

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII i PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

KWARTALNIK
2007, TOM 79, ZESZYT 2



WARSZAWA 2007

<http://rcin.org.pl>

RADA REDAKCYJNA

ANTON BEZÁK, TERESA CZYŻ, EAMONN J. JUDGE, MARIUSZ KISTOWSKI,
KAZIMIERZ KŁYSIK, ANDRZEJ KOSTRZEWSKI, TEOFIL LIJEWSKI, JACEK PASŁAWSKI,
JANUSZ PASZYŃSKI, TADEUSZ STRYJAKIEWICZ, JAN SZUPRYCZYŃSKI

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: ZBIGNIEW TAYLOR
CZŁONKOWIE: MAREK DEGÓRSKI
ROMAN KULIKOWSKI
ROMAN SOJA
SEKRETARZ: LUDMIŁA KWIATKOWSKA

Adres Redakcji:
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego PAN, 00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55
Tel. (022) 69 78 844; e-mail: l.kwiat@twarda.pan.pl

INDEKS 370894
ISSN-0033-2143

Ark. wyd. 14,0	Oddano do składania w czerwcu 2007 r.
Ark. druk. 11,0	Druk ukończono w sierpniu 2007 r.

Skład: Robert Maik
Druk: Drukarnia Klimiuk, 00-372 Warszawa, ul. Foksal 11

SPIS TREŚCI

ARTYKUŁY

Kotarba A. – Lodowce gruzowe i wały niwalne – efekt późnoglacialnej ewolucji rzeźby Tatr	199
Rock glaciers and proglacial ramps – an effect of the Late Glacial evolution of the Tatra Mountains	213
Bąkowska M., Błażejczyk K. – Zmienność warunków bioklimatycznych okresu letniego w Kolobrzegu w II połowie XX wieku	215
Variability to summer-season bioclimatic conditions in the second half of the 20th century in Kolobrzeg, Poland	232
Sobkowiak L. – Sezony wezbraniowe w dorzeczu Jangcy ze szczególnym uwzględnieniem obszaru Kotliny Syczańskiej i Trzech Przełomów	233
Flood seasons in the Yangtze Basin with special regard to the Sichuan Basin and Three Gorges area	249
Jankowski M. – Chronologia procesów wydymotwórczych w Kotlinie Toruńskiej w świetle badań paleopedologicznych	251
Chronology of dune-forming processes in the Toruń Basin in the light of paleopedological researches	269
Ewertowski M., Tomczyk A. – Ocena stanu środowiska geograficznego szlaków turystycznych – wykorzystanie GIS do integracji i analizy danych terenowych i kartograficznych	271
GIS assessment of the state of the geographical environment along tourist trails for the integration and analysis of terrain and cartographical data	294
Tłuszcz T. – Granica między Wyżyną Miechowską a Płaskowyżem Proszowickim w strukturze środowiska przyrodniczego	297
The boundary between the Miechowska Upland and Proszowicki Plateau within the structure of the natural landscape	311
Malik I., Owczarek P. – Dendrochronologiczny zapis erozji koryt potoków górskich w sąsiedztwie zapór przeciwrumowiskowych na przykładzie Černego Potoku (Jeseniki – Sudety Wschodnie)	313
A dendrochronological record of erosional processes in the channel of mountain streams near check dams exemplified by the Černý Potok (Jeseniki – Eastern Sudetes)	334

RECENZJE

R. Brázdil (red.) – Historické a současné povodně v České republice (A. Kaniecki)	335
J. Plit (red.) – Granice w krajobrazach kulturowych (A. Goctowski)	337

KRONIKA

Wojciech Widacki, 1943–2006 (M. Troll, J. Kozak)	341
Maksymilian Skotnicki, 1937–2007 (M. Jędrusik)	346
Niko Beručašvili, 1947–2006 (A. Richling)	348
Stopnie naukowe doktora habilitowanego i doktora nauk geograficznych uzyskane w 2006 r. (L.K.)	350
XI Międzynarodowa konferencja krajobrazowa „Landšaftoviedienije – teorija, mietody, regionalnyje issledovanija, praktika” (Z. Gardziel)	362
VI Konferencja „Geoekologiczne problemy Karkonoszy” (K.R. Mazurski)	363
II Konferencja naukowo-techniczna „Eksplotacja i oddziaływanie zbiorników nizinnych, Jeziorsko-2007” (H. Grobelska, A. Bartczak, D. Brykała)	364

Lodowce gruzowe i wały niwalne – efekt późnoglacialnej ewolucji rzeźby Tatr

*Rock glaciers and protalus ramparts – an effect of the Lateglacial
evolution of the Tatra Mountains*

ADAM KOTARBA

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN,
31-018 Kraków, św. Jana 22

Zarys treści. Przedstawiono dwa przykłady wielkich form pochodzenia krioniwalnego w Tatrach. Formy krioniwalne występują zarówno w obrębie rzeźby poddanej morfogenezie glacialnej, jak i na obszarach nieprzekształconych przez lodowce górskie. Te drugie świadczą o istnieniu rozległej dziedziny peryglacialnej na obszarze, który nie podlegał morfogenezie glacialnej w plejstocenie. Mają znaczne rozmiary i są bardzo czytelne w wysokogórskim krajobrazie Tatr.

Słowa kluczowe: lodowce gruzowe, wały niwalne, dziedzina peryglacialna, Tatry.

Wstęp

Rzeźba wysokogórska Tatr była inspiracją do podejmowania badań naukowych z zakresu geologii i geomorfologii co najmniej od połowy XVIII wieku, a „odkrycie” moreny kuźnickiej przez L. Zejsznera (1856) rozpoczęło okres badań form i osadów utworzonych przez lodowce górskie i wody fluwioglacialne. Okres ten trwa do dzisiaj, gdyż nadal są formułowane pytania i podejmowane próby odpowiedzi na temat liczby zlodowaceń oraz ich wieku. Chronostratygrafia zlodowaceń tatrzańskich jest budowana przy zastosowaniu różnych metod datowania bezwzględnych osadów w głębi gór i na ich przedpołu.

Według M. Klimaszewskiego (1988) rzeźba polodowcowa zajmuje zaledwie 32% w stosunku do powierzchni całych Tatr, natomiast 68% powierzchni Tatr Polskich podlegało morfogenezie peryglacialnej. Pomimo to, z uwagi na spektakularny charakter rzeźby Tatr „lodowcowych”, procesy i formy peryglacialne nie były przedmiotem szczególnego zainteresowania badaczy środowiska abiotycznego Tatr. Tylko dwie fundamentalne syntezы rzeźby Tatr M. Lukniša (1973) i M. Klimaszewskiego (1988) dotyczą w znacznym stopniu form nieglacialnych.

Procesy i formy krioniwalne

Procesy peryglacjalne występowały w Tatrach podczas zlodowaceń na obszarach niepokrytych lodem, a po stopieniu późnovistuliańskich lodowców również w obrębie rzeźby polodowcowej. Brak jednak na ich temat syntez podobnych do tych, w których szczegółowo omawia się geomorfologiczną rolę procesów glacialnych, gdyż formy utworzone wskutek morfogenezy peryglacjalnej nie są tak spektakularne w rzeźbie Tatr jak formy glacialne i fluwioglacjalne. Dużo uwagi poświęcił tym zagadnieniom A. Jahn (1958), który scharakteryzował mikrorelief peryglacjalny Tatr. Użyty w niniejszej pracy termin „krioniwalny” w zasadzie odpowiada pojęciu „peryglacjalny”. Wprowadzony przez Y. Guillaena (1949) i C. Capello (1962), bardziej zwraca uwagę na genezę procesów i form niż na aspekty przestrzenne.

Od początku XX w. w dyskusjach nad dynamiką środowisk położonych w dziedzinie klimatu zimnego obok form typowo peryglacjalnych, związanych z soliflukcją i procesami segregacji mrozowej prowadzącej do tworzenia gruntów strukturalnych, zaliczano tu formy znacznych rozmiarów związane z oddziaływaniem lodu gruntowego i pokrywy śnieżnej. Są to **lodowce gruzowe** oraz wały towarzyszące długo zalegającym płatom śnieżnym zwane też **wałami** lub **morenami niwalnymi**.

Celem niniejszej pracy jest zwrócenie uwagi na potrzebę podjęcia nowoczesnych badań geomorfologicznych i geofizycznych nad lodowcami gruzowymi i wałami niwalnymi, które dotychczas nie były przedmiotem szczegółowych studiów, pomimo liczego występowania i znacznych rozmiarów. Badania takie nabierają szczególnej wagi w ostatnich latach, gdy przedstawiono poglądy udokumentowane metodami geofizycznymi, iż w Tatrach Wysokich istnieją warunki do utrzymywania się wieloletniej zmarzliny od wysokości około 1670 m n.p.m. w miejscach zacienionych o ekspozycji N, NW i NE (Dobiński, 1998; Mościcki i Kędzia, 2000, 2002).

Lodowce gruzowe

Pojęcie „lodowiec gruzowy” zostało sformułowane z końcem XIX wieku. Bardzo wcześnie dostrzegł ich istnienie J. Partsch w swej syntezie zlodowacenia tatrzańskiego z roku 1923. M. Lukniš (1973), częściowo za Partschem, wskazał na istnienie lodowców gruzowych w Dolinie Przednich Koperszadów na wysokości 1500–1635 m, w Dolinie Łomnickiej (Skalnatęj) (1770 m), na progach skalnych w Dolinach Batyżowieckiej i Stwolskiej (1800 m), na stokach rozdzielających doliny Batyżowiecką i Wielicką, pod zachodnią ścianą Krywania w Kotlinie (1500–1650 m), pod ścianami Hrubego w Hlinskiej dolinie i w Dolinie Miękuszowieckiej pod Szczyrbskim Szczytem. Wiele form, które

mają cechy przypisywane lodowcom gruzowym M. Lukniš skartował na mapie geomorfologicznej Tatr Wysokich w skali 1:50 000 jako *firnove morény*. O istnieniu lodowców gruzowych w Tatrach Polskich, między innymi w Dolinie Świstowej (Świstówka Waksmundzka) i w Dolince Pustej, wzmiankował również M. Klimaszewski (1988), nazywając je „jezorami rumowiskowymi”. Znacznie więcej uwagi poświęcili tym formom A. Nemčok i T. Mahr (1974). Stwierdzili oni, że większość lodowców gruzowych Tatr i Niskich Tatr powstała na granitoidach (42 z 49 rozpoznanych) oraz że najczęściej przyjmują one kształt języków gruzowych o długości 130–1650 m i szerokości 50–300 m. Najlepiej wykształconą formę o długości 1950 m i szerokości do 350 m opisali z Tatr Zachodnich w Dolinie Rohackiej. Przyjęli również pogląd, że lodowce gruzowe Tatr Wysokich są mniejsze, gdyż są częściowo fosylizowane przez stokowe pokrywy usypiskowe.

Znacznie później w polskiej literaturze geomorfologicznej ukazały się prace dotyczące lodowców gruzowych w polskiej części Tatr (Dobiński, 1994). J. Dzierżek i J. Nitychoruk (1986) wyróżnili generacje form reliktowych według miejsca ich występowania. W Dolinie Suchej Wody przypisali im przybliżony czas powstania: dolinne – uformowane w najstarszym dryasie, stokowe – w dnach cyrków lodowcowych – korelowanych z młodszym dryasem i okresem borealnym, oraz przełęczowe – uważane za najmłodsze, formowane podczas małej epoki lodowej. Jednak zespoły form wypełniających dno Doliny Suchej Wody, określone jako lodowce gruzowe, mają klasyczne cechy moren czołowych recesyjnych i moren bocznych oraz częściowo rzeźbę typową dla deglacjacji aeralnej. Aby wyjaśnić genezę form wypełniających dno tej doliny nie ma więc potrzeby przyjmowania mechanizmu, który ma odniesienie do lodowców gruzowych (Kotarba, 1991-1992). W świetle datowania bezwzględne wieku faz deglacjacji lodowca Suchej Wody, na podstawie wieku osadów jeziornych (Baumgart-Kotarba i Kotarba, 2001), zespołom form w otoczeniu schroniska „Murowaniec” przypisano wiek około 13,5 tys. BP. Morenom przy Zielonym Stawie Gąsienicowym jest przypisywany wiek 12 tys. BP. Tylko jeden mały, reliktowy lodowiec gruzowy, odpowiadający definicji sformułowanej przez D. Barscha (1988) można natomiast dostrzec u podnóża zachodniego stoku skalnego Małego Kościelca. Forma o kształcie lobu gruzowego została częściowo nałożona na morenę oscylacyjną Dwoistego Stawu. Morena ta jest korelowana z alpejską fazą Gschnitz (13 tys. BP), a więc ten stokowy lodowiec gruzowy mógł powstać u schyłku vistulianu, najwcześniej pomiędzy 13 a 12 tys. lat BP.

W polskiej części Tatr Zachodnich zostały rozpoznane lodowce gruzowe w dolinach Pyszniańskiej, Starorobociańskiej, Jarząbczej i Chochołowskiej Wyżniej (Kaszowski i inni, 1988). Podobnie jak w Tatrach Wysokich nie wszystkim formom przypominającym swym kształtem lodowce gruzowe można przypisać kriogeniczną genezę. Część form jest rezultatem pochodzenia glacialnego (*glacigenic rock glaciers* według Corte, 1987) i nie nosi śladów przemieszczenia

w warunkach zmarzlinowych. Najczęściej jednoznaczne rozróżnienie genezy form reliktowych, pochodzących ze schyłkowej fazy deglacjacyjnej ostatniego zlodowacenia jest niemożliwe. Rozdzielenie form glacyjogenicznych, powstałych w czasie deglacjacji bez przemieszczenia poziomego od form pochodzenia kriogenicznego, które noszą cechy powolnych ruchów mas gruzowych (lodowce gruzowe) jest bardzo trudne. Argumentem rozstrzygającym mogłaby być obecność zmarzliny w ich wnętrzu. Tylko w szczególnych przypadkach, gdy powstał klasyczny reliktowy zespół form w obrębie języków lub lobów wskazujących na istnienie w przeszłości plastycznych przemieszczeń, można prawie na pewno zidentyfikować te formy jako prawdziwe, a więc kriogeniczne lodowce gruzowe, pomimo braku w ich wnętrzu spoiwa lodowego.

Znajomość cech morfometrycznych i morfograficznych lodowców gruzowych jest zaledwie wstępem do rozważań nad ewolucją środowiska tatrzańskiego w ostatniej fazie zlodowacenia. W modelu „glacialnym” przyjmuje się, że są to formy pochodzenia lodowcowego i były formowane w czasie zaniku lodowców (geneza glacyjogeniczna). Wielu badaczy nie akceptuje przypisywania pojęcia „lodowiec gruzowy” formom o genezie glacyjogenicznej. W modelu „zmarzlinowym” przyjmujemy, że powolne przemieszczanie pokryw gruzowych i formowanie języków lub lobów odbywa się przy obecności lodu pochodzenia atmosferycznego i takie formy uważa się za lodowce gruzowe *sensu stricto*. Woda opadowa i roztopowa zamarzająca w przestrzeniach międzygłazowych (*interstitial ice*) powoduje uplastycznienie pokryw gruzowych i ich powolne przemieszczanie prowadzące do deformacji plastycznych przemieszczanej masy. Formy o takiej genezie (*criogenic rock glaciers*) są wskaźnikami występowania wieloletniej zmarzliny.

Inny model genezy lodowców gruzowych zakłada, że powstają wskutek szybkich ruchów masowych. Materiał pochodzący z wielkich obrywów skalnych jest składany u podnóży i może swym kształtem przypominać formy lodowców gruzowych pochodzenia kriogenicznego. Jednak materiał ten staje się lodowcem

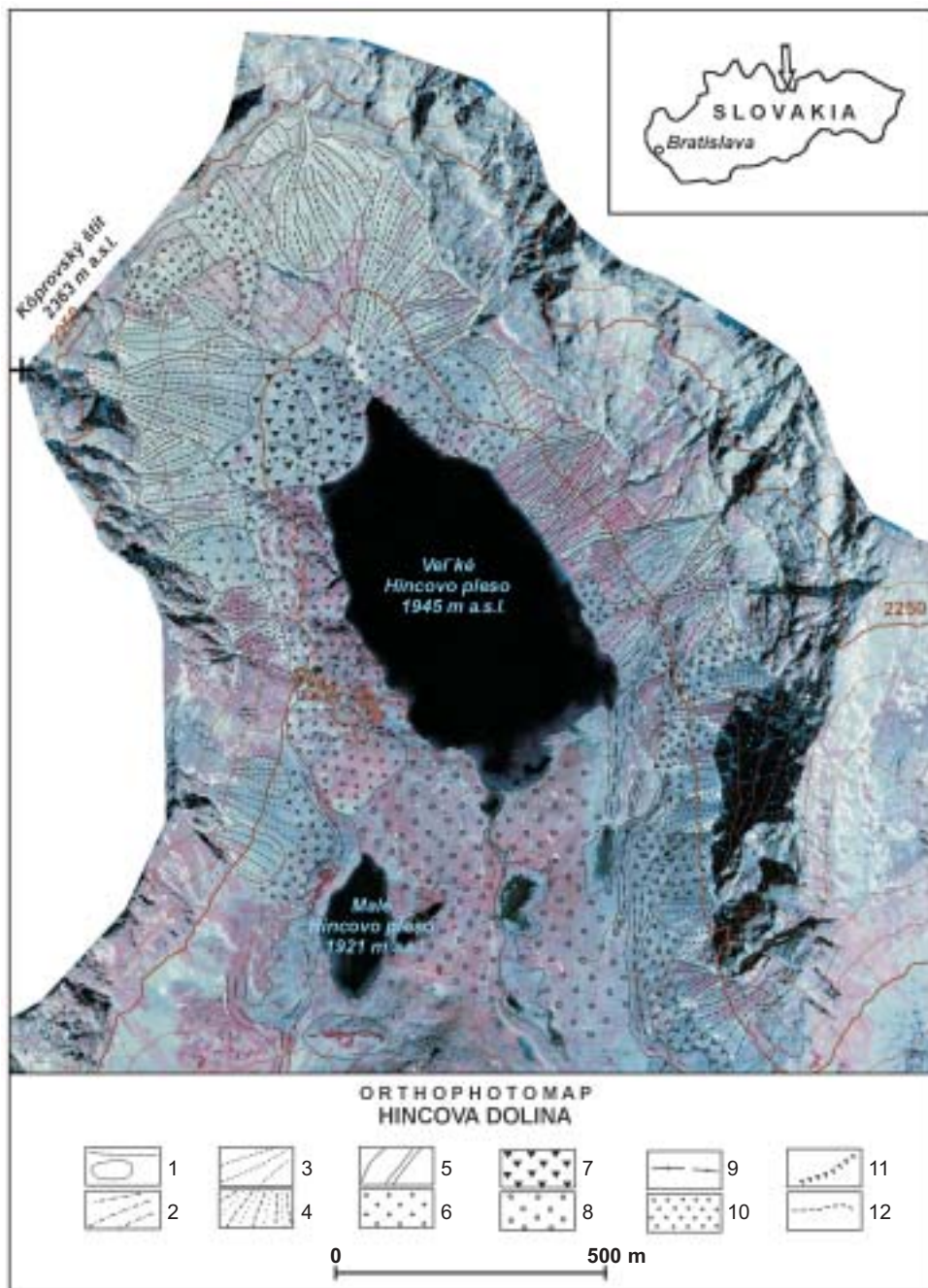
Ryc. 1. Rzeźba cyrku lodowcowego Wielkiego Hińczowego Stawu w Tatrach Wysokich na tle ortofotomapy wykonanej na podstawie zdjęcia lotniczego firmy Eurosense wykonanego w podczerwieni

1 – granica jednostek geomorfologicznych, 2 – stok skalny, 3 – stok usypiskowy, 4 – stok usypiskowo-napływowy, 5 – spływ gruzowy, 6 – stok blokowy, depozycja z obrywu lub zsuwu skalnego, 7 – lodowiec gruzowy, 8 – pokrywa morenowa na dnie doliny, 9 – wał moreny bocznej, 10 – podłoże skalne przemodelowane przez erozję lodowcową, 11 – strome czoło lodowca gruzowego, 12 – zespół wałów i obniżeń w obrębie lodowca gruzowego

Geomorphology of the Velke Hincovo pleso glacial cirque in the High Tatra Mountains.

Orthophotomap based on Eurosense aerochrome infrared airphotographs

1 – limit of geomorphological units, 2 – rocky slope, 3 – rockfall talus, 4 – rockfall/alluvial talus, 5 – debris flow, 6 – rockfall/rockslide blocky slope, 7 – rock glacier, 8 – till in valley bottom, 9 – lateral moraine ridge, 10 – bedrock topography glacially remodelled, 11 – steep front of rock glacier toe, 12 – complex arrangement of ridges and furrows on rock glacier



gruzowym dopiero wtedy, gdy ulegnie scementowaniu lodem wypełniającym przestrzenie międzygłazowe i podlega przemieszczaniu plastycznemu prowadzącemu do tworzenia na powierzchni charakterystycznych nabrzmień, fałdów (*porrige-like topography*) i stromego zsykowego czoła. Tylko takie formy są wskaźnikami istnienia dziedziny peryglacjalno-zmarzlinowej i mogą służyć do rekonstrukcji paleoklimatycznych dla okresu schyłku ostatniego zlodowacenia w Tatrach.

Aktywne lodowce gruzowe, a więc wykazujące ruch, istnieją w obszarach górskich, w których średnia roczna temperatura powietrza kształtuje się poniżej -6°C , tj. w strefie zmarzliny ciągłej (*continuous permafrost*), chociaż stwierdzano nieliczne przykłady ich istnienia przy temperaturze -2°C (Humlum, 1998). Zdarza się również, że sporadycznie występują przy temperaturze bliskiej 0°C (Brine i Thom, 1982). Dlatego przyjmuje się, że aktywne lodowce są ważnymi formami diagnostycznymi, świadczącymi o istnieniu na badanym obszarze warunków granicznych pomiędzy środowiskiem glacialnym i peryglacialnym.

Jednym z najbardziej klasycznych przykładów nieaktywnego lodowca gruzowego jest forma u podnóża Koprowego Szczytu w Dolinie Hińczowej (ryc. 1). Jest to wielkie blokowisko wykształcone w postaci jęzora, który wkroczył do Wielkiego Stawu Hińczowego. Masa gruzu wypełniająca jezioro w części północno-zachodniej zmieniła pierwotny owalny kształt misy jeziornej, nadając jej nieregularną formę. Na ścianie Koprowego Szczytu istnieje olbrzymia nisza skalna, wskazująca, że miał tam miejsce wielki obryw pod wierzchołkiem (wysokość 2363 m n.p.m.), a ściana o wysokości ponad 150 m uległa cofnięciu i rozczłonkowaniu. Gruz skalny został złożony na wysokości około 2000 m, na wyraźnym stopniu skalnym. Stopień skalny wznosi się do 100 m nad zwierciadłem stawu. M. Lukniš (1973) uznał, że jest to morena firnowa, która wkroczyła do stawu położonego na wysokości 1945 m n.p.m. i częściowo go wypełniła.

Szczegółowa analiza rzeźby tego jęzora jednoznacznie pokazuje, że mamy do czynienia z reliktywnym lodowcem gruzowym typu kriogenicznego, który powstał w dwóch fazach: 1) obryw skalny i 2) powolny ruch uplastycznionych mas przy udziale lodu wypełniającego. Jęzor ma strome czoło o nachyleniu około 30° , oddzielone od głównej masy blokowej (nachylenie około 20°) załomem wypukłym. W obrębie głównej masy jęzora wykształcił się relief trzech poprzecznych do spadku, a równoległych wobec siebie wałów i zagłębień, które mogły powstać tylko w warunkach plastycznego przemieszczania, gdy prędkość ruchu była zróżnicowana w profilu pionowym (fot. 1). Taki mechanizm występuje na aktywnych lodowcach gruzowych Alp i innych wysokich gór (Haerberli, 1985). Lodowiec „Hińczowy” został utworzony wyłącznie z gruzu stokowego, pochodzącego z obrywu skalnego (ang. *rock glacier of the pure talus type* – *talus rock glacier* w terminologii D. Barscha 1987), a jego geneza nie jest związana z zanikaniem lodowca okrytego pokrywą morenową ablacyjną w strefie martwego lodu.



Fot. 1. Lodowiec gruzowy „Hińczowy” u podnóża Koprowego Szczytu. Jęzor lodowca częściowo wypełnił misę Wielkiego Stawu Hińczowego (fot. J. Mościcki)

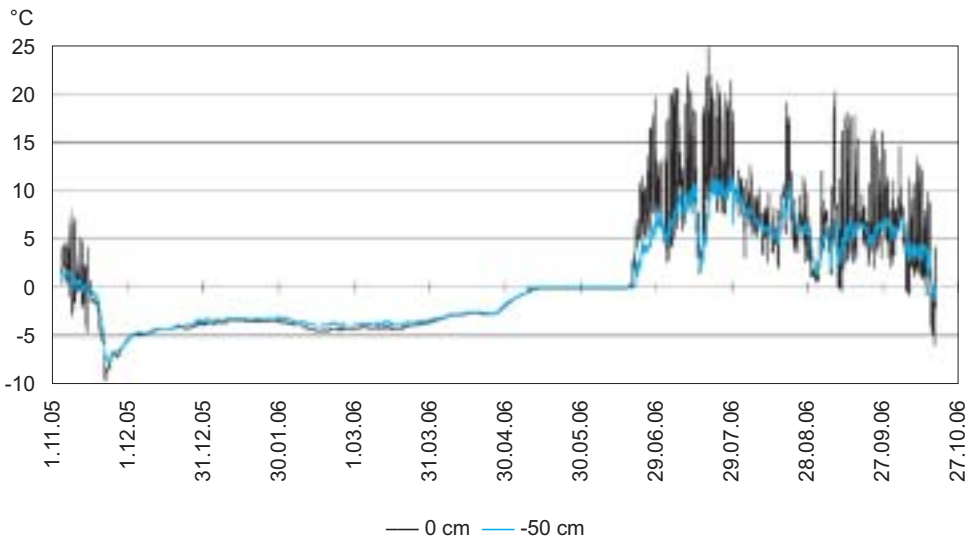
Tongue-shaped rock glacier at the foot of the Koprovský štít rock wall.

The frontal scarp in part reached Vel'ké Hincovo pleso lake (photo J. Mościcki)

Lodowiec gruzowy „Hińczowy” mieści się w przedziale wysokości 1945–2020 m, w piętrze klimatycznym umiarkowanie zimnym, o średniej rocznej temperaturze od 0°C do –2°C oraz niskiej (–10°C) temperaturze stycznia (Hess, 1965). Teoretycznie obszar ten ma warunki do istnienia wieloletniej zmarzliny, a więc są podstawy by sformułować pytanie: czy jest to forma reliktowa, czy być może nieaktywna, ale zawierająca w swym wnętrzu wieloletnią zmarzlinę.

Z metod pośrednich, nieinwazyjnych, pozwalających określać stan lodowców gruzowych stosuje się metodę BTS (ang. *Bottom Temperature of the winter Snow cover*). Przy niskiej temperaturze na kontakcie gruntu z pokrywą śnieżną o miąższości co najmniej kilkudziesięciu centymetrów w okresie późnej zimy

występuje niskie przewodnictwo ciepłne. Pokrywa śnieżna jest termicznym filtrem w stosunku do krótkoterminowych wahań temperatury powietrza. Dlatego BTS jest funkcją strumienia ciepła płynącego z podłoża do jego przypowierzchniowej warstwy. Wartość BTS zależy od występowania lub braku lodu w gruncie (Haeberli, 1973, 1985). Badania termiki powierzchni lodowca Hińczowego, wykonane w marcu 2003 r. z zastosowaniem termometrów elektrycznych (termistorów o dokładności około $0,2^{\circ}\text{C}$ i rozdzielczości $0,02^{\circ}\text{C}$), pozwoliły sformułować wniosek, że obecnie istnieją tam warunki do występowania wieloletniej zmarzliny, gdyż temperatura na kontakcie śnieg–grunt wynosiła w kilku miejscach od $-3,5$ do $-5,5^{\circ}\text{C}$ (Kędzia i inni, 2004). Podobne badania wykonane podczas kolejnych zim potwierdziły istnienie temperatury poniżej -5°C tylko w nielicznych miejscach. Pomiary BTS powtórzono w okresie 1.11.2005–27.10.2006 (S. Kędzia) w osiowej części jezora lodowca na wysokości około 2000 m n.p.m. na poziomie gruntu (0 cm) i na głębokości 50 cm (ryc. 2). Temperatura osiągała wartości powyżej -5°C , należy więc uznać, że lodowiec „Hińczowy” jest formą reliktową lub nieaktywną. Jeśli w nielicznych miejscach istnieje lód gruntowy, to jego ilość jest na tyle niewielka, że masa gruzowa współcześnie nie może podlegać przemieszczeniom plastycznym. Potwierdzenie obecności zmarzliny wymagałoby pobrania rdzeni za pomocą wierceń.



Ryc. 2. Roczny przebieg temperatury na powierzchni gruntu i na głębokości 50 cm na lodowcu gruzowym „Hińczowym” (wg S. Kędzia)

Annual course of temperature at the surface and at a depth of 50 cm on the Hincovy rock glacier (after S. Kędzia)

Wały niwalne

Wały niwalne, najczęściej znane w literaturze angielskojęzycznej jako *pro-nival (protalus) ramparts*, zostały rozpoznane w XIX w. podczas badań glaciologicznych prowadzonych przez F. Drewa (1873) i C. Warda (1873). Ich geneza zawsze była wiązana z obecnością długo zalegających płatów śniegu. Wały niwalne są bowiem formowane na terenach nieobjętych czynnym zlodowaceniem i są zlokalizowane bezpośrednio u podnóży płatów śniegu. W roku 1933 C.H. Behre wprowadził pojęcie *nivation ridge*, które zostało powszechnie zaakceptowane. Niektórzy badacze obszarów zimnych stosowali termin *nival moraine* lub *nivation morain*” (m.in. Karczewski i inni, 1981; Dzierżek i Nitychoruk, 1987). W Karpatach rumuńskich były opisywane pod nazwą *potcoave nivale* (Niculescu, 1965).

A.R. Gadomski (1926) napisał: „pola śnieżne ułatwiają nadzwyczajnie transport większym odłamkom skalnym, które oderwawszy się, mogą posuwać się po śniegu często bardzo daleko i układać u podnóża tychże zwały morenowe (polodowcowe), których nie należy identyfikować z glacialnymi, to jest z czasów epoki lodowcowej. (...) Formy te nazywamy niwalnymi” (s. 135). Taki mechanizm formowania wałów podstokowych uwarunkowanych obecnością płatów śnieżnych był zgodny z wcześniej określonymi poglądami wyrażonymi przez F. Drewa (1873, za Ballantyne i Harris, 1994). Zwrócenie nań uwagi przez A. Gadomskiego było ważną częścią jego badań tatrzańskich – tym bardziej, że późniejsi badacze rzeźby Tatr nie analizowali znaczenia geomorfologicznego tych procesów i tworzonych przez nie form.

Wały niwalne występują bardzo licznie w Tatrach Wysokich i Zachodnich. Niwacja rozumiana jako zespół procesów morfogenetycznych związanych z obecnością długotrwałych płatów śnieżnych nie ma obecnie większego znaczenia rzeźbotwórczego (Rączkowska, 1992, 1993). Najbardziej klasyczne przykłady

Tabela 1. Cechy morfologiczne wałów niwalnych

Obszar	Długość (m)	Mięszość (m)	Przebieg	Źródło
Longen, Norwegia	60–115	do 5	łukowaty	Ballantyne, 1978
Romsdalsalpane, Norwegia	150–460	1–9	łukowaty	Shakesby i inni, 1995
Lake District, Wlk. Brytania	300	do 10	łukowaty	Ballantyne i Harris, 1994
Kuranosuke, Japonia	ok. 100	do 4	łukowaty	Ono i Watanabe, 1986
Lassen Peak, USA, CA	150	do 4	łukowaty	Perez, 1988
Tatry, Kobylija dolina, Słowacja	600	5–10	prosty/ łukowaty	–



wielkich wałów można spotkać w Liptowskich Kopach. Na rozległym systemie grzbietów i kopulastych wierzchołków rozdzielających Dolinę Cichą Liptowską i Koprową Dolinę z kulminacją na Wielkiej Kopie Koprowej (2053 m n.p.m.) są zawieszane dolinki boczne, które nie były zlodowacone w plejstocenie (Partsch, 1923; Lukniš, 1973), a były poddane morfogenezie krioniwalnej. W Kobylej Dolince pod Zaworami został uformowany zespół wałów niwalnych (*snehovy (firnovy) sutinovy val*, wg terminologii M. Lukniša) pod stokami usypiskowymi Gładkiego Wierchu (2066 m) i Kotelnicą (Lukniš, 1973). Największy wał niwalny u podnóża Cichego Wierchu rozpoznany przez J. Partscha (1923) ma długość (600 m) i wysokość (5–10 m), co pozwala zaliczyć go do największych form w skali co najmniej europejskiej (tab. 1). Wał zlokalizowany u podstawy strome go stoku skalno-usypiskowego (ryc. 3) ma przebieg prosty, lokalnie falisty. Ma wyraźną linię grzbietową oraz stromy skłon proksymalny, a po stronie wewnętrznej (przystokowej) jest mniej nachylony i przechodzi łagodnie w stok piargowy (fot. 2 i 3). Wał i stok piargowy są rozdzielone zagłębieniem o głębokości około 5 m. Znaczne rozmiary tego wału skłaniają do postawienia hipotezy, że jego geneza jest złożona; niwalno-glacialna. Na podstawie rozważań teoretycznych C.K. Ballantyne i D.I. Benn (1994) przyjęli, że wały oddalone od stoku piargowego bardziej niż o 30–70 m należy interpretować jako formy przejściowe, utworzone u podnóża płatów śnieżnych o dużej miąższości i gęstości podlegających metamorfozie w kierunku małych lodowców stokowych (*glacierette*). Mechanizm formowania takich wałów jest złożony, gdyż biorą w nim udział zarówno ruchy masowe (toczenie, ślizganie materiału gruzowego po powierzchni płatów śnieżnych), jak i quasi-lodowcowe (Gardner i inni, 1983). W przypadku wału niwalnego w Kobylej Dolinie ta odległość wynosi około 40 m. Hipoteza o niwalno-glacialnej genezie form tej wielkości jest wysoce uzasadniona w części Tatr, która nie była poddana pełnej morfogenezie glacialnej.



Ryc. 3. Wały niwalne w Kobylej Dolinie. Przykład form pochodzenia krioniwalnego utworzonych na terenie Liptowskich Kop. Fragment ortofotomapy (Urząd Marszałkowski w Krakowie) i mapy topograficznej 1:10 000 (Zarząd Topograficzny Sztabu Generalnego WP, 1992). Pod względem wielkości wał pod Cichym Kopcem dorównuje największym formom opisanym w górach europejskich, japońskich i amerykańskich (por. tab. 1).

Protalus ramparts in the Kobylia Dolina Valley. An example of a cryonival landform developed in a non-glaciated area of the Tatra Mountains. Orthophotomap and 1:10 000 topographic map. Size characteristics of this form are comparable with those described from European, Japanese and US mountains



Fot. 2. Widok na Kobylą Dolinkę z wałami niwalnymi u podnóża Cichego Wierchu, Gładkiego Wierchu i Kotelnicy (fot. *P. Plesnik*)

General view of the Western Tatra from the southeast. In the center, the protalus rampart in the Kobylia Dolina Valley (photo by *P. Plesnik*, courtesy of *R. Midriak*)



Fot. 3. Wielki wał niwalny u podnóża Cichego Wierchu (fot. *M. Boltiziar*).
Fragment formy widocznej w centrum fot. 2

The protalus rampart in the Kobylia Dolina Valley (photo by *M. Boltiziar*).
Fragment of the landform shown in the centre of Plate 2

Uwagi końcowe

Przedstawione powyżej przykłady form występujących w piętrze krioniwalnym Tatr świadczą, że w czwartorzędzie istniała rozległa peryglacialna dziedzina morfogenetyczna zdefiniowana przez L. Peltiera (1950), która sprzyjała utworzeniu form kriogenicznych znacznych rozmiarów na obszarach nie poddanych klasycznej morfogenezie lodowcowej. Formy te przetrwały do dzisiaj i zachowały bardzo wyraziste kształty, a ich wielkość może świadczyć, że były tworzone w długim czasie, znacznie dłuższym niż genetycznie do nich podobne formy istniejące w obrębie obszarów objętych morfogenezą lodowcową. Obszar Tatr poddany tylko morfogenezie peryglacialnej powinien być przedmiotem szczególnego zainteresowania geomorfologów badających obszary podlegające ewolucji w warunkach klimatów zimnych. Dotyczy to przede wszystkim obszarów położonych powyżej 1700 m n.p.m., a więc w piętrze, w którym istnieją potencjalne warunki do występowania współczesnej wieloletniej zmarzliny. Otwarte pozostaje pytanie, które formy krioniwalne są reliktowe, a które nadal czynne.

*

Panowie Ing. Milan Koreň, CSc (TANAP Tatranská Lomnica), dr inż. Leszek Kolondra (UŚ, Sosnowiec) i dr Stanisław Kędzia (IGiPZ PAN, Kraków) wnieśli znaczną pomoc przy przygotowaniu rycin, za którą serdecznie im dziękuję.

Piśmiennictwo

- Ballantyne C.K., 1978, *Some observation on the morphology and sedimentology of two active protalus ramparts, Lyngen, northern Norway*, Arctic and Alpine Research, 19, s. 167–174.
- Ballantyne C.K., Benn D.I., 1994, *Glaciological constraints on protalus rampart development*, Permafrost and Periglacial Processes, 5, s. 145–153.
- Ballantyne C.K., Harris C., 1994, *The Periglaciation of Great Britain*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 2001, *Deglaciation in the Sucha Woda and Pańszczyca valleys in the Polish High Tatras*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 35, s. 7–38.
- Barsch D., 1987, *Rock glaciers: an approach to their systematics* [w:] J.R. Giardino, J.F. Shroder, J.D. Vitek (red.), *Rock Glaciers*, Allen and Unwin, London, s. 45–53.
- Behre C.H., 1933, *Talus behavior above timberline in the Rocky Mountains*, Journal of Geology, 41, s. 622–635.
- Brine R.V., Thom G., 1982, *Preliminary observation on two rock glaciers in South Georgia, Falklands Islands Dependencies*, Journal of Glaciology, 28, s. 377–386.
- Capello C., 1962, *Periglaciaire ou cryonival?*, Biuletyn Peryglacialny, 11, s. 145–147.
- Corte A.E., 1987, *Rock glacier taxonomy*, [w:] J.R. Giardino, J.F. Shroder, J.D. Vitek (red.), *Rock Glaciers*, Allen and Unwin, London, s. 27–39.

- Dobiński W., 1994, Lodowce gruzowe, *Czasopismo Geograficzne*, 65, 2, s. 109–123.
- , 1998, *Problem występowania zmarzliny w Tatrach Wysokich w świetle badań geofizycznych wykonanych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i Świstówce Roztockiej*, Dokumentacja Geograficzna, 12, *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – III*, s. 35–58.
- Drew F., 1873, *Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the Upper-Indus Basin*, Quarterly Journal of the Geological Society of London, 29, s. 441–471.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., 1986, *Types of fossil rock glaciers in the Polish High Tatra Mts.*, Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 34, 4, s. 409–418.
- , 1987, *Types of rock glaciers in northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*, Polish Polar Research, 8, s. 231–241.
- Gadomski A.R., 1926, *Morfologia glacialna północnych stoków Wysokich Tatr*, Nakład i Własność Księgarni B. Kotuli, Cieszyn.
- Gardner J.S., Smith D.J., Desloges J., 1983, *The Dynamic Geomorphology of the Mt. Rae Area: A High Mountain Region in Southwestern Alberta*. University of Waterloo, Department of Geography Publication Series, 19.
- Guillien Y., 1949, *Gel et dégel du sol; les mécanismes morphologiques*, L'Information Géographique, 13, Paris, s. 104–116.
- Haeberli W., 1973, *Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen*, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie, 9, 1-2, s. 221–227.
- Haeberli W., 1985, *Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of alpine rock glaciers*, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zurich, 77, s. 142.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 11.
- Humlum O.T., 1998, *The significance of rock glaciers*, Permafrost and Periglacial Processes, 9, s. 375–395.
- Jahn A., 1958, *Mikrorelief peryglacialny Tatr i Babiej Góry*, Biuletyn Peryglacialny, 6, s. 57–80.
- Kaszowski L., Krzemień K., Libelt P., 1988, *Postglacialne modelowanie cyrków lodowcowych w Tatrach Zachodnich*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 71, s. 121–141.
- Karczewski A., Kostrzewski A., Marks L., 1981, *Morphogenesis of subslope ridges to the north of Hornsund, Spitsbergen*, Polish Polar Research, 2, s. 29–38.
- Kędzia S., Kotarba A., Mościcki J., 2004, *Lodowiec gruzowy nad Wielkim Hińczowym Stawem w Tatrach Słowackich. Wyniki wstępnych badań termicznych*, [w:] A. Styszyńska, A. Marsz (red.), *Polish Polar Studies, XXX International Polar Symposium, Gdynia 23-25 IX 2004*, s. 167–177.
- Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa.
- Kotarba A., 1991-1992, *Reliktowe lodowce gruzowe jako element deglacji Tatr Wysokich*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 25-26, s. 133–150.
- Mościcki J.W., Kędzia S., 2000, *Comments and observations on the application of resistivity sounding in the research of permafrost*, Biuletyn Peryglacialny 39, s. 69–81.
- , 2002, *Wieloletnia zmarzlina w Koziej Dolince*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, Wyd. TPN i PTPNoZ, Kraków-Zakopane, , s. 67–69.
- Lukniš M., 1973, *Relief Vysokych Tatier a ich predpolia*, VEDA, Bratislava.
- Nemčok A., Mahr T., 1974, *Kamenné lodovce v Tatrách*, Geografický časopis, 26, 4, s. 359–374.

- Niculescu G., 1965, *Munții Godeanu. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, București.
- Ono Y., Watanabe T., 1986, *A protalus rampart related to alpine debris flows in the Kurano-suke Cirque, northern Japanese Alps*, Geografiska Annaler, 86A, s. 213-223.
- Partsch J., 1923, *Die Hohe Tatra zur Eiszeit*, Leipzig.
- Peltier L., 1950, *The geomorphic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology*, Annals of the Association of American Geographers, 40, s. 214-236.
- Pérez F.L. 1988, *Debris transport over snow surfaces: a field experiment*, Revue de Géomorphologie Dynamique, 37, s. 81-101.
- Rączkowska Z., 1992, *Niektóre aspekty niwacji w Tatrach Wysokich*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 155, s. 209-223.
- , 1993, *Ilościowe wskaźniki niwacji w Tatrach Wysokich*, Dokumentacja Geograficzna, 4-5, s. 63-81.
- Shakesby R.A., Matthews J.A., McCarroll D., 1995, *Pronival ('protalus') ramparts in the Romsdalsalpane, southern Norway: forms, terms, subnival processes, and alternative mechanisms of formation*, Arctic and Alpine Research, 27, s. 271-282.
- Ward C., 1873, *The glaciation of the northern part of the Lake District*, Quarterly Journal of the Geological Society of London, 29, s. 422-441.
- Zejszner L., 1856, *Über eine alte Längenmoräne im Thale des Bialy Dunajec bei dem Hochofen von Zakopane in der Tatra*, Sitzungsberichte D. K. Akademie d. Wiss., Math. Naturwiss. Kl. 21, s. 259-262.

[Wpłynęło: luty; poprawiono: kwiecień 2007 r.]

ADAM KOTARBA

ROCK GLACIERS AND PROTALUS RAMPARTS
– AN EFFECT OF THE LATEGLACIAL EVOLUTION OF THE TATRA MOUNTAINS

This article introduces an analysis of two examples of cryogenic landforms – a rock glacier and a protalus rampart in the high-mountain zone of the Tatra Mountains. Field geomorphological research and airphoto interpretation helped in the description of substantial forms developed during the Lateglacial, both in the area affected by mountain glaciation and in a non-glaciated area. This gives rise to a question as to which area (glaciated or non-glaciated) was more affected by periglacial processes during the Last glaciation.

Talus-foot rock glaciers developed through the deformation of talus to form a step-like lobate extension of the talus slope, formation being independent of glacier ice. After major displacement of boulders from a rock wall had taken place (first phase), these deposits were (in the second phase) transformed under periglacial conditions into a lobate shape (i.e. Hincovo pleso r.g.).

The most spectacular protalus ramparts have been recognised in areas representing remnants of the preglacial rather than the glaciated Tatra landscape (i.e. Liptovské kopy). The characteristics of these forms are similar to the protalus ramparts described in European, Japanese and North American mountains.

Zmienność warunków biotermicznych okresu letniego w Kołobrzegu w II połowie XX wieku

*Variability to summer-season bioclimatic conditions
in the second half of the 20th century in Kołobrzeg, Poland*

MONIKA BĄKOWSKA

Instytut Geografii, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego w Bydgoszczy,
85-428 Bydgoszcz, ul. Mińska 15; e-mail: monika.bakowska@gmail.com

KRZYSZTOF BŁĄŻEJCZYK

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN,
00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55; e-mail: k.blaz@twarda.pan.pl

Zarys treści. Artykuł dotyczy zmian warunków bioklimatycznych w Kołobrzegu na przestrzeni ostatnich 50 lat XX wieku. Zróżnicowanie bioklimatyczne zostało określone na podstawie analizy zarówno elementów meteorologicznych (temperatury powietrza, prędkości wiatru i wielkości zachmurzenia), jak i wskaźników biotermicznych (temperatury odczuwalnej i przewidywanej termoizolacyjności odzieży). Badane wskaźniki opierają się na analizie bilansu cieplnego człowieka. Przeprowadzone badania wskazują na postępujące ocieplanie się klimatu i tym samym łagodzenie silnej bodźcowości warunków bioklimatycznych na polskim wybrzeżu Bałtyku.

Słowa kluczowe: bioklimatologia człowieka, wskaźniki biometeorologiczne, zmiany bioklimatu.

Wprowadzenie i cel pracy

W XX wieku na całej kuli ziemskiej odnotowano wzrost temperatury powietrza o około 0,6°C. Takie ocieplenie atmosfery w skali globalnej nie pozostaje bez wpływu na warunki klimatu odczuwalnego, również na terenie Polski (Błażejczyk i inni, 2003; Koźuchowski i inni, 1994; Koźuchowski i Żmudzka, 2002; Niedźwiedź i inni, 1994; Papiernik 2004; Trepieńska, red., 1997). W przypadku miejscowości uzdrowiskowych oraz obszarów o rozwiniętej działalności turystycznej i rekreacyjnej określenie wielkości i kierunku zmian klimatu odczuwalnego ma szczególne znaczenie.

Kołobrzeg jest największym, pod względem liczby miejsc w sanatoriach, uzdrowiskiem w Polsce (Kozłowska-Szczęsna i inni, 2002). Położony jest na

Wybrzeżu Słowińskim, u ujścia rzeki Parsęty do Morza Bałtyckiego. Według klasyfikacji T. Kozłowskiej-Szczęsnej miejscowość znajduje się w I regionie bioklimatycznym, podlegającym silnemu oddziaływaniu Morza Bałtyckiego i będącym obszarem o najsilniejszej bodźcowości (Kozłowska-Szczęsna i inni, 1997). W regionie tym aż 40% dni w roku uznaje się za uciążliwe pod względem biometeorologicznym, cechuje się on także silnymi wiatrami, które sprawiają, że występuje tu silne ochładzanie biologiczne. Tym samym temperatura odczuwalna jest znacznie niższa niż na obszarach sąsiednich. Mimo to jest to obszar korzystny dla leczenia uzdrowiskowego, a najlepsze warunki ku temu występują w okresie letnim, od maja do września (Kozłowska-Szczęsna i inni, 2002).

Na klimat odczuwalny wpływ wywiera szereg elementów meteorologicznych, takich jak: temperatura powietrza, wilgotność powietrza, promieniowanie słoneczne, prędkość wiatru, itp. Dlatego współcześnie prowadzone badania bioklimatyczne zajmują się ich oddziaływaniem na organizm człowieka (Błażejczyk, 2003a, 2004; Kozłowska-Szczęsna i inni, 1997). Część z wymienionych elementów klimatu została uwzględniona w niniejszym opracowaniu.

Celem opracowania jest analiza i ocena zmienności warunków biotermicznych okresu letniego w Kołobrzegu w latach 1951–2000 na tle współczesnych zmian klimatu, w szczególności temperatury powietrza, zachmurzenia i prędkości wiatru.

Materiał i metoda badań

Materiałem źródłowym w przeprowadzonej analizie są średnie miesięczne wartości czterech elementów meteorologicznych z południowego terminu obserwacyjnego (12:00 UTC): temperatury powietrza, wilgotności względnej powietrza, prędkości wiatru i zachmurzenia, z okresu 1951–2000. Dane pochodzą ze stacji meteorologicznej w Kołobrzegu, działającej od 1 czerwca 1946 r. Stacja zlokalizowana jest na wysokości 3 m n.p.m., na terenie miasta. Współrzędne geograficzne stacji to: $\varphi - 54^{\circ}11'N$, $\lambda - 15^{\circ}35'E$. Analizie poddano miesiące letnie, tj. czerwiec, lipiec i sierpień, ponieważ są to miesiące, w których Kołobrzeg jest najczęściej odwiedzany zarówno przez turystów, jak i kuracjuszy (Błażejczyk, 2003).

Oceny warunków biometeorologicznych dokonano na podstawie analizy dwóch wskaźników biometeorologicznych – temperatury odczuwalnej (*STI*) oraz przewidywanej izolacyjności termicznej odzieży (*Iclp*).

Wskaźnik temperatury odczuwalnej (*STI* – Subjective Temperature Index), wyrażony w $^{\circ}C$, jest wskaźnikiem opartym na analizie bilansu cieplnego człowieka (Błażejczyk, 2004, 2005). Jego podstawą jest wartość średniej temperatury promieniowania (*Mrt*), która odzwierciedla natężenie bodźców termicznych otoczenia; składają się na nie zarówno temperatura powietrza jak i ilość pochłoniętego promieniowania słonecznego. Uwzględnia także wynikową wartość

salda wymiany ciepła pomiędzy człowiekiem a otoczeniem (S^*), które kształtują się w wyniku różnorodnych procesów termofizjologicznych mających na celu zachowanie równowagi cieplnej organizmu. Szczegółowy opis rozwiązania równania bilansu cieplnego człowieka można znaleźć w pracach K. Błażejczyka (2003, 2004).

– w przypadku gdy $S^* < 0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$

$$STI = Mrt - \{ [|S^*|^{0,75} / (5,386 \cdot 10^{-8}) + 273^4]^{0,25} - 273 \}$$

– w przypadku gdy $S^* \geq 0 \cdot \text{W m}^{-2}$

$$STI = Mrt + \{ [|S^*|^{0,75} / (5,386 \cdot 10^{-8}) + 273^4]^{0,25} - 273 \}$$

Wskaźnik przewidywanej termoizolacyjności odzieży (*Iclp* – Insulation Predicted, w jednostkach clo) pozwala na określenie izolacyjności odzieży potrzebnej w danych warunkach meteorologicznych do zachowania równowagi cieplnej organizmu. *Iclp* jest funkcją temperatury powietrza (t) i prędkości wiatru (v) oraz metabolizmu (M – przyjętego w badaniach jako $135 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) (Kozłowska-Szczęśna i inni, 1997; Błażejczyk, 2004; Błażejczyk i inni, 2003).

$$Iclp = \{0,082 \cdot [91,4 - (1,8 \cdot t + 32)]\} / (0,01724 \cdot M) - 1 / [0,61 + 1,9 \cdot (v)^{0,5}]$$

Obliczenia wskaźników temperatury odczuwalnej oraz przewidywanej izolacyjności termicznej odzieży dokonano korzystając z programu BioKlima©, wersja 2.3 (www.igipz.pan.pl/geoekoklimat/blaz/bioklima.htm).

