (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Tatry i Podtatrze 3, wyd. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane-Kraków, TPN, Instytut Ochrony Przyrody PAN, Instytut Botaniki Pan, Kraków-Zakopane, s. 237–318.
- Szafer W., Pawłowski B., Kulczyński S., 1923, *Die Pflanzenassoziationen des Tatra-Gebirges. I Teil. Die Pflanzenassoziationen des Chochołowska Tales*, Bull. Int. Acad. Polon. Sci. Lettr. Math. Ser. B, Sci. Nat., Suppl. 3, s. 1–66.
- 1927, *Die Pflanzenassoziationen des Tatra-Gebirges. III Teil. Die Pflanzenassoziationen des Kościeliska-Tales*, Bull. Int. Acad. Polon. Sci. Lettr. Math. Ser. B, Sci. Nat., Suppl. 2, s. 13–78.
- Szafer W., Sokołowski M., 1927, *Die Pflanzenassoziationen des Tatra-Gebirges. V Teil. Die Pflanzenassoziationen der nördlich vom Giewont gelegenen Täler*, Bull. Int. Acad. Polon. Sci. Lettr. Math. Ser. B, Sci. Nat., Suppl. 3(1926), s. 123–140.
- Zwijacz-Kozica M., 2010, *Zróżnicowanie kosodrzewiny w Tatrach, w świetle badań teledetekcyjnych*, Teledetekcja Środowiska, 44, s. 1–61.

Adres Autora:

Anna Kozłowska

Zakład Geoeologii i Klimatologii
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego
Polska Akademia Nauk
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

e.mail: aniak@twarda.pan.pl

OCHRONA PRZYRODY

Tomasz Zwijacz-Kozica

WSTĘP

Położona niemal w środku Tatr Polskich Dolina Suchej Wody przez wieki była zagospodarowywana w podobny sposób jak całe Tatry. Ludzie, poprzez użytkowanie lasu, łowiectwo, pasterstwo, górnictwo i turystykę odcisnęli na przyrodzie tej doliny podobne piętno, jak na przyrodzie całych Tatr. Ograniczony, ale bardzo istotny wpływ miało także rybołówstwo, prawdopodobnie przyczyniając się do wyćpienia skrzepolówki bagiennej *Branchinecta paludosa*, na jej jedynym stanowisku w Polsce (Kownacki i in. 2002). Gdy zniszczenie naturalnej przyrody w Dolinie Suchej Wody, podobnie jak w całych Tatrach, stało się aż nadto widoczne, pojawiły się postulaty ochrony przed dalszą dewastacją. Dziś Dolina Suchej Wody jest najściślej chroniona spośród wszystkich walnych dolin Tatr Polskich.

ROZWÓJ IDEI OCHRONY PRZYRODY

Idea powołania w Tatrach Polskich parku narodowego powstała w 1888 roku i jest tylko o 16 lat młodsza od pierwszego parku narodowego na świecie. Została ona ogłoszona w artykule autorstwa księdza Bronisława Królikowskiego, podpisanym pseudonimem X. Wielkopolanin *Tatry Polskie pomnikiem dla Mickiewicza*, który ukazał się w *Pamiętniku Towarzystwa Tatrzańskiego*, tom XII (X. Wielkopolanin 1888). Parkiem tym miały stać się grunty majątku Zakopane, po wykupieniu go z rąk prywatnych ze składek społeczeństwa polskiego, w tym zwłaszcza funduszy zebranych na poczet budowy pomnika Adama Mickiewicza. Dolina Suchej Wody należała wówczas do drobnych posiadaczy góralskich oraz do majątku ziemskiego, zwanego Państwo Szaflary, będącego własnością Adama Uznańskiego. Gdyby udało się zrealizować postulaty księdza Królikowskiego, dolina ta pozostałaby więc w prywatnych rękach, poza parkiem narodowym.

Pierwszy konkretny projekt organizacji parku narodowego w Tatrach ogłosił Stanisław Sokołowski (1923). Według tego projektu, Tatrzański Park Narodowy miał objąć obszar ograniczony od W, S oraz E granicą państwową, a od N między innymi gościńcem wiodącym z Jaszczurówki do Morskiego Oka. Wedle tego projektu, cała Dolina Suchej Wody miała się znaleźć w granicach przyszłego parku narodowego. Projekt Stanisława Sokołowskiego

przewidywał podział obszaru parku na strefę ochrony ścisłej i częściowej. Podstawą podziału na strefy miała być warstwica 1400 m npm, od której należało odejść w dół *tam, gdzie tego wymagają piękno krajobrazu lub szczególnie piękne zabytki przyrody*. Zgodnie z tym do obszaru ochrony ścisłej miały być wcielone między innymi hale Pańszczycza i Waksmundzka, górna część Doliny Suchej Wody i Hala Królowa Niżna, jednak miało być na nich dopuszczone *pierwotne pasterstwo o charakterze dotychczasowym*.

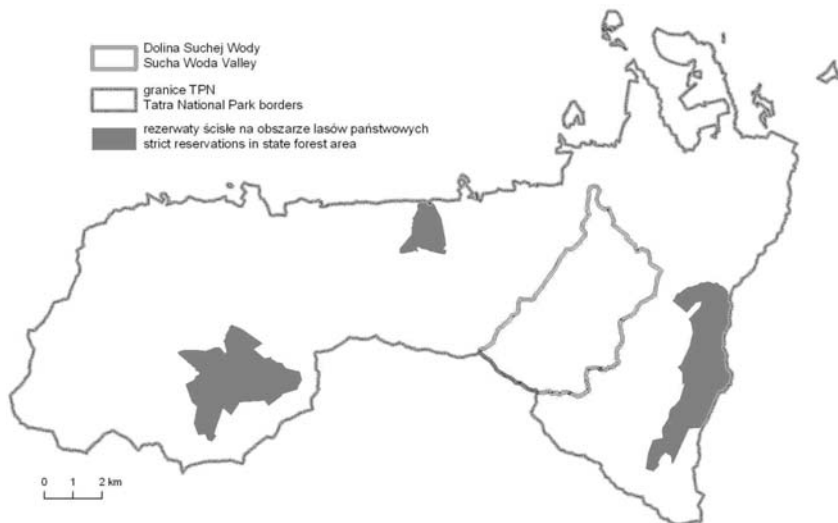
Utworzenie parków narodowych po obu stronach Tatr zapowiedziano w tzw. protokołach krakowskich, kończących polsko-czechosłowackie spory graniczne w 1924 roku. Ideę tę propagowano między innymi na łamach wydawanych przez Polskie Towarzystwo Tatrzańskie „Wierchów”, gdzie Walery Goetel publikował cyklicznie sprawozdania z prac nad tworzeniem górskich parków narodowych. PTT prowadziło także akcję wykupu gruntów niezbędnych do utworzenia w Tatrach parku narodowego otrzymując na ten cel subwencje z Funduszu Kultury Narodowej. Do wybuchu II Wojny Światowej udało się PTT wykupić ponad 1000 ha, w tym znaczną część Hali Gąsienicowej. Skuteczną akcją wykupu prowadził także Skarb Państwa. W 1932 roku zakupiono na licytacji ponad 900 ha po zmarłym Józefie Uznańskim, który po ojcu Adamie odziedziczył między innymi część lasów w Dolinie Suchej Wody.

Prace nad utworzeniem parku narodowego, wstrzymane w wyniku budowy kolei na Kasprowy Wierch, udało się doprowadzić do połowicznego sukcesu, gdy w czerwcu 1939 roku Minister Rolnictwa i Reform Rolnych wydał zarządzenie, na mocy którego utworzono z terenu Lasów Państwowych Nadleśnictw Zakopane (obejmującego także znaczą część lasów w Dolinie Suchej Wody) i Jaworzyna (na mocy traktatu monachijskiego włączonej do Polski): *jednostkę organizacyjną szczególną pod nazwą Park Przyrody w Tatrach*. Zarządzenie to weszło w życie 8 lipca 1939 roku, jednak do wybuchu wojny nie zdołano zakończyć prac organizacyjnych.

Po II wojnie światowej dokonano nacjonalizacji dóbr Jerzego Uznańskiego. Tym sposobem w rękach Skarbu Państwa znalazło się łącznie prawie 12 000 ha, czyli ponad połowa Tatr Polskich, w tym niemal cały obszar leśny Doliny Suchej Wody. W 1947 roku Minister Leśnictwa wydał rozporządzenie, na mocy którego obszar ten uznany został za jednostkę szczególną pod nazwą Tatrzański Park Narodowy, organizacyjnie nadal jednak podlegał Administracji Lasów Państwowych.

Tatrzański Park Narodowy powstał na mocy Rozporządzenia Rady Ministrów z dnia 30 października 1954 roku. Dolina Suchej Wody w całości znalazła się w granicach nowo powstałego parku narodowego. Wspomniane rozporządzenie określało także obszary objęte ochroną ścisłą, do których zaliczono trzy państwowe kompleksy leśne położone poza Doliną Suchej Wody oraz wszystkie obszary ponad górną granicą lasu, bez względu na formę

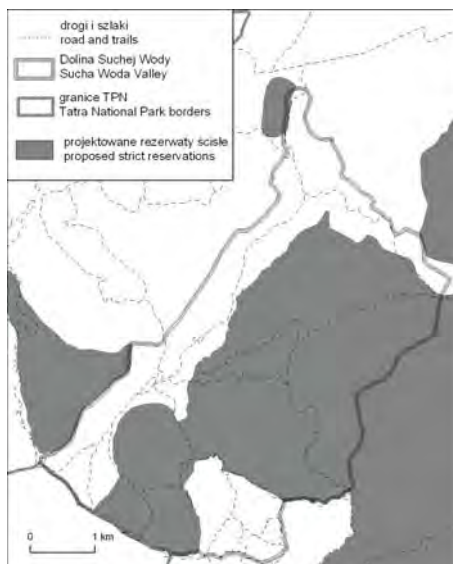
własności, jednakże z wyłączeniem terenów wypasowych, m. in. należących do hal Wąksmundzkiej, Gąsienicowej, Królowej Niżniej i Wyżniej. Hala Pańszczyca nie została w tym wykazie wymieniona, można więc wnioskować, że była ona objęta ochroną ścisłą od samego początku istnienia TPN (ryc. 1).



Ryc. 1. Dolina Suchej Wody na tle granic TPN i rezerwatów ścisłych w 1954 roku
 Fig. 1. Sucha Woda Valley on the background of the Tatra National Park borders and strict reserves in 1954

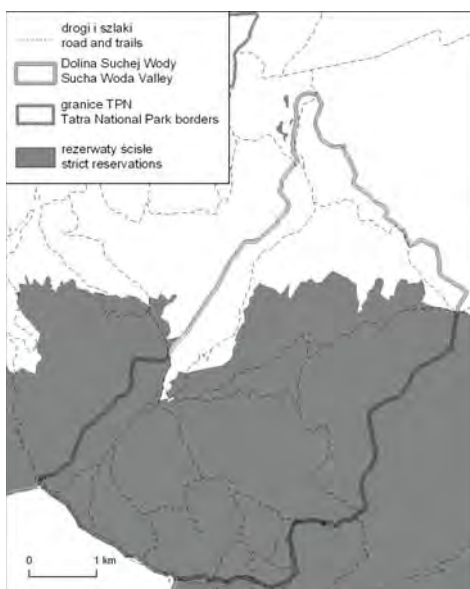
OCHRONA PRZYRODY W RAMACH TPN

Rozporządzenie z 1954 roku powołujące do istnienia TPN zakładało, że Dyrektor TPN na podstawie opinii Rady Parku *oznaczy bliżej w terenie granice obszarów poddanych ochronie ścisłej*. Prace nad dokładniejszym wyznaczeniem tych granic zostały podjęte dopiero po 10 latach przez Zakład Ochrony Przyrody PAN, wspólnie z Radą i Dyrekcją TPN (Myczkowski 1967). Będący wynikiem tych prac projekt sieci rezerwatów ścisłych przewidywał utworzenie na terenie TPN 13 odrębnych obszarów, które miały być objęte ochroną ścisłą. Jeden z nich („Wysokie Tatry”) objąć miał znaczną część Doliny Suchej Wody (ryc. 2).



