

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

ROLA MAŁEJ EPOKI LODOWEJ W PRZEKSZTAŁCANIU ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO TATR

Pod redakcją Adama Kotarby



Warszawa 2004

177. Komornicki T., *Potoki towarowe polskiego handlu zagranicznego a międzynarodowe powiązania transportowe*, 2000, s. 102, 36 il., 21 tab
178. Roo-Zielińska E., Solon J. (red.), *Typologia zbiorowisk i kartografia roślinności w Polsce – rozważania nad stanem współczesnym*, 2001, s. 273, 46 il., 32 tab., 6 fot., 2 zał.
179. Roo-Zielińska E., Solon J. (red.), *Miedzy geografią i biologią – badania nad przemianami środowiska przyrodniczego*, 2001, s. 330, 88 il., 31 tab., 20 fot.
180. Krawczyk B., Węclawowicz G. (red.), *Badania środowiska fizycznogeograficznego aglomeracji warszawskiej*, 2001, s. 147, 42 il., 20 tab.
181. Kupiszewski M., *Modelowanie dynamiki przemian ludności w warunkach wzrostu znaczenia migracji międzynarodowej*, 2002, s. 174, 9 il., 18 tab.
182. Degórski M., *Przestrzenna zmienność właściwości gleb bielicoziemnych środkowej i północnej Europy a geograficzne zróżnicowanie czynników pedogenicznych*, 2002, s. 189, 44 il., 31 tab.
183. Lankauf K.R., *Recesja lodowców rejonu Kaffiopyry (Ziemia Oskara II – Spitsbergen)*, 2002, s. 222, 54 il., 33 fot., 37 tab., 17 zał.
184. Węclawowicz G. (red.), *Warszawa jako przedmiot badań w geografii społeczno-ekonomicznej*, 2002, s. 278, 31 il., 33 tab.
185. Solon J., *Ocena różnorodności krajobrazu na podstawie kompleksowej analizy struktury przestrzennej roślinności*, 2002, s. 230, 80 il., 26 tab.
186. Soja R., *Hydrologiczne aspekty antropopresji w polskich Karpatach*, 2002, s. 130, 24 il., 12 tab.
187. Kulikowski R., *Syntetyczne metody badań produktywności i towarowości rolnictwa*, 2003, s. 152, 42 il.
188. Błażejczyk K., Krawczyk B., Kuchcik M. (red.), *Postępy w badaniach klimatycznych i bioklimatycznych*, 2003, s. 316, 93 il., 37 tab.
189. Kotarba A. (red.), *Holocene and late vistulian paleogeography and paleo-hydrology*, 2003, s. 298, 94 il., 3 tab., 9 fot.
190. Komornicki T., *Przestrzenne zróżnicowanie międzynarodowych powiązań społeczno-gospodarczych w Polsce*, 2003, s. 256, 90 il., 11 tab., 3 zał.
191. Starkel L., Singh S. (red.), *Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji Region, India*, 2004, s. 116, 30 il., 16 tab., 12 fot.
192. Błażejczyk K., *Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce*, 2004, s. 292, 106 il., 53 tab., 2 zał.
193. Gębica P., *Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej*, 2004, s. 230, 39 il., 4 tab., 8 fot.
194. Lamparski P., *Formy i osady czwartorzędowe w świetle badań georadarowych*, 2004, s. 116, 62 il., 10 tab.
195. Więckowski M., *Przyrodnicze uwarunkowania kształtowania się polsko-słowackich więzi transgranicznych*, 2004, s. 232, 42 il., 39 tab.
196. Śleszyński P., *Kształtowanie się zachodniej części centrum Warszawy*, 2004, s. 332 +1 zał., 72 il., 63 tab.

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 197

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 197

EFFECT OF THE LITTLE ICE AGE ON TRANSFORMATION
OF NATURAL ENVIRONMENT OF THE TATRA MOUNTAINS

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 197

ROLA MAŁEJ EPOKI LODOWEJ W PRZEKSZTAŁCANIU ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO TATR

Pod redakcją Adama Kotarby



WARSZAWA 2004

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

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

RADA REDAKCYJNA

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

RECENZENCI TOMU:

Leszek Starkel, Zbigniew Ustrnul

ADRES REDAKCJI:

Dział Wydawnictw IGiPZ PAN
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
e-mail: c.janko@twarda.pan.pl

Opracowanie redakcyjne i techniczne: Ewa Jankowska
Zdjęcie na okładce: Adam Kotarba

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2004

PL ISSN 0373-6547
ISBN 83-87954-51-9

Spis treści

Adam KOTARBA – Przedmowa	7
Adam KOTARBA – Zdarzenia geomorfologiczne w Tatrach Wysokich podczas małej epoki lodowej	9
Tadeusz NIEDŹWIEDŹ – Rekonstrukcja warunków termicznych lata w Tatrach od 1550 roku	57
Ryszard J. KACZKA – Dendrochronologiczny zapis zmian klimatu Tatr od schył- ku małej epoki lodowej (na przykładzie Doliny Gąsienicowej)	89
Adam KOTARBA, Tadeusz NIEDŹWIEDŹ – Podsumowanie	115

PRZEDMOWA

Pojęcie małej epoki lodowej istnieje w świadomości każdego, kto interesuje się historią ostatniego tysiąclecia. Był to bowiem największy kryzys klimatyczny w skali tego okresu, który odcisnął swe piętno na jakości życia mieszkańców Europy. Klęski żywiołowe, kryzysy w gospodarce rolnej prowadzące do głodu w wielu obszarach, epidemie i działania wojenne były w znacznym stopniu uwarunkowane anomaliami pogodowymi. Mała epoka lodowa znalazła swój wyraz w malarstwie europejskim. Zapewne nieprzypadkowo pierwszy w malarstwie europejskim krajobraz zimowy namalował Peter Brueghel jeden z największych malarzy antwerpskich w XVI wieku. Na swoich obrazach *Strzelcy na śniegu* czy *Pochmurny dzień* przedstawił śnieżne pejzaże z zamrzniętymi stawami i padającym śniegiem oraz grozę przenikliwego chłodu. Malarze odwiedzający Alpy w połowie XIX wieku dokumentowali na swoich obrazach zasięgi ówczesnych czoł lodowców na obszarach, które dzisiaj są zamieszkałe i użytkowane przez człowieka. Najbardziej spektakularne skutki zmian klimatycznych zaobserwowano w postaci ekspansji lodowców i to zdecydowało o powstaniu terminu „mała epoka lodowa”.

Autorzy prezentowanego tomu Prac Geograficznych IG i PZ PAN postawili przed sobą pytanie; w jaki sposób okres małej epoki lodowej zaznaczył się w Tatrach? Czy w środowisku tych gór powstał jakiś „zapis” zdarzeń, który pozwala na rekonstruowanie zmian w przyrodzie nieożywionej i ożywionej? Prezentujemy więc próbę odtworzenia niektórych ekstremalnych zdarzeń geomorfologicznych, hydrologicznych i klimatycznych oraz zapisów dendrologicznych, mając pełną świadomość, że prezentowane materiały wymagają uszczegółowienia i uzupełnienia.

Uzyskanie tych danych byłoby niemożliwe bez wielkiej życzliwości, jakiej okazały dyrekcje obu tatrzańskich parków narodowych (TPN i TANAP). Składamy serdeczne podziękowania Dyrektorom tych parków. Szczególne podziękowanie kierujemy do Pana Doktora inż. Milana Koreňa (CSc., Vyskumna stanica TANAP-u w Tatrzańskiej Łomnicy), za wspieranie badań w słowackich Tatrach Wysokich, zarówno w aspektach merytorycznych jak i logistycznych. W badaniach terenowych uczestniczyli dr inż. Leszek Kolondra (UŚ), dr inż. Jerzy Mościcki (AGH), mgr Stanisław Kędzia (IG i PZ PAN) i mgr Tomasz Ferber (UJ). Badania były w znacznym stopniu finansowane przez Komitet Badań Naukowych, w ramach projektu badawczego 6P04E 03719 pt. Procesy geomorfologiczne wyrazem zmian klimatu w ostatnich 300 latach w Tatrach Wysokich.

Adam Kotarba

ZDARZENIA GEOMORFOLOGICZNE W TATRACH WYSOKICH PODCZAS MAŁEJ EPOKI LODOWEJ

1. WPROWADZENIE

Termin mała epoka lodowa powstał na gruncie glaciologii i został wprowadzony do literatury przez F. Matthesa (1939). W najmłodszym okresie holocenu w okresie ostatnich 5000 lat BP wystąpiło wyraźne zwiększenie zasięgów lodowców w obszarach wysokogórskich. Dzisiaj istnieją dowody zebrane na terenie Alp szwajcarskich i w górach Skandynawii, pozwalające wyróżnić wyraźne i dobrze udokumentowane nasunięcia lodowców w latach ok. 3,500–2,800 BP; 1,300–1,500¹⁴C BP i AD.600–800 (Luckman 2004). Po najcieplejszej fazie holocenu tj. po okresie zwanym Medieval Warm Period obejmującym okres AD 800–1200, nastąpiło ponowne pogorszenie klimatu i odnowienie zlodowaceń w wielu górach świata. Późniejsze studia pozwoliły na sformułowanie poglądu, że oscylacje lodowców w ostatnich stuleciach były największe jakie wystąpiły w czasie ostatnich 5 tysięcy lat, a w niektórych obszarach największe od końca plejstocenu. Okres tych znacznych awansów lodowców w późnym holocenie nazwano okresem neoglacjalnym (the Neoglacial period), a jego najpóźniejszy epizod, odznaczający się najbardziej ekstensywną działalnością lodowców nazwano małą epoką lodową (MEL). Pogorszenie klimatyczne małej epoki lodowej spowodowało utworzenie nowych form pochodzenia lodowcowego oraz złożenie osadów mineralnych i organicznych. Maksymalne zasięgi awansujących lodowców stwierdzono w wysokich górach półkuli północnej w okresie pomiędzy AD 1600 i 1850. Istnieje szereg opinii na temat czasu trwania małej epoki lodowej. Początek pogorszenia klimatycznego, na które zareagowały lodowce górskie nie był równoczesny. Dlatego granicę rozpoczęcia małej epoki lodowej, wyznaczonej wyraźnymi awansami lodowców jest różnie określany w zależności od masywu górskiego, w którym prowadzono badania glaciologiczne. Najwcześniejszą datę przyjmuje m.in. T.V. Lowell (2000), który przyjął AD.1200. Inni badacze alpejscy wydzielali trzy wyraźne fazy nasunięć lodowców górskich MEL podczas ostatnich 750 lat, tj. w latach 1300–

1380, 1570–1640 oraz 1810–1850 (Wanner i in. 2000). W roku 1992 odbyło się w Tokio międzynarodowe sympozjum poświęcone klimatowi małej epoki lodowej. Stwierdzono, że istnieją znaczne rozbieżności przy ustalaniu początku i końca tego okresu. S.C. Porter (1986) wskazywał, że MEL rozpoczęła się po średniowiecznym ociepleniu, tj. od AD 1250 i trwała do około roku AD 1920, natomiast H.H. Lamb (1977) określił czas trwania MEL na lata 1550–1850, z główną fazą w latach 1550–1700. Uczestnicy wspomnianego sympozjum w Tokio podzielili się w swych poglądach na dwie grupy: pierwsza przyjmująca czas trwania MEL w latach 1275 ± 60 do 1850 ± 50 lat oraz druga grupa przyjmująca, że MEL rozpoczęła się dopiero od AD 1510 ± 50 . Nie było natomiast rozbieżności przy określaniu końca MEL (Bradley, Jones 1992). Wydzielenie okresu trwania MEL nie jest jednoznaczne z uznaniem, że było to jedno oziębienie. Zgromadzone dokumenty historyczne w różnych krajach europejskich pozwoliły stwierdzić, że okresy zimniejsze i cieplejsze występowały nierównocześnie na półkuli północnej. Można jednak wyróżnić kilka krótkich epizodów zimnych, trwających do 30 lat, które były synchroniczne w skali globalnej. Były to lata: 1590–1610, 1690–1710, 1800–1810, 1880–1900. Znacznie trudniej było wyróżnić synchroniczne okresy ciepłe (w latach 1650., 1730., 1820., 1930. i 1940. (Bradley, Jones 1992). Wyraźne oziębienia w skali globalnej wywołane zmianami promieniowania nie zawsze prowadziły do powiększania mas lodowych. W okresie ostatniego tysiąca lat wystąpiły trzy wyraźne minima promieniowania słonecznego: minimum Maundera (1645–1715), minimum Sporera (około AD 1500) oraz nienazwane minimum (około AD 1200). Zdaniem H. Wannera i in. (1995, vide Lockwood 2001) w drugiej połowie minimum Maundera mimo wyraźnego ochłodzenia nie stwierdzono przyrostu mas lodowców alpejskich, gdyż był to okres suchy, o stosunkowo niskich opadach śniegu. Dlatego w rekonstrukcjach glaciologicznych niezbędna jest równoczesna analiza stosunków termicznych i wilgotnościowych.

Mała epoka lodowa jest zaliczana przez B. van Geela i H. Renssena (1998) do kategorii globalnych, nagłych wahań klimatycznych w skali holocenu. Przyjmuje się, że były one wywołane zmianami oscylacji północnoatlantyckiej (NAO), a nasunięcia monitorowanych w Alpach lodowców (Aletsch i Dolny Grindelwald) były związane z przebiegiem temperatury i opadów podczas sezonów zimowych i letnich. Jednak na wahania klimatyczne związane z NAO nakładała się zmienność termiczna i wilgotnościowa związana z eksplozywnością wulkanów w tropikach. Zawsze po wielkich erupcjach wulkanicznych następowały kilkuletnie okresy charakteryzujące się anomaliami termicznymi i opadowymi. Bardzo zimne sezony letnie i „normalne” zimowe temperatury obserwowano po erupcjach wulkanów; Tambora w roku 1815,

Krakatau – 1883 i Santa Maria w Gwatemali – 1902. Dokumentują to zjawisko m.in. K.R. Briffa et al. (1998) oraz H. Wanner i in. (2000).

Chociaż pogorszenie klimatyczne MEL wyraziło się w sposób najbardziej spektakularny w zlodowaczonych górach wysokich, to jego skutki objęły rozległe obszary całego globu ziemskiego. Spowodowało poważne zmiany w środowisku przyrodniczym oraz wpłynęło niekorzystnie na życie społeczeństw. Katastrofalne zjawiska hydrometeorologiczne, takie jak intensywne lub rozlewne opady deszczowe, powodzie, huragany, niskie temperatury okresów letnich, niszczyły plony i zagrażały życiu mieszkańców Europy oraz innych kontynentów. Dlatego zmiany przyrodnicze i społeczno-ekonomiczne, które miały miejsce w tym okresie stały się przedmiotem zainteresowania nie tylko glaciologów. Zmiany klimatu wpływały na stosunki gospodarcze, społeczne i polityczne w Europie. Współcześnie podejmowane badania zmierzające do rekonstrukcji zdarzeń przyrodniczych małej epoki lodowej na obszarach nie zlodowaczonych są prowadzone na gruncie paleogeografii, paleohydrologii i paleoklimatologii, dendrologii i innych nauk przyrodniczych. Ważnym źródłem informacji o tym okresie są kroniki historyczne, opisy, zdarzeń katastrofalnych, a później również bezpośrednie pomiary parametrów klimatycznych. Jeden z najstarszych zapisów warunków pogodowych w Europie pochodzi z roku 1399 z okolicy Bazylei (Pfister, Brazdil, Barriendos 2002). W Szwajcarii rozpoczęto pierwsze bezpośrednie pomiary klimatyczne już na początku XVI wieku. Podstawowy wniosek, jaki wynika z wieloletnich badań nad przemianami środowiska naturalnego w okresie ostatniego tysiąclecia mówi, że termin – mała epoka lodowa, powinien być używany z wielką ostrożnością i zawsze należy wyjaśniać co się przezeń rozumie i jakiego dotyczy obszar. Pojęcie powstałe na gruncie glaciologii zostało rozszerzone na obszary nie podlegające morfogenezie glacialnej, położone w różnych strefach klimatycznych. Mimo, że lodowce górskie są bardzo wrażliwe na zmiany klimatu, to ich użycie jako wskaźników wahań klimatycznych jest bardzo trudne, gdyż nie są to relacje proste. Zmiany wielkości lodowców wyrażające się m.in. nasunięciami lub recesjami lodowców są sygnałami opóźnionymi. Dotyczy to zwłaszcza wielkich lodowców, takich jak Aletsch, dla których istnieją najdłuższe glaciologiczne serie pomiarowe. Stwierdzono, że czas reakcji lodowców na rzeczywiste zmiany klimatu może wynosić kilka lat a nawet kilka dekad, zanim lodowce osiągną nową równowagę (Haeberli, Hoelzle 1995), dlatego kryterium glaciologiczne nie może być precyzyjną miarą zmian klimatycznych małej epoki lodowej. P.D. Jones i R.S. Bradley (1992) w monumentalnym dziele pt. *Climate Since A.D. 1500*, opublikowanym w roku 1992, podsumowali wyniki badań nad zmiennością klimatu na kuli ziemskiej. Jednym

z najważniejszych wniosków jest stwierdzenie, że w okresie 500 lat nie wystąpiło jedno ciągle ochłodzenie klimatu. Występowały okresy chłodniejsze lub cieplejsze, ale w skali całej kuli ziemskiej można wyróżnić w tym przedziale czasowym 6 okresów ochłodzenia jednocześnie. Okresy jednoczesnych ociepleń wystąpiły tylko cztery razy. Oznacza to, że najczęściej okresy anomalii klimatycznych występowały w różnym czasie w różnych częściach Europy. Dlatego rekonstrukcje zdarzeń klimatycznych, hydrologicznych i geomorfologicznych wymagają odniesienia przede wszystkim do zdarzeń regionalnych. To ostatnie stwierdzenie uzasadnia celowość podjęcia bardziej szczegółowych badań nad przebiegiem małej epoki lodowej w Tatrach. W.J. Burroughs (1997) napisał: *“Aby dokonać oceny zagrożeń związanych z przyszłymi wydarzeniami, trzeba poznać rozkład dawnych zmian klimatycznych”* (str. 120).

Cel tej pracy zawiera się w pytaniach: w jaki sposób środowisko naturalne Tatr, najwyższego i najbardziej na północ wysuniętego masywu górskiego w obrębie łuku karpackiego, reagowało na klimatyczne pogorszenie małej epoki lodowej? w jakim okresie zaznaczyło się najwyraźniej i w jaki sposób, oraz czy w Tatrach istniały warunki do ponownego utworzenia lodowców? Odpowiedź na te pytania jest trudna, gdyż człowiek nie był stałym mieszkańcem Tatr, tak jak to miało miejsce w Alpach. W ostatnich 600 latach człowiek przebywał w Tatrach tylko sporadycznie, a więc nie dokumentował zmian zachodzących w środowisku wysokogórskim w taki sposób jak to czynili mieszkańcy Alp. Pomimo to istnieją dokumenty historyczne pozwalające chociażby częściowo udzielić odpowiedzi na postawione pytanie. Rekonstrukcję procesów przyrodniczych działających w Tatrach zanim wkroczył w nie człowiek można wykonać studiując formy rzeźby stoków i den dolinnych utworzonych we wcześniejszych fazach małej epoki lodowej. Określanie bezwzględnego wieku tych form jest możliwe przy pomocy lichenometrii, dendrologii, datowania osadów organicznych przy użyciu radioizotopu węgla ^{14}C , a w przypadku okresu ostatnich 150 lat również poprzez datowania mineralnych osadów jeziornych radioizotopem ołowiu ^{210}Pb .

2. DOKUMENTY HISTORYCZNE JAKO ŹRÓDŁO INFORMACJI NA TEMAT WARUNKÓW PRZYRODNICZYCH W TATRACH PODCZAS MAŁEJ EPOKI LODOWEJ

Poznanie przyrody tatrzańskiej rozpoczęło się XIII wieku, gdy podjęto pierwsze poszukiwania kruszców i minerałów. Człowiek wkroczył do wnętrza masywu tatrzańskiego od strony południowej, skąd dostęp do gór był łatwiej-

szy, a osadnictwo wkroczyło najwcześniej. Dlatego pierwsze dokumenty cesarskie z XI wieku, jak również pierwsze nadania własności z początku XIII wieku dotyczą południowej strony Tatr. Według W. Cichockiego i W. Siarzewskiego (1998) jeden z najstarszych opublikowanych opisów Tatr sporządził Georgius Wernher w roku 1549. Informacje o przyrodzie tatrzańskiej, pochodzące ze strony polskiej, zamieścił Jan Długosz w rękopisie z lat 1455–1480, a w roku 1519 Maciej Miechowita. Do tej pory były one bardzo ubogie. Pierwszym badaczem opisującym swe wędrówki po dolinach południowego skłonu Tatr był David Frölich, który już w roku 1639 napisał podręcznik dla osób odwiedzających Tatry. Dopiero w pierwszej połowie XVIII wieku sformułowano pierwsze opisy skał, zwłaszcza kruszczonośnych, opisy źródeł mineralnych, zwierząt, roślin, a nawet pięter roślinnych. Wiek XVIII był dla poznania Tatr okresem zasadniczym. Obok wielu fantastycznych opowieści, opublikowano prace naukowe z zakresu geologii, w szczególności mineralogii, a także botaniki i zoologii. Sporadycznie podawano wiadomości o warunkach pogodowych. Dotyczyły one zjawisk meteorologicznych i hydrologicznych na bezpośrednim przedpolu gór, zwłaszcza w Kieżmarku (Daniel Fischer – 1717; Jakób i Jerzy Buchholtz – 1750; Ernst Franz Bruckmann, Tomasz Mauksch – 1795 i inni).

Prawdziwe naukowe poznanie Tatr rozpoczęło się dopiero na przełomie XVIII i XIX wieku, gdy góry te stały się przedmiotem zainteresowania wielu badaczy lokalnych oraz uczonych europejskich (m.in. Baltazar Hacquet i Robert Townson). Wśród publikowanych dokumentów na temat przyrody tatrzańskiej należy w szczególności wyróżnić dzieło Christiana Generischa wydane w roku 1807, pt. *Reise in die Carpathen mit vorzüglicher Rücksicht auf das Tatra-Gebirge*. Był profesorem liceum w Kieżmarku, a wędrując po Tatrach Wysokich łączył zainteresowania historyczne i mineralogiczne. Choć dzieło to, zdaniem m.in. W. Cichockiego i W. Siarzewskiego (1998) wniosło niewiele do wiedzy przyrodniczej, to jego główny walor stanowi trzeci rozdział zatytułowany *Meteorologische Ansicht*, w którym zebrął wszystkie dostępne w archiwach i kronikach informacje o anomaliach pogodowych, a więc o katastrofalnych opadach i powodziach w Tatrach i na ich bezpośrednim przedpolu od początku XIV wieku.

Przełom XVIII i XIX wieku można uznać za początek systematycznych badań naukowych. Pomiary wysokościowe i prace kartograficzne, badania budowy geologicznej, flory i fauny tatrzańskiej wymagały częstych pobytów w głębi Tatr. Włączenie całych Tatr pod władzę monarchii austriackiej w roku 1772 sprawiło, że podjęto prace kartograficzne w skalach szczegółowych (Szaflarski 1972). Przy okazji badacze notowali spostrzeżenia o anomaliach

pogodowych, gdyż “zła” pogoda uniemożliwiała realizację planowanych prac. Uwagi o warunkach pogodowych zamieszczali m. in. Robert Townson w roku 1793, Stanisław Staszic w latach 1802–1805, Goran Wahlenberg w roku 1813, K. Koristka w roku 1860, a podsumowanie ich działalności zawiera praca B. Gustawicza (1883). Bardzo cennym źródłem informacji na temat pogody w Tatrach polskich i Podhalu jest kronika parafii zakopiańskiej księdza Józefa Stolarczyka za lata 1848–1890.

Dostępne informacje na temat powodzi i opadów długookresowych, którym towarzyszyły katastrofalne krótkotrwałe opady burzowe często przechodzące w opady śniegu w sezonach letnich zostały poniżej zestawione w postaci tabeli 1. Są to dane pochodzące ze źródeł narracyjnych, a więc roczników, kronik, wspomnień i opisów podróży i wycieczek do Tatr i otaczających kotlin.

Tabela 1. Ilość powodzi i ekstremalnych opadów w latach 1600–2000 w Tatrach i na przedpolu

1600–1650	5
1650–1700	3
1700–1750	6
1750–1800	1
1800–1850	3
1850–1900	11
1900–1950	5
1950–2000	3

Największą ilość anomalii pogodowych zarejestrowano w latach AD 1850–1900. W tym czasie miało miejsce 29% wszystkich zdarzeń, które zapisano w kronikach i różnych publikacjach za okres 400 ostatnich lat. Drugim wyróżniającym się półwieczem jest okres AD 1700–750 (16%). Najbardziej „spokojny” okres to lata 1750–1800 (2,7%). Różnice pomiędzy poszczególnymi okresami są bardzo wyraźne, nawet wtedy, gdy przyjmiemy, że dokumenty nie są kompletne, zwłaszcza najstarsze, tzn. nie uwzględniają wszystkich ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych. Wskazują na istnienie zróżnicowania w czasie klimatu małej epoki lodowej na terenie przedpola Tatr. Dokumenty historyczne nie pozwalają określić kiedy rozpoczęła się mała epoka lodowa w Tatrach. Zdaniem J. Szaflarskiego (1972) w XII wieku Tatry były ‘ziemią niczyją’ a dopiero w ciągu XIII wieku miały miejsce nadania własności i następował rozwój osadnictwa w Kotlinie Spiskiej, a wkraczanie polskiego osadnictwa od północy było jeszcze bardziej opóźnione.

O tym, jaka pogoda panowała w MEL mówią opisy uczonych odwiedzających wnętrza gór. R. Townson w lipcu 1793 roku przez dłuższy czas nie mógł podjąć prac terenowych. Według jego relacji przetłumaczonej na język

polski przez B. Gustawicza (1883) przez wiele dni „*poranki były często piękne, lecz koło południa poczęły się gromadzić chmury i mgły, czepiające się szczytów gór; po południu szalała gwałtowna burza. Ta niepogoda nie ograniczała się atoli na samą tylko okolicę górską, lecz rozciągała się na większą przestrzeń*”. Taka pogoda panowała w górach od 25 lipca do 6 sierpnia. 6 sierpnia 1793 roku, przy pięknej pogodzie porannej Townson podjął wyprawę na Kieżmarski Szczyt. „*W drodze napadła go burza, deszcz z gradem i piorunami..., im wyżej Townson szedł, tem więcej napotykał śniegu; niektóre części doliny pod turniami były zupełnie śniegiem zasypane*” (str. 44, u Gustawicza 1883). Przy opisie wspinaczki na Jagnięcy Szczyt z Doliny Kieżmarskiej w dniu 8 sierpnia tegoż roku, Townson odwiedził Czerwony Stawek a potem Nowy Stawek (aktualna nazwa Belasé Pleso) położony na wysokości 1867 m n.p.m., i stwierdził, że stawek był całkowicie zamarznięty i śniegiem pokryty. W tamtych czasach w pierwszej połowie sierpnia temperatura powietrza charakteryzowała się bardzo niskimi wartościami. Był to okres dokuczliwy, a nawet niebezpieczny dla pasterzy i bydła przebywającego na halach. Townson zamieszcza w swym dziele informacje o przypadkach zamarznięcia na śmierć pasterzy. Podaje relacje górali, o tragedii w Dolinie Pięciu Stawów Spiskich, gdzie w dniach 4 i 5 sierpnia 1724 roku zamarzło 58 koni. Z innych źródeł wynika, że wcześniej, w maju tego samego roku spadł śnieg po którym nastąpiła katastrofalna powódź, która zniszczyła Spisz i Liptów (Generisch 1807, fide Siemionow 1992).

Szwedzki uczony G. Wahlenberg we wstępie do swego dzieła pt. *Flora Carpatorum principalium*, wydanego w Getyndze w roku 1814, zamieścił charakterystykę klimatyczną południowych skłonów Tatr. Dzieło napisane po łacinie zawiera między innymi następujące stwierdzenia: „*W tych górach najlepsza do zwiedzania jest pora letnia, a zwłaszcza w latach sprzyjających w czerwcu i na początku lipca. W tej porze roku mogą się zdarzyć noce zupełnie wolne od śniegu i mrozu, choć najwyższe szczyty jeszcze są pokryte śniegiem zimowym. Lecz już później – w miesiącu sierpniu – zdaje się, że prawie ani jedna noc nie mija, żeby nie było opadów śnieżnych lub zimnych deszczów a nawet przy dobrej pogodzie zimno nie panowało...*” (cytat wg. Szaflarskiego 1972, str. 351). Prowadząc badania botaniczne w roku 1813 przeżył katastrofalną powódź, która wystąpiła pod Tatrami i spowodowała zniszczenia największe w skali historycznej. Powódź objęła rozległe obszary Karpat w Dolinie Wagu, Popradu, Dunajca i Wisły. W dniu 19 sierpnia zaskoczyła go burza w Tatrach, która była początkiem powodzi. G. Wahlenberg zanotował w swym dziele: „*Był to początek katastrofalnej powodzi, którą w tych okolicach po wieki będą pamiętać ludzie i z powodu której, nie bez poważnych trudności, zdołano powrócić do Kieżmarku. Burze i deszcze trwały*

w dalszym ciągu, aż w nocy 24 sierpnia 1813 roku ogromna powódź, jakiej nie było od stu lat, zatopiła całą okolicę. Wszystkie mosty i wszelkie urządzenia wodne porwały rozszalałe wody, zostały zniszczone mury miasta Kieżmarku, a budynki w tym mieście aż po dach zalała woda. Pomiędzy Kieżmarkiem, a Wielką Łomnicą utworzyło się jedno wielkie jezioro.(...) Dopiero 30 sierpnia została nawiązana jaka taka komunikacja pomiędzy poszczególnymi podtatrzańskimi miejscowościami i można było robić naukowe wycieczki w pobliskie góry.” (Siemionow 1992). Gdy w dniu 15 września tego roku ponownie podjął badania w Tatrach dotarł zaledwie do Zielonego Stawu Kieżmarskiego (wysokość 1541 m npm). Zanotował, że wszystkie szczyty powyżej 1700 m npm były okryte śniegiem, a pokrywa śnieżna nie uległa stopieniu do końca roku.

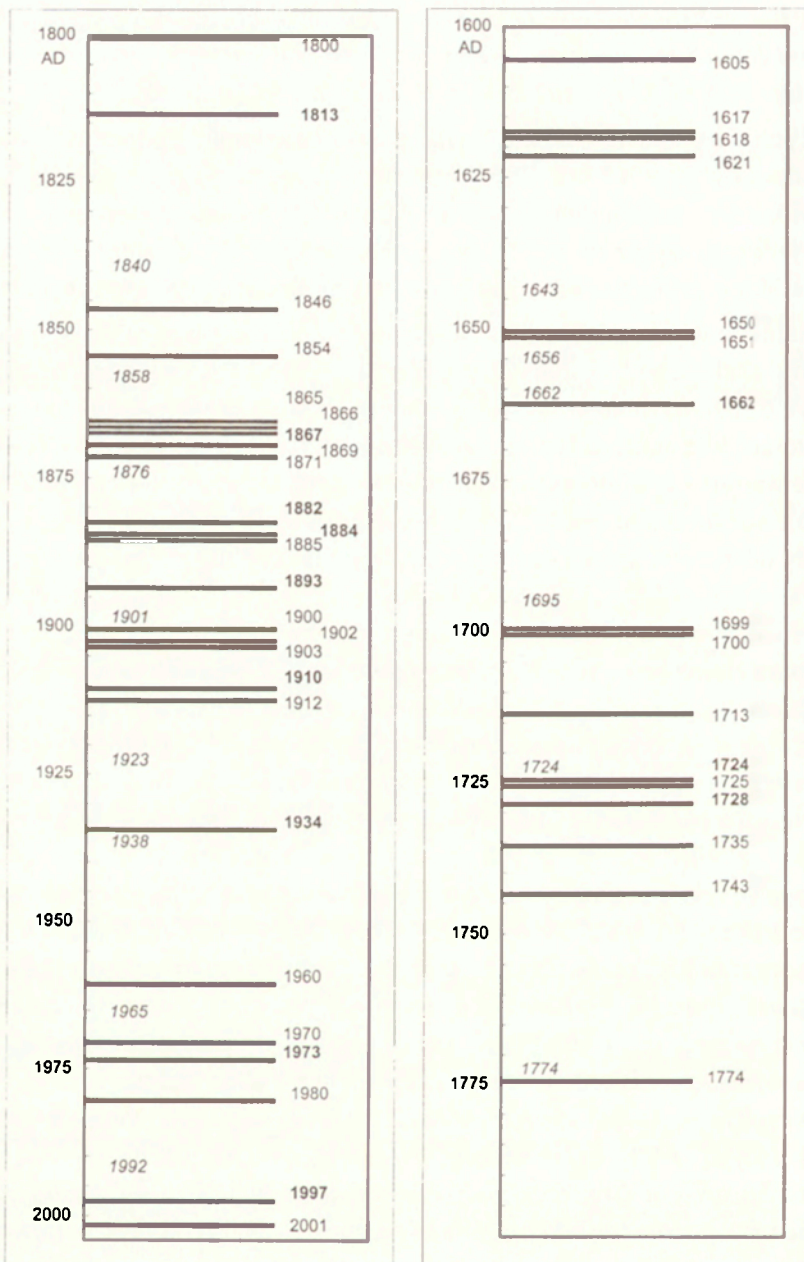
Informacje o anomaliach pogodowych zawiera kronika parafii zakopiańskiej. Proboszcz ks. J. Stolarczyk (1915) zapisał między innymi: „*Od roku 1849 inclusive aż do roku 1858 Pan Bóg z nieprzewidzianych wyroków swoich, najprędzej na przestrogę dla grzeszników, spuścił na Zakopiańską parafią wielki nieurodzaj – wszystko dla zimnych lat nie dorastało; chociaż zeszło, to się nie wysypało – tutejsi ludzie nazywają Skradzie; na przykład jednego z tych lat w Kościelisku wszyscy razem nie namłócili 10 korcy owsa, jednak z Opatrzności Boskiej nikt z głodu nie umarł*” (Stolarczyk 1915, str. 10).

Wiele podobnych opisów pogody zawiera piśmiennictwo tatrzańskie. Spośród nich warto jeszcze wspomnieć o spostrzeżeniach badaczy odwiedzających Tatry w latach 50. XIX wieku, kończących małą epokę lodową. F. Berdau (1855) w opisie wycieczki botanicznej w Tatry na początku sierpnia 1854 roku zamieścił taką informację: „*Trzeciego dnia, kiedy nie było końca deszczu, wyszedłem na wzgórze otaczające, lecz przedzierając się przez lasy wróciłem z niewielkim plonem, a tak przemokły, że równało się do zupełnej kąpieli. Taki czas z kilkoma przerwami, trwał aż do 19 sierpnia, tj. do pierwszego śniegu, który pobielił wszystkie turnie tatrzańskie, a nawet i poniższe pasma warstwą kilkukilociową. 25 sierpnia śnieg trochę stopniał, a 8 i 9 września padał już nie tylko w górach, ale i we wsi, tak, że cała okolica przybrała wejrzenie zupełnej zimy. W Kuźnicach śnieg doszedł do jednej stopy grubości.*” (cytat wg. Siemionowa 1992). W innym opisie, profesora politechniki Pradze K. Koristki z sierpnia 1860 roku, czytamy, że zaplanował pomiary wysokościowe i kartograficzne na Krywaniu. 12 sierpnia nie doszedł na szczyt z powodu padającego deszczu i śniegu. Na Przegibku (Priehyba, wysokość 1982 m npm) gruba pokrywa śnieżna uniemożliwiła dalsze wspinanie ku wierchołkowi. Wspomina o tym fakcie B. Gustawicz (str. 71, 1883). W tym czasie J. Stolarczyk (1915) zanotował w kronice parafialnej; „*Roku 1860 zaczęła się prawie zima, to jest we wsi śnieg z deszczem a na Tatrach śnieg,*

który pokrył Krokiew, Swinice pod Giewontem, nawet na Gubalowskim upadł, dnia 4 lipca i trwał aż do jedenastego. Po tem nastąpiły deszcze trochę cieplejsze. Na bydło była na halach wielka bieda” (str. 10).

Rycina 1 przedstawia katastrofalne powodzie i opady w Tatrach i na ich przedpolu w latach 1600–2001 (lata zaznaczone w górnej części, lata pogrubione oznaczają największe powodzie) oraz trzęsienia Ziemi zaznaczone kursywą przy osi czasowej. Jest to kompilacja informacji zamieszczonych w starych kronikach i książkach i odnosi się do obydwu skłonów Tatr.

Istnieje wyraźna zbieżność występowania ekstremalnych opadów, obrywów skalnych i trzęsień Ziemi. W starych kronikach bardzo często jest mowa o opadach jako następstwie trzęsień Ziemi. Obrywy skalne mogą być wywołane kilkoma różnymi przyczynami; klimatycznymi (termika, opady), które warunkują wietrzenie fizyczne (rozluźnianie spójności masywu skalnego), a czynnikami inicjującymi obryw bywa trzęsienie Ziemi i intensywne opady deszczowe wnikać w rozluźnione skały. Potwierdzają te spostrzeżenia opisy nadzwyczajnych zdarzeń w Tatrach. Jedną z największych katastrof przyrodniczych miała miejsce w roku 1662. W kronice lewockiej Gaspara Haina jest zawarty następujący opis: *„5 sierpnia między godziną 12 i pierwszą godziną w porze obiadowej przyszedł ostry wiatr i runęła wieża kościelna na jednym z rogów kościoła. Na to wszystko spadł tak ogromny deszcz, że woda wszystko zalała, co nie wydarzyło się jeszcze za ludzkiej pamięci. (6 sierpnia w nocy). W innych miejscowościach w okolicy miasta [Lewoczy] nie tylko ogrody z drzewami, domki garbarskie, ale także ogrody warzywne i pola zniknęły, tak że nie można było zauważyć, gdzie się przed powodzią znajdowały. Strat w samych okolicach tego miasta, nie mówiąc o Kieżmarku i innych miejscowościach, nie dałoby się wyrównać kilkoma tysiącami florenów. Najbardziej godne uwagi jest to, że w Górach Snieżnych było takie duże trzęsienie ziemi, że ogromna skala lub raczej góra stoczyła się rujnując, rozbijając wiele gór i tworząc nowe duże jezioro. [...] W czasie tego wielkiego potopu wiele setek ludzi utonęło i wiele wsi zostało zniszczonych”*. (cytat za J. Kolbuszewskim, 1977, z dzieła G. Haina, *Zipserische oder Leütschaverische Chronica und Zeit-beschreibung Zusammen getragen der Lieben Posterität zur Nachricht von Caspar Hain*, wydane w Lewoczy w latach 1910–1913). To samo wydarzenie przyrodnicze znalazło swój opis w dziele Rudolfa Webera w roku 1904 dającym opis według G. i J. Buchholtzów: *„tego roku 6 sierpnia doszło na Spiszu nagle do nadzwyczaj dużej powodzi (może od trzęsienia ziemi), która spłynęła z Gór Snieżnych na wszystkie strony – polską i węgierską. [...] Woda z ogromnym impetem wypłynęła w miejscu, w którym przedtem nie było śladu kropli wody, teraz natomiast tak silnie spływała w dół i zawałala się, że tworzyła szczeliny*



Ryc. 1. Katastrofalne powodzie i opady (lata zaznaczone w górnej części) oraz trzęsienia Ziemi (lata zaznaczone kursywą przy osi czasowej) w Tatrach i na przedpołu w latach 1600–2001. Zestawienie na podstawie zapisów w starych kronikach i książkach.

Catastrophic floods and rainfalls (AD years above) and earthquakes (AD years on bottom) in the Tatra Mountains and on the foreland from AD 1600 to 2001 according to old documents and chronicles.

w skałach, pociągala za sobą grube buki i świerki jak beczki wyrzywała w korzeniach [...] i szeroką drogę, której ślad jeszcze dzisiaj widać, aż na sam dół stworzyła” (Kolbuszewski 1977). Skutkiem trzęsienia Ziemi i katastrofalnego opadu w roku 1662 w Tatrach zwanych wówczas Górami Śnieżnymi, było zawalenie się kopuły szczytowej i obniżenie Sławkowskiego Szczytu o około 300 m (wg. R. Webera). W czasach późniejszych kilkakrotnie kwestionowano wielkość tego obrywu skalnego (Paryscy 1995).

3. REKONSTRUKCJA RYTMU PROCESÓW RZEźBOTWÓRCZYCH MAŁEJ EPOKI LODOWEJ

Odtwarzanie procesów rzeźbotwórczych polega na rozpoznawaniu form i osadów utworzonych przez te procesy. Poprzez określenie cech morfometrycznych i morfograficznych form wnosimy o zespołach procesów modelujących rzeźbę, a określenie ich wieku pozwala na wnioskowanie o czasie występowania dawnych procesów hydrometeorologicznych. Zmiany klimatyczne, które miały miejsce w czasie ostatnich kilkuset lat prowadziły do zmian w sposobie i tempie przekształcania rzeźby górskiej. Powstały formy, które bardzo często są ustabilizowane i mimo upływu czasu zachowują swą świeżość, kształt i rozmiary mimo, że są formami reliktowymi, tzn. utworzonymi podczas innego rytmu procesów przyrodniczych. W obszarze wysokogórskim są to z reguły formy zbudowane z utworów klastycznych, grubofrakcyjnych. Utworzone przez epizodyczne procesy wysokoenergetyczne, są odporne na późniejsze transformacje spowodowane przez niskoenergetyczne procesy sekularne. Zniszczenie zapisu zdarzeń wysokoenergetycznych jest możliwe w przypadku, gdy utworzone przez nie formy są fosylizowane, tzn. zagrzebane pod formami młodszymi.

Istnieją trzy podstawowe zespoły stokowych form diagnostycznych, które można analizować przy odtwarzaniu przeszłych zdarzeń geomorfologicznych we wnętrzu Tatr Wysokich. Są to sływy gruzowe, blokowiska skalne pochodzące z obrywów oraz lokalny relief lawinowy

Sływy gruzowe znane również pod nazwą *mury* (Klimaszewski 1981; Książkiewicz 1959; Ziętara 1968). W Tatrach Wysokich są bardzo powszechne z uwagi na rodzaj pokryw stokowych. Granitoidowe stoki gruzowe są z reguły grubofrakcyjne, a więc szczególnie podatne na formowanie sływów gruzowych, gdyż szybkie tempo infiltracji sprzyja gwałtownemu wzrostowi ciśnienia porowego podczas intensywnych opadów deszczowych i iniekcji ruchu pokryw. Istnienie takiej prawidłowości zostało udokumentowane na wyżynach południowej Szkocji (Innes 1983; Ballantyne 1986). W zależności od miejsca lokalizacji wyróżnia się:

(1) Spływy gruzowe formowane na przedłużeniu wyraźnych żlebów rozczłonkowujących ściany skalne. Tory spływów mają stałą lokalizację i są wykształcone w postaci rynien. Ten typ jest nazywany w terminologii angielskiej *valley-confirmed debris flow*. Spływy gruzowe formowane wzdłuż takich torów erodują lub nadbudowują zawsze te same, utrwalone drogi transportu gruzu. Takie formy nie mogą być brane pod uwagę przy wykonywaniu analizy częstotliwości występowania tych procesów, a więc i przy wyznaczaniu trendów czasowych w dłuższych okresach. Gdy na zespoły form starszych nakładają się formy młodsze nie można określić wieku form starszych. Datowanie form starszych jest możliwe tylko w przypadku, jeśli pomiędzy dwoma seriami osadów zachowają się szczątki organiczne możliwe do datowania przy pomocy radioizotopu ^{14}C . Nie ma natomiast możliwości datowania form starszych przy pomocy lichenometrii.