Zastosowane dane (wartości średnie miesięczne) nie pozwalają na analizę bezpośredniego oddziaływania warunków meteorologicznych na organizm człowieka. Umożliwiają one tylko przedstawienie tendencji zmian obu wskaźników w II połowie XX w. (Błażejczyk i inni, 2003). W tym celu obliczono wartości średnich ruchomych pięcioletnich oraz zastosowano metodę regresji liniowej, określając współczynniki regresji liniowej zarówno dla całego okresu poddanego analizie, jak i dla jednego roku. Ponadto określono wartości średnich miesięcznych dla okresów 10-letnich, co umożliwiło wskazanie wpływu poszczególnych okresów na ogólny charakter zmian. Otrzymane wyniki zweryfikowano stosując parametryczny test t-Studenta na poziomie istotności 0,05.

Wyniki badań

Zmienność podstawowych elementów meteorologicznych

Przed poznaniem zmienności warunków biometeorologicznych niezwykle istotne jest zapoznanie się z przebiegiem zmian podstawowych elementów meteorologicznych: temperatury powietrza, prędkości wiatru oraz zachmurzenia, gdyż w znaczącym stopniu wpływają one na warunki biotermiczne.

We wszystkich trzech analizowanych miesiącach trend zmian temperatury powietrza w okresie 1951–2000 jest rosnący, choć nieistotny statystycznie. Największy przyrost temperatury, o $1,5^\circ\text{C}$ na 50 lat odnotowano w sierpniu. Nieco niższy trend wystąpił w czerwcu ($1,14^\circ\text{C}$), a najniższy ($1,04^\circ\text{C}$) w lipcu (tab. 1).

Mimo że sam trend nie jest istotny statystycznie, jego dodatnia wartość oznacza, iż w badanym okresie na wybrzeżu wystąpił pewien wzrost temperatury powietrza. Potwierdza to także stopniowy wzrost średnich miesięcznych wartości temperatury w kolejnych dziesięcioleciach, a lata dziewięćdziesiąte jednocześnie wyróżniają się na tle poprzednich dekad najwyższymi wartościami średniej temperatury powietrza (tab. 2).

Tabela 1. Wartości trendów temperatury powietrza (t), prędkości wiatru (v) i zachmurzenia (N) w Kołobrzegu, 1951–1998

Trend	t (°C)			v (m·s ⁻¹)			N (oktanty)		
	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII
50 lat	1,14	1,04	1,50	-1,65	-1,39	-1,72	-0,01	-0,58	-1,01
Roczny	0,02	0,02	0,03	-0,03	-0,03	-0,03	-0,0002	-0,01	-0,02

Pogrubioną czcionką zaznaczono trendy istotne statystycznie na poziomie 0,05.

Prędkość wiatru miała istotny statystycznie trend ujemny. Jego wartości w omawianym 50-leciu wyniosły $-1,72$ m·s⁻¹ w sierpniu i $-1,65$ m·s⁻¹ w czerwcu, lipiec cechował natomiast trend równy $-1,39$ m·s⁻¹ (tab. 1). Spadek prędkości wiatru w kolejnych dekadach ilustrują również zmiany średnich miesięcznych wartości tego elementu. Wskazują one, że prędkość wiatru spadła z $4,32$ m·s⁻¹ w czerwcu i sierpniu oraz $4,35$ m·s⁻¹ w lipcu lat 1950. do wartości $3,25$ w czerwcu, $3,22$ w lipcu i $3,09$ m·s⁻¹ w sierpniu lat 1990. (tab. 2).

Podobnie ujemny trend zanotowano w przypadku zachmurzenia. W sierpniu osiągnął on najwyższą wartość równą $-1,01$ oktantów, nieco niższą w lipcu $-0,58$ oktantów. W czerwcu natomiast wielkość zmian w zachmurzeniu wyniosła jedynie $-0,01$ oktanta (tab. 1). Fakt zmniejszania się wielkości zachmurzenia w badanym 50-leciu potwierdzają również średnie miesięczne wartości tego elementu w kolejnych dekadach. Lata 1990. są latami z najniższymi wartościami zachmurzenia nieba niemal we wszystkich analizowanych miesiącach (wyjątkiem jest tu jedynie czerwiec – dekadą z najniższym średnim miesięcznym zachmurzeniem są wówczas lata 1960.) (tab. 2).

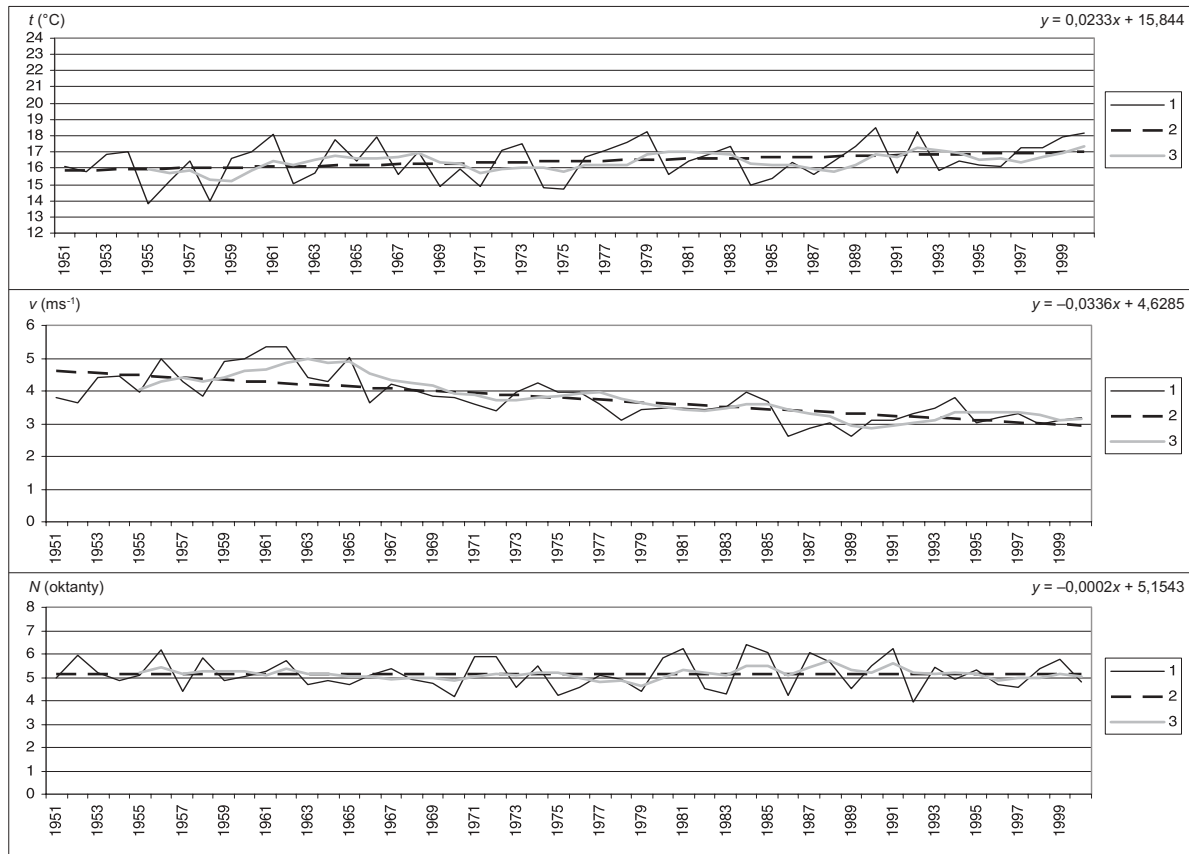
W przebiegu wieloletnim czerwiec w okresie 1951–2000 cechował się nieregularną zmiennością zarówno w przypadku zmian temperatury powietrza i prędkości wiatru, jak i zachmurzenia. Lata 1950. i pierwsza połowa 1960. cechowały się niskimi wartościami temperatury powietrza (z wyjątkiem lat 1954, 1960 i 1961, kiedy to średnia temperatura miesięczna przekroczyła 17°C), dużymi prędkościami wiatru (świadczy o tym wartość średnia miesięczna równa $4,32$ m·s⁻¹, znacznie wyższa od średniej wieloletniej). Ponadto w pierwszym dziesięcioleciu zanotowano znaczny poziom zachmurzenia nieba, przekraczający średnią wieloletnią o 0,1 oktanta (tab. 2). Kolejne lata cechował krótki okres

Tabela 2. Średnie miesięczne wartości temperatury powietrza (t), prędkości wiatru (v) i zachmurzenia (N) w poszczególnych okresach wielolecia 1951–2000

Okres	t (°C)			v (m·s ⁻¹)			N (oktanty)		
	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII
1951–1960	15,89	18,52	18,96	4,32	4,35	4,32	5,24	5,36	5,59
1961–1970	16,44	18,39	18,32	4,39	4,18	4,20	4,96	5,52	5,47
1971–1980	16,42	18,43	19,31	3,67	3,93	3,58	5,09	5,37	5,06
1981–1990	16,52	19,24	19,54	3,23	3,49	3,17	5,35	5,29	5,23
1991–2000	16,92	19,33	20,06	3,25	3,22	3,09	5,1	4,75	4,67
1951–2000	16,44	18,78	19,24	3,77	3,83	3,67	5,15	5,26	5,2

wzrostu temperatury, a następnie ponowny jej spadek (średnia miesięczna lat 1970. wyniosła zaledwie 16,42°C, tj. o 0,02°C mniej niż w poprzednim dziesięcioleciu), stała tendencja spadku prędkości wiatru oraz około 15-letni okres wyrównanego poziomu wielkości zachmurzenia. W latach 1980. zaobserwowano początkowo dość wysokie wartości temperatury, które jednakże w drugiej połowie tej dekady uległy obniżeniu. Mimo to średnia miesięczna wartość temperatury w latach 1980. była o 0,1°C wyższa w porównaniu z dekadą wcześniejszą oraz 0,08°C w porównaniu ze średnią wieloletnią. Ponadto w omawianym dziesięcioleciu odnotowano dalszy postępujący spadek prędkości wiatru (średnia miesięczna osiągnęła wartość najniższą z badanych dekad) oraz nieznaczny wzrost zachmurzenia nieba (ze średnią miesięczną wartością 5,09 oktanta, przekraczającą o 0,2 oktanta średnią wartość wieloletnią). Lata 1990. natomiast charakteryzował znaczny wzrost temperatury powietrza, której średnia miesięczna wyniosła w tym czasie 16,92°C, co jest wartością najwyższą w całym półwieczu (o 0,48°C wyższą od średniej wartości wieloletniej), słabym przyrostem prędkości wiatru o 0,02 m·s⁻¹ w porównaniu z dziesięcioleciem wcześniejszym i wyrównanym poziomem zachmurzenia nieba (ryc. 1, tab. 2).

Lipiec w latach 1951–1970 cechował się stosunkowo wyrównanymi wartościami temperatury powietrza (5-letnia średnia ruchoma w tym czasie przyjmowała wartości bliskie 18°C, a średnia miesięczna wartości temperatury w kolejnych dekadach wyniosła 18,52 i 18,39°C), spadkową tendencją prędkości wiatru, która w okresie kolejnych 5 lat została jeszcze bardziej pogłębiała oraz zmiennym poziomem zachmurzenia (spadkiem w latach 1950. i wzrostem w latach 1960.). W latach 1970. zanotowano nieznaczne podwyższenie temperatury powietrza, której średnia miesięczna wyniosła 18,43°C (jednak trzeba zwrócić uwagę, że średnia miesięczna wartości temperatury mimo tendencji wzrostowej cały czas utrzymywała się poniżej średniej wartości wieloletniej), wzrost prędkości wiatru w drugiej pentadzie dziesięciolecia (która jednak była

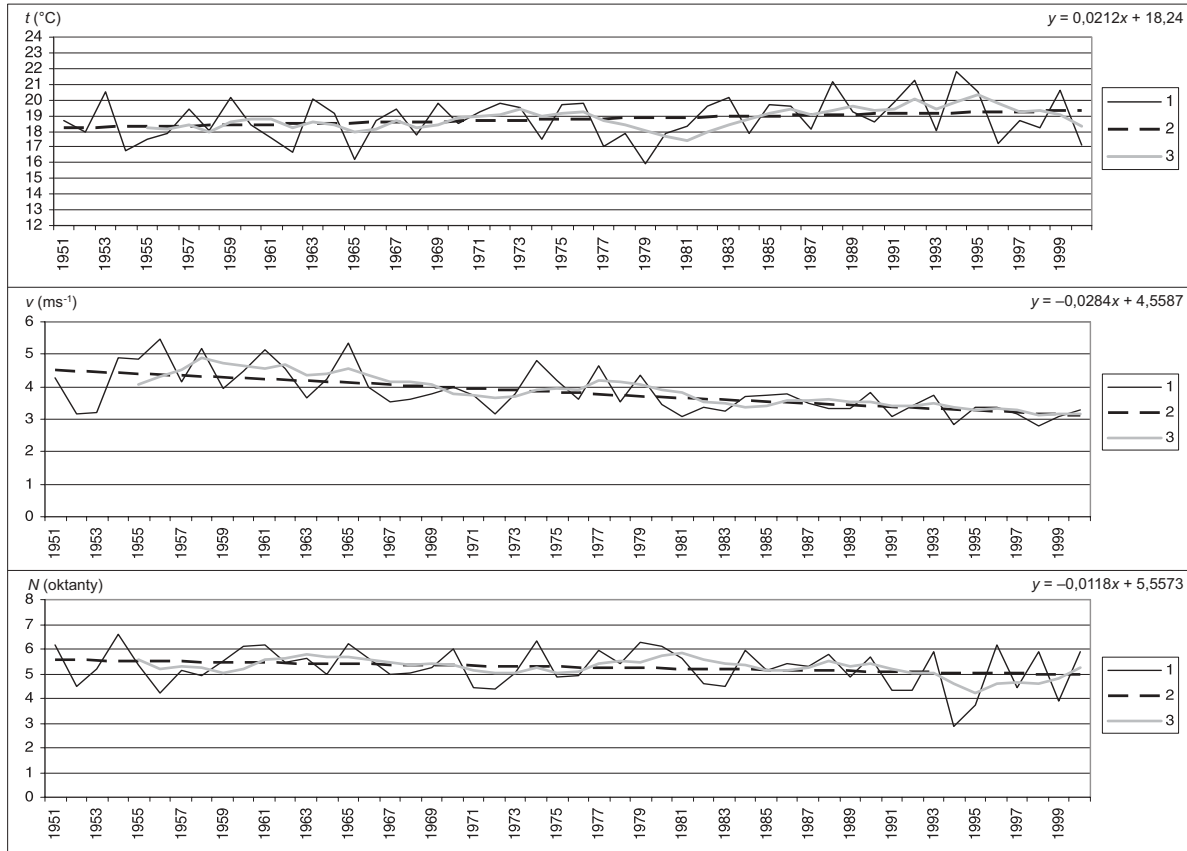


Ryc. 1. Przebieg temperatury powietrza (t), prędkości wiatru (v) i wielkości zachmurzenia (N) w Kołobrzegu w czerwcu w latach 1951–2000;
1 – wartości roczne, 2 – trend liniowy, 3 – średnia ruchoma 5-letnia

Annual course of air temperature (t), wind speed (v) and cloudiness (N) in Kołobrzeg in the Junes of the period 1951–2000;
1 – annual values, 2 – linear trend, 3 – 5-year moving average

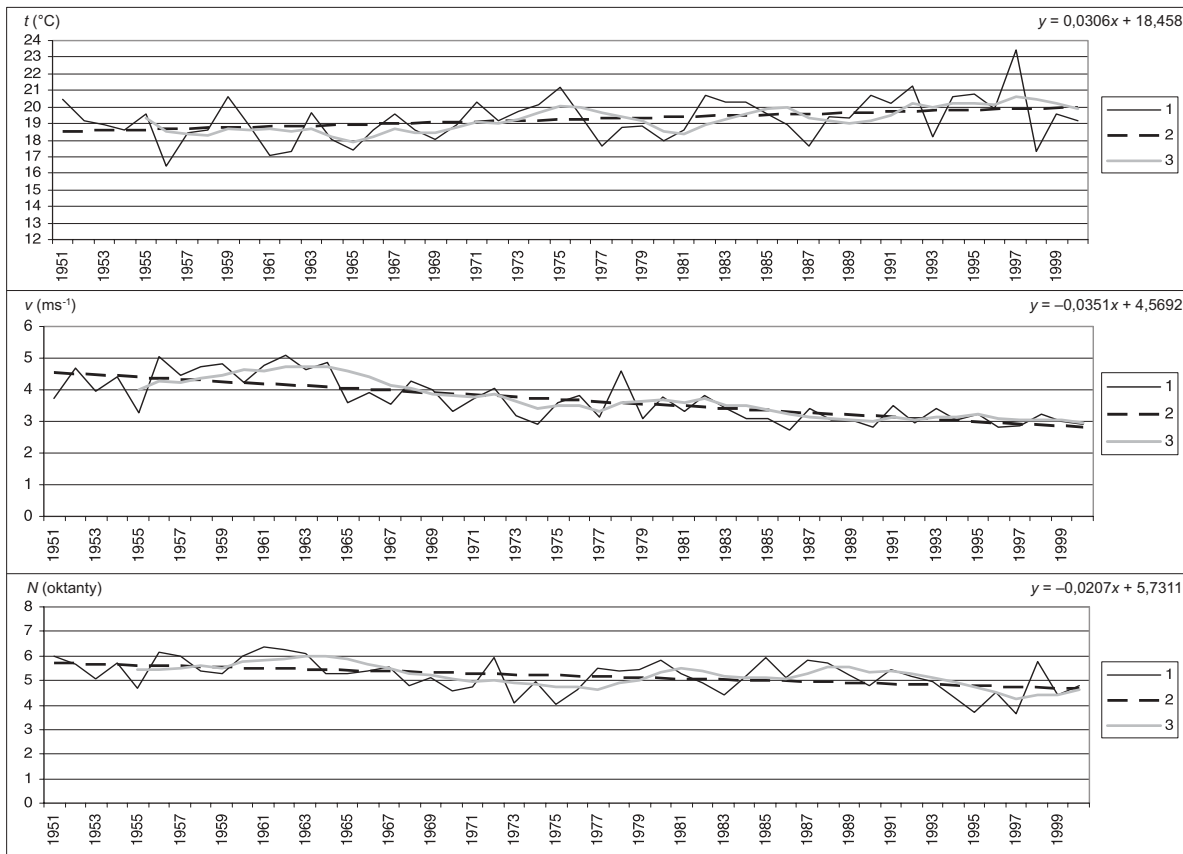
o $0,25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ niższa niż w latach 1960.) i spadek stopnia zachmurzenia nieba z 5,52 w latach 1960. do 5,37 oktantów w kolejnej dekadzie (tab. 2). Od początku lat 1980. zaobserwowano postępujący wzrost temperatury powietrza (która w roku 1994 osiągnęła najwyższą wartość $21,84^\circ\text{C}$, a średnia miesięczna lat 1980. przekroczyła wartość średniej wieloletniej). Ponadto zanotowano stałą tendencję spadkową prędkości wiatru, który w ostatniej dekadzie odznaczył się najniższą średnią miesięczną wartością równą $3,22 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a także ujemny trend wielkości zachmurzenia nieba (w latach 1990. średnia miesięczna wartość zachmurzenia nieba nie przekroczyła 5 oktantów, tab. 2). W przebiegu zachmurzenia również wyróżnia się rok 1994, kiedy to zachmurzenie nieba osiągnęło najniższą w analizowanym okresie wartość 2,87 oktanty (ryc. 2).

W sierpniu badanego pięćdziesięciolecia pierwsze dwie dekady charakteryzował wyrównany przebieg temperatury o wartościach niższych niż średnia wieloletnia (z nieznacznym spadkiem 5-letniej średniej ruchomej w latach 1964–1970), wysokie wartości prędkości wiatru, przekraczające o ponad $0,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ średnią wartość wieloletnią, oraz zmienna tendencja zachmurzenia, które cechowało się wzrostem w latach 1951–1965 (z najwyższą wartością równą 6,37 oktanta w roku 1961) oraz gwałtownym spadkiem w ciągu kolejnych 5 lat. Kolejne dziesięciolecie odznaczało się niewielkim wzrostem temperatury powietrza ze średnią miesięczną równą $19,31^\circ\text{C}$ (wyższą nieco od wartości wieloletniej), spadkiem prędkości wiatru do wartości $3,07 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ w 1979 r. oraz dalszym, aczkolwiek niewielkim, spadkiem stopnia zachmurzenia nieba, które w latach 1970. osiągnęło wartość poniżej średniej wartości wieloletniej (tab. 2). Lata 1980. i 1990. cechowały się dalszym wzrostem temperatury, jedynie w okresie 1987–1990 zanotowano niewielki spadek średniej ruchomej (w 1997 r. natomiast odnotowano najwyższą wartość w wieloleciu równą $23,45^\circ\text{C}$). Średnia miesięczna temperatura powietrza osiągnęła w latach 1990. najwyższą wartość w analizowanym półwieczu równą $20,06^\circ\text{C}$. Wartość ta jest wyższa od średniej wieloletniej o $0,8^\circ\text{C}$, co w połączeniu z faktem, że średnia miesięczna w latach 1950. wyniosła jedynie $18,96^\circ\text{C}$, dość jednoznacznie zdaje się potwierdzać tezę o ocieplaniu się warunków termicznych w omawianym 50-leciu (tab. 2). W tym czasie zaobserwowano również dalszy postępujący spadek prędkości wiatru, która w ostatnim dziesięcioleciu osiągnęła najniższą średnią miesięczną wartość równą $3,09 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ oraz zmienny poziom zachmurzenia nieba, tj. spadek w okresie 1981–1983, nieznaczny wzrost w latach 1984–1992 i następnie ponowny spadek (ryc. 3). Podobnie jak w lipcu, również w sierpniu w ostatnim dziesięcioleciu średnia miesięczna wartość zachmurzenia nieba nie przekroczyła 5 oktantów, co oznacza, że kształtowała się znacznie poniżej średniej wieloletniej (tab. 2).



Ryc. 2. Przebieg temperatury powietrza (t), prędkości wiatru (v) i wielkości zachmurzenia (N) w Kołobrzegu w lipcu w latach 1951–2000; objaśnienia jak na ryc. 1

Annual course of air temperature (t), wind speed (v) and cloudiness (N) in Kołobrzeg in the Julys of the period 1951–2000; explanations as in Fig. 1



Ryc. 3. Przebieg temperatury powietrza (t), prędkości wiatru (v) i wielkości zachmurzenia (N) w Kołobrzegu w sierpniu w latach 1951–2000; objaśnienia jak na ryc. 1

Annual course of air temperature (t), wind speed (v) and cloudiness (N) in Kołobrzeg in the Augusts of the period 1951–2000; explanations as in Fig. 1

Zmiany warunków biometeorologicznych

Temperaturę odczuwalną (*STI*) w okresie 1951–2000 charakteryzuje w miesiącach letnich trend dodatni, istotny statystycznie na poziomie 0,05. Największy wzrost temperatury odczuwalnej odnotowano w sierpniu. Wyniósł on wtedy 2,90°C, co oznacza, że roczny przyrost wskaźnika *STI* wynosił 0,05°C. W lipcu trend osiągnął wartość równą 2,22°C, a w czerwcu 2,71°C. Wartości te oznaczają przyrost temperatury odczuwalnej o 0,05°C na rok w czerwcu i 0,04 w lipcu (tab. 3).

Tabela 3. Wartości trendów temperatury odczuwalnej (*STI*) oraz wskaźnika przewidywanej termoizolacyjności odzieży (*Iclp*) w Kołobrzegu 1951–2000

Trend	<i>STI</i> (°C)			<i>Iclp</i> (clo)		
	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII
50 lat	2,71	2,22	2,90	-0,12	-0,1	-0,14
Roczny	0,05	0,04	0,06	-0,002	-0,002	-0,003

Pogrubioną czcionką zaznaczono trendy istotne statystycznie na poziomie 0,05.

Stwierdzone w badaniach wartości trendu oznaczają nasilenie się w Kołobrzegu w okresie letnim w godzinach okołopołudniowych tendencji ocieplania się warunków otoczenia. Ponieważ rejon wybrzeża polskiego uważany jest za obszar silnie bodźcowy, o niższych w porównaniu z obszarami sąsiednimi wartościach temperatury odczuwalnej, otrzymany trend może oznaczać łagodzenie silnej bodźcowości środkowej części regionu nadmorskiego, reprezentowanego przez Kołobrzeg.

Złagodzenie bodźcowości może być związane z faktem zmniejszania się prędkości wiatru, ponieważ to właśnie znaczne prędkości wiatru są uważane za główną przyczynę ochładzania biologicznego. Drugą, nie mniej istotną przyczyną jest spadek zachmurzenia nieba, który powoduje intensyfikację bodźców radiacyjnych, a tym samym wzrost temperatury odczuwalnej.

Wskaźnik przewidywanej izolacyjności termicznej odzieży (*Iclp*) charakteryzuje we wszystkich miesiącach nieistotny statystycznie słaby trend ujemny. Niemniej jednak, powtarzający się w trzech miesiącach charakter trendu świadczy o pewnej prawidłowości w charakterze tych zmian. Najwyższą wartość równą -0,14 clo trend osiąga w sierpniu; oznacza to roczny spadek wskaźnika o -0,003 clo. Podobną wielkością zmian cechuje się czerwiec, kiedy wartość trendu wynosi -0,12 clo, co wskazuje na roczny spadek równy -0,002 clo. W lipcu zanotowano najslabszy trend, zaledwie -0,1 clo, co daje roczną wartość również na poziomie -0,002 clo.

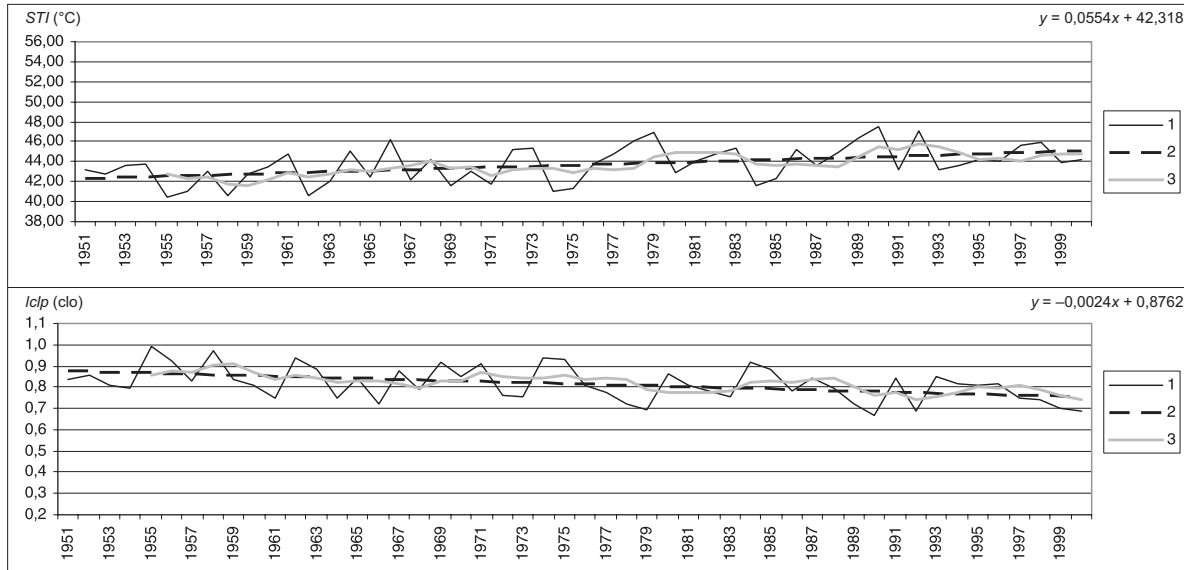
Wieloletnia tendencja spadkowa wskaźnika *Iclp* potwierdza łagodzenie stosunków termicznych na środkowym wybrzeżu Bałtyku. Oznacza, bowiem, że zmniejsza się – na skutek wzrostu temperatury i spadku prędkości wiatru – izolacyjność odzieży koniecznej do zachowania równowagi cieplnej organizmu. Zmiany *Iclp* równe 0,1 clo oznaczają możliwość rezygnacji z warstwy odzieży typu podkoszulek.

Tabela 4. Średnie miesięczne wartości temperatury odczuwalnej (*STI*) oraz wskaźnika przewidywanej termoizolacyjności odzieży (*Iclp*) w poszczególnych okresach lat 1951–2000

Okres	<i>STI</i> (°C)			<i>Iclp</i> (clo)		
	VI	VII	VIII	VI	VII	VIII
1951–1960	42,48	46,42	47,26	0,87	0,70	0,67
1961–1970	43,21	46,42	48,29	0,83	0,70	0,71
1971–1980	43,90	46,70	48,35	0,82	0,69	0,63
1981–1990	44,56	48,33	48,95	0,8	0,63	0,60
1991–2000	44,49	48,12	49,21	0,77	0,62	0,57
1951–2000	43,73	47,20	48,01	0,82	0,67	0,64

W ciągu badanych 50 lat w przebiegu wskaźnika *STI* w każdym z trzech miesięcy zanotowano okresy z obniżonymi i podwyższonymi jego wartościami. W czerwcu wskaźnik *STI* wahał się od 40,4°C (1955 r.) do 47,6°C (1990 r.), co odpowiada zmianie odczuć cieplnych z „ciepło” na „gorąco”. Znaczące wzrosty temperatury odczuwalnej zanotowano w latach 1964–1966, 1977–1979 i 1988–1992 (z wyjątkiem roku 1991). Lata 1950., pierwsza połowa lat 70., okres 1983–1987 oraz schyłkowe lata badanego półwiecza czyli 1993–1999 cechowały się wyraźnymi spadkami temperatury odczuwalnej (ryc. 4). Średnie dekadowe wartości wskaźnika *STI* wskazują, że kolejne dziesięciolecia były coraz cieplejsze. Najwyższą średnią wartość *STI* w czerwcu i lipcu zanotowano jednak nie w latach 90., lecz dekadę wcześniej. Nie wydaje się przy tym, aby było to sprzeczne z założeniem o istnieniu coraz cieplejszych miesięcy letnich, tym bardziej, że średnia lat 90. we wszystkich miesiącach przekracza średnie wartości wskaźnika *STI* z 50-lecia. Na mniejsze wartości wskaźnika *STI* w ostatniej dekadzie wpłynął najprawdopodobniej stosunkowo chłodny rok 2000.

Znacznie częstsze niż w czerwcu wahania wskaźnika *STI* zanotowano w lipcu. W tym miesiącu zmiany temperatury odczuwalnej oscylowały od wartości 42,0°C w 1965 do 52,3°C w 1994 r. Odpowiada to wzrostowi odczuć cieplnych od „ciepło” do „gorąco”. Spadek temperatury odczuwalnej odnotowano w latach 1961–1962 oraz 1977–1979, wzrost natomiast zaznaczył się szczególnie w okresie 1970–1976, a także podczas pierwszej połowy ostatniego dziesięciolecia (ryc. 5).



Ryc. 4. Przebieg wskaźnika temperatury odczuwalnej (STI) oraz przewidywanej termoizolacyjności (Iclp) odzieży w Kolobrzegu w czerwcu w latach 1951–2000; objaśnienia jak na ryc. 1

Annual courses for the Subjective Temperature Index (STI) and Insulation predicted (Iclp) in Kolobrzeg in the Junes of the period 1951–2000; explanations as in Fig. 1

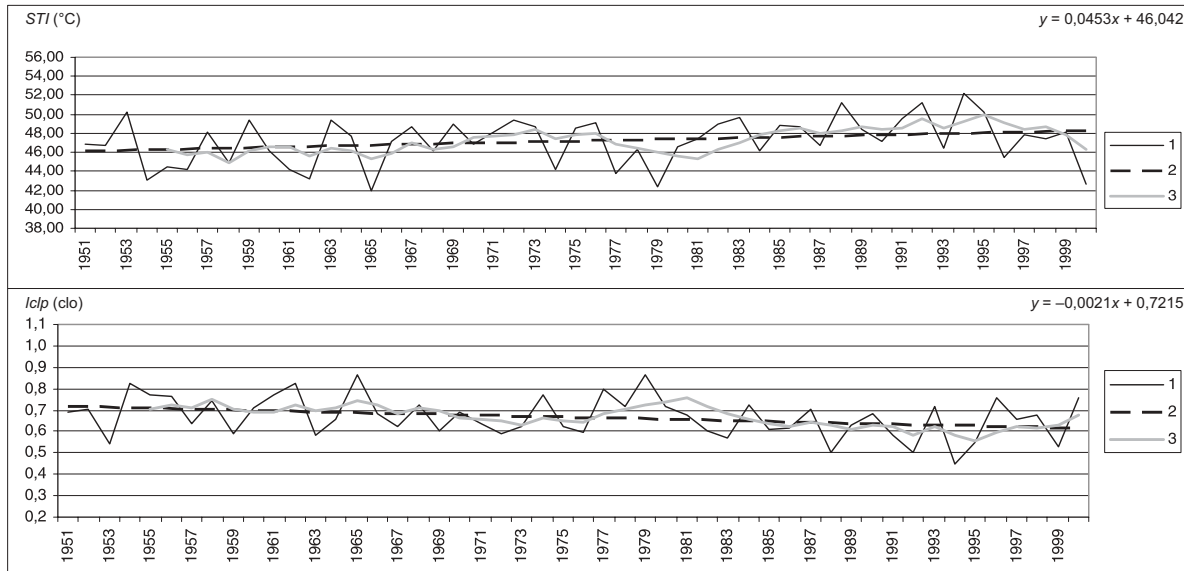
Także sierpień badanego przedziału lat cechował się częstymi oscylacjami okresów ciepłych i chłodnych. Lata z niskimi wartościami temperatury odczuwalnej występowały przede wszystkim w pierwszym dwudziestoleciu oraz w okresach 1977–1981 i 1987–1993. Wzrost wskaźnika *STI* zanotowano na początku lat 1950. i w pierwszej połowie lat 1970., niewielki wzrost wystąpił również w okresie 1982–1984 i latach 1990. Jednakże mimo wzrostu wartości wskaźnika *STI*, nie można wyciągać jednoznacznych wniosków o wzroście temperatury odczuwalnej w latach 90., gdyż obok wyjątkowo ciepłego roku 1997 z temperaturą odczuwalną równą 54,5°C zanotowano również lata o niskiej wartości wskaźnika *STI* – w 1998 i 2000 r. (ryc. 6).

Przebieg wartości wskaźnika termicznej izolacyjności odzieży jest odwrotnie proporcjonalny do przebiegu wskaźnika temperatury odczuwalnej (okresy wzrostu wartości *STI* pokrywają się z okresami spadku wskaźnika *Iclp*). Spadek wartości wskaźnika oznacza obniżenie termicznej izolacyjności odzieży koniecznej do zachowania równowagi cieplnej organizmu.

Przebieg wskaźnika *Iclp* w czerwcu wskazuje, że środowisko termiczne w badanym okresie zmieniło się od warunków określanych jako „neutralnie” w latach 1950. do „ciepło” w latach kolejnych. Potwierdzeniem tego jest średnia miesięczna wartość wskaźnika, która z 0,87 clo w latach 1950. spadła do 0,77 clo w ostatnim dziesięcioleciu. Średnie wartości wskaźnika *Iclp* w trzech pierwszych dekadach (1951–1980) kształtowały się powyżej średniej wartości wieloletniej. Dopiero od lat 1980. w poszczególnych dekadach zanotowano średnie miesięczne wartości niższe od średniej wieloletniej (tab. 4). Największe spadki wskaźnika, będące wynikiem wzrostu temperatury powietrza i jednoczesnego spadku prędkości wiatru zanotowano w latach 1989–1992. Warunkami najchłodniejszymi, ze znacznym wzrostem wskaźnika przewidywanej termoizolacyjności odzieży, wyróżniały się czerwece lat 1950., 1970. i 1980. (ryc. 4).

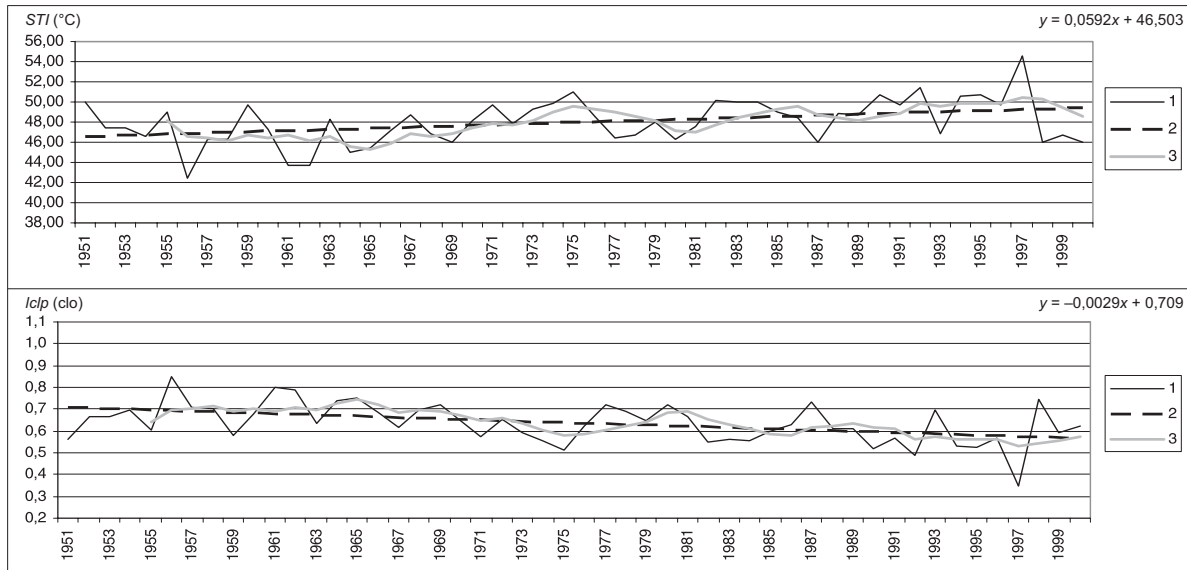
W lipcu zakres zmian *Iclp* był nieco niższy niż w czerwcu i wahał się od 0,7 clo w pierwszej badanej dekadzie do 0,62 clo w latach 1990. (tab. 4). Wahania te mieściły się w przedziale odczuć „ciepło”. Najwyższymi wartościami wskaźnika *Iclp* odznaczyły się lata 1977–1979. Był to okres ze stosunkowo niską temperaturą powietrza. Obniżone wartości wskaźnika termicznej izolacyjności odzieży zanotowano w latach 1990. (ryc. 5).

W sierpniu badanego 50-lecia okresami najchłodniejszymi, ze wzrostem wartości wskaźnika, były lata 50. i 60. (średnie miesięczne wartości wskaźnika *Iclp* wynosiły odpowiednio 0,67 i 0,71 clo), a także 1977–1981 i 1986–1989. Najniższe wartości *Iclp* zanotowano w sierpniach lat 1971–1975, 1982–1984, oraz w latach 1990. Najniższą średnią miesięczną (0,57 clo) w analizowanych dziesięcioleciach odnotowano w latach 1990, co w porównaniu z najwyższą średnią dekadową wynoszącą w latach 1960. 0,71 clo może świadczyć o postępującym ociepleniu w sierpniu w godzinach okołopołudniowych (tab. 4).



Ryc. 5. Przebieg wskaźnika temperatury odczuwalnej (*STI*) oraz przewidywanej termoizolacyjności odzieży (*Iclp*) w Kolobrzegu w lipcu w latach 1951–1998; objaśnienia jak na ryc. 1

Annual courses for the Subjective Temperature Index (*STI*) and Insulation predicted (*Iclp*) in Kolobrzeg in the July for the period 1951–2000; explanations as in Fig. 1



Ryc. 6. Przebieg wskaźnika temperatury odczuwalnej (STI) oraz przewidywanej termoizolacyjności odzieży (Iclp) w Kołobrzegu w sierpniu w latach 1951–2000; objaśnienia jak na ryc. 1

Annual course for the Subjective Temperature Index (STI) and Insulation predicted (Iclp) in Kołobrzeg in the Augusts for the period 1951–2000; explanations as in Fig. 1

Podsumowanie

Przeprowadzona analiza warunków biotermicznych okresu letniego w latach 1951–1998 w Kołobrzegu dowiodła istnienia dodatnich, istotnych statystycznie trendów temperatury odczuwalnej. Największy przyrost wartości *STI* odnotowano w sierpniu, kiedy wyniósł on 2,90°C. Równocześnie z rosnącym trendem wskaźnika *STI* zanotowano spadek wskaźnika termicznej izolacyjności odzieży. Spadek wskaźnika *Iclp* rzędu 0,1 clo oznacza możliwość rezygnacji z odzieży typu „podkoszulek”.

Analizując elementy meteorologiczne należy zwrócić uwagę na istotny statystycznie spadek prędkości wiatru. Równocześnie zanotowany spadek zachmurzenia powoduje nasilenie bodźców radiacyjnych i jest przyczyną rosnących tendencji temperatury odczuwalnej i ujemnego trendu przewidywanej termoizolacyjności odzieży.

Przebiegi wartości trendu obu wskaźników oraz prędkości wiatru oznaczają łagodzenie na wybrzeżu w godzinach okołopołudniowych silnej bodźcowości, charakterystycznej dla polskiego wybrzeża. M. Chabior (2007, informacja ustna) na podstawie danych z okresu 1971–1999 stwierdził, że w Kołobrzegu wartości *STI* są silnie skorelowane z cyrkulacją atmosferyczną (określoną za pomocą klasyfikacji Lityńskiego). Dla zgrupowanych typów cyrkulacji Eo,a, SEo,a, SWo,a Oo,a współczynnik korelacji wynosi 0,71, a dla typów SWc, Wc, NWC, Nc, Oc: -0,74.

Podobną jak w Kołobrzegu tendencję zmian warunków bioklimatycznych obserwuje się także w innych częściach Polski. W Krakowie, gdzie badaniu poddano cały XX wiek, wartości trendów temperatury odczuwalnej w czerwcu, lipcu i sierpniu są również dodatnie, wynosząc kolejno 1,78, 0,56 i 3,66 °C. Bardzo podobne do wartości otrzymanych w Kołobrzegu są wartości trendów wskaźnika *Iclp*. W Krakowie bowiem, w latach 1901–2000 trendy tego wskaźnika wynoszą -0,08 clo w czerwcu, -0,04 clo w lipcu i -0,16 clo w sierpniu (Błażejczyk i inni, 2003).

W Łodzi, gdzie Ż. Papiernik (2004), badała zmienność wskaźnika przewidywanej termoizolacyjności odzieży, wyniki wskazują niewielką ujemną tendencję tylko w sierpniu. Natomiast zmiany wskaźnika *Iclp* w czerwcu i lipcu cechują się tu niewielkim trendem dodatnim – wynosi on odpowiednio 0,0021 i 0,0002 clo. Mimo pewnych rozbieżności kierunku zmian wskaźnika *Iclp* w Łodzi i Kołobrzegu należy pamiętać, że w obydwu przypadkach obliczone trendy są nieistotne statystycznie. Dlatego trudno jest jednoznacznie mówić o jakichkolwiek wieloletnich zmianach wskaźnika *Iclp* zarówno w środkowej części polskiego wybrzeża Bałtyku, jak i w Polsce środkowej.

Wyniki przeprowadzonych badań pozwalają jednak na stwierdzenie w Kołobrzegu wyraźnego łagodzenia w drugiej połowie XX wieku warunków biotermicznych odczuwanych przez człowieka.

Piśmiennictwo

- Błażejczyk K., 2003, *Biotermiczne cechy klimatu Polski*, Przegląd Geograficzny, 75, 4, s. 525–543.
- , 2003b, *Weather fluctuations and tourism in Poland*, [w:] B. Amelung, J. Rotmans, K. Błażejczyk, D. Vinter, A. Matzarakis (red.), *Climate Change and Tourism. Proceedings NATO Advanced Workshop, Warsaw, 6–8 Nov. 2003* (na CD).
- , 2004, *Bioklimatyczne uwarunkowania rekreacji i turystyki w Polsce*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 192, Warszawa.
- , 2005, *New indices to assess thermal risk outdoors*, [w:] I. Holmér, K. Kuklane, Ch. Gao (red.), *Environmental Ergonomics XI, Proceedings of the 11th International Conference, 22–26 May, 2005, Ystad, Sweden*, Lund University, Lund, s. 222–225.
- Błażejczyk K., Twardosz R., Kunert A., 2003, *Zmienność warunków biotermicznych w Krakowie w XX wieku na tle wahań cyrkulacji atmosferycznej*, [w:] *Postępy w badaniach klimatycznych i bioklimatycznych*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 188, Warszawa.
- Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1997, *Bioklimatologia człowieka*, Monografie, 1, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., Limanówka D., 2002, *Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie*, Monografie, 3, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Kożuchowski K., Trepieńska J., Wibig J., 1994, *The air temperature in Cracow from 1826 to 1990: persistence, fluctuations and the urban effect*, International Journal of Climatology, 14, s. 1035–1049.
- Kożuchowski K., Żmudzka E., 2002, *Cyrkulacja atmosferyczna i jej wpływ na zmienność temperatury powietrza w Polsce*, Przegląd Geograficzny, 74, 4, s. 591–604.
- Niedźwiedź T., Ustrnul Z., Cebulak E., Limanówka D., 1994, *Long-term climate variations in South Poland due to atmospheric circulation variability*, [w:] R. Heino (red.), *Climate Variation in Europe. Proceedings of the European Workshop held in Kirkkonummi (Majvik), Finland, 15–18 May 1994*, Publication of the Academy of Finland, 3/94, Helsinki, s. 263–277.
- Papiernik Ż., 2004, *Współczesne zmiany warunków klimatu odczuwalnego (na przykładzie Łodzi, 1951–2000)*, Uniwersytet Łódzki, Łódź, maszynopis.
- Trepieńska J. (red.), 1997, *Wahania klimatu w Krakowie 1792–1995. Wielowiekowe zmiany klimatu na podstawie krakowskiej serii meteorologicznej (1792–1995) ze szczególnym uwzględnieniem schyłku glacjału*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 205.

[Wpłynęło: styczeń; poprawiono: luty 2007 r.]

MONIKA BĄKOWSKA, KRZYSZTOF BŁĄŻEJCZYK

VARIABILITY TO SUMMER-SEASON BIOCLIMATIC CONDITIONS
IN THE SECOND HALF OF THE 20TH CENTURY IN KOŁOBRZEG, POLAND

As the increase in air temperature noted in the 20th century has had an influence on biothermal conditions, it is important that these changes be analysed, most especially at health resorts and in recreation areas. The purpose of this paper has thus been to estimate the variability to summer-season (June, July and August) biothermal conditions in Kołobrzeg, over the period 1951–2000. Specifically, the work involved average monthly values for such meteorological elements as: air temperature, wind speed and cloudiness from the 12 UTC. The bioclimatic conditions were described by reference to bioclimatic indices, i.e. the Subjective Temperature Index (*STI*) and Insulation predicted (*Iclp*). *STI* evaluates thermal sensations people experience in response to environmental conditions, while *Iclp* illustrates the insulation properties of clothing necessary if thermal comfort is to be maintained. The variability of the two indices was studied using calculated 5-year moving averages, as well as by reference to the linear regression for trends. The significance of the results was verified using a parametric Student *t* test. A major increase in subjective temperature in Kołobrzeg can be demonstrated for the second half of the 20th century, while a decrease in Insulation predicted is also to be noted. Both trends indicate that conditions on the Polish Baltic coast in summer have become milder, especially during daytime hours.

Sezony wezbraniowe w dorzeczu Jangcy ze szczególnym uwzględnieniem obszaru Kotliny Syczuańskiej i Trzech Przełomów

*Flood seasons in the Yangtze Basin with special regard
to the Sichuan Basin and Three Gorges area*

LESZEK SOBKOWIAK

Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego, Uniwersytet
im. Adama Mickiewicza, 61-680 Poznań, ul. Dziegielowa 27; e-mail: lesob@amu.edu.pl
Institute of Hydrology and Water Management, Hohai University,
210024 Nanjing, 1 Xikang Road, China

Zarys treści. Bazując na wynikach pomiarów natężenia przepływu zarejestrowanych na posterunkach wodowskazowych na rzece Jangcy oraz dopływach Jangcy w obrębie Kotliny Syczuańskiej dokonano analizy czasowej i przestrzennej zmienności przebiegu wezbrań oraz podjęto próbę podziału badanych rzek, przyjmując za kryterium stabilność wezbrań. Wskazano na stosunkowo duże zróżnicowanie czasowego i przestrzennego przebiegu wezbrań oraz na zależności między przebiegiem wezbrań a cyrkulacją atmosfery, rodzajem zasilania, budową geologiczną i ukształtowaniem powierzchni obszaru badań.

Słowa kluczowe: sezon wezbraniowy, Kotlina Syczuańska, Trzy Przełomy, metoda Warda.

Wstęp

Chińskojęzyczna literatura hydrologiczna poświęca sporo miejsca formowaniu się i przebiegowi wezbrań na najdłuższej rzece Azji. Świadczą o tym liczne prace, na przykład dokonane przez M. Hu i Ch. Luo (1989) zestawienie wezbrań w dorzeczu największych rzek Chin, w tym także w dorzeczu Jangcy, na przestrzeni ostatnich 1000 lat. T. Guo (1989), wykorzystując zapiski historyczne, zrelacjonował przebieg wezbrań w dorzeczu Jangcy, które wystąpiły w miastach prowincji Syczuan. Także H. Zhang (1997) opisał przestrzenną i czasową zmienność występowania okresów wezbraniowych i posusznych w dorzeczu siedmiu największych rzek Chin, w tym Jangcy, od połowy XIX stulecia do czasów współczesnych. Natomiast w monografii zatytułowanej *Wezbranie na Jangcy w 1998 r. a prognozy monitoringu hydrologicznego* (2000) zawarto infor-

macje dotyczące jednej z najbardziej katastrofalnych powodzi w dorzeczu tej rzeki. W większości tych opracowań dominuje jednak opisowe ujęcie wezbrań, brak natomiast analiz traktujących to zjawisko jako jedną z charakterystycznych cech reżimu rzecznego.

W przeprowadzonych badaniach, na bazie chińskojęzycznych materiałów źródłowych, przeanalizowano czasową i przestrzenną zmienność przebiegu wezbrań w dorzeczu Jangcy, zwłaszcza na obszarze Kotliny Syczuańskiej i Trzech Przełomów, odgrywającym kluczową rolę w hydrologii i gospodarce wodnej Chin.

Obszar badań

Dorzecze Jangcy zajmuje powierzchnię 1,8 mln km² (18% powierzchni Chin) i jest zamieszkane przez około 400 mln osób, co stanowi 1/3 ludności całego kraju. Teren objęty badaniami jest położony w Chinach Południowo-Zachodnich i obejmuje górną część dorzecza Jangcy. Znajduje się on na pograniczu dwóch z ogólnej liczby trzech tzw. stopni kontynentalnych, tworzących główny rys ukształtowania powierzchni terenu Chin (*Geography. China Handbook Series*, 1983). W jego obrębie można wydzielić dwie istotnie różniące się jednostki fizycznogeograficzne: Kotlinę Syczuańską o powierzchni około 200 tys. km² oraz przylegający do niej od wschodu przełomowy odcinek rzeki Jangcy, tzw. Trzy Przełomy (ryc. 1).