Ryc. 2. Projekt sieci rezerwatów ścisłych profesora S. Myczkowskiego (1967).

Fig. 2. Professor S. Myczkowski's (1967) draft of strict reserves net

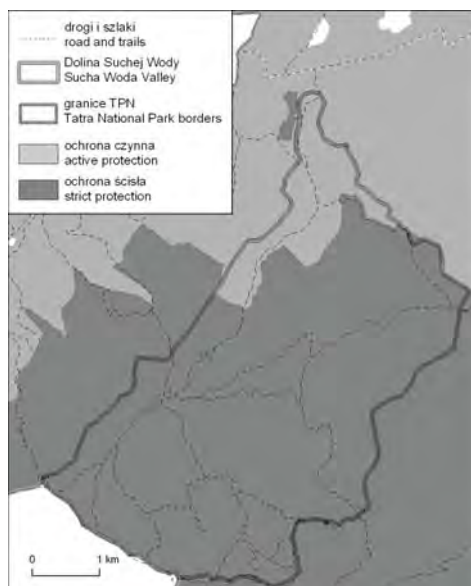


Ryc. 3. Rezerваты ścisłe według planu urządzania lasu z 1976 roku

Fig. 3. Strict reserves according to the Forest Management Plan from 1976

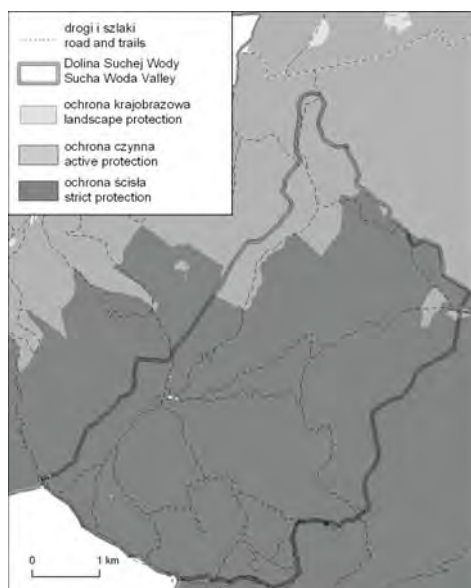
Dopiero po kolejnych dziesięciu latach projekt ten doczekał się częściowej realizacji, gdy 4 czerwca 1976 roku, Minister Leśnictwa i Przemysłu Drzewnego zatwierdził plan urządzenia gospodarstwa rezerwatowego Tatrzańskiego Parku Narodowego. Nie powołano wówczas sieci odrębnych rezerwatów, lecz jeden zwarty kompleks objęty ochroną ścisłą oraz niewielkie enklawy w rejonie Łysej Skalki i Toporowych Stawów. W Dolinie Suchej Wody granica pomiędzy obszarami ochrony ścisłej i częściowej biegła wzdłuż szlaku z Królowej Równi do Murowańca, i dalej na wschód nieregularną linią przez Las Gąsienicowy i Skoruśniak na Rówień Waksmundzką. Większa część Hali Gąsienicowej, obie Polany Pańszczyckie, a także południowa część Polany Waksmundzkiej i Równi Waksmundzkiej znalazły się w rezerwacie ścisłym. W rejonie Toporowych Stawów ochroną ścisłą objęto trzy niewielkie powierzchnie obejmujące głównie obszary wodne i torfowiskowe, położone już poza właściwą zlewnią Suchej Wody (ryc. 3). Tym samym nie zrealizowany pozostał postulat Myczkowskiego, aby otaczające Stawy Toporowe nierodzące drzewostany na powierzchni około 40 ha *dla eksperymentu, pozostawić samej przyrodzie*.

Plan z 1976 roku stracił ważność 31 grudnia 1984 roku. Jego rewizję opracowano dopiero w listopadzie 1996 roku. Dokument ten pt. „Operat ochrony ekosystemów leśnych TPN”, był częścią planu ochrony TPN ukończonego w 1999 roku, który jednak nigdy nie został zatwierdzony przez odpowiednie władze i formalnie nigdy nie obowiązywał. Pomimo braku oficjalnego zatwierdzenia plan stosowany był w praktyce, a na wprowadzone w nim strefowanie ochronne powoływały się publikowane w Dziennikach Ustaw rozporządzenia Ministra Środowiska w sprawie rocznych zadań ochronnych dla Tatrzańskiego Parku Narodowego na lata 2002–2004. Porównując „Plan” z 1976 i „Operat” z 1996 można zauważyć znaczne poszerzenie obszarów ochrony ścisłej w Dolinie Suchej Wody. Tą formą ochrony objęto wszystkie tereny powyżej górnej granicy lasu oraz praktycznie cały regiel górny, wraz ze znajdującymi się tu polanami. Znacznie poszerzono także obszar ścisłej ochrony wokół Toporowych Stawów, łącząc je w jeden kompleks o powierzchni około 9 ha, który jednak znajdował się poza zlewnią Suchej Wody (ryc. 4). Trzeba też dodać, że w 1991 roku nowa ustawa o ochronie przyrody zlikwidowała pojęcie obszarowej ochrony częściowej zastępując ją ochroną czynną.



Ryc. 4. Strefowanie ochronne z 1996 r.

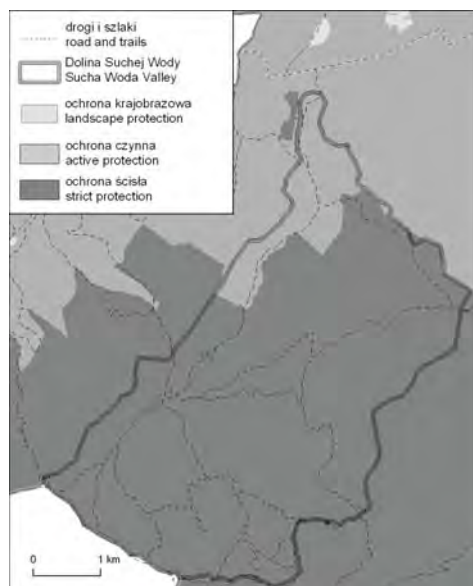
Fig. 4. Protective zoning from 1996



Ryc. 5. Strefowanie ochronne z 2007 r.

Fig. 5. Protective zoning from 2007

Kolejna nowelizacja ustawy o ochronie przyrody, jaka miała miejsce pod koniec 2000 roku wprowadziła pojęcie ochrony krajobrazowej, przypisując ją do gruntów pozostających w gospodarczym wykorzystaniu, a znajdujących się w granicach parków narodowych lub rezerwatów przyrody. Na terenie TPN zapis ten został formalnie zrealizowany dopiero na początku 2005 roku poprzez zarządzenie Ministra Środowiska w sprawie ustanowienia rocznych zadań ochronnych dla Tatrzańskiego Parku Narodowego. Jednakże w Dolinie Suchej Wody wyznaczono wówczas żadnych enklaw ochrony krajobrazowej. Stało się to dopiero w 2007 roku, gdy na mocy kolejnego zarządzenia Ministra Środowiska ochroną krajobrazową objęto otoczenie niektórych zabudowań – obserwatorium meteorologicznego i górnej stacji kolejki na Kasprowym Wierchu, schroniska Murowaniec i przyschroniskowej oczyszczalni ścieków oraz leśniczówki Księżówki. To samo zarządzenie zlikwidowało ochronę ścisłą w rejonie Toporowych Stawów, na Polanie Waksmundzkiej oraz Równi Waksmundzkiej i wprowadziło tam ochronę czynną. Natomiast w rejonie Czerwonych Brzezków i Strzeleckiej Koleby miała miejsce sytuacja odwrotna – w miejsce ochrony czynnej wprowadzono ścisłą (ryc. 5). W 2008 roku na powrót wprowadzono ochronę ścisłą tam gdzie rok wcześniej ją zlikwidowano (ryc. 6). Stan ten przetrwał jedynie dwa lata, bowiem od 2010 roku, na mocy kolejnego zarządzenia Ministra Środowiska, wprowadzającego zadania ochronne dla TPN na lata 2010–2013 znacznie poszerzono obszar ochrony ścisłej, łącząc enklawę Toporowych Stawów z głównym kompleksem i tym samym niemal cały obszar Doliny Suchej Wody został objęty wysokim reżimem ochronnym. Pod ochroną czynną pozostał jedynie niewielki obszar leśny u wylotu doliny, a na powrót objęto nią Polanę Waksmundzką i Waksmundzką Rówień. Do strefy ochrony krajobrazowej włączono otoczenie budynków stacji kolejki linowej i obserwatorium meteorologicznego na Kasprowym Wierchu, leśniczówki na Królowych Rówienkach i schroniska Murowaniec. Wszystkie pozostałe zabudowania na Hali Gąsienicowej, w tym także przyschroniskowa oczyszczalnia ścieków wraz z kilkusetmetrowym kolektorem odprowadzającym oczyszczone ścieki do koryta Suchej Wody pozostają obecnie w strefie ochrony ścisłej (ryc. 7). Stan ten świadczący o dużym braku konsekwencji w podejściu do wyznaczania stref ochronnych, najprawdopodobniej ponownie ulegnie zmianie w 2014 roku, gdy być może wejdzie w życie opracowywany aktualnie plan ochrony TPN, lub w przypadku jego braku, gdy zatwierdzone zostaną nowe zadania ochronne.



Ryc. 6. Strefowanie ochronne z 2008 r.
Fig. 6. Protective zoning from 2008.



Ryc. 7. Strefowanie ochronne z 2010 r.
Fig. 7. Protective zoning from 2010.

PODSUMOWANIE

Do czasu powstania w 1954 roku Tatrzańskiego Parku Narodowego, przyroda Doliny Suchej Wody była eksploatowana gospodarczo i przekształcana przez człowieka. Obecnie, dominującą formą ochrony przyrody na terenie Doliny Suchej Wody jest ochrona ścisła, którą objęto do tej pory prawie 97% jej powierzchni. Obszar ten jest jednak pofragmentowany gęstą siecią licznie odwiedzanych szlaków turystycznych o łącznej długości ponad 40 km. Znaczna jego część udostępniona jest też dla działalności taternickiej. W dolinie znajduje się ponadto kilkanaście budynków i budowli, w tym także mała elektrownia wodna i linowa kolej krzesełkowa oraz trasa narciarska. Wszystko to sprawia, że pomimo ścisłego reżimu ochronnego tak przeszły, jak i obecny wpływ antropogeniczny na przyrodę Doliny Suchej Wody jest bardzo wyraźny.

LITERATURA

- Kownacki A., Kawecka B., Dumnicka E., Galas J., 2002, *Przyczyny wyginięcia i próba restytucji gatunku *Branchinecta paludosa* (O.F. Müller, 1788) w Tatrzańskim Parku Narodowym*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, Wyd. TPN-PTPNoZ, Kraków-Zakopane, s. 297–302.
- Myczkowski S., 1967, *Projekt sieci rezerwatów ścisłych w Tatrzańskim Parku Narodowym*, *Ochrona Przyrody*, 32, s. 41–88.
- Rozporządzenie Rady Ministrów z dnia 1 kwietnia 2003 r. w sprawie Tatrzańskiego Parku Narodowego* (Dz. U. nr 65 poz. 599).
- Rozporządzenie Rady Ministrów z dnia 30 października 1954 r. w sprawie utworzenia Tatrzańskiego Parku Narodowego* (Dz. U. z 4 II 1955 r. nr 4 poz. 23).
- Sokołowski S., 1923, *Tatry jako park narodowy*, Nakładem P. Komisji Ochrony Przyrody, Organu Ministerstwa W. R. i O. P. Kraków.
- Ustawa z dnia 16 kwietnia 2004 r. o ochronie przyrody* (Dz. U. nr 92 poz. 880).
- Ustawa z dnia 16 października 1991 r. o ochronie przyrody* (Dz. U. nr 114 poz. 492).
- Wielkopolanin X., 1888, *Tatry Polskie pomnikiem dla Mickiewicza*, Pamiętnik PTT, 12, s. 1–8.