(2) Przy odtwarzaniu zdarzeń hydrometeorologicznych formujących spływy gruzowe w długich okresach czasu użyteczne są tylko zespoły form utworzone na nierozczłonkowanych stokach gruzowych, a więc nieuwarunkowanych lokalną topografią. Wtedy mamy do czynienia z systemami rynien erozyjnych, którym towarzyszą dwa równoległe wały boczne (*levées*) przechodzące w dolnej, depozycyjnej części w formy lobów lub wałów gruzowych. Są to indywidualne, różnowiekowe szlaki spływów gruzowych powstające w różnych miejscach (ang. *hillslope debris flow*). Istnieją obok siebie lub tylko częściowo się na siebie nakładają. Takie formy uznano w niniejszej pracy za diagnostyczne i uwzględniono w rekonstrukcjach zdarzeń geomorfologicznych w Tatrach podczas małej epoki lodowej. Określenie ich wieku jest możliwe przy zastosowaniu lichenometrii, gdyż dla każdego elementu spływu gruzowego można określić czas jego powstania.

Blokowiska skalne z obrywów, a więc nagromadzenia luźnych głazów u podnóża stoków, powstają wskutek masowych lub indywidualnych ubytków masy skalnej na ścianach i przemieszczonych swobodnym ruchem. Mogą mieć charakter osadów grubofrakcyjnych powstałych podczas jednego zdarzenia geomorfologicznego lub być rezultatem długookresowego odpadania pojedynczych głazów. Najczęściej przyczyny obrywów są odnoszone do zmiennych warunków klimatycznych, warunkujących proces wietrzenia i w konsekwencji powiększania systemów szczelin i oddzielania bloków skalnych. Największa częstotliwość dużych obrywów skalnych bywa wiązana ze zwiększonymi cyklami zamarzania – odmarzania wiosną i jesienią. Dawne zmiany termiczne i opadowe można więc rekonstruować, jeśli znany jest wiek głazowisk. Natomiast uruchamianie małych obrywów lub odpadanie pojedynczych głazów najczęściej bywa spowodowane dużymi opadami deszczu. Struktura wiekowa blokowisk skalnych powstałych wskutek działania

ruchów masowych na ścianach skalnych pozwala wyróżniać fazy wahań klimatycznych w okresie ostatnich stuleci, tj. w skali czasowej jaką dysponuje lichenometria na badanym obszarze. Dla Tatr Wysokich jest to okres ostatnich 500 lat. Jednak powstawanie obrywów skalnych jest również uwarunkowane czynnikami tektonicznymi. Wiele obrywów skalnych powstało w Tatrach pod wpływem impulsu pochodzącego od trzęsienia Ziemi. Najbardziej spektakularnym skutkiem trzęsienia Ziemi było obniżenie wierzchołka Sławkowskiego Szczytu i uruchomienie obrywów i zsuwów gruzowych w dniu 6 sierpnia 1662 roku, opisanych w kronice lewockiej Kaspra Haina (vide Paryscy 1995). W Tatrach i na przedpolu wielokrotnie były opisywane trzęsienia Ziemi. Dlatego rozdzielenie klimatycznych i tektonicznych uwarunkowań obrywów skalnych jest bardzo trudne.

Stoki poddane modelowaniu lawinowemu. W modelowaniu rzeźby stoków wysokogórskich istotną rolę odgrywają lawiny, zwłaszcza lawiny śnieżne gruntowe, zwane również lawinami brudnymi (ang. *dirty snow avalanche*). Warunkiem koniecznym, by ta działalność była znacząca dla przekształcaniu stoków, jest obecność dużej ilości luźnego materiału zwietrzelinowego w żłebach skalnych lub na stokach skalnych. Lawiny przemieszczają luźne zwietrzeliny w okresie wiosennych roztopów, a ich największy efekt geomorfologiczny jest obserwowany w warunkach, gdy znaczne powierzchnie stoków gruzowych aluwacyjnych lub grawitacyjnych są wolne od śniegu. Wskutek transportu lawinowego stoki gruzowe podlegają erozji, natomiast u ich podstawy powstają zespoły form depozycyjnych. Rozpoznanie takich form jest stosunkowo łatwe, z uwagi na ich cechy morfograficzne i strukturalne, chociaż brak znajomości dokładnego mechanizmu ich tworzenia, pomimo, że istnieje dość obfita literatura (m. in. Gardner 1970; Gray 1973; Luckman 1977; Rapp 1959). Badania tatrzańskie pokazują, że lawiny gruntowe prowadzą do niszczenia, a w niektórych miejscach nawet do całkowitego zacierania innych pod względem genetycznym diagnostycznych form stokowych, np. systemu spływów gruzowych (Kotarba 1992). Znajomość wieku powierzchni stokowych modelowanych przez lawiny, oparta o lichenometrię, może być podstawą do rozważań nad ich morfogenetyczną rolą podczas małej epoki lodowej w Tatrach.

Wszystkie datowania lichenometryczne zawarte w niniejszej pracy zostały wykonane na podstawie krzywej wzrostu porostów *Rhizocarpon* agg. skonstruowanej przez A. Kotarbę (1988) Krzywa ta obowiązuje dla północnych skłonów Tatr w przedziale wysokości 1500–2000 m n.p.m. Dlatego do badań terenowych wybrano tylko doliny północnego skłonu, zarówno w Polsce i w Słowacji. Są to następujące obszary:

- stoki otaczające Morskie Oko (wysokość 1400–1600 m),
- stoki otaczające Czarny Staw pod Rysami (wysokość 1583–1800 m),
- stoki otaczające Zelene pleso, w dolinie Kieżmarskiej Białej Wody (wysokość 1541–1750 m),
- stoki otaczające Vel'ke Hincovo pleso, w dolinie Hińczowej (wysokość 1944–2250 m).

Dla celów porównawczych wykorzystano wyniki badań uzyskanych w polskich Tatrach Wysokich i opublikowanych w latach wcześniejszych (Ferber 2002; Kotarba 1995, 1996; Kotarba, Łokas, Wachniew 2002; Kotarba, Pech 2002) (ryc. 2).

OBSZAR BADAWCZY MORSKIE OKO

Badania geomorfologiczne wykonane w XX wieku na stokach otaczających Morskie Oko zmierzały przede wszystkim do określenia ich genezy, cech morfometrycznych i morfograficznych (Kotarba 1991; Kotarba, Strömquist 1984; Kotarba, Kaszowski, Krzemień 1987). Wiek osadów stokowych był przedmiotem badań T. Ferbera (2002). Jego szczegółowe badania objęły Zielony Piarg i Skalny Piarg, zlokalizowane u podstawy Mięguszwieckiego Szczytu Wielkiego. Zielony Piarg jest położony u wylotu żlebu spadającego z Małego Mięguszwieckiego Kotła, a Skalny Piarg znajduje się pod 300-metrową, słabo rozczłonkowaną ścianą czołową filara Mięguszwieckiego Szczytu Wielkiego. Obszar jest położony na granicy piętra leśnego. Piętro kosodrzewiny tworzy zespół *Pinetum mughi carpathicum salicicolum*. Ze względu na intensywność procesów stokowych roślinność drzewiasta nie miała możliwości pełnego rozwoju, mimo korzystnej wysokości nad poziom morza, i tylko dolne, nieaktywne lub okresowo aktywne części stoku porasta kosodrzewina.

Postępowanie badawcze na tym obszarze, podobnie jak na innych obszarach objętych tym studium, polegało na szczegółowym kartowaniu geomorfologicznym w skali 1:2000, a następnie na wyznaczeniu kilku transektów poprowadzonych 'po poziomicy', na których wydzielono homogeniczne odcinki, dzieląc je według granic form dobrze czytelnych w rzeźbie stoków (wały, rynny, języki gruzowe). Na wyznaczonych odcinkach dokonano pomiaru pięciu maksymalnych średnic plech porostów. Określono średnie maksymalne średnice dla każdego badanego fragmentu stoku na transektach. Następnie, aby uśrednić uzyskane wyniki ustalono 20-letnie przedziały wiekowe i w nich ujęto uzyskane wyniki. Ostatnim etapem kartograficznego opracowania danych było skonstruowanie map Zielonego i Skalnego Piargu, przedstawiających rozmieszczenie form oraz ich przybliżony wiek (Ferber 2002).

Na Skalnym Piargu, który jest stokiem usypiskowo-obrywowym, największą część zajmują powierzchnie datowane na lata 1880–1900. Jedyny duży fragment stoku z materiałem zdeponowanym w latach 1920–1940 powstał wskutek obrywu skalnego. Generalnie stwierdzono, że im większa odległość od ściany, tym wiek materiału jest starszy. U podstawy stoku znajduje się nagromadzenie głazów o maksymalnych średnicach 1–5 m. Zostały one zdeponowane na przełomie XVI i XVII wieku oraz na początku XX wieku (Kotarba 2001). Na całej powierzchni stoku występują liczne pojedyncze, młodsze głazy, świadczące o istnieniu procesu odpadania ze ściany przez całe stulecie. Wśród nich wyróżnia się populacja głazów datowana na lata 1900–1920. Jednak dwie główne fazy obrywów datowane lichenometrycznie miały miejsce w pierwszej połowie XVIII wieku i na przełomie XIX/XX wieku. Na przełomie wieków Morskie Oko było regularnie fotografowane. Na zdjęciach A. Szuberta z lat 1876–1878 widać stosunkowo niewielkie, jasne miejsca obrywów na ścianie i jasne pasy gruzu zdeponowane na Skalnym Piargu. Podobny obraz został również zarejestrowany na fotografiach z roku 1889 przez S. Bizańskiego, zamieszczonych w książce J. Gaspara (2002) i w albumie *Tatry: Fotografie Tatr i Zakopanego 1859–1914* (2003). Główna faza obrywu jest udokumentowana dopiero na późniejszych fotografiach (1908) oraz na obrazach olejnych malowanych w tym czasie przez artystów odwiedzających Morskie Oko, np. obraz Aleksandra Mroczkowskiego pt. *Morskie Oko* z roku 1891, należący do Muzeum Narodowego (fot. 1, 2 i 3).

Zielony Piarg jest stożkiem napływowo-usypiskowym, formowanym głównie przez spływy gruzowe. Na powierzchni stożka zaznacza się zróżnicowanie wieku deponowanego materiału. Według badań T. Ferbera (2002) na transektach najbliższych ścianie skalnej stok pokrywają wyłącznie okruchy świeże, bez porostów. W dolnej części stożka duży udział mają powierzchnie stare, nie datowane i utrwalone kosodrzewiną (do 45%), a u podstawy stopień pokrycia przez kosodrzewinę wynosi nawet ponad 90%. Metoda lichenometryczna jest w takich miejscach nieużyteczna. Tam gdzie brak kosodrzewiny istnieją stare rynny spływów gruzowych rozcięte przez spływy młodsze. Lokalnie są wypełnione przez osady młodsze złożone w ostatnich 30 latach. W środkowej części stożka formy świeże nakładają się na starsze i fosylizują najstarsze osady złożone przez spływy gruzowe. Fragmenty stoku zbudowane z starszego materiału są datowane na lata 1880–1915. Na powierzchni stożka nie zachowały się osady starsze niż AD. 1880. Z badań T. Ferbera (2002) wynika, że dla okresu ostatnich 300 lat na Zielonym Piargu można wyróżnić tylko jeden okres wzmożonej działalności wody płynącej, który trwał do około 1880 r. Potem nastąpiła faza selektywnego rozcinania i nad-



Fot. 1. Szeroki, Skalny i Zielony Piarg nad Morskim Okiem. Fragment obrazu namalowanego przez J.N. Głowackiego w roku 1837, olej, 57x48 cm. Powierzchnie stożków Szerokiego i Zielonego Piargu intensywnie modelowane przez szybkie ruchy masowe

Szeroki, Skalny and Zielony Piarg talus slopes above the Morskie Oko Lake. Detail of the painting by J.N. Głowacki 1837, oil, 57x48 cm. Very fresh talus cones modelled by rapid mass movements



Fot. 2. Fotografia wykonana w roku 1895 ilustruje sposób przekształcenia stoków ilustrowanych na fotografii 1 przez spływy gruzowe i obrywy (fot. W. Elias, archiwum TPN, ze zbiorów W. i Z. Paryskich)

Picture on the same area as in photo 1, taken in 1895 illustrates fresh morphology on talus slopes – effect of debris flow and rockfall activity



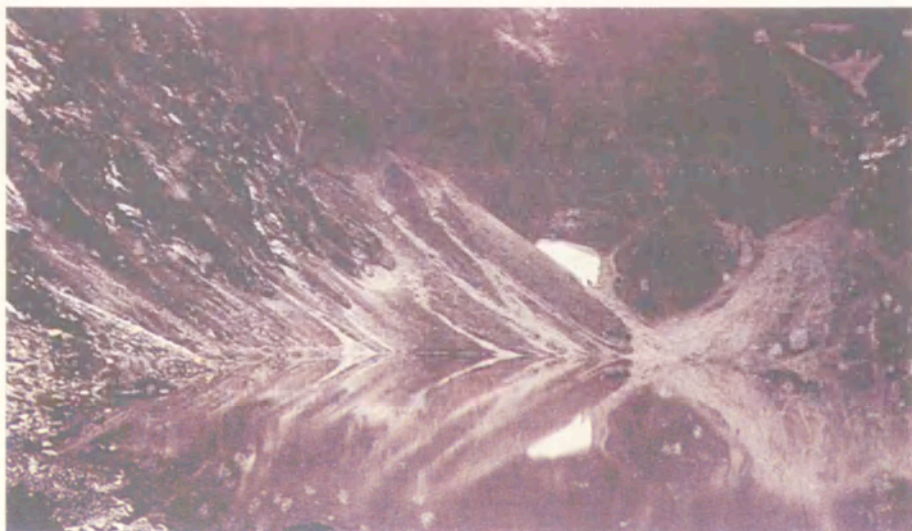
Fot. 3. Szeroki, Skalny i Zielony Piarg nad Morskim Okiem. Fotografia wykonana w roku 1908 ilustruje wielki obryw skalny na ścianie czołowej filara Mięguszwieckiego Szczytu Wielkiego i związane z nim gruzowisko (fot. ze zbiorów Muzeum Tatrzańskiego w Zakopanem)

Photo 3. Szeroki, Skalny and Zielony Piarg talus slopes above the Morskie Oko Lake. Photo taken in 1908 illustrates gigantic rockfall scar on Mięguszwiecki Szczyt Wielki rockwall, and boulder deposits



Fot. 4. Współczesny widok na stoki nad Morskim Okiem pokazane na fotografiach 1 i 2 (fot. J. Kotarba, wrzesień 2004). Ponowne uaktywnienie spływów gruzowych obserwowane w ostatnich kilku latach

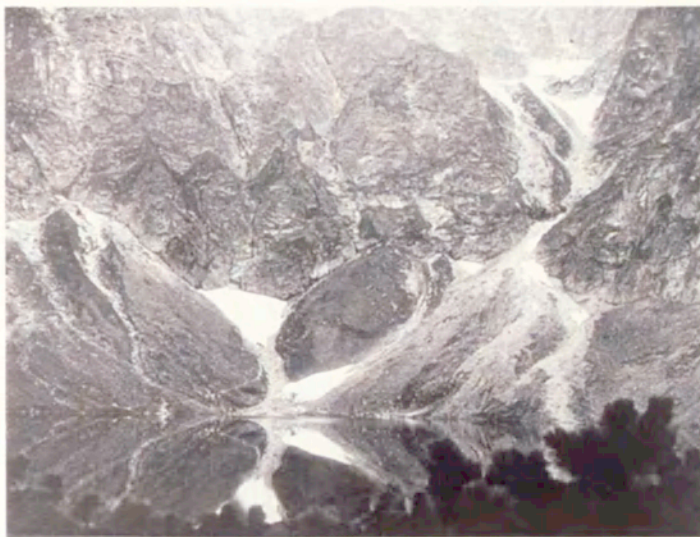
Recent view to talus slopes above the Morskie Oko Lake (2003). Reactivation of debris flow activity in the last few years



Fot. 5. Stoki nad Czarnym Stawem pod Rysami w roku 1889. Zespół form erozyjnych i akumulacyjnych związanych z intensywną działalnością lawin (fot. S. Bizański, archiwum TPN, ze zbiorów W. i Z. Paryskich)

Talus slopes above the Czarny Staw pod Rysami Lake in 1889. Complex of erosion and deposition landforms

-



Fot. 6. Stoki nad Czarnym Stawem pod Rysami, widok w roku 1977 (fot. PTPNoZ, Kraków). Widoczny klasyczny relief stoków modelowanych przez spływy gruzowe
 Talus slopes above the Czarny Staw pod Rysami Lake. Picture taken in 1977 shows classical debris flow pattern



Fot. 7. Stoki nad Czarnym Stawem pod Rysami w roku 2003 (fot. T. Ferber). Stan rzeźby stoków podobny jak w roku 1889 i 1977. Relief stoków modelowanych przez spływy gruzowe w latach 70.tych został częściowo przemodelowany przez lawiny śnieżno-gruntowe

Talus slopes above the Czarny Staw pod Rysami Lake in 2003. Erosion-deposition landforms similar to these photographed 114 years ago, partly remodeled by dirty snow avalanching



Fot. 8. Stożek napływowy nad Zielonym Stawem Kieźmarskim (Zelene pleso) w dniu 23.08.1891 (fot. W. Eliaasz, archiwum TPN, ze zbiorów W. i Z. Paryskich). Zwraca uwagę brak płatów kosodrzewiny, wyeksploatowanej dla celów gospodarczych
Alluvial cone above the Zielony Staw Kieźmarski (Zelene pleso) Lake. Photo taken in 23.08.1891.
Clear cutting of dwarf pine patches caused removal of natural plant cover

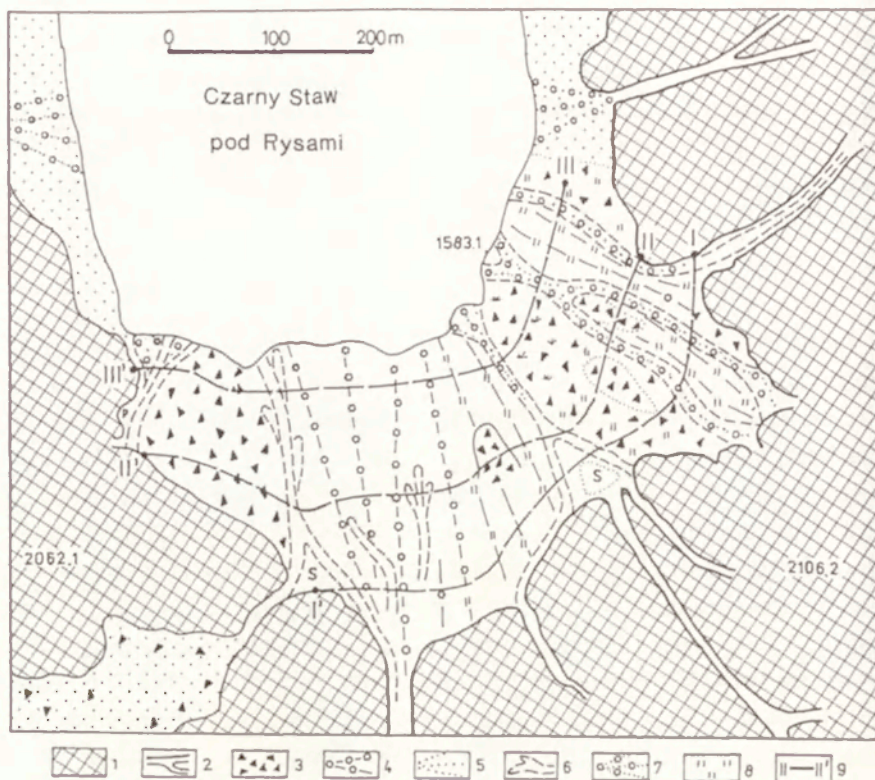


Fot. 9. Stożek napływowy nad Zielonym Stawem Kieźmarskim (Zelene pleso) w dniu 22.08.2001 (fot. L. Kolondra). Przykład ponownej sukcesji kosodrzewiny
Alluvial cone above the Zielony Staw Kieźmarski (Zelene pleso) Lake. Photo taken in 22.08.2001
illustrates readvance of plant cover after 110 years

budowywania stożka (fot. 2). Wnioski T. Ferbera znajdują potwierdzenie na obrazie olejnym namalowanym w roku 1837 przez Jana Nepomucena Głowackiego, znajdującym się w Muzeum Narodowym w Krakowie (fot. 1). Artysta zarejestrował wspomnianą fazę wzmożonej morfologicznej działalności wód burzowych na stożku nazywanym Szerokim Piargiem. Dzisiaj stożek jest w znacznym stopniu utrwalony przez murawy wysokogórskie i rozległe płaty kosodrzewiny w dolnej części. Współczesne spływy gruzowe bardzo rzadko modelują stok na całej długości, w taki sposób jak to miało miejsce z końcem małej epoki lodowej, do roku 1880, gdy do jeziora był wnoszony drobnofrakcyjny materiał zmyty podczas ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych. Takie, pojedyncze, najmłodsze zdarzenie miało miejsce na południowych stokach Morskiego Oka w sierpniu 2001 roku na Zielonym Piargu i Szerokim Piargu (fot. 4).

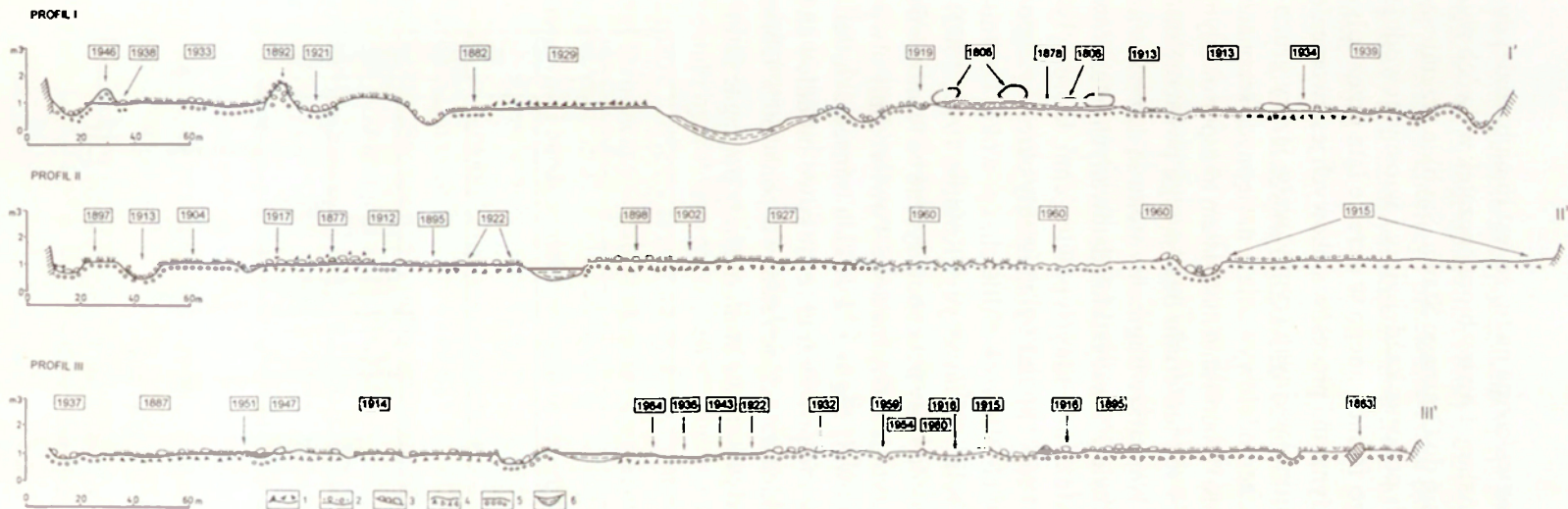
OBSZAR BADAWCZY CZARNY STAW POD RYSAMI

Dolinka Czarnego Stawu jest według M. Klimaszewskiego (1988) dwupiętrowa. Składa się na nią system dwóch kotłów lodowcowych; kocioł pod Rysami i kocioł Czarnostawiański Wyżni, a najniższym elementem jest kocioł Czarnego Stawu pod Rysami. Badaniami terenowymi objęto ten ostatni, najniższy człon dolinki. Regularny, półkolisty kocioł, którego dno wypełnia staw, jest zamknięty z trzech stron ścianami lub stokami skalnymi. Tylne ściana kotła stanowi bezpośrednią kontynuację dwóch wyższych elementów dolinki Czarnego Stawu. Stoki gruzowe osiągają wysokość do 150 m a ich cechą szczególną jest rozczłonkowanie żlebami, rynnami lawinowymi i rynnami spływów gruzowych (ryc. 3). Teren ten został wybrany do badań z uwagi na fakt, że podlega modelowaniu przez nieco inny zespół procesów morfogenetycznych niż opisane powyżej stoki Zielonego i Skalistego Piargu nad Morskim Okiem. Główne procesy rzeźbotwórcze są związane z działalnością lawin, a spływy gruzowe mają znaczenie drugorzędne. Ponadto obszar ten jest położony w wyższym piętrze w stosunku do Morskiego Oka. Głównym celem badań było zrekonstruowanie czasu występowania lawin śnieżnych, śnieżnych śnieżno-gruntowych w skali ostatnich stuleci. Do wykonania mapy geomorfologicznej południowego obrzeżenia stawu wykorzystano fragment zdjęcia satelitarnego „IKONOS”, zdjęcia lotnicze oraz kartowanie geomorfologiczne. Kartowanie w terenie wykonane przez T. Ferbera było uzupełnione przez wykonanie trzech transektów, na których dokonano podziału na homogeniczne odcinki, a następnie wykonano datowanie osadów przy pomocy lichenometrii (ryc. 4). Stan obecny porównano z sytuacją w roku 1889, zarejestrowaną na zdjęciach fotograficznych (fot. 5, 6 i 7).



Ryc. 3. Mapa geomorfologiczna południowych stoków Czarnego Stawu pod Rysami. 1 – ściana skalna; 2 – żleb skalny; 3 – pokrywa głazowa, grubofrakcyjna z obrywów; 4 – stok gruzowy, transportacyjno-lawinowy; 5 – stożek usypiskowy; 6 – rynna spływu gruzowego; 7 – język/wał spływu gruzowego; 8 – stok utrwalony murawą wysokogórską, 9 – przebiegi transektów.

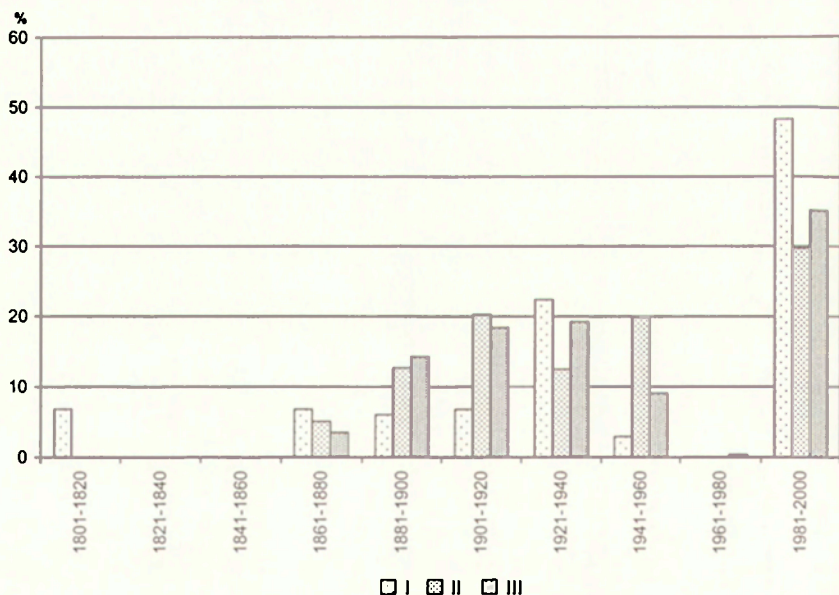
Geomorphological map of the southern slopes above the Czarny Staw pod Rysami Lake. 1 – rockwall; 2 – gully; 3 – block slopes, rockfall deposits; 4 – transportational/ avalanche slope; 5 – gravitation talus cone; 6 – debris flow track; 7 – debris flow cone; 8 – relict talus slope, alpine meadow vegetation; 9 – transect lines.



Ryc. 4. Transekty geomorfologiczne wokół Czarnego Stawu pod Rysami. 1 – luźna pokrywa grubofrakcyjna (obryw/lawiny); 2 – pokrywa spływu gruzowego; 3 – luźne głazy z odpadania; 4 – skonsolidowana pokrywa starego stoku lawinowego; 5 – skonsolidowana pokrywa spływu gruzowego; 6 – płat śnieżny.

Geomorphological transects above the Czarny Staw pod Rysami Lake. 1 – active rockfall/avalanche debris; 2 – debris flow cover; 3 – single boulders from rockfall; 4 – relict, stable avalanche cover; 5 – relict, stable debris flow cover; 6 – snowpath.

Datowania lichenometryczne wskazują na to, że jest to najbardziej dynamiczny element rzeźby tatrzańskiej. Lawiny biorą początek w dwóch wyższych piętrach doliny i docierają do Czarnego Stawu. Szybkie przemieszczanie mas śnieżno-gruzowych podczas każdej zimy i wiosny powoduje transformację reliefu stokowego formowanego w okresie lata przez spływy gruzowe. Skutkiem wielkiej dynamiki procesów stokowych jest tworzenie zespołów form erozyjnych i akumulacyjnych (rynny, wały, jęzory gruzowe spływów) oraz szybkie ich przemodelowywanie w następnych sezonach zimowo-wiosennych (zasypywanie i erodowanie materiałem transportowanym z wyższych położeń). Dlatego wiek materiału budującego powierzchnie stoków jest stosunkowo młody. Najstarsze fragmenty stoku są datowane na lata 1801–1820 i stanowią zaledwie 7% wszystkich datowanych odcinków na transektach (ryc. 5). Nie znaleziono żadnych powierzchni, które byłyby uformowane w latach 1821–1860, chociaż był to istotny okres występowania szybkich ruchów masowych w innych dolinach, np. wokół Czarnego Stawu Gąsienicowego i w Dolinie Pańszczycy (Kotarba 1992, 2002). Dopiero po roku 1860 znajdujemy dowody lichenometryczne na formowanie powierzchni stokowych przez szybkie ruchy masowe. Powierzchnie utworzone w latach 1880–1960 zachowały się na wszystkich transektach. Jednak najliczniej są reprezentowane powierzchnie stokowe modelowane w ostatnich 20 latach. Na wszystkich transektach stanowią ponad 30%. Obraz ten pokazuje, że te najbardziej dynamiczne stoki musiały podlegać inten-



Ryc. 5. Struktura wiekowa powierzchni stokowych pod Rysami. Transekty I–III.
Age of slope deposits on geomorphological transects I–III.

sywnemu modelowaniu podczas małej epoki lodowej oraz w drugiej połowie XIX wieku (fotografie z roku 1889). Późniejsze modelowanie doprowadziło do prawie całkowitego przekształcenia powierzchni stokowych. System stokowy nad Czarnym Stawem pod Rysami stracił pamięć wydarzeń sprzed roku 1800.

OBSZAR BADAWCZY ZELENÉ PLESO (ZIELONY STAW)

Cyrk lodowcowy Zielonego Stawu Kiežmarskiego jest usytuowany w najbardziej wschodniej części Tatr Wysokich, na terenie TANAP-u, reprezentuje klasyczną rzeźbę alpejską. W przeszłości nie był przedmiotem szczegółowych badań geomorfologicznych, jeśli pominąć syntezę dla Tatr Wysokich M. Lukniša (1973). Jest to obszar wyjątkowy w skali całych Tatr. Ponad taflę Zielonego Stawu wznosi się północna ściana skalna Małego Kiežmarskiego Szczytu o wysokości 700 m, a u jej podnóża stoki grawitacyjne gruzowe, częściowo modelowane przez spływy gruzowe. Drugim charakterystycznym elementem rzeźby jest obecność wiszących dolin polodowcowych od strony północno-zachodniej i zachodniej. Największa z nich, Medena Kotlina, biorąca początek pod Łomnicą (2633,9 m) do dzisiaj jest wypełniona lodowczykiem firnowym (Firnovisko v Medenej kotlinie), posiadającym niektóre właściwości lodu lodowcowego (Jania 1997). Dolinka uchodzi do doliny Zielonego Stawu Kiežmarskiego, a jej wody „proglacjalne” mają kontakt hydrologiczny ze stawem poprzez system wodospadu (Medený vodopad). Rozległy stożek napływowy istniejący na przedłużeniu wodospadu był formowany w całym okresie postglacjalnym przez wody proglacjalno-proniwalne oraz wody pochodzenia atmosferycznego, związane z krótkotrwałymi i bardzo intensywnymi opadami typu konwekcyjnego. Na współczesnej powierzchni stożka dominują osady i formy spływów gruzowych. Dla modelowania powierzchni stożka istotna jest również cyrkulacja wód „proglacjalnych” odpływających z lodowczyka podczas wiosennych roztopów. Stożek napływowy jest więc formą wyjątkową w skali Tatr Wysokich, bowiem jedną ze składowych reżimu hydrologicznego są wody odpływające z masy lodowo-śnieżnej, a Zielony Staw jest zbiornikiem sedymentacyjnym w którym były i są składane osady drobnofrakcyjne transportowane przez te wody (Kotarba i inni 2002). Obszar badawczy Zelene pleso uznano w niniejszej pracy za najważniejszy dla rekonstrukcji geomorfologicznych przemian środowiska tatrzańskiego podczas małej epoki lodowej. Dlatego wykonano dla niego szczegółowe prace fotogrametryczne.

Dla stoków otaczających Zielony Staw opracowano mapę w skali 1:2000 (dr inż. L. Kolondra, UŚ). Podstawowy materiał służący do wykonania mapy

został zebrany w postaci fotogrametrycznych zdjęć naziemnych (21–25 sierpnia 2001). Zdjęcia wykonano w dwojaki sposób: w klasycznej technologii srebrowej oraz w technice cyfrowej. W pierwszej wykorzystano kamerę fototeodolitu firmy WILD P30, zaś w drugiej fotograficzny aparat cyfrowy QV Jasio 3000EX/Ir o matrycy pikseli 2048*1536 (3.3 Mp). Podstawowe stereogramy wykonano z trzech baz usytuowanych wokół stawu. Z każdej bazy wykonano dwa stereogramy zdjęć przypadku ogólnego: zwrócone w lewo i prawo, przy zachowaniu około 30% pokrycia między nimi. Dla wyeliminowania powstałych kilku „martwych” pól wykonano także dodatkowe stereogramy zdjęć z „baz fotogrametrycznych” usytuowanych na wyższej wysokości, na szlaku wiodącym na Jagnięcy Szczyt. Całość opracowania fotogrametrycznego wykonano w technice cyfrowej na stereodigitizerze VSD AGH. W sumie do opracowania wykorzystano 14 stereogramów cyfrowych oraz 3 stereogramy archiwalnych zdjęć wykonanych fototeodolitem PHOTHEO 19/1318. Arkusz mapy o wymiarach 722*970 mm zatytułowany „*Dolina Zielonego Stawu Kieźmarskiego i Miedzianej Kotliny*” założono w skali 1:2000 i opatrzono w siatkę kilometrową układu UTM oraz siatkę geograficzną elipsoidy WGS 84. Treść mapy zapisano na krążku CD-ROM w formacie *.cdr (COREL DRAW wersja 8). Wszystkie elementy tworzące mapę są zapisane na oddzielnych warstwach. Mapa była podstawą dla wykonania kartowania geomorfologicznego otoczenia Zielonego Stawu, wykonania transektów geomorfologicznych na stokach gruzowych pod Małym Kieźmarskim Szczytem oraz na stożku aluwialnym. Na transektach znaczone zasięgi wyróżnianych form (jednostki homogeniczne) oraz ich kształt, a także dokonano szczegółowych pomiarów lichenometrycznych. Wyniki szczegółowych prac terenowych zostały opracowane statystycznie, a uzyskane dane o wielkości plech porostów *Rhizocarpon* agg. przeliczono na wiek bezwzględny (AD). W niniejszej publikacji zamieszczono fragment oryginalnej mapy obejmującej tylko najbliższe otoczenie Zielonego Stawu, wyłączając Miedzianą Kotlinę i zmniejszono do skali 1:5000. Świadomie przyjęto zasadę, że elementy opracowania topograficznego nie mogą być pokryte przez elementy rzeźby stoków i dna doliny. Dlatego dla tych ostatnich zastosowano sygnatury „ażurowe”. Dzięki takiemu rozwiązaniu kartograficznemu można równocześnie odczytać z mapy informacje topograficzne i geomorfologiczne (ryc. 6).

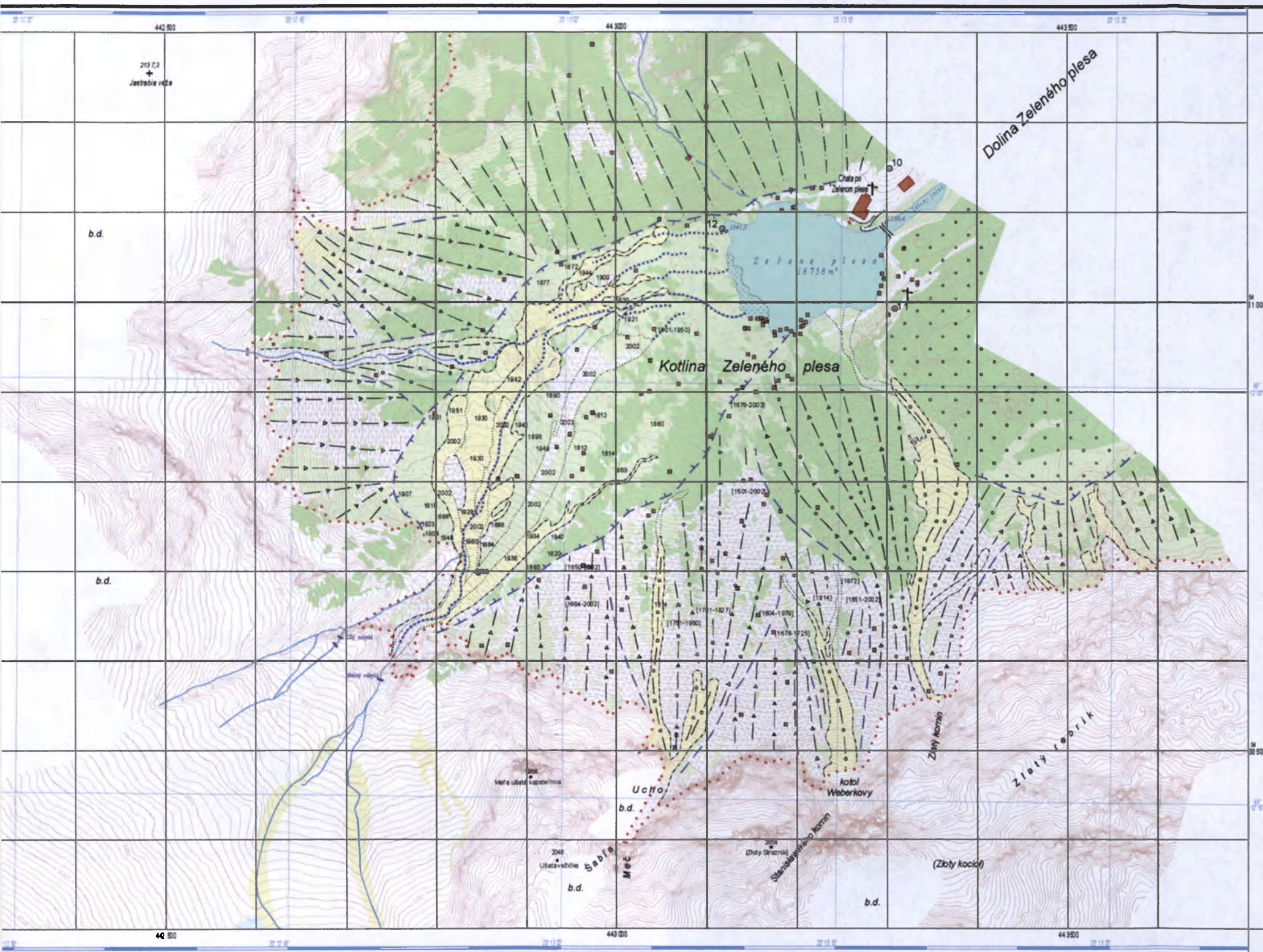
Ryc. 6. Mapa Doliny Zielonego Stawu Kieźmarskiego. Formy stokowe i dolinne datowane przy pomocy lichenometrii

Geomorphology and topography of the site Dolina Zielonego Stawu Kieźmarskiego. Slope and valley landforms dated by lichenometry

DOLINA ZIEŁONEGO STAWU KIEŻMARSKIEGO (DOLINA ZELENÉHO PLESA)

OWACJA - WYSOKIE TATRY

SLOVENSKO - VYSOKÉ TATRY



LEGENDA OPRACOWANIA TOPOGRAFICZNEGO:

- warstwie
 - zasadnicze
 - pomocnicze
 - uzupełniająca
- 10 2142 punkt GPS, punkt wysokościowy
- 20564 szczył (jego wysokość wg. atlasu TATRY (Podrobný turistický atlas) 1:25 000 wydany przez VKU Harmanec, 2000)
- 20564 Kežmarský štít
- granicz stoków i ścian skalnych
- budynki, ogrodzenie
- znaki turystyczne
- potoki, wodospady, klęski
- jeziorko
- dnajaznik (wieloletni płat śniegu) - stan z 1992 roku
- jezioro gruzowe
- kościadzewina (krzewy, drzewa)
- murawa wysokogórska
- rumoż skalny
- pojedynczy, charakterystyczny głaz
- b.d. brak danych ("martwe" pola fotograficzne)

FORMY STOKOWE I DOLINNE ORAZ ICH WIEK LICHENOMETRYCZNY (A. KOTARBA 2002):

- zaleganie dna doliny
- granicz form stokowych
- stok grawitacyjny gruzowy
- stok aluwialny gruzowy
- stok skalny - pokrywy
- granicz spływu gruzowego utworzonego w roku 2002
- ryny erozyjne utworzone w roku 2002
- granicz spływu gruzowego
- zaleganie dna jeziora utworzonego w roku 2002
- 1934 wiek powierzchni stoku aluwialnego (datowanie lichenometryczne - lata AD)
- [1954-2002] wiek powierzchni stoku grawitacyjnego (datowanie lichenometryczne - lata AD)
- morena

FOTO - KART Pomiary i Opracowanie Fotograficzne LESZEK KOLONDR
ul. Wincentego Pola 91/13 PL - 40-595 KATOWICE
tel./fax. (48)-32-2524625, tel.(48)-32-7856030 e-mail: fotokart@interia.pl

© Leszek Kolondra
KATOWICE 2003

Współrzędne prostokątne UTM (strefa 34 U) na słupek WGS - 84
Opracowano technologicznie cyfrowo (stareodigitalizacja VSD AGH Kraków)
podstawie zdjęć terrologramatycznych wykonanych w 2001 r. (oraz 1992 r.)
konano na zlecenie Prof. dr hab. Adama Kotarby (PAN Kraków)
później grantu KBN nr 6P04E03719

Warstwie : 5 m - zasadnicze, 2,5 m - pomocnicze, 1,25 m - uzupełniająca.