Kotlina Syczuańska oraz obszar Trzech Przełomów odgrywają szczególną rolę w hydrologii i gospodarce wodnej Chin: od ponad 2000 lat bogactwo zasobów wodnych Kotliny stanowi o jej kluczowym znaczeniu w produkcji żywności. Dlatego już w starożytności Kotlinę Syczuańską określano mianem „spichlerza Państwa Środka”.

Sama zresztą nazwa „Syczuan” znaczy w języku chińskim „czterorzecze” i jednoznacznie wskazuje na ogromną rolę rzek w kształtowaniu środowiska przyrodniczego oraz życia mieszkańców tej części kraju. Z kolei region Trzech Przełomów jest miejscem budowy gigantycznej zapory, której zadaniem ma być kontrola i ograniczenie katastrofalnych wezbrań na Jangcy, jak również wykorzystanie spadku wód rzeki do produkcji energii elektrycznej.

Kotlina Syczuańska, zwana też Czerwoną od nagromadzonych na jej dnie czerwonych piaskowców i utworów gliniastych (Maryański i Halimarski, 1990), stanowi rozległe zapadlisko tektoniczne, położone na średniej wysokości 300–500 m npm., otoczone zewsząd pasmami góorskimi o wysokościach 2000–4000 m npm.,

Ryc. 1. Położenie posterunków wodowskazowych na tle dorzecza Jangcy
Źródło: Opracowanie własne na podstawie *Atlasu dorzecza Jangcy*, 1999.

The location of the gauging stations against the background of the Yangtze River basin
Source: Author's own compilation based on *the Atlas of the Yangtze River Basin*, 1999.

a od zachodu, poprzez pasma górskie przekraczające 6000–7000 m npm. (Gongga Shan – 7556 m npm.), przylegające do Wyżyny Tybetańskiej. Przyjmuje się, że Kotlinę Syczuańską ogranicza poziomica 750 m npm. (*Kroniki prowincji Syczuan. Geografia*, 1996). Główne rzeki to Jangcy oraz jej dopływy: lewostronne (północne) – Dadu, Min, Tuo, Fu, Qu, Jialing oraz prawostronne (południowe) – Chishui i Wu (ryc. 2). Zlewnie Dadu i Min są częściowo położone na obszarze wysokich gór przylegających od zachodu do Kotliny Syczuańskiej. Z kolei zlewnie Chishui oraz Wu niemal w całości znajdują się w obrębie wapiennej Wyżyny Yunnan-Guizhou; tylko w odcinkach ujściowych rzeki te wpływają na teren Kotliny Syczuańskiej. Po przepłynięciu przez obszar Kotliny rzeka Jangcy na około 200 km przełamuje się przez góry Daba o średnich wysokościach 1000–2000 m npm., tworząc tzw. Trzy Przełomy: Qutang, Wu oraz Xiling. Szerokość Jangcy maleje tu do około 100 m, a głębokość wzrasta do blisko 150 m. Wypływająca z Trzech Przełomów rzeka rozlewa się na Nizinę Chińską, często wywołując katastrofalne powodzie w okresie letniego monsunu.

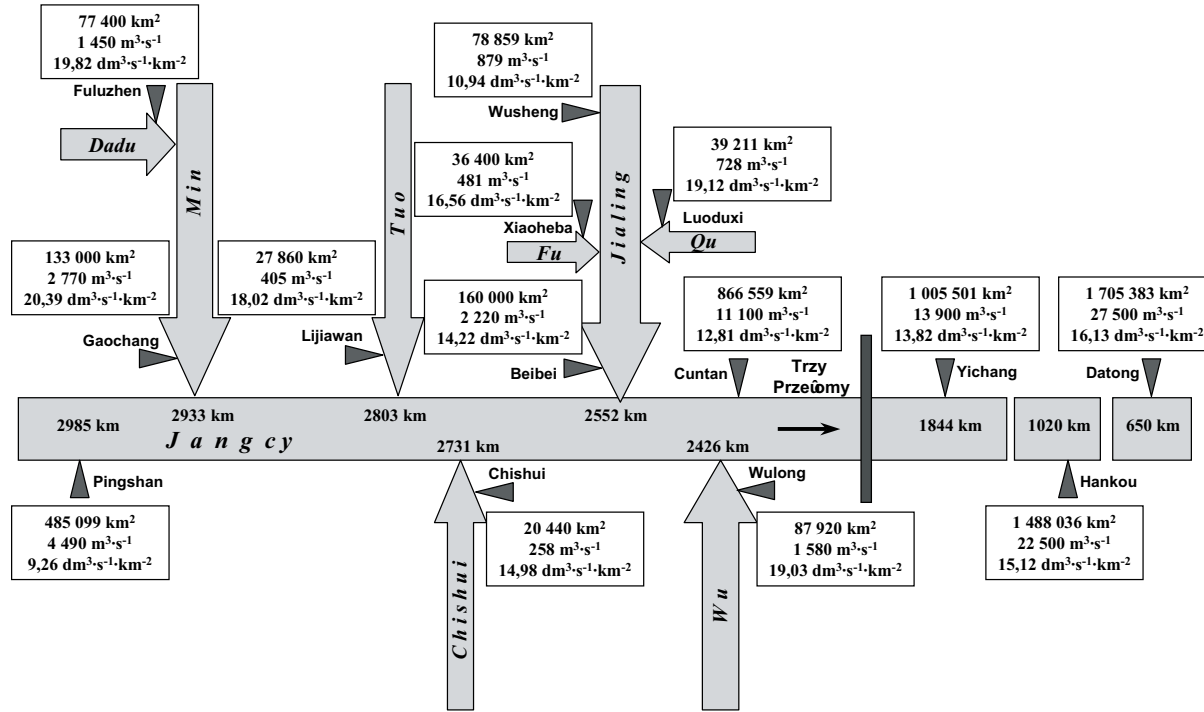
Obszar Kotliny Syczuańskiej i Trzech Przełomów pozostaje pod wpływem cyrkulacji monsunowej: charakterystyczne dla regionu jest występowanie pory deszczowej przypadającej na okres od maja do października oraz pory suchej – od listopada do kwietnia. Opady pory deszczowej stanowią do 80% opadów rocznych (*Kroniki prowincji Syczuan. Geografia*, 1996).

Dane i metody badań

Badania zostały przeprowadzone przy wykorzystaniu dobowych wartości natężenia przepływu z wielolecia 1950–1987 zarejestrowanych w 14 profilach wodowskazowych, w tym w 5 profilach na Jangcy oraz w 9 profilach na dopływach tej rzeki uchodzących do Jangcy w obrębie Kotliny Syczuańskiej. Do wydzielenia okresów hydrologicznych w cyklu rocznym posłużono się metodą zaproponowaną przez J. Rotnicką (1976, 1977, 1988) w odniesieniu do rzeki Prozny, rzek dorzecza Odry i Przymorza, a zastosowaną m.in. przez J. Rotnicką i M. Gutry-Korycką (1996) oraz D. Wrzesińskiego (2005). Istotą tej metody jest badanie czasowej struktury zjawisk hydrologicznych. W rezultacie rok został podzielony na cztery okresy (sezony) hydrologiczne: sezon niżówkowy, sezon wezbraniowy oraz dwa okresy przejściowe z rosnącymi lub malejącymi wartościami natężenia przepływu, oddzielające okres niżówkowy od wezbraniowego (ryc. 3 i 4).

Do klasyfikacji wezbrań na badanych rzekach zastosowano metodę grupowania hierarchicznego Warda (1963), biorąc za cechę grupowania współczynnik: przepływu (w), skośności (s) oraz zmienności (C_v):

$$w = \frac{\overline{Q_{\text{wezbr.}}}}{Q_r},$$

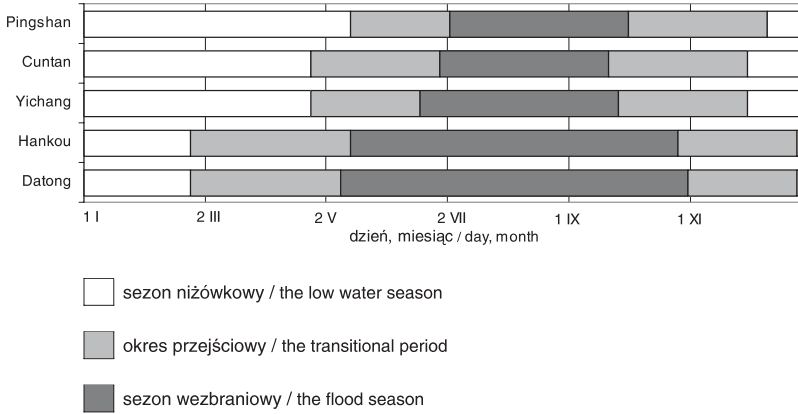


Ryc. 2. Schemat układu sieci rzecznej i położenie posterunków wodowskazowych w na obszarze badań. Wartości w ramach odnoszą się do powierzchni zlewni, przepływu średniego i odpływu jednostkowego z wielolecia 1950–1987, natomiast umiejscowione wzdłuż biegu Jangcy oznaczają kilometrąż rzeki.

Źródło: Opracowanie własne na podstawie danych z Roczników Hydrologicznych Dorzecza Jangcy, 1950–1987.

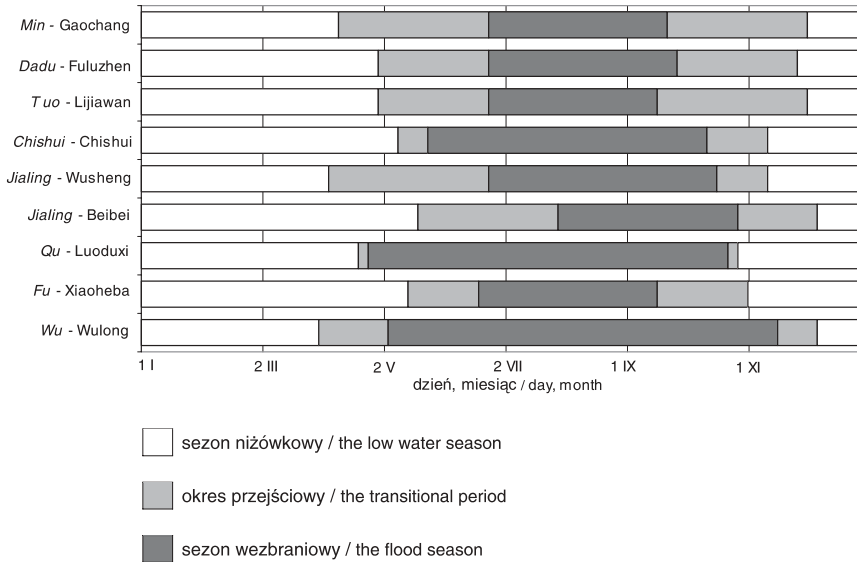
Diagram of the drainage system and the positions of gauging stations in the study area. Values in the boxes refer to the basin area, the average discharge and the specific discharge over the period 1950–1987, while those located along the course of the Yangtze mark the length in kilometers.

Source: Author's own compilation based on data from the Hydrological Yearbooks of the Yangtze River Basin, 1950–1987.



Ryc. 3. Okresy hydrologiczne w cyklu rocznym na rzece Jangcy
Źródło: jak ryc. 2.

The hydrological periods of the Yangtze River through the yearly cycle
Source: see Fig. 2.



Ryc. 4. Okresy hydrologiczne w cyklu rocznym na dopływach Jangcy
Źródło: jak ryc. 2.

The hydrological periods of tributaries of the Yangtze through the yearly cycle
Source: see Fig. 2.

gdzie: $\overline{Q_{\text{wezbr.}}}$ – średnie natężenie przepływu sezonu wezbraniowego [m^3s^{-1}],
 $\overline{Q_r}$ – średnie roczne natężenie przepływu [m^3s^{-1}];

$$s = \frac{2(d_1 + d_9 - 2d_5)}{d_1 - d_9},$$

$$C_v = \frac{d_1 - d_9}{2d_5},$$

gdzie: d_1, d_5, d_9 – decyle.

Uwaga: współczynniki s i C_v odnoszą się do rozkładu częstości przepływów dobowych sezonu wezbraniowego.

Przeprowadzona analiza okresów (sezonów) wezbraniowych stała się następnie podstawą do podziału badanych rzek ze względu na przebieg wezbrań.

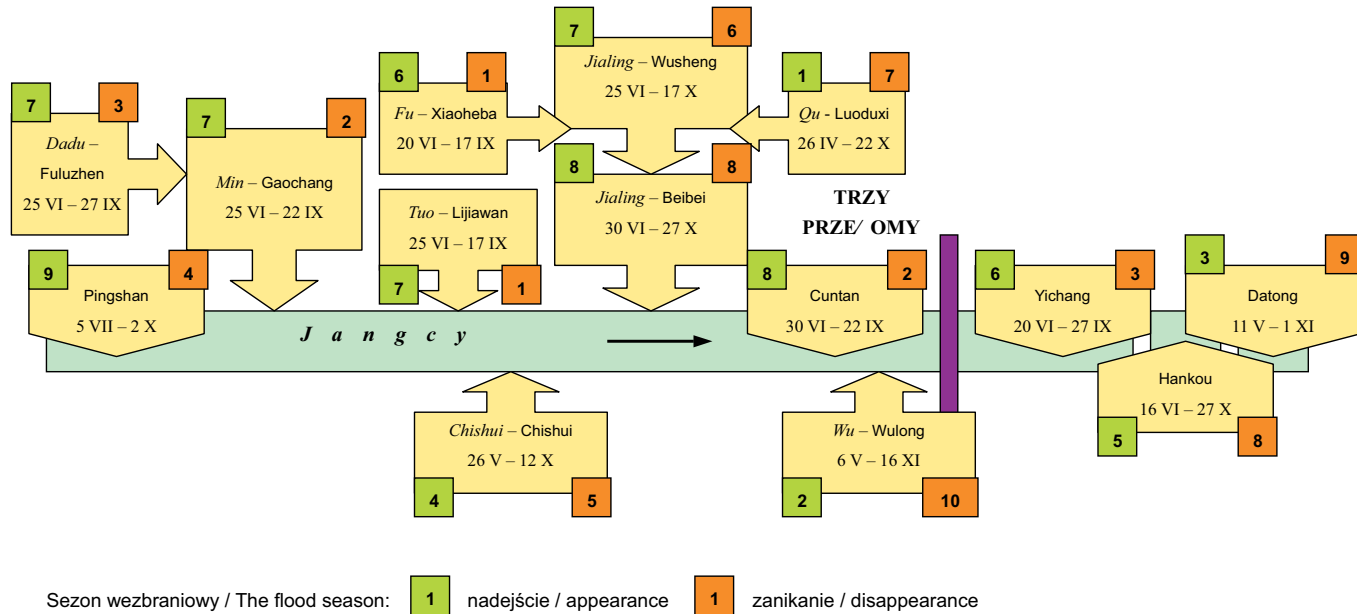
Terminy występowania i czas trwania wezbrań

Stwierdzono, że dla Jangcy charakterystyczne jest opóźnianie się daty rozpoczęcia sezonu wezbraniowego wraz z przesuwaniem się w górę rzeki. Sezon ten rozpoczyna się najwcześniej, to jest w drugiej dekadzie maja (ryc. 5), w dolnym odcinku Jangcy (profil Datong), a dopiero po około 6 tygodniach, na przełomie czerwca i lipca, pojawia się w górnym biegu rzeki, na obszarze Trzech Przełomów i Kotliny Syczuańskiej. Z kolei zakończenie sezonu wezbrań w górnym odcinku Jangcy (Pingshan, Cuntan, Yichang) obserwuje się już na przełomie września i października, podczas gdy wezbrania w odcinku środkowym (Hankou) i dolnym (Datong) występują aż do przełomu października i listopada. W konsekwencji sezon wezbraniowy na Jangcy trwa od 85 do 175 dni i jest o połowę krótszy w odcinku górnym niż w dolnym.

Stosunkowo duże zróżnicowanie dat początku i końca wezbrań występuje także na badanych dopływach. W Kotlinie Syczuańskiej sezon wezbraniowy rozpoczyna się najwcześniej, 26 kwietnia, na rzece Qu. W maju wezbrania pojawiają się na południowych dopływach Jangcy – rzekach Wu i Chishui, natomiast w czerwcu sezon wezbraniowy rozpoczyna się najpierw na rzece Fu, po czym jednocześnie, 25 czerwca, na czterech lewostronnych dopływach: Dadu, Min, Tuo oraz Jialing na posterunku Wusheng. Dopiero w ostatnim dniu czerwca wezbrania pojawiają się w profilu Beibei na rzece Jialing.

Pośród badanych dopływów, sezon wezbraniowy kończy się najszybciej, bo już w połowie września, na rzekach Tuo i Fu. Następnie, w trzeciej dekadzie września, wezbrania zanikają na dwóch rzekach wypływających z gór zachodniego Syczuanu – Dadu i Min, w październiku na rzekach Chishui, Jialing i Qu, a dopiero w połowie listopada sezon wezbrań dobiega końca na rzece Wu.

Najdłużej, bo aż 195 dni, trwa sezon wezbraniowy na prawostronnym (południowym) dopływie Jangcy – rzece Wu. Również stosunkowo długi, 140-dniowy,



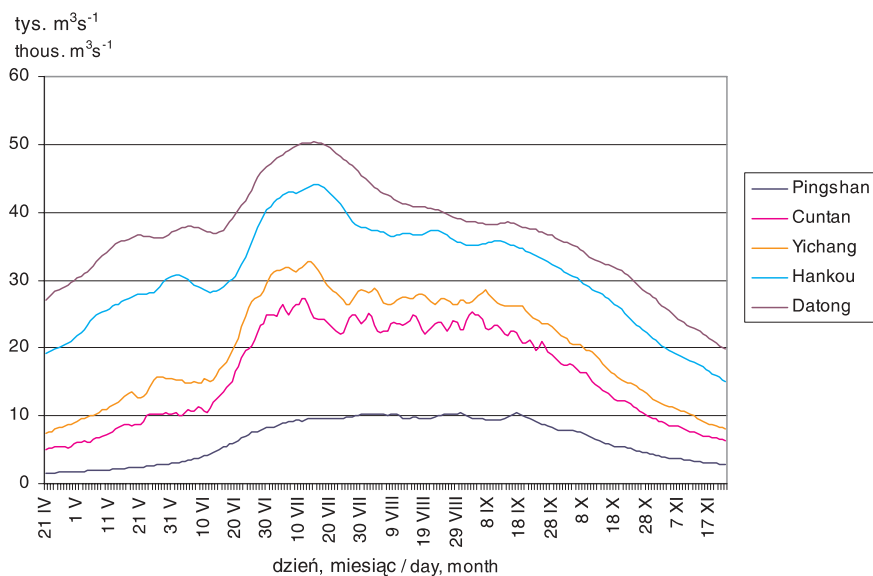
Ryc. 5. Dаты rozpoczęcia i zakończenia oraz kolejność pojawiania się i zanikania sezonu wezbraniowego na badanych rzekach
 Źródło: jak ryc. 2.

Initial and final dates of the flood season and the sequence of its appearance and disappearance on the surveyed rivers
 Source: see Fig. 2.

okres wezbrań charakteryzuje drugi południowy dopływ Jangcy – rzekę Chishui. Długi, bo trwający aż 180 dni, sezon wezbraniowy ma także jeden lewostronny (północny) dopływ Jangcy – rzeka Qu. Na pozostałych dopływach lewostronnych czas trwania wezbrań wynosi 85–95 dni i jedynie na rzece Jialing w profilu Wusheng notuje się 115 dni z wezbraniem.

Zróznicowanie przestrzenne wezbrań w dorzeczu Jangcy

Analiza hydrogramów przepływów dobowych z wielolecia 1950–1987 zarejestrowanych w badanych profilach wodowskazowych (ryc. 6, 7) wskazuje na różnice w przebiegu wezbrań w górnym odcinku rzeki, tj. w obrębie Kotliny Syczuañskiej i Trzech Przełomów (Pingshan, Cuntan, Yichang) i w odcinkach środkowym (Hankou) oraz dolnym (Datong): dla górnego odcinka Jangcy charakterystyczne są fale wezbraniowe o licznych kulminacjach oraz krótkim czasie wznoszenia i opadania, co odzwierciedla szybką reakcję rzeki na opady deszczów monsunowych, zaś w odcinku środkowym i dolnym Jangcy kulminacje zaznaczają się stosunkowo rzadziej i są mniej wyraziste, przy dłuższym czasie koncentracji oraz czasie trwania fali wezbraniowej, a zatem wolniejszej reakcji rzeki na zmiany zasilania. Przyczyną spłaszczenia fal i zmiany parametrów

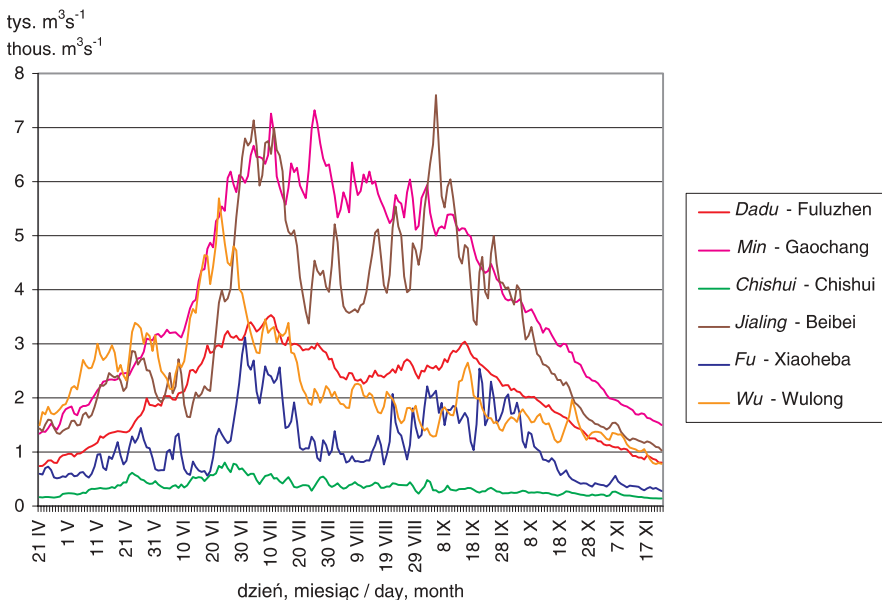


Ryc. 6. Hydrogramy średnich przepływów dobowych w sezonie wezbraniowym na rzece Jangcy

Źródło: jak ryc. 2.

Hydrographs of average daily discharges in the flood season on the Yangtze River

Source: see Fig. 2.



Ryc. 7. Hydrogramy średnich przepływów dobowych w sezonie wezbraniowym na wybranych dopływach Jangcy w Kotlinie Syczuańskiej

Źródło: jak ryc. 2.

Hydrographs of average daily discharges in the flood season on selected tributaries of the Yangtze River within the Sichuan Basin

Source: see Fig. 2.

wzbrań w środkowym i dolnym odcinku Jangcy może być wpływ wielkich jezior Dongting oraz Poyang położonych na Nizinie Chińskiej i retencjonujących wody wezbraniowe Jangcy w czasie trwania pory deszczowej. Z kolei dynamika odpływu badanych dopływów rzeki głównej w obrębie Kotliny Syczuańskiej jest zbliżona do tej, którą w porze letniego monsunu obserwuje się w górnym odcinku Jangcy: charakteryzuje ją bardzo duża zmienność przepływu w krótkim czasie.

Przebieg wezbrań w Kotlinie Syczuańskiej

Przebieg sezonu wezbrań na rzekach przepływających przez Kotlinę Syczuańską jest uwarunkowany cyrkulacją powietrza, ukształtowaniem powierzchni terenu, budową geologiczną oraz rodzajem zasilania.

Przyczyny dużego zróżnicowania terminów występowania wezbrań na Jangcy należy upatrywać przede wszystkim w rozległości dorzecza najdłuższej rzeki Azji, zwłaszcza w jego dużej rozciągłości równoleżnikowej, w powiązaniu z kierunkiem przemieszczania się mas gorącego i wilgotnego powietrza w czasie pory deszczowej.

Najkrócej sezon wezbraniowy trwa w profilu Pingshan położonym na Jangcy u wejścia do Kotliny Syczuańskiej od wschodu. Wynika to z jego umiejscowienia w części dorzecza najodleglejszej względem mas powietrza monsunowego napływających z Oceanu Spokojnego. W profilu Cuntan, zlokalizowanym na Jangcy w środkowej części Kotliny, w przebiegu sezonu wezbraniowego zaznacza się wyraźny wpływ fal wezbraniowych na dopływach tej rzeki. Wcześniejsze pojawianie się okresu wezbrań na Jangcy w położonym poniżej odcinka przełomowego profilu Yichang można wyjaśnić bezpośrednim wpływem intensywnych deszczów, w tym o charakterze nawalnym, często notowanych w porze letniego monsunu na obszarze Trzech Przełomów, jak również w przyległych górach Daba (Chen, red., 1990), gdzie suma opadów rocznych przekracza 1600 mm (Zhao, red., 1994). Na przebieg fali wezbraniowej na Jangcy w profilu Yichang znaczący wpływ mają także wezbrania na rozpatrywanych dopływach, w tym – zwłaszcza w początkowej fazie sezonu wezbraniowego – na rzece Wu, której zlewnia również pozostaje pod wpływem cyrkulacji monsunowej z Oceanu Spokojnego. Sezonowa zmienność odpływu zarówno Wu, jak i drugiego południowego dopływu Jangcy – Chishui, jest w znacznym stopniu uwarunkowana budową geologiczną: zlewnie obydwu rzek znajdują się w obrębie wapiennej Wyżyny Yunnan-Guizhou, gdzie rozwinięte na wielką skalę zjawiska krasowe modyfikują warunki odpływu wód powierzchniowych i podziemnych. Z kolei przebieg sezonu wezbraniowego na lewostronnych (północnych) dopływach Jangcy w Kotlinie Syczuańskiej wyraźnie nawiązuje do kierunku napływu mas powietrza monsunowego i występowania opadów deszczów monsunowych docierających nad Kotlinę z Oceanu Spokojnego. Wśród dopływów lewostronnych, pod względem długości sezonu wezbraniowego, zwraca uwagę rzeka Qu. Główną rolę w przebiegu wezbrań na tym cieku odgrywa położenie części zlewni w górach Daba oddzielających Kotlinę Syczuańską od Niziny Chińskiej. Usytuowanie gór na trasie przemieszczania się mas wilgotnego powietrza z Oceanu Spokojnego powoduje, że zlewnia jest miejscem występowania szczególnie częstych i intensywnych opadów deszczów, w tym nawalnych (*Kroniki prowincji Syczuan. Geografia*, 1996). Szybka reakcja rzeki na opad, uwarunkowana dużymi spadkami i stosunkowo słabą przepuszczalnością podłoża, odzwierciedla się w gwałtownym rozpoczęciu i zakończeniu sezonu wezbraniowego, w rytm pojawienia się i zakończenia pory letniego monsunu.

Wśród badanych lewostronnych (północnych) dopływów Jangcy wyróżniają się ponadto rzeki Dadu oraz Min ze stosunkowo wczesnym terminem rozpoczęcia okresu wezbrań (25 czerwca); położenie zlewni tych rzek w najbardziej oddalonej od Oceanu, zachodniej części dorzecza Jangcy sugerowałoby nieco późniejsze, na tle pozostałych dopływów, rozpoczęcie tego okresu. W tym przypadku znaczącą rolę w zasilaniu, zwłaszcza w początkowej i końcowej fazie sezonu wezbraniowego, odgrywa nie opad atmosferyczny, a topnienie śniegu i lodowców w wysokogórskich częściach ich zlewni.

Odptyw sezonu wezbraniowego na tle odptywu calorocznego

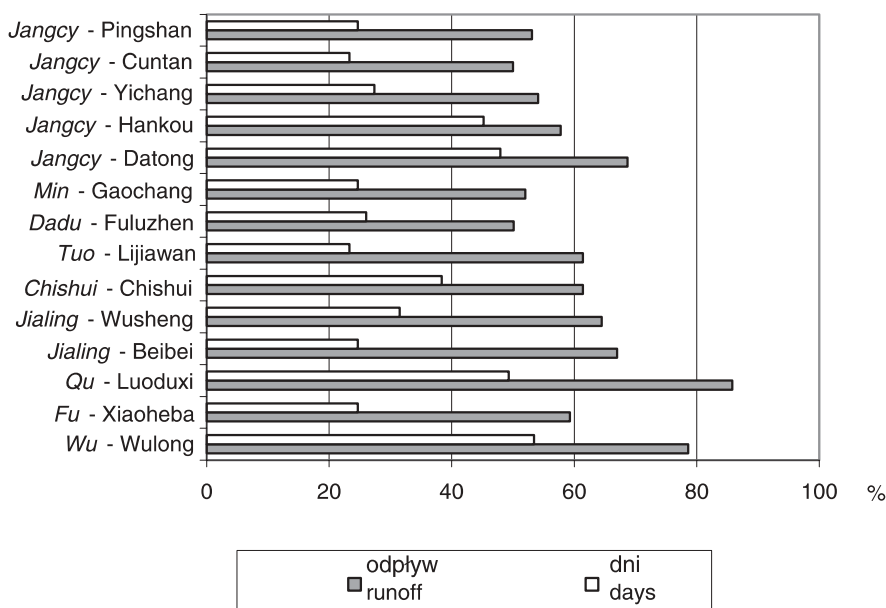
Z otrzymanych wartosci wspolczynnika przeplywu wynika, ze na Jangcy w obrębie Kotliny Syczuańskiej i Trzech Przelomów (Pingshan, Cuntan, Yichang) przeplyw w sezonie wezbraniowym jest okolo dwukrotnie wyzszy od wartosci przeplywu sredniego rocznego.

Wskazuje to na koncentracje odptywu rzecznoego w ciagu 3-miesiecznej pory deszczowej, a w konsekwencji – na formowanie sie dluzszych i glębszych nizówek w suchej porze roku. Nieco nizsze wartosci wspolczynnika przeplywu, a zatem rozlozony na dluzszy czas odptyw, obserwuje sie w srodkowym (Hankou) i dolnym (Datong) odcinku Jangcy, co moze byc zwiazane z wplywem wspomnianych juz jezior Dongting i Poyang retencjonujacych wody wezbraniowe Jangcy. Stosunkowo najnizsze wartosci wspolczynnika przeplywu sezonu wezbraniowego cechuja takze dwa prawostronne (poludniowe) doplywy rzeki glownej: Chishui i Wu. Z kolei dla wiekszosci lewostronnych (polnocnych) doplywów Jangcy charakterystyczne sa wartosci wspolczynnika przeplywu rzędu 2,0–2,6. Jedynie na rzece Qu wspolczynnik przeplywu sezonu wezbraniowego jest nizszy i wynosi 1,74.

W czasie trwania sezonu wezbraniowego objętość fali wezbraniowej na Jangcy w obrębie Kotliny Syczuańskiej i Trzech Przelomów stanowi 52% rocznej objętości wody odptywajacej korytem tej rzeki. Az 34% objętości wód odptywa w okresach przejsciowych, a tylko 14% w sezonie nizówkowym. Na badanych polnocnych i poludniowych doplywach Jangcy udzial odptywu sezonu wezbraniowego w odptywie calogo roku jest duzo wyzszy i stanowi 63–70% odptywu rocznego. Z kolei objętość fali wezbraniowej w okresach przejsciowych – to 25% rocznej objętości wód na doplywach polnocnych i tylko 12% na doplywach poludniowych. W przypadku doplywów poludniowych decyduje o tym występowanie w zlewniach silnie skrasowialych skal węglanowych.

Porównanie udzialu wielkosci odptywu sezonu wezbraniowego w odptywie calorocznym z udzialem dni okresu wezbraniowego w liczbie dni w roku (ryc. 8) obrazuje znaczące dysproporcje w sezonowym odptywie wód w dorzeczu Jangcy. Na Jangcy w obrębie Kotliny Syczuańskiej oraz Trzech Przelomów (Pingshan, Cuntan, Yichang) ponad polowa rocznego odptywu przypada na 3 miesiace sezonu wezbraniowego. Te proporcje zmieniaja sie w miare przesuwania sie w dol rzeki: w odcinku srodkowym (Hankou) i dolnym (Datong) 58–68% calorocznej objętości wód odptywa w ciagu okolo 5–5,5 miesiecy tego sezonu. Powyzsze porównanie daje podstawe do stwierdzenia, ze glębość nizówki, mierzona udzialem odptywu wód w porze suchej, jest w gornym odcinku Jangcy wieksza niz w odcinku srodkowym i dolnym.

Na rzekach Dadu oraz Min, których zlewnie sa częsciowo polozone w obrębie wysokogorskich obszarów zachodniego Syczuanu, udzial odptywu wód wezbra-



Ryc. 8. Procentowy udział dni i odpływu sezonu wezbraniowego w całym roku hydrologicznym
Źródło: jak ryc. 2.

Percentage share of flood-season days and flood-season runoff in the whole hydrological year
Source: see Fig. 2.

niowych w odpływie całorocznym kształtuje się podobnie jak w górnym odcinku Jangcy. Natomiast w trakcie trwającego około pół roku sezonu wezbraniowego na rzekach Wu i Qu odpływa około 79–86% wód z całego roku. Skrajnymi przypadkami są rzeki Tuo, Fu oraz Jialing w profilu Beibei, gdzie odpływ 85–90 dni sezonu wezbraniowego stanowi aż 60–67% całorocznego odpływu.

Przeprowadzona analiza wskazuje na istotną rolę wezbrań w kształtowaniu reżimu hydrologicznego rzek dorzecza Jangcy, a także w gospodarowaniu wodą na obszarze badań.

Klasyfikacja sezonów wezbraniowych

Bazując na wynikach grupowania hierarchicznego Warda wydzielono trzy typy sezonów wezbraniowych: 1 – sezonu wezbraniowego stabilnego, 2 – sezonu wezbraniowego stosunkowo niestabilnego oraz 3 – sezonu wezbraniowego niestabilnego (tab. 1).

Do typu sezonu wezbraniowego stabilnego (typ 1) zakwalifikowano Jangcy we wszystkich badanych odcinkach, a także rzekę Dadu ze stosunkowo niskimi wartościami współczynnika skośności oraz zmienności. Typ 2 (sezon wez-

Tabela 1. Wartości zmiennych objaśniających oraz klasyfikacja sezonów wezbraniowych metodą Warda

Rzeka	Profil	w	s	C_v	Typ
Jangcy	Pingshan	2,15	1,12	0,36	1
Jangcy	Cuntan	2,15	1,18	0,38	
Jangcy	Yichang	1,97	0,76	0,35	
Dadu	Fuluzhen	1,93	0,66	0,33	
Jangcy	Hankou	1,52	0,39	0,30	
Jangcy	Datong	1,43	0,31	0,26	
Min	Gaochang	2,11	2,12	0,47	2
Jialing	Beibei	2,04	2,68	1,01	
Wu	Wulong	1,47	2,51	0,88	
Tuo	Lijiawan	2,64	3,64	1,06	3
Jialing	Wusheng	2,04	3,84	1,15	
Fu	Xiaoheba	2,4	4,29	1,16	
Chishui	Chishui	1,60	3,46	1,13	
Qu	Luoduxi	1,74	4,09	1,68	

w – współczynnik przepływu, s – współczynnik skośności, C_v – współczynnik zmienności.

braniowy stosunkowo niestabilny) obejmuje dwa lewostronne dopływy Jangcy (Min, Jialing w profilu Beibei) oraz jeden dopływ prawostronny (Wu). Sezon wezbraniowy niestabilny (typ 3) jest charakterystyczny dla czterech dopływów lewostronnych rzeki Jangcy (Tuo, Jialing w profilu Wusheng, Fu i Qu) i jednego prawostronnego (Chishui). Sezon ten wyróżnia się na tle dwóch pozostałych wyższymi wartościami współczynnika skośności oraz zmienności.

Wnioski

Przeprowadzone badania wskazują na stosunkowo duże zróżnicowanie czasowe i przestrzenne przebiegu wezbrań w dorzeczu najdłuższej rzeki Azji. Znaczna rozpiętość między datami rozpoczęcia i zakończenia sezonu wezbraniowego, a także różnice w czasie trwania i przebiegu fal wezbraniowych zarówno na Jangcy, jak i na analizowanych dopływach, są uwarunkowane wieloma czynnikami, takimi jak: powierzchnia zlewni (dorzecza), kierunek napływu mas powietrza monsunowego, ukształtowanie terenu, budowa geologiczna, zasilanie z wód pochodzących z opadów deszczu, topnienia śniegu i lodu oraz z wód podziemnych.

Badane rzeki pogrupowano, przyjmując za kryterium stabilność wezbrań.

Do grupy pierwszej należy tranzytowa rzeka Jangcy oraz jej lewostronny dopływ – Dadu. Obydwie rzeki charakteryzuje stabilny przebieg sezonu wezbraniowego. Jangcy wyróżnia się stosunkowo dużym zróżnicowaniem czasu trwania i parametrów fal wezbraniowych w poszczególnych odcinkach: w odcinku dolnym sezon wezbraniowy trwa od drugiej dekady maja do początku listopada, to jest około 175 dni, w odcinku środkowym wezbrania występują od połowy maja do trzeciej dekady października – około 165 dni, a w górnym odcinku rzeki od trzeciej dekady czerwca do początku października, czyli 85–100 dni. Odpływ sezonu wezbraniowego na Jangcy stanowi od 50 (Cuntan) do około 68% (Datong) odpływu całego roku. Stabilność, jak również stosunkowo wczesne rozpoczęcie i późne zakończenie sezonu wezbraniowego na rzece Dadu mają związek z zasilaniem z topniejących śniegów i lodowców w części jej zlewni położonej w górach zachodniego Syczuanu. Długość sezonu wezbraniowego na Dadu (95 dni) oraz procentowy udział odpływu wód tego okresu w odpływie całego roku (50%) są zbliżone do tych, jakie obserwuje się w górnym odcinku Jangcy.

Do grupy drugiej zakwalifikowano rzeki uchodzące do Jangcy w obrębie Kotliny Syczuańskiej: Min, Jialing w profilu Beibei oraz Wu. Cechą wyróżniającą jest stosunkowa niestabilność sezonu wezbraniowego. Na kształtowanie się tego sezonu na rzece Min duży wpływ ma, podobnie jak w przypadku Dadu, zasilanie wodami roztopowymi ze śniegów i lodowców w wysokogórskiej części jej zlewni. Z kolei formowanie się fal wezbraniowych na rzece Jialing w profilu Beibei jest w znacznej mierze uwarunkowane wezbraniem na jej dwóch dopływach – Fu oraz Qu, uchodzących do Jialing powyżej tego profilu. Natomiast dla przebiegu sezonu wezbraniowego rzeki Wu ważne jest zasilanie z wód podziemnych występujących w silnie skrasowiałych skałach wapiennych Wyżyny Yunnan-Guizhou. Sezon wezbraniowy trwa na wymienionych rzekach od 90 (Min, Jialing) do 195 dni (Wu). W tym czasie odpływa od 52 (Min) do 79% (Wu) ogółu wody z całego roku.

Do grupy trzeciej zaliczają się pozostałe dopływy Jangcy uchodzące w obrębie Kotliny Syczuańskiej: Tuo, Jialing w profilu Wusheng, Fu, Qu oraz Chishui. Sezon wezbraniowy na tych ciekach jest zdecydowanie niestabilny. Wymienione w tej grupie dopływy lewostronne mają swoje źródła w górach otaczających od północy Kotlinę Syczuańską. Wśród nich wyróżnia się rzeka Qu, której wysokie wartości współczynnika skośności i zmienności odzwierciedlają wpływ częstych i bardzo gwałtownych deszczów nawalnych notowanych w górnej części jej zlewni przez cały czas trwania pory letniego monsunu. Rzeka Chishui, prawostronny dopływ Jangcy, ma z kolei najniższe na tle pozostałych cieków tej grupy wartości zmiennych objaśniających, co może być związane z usytuowaniem jej zlewni w obrębie wapiennej Wyżyny Yunnan-Guizhou oraz wpływem zasilania z wód podziemnych. Sezon wezbraniowy trwa od 85 (Tuo) do 180 dni (Qu). Odpływ tego sezonu stanowi od 59 (Fu) do 86% (Qu) odpływu całorocznego.

Otrzymane wyniki badań potwierdziły pierwszorzędą rolę wezbrań w kształtowaniu reżimu hydrologicznego rzek dorzecza Jangcy, a przede wszystkim ich wpływ na gospodarowanie wodą w Kotlinie Syczuańskiej, od tysiącleci uważanej za spichlerz Chin oraz na obszarze Trzech Przełomów, gdzie trwa budowa zapory, która ma, między innymi, chronić Nizinę Chińską przed falami wezbraniowymi formującymi się w Kotlinie Syczuańskiej.

Piśmiennictwo

- Atlas dorzecza Jangcy*, 1999, Chińskie Wydawnictwo Kartograficzne, Pekin (w jęz. chińskim).
- Chen Y. (red.), 1990, *Atlas zasobów terytorialnych prowincji Syczuan*, Czengduskie Wydawnictwo Kartograficzne, Czengdu (w jęz. chińskim).
- Geography. China Handbook Series*, 1983, China Handbook Editorial Committee, Foreign Languages Press, Beijing.
- Guo T., 1989, *Historia wezbrań w miastach prowincji Syczuan*, Syczuańska Oficyna Wydawnicza, Czengdu (w jęz. chińskim).
- Hu M., Luo Ch., 1989, *Wielkie powódzie w historii Chin*, Wydawnictwo Chińskiego Domu Książki, Pekin (w jęz. chińskim).
- Kroniki prowincji Syczuan. Geografia*, 1996, Czengduskie Wydawnictwo Kartograficzne, Czengdu (w jęz. chińskim).
- Maryański A., Halimarski A., 1990, *Chiny*, PWN, Warszawa.
- Rotnicka J., 1976, *The separation of hydrological periods and description of river regimes by comparison of probability distribution of water stages by pentads*, *Quaestiones Geographicae*, 3, UAM, Poznań, s. 79–102.
- , 1977, *Teoretyczne podstawy wydzielenia okresów hydrologicznych i analizy reżimu rzecznej na przykładzie rzeki Proсны*, *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej PTPN*, 18, PWN, Warszawa-Poznań.
- , 1988, *Taksonomiczne postawy klasyfikacji reżimu rzecznej*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Rotnicka J., Gutry-Korycka M., 1996, *Ocena zmian reżimu hydrologicznego rzek w przewidywanych warunkach globalnych zmian klimatu*, [w:] M. Gutry-Korycka (red.), *Studia nad wpływem globalnych zmian klimatu na obieg wody w zlewni*, Wydawnictwo Akapit-DTP, Warszawa, s. 138–148.
- Ward J. H., 1963, *Hierarchical grouping to optimise an objective function*, *Journal of the American Statistical Association*, 58, s. 236–244.
- Wezbranie na Jangcy w 1998 r. a prognozy monitoringu hydrologicznego*, 2000, Wydawnictwo Ochrony Wód i Energetyki Wodnej, Pekin (w jęz. chińskim).
- Wrzesiński D., 2005, *Changes of the Hydrological Regime of Rivers of Northern and Central Europe in Various Periods of the North Atlantic Oscillation*, *Quaestiones Geographicae*, 24, Wydawnictwo UAM, Poznań, s. 97–109.
- Zhang H. (red.), 1997, *Powódzie i susze w Chinach*, Wydawnictwo Chińskiego Komitetu Zasobów Wodnych i Energetyki, Pekin (w jęz. chińskim).
- Zhao G. (red.), 1994, *Atlas zasobów klimatycznych Chin*, Chińskie Wydawnictwo Kartograficzne, Pekin (w jęz. chińskim).

[Wpłynęło: luty; poprawiono: czerwiec 2007 r.]

LESZEK SOBKOVIK

FLOOD SEASONS IN THE YANGTZE BASIN
WITH SPECIAL REGARD TO THE SICHUAN BASIN AND THREE GORGES AREA

The hydrological regime of the Yangtze, the longest river in Asia and third longest in the world, is closely connected with the seasonal sequence of wet and dry seasons observed in Monsoon Asia. Specifically, the heavy rains appearing between May and October often give rise to catastrophic floods in the basin of the Yangtze, a problem to which much attention is paid in Chinese hydrological literature, albeit mostly by way of the descriptive method, rather than theoretical analysis – which is very much lacking.

This paper thus presents results obtained where a different approach is taken to the analysis of flood phenomena in the basin of Asia's longest river. The methodology utilized is based on mathematical and statistical calculations widely applied in analysis of the course and magnitude of floods. The research focuses on parts of the Yangtze Basin playing key roles in Chinese hydrology and water resources management, i.e. the Sichuan Basin and Three Gorges area in the Yangtze's upper reaches. The 200,000 km² Sichuan Basin features intensive agriculture and was known for centuries as "the granary of China". It is now one of the most densely-populated regions anywhere in the world. In turn, the Three Gorges area is attracting world-wide attention as the construction site for a gigantic project to construct the world's largest hydropower dam.

The temporal structure to discharges was studied through a yearly cycle at 14 selected gauging stations on the Yangtze and its tributaries, with similarity matrix diagrams for the results allowing for the identification of: a low-water period, a flood period and (separating the two) two transitional periods. Each period has a uniform and consistent structure distinguishing it from the others. The flood periods on the analysed rivers have been described by reference to numerous characteristics, such as duration, coefficient of runoff, percentage share of flood-season days, flood-season outflow through the whole hydrological year, etc. At some gauging stations the volume of floodwaters recorded during the wet season is shown to account for up to 86% of the annual volume of outflowing water. This is a finding of great importance to water management in the region. Reference is then made to the main factors modifying the course of the flood season, such as air circulation, sources of river alimentation, relief and geology.

Ward's method of hierarchical grouping was applied to the three variables of the coefficient of discharge, the coefficient of variation and the coefficient of skewness. The three types of flood season-distinguished are a stable flood season, a relatively unstable flood season and an unstable flood season. Consequently, three different groups of rivers in the study area have been distinguished and characterised.

Chronologia procesów wydmywających w Kotlinie Toruńskiej w świetle badań paleopedologicznych

*Chronology of dune-forming processes in the Toruń Basin
in the light of paleopedological researches*

MICHAŁ JANKOWSKI

Instytut Geografii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika,
87-100 Toruń, ul. Gagarina 9; e-mail: mijank@biol.uni.torun.pl

Zarys treści. W pracy przedstawiono wnioski na temat chronologii i warunków przebiegu procesów eolicznych w Kotlinie Toruńskiej, wynikające z badań nad ewolucją pokrywy glebowej tego terenu w późnym glacjał i holocenie. Podobnie jak w innych obszarach wydmy śródlądowych Polski, wyróżniono klimatyczny okres wydmywający przypadający na późny glacjał i początek holocenu, z fazami: przedallerödzką, młodszego dryasu i okresu preborealnego oraz okres antropogenicznego przekształcania rzeźby eolicznej w neoholocenie z epizodami eolicznymi skorelowanymi z działalnością kultur osadniczych.

Słowa kluczowe: wydmy śródlądowe, Kotlinia Toruńska, paleopedologia, gleby kopalne, późny glacjał, holocen.

Wstęp

Schemat chronologii oraz czynniki sprawcze procesów wydmywających na terenie Polski zostały bardzo dobrze rozpoznane i opisane w literaturze (Dylikowa, 1958; Manikowska, 1966, 1985; Kozarski i inni, 1969; Nowaczyk, 1986, 2002). Obok ogólnie przyjętych prawidłowości, zaznacza się jednak regionalne zróżnicowanie ich przebiegu (m.in. Grzybowski, 1982; Jaśkowski, 2002; Nowaczyk, 1986; Rotnicki, 1970; Szczypek, 1986; Szczypek i Widera, 1981; Wojtanowicz, 1996). Chęć pełnego rozpoznania paleogeografii obszarów wydmywanych wymusza podejmowanie nowych badań, przede wszystkim w regionach, które nie były dotychczas obiektem szczegółowych studiów.

Kotlina Toruńska jest jednym z największych obszarów występowania wydmy śródlądowych w Polsce i w Europie (Galon, 1958). Wydmy tego terenu zostały gruntownie zbadane pod względem geomorfologicznym w latach 1950. przez W. Mrózka (1958). Wiele zagadnień z zakresu paleogeografii Kotliny, dotyczą-

cych między innymi wieku i uwarunkowań procesów wydmotwórczych, do dziś pozostaje jednak niewyjaśnionych.

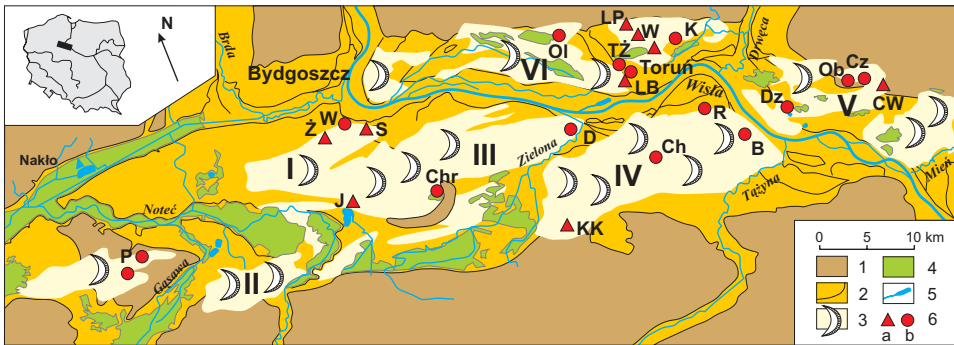
Celem niniejszej pracy jest przedstawienie wniosków na temat chronologii i warunków przebiegu procesów eolicznych w Kotlinie Toruńskiej, wynikających z badań paleopedologicznych, poświęconych ewolucji pokrywy glebowej tego terenu (Jankowski, 2000, 2002, 2003). Obiektem badań były gleby kopalne, stosunkowo często spotykane w obszarach wydmowych i powszechnie uważane za ważne horyzonty stratygraficzne. Ich datowanie od lat służy do określania wieku wydm. Gleby kopalne, powstałe w przeszłości i przykryte młodszymi osadami, są świadectwem przerw w sedymentacji i okresowej stabilizacji powierzchni terenu pod pokrywą roślinną. W ich morfologii i właściwościach zawarte są także cenne informacje o warunkach środowiska, w których gleby te tworzyły się na dawnej powierzchni terenu.

Charakterystyka wydm badanego obszaru

Kotlina Toruńska stanowi rozszerzenie pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, o długości około 80 km i szerokości maksymalnej 25 km. Wydmy skupiły się w jej środkowej i wschodniej części, natomiast część zachodnia stanowiła obszar alimentacyjny (Mrózek, 1958). Wydmy występują na wszystkich terasach pradolinnych i dolinnych (Mrózek, 1958; Niewiarowski i Tomczak, 1973; Niewiarowski i Weckwerth, 2006), a w kilku miejscach wykroczyły poza granice Kotliny, pokrywając brzeżne części sąsiadujących wysoczyzn morenowych (Mrózek, 1958; Lankauf i inni, 1996).

W. Mrózek (1958) wyróżnił na tym terenie 6 pól wydmowych (ryc. 1). Pola położone po lewej stronie Wisły, związane z rozległymi suchymi powierzchniami teras, mają zwarty charakter i regularny elipsoidalny zarys, natomiast wydmy należące do pól prawobrzeżnych występują w znacznym rozproszeniu, często wśród mokradeł. W obrębie poszczególnych pól autor ten stwierdził prawidłowość wzrostu wysokości oraz wyrazistości form z zachodu na wschód, zgodnie z głównym kierunkiem wiatrów.