Adres Autora:

Tomasz Zwijacz-Kozica

Obwód Ochronny Gąsienicowa
Tatrzański Park Narodowy
ul. Kuźnice 1, 34-500 Zakopane

e.mail: twzijacz@gmail.com

STACJA BADAWCZA INSTYTUTU GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA PAN IM. MARII I MIECZYŚŁAWA KŁAPÓW NA HALI GĄSIENICOWEJ W TATRACH

Teresa Kozłowska-Szczęśna

POWSTANIE I DZIAŁALNOŚĆ STACJI W LATACH 1913–1952

Pierwsza stacja meteorologiczna na Hali Gąsienicowej założona została 100 lat temu w dolinie Suchej Wody na wysokości 1520 m n.p.m., dzięki staraniom Sekcji Przyrodniczej Towarzystwa Tatrzańskiego. Działalność swą rozpoczęła 1 grudnia 1913 r. jako jedyna górską stacją na ziemiach polskich. Została ona wyposażona w komplet termometrów meteorologicznych (zwykły, maksymalny i minimalny) oraz w przyrządy samopiszące, takie jak termograf i barograf tygodniowy. Instrumenty te były umieszczone w klatce meteorologicznej typu angielskiego, obok której zainstalowano łąkę do pomiarów grubości pokrywy śnieżnej. Opiekę nad stacją sprawował Borys Wigiliw, ówczesny kierownik stacji meteorologicznej w Zakopanem (1911–1920).

Pierwszymi obserwatorami w latach 1913–1916 byli: Helena Dłuska, (?) Kosecki, Alfred Lityński, Konstanty Stecki, Borys Wigiliw. Z uwagi na brak warunków do stałego zamieszkania obserwatorzy dochodzili z Zakopanego raz na tydzień i odczytywali termometry, zapisywali aktualny stan pogody, grubość pokrywy śnieżnej oraz zmieniali paski na samopisach. Sporządzona została wówczas w rękopisie *Instrukcja o obchodzeniu się z samopisami dla osób pełniących Służbę Meteorologiczną na Hali Gąsienicowej*. Zachowały się wyniki tych obserwacji do stycznia 1916 r. Część pasków z samopisów (termogramy i barogramy) znajdują się w archiwum Oddziału IMGW w Krakowie. Wartości temperatury na podstawie notowań samopisów za okres 7 tygodni, zostały opracowane i opublikowane przez prof. Eugeniusza Romera (1914), który w tym czasie opiekował się stacją.

Przerwa w obserwacjach objęła lata 1916–1926. Po pierwszej wojnie światowej sieć meteorologiczna w Polsce została podporządkowana powstałemu w 1919 r. Państwowemu Instytutowi Meteorologicznemu (PIM). Jego kontynuatorem od 1946 r. był Państwowy Instytut Hydrologiczno-Meteorologiczny (PIHM), w latach od 1973 r. do 2009 r. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW), od 2010 r. rozszerzył nazwę o Państwowy Instytut Badawczy (IMGW PIB). W okresie międzywojennym obserwacje

na Hali Gąsienicowej były wznawiane parokrotnie. W grudniu 1926 r. został założony, przy współpracy z PIM, wojskowy Posterunek Meteorologiczny w przystosowanym do tego celu szałasie pasterskim. Posterunek podlegał wówczas Obserwatorium na Kasprowym Wierchu. Komendantem posterunku został sierżant J(?). Czachyra a obserwatorami w latach (1938–1939) byli: Stefan Maślanka i Karol Poloczek. Materiały obserwacyjne z tego okresu znajdują się w archiwum Centrali IMGW w Warszawie. W czerwcu 1928 r. na stacji zainstalowano pluwiograf.

W czasie ekspedycji Instytutu Geografii UJ w latach 1928–1931 prowadzone były specjalne badania klimatyczne w Tatrach z udziałem Stanisława Leszczyckiego (Leszczycki 1929a,b). Już wtedy S. Leszczycki rozpoczął starania, w porozumieniu z dr. Władysławem Milatą zastępcą kierownika oddziału PIHM w Krakowie oraz z meteorologiem zakopiańskim Józefem Fedorowiczem, utworzenia stałej stacji (w przyszłości obserwatorium) na Hali Gąsienicowej w celu uzupełnienia obserwacji prowadzonych na Kasprowym Wierchu.

Na początku lat 30. XX w. zakres obserwacji na stacji na Hali Gąsienicowej został znacznie rozszerzony, a same obserwacje prowadzone były w sposób ciągły. Od 1931 r. pracownicy stacji obsługiwali totalizator na Żółtej Turni. W 1933 r. były też plany budowy Obserwatorium Meteorologicznego PIM, projekt ten nie został jednak zrealizowany.

W styczniu 1933 r. prof. Edward Stenz dokonał na Hali Gąsienicowej pierwszego zimowego pomiaru natężenia promieniowania słonecznego w Tatrach, a w czerwcu tegoż roku wraz z żoną wykonali pomiar zasłonięcia horyzontu (Stenz 1933 a, b). W latach późniejszych został on powtórzony przez Z(?). Zawadzkiego (sierpień 1951) oraz Tadeusza Karasińskiego (wrzesień 1956).

Prof. E. Stenz jako kierownik Obserwatorium na Kasprowym Wierchu opiekował się również w 1939 r. stacją na Hali Gąsienicowej, obserwatorami w tym czasie byli (do 1 IX 1939): Stefan Maślanka, M(?). Natałkówna, E(?) Stenzowa, Eugeniusz Ozajst, Karol Poloczek, Edward Rozmiarek, W. (?) Wielgus.

Wraz w wybuchem drugiej wojny światowej następuje przerwa w pomiarach. W czasie okupacji czynny był okresowo na Hali Gąsienicowej jedynie posterunek opadowy przy schronisku PTTK. Bezpośrednio po zakończeniu działań wojennych w 1945 r. uruchomiono ponownie po krótkiej przerwie, posterunek opadowy w miejscu zbliżonym do jego obecnej lokalizacji.

Stacja typu naukowo-badawczego na Hali Gąsienicowej została założona pod koniec 1948 r. przez Polskie Towarzystwo Geograficzne, przy współudziale PIHM. W dniu 1 stycznia 1949 r. otwarto nową stację meteorologiczną PTG. Jak pisze prof. S. Leszczycki (1989) ... *uroczystość była koleżeńska i serdeczna, trwała kilka godzin...* . Stacja ta, w ramach współpracy, została

niedługo później włączona do sieci państwowej i od tej pory PIHM utrzymywał tu swojego etatowego pracownika oraz pomagał przy wyposażeniu stacji w instrumenty pomiarowe. Opiekunem naukowym stacji był prof. Władysław Milata, kierownik Zakładu Meteorologii i Klimatologii Instytutu Geografii UJ i Kierownik Okręgowego Biura Pogody PIHM w Krakowie. Obserwatorami na stacji w latach 1946–1952 byli: Honorata Majkowska, Stanisław Misior, Jerzy Mitkiewicz, Stanisław Musiał, Jerzy Onecki, Bronisław Siadek (kierownik 1950–1952), Hanka Siseniowa, Zofia Słowińska, Zygmunt Wójcik (kierownik 1946–1949).

Bronisław Siadek, który łączył studia z pracą na stacji na Hali Gąsienicowej od czerwca 1949 r. do 30 września 1952 r., opierając się na własnych badaniach napisał pracę dyplomową pt. *Analiza opadów atmosferycznych na Hali Gąsienicowej w Tatrach* pod kierunkiem prof. Władysława Milaty i uzyskał w dniu 22 października 1952 r. stopień magistra geografii w zakresie meteorologii i klimatologii w IG UJ w Krakowie (Siadek 1954).

W tym czasie w programie stacji były obserwacje klimatologiczne i częściowo synoptyczne. Niezależnie od programowych obserwacji meteorologicznych wykonywane były badania termiki potoków i stawów w pobliżu stacji, grubości pokrywy lodowej na stawach, obserwacje pokrywy śnieżnej, wieloletnich płatów śnieżnych pod Świnicą i szlaków lawin. Zarówno w badaniach, jak i w obserwacjach, brali udział studenci IG UJ w ramach praktyk letnich i zimowych z meteorologii i klimatologii, wśród nich: Mieczysław Hess, Tadeusz Karasiński, Teresa Kozłowska. Zbigniew Żmuda. W miarę potrzeby zastępowali oni etatowych obserwatorów.

Z inicjatywy prof. W. Milaty ściśła była współpraca stacji na Hali Gąsienicowej z Komisją Śnieżną i Lawinową Polskiego Związku Narciarskiego w Krakowie, przy opracowywaniu cotygodniowego komunikatu śniegowego dla Tatr, stanowiącego część Narciarskiego Komunikatu Śniegowego redagowanego przez prof. W. Milatę (Szczęsna, Kłapa 1961; Kłapowa 1963; Punzet, Kłapowa 1994).

STACJA BADAWCZA IG I PZ PAN (1953–2013)

W 2013 roku mija 60 lat działalności Stacji Badawczej IG i PZ PAN na Hali Gąsienicowej w Tatrach. Po zatwierdzeniu w październiku 1953 r. wniosku Prezydium PAN, przez Prezydium Rządu, w sprawie powołania Instytutu Geografii PAN jako oficjalnej, centralnej placówki geograficznej w Polsce, Polskie Towarzystwo Geograficzne przekazało Instytutowi między innymi także stację terenową na Hali Gąsienicowej. Od listopada 1974 r. nazwa Instytutu została rozszerzona, a w kwietniu 1997 r. Instytut otrzymał patrona i nosi obecnie nazwę “Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego PAN”.

Kierownictwo stacji na Hali Gąsienicowej powierzono Mieczysławowi Kłapie. Opiekę naukową nad działalnością stacji sprawował prof. dr hab. Mieczysław Klimaszewski, kierownik Zakładu Geomorfologii i Hydrografii Gór i Wyżyn IG PAN w Krakowie. W latach 1984 – 2008 opiekunem naukowym stacji był prof. dr hab. Adam Kotarba. W 2009 r. funkcję tą przejęła dr hab. Zofia Rączkowska prof. IGiPZ PAN, kierownik Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN w Krakowie (od 2011 r. Zakład Badań Geośrodowiska IGiPZ PAN).

Będąc placówką naukowo-badawczą Instytutu, stacja pełniła również funkcję stacji meteorologicznej II rzędu PIHM. Pracownicy prowadzili obserwacje klimatologiczne, obsługiwali również rozmieszczone w okolicy deszczomierze i totalizatory. W ramach działalności stacji była także praktyczna pomoc dla turystyki i narciarstwa, poprzez dostarczanie danych między innymi do komunikatów narciarskich, sygnalizujących także stopień niebezpieczeństwa lawin. Ponadto kontynuowane były prace badawcze dotyczące termiki stawów i potoków, lawin i długozalegających płatów śnieżnych, zagadnienia inwersji opadów itp. Oprócz tego stacja była i jest ważnym punktem naukowym i dydaktycznym wykorzystywanym jako baza do różnego rodzaju badań głównie przez zakłady naukowe Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Instytutu Geografii UJ, Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW i IMGW (fot.1).