1 : 5 000

100 m 50 0 100 200 m

<http://rcin.org.pl>

Całość prac fotograficznych : Leszek Kolondra
Pomiary GPS : Jakub Janiec z zespołem
Redakcja kartograficzna : Radosław Czajka oraz Leszek Kolondra
Konsultacja toponimiczna : Adam Biał

OSZKESZANIE UMIAŁOŚCI OZNACZENIA AMIŁOJ

(AŁEPI OZNAČENIA AMIŁOJ)

OSZKESZANIE UMIAŁOŚCI OZNACZENIA AMIŁOJ

OSZKESZANIE UMIAŁOŚCI OZNACZENIA AMIŁOJ

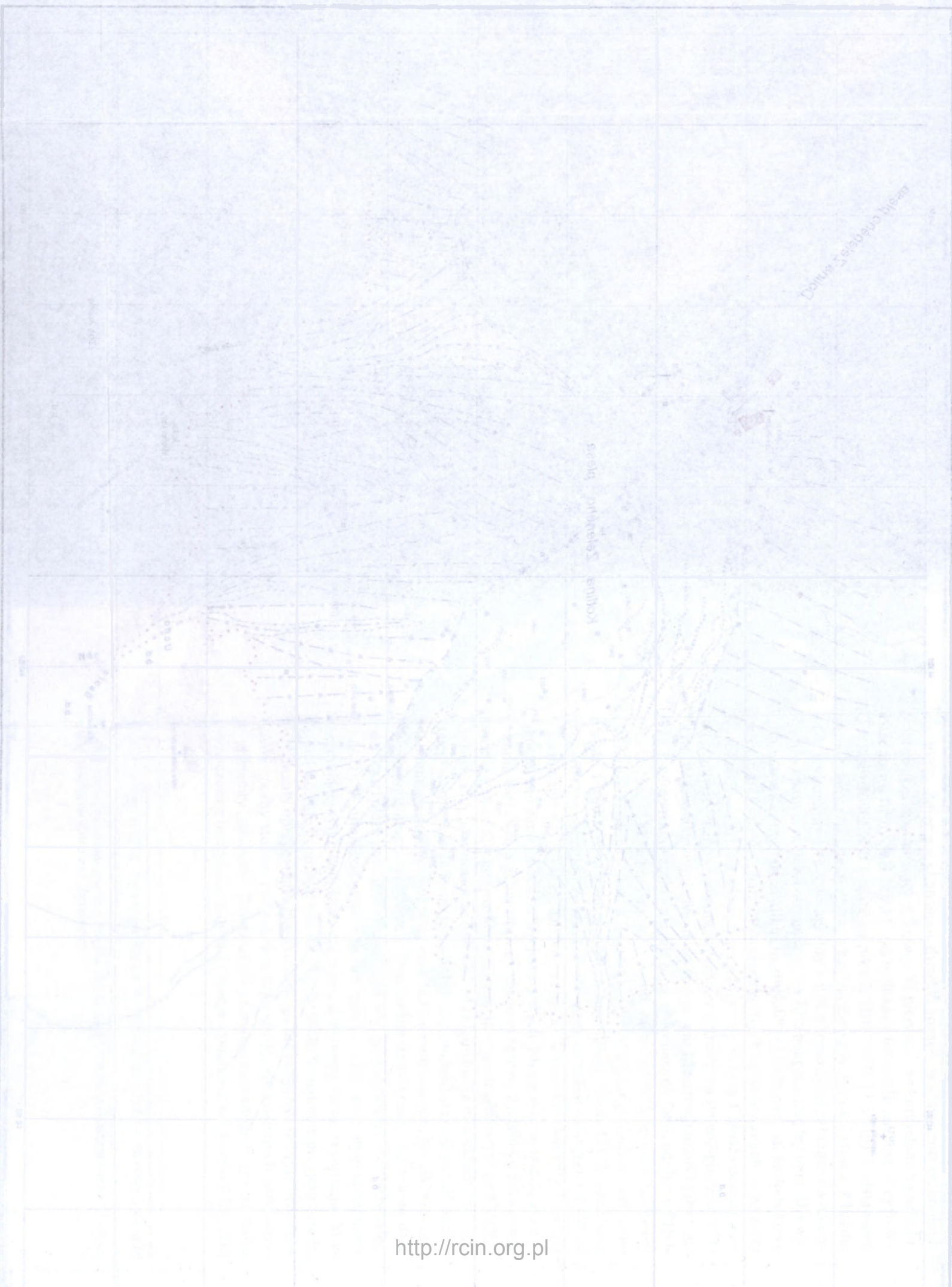
OSZKESZANIE UMIAŁOŚCI OZNACZENIA AMIŁOJ

OSZKESZANIE UMIAŁOŚCI OZNACZENIA AMIŁOJ

OSZKESZANIE UMIAŁOŚCI OZNACZENIA AMIŁOJ

OSZKESZANIE UMIAŁOŚCI OZNACZENIA AMIŁOJ

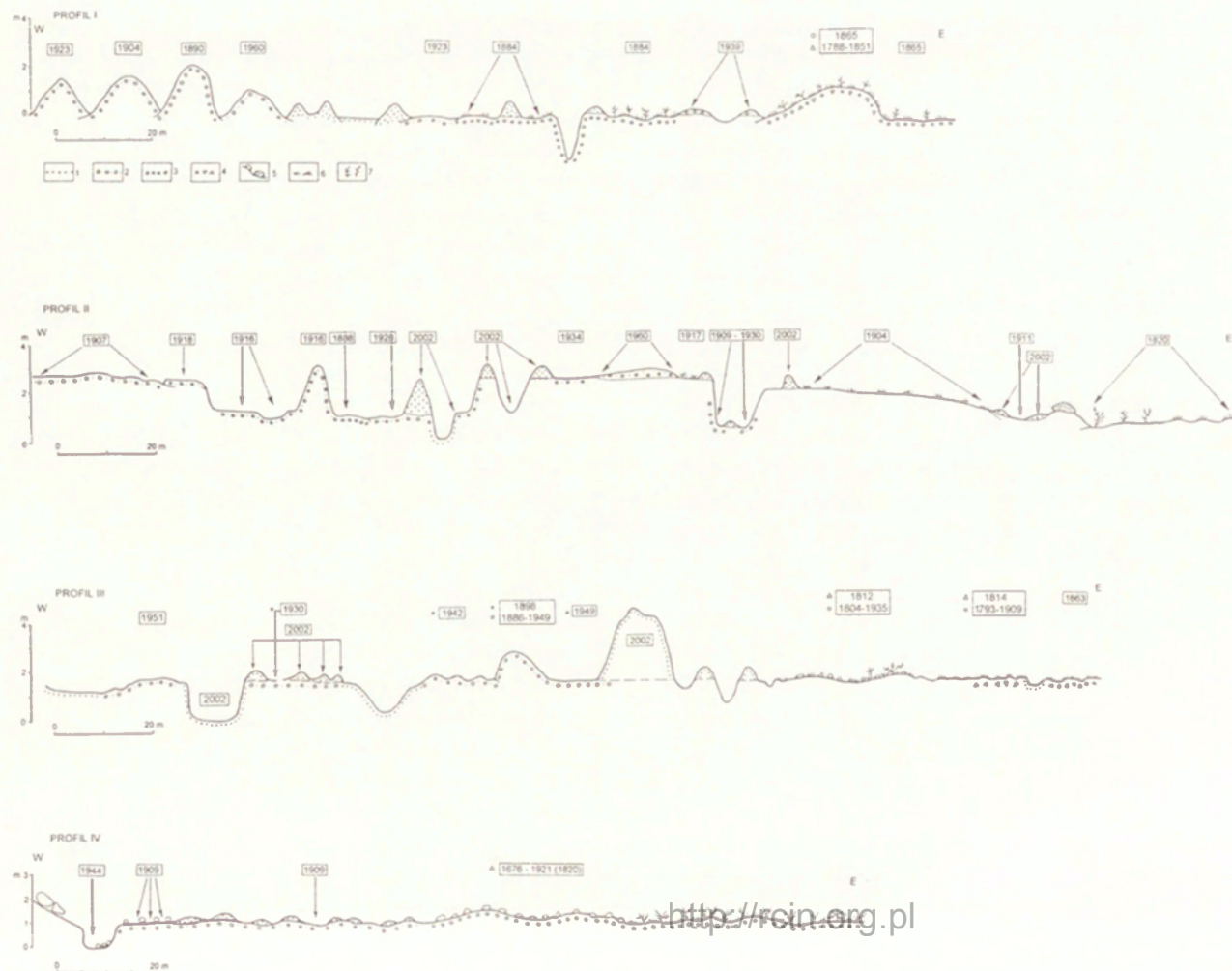
OSZKESZANIE UMIAŁOŚCI OZNACZENIA AMIŁOJ





Ryc. 7. Lokalizacja transektów geomorfologicznych na stożku napływowym przy Zielonym Stawie Kieźmarskim

Location of geomorphological transects of the site Dolina Zielonego Stawu Kieźmarskiego

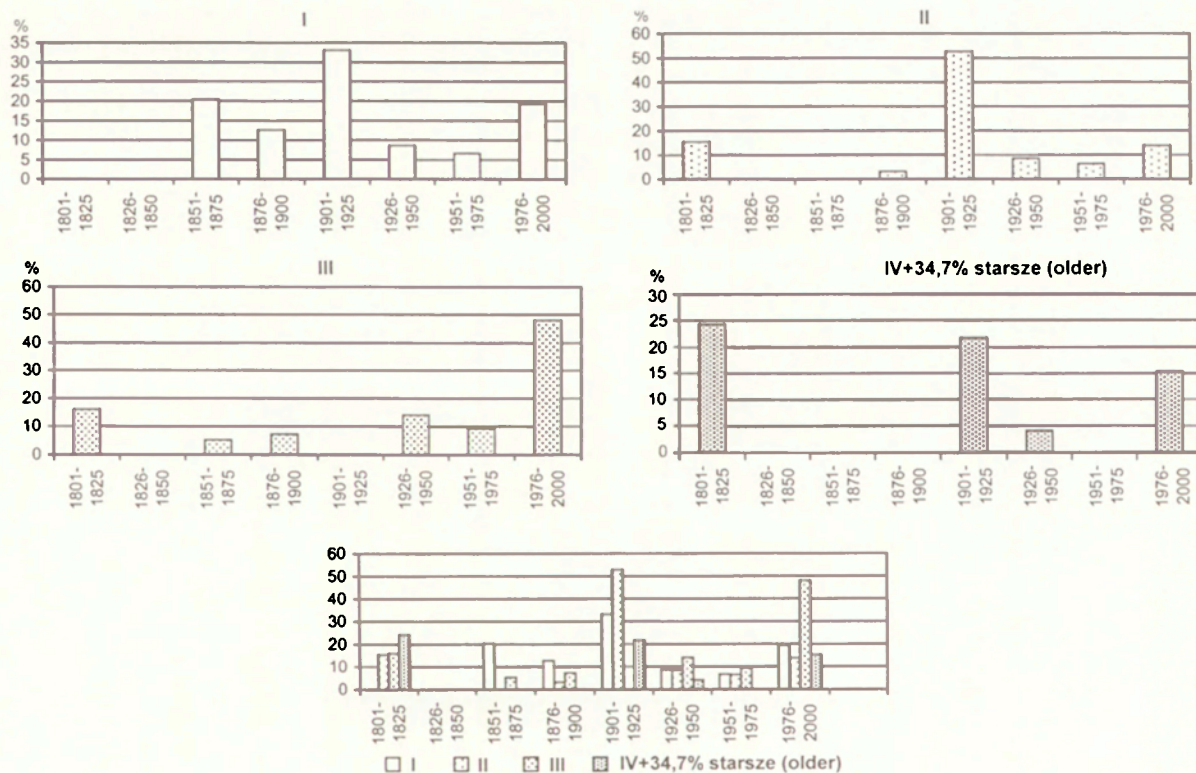


Ryc. 8. Transekty geomorfologiczne na stożku napływowym przy Zielonym Stawie Kieźmarskim. 1 – współczesne pokrywy spływów gruzowych, bez porostów; 2 – stare pokrywy spływów gruzowych, datowane lichenometrycznie (XX wiek); 3 – najstarsze pokrywy spływów gruzowych (XIX wiek); 4 – luźny gruz z odpadania i lawinowy; 5 – pojedyncze głazy; 6 – murawy wysokogórskie, 7 – koso-drzewina.

Geomorphological transects on alluvial cone of the site Dolina Zielonego Stawu Kieźmarskiego. 1 – recent debris flows, lichen free; 2 – relict debris flows (XX century); 3 – oldest debris flows (XIX century); 4 – boulder cover from rockfall and avalanching; 5 – single boulders; 6 – alpine meadow; 7 – dwarf pine.

Cztery transekty geomorfologiczne na stożku napływowym obejmują części: proksymalną (I i II), środkową (III) i dolną (IV). Dla każdego transektu obliczono wiek lichenometryczny wyróżnionych jednostek, wyrażony w latach kalendarzowych. W ten sposób na stożku aluwialnym, nazywanym również stożkiem aluwialnym (z uwagi na dominację spływów gruzowych) są rozpoznane, skartowane i datowane indywidualne wały, języki i rynny spływów gruzowych, które są podstawą do rozważań nad rekonstrukcją zdarzeń hydrometeorologicznych w okresie ostatnich 200 lat (ryc. 7). Nie znaleziono elementów rzeźby stożka sprzed AD 1800, chociaż lichenometrycznie starsze pokrywy gruzowe istnieją na stokach w najbliższym otoczeniu. Starsze osady budujące stożek są pogrzebane pod osadami zdeponowanymi w XIX i XX wieku. Dlatego odtwarzanie faz aluwialnego modelowania w otoczeniu Zielonego Stawu jest ograniczone do ostatnich 200 lat, chociaż wcześniejsze fazy miały miejsce w Tatrach, o czym świadczą zapisy w kronikach historycznych omówionych w innym miejscu tej pracy (ryc. 1 i 8). Na transektach I–IV wyraźnie zaznaczają się fazy aluwiacji w latach 1801–1825, 1901–1925 i 1976–2000. Jest bardzo prawdopodobne, że powierzchnia stożka uformowana w pierwszej fazie stanowi dowód na katastrofalne przemodelowanie tej części Tatr Wysokich podczas powodzi w roku 1813 opisanej między innymi przez G. Wahlenberga (vide Szaflarski 1972). Najlepiej zachowane powierzchnie odpowiadające czasowo tej katastrofie znajdują się w centrum stożka (ryc. 6 i 9). Późniejsze procesy geomorfologiczne odmłodziły tą powierzchnię. Na transekcie (profilu) pierwszym zachował się niewielki fragment pobocznic stożka, którego materiał został wydатовany na lata 1788–1850, jednak te daty są niepewne z uwagi na obecność na niej płatów kosodrzewiny.

Analiza wieku pokryw blokowych zdeponowanych u podnóża gruzowego stoku grawitacyjnego pod Małym Kieźmarskim Szczytem pokazała, że można wykonać datowania lichenometryczne za okres AD 1500–2000 (ryc. 6). Zlokalizowano osiem pól blokowych u podstawy stoków grawitacyjnych i określono wiek budujących je głazów. Na tej podstawie można wydzielić cztery okresy wzmożonego odpadania i obrywania ze ścian Małego Kieźmarskiego Szczytu: 1676–1700, 1751–1775, 1851–1900 oraz 1975–2000. Przyczyny takiego przebiegu tych procesów należy szukać w reżimie termicznym wyrażającym się ilością przejść temperatury przez 0°C, głębokości penetracji mrozowej w ścianach skalnych oraz w zjawiskach tektonicznych, tj. trzęsieniach Ziemi w Tatrach i na ich bezpośrednim przedpolu. Zapisy historyczne oraz geofizyczne rejestracje wskazują na to, że podczas ostatnich 500 lat miały miejsce istotne dla życia mieszkańców podnóża gór trzęsienia Ziemi w latach 1591, 1662, 1695, 1774, 1876, 1938 i 1992. Ponadto miały



Ryc. 9. Struktura wiekowa spływów gruzowych na stożku napływowym przy Zielonym Stawie Kieżmarskim, wiek lichenometryczny

Age of debris flow deposits on alluvial cone, Dolina Zielonego Stawu Kieżmarskiego



Ryc. 10. Struktura wiekowa ośmiu obrywów skalnych w Dolinie Zielonego Stawu Kieżmarskiego. Strzałki oznaczają lata kalendarzowe w których wystąpiły trzęsienia ziemi odczuwalne przez mieszkańców miast i osiedli podtatrzańskich i opisane w źródłach historycznych. M.M. 1676–1725 oznacza przedział czasowy zwany minimum Maundera.

Age of eight rockfall bouldery deposits in the Dolina Zielonego Stawu valley. Arrows indicate years of serious earthquakes described in historical sources. M.M. 1676–1725 means Maunder Minimum

miejsce dość liczne mniejsze trzęsienia Ziemi, zwłaszcza w drugiej połowie XIX wieku. Można przyjąć, że okres wzmożonego odpadania i depozycji w latach 1676–1700 był częściowo uwarunkowany katastrofalnym trzęsieniem Ziemi, w roku 1695 zanotowanego w kronikach między innymi przez C. Generischa (1807). Równocześnie okres 1676–1725 jest określany jako tzw. minimum Maundera, czyli globalne pesimum termiczne, największe w skali ostatniego tysiąclecia. Wprawdzie przyjmuje się, że minimum Maundera nie wywołało nasunięć lodowców alpejskich z powodu zbyt niskich opadów zwłaszcza zimowych, to w wysokogórskich piętrach na terenie Tatr Wysokich zapewne istniała dostateczna ilość opadów atmosferycznych dla zintensyfikowania głębokiej penetracji mrozowej w ścianach skalnych. Można więc uznać, że odpadanie ze ścian w latach 1676–1700 było uwarunkowane czynnikami tak tektonicznymi jak i klimatycznymi. W drugim wyróżnionym okresie wzmożonego odpadania (1751–1775) wystąpiło trzęsienie Ziemi w roku 1774. Struktura wieku gławowisk pochodzenia obrywowego pokazuje, że niektóre obrywy były jednorazowymi wydarzeniami geomorfologicznymi, zaś inne miały przebieg złożony. Po pierwszej decydującej fazie miały miejsce wtórne mniejsze obrywy. Są też blokowiska obrywowe, w których można wydzielić trzy człony wiekowe. Po pierwszej fazie z początku XVI wieku, przez następne 200 lat procesy stokowe nie występowały do początku XVIII wieku, a trzecia istotna faza miała miejsce u schyłku małej epoki lodowej i zakończyła się na początku XX wieku (ryc. 10). Dowody na ożywienie procesu odpadania na początku XX wieku istnieją również w innych częściach Tatr Wysokich (fot. 2 i 3).

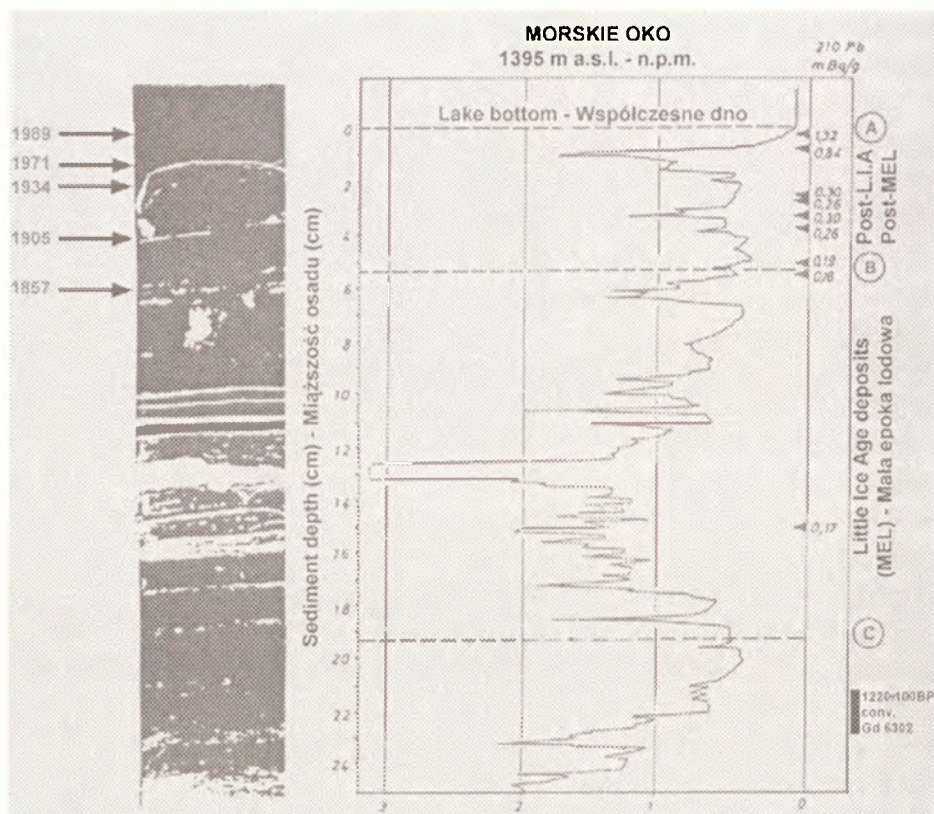
4. STRUKTURA I WIEK OSADÓW LIMNICZNYCH MIARĄ DOMINUJĄCYCH PROCESÓW RZEZBOTWÓRCZYCH

Jeziora wysokogórskie są pułapkami sedymentacyjnymi dla luźnych materiałów zwietrzelinowych, glacialnych i glacifluwalnych, podlegających przemieszczaniu ze stoków do den dolinnych wskutek szybkich ruchów masowych i transportowej działalności cieków stałych i okresowych. Transfer osadów jest zróżnicowany w czasie i przestrzeni w zależności od charakteru rzeźby stoków i występujących na nich pokryw oraz od stopnia ich stabilizacji przez roślinność wysokogórską. Dlatego podobny reżim termiczno-wilgotnościowy w piętrach geoeologicznych zlokalizowanych ponad górną granicą lasu daje inne sygnały (zapisy sedymentacyjne) w jeziorach wypełniających cyrki polodowcowe. Osady jeziorne można więc wykorzystać do rekonstrukcji przemian środowiska alpejskiego w okresie po ustąpieniu lodowców dolinnych jeśli znamy ich wiek. Do rekonstrukcji zdarzeń geomor-

fologicznych podczas małej epoki lodowej zapisanych w jeziorach tatrzańskich użyto rdzenie wydobyte z Morskiego Oka i Zielonego Stawu Kieżmarskiego.

Stoki opadające do Morskiego Oka u podnóża Mięguszwieckich Szczytów mają najprostszy dwuczłonowy układ: ściana skalna – stok piargowy. Stoki te mają przedłużenie pod wodą. Istnieje bezpośredni, aktywny kontakt stoku piargowego z misą jeziora, a więc każde zdarzenie geomorfologiczne powodujące transport materiałów na stoku powoduje wprowadzenie luźnych różno – frakcyjnych utworów do jeziora. Struktura tych osadów pozwala wnioskować o naturze procesów stokowych. Im bardziej wysokoenergetyczny proces tym więcej materiału jest wsypywane do jeziora a w składzie mechanicznym przeważają frakcje grubsze, zawierające piaski i drobne żwirki. Materiał przemieszczany przez spływy gruzowe, lawiny gruntowe, obrywy i zsuwy skalne docierający do stawu jest składany na podwodnym stoku, natomiast frakcje drobniejsze są transportowane do płaskiego dna misy przez prądy zawieszinowe, a następnie deponowane w postaci mineralnych utworów warstwowych. Osady płaskiego dna misy stanowią subakwatywny zapis zdarzeń, które miały miejsce w środowisku subaerycznym. Na obrazie rentgenowskim osadów dennych łatwo wyróżnić, a nawet obliczyć ilość warstw lub lamin jasnych, to znaczy minerogenicznych. Przedzielają je osady ciemne, gytjowe, wzbogacone w substancję organiczną, składane w jeziorze w okresach „spokojnych”, tj. takich podczas których nie występowały wysokoenergetyczne procesy geomorfologiczne na stokach otaczających jezioro. Niejednokrotnie lawiny śnieżno-gruntowe w okresach wiosennych mogą przemieszczać się po tafli lodowej. Materiał mineralny złożony na powierzchni lodu przez lawiny ulega przemieszczaniu na dryfujących krach w końcowej fazie roztopów i bywa zrzucony do jeziora nawet w miejscach najgłębszych i najbardziej oddalonych od brzegu. Wtedy w osadach drobnofrakcyjnych, warstwowych są wkomponowane „lawinowe” okruchy skalne zwane zrzutkami (Gradziński i in. 1986). Obecność zrzutków w osadach jeziornych ma znaczenie w studiach geomorfologicznych nad rolą lawin w środowisku alpejskim (Luckman 1975). Opisane powyżej struktury są zarejestrowane na rentgenogramie z osadów Morskiego Oka (ryc. 11). Osady te datowane przy pomocy radiowęglą ^{14}C i radioizotopu ołowiu ^{210}Pb . Procedury metodyczne wyznaczania wieku osadów przy pomocy metody ^{210}Pb zostały opisane w oddzielnych pracach (Baumgart-Kotarba i in. 1993; Kotarba i in. 2002; Preiss i in. 1996; Wachniew 1992).

Na podstawie osadów przyjęto, że duża frekwencja wysokoenergetycznych szybkich ruchów masowych, charakterystyczna dla małej epoki lodowej, rozpoczęła się w Tatrach Wysokich około AD 1400, a zakończyła około AD 1860, ale struktury typowe dla tego okresu są liczne w młodszych osadach



Ryc. 11. Rentgenogram i zapis gęstościowy osadu z Morskiego Oka. Granice sedymentologiczne i wiek kalendarzowy poszczególnych warstw interpretowany na podstawie datowania przy pomocy radioizotopu ^{210}Pb i ^{14}C (Kotarba 1995).

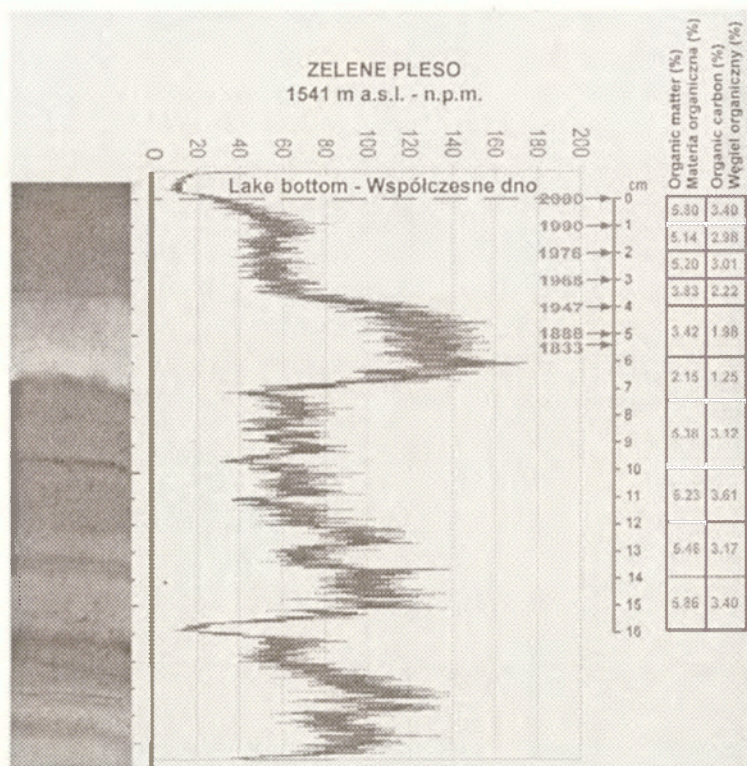
X-radiographic negative and densitometric curve of sediment core from the Morskie Oko Lake. Sedimentological limits and age by use radioisotopes ^{210}Pb and ^{14}C (Kotarba 1995)

pochodzących z pierwszych dwóch dekad XX wieku. Na tej podstawie można przyjąć, że rytm klimatyczny MEL w Tatrach trwał do roku 1925. Te daty (1400–1925) można uznać za rozpoczynające i kończące małą epokę lodową w Tatrach. Początek małej epoki lodowej w Tatrach określony przy pomocy zapisu procesów stokowych w osadach jeziornych Morskiego Oka znajduje dodatkowe potwierdzenie w tendencjach sekularnych zmian klimatu w ostatnim tysiącleciu zestawionych według wskaźników stosunków termicznych i wilgotnościowych dla terenu Polski przez H. Maruszczaka (1991). Średnie 50-letnie temperatury powietrza w środkowej Polsce określone na podstawie pomiarów instrumentalnych oraz ekstrapolacji, pokazują dwa minima. Pierwsze minimum wyróżnione jako I faza ochłodzenia małej epoki lodowej została wyróżniona około AD 1400. Wcześniej H.H. Lamb (1969) wykazał, że wiek XV był równie chłodny jak stulecia XVII i XVIII i przyjął początek MEL około AD 1400. Istnieje również analogia w niestabilności klimatycznej na

półkuli północnej, w Tatrach i na Islandii. Rytm średniej rocznej temperatury na Islandii, określony przez P. Bergthórsson (1985), charakterystyczny dla MEL, trwał do roku 1920. Również średnie roczne temperatury na półkuli północnej zestawione dla XIX. i XX. wieku przez M.E. Manna i innych (2000), a prezentowane przez R.S. Bradleya i innych (2003) jednoznacznie ilustrują kontynuację rytmu termicznego MEL aż do roku 1925.

Stoki otaczające Zielony Staw Kieżmarski i zasilające jezioro materiałem mineralnym reprezentują złożony system składający się z następującej sekwencji form: ściany skalnej z podnóżem zawieszzonej dolinki wypełnionej lodowczykiem (Miedziana Kotlina), stokiem skalnym wykształconym w formie progu skalnego, stokiem grawitacyjno-aluwialnym i stożkiem aluwialnym przechodzącym w Zielony Staw (Zelene pleso). Transport utworów mineralnych do jeziora odbywa się poprzez wyróżnione elementy rzeźby od wierzchołka Łomnickiego Szczytu (2633,9 m) do poziomu jeziora (1541 m). Wysokoenergetyczne procesy geomorfologiczne, podobnie jak w otoczeniu Morskiego Oka, są powszechne w tym obszarze, a ich skutki opisano w wcześniejszej części tej pracy. Jednak katastrofalne spływy gruzowe, obrywy skalne i lawiny nie docierają do misy jeziornej. Materiał podlega filtracji i zanim dotrze do misy jeziornej jest okresowo redeponowany. Dlatego w osadach jeziornych Zielonego Stawu brak zapisu skutków działania poszczególnych zdarzeń, chociaż istnieją spektakularne zespoły form erozyjno-akumulacyjnych. Struktura osadów pokazana na rentgenogramie (ryc. 12) pozwala natomiast wyróżnić dłuższe okresy w skali wielolecia, charakteryzujące się podwyższonymi opadami letnimi lub roztopami wiosenno-letnimi. Dla osadów Zielonego Stawu wykonano analizę aktywności ^{210}Pb w osadach powstałych w ciągu ostatnich 150 lat (Kotarba i inni 2002). Aktywność tą wyznaczono poprzez pomiar aktywności α pochodnego izotopu ^{210}Po (Wachniew 1992). Zastosowana metodyka wydzielania ^{210}Po z osadów została oparta o prace W.W. Flynna (1968).

Dla osadów Zielonego Stawu średnią aktywność prób z głębokości 6,15 cm (0,064 Bq/g) i 7,05 cm (0,060 Bq/g) przyjęto za odpowiadającą aktywności właściwej autogenicznego ^{210}Pb i odjęto ją od całkowitych aktywności właściwych ^{210}Pb w poszczególnych warstwach otrzymując aktywność allogenicznego ^{210}Pb . Aktywności te zawierają się w przedziale od 0,019 Bq/g (4,95 cm) do 0,276 Bq/g (0,55 cm). Spadek aktywności allogenicznego ^{210}Pb z głębokością jest niemonotoniczny. W przedziałach głębokości 2–3 cm i 4,8–5 cm zauważono wyraźne obniżenie aktywności do wartości odpowiednio 0,090 Bq/g i 0,080 Bq/g. Zauważalny jest spadek szybkości sedymentacji z głębokością co może być wywołane kompaktacją i/lub procesami diagenety. Na ten trend nałożone są okresy zwiększonej szybkości sedymentacji w latach



Ryc. 12. Rentgenogram i zapis gęstościowy osadu z Zielonego Stawu Kieźmarskiego. Datowanie przy pomocy radioizotopu ^{210}Pb (Kotarba i inni 2002)

X-radiographic negative and densitometric curve of sediment core from the Zielony Staw Kieźmarski Lake. Dating by use radioisotope ^{210}Pb (Kotarba et al. 2002)

1905–1910 i 1970–1975 odpowiadające przedziałom z obniżoną aktywnością ^{210}Pb . Wzrost szybkości sedymentacji w tych okresach mógł być związany z rozcieńczeniem osadów zawierających ^{210}Pb przez materiał o niższej zawartości tego radioizotopu, np. pochodzący z otaczających stoków, a wprowadzany w postaci zawiesiny do stawu podczas wiosennych roztopów, lub przez okresowe ciekły odprowadzające drobnofrakcyjny materiał z rozmywanych języków spływów gruzowych deponowanych wcześniej na stożku aluwialnym (Kotarba i inni 2002). Średnia szybkość sedymentacji w całym analizowanym profilu pokazanym na rentgenogramie (ryc. 12) wynosi 0,044 cm/rok. Okres zwiększonego tempa sedymentacji w latach 1905–1910 dobrze koreluje z wyraźną fazą wielkiej aktywności spływów gruzowych wykazaną poprzez datowane lichenometrycznie form na stożku. W skali ostatnich 200 lat okres 1901–1925 wyróżnił się wysokim udziałem spływów gruzowych (powyżej 20%) na najniższym transekcie geomorfologicznym (ryc. 9).

5. EKSTREMALNE ZDARZENIA HYDROMETEOROLOGICZNE A SPŁYWY GRUZOWE W TATRACH WYSOKICH NA TLE ZDARZEŃ GLOBALNYCH

Czas formowania spływów gruzowych rozpoznanych i datowanych w kilku dolinach został przedstawiony na skali czasowej za okres AD 1800–2000. Datowanie starszych reliktowych form okazało się niemożliwe przy zastosowaniu metody lichenometrycznej. Pomimo, że metoda ta pozwala w warunkach tatrzańskich datować powierzchnie granitowe przy użyciu porostu *Rhizocarpon* agg. od roku AD 1500, to dotychczas nie udało się znaleźć form starszych niż AD 1760 (Kotarba 1992). Aluwialne stoki gruzowe podlegają intensywnemu modelowaniu od czasu ustąpienia lodowców, a więc są erodowane i/lub nadbudowywane w czasie całego holocenu, w półroczach letnich podczas krótkotrwałych i intensywnych opadów typu konwekcyjnego, gdy chwilowe intensywności deszczu osiągają $1\text{--}3\text{ mm min}^{-1}$, a opad godzinny wynosi 40 mm (Kotarba 2002; Starkel 2002). Na terenie Tatr takie opady występują prawie każdego lata. Mogą wtedy powstawać nowe szlaki spływów gruzowych. Ponieważ opady typu konwekcyjnego mają ograniczony przestrzennie zasięg, więc ich skutki geomorfologiczne występują lokalnie. Zazwyczaj kolejne opady ekstremalne obejmują inne fragmenty rzeźby. Powstaje mozaika form różnego wieku, która pozwala wyróżniać fazy (okresy) modelowania, jeśli znamy procentowy udział różnowiekowych powierzchni na badanym obszarze. Rozległe stożki napływowe takie jak pokazany na rycinie 6 w Dolinie Zielonego Stawu Kieżmarskiego podlegają ewolucji polegającej na nadbudowywaniu, przede wszystkim w ich części proksymalnej. Tylko największe zdarzenia opadowe są w stanie uruchomić spływy gruzowe obejmujące całe stoki. Od góry stożki są zasypywane świeżym materiałem i tym samym fosylizują wcześniej istniejące powierzchnie. Ślady najstarszych powierzchni najczęściej można znaleźć u podstawy stożków (ryc. 6). Jednak również tam nie znaleziono powierzchni starszych niż AD 1800 ponieważ są pokryte kosodrzewiną i murawami wysokogóorskimi. W takich miejscach lichenometria jest nieprzydatna. Przy określaniu udziału różnowiekowych powierzchni o tej samej genezie zastosowano wspomnianą wcześniej metodę transektów geomorfologicznych. Transekty wykonane w górnej, środkowej i dolnej części badanych stoków były podstawą do określenia wieku spływów gruzowych na danym obszarze w ujęciu procentowym. W ten sposób zostały określone przedziały czasowe, w których występowały ekstremalne zdarzenia opadowe, tj. szczególnie intensywne opady prowadzące do wzmożonego formowania spływów gruzowych. Takie analizy wykonano dla otoczenia Morskiego Oka (MO), w dolinie Pańszczycy (P), w otoczeniu Czarnego Stawu Gąsienicowego (CS), Zielonego Stawu Kieżmarskiego (ZP) i przed-

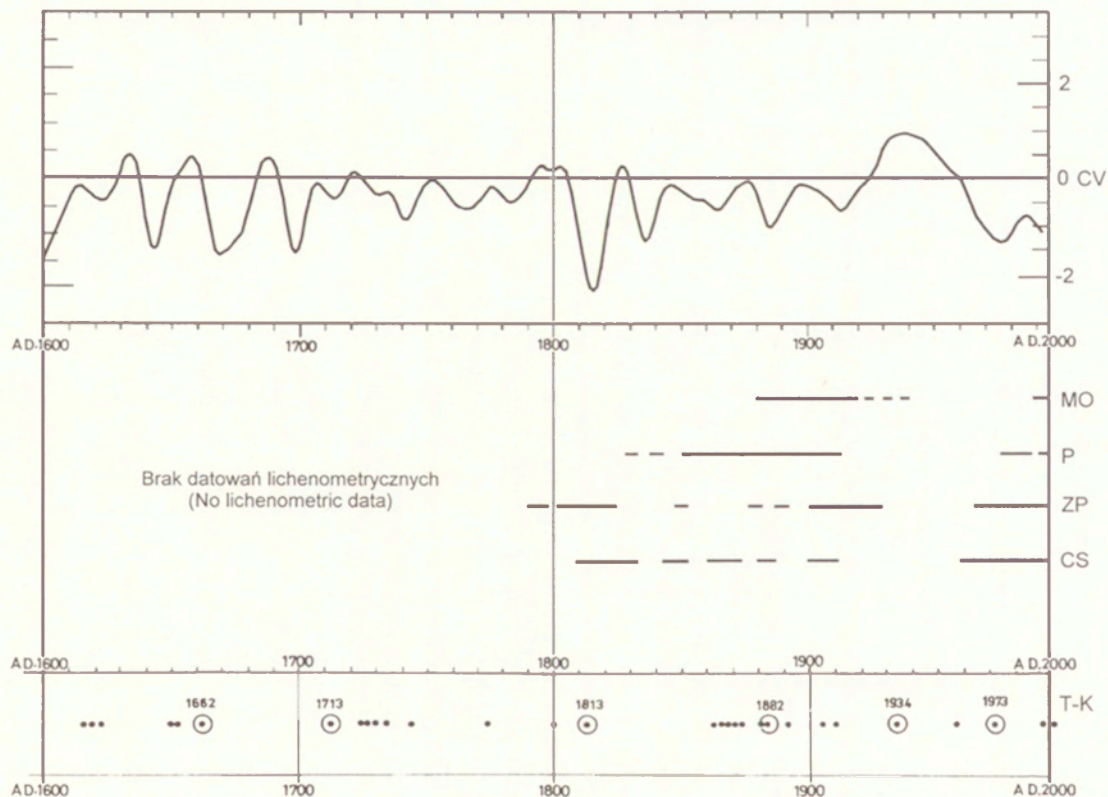
stawiono na rycinie 13. Można uznać, że cały wiek XIX charakteryzował się dużą dynamiką stoków, chociaż nie we wszystkich dolinach znajdujemy na to dowody. Im bardziej strome i krótsze stoki, tym mniejsze możliwości zachowania starszych powierzchni. Okres wzmożonego XIX-wiecznego występowania spływów gruzowych trwał do lat 30. XX wieku. Potem nastąpił okres „spokojniejszy”, trwający do początku lat 70. W ostatnich 30. latach obserwujemy ponownie zwiększenie częstotliwości ekstremalnych zdarzeń geomorfologicznych spowodowanych ulewnymi opadami. To stwierdzenie znajduje potwierdzenie w bezpośrednich obserwacjach wykonywanych na Stacji Badawczej Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN na Hali Gąsienicowej. Zjawisko to dokumentują powtarzane naziemne zdjęcia fotograficzne i fotogrametryczne oraz zdjęcia lotnicze, a pierwszy pogląd na ten temat został sformułowany już w roku 1984 (Kotarba, Strömquist 1984). Wydzielone okresy wzmożonego występowania ekstremalnych intensywnych i krótkotrwałych opadów typu konwekcyjnego obowiązują tylko dla wnętrza Tatr. Bardzo charakterystyczny jest brak spływów gruzowych we wszystkich czterech obszarach testowych w latach od około 1925 do 1970, i ponowne zwiększenie aktywności tych szybkich ruchów masowych w okresie późniejszym, aż do czasów współczesnych. Okres stabilności procesowej pokrywa się z wyróżnionym przez B. Obrębską-Starkłową i innych (1996) okresem kontynentalizmu klimatycznego w Tatrach Polskich (1929–1970) opartego na analizie warunków cyrkulacyjnych określonych przez T. Niedźwiedzia (1993). Analiza zróżnicowania temperatury w ostatnim 100-leciu na stacjach klimatycznych zlokalizowanych w wysokich położeniach (Łomnicki štít 2633 m, Chopok 2023 m) jednoznacznie informuje o wzroście anomalii średnich rocznych temperatury powietrza o $+1^{\circ}\text{C}$, przy odchyleniu standardowym $+2^{\circ}\text{C}$, w latach 1925–1955 (Diaz, Bradley 1997). Być może, że w tych anomalii należy szukać wyjaśnienia większej stabilności pogodowej (mniejszej ilości katastrofalnych opadów inicjujących spływy gruzowe)?