Wśród wydm Kotliny Toruńskiej dominują formy o wysokości 10–20 m, choć najwyższe osiągają 30–45 m. Często spotyka się także płaskie lub faliste pokrywy eoliczne. Pod względem kształtu przeważają formy łukowe, ale nierzadko spotyka się też dobrze wykształcone parabole, wały podłużne i poprzeczne oraz wydmy złożone, zbudowane z wielu połączonych form. Wydmy śródlądowe analizowanego terenu, podobnie jak w innych regionach Polski, są zbudowane z bardzo dobrze wysortowanych osadów o uziarnieniu piasków luźnych drobno- (0,1–0,25 mm) i średnioziarnistych (0,25–0,5 mm). W składzie mineralnym dominuje kwarc, stanowiący 85–98%, a pozostałe kilka-kilkanaście procent przypada na skalenie. Zawartość minerałów ciężkich jest znikoma (poniżej 1%).



Ryc. 1. Lokalizacja stanowisk paleosoli na tle pól wydymowych Kotliny Toruńskiej (według Mrózka, 1958)

1 – wysoczyzna morenowa, 2 – terasy, 3 – pola wydymowe: I – bydgoskie, II – łabiszyńskie, III – solecko-chrośnieńskie, IV – toruńsko-aleksandrowsko-gniewkowskie, V – pomiędzy Mienią i Drwęcą, VI – pomiędzy Drwęcą i Wisłą, 4 – mokradła, 5 – wody powierzchniowe, 6 – stanowiska paleosoli: a – znane z literatury: CW – Czarnikowo-Witowąż (Churska, 1969), J – Jezioro Jezuckie (Tobolski, 1972, Nowaczyk, 1986), KK – Kępa Kujawska (Lankauf i inni, 1996), LP – Las Piwnicki (Prusinkiewicz, 1968), LB – Lasek Bielański (Bednarek, 1998, 2000), S – Solec (Churski, 1972), W – Wrzosey (Bednarek, 1998, 2000), Z – Żółwin (Mrózek, 1958); b – badane przez autora: B – Brzoza, Ch – Chorągiewka, Chr – Chrośna, Cz – Czarnikowo, D – Dybowo, Dz – Dzikowo, K – Katarzynka, LB – Lasek Bielański, Ob – Obrowo, Ol – Olek, P – Paterek, R – Rudak, W – Wypaleniska, TŻ – Toruń-Żwirównia

Location of paleosol sites among dune fields of the Toruń Basin (after Mrózek, 1958)

1 – moraine plateau, 2 – terraces, 3 – dune fields, 4 – wetlands, 5 – surface water objects, 6 – paleosol sites: a – described in the literature, b – studied by author

Wcześniejsze poglądy na temat wieku wydym Kotliny Toruńskiej

Starsze poglądy na temat czasu powstania form eolicznych w Kotlinie Toruńskiej były oparte na przesłankach pośrednich, pozwalających głównie na określenie ich wieku względnego. Analiza paleobotaniczna kopalnego torfu zalegającego pod pokrywą piasków wydymowych w toruńskiej dzielnicy Wrzosey, pozwoliła na określenie jego wieku na „wczesnopostglacjalny” (Okolowicz, 1952; Tomczak, 1963). W. Mrózek (1958), na podstawie prawidłowości położenia wydym względem innych form rzeźby oraz występowania w kilku wydymach zorzstyzowanej gleby kopalnej rozdzielającej serie eoliczne uważał, że powstały one w dwóch okresach suchych: preborealno-borealnym i subborealno-subatlantyckim, rozdzielonych fazą podniesienia poziomu wód gruntowych w okresie atlantyckim. Z. Churska (1969) odnosi stratyografię wydymy w Czarnikowie-Witowężu do schematu zaproponowanego przez A. Dylikową (1958), odmładzając jednak wiek poszczególnych faz wydymotwórczych o jeden późnoglacjalny okres chłodny.

Według autorki, w Kotlinie Toruńskiej wstępna faza wydmywacza przypadła na starszy dryas, faza główna na młodszy dryas, a faza przekształcania wydmy na holocen. B. Nowaczyk (1986), jako okres powstania wydmy występujących w bezpośrednim sąsiedztwie Jeziora Jezuickiego Wielkiego przyjmuje starszy dryas, na podstawie stosunku tych form do wytopiska, w którym akumulacja osadów rozpoczęła się pod koniec tego okresu (Tobolski, 1972). Wydatowanie osadów organicznych wypełniających zagłębienie w terasie nadzalewowej (III) umożliwiło W. Niewiarowskiemu i B. Noryśkiewicz (1983) określenie wieku położonych na niej wydmy na młodszy dryas.

Wykorzystanie metod datowania bezwzględne oraz badania paleopedologiczne prowadzone od początku lat 1990. pozwoliły na precyzyjniejsze określenie wieku wydmy Kotliny Toruńskiej. Datowania TL serii eolicznych budujących wydmy w Kępie Kujawskiej (Lankauf i inni, 1996; Oczkowski i inni, 2000) wskazują kilka etapów ich sypania, przypadających na przełom młodszego dryasu i preboreału, okres atlantycki, subborealny i subatlantycki. M. Sinkiewicz (1993) oraz R. Bednarek (2000), na podstawie datowań radiowęglowych ^{14}C oraz danych archeologicznych z kilku stanowisk rozmieszczonych na północ od Torunia, stwierdzają przysypanie gleb kopalnych przez piaski eoliczne w okresie subborealnym, w związku z aktywizacją rolniczych kultur neolitu. Datowanie metodą ^{14}C gleb kopalnych na stanowisku Katarzynka pozwoliło na jednoznaczne udokumentowanie klimatycznej fazy eolicznej przypadającej na młodszy dryas (Jankowski, 2000).

Metody badań

Na terenie Kotliny Toruńskiej rozpoznano kilkanaście nieznanych wcześniej stanowisk gleb kopalnych, z których do szczegółowych analiz wytypowano obiekty najbardziej reprezentatywne z punktu widzenia rekonstrukcji paleogeograficznych (ryc. 1). Badaniami objęto także wybrane stanowiska paleosoli opisane w literaturze (Mrózek, 1958; Tomczak, 1963; Sinkiewicz, 1993), ale nie analizowane dotychczas metodami gleboznawczymi.

Wiek gleb kopalnych określono metodami radiowęglową oraz palinologiczną. Datowania radiowęglowe ^{14}C zostały wykonane w Zakładzie Zastosowań Izotopów Politechniki Śląskiej w Gliwicach. Analizie poddano 15 próbek, w tym 10 próbek węgla drzewnych, 2 próbki kopalnego torfu i 3 próbki materiału z poziomów próchnicznych gleb. Daty radiowęglowe uzyskane dla węgla drzewnych lub dla materiału próchnicznego ze stropu gleb kopalnych interpretowano jako najwcześniejszy możliwy moment zakończenia okresu pedogenezy i rozpoczęcia ich zasypywania przez nadległe osady eoliczne. Analizy palinologiczne wykonała dr Bożena Noryśkiewicz z Instytutu Geografii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika. Tą metodą przebadano spągową część jednego profilu osadów jeziornych oraz dwie kopalne gleby torfowe. W kilku przypadkach przy usta-

laniu wieku gleb wykorzystano dane archeologiczne. Wykonanie analiz radiowęglowych i palinologicznych zostało sfinansowane w ramach grantu KBN nr 6PO4E05019.

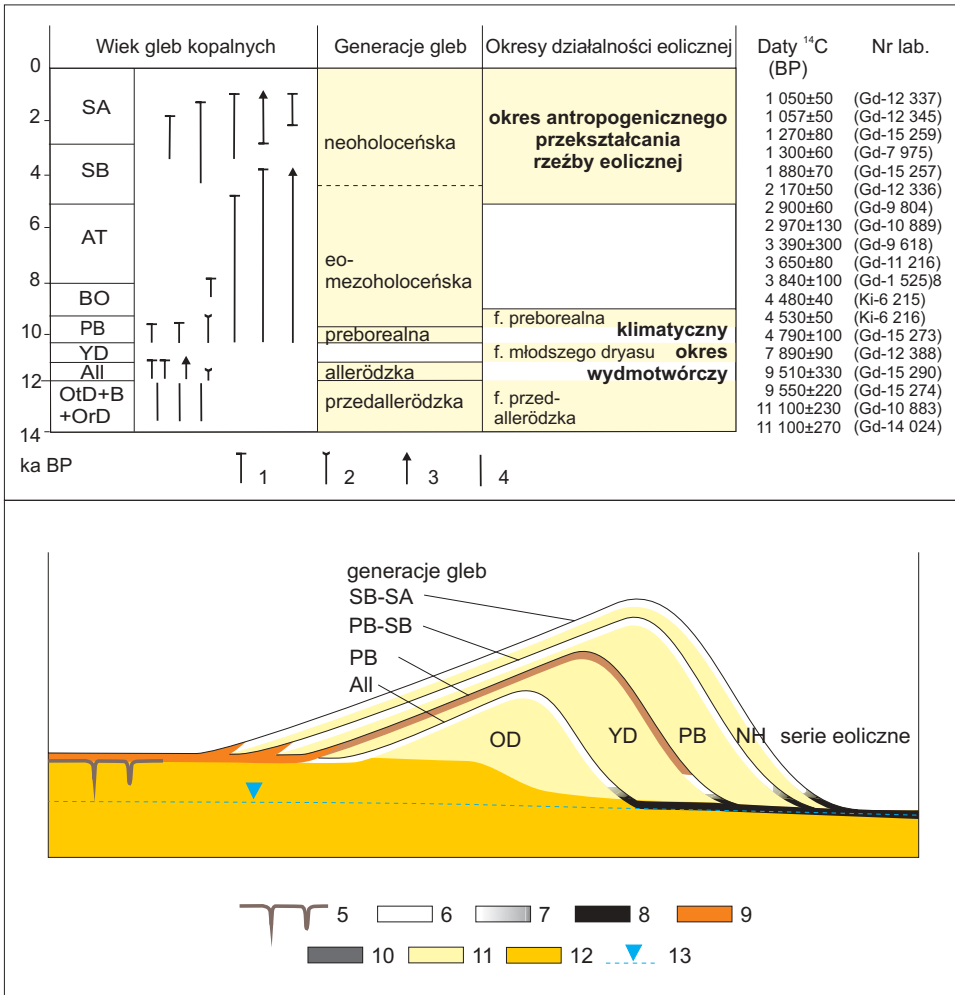
W próbkach pobranych ze wszystkich poziomów genetycznych i warstw litologicznych oznaczono właściwości istotne z punktu widzenia pedogenezy, zgodnie ze standardowymi metodykami. Charakterystyka właściwości gleb kopalnych była prezentowana w odrębnych pracach (Jankowski, 2000, 2002, 2003).

Chronostratygrafia gleb kopalnych i osadów eolicznych

Wyniki badań paleopedologicznych pozwoliły na zidentyfikowanie reliktyw gleb (gruntów) poligonalnych powstałych w warunkach peryglacialnych panujących przed *alleröd*em oraz czterech generacji gleb kopalnych uformowanych po ociepleniu klimatu: *alleröd*zkiej, *preborealnej*, *eo-mezoholocenijskiej* (rozwijającej się od okresu *preborealnego* do *subborealnego*) i *neoholocenijskiej* (tworzącej się w okresach *subborealnym* i *subatlantyckim*; ryc. 2). Każda z generacji została udokumentowana na podstawie analizy obiektów z kilku odrębnych stanowisk badawczych, o wieku potwierdzonym datowaniami radiowęglowymi, palinologicznymi lub archeologicznymi.

Gleby należące do tych samych typów genetycznych, ale reprezentujące poszczególne generacje, różnią się znacznie stopniem wykształcenia. Różnice te są widoczne w miąższości solum i intensywności barw poziomów genetycznych, a także w odmiennych wartościach chemicznych wskaźników zaawansowania procesów glebotwórczych (Jankowski, 2003). Gleby *eo-mezoholocenijskie* i *neoholocenijskie* są zdecydowanie lepiej rozwinięte niż gleby *alleröd*zkie i *preborealne*, kształtujące się w warunkach przejściowych od późnego glacjału do holocenu, nawet w przypadku porównywalnego czasu trwania pedogenezy. Tę prawidłowość obrazuje przedstawiony w tabeli 1 stosunek Fe_d/Fe_t – zawartość żelaza pedogenicznego, uwolnionego w wyniku wietrzenia minerałów pierwotnych Fe_d (Mehra-Jackson, 1960) do całkowitej zawartości tego pierwiastka Fe_t – interpretowany często jako wskaźnik stopnia zwieterzenia materiału macierzystego gleb (Bednarek i Pokojska, 1996). Rosnące wartości tego wskaźnika w przypadku młodszych generacji mogą świadczyć o wzroście tempa procesów glebotwórczych i stopnia zwieterzenia materiału skalnego w pełni holocenu w stosunku do schyłku *vistulianu*.

Wyróżnione generacje gleb rozdzielają serie piasków, budujących formy wydymowe i pokrywy eoliczne, usypane w kilku rozdzielnych okresach. Analogicznie do powszechnie uznanych prawidłowości stwierdzonych w innych obszarach wydymowych (Kozarski i inni, 1969; Nowaczyk, 1986, 2002; Schirmer, 1999), w Kotlinie Toruńskiej można wyróżnić klimatyczny okres wydmotwórczy przypadający na późny glacjał i początek holocenu, z fazami: *przedalleröd*zką, młodszy *dryas* i okresu *preborealnego* oraz okres antropogenicznego



Ryc. 2. Generacje gleb kopalnych i chronologia procesów eolicznych w Kotlinie Toruńskiej
 Datowania: 1 – radiowęglowe, 2 – palinologiczne, 3 – archeologiczne, 4 – wiek szacunkowy,
 5 – grunty poligonalne, 6 – gleby bielcowe, 7 – gleby glejbielcowe, 8 – gleby murszaste i torfowe, 9 – gleby rdzawe, 10 – gleby z brunatnym poziomem wzbogacania („Finow boden” Schlaak 1993), 11 – piaski wydmowe, 12 – piaski terasowe, 13 – poziom wody gruntowej;
 generacje gleb: All – allerödзка, PB – preborealna, PB-SB – eo-mezoholocenska,
 SB-SA – neoholocenska; serie eoliczne: OD – przedallerödзка, YD – młodszodryasowa,
 PB – preborealna, NH – neoholocenska

Generations of buried soils and chronology of aeolian processes in the Toruń Basin
 Datings: 1 – radiocarbon, 2 – palynological, 3 – archaeological, 4 – age estimated,
 5 – polygonal soils, 6 – Podzols, 7 – Gleyic Podzols, 8 – Mucky and Peat soils, 9 – Rusty soils,
 10 – soils with brown B horizon („Finow soils” Schlaak 1993), 11 – aeolian sand, 12 – terrace sand, 13 – ground water level; soil generations: All – Alleröd, PB – Preboreal, PB-SB – Eo-mezoholocenic, SB-SA – Neoholocenic; aeolian series: OD – pre-Alleröd, YD – Younger Dryas, PB – Preboreal, NH – Neoholocenic

Tabela 1. Wartości wskaźnika Fe_d/Fe_t dla gleb poszczególnych generacji, na wybranych stanowiskach

Generacja (okres pedogenezy)	Gleby bielicowe	Gleby glejbielicowe	Gleby rdzawe	Gleby murszaste
Neoholocenska (SA)	Ch <i>Ees</i> : 0,30 <i>Bhfe</i> : 0,49	K, OI <i>Ees</i> : 0,54–0,60 <i>Bhfe</i> : 0,65–0,70	LB <i>Bv</i> : 0,28	–
Neoholocenska (SB-SA)	R <i>Ees</i> : 0,54 <i>Bfe</i> : 0,54	LB <i>Ees</i> : 0,32 <i>Bhox</i> : 0,39 <i>BoxAb</i> : 0,46	LB, W* <i>Bv</i> : 0,28–0,51	LB* <i>AM</i> : 0,59
Eo-mezoholocenska (PB-SB)	–	LB <i>BoxAb</i> : 0,46 <i>Ees</i> : 0,38 <i>Bhfe</i> : 0,17	R <i>Bv</i> : 0,51	LB* <i>AM</i> : 0,31
Preborealna (PB)	Ob (<i>Ees</i>): 0,29 (<i>Bfe</i>): 0,27	Ob (<i>EesA</i>): 0,19 (<i>Bfe</i>) <i>Cgg</i> : 0,28	–	–
Allerödзка (All)	K <i>Ees</i> : 0,20–0,37 <i>Bfe</i> : 0,20–0,23	–	–	K <i>AM</i> : 0,07

* za: Bednarek (1998); **Ch** – symbole stanowisk badawczych (por. ryc. 1); *Ees* – symbole poziomów genetycznych.

przekształcania rzeźby eolicznej w neholocenie (okresy subborealny i subatlantycki; ryc. 2).

Uwagi o uwarunkowaniach procesów eolicznych i pedogenezy w poszczególnych okresach

Przedallerödзка część późnego glacjału

Najstarszym śladem procesów pedogenicznych zachodzących na powierzchni terenu Kotliny Toruńskiej i jednocześnie świadectwem warunków peryglacialnych są relikty kriogenicznych gleb (gruntów) poligonalnych. Są one zachowane w postaci struktur kontrakcji termicznej (klinów mrozowych; Churski, 1971; Weckwerth, 2000) oraz tzw. warstwy krioiluwialnej, obecnej często w spągu solum gleb współczesnych i interpretowanej jako ślad granicy zmarzliny i warstwy czynnej (Kowalkowski, 1988; fot. 1). W Kotlinie Toruńskiej najwcześniejszy możliwy początek tworzenia gleb kriogenicznych jest wyznaczony przez

momenty opuszczenia poszczególnych teras przez formujące je wody. Według najnowszych poglądów terasy na badanym terenie (X–III), oprócz holocenińskiej równiny zalewowej, zostały odsłonięte w najstarszym dryasie, böllingu i starszym dryasie (Niewiarowski i Noryśkiewicz, 1983; Tomczak, 1987), przy czym na młodszych z nich (IV i III) nie stwierdzono występowania reliktywów struktur mrozowych. Fakt ten sugeruje przedallerödski wiek gleb poligonalnych.

Opisane struktury klinów mrozowych są z reguły wypełnione pierwotnie lub wtórnie piaskiem eolicznym, co świadczy o synchroniczności zjawisk zmarzlinowych oraz najstarszych procesów eolicznych. Przedallerödską fazę wydymotwórczą dokumentuje również występowanie wydym po zawietrznej, wschodniej stronie obniżen wytopiskowych, które już w allerödzie, w związku z wytapianiem brył martwego lodu, funkcjonowały jako mokradła lub jeziora. Od tego okresu obniżenia te nie mogły być obszarami alimentacyjnymi dla form eolicznych, które musiały uformować się wcześniej. Obecność w pełni ukształtowanych wydym po zawietrznej stronie Jeziora Jezuickiego stwierdza B. Nowaczyk (1986). Analogiczna sytuacja ma miejsce także w sąsiedztwie torfowiska na stanowisku Chrośna (Jankowski, 2003).

Dotychczasowe obserwacje wskazują na rozdzielność przestrzenną przedallerödskich wydym oraz zmarzlinowych gleb poligonalnych. Wielkie zespoły wydym są rozlokowane głównie na suchych powierzchniach terasowych, zbudowanych z osadów przepuszczalnych o znacznej, kilku-, a nawet kilkunastometrowej miąższości. Takie powierzchnie prawdopodobnie przesychały w krótkim czasie po usypaniu, umożliwiając rozwój deflacji. Struktury kontrakcji termicznej są znajdowane w miejscach predysponowanych do większej wilgotności – w osadach terasowych o niedużej miąższości, zalegających na utworach słabo przepuszczalnych (glinach lub ilach) oraz w sąsiedztwie krawędzi terenowych (teras i poziomów glacialnych). Dotychczas nie znaleziono reliktywów klinów mrozowych pod wyraźnymi formami wydymowymi.

Jak dotąd na terenie Kotliny Toruńskiej nie stwierdzono obecności gleb ani osadów organicznych z okresów starszych ociepleń późnego glaciału (epe i bölling), znanych z innych regionów Polski (Manikowska, 1970, 1982, 1985; Krajewski i Balwierz, 1984; Baraniecka i Konecka-Betley, 1987; Szupryczyński, 1987; Kozarski i Nowaczyk, 1999). Fakt ten nie pozwala na rozstrzygnięcie jedno- lub wieloetapowości przedallerödskich procesów wydymotwórczych. Wielce prawdopodobne jest jednak, że warunki panujące w młodej, formującej się dopiero pradolinie były na tyle niekorzystne, że hamowały sukcesję roślinną i rozwój gleb w stopniu znacznie silniejszym niż na przykład w Polsce Środkowej. Zebrane do tej pory fakty skłaniają do przypuszczenia, że przedallerödзка faza wydymotwórcza przebiegała jednoetapowo, rozpoczynała się stopniowo, w miarę odsłaniania i osuszania kolejnych teras i trwała przez okres najstarszego dryasu, böllingu i starszego dryasu.

Alleröd

Ekspansja lasów w warunkach ocieplenia allerödu spowodowała zahamowanie procesów wydmotwórczych i rozwój pokrywy glebowej. Wiek gleb allerödskich został potwierdzony datowaniami radiowęglowymi: $11\ 100 \pm 270$ BP (Gd-14 024) i $11\ 100 \pm 230$ BP (Gd-10 883) na stanowisku Katarzynka, obecnością krzemienych zabytków schyłkowopaleolitycznej kultury świderskiej, datowanej na młodszy dryas, na stanowisku Rudak oraz danymi palinologicznymi na stanowisku Chrośna.

Należy zaznaczyć, że z innych regionów wydmowych Polski znane są na ogół pojedyncze warianty typologiczne gleb z tego okresu, podczas gdy badania prowadzone w Kotlinie Toruńskiej udokumentowały obecność kilku różnych typów gleb. Na stanowisku Katarzynka tworzą one rzadko spotykaną, kopalną toposekwencję – paleokatenę (Jankowski, 2000, ryc. 2). Najwyższe, płaskie i wierzchowinowe położenia zajmują autogeniczne, słabo wykształcone gleby biellicowe (fot. 2), w dolnych partiach kopalnych stoków przechodzące w semihydrogeniczne gleby glejbielicowe. W najniższej części paleokateny wytworzyły się gleby będące odpowiednikami współczesnych gleb murszastych.

Często spotykaną cechą gleb allerödskich jest obecność szarego poziomu próchnicznego z „paluszkowatymi” wypustkami (fot. 3; Maarleveld, 1960; Manikowska, 1969). Wielu autorów przypisuje glebom o zbliżonej morfologii rolę stratotypową dla tego okresu (m.in. Prusinkiewicz, 1968; Churska, 1969). Należy tu jednak zaznaczyć, że podobne cechy są znane autorowi także z gleb znacznie młodszych, powstałych po okresie średniowiecza, co poddaje w wątpliwość rolę przewodnią owych „paluszkowatych” struktur.

Za przedłużenie kateny allerödskiej można uznać płytkie gleby torfowe, spotykane często w spągu osadów jeziornych i określane jako torfy „dolne” lub „bazalne” (Gross, 1937; Więckowski, 1966; Błaszkiwicz, 2005). Powszechnie uważa się, że powstawały one na bryłach martwego lodu, w początkowych okresach ich wytapiania. W dalszych fazach tego procesu, torfy allerödskie zostały zatopione i przykryte osadami jeziornymi. W okresie tworzenia były one jednak integralnym fragmentem pokrywy glebowej, stanowiącym siedlisko higrofilnej roślinności. W Kotlinie Toruńskiej występowanie kopalnych gleb torfowych wieku allerödskiego w takiej właśnie sytuacji stwierdzono na stanowisku Chrośna (Jankowski, 2002).

Dotychczas nie stwierdzono występowania gleb allerödskich w stropie wyróżniających się stratygraficznie serii wydmowych. Powstały one na powierzchniach teras. Materiał, z którego są wytworzone ich górne poziomy genetyczne (A, Ees, Bfe), wykazuje jednak często do głębokości 15–25 cm wyraźne wzbogacenie we frakcję pyłu, co może być kolejnym śladem procesów eolicznych rozwijających się przed allerödem.

Młodszy dryas

Pogrzebanie gleb allerödzkich około 11 100 lat BP potwierdza aktywność procesów wydmotwórczych zachodzących w młodszym dryasie. Serie usypanych wówczas piasków budują zarówno formy wydmore jak i pokrywy eoliczne, a ich miąższość jest zróżnicowana od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Świadczy to o lokalnym zróżnicowaniu efektywności procesów eolicznych w ciągu młodszego dryasu. Analiza struktur sedymentacyjnych wykonana na stanowisku Katarzynka (Jankowski i Weckwerth, 2000) udokumentowała też proces nasuwania się młodszodryasowej wydmy na usypaną we wcześniejszej fazie tego okresu pokrywę eoliczną. Kolejnym dowodem ówczesnej morfogenetycznej działalności wiatru w Kotlinie Toruńskiej jest obecność piaszczystych przewarstwień w osadach jeziornych, zalegających na allerödzkich torfach (Tobolski, 1972; Jankowski, 2002).

Okres preborealny

Na początku okresu preborealnego, w związku z holoceniąską ekspansją roślinności, w stropie młodszodryasowych osadów wydmowych zaczęła się tworzyć kolejna generacja gleb. Po krótkotrwałym okresie stabilności powierzchni terenu, około 9550 lat BP ich rozwój został w niektórych miejscach zahamowany przez ponowne uruchomienie procesów eolicznych. W północnej części Torunia pod rozległą pokrywą eoliczną o miąższości dochodzącej do 3 m występują kopalne gleby torfowe opisane wcześniej przez W. Okołowicza (1952) oraz A. Tomczak (1963). Preborealny wiek tych gleb został oznaczony na stanowisku Lasek Bielański metodą palinologiczną przez B. Noryskiewicz (Jankowski, 2003). W wydmach na stanowiskach Dybowo i Obrowo, rozpoznano zagadkowe gleby, wydatowane metodą radiowęglową odpowiednio na 9550±220 BP (Gd-15 274) i 9510±330 BP (Gd-15 290). Charakteryzuje je obecność brunatnego poziomu wzbogacania B (10YR 5/6) o niewielkiej miąższości (10–20 cm), ale jednocześnie znaczne nagromadzenie żelaza (fot. 4). Tego typu gleby nie były dotychczas opisywane na terenie Polski, jednak odpowiadają znanym ze wschodnich Niemiec glebom określanym jako *Finow boden*, datowanym na okres od schyłku allerödu przez młodszy dryas, do początku okresu preborealnego (Schlaak, 1993). Geneza tych gleb jest aktualnie obiektem dalszych, szczegółowych badań.

Piaski eoliczne przykrywające gleby generacji preborealnej budują zarówno kilkudziesięciocentymetrowe pokrywy jak i wydmy osiągające wysokość 10 m. Aktywność eoliczna w okresie preborealnym została stwierdzona także w wielu innych miejscach Polski (Kozarski i inni, 1969; Manikowska, 1982, 1985; Konecka-Betley, 1982; Kowalkowski, 1977; Kowalkowski i inni, 1999; Nowaczyk, 1986) i jest na ogół wiązana z przedłużonym wygasaniem fazy wydmotwórczej młodszego dryasu. W Kotlinie Toruńskiej powtarzalność występowania, a także znaczna wydajność morfogenetyczna procesów eolicznych zainicjowanych około

9500 lat BP, sugeruje wydzielenie odrębnej klimatogenicznej fazy wydmotwórczej przypadającej na drugą część okresu preborealnego. Uruchomienie działalności eolicznej w tym okresie można wiązać z obserwowanym w wielu punktach Europy ochłodzeniem (Starkel, 1977), określonym przez K.E. Behre (1967) jako „najmłodszy dryas”. Co prawda ochłodzenie to zaznaczyło się głównie na granicach ówczesnej strefy leśnej (Starkel, 1977; Latałowa, 1982), jednak ogromne, ubogie edaficznie obszary wydmowe, do jakich zalicza się Kotliną Toruńska, mogły być predysponowane do rozrzedzenia wczesnopreborealnej roślinności i miejscowego uruchomienia procesów eolicznych, nawet przy nieznacznym lub krótkotrwałym pogorszeniu warunków klimatycznych. Znamienne jest, że około 9500 lat BP w piaszczystych regionach północnej Polski notuje się jeszcze miejsca występowania późnoglacialnych światłożądnych roślin takich jak *Dryas octopetala* L., czy *Hippophaë rhamnoides* L. (Ralska-Jasiewiczowa, 2004). W obszarach wydmowych Polski, w okresie preborealnym charakterystyczne są także wahania udziału pionierskiej brzozy oraz sosny (Tobolski, 1972).

Eo- i mezoholocen

Usypanie preborealnych serii wydmowych wyznacza koniec klimatogenicznego okresu wydmotwórczego w Kotlinie Toruńskiej i początek długiego okresu spokojnego rozwoju gleb pod zwartą pokrywą roślinności, trwającego kilka tysięcy lat, przez pozostałą część eoholocenu oraz mezoholocen. Od okresu preborealnego do subborealnego na powierzchniach piaszczystych teras rozwijały się gleby rdzawe (Sinkiewicz, 1993), a w miejscach wilgotniejszych gleby murszaste (Bednarek, 2000). Na wydmach rozwinęły się zorsztynizowane bielice, u podnóży przechodzące w gleby glejobielicowe (Jankowski, 2003; fot. 5).

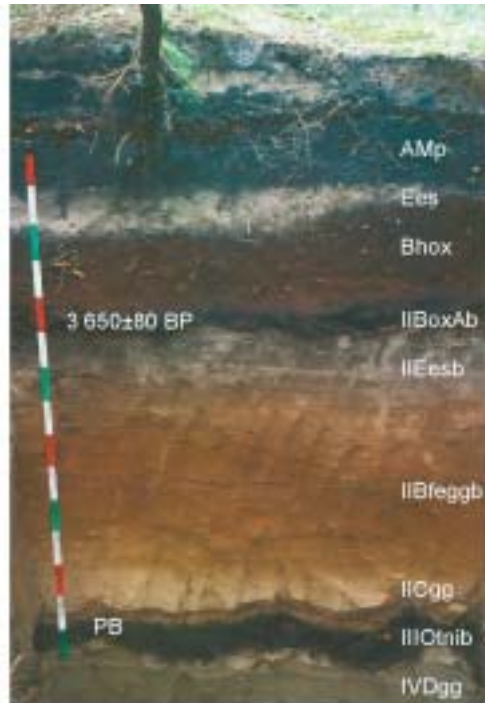
Z tego czasu zanotowano jedynie pojedynczy ślad słabej działalności eolicznej, zapisany zasypaniem gleby murszastej przez cienką pokrywą eoliczną 7890±90 lat BP. Zarówno pod względem morfologicznym jak i chemicznym gleby zaliczone do generacji eo-mezoholocońskiej wykazują bardzo wysoki stopień rozwoju (por. tab. 1).

Neoholocen

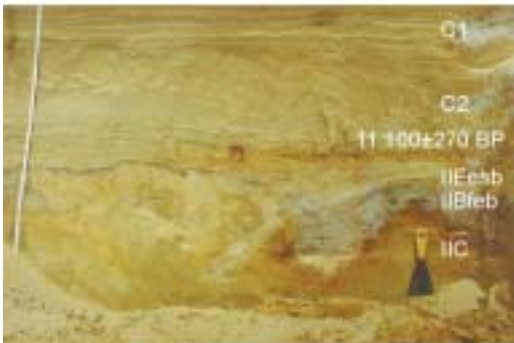
Na przełomie okresu atlantyckiego i subborealnego rozpoczęła się ponowna aktywizacja procesów eolicznych. Początek rozwiewania eo-mezoholocońskich gleb na stanowisku Chorągiewka wskazuje data radiowęglowa 4790±100 BP. Podobnie jak w innych obszarach wydmowych Polski (Nowaczyk, 1986, 2002), przyczyną uruchomienia neoholocońskich procesów eolicznych w Kotlinie Toruńskiej było niszczenie roślinności, w wyniku nasilającej się działalności człowieka. Uzyskana data oraz dane archeologiczne pozwalają wiązać początek tego zjawiska z osadnictwem pierwszych kultur rolniczych neolitu (kultura pucharów lejkowatych KPL; Kukawka, 1997).



Fot. 1.



Fot. 5.



Fot. 2.



Fot. 3.



Fot. 4.



Fot. 6.

Neoholocenska działalność wiatru na ogół wyrażała się lokalnym, całkowitym lub częściowym rozwianiem starszych gleb oraz przemodelowywaniem starszych form eolicznych i sypaniem piaszczystych pokryw o niewielkiej miąższości. Notuje się także pojedyncze przypadki powstawania nowych wydm, o wysokości względnej dochodzącej do kilku metrów (Sinkiewicz, 1993) – podobnie jak to zostało udokumentowane na Wyżynie Śląskiej (Szczypek i Wach, 1991, 1993). W niektórych miejscach procesy eoliczne były uruchamiane kilkukrotnie w ciągu ostatnich 5 tysięcy lat, o czym świadczy obecność pionowych chronosekwencji kilku serii wydmowych oraz wytworzonych z nich gleb (fot. 5).

Pomimo lokalnego zaburzania stabilności środowiska, w neoholocenie w zasadzie panowały jednak warunki sprzyjające progresywnej ewolucji gleb. Wśród gleb powstałych z piasków przewiewanych w tym okresie spotyka się zarówno gleby inicjalne (regosole) i słabo wykształcone (arenosole), jak i gleby w pełni dojrzałe. Stopień rozwoju gleb kopalnych wykształconych w stropach poszczególnych serii osadów jest, oprócz datowań radiowęglowych i archeologicznych, wskaźnikiem długości przerw pomiędzy epizodami eolicznymi.

Generalnie przyjmuje się, że neoholocenske, antropogeniczne procesy wydmotwórcze nie wykazują prawidłowości chronologicznych i w związku z tym nie wydziela się wyraźnych faz działalności eolicznej w tym okresie (Nowaczyk, 1986). Na obszarze Kotliny Toruńskiej zaznacza się jednak grupowanie dat



Fot. 1. Struktura kontrakcji termicznej z wtórnym wypełnieniem eolicznym i warstwa krioiuwalna w spągu solum gleby rdzawej (Wypaleniska)

Frost-crack structure with secondary aeolian fill and crioiuval layer in the bottom of a Rusty soil solum (Wypaleniska)

Fot. 2. Częściowo rozwiana allerödka gleba bielnicowa (Katarzynka)

Partly deflated Alleröd Podzol (Katarzynka)

Fot. 3. Allerödka gleba murszasta z paluszkowatymi wypustkami poziomu próchnicznego

(„Usselo soil”; Katarzynka)

Alleröd Mucky soil with finger-like structures of the humic horizon

(“Usselo soil”; Katarzynka)

Fot. 4. Preborealna gleba z brunatnym poziomem wzbogacania („Finow boden”; Dybowo)

Preboreal soil with brown B horizon (“Finow boden”; Dybowo)

Fot. 5. Neoholocenska gleba glejbielicowa murszasta, na kopalnej eo-mezoholocenskiej glebie glejbielicowej właściwej, na kopalnej preborealnej glebie torfowej (Lasek Bielański)
Neoholocenec Humi-Gleyic Podzol, on buried Eo-mezoholocenec Gleyic Podzol, on buried, Preboreal Peat soil (Lasek Bielański)

Fot. 6. Pośredniowieczna seria eoliczna ze smugami próchnicznymi (Katarzynka)

Postmedieval aeolian series with humic layers (Katarzynka)

radiowęglowych, wskazujących momenty rozpoczęcia sypania serii eolicznych w epizody powtarzalne przestrzennie i synchroniczne z okresami działalności poszczególnych kultur archeologicznych (tab. 2). Na podstawie radiowęglowych i archeologicznych datowań gleb kopalnych ustalono, że szczególne nasilenie procesów eolicznych przypadało na okresy: 4800–4500 lat BP (neolityczna kultura pucharów lejkowatych), 3800–3400 lat BP (wczesnobrązowa kultura iwieńska), 3000–2900 lat BP i 2100–1800 lat BP (kultura łużycka) oraz 1300–1000 lat BP (wczesne średniowiecze).

Oprócz wyraźnej korelacji z fazami osadniczymi, przynajmniej niektóre z neholoceńskich okresów wzmożonej działalności eolicznej przypadają także na drugorzędne, suchsze wahnięcia klimatu opisane w literaturze (Starkel, 1977; Ralska-Jasiewiczowa, 1999; tab. 2). Osady usypane w takich suchych okresach przypominają pod względem strukturalnym serie klimatogeniczne, a zalegające pod nimi starsze gleby w wielu miejscach uległy częściowemu lub całkowitemu rozwianiu. Procesy eoliczne zachodzące w okresach wilgotniejszych miały mniejszy zakres przestrzenny i wydajność morfogenetyczną. Uruchamianie piasków miało charakter wymuszony przez powtarzające się niszczenie szaty roślinnej, czego zapisem jest obecność licznych przewarstwień i smug próchnicznych (fot. 6).

Tabela 2. Chronologia neholoceńskich epizodów eolicznych na tle faz osadniczych

Skrajne daty ^{14}C a BP	Epoki archeologiczne	Kultury osadnicze	Okresy klimatyczne
1 050±50–1 300±60	żelaza	wczesne średniowiecze	SA
1 880±70–2 170±50		kultura łużycka	
2 900±60–2 970±130	brązu	kultura iwieńska	SB2
3 390±300–3 840±100			
4 480±40–4 790±100	kamienia (neolit)	kultura pucharów lejkowatych	SB1

W Kotlinie Toruńskiej daje się zauważyć także wyraźną zależność rozmieszczenia stanowisk archeologicznych od warunków geomorfologicznych i glebowych. Większość śladów osadnictwa była stwierdzana na pojedynczych pagórkach wydmowych, stanowiących miejsca suche, dogodne do zamieszkania, ale położonych w otoczeniu semihydrogenicznych gleb murszastych, najżyźniejszych spośród piaszczystych gleb Kotliny Toruńskiej. Paradoksalnie, warunki do prymitywnej uprawy tych gleb mogły być lepsze w suchszych okresach klimatycznych, gdyż w fazach wilgotniejszych prawdopodobnie były one trudnymi do zagospodarowania mokradłami. W ten sposób okresy suchsze sprzyjały ekspansji terytorialnej człowieka kultur wczesnorolniczych, co z kolei poszerzało zasięg

obszarów narażonych na działalność procesów eolicznych. Prawidłowość ta jest szczególnie wyrazista w odniesieniu do neolitu oraz epoki brązu, kiedy prymitywna technologia prawdopodobnie nie pozwalała na zajmowanie pod uprawę trudniej dostępnych terenów.

Podsumowanie

Badania paleopedologiczne przeprowadzone w Kotlinie Toruńskiej udokumentowały występowanie reliktyw kriogenicznych gleb poligonalnych powstałych w przedallerödskiej części późnego glacjału oraz gleb kopalnych należących do czterech młodszych generacji: allerödskiej (pogrzebanej około 11 100 BP), preborealnej (zasypanej około 9550 BP), eo-mezoholocenijskiej (rozwijającej się od okresu preborealnego do subborealnego) i neoholocenijskiej (powstałej w okresach subborealnym i subatlantyckim). Gleby należące do poszczególnych generacji reprezentują różne jednostki typologiczne, tworzące na kopalnych powierzchniach terenu wyraźne układy stokowe – paleokatyny. Obecność takich kopalnych toposekwencji świadczy o lokalnym zróżnicowaniu siedlisk, roślinności i całego krajobrazu w każdym z okresów późnego glacjału i holocenu, a także poddaje w wątpliwość przypisywanie roli chronostratygraficznej pojedynczym typom gleb i ich cechom morfologicznym.

Rozpoznane generacje gleb rozdzielają serie piasków eolicznych, usypane w ciągu dwóch rozdzielnych czasowo okresów: klimatycznego okresu wydmotwórczego z fazami przedallerödską, młodszodryasową i preborealną oraz okresu antropogenicznego przekształcania rzeźby eolicznej, przypadającego na neoholocen. Taka chronologia jest w ogólnych zarysach zgodna z prawidłowościami stwierdzonymi w innych obszarach wydmowych Polski i Europy, jednak zaznaczyły się także pewne, dość istotne różnice:

- dotychczas w Kotlinie Toruńskiej nie stwierdzono obecności gleb kopalnych ani osadów organicznych z okresów ociepleń starszych od allerödu, co sugeruje jednoetapowość procesów eolicznych i kriogenicznych w przedallerödskiej części późnego glacjału;
- procesy eoliczne zachodzące w drugiej części okresu preborealnego wyodrębniają się w oddzielną fazę wydmotwórczą o charakterze klimatogenicznym i znacznej wydajności morfogenetycznej. Faza ta może być korelowana z ochłodzeniem określonym przez K.E. Behre (1967) jako najmłodszy dryas;
- epizody nasilania neoholocenijskich procesów przekształcania rzeźby eolicznej wykazują wyraźną synchroniczność z okresami nakładania się działalności szczególnie ekspansywnych kultur osadniczych (neolitu: KPL 4800–4500 BP, wczesnego brązu: KI 3800–3400 BP, kultury łużyckiej: około 3000–2900 BP i 2100–1900 BP oraz we wczesnym średniowieczu: około 1300–1000 BP), a także drugorzędnych faz wahań wilgotności klimatu.

Uzyskane wyniki nie pozwalają na definitywne ustalenie, która z klimacycznie uwarunkowanych faz wydmotwórczych miała w Kotlinie Toruńskiej największą wydajność morfogenetyczną. W każdym z wyróżnionych okresów działalność eoliczna była zróżnicowana lokalnie. Powstawały zarówno różnej wielkości wydmy, jak i płaskie pokrywy, a ich zasięg przestrzenny jest często niemożliwy do określenia na podstawie datowania pojedynczych stanowisk. Należy też zaznaczyć, że przynajmniej w niektórych okresach formy eoliczne i gleby mogły rozwijać się synchronicznie, o czym decydowało lokalne zróżnicowanie warunków środowiska lub nasilająca się antropopresja.

Piśmiennictwo

- Baraniecka M. D., Konecka-Betley K., 1987, *Fluvial sediments of the Vistulian and holocene in the Warsaw Basin*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, p. I, Geographical Studies, Special Issue, 4, IGI PZ PAN, s. 151–170.
- Bednarek R., 1998, *Gleby zwydmionych teras Kotliny Toruńskiej*, [w:] U. Pokojska (red.), *Przewodnik do części terenowej warsztatów naukowych: „Geneza i systematyka gleb obszaru młodoglacjalnego z uwzględnieniem zagadnień paleopedologicznych”*, Toruń, 1-4 września 1998, Wydawnictwo UMK, Toruń, s. D-7–D-14.
- , 2000, *Gleby kopalne jako źródło informacji o zmianach środowiska przyrodniczego*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, 31, s. 47–63.
- Bednarek R., Pokojska U., 1996, *Diagnostyczne znaczenie niektórych wskaźników chemicznych w badaniach paleopedologicznych*, [w:] B. Manikowska (red.), *Konferencja Metody badań paleopedologicznych i wykorzystanie gleb kopalnych w paleopedologii*, Łódź, 26–28 czerwca 1996 r., Uniwersytet Łódzki, Łódź, s. 25–29.
- Behre K. E., 1967, *The Late Glacial and Early Postglacial history of vegetation and climate in Northwestern Germany*, Review of Paleobotany and Palynology, 4, s. 149–161.
- Błaszkwicz M., 2005, *Późnoglacialna i wczesnoholoceńska ewolucja obniżeń jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza)*, Prace Geograficzne, IGI PZ PAN, 201.
- Churska Z., 1969, *Fazy rozwoju wydmy w Czernikowie-Witowężu*, [w:] R. Galon (red.), *Procesy i formy wydymowe w Polsce*, Prace Geograficzne, IG PAN, 75, s. 181–203.
- Churski Z., 1971, *Pseudomorfozy szczelin lodowych w okolicy Solca Kujawskiego*, Zeszyty Naukowe UMK, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, 26, Geografia, 8, s. 52–63.
- Dylikowa A., 1958, *Próba wyróżnienia faz rozwoju wydym w okolicach Łodzi*, Acta Geographica Lodziensia, 8, s. 233–268.
- Galon R., 1958, *Z problematyki wydym śródlądowych w Polsce*, [w:] R. Galon (red.), *Wydmy śródlądowe Polski cz. 1*, PWN, Warszawa, s. 13–31.
- Gross H., 1937, *Nachweis der Allerödschwankung im süd- und ostbaltischen Gebiet*, Beihefte zum Botanischen Centralblatt, 57, Abt. B, s. 167–218.
- Grzybowski J., 1982, *Gleby kopalne wydym w dolinie Narwi a fazy wydmotwórcze w świetle badań archeologicznych i datowań ¹⁴C*, Roczniki Gleboznawcze, 33, 3/4, s. 175–185.
- Jankowski M., 2000, *Chronologiczna i przestrzenna zmienność gleb na stanowisku archeologicznym Katarzynka (nr 242) w północnej części Kotliny Toruńskiej*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, 30, s. 97–114.

- , 2002, *Buried soils in dunes of the Toruń Basin*, [w:] B. Manikowska, K. Konecka-Betley, R. Bednarek (red.), *Paleopedology problems in Poland*, Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Łódź, s. 233–252.
- , 2003, *Historia rozwoju pokrywy glebowej obszarów wydmowych Kotliny Toruńskiej*, Biblioteka Instytutu Geografii UMK w Toruniu, maszynopis.
- Jankowski M., Weckwerth P., 2000, *Nowe dane dotyczące budowy i wieku wydm w Kotlinie Toruńskiej*, [w:] P. Molewski, W. Wysota (red.), „*Dawne i współczesne systemy morfogenetyczne środkowej części Polski Północnej*”. V Zjazd Geomorfologów Polskich, Toruń 11–14 września 2000 r., Wydawnictwo UMK, Toruń, s. 209–217.
- Jaśkowski B., 2002, *Genezis i svojstva počv kontinentalnych diun kak indikatorov dynamiki diunoobrazovatel'nogo procesa na tieritorii Centralnoj Polšy*, Gosudarstvennyj Universitet im. M.B. Lomonosova, Fakultiet Počvoviedienija, avtoriefierat, Moskva.
- Konecka-Betley K., 1982, *Gleby kopalne i reliktowe wydm okolic Warszawy*, Roczniki Gleboznawcze, 33, 3/4, s. 81–112.
- Kowalkowski A., 1977, *Dynamika rozwoju późnoplejstoczeńskich i holoczeńskich gleb z piasków wydmowych w Pomorsku*, Roczniki Gleboznawcze, 28, 3/4, s. 19–35.
- , 1988, *Wiek i geneza gleb*, [w:] L. Starkel (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław, s. 45–85.
- Kowalkowski A., Nowaczyk B., Okuniewska-Nowaczyk I., 1999, *Chronosequence of biogenic deposits and fossil soils in the dune near Jasień, Western Poland*, [w:] W. Schirmer (red.), *Dunes and Fossil Soils*, GeoArcheoRhein, 3, s. 107–125.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1999, *Paleogeografia Polski w vistulianie*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski, środowisko przyrodnicze*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, s. 79–103.
- Kozarski S., Nowaczyk B., Rotnicki K., Tobolski K., 1969, *The eolian phenomena in west-central Poland with special reference to the chronology of phases of eolian activity*, Geographia Polonica, 17, s. 231–248.
- Krajewski K., Balwierz Z., 1984, *Stanowisko böllingu w osadach wydmowych schyłku Vistulianu w Roślu Nowym k/Dąbia*, Acta Geographica Lodziensia, 50, s. 93–112.
- Kukawka S., 1997, *Na rubieży środkowoeuropejskiego świata wczesnorolniczego*, Rozprawy, UMK, Toruń.
- Lankauf K.R., Szymańska J.B., Chruścińska A., Oczkowski H.L., Przegiętka K.R., 1996, *Badania sedymentologiczne i wstępne datowanie metodą termoluminescencji osadów eolicznych z Kępy Kujawskiej*, Geochronometria, 14, s. 131–145.
- Latałowa M., 1982, *Major aspects of the vegetational history in the eastern Baltic coastal zone of Poland*, Acta Paleobotanica, 22, 1, s. 47–63.
- Maarleveld G.C., 1960, *Wind directions and cover sands in the Netherlands*, Biuletyn Peryglacjalny, 8, s. 49–58.
- Manikowska B., 1966, *Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi*, Acta Geographica Lodziensia, 22.
- , 1969, *Gleba interstadiu alleröd na tle układu stratygraficznego fazy zstępującej Würmu w okolicach Łodzi*, [w:] R. Galon (red.), *Procesy i formy wydmowe w Polsce*, Prace Geograficzne, IG PAN, 75, s. 289–317.
- , 1970, *Późnoplejstoczeńskie gleby kopalne w wydnie koło Annapola nad Wisłą*, Acta Geographica Lodziensia, 24, s. 327–336.
- , 1982, *Gleby kopalne w wydmach Polski środkowej*, Roczniki Gleboznawcze, 33, 3/4, s. 119–133.
- , 1985, *O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski środkowej*, Acta Geographica Lodziensia, 52.

- Mehra O.P., Jackson L.M., 1960, *Iron oxide removal from soils and clays by dithionitecitrate system buffered with sodium bicarbonate*, Clays and Clay Minerals, 7, s. 317–327.
- Mrózek W., 1958, *Wydmny Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej*, [w:] R. Galon (red.), *Wydmny śródlądowe Polski* cz. 2, PWN, Warszawa, s. 7–59.
- Niewiarowski W., Noryśkiewicz B., 1983, *Some problems concerning the development of the Vistula and Drwęca floors in the Toruń Region*, Petermann's Geographische Mitteilungen, 282, s. 144–154.
- Niewiarowski W., Tomczak A., 1973, *Morfologia i rozwój rzeźby obszaru miasta Torunia i jego okolic*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, 10, s. 41–91.
- Niewiarowski W., Weckwerth P., *Geneza i rozwój rzeźby terenu*, [w:] L. Andrzejewski, P. Weckwerth, Sz. Burak (red.), *Toruń i jego okolice, monografia przyrodnicza*, Wydawnictwo UMK, Toruń, s. 65–98.
- Nowaczyk B., 1986, *Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym Vistulianie i holocenie*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- , 2002, *Litologiczny i morfologiczny zapis działalności wiatru w Polsce w ostatnich 30 tysiącach lat*, Czasopismo Geograficzne, 73, 4, s. 275–311.
- Oczkowski H.L., Przegiętka K.R., Lankauf K.R., Szymańda J.B., 2000, *Dating of a dune in Kępa Kujawska*, Geochronometria, 18, s. 63–68.
- Okołowicz W., 1952, *Plejstocen okolicy Torunia*, Biuletyn PIG, 66, 2.
- Prusinkiewicz Z., 1968, *Materiały do poznania historii rozwoju gleb Polski zachodniej i środkowej w holocenie*, Folia Quaternaria, 29, s. 71–77.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1999, *Ewolucja szaty roślinnej*, [w:] L. Starkel (red.) *Geografia Polski, środowisko przyrodnicze*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, s. 105–127.
- (red.), 2004, *Late Glacial and Holocene History of Vegetation in Poland Based on Isopollen Maps*, W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science, Kraków.
- Rotnicki K., 1970, *Główne problemy wydm śródlądowych w Polsce w świetle badań wydm w Węglewicach*, Poznańskie TPN, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, 5, 2.
- Schirmer W., 1999, *Dune phases and soils in the European sand belt*, GeoArcheoRhein, 3, s. 11–42.
- Schlaak N., 1993, *Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal*, Berliner Geographische Arbeiten, 76.
- Sinkiewicz M., 1993, *Retrospekcja warunków środowiska geograficznego na niektórych stanowiskach archeologicznych w środkowej części Polski Północnej*, [w:] J. Chudziakowa (red.), *Badania archeologiczne ośrodka toruńskiego w latach 1989–1992*, Instytut Archeologii i Etnografii UMK, Muzeum Okręgowe w Toruniu, Toruń, s. 101–109.
- Starkel L., 1977, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa.
- Szuprzyckiński J., 1987, *Reliefentwicklung des Wda-Sanders*, Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe, 36, 2-3, s. 15–19.
- Szczypek T., 1986, *Procesy wydmotwórcze w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej na tle obszarów przyległych*, Prace Naukowe UŚ w Katowicach, 823.
- Szczypek T., Wach J., 1991, *Rozwój współczesnej wydmy w warunkach silnej antropopresji*, Prace Naukowe UŚ w Katowicach, 1164.
- , 1993, *Antropogeniczna wydma krawędziowa w Bukownie na Wyżynie Śląskiej w latach 1989–1993*, Prace Naukowe UŚ w Katowicach, 1401.
- Szczypek T., Widera Z., 1981, *Próba porównania właściwości gleb kopalnych z cechami współczesnych gleb wytworzonych na wydmach w północnej części Wyżyny Śląskiej*, Prace Naukowe UŚ w Katowicach, 410, s. 93–101.