Fot. 1. Stacja badawcza Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN na Hali Gąsienicowej w Tatrach

Photo 1. Research Station of Institute of Geography and Spatial Organisation PAS at Hala Gąsienicowa in the Tatra

Obserwatorami na stacji są obecnie: Janusz Konieczek (od 1 VI 1971 w IMGW i od 1991, także w IGiPZ PAN na części etatu), Marek Kotlarczyk (od 2 II 1973 w IMGW i od 1991, także w IGiPZ PAN na części etatu) i Michał Trzebunia (od 1 IX. 2011)

Z innych pracowników IGiPZ PAN zatrudnionych na stacji wymienić należy: mgr. Marka Marszowskiego, który rozpoczął pracę 8 X 1981 r., a zginął tragicznie w Tatrach 25 X 1982 r. oraz mgr. Marka Kota (9 XII 1981 – 30 VI 1991), który w 1997 r. pracując już w Tatrzańskim Parku Narodowym uzyskał stopień naukowy doktora w IGiPZ PAN na podstawie rozprawy pt. *Denudacja chemiczna Tatr Wysokich* wykonanej pod kierunkiem prof. dr hab. Adama Kotarby.

Ponadto na stacji IG PAN zatrudnionych było przez dłuższy okres kilku pracowników technicznych: Maria Kaleciak (1 IX 1956 – 30 VI 1963), Maria Król (1 III 1969- 30 IX 1976), Józef Bobak (2 X 1976 – 4 VIII 1991 1/2 etatu), Anna Łukasik (1 X 1979 – 31 XII 1982 1/2 etatu), Mirosława Kwiatkowska (1 I 1983 – 31 XII 1984 1/2 etatu), Sławomir Jankowski (1 I 1985 – 30 XI 1991 1/2 etatu).

Należy poświęcić także nieco uwagi stacji IMGW (mieszczącej się w tym samym budynku), z którą utrzymywana była i jest nadal ścisła współpraca w zakresie tak obserwacji meteorologicznych, jak i ich wykorzystania do badań naukowych. Równocześnie w wynajętym na Stacji IG PAN pomieszczeniu powstała oddzielna jednostka PIHM. Kierownikiem obu stacji do 1960 r. był mgr Mieczysław Kłapa. Następnie kierownictwo stacji PIHM przejęła mgr Maria Kłapowa (1960–1975), później Marek Kotlarczyk (1976–1990). Obserwatorami byli: Leszek Dziędzielewicz (1949–1962), Antoni Adamowski (1974– 1991) i okresowo inni obserwatorzy ze stacji w Zakopanem i z Obserwatorium na Kasprowego Wierchu.

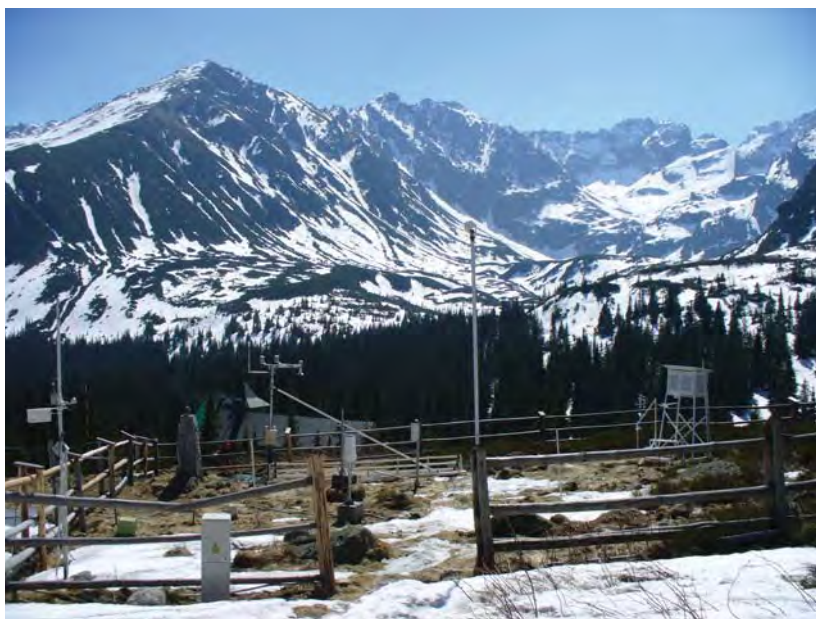
Z dniem 1 lipca 1964 r. stacja Meteorologiczna na Hali Gąsienicowej weszła w skład Zakładu Hydrologii i Meteorologii Tatr w Zakopanem jako Stacja Badań Niwalnych. Wkrótce stała się ona jedyną w Polsce placówką o tak szerokim programie badań śniegowych (Punzet, Kłapowa 1994).

W tym czasie do badań meteorologicznych włączono badania śniegowe według programu przygotowanego przez doc. dr Kazimierza Chomicza z Centrali PIHM w Warszawie. Rozpoczęto obserwacje różnorodności kryształów śniegowych przy równoczesnych pomiarach elementów meteorologicznych w celu ustalenia wzajemnych zależności. Na polietku doświadczalnym prowadzono badania fizycznych i dynamicznych właściwości pokrywy śnieżnej. Oprócz tego w 250 punktach mierzono: wysokość i gęstość pokrywy śnieżnej oraz prowadzono ewidencję lawin śnieżnych w Tatrach.

Po objęciu przez dr Marię Kłapową 1 listopada 1975 r. stanowiska kierownika Zakładu Hydrologii i Meteorologii Tatr w Zakopanem, kierownikiem stacji na Hali Gąsienicowej był w latach 1976–1990 Marek Kotlarczyk. Przejście doc. dr Marii Kłapowej na emeryturę w 1990 r. i trudności finansowe IMGW spowodowały likwidację Zakładu Hydrologii i Meteorologii Tatr w Zakopanem. Stacja na Hali Gąsienicowej została włączona do Stacji Meteorologicznej w Zakopanem, a kierownikiem jej został mgr Michał Furmanek (1991–1995). W latach 1996–2011 Stacja Badań Niwalnych została połączona z Wysokogórskim Obserwatorium Meteorologicznym IMGW na Kasprowym Wierchu, kierowanym przez mgr Jana Trzebunię. Od września 2011 roku badaniami niwalnymi kieruje mgr Maciej Karzyński, a Stacja podlega bezpośrednio Oddziałowi IMGW w Krakowie.

W wyniku rozporządzenia Rady Ministrów z dnia 6 V 1997 r. zalecającego współdziałanie przy ustalaniu stopnia zagrożenia lawinowego między TOPR a IMGW, prowadzone badania zostały ukierunkowane na prognozowanie występowania lawin.

Z okazji XXIV Światowego Dnia Meteorologii 21 III 1984 r. Stacja Obserwacyjna na Hali Gąsienicowej otrzymała dyplom i medal pamiątkowy wybity na 200 rocznicę Pomiarów Meteorologicznych w Polsce.



Fot. 2. Ogródek meteorologiczny Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej

Photo 2. Meteorological station of Institute of Meteorology and Water Management

Stacja na Hali Gąsienicowej położona jest na wysokości 1520 m n.p.m., $\varphi - 49^{\circ}15' N$; $\lambda - 20^{\circ} 00'E$. Obecnie jest ona wyposażona w : termometry (ts, tw, t max., t min.), termometry maks. i min. przy powierzchni gruntu na wysokości 5 cm, barometr, samopisy (barograf, heliograf, pyranograf), deszczomierze Hellmanna i SEBA całoroczny oraz wiatromierz czaszowy na wysokości 9 m oraz od roku 2012 w specjalistyczne czujniki do pomiarów grubości, gęstości i ciężaru pokrywy śnieżnej. Od 1 I 2008 r. zainstalowano stację automatyczną MAWS typ QNT 107, z czujnikami: termometry gruntowe 5, 10, 20, 50, 100 cm. (zlikwidowano pomiary termometrami kolankowymi), ts, RH, wiatromierz Vaisala (na wys. 9 m), barometr Vaisala (fot. 2).

Należy podkreślić znaczenie stacji jako miejsca do indywidualnych badań naukowych pracowników IGiPZ PAN, a także jako bazy danych obserwacyjnych, które były podstawą rozpraw doktorskich: M. Kłapy (1980), M. Kota (1997), Z. Rączkowskiej (1997), J. Baranowskiego (2003), S. Kędzi (2005) i habilitacyjnych: A. Kozłowskiej (2008) i Z. Rączkowskiej (2007). Powstało także wiele opublikowanych opracowań z zakresu geomorfologii (m.in. Gerlach 1959; Kłapa 1980; Kotarba i in. 1983; Kotarba i in. 1987; Kotarba 1992, 1995, 1996, 1997, 2004; Rączkowska 1993, 1995, 2007, 2008; Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993, 2001; Mościcki, Kędzia 2001; Kędzia 2005), hydrologii (Wit-Józwiak 1974), klimatologii ogólnej (m.in. Szczęсна, Kłapa 1961; Baranowski 1999, 2003) bioklimatologii (Błażejczyk, Kunert 2010), geobotaniki (Kozłowska 2006, 2007, 2008), geoekologii (Kotarba, Kozłowska, red., 1999; Kozłowska i in. 2007).

Stacja na Hali Gąsienicowej służyła także pracownikom naukowym z niemal wszystkich ośrodków uniwersyteckich w kraju, a także badaczom z większości krajów Europy i krajów pozaeuropejskich, np. Australii, Chin, Wietnamu, Indii, Kanady, USA, Kuby. Przyciągały ich w to miejsce ciekawe badania, życzliwość pracowników i piękno naszych Tatr. Badania prowadzone w oparciu o Stację zostały wykorzystane do przygotowania doktoratu Ch. Jonassona z Uniwersytetu w Uppsali, a także artykułu grupy uczonych z Uniwersytetu w Clermont-Ferrand. W księdze pamiątkowej stacji jest wiele interesujących, często dowcipnych wpisów tak pracowników naukowych z kraju i z zagranicy, jak i praktykantów, sportowców czy też przypadkowych turystów, a wśród nich np. grupy badaczy z Poczdamu z prof. J. Kondrackim z UW (1983), zespołu nurków z AGH w Krakowie (1984), polsko-szwedzkiej ekspedycji geomorfologów (1988, 1989, 1993), polsko-bułgarskiej grupy badawczej klimatologów (1997).

PATRONI STACJI NA HALI GĄSIENICOWEJ

W 2002 r. zmarli Maria i Mieczysław Kłapowie, którzy prawie całe swoje życie zawodowe zwiążali ze Stacją na Hali Gąsienicowej. Ich oddanie i zasługi założyły uznanie w uchwale Rady Naukowej IGiPZ PAN z dnia 29 V 2002 r. nadającej stacji nazwę: **Stacja Obserwacyjna na Hali Gąsienicowej IGiPZ PAN im. Marii i Mieczysława Kłapów.**

Maria Kłapowa, nazwisko panięskie **Mizera**, urodziła się 3 sierpnia 1929 r. w Wojniczu (pow. tarnowski, woj. małopolskie). W latach 1936–1943 była uczennicą szkoły podstawowej w swoim rodzinnym mieście. W roku szkolnym 1943/44 uczęszczała do I klasy Szkoły Handlowej w Krakowie, jednakże z uwagi na zbliżający się front zmuszona była przerwać naukę. Po powrocie do Wojnicza w 1945 r. podjęła naukę w Prywatnym Gimnazjum kończąc IV klasę. W latach 1946–1948 uczyła się w IV Państwowym Żeńskim Gimnazjum i Liceum w Tarnowie. Następnie podjęła studia geograficzne na Wydziale Filozoficznym Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie (1948–1952) uzyskując tytuł magistra filozofii w zakresie geografii fizycznej.