Poszukiwanie tatrzańskich anomalii klimatycznych z globalnymi, a co najmniej europejskimi zmianami klimatu w ostatnich 400 latach, można przeanalizować na podstawie informacji pochodzących z archiwów miejskich i parafialnych oraz opublikowanych dzieł uczonych odwiedzających Tatry, o których wspomniano w pierwszej części tej pracy. Zestawiono je na rycinie 13, gdzie pod symbolem T-K zaznaczono katastrofalne powodzie w Tatrach i na ich przedpolu, tj. w Kotlinie Spiskiej, Liptowskiej i w Kotlinie Podhala. Powodzie obejmujące swym zasięgiem rozległe obszary Karpat były związane z cyrkulacją mas powietrza w Europie. Powodzie były wywoływane długotrwałymi opadami, przy stacjonarnych niżach i zwiększonym

natężeniu opadów w Tatrach wskutek efektu orograficznego. W takich sytuacjach 5-dniowe opady mogły osiągać 500 mm. Przykładem takiego zdarzenia była letnia powódź w roku 1997 (Niedźwiedz 1999). W małej epoce lodowej długotrwałe opady deszczowe często przechodziły w opady śniegu. Istnieje wyraźna zbieżność czasowa powodzi w Tatrach i na ich przedpolu z okresami częstych powodzi w dorzeczu górnej Wisły. Zbieżność ta jest wyrażona w zwiększonej ilości powodzi na Wiśle w Krakowie (tzw. *clustering*) w latach AD 1813–1845 i AD 1894–1943 (Starkel 2002). Wielkoobszarowe powodzie w Karpatach zapisały się aluwiacją stoków piargowych w postaci form spływów gruzowych i dodatkowo znalazły swój zapis sedymentologiczny w osadach jezior tatrzańskich. Na przykład powódź w roku 1934, zapisana w postaci warstwy minerogenicznej w Morskim Oku, została precyzyjnie wydatowana za pomocą radioizotopu ^{210}Pb (ryc. 11).

Szukanie analogii pomiędzy zmiennością warunków termiczno-opadowych w Polsce w okresie małej epoki lodowej w świetle danych historycznych, z warunkami w Tatrach jest zawodne. Okazało się, że nie można znaleźć paraleli pomiędzy klimatem Polski niżowej i obszaru górskiego. Po pierwsze, dlatego, że ilość zapisków pogodowych dla gór jest niewielka w porównaniu z zapiskami dla reszty Polski, a po drugie – masywy górskie Europy środkowej mają lepszą telekoneksję między sobą, niż z obszarami nizinnymi i wyżynnymi. Dlatego w pracy odtwarzającej warunki klimatyczne Polski w okresie 1501–1840 słusznie pominięto Karpaty i Sudety (Przybylak i inni 2004). Pobieżne porównanie danych dla Polski i Tatr uzasadnia ten pogląd. Na przykład w Polsce w latach 1810–1820 wystąpiły dodatnie anomalie termiczne na poziomie $+0,4^{\circ}\text{C}$ w stosunku do odpowiednich temperatur średnich dla miesięcy VI–VIII z okresu 1901–1960. W tym czasie w Tatrach zaznaczyło się głębokie oziębienie ze słynną powodzią w roku 1813 (por. opis pogody wg G. Wahlenberga zamieszczony wcześniej w tej pracy).

Podobne odniesienie do obszarów położonych na południe od łuku Karpat również pokazuje, że istniał inny rytm zdarzeń meteorologicznych i hydrologicznych. Zestawienie zdarzeń ekstremalnych za okres między 1650 i 1849 rokiem dla Moraw (okolice Mikulova na południe od Brna, a zawartych w urzędowych raportach pokazują, że nie było zbieżności czasowej zjawisk powodziowych w tym obszarze i w Karpatach. Nawet największa powódź zanotowana na rozległych obszarach Europy środkowej w roku 1813 nie została zarejestrowana na Morawach (Brázdil i in. 2003). Można natomiast dostrzec zbieżność zdarzeń ekstremalnych w Tatrach i Sudetach, w masywie Hrubego Jesenika, zwłaszcza w okresie 1897–1906 (Klimek i in. 2003).



Ryc. 13. Katastrofalne opady i powodzie w Tatrach i kotlinach podtatrzańskich (T-K), spływy gruzowe w głębi Tatr Wysokich – w dolinach Morskiego Oka (MO), Pańszczycy (P), Zielonego Stawu Kieżmarskiego (ZP) i Czarnego Stawu Gąsienicowego (CS). Wyróżnione okresy formowania spływów gruzowych są oparte o datowania lichenometryczne dla ostatnich 200 lat, a okresy ekstremalnych powodzi i opadów (T-K) na podstawie dokumentów historycznych. CV – okresy ochłodzenia na półkuli północnej wyrażone poprzez anomalie średnich gęstości przyrostu słoików drzew w lasach borealnych (Briffa 2000, Briffa i in. 1998)

Catastrophic floods and rainfalls in the Tatra Mountains and adjacent basins according to historical notes and documents (T-K), debris flows inside the High Tatra Mountains – Morskie Oko valley (MO); Pańszczyca valley (P); Zielony Staw Kieżmarski valley (ZP) and Czarny Staw Gąsienicowy Valley (CS). Periods of debris flow activity are based on lichenometric dating for the last 200 years; CV – hemispheric cooling based on normalized mean tree ring density anomaly of the northern boreal forest (Briffa 2000, Briffa et al. 1998)

Wielkie powodzie w Karpatach (a więc i Tatrach) nawiązywały do globalnych zmian klimatu. Okresy najgłębszych ochłodzeń na półkuli północnej zrekonstruowane poprzez anomalie średnich gęstości przyrostów słoików drzew w lasach borealnych (Briffa i in. 1998) są zbieżne z opisanymi największymi powodziąmi w Tatrach. Depresje termiczne były spowodowane wielkimi erupcjami wulkanicznymi w skali globalnej, które powodowały globalne oziębnienie w okresie wegetacyjnym w roku erupcji oraz przez kilka kolejnych lat. Działo się tak po wybuchach eksplozywnych wulkanów, które wprowadzały do atmosfery wielkie ilości pyłów określone wskaźnikiem eksplozywności wulkanicznej (VEI) rzędu 6–7 (Briffa 2000). Istniała więc bezpośrednia relacja pomiędzy wulkanizmem, dramatycznym spadkiem temperatury lata i wysokimi opadami atmosferycznymi. Wulkanizm miał istotny wpływ na kształtowanie wielkich zmian w środowisku przyrodniczym. Po wybuchu wulkanu Tambora w roku 1815 nastąpił „rok bez lata” (*the year without summer*). Podobnie było w przypadku innych wielkich erupcji wulkanicznych. Przez kilka kolejnych lat po takich wydarzeniach następowały okresy globalnych ochłodzeń, np. Kuwae AD 1453, Huaynaputina AD 1600, Krakatau 1883, Pinatubo AD 1991 (Zielinski 2000). Katastrofalne powodzie w Tatrach i na ich przedpolu w okresie małej epoki lodowej występowały w latach, gdy miały miejsce największe ochłodzenia klimatyczne na północnej półkuli. Były to lata 1662, 1713, 1813, 1882 (ryc. 13).

6. ODDZIAŁYWANIE CZŁOWIEKA NA ŚRODOWISKO PRZYRODNICZE TATR A EFEKTYWNOŚĆ PROCESÓW RZEZBOTWÓRCZYCH

Pomimo tego, że człowiek wkroczył w Tatry stosunkowo późno i nie znajdował w nich warunków dla stałego przebywania, to jego oddziaływanie na przyrodę było znaczące, szczególnie podczas małej epoki lodowej. Istniały różne formy niszczącego wpływu na środowisko biotyczne i abiotyczne. Wśród najważniejszych oddziaływań należy wymienić górnictwo, hutnictwo i pasterstwo. Od pierwszej połowy XII wieku odwiedzali Tatry poszukiwacze skarbów. Od XV wieku szukano szlachetnych kruszców a główny okres prac górniczych przypadał na XVII i XVIII wiek (Paryscy 1995; Szaflarski 1972). Prace górnicze zakończono w połowie XIX wieku i wtedy też zamknięto ostatnie zakłady hutnicze. Główny okres eksploatacji górniczej pokrywa się z pogorszeniem klimatycznym. Konsekwencją pogorszenia warunków klimatycznych zwłaszcza w okresie wegetacji roślin były słabe zbiory, choroby roślin (np. zaraza ziemniaczana w Galicji) i z tym związane kryzysy żywnościowe, łącznie z głodem na Podhalu. Kryzys żywnościowy dotyczył wielu obszarów na półkuli północnej, zwłaszcza krajów europejskich (Bur-

rough 1997), ale szczególnie dotknął ludzi mieszkających na pograniczu stref i pionowych pięter przyrodniczych. Zdaniem H. Maruszczaka (1986) pogranicza pięter reagują nawet na stosunkowo niewielkie odchylenia od normalnych wskaźników klimatycznych. Mieszkańcy Podtatrza szukali ratunku karczując lasy niższych pięter Tatr w celu powiększenia areалу upraw, a inni podejmowali poszukiwania szlachetnych kruszców w głębi gór. Ingerencja w środowisko przyrodnicze nie obejmowała całych Tatr. Wkraczała przede wszystkim do dolin łatwo dostępnych i tych, w których znajdowały się kruszce. Prace górnicze i hutnicza przeróbka surowców wymagały wielkiej ilości drewna. Trzeba więc lasy zarówno w głębi gór jak i w strefie brzeżnej. Naturalne drzewostany w Tatrach zachowały się w miejscach trudno dostępnych. W wieku XVII i XVIII w Tatry wkroczyło pasterstwo i trwało z różnym natężeniem do końca II wojny światowej.

Do terenów poddanych szczególnej antropopresji należał jeden z obszarów objętych badaniami geomorfologicznymi, tj. górna część Doliny Białej Wody Kieźmarskiej, Dolina Białych Stawów i Przednich Koperszadów. W Miedzianej Kotlinie eksploatowano rudy miedzi w sposób prymitywny nawet na stokach skalnych Małego Kieźmarskiego Szczytu i Łomnicy. Wnętrze gór odwiedzali również zielarze szukając środków na różne dolegliwości zdrowotne, ale najbardziej uciążliwa dla roślinności Tatr Wysokich była produkcja olejków eterycznych z kosodrzewiny metodą destylacji. W roku 1897 doszło nawet do produkcji na skalę nieomal przemysłową, gdy władze miasta Kieźmark udzieliły zgody na eksploatację kosodrzewiny w Dolinie Białej Wody Kieźmarskiej. Koncesję dość szybko cofnięto, ale produkcja była prowadzona jeszcze w roku 1904 (Gaspar 2002). Zniszczenia w kosodrzewinie były ogromne, a skutki widoczne przez długi czas w XX wieku (Goetel 1962). Fotografia wykonana przez W. Eliasza w roku 1891 (fot. 8) dobrze ilustruje to zjawisko. Widać na niej zaledwie nieliczne drobne płyty kosówki. Zdjęcie wykonane po 110 latach (fot. 9) przez L. Kolondrę pokazuje, że następuje ponowna, ale i powolna sukcesja. Nie jest to proces jednokierunkowy, gdyż naturalne procesy morfogenetyczne, głównie spływy gruzowe, przeciwdziałają pełnemu utrwaleniu powierzchni stożka napływowego ponad Zielonym Stawem Kieźmarskim. Stabilizująca rola kosodrzewiny na stokach gruzowych jest niezwykle ważna. Chroni powierzchnie stoków przed spłukiwaniem i powolnym pełnieniem pokryw, ogranicza niszczące oddziaływanie lawin na zbiorowiska roślinne. Dlatego W. Eliaz (1874), nazywał ją "zabezpieczeniem życia". Katastrofalne procesy geomorfologiczne są w stanie skutecznie niszczyć kosodrzewinę. Skutki współczesnych wpływów gruzowych formowanych w Tatrach Wysokich podczas katastrofalnych opadów w latach 1973, 1997, a ostatnio w lecie 2001 i 2002 pokazały, że

wzdłuż torów spływów może nastąpić całkowite usunięcie kosodrzewiny, wycięcie rynien erozyjnych, oraz zasypywanie gruzem (fot. 4 i 9). Jednak szorstkość stoków pokrytych kosodrzewiną powoduje rozpraszanie energii medium wodno-gruzowego i zmniejsza efekt niszczący spływów gruzowych. W cyрку polodowcowym Czarnego Stawu Gąsienicowego stwierdzono, że stare szlaki spływów gruzowych uformowanych w drugiej połowie XIX wieku, tj. w końcowej fazie małej epoki lodowej, osiągały znacznie większe rozmiary niż szlaki współczesne; szerokości od 10 do 20 m i liczny w nich był udział frakcji blokowej o osiach długich powyżej 100 cm. W XX wiecznych spływach szerokość szlaków nie przekraczała 10 m i mniejsza była frakcja materiału budującego wały i języki gruzowe (Kotarba 1992). Zdolność transportowa wód burzowych w przeszłości była większa niż obecnie, a frakcja blokowa w starych spływach mówi o większej kompetencji tych wód. Analiza starych i współczesnych szlaków spływów gruzowych w słowackiej części Tatr skłoniła R. Midriaka (1985) do wyrażenia poglądu, że w przeszłości, w warunkach surowszego reżimu klimatycznego formy były większe, dłuższe i koncentrowały się przede wszystkim w wyraźnych, głębokich żlebach rozczłonkowujących ściany skalne oraz sięgały znacznie niżej niż obecnie. Wielkość materiału uczestniczącego w transporcie wodnym na stokach jest pośrednią miarą relatywnie większego natężenia zjawisk hydrologicznych w przeszłości, ale może również wskazywać, że zwiększone efekty erozyjne w niektórych dolinach tatrzańskich w małej epoce lodowej były również uwarunkowane większą podatnością na procesy geomorfologiczne spowodowaną brakiem stabilizującej pokrywy kosodrzewinowej.

7. PODSUMOWANIE

Termin „tatrzańska mała epoka lodowa” jest w niniejszej pracy stosowany dla okresu uważanego na świecie za ważne, globalne wahnięcie klimatyczne w ostatnim tysiącleciu ale i w skali holocenu, które odcisnęło swoje specyficzne piętno na przyrodę wysokogórskiego masywu Tatr. Zarówno czas trwania jak i charakter przemian w środowisku abiotycznym Tatr różnią się od pojęcia MEL wypracowanego na gruncie glaciologii. W Tatrach nie wystąpił okres neoglacjalny opisywany w różnych zlodowaconych górach półkuli północnej. Nie ma przekonujących dowodów by sądzić, że zlodowacenie późnovistuliańskie przetrwało do ostatniego tysiąclecia, nawet wtedy gdy mamy argumenty za istnieniem w MEL znacznie większych rozmiarów pól firnowo-lodowych zwanych lodowczykami. Brak również argumentów za przyjęciem poglądu, że w MEL nastąpiło uaktywnienie lodowców gruzowych tj. form diagnostycznych wskazujących na istnienie rozległego zlodowacenia podziemnego.

Mała epoka lodowa w Tatrach wyraziła się poprzez pogorszenie klimatu, charakteryzujące się występowaniem częstych chłodnych i wilgotnych okresów letnich. Można również uznać, że zimy były wyjątkowo surowe chociaż nie wszystkie. Nie był to jeden okres pogorszenia klimatu, bo występowały znaczne fluktuacje z roku na rok, o czym świadczą źródła narracyjne. Ekstremalne zdarzenia hydrometeorologiczne grupowały się w pewnych okresach. Można mówić o tzw. klasteringu anomalii pogodowych i będących ich konsekwencją klęsk żywiołowych. Były również okresy, podczas których temperatury okresu wegetacyjnego były podobne jak w czasach obecnych.

Na podstawie danych paleolimnologicznych przyjęto w tej pracy pogląd, że tatrzańska MEL rozpoczęła się około AD 1400, a więc nieco wcześniej niż podają inne, głównie glaciologiczne lub paleoklimatyczne prace z innych obszarów wysokogórskich Europy. W wielu opracowaniach naukowych z zakresu glaciologii dokumentuje się pogląd, że MEL rozpoczęła się dopiero od AD 1515±50. Argumenty paleolimnologiczne wynikają z analizy zapisu sedymentologicznego w jeziorach tatrzańskich, a w szczególności w Morskim Oku. Początek okresu wzmożonej sedymentacji osadów minerogenicznych transportowanych ze stoków i składanych w misach jeziornych wydatowano na początek XV wieku, a jego koniec przypada na drugą dekadę XX wieku. Granicę zakończenia niestabilności klimatycznej MEL w głębi Tatr wydatowano na podstawie struktur sedymentacyjnych na rok 1859, jednak trwała w latach następnych, choć z mniejszą wyrazistością i zakończyła się dopiero około roku 1925. Wskazują na to nie tylko datowane radioizotopowo osady jeziorne, ale również datowane lichenometrycznie, reliktowe formy rzeźby utworzone podczas ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych.

Poważne powodzie na bezpośrednim przedpolu Tatr miały swój początek w głębi gór, ale największe ich skutki dokumentowano poza górami. Dokumenty historyczne pozwalają wyróżnić półwiecze AD 1850–1900, jako okres o największej ilości anomalii pogodowych w skali ostatnich 400 lat. Okres AD 1700–1750 również zaznaczył się zwiększoną ilością powodzi i ekstremalnych opadów atmosferycznych w półroczach ciepłych.

Studia geomorfologicznych skutków ekstremów pogodowych w głębi gór nie pozwoliły na wyróżnienie wyraźnych faz pogorszenia klimatycznego w okresie ostatnich 200 lat. Datowane lichenometrycznie osady spływów gruzowych, które są uważane za skutki intensywnych opadów typu konwekcyjnego, analizowane w czterech obszarach testowych na terenie Tatr Wysokich, dokumentują pogląd mówiący, że aluwiacja stoków w poszczególnych dolinach miała swój indywidualny przebieg, a tylko najbardziej ka-

tastrofalne powodzie w Tatrach i na Podtatrzu były synchroniczne z największymi ochłodzeniami klimatycznymi na półkuli północnej.

Trudny do wycenienia jest niszczący wpływ oddziaływania człowieka na środowisko przyrodnicze Tatr podczas MEL. Nie da się ocenić w jakim stopniu powszechne karczowanie lasów po północnej i południowej stronie gór, z uwagi na potrzeby górnictwa i hutnictwa oraz trzebieenie kosodrzewiny przez pasterstwo i dla celów lokalnego przemysłu, spowodowało intensyfikację erozji gleb poprzez splukiwanie i splęzywanie. Istnieją przesłanki by sądzić, że wpływ antropopresji na środowisko tatrzańskie zwielokrotnił naturalne procesy podczas małej epoki lodowej.

LITERATURA

- Ballantyne C.K., 1986, *Landslides and slope failures in Scotland: a review*, Scottish Geographical Magazine, 107, s. 84–98.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., Wachniew P., 1993, *Young Holocene lacustrine sediments of the Morskie Oko Lake in the High Tatra and their dating by use ^{210}Pb and ^{14}C radioisotopes*, [w:] A. Kotarba (red.), *Z badań fizyczno-geograficznych w Tatrach*, Dokumentacja Geograficzna IG I PZ PAN, 4–5, s. 45–61.
- Berdau F., 1855, *Wycieczka botaniczna w Tatry, odbyta w r. 1854*, Bibl. Warszawska, t. III.
- Bergthórsson P., 1985, *Sensitivity of Icelandic agriculture to climatic variations*, Climatic Change, 7, s. 111–127.
- Bradley R.S., Briffa K.R., Cole J., Huges M.K., Osborn T.J., 2003, *The Climate of the Last Millenium*, [w:] *Paleoclimate, Global Change and the Future*, Global Change – The IGBP Series, Springer, s. 105–141.
- Bradley R.S., Jones P.D., 1992, *When was the “Little Ice Age”?* Proceedings of the International Symposium on the Little Ice Age Climate. Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, 1992, 1–4.
- Brazdil R., Valasek H., Svitak Z., 2003, *Meteorological and hydrological extremes in the Dietrichstein domains of Dolni Kounice and Mikulov between 1650 and 1849 according to official economic records on natural disasters*, Geografický časopis, 55, 4, s. 325–353.
- Briffa K.R., 2000, *Annual climate variability in the Holocene: interpreting the message of ancient trees*, Quaternary Science Reviews, 19, s. 87–105.
- Briffa K.R., Jones P.D., Schweingruber F.H., Osborn T.J., 1998, *Influence of volcanic eruption on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years*, Nature, 393, s. 450–455.
- Burroughs W. J., 1997, *Does the weather really mather?* Cambridge University Press, polskie wyd, Amber Sp. z.oo. 1998.
- Cichocki W., Siarzewski W., 1998, *Rozwój wiedzy o przyrodzie Tatr do początku XIX wieku*, Zeszyty Staszicowskie, I, s. 43–67.

- Diaz H.F., Bradley R.S., 1997, *Temperature variations during the last century at high elevation sites*, Climatic Change, 36, 3–4, s. 253–279.
- Elias W., 1874, *Szkice z podróży w Tatry*, Poznań-Kraków.
- Ferber T., 2002, *The age and origin of talus cones in the light of lichenometric research. The Skalnisty and Zielony talus cones, High Tatra Mountains, Poland*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 36, s. 77–90.
- Flynn W.W., 1968, *The determination of low-levels of polonium-210 in environmental materials*, Analytica Chemica Acta, 43, s. 221–227.
- Gardner J., 1970, *Geomorphic significance of avalanches in the Lake Louise area, Alberta, Canada*, Arctic and Alpine Research, 2, s. 135–144.
- Gaspar J., 2002, *Tatry, stare pohľadnice rozprávajú, świadectwo dawnych widoków*, Poprad.
- Generisch C., 1807, *Reise in die Karpathen mit vorzüglicher Rücksicht auf das Tatra Gebirge*, Neue Beiträge zur Topographie und Statistik des Königreichs Ungarn, Wien-Triest.
- Goetel W., 1962, *Dzieje realizacji Tatrzańskiego Parku Narodowego*, [w:] W. Szafer (red.), *Tatrzański Park Narodowy*, Kraków, s. 592–626.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986, *Zarys sedimentologii*, Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Gray J.T., 1973, *Geomorphic effect of avalanches and rock-falls on steep mountain slopes in the central Yukon Territory*, [w:] *Research in Polar Alpine Geomorphology*, eds. B.D. Fahey & R.D. Thomson, Norwich, Geobooks, s. 107–117.
- Gustawicz B., 1883, *Pomiary tatrzańskie*, Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiego. Kraków.
- Haeberli W., Hoelzle M., 1995, *Application of inventory data for estimating characteristics of regional climate-change effect on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps*, Annales of Glaciology, 21, s. 20–212.
- Innes J.L., 1983, *Debris flows*, Progress in Physical Geography, 7, s. 469–501.
- Jania J., 1997, *The problem of Holocene glacier and snow patches fluctuations in the Tatra Mountains: a short report*, Glacier fluctuations during the Holocene, Strasbourg, s. 85–93.
- Jones P.D., Bradley R.S., 1992, *Climatic variation over the last 500 years, summary*, Climate Since A.D. 1500, Routledge, s. 649–665.
- Klimaszewski M., 1981, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa.
- Klimek K., Malik , Owczarek P., Zygmunt E., 2003, *Historical flood evidence using geomorphological and dendrochronological records. Sudetes Mountains, Central Europe*, [w:] *Palaeofloods, Historical Floods and Climatic Variability: Application in Flood Risk Assessment*, Proceedings of the PHEFRA Workshop, Barcelona 16–19th October 2002, s. 61–65.
- Kolbuszewski J. (red.), 1977, *Osobliwości i sensacje tatrzańskie*, Wyd. Literackie, Kraków.

- Kotarba A., 1988, *Lichenometria i jej zastosowanie w badaniach geomorfologicznych w Tatrach*, Wszechświat, 89, 1, s. 13–15.
- 1991, *On the ages and magnitude of debris flows in the Polish Tatra Mountains*, Bulletin of the Polish Academy of Sciences, 39, 2, s. 129–135.
 - 1992, *Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych*, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, Prace Geograficzne IG i PZ PAN, 155, s. 191–208.
 - 1995, *Rapid mass wasting over the last 500 years in the High Tatra Mountains*, Quaestiones Geographicae, Special 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.
 - 2001, *Lichenometryczne oznaczanie wieku form rzeźby wysokogórskiej*, Prace Geograficzne IG i PZ PAN, 79, s. 197–208.
 - 2002, *Współczesne przemiany przyrody nieożywionej w Tatrzańskim Parku Narodowym*, [w:] W. Borowiec (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Kraków-Zakopane, s. 13–19.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*, Geographical Studies, Special issue, 3, Wrocław, 106 ss.
- Kotarba A., Łokas E., Wachniew P., 2002, *^{210}Pb dating of young Holocene sediments in high-mountain lakes of the Tatra Mountains*, Geochronometria, 21, s. 197–208.
- 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.
- Kotarba A., Stromquist L., 1984, *Transport, sorting and deposition processes of alpine debris slope deposits in the Polish Tatra Mountains*, Geografiska Annaler, 66A, s. 285–294.
- Książkiewicz M., 1959, *Geologia dynamiczna*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Lamb H.H., 1969, *World survey of climatology*, Elsevier, New York, s. 173–249.
- 1977, *Climate: present, Past and future*, 2, Methuen, London.
- Lockwood J.G., 2001, *Abrupt and sudden climatic transitions and fluctuations: a review*, International Journal of Climatology, 21, s. 1153–1179.
- Lowell T.V., 2000, *As climate changes, so do glaciers*, Proceedings of the National Academy of Science USA, 97, s. 1351–1354.
- Luckman B.H., 1975, *Drop stones resulting from snow-avalanche deposition on lake ice*, Journal of Glaciology, 14, 70, s. 186–188.
- 1977, *The geomorphic activity of snow avalanches*, Geografiska Annaler, 59A, s. 31–48.
 - 2004, *Neoglaciation*, [w:] *Encyclopedia of geomorphology*, vol. 2, Routledge Ltd, s. 711–713.
- Lukniš M., 1973, *Relief Vysokych Tatier a ich predpolia*, VEDA, Bratislava.

- Mann M.E., Bradley R.S., Huges M.K., 2000, *Long-term variability in the El Niño Southern Oscillation and associated teleconnection*, [w:] *El Niño and the Southern Oscillation*, Multiscale Variability and Global and Regional Impacts. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K, s. 357–412.
- Maruszczak H., 1986, *Tendencje sekularne i zjawiska ekstremalne w rozwoju rzeźby małopolskich wyżyn lessowych w czasach historycznych*, Czasopismo Geograficzne, LVII, 2, s. 271–282.
- 1991, *Tendencje zmian klimatu w ostatnim tysiącleciu*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski, środowisko przyrodnicze*, PWN, s. 182–190.
- Matthes F., 1939, *Report of Committee on Glaciers*, Transactions American Geophysical Union, 20, s. 518–523.
- Midriak R., 1985, *Debris flows and their occurrence in the Czechoslovak high-mountain West Carpathians*, [w:] Proceedings International Symposium on Erosion, Debris Flow and Disaster Prevention, September 3–5, 1985, Tsukuba, Japan, s. 175–180.
- Niedźwiedz T., 1993, *Long-term variability of Murray-Lewis circulation indices (P, S, C, M) in Southern Poland*, [w:] *Global warming and contemporary climatic changes in Poland*, International Conference Szczecin, The University (31 May – 1 June 1993), Wyd. Nauk. Uniw. Szczecin.
- 1999, *Rainfall characteristics in Southern Poland during the severe flooding events of July 1997*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 33, s. 5–25.
- Obrębska-Starkłowa B., Trepińska J., Niedźwiedz T., Bednarz Z., 1996, *Trendy zmian klimatycznych w Tatrach Polskich*, [w:] *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek*, 1, Nauki o Ziemi, Kraków-Zakopane, s. 168–170.
- Paryscy Z. i W., 1995, *Wielka encyklopedia tatrzańska*. Wydawnictwo Górskie, Poronin.
- Pfister C., Brazdil R., Barriendos M., 2002, *Reconstructing past climate and natural disasters in Europe using documentary evidence*, PAGES News, 10, 3, Dec. 2002, s. 6–8.
- Porter S.C., 1986, *Pattern and forcing of Northern Hemisphere glacier variation during the last millennium*, Quaternary Research, 26, s. 27–48.
- Preiss N., Meliers M.A., Pourchet M., 1996, *A compilation of data on lead 210 concentration in surface air and fluxes at the air-surface and water-sediment interfaces*, Journal of Geophysical Research, 101, s. 28, 784–862.
- Przybylak R., Wójcik G., Marciniak K., Chorażyczewski W., Nowosad W., Oliński P., Syta K., 2004, *Zmienność warunków termiczno-opadowych w Polsce w okresie 1501–1840 w świetle danych historycznych*, Przegląd Geograficzny, 76, 1, s. 5–31.
- Rapp A., 1959, *Avalanche boulder tongues in Lapland*, Geografiska Annaler, 41, s. 34–48.
- Siemionow A., 1992, *To i owo o Tatrach, Tom 1. Ciekawostki fizjograficzne z dziedziny ekstremaliów morfologicznych i geologicznych, zjawisk meteorologicznych, optycznych, flory i fauny Tatir*, Biblioteka Tatrzańsko-Zakopiańska z kozicą, seria I, 160 ss.

- Starkel L., 2002, *Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems)*, Quaternary International, 91, s. 25–32.
- Staszic S., 1815, *O ziemiorodztwie Karpatów i innych gór i równin Polski, (1915) w Drukarni Rządowej*, Druk Wyd. Geologiczne, 1955.
- Stolarczyk J., 1915, *Kronika parafii zakopiańskiej (1848–1890)*, Druk W.L. Anczyca i sp., Kraków, przedruk 1984.
- Szaflarski J., 1972, *Poznanie Tatr, szkice z rozwoju wiedzy o Tatrach do połowy XIX wieku*, Wyd. Sport i Turystyka, Warszawa.
- van Geel B., Renssen H., 1998, *Abrupt climatic change around 2,650 BP in North-West Europe: Evidence for climatic teleconnections and a tentative explanation*, [w:] *Water, environment and society in times of climatic change*, Kluwer Acad. Publishers, s. 21–41.
- Wachniew P., 1992, *Wyznaczanie aktywności ^{210}Pb w osadach jeziornych*, Raport INT 259/I, Kraków, s. 28.
- Wanner H., Holzhauser H., Pfister C., Zumbuhl H.J., 2000, *Interannual to century scale climate variability in the European Alps*, Erdkunde, 54, s. 62–69.
- Wanner H., Pfister C., Brazdil R., Frich P., Frydendahl K., Jonsson T., Kington J., Lamb H.H., Rosenort S., Wishman E., 1995, *Wintertime European circulation patterns during Late Maunder Minimum cooling period (1675–1704)*, Theoretical and Applied Climatology, 51, s. 167–175.
- Zielinski G.A., 2000, *Use of paleo-records in determining variability within the volcanism-climate system*, Quaternary Science Review, 19, s. 417–438.
- Ziętara T., 1968, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów*, Prace Geograficzne IG PAN, 60, 116 ss.

GEOMORPHIC EVENTS IN THE HIGH TATRA MOUNTAINS DURING THE LITTLE ICE AGE

Summary

The age of landforms produced by extreme geomorphic events, such as rockfall/rockslide, debris flow and avalanching is subject to debate. In high mountain environment of the Tatras granodiorite landforms are recognized and dated. Study areas are located in cryogenic belt above the upper timberline, within glacial valleys of the Rybi Potok (MO, CSR), Zelene pleso (ZP), Sucha Woda (CS) and Pańszczyca (P), both on the Polish and Slovak territories (Fig. 2). The aggregated lichen species *Rhizocarpon* agg., one of the more commonly used groups in lichenometry, was employed. Rockwall/rocky slopes and taluses activity during the last 500 years were taken into consideration. In case when talus slope terminates downslope in lakes, extreme geomorphic events are supplementary dated due to lacustrine sediment analysis and dating by use radioisotopes ^{210}Pb and ^{14}C . „Time windows” of rockfall, debris flow and snow avalanching were established as a source of proxy climatic information. Historical records concerning extreme floods on the direct foreland of the mountains have been collected since AD 1600 (Fig. 1).

The main conclusion which comes from field investigation suggests that climate deterioration was characterised by cold winters and wet summers. Climate was particularly conducive to release of rock by freeze-thaw activity, and accelerating rock wall collapse. The frequency of storms and floods increased substantially in certain time spans of the LIA (Fig. 1). Since AD 1500 to 1650 rockfall/rockside activity was relatively low in the Dolina Zeleneho plesa valley. The period AD 1676–1900 may be interpreted as the main phase of such activity with the culmination between AD 1850–1900. These processes were controlled both by climatic factors (Maunder Minimum) and tectonic (earthquakes) (Fig. 10).

Hillslope debris flows, which were not topographically constrained in talus slopes, are characterised by erosion in upslope section, debris levees and gullies in the mid-slope section, and terminate in debris lobes or cones at the base of slopes. Lichenometric dating was conducted on these features. The frequency of flow events varies greatly from area to area, but dated debris flow sediments suggest that majority of substantial tracks were triggered by intense rainstorms during the final phase of LIA, i.e. in the period AD 1800–1870. In some localities very high debris flow activity is documented for the period AD 1880–1900 (Photo 1, fig. 13).

The most catastrophic floods and rainfalls in the Tatras and adjacent basins recognised on the base of historical notes and documents fits well with major volcanic eruptions. Large volcanic injections into the upper atmosphere were responsible for global cooling and synoptic situations typical of wintertime occurring in summer and early autumn (Fig. 1, and 13).

Snow avalanches have played a major role in modifying talus slopes. Most avalanche modification of taluses was limited to a small number of favourable sites, which depend on rockwall topography. The most important geomorphic role is in eroding debris from the upper parts of talus slopes, redistribution in the middle part and deposition at the bases of the slopes. As they are topographically constrained, their tracks are always in similar position. As a result of dirty snow activity at the base of slope, older debris material was buried under younger one. Thus, Little Ice Age deposits are fossilised by post-LIA depositional landforms. For this reason reconstruction of past avalanche events is impossible (Fig. 3, 4, 5, photos 4a, b and c). Only drop stones in lacustrine sediments correlated with the LIA testify accelerated avalanche activity (Fig. 11).

Signal of past debris flow activity is well recorded in lacustrine sediments of high-mountain lakes in the case when sediment transfer model consists only three internal transfers: rockwall – talus slope – lake basin. One example of such system exists around the Morskie Oko Lake (Photo 1, 2). Sediment type analysis of cores show sharp inorganic individual layers horizontally interbedded within gyttja. Silty and clayey (or sandy) material was introduced to the lake by extreme debris flow events, while gyttja is characteristic for stable periods. Deposition of minerogenic structures, documents debris flow activity on talus slopes being in direct contact with the lake. Therefore, taking into consideration lacustrine sediment type and its age one could conclude that period AD 1400 to 1857 represents main climate deterioration of the LIA in the Tatra Mountains. Less frequent extreme events were recorded in the lake till ca. AD 1925 (Fig. 11).

In contrary to Morskie Oko lake system, within the Zelene pleso Lake direct minerogenic sediment supply to the lake from debris flows does not exist during the last 150 years. Sediment transfer model in this system contains five internal transfers: rockwall – talus slope – talus foot – valley floor – lake basin. Sediment delivery to the lake is connected first of all with fluvial and „glacifluvial” transportation of minerogenic material from relatively small glacieret in hanging valley. Braided stream system existing on alluvial cone supply the lake with sediments. The waters acting periodically on the cone could be classified as glacifluvial, only sporadically supplemented by waters triggering debris flows on talus slopes during extreme hydrometeorological summer events. Thus, extreme debris flow events in the upper section of the valley were not able to introduce coarser (sandy) sediments to the lake (Fig. 12). Signal of debris flow activity do not exist in the lake, however significant relation between precipitation regime and sedimentation rate is observed. Maximum accumulation rate corresponds to period AD 1905–1910. In another localities, debris flow landforms on talus slopes were very frequent at that time span both in the Polish and Slovak part of the High Tatra Mountains.

Adres autora:

Adam Kotarba

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn w Krakowie, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN,

ul. Św. Jana 22, 31–018 Kraków

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



Tadeusz Niedźwiedź

REKONSTRUKCJA WARUNKÓW TERMICZNYCH LATA W TATRACH OD 1550 ROKU

1. WSTĘP

W niniejszym opracowaniu podjęto próbę rekonstrukcji warunków klimatycznych panujących w Tatrach w latach 1550–2004. Ograniczono się do temperatury powietrza w lecie (VI–VIII). Możliwe jest także podjęcie w przyszłości próby oceny opadów lata, ale może to być ocena bardzo przybliżona. Najtrudniejsza jest rekonstrukcja temperatury zimy oraz liczby dni z pokrywą śnieżną.

Przebieg temperatury lata w Tatrach, z uwzględnieniem okresu małej epoki lodowej, przedstawiono na tle danych dla Alp i Europy. Do niedawna zachodzące zmiany klimatu odbywały się niemal wyłącznie pod wpływem czynników naturalnych (Boryczka 1993), natomiast w ostatnich czasach odczuwa się coraz silniej oddziaływanie człowieka na klimat, co przejawia się we wzmożonym efekcie cieplarnianym (Bednarz i in. 1994; Obrębska-Starkel, Starkel 1991; IPCC 2001), poszerzaniu się miejskich wysp ciepła, czy wpływie sztucznych zbiorników wodnych na klimat lokalny. W Polsce jednym z miejsc, gdzie wpływy antropogeniczne na klimat są najmniejsze, jest obszar Tatr. Z tego względu jest to teren wzorcowy o nie zaburzonych warunkach klimatycznych, który nadaje się do porównań z obszarami, gdzie zachodzą zmiany klimatu wywołane przez czynniki antropogeniczne (Beniston 1994; Lorenc 1994).

Klimat jest najbardziej dynamicznym elementem środowiska geograficznego Tatr, oddziałującym zarówno na procesy hydrologiczne, geomorfologiczne (Kłapa 1980; Kotarba i in. 1987; Kotarba 1995, 1998, 2004; Starkel 1996, 1999) i glebowe (związane są z przyrodą nieożywioną), jak i na świat roślin i zwierząt. Jednak wiele dotychczasowych opracowań klimatu dotyczących tego terenu zawiera standardowe charakterystyki zróżnicowania przestrzennego, natomiast za mało uwagi poświęca zmienności wieloletniej klimatu Tatr. Do wykonania opracowania za okres pomiarów instrumentalnych zostały wykorzystane wszystkie dostępne materiały zwłaszcza publikowane,

w tym w monografiach J. Michalczewskiego (1955), M. Orlicza (1962), M. Hessa (1965, 1974, 1996), M. Končeka (1974), oraz własne wyniki badań autora (Niedźwiedź 1992, 1995a, b; Obrębska-Starkel i in. 1995; Paszyński, Niedźwiedź 1999). Przedstawiona charakterystyka zmian temperatury lata w Tatrach w latach 1550–2004 uwzględnia obok dotychczasowych wiadomości, także rekonstrukcje dendroklimatyczne (Zielski, Krapiec 2004) sięgające małej epoki lodowej (Bednarz 1976, 1984, 1996, 2002; Bednarz i in. 1994, 1998–1999; Bednarz, Trepieńska 1992; Feliksik 1972; Kaczka 2004; Opała 2004; Schweingruber i in. 1979).

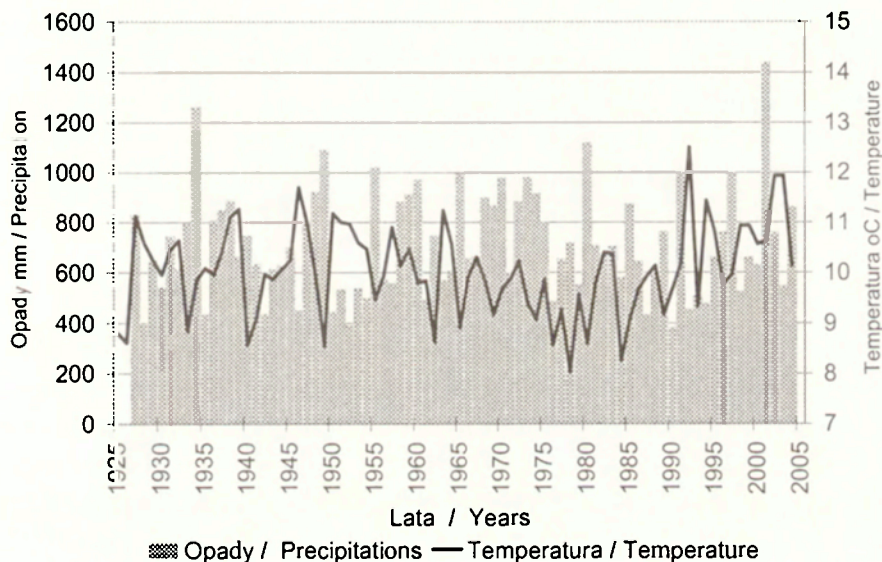
Ostatnio coraz więcej uwagi poświęca się rekonstrukcji klimatu na dużych obszarach kuli ziemskiej (Bradley 1994; Briffa i in. 1988, 2002a, b; IPCC 2001; Jones, Bradley 1992; Ladurie 1972; Lamb 1977; Luterbacher i in. 2001; Mann i in. 1998; Norton, Palmer 1992; Pfister 1980, 1988, 1992 a, b; Wanner, Pfister 1994) lub w skali regionalnej (Brázdil 1994; Briffa 1992; Hulme 2003; Kożuchowski 1996; Kożuchowski, Marciniak 1987; Limanówka 2001; Lorenc 2000; Manley 1974; Maruszczak 1999; Parker i in. 1992; Przybylak i in. 2004; Sadowski 1991; Trepieńska, Kowanetz 1997). Z obszarów górskich Europy najczęściej opracowań wykonano w Alpach (Auer i in. 1993; Böhm i in. 2001; Brehme 1951; Eckstein, Aniol 1981; Messerli i in. 1978; Pfister 1981; 1999). W badaniach współczesnych zmian klimatu w XX wieku w górach Europy Środkowej (Weber i in. 1997) Tatry zostały potraktowane bardzo pobieżnie poprzez jeden mało czytelny wykres przebiegu temperatury z Łomnicy, a góry z obszaru Polski nie zostały zupełnie uwzględnione. Na dodatek wszystkie wyniki kończyły się na roku 1990. Zbyt mało uwagi poświęcono obszarom górskim także w ostatnim raporcie IPCC (IPCC, 2001).

2. MATERIAŁY I METODA BADAŃ

Seria bezpośrednich pomiarów temperatury lata (VI–VIII) na Hali Gąsienicowej w Tatrach liczy zaledwie 70 lat (1927–1938; 1947–2004). Natomiast seria opadowa jest dłuższa (77 lat) i obejmuje także lata wojenne. Brakuje tylko sum opadów z lata roku 1945.

Średnia temperatura lata (t_l) za 70 lat wynosi dokładnie 10,0°C, co jest charakterystyczną wartością dla granicy lasu (Hess 1965). Odchylenie standardowe wynosi $\sigma = 0,898$, a błąd standardowy estymacji średniej bse = $\pm 0,1$ K. Położenie Hali Gąsienicowej niemal dokładnie na górnej granicy lasu (1520 m n.p.m.) i na granicy piętra klimatycznego chłodnego i bardzo chłodnego (Hess 1965) sprawia, że warunki termiczne tej stacji bardzo dobrze oddają klimat wysokogórskiej części Tatr. Ścisłe zależności temperatury lata od wysokości pozwalają na dobre oszacowanie temperatury lata aż do naj-

wyższych szczytów na podstawie danych z Hali Gąsienicowej. Gradient wysokościowy temperatury lata między Kasprowym Wierchem a Halą Gąsienicową wynosi $-0,71\text{K}/100\text{m}$. Dlatego temperatura lata przy górnej granicy kosodrzewiny (1850 m) szacowana jest na $7,7^{\circ}\text{C}$, na Kasprowym Wierchu (1991 m) obniża się do $6,7^{\circ}\text{C}$, na Świnicy (2301 m) do $4,5^{\circ}\text{C}$ i na Rysach (2499 m) w granicach Polski do $3,0^{\circ}\text{C}$. Na najwyższym szczycie Tatr na Gierlachu (2655 m) temperatura lata jest aż o $8,0\text{K}$ niższa niż na górnej granicy lasu i wynosi zaledwie $2,0^{\circ}\text{C}$.