- Tobolski K., 1972, *Materiały do późnoglacialnej historii roślinności Polski Północno-Zachodniej*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 25, s. 147–156.
- Tomczak A., 1963, *Uwagi o genezie i wieku torfu na górnej terasie Doliny Wisły w Toruniu*, Zeszyty Naukowe UMK w Toruniu, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, Geografia, 2, s. 17–22.
- , 1987, *Evolution of the Vistula Valley in the Toruń Basin in the late glacial and holocen*, [w:] *Evolution of the Vistula river Valley during the last 15 000 years, p. II*, Geographical Studies, Special Issue, 4, IGiPZ PAN, s. 207–232.
- Weckwerth P., 2000, *Geneza wyższych poziomów terenowych w południowo-wschodniej części Kotliny Toruńskiej na zachód od Aleksandrowa Kujawskiego*, [w:] P. Molewski, W. Wysota (red.), *„Dawne i współczesne systemy morfogenetyczne środkowej części Polski Północnej”*. V Zjazd Geomorfologów Polskich, Toruń 11–14 września 2000 r., Wydawnictwo UMK, Toruń, s. 232–240.
- Więckowski K., 1966, *Osady denne Jeziora Mikołajskiego*, Prace Geograficzne, IG PAN, 57.
- Wojtanowicz J., 1996, *Wiek inicjalnej fazy wydm śródlądowych późnoglacialnych i problem wydm plenivistuliańskich w Polsce południowowschodniej w świetle datowań TL*, [w:] T. Szczypek, J.M. Waga (red.), *Współczesne oraz kopalne zjawiska i formy eoliczne. Wybrane zagadnienia*, Wydawnictwo UŚ, Sosnowiec, s. 157–169.

[Wpłynęło: marzec; poprawiono: czerwiec 2007 r.]

MICHAŁ JANKOWSKI

CHRONOLOGY OF DUNE-FORMING PROCESSES IN THE TORUŃ BASIN IN THE LIGHT OF PALEOPEDOLOGICAL RESEARCHES

Paleopedological studies on soil cover evolution during Late Glacial and Holocene carried out in the Toruń Basin gave an information about chronology and conditions of aeolian processes in that inland-dune area. Relict of periglacial polygonal soils and four buried soils generations of different developmental stage (Alleröd, Preboreal, Eomezoholocene and Neoholocene) dividing series of aeolian deposits were recognised. Particular generations consist of various soil types, building paleocatenas, improving environmental diversity during each soil-forming period.

Similarly to other inland-dune areas of Poland, the climatic dune-forming period in Late Glacial as well as the period of aeolian relief anthropogenic alterations in Neoholocene were distinguished. However, there are some important differences: the period between forming of fluvioglacial terraces and first forest succession seems to be one, undivided Pre-Alleröd dune-forming and cryogenic soils-forming phase; strong aeolian activity in the second part of Preboreal period point out the separate, climatogenic aeolian phase at the beginning of Holocene; aeolian activity episodes during Neoholocene show strict correlation with individual settlement cultures in Neolith, Early Bronze, Early Iron Age and Early Middle Ages.

Ocena stanu środowiska geograficznego szlaków turystycznych – wykorzystanie GIS do integracji i analizy danych terenowych i kartograficznych

GIS assessment of the state of the geographical environment along tourist trails for the integration and analysis of terrain and cartographical data

MAREK EWERTOWSKI, ALEKSANDRA TOMCZYK

Instytut Paleogeografii i Geoekologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza,
61-680 Poznań, ul. Dziegielowa 27; e-mail: evert@amu.edu.pl, alto@amu.edu.pl

Zarys treści. W artykule przedstawiono koncepcję badania stanu środowiska geograficznego szlaków turystycznych, opartą na wykorzystaniu Globalnego Systemu Pozycjonowania (GPS) do szczegółowego kartowania terenowego i zastosowaniu Systemów Informacji Geograficznej (GIS) do integracji i analizy danych pochodzących z dostępnych materiałów i prac terenowych. W ramach przedstawionej koncepcji GIS dla szlaków turystycznych zdefiniowano i scharakteryzowano następujące podsystemy: (1) gromadzenia, (2) magazynowania, (3) przetwarzania i analizowania oraz (4) wyprowadzania danych. Metodę zastosowano do analizy środowiska geograficznego szlaku turystycznego poprowadzonego z Hali Ornak przez Iwaniacką Przełęcz do Doliny Chochołowskiej (Tatry Zachodnie). Przedstawiono wybrane wyniki badań dotyczące stanu geokoosystemu szlaku oraz czynników przyczyniających się do jego degradacji.

Słowa kluczowe: środowisko geograficzne szlaku turystycznego, Systemy Informacji Geograficznej (GIS), ocena stanu geokoosystemu, Tatry Zachodnie.

Wprowadzenie

Wędrowniki szlakami turystycznymi są jedną z podstawowych form zwiedzania obszarów chronionych (Styperek, 2001). W Tatrzańskim Parku Narodowym około 91% całego ruchu turystycznego, kształtującego się w ostatnich latach na poziomie 2–2,5 mln osób rocznie, przypada na turystykę pieszą (Baranowska-Janota i inni, 2000; Czochoński, 2002). Obok funkcji turystycznej, szlaki pełnią istotną rolę ekologiczną – ograniczają penetrację do wybranych tras i zapobiegają rozpraszaniu odwiedzających. W ten sposób izolowane są obszary, które ze względów ochronnych należy wyłączyć spod bezpośredniego wpływu człowieka (Styperek, 2002).

Użytkowanie tras turystycznych wpływa jednak niekorzystnie na przyrodę. Środowisko geograficzne szlaku turystycznego (geoekosystem szlaku turystycznego) – rozumiane jako wyznaczona ścieżka i obszary do niej przyległe, które obejmują elementy przyrody ożywionej i nieożywionej w zasięgu bezpośredniego oddziaływania człowieka, infrastrukturę turystyczną oraz relacje pomiędzy tymi komponentami – wykazuje znacznie większą degradację niż tereny sąsiadujące. Zniszczenie jest wynikiem nakładania się zarówno obecnych, jak i przeszłych form antropopresji, przede wszystkim działalności turystycznej, gospodarki leśnej oraz pasterstwa. Wpływ tych elementów potęgują naturalne procesy rzeźbotwórcze.

Problematyka badania stanu środowiska geograficznego szlaków turystycznych znana jest z literatury (tab. 1). W Polsce większość opracowań pochodzi z górskich obszarów chronionych. Na szlakach turystycznych i w ich otoczeniu badano wpływ ruchu turystycznego na jeden z elementów geoekosystemu: rzeźbę terenu, glebę, szatę roślinną, faunę, infrastrukturę turystyczną lub kompleks tych komponentów.

Badania prowadzono w różnych skalach przestrzennych. Część objęła wszystkie szlaki turystyczne w obrębie jednostki administracyjnej (np. parku narodowego) lub jednostki fizycznogeograficznej (np. doliny górskiej), inne przeprowadzono na wytypowanych powierzchniach testowych (te ostatnie odnoszą się głównie do badań z zakresu gleboznawstwa i dotyczących biosfery).

Autorzy wymienieni w tabeli 1 w rozmaity sposób realizowali założenia metodyczne, co zadecydowało o stopniu szczegółowości badań. Zastosowane metody kartowania wymogły przyjęcie pewnych uproszczeń, ograniczających analizę i dokładność wyników. M. Krusiec (1996), E. Gorczyca (2000) oraz E. Gorczyca i K. Krzemień (2002) wydzielili odcinki jednorodne pod względem morfologicznym, a następnie zebrali dla każdego z nich informacje w terenie. P. Kroh (2002) uwzględnił jedynie miejsca silnie zdegradowane, a przy dłuższych zniszczonych odcinkach również punkty charakterystyczne (np. różniące się nachyleniem, przy zmianie rodzaju podłoża). Z kolei R. Prędko (1995, 1999) już podczas prac terenowych zaznaczał, na podkładzie w skali 1:10 000, odcinki odpowiadające jednej z pięciu kategorii zniszczenia w zależności od stopnia rozdeptania terenu.

Systemy Informacji Geograficznej (GIS) były używane w badaniach tras turystycznych między innymi w Parku Narodowym Grampian w Australii (Arrowsmith i Inbakaran, 2002). Autorzy przeprowadzili kompleksowe badania terenowe w ponad 200 punktach w obrębie 12 szlaków turystycznych, a uzyskane wyniki oraz dane z materiałów kartograficznych wykorzystali do utworzenia modelu odporności środowiska dla całego badanego obszaru. Innym przykładem są prace G. Dixona i innych (2004) oraz M. Hawesa i innych (2006) dotyczące rozległego obszaru na Tasmanii (1,4 mln ha powierzchni i ponad 1000 km ścieżek). Prowadzony tam monitoring tras turystycznych w szerokim zakresie

Tabela 1. Przegląd krajowej literatury dotyczącej badania stanu środowiska geograficznego szlaków turystycznych

Autor	Obszar badań	Jednostki badawcze			Badany komponent geoko-systemu	Kartowanie terenu lub morfologiczne
		j. administracyjna	j. fizycznogeograficzna	powierzchnia testowa		
Guzikowa, 1982	PPN			+	SzR	
Maciaszek i Zwydak, 1992a	BŻiBŚ			+	G	
Maciaszek i Zwydak, 1992b	BŻiBŚ			+	G	
Skawiński, 1993	TPN		+		IT	
Prędko, 1995	BdPN	+			BK	+
Adamski, 1996	BŻ			+	F	
Bandola-Ciołczyk i Kurzyński, 1996	BŻ			+	SzR	
Czapski i Mizgajska, 1996	TPN			+	G	
Krusiec, 1996	TPN		+		RzT	+
Łajczak, 1996	BŻ		+		RzT	+
Łajczak i inni, 1996	BŻ		+		IT	
Michalik, 1996	BŻ			+	SzR	
Prędko, 1999	BdPN	+			BK	+
Czochański, 2000	TPN	+			RzT	
Gorczyca, 2000	TPN		+		RzT	+
Prędko, 2000	BdPN			+	G	
Szydarowski, 2000	TPN	+			RzT	
Barczak i inni, 2002	OPN	+			BK	+
Degórski, 2002	TPN			+	G	
Gorczyca i Krzemień, 2002	TPN	+			RzT	+
Kroh, 2002	TPN		+		BK	+
Paulo i inni, 2002	TPN		+		IT	
Prędko, 2002	BdPN			+	G	
Rączkowska i Kozłowska, 2002	TPN	+			BK	+
Skawiński i Krzan, 2002	TPN		+		IT	
Bazyli i inni, 2003	WPN	+			BK	+
Kasprzak, 2005	K	+			RzT	
Wałdykowski, 2006	G		+		RzT	+

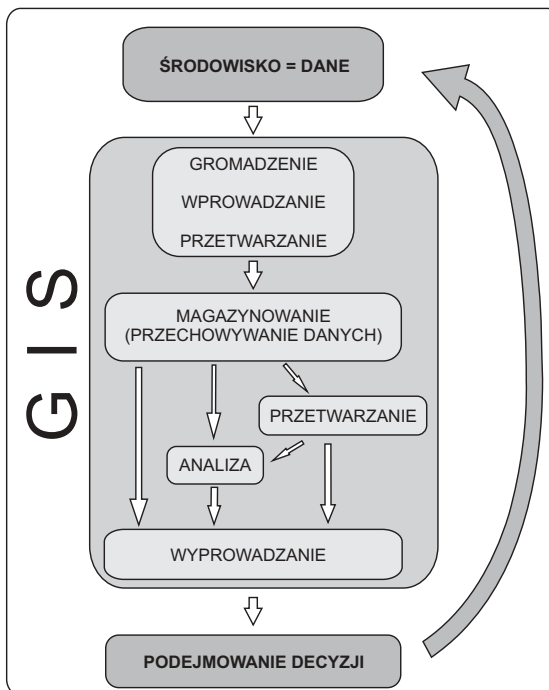
Objaśnienia skrótów: BdPN – Bieszczadzki Park Narodowy, BŻ – Beskid Żywiecki (masyw Pilska), BŻiBŚ – Beskid Żywiecki i Beskid Śląski, G – Gorce (rejon Turbacza), K – Karkonosze, OPN – Ojcowski Park Narodowy, PPN – Pieniński Park Narodowy, TPN – Tatrzański Park Narodowy, WPN – Woliński Park Narodowy; BK – badania kompleksowe, F – fauna, G – gleby, IT – infrastruktura turystyczna, RzT – rzeźba terenu, SzR – szata roślinna.

wykorzystuje Globalny System Pozycjonowania (GPS) oraz interpretację zdjęć lotniczych.

Niniejszy artykuł prezentuje koncepcję badania stanu środowiska geograficznego szlaków turystycznych, która pozwala na jego wnikliwą ocenę stanowiącą podstawę do monitorowania oraz skuteczniejszego prowadzenia działań ochronnych. Metoda oparta jest na wykorzystaniu Globalnego Systemu Pozycjonowania do szczegółowego kartowania terenowego oraz zastosowaniu Systemów Informacji Geograficznej do integracji danych pochodzących z różnych źródeł i ich wszechstronnej analizy.

Koncepcja GIS na potrzeby oceny stanu środowiska geograficznego szlaków turystycznych

Wszelkie działania odnoszące się do środowiska geograficznego polegają, w uproszczeniu, na podejmowaniu decyzji na podstawie analizy danych dotyczących tego środowiska. Ilość informacji jest zazwyczaj bardzo duża i mają one z reguły dwojaki charakter: opisowy i przestrzenny. Różnorodność danych branych pod uwagę utrudnia, a czasem uniemożliwia ich analizę bez wykorzystania technik cyfrowych. Jedną z nich jest GIS, który w ocenie stanu środowiska geo-



Ryc. 1. Schemat GIS dla szlaków turystycznych
Diagram of the GIS for tourist trails

graficznego oraz podejmowaniu na tej podstawie decyzji, wspomaga cztery podstawowe etapy (Skidmore, 2002; Scally, 2006; Maguire i inni, 2006) (ryc. 1):

- 1) gromadzenie danych – obejmuje, obok pozyskiwania informacji, czynności związane z ich wprowadzaniem (przejściem z postaci analogowej do cyfrowej) oraz w razie konieczności przetworzeniem do formatu wymaganego przez konkretny system;
- 2) magazynowanie danych – przechowywanie informacji w celach archiwalnych i umożliwianie ich uaktualniania;
- 3) przetwarzanie i analizowanie danych – oprócz badania surowych informacji przechowywanych w systemie, GIS umożliwia wykonywanie operacji na zmagazynowanych zasobach, których wynikiem są nowe dane wykorzystywane do kolejnych analiz;
- 4) wyprowadzanie danych – pozwala na różnorodny sposób prezentacji informacji o charakterze ilościowym lub przestrzennym, surowych lub przetworzonych oraz wyników przeprowadzonych analiz.

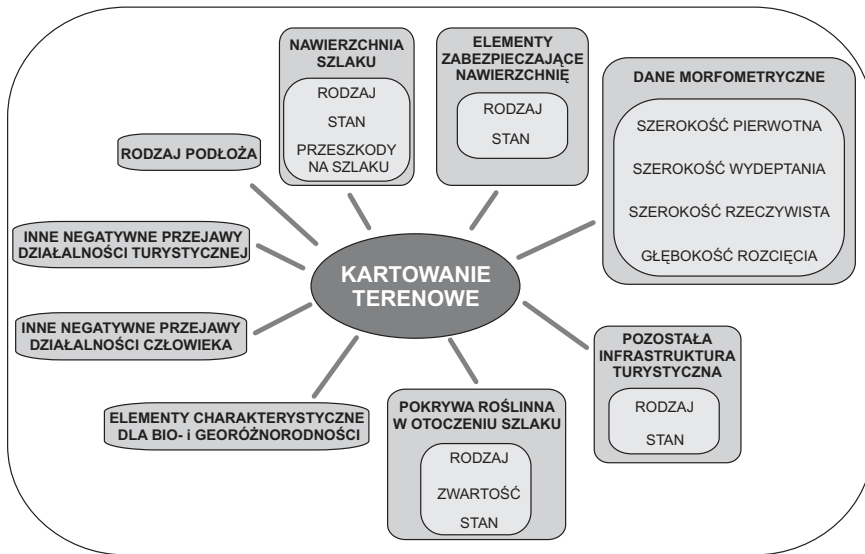
Etap podejmowania decyzji odbywa się zazwyczaj poza Systemem Informacji Geograficznej, wpływa on jednak na kształtowanie środowiska, a zatem na dane wprowadzane do GIS podczas kolejnych badań.

Podsystem gromadzenia danych

W odniesieniu do szczegółowego badania środowiska geograficznego szlaków turystycznych zaproponowano następujące źródła danych.

1. Materiały istniejące – wszelkiego rodzaju informacje opracowane i dostępne pod różną postacią (zarówno cyfrową, jak i analogową) oraz na różnych zasadach (ogólnodostępne i komercyjne). Podzielono je na dwie grupy:
 - a) dane w skalach przeglądowych (mniejszych niż 1:10 000) – służą jako tło do właściwych, szczegółowych badań. Zalicza się do nich istniejące Systemy Informacji Geograficznej, materiały kartograficzne (zwłaszcza mapy tematyczne) oraz średniorozdzielcze obrazy satelitarne (Landsat, Aster);
 - b) dane w skalach szczegółowych (1:10 000 i większych) – wśród nich wyróżnia się: mapy topograficzne 1:10 000, zdjęcia lotnicze, wysokorozdzielcze obrazy satelitarne (Iconos, QuickBird, OrbView) oraz numeryczny model terenu (NMT), pochodzący ze źródeł zewnętrznych lub wytworzony na podstawie mapy topograficznej.
2. Kartowanie terenowe – wysoka dokładność kartowania przy wykorzystaniu odbiornika GPS stanowi o specyficie proponowanej metodyki. Podczas pracy w terenie zbierane są dane dotyczące poszczególnych cech środowiska geograficznego szlaku turystycznego, charakteryzowanych przez następujące zmienne (ryc. 2):
 - a) rodzaj nawierzchni – określa podział szlaku ze względu na naturalną i sztuczną nawierzchnię oraz sposób utwardzenia (np. duża ilość natu-

- ralnie występujących kamieni w podłożu, szuter, chodnik z kamieni) lub jego brak;
- b) stan nawierzchni – określa rodzaj i stopień zniszczenia nawierzchni szlaku;
 - c) dane morfometryczne – mierzone taśmą mierniczą w odstępach dwumetrycznych, a w razie potrzeby częściej:
 - szerokość pierwotna – szerokość ścieżki, która została wyznaczona w trakcie tworzenia szlaku, bez wydeptania;
 - szerokość wydeptania – szerokość całkowicie zniszczonej pokrywy roślinnej w bezpośrednim sąsiedztwie wyznaczonej ścieżki, po obu jej stronach łącznie;
 - szerokość rzeczywista – pierwotna szerokość szlaku łącznie z szerokością wydeptania;
 - głębokość rozcięcia – głębokość położenia ścieżki w stosunku do otaczającego obszaru;
 - d) rodzaj podłoża (litologia) – powierzchniowa budowa geologiczna obszaru, przez który biegnie dany odcinek szlaku;
 - e) pokrywa roślinna – rodzaj zbiorowisk roślinnych występujących w bezpośrednim otoczeniu ścieżki, z uwzględnieniem ich zawartości oraz kondycji;
 - f) przeszkody na szlaku – elementy utrudniające lub uniemożliwiające poruszanie się danym odcinkiem wyznaczonej ścieżki;
 - g) elementy zabezpieczające nawierzchnię szlaku przed zniszczeniem – urządzenia, których zadaniem jest m.in. odprowadzanie wody ze ścieżki, zapobieganie schodzeniu z wyznaczonej trasy; określana jest także sprawność oraz stopień uszkodzenia tych urządzeń;
 - h) pozostała infrastruktura turystyczna – obejmuje rodzaj oraz stan obiektów i urządzeń związanych z obsługą ruchu turystycznego, np. schronisko, punkty postojowe;
 - i) elementy charakterystyczne dla różnorodności biologicznej i georóżnorodności – m.in. pojedyncze osobniki oryginalnych gatunków flory i fauny oraz możliwość ich obserwacji, atrakcyjne formy terenu, punkty widokowe z przykładami wykształcenia różnych typów krajobrazu;
 - j) inne negatywne przejawy działalności turystycznej – miejsca zaśmiecone, pojedyncze „dzikie” ścieżki oraz ich systemy, miejsca załatwiania potrzeb fizjologicznych itp.;
 - k) pozostałe przejawy działalności człowieka (oprócz turystycznej) – dotyczące zwłaszcza gospodarki leśnej i pasterstwa.



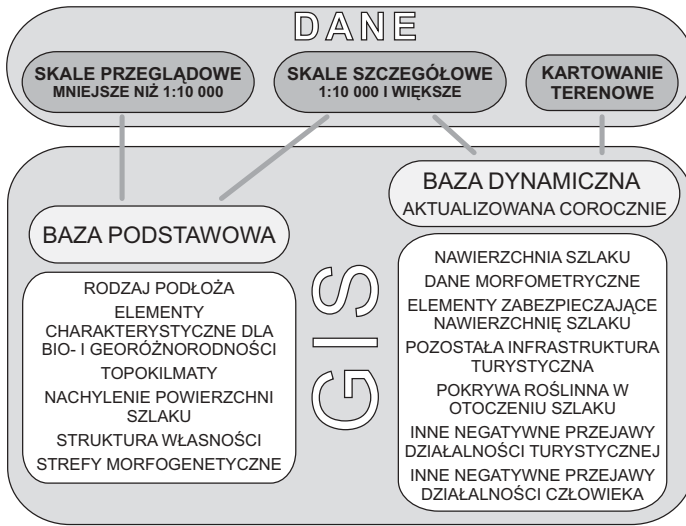
Ryc. 2. Cechy środowiska geograficznego rejestrowane podczas kartowania terenowego
Features of the geographical environment recorded during field mapping

Podsystem magazynowania danych

Informacje zebrane podczas kartowania terenowego są integrowane z materiałami pochodzącymi z innych źródeł i wprowadzane do bazy danych w postaci map rastrowych, wektorowych oraz danych opisowych. Przechowywanie i zarządzanie danymi o tak różnorodnym charakterze wymaga zastosowania specyficznej struktury bazy danych. GIS stworzony na potrzeby oceny środowiska geograficznego szlaków turystycznych zbudowany jest z dwóch rodzajów baz danych (ryc. 3):

- 1) baza podstawowa (stała) – zawiera informacje, które nie są aktualizowane co roku (tylko w okresie kilku–kilkunastoletnim) np. rodzaj podłoża, topoklimaty, struktura własnościowa. Ich podstawowym źródłem są dane w skalach przeglądowych i szczegółowych;
- 2) baza dynamiczna (zmienna) – w jej zakres wchodzi informacje zbierane co roku podczas kartowania terenowego, a także pochodzące z istniejących źródeł w skalach szczegółowych.

Środowisko geograficzne każdego z badanych szlaków traktowane jest jak liniowy obiekt wektorowy. Na potrzeby analizy informacje zebrane w bazie danych podstawowych i dynamicznych zostają przypisane konkretnym szlakom turystycznym w ten sposób, że wydzielane są odcinki o zróżnicowanej długości, ale o charakterze jednorodnym pod względem wartości wszystkich uwzględnianych zmiennych. Poszczególne odcinki odpowiadają jednemu rekordowi w bazie danych.



Ryc. 3. Schemat podsystemu magazynowania danych
Diagram of the data-storage subsystem

Podsystem przetwarzania i analizowania danych

Informacje gromadzone w bazie danych są przetwarzane w celu przedstawienia stanu wybranych komponentów środowiska geograficznego oraz ich przestrzennego rozmieszczenia. Możliwe jest także badanie współzależności pomiędzy wskazanymi zmiennymi, co pomaga w ustaleniu roli poszczególnych elementów w przekształcaniu geokościsystemu. Aktualizowanie bazy danych pozwala na uwzględnianie trendów czasowych zmienności poszczególnych cech.

Przeprowadzane analizy można podzielić ze względu na typ zapytań na:

- dotyczące jednej cechy – np. wydzielenia odcinków o szerokości pierwotnej poniżej 1 m;
- dotyczące wielu cech – np. wskazania odcinków o pierwotnej szerokości mniejszej niż 1 m, szerokości wydeptania nie większej niż 30 cm oraz nawierzchni szutrowej;
- dotyczące współwystępowania i współzależności pomiędzy zmiennymi – np. jak zmienia się szerokość wydeptania wraz ze zmianą nachylenia powierzchni szlaku.

Podsystem wyrowadzania danych

Wyniki analiz oraz surowe dane mogą być prezentowane dwójako:

- 1) poprzez wizualizację przestrzenną – pokazującą rozmieszczenie elementów o cechach wskazanych na podstawie zapytań – np. zaznaczanie rozmieszczenia przestrzennego odcinków o szerokości wydeptania powyżej 30 cm.

- 2) ilościowo – w sposób umożliwiający określenie długości (w jednostkach bezwzględnych i względnych) albo liczby obiektów o wskazanych cechach, np. długość odcinków, które wytypowano do remontu (w metrach lub % ogólnej długości szlaku) lub liczba zniszczonych przepustów.

Studium przypadku: Ocena stanu środowiska geograficznego szlaku z Hali Ornak przez Iwaniacką Przełęcz do Doliny Chochołowskiej (Tatry Zachodnie)

Przedstawioną powyżej koncepcję badania stanu środowiska geograficznego zastosowano do szlaku turystycznego wiodącego z Hali Ornak przez Iwaniacką Przełęcz do Doliny Chochołowskiej. Znajduje się on w Tatrach Zachodnich i łączy górne odcinki dwóch dolin walnych – Kościeliskiej i Chochołowskiej. Jest on także wykorzystywany w podejściu na grzbiet Ornaku. Szlak położony jest na terenie należącym do Wspólnoty Leśnej Uprawnionych Ośmiu Wsi z Siedzibą w Witowie. W ramach Wspólnoty prowadzona jest gospodarka leśna związana z pozyskiwaniem drewna. Zbadanie szlaku zaproponowała Dyrekcja Tatrzańskiego Parku Narodowego.

Opracowano system GIS dla szlaku, wykorzystując:

- mapy tematyczne: geologiczną, glebową, hydrologiczną (udostępnione przez TPN);
- mapę współczesnych procesów geomorfologicznych (Kotarba, 2002);
- ortofotomapę (udostępniona przez TPN);
- mapę poziomicową 1:10 000 (udostępniona przez TPN);
- mapę topograficzną 1:10 000 – 2 arkusze;
- numeryczny model terenu – utworzony na podstawie rysunku poziomic zwektoryzowanych z mapy topograficznej;
- dane pochodzące z własnego kartowania terenowego.

Badania w terenie przeprowadzono w 2004 r. Szczegółowe kartowanie terenowe szlaku i jego najbliższego otoczenia wykonano przed letnim sezonem turystycznym (czerwiec), w pełni sezonu (przełom lipca i sierpnia) oraz po sezonie (koniec września). Prace uzupełniające zrealizowano w sierpniu 2005 r. Podczas kartowania posługiwano się odbiornikiem GPS Garmin 12 w celu ustalenia zmienności przestrzennej poszczególnych badanych cech środowiska geograficznego wzdłuż szlaku. Średni błąd wyznaczanego położenia mieścił się w granicach od 2 do 5 m, natomiast w niektórych przypadkach był większy (do 10 m) i wtedy stosowano uzupełniające pomiary taśmą mierniczą. Cechy morfometryczne szlaku (szerokość pierwotna, wydeptanie oraz głębokość rozcięcia ścieżki) mierzone były w odstępach dwumetrowych lub częściej, za pomocą taśmy mierniczej.

Informacje pochodzące z kartowania terenowego i materiałów kartograficznych oraz numeryczny model terenu zostały zintegrowane w System Informacji

DANE MORFOMETRYCZNE		POKRYWA ROŚLINNA W OTOCZENIU SZLAKU		NAWIERZCHNIA SZLAKU	
SZEROKOŚĆ PIERWOTNA SZLAKU	w centymetrach	RODZAJ	1 - runo leśne bez podszytu 2 - runo leśne z podszytem 3 - trawiaste zbiorowiska polan	RODZAJ	1 - droga brukowana 2 - droga nieutwardzona 3 - droga nieutwardzona z dużą ilością kamieni 4 - ścieżka naturalna nieutwardzona 5 - ścieżka naturalna nieutwardzona z dużą ilością kamieni 6 - ścieżka szutrowa 7 - ścieżka ułożona z kamieni
SZEROKOŚĆ WYDEPTANIA		ZWARTOŚĆ	1 - rozproszone 2 - średnio zwarte 3 - zwarte		STAN
SZEROKOŚĆ RZECZYWISTA SZLAKU		STAN	0 - brak uszkodzeń 1 - uszkodzenia drzewostanu 2 - przewracane drzewa 3 - pojedyncze dzikie ścieżki 4 - systemy dzikich ścieżek 5 - miejsca zaśmiecone 6 - miejsca załatwiania potrzeb fizjologicznych	PRZESZKODY NA SZLAKU	
GŁĘBOKOŚĆ WCIĘCIA	w stopniach	ELEMENTY ZABEZPIECZAJĄCE NAWIERZCHNIĘ		GOSPODARKA LEŚNA	
NACHYLENIE POWIERZCHNI SZLAKU		RODZAJ	1 - przepust drewniany 2 - przepust kamienny 3 - krawężnik drewniany 4 - krawężnik kamienny 5 - ogrodzenie	1 - miejsce składowania drewna 2 - miejsce ścinki drzew 3 - drogi dojazdowe pojazdów mechanicznych	
POZOSTAŁA INFRASTRUKTURA TURYSTYCZNA		STAN	0 - sprawne 1 - uszkodzone 2 - zamulone 3 - za krótkie		
RODZAJ	1 - schronisko 2 - mostek 3 - kładka 4 - miejsce postoju 5 - tabliczka informacyjna 6 - oznakowanie				
STAN	1 - bez uszkodzeń 2 - uszkodzona w niewielkim stopniu 3 - przeznaczona do remontu 4 - zniszczona				

Ryc. 4. Informacje zbierane dla badanego szlaku oraz ich kodowanie
Data gathered for the studied tourist trail and their encoding

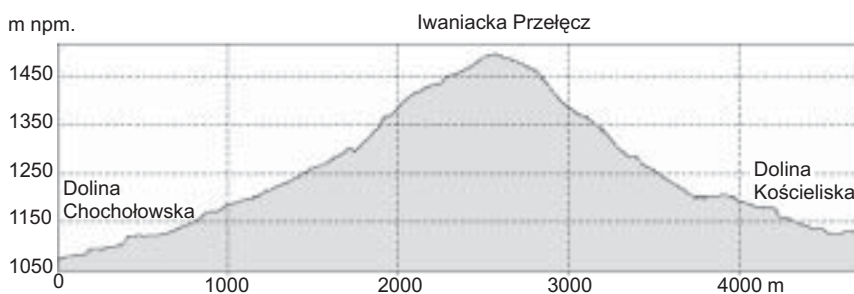
Geograficznej dotyczący elementów środowiska geograficznego szlaku. Tworzenie systemu oraz wszystkie analizy, których część została zaprezentowana poniżej, przeprowadzono przy użyciu oprogramowania TNTMips firmy Micro-images.

Opisywany szlak, o długości 4722 m, został podzielony na 397 jednorodnych odcinków. Każdy wydzielony fragment trasy był jednolity pod względem wartości wszystkich badanych cech. Informacje, które stanowiły kryterium podziału opracowywanego szlaku oraz przykład ich kodowania przedstawiono na rycinie 4.

Wybrane wyniki badań

Stan szlaku i jego najbliższego otoczenia

Badany szlak turystyczny ma charakter łącznikowy. Poprowadzono go w poprzek grzbietu górskiego w miejscu jego najniższego obniżenia, możliwie najkrótszą drogą, z uwzględnieniem najmniejszego spadku terenu. Na 3/4 jego długości nachylenie nie przekracza 14° (ryc. 5, tab. 2). W miejscach, gdzie stok był bardziej stromy, trasa została złagodzona i poprowadzona zakosami. Niemniej i tak te fragmenty odznaczają się większym spadkiem niż pozostałe.



Ryc. 5. Profil podłużny szlaku
Longitudinal profile of the tourist trail

Tabela 2. Nachylenie powierzchni szlaku

Przedziały nachyleń ($^\circ$)	Długość	
	m	%
0–7,0	1943	41,1
7,1–14,0	1607	34,0
14,1–21,0	819	17,3
21,1–28,0	303	6,4
28,1–35,0	30	0,6
>35,0	21	0,4

Szlak turystyczny ma charakter dwudzielny (tab. 3). Miejscem podziału jest Iwaniacka Przełęcz. Odcinek biegnący od Hali Ornak jest krótszy oraz nieco bardziej kręty i stromy.

W obrębie szlaku wyróżniono cztery rodzaje pokryw (tab. 4). Połowa jego długości biegnie po osadach fluwialnych, co związane jest z położeniem szlaku w bezpośrednim sąsiedztwie dna potoku. W wyższych partiach dominuje zwietrzelnina wapieni komórkowych, iłolupków czerwonych i zielonych oraz piaskowców, którą na niewielkich fragmentach zastąpiły gliny, rumosze skalne oraz zwietrzeliny kamieniste. W miejscach, gdzie ścieżka wchodzi na wały moreny bocznej pozostawionej przez lodowiec pyszniański, podłoże tworzy pokrywa morenowa.

Tabela 3. Wybrane cechy morfometryczne szlaku

Cecha	Odcinek	
	Hala Ornak– Iwaniacka Przełęcz	Dolina Chochołowska– Iwaniacka Przełęcz
Ekspozycja	wschodnia	zachodnia
Długość (m)	2142	2580
Deniwelacje terenu (m)	364	419
Średni spadek terenu (%)	16,99	16,24
Stopień krętości szlaku (%)	127	115

Tabela 4. Rodzaje pokryw, po których poprowadzony jest szlak

Pokrywa	Długość	
	m	%
Gliny, rumosze skalne, zwietrzeliny kamieniste	706	15,0
Osady fluwialne	2363	50,0
Pokrywa morenowa	482	10,2
Zwietrzelnina wapieni komórkowych, iłolupków czerwonych i zielonych oraz piaskowców	1171	24,8

Na tle stref roślinnych Tatr, szlak położony jest w piętrze leśnym. Większa jego część znajduje się w reglu górnym, tylko niewielkie fragmenty dolnych odcinków obejmują regiel dolny. Pokrywa roślinna w najbliższym otoczeniu szlaku odznacza się zmiennym charakterem i zróżnicowanym stopniem zwartości (tab. 5), niemniej wzdłuż blisko połowy jego długości występuje zwarte runo i podszyt.

Tabela 5. Rodzaj i zawartość roślinności w najbliższym otoczeniu szlaku

Charakter roślinności	Długość	
	m	%
Mało zwarte runo leśne	228	4,8
Średnio zwarte runo leśne	97	2,1
Średnio zwarte runo leśne z mało zwartym podszyciem	899	19,0
Zwarte runo leśne	430	9,1
Zwarte runo leśne z mało zwartym podszyciem	439	9,3
Zwarte runo leśne i podszycie	2075	43,9
Trawiaste zbiorowiska polan	555	11,8

Tabela 6. Pierwotna i rzeczywista szerokość szlaku

Przedziały szerokości (m)	Długość odcinków szlaku w przedziale szerokości			
	pierwotnej		rzeczywistej	
	m	%	m	%
0,00–0,6	484	10,2	188	4,0
0,61–0,8	2689	56,9	718	15,2
0,81–1,0	598	12,7	153	3,2
1,01–2,0	289	6,1	2150	45,5
2,01–3,0	662	14,0	1165	24,7
3,01–5,0	0	0	184	3,9
5,01–7,8	0	0	166	3,5

Przygotowana trasa jest wąska – jej średnia szerokość pierwotna wynosi 1,07 m (tab. 6). Rozszerzenia związane są z poprowadzeniem szlaku fragmentami funkcjonujących dróg leśnych, a także dróg już nieużytkowanych – górniczych.

Wprowadzono liczne zabezpieczenia ścieżki przed degradacją jej otoczenia. Przeszło połowa długości szlaku została utwardzona (tab. 7). Zainstalowano także innego rodzaju urządzenia infrastruktury technicznej: przepusty, kraężniki, ogrodzenie, ich stan jest jednak niezadowalający (tab. 8). Większość drewnianych elementów jest spróchniała i niestabilna. Na szlaku występują liczne przeszkody, związane najczęściej z zarastaniem ścieżki, a także z działalnością gospodarczą człowieka.

Wzdłuż 2/3 długości szlaku występują zniszczenia pokrywy roślinnej o maksymalnej szerokości dochodzącej do 5,7 m (tab. 9). Średnia szerokość obszaru pozbawionego roślinności wynosi 0,9 m. Powierzchnia pierwotnie przygotowanej nawierzchni szlaku przeznaczonej dla ruchu turystycznego (5100 m²) jest

Tabela 7. Rodzaje nawierzchni szlaku

Nawierzchnia szlaku	Długość	
	m	%
Droga:	555	11,7
– brukowana	16	0,3
– nieutwardzona	255	5,4
– nieutwardzona z dużą ilością kamieni	284	6,0
Ścieżka naturalna:	1760	37,3
– nieutwardzona	770	16,3
– nieutwardzona z dużą ilością kamieni	882	18,7
– poprowadzona dnem suchej dolinki	108	2,3
Ścieżka sztucznie utwardzona:	2407	51,0
– szutrowa	133	2,8
– ułożona z kamieni	2274	48,2

Tabela 8. Stan przepustów

Przepusty	Liczba przepustów	
	drewniane	kamiennie
Ogółem	19	14
w tym:		
– zamulone	9	1
– za krótkie	5	0
– za krótkie i zamulone	4	0
– uszkodzone	1	0

Tabela 9. Szerokość zniszczonej pokrywy roślinnej w otoczeniu szlaku

Przedziały szerokości (m)	Długość	
	m	%
0	1676	35,5
0,1–0,5	515	10,9
0,51–1,0	1109	23,5
1,1–1,5	564	11,9
1,51–2,0	336	7,1
2,1–3,5	251	5,3
3,51–5,7	272	5,8

niewiele większa od powierzchni, na której pokrywa roślinna w otoczeniu ścieżki została zniszczona (4260 m²). Rozcięcie trasy w stosunku do otaczającego terenu zaznacza się na 1/10 jej długości (tab. 10).

Tabela 10. Głębokość rozcięcia ścieżki

Przedziały głębokości (cm)	Długość	
	m	%
< 10	4248	90
10–50	415	9
> 50	60	1

W trakcie jednego sezonu badawczego nie zaobserwowano znaczących zmian stopnia zdegradowania środowiska geograficznego szlaku turystycznego. Duża dynamika zmian zaznaczyła się jedynie na Polanie Iwanówce, w obrębie której odnotowano powiększenie się rynien erozyjnych. Podczas kartowania w sierpniu 2005 r. powyższe mikroformy były już zasypane. Ponadto w środkowym biegu szlaku pojawiło się skupisko poprzewracanych drzew i wykrotów.

Czynniki związane z degradacją szlaku i jego otoczenia

Zniszczenie środowiska geograficznego szlaku jest stosunkowo niewielkie i ma przede wszystkim charakter liniowy, znacznie rzadziej powierzchniowy. Główną tego przyczyną jest poprowadzenie trasy w sposób utrudniający zejście z przygotowanej nawierzchni. Do najważniejszych ograniczeń należą:

- poprowadzenie ścieżki trawersem – z jednej strony utrudnia zejście ze szlaku strome zbocze w górę, z drugiej stok w dół;
- wysoka roślinność w bezpośrednim otoczeniu ścieżki (z drugiej strony wysokie rośliny mogą „wkroczyć” na ścieżkę i utrudniać lub uniemożliwić poruszanie się po niej; są wówczas przyczyną wydeptań);
- poprowadzenie ścieżki wąskim dnem doliny, w bezpośrednim sąsiedztwie potoku – z jednej strony zejście z przygotowanej nawierzchni utrudnia strome zbocze doliny, z drugiej – potok;
- sztuczne zabezpieczenia – ogrodzenie.

Wszystkie powyższe czynniki sprawiają, że szerokość wydeptania roślinności w otoczeniu większości odcinków szlaku nie przekracza 2 metrów (tab. 9). Tam, gdzie brakuje naturalnych i sztucznych ograniczeń można mówić o znacznych ubytkach roślinności, sięgających prawie 6 m szerokości. Sytuacja ta dotyczy Przełęczy Iwaniackiej oraz Polany Iwanówki. Znaczny wpływ na intensyfikację degradacji środowiska geograficznego szlaku ma działalność gospodarcza prowadzona w ramach Wspólnoty Leśnej, a zwłaszcza przewożenie i składowanie drewna oraz rozjeżdżanie podłoża ciężkim sprzętem (koparki, ciągniki).

Wraz ze wzrostem nachylenia ścieżki zwiększa się długość odcinków, wzdłuż których pokrywa roślinna w sąsiedztwie trasy została wydeptana (tab. 11). Strome fragmenty charakteryzuje jednak niewielka szerokość zniszczenia (<2 m), natomiast najszersze ubytki roślinności (>2 m) obserwuje się najczęściej w miejscach o stosunkowo małym nachyleniu (do 14°).

Tabela 11. Zależność między szerokością zniszczenia pokrywy roślinnej a nachyleniem powierzchni szlaku (długość w %)

Szerokość zniszczenia (m)	Nachylenie powierzchni (°)					
	0–7,0	7,1–14,0	14,1–21,0	21,1–28,0	28,1–35,0	>35,0
0	52,9	28,9	14,9	20,5	0,0	0,0
0,1–1,0	13,8	46,7	57,3	38,7	66,7	0,0
1,1–2,0	19,7	12,3	22,8	33,5	33,3	100,0
>2,0	13,6	12,1	5,0	7,2	0,0	0,0

Otoczenie szlaku o zwartym runie i podszyciu jest najmniej zniszczone (tab. 12). Prawie 2/3 jego długości nie zostało wydeptane, a fragmenty w których ubytek roślinności był szerszy niż metr stanowią zaledwie około 7%. Wzdłuż 2/5 długości ścieżki, biegnącej przez trawiaste zbiorowiska polan nie zaobserwowano wydeptania pokrywy roślinnej. Natomiast silne zniszczenie – powyżej 1 m szerokości, które również występowało na tego typu zbiorowiskach (prawie połowa ich długości) pokrywa się z miejscami postoju turystów oraz gospodarczej działalności człowieka (rozjeżdżenie przez ciężkie pojazdy, składowanie drewna). W największym stopniu wydeptane jest otoczenie ścieżek o mało zwartym podszyciu lub jego braku.

Tabela 12. Zależność między szerokością zniszczenia pokrywy roślinnej a typem i zwartością pokrywy roślinnej w otoczeniu szlaku (długość w %)

Szerokość zniszczenia (m)	Trawiaste zbiorowiska polan	Mało i średnio zwarte runo leśne bez podszycia	Średnio zwarte runo leśne i mało zwarte podszycie	Zwarte runo leśne		
				bez podszycia	i mało zwarte podszycie	i zwarte podszycie
0	41,3	17,3	8,6	14,5	4,7	59,3
0,1–1,0	11,9	74,1	30,3	58,1	20,9	33,9
1,1–2,0	24,0	7,2	44,7	15,2	37,7	5,3
>2,0	22,9	1,5	16,4	12,1	36,7	1,4

Najbardziej podatne na uszkodzenia są odcinki szlaku poprowadzone po pokrywie morenowej (tab. 13). Nieco większą odporność wykazuje ścieżka na zwietrzelinie wapieni komórkowych, łożupków czerwonych i zielonych oraz piaskowców. Natomiast osady fluwialne to podłoże, w obrębie którego zniszczenie roślinności przez rozdeptanie jest najmniejsze.

Tabela 13. Zależność między szerokością zniszczenia pokrywy roślinnej a rodzajem podłoża, po którym poprowadzony jest szlak (długość w %)

Szerokość zniszczenia (m)	Osady fluwialne	Gliny, rumosze skalne, zwietrzeliny kamieniste	Zwietrzelina wapieni komórkowych, łożupków czerwonych i zielonych oraz piaskowców	Pokrywa morenowa
0	57,3	21,0	14,2	1,6
0,1–1,0	24,1	41,7	59,8	12,5
1,1–2,0	6,7	34,2	21,0	52,4
>2,0	11,9	3,0	5,0	33,5

Z wydeptywaniem wiąże się także rodzaj nawierzchni i szerokość pierwotna szlaku (tab. 14 i 15). Wraz ze zmniejszaniem się tej ostatniej zwiększa się długość odcinków, w sąsiedztwie których zaznacza się zniszczenie roślinności. Fragmenty te z reguły mają również nawierzchnię ułożoną z kamieni oraz duże nachylenie. Wszystkie te czynniki powodują, że turyści chętnie schodzą ze ścieżki i idą poboczem. Natomiast zniszczenia o znacznych rozmiarach, które można zaobserwować w otoczeniu odcinków o dużej szerokości pierwotnej, związane są z miejscami składowania drewna oraz rozjeżdżaniem terenu przez ciężkie pojazdy mechaniczne, czyli z gospodarką leśną, a nie z działalnością turystyczną.

Tabela 14. Zależność między szerokością zniszczenia pokrywy roślinnej a rodzajem nawierzchni szlaku (długość w %)

Szerokość zniszczenia (m)	Ścieżka				Droga nieutwardzona
	nieutwardzona	szutrowa	ułożona z kamieni	biegnąca dnem suchej dolinki	
0	28,6	4,7	28,6	9,3	88,7
0,1–1,0	32,1	74,0	32,1	0,0	0,0
1,1–2,0	21,4	21,3	21,4	0,0	0,0
>2,0	17,8	0,0	17,8	90,7	11,3

Tabela 15. Zależność między szerokością zniszczenia pokrywy roślinnej a pierwotną szerokością szlaku (długość w %)

Szerokość zniszczenia (m)	Pierwotna szerokość szlaku (m)				
	0,0–0,6	0,61–0,8	0,81–1,0	1,1–2,0	2,1–3,0
0	38,8	26,1	19,2	58,1	76,0
0,1–1,0	56,7	37,4	50,0	15,5	0,0
1,1–2,0	4,5	27,1	12,3	26,4	0,0
>2,0	0,0	9,4	18,5	0,0	24,0

Największe szkody w geosystemie szlaku powodowane są przez gospodarkę leśną prowadzoną przez Wspólnotę Leśną na odcinku od strony Doliny Chochołowskiej. Są to powierzchniowe zniszczenia roślinności spowodowane przez ścinę drzew, składowanie oraz transport drewna.

W celu ograniczenia degradacji środowiska geograficznego szlaku konieczne jest przeprowadzenie zmian jego użytkowania. W pierwszej kolejności należy ograniczyć gospodarkę leśną do niezbędnych zabiegów konserwatorskich. Działalność Wspólnoty Leśnej powinna zostać wyprowadzona poza obręb Parku, co jest oczywiste wobec faktu, iż zasoby geosystemu Tatr są unikatowe w skali kraju (TPN) i świata (Międzynarodowy Rezerwat Biosfery). Lasy nawet na niewielkim obszarze TPN nie powinny być eksploatowane w celach komercyjnych, w przeciwnym razie grozi im obniżenie ich wartości.

Dyskusja z poglądami innych autorów

Duża szczegółowość uzyskanych wyników nie pozwala na ich pełne porównanie z danymi z literatury, jednak uzyskane na ich podstawie uogólnienia można odnieść do poglądów innych autorów.

Rozmiary zniszczeń zaobserwowane na szlaku są nieco mniejsze niż wartości podane w opracowaniach dla innych obszarów Tatr. Na badanym obszarze przeciętna szerokość rzeczywista (ścieżka wraz z wydeptaniem) wynosi 1,98 m, a maksymalna – 7,8 m, podczas gdy M. Krusiec (1996) dla tras turystycznych w Dolinie Chochołowskiej podał odpowiednio 2,3 m i 17 m, a E. Gorczyca (2000) w rejonie Czerwonych Wierchów i Regli Zakopiańskich – 3,2 m i 17 m.

P. Kroh (2002) oraz A. Barczak i inni (2002) w swoich pracach wskazali na znaczne powierzchniowe wydeptanie w miejscach postoju turystów oraz w punktach węzłowych szlaków. Na badanym obszarze, w analogicznych miejscach, nie zaobserwowanego zwiększonego powierzchniowego zniszczenia pokrywy roślinnej. Degradacja turystyczna przejawiała się za to w wydeptaniu systemu dzikich ścieżek, zaśmieceniu oraz obniżeniu kondycji zbiorowisk roślinnych.

W Ojcowskim Parku Narodowym, na podstawie zestawienia stopnia zniszczenia szlaków turystycznych z szacowanym natężeniem ruchu turystycznego i cechami środowiska geograficznego decydującymi o ich odporności, związek między wydeptaniem a wielkością degradacji stwierdzono jedynie w przypadku budowy geologicznej i nachyleń (Barczak i inni, 2002). Natomiast na badanym szlaku oprócz tych elementów, wpływ ma także nawierzchnia i jej stan, szerokość pierwotna, charakter i zawartość pokrywy roślinnej, dostępność miejsc poza ścieżką, technika poprowadzenia trasy oraz gospodarka leśna. Na niektóre z tych elementów zwrócili uwagę w swoich pracach m.in. Z. Mirek i H. Piękoś-Mirek (1979), J. Czochoński (2000) oraz E. Gorczyca (2000). Niektórzy z tych autorów wskazali również na ekspozycję jako czynnik warunkujący wydeptanie. Na badanym szlaku takiego związku nie zaobserwowano.

Podobnie jak w innych obszarach, długość odcinków szlaku, których otoczenie podlega wydeptaniu, rośnie wraz ze wzrostem jego nachylenia. Zauważyli to między innymi M. Krusiec (1996), A. Barczak i inni (2002) oraz E. Gorczyca (2000). Na badanym szlaku zniszczenia pokrywy roślinnej o największej szerokości występują jednak często na słabo nachylonych powierzchniach, co wiązać można z gospodarką leśną.