Z dniem 1 marca 1952 r. podjęła pracę w Instytucie Geografii UJ początkowo jako zastępca asystenta, a następnie asystenta (1.01–31.12.1953) i starszego asystenta (1.01.1954 – 31.01.1960). W czasie pracy w IG UJ prowadziła zajęcia dydaktyczne z zakresu geografii fizycznej, geomorfologii, meteorologii i klimatologii. Równocześnie opiekowała się studium eksternistycznym i biblioteką zakładową. Wykonała obszerną pracę z zakresu morfologii dorzecza dolnej Szreniawy i dolnego Dunajca, uczestniczyła także w badaniach zespołowych na obszarze GOP i w dorzeczu górnego Sanu.

Dnia 1 lutego 1960 r. rozpoczęła pracę w PIHM obejmując kierownictwo stacji meteorologicznej na Hali Gąsienicowej. 22 lutego 1960 r. została żoną Mieczysława Kłapy i zamieszkała „tymczasowo” (co trwało blisko 10 lat) w małym, kawalerskim pokoiku męża na Stacji (fot. 3).



Fot. 3. Dr Maria Kłapowa
Photo 3. Dr Maria Kłapowa

Zorganizowała i prowadziła jedyne w Polsce, w tak szerokim zakresie, badania śniegowe, co znalazło uznanie w przemianowaniu stacji w 1965 r. w Stację Badań Niwalnych i włączenie jej do nowo utworzonego Zakładu Hydrologii i Meteorologii Tatr PIHM w Zakopanem. Badania te obejmowały zagadnienia struktury i właściwości śniegu. Z ogromnym poświęceniem i zaangażowaniem badała metamorfozę kryształów śnieżnych, spędzając wiele godzin nad mikroskopem w wybudowanej specjalnie lepiance śnieżnej. 6 kwietnia 1967 r. wszczęła przewód doktorski, a 1 lipca tegoż roku została powołana na stanowisko adiunkta. Zebrane materiały wykorzystwała w pracy doktorskiej. Stopień naukowy doktora nauk przyrodniczych nadała Jej w dniu 5 maja 1972 r. Rada Naukowa Wydziału Nauk Przyrodniczych Uniwersytetu Wrocławskiego na podstawie rozprawy pt. *Metamorfoza śniegu w związku z warunkami atmosferycznymi i rzeźbą terenu Tatr* (Kłapowa 1972). W 1975 r., po przejściu prof. Michała Orlicza na emeryturę, objęła po Nim kierownictwo Zakładu Hydrologii i Meteorologii Tatr IMGW w Zakopanem. Rada Naukowa IMGW w Warszawie w 1988 r. podjęła uchwałę o zatrudnieniu dr Marii Kłapowej na stanowisku docenta kontraktowego. Kierowała Zakładem przez 15 lat, a reorganizacja Zakładu w końcu 1990 r. przyspieszyła Jej przejście na emeryturę.

Prace naukowo-badawcze dr Marii Kłapowej od początku koncentrowały się na zagadnieniach odnoszących się do klimatu Tatr. W ramach tej tematyki zajmowała się przebiegiem i rozkładem temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Tatrach, wpływem orografii na przepływ mas powietrza, a także zmianami klimatu Zakopanego. Jednakże dominujące w dorobku naukowym są prace odnoszące się do badań śniegowych. Badania te, obejmowały zagadnienia struktury i właściwości śniegu takich jak: temperatura, wilgotność, gęstość, stratyfikacja, parowanie, tajanie i inne. Opracowała metodę prognozowania lawin śnieżnych w Tatrach, zajmowała się także rozkładem pokrywy śnieżnej w Karpatach. Często udzielała konsultacji wielu pracownikom z różnych ośrodków naukowych.

Na podkreślenie zasługuje stosowanie nowych metod pomiarowych jak np. przyrządów do określenia dynamiki pokrywy śnieżnej czy też elektronicznej aparatury pomiarowej do badań śniegowych na Hali Gąsienicowej. W ostatnich latach przed emeryturą zajmowała się matematycznym modelem akumulacji i tajania śniegu.

Wiele zagadnień z przedstawionej wyżej tematyki wiązało się z pracami planowymi krajowych programów badawczych, tak resortowych jak i rządowych. W ramach współpracy międzynarodowej uczestniczyła w programie krajów socjalistycznych pt. *Hydrologia Karpat*, biorąc kilkakrotnie udział w naradach w Polsce i byłej Czechosłowacji. Była współautorką opracowania na temat wpływu orografii i meteorologicznych warunków na powstawanie lawin, oraz studium dotyczącego zasobów wodnych w śniegu w Karpatach.

Po doktoracie dr Maria Kłapowa nawiązała kontakty z placówkami naukowymi w Szwajcarii. W 1975 r. była na Weissfluhjoch w Davos, a także w Instytucie Badań Śniegu i Lawin oraz w Instytucie Hydrologii i w Instytucie Geografii w Zurychu, gdzie zaprezentowała wyniki badań śniegu i lawin w Tatrach. Uczestniczyła w 1978 r. w międzynarodowej konferencji dotyczącej śniegu i lodu w Riedelalp w Szwajcarii i wygłosiła referat na temat wieloletnich płatów śnieżnych w Tatrach. Zajmowała się także koordynacją i organizacją eksperymentalnych badań w ramach międzynarodowego programu ALPEX, przygotowanego przez Światową Organizację Meteorologiczną (WMO), której była przedstawicielem. Była koordynatorem tematu realizowanego w Polsce, odnoszącego się do wpływu orografii na przepływ mas powietrza w Tatrach. Wyniki badań zaprezentowała na posiedzeniach w Genewie i w Wenecji. Współpracowała z międzynarodową komisją przy UNESCO, zajmującą się zmianami śniegu i lodu.

Brała udział w wielu konferencjach naukowych w kraju i za granicą, np. w byłej Czechosłowacji, Rumunii, Szwajcarii i we Włoszech. Uczestniczyła w międzynarodowych sympozjach meteorologii Karpat, między innymi w 1987 r. w Bușteni w Rumunii, gdzie wygłosiła referat na temat zmian klimatu w Zakopanem. Ogółem zaprezentowała na konferencjach około 20 referatów.

W latach 1975–1976, w ramach podnoszenia swoich kwalifikacji zawodowych, wzięła udział w kursie dotyczącym projektowania systemów EPD, zorganizowanym przez NOT w Krakowie, zakończonym pracą dyplomową pt. *System EPD dla przygotowania i zgromadzenia danych rocznika hydrologicznego wód powierzchniowych – Wisła*.

Od rozpoczęcia działalności naukowej dr Maria Kłapowa wykonała blisko 100 opracowań, z których połowa została opublikowana. W ogólnej liczbie prac ogłoszonych drukiem 2/3 przypada na monografie, artykuły i komunikaty naukowe, pozostałe to sprawozdania i prace naukowo-popularne. Kilkanaście prac ukazało się w językach obcych za granicą. Prace niepublikowane to głównie raporty z zakresu meteorologii i klimatologii, zjawisk śniegowych i lawinowych w Tatrach i w Karpatach. Była członkiem Polskiego Towarzystwa Geofizycznego (od 1954) i PTTK (od 1957).

Za swoją pracę naukową i organizacyjną została nagrodzona: dyplomami z okazji 50-lecia i 70-lecia Służby Hydrologiczno-Meteorologicznej w Polsce (1969 i 1989), dyplomem uznania za wyróżniającą się pracę w 35 rocznicę PRL (1979), listem gratulacyjnym za wybitne osiągnięcia naukowe od Dyrektora IMGW (1977), Medalem pamiątkowym z okazji 200 lat (1776–1976) Pomiarów Meteorologicznych w Polsce (1981), Honorową odznaką wydawnictwa „Podtatrze” (1981), Srebrną i Złotą Odznaką za Zasługi dla Zakopanego (1984 i 1987), Medalem 40 lat PRL (1984).

Zmarła nagle 10 kwietnia 2002 r. Spoczęła obok Męża na cmentarzu w Zakopanem przy ul. Nowotarskiej.

Mieczysław Józef Kłapa urodził się 6 grudnia 1916 r. w Toporzysku koło Jordanowa (pow. Sucha Beskidzka, woj. małopolskie). Rodzice (Ferdynand i Stanisława z domu Oleaczek) byli nauczycielami. Po ukończeniu 4 klas szkoły powszechnej kontynuował naukę w IV Państwowym Gimnazjum im. H. Sienkiewicza w Krakowie i tam 22 czerwca 1935 r. złożył egzamin dojrzałości (fot. 4).



Fot. 4. Dr Mieczysław Kłapa
Photo 4. Dr Mieczysław Kłapa

Wyższe studia na Wydziale Filozoficznym UJ w Krakowie w zakresie geografii odbył w latach 1936/37–1946/47, z przerwą w okresie II wojny światowej 1944/45–1946/47, a następnie w latach 1960/61 na Wydziale Biologii i Nauk o Ziemi UJ.

W czasie okupacji niemieckiej przebywał w Jordanowie i okolicy, a także w Krakowie, zajmując się nauczaniem młodzieży. Aresztowany w 1942 r. przez gestapo za działalność w Konfederacji Tatrzańskiej – organizacji podziemnej zawiązanej na Podhalu w obliczu zdrady Goralenvolku w maju 1941 r. (Kot 2012), zamknięty był przez około 2 miesiące w więzieniu „Palace” w Zakopanem, a następnie skazany na roboty w Rzeszy. Oczekiwał na wywiezienie w łagrze w Krakowie. Transport poprzedziły badanie lekarskie, wówczas dzięki pomocy lekarki znalazł się w izbie chorych, a następnie uwolniony dzięki przyjaciółom i osobom działającym w konspiracji. Odzyskawszy wolność do końca wojny ukrywał się przed okupantem, udzielając się nadal jako łącznik w ruchu oporu. Przez jakiś czas pracował w Bibliotece Jagiellońskiej skierowany, podobnie jak i inne osoby z różnych Wydziałów UJ, przez tajny uniwersytet, zajmując się oficjalnie katalogowaniem zbiorów, faktycznie jednak chodziło o zabezpieczenie przed okupantem wartościowych dzieł, wynoszenie ich i przekazywanie do tajnego magazynu. Aresztowany pod zarzutem kradzieży książek i sabotażu, po zwolnieniu z aresztu z braku dowodów, pracował w Bibliotece UJ, aż do nowej fali aresztowań. Odszedł z pracy, ukrywał się, nadal uczestnicząc w tajnych wykładach uniwersyteckich, był także przez pewien okres łącznikiem między kierownikiem tajnego

uniwersytetu prof. M. Małeckim a rektorem prof. W. Szaferem. Z chwilą powrotu z obozu koncentracyjnego Sachsenhausen prof. dr S. Leszczyckiego (wywiezionego wraz z innymi pracownikami naukowymi Uniwersytetu Jagiellońskiego w wyniku tzw. „Sonderaktion Krakau” 6.09.1939), pełnomocnika rządu londyńskiego na teren południowej Polski, M. Kłapa zgłosił się do współpracy i dostarczał informacji z terenu, nawiązywał kontakty ze wskazanymi osobami, pomagał ukrywać się kolegom z konspiracji, kontaktował się z Terenowymi Placówkami AK.

Po zakończeniu II wojny światowej niezwłocznie zgłosił się w Instytucie Geograficznym UJ w Krakowie, pracując przy jego renowacji i biorąc czynny udział w organizacji życia studenckiego w Kole Geografów i AZS. We wrześniu 1945 r. przerwał studia i na polecenie prof. S. Leszczyckiego wyjechał na teren Dolnego Śląska, gdzie miał objąć stanowisko kierownika Obserwatorium Meteorologicznego na Śnieżce. Wobec przejęcia Obserwatorium przez armię mógł tam pracować tylko jako wojskowy. Propozycji wstąpienia do wojska nie przyjął, pozostał jednak w Jeleniej Górze i rozpoczął pracę w organizacjach turystycznych i sportowych (Dolnośląskiej Spółdzielni Turystycznej, PTT, PTK, PTTK, PZN). Był kierownikiem Referatu Obsługi Turystycznej PTK, komisarycznym zarządcą schroniska pod Śnieżką, kierownikiem schroniska Nad Śnieżnymi Kotłami, przeprowadzał kontrolę schronisk i Dworców Turystycznych, organizował kursy narciarskie. Był także członkiem Górskiego Pogotowia Ratunkowego w Karkonoszach. Po latach uznano Go za prekursora turystyki dolnośląskiej.