Ryc. 1. Przebieg temperatury i opadów lata (VI–VIII) na Hali Gąsienicowej w latach 1927–2004 (opad dla roku 1945 oraz temperatura z lat 1939–1946 zrekonstruowane według Zakopanego).

Summer (VI–VIII) temperature and precipitation instrumental series for Hala Gąsienicowa station for 1927–2004 (precipitation for 1945 and temperature for 1939–1946 reconstructed after Zakopane).

Temperatura lata w okresie pomiarów instrumentalnych ulegała dość znacznym wahaniom, od $8,0^{\circ}\text{C}$ w roku 1978 (na Gierlachu zapewne było wtedy tylko 0°C) do $12,5^{\circ}\text{C}$ w roku 1992. Dla całego okresu zaznacza się nieistotny statystycznie trend wzrostowy temperatury o $0,03\text{K}/10$ lat (ryc. 1). Najchłodniejsze były dekady 1971–1980 i 1976–1985 ($9,2^{\circ}\text{C}$), natomiast najcieplejsze było dziesięciolecie 1994–2003 ($10,9^{\circ}\text{C}$). W ciągu 20 lat, od 1985 roku, średnia dekadowa temperatura lata wzrosła aż o $1,6\text{K}$. Inaczej przedstawia się sprawa zmienności średniej rocznej temperatury powietrza wynoszącej $2,4^{\circ}\text{C}$. Zmieniała się ona od $1,0^{\circ}\text{C}$ w roku 1956 i 1980 do $3,8^{\circ}\text{C}$ w roku 1934. Podobnie wysokie średnie roczne ($3,7^{\circ}\text{C}$) zanotowano ostatnio w latach 2000 i 2002.

Przy rekonstrukcji temperatury stosowano wartości zmienne standaryzowane (z), zarówno temperatury lata na Hali Gąsienicowej (t_1), jak i innych wskaźników traktowanych jako zmienne zależne (x) przy analizie regresji i korelacji. Obliczano je z powszechnie stosowanego w statystyce wzoru (Pruchnicki 1987):

$$z_i = (x_i - x_{sr})/\sigma$$

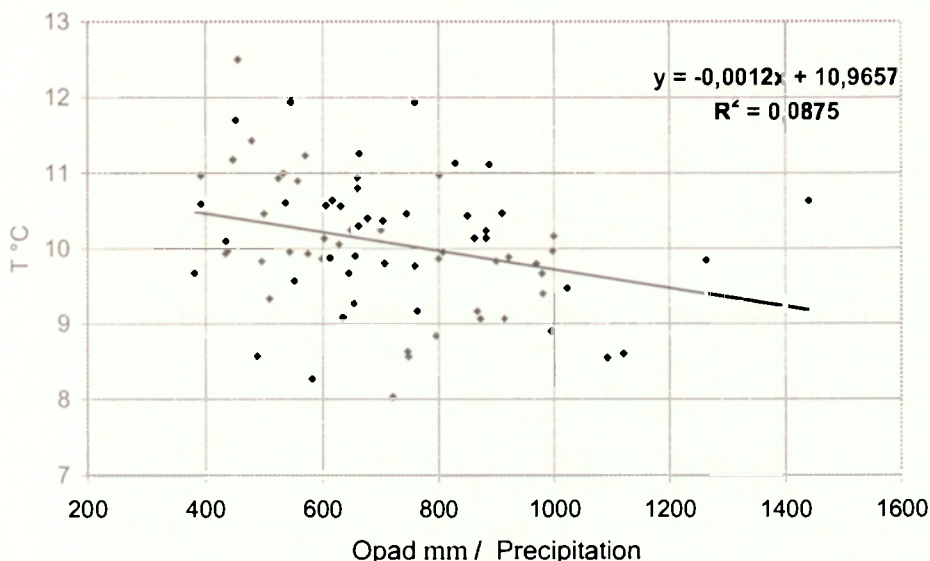
gdzie: x_i – wartość badanej charakterystyki w roku „i”, x_{sr} – średnia arytmetyczna, σ – odchylenie standardowe.

W ten sposób wartości różnych elementów stają się porównywalne i łatwe do interpretacji, gdyż zmienna standaryzowana „ z ” mieści się zazwyczaj w granicach od -3 do $+3$ i wszelkie wartości poza tym przedziałem są albo wyjątkowymi, o ile nie są grubymi błędami pomiarowymi, a sama wartość określa o ile odchylen standardowych dana wartość różni się od średniej przyjętej jako zero. Oczywiście zawsze można dokonać przeliczenia zmiennej standaryzowanej „ z ” na wartości rzeczywiste „ x ” stosując wzór:

$$x_i = z_i \sigma + x_{sr}$$

W niniejszym opracowaniu nie przeprowadzono rekonstrukcji opadów letnich. Wiadomo, że północne stoki Tatr odznaczają się najwyższymi opadami letnimi w Polsce, wynoszącymi średnio na Hali Gąsienicowej 714 mm (średnia za lata 1927–2004, bez roku 1945). Wartość ta jest wyższa od sumy rocznej opadu na większości terytorium Polski. Opady te odznaczają się dużą zmiennością (ryc. 1) od 381 mm w roku 1990 do 1439 mm w roku 2001. Zazwyczaj mokrym okresem letnim odpowiadają lata chłodne. Jednak współczynnik korelacji między tymi charakterystykami jest bardzo niski ($r=0,296$), istotny zaledwie na poziomie 5% (ryc. 2). Zmienność opadów letnich wyjaśnia zaledwie 9% wariancji temperatury powietrza. Lato roku 1980 było rzeczywiście chłodne ($8,5^{\circ}\text{C}$) i mokre (1120 mm). Podobnie lato roku 1949 ($8,5^{\circ}\text{C}$; 1092 mm). Ale na przykład chłodne sezony letnie roku 1984 ($8,3^{\circ}\text{C}$) i 1976 ($8,6^{\circ}\text{C}$) były suche (odpowiednio 582 i 487 mm), a podobne pod względem termicznym lato roku 1962 ($8,6^{\circ}\text{C}$) oraz najchłodniejsze 1978 ($8,0^{\circ}\text{C}$) miały opady zbliżone do przeciętnych (odpowiednio 720 i 746 mm). Częściej ciepłym sezonom letnim towarzyszą okresy suche. I tak najcieplejsze lato 1992 roku ($12,5^{\circ}\text{C}$) było jednocześnie suche (454 mm). Podobnie było w czasie ciepłych lat 1950, 1952, 1963, 1994 i 2003 roku. Ale już na przykład bardzo ciepłe lato roku 2002 ($11,9^{\circ}\text{C}$) odznaczało się opadami nieco wyższymi od przeciętnych (759 mm), a w najsuchszym lecie roku 1990 (381 mm) temperatura była o $0,3\text{K}$ niższa od średniej wieloletniej. Opady letnie w Tatrach odznaczają się nieregularnymi fluktuacjami, podobnie jak w całych

Karpatach (Cebulak 1994, 1995). Po latach 1950–1957, o mniejszych opadach letnich, nastąpiła faza wilgotna trwająca od 1958 do 1980. Bardziej suche lata ponownie zaznaczyły się od 1981 do 1994 roku, a następnie od roku 1995 nastąpił charakterystyczny wzrost opadów letnich w Tatrach z kulminacją w roku 2001.



Ryc. 2. Korelacja między średnią temperaturą (VI–VIII) lata (y) a letnią sumą opadów (x) na Hali Gąsienicowej w Tatrach latach 1927–2004

Correlation between the mean summer (VI–VIII) temperature (y) and summer precipitation (x) for Hala Gąsienicowa station for 1927–2004

Do rekonstrukcji temperatury lata za okres 1550–2004 wykorzystano dostępne dane z innych stacji meteorologicznych o dłuższych ciągach pomiarowych, oraz dane dendroklimatyczne (Zielski, Krąpiec 2004) z obszaru Tatr i Alp Wschodnich. Materiały historyczne zostały wykorzystane głównie do potwierdzenia uzyskanych rekonstrukcji temperatury i do udokumentowania stwierdzonych anomalii termicznych. Dla samych Tatr materiał historyczny jest niezwykle ubogi. Niewątpliwie najlepszym materiałem ze schyłku małej epoki lodowej jest kronika parafii zakopiańskiej prowadzona przez księdza Józefa Stolarczyka (1915).

Wykorzystano też inne kroniki dotyczące zwłaszcza dorzecza górnej Wisły (Girguś, Strupczewski 1965; Limanówka 2001; Namaczyńska 1937; Szewczuk 1939; Walawender 1932; Werchacki 1938) i Słowacji (kroniki w Kieżmarku; Siemionow 1992; Szaflarski 1972) oraz Sudetów (Czerwiński 1991). Dla celów porównawczych wykorzystano także publikacje zagraniczne (Auer

i in. 1993; Böhm i in. 2001; Borisenkov, Pasietskij 1988; Bradley 1994; Bradley, Jones 1993; Brázdil 1992, 1994, 1996; Briffa 1992; Briffa i in. 1988, 2002a, b; Jones, Bradley 1992; Ladurie 1972; Messerli i in. 1978; Norton, Palmer 1992; Pfister 1981, 1988, 1992a, b, 1999; Švec 1972).

Dzięki istnieniu danych od roku 1896 ze stacji meteorologicznej w Zakopanem można było dokonać próby rekonstrukcji temperatury lata na Hali Gąsienicowej. Do wyznaczenia równania regresji prostoliniowej porównano dane z 70 lat (1927–1938; 1947–2004). Stosując zmienne standaryzowane uzyskano niezwykle wysoki współczynnik korelacji ($r = 0,953$) istotny na poziomie 0,01%, co oznacza, że w niemal 91% (współczynnik determinacji $r^2 = 0,908$) zmienność temperatury lata na Hali Gąsienicowej może być wyjaśniona zmianami tego wskaźnika w Zakopanem. Rekonstrukcji temperatury lata na Hali Gąsienicowej (t_{HG}) za okres 1896–1926 i 1939–1946 można było dokonać z dokładnością $\pm 0,3K$ (tab. 1) na podstawie odpowiednich wartości z Zakopanego (t_z) na podstawie równania regresji wyznaczonego dla wartości standaryzowanych:

$$t_{HG} = 0,9857 t_z - 0,195$$

Za lata wcześniejsze dysponujemy bezpośrednimi pomiarami instrumentalnymi temperatury powietrza, jedynie ze stacji Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie za lata 1792–2004, sięgającymi już schyłku małej epoki lodowej. Dane te zostały szczegółowo zaprezentowane w opracowaniu zbiorowym pod redakcją Janiny Trepieńskiej (1997). W zimie temperatura w Tatrach różni się nieraz znacznie od warunków termicznych Krakowa wskutek występowania zjawiska inwersji temperatury. Latem jednak mimo znacznej odległości temperatura w Tatrach jest bardzo dobrze skorelowana z temperaturą tej pory roku w Krakowie ($r = 0,880$; istotny na poziomie 0,01%), dzięki czemu można wyjaśnić ponad 77% jej zmienności. Błąd estymacji tej temperatury na podstawie danych z Krakowa wzrasta jednak już do $\pm 0,6K$. Rekonstrukcji temperatury lata na Hali Gąsienicowej (t_{HG}), za lata 1792–1895, dokonano na podstawie odpowiednich danych z Krakowa (t_{kr}) według równania regresji wyznaczonego dla wartości standaryzowanych:

$$t_{HG} = 1,0479 t_{kr} - 0,3611$$

Dla okresu sprzed roku 1792 rekonstrukcja warunków termicznych lata w Tatrach była możliwa głównie dzięki danym dendrochronologicznym (Bednarz 1976, 1984, 1996, 2002; Bednarz i in. 1998–1999; Feliksik 1972; Kaczka 2004; Opała 2004; Schweingruber i in. 1979). Dla lat 1700–1791, dla których istnieje dostępny materiał dendroklimatyczny z Tatr, wykorzystując materiały zamieszczone w bazie *World Data Center for Paleoclimatology Data* (In-

ternational Tree-Ring Data Bank) wyznaczono krzywą dendroklimatyczną uśrednioną z 4 stanowisk, wskaźników rocznego przyrostu limby (*Pinus cembra*) z doliny Suchej Kasprowej (1550 m) za lata 1732–1969 i otoczenia Morskiego Oka (Bednarz 1976, 1984) oraz świerka (*Picea excelsa*) z Hali Gąsienicowej za lata 1766–1965 (Feliksik 1972) oraz 1776–1964 i Swistówki Wyżnej za lata 1699–1978 (Schweingruber i in. 1979; *International Tree-Ring Data Bank*). Następnie dane te zamieniono na wartości standaryzowane. Korelacja tych zmiennych ze standaryzowaną temperaturą lata w Tatrach okazała się istotna na poziomie 1%, a współczynnik korelacji wynosił 0,500. Nowy materiał dendroklimatyczny za lata 1540–2003 uzyskał z boru świerkowego w otoczeniu Hali Gąsienicowej R.J. Kaczka (2004). Umożliwi to dalszą korektę zrekonstruowanych danych. Część danych za lata 1689–2003 przebadła M. Opała (2004). Przy wcześniejszym braku tych danych podjąłem próbę oceny korelacji warunków termicznych w Tatrach i Alpach Wschodnich. O dużej zgodności krzywych termicznych w obu tych obszarach sygnalizował już Z. Bednarz (1976, 1984).

Dla Sonnblicka w Alpach udało się z dokładnością $\pm 0,8\text{K}$ odtworzyć temperaturę średnią czerwca i lipca wykorzystując dane przyrostu świerka (*Picea excelsa*) z górnej granicy lasu w Rauris za lata 1552–1995 (Bednarz, Niedźwiedz, dane niepublikowane) oraz dostępne w bazie paleoklimatologicznej (*International Tree-Ring Data Bank*) dane z Alp niemieckich w Berchtesgaden koło Salzburga (1725 m n.p.m.), dotyczące przyrostu rocznego modrzewia (*Larix decidua* Mill.) z lat 1339–1947 opracowane przez K. Brehmego (1951).

Wykorzystując zmierzone wartości temperatury czerwca i lipca z Sonnblicka (t_s) oraz zmierzone i częściowo zrekonstruowane temperatury lata na Hali Gąsienicowej (t_{HG}) za okres 1887–1995, stwierdzono istotną na poziomie 0,1% korelację ($r = 0,657$, $r^2 = 0,431$) pomiędzy nimi. Umożliwia to rekonstrukcję temperatury w Tatrach na podstawie danych z Alp z dokładnością $\pm 1,0\text{K}$. Odpowiednie równanie regresji dla wartości standaryzowanych ma postać:

$$t_{HG} = 0,6299 t_s - 0,49$$

Rekonstrukcję temperatury lata w Tatrach na podstawie danych alpejskich wykonano dla lat 1550–1699. Przy odtwarzaniu serii termicznej Tatr za okres 1700–1791 zastosowano średnią ważoną, przyjmując z wagą 0,8 wyniki uzyskane na podstawie danych dendroklimatycznych z Tatr i z wagą 0,2 rekonstrukcje z danych alpejskich. Współczynnik korelacji między temperaturą lata na Hali Gąsienicowej a serią dendroklimatyczną z Alp wynosi zaledwie 0,427. Wynik końcowy z lat 1550–1791 poddano ponownie standaryzacji.

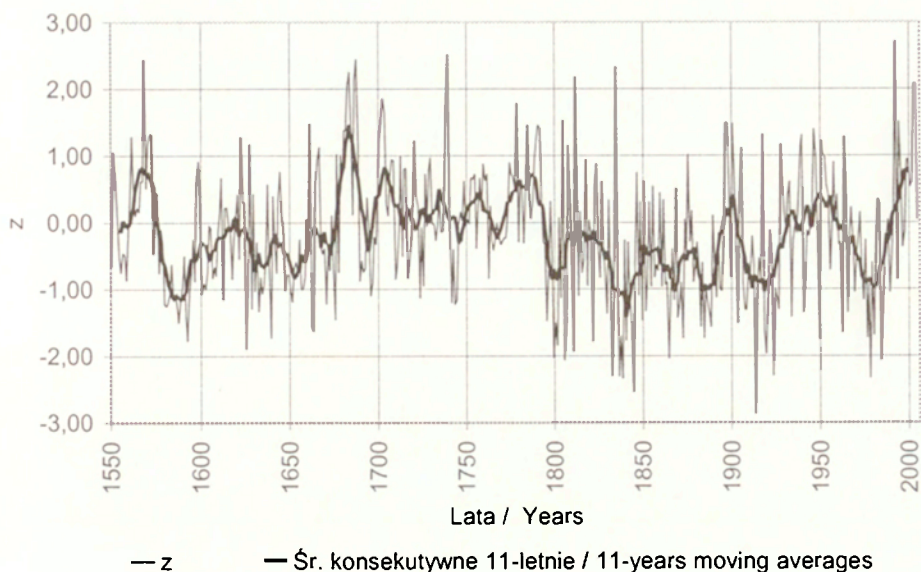
Uzyskana krzywa temperatury lata w Tatrach (ryc. 3) za lata 1550–2004 pozwala na ocenę z różną dokładnością (tab. 1) dynamiki warunków termicznych niemal w czasie znacznej części małej epoki lodowej.

Tabela 1. Błędy standardowe estymacji (bse) średniej temperatury lata (VI–VIII) w Tatrach (Hala Gąsienicowa)

Rodzaj danych uwzględnionych przy rekonstrukcji	Okres	bse zmiennej standaryzowanej	bse temperatury lata (K)
Bezpośrednie dane pomiarowe	1927–1938; 1947–2004	0,11	0,1
Zakopane, temperatura lata	1896–1926; 1939–1946	0,26	0,3
Kraków, temperatura lata	1791–1895	0,50	0,6
Dane dendroklimatyczne z Tatr	1700–1791	0,74	0,8
Dane dendroklimatyczne z Alp Wschodnich	przed 1700	0,92	1,0

3. ZMIENNOŚĆ WIELOLETNIA TEMPERATURY LATA W TATRACH

W świetle zrekonstruowanej temperatury lata w Tatrach rysuje się bardziej złożony obraz małej epoki lodowej niż to wynikało z dotychczasowych badań. Zwraca na to uwagę również R.S. Bradley i P.D. Jones (1993) oraz B. Obłęska-Starkłowa (1997a, b). Niejednoznaczne jest określenie czasu trwania małej epoki lodowej (Bradley, Jones 1992). Wiadomo, że jest to okres wyraźnego ochłodzenia klimatu po ciepłym okresie ocieplenia średniowiecznego. H.H. Lamb (1977, 1980) lokuje ten okres w latach 1550–1850, kiedy obserwowano wyraźny rozrost lodowców. W obszernej monografii J.M. Grove (1988) przyjmuje lata podane przez H.H. Lamba. H. Flohn (1982) nieco przesuwając czas trwania tej epoki na lata 1570–1860. Najdłuższy jest omawiany okres u S.C. Portera (1986), bo obejmuje lata 1250–1920. Natomiast C. Pfister (1992b), analizując zmiany klimatu i zasięgu lodowców w Alpach szwajcarskich, określa początek ekspansji lodowców na lata 1300–1350, a za koniec małej epoki lodowej uważa rok 1860. B. Fagan (2000) umieszcza omawianą fazę zmian klimatu w latach 1300–1850. Według H. Maruszczaka (1999) kulminacja pierwszej fazy ochłodzenia na ziemiach polskich wystąpiła w latach 1370–1440. Także A. Kotarba (2004) po przebadaniu intensywności procesów stokowych na podstawie analizy osadów dennych z Morskiego Oka w Tatrach jest skłonny uznać rok 1400 za początek małej epoki lodowej w Tatrach. Rok 1850 jest przyjmowany jako koniec małej epoki lodowej głównie ze względu na fakt, że od tego roku rozpoczęła się recesja lodowców alpejskich trwająca do dziś.



Ryc. 3. Zmienność temperatury lata (VI-VIII) w Tatrach (Hala Gąsienicowa 1520 m n.p.m.) w latach 1550–2004 (wartości standaryzowane „z”: średnia = 0,0, odchylenie standardowe = 1,0)

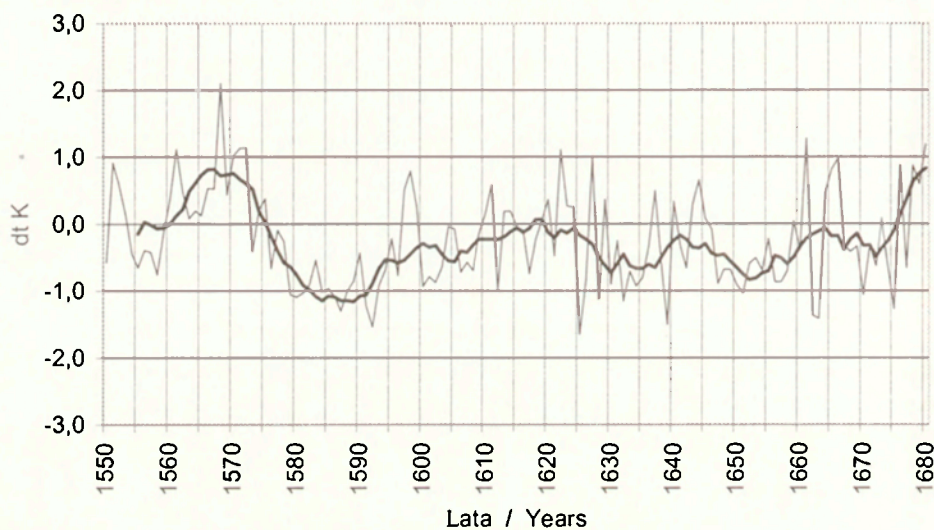
Mean summer temperature (VI-VIII) variations in Tatra Mountains (Hala Gąsienicowa 1520 m a.s.l) for 1550–2004 (standarizable values „z”: average = 0.0, and standard deviation = 1.0)

W świetle definicji H.H. Lamba (1977) zrekonstruowana krzywa temperatury lata w Tatrach (ryc. 3) obejmuje cały okres małej epoki lodowej i następującego po nim ocieplenia współczesnego. W ciągu ostatnich 455 lat (1550–2004) charakterystyczne jest występowanie długich okresów chłodnych i ciepłych, liczących nieraz ponad 100 lat, z licznymi drobniejszymi fluktuacjami w ich obrębie.

3.1. KONIEC FAZY CIEPŁEJ (1550–1575)

W Tatrach okres ciepły trwał jeszcze do roku 1575. Jest to końcowa faza ocieplenia klimatu jakie obserwowano w Polsce południowej pod koniec pierwszej połowy XVI wieku, z niezwykle ciepłym latem 1540 roku. Z rekonstrukcji wykonanych dla Krakowa za lata 1502–1540 przez D. Limanówkę (2001) na podstawie szczegółowych codziennych zapisków Marcina Biema z Olkusza, profesora Akademii Krakowskiej, wynika że lato 1540 można uznać za najcieplejsze w XVI wieku. Odnaczało się ono anomalią termiczną oszacowaną na około +4K. Stosując opisane wcześniej metody można określić, że w Tatrach lato to mogło być o około 3,5 odchylenia standardowego cieplejsze niż przeciętne. Jest to prawdopodobnie najcieplejsze

lato w Tatrach w drugiej połowie ubiegłego tysiąclecia. Średnia temperatura lata 1540 roku na Hali Gąsienicowej mogła przekroczyć 13°C , a odchylenie od średniej mogło być wyższe od $+3\text{K}$. Lato to było więc o ponad $0,5\text{K}$ cieplejsze od lata roku 1992, kiedy zanotowano średnią temperaturę $12,5^{\circ}\text{C}$. Pamiętać jednak należy, że w tych oszacowaniach błąd standardowy estymacji jest duży ($\pm 1,0\text{K}$).



— dt — dt - śr. konsekwentne 11-letnia / 11 years moving averages

Ryc. 4. Odchylenia temperatury lata w Tatrach od średniej wieloletniej 1927–2004 (dt) w okresie 1550–1680, z fazą ochłodzenia małej epoki lodowej (1576–1675)

Summer temperature anomaly variations in Tatra Mountains for 1550–1680, with the cool phase of the Little Ice Age (1576–1675); deviations (dt) from the instrumental period 1927–2004

Ciepłe lata w okresie 1550–1570 znajdują potwierdzenie zarówno w Polsce nizinnej (Przybylak i in. 2004) jak i w Czechach (Brazdil 1992), z tym, że w tych obszarach za najcieplejszą uznana została dekada 1551–1560, podczas gdy w Tatrach zdecydowanie cieplejsze było następne dziesięciolecie 1561–1570 (ryc. 4), z bardzo ciepłym latem w roku 1568 (odchylenie od średniej – dt = $+2,1\text{K}$). Było to czwarte najcieplejsze lato w całej badanej serii.

3.2. FAZA CHŁODNA (1576–1675)

Po ociepleniu w połowie XVI wieku nastąpił długi okres chłodny (1576–1675) trwający 102 lata. Zdaniem H. Maruszczaka (1999) jest to druga fala ochłodzenia małej epoki lodowej. W Tatrach szczególnie zwarty okres chłódów pojawił się zaraz na początku w latach 1579–1593 (ryc. 4), z najniższą temperaturą $8,6^{\circ}\text{C}$ (dt = $-1,5\text{K}$) w roku 1592. Na lata te przypada też występowanie dużych opadów, o czym świadczą liczne informacje o kata-

strofalnych powodziach (1578, 1580, 1591–1593) na ziemiach polskich (Girguś, Strupczewski 1965). Natomiast wielka posucha panowała latem roku 1585 (Siemionow 1992), jak też w roku 1584 i 1590 (Girguś, Strupczewski 1965). Ciepłejsze lata pojawiły się pod sam koniec XVI wieku (1597–1599).

W Skandynawii rozpoczęcie okresu chłodnego stwierdzono nieco wcześniej, bo około roku 1560 (Ladurie 1972, s. 9). Serie katastrofalnych chłódów niesprzyjających rolnictwu odnotowano w latach: 1596–1603, 1630, 1649–1652, 1675–1677 i 1690. Większość z wymienionych dat pokrywa się z chłodnymi sezonami letnimi w Tatrach. Natomiast w Alpach Francuskich wyraźną transgresję lodowców datuje się na lata 1570–1580 (Ladurie 1972, s. 138). W latach 1600–1605 i w roku 1616 lodowiec Argentière wkroczył do wsi Rosière niszcząc szereg domów (Ladurie 1972, s. 148–149). W Alpach Wschodnich w Ötztal ten pierwszy okres ochłodzenia, pod koniec XVI wieku, przejawiał się w latach 1599–1601 nasunięciem lodowca Vernagtferner (Grove 1988). Natomiast w Alpach Szwajcarskich lodowiec Unterer Grindelwald w latach 1590–1640 osiągnął swój maksymalny zasięg (Grove 1988, s. 180). Lato 1601 według najnowszych rekonstrukcji (Briffa i in. 1998) jest uważane za najchłodniejsze w Europie Zachodniej za ostatnie 600 lat (Pfister 1999, s. 67). Natomiast w Tatrach anomalia ujemna w tym czasie obniża się tylko do $-0,9\text{K}$.

W najbliższym otoczeniu Tatr, na Spiszu, ulewne deszcze letnie, które uniemożliwiły zbiory zbóż, notowano w roku 1605 (Siemionow 1992). W drugiej dekadzie XVII w. temperatura nieco wzrosła ale występowały wahania z roku na rok. Latem najchłodniejszym towarzyszyły wzmożone opady. Cała seria powodzi przypadła na lata: 1617 (oberwanie chmury w Kieżmarku), 1618 i 1621. Natomiast lato roku 1616 było bardzo suche. Z zapisu Genersicha przytoczonego przez A. Siemionowa (1992, s. 65) wynika, że w roku 1621 *„z doliny Zimnej w Tatrach, 24 lipca przyszła taka powódź, że podmywała domy i kościoły, a na cmentarzach martwych wyrzucała z grobów”*. Z tego powodu w roku następnym w Polsce i na Spiszu notowano wielką epidemię i głód.

Bardzo ciepłe lata pojawiły się w Tatrach w roku 1622 ($11,2^{\circ}\text{C}$) i 1627 ($11,1^{\circ}\text{C}$), przedzielone wyjątkowo chłodnym sezonem letnim 1625 ($8,5^{\circ}\text{C}$). Po ciepłym lecie 1622 r., w październiku występowały katastrofalne wiatry halne, które zniszczyły wiele domów (Siemionow 1992). Od roku 1628 temperatura lata utrzymywała się przeważnie poniżej normy. Szczególnie duże ochłodzenie stwierdzono w lecie roku 1639 ($8,6^{\circ}\text{C}$). Chłodnym sezonom letnim 1650 i 1651 roku towarzyszyły w Tatrach silne opady. W roku 1650 duża powódź wystąpiła w sierpniu, a w 1651 roku w dniach 17 i 18 lipca (Siemionow 1992).

W latach 1661–1667 nasiliły się wahania temperatury lata. Na przykład, latem 1661 roku temperatura sięgała prawdopodobnie aż 11,4°C, po czym dwa następne lata były bardzo chłodne (8,7°C). W serii dendrochronologicznej świerka (Kaczka 2004) rok 1662 zaznaczył się największym minimum przyrostowym w XVII wieku. Kolejne trzy lata (1664–1666) były znowu ciepłe (w 1666 r. – 11,1°C). Lato 1666 r. odnotowane zostało również, jako ciepłe, także w Polsce wschodniej w zapiskach Chrapowickiego (Bokwa i in. 2001). W tym też czasie w Tatrach wystąpiło wiele zjawisk ekstremalnych.

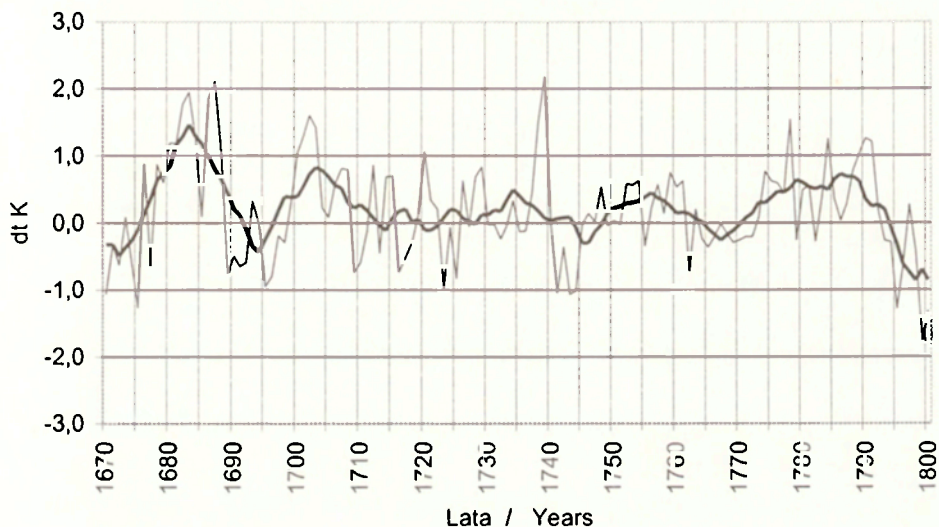
Najobszerniejszy zapis dotyczący zjawisk katastrofalnych w Tatrach z sierpnia roku 1662 znajduje się w publikacji J. Szaflarskiego (1972, s. 44). Opisano niezwykle nawałnicę i powódź, która przyczyniła się do zniszczenia części szczytu Łomnicy (być może nastąpił wielki obryw skalny). Wspomina się też o trzęsieniu ziemi, które mogło być bezpośrednią przyczyną obrywu.

J. Szaflarski (1972) przytacza opis z XVII-wiecznej *Kroniki spiskiej* G. Haina z Lewoczy: *Hain Gáspár: Lőcsei kronikája (Zipseriche oder Leütschaverische Chronica und Zeitbeschreibung Zusammen getragen der Lieben Pasteritatzur Nachricht)* wydali: Bal J., Forster J., Lkaufmann A., Levoca 1910–1913, w tłumaczeniu z oryginału niemieckiego: „*5 sierpnia 1662 między 12 a 13 godziną przyszła ciężka nawałnica, która zvaliła narożnik wieży kościelnej do podstawy, po czym puściła się tak ogromna ulewa, że wszędzie wylały wody w ilości nieznanej za pamięci ludzkiej (6 sierpnia nocą)... I co najważniejsze to to, że w Schneegebürg (Tatrach) pojawiło się tak wielkie trzęsienie ziemi, iż olbrzymia skała lub raczej góra zesunęła się i upadła,...*”. Datę obrywu według spiskiego kronikarza Caroli Wegenera w *Analectus Scepussi* (wyd. w Wiedniu w r. 1774) określono na 12 sierpnia 1662 roku (Siemionow 1992).

Skutki tej niewątpliwie największej w Tatrach powodzi XVII wieku, z sierpnia 1662 r., opisał w roku 1774 Jerzy Buchholtz starszy, który zaledwie w 2 lata po tym wydarzeniu w 1664 r. wziął udział w zbiorowej wycieczce na Sławkowski Szczyt (za Szaflarski 1972, s. 100): „*Ta wielka powódź powstała nie z żadnej stojącej wody jeziornej, lecz z całkiem suchego miejsca, niedaleko od Królewskiego Nosa od strony Gierlachowa, a to w ten sposób, że oderwała się skała wielka jak ceber, zapewne na skutek oberwania się chmury lub trzęsienia ziemi, tak że woda z wielką gwałtownością runęła w dół z punktu, gdzie dawniej nie było jej ani kropli. Spłynęła ona w takiej masie, że rozbila i postrzącała skały, powyrywała czerwone buki i sosny grube jak kufy z korzeniami, wlokła je i wymyła aż na dół szeroką drogę, której ślad widoczny jest dziś jeszcze.*” Opis ten sugeruje, że był to w Tatrach

niezwykle intensywny spływ błotno-gruzowy (ang. *mud flow*), znany w Alpach jako „mur” (niem. *Murgang*).

Na lata 1667–1675 przypada końcowa faza okresu chłodnego, z najchłodniejszymi latami 1670 (9,0°C) i 1675 roku (8,8°C).



— dt — dt - śr. konsekwentne 11-letnia / 11 years moving averages

Ryc. 5. Odchylenia temperatury lata w Tatrach od średniej wieloletniej (1927–2004) (dt) w latach 1670–1800, obejmującym fazę ciepłą 1676–1792

Summer temperature anomaly variations in Tatra Mountains for 1670–1800, in the warm phase of 1676–1792; deviations (dt) from the instrumental period 1927–2004

3.3. FAZA CIEPŁA (1676–1792)

Od roku 1676 rozpoczyna się w Tatrach długi okres ciepły, który trwał przez 117 lat do roku 1792 (ryc. 5). Nie był on jednak jednolity pod względem termicznym i wyraźnie zaznaczają się w jego obrębie cztery krótkie fazy ochłodzenia i pięć dłuższych okresów ciepłych. Szczególnie gwałtowne było początkowe ocieplenie przypadające na lata 1676–1688. Jego kulminacja przypadła na lato 1687 (12,2°C; dt = +2,1K), ale bardzo ciepłe było też lato roku 1683 (dt = +2,0K). W świetle najnowszej serii dendrochronologicznej świerka (Kaczka 2004) w omawianym okresie najcieplejsze było lato 1686 roku. Jedynie lato 1685 roku miało temperaturę zbliżoną do przeciętnej. Podobnie jak w Tatrach, także w Europie Zachodniej cały wiek XVIII został uznany za najcieplejszy w ciągu ostatnich 500 lat (Bradley, Jones 1993). Standardowe dziesięciolecie 1681–1690 wyróżniło się w Tatrach, jako najcieplejsze w całej serii z anomalią temperatury lata +1,0K. W tym okresie przebieg zrekonstruowanej temperatury w Tatrach najbardziej odbiega od wyników uzyska-

nych dla Europy Zachodniej (Bradley, Jones 1993). Trudno jest w tej chwili rozstrzygnąć, czy jest to tylko regionalna osobliwość w zmienności klimatu Tatr. Ocieplenie to jest wprawdzie widoczne w rekonstrukcjach temperatury lata w Czechach (Brazdil 1996) i w Polsce nizinnej (Przybylak i in. 2004), ale nie jest ekstremalnym. Potwierdzają je jednak najnowsze dane dendrochronologiczne świerka z Hali Gąsienicowej (Kaczka 2004) i z Babiej Góry (Bednarz 1996; Bednarz i in. 1998–1999).

Ostatnia dekada XVII wieku odznaczała się wyraźnie chłodnymi latami, dokładniej lata 1689–1699. Ochłodzenie to było widoczne w całej Europie, a zwłaszcza w Alpach (Pfister 1988). W Czechach (Brazdil 1996) okres lat 1690–1699 został określony jako najchłodniejszy, natomiast w Polsce nizinnej (Przybylak i in. 2004) nie został wyróżniony. W Tatrach w tym czasie najchłodniejsze było lato roku 1695, z anomalią $\Delta t = -1,0\text{K}$ ($9,1^\circ\text{C}$). W Niemczech zaliczone ono zostało do bardzo chłodnych i mokrych (Lindgreen, Neumann 1981). Istnieją zapiski stwierdzające, że w okolicy Lwowa (zapewne w Karpatach) w lipcu 1696 roku (przypuszczam, że chodzi o lipiec 1695) obserwowano opady śniegu (Švec 1972). W Tatrach i okolicy odnotowano także występowanie licznych zdarzeń ekstremalnych. Z opublikowanej w 1807 roku książki Ch. Genersicha „*Reise in die Karpathen...*” A. Siemionow (1992, s. 66) przytacza informację, że w 1695 roku u podnóża Tatr „*od 3 do 5 czerwca leżały tak duże śniegi, że jeżdżono do lasu saniami, a na stawach utworzył się gruby lód*”. Z tego samego źródła wynika, że pod koniec tego okresu wystąpiła niezwykle surowa i śnieżna zima 1699/1700 z niszczycielskimi wiatrami (prawdopodobnie halnymi) na Spiszu. Wyjątkowo silna burza została odnotowana 18 maja 1700 roku w Kieżmarku, a 8 lipca deszcz nawalny i grad.

Ochłodzenie roku 1695 zostało w Europie Zachodniej zaliczone do jednego z najbardziej znaczących w historii. Wiązano je z serią silnych erupcji wulkanicznych Hekli (na Islandii) i Serua (Indonezja) w roku 1693 oraz wulkanu Aboino (Indonezja) w 1694 roku (Grove 1988, s. 417). Z ochłodzeniem tym wiąże się przypadająca na lata 1690–1720 duża ekspansja lodowców w Alpach.

Kolejna bardzo ciepła faza przypada w Tatrach na lata 1700–1715, z tym, że zwarty okres anomalii dodatnich przekraczających $+1,0\text{K}$ obejmuje lata 1700–1703. Najcieplejsze lato roku 1702 odznaczało się temperaturą $11,7^\circ\text{C}$ ($\Delta t = +1,6\text{K}$). Pierwsza dekada XVIII wieku była również bardzo ciepła w Czechach, gdzie lata 1700–1709 uznane zostały za najcieplejsze dziesięciolecie w okresie XVI–XVIII wieku (Brazdil 1992).

Lata 1676–1715 odznaczały się w Tatrach wyjątkowo dużymi wahaniami temperatury. Na te lata przypada największe nasilenie powodzi w Norwegii, przytoczone przez L. Starkla (1999, s. 87) za J. Grove (1988), które przeciągnęło się nawet poza połowę XVIII wieku. Niestojny przebieg zjawisk meteorologicznych w tym czasie bywa często kojarzony z tzw. późnym Minimum Maundera (1675–1715) aktywności słonecznej (Luterbacher i in. 2001).

Ochłodzenie w roku 1716 zostało odnotowane w kronikach występowaniem przymrozków sierpniowych, które na Spiszu zniszczyły zboże (Siemionow 1992). W latach 1718–1720 lata stały się cieplejsze i suchsze. Ale ponowny spadek temperatury w latach 1723–1736 obfitował w zjawiska ekstremalne w Tatrach i na ich przedpolu. Na szczególną uwagę zasługują opady śniegu w lipcu i sierpniu 1724 roku oraz duża powódź lipcowa na Spiszu i w Liptowie (Siemionow 1992). Sytuacja podobna powtórzyła się w roku 1725, kiedy „...w pocz[ątkach] sierpnia panowało dotkliwie zimno, a w Tatrach spadły duże śniegi. W Zadnich Koperszadach leżał śnieg na wzrost człowieka. Po tych śniegach przyszły gwałtowne deszcze i ocieplenie i znów była powódź” (Siemionow 1992, s. 67). Po suchym lecie roku 1726, ponownie odnotowano wielkie wezbranie wód stawów tatrzańskich.

Dla tego okresu charakterystyczny jest krótkotrwały epizod niezwykle ciepłych trzech lat 1737–1739. Zwłaszcza lato roku 1739 o temperaturze $12,3^{\circ}\text{C}$ ($dt = +2,2\text{K}$) było najcieplejszym w XVIII wieku i drugim najcieplejszym w całej badanej serii. Po nim przyszła niezwykle mroźna i śnieżna zima.

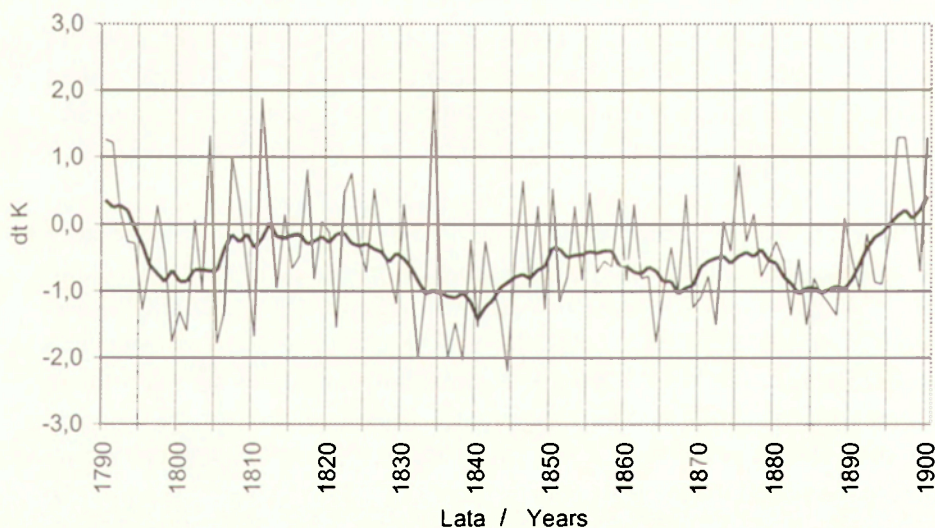
W tym generalnie ciepłym okresie lat 1676–1792 zaznaczają się jeszcze dwie dalsze fazy ochłodzenia – 1741–1745 i 1762–1772. Chłodne lata około roku 1740 były notowane także w Skandynawii (Grove 1988, s. 80) i w Szwajcarii (Grove 1988, s. 195). W Alpach Szwajcarskich to ochłodzenie było dużo większe w latach 1767–1771 i na przykład lato roku 1771 odznaczało się dużymi opadami śniegu. Dało to początek ponownej transgresji lodowca Grindelwald (Grove 1988, s. 418). Także w Alpach Wschodnich wzmożone rozrastanie się lodowców przypadło na lata 1678 i 1770. Największe powodzie w Tatrach odnotowane zostały w 1743 roku i 16–17 lipca 1774 (Siemionow 1992). Lato 1743 roku było również bardzo chłodne ($9,0^{\circ}\text{C}$).