Wyniki badań potwierdzają wnioski M. Guzikowej (1982) oraz Z. Mirka i H. Piękoś-Mirek (1979) dotyczące wrażliwości określonych zbiorowisk roślinnych na mechaniczne niszczenie, np. przez rozdeptywanie. Podobnie jak w opracowaniach powyższych autorów, stwierdzono, że wysoką odpornością odznaczają się trawiaste zbiorowiska polan, natomiast bardzo niską – rośliny runa leśnego. Według W. Szydarowskiego (2000) wielkość zniszczeń pokrywy roślinnej jest odwrotnie proporcjonalna do wysokości i zawartości zbiorowisk roślinnych. Wyniki naszych badań potwierdzają ten pogląd. Należy jednak zwrócić uwagę, że podatność na niszczenie zależy nie tylko od wysokości i zawartości zbiorowiska, ale także od jego rodzaju, np. trawiaste zbiorowiska polan są niskie, a wykazują znacząco odporność na deptanie.

Nieliczni autorzy zwrócili uwagę na problem zaśmiecania szlaku, przy czym Z. Mirek i H. Piękoś-Mirek (1979) pisali o punktowym występowaniu tego zjawiska, natomiast P. Kroh (2002) uważał je za strefowe. Niniejsze badania potwierdzają pierwszy pogląd.

L. Kaszowski i K. Krzemień (1984 za Krusiec, 1996) oraz E. Gorczyca (2000) za najbardziej stabilne uznali pokrywy morenowe oraz zwietrzeliny utworzone na piaskowcach kwarcytowych. Na badanym szlaku w obrębie pokryw morenowych zaznaczają się jednak jego największe zniszczenia, zaś podłoże zdegradowane w najmniejszym stopniu – to osady fluwialne.

E. Gorczyca i K. Krzemień (2002) stwierdzili, że w piętrze leśnym Tatr przeważają szlaki wielościeżkowe. Nie odnosi się to do badanego szlaku turystycznego, gdyż dominują na nim wydeptania podłoża w bezpośrednim sąsiedztwie

trasy, wzdłuż przygotowanej nawierzchni. Dodatkowo, „dzikie” ścieżki występują na badanym obszarze sporadycznie.

Wyniki badań potwierdzają wcześniejszą opinię, że turystyka nie jest jedynym czynnikiem powodującym degradację środowiska geograficznego szlaków turystycznych. Oprócz niej duży wpływ ma gospodarka leśna oraz naturalne procesy morfogenetyczne. Negatywne oddziaływanie prac leśnych podkreślali Z. Mirek (1985) oraz M. Krusiec (1996). Ten ostatni zwrócił uwagę na niszczącą działalność gospodarki leśnej w obrębie samej ścieżki oraz na uruchamianie przez nią procesów morfotwórczych. Na badanym szlaku istotne jest natomiast również rozjeżdżanie pokrywy roślinnej wzdłuż niego, uszkodzanie nawierzchni ścieżki oraz powierzchniowe zniszczenia roślinności związane ze składowaniem drewna, a także obecność miejsc ścinki jako elementu silnie degradującego. P. Kroh (2002) ocenił gospodarkę leśną jako pozytywną dla geoekosystemu Tatr, jednak tylko w odniesieniu do działań o charakterze ochronnym, prowadzonych przez służby TPN. Innymi motywami kieruje się z kolei Wspólnota Leśna – jej działalność nastawiona jest na osiągnięcie zysku z pozyskanego drewna i przez to ma ona negatywny wpływ na geoekosystem Tatr.

Na potrzebę przeprowadzenia rekultywacji ścieżek turystycznych w obrębie piętra leśnego TPN wskazali E. Gorczyca i K. Krzemień (2002). W pełni potwierdza to przykład niniejszego szlaku, którego fragmenty należy poddać zabiegom ochronnym, mającym na celu zminimalizowanie procesów degradacyjnych.

Podsumowanie

Zaprezentowana koncepcja wykorzystania GIS do analizy stanu środowiska geograficznego szlaków turystycznych daje nowe możliwości jego szczegółowej i wszechstronnej oceny. Zastosowanie proponowanej metodyki badań do oceny wybranego szlaku turystycznego w Tatrach pozwala na wyciągnięcie następujących wniosków.

1. Zastosowanie odbiornika GPS do gromadzenia informacji w trakcie kartowania terenowego zapewnia dostarczenie dużej ilości danych, o jednoznacznie określonej lokalizacji w przestrzeni geograficznej, co umożliwi ich analizę pod względem nie tylko jakościowym, ale i ilościowym. Jego stosowanie powinno stać się standardem w tego typu badaniach środowiskowych.
2. Wykorzystanie GIS znacznie ułatwia i przyspiesza proces integracji, analizy oraz prezentacji danych, co wpływa także na zmniejszenie czasochłonności i kosztów oraz zwiększenie poprawności procesu podejmowania decyzji. Pozwala to w konsekwencji na prowadzenie lepszej polityki w zakresie ochrony środowiska geograficznego.
3. Zaproponowana struktura bazy danych, złożona z odcinków jednorodnych pod względem wartości wszystkich uwzględnionych zmiennych, umożliwia sprawną aktualizację oraz przyspiesza i ułatwia przeprowadzanie analiz,

- zwłaszcza dotyczących współzależności pomiędzy zmiennymi. Jej mankamentem jest natomiast stosunkowo duża czasochłonność na etapie tworzenia. Mimo wszystko jest to rozwiązanie bardziej korzystne niż utworzenie kilku baz danych, oddzielnych dla poszczególnych cech. Pozwala bowiem, poprzez bardziej wszechstronną analizę, na pełniejsze wykorzystanie zebranych informacji.
4. Na przyjętym poziomie szczegółowości badań nie zauważono zmian stopnia zdegradowania badanego szlaku w ciągu jednego sezonu badawczego. W przypadku braku zdarzeń o ekstremalnym nasileniu, dynamika geoko-systemu szlaku turystycznego jest na tyle niska, że wystarczające jest przeprowadzanie badań w jego obrębie raz w roku lub rzadziej.
 5. Przeprowadzone badania wskazują na celowość wykonania kolejnych szczegółowych opracowań dokumentacyjnych szlaków turystycznych na terenie TPN oraz w innych obszarach chronionych. Utworzenie bazy danych środowiskowych o wysokim stopniu dokładności umożliwiłoby sprawne monitorowanie stanu środowiska geograficznego szlaków turystycznych oraz skuteczniejsze prowadzenie działań ochronnych.

Piśmiennictwo

- Adamski P., 1996, *Drobne ssaki partii szczytowej masywu Pilska oraz ocena wpływu ruchu turystycznego na teriofaunę*, [w:] A. Łajczak, S. Michalik, Z. Witkowski (red.), *Wpływ narciarstwa i turystyki pieszej na przyrodę masywu Pilska*, Studia Naturae, Seria A, PAN, 41, s. 197–203.
- Arrowsmith C., Inbakaran R., 2002, *Estimating environmental resiliency for the Grampians National Park, Victoria, Australia: a quantitative approach*, Tourist Management, 23, 3, s. 295–309.
- Bandola-Ciołczyk E., Kurzyński J., 1996, *Stan zdrowotny, żywotność oraz uszkodzenia mechaniczne świerka i kosodrzewiny na obszarze użytkowanym przez narciarzy i turystów na Pilsku*, [w:] A. Łajczak, S. Michalik, Z. Witkowski (red.), *Wpływ narciarstwa i turystyki pieszej na przyrodę masywu Pilska*, Studia Naturae, Seria A, PAN, 41, s. 197–203.
- Barczak A., Jankow W., Kubinek Ł., Struś P., Wołowicz T., 2002, *Podatność na degradację szlaków turystycznych Ojcowskiego Parku Narodowego*, [w:] J. Partyka (red.), *Użytkowanie parków narodowych. Ruch turystyczny–zagospodarowanie–konflikty–zagrożenia*, Wyd. Ojcowski Park Narodowy, Ojców, s. 703–722.
- Baranowska-Janota M., Czochoński J.T., Skawiński P., 2000, *Ocena możliwości i propozycje udostępnienia turystycznego TPN w świetle prac nad realizacją planu ochrony parku*, [w:] J. Czochoński, D. Borowiak (red.), *Z badań geograficznych w Tatrach Polskich*, Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, s. 241–257.
- Bazyły J., Gulińska J., Kolanko K., 2003, *Degradacja środowiska przyrodniczego szlaków turystycznych i ich najbliższego otoczenia w Wolińskim Parku Narodowym*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Woliński Park Narodowy. Środowisko przyrodnicze. Kształtowanie i ochrona*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 115–118.

- Czapski Z., Mizgajska H., 1996, *Biologiczne skażenie szlaków turystycznych Tatrzańskiego Parku Narodowego*, [w:] Z. Krzan (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek*, 3. *Wpływ człowieka*, TPN i PTNoZ Oddział Krakowski, Kraków-Zakopane, s. 46–47.
- Czochański J., 2000, *Wpływ użytkowania turystycznego na rozwój procesów i form erozyjno – denudacyjnych w otoczeniu szlaków*, [w:] J. Czochański, D. Borowiak (red.), *Z badań geograficznych w Tatrach Polskich*, Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, s. 331–344.
- , 2002, *Ruch turystyczny w Tatrzańskim Parku Narodowym*, [w:] J. Partyka (red.), *Użytkowanie parków narodowych. Ruch turystyczny – zagospodarowanie – konflikty – zagrożenia*, Wyd. Ojcowski Park Narodowy, Ojców, s. 385–403.
- Degórski M., 2002, *Ocena wpływu antropopresji na wybrane właściwości pokrywy glebowej piętra subalpejskiego i alpejskiego w rejonie Kasprowego Wierchu*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, Instytut Botaniki PAN, Kraków-Zakopane, s. 395–402.
- Dixon G., Hawes M., McPherson G., 2004, *Monitoring and modelling walking track impacts in the Tasmanian Wilderness World Heritage Area, Australia*, *Journal of Environmental Management*, 71, 4, s. 305–320.
- Gorczyca E., 2000, *Wpływ ruchu turystycznego na przekształcenie rzeźby wysokogórskiej na przykładzie Masywu Czerwonych Wierchów i Regli Zakopiańskich (Tatry Zachodnie)*, *Prace Geograficzne, IGiPZ*, 105, Kraków, s. 369–389.
- Gorczyca E., Krzemień K., 2002, *Wpływ ruchu turystycznego na rzeźbę Tatrzańskiego Parku Narodowego*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, Instytut Botaniki PAN, Kraków-Zakopane, s. 389–393.
- Guzikowa M., 1982, *Wpływ pieszego ruchu turystycznego na szatę roślinną Pienińskiego Parku Narodowego (wybrane zagadnienia, ze szczególnym uwzględnieniem skutków wydeptania)*, *Studia Naturae, Seria A*, PAN, 22, s. 227–241.
- Hawes M., Candy S., Dixon G., 2006, *A method for surveying the condition of extensive walking track systems*, *Landscape and Urban Planning*, 78, 3, s. 275–287.
- Kasprzak M., 2005, *Tempo degradacji powierzchni dróg i ścieżek turystycznych w Karkonoszach Wschodnich*, *Opera Corcontica*, 41, s. 17–30.
- Kotarba A., 2002, *Współczesne przemiany przyrody nieożywionej w Tatrzańskim Parku Narodowym*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, Instytut Botaniki PAN, Kraków-Zakopane, s. 13–19.
- Kroh P., 2002, *Kierunki bezpośredniego wpływu człowieka na środowisko przyrodnicze Doliny Miętusiej w Tatrach*, [w:] J. Partyka (red.), *Użytkowanie parków narodowych. Ruch turystyczny – zagospodarowanie – konflikty – zagrożenia*, Wyd. Ojcowski Park Narodowy, Ojców, s. 735–745.
- Krusiec M., 1996, *Wpływ ruchu turystycznego na przekształcenie rzeźby Tatr Zachodnich na przykładzie Doliny Chochołowskiej*, *Czasopismo Geograficzne*, 67, 3-4, s. 303–320.
- Łajczak A., 1996, *Wpływ narciarstwa i turystyki pieszej na erozję gleby w obszarze podszczytowym Piłska*, [w:] A. Łajczak, S. Michalik, Z. Witkowski (red.), *Wpływ narciarstwa i turystyki pieszej na przyrodę masywu Piłska*, *Studia Naturae, Seria A*, PAN, 41, s. 131–159.
- Łajczak A., Krzan Z., Michalik S., Skawiński P., Witkowski Z., 1996, *Projekt rekultywacji obszaru podszczytowego Piłska oraz reorganizacji ruchu narciarskiego i pieszego*

- w tym rejonie, [w:] A. Łajczak, S. Michalik, Z. Witkowski (red.), *Wpływ narciarstwa i turystyki pieszej na przyrodę masywu Piłska*, Studia Naturae, Seria A, PAN, 41, s. 227–237.
- Maciaszek W., Zwydak M., 1992a, *Degradacja górskich gleb leśnych w pobliżu szlaków turystycznych*, Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej im. H. Kołłątaja w Krakowie, Leśnictwo, 22, Kraków, s. 3–16.
- , 1992b, *Turystyczna degradacja gleb w punktach widokowych na wybranych szczytach beskidzkich*, Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej im. H. Kołłątaja w Krakowie, Leśnictwo, 22, Kraków, s. 17–27.
- Maguire D.J., Batty M., Goodchild M.F., 2006, *GIS, Spatial Analysis and Modelling*, ESRI Press, Redlands.
- Michalik S., 1996, *Oddziaływanie narciarstwa i turystyki pieszej na szatę roślinną szczytowej części masywu Piłska*, [w:] A. Łajczak, S. Michalik, Z. Witkowski (red.), *Wpływ narciarstwa i turystyki pieszej na przyrodę masywu Piłska*, Studia Naturae, Seria A, PAN, 41, s. 161–181.
- Mirek Z., 1985, *Turystyka wobec aktualnych problemów zagrożenia i ochrony Tatr*, Wierchy, 54, s. 5–23.
- Mirek Z., Piękoś-Mirek H., 1979, *Oddziaływanie turystyki na szatę roślinną Tatr*, Wierchy, 48, s. 20–34.
- Prędko R., 1995, *Ocena stopnia zniszczeń środowiska przyrodniczego wzdłuż szlaków turystycznych Bieszczadzkiego Parku Narodowego*, Roczniki Bieszczadzkie, 4, s. 292–294.
- , 1999, *Ocena zniszczeń środowiska przyrodniczego Bieszczadzkiego Parku Narodowego w obrębie pieszych szlaków turystycznych w latach 1995–1999 – porównanie wyników monitoringu*, Roczniki Bieszczadzkie, 8, s. 343–352.
- , 2000, *Przemiany właściwości powietrzno-wodnych gleb w obrębie pieszych szlaków turystycznych Bieszczadzkiego Parku Narodowego*, Roczniki Bieszczadzkie, 9, s. 225–236.
- , 2002, *Wpływ ruchu turystycznego na teksturę oraz właściwości wodne gleb w obrębie szlaków pieszych Bieszczadzkiego Parku Narodowego*, [w:] J. Partyka (red.), *Użytkowanie parków narodowych. Ruch turystyczny – zagospodarowanie–konflikty–zagrożenia*, Wyd. Ojcowski Park Narodowy, Ojców, s. 763–770.
- Paulo A., Mościcki J., Gałaś A., 2002, *Turystyczna erozja Tatr*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, Instytut Botaniki PAN, Kraków-Zakopane, s. 385–388.
- Rączkowska Z., Kozłowska A., 2002, *Odzwierciedlenie wpływów antropogenicznych w wybranych elementach środowiska przyrodniczego otoczenia Kasprowego Wierchu*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, IB PAN, Kraków-Zakopane, s. 403–406.
- Scally R., 2006, *GIS for Environmental Management*, ESRI Press, Redlands.
- Skawiński P., 1993, *Oddziaływanie człowieka na przyrodę kopuły Kasprowego Wierchu oraz Doliny Goryczkowej w Tatrach*, [w:] W. Cichoński (red.), *Ochrona Tatr w obliczu zagrożeń*, Wyd. Muzeum Tatrzańskie, Zakopane, s. 197–226.
- Skawiński P., Krzan Z., 2002, *Restytucja szaty roślinnej kopuły Kasprowego Wierchu w latach 1993–2001*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, Instytut Botaniki PAN, Kraków-Zakopane, s. 407–411.
- Skidmore A., 2002, *Environmental Modelling with GIS and Remote Sensing*, CRC Press, London.

- Styperek J., 2001, *Pieszne szlaki turystyczne w polskich parkach narodowych*, Turyzm, 11, 1, s. 25–37.
- , 2002, *Linearne systemy penetracji rekreacyjnej*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 27–32.
- Szydarowski W., 2000, *Rozwój form erozyjnych w otoczeniu szlaków turystycznych Tatrzańskiego Parku Narodowego*, [w:] J. Czochoński, D. Borowiak (red.), *Z badań geograficznych w Tatrach Polskich*, Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, s. 315–328.
- Wałdykowski P., 2006, *Wpływ dróg górskich na dynamikę procesów morfogenetycznych w rejonie Turbacza*, *Ochrona Beskidów Zachodnich*, 1, s. 67–79.

[Wpłynęło: styczeń; poprawiono: marzec 2007 r.]

MAREK EWERTOWSKI, ALEKSANDRA TOMCZYK

GIS ASSESSMENT OF THE STATE OF THE GEOGRAPHICAL ENVIRONMENT ALONG TOURIST TRAILS FOR THE INTEGRATION AND ANALYSIS OF TER- RAIN AND CARTOGRAPHICAL DATA

This article proposes a concept for quantitative research on the condition of the environment along tourist trails. It is based on the application of the Global Positioning System (GPS) for detailed fieldwork and a Geographic Information System (GIS) for data integration. The data are obtained from various sources and used in an in-depth analysis allowing for the overall evaluation of the environmental condition tourist trails find themselves in. This evaluation in turn provides a basis for monitoring and the pursuit of protective actions in protected areas.

Within the framework of the GIS system for tourist trails, the subsystems defined and discussed are:

- (1) the data-gathering subsystem making use of data sources in the form of:
 - existing materials – including all kinds of accessible information in any form, these being divided into data on the general scale (from 1:10 000 to 1:50 000) and the detailed scale (1:10 000 and larger),
 - field data – from high-precision fieldwork using a GPS receiver to determine specifics of the proposed concept; information on the geographical environment along tourists trails is collected as regards variables like the kind and state of the trail surface, morphometric data (the original width of the tourist trail, the width of destroyed vegetation cover, real width = original width + width of destroyed vegetation cover), the kind of substratum on which the tourist trial is constructed, the vegetation cover in the immediate vicinity of the trail, obstacles on the trail which made it hard to use, devices protecting against damage to the trail surface, other elements of tourist infrastructure, characteristic elements of biodiversity and geodiversity, certain indicators of negative tourist activity and of other negative human activity;
- (2) the data-storage subsystem, for which the proposal involves a basic database (not updated every year), as well as an annually-updated database [the information stored in the GIS database depends on tourist trail specifications, each set of trails being

defined by vector objects connecting to the database, while each trail is divided into sections each relating to one record, varying in length but being homogeneous in terms of the value of all variables; considered].

- (3) the data-processing and analysing subsystem;
- (4) the visualization subsystem.

The above methodology is presented using a case study on the state of the geographical environment along one of the tourist trails in the Western Tatra Mountains. Some research results and factors affecting the trail's degradation are also presented.

Along about 67% of its length, the trail had an original width of less than 80 cm. The average for the original width is about 1.08 m. These figures contrast with the markedly greater real width of the tourist trail (including trampled parts), which reaches a maximum of 7.8 m. Trampling has usually developed where the original width of the trail was narrowest. Only 1/5 of the trail has a real width of less than 80 cm, while the average real width is around 1.98 m.

Around 65% of the length of the trail has experienced different degrees of trampling on one or both sides. The average width of destroyed vegetation cover is of about 0.9 m, the maximum 5.7. The area of trampled plant cover amounts to 4260 m² and is almost equal to that set aside for tourist traffic (5100 m²). The intensity of trampling varies in direct proportion with the increase in the slope, and inversely to the width of the prepared path.

Granica między Wyżyną Miechowską a Płaskowyżem Proszowickim w strukturze środowiska przyrodniczego

The boundary between the Miechowska Upland and Proszowicki Plateau within the structure of the natural landscape

TOMASZ TŁUSZCZ

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński,
30-387 Kraków ul. Gronostajowa 7; e-mail: ttluszcz@geo.uj.edu.pl

Zarys treści. W odniesieniu do dotychczasowych poglądów na regionalizację tej części wyżyn południowej Polski, w których jedną ze spornych kwestii jest ranga i przynależność do jednostek wyższego rzędu Wyżyny Miechowskiej i Płaskowyżu Proszowickiego, wyznaczono przebieg granicy między tymi regionami na podstawie badań elementów i struktury środowiska przyrodniczego. Określono także rangę jednostek budujących tę granicę oraz rangę jednostek przez nią rozdzielanych na podstawie przedstawionych reguł prowadzenia granic fizycznogeograficznych i regionalizacji. Stwierdzono, że wyznaczona granica ma przebieg zbliżony do granicy z wcześniejszych opracowań i rozdziela mezoregiony należące do tego samego makroregionu.

Słowa kluczowe: granica, Wyżyna Miechowska, Płaskowyż Proszowicki, kartowanie fizycznogeograficzne.

Wstęp

Dotychczasowe opracowania obejmujące swoim zasięgiem Wyżynę Miechowską i Płaskowyż Proszowicki dotyczyły ich jedynie jako fragmentów większych całości. W miarę poznawania dostępnej literatury okazało się, że dla wielu badaczy frapujący jest nie tyle sam przebieg granicy pomiędzy regionami, których fragmenty wybrano do badań, ile ranga jednostek, które ta granica ma rozdzielać.

Z tym związana jest także kwestia nazewnictwa jednostek regionalnych i jego uzasadnienia. Wymienione w tytule nazwy jednostek regionalnych zostały podane zgodnie z podziałami J. Kondrackiego (1994, 2000) oraz K. German (2000–2001) (ryc. 1).

Niniejszy tekst zawiera próbę odpowiedzi – na podstawie wyników badań struktury środowiska przyrodniczego fragmentu strefy granicznej między Wyży-

na Miechowską a Płaskowyżem Proszowickim oraz zasad prowadzenia granic fizycznogeograficznych – na dwa pytania:

- 1) jakiej rangi jednostki regionalne ta granica rozdziela?
- 2) jakiego szczebla geokompleksy tworzą tę granicę?

Ponadto ma ona na celu przedstawienie wybranych dotychczasowych poglądów na problematykę podziału regionalnego tej części wyżyn południowej Polski i skonfrontowanie z nimi wyników badań terenowych. Jest to więc porównanie granicy wydzielanej głównie wedle kryterium litologicznego z tą wyróżnioną na podstawie zróżnicowania typów uroczysk i terenów oraz analizy zróżnicowania poszczególnych elementów środowiska przyrodniczego w omawianym obszarze.

Położenie obszaru i dotychczasowy stan badań

Obszar badań terenowych wyznaczono na podstawie analizy mapy topograficznej w skali 1:25 000 (Michna, 1982) oraz mapy w opracowaniu J. Flisa (1956) *Szkic fizycznogeograficzny Niecki Nidziańskiej*, wykorzystanej także w *Geografii regionalnej Polski* J. Kondrackiego (2000). Wybrano 17 km² wzdłuż wstępnie określonego przebiegu granicy na obszarze wsi (od północy zaczynając): Gnatowice, Polekarcice, Biórków Wielki, Biórków Mały, Rawałowice, Wola Luborzycza. Leżą one w dwóch gminach woj. małopolskiego: Koniusza i Kocmyrzów-Luborzycza.

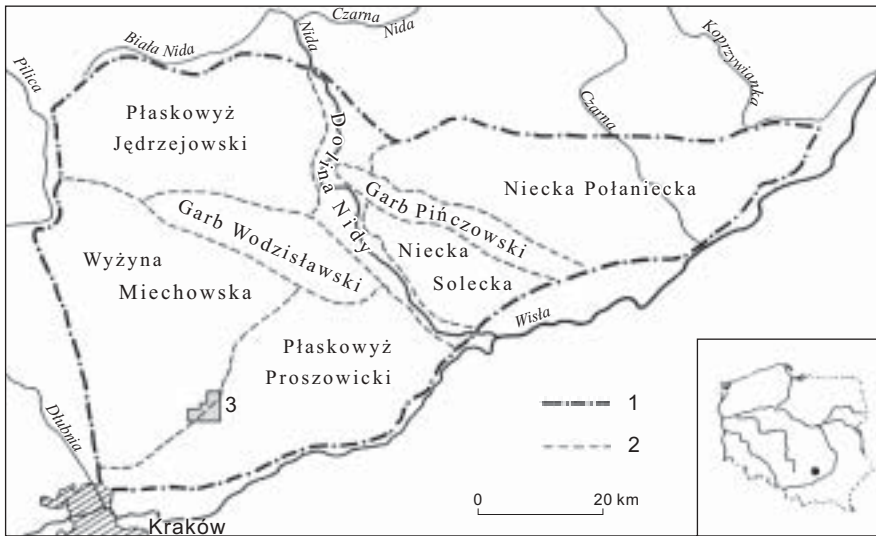
Obszar określany dzisiaj jako Niecka Nidziańska został po raz pierwszy wyodrębniony w 1895 r. przez A. Rehmana pod nazwą „Zagłębie Nidy”. Kolejni badacze, którzy zajmowali się problematyką fizycznogeograficzną tego regionu w latach 1912–1937, to J. Smoleński, S. Lencewicz, S. Pawłowski, S. Srokowski i L. Sawicki. Nie sprecyzowano jednak wówczas granic regionu i nie dokonano szczegółowej regionalizacji (Nowak, 1986).

Nazwę Niecka Nidziańska, do dziś używaną, wprowadził M. Klimaszewski (1947). On też pierwszy wyznaczył częściowo granice tego regionu i wyróżnił mniejsze jednostki regionalne na podstawie cech krajobrazowych. Ten podział, wraz z charakterystyką subregionów, został przyjęty bez większych zmian przez S. Lencewicza w *Geografii fizycznej Polski* (1955). W tych opracowaniach Płaskowyż Proszowicki jest częścią Niecki Nidziańskiej, natomiast Wyżyna Miechowska została uznana za część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej.

Szczegółowe granice regionu wyznaczył J. Flis (1956), który pierwszy dokonał pełnego podziału Niecki Nidziańskiej na subregiony na podstawie zróżnicowania budowy geologicznej i rzeźby. Ten podział fizycznogeograficzny cieszy się dużym uznaniem, czego wyrazem jest powszechne cytowanie go w opracowaniach omawianego obszaru. Bez większych zmian przyjęto go także w *Geografii fizycznej Polski* S. Lencewicza i J. Kondrackiego (1959).

Poglądy różnych badaczy na przebieg granicy pomiędzy Wyżyną Miechowską a Płaskowyżem Proszowickim są zbliżone pod względem jej położenia w przestrzeni, a rozbieżne co do rangi i przynależności jednostek regionalnych przez nią rozdzielanych.

Według J. Flisa (1956) obszar badań leży w regionie Niecki Nidziańskiej na pograniczu subregionów Wyżyny Miechowskiej i Działów Proszowickich.



Ryc. 1. Regiony fizycznogeograficzne Niecki Nidziańskiej zgodne z podziałami J. Kondrackiego (1994, 2000), (Nowak 1986)

1 – granice makroregionów, 2 – granice mezoregionów, 3 – obszar badań

Physico-geographical regions of the Nida Basin in line with the divisions from J. Kondracki (1994, 2000), (Nowak 1986)

1 – macroregion boundaries, 2 – mesoregion boundaries, 3 – study area

W geomorfologicznym podziale M. Klimaszewskiego (1972) obszar badań jest granicą pomiędzy strefą hercyńską (prowincja Wyżyny Śląsko-Małopolskie, podprowincja Wyżyna Śląsko-Krakowska, makroregion Wyżyna Miechowska) a strefą alpejską (prowincja Kotliny Podkarpackie, podprowincja Kotliny Podkarpackie Zachodnie, makroregion Kotlina Sandomierska). Według niego jest to więc granica o bardzo dużym znaczeniu i rozdziela jednostki najwyższego rzędu. Podział ten jest najbardziej kontrowersyjny spośród wszystkich dotychczasowych, o czym świadczy pominięcie przez L. Starkla (1972) Płaskowyżu Proszowickiego przy opisie Kotliny Sandomierskiej, czy opinia J. Kondrackiego (1974, s. 361, 362), który uważa, że nieuzasadnione jest zaliczenie Płaskowyżu Proszowickiego do Kotliny Sandomierskiej, a „podział wyżyn polskich nie został dostatecznie przemyślany”.

A. Dylikowa (1973) przyjmuje granice regionu oraz jego podział zgodny z opracowaniem J. Flisa (1956).

Zgodnie z podziałem Z. Czeppego i K. German (1980), którego podstawą była analiza struktury środowiska geograficznego, obszar badań leży w prowincji Małopolska i obejmuje granicę pomiędzy dwoma makroregionami, Wyżyną Miechowską (nie wyróżniono mezoregionów) i Niecką Nidziańską (mezoregion Płaskowyż Proszowicki).

Według geomorfologicznego podziału S. Gilewskiej (1986) obszar ten znajduje się w obrębie prowincji Wyżyny Polskie, podprowincji Niecka Nidziańska, i na pograniczu makroregionów Wyżyna Środkowomałopolskiej (mezoregion Wyżyna Miechowska) i Niecki Działoszycko-Staszowskiej (mezoregion Wysoczyzna Proszowska).

Według A.W. Nowaka (1986), obszar badań położony jest na pograniczu dwóch subregionów Niecki Nidziańskiej: Wyżyny Miechowskiej i Działów Proszowickich.

Zgodnie z podziałami J. Kondrackiego (1994, 2000) oraz K. German (2000-2001) obszar ten leży w prowincji Wyżyny Małopolskiej, makroregionie Niecki Nidziańskiej, i obejmuje strefę graniczną pomiędzy dwoma mezoregionami, Wyżyną Miechowską i Płaskowyżem Proszowickim (ryc. 1).

W niniejszej pracy przyjęto nazwę Płaskowyż Proszowicki ze względu na jej rozpowszechnienie i zastosowanie także w najnowszych publikacjach (Kondracki, 1994, 2000; German, 2000-2001), choć wydaje się, że bardziej pasuje tu użyta przez J. Flisa nazwa Działy Proszowskie. Powrót do niej (w formie Działy Proszowickie) proponują A.W. Nowak (1986) oraz W. Cabaj i A. W. Nowak (1986). Uzasadnieniem może być dominująca cecha rzeźby tego mezoregionu, dominują tam bowiem garby o krętych liniach grzbietowych i długich stokach, poddzielane stosunkowo długimi i krętymi dolinami nieckowatymi. W połączeniu z mało wyraźnymi spłaszczeniami wierzchowinowymi skutkuje to ogólną falistością rzeźby.

Metoda pracy

Jako podstawową przyjęto metodę kartowania fizycznogeograficznego obszarów górskich i wyżynnych Z. Czeppego i K. German (1978), z wykorzystaniem wskazówek R. Czarneckiego (1990) dotyczących kartowania obszarów lessowych. Kartowanie terenowe uroczysk przeprowadzono na podkładzie topograficznym w skali 1:10 000 (*Mapa topograficzna...*, 1992). Dokonano typologii wydzielonych geokompleksów rangi uroczyska poprzez ich grupowanie w typy według podobieństwa cech komponentów i powiązań między nimi, zgodnie z przyjętą procedurą (Czeppe i German, 1978). Następnie wyróżniono tereny indywidualne, do których zaliczono zespoły powiązanych dynamicznie uroczysk indywidualnych występujących na jednakowym podłożu geologicznym,

związanych z jednym zespołem form rzeźby, położonych w jednym typie mezo-klimatu. Tereny te podzielono na typy terenów na podstawie podobieństwa struktury jakościowo-ilościowej typów uroczysk, tzn. według jednolitości struktury wewnętrznej wyrażonej charakterystycznym składem typów uroczysk, ich układem przestrzennym, a także stosunkami ilościowymi, powierzchniowymi i powiązaniem funkcjonalnymi pomiędzy typami uroczysk (ryc. 2). Ponadto w celu lepszego zobrazowania zmian w strefie granicznej pomiędzy badanymi fragmentami mezoregionów wykonano 4 kateny w poprzek obszaru badań (ryc. 3).

W fazie przygotowawczej niezbędne było przyjęcie zasad prowadzenia granic i regionalizacji, koniecznych do prawidłowej realizacji postawionych celów i uzasadnienia wysnutych wniosków.

Przebieg granicy pomiędzy regionami oraz analiza cech środowiska o znaczeniu regionalnie różnicującym

Zastosowane w pracy podstawy analizy i prowadzenia granic

Niezależnie od kryterium wyznaczania, granice krajobrazowe mogą być określane jako strefy (choć często obrazowane w formie linii) rozgraniczające obszary o specyficznych zestawach cech strukturalnych, funkcjonalnych lub fizjonomicznych krajobrazu, przebiegające w obszarach o najwyższym stopniu kontrastowości, przy czym kontrastowość krajobrazowa jest tu rozumiana jako miara zróżnicowania cech krajobrazu sąsiadujących jednostek przestrzennych (Kistowski, 2000).

Według W. Widackiego (1980), granice fizycznogeograficzne są równie skomplikowane jak geokompleksy, których nierozzerwalną część stanowią. Mają własną strukturę wynikającą z rangi danej granicy, jej genezy, wieku i miejsca w przestrzeni. Na podstawie kryterium stopnia złożoności można je sklasyfikować następująco:

- 1) granice proste: są to linie graniczne elementarne, niebędące geokompleksami i rozdzielające jednostki najniższych szczebli; występują na poziomie facji, uroczyska lub terenu, a nie występują już na szczeblach wyższych. Ich szerokość może wynosić od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów.
- 2) granice złożone – to skomplikowane struktury budowane przez geokompleksy niższych rang, dlatego same mają określoną rangę taksonomiczną, ale zawsze przynajmniej o jeden stopień niższą od rangi rozdzielanych jednostek.

Granice uroczysk mogą być granicami prostymi lub złożonymi, zbudowanymi z facji. Typy terenu mają głównie granice złożone, składające się z geokompleksów rangi facji i uroczysk. Granicami mikroregionów są facje, uroczyska i tereny. Od tego szczebla występują wyłącznie granice złożone, a stopień ich złożoności wzrasta wraz z rangą jednostek (Widacki, 1980). Granice proste nie mogą stanowić linii granicznej na wyższych szczeblach taksonomicznych ze

względu na zbyt małą zmianę zachodzącą na ich przestrzeni. Tak wyznaczona granica nie odpowiadałaby wadze jednostek. Z tego płynie wniosek, że granica prosta facji, funkcjonująca jako granica uroczyska czy typu terenu, nie może stać się granicą mikroregionu. Granice złożone mają zwykle określoną szerokość i wysokość – od kilku metrów do wielu kilometrów. O ich wyrazistości decyduje geneza i wiek granicy (Widacki, 1980).

Uznaje się ogólnie, że granice jednostek przestrzennych są nieostre, ponieważ zazwyczaj są pasem, w którym dochodzi do przenikania się cech sąsiadujących jednostek (Bezkowska, 2000; Pietrzak, 2000). Z tym wiąże się zasada równoprawności rozdzielanych regionów (Balon, 2000), która polega na uwzględnianiu specyfiki fizycznogeograficznej obu sąsiadujących regionów. Bardzo ważną zasadą przy prowadzeniu granic jest konieczność zachowania jedności funkcjonalnej geosystemów po obu stronach granicy. Granic regionów nie powinno się więc prowadzić wzdłuż działów wodnych, a raczej wzdłuż biegu dolin (Balon, 2000). Tutaj jednakże pojawia się problem, do którego z sąsiadujących regionów zaliczyć samo dno doliny. K. German (1992) wyróżnia dno doliny jako osobny mikroregion włączony do jednego z sąsiadujących mezoregionów. Pewnym rozwiązaniem może być także uznanie całego dna doliny za granicę pomiędzy regionami. Należy raczej zmierzać do włączenia jej w całości do jednego z regionów i unikać prowadzenia granicy samym ciekim, aby nie dzielić na dwie części doliny będącej funkcjonalną całością (Balon, 2000). Uważa się, że w przypadku stwierdzenia granicy nieostrej (strefy granicznej) należy dążyć do wydzielenia granicy ostrej, umownej (German, 2000). Bardzo istotną sprawą przy analizowaniu (prowadzeniu) granic jest zmienianie się na tej granicy możliwie wielu istotnych cech środowiska. Wydaje się, że im więcej cech krajobrazu ulega przejściu w inne, tym wyższa jest ranga taksonomiczna granicy (Kistowski, 2000); jednocześnie tym wyraźniej zaznacza się dana granica (German, 2000; Kulczyk, 2000). Można orzec, że jednym z podstawowych elementów wiodących przy wydzieleniu granic, bez względu na rangę rozdzielanych regionów, jest morfologia, w dużej mierze uwarunkowana budową geologiczną, aczkolwiek nie jest to kryterium doskonałe (Michajłow, 1967; Balon, 2000; German, 2000).

Wyznaczenie granic jest integralną częścią regionalizacji fizycznogeograficznej. Uważa się, że terenowe badania środowiska mogą być najlepszą podstawą jej dokonania (Kondracki i Richling, 1972). Regionalizacja polega na wyróżnianiu jednostek przestrzennych, z których każda wykazuje charakterystyczną jednolitość struktury wewnętrznej. Jednolitość ta jest wynikiem dotychczasowego rozwoju geokompleksu, działania współczesnych procesów geograficznych oraz funkcjonalnego powiązania elementów składowych geokompleksu (Priobrazenski, 1967; Czeppe i German, 1980).

Spośród metod regionalizacji za najbardziej właściwą i dającą lepsze rezultaty uznaje się powszechnie metodę indukcyjną, polegającą na łączeniu niskich hierarchicznie regionów w wyższe (German, 1992).

Obszar badań został wyznaczony w taki sposób, aby zawrzeć pogranicze Wyżyny Miechowskiej i Płaskowyżu Proszowickiego w terenie dobrze znanym autorowi. Wyboru dokonano na podstawie porównania materiałów kartograficznych zawartych w wymienionych wcześniej opracowaniach oraz map topograficznych w skali 1:25 000 (Michna, 1982) i 1:10 000 (*Mapa topograficzna...*, 1992). Na mapę struktury środowiska przyrodniczego (ryc. 2) nie naniesiono granicy wyznaczonej przez J. Flisa (1956), granic prowadzonych przez innych wymienionych autorów oraz granicy między utworami kredowymi i trzeciorzędowymi ze względu na znaczne różnice skali. Granic tych, wrysowanych na mapy w skali 1:200 000 i mniejszej, nie można wiarygodnie zlokalizować na podkładzie topograficznym w skali 1:10 000, na którym przeprowadzono kartowanie, a następnie wykorzystano do zobrazowania wyników badań.

Na podstawie analizy zebranych materiałów dotyczących środowiska przyrodniczego omawianego obszaru oraz wyników przeprowadzonych badań terenowych, określono dokładny przebieg omawianej granicy na obszarze badań (ryc. 2) stosując wyżej wymienione zasady, a następnie wybrano te elementy środowiska, które determinują przebieg wspomnianej granicy.

Przebieg granicy można najlepiej uzasadnić na podstawie widocznych na powierzchni cech budowy geologicznej i związanej z nią rzeźby oraz na podstawie struktury środowiska przyrodniczego. Pozostałe elementy mają mniejsze znaczenie dlatego, że cały obszar badań pokryty jest lessem, co warunkuje zbliżone właściwości pokrywy glebowej. To z kolei przyczynia się do występowania wszędzie tych samych zbiorowisk naturalnej roślinności potencjalnej. Ponadto, ze względu na stosunkowo małe deniwelacje i nachylenia terenu oraz gleby zaliczane do wysokich klas bonitacyjnych, na obszarze badań dominują grunty orne, co spowodowało duże przemiany zarówno szaty roślinnej, jak i fauny, których skala i formy w obu omawianych regionach są zbliżone.

Budowa geologiczna a granica regionalna

Generalnie granica pomiędzy omawianymi regionami rozciąga się wzdłuż linii dzielącej powstałe w górnej kredzie (kampanie) margle, wapienie, opoki z czertami i gezy, charakterystyczne dla Wyżyny Miechowskiej, od powstałych w miocenie (baden) ilów i piasków (warstwy skawińskie i grabowieckie, które z kolei przedzielają anhydryty, wapienie siarkonośne, margle, gipsy, sól kamienna i ily). Są to skały charakterystyczne dla Płaskowyżu Proszowickiego. Bezpośredni kontakt z osadami kredowymi mają głównie ily i piaski warstw skawińskich, tylko we wschodniej części na niewielkim odcinku zastępują je anhydryty, wapienie siarkonośne, margle, gipsy, sól kamienna i ily. Strefa kontaktu między

wymienionymi dwoma kompleksami skał przebiega wzdłuż linii SW–NE (Jurkiewicz i Woiński, 1979b), jest to jednak niemal niewidoczne w terenie, gdyż obszar badań pokrywają plejstocenijskie lessy. Wychodnie skał kredowych i trzeciorzędowych występują głównie po prawej stronie potoku Biórkówka, którego dolina w ogólnych zarysach przebiega na zachód i północ od linii oddzielającej skały kredowe od trzeciorzędowych (Jurkiewicz i Woiński, 1979a, b).

Ponadto iły i piaski warstw skawińskich stwierdzone na obszarze badań nie pojawiają się już dalej na wschód (Jurkiewicz i Woiński, 1979b). Dlatego można je na omawianym terenie uznać, wraz z warstwą anhydrytów, wapieni siarkonowych, margli, gipsów, soli kamiennej i ilów, za strefę przejściową – graniczną pomiędzy skałami kredowymi a coraz młodszymi osadami trzeciorzędowymi, głównie ilami i piaskami.

Wyznaczona na podstawie badań terenowych granica pomiędzy regionami wykazuje zgodność przestrzenną i merytoryczną z wytyczoną w przedstawionych wyżej opracowaniach dotyczących tego obszaru, gdyż po wschodniej stronie strefy granicznej nie występują już kolejne wychodnie skał kredowych. Nie poprowadzono granicy w całości doliną Biórkówki aż do jej połączenia z doliną Goszczy, jak sugerowałaby to linia wychodni skał kredowych wzdłuż ich prawych brzegów, gdyż wówczas skały kredowe występowałyby na powierzchni także w głębi obszaru zaliczonego w ten sposób do Płaskowyżu Proszowickiego (Jurkiewicz i Woiński, 1979a). Potwierdza to koncepcję przebiegu tej granicy wymienioną przez W. Cabaję i A.W. Nowakę (1986).

Rzeźba terenu a granica regionalna

Pokrywa lessowa odzwierciedla rzeźbę skał podłoża obszaru badań, dlatego zróżnicowanie pomiędzy omawianymi regionami jest wyraźniejsze wizualnie w morfologii terenu (w porównaniu z budową geologiczną).

Wyżynę Miechowską cechuje występowanie stosunkowo szerokich garbów oraz dość głębokich dolin rzecznych. Dodatkowo występują tu szerokie doliny o założeniach tektonicznych, zwane padołami. Charakterystyczne dla nich są stosunkowo szerokie, płaskie dna i strome zbocza. Wschodnie fragmenty jednej z tych form, nazywanej padołem goszczyckim, znajdują się w północnej części obszaru badań, po zachodniej stronie linii granicznej między regionami. Ze względu na występującą powszechnie pokrywę lessową, na Wyżynie Miechowskiej rozwijają się liczne formy erozyjne: wąwozy, dolinki nieckowate, holwegi czy wądoły (Flis, 1956; Tyczyńska, 1959; Gilewska, 1972; Gilewska i Starkel, 1980; Cabaj i Nowak, 1986).

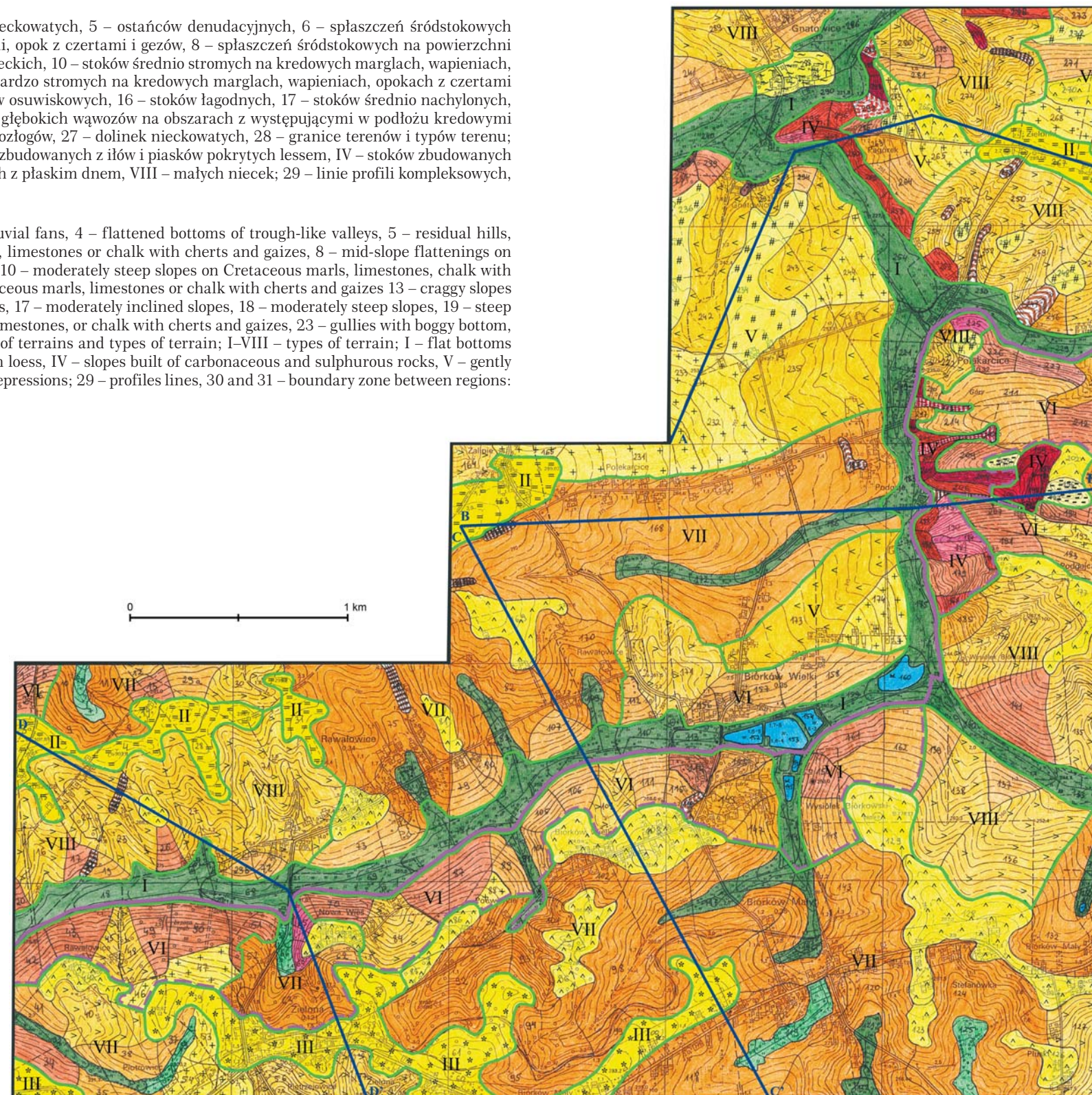
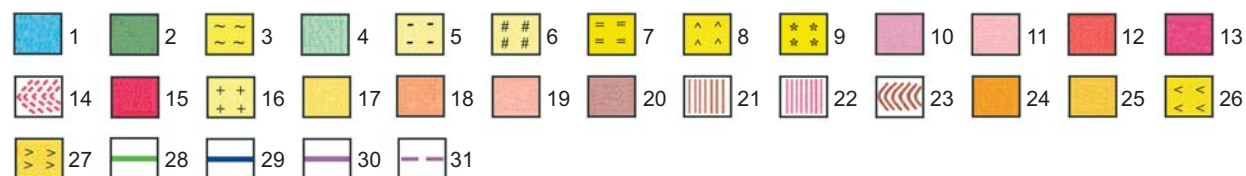
Wyraźną większość form typu dolinek nieckowatych stwierdzono na obszarze zaliczonym do Wyżyny Miechowskiej, a wszystkie formy określone jako wąwozy lub wądoły znalazły się albo w obszarze zaliczonym do Wyżyny Miechowskiej, albo w samej strefie granicznej, czyli w bezpośrednim pobliżu granicy (ryc. 2).

Ryc. 2. Struktura środowiska przyrodniczego

1-27 – typy uroczysk: 1 – zbiorników wodnych, 2 – płaskich den dolin, 3 – stożków napływowych, 4 – spłaszczonych den dolin nieckowatych, 5 – ostańców denudacyjnych, 6 – spłaszczeń śródstokowych na górnoplioceniowej powierzchni erozji rzecznej, 7 – kopulastych wierzchołw grzbietów zbudowanych z kredowych margli, wapieni, opok z czertami i gezów, 8 – spłaszczeń śródstokowych na powierzchni abrazji morza miocenijskiego, 9 – wierzchołw grzbietów zbudowanych z trzeciorzędowych ilów i piasków warstw skawińskich i grabowieckich, 10 – stoków średnio stromych na kredowych marglach, wapieniach, opokach z czertami i gezach, 11 – stoków stromych na kredowych marglach, wapieniach, opokach z czertami i gezach, 12 – stoków bardzo stromych na kredowych marglach, wapieniach, opokach z czertami i gezach, 13 – stoków urwistych na kredowych marglach, wapieniach, opokach z czertami i gezach, 14 – debrzy, 15 – osuwisk i stoków osuwiskowych, 16 – stoków łagodnych, 17 – stoków średnio nachylonych, 18 – stoków średnio stromych, 19 – stoków stromych, 20 – stoków urwistych, 21 – wąwozów lessowych z wcięciami drogowymi, 22 – głębokich wąwozów na obszarach z występującymi w podłożu kredowymi marglami, wapieniami, opokami z czertami i gezami, 23 – wądołów, 24 – zboczy dolin nieckowatych, 25 – niecek zmywowych, 26 – rozłogów, 27 – dolinek nieckowatych, 28 – granice terenów i typów terenu; I-VIII – typy terenu: I – płaskich den dolin, II – wierzchołw zbudowanych ze skał węglanowych pokrytych lessem, III – wierzchołw zbudowanych z ilów i piasków pokrytych lessem, IV – stoków zbudowanych ze skał węglanowych i siarczanowych, V – stoków łagodnych pokrytych lessem, VI – stoków pokrytych lessem, VII – dolin nieckowatych z płaskim dnem, VIII – małych niecek; 29 – linie profili kompleksowych, 30 i 31 – strefa graniczna między regionami: 30 – linia graniczna pomiędzy regionami, 31 – zasięg strefy granicznej

Landscape structure

1-27 – types of uroczystche (heterogeneity special unit composed from ecotops): 1 – reservoirs, 2 – flat bottoms of valleys, 3 – alluvial fans, 4 – flattened bottoms of trough-like valleys, 5 – residual hills, 6 – mid-slope flattenings on upper-Pliocene fluvial erosion planation surface, 7 – arched tops of ridges built from Cretaceous marls, limestones or chalk with cherts and gaizes, 8 – mid-slope flattenings on abrasion surface of the Miocene sea, 9 – tops of ridges built of Tertiary loams and sands of the Grabowieckie and Skawińskie layers, 10 – moderately steep slopes on Cretaceous marls, limestones, chalk with cherts and gaizes, 11 – steep slopes on Cretaceous marls, limestones, or chalk with cherts and gaizes, 12 – very steep slopes on Cretaceous marls, limestones or chalk with cherts and gaizes, 13 – craggy slopes on Cretaceous marls, limestones, chalk with cherts and gaizes, 14 – ravines, 15 – landslides and landslipping slopes, 16 – gentle slopes, 17 – moderately inclined slopes, 18 – moderately steep slopes, 19 – steep slopes, 20 – craggy slopes, 21 – loess gullies with road cuttings, 22 – deep gullies in areas with bedrock including Cretaceous marls, limestones, or chalk with cherts and gaizes, 23 – gullies with boggy bottom, 24 – slopes of trough-like valleys, 25 – trough-like depressions, 26 – erosional lines, 27 – small trough-like valleys, 28 – boundaries of terrains and types of terrain; I-VIII – types of terrain; I – flat bottoms of valleys, II – tops of ridges built of carbonaceous rocks covered with loess, III – tops of ridges built of loams and sands overlain with loess, IV – slopes built of carbonaceous and sulphurous rocks, V – gently declined slopes covered with loess, VI – slopes covered with loess, VII – trough-like valleys with flat bottoms, VIII – small trough-like depressions; 29 – profiles lines, 30 and 31 – boundary zone between regions: 30 – linear boundary between regions, 31 – extent of boundary zone



Generalnie jednak w obydwu omawianych regionach równie często powstają młode formy erozyjne różnego typu, charakterystyczne dla pokryw lessowych (Flis, 1956; Tyczyńska, 1959; Gilewska, 1972; Gilewska i Starkel, 1980; Cabaj i Nowak, 1986).