Wyjeżdżając do Jeleniej Góry otrzymał upoważnienie do załatwienia wymiany i przejęcia książek z Referatu Kultury i Sztuki i przekazania ich Kołu Geografów UJ w Krakowie.

Zwolnił się z pracy z dniem 31 marca 1951 r. i wyjechał z Dolnego Śląska, a 17 lipca tego roku rozpoczął pracę w Wysokogórskim Obserwatorium Meteorologicznym PIHM na Kasprowym Wierchu jako obserwator meteorologiczny. W dniu 1 grudnia 1952 r. przyjął propozycję objęcia kierownictwa Stacji Naukowej PTG na Hali Gąsienicowej. W ramach współpracy z PIHM w latach 1953–1960, był upoważniony do przeprowadzania kontroli stacji meteorologicznych w: Dolinie Pięciu Stawów Polskich, Morskim Oku, Roztoce, na Łysej Polanie. Z chwilą przejęcia stacji od PTG przez IG PAN (1953) został pracownikiem Instytutu w charakterze asystenta technicznego. Studia geograficzne ukończył 13 grudnia 1961 r. przedstawiając pracę dyplomową pt. *Pokrywa śnieżna na Hali Gąsienicowej w okresie 1949/50 – 1958/59* i zdając egzamin magisterski na Wydziale Biologii i Nauk o Ziemi UJ w Krakowie.

Dnia 22 lutego 1960 r. zawarł związek małżeński z Marią Mizera, zatrudnioną w PIHM i zamieszkali razem na stacji meteorologicznej na Hali Gąsienicowej w Tatrach.

Początkowo Mieczysław Kłapa zajmował się zagadnieniami z zakresu meteorologii i klimatologii, a nieco później także z geomorfologii Tatr. Podsumowaniem badań była rozprawa doktorska pt. *Związek procesów morfogenetycznych z sezonowymi zmianami pogody w otoczeniu Hali Gąsienicowej w Tatrach* wykonana za usilną namową i pod kierunkiem prof. dr hab. Leszka Starkła. Obrona odbyła się w Warszawie 28 października 1978 r. Recenzenci (prof. A. Jahn i prof. M. Hess) ocenili rozprawę doktorską jako duże osiągnięcie naukowe, podkreślając oryginalne ujęcie przebiegu procesów morfogenetycznych Tatr. Opracował m. in. „kalendarz” zmian pogodowych pod kątem występowania procesów morfogenetycznych. Wydzielił cztery morfogenetyczne pory roku: niwalną (zima), niweopluwialną (wiosna), pluwialną (lato), pluwioniwalną (jesień).

Należy podkreślić, że Mieczysław Kłapa był doskonale przygotowany do prowadzenia tego rodzaju badań, zbierał materiały i obserwacje własne przez wiele lat. Mieszkał w budynku stacji na Hali Gąsienicowej przez blisko 20 lat, aż do przeniesienia się wraz z Żoną do własnego skromnego mieszkania w Zakopanem. Współpracował z wieloma naukowcami np. z byłej Czechosłowacji, a także z wybitnymi profesorami w kraju np. z: A. Jahnem, M. Klimaszewskim, S. Leszczyckim, A. Kotarbą, E. Passendorferem, L. Starklem. Żona także uczestniczyła w Jego badaniach, efektem współpracy było szereg wspólnych opracowań.

Jako pracownik IGiPZ PAN odbył staże naukowe w byłym NRD, Czechosłowacji, Bułgarii i Rumunii, biorąc udział w badaniach. Uczestniczył także w wielu sympozjach i konferencjach naukowych tak krajowych jak i zagranicznych.

Dr nauk geograficznych Mieczysław Kłapa od 1979 r. pracował na stanowisku adiunkta aż do 31 XII 1983 r. Po przejściu na emeryturę był zatrudniony w niepełnym wymiarze godzin do 31 XII 1991 r., dochodząc z Zakopanego na Halę Gąsienicową. Kierował stacją do 75 roku życia, później przez kilka lat był częstym gościem na Hali Gąsienicowej. Był kierownikiem stacji przez 30 lat.

Poza pracą naukowo-badawczą i dydaktyczną (szkolił studentów, stażystów i obserwatorów), udzielał się także w Polskim Towarzystwie Tatrzańskim (od 1936 r.), Kole Geografów UJ, AZS, Polskim Towarzystwie Geograficznym (od 1947 r.), PTTK, był przewodnikiem i instruktorem narciarskim w Sudetach (1945–1950) i w Tatrach (od 1956 r.). Jego pasją było narciarstwo.

Za swoją działalność naukową został wyróżniony: Srebrnym Krzyżem Zasługi, Złotym Krzyżem Zasługi (1973), Krzyżem Kawalerskim Orderu Odrodzenia Polski (1982), nagrodą IG PAN za opracowanie pt. „Klimat Hali Gąsienicowej” (wspólnie z T. Kozłowską-Szczęsną 1961), dyplomami z okazji 10 lat (1964), 20 lat (1973), i 30 lat (1984) IGiPZ PAN, Listem Gratulacyjnym

z okazji siedemdziesięciolecia (1986) i Jubileuszu osiemdziesięciolecia (1986). Ponadto otrzymał Dyplom Honorowego Członka Koła Geografów UJ (1981). IMGW uhonorowało Go Dyplomem i Medalem z okazji 200 lat Pomiarów Meteorologicznych w Polsce 1776-1976 (1984). Za wieloletnią działalność w dziedzinie turystyki i sportu otrzymał również wiele dyplomów i medali m. in. Medal 100-lecia Turystyki Polskiej. Został także odznaczony za działalność (od lutego 1940 r. do stycznia 1945 r.) w ruchu oporu - Krzyżem Armii Krajowej i Odznaką „Weterana Walk o Niepodległość” (1995).

Dr M. Kłapa był człowiekiem bezinteresownym, skromnym, życzliwym, serdecznym. Potrafił stworzyć miłą atmosferę na stacji, dzięki temu miał wielu przyjaciół nie tylko wśród naukowców, lecz także wśród turystów, taterników, narciarzy, przewodników tatrzańskich, pracowników schroniska „Murowaniec”. Zawsze skory do pomocy, nie raz brał udział w akcjach ratunkowych GOPR-u. Odwiedzający stację zawsze mogli liczyć na ciekawą rozmowę przy gorącej herbacie z cytryną.

W dniu 6 grudnia 1986 r. pracownicy IG i PZ PAN z Warszawy i Krakowa uczcili 70-lecie kierownika stacji dr Mieczysława Kłapy, przy udziale licznych gości z Zakopanego.

Przyjaciele Miecia z IGiPZ PAN i Współpracownicy zorganizowali 6 grudnia 1996 r. uroczystość jubileuszową w siedzibie Stacji Obserwacyjnej na Hali Gąsienicowej z okazji Jego Osiemdziesiątych Urodzin. W uroczystości poza zaprzyjaźnionymi pracownikami IGiPZ PAN i pracownikami stacji uczestniczyli także prof. dr hab. Alfred Jahn z Uniwersytetu Wrocławskiego i dr inż. Wojciech Gąsienica-Byrcyn, Dyrektor Tatrzańskiego Parku Narodowego. Spotkanie upłynęło w niezwykle miłej i serdecznej atmosferze (fot. 5 i 6).



Fot. 5. Jubileusz 80 urodzin dr Mieczysława Kłapy

Photo 5. Celebration of the 80 birthday anniversary of dr Mieczysława Kłapa



Fot. 6. Jubileusz 80 urodzin dr. Mieczysława Kłapy
Photo 6. Celebration of the 80 birthday anniversary of dr Mieczysław Kłapa

Dr Mieczysław Kłapa zmarł 27 stycznia 2002 r. po ciężkiej chorobie w wieku 86 lat. Na miejsce spoczynku na cmentarz przy ulicy Nowotarskiej w Zakopanem odprowadziła Go Żona z Rodziną, Przyjaciele, lokalni działacze i duża grupa znajomych żegnając wzruszającymi przemówieniami. Mgr Apoloniusz Rajwa (geograf, taternik jaskiniowy, speleolog, taternik, przewodnik tatrzański, ratownik górski) swą ciepłą z serca płynącą wypowiedź zakończył słowami *Żegnamy Cię Mieczysławie w imieniu wszystkich ludzi gór, tych wszystkich którzy Cię spotkali na nartach czy na szlaku górskim, a szczególnie w imieniu przewodników i ratowników tatrzańskich, pracowników TPN, schronisk tatrzańskich, a szczególnie schroniska „Murowaniec” i całej rzeszy turystów i narciarzy. Żegnają Cię również dzisiaj ośnieżone szczyty Tatr.* Dr Marek Kot odczytał swój okazjonalny wiersz.

WAŻNIEJSZE PRACE DR MARII KŁAPOWEJ

- 1965, *Porównawcze pomiary wysokości opadu na Hali Gąsienicowej dokonane przy pomocy różnych typów deszczomierzy*, Prace PIHM 86, s. 59–75.
- 1968, *Wpływ temperatury powietrza na temperaturę gruntu w obszarze górnej granicy lasu w Tatrach*, Przegl. Geogr. 2. s. 495–504.
- 1974, *Szata śnieżna w Tatrach*, Czasopismo Geograficzne 1, s. 95–112.
- 1977, *Fizyczne właściwości śniegu na Hali Gąsienicowej*, Materiały Badawcze IMGW, Meteorologia, s. 145–163.
- 1977, *Wyniki badań nad lawinami śnieżnymi w Tatrach*, Materiały Badawcze IMGW, Meteorologia, s. 177–188.
- 1980, *Metamorfoza śniegu w zależności od warunków atmosferycznych i rzeźby terenu w Tatrach*, Materiały Badawcze PIHM, s. Meteorologia 89 ss.