Okres ciepły o niewielkich wahaniami temperatury przypadł na lata 1746–1761. W Polsce Południowej wystąpiły w tym czasie wyjątkowe susze, zwłaszcza w roku 1749 i 1761. Powodzie zdarzały się rzadko.

Po nieznacznym ochłodzeniu w latach 1762–1772, pod koniec XVIII wieku nastąpił wyraźny okres ciepły 1773–1792. Najcieplejsze było lato roku 1778 o temperaturze $11,6^{\circ}\text{C}$, a pięć lat odznaczało się anomaliami termicznymi przekraczającymi $+1,0\text{ K}$ (1778, 1784, 1789–1791). Na początku tego okresu 16–17 lipca 1774 roku wystąpiła duża powódź na Popradzie i Białej Wodzie (Siemionow 1992). Wyjątkowo to wezbranie przypadło w czasie ciepłego lata.

3.4. FAZA CHŁODNA U SCHYLKU MAŁEJ EPOKI LODOWEJ (1793–1895)

Według rekonstrukcji R.S. Bradleya i P.D. Jonesa (1993) wiek XIX w Europie można uznać za najchłodniejszy w ciągu ostatnich 500 lat. Stwierdzenie to można odnieść również do Tatr w świetle temperatury lata, gdzie okres ciepły wystąpił dopiero na przełomie wieku XIX i XX w latach 1896–1905. Długi okres chłodny 1793–1895 trwał aż 103 lata (ryc. 6). Jest to końcowa faza małej epoki lodowej. Często koniec tej epoki umieszczano w roku 1850.



— dt — dt - śr. konsekwentne 11-letnia / 11 years moving averages

Ryc. 6. Odchylenia temperatury lata w Tatrach od średniej wieloletniej 1927–2004 (dt) w latach 1790–1900, z drugą fazą chłodną małej epoki lodowej (1793–1895).

Summer temperature anomaly variations in Tatra Mountains for 1790–1900, in the second cool phase of the Little Ice Age (1793–1895); deviations (dt) from the instrumental period 1927–2004.

Jednak w świetle temperatury lata w Tatrach niesprzyjające warunki termiczne przedłużyły się niemal do końca XIX wieku.

W rekonstrukcji temperatury półrocza letniego (kwiecień-wrzesień) za lata 1750–1850 (Briffa i in. 1988) stwierdzono także wyraźne ochłodzenie od 1812 do 1816 roku, a od 1830 bardzo dużą koncentrację chłodnych lat. W literaturze często przytaczany jest rok 1816 jako „rok bez lata” (Bednarz, Trepieńska 1992; Grove 1988; Harrington 1992). Jednak w Tatrach, podobnie jak i w innych regionach Polski, lato tego roku nie było tak chłodne jak w Europie Zachodniej. Powszechnie to ochłodzenie przypisywano silnej erupcji wulkanu Tambora (Indonezja) w roku 1815, które dostarczyło ogromnych ilości pyłu do atmosfery.

W tym generalnie chłodnym okresie zdarzały się pojedyncze wysoki w postaci lat ekstremalnie ciepłych. I tak na przykład lato roku 1834 o temperaturze $12,1^{\circ}\text{C}$ ($dt = +2,0\text{K}$) było najcieplejsze w Tatrach w XIX wieku, czy też drugie bardzo ciepłe lato 1811 roku ($12,0^{\circ}\text{C}$, $dt = +1,9\text{K}$). W Europie dziesięciolecie 1820–1829 określone zostało jako najcieplejsze w latach 1750–1850 (Briffa i in. 1988). Natomiast w Tatrach dziesięciolecie to było tylko o $0,2\text{K}$ chłodniejsze niż przeciętnie (tab. 2). Następną dekadą 1831–1840 była w Tatrach najchłodniejszą w całym badanym okresie. Chłodne lata obfitowały też w wysokie opady. Przyczyniło się to niewątpliwie do wzmożenia procesów erozji. Podczas chłodnego lata 1800 roku odnotowano pierwsze silne wezbranie rzek. Największą powódź XIX wieku w Tatrach jak i na ich przedpolu zanotowano 24–25 sierpnia 1813 roku, w czasie nie tylko mokrego ale i chłodnego lata.

Tabela 2. Odchylenia średniej temperatury lata (VI–VIII) w Tatrach (Hala Gąsienicowa) w kolejnych dziesięcioleciach od średniej z okresu normalnego (1961–1990) wynoszącej $9,6^{\circ}\text{C}$

Lata	00	10	20	30	40	50	60	70	80	90
1500							0,4	1,2	0,4	-0,4
1600	0,0	0,1	0,4	0,3	0,0	0,2	-0,1	0,4	0,5	1,5
1700	0,3	1,1	0,6	0,6	0,9	0,2	0,9	0,4	0,9	1,1
1800	0,1	0,0	0,5	0,2	-0,5	-0,1	0,1	-0,2	0,2	-0,4
1900	0,6	0,1	-0,3	0,1	0,6	0,5	0,8	0,2	-0,4	0,0
2000	1,0	(1,6)*								

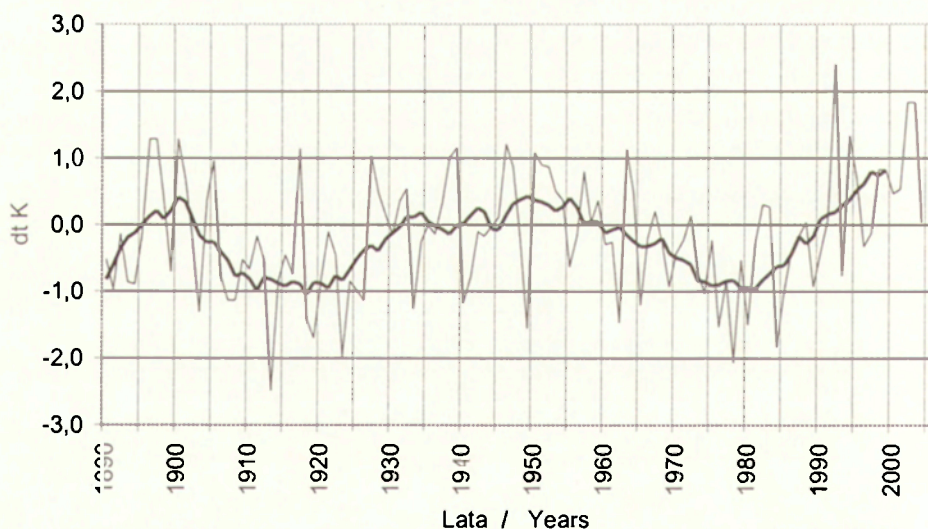
Ochłodzenie w latach 1829–1851 było drugą, najdłuższą fazą ochłodzenia w XIX wieku. Wystąpiły wtedy dwa najchłodniejsze lata XIX wieku. Lato 1844 roku o temperaturze $7,9^{\circ}\text{C}$ ($dt = -2,2\text{K}$) było drugim najchłodniejszym latem w całej badanej serii, a lato 1838 roku ($8,1^{\circ}\text{C}$) – trzecim. Na ten okres czasu (1845–1850) przypada maksymalny zasięg lodowca Vernagtferner

w Alpach Wschodnich (Grove 1988) oraz wielu innych lodowców. W Zakopanem lata 1849–1854 były tak zimne i mokre, że uprawy rolne nie mogły dojrzeć, co odnotował w swojej kronice ksiądz J. Stolarczyk (1915). Trzecia seria chłodniejszych lat wystąpiła w latach 1864–1872. W Zakopanem szczególnie katastrofalne było dla zbiorów lato roku 1864. Natomiast w roku 1868 na uwagę zasługuje lokalne oberwanie chmury w dniu 8 czerwca nad doliną Małej Łąki i nad Jaszczurówką (Stolarczyk 1915). Czwarty epizod chłodny, kończący małą epokę lodową, przypadł na lata 1881–1895. Z tego okresu opisane zostały opady śniegu w czerwcu 1884 r. w całych Tatrach i nawet na Gubałówce (Stolarczyk 1915).

3.5. OKRES WSPÓŁCZESNY (1896–2004)

Okres współczesny w Tatrach jest bardzo niejednorodny pod względem termicznym. Wyróżniają się w nim trzy fazy ciepłe i dwie chłodne (ryc. 7). Krótki epizod ocieplenia na przełomie XIX i XX wieku (1896–1905) trwał zaledwie 10 lat. Najcieplejsze były w nim trzy lata: 1896, 1897 i 1900 (11,4°C).

Trwające 21 lat ochłodzenie przypada na lata 1906–1926. W tym czasie wystąpiło wyjątkowe lato roku 1913 o średniej temperaturze 7,6°C (dt = -2,5K), które należy uznać w Tatrach za najchłodniejsze w całej serii od połowy XVI wieku. Za przyczynę tego najchłodniejszego lata uważa się wybuch



— dt — dt - śr. konsekwentne 11-letnia / 11 years moving averages

Ryc. 7. Odchylenia temperatury lata w Tatrach od średniej wieloletniej 1927–2004 (dt) w okresie 1890–2004, po zakończeniu małej epoki lodowej

Summer temperature anomaly variations in Tatra Mountains for 1890–2004, after the Little Ice Age; deviations (dt) from the instrumental period 1927–2004

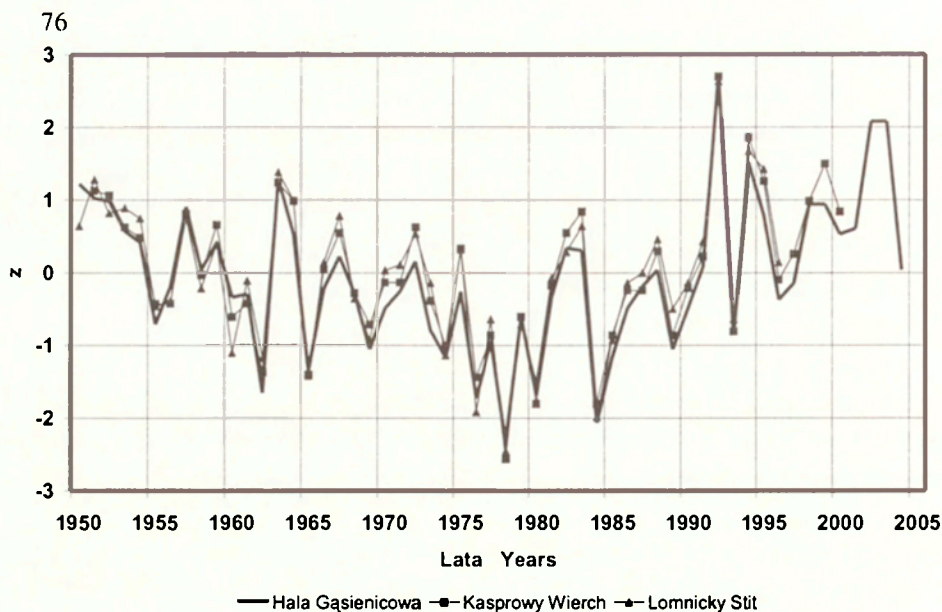
wulkanu Katmai na Alasce w roku 1912, który dostarczył tak dużych ilości aerozoli do atmosfery, że ograniczyły one znacznie dopływ promieniowania słonecznego do powierzchni Ziemi. To ekstremalnie chłodne lato potwierdza się największą depresją przyrostową w seriach dendrochronologicznych zarówno w Tatrach (Bednarz 1976, 1984, 2002; Feliksik 1972; Kaczka 2004; Opała 2004; Schweingruber i in. 1979), jak i na Babiej Górze (Bednarz 1996; Bednarz i in. 1998–1999). Natomiast do wyjątkowych w rozpatrywanym okresie należy ciepłe lato roku 1917 ($11,2^{\circ}\text{C}$).

Od roku 1927 do 1959 w Tatrach charakterystyczne jest występowanie ciepłych lat. Jak wiadomo ocieplenie to objęło także znaczną część Europy Północnej i Atlantyckiego sektora Arktyki. W Tatrach w tych latach występowało jednak sporo ostrych zim (1928/1929, 1939/1940, 1941/1942, 1946/1947, 1955/1956), a więc wahania roczne temperatury były większe niż zazwyczaj, co świadczy o wzroście kontynentalizacji klimatu w tym okresie. Najcieplejsze były w Tatrach lata 1939 i 1946 ($11,3^{\circ}\text{C}$), a także lato roku 1950 ($11,2^{\circ}\text{C}$). Zdarzyły się też trzy lata chłodne, w roku 1949 ($8,5^{\circ}\text{C}$), 1933 ($8,8^{\circ}\text{C}$) i 1940 ($8,9^{\circ}\text{C}$).

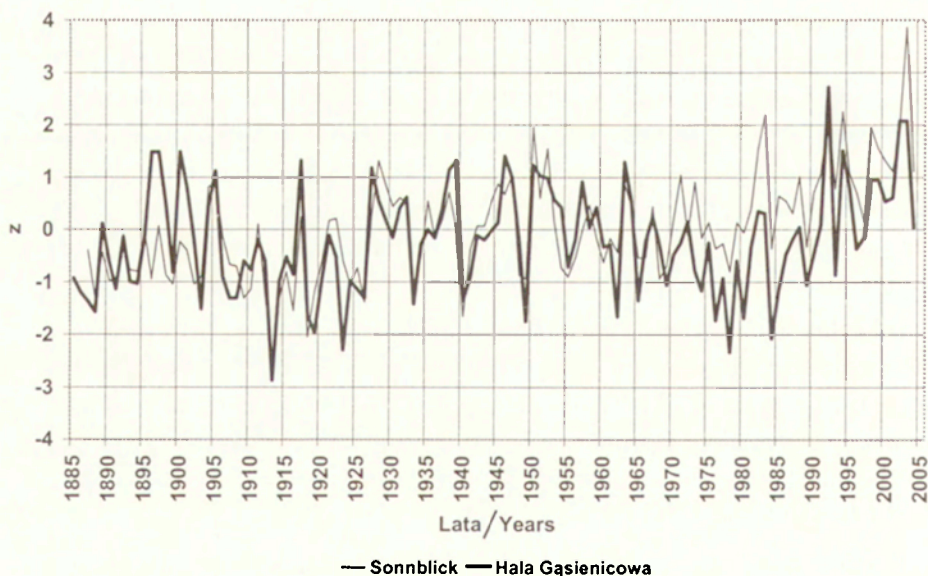
Na lata 1960–1990 przypada w Tatrach okres chłodny. Pojawił się on w czasie silnego uprzemysłowienia w Polsce i związanej z tym wzmożoną emisją zanieczyszczeń do atmosfery. Najbardziej prawdopodobną przyczyną tego ochłodzenia, zwłaszcza w okresie letnim jest wzmożona cyrkulacja zachodnia i wzrost zachmurzenia nad Europą. W końcowej fazie tego ochłodzenia coraz częściej występowały ciepłe zimy (zwłaszcza zima 1989/1990), a więc wahania roczne temperatury uległy złagodzeniu. Najchłodniejsze lata skoncentrowały się w latach 70., a lato roku 1978 o temperaturze $8,0^{\circ}\text{C}$ ($dt = -2,1\text{K}$) było czwartym pod względem niskiej temperatury lata w całej badanej serii. Chłodniejsze od niego były tylko lata roku 1913, 1844 i 1838. Ale i w tym chłodnym okresie zdarzyło się bardzo ciepłe lato roku 1963 ($11,2^{\circ}\text{C}$).

Od roku 1991 do dziś dominowały w Tatrach lata ciepłe, z rekordowym pod względem temperatury latem roku 1992 ($12,5^{\circ}\text{C}$; $dt = +2,4\text{K}$). Bardzo ciepłe były też lata 1994 ($11,4^{\circ}\text{C}$), 2002 i 2003 ($11,9^{\circ}\text{C}$). Natomiast ostatnie lato roku 2004 miało temperaturę zbliżoną do normalnej. W okresie tych 14 lat (1991–2004) tylko dwa odznaczały się niewielkimi anomaliami ujemnymi: 1993 ($dt = -0,8\text{K}$) i 1996 ($dt = -0,3\text{K}$).

Porównanie danych z lat 1951–2004 z Hali Gąsienicowej z temperaturą lata na stacjach szczytowych, na Kasprowym Wierchu i na Łomnicy (ryc. 8), świadczy o pełnej reprezentatywności zrekonstruowanych dla Hali Gąsienicowej krzywych termicznych dla całej wysokogórskiej części Tatr powyżej



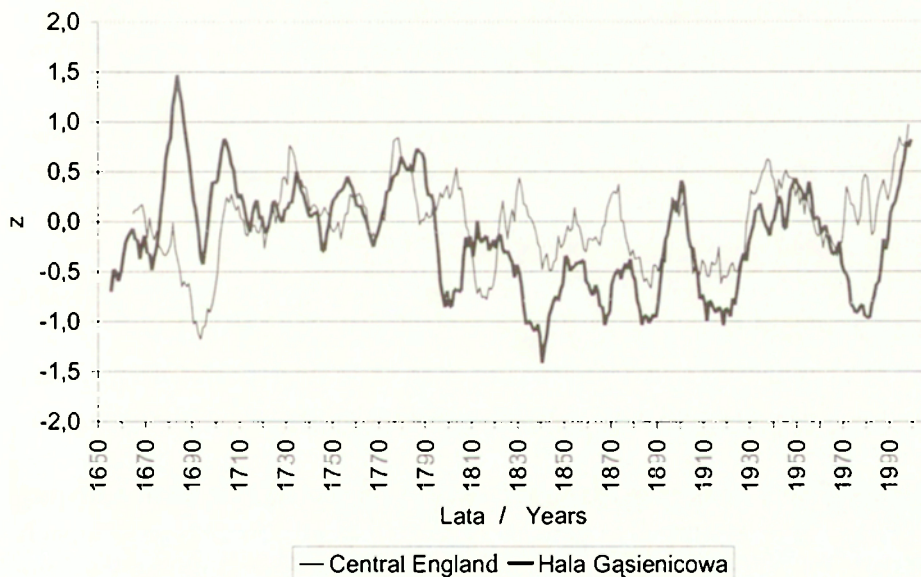
Ryc. 8. Porównanie temperatury lata (wartości standaryzowane – z) na trzech wysokogórskich stacjach w Tatrach
Comparison of the summer temperature (standarizable values – z) in three high elevated stations in Tatra Mountains



Ryc. 9. Porównanie temperatury lata (wartości standaryzowane – z) na Hali Gąsienicowej w Tatrach i na Sonnblicku w Alpach
Comparison of the summer temperature (standarizable values – z) in Tatra Mountains (Hala Gąsienicowa) and Sonnblick in the Alps

górnej granicy lasu. Przebiegi wieloletnie temperatury lata są też w wielu przypadkach podobne jak w innych górach Europy Środkowej. Można to stwierdzić na przykładzie porównania z wykresem za lata 1898–2004 dla Sonnblicka (3106 m n.p.m.) w Alpach Wschodnich (ryc. 9). W obu obszarach zaznacza się niezwykle anomalia ujemna lata roku 1913. Natomiast po roku 1970 ocieplenie współczesne zdecydowanie silniej zaznaczyło się w Alpach, z wyjątkową, bo przekraczającą aż 3,5 odchylenia standardowego anomalią dodatnią temperatury w lecie roku 2003.

Wiele podobieństw można też zauważyć w przebiegu temperatury w Tatrach z tak odległym obszarem Europy jak Anglia Środkowa (ryc. 10). Podobieństwa te lepiej widoczne są po uśrednieniu konsekwentnym. Ale w tym przypadku zaznaczają się też różnice, o których wspomniano już wcześniej, co świadczy o nieco innych warunkach lokalnej cyrkulacji atmosfery w obu obszarach. Odmienne przebiegi są szczególnie widoczne na przełomie XVII i XVIII oraz XVIII i XIX wieku. Współczesne ocieplenie w Anglii rozpoczęło się już około roku 1970 i w temperaturze lata nie ma tam przedłużenia okresu chłodnego na lata 70. i 80. XX wieku, co jest tak charakterystyczną cechą



Ryc. 10. Porównanie standaryzowanych wartości (z) temperatury lata na Hali Gąsienicowej i w Anglii Środkowej (Central England) – średnie konsekwentne 11-letnie. Dane dla Anglii wg: G. Manley (1974), D.E. Parker i in. (1992), aktualizacja do roku 2003 została wykonana przez Hadley Centre i udostępniona przez M. Hulme (2003)

Comparison of the summer temperature (standarizable values – z) in Tatra Mountains (Hala Gąsienicowa) and Central England – 11 years moving averages. Data for Central England after G. Manley (1974), D.E. Parker et al. (1992), available also from the Hadley Centre and updated by M. Hulme (2003)

klimatu lata w Tatrach. Pozostałe anomalie termiczne lata wykazują jednak wiele cech wspólnych, zwłaszcza co do terminów występowania ekstremów, co świadczy o znaczącej roli makroskalowych procesów cyrkulacyjnych w kształtowaniu temperatury w Europie. Mniejszą zgodność wykazuje przebieg temperatury lata w Tatrach z rekonstrukcją termiczną dla półkuli północnej (Mann i in. 1998). Jedynie ochłodzenie pod koniec XVI wieku oraz w ostatniej fazie małej epoki lodowej w XIX wieku ma przebieg podobny.

4. PODSUMOWANIE

Zmienność temperatury lata w Tatrach w okresie 1550–2004 odznacza się występowaniem pięciu okresów ciepłych i czterech chłodnych. Dwie pierwsze fazy chłodne wchodzi w skład małej epoki lodowej.

Mała epoka lodowa w Tatrach nie stanowi jednego zwartego okresu, lecz podobnie jak w całej Europie (Bradley, Jones 1993) odznacza się znacznymi wahaniami klimatu.

Główne fazy anomalii temperatury lata w Tatrach w ciągu ostatnich 455 lat wykazują duże podobieństwa ze zmiennością klimatu w Europie, ale w ich przebiegu występują też regionalne różnice, takie jak na przykład wyjątkowo ciepły okres 1678–1699.

Ochłodzenie pod koniec XVI wieku można uznać w Tatrach za pierwszą fazę małej epoki lodowej, a rok 1576 za jej początek. Jednak wielu badaczy uważa, że pierwsze ochłodzenie przypada na pierwszą połowę wieku XIV, a nawet jeszcze wcześniej na rok 1250.

W świetle temperatury lata za koniec małej epoki lodowej w Tatrach można uznać rok 1895.

Lato roku 1913 o średniej temperaturze $7,6^{\circ}\text{C}$ ($dt = -2,5\text{K}$) należy uznać w Tatrach za najchłodniejsze w całej serii od połowy XVI wieku.

Po ochłodzeniu w latach 1961–1989 nastąpił silny wzrostowy trend temperatury lata trwający do dziś, a lato roku 1992 było najcieplejszym w drugiej połowie ubiegłego tysiąclecia. Natomiast lato roku 2003, które w Alpach odznaczało się niespotykaną do tej pory wysoką temperaturą (np. na Sonnblicku odchylenie $+3,8\text{K}$ od średniej wieloletniej), w Tatrach było tylko o $2,3\text{K}$ cieplejsze od przeciętnego, a o $0,6\text{K}$ chłodniejsze od lata 1992 roku.

PODZIĘKOWANIA

Dane pomiarowe dotyczące temperatury powietrza na Hali Gąsienicowej uzyskano zarówno z istniejących „*Roczników Meteorologicznych*” jak i z Centralnego Archiwum IMGW w Warszawie. Materiały dendrochronologiczne dla Tatr i Alp uzyskano z *International Tree-Ring Data Bank (ITRDB)* przy World Data Center for Paleoclimatology w National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, USA. Dane te są dostępne na stronie internetowej (<http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/text/tringguide.html>). Dane dla Sonnblicka uzyskano z *Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik* w Wiedniu oraz z bazy danych miesięcznych *GHCN – Global Historical Climate Network* dostępnej w NOAA poprzez internet (<http://http.ncdc.noaa.gov/pub/data/ghcn>).

Dr. Zdzisławowi Bednarzowi dziękuję za udostępnienie licznych swoich materiałów i publikacji, a zwłaszcza za przetworzony wstępnie zbiór dendrochronologiczny świerka z doliny Rauris w Alpach. Dr. Ryszardowi J. Kacze dziękuję za udostępnienie do celów porównawczych zbioru liczbowego serii residualnej przyrostów świerka z Doliny Gąsienicowej za lata 1540–2003. Szczególne podziękowanie składam Paniom Annie i Lonny Glaser z Fundacji „Janineum” w Wiedniu, gdzie dzięki uzyskanemu stypendium mogłem zebrać literaturę i porównawcze materiały z Alp, jak też dokonać wspólnie z dr Z. Bednarzem badań terenowych w Alpach.

LITERATURA

- Auer I., Böhm R., Mohnl H., 1993, *Die hochalpinen Klimaschwankungen der letzten 105 Jahre beschrieben durch Zeitreihenanalysen der auf Sonnblick gemessenen Klimatelemente*, 88.–89. Jb. D. Sonnblick-Vereins, Wien, s. 3–48.
- Bednarz Z., 1976, *Wpływ klimatu na zmienność szerokości słoików rocznych limby (Pinus cembra L.) w Tatrach*, Acta Agraria et Silvestria, Series Silvestris, 16, s. 13–34.
- 1984, *The comparison of dendroclimatological reconstructions of summer temperatures from the Alps and Tatra Mountains from 1741–1965*, Dendrochronologia, 2, s. 63–72.
- 1996, *June–July temperature variation for the Babia Góra National Park, Southern Poland, for the period 1650–1910*, [w:] B. Obrębska-Starkel, T. Niedźwiedź (red.), 1996, *Proceedings of the International conference on Climate Dynamics and the Global Change Perspective*, Cracow, October 17–20, 1995, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 102, s. 523–529.
- 2002, *Dendrochronologiczny zapis majowych nawrotów zimy w Tatrach u buka (Fagus sylvatica L.) z Doliny Strążyskiej*, Przemiany Środowiska Przyrodniczego Tatr, Kraków–Zakopane, s. 217–221.

- Bednarz Z., Jaroszewicz B., Ptak J., Szwagrzyk J., 1998–1999, *Dendrochronology of Norway spruce (Picea abies (L.) Karst.) in the Babia Góra National Park, Poland*, *Dendrochronologia*, 16–17, s. 45–55.
- Bednarz Z., Niedźwiedź T., Obrębska-Starkel B., Olecki Z., Trepńska J., 1994, *Natural and anthropogenic fluctuations of climate change in Southern Poland*, [w:] L. Starkel, M. Gutry-Korycka (red.), *GLOBAL CHANGE – Polish Perspectives*, *Geographia Polonica*, 62, s. 7–22.
- Bednarz Z., Trepńska J., 1992, *Climatic conditions of 1815 and 1816 from tree-ring analysis in the Tatra mountains*, [w:] C.R. Harington (red.), 1992, *The year without a summer? World climate in 1816*, National Museum of Science, Ottawa, Canada, s. 418–421.
- Beniston M. (red.), 1994, *Mountain environments in changing climates*, Routledge, London and New York, 452 ss.
- Bokwa A., Limanówka D., Wibig J., 2001, *Pre-instrumental weather observations in Poland in 16th and 17th centuries*, [w:] P.D. Jones (red.), *History and Climate. Memories of the Future?*, Kluwer Academic/Plenum Publishers, Dordrecht-Boston-London, s. 9–27.
- Böhm R., Auer I., Brunetti M., Maugeri M., Nanni T., Schöner W., 2001, *Regional temperature variability for the European Alps: 1760–1998 from homogenized instrumental time series*, *International Journal of Climatology*, 21, 14, s. 1779–1801.
- Borisenkov E.P., Pasieckij W.M., 1988, *Tysiacziletniaja letopis' nieobyčajnych jawlienij prirody*, Izd. Mysl, Moskwa, 524 ss.
- Boryczka J., 1993, *Naturalne i antropogeniczne zmiany klimatu Ziemi w XVII-XXI wieku*, WGiSR UW, Warszawa,
- Bradley R.S., 1994, *Reconstruction of climate A.D. 1000 to present*, [w:] R. Brázdil, M. Kolár (red.), *Contemporary Climatology*, Brno University, Brno, s. 12–21.
- Bradley R.S., Jones P.D., 1992, *When was the 'Little Ice Age'?*, [w:] T. Mikami (red.), *Proceedings of the international symposium on the Little Ice Age climate*, Tokyo, Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, s. 1–4.
- 1993, *'Little Ice Age' summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends*, *The Holocene*, 3, 4, s. 367–376.
- 1992, *Climatic conditions of the Little Ice Age in Bohemia*, [w:] T. Mikami (red.), *Proceedings of the international symposium on the Little Ice Age climate*, Tokyo, Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, s. 214–220.
- Brázdil R., 1994, *Climatic fluctuation in the Czech lands during the last Millennium*, *GeoJournal*, 32.3, s. 199–205.
- 1996, *Reconstructions of past climate from historical sources in Czech Lands*, [w:] P.D. Jones, R.S. Bradley, J. Jouzel (red.), *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 Years*, NATO ASI Series, 141, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, s. 409–431.
- Brehme K., 1951, *Jahrringchronologische und –klimatologische Untersuchungen an Hochgebirgslärchen des Berchtesgadener Landes*, *Zeitschrift für Weltforstwirtschaft*, 14 (3–4), s. 65–80.

- Briffa K.R., 1992, *Dendroclimatological reconstructions in Northern Fennoscandia*, [w:] T. Mikami (red.), *Proceedings of the international symposium on the Little Ice Age climate, Tokyo*, Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, s. 5–10.
- Briffa K.R., Jones P.D., Schweingruber F.H., 1988, *Summer temperature patterns over Europe: A reconstruction from 1750 A.D. based on maximum latewood density indices of conifers*, *Quaternary Research*, 30, s. 36–52.
- Briffa K.R., Jones P.D., Schweingruber F.H., Osborn T.J., 1998, *Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere Summer temperature over the past 600 years*, *Nature*, 393, s. 450–455.
- Briffa K.R., Osborn T.J., Schweingruber F.H., Jones P.D., Shiyatov S.G., Vaganov E.A., 2002a, *Tree-ring width and density around the Northern Hemisphere: Part 1, Local and regional climate signals*, *The Holocene*, 12, s. 737–757.
- 2002b, *Tree-ring width and density around the Northern Hemisphere: Part 2, Spatio-temporal variability and associated climate patterns*, *The Holocene*, 12, s. 759–789.
- Cebulak E., 1994, *Zmienność maksymalnych opadów dobowych w dorzeczu górnej Wisły*, *Wiadomości IMGW*, 17 (38), 1, s. 83–91.
- 1995, *Zmienność opadów atmosferycznych w cieplej porze roku w Karpatach*, *Conference Papers*, 23, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa, s. 29–36.
- Czerwiński J., 1991, *Powódzie w rejonie Karkonoszy od XV w. do czasów współczesnych*, *Prace Instytutu Geograficznego, A-VI, Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1237, s. 85–104.
- Eckstein D., Aniol R.W., 1981, *Dendroclimatological reconstruction of the summer temperatures for an alpine region*, *Mitteilungen der Forstlichen Bundesversuchsanstalt*, 142, s. 391–398.
- Fagan B., 2000, *Little ice age, the: how climate made history: 1300–1850*, New York, NY, Basic Books, XXII, 247 ss.
- Feliksik E., 1972, *Studia dendroklimatologiczne nad świerkiem (Picea excelsa L.)*, Cz. 1 i 2, *Acta Agraria et Silvicultura, Series Silvicultura*, 12, s. 39–83.
- Flohn H., 1982, *Actual paleoclimatic problems from a climatological viewpoint*, [w:] A. Ghazi (red.), *Paleoclimatic research and models*, Dordrecht, Boston, Lancaster, s. 17–33.
- Girguś R., Strupczewski W., 1965, *Wyjątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI*, *Instrukcje i Podręczniki PIHM*, 87, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa, 214 ss.
- Grove J.M., 1988, *The Little Ice Age*, Methuen, London and New York, 498 ss.
- Harrington C.R. (red.), 1992, *The year without a summer? World climate in 1816*, Canadian Museum of Nature, Ottawa, 576 ss.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 11, Kraków, 267 ss.
- 1974, *Piętra klimatyczne w Tatrach*, *Czasopismo Geograficzne*, 45, 1, s. 75–95.

- Hess M.T., 1996, *Klimat*, [w:] Z. Mirek (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, TPN, Kraków-Zakopane, s. 53–68.
- Hulme M., 2003, *Central England temperature (1659–2003)*, strona internetowa: <http://www.cru.uea.ac.uk/~mikeh/datasets/uk/cet.htm>
- International Tree-Ring Data Bank, *Contributors of the International Tree-Ring Data Bank, IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology*, NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder, Colorado, USA; dane dostępne na stronach internetowych: <http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/text/tringguide.html> lub <ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/paleo/treering/chronologies/europe/>
- IPCC, 2001, *Climate Change 2001. The Scientific Basis*. Contribution of the Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., van der Linden P.J., Dai X., Maskell K., Johnson C.A. (red.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 ss.
- Jones P.D., Bradley R.S., 1992, *Climatic variations over the last 500 years*, [w:] R.S. Bradley, P.D. Jones (red.), *Climate since A.D. 1500*, Routledge, London, s. 649–665.
- Kaczka R.J., 2004, *Dendrochronologiczny zapis zmian klimatu Tatr od schyłku malej epoki lodowej na przykładzie Doliny Gąsienicowej*, [w:] A. Kotarba (red.), *Rola malej epoki lodowej w przekształcaniu środowiska przyrodniczego Tatr*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, Warszawa (w niniejszym tomie).
- Kłapa M., 1980, *Procesy morfogenetyczne oraz ich związek z sezonowymi zmianami pogody w otoczeniu Hali Gąsienicowej w Tatrach*, Dokumentacja Geograficzna, 4, 55 ss.
- Konček M. (red.), 1974, *Klima Tatier*, Veda, Bratislava, 856 ss.
- Kotarba A., 1995, *Rapid mass wasting over the last 500 years in the High Tatra Mountains*, *Questiones Geographicae*, Special Issue, 4, s. 177–183.
- 1998, *Landscape ecology, human impact and extreme erosional events in the Tatra Mountains, Poland*, *Ambio*, 27, 4, s. 354–357.
- 2004, *Zdarzenia geomorfologiczne w Tatrach Wysokich podczas malej epoki lodowej*, [w:] A. Kotarba (red.), *Rola malej epoki lodowej w przekształcaniu środowiska przyrodniczego Tatr*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, Warszawa (w niniejszym tomie).
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*, *Geographical Studies*, Special Issue, 3, Wrocław, 106 ss.
- Kożuchowski K., 1996, *Współczesne zmiany klimatyczne w Polsce na tle zmian globalnych*, *Przegląd Geograficzny*, 68, 1–2, s. 79–98.
- Kożuchowski K., Marciniak K., 1987, *Zmiany temperatury powietrza w Europie Środkowej od 1781 r.*, *Czasopismo Geograficzne*, 58, 2, s. 173–189.
- Ladurie E. Le Roy, 1972, *Times of feast, times of famine: A history of climate since the year 1000*, George Allen & Unwin Ltd., London, 428 ss.
- Lamb H.H., 1977, *Climate: present, past and future. Vol. 2. Climatic history and the future*, Methuen, London, 835 ss.

- 1980, *Weather and climate patterns of the Little Ice Age*, [w:] H. Oeschger, O. Messerli, M. Svilar (red.), *Das Klima, Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft*, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, s. 149–169.
- Limanówka D., 2001, *Rekonstrukcja warunków klimatycznych Krakowa w pierwszej połowie XVI wieku*, Materiały Badawcze IMGW, Seria Meteorologia, 33, Warszawa, 176 ss.
- Lindgren S., Neumann J., 1981, *The cold wet year 1695. A contemporary German account*, *Climate Change*, 3, s. 173–187.
- Lorenc H., 1994, *Symptomy zmian klimatu w strefach ograniczonych wpływów antropogenicznych*, Materiały Badawcze IMGW, Seria Meteorologia, 19, Warszawa, 52 ss.
- 2000, *Studia nad 220-letnią (1779–1998) serią temperatury powietrza w Warszawie oraz ocena jej wiekowych tendencji*, Materiały Badawcze IMGW, Seria Meteorologia, 31, Warszawa, 104 ss.
- Luterbacher J., Rickli R., Xoplaki E., Tinguely C., Beck C., Pfister C., Wanner H., 2001, *The late maunder minimum (1675–1715) – A key period for studying decadal scale climatic change in Europe*, *Climatic Change*, 49, s. 441–462.
- Manley G., 1974, *Central England temperature: monthly means 1659 to 1973*, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 100, s. 389–405.
- Mann M.E., Bradley R.S., Hughes M.K., 1998, *Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries*, *Nature*, 392, s. 779–787.
- Maruszczak H., 1999, *Tendencje do zmian klimatu w ostatnim tysiącleciu*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski – Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Naukowe, PWN, Warszawa, s. 180–188.
- Messerli B., Messerli P., Pfister C., Zumbühl H.J., 1978, *Fluctuations of climate and glaciers in the Bernese Oberland, Switzerland, and their geoecological significance, 1600 to 1975*, *Arctic and Alpine Research*, 10, s. 247–260.
- Michalczewski J., 1955, *Klimat Tatr*, [w:] W. Szafer (red.), *Tatrzański Park Narodowy*, Zakład Ochrony Przyrody PAN, Kraków, s. 37–44.
- Namaczyńska S., 1937, *Kronika klęsk elementarnych w Polsce i w krajach sąsiednich w latach 1648-1696*, Część I: *Zjawiska meteorologiczne*, *Badania z Dziejów Społecznych i Gospodarczych*, Lwów, 23, 107 ss.
- Niedzwiedz T., 1992, *Climate of the Tatra Mountains*, *Mountain Research and Development*, 12, 2, The University of California Press for United Nations University and International Mountain Society, Berkeley, s. 131–146.
- 1995a, *Atmospheric circulation influences on mountain climate in Central Europe*, [w:] *Climatology and air pollution* – Resúmenes, 13 al 27 Agosto de 1995, *Mountain Weather and Climate*, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza, Republica Argentina, s. 231–242.
- 1995b, *Wieloletnia zmienność temperatury i opadów w Tatrach*, *Przyroda TPN a Człowiek*, T. 1, *Nauki o Ziemi*, Kraków-Zakopane, s. 156–158
- Norton D.A., Palmer J.G., 1992, *Dendroclimatic evidence of northern and central European summer temperatures*, [w:] R.S. Bradley, P.D. Jones [red.], *Climate since A.D. 1500*, London, Routledge, s. 463–482.

- Obrębska-Starkłowa B., 1997a, *Współczesne poglądy na zmiany klimatyczne w Europie w okresie schyłku małego glacialu*, [w:] J. Trepńska (red.), *Wahania klimatu w Krakowie (1792–1995)*, Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, s. 163–190.
- 1997b, *Dylematy związane z badaniami klimatu małego glacialu w skali globalnej*, [w:] J. Trepńska (red.), *Wahania klimatu w Krakowie (1792–1995)*, Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, s. 191–198.
- Obrębska-Starkel B., Bednarz Z., Niedźwiedz T., Trepńska J., 1995, *On the trends of the climate changes in the higher parts of the Carpathian Mountains*, *Zeszyty Naukowe UJ – Prace Geograficzne*, 98, s. 123–151.
- Obrębska-Starkel, B., Starkel, L., 1991, *Efekt cieplarniany a globalne zmiany środowiska przyrodniczego*, *Zeszyty Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN*, 4, 71 ss.
- Opala M., 2004, *Zastosowanie metody dendroklimatologicznej w rekonstrukcji klimatu na terenie Hali Gąsienicowej*, Praca magisterska wykonana w Katedrze Klimatologii Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec, 51 ss. (maszynopis).
- Orlicz M., 1962, *Klimat Tatr*, [w:] W. Szafer (red.), *Tatrzański Park Narodowy*, wyd. 2, Polska Akademia Nauk, Kraków, s. 15–70.
- Parker D.E., Legg T.P., Folland C.K., 1992, *A new daily Central England temperature series, 1772–1991*, *International Journal of Climatology*, 12, s. 317–342.
- Paszyński J., Niedźwiedz T., 1999, *Klimat*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski – Środowisko przyrodnicze*, rozdz. 3, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, s. 288–343.
- Pfister C., 1980, *The Little Ice Age: thermal and wetness indices for Central Europe*, *Journal of Interdisciplinary History*, 10, 4, s. 665–696.
- 1981, *An analysis of the Little Ice Age climate in Switzerland and its consequences for agricultural production*, [w:] T.M.L. Wigley i in. (red.), *Climate and history*, Cambridge University Press, Cambridge, s. 214–247.
- 1988, *Variations in the spring-summer climate of Central Europe from the High Middle Ages to 1850*, [w:] H. Wanner, U. Siegenthaler (red.), 1988, *Long and short term variability of climate*, Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York – London – Paris – Tokyo, s. 57–82.
- 1992a, *Monthly temperatures and precipitation in Central Europe 1525–1979; quantifying documentary evidence on weather and its effects*, [w:] R.S. Bradley, P.D. Jones (red.), 1992, *Climate since A.D. 1500*, Routledge, London, s. 118–142.
- 1992b, *Five centuries of Little Ice Age climate in Western Europe*, [w:] T. Mikami (red.), *Proceedings of the International Symposium on the Little Ice Age Climate*, Tokyo, Department of Geography, Tokyo Metropolitan University, s. 208–212.
- 1999, *Wetternachhersage: 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen (1496–1995)*, Verlag Paul Haupt, Bern; Stuttgart; Wien, 304 ss.
- Porter S.C., 1986, *Pattern and forcing of Northern Hemisphere glacier variations during the last millennium*, *Quaternary Research*, 26, s. 27–48.

- Pruchnicki J., 1987, *Metody opracowań klimatologicznych*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 203 ss.
- Przybylak R., Wójcik G., Marciniak K., Chorążyczewski W., Nowosad W., Oliński P., Syta K., 2004, *Zmienność warunków termiczno-opadowych w Polsce w okresie 1501–1840 w świetle danych historycznych*, Przegląd Geograficzny, 76, 1, s. 5–31.
- Sadowski M., 1991, *Variability of extreme climatic events in Central Europe since the 13th century*, Zeitschrift für Meteorologie, 41, 5, s. 350–356.
- Schweingruber F.H., Braker O.U., Schär E., 1979, *Dendroclimatic studies on conifers from Central Europe and Great Britain*, Boreas, 8.
- Siemionow A., 1992, *To i owo o Tatrach, Tom 1. Ciekawostki fizjograficzne z dziedziny ekstremaliów morfologicznych i geologicznych, zjawisk meteorologicznych, optycznych, flory i fauny Tatr*, Biblioteka Tatrzańsko-Zakopiańska z Kozicą, seria I, Kalwaria Zebrzydowska, 160 ss.
- Starkel L., 1996, *Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 30, s. 21–38.
- 1999, *Ulewy, powodzie i inne zdarzenia ekstremalne*, Zagrożenia Cywilizacyjne, Prace Komisji Zagrożeń Cywilizacyjnych, 2, PAU, Kraków, s. 81–96.
- Stolarczyk J., 1915, *Kronika Parafii Zakopiańskiej (1848–1890)*, wydał i wstępem opatrzył Adam Wrzosek, Nakładem Wydawcy – Druk W. L. Anczyca i Sp., Kraków, 23 ss.
- Szaflarski J., 1972, *Poznanie Tatr. Szkice z rozwoju wiedzy o Tatrach do połowy XIX. wieku*, Wydawnictwo Sport i Turystyka, Warszawa, 619 ss.
- Szewczuk J., 1939, *Kronika klęsk elementarnych w Galicji w latach 1772–1848*, Badania z Dziejów Społecznych i Gospodarczych pod red. prof. Fr. Bujaka, 35, Lwów, [Przedmowa 92 ss.], 336 ss.
- Švec G.I., 1972, *Vydajuscijesja gidrologičeskie javlenija na jugo-zapade SSSR*, Gidrometeorologičeskoje Izdatelstvo, Leningrad, 244 ss.
- Trepińska J. (red.), 1997, *Wahania klimatu w Krakowie (1792–1995). Wiekowe zmiany klimatu na podstawie krakowskiej serii meteorologicznej (1792–1995) ze szczególnym uwzględnieniem schyłku małego glacialu*, Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 204 ss.
- Trepińska J., Kowanetz L., 1997, *Wieloletni przebieg średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza w Krakowie, 1792–1995*, [w:] J. Trepińska (red.), *Wahania klimatu w Krakowie (1792–1995), Wiekowe zmiany klimatu na podstawie krakowskiej serii meteorologicznej (1792–1995) ze szczególnym uwzględnieniem schyłku małego glacialu*, Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, s. 99–130.
- Walawender A., 1932, *Kronika klęsk elementarnych w Polsce i krajach sąsiednich w l. 1450–1586, Część I: Zjawiska meteorologiczne i pomory*, Badania z Dziejów Społ. i Gosp., Lwów, 10–11, 299 ss.
- Wanner H., Pfister C., 1994, *The Late Maunder Minimum (1675–1704) – a key period for studying rapid climate change in Europe*, Proceedings Congress on Contemporary Climatology, Brno, August 1994, s. 574–579.