Płaskowyż Proszowicki cechują mniejsze wzniesienia i silniejsze rozcięcie dolinami płaskodennymi niż Wyżynę Miechowską. Dla wierzchowy charakterystyczna jest stosunkowo duża szerokość i kręta linia grzbietowa (Flis, 1956; Tyczyńska, 1959; Gilewska i Starkel, 1980; Cabaj i Nowak, 1986; Kościelniak, 2002-2003). Takie cechy nosi głównie obszar położony na południe i wschód od linii granicznej rozdzielającej wymienione regiony. Na stokach zbudowanych ze skał mioceńskich pokrytych lessem może dochodzić do osuwania (Gilewska i Starkel, 1980). Jedyne miejsce, w którym odsłaniają się na powierzchni badanego obszaru skały trzeciorzędowe zostało rozpoznane jako osuwisko, przy czym procesy osuwiskowe, na zdecydowanie mniejszą niż dawniej skalę, zachodzą tam nadal. Jest ono położone na wschód od linii granicznej rozdzielającej oba regiony, a więc na obszarze zaliczonym do Płaskowyżu Proszowickiego. Miejsce odsłonięcia tych skał przecina także linia profilu BB' (ryc. 2).

Zróźnicowanie struktury środowiska na granicy regionalnej

Jak wspomniano, granicę pomiędzy omawianymi regionami prowadzi się wschodnim zasięgiem wychodni skał kredowych (Cabaj i Nowak, 1986), które na Płaskowyżu Proszowickim na powierzchni już nie występują. Ze względu na ten warunek oraz w celu zachowania możliwie największej zgodności z przyjętymi zasadami prowadzenia granic i regionalizacji uznano, że granicą między Wyżyną Miechowską a Płaskowyżem Proszowickim nie jest tylko linia rozdzielająca uroczyska płaskiego dna doliny Biórkówki i jej dopływu od ich wschodnich zboczy, lecz geokompleksy rangi terenów na zboczach doliny, w których występują wschodnie skał kredowych. Chodzi tu o te tereny indywidualne, w których można spodziewać się bezpośredniego kontaktu skał kredowych (charakterystycznych dla Wyżyny Miechowskiej) i trzeciorzędowych (typowych dla Płaskowyżu Proszowickiego), także w miejscach, gdzie strefa ta nie zaznacza się wizualnie w krajobrazie ze względu na pokrywę lessową (Jurkiewicz i Woźniński, 1979a, b). Są to więc geokompleksy o różnej budowie geologicznej, łączące pod jedną formą rzeźby (generalnie zbocza doliny) cechy regionów, które rozdzielają (ryc. 2).

Jednocześnie dochodzi w nich do przenikania się innych cech obydwu regionów, takich jak obecność wąwozów rozpoczynających się w lessach (charakterystycznych dla Wyżyny Miechowskiej), ale dociętych do kredowych skał podłoża, czy występowanie strefy kontaktu skał kredowych z trzeciorzędowymi, przy czym jeden i drugi rodzaj podłoża pokryty jest powstałym w tym samym czasie lessem. Na obszarze obu regionów występuje typ terenu stoków pokry-

tych lessem, typ terenu dolin nieckowatych z płaskim dnem oraz typ terenu małych niecek. Jednak ten ostatni typ terenu największą powierzchnię zajmuje na obszarze Wyżyny Miechowskiej, a więc na zachód i północ od linii oddzielającej obszary, w podłożu których pod lessami zalegają skały kredowe, od tych ze skałami mioceńskimi (ryc. 2).

Dla Płaskowyżu Proszowickiego charakterystyczny jest typ terenu wierzchowin zbudowanych z ilów i piasków pokrytych lessem, natomiast Wyżynę Miechowską cechuje występowanie typu terenu wierzchowin ze skał węglanowych pokrytych lessem oraz typu terenu stoków łagodnych pokrytych lessem. Oba wymienione typy terenu wierzchowin wyróżnionych w trakcie opracowywania wyników badań terenowych są jednocześnie odrębnymi typami uroczysk (ryc. 2).

Na poziomie typów uroczysk, oprócz zróżnicowania w przypadku wymienionych wcześniej wąwozów, wądołów i grzbietów, typ uroczysk spłaszczeń śródstokowych na górnopłocieńskiej powierzchni erozji rzecznej występuje wyłącznie na obszarze, którego podłoża stanowią skały kredowe, natomiast typy uroczysk ostańców denudacyjnych oraz osuwisk i stoków osuwiskowych występują tylko na obszarze ze skałami mioceńskimi w podłożu (ryc. 2).

Granica regionalna na profilach kompleksowych

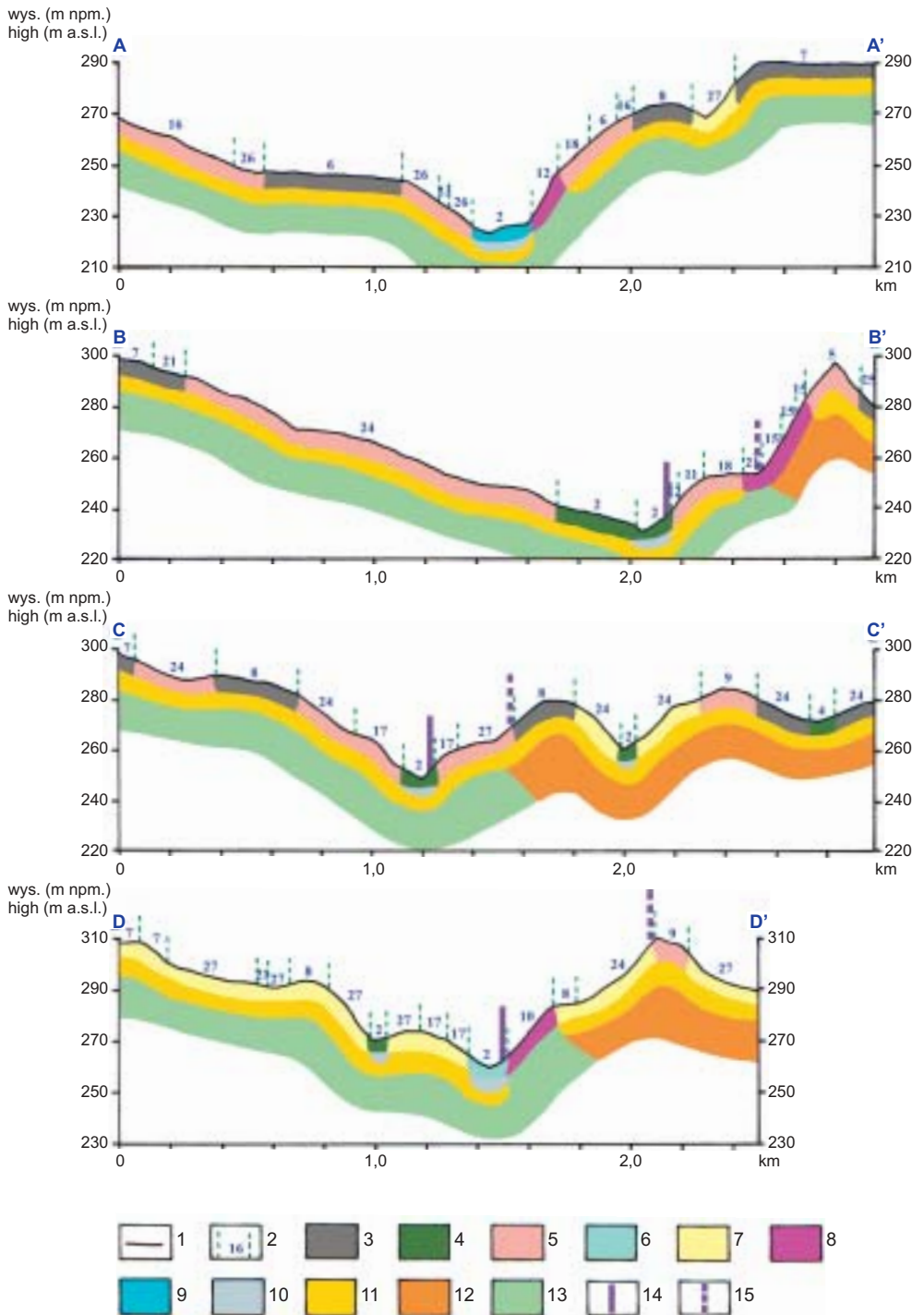
Na obszarze badań wyznaczono linie 4 profili (ryc. 2). Biegają one ogólnie prostopadle do osi dolin rzecznych, od grzbietu do grzbietu. Zlokalizowano je tak, aby pokazać cechy różnych fragmentów obszaru badań i badanej granicy. Profil AA' przebiega przez obszar, w podłożu którego występują wyłącznie skały kredowe i został on z tego powodu w całości zaliczony do Wyżyny Miechowskiej. Profil BB' przecina strefę kontaktu skał kredowych i trzeciorzędowych niepokrytą lessem, natomiast profil CC' obrazuje tę samą strefę w całości pokrytą

Ryc. 3. Profile kompleksowe (skala pionowa dotyczy wyłącznie linii profili topograficznych)

- 1 – linie profili, 2 – numery typów uroczysk (por. ryc. 2) i granice uroczysk, 3–9: gleby;
- 3 – czarnoziemy właściwe i zdegradowane, 4 – czarnoziemy deluwialne, 5 – brunatne właściwe, 6 – brunatne deluwialne, 7 – brunatne wylugowane, kwaśne, gleby płowe,
- 8 – rędziny, 9 – mady; 10–13 – budowa geologiczna: 10 – mułki, piaski i żwiry rzeczne,
- 11 – lessy, 12 – ily i piaski warstw skawińskich i grabowieckich, anhydryty, wapienie siarkonośne, margle, gipsy, sól kamienna i ily, 13 – margle, wapienie, opoki z czertami i gezy; 14 i 15 – strefa graniczna między regionami: 14 – położenie linii granicznej między regionami, 15 – zasięg strefy granicznej

Profiles (vertical scale refers only to the lines of topographical profiles)

- 1 – profile lines, 2 – numbers of urochishche types (Fig. 2) and boundaries of urochishche,
- 3 – 9: soils; 3 – true or degraded chernozems, 4 – deluvial chernozems, 5 – true cambisols, 6 – deluvial cambisols, 7 – washed and distric cambisols, luvisols, 8 – rendzinas, 9 – fluvisols,
- 10 – 13: geological structure; 10 – river muds, sands and gravels, 11 – loess, 12 – loams and sands of the Grabowieckie and Skawińskie layers, anhydrites, sulphur-bearing limestones, marls, gypsum, halite and loams, 13 – marls, limestones, chalk with cherts and gaizes,
- 14 and 15 – boundary zone between regions: 14 – linear boundary, 15 – extent of boundary zone



lessem. Profil DD' przecina strefę kontaktu skał kredowych i trzeciorzędowych, w której na powierzchnię spod pokrywy lessowej wychodzą jedynie skały kredowe. Profile mają około 2,5–3 km długości, maksymalna wysokość względna nie przekracza 70 m, minimalna wynosi 50 m (ryc. 3).

Na wszystkich trzech profilach przecinających wyznaczoną liniową granicę między regionami (BB', CC', DD') pojawia się charakterystyczna zmiana nachylenia stoku w postaci wypłaszczenia w pobliżu strefy kontaktu skał kredowych i trzeciorzędowych. Znajduje się ono około 20 m nad dnem doliny, na jej wschodnich zboczach. Na profilach widać też, że dno doliny Biórkówki należy zaliczyć raczej do obszaru Wyżyny Miechowskiej ze względu na budowę geologiczną oraz cechy morfologiczne. Jest to bowiem stosunkowo szerokie dno dość głębokiej doliny, w której w plejstoceniową pokrywą lessową włożone są holoceniowe aluwia w postaci mułków, piasków i żwirów rzecznych, natomiast w podłożu występują kredowe margle, wapienie, opoki z czertami i gezy, których wychodnie występują na wschodnich zboczach doliny. Profile pokazują też stosunkowo łagodniejsze nachylenia stoków po zachodniej stronie dolin (na obszarze zaliczonym do Wyżyny Miechowskiej) w porównaniu z Płaskowyżem Proszowickim, który z kolei cechuje silniejsze rozcięcie formami dolinnymi (ryc. 3).

Wnioski

Przeprowadzone badania terenowe miały na celu wyznaczenie przebiegu fragmentu granicy pomiędzy Wyżyną Miechowską a Płaskowyżem Proszowickim i określenie, jakiej rangi geokompleksy ją budują oraz jakiej rangi geokompleksy ona rozdziela. Na podstawie analizy dostępnych materiałów i opracowania informacji zgromadzonych w trakcie badań terenowych można wyciągnąć następujące wnioski.

1. Przebieg wyznaczonej na podstawie badań granicy jest zbliżony do linii określającej zasięg osadów mioceńskich na omawianym terenie i odpowiada także granicom wyznaczanym we wspomnianych wcześniej opracowaniach.
2. Granica pomiędzy Wyżyną Miechowską a Płaskowyżem Proszowickim na omawianym terenie to strefa (czyli na rycinie 2 pas między sygnaturami 30 i 31) wzdłuż południowych i wschodnich zboczy potoku Biórkówka i jego prawobrzeżnego dopływu, złożona z geokompleksów rangi terenu, na obszarze których stwierdzono występowanie wychodni skał kredowych i jednocześnie stwierdzono, że dochodzi tu do bezpośredniego kontaktu skał kredowych z osadami mioceńskimi, albo że należy się tego spodziewać na podstawie analizy map geologicznych. To ostatnie dotyczy geokompleksów w całości pokrytych lesssem.
3. Duże znaczenie w strukturze środowiska przyrodniczego badanego obszaru mają uroczyska oraz typy terenu stoków z wychodniami kredowych skał węglanowych i siarczanowych skał trzeciorzędowych (ryc. 2). Pomimo sto-

sunkowo niewielkiej zajmowanej powierzchni, geokompleksy te wyróżniają się zdecydowanie zarówno cechami elementów środowiska, jak i wizualnie. Ze względu na swoją małą przydatność dla gospodarki, a zwłaszcza działalności rolniczej, geokompleksy te zachowały w największym stopniu swój niezmienny działalnością człowieka, pierwotny charakter, z dominującymi murawami i zaroślami ciepłolubnymi, w których napotkać można rzadkie i chronione gatunki roślin.

4. Powszechnie występująca pokrywa lessowa przyczynia się do podobieństwa struktury środowiska przyrodniczego w tych obszarach obydwu regionów, w których nie ma wychodni skał kredowych lub trzeciorzędowych.
5. Na podstawie struktury środowiska przyrodniczego można stwierdzić, że omawiana granica rozdziela jednostki rangi mezoregionów, należące do tego samego makroregionu.
6. Gdyby chcieć, w jakimkolwiek celu, sprowadzić wyznaczoną strefę graniczną (ryc. 2) do kartograficznego obrazu linii, to najlepsza, pomimo pewnych niezgodności związanych z przerywaniem ciągłości dolin dopływów, jest linia oddzielająca geokompleksy zaliczone do typu uroczysk i typu terenu płaskich den dolin od geokompleksów zaliczonych do typów uroczysk i typów terenu na zboczach wzdłuż prawego brzegu Biórkówki i jednego z jej prawobrzeżnych dopływów.

Piśmiennictwo

- Balon J., 2000, *Z metodyki prowadzenia granic regionów fizycznogeograficznych w górach*, [w:] M. Pietrzak (red.), *Granice krajobrazowe. Podstawy teoretyczne i znaczenie praktyczne*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 7, s. 33–47.
- Bezowska G., 2000, *Granice jednostek przestrzennych w różnych strefach krajobrazowych*, [w:] M. Pietrzak (red.), *Granice krajobrazowe. Podstawy teoretyczne i znaczenie praktyczne*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 7, s. 7–20.
- Cabaj W., Nowak A. W., 1986, *Rzeźba Niecki Nidziańskiej*, Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej PAN Oddział w Krakowie, 14, s. 119–210.
- Czarnecki R., 1990, *Wskazówki metodyczne do kartowania uroczysk w krajobrazie lessowym Wyżyny Sandomierskiej*, Wydawnictwa UW, Warszawa.
- Czepe Z., German K., 1978, *Metoda kartowania fizycznogeograficznego*, Zeszyty Naukowe UJ., Prace Geograficzne, 45, s. 123–140.
- , 1980, *Regiony fizycznogeograficzne miejskiego woj. krakowskiego*, Folia Geographica. Series Geographica-Physica, 13, s. 117–144.
- Dylikowa A., 1973, *Geografia Polski. Krainy Geograficzne*, Państwowe Wydawnictwa Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa.
- Flis J., 1956, *Szkiełko fizycznogeograficzne Niecki Nidziańskiej*, Czasopismo Geograficzne, 27, 2, s. 123–160.
- German K., 1992, *Typy środowiska przyrodniczego w zachodniej części Pogórza Karpackiego*, Rozprawy Habilitacyjne UJ, 246, Kraków.

- , 2000-2001, *Fizycznogeograficzne regiony województwa małopolskiego*, Folia Geographica. Series Geographica Oeconomica, 31-32, s. 9–38.
- , 2000, *Obiektywizm i subiektywizm w wydzieleniu granic fizycznogeograficznych*, [w:] M. Pietrzak (red.), *Granice krajobrazowe. Podstawy teoretyczne i znaczenie praktyczne*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 7, s. 153–164.
- Gilewska S., 1972, *Wyżyny Śląsko-Małopolskie. Wyżyna Miechowska*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski t. 1*, PWN, Warszawa, s. 265–279.
- , 1986, *Podział Polski na jednostki geomorfologiczne*, Przegląd Geograficzny, 58, 1-2, s. 14–40.
- Gilewska S., Starkel L., 1980, *Rzeźba miejskiego woj. krakowskiego*, Folia Geographica. Series Geographica-Physica, 13, s. 33–50.
- Jurkiewicz H., Woiński J., 1979a, *Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000. Arkusz 66 Tarnów, mapa utworów powierzchniowych*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- , 1979b, *Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000. Arkusz 66 Tarnów, mapa bez utworów czwartorzędowych*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Kistowski M., 2000, *Metody, dylematy i problemy identyfikacji granic krajobrazowych na obszarach młodoglacialnych jako tło refleksji nad badaniem granic w środowisku przyrodniczym*, [w:] M. Pietrzak (red.), *Granice krajobrazowe. Podstawy teoretyczne i znaczenie praktyczne*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 7, s. 49–67.
- Klimaszewski M., 1947, *Podział morfologiczny Polski Południowej*, Czasopismo Geograficzne, 17, 3.
- , 1972, *Podział geomorfologiczny Polski Południowej*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski t. 1*, PWN, Warszawa, s. 5–16.
- Kondracki J., 1974, *Regionalizacja przyrodniczo-geograficzna Polski w niektórych publikacjach z lat 1972–1973*, Przegląd Geograficzny, 46, 2, s. 357–365.
- , 1994, *Geografia Polski. Mezoregiony fizycznogeograficzne*, PWN, Warszawa.
- , 2000, *Geografia regionalna Polski*, PWN, Warszawa.
- Kondracki J., Richling A., 1972, *Synthetic physico-geographical research*, Geographia Polonica, 22, s. 13–25.
- Kościelniak J., 2002-2003, *Wykształcenie dolin na Płaskowyżu Proszowickim i ich holocenijska transformacja (na przykładzie zlewni Korycianki)*, Folia Geographica. Series Geographica-Physica, 33-34, s. 39-56.
- Kulczyk S., 2000, *Strukturalne cechy granic krajobrazowych okolic Pińczowa*, [w:] M. Pietrzak (red.), *Granice krajobrazowe. Podstawy teoretyczne i znaczenie praktyczne*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 7, s. 69–75.
- Lencewicz S., 1955, *Geografia fizyczna Polski*, PWN, Warszawa.
- Lencewicz S., Kondracki J., 1959, *Geografia fizyczna Polski*, PWN, Warszawa.
- Mapa topograficzna w skali 1:10 000. Arkusz 163.32 Skrzyszowice*, 1992, Okręgowe Przedsiębiorstwo Geodezyjno-Kartograficzne, Poznań.
- Michajłow N. I., 1967, *Regionalizacja fizycznogeograficzna*, Przegląd Zagranicznej Literatury Geograficznej, 3. *Problemy badań krajobrazowych i regionalizacji fizycznogeograficznej*, IG PAN, s. 136–193.
- Michna A. (red.), 1982, *Mapa topograficzna w skali 1:25 000, arkusz 163.32 Kocmyrzów*, Okręgowe Przedsiębiorstwo Geodezyjno-Kartograficzne, Rzeszów.
- Nowak A. W., 1986, *Fizycznogeograficzne regionalizacje Niecki Nidziańskiej*, Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej PAN Oddział w Krakowie, 14, s. 23–34.
- Pietrzak M., 2000, *Granice krajobrazowe – teoria a praktyka*, [w:] M. Pietrzak (red.), *Granice krajobrazowe. Podstawy teoretyczne i znaczenie praktyczne*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 7, s. 188–197.

- Prieobrażenski W. S., 1967, *Badania krajobrazowe*, Przegląd Zagranicznej Literatury Geograficznej, 3. *Problemy badań krajobrazowych i regionalizacji fizycznogeograficznej*, IG PAN, s. 5–101.
- Starkel L., 1972, *Kotliny Podkarpackie. Kotlina Sandomierska*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski t. 1*, PWN, Warszawa, s. 138–166.
- Tyczyńska M., 1959, *Morfologia środkowej części dorzecza Szreniawy*, Dokumentacja Geograficzna, 6, s. 1–41.
- Widacki W., 1980, *Klasyfikacja granic geokompleksów*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 53, s. 19–26.

[Wpłynęło: luty; poprawiono: kwiecień 2007 r.]

TOMASZ TŁUSZCZ

THE BOUNDARY BETWEEN THE MIECHOWSKA UPLAND AND PROSZOWICKI PLATEAU WITHIN THE STRUCTURE OF THE NATURAL LANDSCAPE

The area of the Nida Basin was distinguished for the first time by A. Rehman in 1895. Physico-geographical research on this region was carried out between 1912 and 1937 by J. Smoleński, S. Lencewicz, S. Pawłowski, S. Srokowski and L. Sawicki, though the boundaries of this region were not defined and nor was a detailed division into regions accomplished. The name Nida Basin was used for the first time by M. Klimaszewski (1947), while J. Flis (1956) was the first to delimit this region, accomplishing its complete physico-geographical division by making reference to features of the bedrock and relief. His physical-geographical division of the Nida Basin into regions has generally been made use of and quoted since that time. Numerous researchers' have expressed similar opinions regarding the course of the boundary between the Miechowska Upland and Proszowicki Plateau, even if there are markedly different views as to the rank of the regional units separated by this boundary. The aim of this work has thus been to define the course of the boundary between the Miechowska Upland and Proszowicki Plateau, on the basis of research on landscape elements and landscape structure along a preliminarily allocated border zone between those regions, as well as to determine the ranks of the geocomplexes building this boundary and the regions which are separated by this boundary. The field mapping was carried out on a selected 17 km² area of border zone, in line with the procedure devised by Z. Czeppe and K. German (1978). 300 individual uroczyskos were distributed, these being grouped into 27 types. 32 individual areas grouped into 8 types were in turn identified. Features of bedrock and relief and landscape structure determine the course of the boundary referred to, that between the mentioned regions comprising geocomplexes of individual terrain rank located on the eastern slopes of the Biórkówka valley as well as its right-bank tributary. Mesoregions within the same macroregion arte also identified. The course of the boundary coincides with the line joining the easternmost Cretaceous outcrops.

This course is similar to that of the borderlines delineated by the aforementioned studies.

Dendrochronologiczny zapis erozji koryt potoków górskich w sąsiedztwie zapór przeciwrumowiskowych na przykładzie Černego Potoku (Jeseniki – Sudety Wschodnie)

*A dendrochronological record of erosional processes
in the channel of mountain streams near check dams
as exemplified by the Černý Potok (Jeseniki – Eastern Sudetes)*

IRENEUSZ MALIK

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, 41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60;
e-mail: irekgeo@wp.pl

PIOTR OWCZAREK

Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Wrocławski,
50-137 Wrocław, Pl. Uniwersytecki 1

Zarys treści. W następstwie katastrofalnych zniszczeń spowodowanych przez duże wezbrania, które wystąpiły na przełomie XIX i XX w., w zalesionym dnie doliny Černego Potoku w latach 1920–1930 zbudowano 5 zapór przeciwrumowiskowych. Zmieniły one morfologię dna doliny i przebieg procesów erozji i sedymentacji. Na podstawie analizy redukcji przyrostów rocznych i datowania roku odsłaniania korzeni drzew rosnących w dnie doliny dokonano próby określenia czasu występowania aktywnych geomorfologicznie wezbrań. Stwierdzono, że dno doliny było przekształcane głównie w latach 1921, 1971, 1978–1979, 1984–1987, 1997–1999. Baseny sedymentacyjne położone powyżej zapór zostały całkowicie wypełnione w ciągu 50–60 lat. Nie stwierdzono synchroniczności wypełniania poszczególnych basenów, co wynika z dostawy bocznej materiału do koryta i etapowego przemieszczania grubofrakcyjnego rumowiska rzeczno-

Słowa kluczowe: erozja koryt potoków, ekstremalne wezbrania, zapory przeciwrumowiskowe, metody dendrochronologiczne.

Wstęp

Zapory przeciwrumowiskowe są jednym z najczęściej budowanych obiektów hydrotechnicznych w górnych odcinkach potoków górskich (Bojarski i inni, 2005). Są to budowle kamienne lub betonowe przegradzające koryto lub dolinę rzeczno, z przepustami dla wody. Celem budowy zapór jest zatrzymywanie transportowanego rumowiska.

Baseny sedymentacyjne powyżej zapór przeciwrumowiskowych, zależnie od swej pojemności, od częstości i amplitudy wezbrań, wielkości transportowanego ładunku rumowiska oraz cech fizjograficznych zlewni mogą być całkowicie wypełnione lub nawet ulec zniszczeniu podczas jednego dużego wezbrania (Froehlich, 1982; Gutiérrez i inni, 1998). Mogą jednakże funkcjonować i magazynować rumowisko wleczone w ciągu wielu mniejszych wezbrań. Wpływają one w istotny sposób na modyfikację przebiegu procesów fluwialnych w korycie rzeczonym (Parzóch, 2005). W zbiorniku powyżej zapory ma miejsce akumulacja osadów rzecznych (Ciszewski i inni, 2005). Deponowany jest zarówno materiał mineralny o zróżnicowanej frakcji, jak i organiczny w formie kłód, gałęzi i liści drzew. Poniżej zapory, przy braku korekcji progowej koryta obserwuje się często wzmożoną erozję wgłębną (Ratomski, 1991).

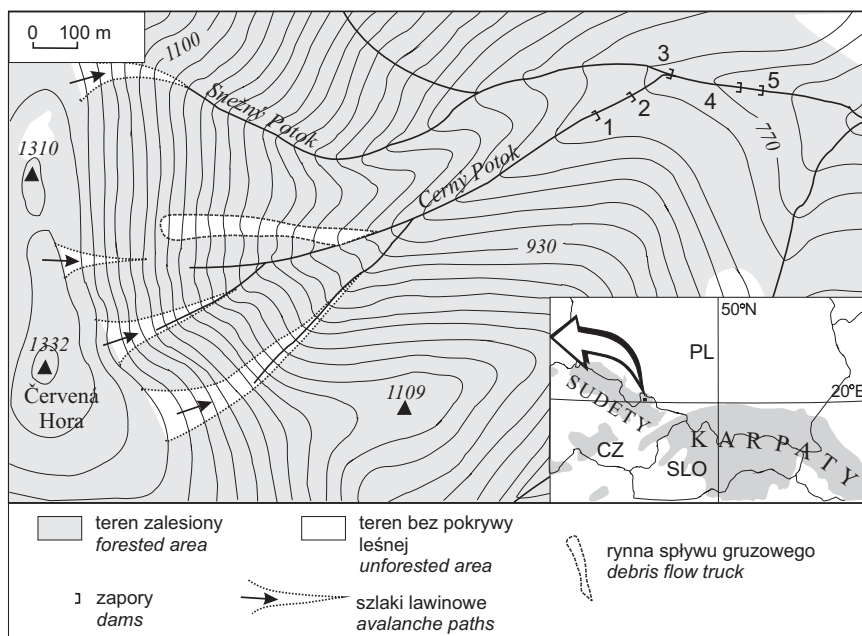
Na obszarze Republiki Czeskiej doliny potoków górskich są zabudowane na około 6,5% długości. Inwentaryzacja z 1981 r. wskazuje na istnienie co najmniej 850 dużych zapór i 1500 progów przeciwrumowiskowych (Bělský i Jařabáč, 2004). Prace zmierzające do zabudowy koryt rzecznych, rozpoczęto na obszarze Sudetów Wschodnich w ostatniej dekadzie XIX w. (Bělský i Jařabáč, 2004; Bělský i inni, 2004). Zapory budowano w korytach w celu ograniczenia skutków katastrofalnych wezbrań u schyłku małej epoki lodowej. Szczególnie duże wezbrania wystąpiły w Jeseníkach w latach 1845, 1872, 1883 (Polách i Gába, 1998; Štekl i inni, 2001). Na tym obszarze istotnym czynnikiem wpływającym na wzrost częstości wysokich przepływów wody i ładunku transportowanego rumowiska rzecznoego była intensywna wycinka i zmiany składu gatunkowego lasów. Naturalne lasy bukowe zastępowano monokulturą świerkową, co mogło ograniczyć zdolności retencyjne gleb.

Drzewa rosnące wzdłuż koryt są narażone na uszkodzenia mechaniczne spowodowane transportem sedymentu podczas wezbrań (Hupp, 1988). W okresie kilku lat po zranieniu drzewa przyrastają wolniej, czego dowodem są zredukowane przyrosty roczne (Schweingruber, 1996). Początek redukcji przyrostów wyznacza zatem moment, w którym doszło do zranienia drzewa spowodowanego dużym transportem sedymentu. Korzenie drzew rosnących w sąsiedztwie zapór przeciwrumowiskowych są często odsłaniane w wyniku erozji. Po odsłonięciu komórki drewna w obrębie przyrostów rocznych korzeni stają się mniejsze i liczniejsze (Gärtner i inni, 2001; Hitz i inni, 2006). Obliczając liczbę przyrostów rocznych ze zmianami anatomicznymi można wyznaczyć czas odsłonięcia korzenia, czyli czas, jaki upłynął od wystąpienia procesów erozji (Malik, 2006a i b).

Celem opracowania jest odtworzenie procesów erozji koryt potoków górskich w sąsiedztwie zapór przeciwrumowiskowych, przy wykorzystaniu metod dendrochronologicznych.

Teren badań

Badany teren znajduje się w północno-wschodniej części Republiki Czeskiej. Dolina Černego Potoku rozcina wschodnie zbocza Červenej Hory (1332 m npm.), położonej w masywie Wysokiego Jesenika (Praděd, 1491 m npm.) w Sudetach Wschodnich (ryc. 1). Dolina jest wypreparowana w proterozoicznych skałach metamorficznych, głównie gnejsach i łupkach łyszczykowych.



Ryc. 1. Lokalizacja terenu badań

Location of the study area

Przedpole Sudetów Wschodnich było dwukrotnie pokryte lądolodem skandynawskim i pod wpływem klimatu peryglacjalnego na stokach Wysokiego Jesenika powstały dużej miąższości pokrywy zwietrzelinowe (Czudek, 1964). Współcześnie zwietrzelina ta jest uruchamiana głównie przez spływy gruzowe (Migoń i inni, 2002). Mogą one mieć szerokość kilkudziesięciu metrów i długość do 800 m (Gába, 1992). Duże znaczenie w przemieszczaniu pokryw stokowych, szczególnie w masywach Červenej Hory i Praděda, mają również lawiny.

Średnia roczna suma opadów w Hrubym Jeseniku wynosi około 1500 mm. W Jesenikach szczególnie intensywne opady występują pomiędzy czerwcem

a sierpniem – mogą osiągać nawet $300 \text{ dm}^3\text{m}^{-2}$ w ciągu 2 godzin (Štekl i inni, 2001). Są one spowodowane przez często nasuwające się na obszar Sudetów Wschodnich układy niżowe z centralnej i północno-zachodniej części Europy. Wielkie powodzie występowały tu kilkadziesiąt razy w ciągu ostatnich 500 lat (Polách i Gába, 1998). Były one szczególnie częste na przełomie XIX i XX wieku. Jedną z największych to powódź w 1903 r., która spowodowała przekształcenie wielu odcinków koryt rzecznych w Jeseníkach. Koryto Bílej Opavy, sąsiadującej z terenem badań zostało wówczas przekształcone na koryto rzeki roztokowej (Klimek i inni, 2002). Liczne koryta przelewowe są tu datowane dendrochronologicznie na początek XX wieku (Klimek i inni, 2003). Z analizy źródeł historycznych wynika, że w Jeseníkach w ciągu ostatnich 100 lat powodzie/duże opady występowały w latach 1910, 1913, 1914, 1921, 1930, 1931, 1940, 1948, 1958, 1965, 1972, 1977, 1991 (Polách i Gába, 1998). Do dużych przekształceń koryt rzecznych doszło także podczas ekstremalnych opadów w lipcu 1997 r. W górnych, skalnych odcinkach koryt miała wówczas miejsce erozja boczna (Malik i Matyja, 2006), natomiast w rozszerzeniach dolin następowała sedymentacja i tworzyły się koryta okresowe (Hrádek i Lacina, 2003; Zieliński, 2003). Poszerzenie koryt spowodowało rozwój dużych podcięć erozyjnych (Owczarek 2004; Malik i Owczarek, 2006).

Gospodarka leśna na stokach Červenej Hory rozpoczęła się prawdopodobnie we wczesnym średniowieczu. Masowe wylesienia, związane głównie z rozwojem hutnictwa i eksploatacją złota, wpłynęły na przyspieszenie dostawy materiału do den dolin (Klimek i Večeřa, 2005). Badany odcinek zboczy i dna doliny Černego Potoku porastają nasadzone świerki, z których najstarsze mają 110 lat. Powyżej występują miejscami płaty buków, jednak dominują lasy świerkowe. W górnych partiach, na wysokości 1200–1300 m rosną miejscami grupy świerków o wieku do 250 lat.

Wzrost częstości wysokich opadów na przełomie XIX i XX w. był przyczyną wzmożonej erozji i dostawy materiału ze stoków do den dolin. Spowodowało to konieczność budowy zapór przeciwrumowiskowych. Między innymi na Černym Potoku w latach 1920–1930 zbudowano 5 zapór (siedziba Chráněná Krajinná Oblast Jeseníki – inf. ustna), (fot. 1).

Metody badań

Na 350-metrowym odcinku dna doliny Černego Potoku wybrano 5 stanowisk położonych w sąsiedztwie zapór przeciwrumowiskowych. Latem i jesienią 2005 r. przeprowadzono kartowanie geomorfologiczne koryta i badania wypełnienia zbiorników powyżej zapór. Oszacowano kubaturę osadów zgromadzonych w zbiornikach przeciwrumowiskowych oraz sporządzono plany koryt i przekroje poprzeczne przy wykorzystaniu klizymetru, taśmy i tyczki mierniczej oraz kompasu Freiberg 59.

Tabela 1. Pozycja badanych drzew względem zapór i dna koryta;
lata występowania redukcji przyrostów

Stanowisko (zapora)	Numer drzewa (P – prawe zboczne)	Odległość od zapory (m) W – powyżej N – poniżej	Wysokość ponad dno koryta (m)	Szacunkowy rok rozpoczęcia wzrostu drzew	Lata występowania redukcji przyrostów	Współczynnik redukcji przyrostów
1	Z24, P	N, 1,5	1,2	1944	1958	1,5
					1973	2,3
					1979	2,3
					1985	2,5
					1998	4,4
	Z26, P	W, 8	0,0	1952	1973	2,3
					1983	1,6
					1995	2,3
					1999	2,8
2	Z19, P	N, 16	1,3	1946	1975	1,6
					1979	1,8
					1986	3,2
	Z20, P	W, 1	0,0	1962	1968	1,5
					1945	1,4
	Z21, P	W, 13	0,8	1945	1962	1,4
					1979	2,8
					1987	2,4
3	Z15, P	N, 2	1,6	1958	1972	2,7
4	Z7, P	N, 6	1,6	1913	1979	2,0
					1985	1,5
					1929	3,3
	Z12, P	W, 27	0,8	1929	1973	3,3
					1979	5,1
					1998	8,0
	Z13, P	W, 28,5	0,6	1926	1948	3,1
					1957	2,3
					1973	2,5
	Z14, P	W, 31	0,3	1909	1921	2,1
					1968	2,7
					1972	10,1
1987					2,4	
1998					4,5	
5	Z1, P	W, 20	0,7	1911	1935	1,9
					1948	1,8
					1957	2,8
					1962	3,2
					1996	2,3
	Z2, P	W, 2	0,5	1913	1957	1,7
					1948	1,7
	Z3, P	W, 23	1,4	1916	1957	1,7
					1957	1,7
					1985	1,7

Metoda dendrochronologiczna została użyta w odniesieniu do pni drzew oraz systemów korzeniowych. Datowano wiek i redukcje przyrostów rocznych w świerkach uszkodzonych przez transportowany materiał, rosnących powyżej i poniżej zapór. Poniżej i powyżej zapór pobrano 14 rdzeni z drzew rosnących w dnie doliny lub na zboczu (tab. 1). Odwiercane drzewa miały z reguły silnie zredukowane przyrosty w porównaniu do drzew rosnących poza strefą intensywnego oddziaływania procesów rzeźbotwórczych. Wynika to z częstego ich ranienia, o czym świadczą liczne blizny oraz zakrzywienie pni. Dlatego obwód drzew rosnących w sąsiedztwie koryta jest stosunkowo niewielki jak na ich wiek (fot. 1, 2).



Fot. 1. Zapora/stanowisko 4 w korycie Černego Potoku
The check dams in the Černý Potok channel at site 4

Z każdego drzewa zgodnie z kierunkiem biegu koryta pobrano dwa rdzenie na wysokości około 1,2 m. Drzewa miały zranienia lub blizny będące efektem uszkodzeń przez transportowany materiał, z kolei wynikiem zranień jest redukcja wielkości przyrostów rocznych. Założono, że pierwszy ze zredukowanych przyrostów określał rok, w którym doszło do zranienia (gdy zranienie miało miejsce przed lub w czasie okresu wegetacyjnego) lub rok następny po tym, w którym doszło do zranienia (zranienie miało miejsce po zakończeniu okre-



Fot. 2. Aluwia wypełniające koryto Černego Potoku powyżej zapory na stanowisku 4
Alluvium filling the Černý Potok channel above the check dam located at site 4

su wegetacyjnego). Zredukowane przyrosty roczne drzew rosnących poniżej zapór informują o ich ranieniu wynikającym z transportu materiału, przyrosty drzew rosnących powyżej mogą zaś dodatkowo informować o zasypywaniu pni (Schweingruber, 1996).

Nie wszystkie redukcje przyrostów rocznych wynikają z uszkodzeń mechanicznych drzew. Część z nich może być spowodowana czynnikami klimatycznymi lub ekspansją szkodników, jednak czynniki te oddziałują na wszystkie drzewa lub na ich większość. Dlatego sporządzono wzorzec dendrochronologiczny obejmujący lata 1910–2005. Do tego celu pobrano po jednym rdzeniu z 15 drzew rosnących na stoku w promieniu 300 m od badanych stanowisk. Do pobrania rdzeni dobierano drzewa bez zranień i blizn. Przy opracowaniu lokalnej skali dendrochronologicznej, zgodnie z klasycznym wzorcem postępowania, przyrosty roczne uśredniano (Zielski i Krąpiec, 2004). Następnie wpasowywano w lokalną skalę poszczególne krzywe dendrochronologiczne uzyskane z porównanych drzew. Kolejny etap badań stanowiło wyszukiwanie redukcji przyrostów w obrębie uprzednio skonstruowanych krzywych.

Przyjęto, że redukcja występuje, gdy trzy kolejne przyrosty roczne są znacznie mniejsze od poprzednich. Aby określić wielkość redukcji przyrostów wpro-

wadzano współczynnik nasilenia redukcji. Wyliczano go ze stosunku średniej trzech kolejnych przyrostów z lokalnej skali do średniej trzech kolejnych przyrostów ze zranionego drzewa. Przyjmowano że redukcja wystąpiła, gdy współczynnik był większy od 1,4. Wydzielono redukcję przyrostów silną i słabą; słaba redukcja zachodziła, gdy współczynnik redukcji mieścił się w granicach 1,4–2,0, a silna gdy był większy od 2.

Szacowano także wiek badanych drzew i wyznaczano go przez obliczanie nawierconych przyrostów do których dodawano 7 lat, czyli minimalną liczbę lat przez jaką drzewo osiąga wysokość 1,2 m. Założono, że w okresach kiedy materiał nie był intensywnie transportowany, drzewa kolonizowały sąsiedztwo zapór rumowiskowych. Dlatego analiza wieku drzew pozwoliła wskazać okresy stabilności koryta Černego Potoku.

Przeprowadzono również badania dendrochronologiczne polegające na datowaniu erozji brzegów prowadzącej do odsłaniania korzeni buków i świerków rosnących powyżej i poniżej zapór. Przy użyciu piły ręcznej pobrano 10-centymetrowe fragmenty 6 korzeni drzew odsłanianych powyżej zapór i 5 korzeni drzew odsłanianych poniżej (tab. 2). Określono bieg korzenia względem brzegu (równoległy, skośny i prostopadły) oraz wysokość korzenia nad poziom dna koryta i jego odległość od podcinanej powierzchni. W drewnie odsłoniętych korzeni zachodzą zmiany anatomiczne. W przyrostach rocznych wykształconych po odsłonięciu można wydzielić drewno wczesne i późne. Cewki w tych przyrostach stają się mniejsze i liczniejsze. Obliczając ilość przyrostów rocznych ze zmianami anatomicznymi można określić liczbę lat, które upłynęły od

Tabela 2. Pozycja badanych korzeni względem zapór i osadów; lata ich odsłonięcia

Stano- wisko	Numer korzenia (P – prawe zbocze L – lewe zbocze)	Odległość od zapory (m) W – powyżej N – poniżej	Pozycja korzenia	Wysokość ponad dno koryta (m)	Odległość od podcinanego poziomu (m)	Rok odsłoni- ęcia
1	Z25, P	N, 1,7	horyzontalna	1,3	0,3	1957
2	Z22, P Z23, P	W, 12 W, 11	horyzontalna skośna	0,7 0,8–1,1	0,3 0,2	1972 1986
3	Z17, L Z18	W, 15 W, 15,5	pionowa horyzontalna	0,3–0,6 0,7	0,2 0,1	1983 1983
4	Z8, P Z9, P Z10, L Z11, L	N, 6 N, 22 W, 20 W, 24	pionowa skośna horyzontalna horyzontalna	1,1–1,4 4,1–4,3 0,6 0,8	0,3 0,4 0,1 0,2	1978 1967 1978 1991
5	Z4, L Z5, L	N, 14 N, 12,5	skośna horyzontalna	2,1–2,5 2,7	0,3 0,4	1936 1983

odsłonięcia korzenia a zarazem epizodu erozyjnego, który do tego odsłonięcia doprowadził. Korzenie odsłaniane powyżej zapory mogą rejestrować moment, w którym zapory były już wypełniane i rozpoczął się proces podcinania zboczy. Niewykluczone, że mogły być one odsłaniane także podczas bardzo dużych wezbrań. Z kolei korzenie odsłaniane poniżej zapór rejestrują proces pogłębiania i poszerzania koryta wskutek erozji charakterystycznej dla odcinków koryta położonych poniżej przegród.

Wyniki badań

Morfologia koryta Černego Potoku w sąsiedztwie zapór przeciwrumowiskowych

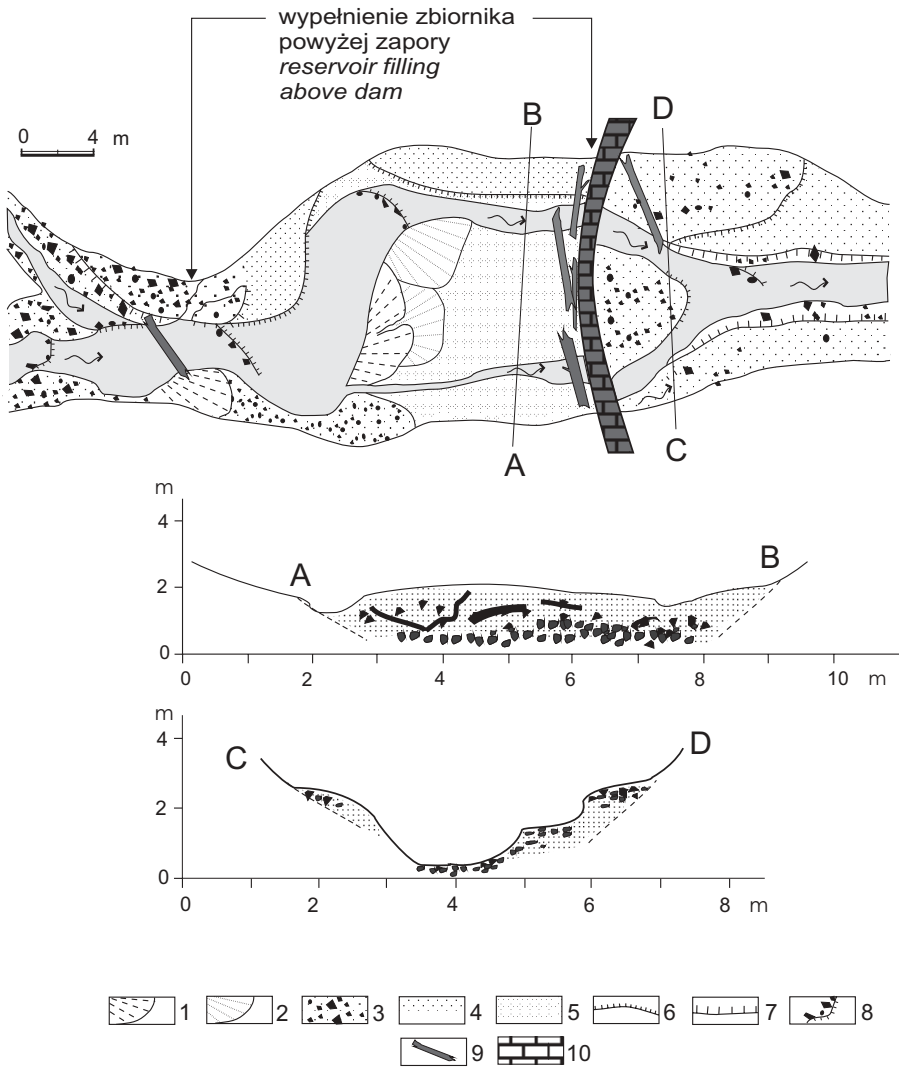
Źródła Černego Potoku znajdują się na wysokości 1150–1190 m npm. Zapory zostały zbudowane na wysokości 740–840 m npm. Szerokość badanego odcinka koryta wynosi 5,5–10,5 m. Jest ono wcięte w grubofrakcyjne pokrywy stokowe i starsze osady aluwialne na głębokość 1,0–5,0 m. Na krótkich odcinkach występuje podłoże skalne. Profil podłużny koryta jest niewyrównany, a jego średni spadek wynosi 11°. W rozszerzeniach koryta obserwuje się niewielkie boczne i centralne odsypy o maksymalnej wysokości 1,2 m (ryc. 2).

Obecnie, badane zbiorniki przeciwrumowiskowe są całkowicie (zapory 1 i 5) lub niemal całkowicie (2, 3 i 4) wypełnione rumowiskiem. Gromadzą one od około 198 do 387 m³ osadów organiczno-mineralnych (tab. 3). W każdym zbiorniku występuje podobna pozioma sekwencja osadów. Część proksymalną tworzą frakcje glazowe i żwirowe (ryc. 2; fot. 1). Poniżej rozcięć, na powierzchni wypełnień zapór 2, 3 i 4, występują pokrywy piaszczysto-żwirowe tworzące niewielkie stożki o miąższości 0,2–0,4 m (ryc. 2). Część dystalną wypełnień zbiorników tworzą osady mułowo-piaszczyste warstwowane poziomo oraz materiał organiczny. Osady te, podobnie jak w Karpatach fliszowych mogą być depozycjonowane nawet podczas niewielkich wezbrań (Froehlich, 1982). Ich miąższość

Tabela 3. Wybrane cechy morfometryczne zapór w korycie Černego Potoku

Nr zapory	H_z / H_w (m)	W_1 (m)	W_2 (m)	L (m)	Kubatura osadów (m ³)
1	3,8 / 3,8	11,5	5,2	29,0	303
2	4,2 / 3,6	16,0	5,4	29,5	387
3	5,8 / 4,8	11,2	6,5	27,5	385
4	3,8 / 3,6	10,5	5,9	20,0	198
5	3,5 / 3,5	11,5	5,5	28,0	277

H_z – wysokość korony zapory, H_w – miąższość wypełnienia, W_1 – maksymalna szerokość zbiornika, W_2 – szerokość koryta powyżej wypełnienia zbiornika zapory, L – długość wypełnienia zbiornika.



Ryc. 2. Morfologia zbiornika przeciwrumowiskowego zapory na stan. 3 i koryta Černego Potoku

- 1 – stożki piaszczysto-żwirowe, 2 – stożki piaszczyste, 3 – pokrywy żwirowo-głazowe,
4 – pokrywy piaszczysto-żwirowe, 5 – pokrywy piaszczysto-mułowe, 6 – krawędzie erozyjne < 0,5 m, 7 – krawędzie erozyjne 0,5–1,0 m, 8 – progi rumowiskowe,
9 – nagromadzenie kłód, 10 – korona zapory

The morphology of the dam at site 3 and the Černý Potok riverbed

- 1 – sandy-gravelly fan, 2 – sandy fan, 3 – cover of gravel and boulders,
4 – cover of sands and gravels, 5 – cover of sands and silts, 6 – erosional edges < 0.5 m,
7 – erosional edges 0.5–1.0 m, 8 – debris steps, 9 – coarse woody debris, 10 – top of dam

wynosi od 0,3 m (zapora 2) do 1,0 m (zapora 4). W spągu drobnoziarniste osady przechodzą w gruboziarniste frakcje żwirowe. W tej części zapór zdeponowany jest również gruby rumosz drzewny. W całkowicie wypełnionych zbiornikach zapór 1 i 5 część dystalną powierzchni wypełnień buduje materiał żwirowy. Matriks stanowią osady mułowo-piaszczyste z dużą ilością materiału organicznego. Na stanowisku 1 materiał ten tworzy rozległą pokrywę w formie stożka obejmującego niemal całą powierzchnię wypełnienia zapory. Strop tej pokrywy jest wyższy od prześwitu zapory. W budowie wewnętrznej badanych stożków występują naprzemianległe warstwy grubo- i drobnoziarniste.