- 1980, *Charakterystyka temperatury w pokrywie śnieżnej w Tatrach*, Wiadomości IMGW VI (XXVII), 1–2.
- 1980, *The problems of the perennial snow patches in the Polish Tatra Mountains*, Proceedings of the Riederalp Workshop, September 1978, IAHS-AISH, 126, s. 173–179.
- 1981, *Model matematyczny odpływu roztopowego ze zlewni Górnego Dunajca*, Wiadomości IMGW VII, 3–4, s. 79–89 (wspólnie z: Filimowski J. Adamska A.).
- 1981, *Topograficzkeskije i meteorologiczkeskije uslowia vznknovienija sniežnych lavin na territorri Polskich Tatr*, Konf. po gidrologii Karpat. Odczety i dokłady . Institut gidrologii i gidravliki SAV Bratislava s. 89–93.
- 1981, *Vlijanie orografii na raspredienenie sniežnych zapasov*, Konf. po gidrologii Karpat. Otczety i dokłady. IgiG SAV, Bratislava, s. 46–51 (wspólnie z: Griszczenko V.F., Turcan J.).
- 1984, *Charakteristika teploty vzduchu v oblasti Tatier pri prevladajucom severnom a južnom prudení a vplyv orografie na jej rozloženie*, Meteorologicke Zpravy 5, s. 144–151 (wspólnie z: Kurpelova M.).
- 1984, *Charakteristika vietru v oblasti Tatier za vybraných poveternostných situácií so severným a južným prudením*, Meteorologicke Zpravy 6, s. 173–183 (wspólnie z Szoltis J.).
- 1984, *Przestrzenna ocena parametrów pokrywy śnieżnej*, Ogólnopolskie Sympozjum Naukowe. Problematyka Hydrologiczna i Meteorologiczna Małych Zlewni Rzecznych. Wrocław 27–29 września s. 85–88.
- 1986, *The influence of orography on the temperature and wind regimen the mountains*, Scientific Results of the Alpine experiment (ALPEX) WMO Global Atmospheric Research Programe. Publications series 27, WMO/TD 108, July s. 591–600.
- 1987, *Model akumulacji śniegu*, Wiadomości IMGW, X, 1 (wspólnie z Parfiniewicz J.).
- 1987, *Changes of the air temperature and atmospheric precipitation in Zakopane*, Proceedings XIIIth International conference on Carpathian Meteorology, September 14–19, 1987, Busteni, Romania, Bucuresti.
- 1989, *Meteorologiczny program badawczy na obszarze Tatr prowadzony w ramach międzynarodowego programu ALPEX TATREX, wyniki badań procesów atmosferycznych w Tatrach*, IMGW, Warszawa (wspólnie z: Lityńska Z.).
- 1989, *Charakterystyka temperatury w dniach z północnym i południowym przepływem powietrza przez Tatry*, TATREX. Wyniki badań procesów atmosferycznych w Tatrach (w ramach międzynarodowego programu ALPEX), IMGW, Warszawa.
- 1989, *Charakterystyka wiatru w dniach z północnym i południowym przepływem powietrza przez Tatry*, TATREX. Wyniki badań procesów atmosferycznych w Tatrach (w ramach międzynarodowego programu ALPEX), IMGW, Warszawa.
- 1989, *Dane o płatach śniegu w Tatrach Polskich*, Fluctuations of Glaciers 1980–1985, Vol. V, IAHS/ICSU/UNEP–UNESCO.
- 1993, *Klimat Zakopanego*, [w:] Z. Mirek, H. Piękoś-Mirkowa (red.), *Przyroda Kotliny Zakopiańskiej. Poznanie, przemiany, zagrożenia i ochrona*, Kraków Zakopane.
- 1993, *Stacje meteorologiczne Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej w regionie Tatr*, [w:] Z. Mirek, H. Piękoś-Mirkowa (red.), *Przyroda Kotliny Zakopiańskiej. Poznanie, przemiany, zagrożenia i ochrona*, Kraków-Zakopane.

WAŻNIEJSZE PRACE DR MIECZYŚLAWA KŁAPY

- 1959, *Lawiny*, Wierchy 28, s. 127–163.
- 1961, *Klimat Hali Gąsienicowej 1949–1968*, Dokumentacja Geogr. IG PAN, 1, ss. 28, tab. 29, ryc. 44, (wspólnie z: Szczęsna T.).
- 1962, *Lawiny w Tatrach*, Studia Narciarskie 3. KTN PTTK 36.
- 1963, *Prace Stacji Badawczej Instytutu Geografii PAN na Hali Gąsienicowej w latach 1960 i 1961*, Przegl. Geogr. 35, 2, s. 221–237.
- 1966, *Prace Stacji Badawczej Instytutu Geografii PAN na Hali Gąsienicowej w latach 1962–1964*, Przegl. Geogr. 38, 2, s. 253–268.
- 1967, *Wstępne wyniki pomiarów parowania i topnienia śniegu*, Czasopismo Geogr., 38, 2, s. 183–192 (wspólnie z: Kłapowa M.).
- 1967, *On the origin of ablation hollows (poligons) on snow*, Journal of Glaciology 7, 50, s. 299–312 (wspólnie z: Jahn A.).
- 1968, *Procesy i formy ablacji pokrywy śnieżnej w Wysokich Tatrach*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 4, s. 205–217.
- 1970, *Problematique et methodes de recherche de la Station Scientifique de l'Institut de Geographie de l'Academie Polonaise des Sciences a Hala Gąsienicowa dans les Tatras*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 4, s. 205–217.
- 1979, *Influence of Climate on Morphogenetic Processes at Hala Gąsienicowa*, [w:] Excursion Guide-Book, Field Meeting of the IGU Commission on Field Experiments in Geomorphology, Poland, September 17–25, 1979. Wyd. Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 4, s. 63–68.
- 1979, *Field experiments on High Mountains Slopes of the Tatra Mts.*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 13, s. 131–148. (wspólnie z: Kotarba A., Midriak R., Petras J., Sroka J.)
- 1980, *Procesy morfogenetyczne i ich związek z sezonowymi zmianami pogody w otoczeniu Hali Gąsienicowej w Tatrach*, Dokum. Geograf., 4, 54 ss.
- 1981, *Cechy utworów powierzchniowych jako wskaźnik współczesnych tendencji rozwojowych stoków wysokogórskich*, Zprawy Geografického Ustavu CSAV, XVIII, 22, s. 79–88. (wspólnie z: Kotarba A., Rączkowska Z.).
- 1983, *Procesy morfologiczne kształtujące stoki Tatr Wysokich*, Dokum. Geogr., 1, 83 ss. (wspólnie z Kotarbą A., Rączkowską Z.).

WYKAZ WYBRANYCH PUBLIKACJI

- Baranowski J., 1999, *Wpływ rzeźby i pokrycia terenu na warunki wietrzne w Tatrach Wysokich na przykładzie Hali Gąsienicowej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 174, s. 105–120.
- 2003, *Lokalne zróżnicowanie warunków solarnych w Tatrach i jego związki z rzeźbą terenu i szatą roślinną (na przykładzie Hali Gąsienicowej)*, IGiPZ PAN, Warszawa, (rozprawa doktorska).
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1993, *Późnoglacialne i holocenijskie osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 4-5, s. 9–30.
- 2001, *Deglaciation in the Sucha Woda and Pańszczyca valleys in the Polish High Tatras*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 35, s. 7–38.
- Błażejczyk K., Kunert A., 2010, *Obciążenia cieplne organizmu człowieka podczas letnich i zimowych wędrówek w Tatrach*, [w:] Z. Krzan (red.) *Nauka a Zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem, Materiały IV Konferencji Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek, 14-16.10.2010, Zakopane*, t. 1, Nauki o Ziemi, TPN-PTPNoZ, Zakopane, s. 61–68.
- Cebulak E., Karzyński M., Limanówka D., 2003, *Stacja Hydrologiczno-Meteorologiczna w Zakopanem im. Józefa Fedorowicz*, IMGW, Warszawa, 20 ss.
- Gerlach T., 1959, *Needle ice and its role in the displacement of the cover of waste material in the Tatra Mts.*, Przegl. Geogr., 31, s. 590–605.
- Kędzia S., 2005, *Klimatyczne i topograficzne uwarunkowania występowania wieloletniej zmarzliny w Tatrach Wysokich (na przykładzie Koziej Dolinki)*, Praca doktorska, maszynopis, IGiPZ PAN, Kraków.
- Kłapa M., 1980, *Procesy morfogenetyczne i ich związek z sezonowymi zmianami pogody w otoczeniu Hali Gąsienicowej*. Dokum. Geogr.. IGiPZ PAN 4, 55 ss., (rozprawa doktorska).
- Kłapowa M., 1963, *50-lecie Stacji Meteorologicznej na Hali Gąsienicowej*, Gazeta Obserwatora PIHM, 11(191), s. 3-5.
- 1972, *Metamorfoza śniegu w związku z warunkami atmosferycznymi i rzeźbą terenu Tatr*. IG UW Wrocław, IMGW, Zakopane, (rozprawa doktorska).
- Konček M.(red), 1974, *Klimat Tatr*, Slovenska Akadémia Vied, Bratislava.
- Kot M., 1997, *Denudacja chemiczna Tatr Wysokich*, IG i PZ PAN, Warszawa, (rozprawa doktorska).
- 2012, *Nie tylko Goralenvolk*, Tatr, 2, 40, TPN, s. 102–105.
- Kotarba A., 1992, *High energy geomorphic events in the Polish Tatra Mountains*. Geografiska Annaler, 74A, s. 23–131.
- 1995, *Rapid mass wasting over the last 500 years in the High Tatra Mountains*, Questiones Geographicae, spec. issue, 4, s. 177–183.
 - 1996, *Sedimentation rates in the High Tatra lakes during the Holocene – geomorphic interpretation*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 30, s. 51–61.
 - 1997, *Formation of High-Mountain Talus Slopes Related to Debris-Flow Activity in the High Tatra Mountains*, Permafrost and Periglacial Processes, 8, s. 191–204.
 - 2002, *Mieczysław Kłapa 1916–2002*, Przegl. Geogr., 74, 2, s. 301–304.
 - 2004, *Zdarzenia geomorfologiczne w Tatrach Wysokich podczas małej epoki lodowej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 197, s. 9–55.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system in the Polish Tatra Mountains*, Geographical Studies IGiPZ PAN, Special issue, 3, s. 1–106.

- Kotarba A., Kłapa M., Rączkowska Z., 1983, *Procesy morfogenetyczne kształtujące stoki Tatr Wysokich*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 1, 82 ss.
- Kotarba A., Kozłowska A. (red.), 1999, *Badania geoekologiczne w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 174, 132 ss.
- Kozłowska A., 2006, *Detailed mapping of high-mountain vegetation in the Tatra Mts.*, Polish Botanical Studies, 22, s. 333–341.
- 2007, *Analiza trwałości charakterystyki fitosocjologicznej borów świerkowych Tatr w ciągu 80 lat*, [w:] *Geobotaniczne rozpoznanie tendencji rozwojowych zbiorowisk leśnych w wybranych regionach Polski*, red. J. M. Matuszkiewicz, Monografie IGiPZ PAN, 8, s. 410–433.
 - 2008, *Strefy przejścia między układami roślinnymi – analiza wieloskalowa (na przykładzie roślinności górskiej)*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 215, 215 ss.
- Kozłowska A., Rączkowska Z., Zagajewski B., 2007, *Links between vegetation and morphodynamics of high-mountain slopes in the Tatra Mountains*, Geographia Polonica, 79, 1, s. 27–39.
- Kozłowska-Szczęśna T., 1994, *Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk – czterdzieści lat działalności 1953-1993*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 5–6, 106 ss.
- 2004, *Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego Polskiej Akademii Nauk w pięćdziesiątą rocznicę działalności*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 30, 152 ss.
 - 2008, *Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego Polskiej Akademii Nauk*, [w:] *Historia Geografii Polskiej*, red. nauk. A. Jackowski, S. Liszewski, A. Richling, cz. III, rozdz. 4, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 354–370.
- Leszczycki S., 1929a, *Badania klimatyczne w Tatrach*, Wiadomości Geograficzne 7, 3, s. 35–36.
- 1929b, *Studia klimatyczne w Tatrach*, Wiadomości Geograficzne 7, 5 s. 58–59.
 - 1989, *Moje związki z klimatologią*, Przegląd Geofizyczny, 34, 4, s. 453–462.
- Limanówka D., 2003, *Maria Kłapowa (1929–2002). Wspomnienie pośmiertne*, Wiadomości IMGW, 26 (47), 2, s. 99–101.
- 2003, *Maria Kłapowa (1929–2002). Z żałobnej karty*, Gazeta Obserwatora IMGW, 1, s. 34.
- Milata W., 1949, *Stacja Naukowa P.T.G. na Hali Gąsienicowej w Tatrach*, Wierchy, 19.
- Mościcki J., Kędzia S., (2001) *Investigation of mountains permafrost in the Kozia Dolinka valley, Tatra Mountains, Poland*, Norsk Geogr. Tidsskr., 55, s. 235–240
- Niedźwiedz T., 1984, *O pogodzie i klimacie gór polskich*, Biblioteczka Turysty Górskiego, 2, Wyd. PTTK “Kraj”, Warszawa–Kraków, 29 ss.
- Punzet J., Kłapowa M., 1994, *Z dziejów badań meteorologicznych i hydrologicznych Tatr i Podhala*, IMGW, Kraków–Zakopane, 58 ss.
- Rączkowska Z., 1993, *Ilościowe wskaźniki niwacji w Tatrach Wysokich*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 4-5, 63-81.
- 1995, *Nivation in the High Tatras, Poland*, Geogr. Ann., 77A, s. 251–258.
 - 1997, *Geomorfologiczna rola płatów śnieżnych w Tatrach Wysokich*, IGiPZ PAN, Warszawa, (rozprawa doktorska).
 - 2007, *Współczesna rzeźba peryglacialna wysokich gór Europy*, Prace Geogr. IG i PZ PAN, 212, 252 ss.
 - 2008, *Współczesna ewolucja rzeźby Tatr*, [w:] L. Starkel, a. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, IGiPZ PAN, Kraków, s. 35–56.