- Weber R.O., Talkner P., Auer I., Böhm R., Gajic-Capka M., Zaninovic K., Brázdil R., Fasko P., 1997, *20th-century changes of temperature in the mountain regions of Central Europe*, Climatic Change, 36, s. 327–344.
- Werchacki R., 1938, *Klęski elementarne w Polsce w latach 1587–1647. Część I: Zjawiska meteorologiczne, stan urodzajów i pomory bydła*, Sprawozdania Towarzystwa Naukowego Lwów, 18, 3, s. 321–326.
- Zielski A., Krąpiec M., 2004, *Dendrochronologia*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa, 328 ss.

RECONSTRUCTION OF SUMMER TEMPERATURE IN THE TATRA MOUNTAINS SINCE 1550

Summary

The paper presents an attempt to reconstruct summer (June–August) temperature conditions in the Tatra Mountains in the period 1550–2004. The Tatra Mountains are the highest within the Carpathian Range of Central Europe, located on the frontier of Poland and Slovakia. The most representative meteorological station at Hala Gąsienicowa (1520 m a.s.l.) is located near the upper timberline. Direct measurements are relatively short and cover 70 years: 1927–1938 and 1947–2004. Mean summer temperature 10.0°C is typical for timberline, and annual average is near 2.0°C (Hess 1965). Vertical temperature gradient for summer period equals –0.71 K/100m. Therefore on the highest summit Gerlach (2655 m a.s.l.) summer temperature is about 8.0 K lower. Variability of summer temperature and precipitation during instrumental period is presented on figure 1.

For reconstruction of summer temperature standarizable values (z) were used according to the following formula (Pruchnicki 1987):

$$z_i = (x_i - x_{gr})/\sigma$$

where: x – value of meteorological element in the year i , x_{gr} – mean, σ – standard deviation. The instrumental data were correlated with the nearest stations in Zakopane (m a.s.l.) and long-established station in Kraków (220 m a.s.l.) which is located about 100 km north from the Tatras. Correlation coefficient of summer temperature in the Tatra Mountains and Zakopane is very high ($r = 0.953$) and lower in when the data from Hala Gąsienicowa and Kraków are juxtaposed ($r = 0.880$). Proxy records of tree-rings data from Tatra Mountains and Babia Góra ($r = 0.500$) were used for reconstruction of data before 1792. Similar data reconstruction was carried out in the case of the Eastern Alps ($r = 0.427$) for the period 1550–1600. Data was obtained from publications (Feliksik 1972; Bednarz 1976, 1984, 1996, 2002; Bednarz et al. 1998–1999; Brehme 1951; Schweingruber et al. 1979; Kaczka 2004; Opała 2004) and internet data-base: *World Data Center for Paleoclimatology Data* (International Tree-Ring Data Bank). Standard errors of estimation (bse) of mean summer temperature (June–August) in the Tatra Mountains (Hala Gąsienicowa) for different sub-periods of 1550–2004 are presented in the table 1.

Analysis of reconstructed summer temperature in the Tatra Mountains indicates that its variability during the part of Little Ice Age and contemporary period of global

warming is very complex (fig. 3). During the last 455 years (1550–2004) relatively long intervals, sometimes above 100 years long, of warming and cooling, with shorter fluctuations inside occurred. After a relatively warm period (1550–1575), a cool phase of the Little Ice Age (1576–1675) can be distinctly observed (fig. 4). In 1676 a very long (117 years), warm period covering largest part of 18th century (fig. 5) started. This period can be divided into four short cool phases and five longer warm phases. The first warm period (1676–1688) was the most evident.

Prolonged cool interval (1793–1895) lasted 103 years (fig. 6). Generally, it is the last episode of the Little Ice Age, which ended around 1850 according to most estimations. But taking into account the summer temperature in the Tatra Mountains, the cool conditions prevailed almost till the end of 19th century. The decade 1831–1840 was the coldest within the last 455 years (tab. 2). The second and the longest cooling of the 19th century took place in the years 1829–1851. The summer of 1844 with average temperature 7.9°C ($dt = -2.2K$) was the second coldest summer in the whole series, and summer of 1838 (8.1°C) – the third one.

Contemporary period in the Tatra Mountains is rather heterogenous when summer temperature conditions are considered. There are three warm and two cool episodes (fig. 7). The short phase of warming at the turn of the 19th and 20th century (1896–1905) lasted only 10 years. The next cool episode (1906–1926) lasted 21 years. During this period the coldest summer with average temperature 7.6°C ($dt = -2.5K$) occurred in 1913. Then from 1927 till 1959 warm summers became more frequent. This warm episode (1927–1959) as everybody knows covered also a large part of northern Europe as well as the Atlantic sector of the Arctic. But during this period several severe winters took place in the Tatra Mountains (1928/1929, 1939/1940, 1941/1942, 1946/1947, 1955/1956), so the annual range of temperature was larger than normal which reflects increasing continentality of the climate. The summers of 1939 and 1946 (11.3°C), as well as the summer of 1950 (11.2°C) were the warmest. Three coolest summers occurred in 1949 (8.5°C), 1933 (8.8°C) and 1940 (8.9°C).

The last cool period was observed in the years 1960–1990. It was caused probably by intense western circulation above Europe and increased cloudiness. However at the end of this cool period there was an increase in the frequency of warm winters (the warmest was the winter of 1989/1990), and consequently the annual temperature range decreased. The coldest conditions were in the 1970s, and the summer of 1978 with average temperature 8.,0°C ($dt = -2.1K$) was the fourth coolest of the last 455 years. Only the summers of 1913, 1844 and 1838 were cooler than it. But even in this generally cool period, very warm summer of 1963 (11.2°C) occurred.

Warm summer seasons have dominated in the Tatra Mountains since 1991, with the most notable warm summer in 1992 (12.5°C; $dt = +2.4K$), which was followed by similarly warm conditions in 1994 (11.4°C), 2002 and 2003 (11.9°C). Last summer 2004 witnessed temperature near the normal. During the last 14 years (1991–2004) only two summers stand out due to their small negative anomalies in temperature: 1993 ($dt = -0.8K$) and 1996 ($dt = -0.3K$).

Comparison of data for the period of 1951–2004 from Hala Gąsienicowa with summer temperature on Kasprowy Wierch (1991 m) and Lomnický Štít (2636 m., fig. 8) summits confirms that reconstructed temperature curves are fully representative

for the whole part of the Tatra Mountains above the upper timberline. Large similarity in the long-term variability of temperature is also observed in other mountains in Central Europe. Comparison with the summer temperature anomaly curve for 1898–2004 on Sonnblick summit (3106 m) in the Eastern Alps (fig. 9) can be a good example. Remarkable negative temperature anomaly in summer 1913 is visible in both of these areas. Contemporary warming after 1970 was definitely more intense in the Alps than in the Tatra Mountains, with unusually positive anomaly in summer 2003, because it exceeded up to 3,5 times the standard deviation.

Many similarities can be observed even when one compares summer temperatures in the Tatra Mountains with such a distant area as for example Central England (fig. 10). Some of them are better visible on the moving average curves. Distinctive variations are visible at the turn of the 17th and 18th century and then the 18th and 19th century. Contemporary warming began in England in 1970, while in the Tatra Mountains period of cool summers still prevailed until 1990. Fewer similarities can be observed in comparison with temperature reconstruction for the Northern Hemisphere (Mann i in. 1998). Only cooling at the end of the 16th century and during final Little Ice Age phase in the 19th century in the Tatra Mountains correlate well with corresponding records for the hemisphere.

Adres autora:

Tadeusz Niedźwiedź

Katedra Klimatologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski,

ul. Będzińska 60, 41–200 Sosnowiec

oraz Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Oddział w Krakowie,

ul. Borowego 14, 30–215 Kraków.

e-mail: niedzwie@ultra.cto.us.edu.pl

Ryszard J. Kaczka

DENDROCHRONOLOGICZNY ZAPIS ZMIAN KLIMATU TATR OD SCHYŁKU MAŁEJ EPOKI LODOWEJ (NA PRZYKŁADZIE DOLINY GAŚNIENICOWEJ)

1. WSTĘP

Wahania klimatu strefy umiarkowanej w ostatnich stuleciach są tematem szerokiej dyskusji (Alverson, Bradley, Pedersen 2002; Bradley 2000; Luterbacher i in. 2004), a informacje pozyskane przy zastosowaniu metod dendrochronologicznych stanowią w niej ważne argumenty (Briffa 2000; Briffa i in. 2002a, b; Esper, Cook, Schweingruber 2002).

Najjaskrawszym przejawem zmian klimatycznych w ostatnim tysiącleciu było ochłodzenie trwające od połowy XIII do połowy XIX wieku (Bradley, Jones 1992) znane powszechnie jako mała epoka lodowa (*Little Ice Age*). Ochłodzenie to, podobnie jak poprzedzający go cieplejszy okres (Grove 1988), to oprócz obecnego ocieplenia najważniejsze fluktuacje klimatu w istotny sposób wpływające na kształtowanie się środowiska geograficznego w późnym holocenie. Rekonstrukcja tych zmian wymaga wykorzystania różnorodnych danych. Im bliżej współczesności, tym więcej jest informacji, mówiących pośrednio lub bezpośrednio o dynamice tych zjawisk. Dla niektórych obszarów, takich jak Tatry, późne pojawienie się pomiarów instrumentalnych zmusza do stosowania rekonstrukcji klimatu nawet dla schyłku małej epoki lodowej.

Dendrochronologia to metoda bezwzględnego datowania bazująca na zliczaniu i analizowaniu przebiegu rocznych przyrostów tkanek drzew (Kannel, Schweingruber 1995; Schweingruber 1996). Klasyczne datowania opierają się głównie na badaniach rocznych przyrostów pni drzew. Obecnie coraz częściej stosuje się je do innych części drzew – korzeni, gałęzi oraz niektórych innych roślin wieloletnich (Schweingruber 1998). Upowszechnienie się dendrochronologii w badaniach zmian środowiska przyrodniczego wynika z jej precyzji (datowanie z dokładnością do roku kalendarzowego lub nawet

pory roku) oraz prostoty samej metody (Cook, Kairiukstis 1990). Analizy dendrochronologiczne mogą służyć do określenia pojedynczej daty, jak to jest w przypadku datowania zabytków archeologicznych i dzieł sztuki lub też rekonstrukcji zmian środowiska przyrodniczego w czasie. Do tej ostatniej grupy analiz dendrochronologicznych zaliczamy dendroklimatologię (Kannell, Schweingruber 1995). Obiektem jej zainteresowania jest badanie relacji klimatu i takich cech drewna jak wielkość słoja, jego anatomiczna struktura, tempo wykształcenia itp. Przy wykorzystaniu tej wiedzy możliwa jest rekonstrukcja parametrów klimatycznych, najczęściej temperatury powietrza i opadów (Fritts 2001).

Fenologiczne zmiany warunków atmosferycznych znajdują swoje odbicie w cyklu wegetacyjnym drzew. W ciągu jednego okresu wegetacyjnego miazga (*cambium*), znajdująca się pod korą tkanka odpowiedzialna za produkcję drewna wtórnego i tyka wytwarza określoną ilość komórek. Komórki te budują przyrost roczny. Szerokość rocznego przyrostu drewna wtórnego jest nośnikiem informacji o warunkach meteorologicznych, panujących w danym roku. Spośród zewnętrznych czynników wpływających na rozwój drzewa największym fluktuacjom podlegają właśnie warunki atmosferyczne. Określają one między innymi temperaturę, ilość energii słonecznej oraz bilans wodny gleby, czyli warunki konieczne do prowadzenia procesów życiowych i wykształcania biomasy. Pozostałe elementy środowiska zmieniają się bardzo powoli (warunki glebowe, rzeźba terenu, konkurencja z innymi drzewami) albo bardzo gwałtownie (pojawy szkodników, osunięcie stoku, wiatrolomy itp.) i zdecydowanie przekształcają warunki życia drzewa (Schweingruber 1996). Dlatego za zmiany szerokości słoików z roku na rok najczęściej odpowiedzialny jest klimat i jego aktualne parametry w danym sezonie wegetacyjnym. Informacją klimatyczną może być nie tylko wielkość przyrostu, ale również zawarte w nim zniekształcenia anatomiczne, stanowiące zapis ekstremalnych zdarzeń pogodowych (Schweingruber 1990, 1998).

Sekwencje kolejnych rocznych przyrostów (nie bezwzględne ich wielkości) są podobne dla drzew rosnących w tym samym czasie i w podobnych warunkach (klimat, wysokość n.p.m., gleba, ekspozycja, rzeźba terenu). Na czynniki regionalne nakładają się uwarunkowania mikrosiedliskowe, wpływające na wzrost pojedynczych drzew. Ich zapis stanowi szum, który zaciera obraz dominujących, regionalnych czynników. W dendroklimatologii główny nacisk kładzie się na ekstrakowanie dominujących czynników warunkujących wzrost drzew na badanym terenie. Warunki klimatyczne najsilniej oddziałują na drzewa rosnące w strefie granicy lasu (Fritts 2001; Schweingruber 1998), dlatego też najczytelniej zapisują się w rocznych przyrostach drzew (Schweingruber, Kairiukstis 1990). W naszej szerokości geo-

graficznej jest to górna granica lasu w górach, a głównym czynnikiem jest temperatura powietrza w lecie (Eckstein, Anioł 1981; Bednarz 1982, 1983; Feliksik 1972a, b, 1987; Makinem i in. 2002).

Fakt podobnego zapisu w słojach wielu drzew rocznych warunków klimatycznych umożliwia tworzenie uogólnionych zestawień regionalnych – *chronologii* (skal dendrochronologicznych). Informacje o zmiennej wielkości słoików mogą być pozyskiwane na podstawie pomiaru szerokości rocznego przyrostu dla każdego roku lub określania jedynie charakterystycznych lat zaznaczających się wyjątkowo wąskimi lub szerokimi przyrostami. Do celów dendroklimatologicznych stosuje się precyzyjne pomiary szerokości przyrostów z każdego roku. Skala dendrochronologiczna, zawierająca zunifikowane informacje z takich pomiarów dla wielu drzew, stanowi wzorzec, który można również wykorzystać do datowania prób poprzez porównanie sekwencji przyrostów. Chronologia powstaje zazwyczaj na podstawie żyjących drzew i może być rozszerzana o próby pochodzące z drewnianych zabytkowych budynków, zabytków archeologicznych, kopalnych pni etc.

Dendrochronologia, a ściślej dendroklimatologia stosowana jest do badań i rekonstrukcji klimatu we wszystkich obszarach zalesionych na wszystkich kontynentach. Wyniki tych studiów oprócz licznych publikacji są często dostępne w formie elektronicznej na profesjonalnych stronach internetowych prowadzonych przez US National Geophysical Data Center (<http://www.ngdc.noaa.gov/paleo/treering.html>) oraz Laboratory of Tree-Ring Research, Uniwersytet Arizoański (<http://tree.ltrr.arizona.edu/bib/bibsearch.html>).

W Polsce badania dendroklimatyczne rozwijają się od drugiej połowy XX wieku (Zinkiewicz 1946). Tatry stanowiły od początku ważny obiekt zainteresowań (Ermich 1955, 1961). W Karpatach, a szczególnie w Tatrach, najliczniejsze badania prowadził K. Ermich (1955), Z. Bednarz (1982, 1983, 1984, 1992), E. Feliksik (1972a, b, 1987).

2. CEL BADAŃ

Celem badań było określenie zapisu fluktuacji klimatu w Tatrach Wysokich w słojach świerka pospolitego (*Picea abies* (L.) Karst.) w czasie ostatnich kilkuset lat. Szczególny nacisk położono na analizę pojedynczych zdarzeń na tle długookresowych trendów klimatycznych np. mała epoka lodowa. Aby zrealizować ten cel należało:

- 1) zbudować chronologię,
- 2) określić statystycznie istotne relacje warunków klimatycznych i wielkości słoików dla okresu, w którym prowadzono pomiary instrumentalne,

3) na podstawie uzyskanego modelu dokonać rekonstrukcji istotnych parametrów klimatu (w tym wahań długookresowych i lat charakterystycznych) dla okresu wcześniejszego,

4) uzupełnienie tych informacji poprzez rozpoznanie ekstremalnych lat i zdarzeń pogodowych na podstawie analizy anatomii drewna w obrębie pojedynczych słoików.

3. CHARAKTERYSTYKA TERENU BADAŃ

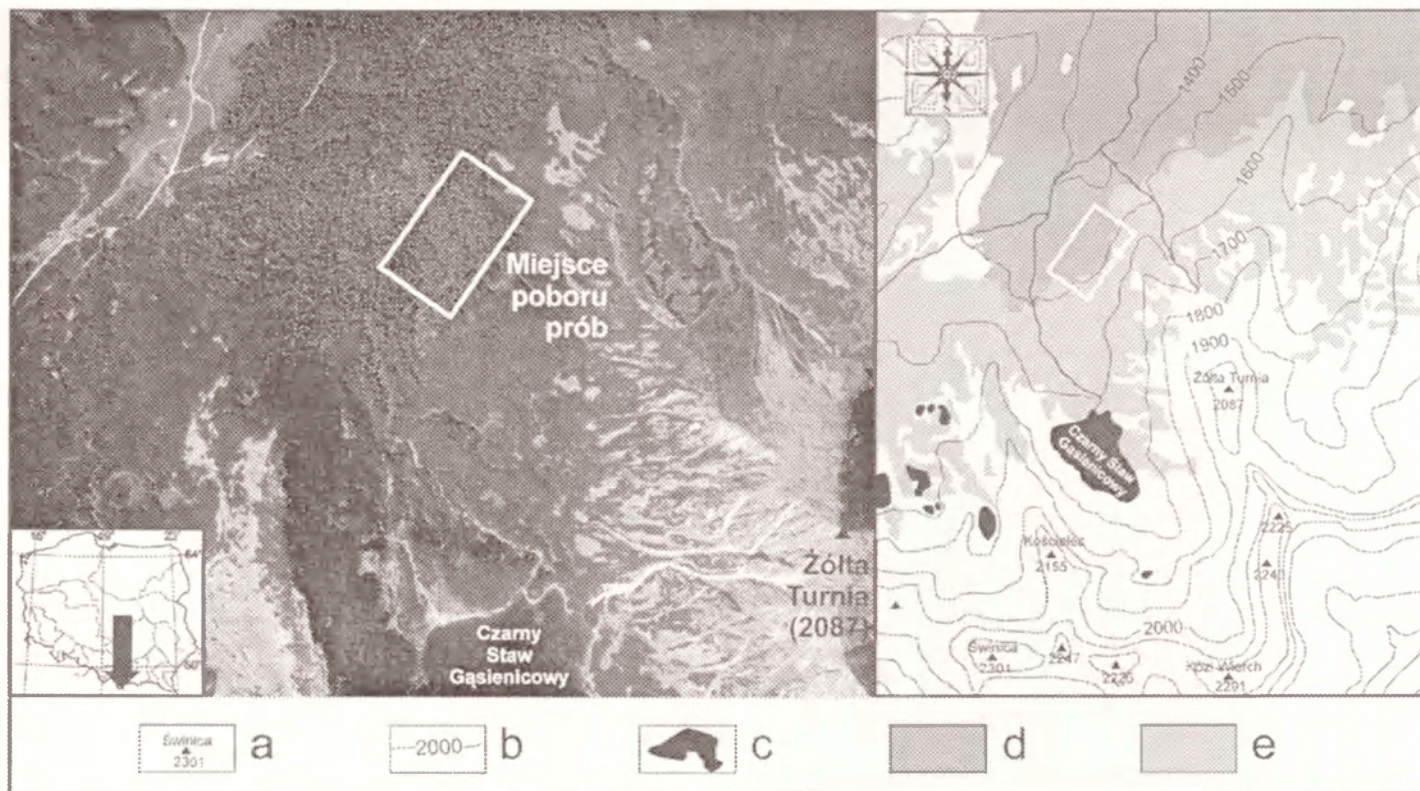
Badania prowadzono w Tatrach Wysokich w Dolinie Gąsienicowej (ryc. 1). Próby dendrochronologiczne pobrane zostały z północnego stoku przy górnej granicy zwartego drzewostanu (ryc. 2). Średnia wysokość obszaru, z którego pobierano próby to 1500–1550 m n.p.m. Na wybór tego obszaru wpływ miały:

- występowanie w tej części Tatr starodrzewu zaklasyfikowanego przez Myczkowskiego i in. (1985) jako niepowtarzalny las naturalny,
- obecność w tym rejonie górnej granicy lasu na wysokości podobnej jak w całych Tatrach (1550m n.p.m.),
- zlokalizowanie w pobliżu stacji meteorologicznej – Hala Gąsienicowa 1520 m n.p.m. (oddalonej 1 km od terenu badań).

Badania prowadzono zatem w naturalnym drzewostanie, złożonym ze stosunkowo starych drzew, a do analiz dendroklimatycznych wykorzystano dane meteorologiczne z bezpośredniego sąsiedztwa o podobnym (po za ekspozycją) topoklimacie.

Wybór świerka pospolitego (*Picea abies* (L.) Karst.) jako podstawowego materiału badawczego podyktowany był faktem, że jest on najpowszechniejszym a zatem reprezentatywnym drzewem w lasach regla górnego w Tatrach.

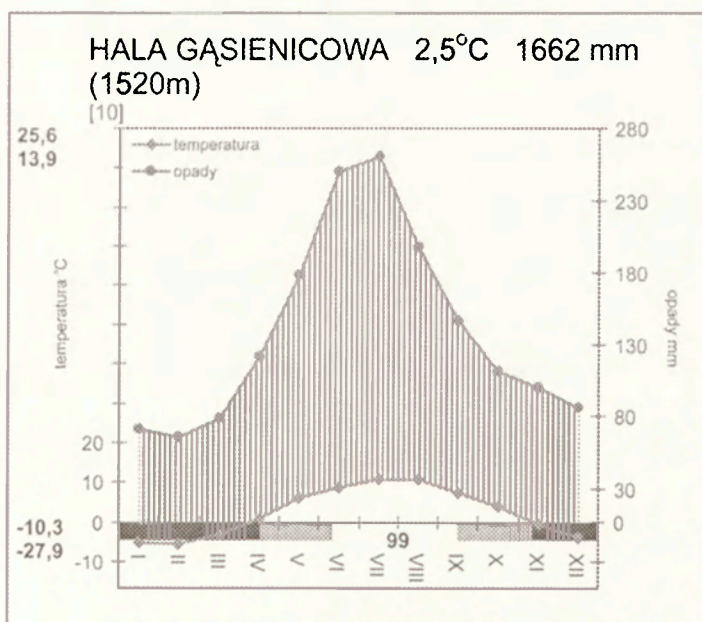
Dolina Gąsienicowa jest wyścielana osadami morenowymi. Las ma charakter boru świerkowego (Myczkowski, Piękoś-Mirek, Baryła 1985). Górna granica lasu pokrywa się tu z kulminacją jednego z wałów moreny bocznej. Budowa geologiczna, rzeźba terenu oraz warunki glebowe powodują, że na przebieg granicy lasu w tym miejscu wpływ mogą mieć, poza klimatem również czynniki edaficzne. Najważniejsze cechy klimatu doliny, zakwalifikowanego przez M. Hessa (1965) jako chłodny przedstawione zostały w formie klimadiagramu (ryc. 3).



Ryc. 1. Lokalizacja terenu badań: a) główne szczyty, b) warstwy (co 100 m), c) jeziora i potoki, d) las górnoreglowy, e) kosodrzewina
 Location of area investigated: a) summits (height in m a.s.l.), b) contours at 100 m intervals, c) lakes and streams, d) upper alpine belt forest, e) mugo pine



Ryc. 2. Strefa górnej granicy lasu, gdzie pobierano próby dendrochronologiczne
The zone of timberline of sampled spruce



Ryc. 3. Ważniejsze cechy klimatu Hali Gąsienicowej (na podstawie danych z lat 1949–2003)

Climatdiagram of Hala Gąsienicowa (1949–2003)

4. METODYKA

Badania prowadzono z zastosowaniem klasycznych metod dendrochronologicznych. Próby pobierano z drzew rosnących w strefie górnej granicy lasu. Wybrano jedynie drzewa o prawidłowym pokroju, bez śladów zniekształceń lub uszkodzeń, które mogłyby zakłócić normalny przebieg słoju (Breaker 2002). Próby pobierano za pomocą świdra Pressler'a równolegle do stoku, aby uniknąć zniekształceń słoju wynikających z obecności drewna reakcyjnego. Pobierano jeden rdzeń z drzewa. Analizy statystyczne wykazały brak w drzewach z tego rejonu przyrostów pozornych lub wypadających. Donosi o tym również E. Feliksik (1972a). Pobrano również próby z drewnianych szałasów na Hali Gąsienicowej. Spośród pobranych 45 prób wyselekcjonowano 34 z małym udziałem uszkodzeń lub zakłóceń przyrostów (drewno reakcyjne, spróchniałe drewno itp.). Następnie zmierzono szerokość przyrostów przy użyciu klasycznego przyrostomierza firmy Henson oraz zestawu Windendro LA 1600+, pozwalającego na komputerową analizę obrazu uzyskanego z precyzyjnego skanowania prób. Dokładność pomiaru w obydwu przypadkach wynosiła 0,01 mm. Oprócz pomiaru szerokości rocznych przyrostów, wszystkie próby poddano wizualnej analizie struktury drewna. Analiza miała na celu zidentyfikowanie charakterystycznych anomalii anatomicznych, jak przyrosty pozorne (*fauls ring*), słoje mrozone (*frost ring*), przewody żywiczne (*resin ducts*), przyrosty o jasnej barwie drewna wtórnego (*pale ring*). Występowanie tych anomalii stanowi dodatkowe, oprócz szerokości przyrostu, informacje o warunkach klimatycznych, tym razem jednak głównie o zdarzeniach ekstremalnych – przymrozkach, suszach, uszkodzeniach mechanicznych (Schweingruber 1990; Schweingruber i in. 1990; Rolland i in. 2000).

Dane z pomiarów stanowiły materiał do analiz statystycznych sekwencji przyrostów (dendrogramów), co miało na celu budowę chronologii lokalnej. Analizy te przeprowadzono przy zastosowaniu standardowych programów dendrochronologicznych dostępnych w zestawie DPL, *Dendrochronology Program Library* (Holmes 1983, 1994). Pierwszym etapem, poprzedzającym analizę statystyczną było jednak wizualne sprawdzenie zgodności przebiegu krzywych dla poszczególnych drzew (*cross-dating*). Pozwoliło to między innymi na wstępne datowanie prób pobranych z szałasów. Następnie przy zastosowaniu programu COFECHA zweryfikowano cechy serii pomiarowych. Badanie to pozwala uzyskać trzy typy informacji, mówiące o: a) jakości pomiarów; b) związku sekwencji przyrostów z badanego drzewa z resztą populacji; c) wrażliwości drzew na czynniki środowiskowe (Grissino-Mayer 2001). Pierwszy typ informacji wskazuje na występujące w przyrostach

anomalie (przyrosty pozorne lub wypadające) lub na popełnione w czasie pomiarów błędy. Drugi typ informacji określa wielkość liniowej korelacji każdej z prób ze średnią ze zbioru (po wykluczeniu próby testowanej). Pozwala to określić zgodność przebiegu słoików dla danego drzewa z dendrogramem dla całej populacji. Parametry mówiące o wpływie czynników ekologicznych takich jak średnia wrażliwość (podatność drzewa na stresy środowiskowe) oraz autokorelacja (związek wielkości przyrostu w danym roku z przyrostem z roku poprzedniego) na szerokość słoja. Zestawienie tych wszystkich parametrów pozwala określić wewnętrzną spójność, a co za tym idzie, wiarygodność budowanej chronologii.

Po porównaniu parametrów poszczególnych serii przyrostów dla poszczególnych drzew, odrzucono dwie próby o najmniejszym współczynniku korelacji liniowej i znacznej niezgodności przebiegu dendrogramu. Pozwoliło to na uzyskanie średniej korelacji dla całego zbioru 0,639. W dendrochronologii przyjęto uważać 0,3281 za wartość krytyczną tego parametru (Holmes 1983, 1994).

Na podstawie danych z 32 drzew, przy zastosowaniu programu ARSTANL (DPL), przeprowadzono standaryzację danych i zbudowano chronologię. Sekwencje przyrostów zawierają w sobie cykle znacznie dłuższe niż zmiana wielkości przyrostu z roku na rok (Holmes 1983, 1994). Informacje te zawierają sygnał klimatyczny. Najczęściej spotykanym trendem jest trend wiekowy. Początkowo drzewo rośnie szybciej – słoje są na ogół szersze. W okresie dojrzałości drzewa miazga wykształca mniejszą ilość komórek, które dodatkowo rozkładają się na większym obwodzie pnia, co powoduje, że nawet w podobnych warunkach przyrost jest znacznie węższy niż dla osobnika młodszego (Schweingruber 1998). Inne zapisujące się w sekwencji słoików dłuższe lub krótsze fluktuacje to wynik konkurencji między poszczególnymi drzewami, autokorelacja, masowy pojaw pasożytów, pożar lasu itp. Wielkości przyrostów i sekwencje ich zmian są, zatem wypadkową oddziaływania większej ilości czynników środowiskowych. W efekcie niemożliwe jest zastosowanie bezwzględnych wartości szerokości słoików do analiz dendroklimatycznych. W celu wyeliminowania dodatkowych informacji, stanowiących dla analiz klimatycznych zakłócenia, przeprowadza się indeksację wartości bezwzględnych i oblicza się chronologię residualną, pozbawioną wpływu autokorelacji (Fritts 2001). Parametry indeksacji dobrano tak, aby stosunek sygnał/szum (*signal-to-noise ratio*), podobnie jak wariancja pierwszej składowej PCA uzyskały największą wartość.

Zależność szerokości rocznego przyrostu od poszczególnych parametrów klimatycznych określano obliczając korelacje oraz funkcje odpowiedzi

(*responce function*) (Blasing i in. 1984). Zastosowano do tego program RESPO (DPL) (Holmes 1983, 1994). Analizę regresji wielokrotnej, bazującej na parametrach klimatycznych jako zmiennych niezależnych (Briffa, Cook 1989), przeprowadzono jedynie dla sezonu wegetacyjnego dla 16 miesięcy – od września, kończącego bieżący sezon wegetacyjny, do czerwca poprzedniego roku. Porównanie tych dwóch kalkulacji pozwoliło określić na ile warunki z poprzedniego sezonu wegetacyjnego i okres zimowy mogły dodatkowo wpłynąć na wielkość przyrostu z bieżącego roku.

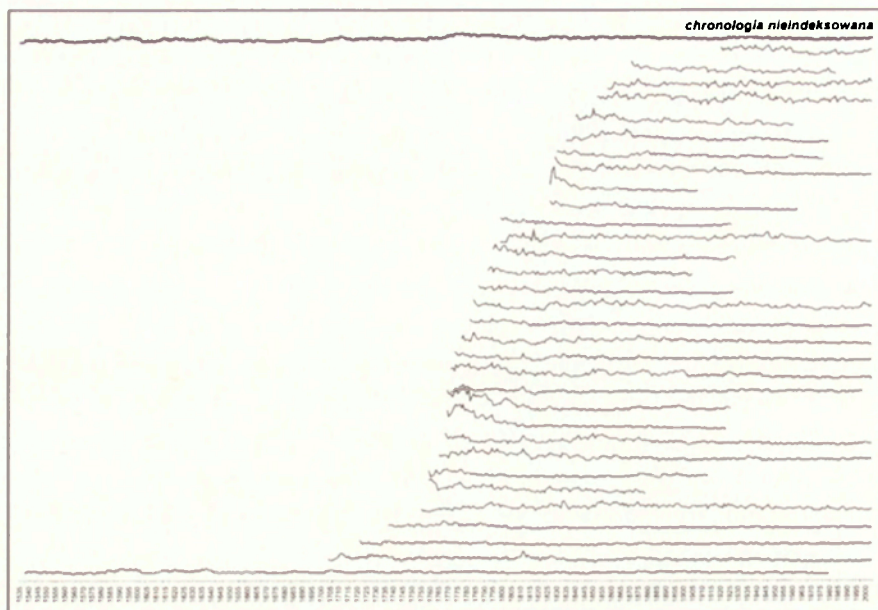
Zastosowane do analiz dane klimatyczne obejmowały, standardowo stosowany w takich przypadkach, zestaw średnich miesięcznych temperatur powietrza i miesięcznych sum opadów atmosferycznych z wielolecia. W przeprowadzonych studiach korzystano z danych ze stacji meteorologicznej na Hali Gąsienicowej z lat 1949–2003. W celu ich zweryfikowania, a szczególnie ustalenia jednorodności posłużono się danymi ze stacji klimatycznej na Kasprowym Wierchu z okresu 1949–2002. Jednorodność danych dotyczących zarówno temperatury jak i opadów, potwierdzono stosując test homogeniczności przy zastosowaniu programu HOM z pakietu DPL.

5. WYNIKI BADAŃ

5.1. CHRONOLOGIA I JEJ PARAMETRY

Zastosowane do analiz próby pochodzą z drzew zróżnicowanych pod względem wieku i wielkości (ryc. 4). Najstarsze próby pochodzą z drzew żyjących, najdłuższy ciąg danych uzyskano z żywego drzewa, które rośnie na Dubrawiskach od XVI wieku. Wiek pozostałych drzew waha się od stukilkudziesięciu do 300 lat. W przypadku większości prób nie udało się pobrać rdzenia pni. Określony wiek drzew jest więc przybliżony. Drewno pozyskane z szalasów dostarczyło danych zwiększających wiarygodność skali z okresu XVIII i XIX wieku. Stosunkowo mała ilość danych, na podstawie których określony został przebieg chronologii z pierwszej połowy XVIII wieku, rekompensowana jest wysokim współczynnikiem korelacji między próbami dla tego okresu (od 0,4 do 0,69).

Chronologia uzyskana na podstawie indeksacji zbioru danych dla 32 prób z żyjących drzew i z szalasów charakteryzuje się zadowalającymi parametrami (tab. 1). W żadnej z badanych prób, stosując analizę statystyczną (COFECHA), nie wykryto brakujących lub pozornych przyrostów. W całej kolekcji występuje sześć potencjalnych błędów (korelacja niższa niż progowa lub równie wysoka dla innego położenia badanego segmentu). Wizualna analiza krzywych wykluczyła jednak inne ustawienie serii. Indeksacja dopro-



Ryc. 4. Zestawienie krzywych dendrochronologicznych budujących chronologię dla Doliny Gąsienicowej

Dendrochronological patterns forming the chronology of Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.) from Gąsienicowa Valley

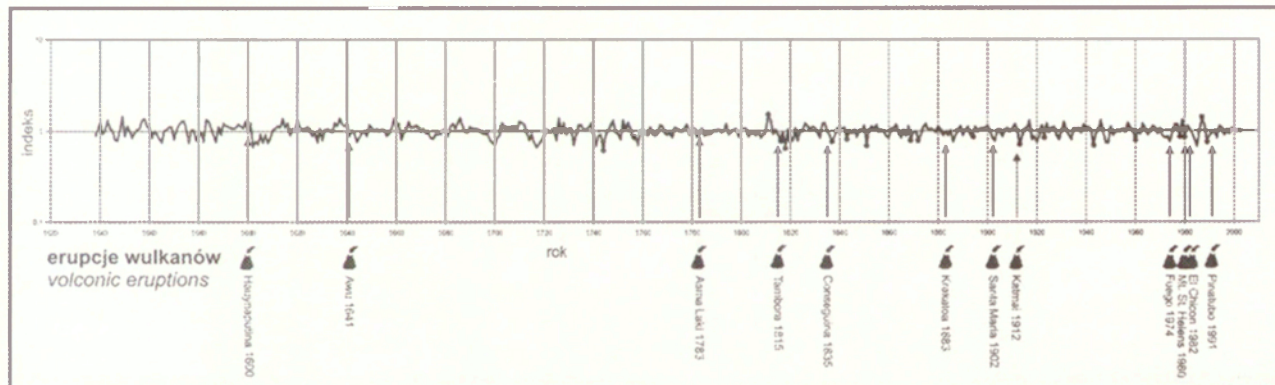
wadziła do zmniejszenia autokorelacji oraz średniej wrażliwości. Parametry określające stosunek sygnału do szumu oraz wariancja pierwszej składowej PCA wskazują, że większość wahań krzywej uzależnionych jest od jednego czynnika.

Tabela 1. Parametry chronologii residualnej

Parametr	Średnia szerokość słoju (\pm SD)	Średnia korelacja prób z populacją (min – max.)	Średnia wrażliwość	Autokorelacja	Sygnał/szum	Wariancja pierwszej składowej PCA
Kolekcja (przed indeksacją)	0,89 (0,425)	0,639 (0,525 – 0,801)	0,203	0,812	-	-
Chronologia residualna	0,9944 (0,1491)	0,753	0,1737	-0,0083	15,493	60,3%

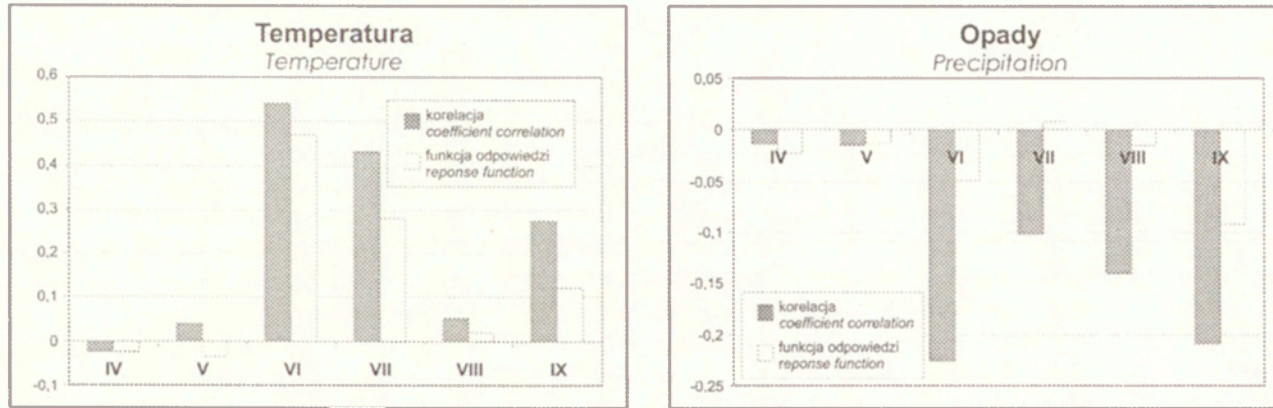
5.2. RELACJA KLIMATU I WIELKOŚCI PRZYROSTÓW (WSPÓŁCZYNNIK KORELACJI I FUNKCJA ODPOWIEDZI)

Dla określenia, które składowe klimatu najsilniej wpływają na szerokość przyrostów rocznych, obliczono współczynnik korelacji i funkcję odpowiedzi. Kalkulację taką przeprowadzono dla dwu różnych ciągów danych. W pierw-



Ryc. 5. Chronologia dla świerka (*Picea abies* (L.) Karst.) z Doliny Gąsienicowej. Relacja występowania lat charakterystycznych i erupcji wulkanicznych o zasięgu globalnym (Zielinski 2000). Czarnymi kropkami zaznaczono lata, dla których wyraźny sygnał, najczęściej redukcja przyrostu występowała dla minimum 70% prób.

Residual chronology of Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.) from Gąsienicowa Valley. Relation between point years and years of volcanic eruptions (Zielinski 2000).



Ryc. 6. Zależność (korelacja i funkcja odpowiedzi) wielkości przyrostu od średniej temperatury powietrza oraz miesięcznej sumy opadów. Obliczenia dla okresu wegetacyjnego (kwiecień – wrzesień) w którym powstawał przyrost
Coefficient correlation and response function calculated for growing season (April – September).

szym przypadku korelacje i funkcję odpowiedzi obliczono jedynie dla sezonu wegetacyjnego, to jest od kwietnia do września (ryc. 5). Ten okres ma najistotniejsze znaczenie dla rozwoju drzewa. Szerokość przyrostu najsilniej zależy od temperatury powietrza w czerwcu i lipcu. Współczynnik korelacji tych dwu zmiennych jest istotny statystycznie i przyjmuje wysoką wartość (0,54 dla czerwca i 0,43 dla lipca). Podobne wyniki otrzymano dla funkcji odpowiedzi, która w sposób bardziej niezależny pozwala obliczać relacje klimatu pozostałych wielkości przyrostów (0,47 dla czerwca i 0,28 dla lipca). Temperatury w pozostałych miesiącach okresu wegetacyjnego nie mają istotnego znaczenia dla wielkości słoju. Wartości współczynnika korelacji oraz funkcja odpowiedzi z wielkością miesięcznej sumy opadów są bardzo niskie i w żadnym przypadku nie są statystycznie istotne (ryc. 5).

Standardowy sposób kalkulowania korelacji i funkcji odpowiedzi wymaga uwzględnienia nie tylko okresu wegetacyjnego, w którym powstał przyrost, ale również roku go poprzedzającego. Obydwa parametry statystyczne oblicza się zwykle dla 16 miesięcy. Wyniki takich kalkulacji przedstawia rycina 6. Wydłużenie ciągu danych pozwala uwzględnić wpływ kondycji drzewa, z jaką wchodzi ono w nowy sezon wegetacyjny. Sprzyjające warunki w poprzednim roku powinny przekładać się na większą żywotność drzewa w roku, w którym powstał słuź. Zastosowanie dłuższych ciągów danych jest istotniejsze dla prawidłowego obliczenia funkcji odpowiedzi. Wyniki tej analizy są podobne. Na podstawie zarówno współczynnika korelacji jak i funkcji odpowiedzi wyraźnie widać, że warunki w przeszłości nie wpływają znacząco na wykształcanie słoja w roku bieżącym. Temperatury powietrza w czerwcu i lipcu są nadal dominującym czynnikiem, od którego zależy szerokość przyrostu. Pozostałe czynniki (temperatura powietrza we wrześniu czy styczniu), mimo, że wykazują większe wartości korelacji nie są statystycznie istotne. Podobnie jak w poprzednim przypadku brak jest statystycznie istotnego związku między wielkością opadów a szerokością słoju (ryc. 6).