- Romer E., 1914, *Kilka uwag o stacji meteorologicznej na Hali Gąsienicowej*, Pamiętniki Towarzystwa Tatrzańskiego, 35.
- Siadek B., 1954, *Częstotliwość opadów atmosferycznych na Hali Gąsienicowej*, Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny, 7, 1–2, 37 ss.
- 2011, *Taternik i żeglarz*, Tatry, 3, 37, s.16.
- Stenz E., 1933a, *Mesures de la radiation solaire dans la Haute Tatra*, Archives des Sciences Physiques et Naturelles, Geneve, 15, s. 209.
- 1933b, *Zimowy pomiar promieniowania słonecznego w Tatrach*, Wierchy, 11, s. 199.
- Szczęśna T., Kłapa M. 1961, *Klimat Hali Gąsienicowej 1949-1958*, Dokum. Geogr. IG PAN, 1, 28 ss.
- Wit-Jóźwik K., 1974, *Hydrografia Tatr Wysokich. Objaśnienia do mapy hydrograficznej „Tatry Wysokie” 1 : 50 000*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 5, 118 ss.

Adres Autora:

Teresa Kozłowska-Szczęśna

Zakład Geoekologii i Klimatologii
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego, Polska Akademia Nauk
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

e.mail: klimat@twarda.pan.pl

THE SUCHA WODA VALLEY IN THE TATRA MTS. NATURAL ENVIRONMENT AND ITS PRESENT-DAY TRANSFORMATION

The Sucha Woda valley is one the major valley in the Polish Tatra Mts. It is elongated between 2301 m a.s.l. (Świnica summit within the main ridge crest) and about 1050 m a.s.l. (northern geological boundary of the Tatra massif), and is circa 7 km long (fig. 1). The Sucha Woda Valley together with the Pańszczyca Valley form high-mountain system which is very characteristic for the Tatra Mts.

The valley is an exceptional because scientific research were started there at 1879-1881, moreover the Research Station of Institute of Geography and Spatial Organisation PAS existing at Hala Gąsienicowa since more then 60 years and form unique opportunity for studies.

The monograph is prepared by specialist working in the area. Subsequent chapters present particular elements of natural environment of the Sucha Woda valley based on results of authors studies and relevant literature.

In the chapter "Geology" geological structure of the area is presented. The Sucha Woda and Pańszczyca are composed of an crystalline core, the High-Tatric Nappe and Subtratic nappe. The crystalline core built the upper part of the valleys and is formed of intrusive Carboniferous granitoids and Paleozoic metamorphic rocks (gneiss, amphibolites, metamorphic shale). It is cut by numerous faults and cracks of NW-SE and NE-SW directions. Middle and lower parts of the valleys are built with dolomites, limestones, marls, and shales, formed from the Triassic to the Middle Cretaceous. The most of the area is covered by Quaternary deposits of various origin.

The chapter "Relief of the Sucha Woda and Pańszczyca valley system" presents relief features. The valleys are located on the northern side of the Polish Tatra Mountains and, as such, represents a distinctive geological and geomorphological region from the main ridge crest to the foreland. Based on detailed geomorphological mapping, lake sediment studies, as well as minerogenic materials dating deglaciation chronology was reconstructed. The retreat of Würm glaciers from terminal moraines is marked by seven recessional and oscillation moraine system in both valleys. The recession of the glaciers of the Sucha Woda – Pańszczyca system took place for the period from 18 – 8.5 ka BP. Holocene transformation of the relief is differentiated according to geoecological belts existing on the northern side of the Tatras.

In chapter "Present-day morphogenetic processes" the author demonstrates spatial differentiation of morphogenetic processes modelling relief of the area at present (fig. 3 and 4). Three morphogenetic units, each modelled by different set of processes, could be define in the valley. They are as follow - slopes in area above the upper timberline, slopes in the area below the timberline and valley bottoms filled with glacial drifts deposits. Course and intensity of the processes are related to geoecological altitudinal belts, former relief and slope covers features (tab. 1). Man activity is an important factor influencing contemporary relief transformation, and even resulting in occurring of new landforms, similarly as it happens with high-energy processes like debris flows or avalanches.

The chapter “Relief and selected elements of climate of glacial cirques located at the highest altitude on the example of the Kozia Dolinka valley” is related to the small valleys in the uppermost part of the Sucha Woda valley, presented now climate typical for mountain periglacial environment. The results of numerous geophysical investigations show that some cirques contain permafrost in form of patches of several meter thick frozen ground. The thickness of active layer is probably close to 2 m. As a result of intensive frost weathering, debris fall and rockfall, long talus cones of the thickness exceeding 30 m developed at the foot of rocky walls. In the floor of the best investigated the Kozia Dolinka valley, a rock step and a 30 m deep glacial overdeepening were found, which are buried in moraine, alluvial and rockfall sediments.

In the chapter “Climate and bioclimate of Hala Gąsienicowa” the authors present seasonal and multiannual cycles of essential climate elements in the period 1980-2000. The attention is paid to sunshine duration, cloudiness, air temperature and humidity as well as wind, precipitation regime and meteorological phenomena. While seasonal rhythms of analyzed climate elements is well seen than no multiannual changes were found. When considering climatic conditions spatial distribution of solar radiation reaching ground surface as well as wind speed into near ground air layer is presented as well. Analysis of bioclimatic conditions base on daily meteorological data from the period 1996-2005. Seasonal cycles of selected bioclimatic indices is discussed: physiological subjective temperature (PST), universal thermal climate index (UTCI) insulation predicted (Iclp). The attention is also paid to weather complexes. Some examples of physiological reaction in man observed during summer and winter tourism activity are presented as well.

In chapter “Hydrology” the author proves that the Sucha Woda catchment is of typical high-mountain character with snow-rain hydrological regime and maximum annual flow in June. Numerous glacial lakes existing there significantly influence on water circulation. Disappearances of water in the channel often occur in the upper part of the catchment built with calcareous rocks. However, the Tatras are subject to strong human pressure, the circulation of water in the catchment of the Sucha Woda remained largely natural character.

In chapter “Soil” the author shows that in the soil cover of the Sucha Woda Valley, as it is in the whole granitoid part of the Tatra Mts., alpine forms of initial soils prevail (Lithosols, Regosols) and they are periodically subject to morphogenetic processes. Under dwarf pine vegetation (*Pinetum mughi*) raw-humus rankers can be found and under spruce vegetation (*Plagiotheco-Piceetum tatricum*) on the moraine covers - Podzols occur. Small patches of peatland are covered by Histosols. The soils of the discussed area do not show significant chemical pollution.

In the chapter “Vegetation” the author describes this element of natural environment of the Sucha Woda Valley on the basis of the vegetation map in a detailed scale. 19 legend units, representing the main site types, were distinguished. The natural vegetation of the valley was conditioned by the climate-vegetation belts, geological substrate and local (relief, microclimat, moisture) conditions. The anthropogenic impacts (sheep grazing, forest management) on the natural landscapes were emphasized.

In the chapter “Nature protection” the author shows that until the creation of the Tatra National Park in 1954, nature of the Sucha Woda valley was economically exploited and transformed by man. Currently strictly protected area prevails, which has so far covered almost 97%

of the surface of the Sucha Woda valley. However, these area is fragmented by a dense network of frequently visited hiking trails with a total length of 40.5 km. A large part of it is also available for climbing. There is also a dozen buildings and structures, including water and power lift chair lift and ski slope in the valley. All this means that despite the strict regime of protection, past and present impact of human activities on nature of the Sucha Woda vally is very clear.

The last chapter “Maria and Mieczysław Kłapa Research Station at Hali Gąsienicowa in the Tatra Mts.” deals with history of scientific research in the area, the Research Station and people working there. It is underline that meteorological observations started at Hala Gąsienicowa 100 year ago, when first mountain meteorological station was founded there. The observations are continuing until now by Institute of Meteorology and Hydrology.

At the same place since 60 years exists Research Station of Institute o Geography and Spatial Organization PAS, which supported investigations for many doctor thesis, monographs and articles (see literature). The special attention is given to dr Mieczysław Kłapa, longtime head of the Station and his wife dr Maria Kłapowa, both strongly influenced scientific and social life in this place.

Translated by the authors

Adresy Autorów

Adam Kotarba – e.mail: kotarba@zg.pan.krakow.pl
Zofia Rączkowska – e.mail: raczk@zg.pan.krakow.pl
Michał Długosz – e.mail: dlugosz@zg.pan.krakow.pl
Stanisław Kędzia – e.mail: kedzia@zg.pan.krakow.pl
Roman Soja – e.mail: soja@zg.pan.krakow.pl
Zakład Badań Geośrodowiska
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego, Polska Akademia Nauk
ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków

Jarosław Baranowski – e.mail: j.bar@twarda.pan.pl
Krzysztof Błażejczyk – e.mail: k.blaz@twarda.pan.pl
Anna Kozłowska – e.mail: aniak@twarda.pan.pl
Teresa Kozłowska-Szczęśna – e.mail: klimat@twarda.pan.pl
Jakub Szmyd – e.mail: j.szmyd@twarda.pan.pl
Zakład Geoekologii i Klimatologii
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego, Polska Akademia Nauk
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

Anna Błażejczyk – e.mail: akunert@sgh.waw.pl
Szkola Główna Handlowa w Warszawie
al. Niepodległości 162, 02-554 Warszawa

Bogdan Gądek – e.mail: bogdan.gadek@us.edu.pl
Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geomorfologii
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Mariusz Grabiec – e.mail: m.grabiec@ultra.cto.us.edu.pl
Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geomorfologii
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Stefan Skiba – e.mail: s.skiba@geo.uj.edu.pl
Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej,
Zakład Gleboznawstwa i Geografii Gleb
30-387 Kraków, ul. Gronostajowa 7
Podhalańska Wyższa Szkoła Zawodowa
34-400 Nowy Targ, ul. Kokoszków 71

Tomasz Zwijacz-Kozica – e.mail: tzwijacz@gmail.com

Obwód Ochronny Gąsienicowa
Tatrzański Park Narodowy
ul. Kuźnice 1, 34-500 Zakopane
<http://rcin.org.pl>

Monografia Doliny Suchej Wody, jednej z walnych dolin polskich Tatr, została przygotowana z okazji stulecia pomiarów meteorologicznych na Hali Gąsienicowej. Badania naukowe mają w tej dolinie długą tradycję, sięgającą drugiej połowy XIX wieku. Od ponad 60 lat funkcjonuje tutaj Stacja Badawcza Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.

Wyniki badań prowadzonych na Stacji były podstawą dla opracowanie większości rozdziałów niniejszej monografii prezentującej środowisko przyrodnicze, typowego dla Tatr, wysokogórskiego systemu Dolin Suchej Wody i Pańszczycy. W monografii scharakteryzowano wszystkie abiotyczne komponenty środowiska przyrodniczego, a także szatę roślinną i ochronę przyrody. Szczególną uwagę zwrócono na ich współczesne przemiany dokonujące się między innymi pod wpływem działalności człowieka. Przedstawiono także historię i zakres działania Stacji Badawczej na Hali Gąsienicowej.