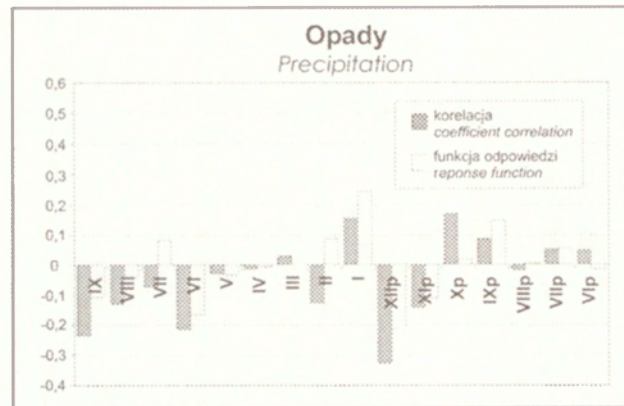
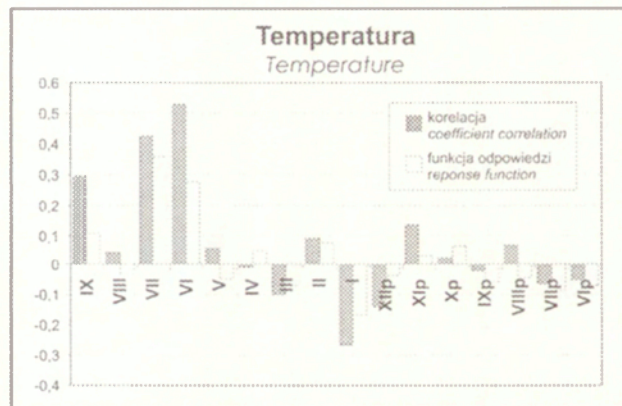
Na korelację krzywych dendrochronologicznych z danymi klimatycznymi duży wpływ ma długość porównywanych ciągów. Stosunkowo krótki czas, dla którego istnieją pomiary instrumentalne wymaga krytycznego podejścia do otrzymywanych w trakcie analiz statystycznych wyników. Potwierdzają to również wyniki badań nad innymi gatunkami drzew (Krawczyk, Krapiec 1999). Dotychczasowe wyniki badań biologicznych uwarunkowań tworzenia się słoju (Deslauriers i in. 2003) nie uprawniają do stawiania tez o bezpośrednim wpływie np. opadów śniegu w lutym na wielkość przyrostu (ryc. 6). Porównanie funkcji odpowiedzi dla różnych gatunków drzew rosnących

na tym samym terenie stanowi metodę sprawdzenia tego typu kalkulacji. Dla weryfikacji wyników rekonstrukcji bazujących na świerku zestawiono ją ze zbudowanymi przez Z. Bednarza (1982, 1984) chronologiami dla limby (*Pinus Cembra* L.) i modrzewia (*Larix decidua* Miller). Dla wszystkich porównywanych gatunków największe znaczenie dla wielkości słoju ma temperatura w okresie letnim (czerwiec, lipiec). Potwierdzają to wyniki, które dla chronologii z tego terenu, obejmującej okres do lat 60. XX wieku otrzymał E. Feliksik (1972a).

5.3. PRZEBIEG KRZYWEJ PRZYROSTÓW ROCZNYCH I LATA CHARAKTERYSTYCZNE

Analizując krzywe przyrostów dla pojedynczych drzew oraz wynikającą z nich chronologię, można dostrzec wyraźne zmienności szerokości słoju z roku na rok. Dla niektórych lat występuje duża powtarzalność takich sekwencji. Powtarzalność tego samego sygnału dla większości (minimum 70%) drzew pozwala określić, że warunki w danym roku, w sposób zdecydowany odbiegały od normy. Takie charakterystyczne lata zazwyczaj związane są z występowaniem wyraźnie gorszych warunków pogodowych. Większość tego typu krótkookresowych zmian to wyraźne redukcje szerokości przyrostów (ryc. 7).

Lata o pozytywnej, powszechnej reakcji drzew są, w porównaniu z reakcją negatywną rzadkie. Zarejestrowano je jedynie w latach 1811 i 1986. Z Tatr dla chronologii charakterystyczne minimalne lata są znacznie liczniejsze: 1744, 1783, 1815, 1819, 1820, 1832, 1843, 1851, 1869, 1873, 1894, 1913, 1923, 1942, 1960, 1978, 1980, 1985, 1989. Częstość występowania lat pojedynczo lub w większych zgrupowaniach (druga dekada XIX) o wąskich przyrostach nie tworzy żadnej prawidłowości. Dla wyjaśnienia pojawienia się przynajmniej niektórych z nich pomocne jest zestawienie chronologii z informacjami o dużych erupcjach wulkanicznych (Simkin, Siebert 1994). Zanieczyszczenie stratosfery pyłami i gazami wulkanicznymi może spowodować gwałtowne, ale krótkotrwałe ochłodzenie (Zielinski 2000; Halmer, Schmincke 2003). Wąskie przyrosty z lat 1815–1820 można wiązać z erupcją wulkanu Tambora (1815). Podobna sytuacja związana jest z aktywnością wulkanu Santa Maria (1902) i Katmai (1912). Wzmószona aktywność wulkanów zapisuje się wyraźnie na przełomie lat 70. i 80. XX wieku w postaci redukcji szerokości przyrostów (ryc. 7). Czas, rodzaj i miejsce erupcji wpływają na reakcję atmosfery, a tym samym na zapis tych zmian w przyrostach drzew. W roku 1912 tylko niektóre z badanych drzew wykształciły węższe słoje, reagując natychmiast na ochłodzenie (zmniejszenie ilości



Ryc. 7. Zależność (korelacja i funkcja odpowiedzi) wielkości przyrostu od średniej temperatury powietrza oraz miesięcznej sumy opadów obliczona dla roku w którym powstał przyrost oraz roku poprzedniego (od kwietnia roku poprzedniego do września roku w którym powstał przyrost). Indeks „p” przy rzymskim symbolu miesiąca oznacza rok poprzedni
Coefficient correlation and response function calculated for 16 month of present and previous (p) year

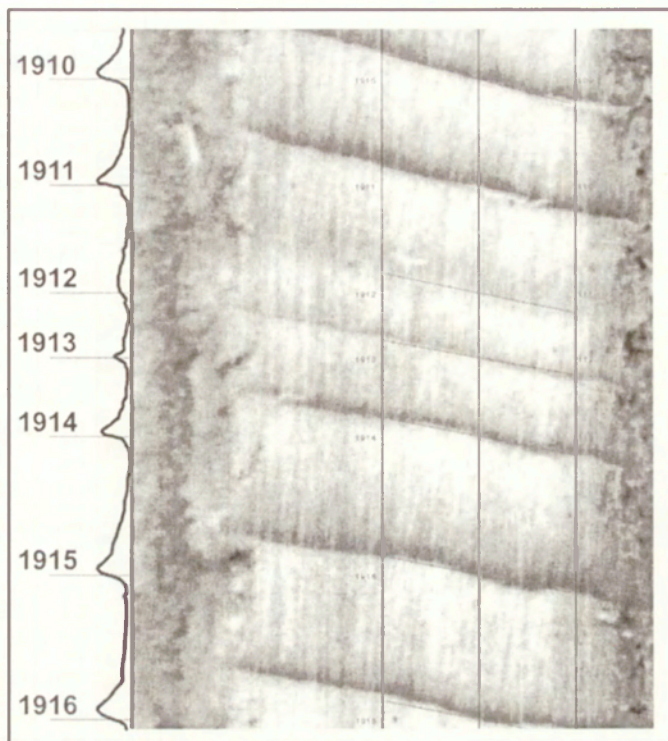
promieniowania słonecznego docierającego do drzew) będące wynikiem jednej z większych w czasach historycznych erupcji wulkanicznych, erupcji Katmai na Alasce (Simkin, Siebert 1994). Wyrażne skutki tego zjawiska zapisały się dopiero w przyrostach w następnym sezonie wegetacyjnym – 1913. Erupcja Katmai i początek związanego z nim ochłodzenia miała miejsce w czerwcu 1912 roku. Maksimum ochłodzenia nastąpiło z opóźnieniem i tak zapewne można rozumieć występowanie redukcji przyrostów w latach późniejszych. Dla świerka w Tatrach, czerwiec to początek intensywnego, lecz trwającego stosunkowo krótko kształtowania się przyrostu. Wcześniej przedstawione wyniki analizy związku szerokości przyrostów z temperaturą powietrza i opadami, wskazujące na brak wpływu klimatu w roku poprzednim na wielkość przyrostu w roku obecnym również sugerują, że maksimum ochłodzenia musiało mieć miejsce po roku 1912.

Ochłodzenia związane z aktywnością wulkanów i produkowanymi przez nie naturalnymi zanieczyszczeniami atmosfery tłumaczą jedynie niektóre, krótkookresowe redukcje przyrostów świerków rosnących w Dolinie Gąsienicowej. Zjawiska te jednak mają zasięg globalny, powodujący powstanie podobnego, łatwego do skorelowania „wzoru” w chronologiach z różnych części świata. Analizy Z. Bednarza (1982, 1983) przeprowadzone dla trzech najbardziej pospolitych w Tatrach gatunków drzew iglastych jednoznacznie potwierdzają zarejestrowane w przyrostach zmiany związane z jednorazowymi wahaniami klimatycznymi (ochłodzenia występujące w latach 1815–16, 1851, 1869, 1913, 1934, 1943, 1960). Autor ten wskazuje również na erupcję wulkanu jako na czynnik krótkookresowych zmian klimatu na terenie Tatr w latach 1815–1816 (Bednarz, Trepieńska 1992).

5.4. ZAPIS WAHAŃ KLIMATYCZNYCH W ANATOMII DREWNA

Analiza anatomicznych cech drewna 30 prób pobranych ze świerków rosnących w strefie górnej granicy lasu, w Dolinie Gąsienicowej wskazuje na występowanie dwóch rodzajów przewodów żywicznych, użytecznych we wnioskowaniu paleoklimatycznym anomalii oraz drewna późnego o małej gęstości. Badanie nie wykazało innych zmian anatomicznych w tkankach drewna wtórnego poza częstym, lecz mało przydatnym dla celów dendroklimatycznych drewnem reakcyjnym.

Mała gęstość drewna późnego widoczna jest w postaci jasnej części kończącej roczny przyrost, czasem trudnej, pod względem barwy do odróżnienia od drewna wczesnego (ryc. 8). Stąd ich angielska nazwa – *pale ring*. Powodem powstawania takich przyrostów są wyjątkowo złe warunki w czasie lignifikacji komórek, które mają funkcjonować jako drewno wtórne. Słoje o takim

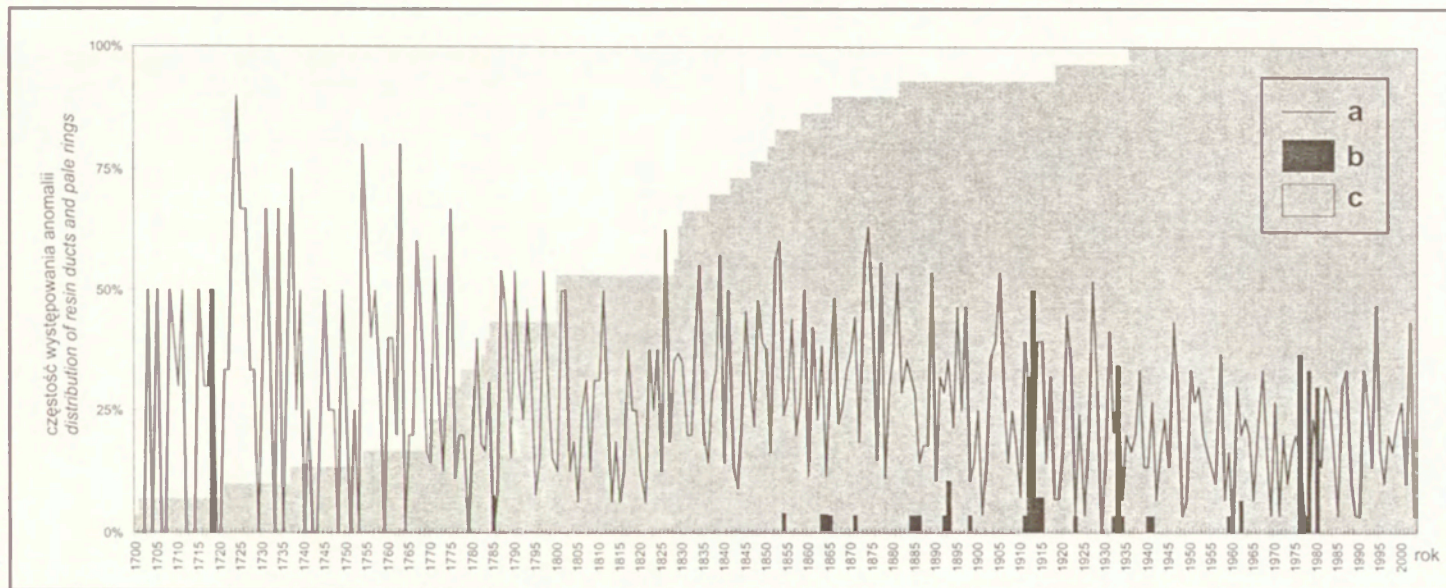


Ryc. 8. Przyrosty roczne o małej gęstości drewna późnego (lata 1912, 1913). Mniejsza od średniej gęstość drewna późnego przejawia się jaśniejszą barwą rejestrowaną w trakcie analizy przy zastosowaniu zestawu badawczego Windendro LA 1600+ (krzywa na lewo od zdjęcia próby)

The image of pale rings (1912, 1913), preceded by Windendro LA 1600+

wyglądzie stanowią, zapis trudnych warunków wegetacji, takich jak ochłodzenia czy susze w okresie letnim (lipiec, sierpień). Jasne drewno późne stwierdzono w pojedynczych przypadkach w latach: 1718, 1863–65, 1871, 1884–86, 1892, 1898 (ryc. 9). Brak powtarzalności tych obserwacji dla większej ilości drzew (co dla najstarszych dat wynika z małej liczebności prób) obniża ich wiarygodność. Może to być efekt np. dużej wrażliwości pojedynczego drzewa na warunki środowiskowe. Ważnymi z punktu widzenia rekonstrukcji klimatu są lata, w których drzewa powszechnie wykształcały drewno późne o małej gęstości: 1892–93, 1912–13, 1933–34, 1976, 1978, 1980.

Przewody żywiczne powstają w wyniku suszy, stresów mechanicznych (w tym silnych wiatrów), ale również oddziaływania owadów. Mogą występować zarówno w drewnie wczesnym jak i późnym. Tego typu zmiany w tkance słoju zanotowano powszechnie we wszystkich próbach, w całym analizowanym okresie. Dane dotyczące dystrybucji przewodów żywicznych (ryc. 9) wskazują na dużą zmienność ich występowania (odchylenie



Ryc. 9. Występowanie zmian anatomii drewna w obrębie rocznych przyrostów: a) kanały żywiczne, b) drewno późne o małej gęstości, c) dystrybucja prób

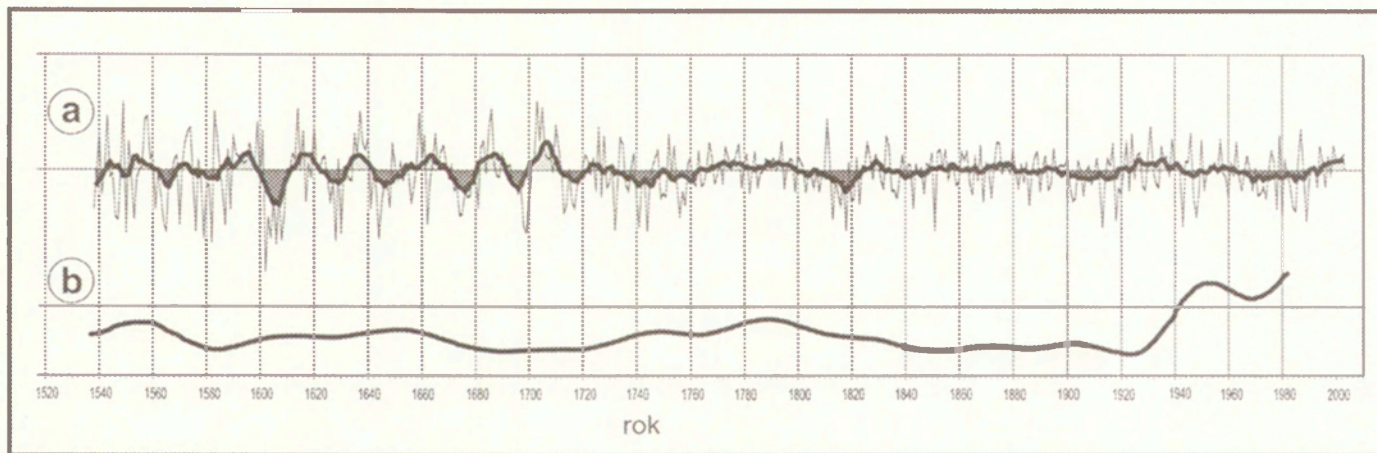
Distribution of pale rings and resin ducts: a) distribution of resin duct, b) pale rings, c) samples depth

standardowe wynosi 18%). Brak jest lat, w których nie stwierdzono by ich w żadnym z badanych drzew. Zmiany liczebności przewodów występują, co roku lub w cyklu kilkuletnim. Można jednak dostrzec ogólniejsze trendy. Najliczniej te anomalie anatomiczne występowały w latach 30. i 70. XVIII wieku. Od początku XIX wieku okresy częstszego występowania kanałów występują średnio co dwadzieścia lat, z maksimum na przełomie lat 70. i 80. W latach następnych ilość tych form zmniejsza się wyraźnie. Na tym tle zaznaczają się lata 1994 i 2002, kiedy to przewody żywiczne wystąpiły w ponad 40% badanych drzew.

5.5. DŁUGOOKRESOWE FLUKTUACJE KLIMATU DOLINY GAŚIENICOWEJ OD SCHYŁKU MAŁEJ EPOKI LODOWEJ

W dendrochronologii rekonstrukcja klimatu bazuje na analizie średnich ruchomych obliczanych dla chronologii residualnej i zestawieniu tych trendów z statystycznymi analizami dendroklimatycznymi (współczynnik korelacji, funkcja odpowiedzi). Analizy te jednoznacznie wskazują, że dla świerków rosnących w strefie górnej granicy lasu najistotniejszym czynnikiem klimatycznym jest temperatura czerwca i lipca. Lata, dla których wielkość sło-
jów jest relatywnie mniejsza musiały się charakteryzować chłodnym czerwcem i lipcem. Wiarygodność tego typu analiz zależy od liczebności prób, danych wyjściowych. Podstawą chronologii dla najstarszego okresu (wiek XVI i XVII) było zaledwie jedno drzewo (ryc. 4). Ogranicza to wiarygodność rekonstrukcji dla tego okresu. Chronologia dla ostatnich 300 lat, ze względu na większą ilość prób może być, bez ryzyka przypadkowości, analizowana pod względem trendów zmienności przyrostów a więc również klimatu. Mając tego świadomość zdecydowano się na prezentację wcześniejszej części chronologii ze względu tak długą sekwencję przyrostów dla świerka w reglu górnym w Karpatach jest rzadka, a analiza wielkości przyrostów nawet jednego drzewa może być użyteczna w ostrożnym wnioskowaniu o zmianach klimatu.

Najstarsza część chronologii wykazuje większe wahanie trendu wieloletniego (ryc. 10). Okresy regresji wielkości przyrostów, a co za tym idzie chłodnych lat, występuje w wieku XVI i XVII z częstotliwością od 10 do 20 lat. Podobna sytuacja występuje do lat 30. XVIII wieku. Pierwsza dekada tego wieku to krótkie ocieplenie, po którym następuje kolejne ochłodzenie i ocieplenie. Jednak ten drugi okres cieplejszy w XVIII wieku jest znacznie krótszy i słabiej zaznaczony. Po nim następuje długie i wyraźne ochłodzenie trwające od lat 30. do połowy lat 60. Następne dekady to ocieplenie trwające do początku XIX wieku. Następny wyraźniej chłodniejszy okres



Ryc. 10. Rekonstrukcja wahań klimatu dla Tatr (a) na tle podobnej rekonstrukcji dla półkuli północnej (b) (Alverson i in. 2003). Pogrubiona linia to wieloletni trend zmian szerokości przyrostów (10 letnia średnia ruchoma)

Climate reconstruction of the Tatras (a) and Northern Hemisphere mean annual temperature (b) (Alverson *et al.* 2003). Low-frequently (10 years moving average) variation of tree ring width as a base of climate fluctuation reconstruction

trwa do połowy lat 20. XIX. Jego występowanie jest związane z dobrze udokumentowanym okresem ochłodzenia i uwilgotnienia klimatu w wielu miejscach na północnej półkuli, w tym i w Alpach (Eckstein, Anioł 1981). Ten chłodny okres stanowi ostatnią część małej epoki lodowej, kończącej się ochłodzeniem w latach 50. XIX wieku. Długookresowy trend zmian szerokości przyrostów w XX wieku zgodny jest z przebiegiem zmian temperatur miesięcy letnich rejestrowanych przez stację meteorologiczną na Hali Gąsienicowej. Ostatnia dekada XX wieku to wyraźne zaznaczenie się wzrostu szerokości przyrostów rocznych, co zgodne jest z tendencją wskazującą na ocieplanie klimatu (Bradley 2000; Alverson i in. 2002). Wzrost ten jest gwałtowniejszy niż w okresach wcześniejszych i prawidłowe jego zinterpretowanie wymaga dalszych badań. Zgodność wyników badań z Tatr z pracą H. Makinena i in. (2002) dotyczącą transektu od Alp po Skandynawię potwierdza, że dla świerka pospolitego długookresowe tendencje zmian w odróżnieniu od wahań rocznych są względnie stałe dla większości terenów środkowej i północnej Europy. Prawidłowości te dotyczą nie tylko zbieżności ogólnych rekonstrukcji klimatu Tatr, jakie przedstawiono w tej pracy i jakie można znaleźć w publikacjach E. Feliksika (1972a) i Z. Bednarza (1982, 1984) z wahaniami klimatu np. w Alpach (Eckstein, Anioł 1981; Alverson i in. 2002; Buentgen i in. 2004; Frank i in. 2004), ale również z ogólnymi trendami dla całej północnej półkuli (ryc. 11b) prezentowanymi w publikacjach K.D. Alversona i in. (2002) i K.R. Briffy i in. (2002a, b).

6. PODSUMOWANIE

1. Na podstawie analiz dendroklimatycznych można wyznaczyć schyłek małej epoki lodowej w Tatrach na połowę dziewiętnastego wieku. Okres 1800–1850 to ostatnie wyraźne i dłuższe ochłodzenie zarejestrowane w słojach świerków rosnących w Dolinie Gąsienicowej.

2. Na tle długookresowych wahań klimatycznych, do których można zaliczyć małą epokę lodową zaznaczają się wyraźnie pojedyncze lata (1602, 1662, 1851, 1912, 1943, 1990), lub krótkie, kilkuletnie okresy (1812–1818; 1869–1875, 1978–80) charakteryzujące się bardzo niekorzystnymi warunkami pogodowymi w czasie kształtowania się przyrostów. Zarejestrowane zostały w postaci wąskich przyrostów, jak i zmian w anatomii drewna (drewno późne o małej gęstości).

3. Dla ostatniej dekady XX wieku zarejestrowano wyraźną tendencję wzrostową krzywej przyrostów, co można wiązać z globalnymi trendami zmian klimatu.

4. Zarówno długookresowe trendy, jak i pojedyncze wahnięcia odtworzone dla Tatr korelują z podobnymi rekonstrukcjami dla Alp (Eckstein, Anioł 1981; Buentgen i in. 2004) i całej półkuli północnej (Alverson i in. 2002; Frank i in. 2004).

5. Występowanie pojedynczych minimów, lat wskaźnikowych, takich jak 1641, 1816, 1913, 1980, częściowo nie wpasowujących się w ogólne trendy, można wiązać ze skutkami aktywności wulkanów w tych latach lub bezpośrednio przed wystąpieniem załamań krzywej przyrostów.

6. Stosowanie metod dendrochronologicznych umożliwia wiarygodną rekonstrukcję klimatu jedynie dla okresu wegetacyjnego lub nawet jego części. Dla studiów dendroklimatycznych nad świerkiem, parametrem, który można najwierniej odtworzyć jest temperatura powietrza w czerwcu i lipcu.

LITERATURA

- Alverson K.D., Bradley R.S., Pedersen T.F. (red.) 2002, *Paleoclimate, global change and the future*, Springer-Verlag: Berlin, Heidelberg, New York, 220 ss.
- Bednarz Z., 1982, *Tatra Mountains*, [w:] M.K. Hughes, P.M. Kelly, J.R. Pilcher, V.C. LaMarche Jr. (red.), *Climate from tree rings*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, s. 137–141.
- 1983, *Dendroclimatological investigations in the Tatra Mountains*, Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace Geograficzne, 57, s. 127–131.
- 1984, *The comparison of dendroclimatological reconstructions of summer temperatures from the Alps and Tatra Mountains from 1741–1965*, Dendrochronologia, 2, s. 63–72.
- Bednarz Z., Trepiańska J., 1992, *Climatic conditions of 1815 and 1816 from tree-ring analysis in the Tatra Mountains*, [w:] C.R. Harrington (red.), *The year without a summer? World climate in 1816*, Canadian Museum of Nature, Ottawa, ON, s. 418–421.
- Beuntgen U., Ester J., Frank D., Schmidhalter M., Nicolussi K., Treydte K., 2004, *A 1200-year alpine summer temperature record*, TRACE Conference. ATRR, WSL, Birmensdorf, 8.
- Blasing T.J., Solomon A.M., Duvick D.N., 1984, *Response functions revisited*, Tree-ring Bulletin, 44, s. 1–15.
- Bradley R.S., 2000, *Past global changes and their significance for the future*, Quaternary Science Reviews, 19, s. 391–402.
- Bradley R.S., Jones Ph.D., 1992, *When was the „Little Ice Age”?* [w:] T. Mikami (red.), *Proceedings of the international symposium on the Little Ice Age climate*, Tokyo Metropolitan University, s. 1–4.
- Breaker O.U., 2002, *Measuring and data processing in tree-ring research – methodological introduction*, Dendrochronologia 20, 1–2, s. 203–216.

- Briffa K., 2000, *Annual climate variability in the Holocene: interpreting the message of the ancient trees*, Quaternary Science Reviews, 19, s. 87–105.
- Briffa K., Cook E., 1989, *Methods of response function analysis*, [w:] E.R. Cook, L.A. Kairiukstis (red.), *Methods of dendrochronology*, Kluwer. Dordrecht-Boston-London, s. 240–247.
- Briffa K.R., Osborn T.J., Schweingruber F.H., Jones P.D., Shiyatov S.G., Vaganov E.A., 2002a, *Tree-ring width and density data around the Northern Hemisphere: Part 1, local and regional climate signals*, The Holocene, 12, 6, s. 737–757.
- 2002b, *Tree-ring width and density data around the Northern Hemisphere: Part 2, spatio-temporal variability and associated climate patterns*, The Holocene, 12, 6, s. 759–789.
- Cleaveland M.K., Duvick D.N., 1992, *Iowa climate reconstructed from tree rings, 1640–1982*, Water Resources Research, 28, 10, s. 2607–2615.
- Cook E.R., Kairiukstis L.A. (red.), 1990, *Methods of dendrochronology applications in the environmental sciences*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 394 ss.
- Deslauriers A., Morin H., Urbinati C., i in., 2003, *Daily weather response of balsam fir (Abies balsamea (L.) Mill.) stem radius increment from dendrometer analysis in the boreal forests of Quebec (Canada)*, Trees Structure and Function, 17, 6, s. 477–484.
- Eckstein D., Aniol R.W., 1981, *Dendroclimatological reconstruction of the summer temperatures for an alpine region*, Mitt. Der forstlichen Bundes-versuchsanstalt, 142, s. 391–398.
- Ermich K., 1955, *Zależność przyrostu drzew w Tatrach od wahań klimatycznych*, Acta Soc. Bot. Poloniae, 24, s. 245–273.
- 1961, *Czym zajmuje się dendrochronologia?*, Wszechświat, 6–7, s. 24–26.
- Esper J., Cook E.R., Schweingruber F.H., 2002, *Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability*, Science, 295, s. 2250–2253.
- Feliksik E., 1972a, *Studia dendroklimatologiczne nad świerkiem (Picea excelsa L.): I. Badania nad świerkiem z Lasu Gąsienicowego w Tatrach*, Acta Agraria et Silvestria, Series Silvestris, 12, s. 38–70.
- 1972b, *Studia dendroklimatologiczne nad świerkiem (Picea excelsa L.): II. Telekoneksja*, Acta Agraria et Silvestria, Series Silvestris, 12, s. 71–83.
- 1987, *Wyniki porównań krzywych dendrochronologicznych jodły z wybranymi stanowiskami w Polsce*, Sylwan, 131 (8), s. 49–56.
- Frank D., Ester J., Wilson R., 2004, *Reconstructions Northern Hemisphere temperature: how they measure-up when undressed*, TRACE Conference. ATRR, WSL, Birmensdorf, 8.
- Fritts H., 2001, *Tree rings and climate*, Blackburn Press, Caldwell, 567 ss.
- Grissino-Mayer H.D., 2001, *Evaluating crossdating accuracy: a manual and tutorial for the computer program COFECHA*, Tree-Ring Research, 57, 2, s. 205–221.
- Grove J.M., 1988, *Little Ice Age*, Chapman and Hall, Nowy Jork, 498 ss.

- Halmer M.M., Schmincke H.-U., 2003, *The impact of moderate-scale explosive eruptions on stratospheric gas injections*, Bulletin of Volcanology, 65, s. 433–440.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zeszyty Naukowe UJ, 115, Prace Geograficzne, 11, Kraków, s. 5–267.
- Holmes R.L., 1983, *Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement*, Tree-Ring Bulletin, 43, s. 69–78.
- 1994, *Dendrochronology program library. Users manual*, University of Arizona Press, Tucson, 76 ss.
- Kaennel M., Schweingruber F.H., 1995, *Multilingual glossary of dendrochronology*, Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape research, WSL/FNP, Birmensdorf, 468 ss.
- Krawczyk A.J., Krapiec M., 1999, *Rekonstrukcja paleoklimatu Małopolski na podstawie sekwencji przyrostów rocznych dębów*, Geologia, 25, 4, s. 306–319.
- Luterbacher J., Dietrich D., Xoplaki E., Grosjean M., Wanner H., 2004, *European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500*, Science, 303, s. 1499–1503.
- Makinen H., Nojd P., Kahle H-P., Neumann U., Tveite B., Mielikainen K., Rohle H., Spiecker H., 2002, *Radial growth variation of Norway spruce (Picea abies (L.) Karst.) across latitudinal and altitudinal gradients in central and northern Europe*, Forest Ecology and Management, 171, s. 243–259.
- Myczkowski S., Piękoś-Mirek H., Baryła J., 1985, *Zbiorowiska roślinne. Mapa 1:50 000*, [w:] K. Trafas (red.), *Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego*, TPN, PTPNoZ oddz. w Krakowie. Zakopane – Kraków.
- Myczkowski S., Skawiński P., Lesiński J., 1985, *Synantropizacja lasów. Mapa 1:50 000*, [w:] Trafas K. (red.), *Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego*, TPN, PTPNoZ oddz. w Krakowie. Zakopane – Kraków.
- Rolland C., Desplanque C., Michalet R., Schweingruber F.H., 2000, *Extreme tree rings in Spruce (Picea abies [L.] Karst.) And Fir (Abies alba Mill.) stands in relation to climate, site, and space in the southern french and italian Alps*, Arctic Antarctic and Alpine Research, 32, 1, s. 1–13.
- Schweingruber F.H., 1990, *Microscopic wood anatomy*, WSL FNP, 226 ss.
- 1996, *Tree rings and environment dendroecology*, Haupt. Berne, Stuttgart, Vienna, 310 ss.
- 1998, *Tree rings basic and applications of dendrochronology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 280 ss.
- Schweingruber F.H., Eckstein D., Serre-Bachet F., Braeker O.U., 1990, *Identification, presentation and interpretation of event years and pointer years in dendrochronology*, Dendrochronologia, 8, s. 9–38.
- Schweingruber F.H., Kairiukstis L.A. (red.), 1990, *Sample selection*, [w:] E.R. Cook, L.A. Kairiukstis (red.), *Methods of dendrochronology applications in the environmental sciences*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, s. 23–24.

- Simkin T., Siebert L., 1994, *Volcanoes of the world: a directory, gazetteer, and chronology of volcanism during last 10 000 years*, Geoscience Press, Tucson, 349 ss.
- Zielinski G.A., 2000, *Use of paleo-records in determining variability within the volcanism – climate system*, Quaternary Science Review, 19, s. 417–438.
- Zinkiewicz W., 1946, *Research on the value of the annual increment of trees for studies of climatic oscillations*, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Lublin-Polonia Section B 1, s. 177–234.

DENDROCHRONOLOGICAL RECORDS OF CLIMATE FLUCTUATION DURING LAST 400 YEARS IN THE TATRA MOUNTAINS

Summary

The paper presents results of dendroclimatological investigation on Norway spruce in the Tatra Mountains, the highest part of the Carpathians. Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.), predominates species in the upper mountain forest zone, was used to reconstruct the climate fluctuation during last 400 years.

The sampling was carried in Gąsienicowa Valley, near timberline, where climate influences trees growth significantly. The cores from living trees and wooden shelter were processed using standard techniques and software (COFECHA, ARSTAN). A 400 years chronology was built. The relation between tree ring width and climate was calculated using coefficient correlation and response function for 54 years long serials of meteo data from Hala Gąsienicowa climate station. The temperature of June and July influence the tree growth at the most (correlation amounts 0.54 for June and 0.43 for July). Climate reconstruction of low and high frequency fluctuation based on that statistical results as well as on analysis of wood anatomy of rings (pale rings and resin ducts). The last period of the Little Ice Age (1800–1850) in the Tatras was defined. The coolest decade of this phase was 1810s. The high frequency fluctuation is stimulated by volcanic eruptions. The most visible growth reductions and pale rings in 1810s, 1910s, 1980s were connected with eruptions of volcanoes Tambora (1815), Katmai (1912), Mt. St. Helens (1980). The climate warming trend is expressed by increase of tree rings width during the last decade of 20th century.

In general, the low frequency fluctuation of climate of the Tatras, during and after the Little Ice Age correlates to climate of other mountains in Europe, especially Eastern Alps and to most common signals for whole North Hemisphere.

Adres autora:

Ryszard J. Kaczka

Katedra Paleogeografii i Paleoekologii Czwartorzędu, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski,

ul. Będzińska 60, 41–200 Sosnowiec

e-mail: kaczka@wnoz.us.edu.pl

PODSUMOWANIE

Rekonstrukcja zdarzeń przyrodniczych, które miały miejsce w ostatnich stuleciach na terenie Tatr posłużyła do sformułowania wniosków na temat roli małej epoki lodowej w transformacji niektórych elementów środowiska tych gór. Globalne zmiany klimatu, największe w skali ostatniego tysiąca lat wywarły swoje piętno również na Tatrach, lecz z uwagi na nieobecność człowieka we wnętrzu gór, nie zostały opisane w źródłach historycznych. Dlatego posłużono się metodami geomorfologicznymi, sedymentologicznymi, dendrologicznymi i lichenometrycznymi, gromadząc dane pośrednie (tzw. proxy data) pozwalające wnioskować o reżimie termicznym i wilgotnościowym kilku ostatnich stuleci. Dane te informują o czasie wystąpienia i natężenia zjawisk ekstremalnych w przyrodzie nieożywionej i ożywionej. Zgromadzono informacje o rozprzestrzenieniu form rzeźby utworzonych pod wpływem ekstremalnych, pod względem intensywności i wydajności, opadów oraz określono okresy nasilenia procesów odpadania i obrywów skalnych na ścianach tatrzańskich. Zarejestrowano również zapis sedymentologiczny tych zdarzeń w osadach jeziornych.

Pod pojęciem małej epoki lodowej w Tatrach, rozumiemy pogorszenie klimatyczne charakteryzujące się występowaniem anomalii termicznych i wilgotnościowych. Długie okresy chłodne i ciepłe były przedzielane licznymi drobniejszymi fluktuacjami. Struktura osadów jeziornych charakterystycznych dla MEL uprawnia do przyjęcia poglądu, że jej początek nastąpił około AD. 1400, a więc nieco wcześniej niż podaje szereg źródeł glaciologicznych i trwała do około roku 1860, chociaż struktury sedymentacyjne dla niej typowe nadal powstawały z mniejszą wyrazistością do około 1925 roku. Również niesprzyjające warunki termiczne końca MEL przedłużyły się niemal do końca XIX wieku. Temu okresowi odpowiadają również reliktowe formy rzeźby utworzone podczas ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych w głębi gór. Badania geomorfologiczne nie wskazują by w tym okresie powstały lodowce górskie, chociaż firnowo-lodowe płyty istniejące współcześnie w Tatrach Wysokich miały znacznie większe rozmiary.

Dokumenty historyczne dotyczące zjawisk pogodowych na bezpośrednim przedpolu Tatr, zarówno po stronie słowackiej i polskiej pozwalają wyróżnić drugą połowę XIX wieku jako okres o największej ilości anomalii pogodo-

wych w skali ostatnich 400 lat. Długi okres chłodny trwający 102 lata (1794–1895) przedłużył się niemal do końca XIX wieku, chociaż w tym okresie zdarzały się pojedyncze wysoki w postaci lat ekstremalnie ciepłych (1811, 1834).

Większość zjawisk ekstremalnych mających największy wpływ na przekształcanie środowiska przyrodniczego Tatr, za wyjątkiem lawin, pojawia się głównie w okresie letnim. Z tego powodu dokonano próby rekonstrukcji warunków meteorologicznych w tej porze roku. Pozwala to na analizy porównawcze i wyjaśnianie genezy wielu procesów przyrodniczych w okresie 1550–2004.

Mała epoka lodowa w Tatrach nie stanowi jednego zwartego okresu, lecz podobnie jak w całej Europie odznaczała się znacznymi wahaniami klimatu. Od roku 1550 stwierdzono wystąpienie dwóch chłodnych faz małej epoki lodowej w latach 1576–1675 i 1793–1895. Brak na razie materiałów do rekonstrukcji klimatu w pierwszej fazie chłodnej. Nowe materiały dendrochronologiczne pozwalają jedynie na odtworzenia warunków termicznych od roku 1540. Dalsze badania powinny zmierzać do rekonstrukcji klimatu w czasie całej małej epoki lodowej. W świetle temperatury lata za koniec małej epoki lodowej w Tatrach można uznać rok 1895.

Interesujące są też zmiany współczesne klimatu Tatr po małej epoce lodowej. Obrazy tych zmian były bardzo skomplikowane i generowały one szereg procesów morfogenetycznych. Na uwagę zasługuje silny wzrostowy trend temperatury jaki nastąpił po ochłodzeniu 1961–1989. Lato roku 1992 było najcieplejszym w drugiej połowie ubiegłego tysiąclecia. Natomiast jeszcze cieplejsze lato wystąpiło w roku 2003 w Alpach. W tym okresie zanotowano też najbardziej deszczowe lato roku 2001, kiedy na Hali Gąsienicowej suma opadu osiągnęła aż 1439 mm (202% normy). Nie wiemy jednak, czy ten trend ocieplenia i wzrostu opadów będzie się nadal utrzymywał i jak długo?

Adam Kotarba, Tadeusz Niedźwiedź

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Polskiej Akademii Nauk, wydaje następujące publikacje seryjne:

- Geographia Polonica,
- Prace Geograficzne,
- Przegląd Geograficzny,
- Dokumentacja Geograficzna,
- Europa XXI,
- Geopolitical Studies,
- Bibliografia Geografii Polskiej,
- Atlas Warszawy,

oraz *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej* (1995), *Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce* (2000).

MONOGRAFIE

- 1 - T. Kozłowska-Szczęsna, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, 1997, *Bioklimatologia człowieka*.
- 2 - L. Starkel, 2001, *Historia Doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*.
- 3 - T. Kozłowska-Szczęsna, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, D. Limanówka, 2002, *Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie*.

ATLAS WARSZAWY

- 1 - Węclawowicz G., Jarosz A., 1993, *Struktury demograficzne i gospodarstw domowych*.
- 2 - Węclawowicz G., Księżak J., 1994, *Struktury wykształcenia i zatrudnienia ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 3 - Węclawowicz G., Jarosz A., 1995, *Warunki mieszkaniowe ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 4 - Kozłowska-Szczęsna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1996, *Środowisko fizyczno-geograficzne - niektóre zagadnienia*.
- 5 - Węclawowicz G., Jarosz A., Śleszyński P., 1998, *Wybory parlamentarne 1991 i 1993*.
- 6 - Misztal S., 1998, *Przekształcenia struktury przemysłu Warszawy*.
- 7 - Potrykowska A., Śleszyński P., 1999, *Migracje wewnętrzne w Warszawie i województwie warszawskim*.
- 8 - Luniak M., Nowicki W., Kozłowski P., Plit J., 2001, *Ptaki Warszawy 1962-2000*.

Sprzedaż i prenumeratę publikacji IGiPZ PAN prowadzą księgarnie:

- Księgarnia DHN Sp. z o.o. PAN, ul. Szczęśliwicka 2/17, 02-352 Warszawa, tel./fax 22/822-98-69; tel. 22/658-15-58.

- Główna Księgarnia Naukowa im. Bolesława Prusa, ul. Krakowskie Przedmieście 7, 00-068 Warszawa, tel. 826-18-35.

Zmiany klimatu oraz ich wpływ na litosferę i biosferę oraz stosunki społeczne i gospodarcze są w centrum zainteresowania wielu nauk przyrodniczych. Podejmowane badania zmierzają do rekonstrukcji procesów przyrodniczych w przeszłości, a poprzez ich poznanie mają być podstawą do prognozowania przyszłych zmian w środowisku naturalnym i intensywnie użytkowanym przez człowieka.

Mała epoka lodowa (MEL) była największym oziębieniem klimatu na kuli ziemskiej w skali ostatniego tysiąclecia i odcisnęła swe piętno przede wszystkim w zlodowaconych górskich obszarach, ale badania tych skutków są przedmiotem badań wielu interdyscyplinarnych zespołów naukowych w różnych częściach świata.

Cel prezentowanej pracy zawiera się w pytaniu: w jaki sposób środowisko naturalne Tatr, najwyższego i najbardziej na północ wysuniętego masywu górskiego w obrębie łuku karpackiego, zareagowało na pogorszenie klimatyczne małej epoki lodowej? Praca przedstawia wyniki badań geomorfologicznych, klimatycznych i dendrologicznych wykonanych w Tatrach Wysokich. Ponadto ważnym źródłem informacji o anomaliach pogodowych w tym okresie są dokumenty historyczne zachowane w postaci kronik i opisów katastrofalnych zdarzeń hydrometeorologicznych w górach i w otaczających je kotlinach.

PL ISSN 0373-6547
ISBN 83-87954-51-9

<http://rcin.org.pl>
PRACE GEOGRAFICZNE - 197