Koryto Černego Potoku poniżej badanych zapór jest wcięte w osady aluwialne na głębokość 1,0–1,8 m (ryc. 2). Głębokość tego wcięcia jest uzależniona przede wszystkim od wysokości zapór. Największą wartość (1,8 m) osiąga poniżej zapory 3. Należy jednak zaznaczyć, że ma to miejsce około 3 m poniżej zapór, co związane jest z kamiennym umocnieniem dna w ich bezpośredniej bliskości. O intensyfikacji procesów erozji świadczą świeże podcięcia erozyjne brzegów koryta, zbudowanych z luźnych osadów stokowych i fluwialnych. W tych odcinkach obserwuje się 2–3 poziomy wąskich teras o szerokości 3,0–4,5 m, tworzących spłaszczenia o długości 15,0–25,0 m. Stanowią one dawne poziomy koryta sukcesywnie rozcinane przez wody potoku.

Występowanie redukcji przyrostów w pniach i lata odsłaniania korzeni drzew

Stanowisko/zapora 1

Zapora 1 położona jest na wysokości około 805 m npm., na 1,15 km biegu Černego Potoku; ma wysokość 3,5 m, powyżej niej spadek wynosi 11°, poniżej 12°. Analiza dendrochronologiczna obejmowała jeden korzeń (Z25) rosnący 1,7 m poniżej zapory i dwa drzewa – Z24 i Z26 rosnące po prawej stronie koryta. Drzewo Z24 rosło poniżej zapory, w odległości 5 m od niej i 1,2 m powyżej dna koryta. Drzewo Z26 rosło 8 m powyżej zapory, na poziomie osadów wypełniających dno koryta (tab. 1, 2).

Korzeń odsłaniany był w 1957 r. Szacowany rok rozpoczęcia wzrostu drzew to 1944 i 1952 r. W przyrostach rocznych drzewa Z24 zidentyfikowano silne redukcje w latach 1973, 1979, 1985 i 1998 i słabą w 1958 r. W przyrostach drzewa Z26 silna redukcja wystąpiła w latach 1973, 1995 i 1999, słaba w 1983r.

Stanowisko/zapora 2

Zapora 2 położona jest 65 m poniżej zapory 1 i ma wysokość 3,8 m; powyżej niej spadek wynosi 9°, poniżej 12°. Analiza dendrochronologiczna obejmowała dwa korzenie – Z22 i Z23 – po prawej stronie koryta, odpowiednio 12 i 11 m powyżej zapory i trzy drzewa: Z19, Z20 i Z21, rosnące po prawej stronie. Pierwsze rośnie 20 m poniżej zapory, a dwa pozostałe powyżej odpowiednio 1 i 13 m

powyżej niej. Drzewo Z19 rośnie 1,3 m ponad dno koryta, Z20 na poziomie osadów wypełniających dno koryta, Z21 – 0,8 m ponad nimi (tab. 1, 2).

Korzeń Z22 był odslaniany w 1972 r., korzeń Z23 w 1986. Szacowane lata rozpoczęcia wzrostu drzew to 1946, 1962 i 1945. W przyrostach rocznych drzewa Z19 zidentyfikowano silną redukcję w 1986 oraz słabe redukcje w latach 1975 i 1979. W przyrostach drzewa Z20 wystąpiła słaba redukcja w 1968 r., w przyrostach drzewa Z21 – dwie redukcje silne: w 1979 i 1987 oraz słaba w 1962 r.

Stanowisko/zapora 3

Zapora 3 położona jest 110 m poniżej zapory 2. Ma wysokość 5,8 m, powyżej niej spadek wynosi 8°, poniżej 9°. Analiza dendrochronologiczna obejmowała dwa korzenie: Z17 i Z18 po lewej stronie koryta, odpowiednio 15 m i 15,5 m powyżej zapory i jedno drzewo – Z15, rosnące 2 m poniżej zapory, po prawej stronie koryta, na wysokości 1,6 m od niego (tab. 1,2).

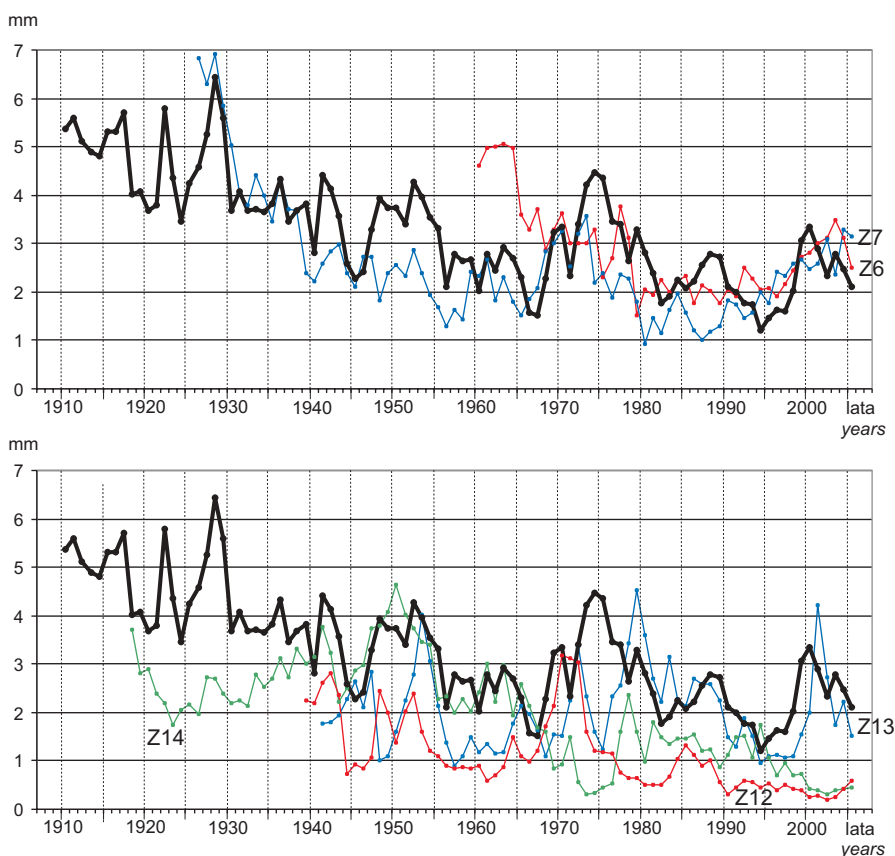
Korzenie Z17 i Z18 były odslaniane w 1983 r. Szacowany rok rozpoczęcia wzrostu drzewa Z15 to 1958; w obrębie jego przyrostów odnotowano silną redukcję w 1972 r.

Stanowisko/zapora 4

Zapora 4 położona jest 100 m poniżej zapory 3, ma wysokość 4,2 m, spadek powyżej niej wynosi 10°, poniżej 8°. Analiza dendrochronologiczna obejmowała dwa korzenie – Z8, Z9 i dwa drzewa – Z6 i Z7 rosnące poniżej zapory oraz dwa korzenie (Z10, Z11) i trzy drzewa (Z12, Z13 i Z14) rosnące powyżej. Drzewa i korzenie Z8 i Z9 rosły po prawej stronie koryta, korzenie Z10 i Z11 po lewej; korzenie Z8 i Z9 odpowiednio w odległości 6 i 35 m poniżej zapory. Drzewa Z6 i Z7 rosły odpowiednio 14 i 6 m poniżej zapory, na wysokości 1,4 m i 1,6 m ponad dno. Drzewa Z12, Z13 i Z14 rosły w odległości odpowiednio 27, 28,5 i 31 m od zapory, na wysokości 0,8; 0,6 i 0,3 m ponad dno koryta (tab. 1, 2).

Korzeń Z10 był eksponowany 20 m powyżej zapory. Drugi korzeń Z11 rósł 24 m od zapory, na wysokości 0,8 m ponad dno płaskiego wypełnienia koryta i 0,2 m od powierzchni zbocza. Drzewa Z12, Z13 i Z14 rosły w odległości odpowiednio 27, 19 i 17 m. Drzewa Z12 i Z13 rosły 0,8 i 0,6 m ponad wypełnienie zapory, drzewo Z14 – 0,3 m ponad to wypełnienie (tab. 1, 2).

Korzenie Z8, Z9, Z10 i Z11 były odslaniane odpowiednio w 1978, 1967, 1978 i 1991 r. Szacowany rok rozpoczęcia wzrostu drzew to 1913, 1929, 1926 i 1909. W obrębie przyrostów rocznych drzewa Z6 nie odnotowano redukcji. W przyrostach drzewa Z7 słabe redukcje wystąpiły w 1979 i w 1985 r. W przyrostach rocznych drzewa Z12 silne redukcje wystąpiły w 1973, 1979, 1998; drzewa Z13 – w latach 1948, 1957, 1973, natomiast Z14 – w latach 1921, 1968, 1972, 1987 i 1998 (ryc. 3).



Ryc. 3. Wykresy wielkości przyrostów rocznych drzew ze stanowiska 4 (kolorowe linie) na tle skali dendrochronologicznej (czarna linia)

Ring width curves of trees studied at site 4 (coloured lines) and local chronology (black line)

Stanowisko/zapora 5

Zapora 5 położona jest 60 m poniżej zapory 4, ma wysokość 3,8 m, a spadek wynosi 8° powyżej niej i 11° poniżej. Analiza dendrochronologiczna obejmowała dwa korzenie: Z4, Z5 rosnące po lewej stronie koryta odpowiednio 14 i 12,5 m poniżej zapory i trzy drzewa: Z1, Z2 i Z3, rosnące powyżej zapory odpowiednio 20, 2 i 43 m, na wysokości 0,7, 0,5 i 1,4 m ponad dno koryta (tab. 1, 2).

Korzeń Z4 i był odślaniany w 1936, a Z5 w 1983 r. Szacowany rok rozpoczęcia wzrostu drzew to 1911, 1913, 1916. W przyrostach drzewa Z1 silne redukcje wystąpiły w 1957, 1962 i 1996, słabe w 1935 i 1948 r. W przyrostach drzewa Z2 słaba redukcja wystąpiła w 1957, a drzewa Z3 – w latach 1948, 1957 i 1985.

Dyskusja

Dokładność datowania zmian morfologii koryta za pomocą wyznaczania redukcji przyrostów rocznych drzew i czasu ekspozycji korzeni

Szacowany wiek badanych drzew w stanowiskach 1–3 mieści się w przedziale 43–61 lat, co oznacza, że możliwość wnioskowania o transporcie materiału na podstawie redukcji przyrostów obejmuje ostatnie 50 lat. W stanowiskach 4 i 5 drzewa mają od 76 do 96 lat, daje to możliwość wyznaczania redukcji przyrostów rocznych w ciągu ostatnich około 90 lat.

Odsłanianie korzenie są najczęściej młodsze, około 60-letnie, co ogranicza wnioskowanie o erozji na podstawie ekspozycji korzeni do około 50 lat. Korzenie świadczące o erozji mogą być wyłamywane przez transportowany materiał. Drzewa z odsłoniętymi systemami korzeniowymi są często podcinane i obalane do koryta, dlatego ilość odsłoniętych korzeni świadczących o starszych epizodach erozyjnych jest stosunkowo niewielka, jednocześnie młodsze epizody erozyjne są dobrze zapisane w drewnie odsłanianych korzeni. Prawdopodobnie dlatego 9 z 11 odsłanianych w dnie doliny korzeni dokumentuje epizody erozji z ostatnich 30 lat.

Gdy epizod erozji lub sedymentacji zapisany jest w postaci odsłonięcia pojedynczego korzenia lub pojedynczej redukcji przyrostów istnieje prawdopodobieństwo, że wystąpił on przypadkowo. Epizod przekształcania rzeźby można uznać za pewny, gdy potwierdzi go kilka datowań dendrochronologicznych.

Zarówno w pniach jak i w korzeniach zdarzają się przyrosty fałszywe, brakujące lub wyklinowujące się (Fritts, 1972; Schweingruber, 1988). Mogą one zawyżyć lub zmniejszyć obliczoną liczbę lat, które minęły od epizodu transportu lub erozji. W przypadku rdzeni pobieranych z drzew trzeba przyjąć, że mógł zdarzyć się błąd wynikający z występowania tych przyrostów. Przy bardzo dużych redukcjach przyrostów i związanym z tym zniekształceniem przebiegu wykresów przyrostów ze zranionych drzew w stosunku do skali lokalnej, wyeliminowanie przyrostów fałszywych lub brakujących było niemożliwe. Jak jednak wykazały wcześniejsze badania, przyrosty brakujące lub fałszywe pojawiają się tylko w jednym na kilka badanych rdzeni. W przypadku korzeni błąd z powodu przyrostów fałszywych, brakujących lub wyklinowujących się nie jest duży, ponieważ badany jest cały przekrój poprzeczny korzenia, co ułatwia identyfikację przyrostów zakłócających obliczenia.

Czas wystąpienia redukcji przyrostów i wiek ekspozycji korzenia nie zawsze pokrywa się z rzeczywistym czasem transportu lub erozji materiału. Przyrosty roczne kształtują się w klimacie umiarkowanym zwykle w okresie od kwietnia do października (Zielski i Krąpiec, 2004). Gdy do redukcji przyrostów lub do ekspozycji korzenia dochodzi w tym czasie, zmiany anatomiczne widoczne są

w obrębie powstającego przyrostu rocznego. Jeśli redukcja przyrostów lub ekspozycja korzenia zachodziła między styczniem a marcem, przyrost roczny w jego obrębie może kształtować się w roku, w którym doszło do jego odsłonięcia. Jeśli redukcja lub ekspozycja miała miejsce w okresie listopad–grudzień, to przyrost roczny ze zmianami anatomicznymi pojawi się w następnym roku. Sygnał o odsłonięciu może być zatem zapisany w pniach i korzeniach w rok po epizodzie morfotwórczym.

Reakcja drzewa na zranienie jest często opóźniona o 1 rok w stosunku do wystąpienia zranienia, zwłaszcza gdy zranienie nastąpi w drugiej połowie roku. Opóźnienie to obserwowano analizując redukcje przyrostów rocznych w pniach olsz pochylających się w skutek erozji brzegu (Malik, 2004). W przypadku analizy redukcji przyrostów rocznych w pniach pojawia się możliwość mylnego odczytu redukcji związanej z raniem drzewa. Redukcje przyrostów związanych z uszkodzeniami mechanicznymi drzew często nakładają się na redukcje przyrostów rocznych w skali lokalnej wynikającą z innych czynników. Sytuacja taka wystąpiła np. w przypadku sekwencji przyrostów rocznych drzewa Z1 w latach 1950–1960. Wtedy trudno jednoznacznie wskazać rok, w którym doszło do redukcji w wyniku uszkodzenia mechanicznego. Dlatego w zależności od zapisu redukcji w przyrostach rocznych konkretnego drzewa, jej wystąpienie może być rozpoznane rok wcześniej lub później.

Zranienia zapisane w pniach drzew rosnących powyżej zapory mogą być związane ze zmianami cyrkulacji wody, np. zmianą przebiegu nurtu wywołaną zmniejszeniem spadku i zmieniającym się w czasie wezbrania obciążeniem w rumowisko. Dlatego zmiany anatomiczne w drzewach rosnących powyżej zapór niekoniecznie świadczą o wypełnianiu koryta powyżej zapory.

Metodę dendrogeomorfologiczną powinno się stosować wspólnie z innymi, tradycyjnymi metodami. Należy przeprowadzić między innymi pomiary morfometryczne i obserwacje osadów. Do badania zmian rzeźby koryt potoków w sąsiedztwie zapór można dodatkowo zastosować np. metodę znaczenia otoczków pozwalającą monitorować ich transport. Zastosowanie kilku metod pozwala na uzyskanie pełniejszych wyników badań geomorfologicznych.

Przebieg erozji i depozycji w odcinku koryta Černego Potoku przegrodzonym zaporami przeciwrumowiskowymi

Zapory w korycie Černego Potoku zostały zbudowane w latach 1920–1930, w następstwie ekstremalnego opadu o wysokości 196,5 mm (Štekl i inni, 2001), który wystąpił 1 czerwca 1921 r. Źródła historyczne informują o powstaniu spływów gruzowych na zboczach Červenej Hory i znacznych zniszczeniach drzewostanu (Sokol, 1959; Polách i Gába, 1998). W dnach dolin zostały wówczas zdeponowane duże ilości materiału mineralno-organicznego. Zapory miały przeciwdziałać szybkiemu przemieszczaniu rumowiska w trakcie wystąpienia następných epizodów.

Najstarsze, pojedyncze redukcje przyrostów z lat 1921 i 1935–36 r. zostały uchwycone w przyrostach rocznych względnie starszych drzew rosnących powyżej zapór 5 i 4, czyli w dolnej części analizowanego odcinka koryta Černego Potoku (ryc. 4). Epizod z 1921 r. wystąpił, gdy koryto nie było zabudowane zaporami. Prawdopodobnie spowodował on wyprzątnięcie drzew rosnących w pobliżu zapór 1–3. Świadczy o tym fakt, że drzewa obecnie porastające ten odcinek Černego Potoku skolonizowały dno doliny w latach 1944–1958 (tab. 1). Jednak niewykluczone, że drzewa rosnące wcześniej zostały wycięte. O kilkadziesiąt lat starsze są drzewa porastające dno doliny w odcinku, gdzie występują zapory 5 i 6 – rosną one tu od 1909–1929 r.

Wzrost aktywności procesów fluwialnych w okresie 1935–1936 pociągnął za sobą erozję poniżej zapory 5 – o czym świadczy odsłonięcie korzenia Z4 i depozycję powyżej tej samej zapory, co potwierdza redukcja przyrostów rocznych w świerku Z1. Epizody redukcji przyrostów rocznych zarejestrowane w latach 1935–1936 wystąpiły w wyniku ranienia drzew podczas powodzi w Wysokim Jeseniku 3 czerwca 1934 r. (Polách i Gába, 1998).

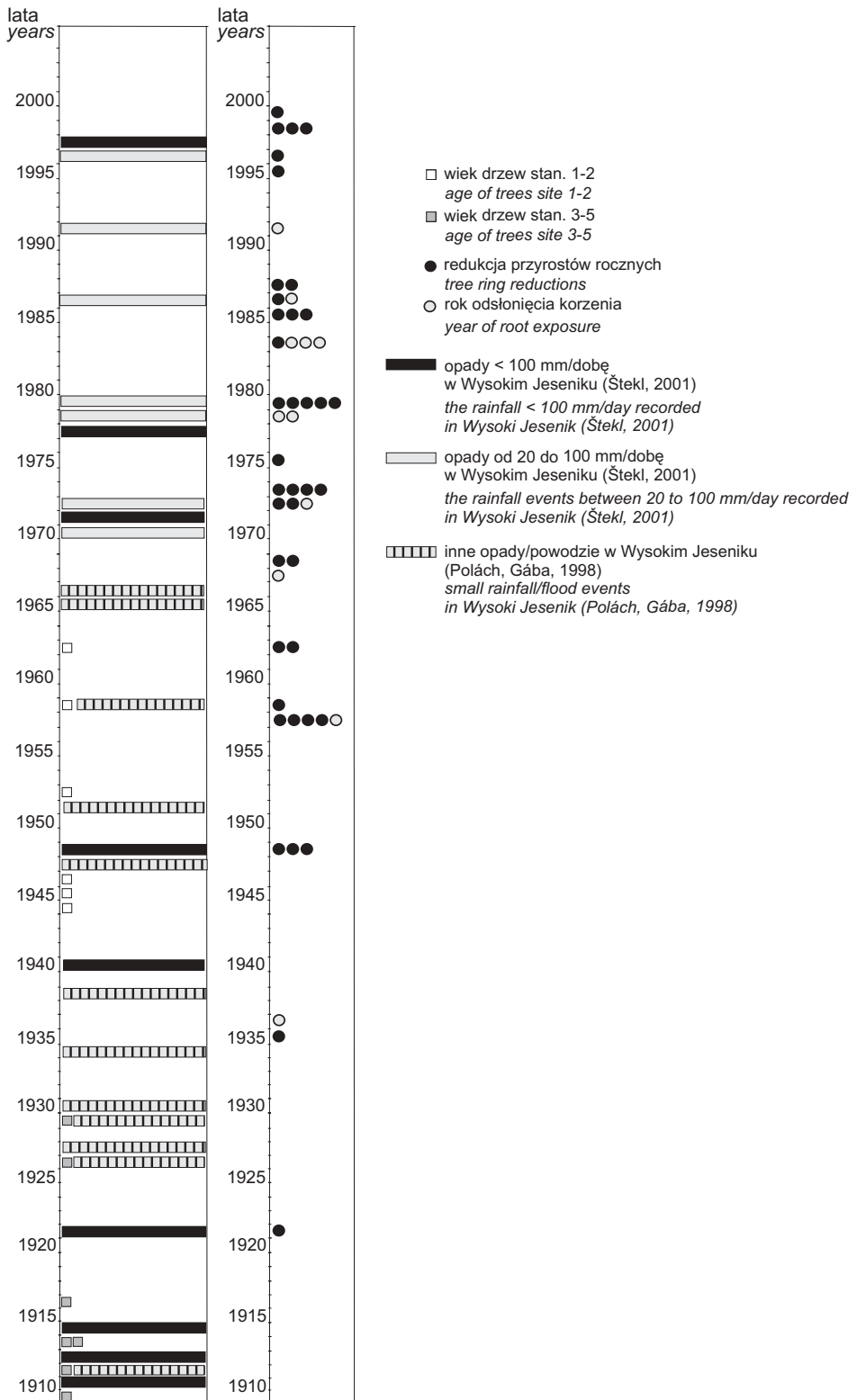
Redukcje przyrostów i odsłanianie korzeni potwierdzone co najmniej dwoma datowaniami zarejestrowano w latach 1948, 1957, 1962, 1967–1968, 1972–1973, 1979, 1983, 1985–1987 i 1997 (ryc. 4). Wezbrania modelujące koryto Černego Potoku mogły wystąpić 1–2 lata wcześniej w stosunku do uzyskanych datowań. Przykładem jest zdarzenie z 29 kwietnia 1971 r., kiedy w Jesenikach opad wyniósł 160 mm. Epizod ten zapisał się w rdzeniach drzew w latach 1972–1973 (ryc. 4).

Po epizodach z lat 1921 i 1935–1936, do połowy wieku XX nie było już dużych zdarzeń modelujących koryto Černego Potoku (ryc. 4). W tym czasie dno doliny obejmujące górną część analizowanego odcinka koryta, pomiędzy zaporami 1 i 3, zostało skolonizowane przez drzewa. W drugiej połowie XX w. koryto było intensywnie przekształcane. Duży epizod rzeźbotwórczy wystąpił podczas marcowej powodzi w 1947 lub sierpniowych opadów z 1948 r. Były wtedy zapełniane zbiorniki powyżej zapór 4 i 5, zapełniania pozostałych zbiorników nie zarejestrowano (ryc. 5); (Polách i Gába, 1998). Jedno z tych wezbrań doprowadziło do zranienia trzech drzew rosnących w dnie doliny Černego Potoku. W efekcie zranień drzewa wykształciły zredukowane przyrosty roczne.

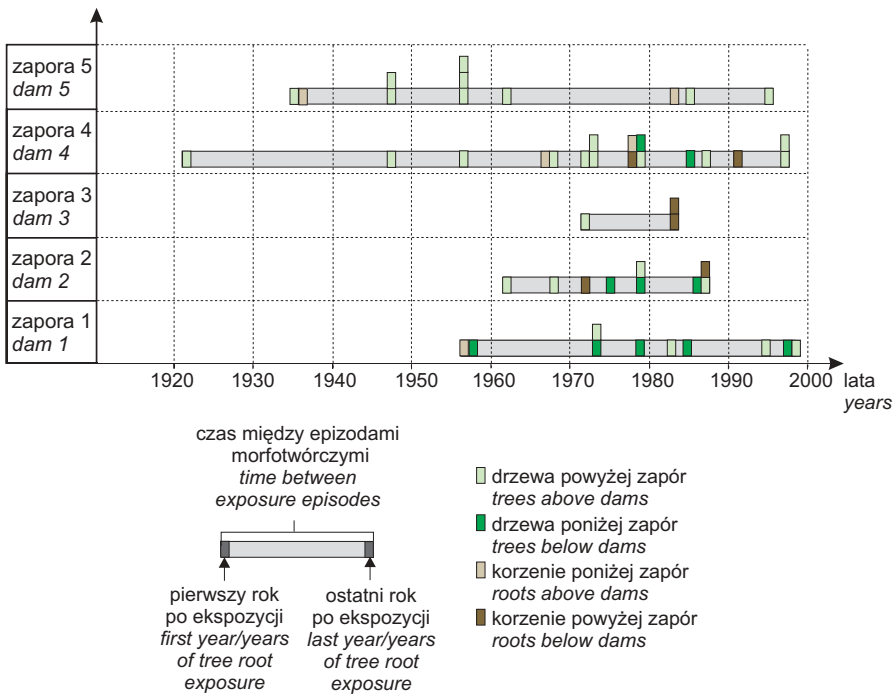
Sześć kolejnych zmian anatomicznych w drewnie drzew pochodzi z 1957–1958 r. (ryc. 4, 5). Są one prawdopodobnie zapisem powodzi w Wysokim Jeseniku w 1958 r. (Polách i Gába, 1998), jednak aż 5 zmian anatomicznych datowano na rok 1957. Niewykluczone, że do erozji koryta Černego Potoku i ranie-

Ryc. 4. Wyniki datowań dendrochronologicznych erozji i depozycji materiału w korycie Černego Potoku powyżej i poniżej zapór

The results of dendrochronological dating of the erosion and deposition of sediment in the Černý Potok channel above and below dams



nia drzew rosnących w dnio doliny doszło w trakcie innego lokalnego opadu, który wystąpił w 1957 r. i nie został odnotowany w materiałach źródłowych. W roku 1962 wzmożona depozycja miała miejsce w zbiornikach powyżej zapór 2 i 5 (ryc. 5). W sezonie 1967–1968 doszło ponownie do zapełniania zbiorników zapór 2 i 4 oraz wzmożonej erozji poniżej zapory 4, być może odpowiedzialny za to zdarzenie był opad w 1966 r. (Polách i Gába, 1998). Szczególnie intensywne przekształcanie koryta Černego Potoku nastąpiło w okresie 1972–1973 (ryc. 5). Do zmian morfologii koryta przyczyniła się ulewa z 29 maja 1971 r. Na obszarze Wysokiego Jesenika spadło w tym dniu 120–160 mm deszczu (Štekl i inni, 2001). W latach 1970–1972 wystąpiło w pniach drzew porastających dno doliny Černego Potoku aż 5 redukcji. Jeden z korzeni był odsłaniany w 1972 r., oznacza to, że do erozji w dnio koryta przyczyniły się także opady 21 sierpnia tego roku. W Wysokim Jeseniku spadło wtedy 80–100 mm deszczu (Štekl i inni, 2001). Podczas tego zdarzenia depozycja wystąpiła powyżej zapór 1 i 4, natomiast erozja poniżej 1 i 3 (ryc. 5). Wydaje się, że zbiornik poniżej zapory 2 był już w tym czasie w znacznym stopniu wypełniony materiałem, ponieważ w latach 1970–1972 podcinane były zbocza około 1 m powyżej współczesnego



Ryc. 5. Czas i częstość występowania epizodów erozji i depozycji materiału w korycie Černego Potoku na poszczególnych stanowiskach

The time and frequency of erosional and depositional episodes in the Černý Potok channel at the different sites

wypełnienia zbiornika powyżej zapory. W dniu 1 sierpnia 1977 spadło w Wysokim Jeseniku 120–160 mm deszczu, a rok później, 8 września, opady wyniosły 40–80 mm (Štekl i inni, 2001). Opady w 1978 r. doprowadziły do erozji koryta Černego Potoku, w wyniku której zostały odsonięte dwa korzenie drzew. W 1979 r. w pniach drzew pojawiło się 5 redukcji przyrostów rocznych świadczących o silnym przekształcaniu koryta potoku związanego z wezbraniem w latach 1977–1979. Zarejestrowano wówczas epizody erozyjne powyżej i poniżej zapory/stanowiska 5 (tab. 1, 2). W roku 1979 zapełniany był zbiornik powyżej zapory 1, erozja i depozycja wystąpiła poniżej i powyżej zapór 2 i 4 (ryc. 5). Podczas kolejnego epizodu, w 1984 r., odsłaniane były głównie korzenie, co świadczy o znacznym wypełnieniu zbiorników powyżej zapór w tym czasie, jednak brak informacji źródłowych o opadach, które doprowadziły do intensywnej erozji w Černym Potoku. Prawdopodobnie erozję uruchomił gwałtowny lokalny opad. Zarejestrowano wówczas epizody erozyjne poniżej zapory 5 oraz powyżej zapory 3. W zbiorniku powyżej zapory 1 odbywała się natomiast depozycja materiału (ryc. 5). Kolejny okres aktywności procesów fluwialnych obejmuje lata 1985–1987. Być może nałożyły się tu dwa duże wezbrania, dlatego sygnały dendrochronologiczne obejmują aż 3 lata (ryc. 5). Z drugiej strony źródła informują o intensywnych opadach w Wysokim Jeseniku w maju i sierpniu 1986 r. (Polách i Gába, 1998; Štekl i inni, 2001). Badania dendrochronologiczne wykazały, że na wysokości około 1 m powyżej zapory 2 zbocza były podcinane. Erozja wystąpiła także poniżej zapory 1 i 2, wypełniane były zbiorniki zapór 2, 4 i 5. Ostatni z zarejestrowanych epizodów kształtujących koryto Černego Potoku wystąpił w 1998 r., doszło wtedy do erozji poniżej zapory 1 i depozycji powyżej zapory 4 (ryc. 5).

Wnioski

Bezpośrednie pomiary przebiegu procesów erozji i depozycji w korycie rzeki górskiej są utrudnione z uwagi na transport grubofrakcyjnego rumowiska. Zastosowanie metod dendrochronologicznych pozwala natomiast na określenie czasu ich przebiegu.

Przedstawione wyniki badań wskazują, że depozycja materiału mineralno-organicznego w zbiornikach powyżej zapór przeciwrumowiskowych miała miejsce w trakcie kilku epizodów hydrologicznych. Szczególnie silne przekształcenie koryta Černego Potoku wystąpiło w latach 1921, 1971, 1978–1979, 1984–1987, 1997–1999. Stwierdzono, że całkowite wypełnienie basenów sedymentacyjnych powyżej zapór nastąpiło w ciągu 50–60 lat. Nie można jednak wykluczyć wymiatania osadów – szczególnie drobnozarnistych – już zdeponowanych w zbiorniku zaporowym przez wody wezbraniowe. Oznacza to, że czas zapełniania zbiorników powyżej zapór może być krótszy.

Wraz z wybudowaniem zapór nasiliła się erozja głęboka koryta poniżej nich. Obecnie poniżej zapór ma miejsce erozja głęboka, natomiast powyżej występuje erozja boczna.

Nie stwierdzono udokumentowanej dendrochronologicznie równoczesności przebiegu erozji i depozycji materiału w sąsiedztwie badanych zapór. Brak synchroniczności należy wiązać z etapowym przemieszczaniem grubofrakcyjnego rumowiska, z dostawą zwietrzelin do koryta przez dopływy oraz z erozją w miejscach podcięć zboczny. Potwierdzają to liczne aktywne podcięcia funkcjonujące wzdłuż analizowanego odcinka koryta oraz ślady nieaktywnych już nisz, porośniętych roślinnością.

*

Autorzy serdecznie dziękują Profesorowi Wojciechowi Froehlichowi i anonimowemu Recenzentowi za wnikliwą analizę tekstu i poczynione uwagi.

Piśmiennictwo

- Bělský J., Jařabáč M., 2004, *Experience from the torrent control in the Czech Republic between 1884 and 2003*, [w:] M. Mikoš, D. Gutknecht (red.), *INTERPRAEVENT 2004 – Changes within Natural and Cultural Habitat and Consequences*, Tagungspublikation, 3, s. 13–18.
- Bělský J., Trejbalova K., Vancura K., 2004, *Threat of torrent to the landscape in the Czech Republic*, [w:] M. Mikoš, D. Gutknecht (red.), *INTERPRAEVENT 2004 – Changes within Natural and Cultural Habitat and Consequences*, Tagungspublikation, 3, s. 19–28.
- Bojarski A., Jeleński J., Jelonek M., Litewka T., Wyźga B., Zalewski J., 2005, *Zasady dobrej praktyki w utrzymaniu rzek i potoków górskich*, Ministerstwo Środowiska, Departament Zasobów Wodnych, Warszawa.
- Ciszewski D., Kramarz P., Malik I., Owczarek P., Zygmunt E., 2006, *Geomorfologiczne skutki funkcjonowania i degradacji sztucznych progów wodnych*, *Czasopismo Geograficzne*, 76, 4, s. 329–343.
- Czudek T., 1964, *Periglacial slope development in the area of the Bohemian Massif in the northern Moravia*, *Biuletyn Peryglacjalny*, 14, s. 169–193.
- Fritts H.C., 1971, *Dendroclimatology and dendroecology*, *Quaternary Research*, 1, 4, s. 419–449.
- Froehlich W., 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, *Prace Geograficzne, IGiPZ PAN*, 143.
- Gába Z., 1992, *Mury pod Keprníkem v červenci 1991*, *Severní Morava*, 64, 1, s. 43–50.
- Gärtner H., Schweingruber F.H., Dikau R., 2001, *Determination of erosion rates by analysing structural changes in the growth pattern of exposed roots*, *Dendrochronologia*, 19, 1, s. 81–91.
- Gutiérrez F., Gutiérrez M., Sancho C., 1998, *Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the Arás drainage basin (Central Pyrenees, Spain)*, *Geomorphology*, 22, 3–4, s. 265–283.

- Hitz O., Gärtner H., Monbaron M., 2006, *Reconstruction of erosion rates in Swiss Mountain Torrents*, TRACE – Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology, 4, s. 196–202.
- Hrádek M., Lacina J., 2003, *Destructional landforms arisen from extreme events in the Desná River valley and their vegetation*, Moravian Geographical Reports, 11, 2, s. 2–19.
- Hradek M., Malik I., Owczarek P., 2006, *Debris flow events reconstruction based on tree-ring analyses (a case study from the Eastern Sudetes Mt.)*, Geomorfologický sborník, Olomouc, s. 19.
- Hupp C.R., 1988, *Plant ecological aspects of flood geomorphology and paleoflood history*, [w:] V.R. Baker, R.C. Kochel, P.C. Patton (red.), *Flood Geomorphology*, Wiley, New York, s. 335–356.
- Klimek K., Malik I., Owczarek P., Zygmunt E., 2003, *Climatic and human impact on episodic alluviation in small mountain valleys, The Sudetes*, Geographia Polonica, 76, 2, s. 55–64.
- Klimek K., Večeřa J., 2005, *Północny skłon Přebíčovské Hory: vplyv eksploatacie zlata na šrodowisko systemów stokowo - dolinnych*, [w:] K. Kocel (red.), *Human Impact on Mid Mountain Ecosystems (HIMME)*, 1, Sosnowiec, s. 15–24.
- Malik I., 2005, *Rates of lateral channel migration along the Mała Panew River (southern Poland) based on dating riparian trees and Coarse Woody Debris*, Dendrochronologia, 23,1, s. 29–38.
- , 2006a, *Erozja wąwozowa zapisana w odstanianych korzeniach drzew na Wysoczyźnie Proboszczowickiej pod górą św. Anny*, Przegląd Geologiczny, 54, 4, s. 326–332.
- , 2006b, *Contribution to understanding the historical evolution of meandering rivers using dendrochronological methods: example of the Mała Panew River in southern Poland*, Earth Surface Processes and Landforms, 31, 10, s. 1227–1245.
- Malik I., Matyja M., 2007, *Bank erosion history on a mountain stream determined by means of anatomical changes in exposed tree roots over the last 100 years (Bílá Opava River – Czech Republic)*, Geomorphology, (w druku).
- Malik I., Owczarek P., 2006, *Wykorzystanie odstąpiętych korzeni drzew do określenia przebiegu erozji zbczy dolin i dostawy zwietrzelin do koryt rzek górskich (Sudety Wschodnie)*, Czasopismo Geograficzne, 76, 3, s. 101–116.
- Migoń P., Hrádek M., Parzóch K., 2002, *Extreme events in the Sudetes Mountains, their long-term geomorphic impact and possible controlling factors*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 36, 1, s. 29–49.
- Owczarek P., 2004, *Evolution of alluvial channel forms under the influence of hillslope sediment delivery (S Poland)*, [w:] M. Mikoš, D. Gutknecht (red.) *INTERPRAEVENT 2004 – Changes within Natural and Cultural Habitat and Consequences*, Tagungs-publikation, 4, s. 225–232.
- , 2005, *Peryglacialne pokrywy zwietrzelinowe i ich wplyw na morfologię koryta rzeczno-go (stanowisko: Opava-Kunov, Sudety Wschodnie)*, [w:] K. Kocel (red.), *Human Impact on Mid Mountain Ecosystems (HIMME)*, 1, Sosnowiec, s. 37–43.
- Parzóch K., 2005, *Wplyw zapór przeciwrumowiskowych na przebieg procesów fluwialnych w potoku górskim, na przykładzie Karkonoszy*, [w:] A. Łajczak (red.), *Antropopresja w środowisku górskim – zapis zmian w formach terenu i osadach. Materiały Warsztatów Geomorfologicznych Korbielów–Pilsko (Beskid Żywiecki)*, 27–30 maja 2005, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, s. 123–126.
- Polách D., Gába Z., 1998, *Historie povodní na šumperském a jesenickém okrese*, Severní Morava, 75, 1, s. 3–28.
- Ratomski J., 1991, *Sedymentacja rumowiska w zbiornikach przeciwrumowiskowych na obszarze Karpat fliszowych*, Monografia, Politechnika Krakowska, Kraków.

- Schweingruber F.H., 1988, *Tree Rings. Basics and Applications of Dendrochronology*, Reidel, Dordrecht.
- , 1996, *Tree Rings and Environment. Dendroecology*, Paul Haupt Verlag, Berne.
- Sokol F., 1959, *Povodně ve Vysokém Jeseníku*, Severní Morava, 4, 1, s. 33–38.
- Štekl J., Brázdil R., Kakos V., Jež J., Tolasz R., 2001, *Extrémní denní srážkové úhrny na území ČR v období 1879–2000 a jejich synoptické příčiny*, Český hydrometeorologický ústav, Praha.
- Zieliński T., 2003, *Catastrophic flood effects in alpine/foothill fluvial system (a case study from the Sudetes Mts, SW Poland)*, *Geomorphology*, 54, 3-4, s. 293–306.
- Zielski A., Krapiec M., 2004, *Dendrochronologia*, PWN, Warszawa.

[Wpłynęło: czerwiec 2006; poprawiono: kwiecień 2007 r.]

IRENEUSZ MALIK, PIOTR OWCZAREK

A DENDROCHRONOLOGICAL RECORD OF EROSIONAL PROCESSES
IN THE CHANNEL OF MOUNTAIN STREAMS NEAR CHECK DAMS
AS EXEMPLIFIED BY THE ČERNÝ POTOK (JESENÍKI – EASTERN SUDETES)

The system of 5 check dams was built in the forested upper reaches of the Černý Potok River in the 1920s and 1930s in the aftermath of a natural disaster connected with the major floods occurring at the end of the 19th and beginning of the 20th century. The check dams have brought about a change in the course of natural fluvial processes in the Černý Potok. Accumulation of sediment occurs upstream of the dams, whereas intensive erosion is observed downstream. Spruces growing on the valley floor are wounded by transported material during floods and these episodes are followed by ring reductions in stems. The roots of trees growing on the valley floor have been exposed as a result of erosion, exposure being followed by changes in anatomical features of roots. Dating of tree-ring reductions and root exposures allows for the times of date erosional and depositional episodes in the Černý Potok riverbed to be determined. The river channel was transformed intensively transformed in 1921, 1971, 1978–1979, 1984–1987 and 1997–1989. The check dams became filled with organic and mineral sediment over a period of 50–60 years. There are no simultaneous erosional and depositional episodes in individual check dams, this fact being connected with: (i) the nature of the movement of coarse-grained fluvial sediment in the mountain stream (transport over short distances) and (ii) the supply of fresh sediment into the river channel from cut-bank sections which are located between the dams.

R. Brázdil (red.) – *Historické a současné povodně v České republice*, Wydawnictwo Masarykova univerzita v Brně, Český hydrometeorologický ústav v Praze, Brno-Praha 2005; 369 s.

Omawiana książka ukazała się jako siódmy tom serii „Historia pogody i klimatu na Ziemi Czeskiej”. Obiektem rozważań 11-osobowego zespołu autorskiego, którego kierownikiem był prof. Rudolf Brázdil z Instytutu Geografii Uniwersytetu im. Masaryka w Brnie, jest ocena i analiza występowania powodzi w Czechach, zarówno obecnie, jak i w przeszłości. Zakres czasowy tego opracowania jest ogromny, bowiem przekracza tysiąc lat. Pierwsza informacja o powodzi na ziemiach czeskich pochodzi z roku 938 i wiąże się ze śmiercią św. Waclawa, patrona Czech.

Książka składa się z dwóch części: pierwsza, w języku czeskim obejmuje strony 1–286, natomiast druga, stanowiąca bardzo obszerne streszczenie części pierwszej (s. 287–369), jest w języku angielskim. To obszerne tłumaczenie pozwala przyswoić ją sobie badaczom z innych krajów.

Monografia składa się z sześciu części dobrze udokumentowanych graficznie. W pierwszych częściach opracowania przedstawiono charakterystyki fal powodziowych, określono przyczyny ich tworzenia się oraz czynniki rzutujące na ich wysokość i przebieg, typologię wiążącą się z okresem ich występowania oraz przedstawiono opracowania dotyczące problemu powodzi w Czechach. Uwzględniono również wpływ ocieplenia klimatu na częstość ich występowania oraz charakter przebiegu. Ponadto przedstawiono synoptyczne uwarunkowania powodzi zimowych i letnich, występowanie maksymalnych opadów dobowych wywołujących powodzie, cykliczność ich pojawiania się oraz rozkład przestrzenny na terenie Czech.

Piąty rozdział dotyczy chronologii powodzi na wybranych rzekach i wodowskazach w okresie prowadzenia systematycznych obserwacji wodowskazowych. Do analizy wybrano: Wełtawę w Pradze (lata 1825–2003), Okrę w Louny (1884–2003), Łabę w Decinie (1851–2003), Odrę w Bohuminie (1896–2003) i Morawę w Kromerizu (1881–2003). Uwzględniono również wartości przepływów maksymalnych oraz wpływ zabudowy hydrotechnicznej tzw. „Kaskady Wełtawy” na wysokość fal wezbraniowych. Analizę tę prowadzono oddzielnie dla okresu poprzedzającego budowę zbiorników retencyjnych i dla okresu po ich budowie. Do szczegółowej analizy porównawczej wybrano powodzie: marzec 1845 r., luty 1862 r., maj 1872 r., wrzesień 1890 r., lipiec 1897 r., lipiec 1903 r., sierpień i wrzesień 1938 r., lipiec 1997 r. i sierpień 2002 r., uwzględniając zarazem wysokości opadów dobowych w okresie poprzedzającym powódź oraz synoptyczne przyczyny tych powodzi.

Kolejna część recenzowanej pracy wiąże się z występowaniem powodzi w Czechach od początków istnienia państwa do czasu rozpoczęcia pomiarów wodowskazowych, a więc do 1825 r. Opracowano ją na podstawie różnego rodzaju historycznych materia-

łów źródłowych. Najstarsza powódź wystąpiła w nocy z 3 na 4 marca 938 r., a informacje o niej wiążą się z męczeńską śmiercią (935 r.) św. Waclawa i zawarte są w legendach i najstarszych kronikach, nie tylko z terenu Czech. Autorzy przedstawili i omówili wartość poszczególnych materiałów źródłowych wykorzystanych w tym opracowaniu, a były to legendy i żywoty świętych, najstarsze kroniki (nie tylko czeskie), dawne opisy przyrody, korespondencje osobiste, oficjalne roczne sprawozdania z przychodów i rozchodów miejskich, specjalne wydania zawierające opisy powodzi, informacje znajdujące się w gazetach, przekazach ikonograficznych i pieśniach ludowych. Poza opisowym charakterem wysokości tych powodzi poddano ocenie również wysokości najwyższych zalewów powodziowych, po których pozostały na różnego typu obiektach znaki wielkich wód. Jest to najbardziej interesująca część całego opracowania. Na podkreślenie zasługuje zarówno bardzo bogata bibliografia dotycząca tej części opracowania, jak i litografia przedstawiająca m.in. skutki powodzi: zerwane mosty, wysokości zalewów itp. Powodzie traktowano wtedy jako karę boską i w związku z tym stosowano głównie bierną formę ochrony przed nimi, czyli modły.

Kończącą część opracowania zawiera chronologię występowania powodzi na największych rzekach Czech, poczynając od 1118 r. do okresu rozpoczęcia systematycznych obserwacji wodowskazowych. Szczegółowej analizie poddano największe z nich, które wystąpiły w latach: 1118, 1342, 1432, 1501, 1598 (2 razy), 1655, 1675, 1784 i 1799. Uwzględniono również dawny układ przebiegu koryt rzecznych oraz różnego typu obiekty hydrotechniczne związane z gospodarczym wykorzystaniem wód rzecznych, a utrudniające spływ wód powodziowych, tj. młyny wodne i groble spiętrzające wodę na ich potrzeby, jazy rybackie, mosty itp. Dokonano również porównań historycznych i współczesnych powodzi oraz częstość ich występowania w poszczególnych pięćdziesięcioleciach, od 1301 r. poczynając. Podsumowanie pracy stanowi krótkie omówienie najważniejszych wniosków związanych z badaniem tego problemu.

Jest to bardzo wartościowa, wewnętrznie spójna, starannie zredagowana i dobrze napisana książka. Problematyka powodzi w Czechach umieszczona została w szerszym kontekście nauk geograficznych. Autorzy potrafili umiejętnie wykorzystać bardzo bogaty zbiór danych historycznych na temat powodzi; analiza jest pogłębiona, a generalizacje właściwie przeprowadzone.

Tekst jest bogato ilustrowany – są tu 194 ryciny, szczególnie licznie przedstawiające sceny z różnych zalewów powodziowych. Wszystkie ryciny, tabele i zdjęcia mają również objaśnienia w języku angielskim. Praca wyróżnia się olbrzymią liczbą cytowań, bo też zestaw bibliografii jest imponujący: ponad 820 pozycji i prawie 250 źródłowych opracowań historycznych.

Jest to książka interesująca zarówno dla czytelników zajmujących się problematyką wodną czy też wodnogospodarczą, jak i historyczną. Ocena i porównanie powodzi z tysiącletniego okresu stanowiło zarazem poważne wyzwanie naukowe. Przybliżyła ona czytelnikowi problematykę występowania powodzi nie tylko w Czechach, bowiem zarówno metodyka opracowania, jak i większość stwierdzeń ma charakter uniwersalny. Na podkreślenie zasługuje interdyscyplinarny charakter opracowania. W zespole autorskim poza geografami – głównie hydrologami i meteorologami – znaleźli się pracownicy naukowcy z zakresu fizyki atmosfery i historycy zatrudnieni w Instytucie Geografii Uniwersytetu im. Masaryka w Brnie, Instytucie Fizyki Atmosfery Czeskiej Akademii

Nauk w Pradze, Czeskim Instytucie Hydrometeorologicznym w Pradze, Morawskim Archiwum Okręgowym w Brnie oraz w muzeum w Litomierzycach. Praca jest dobrą wizytówką poziomu prowadzonych w Czechach prac dotyczących problematyki hydrologicznej w aspekcie historycznym. Można ją polecić przede wszystkim geografom, historykom i specjalistom zajmującym się problematyką gospodarczą.

Alfred Kaniecki
Instytut Geografii Fizycznej
i Kształtowania Środowiska Przyrodniczego UAM, Poznań

J. Plit (red.) – *Granice w krajobrazach kulturowych*, Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG nr 5, Komisja Krajobrazu Kulturowego PTG, Sosnowiec; 246 s.

Recenzowany zbiór składa się w większości z materiałów pokonferencyjnych.¹ Zawiera 24 artykuły 30 autorów, reprezentujących kilkanaście polskich ośrodków badawczych, którzy – pracując w różnych dziedzinach (od filozofii poprzez geografii do architektury krajobrazu) – interesują się problematyką krajobrazów kulturowych.

W słowie wstępnym redaktorka tomu Joanna Plit przedstawiła dwa kluczowe pytania, wokół których skupia się jego tematyka, a mianowicie:

- czym są krajobrazy i ich granice oraz
- co wyróżnia człowieka od „reszty stworzenia”.²

Artykuły można podzielić na kilka działów tematycznych, dotyczących: teorii granic w przestrzeni geograficznej oraz metod ich wyznaczania, wpływu działalności człowieka na kształtowanie się granic krajobrazowych, rzek jako granic politycznych, znaczenia granic krajobrazów dla ich bio- i georóżnorodności, relacji między krajobrazami a granicami kulturowymi i/lub użytkowaniem ziemi, terenowych badań dawnych granic antropogenicznych oraz roli kulturowych granic formacji roślinnych dla atrakcyjności i percepcji zieleni miejskiej i obszarów chronionych.

Pierwsza grupa artykułów dotyczy **teorii granic w przestrzeni geograficznej oraz metod ich prezentacji**.

W jednym z artykułów znajdujemy stwierdzenie, że, niektóre zasadnicze pytania, odnoszące się do istoty i funkcji granic kulturowych, nie znalazły dotychczas zadowalających odpowiedzi. Chodzi np. o „wpływ” tych granic na rozgraniczane kultury, delimitację obszarów o granicach strefowych, a także kwalifikowanie tych ostatnich (I. Łęcka, UW). Tezę tę wspiera spis najbardziej pożądanych kierunków badań w omawianej dziedzinie (K. H. Wojciechowski, UMCS), do których zaliczono: wyjaśnianie genezy i struktury krajobrazów poprzez badanie ich granic, poszukiwanie nowych metod waloryzacji

¹ VII Interdyscyplinarne Seminarium Krajobrazowe „Granice i ich rola w krajobrazach kulturowych” odbyło się w Warszawie jako kolejne organizowane przez Komisję Krajobrazu Kulturowego PTG, tym razem wspólnie z Instytutem Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w dniach 21–22 października 2005 r. Sprawozdanie z obrad, autorstwa W. Zalewskiego i U. Myga-Piątek, opublikowano w Czasopiśmie Geograficznym (76, 4, s. 410–413).

² Mamy tu więc raczej do czynienia z zaproszeniem do refleksji nad istotą kultury niż z pytaniem o granice w krajobrazach kulturowych.

przeźrzeni oraz odtwarzanie granic krajobrazowych już zanikłych (m.in. z myślą o ich wykorzystaniu, np. w rekreacji, czy edukacji).

Twierdzenie, że w życiu człowieka granice kulturowe spełniają rolę bardziej doniosłą i wszechstronną niż się zazwyczaj sądzi, a także, że „oddziałują” dualistycznie na aktywność ludzką - czasem korzystnie, kiedy indziej szkodliwie, wysunęły niezależnie od siebie autorki artykułów opracowanych w ramach różnych dziedzin – percepcji środowiskowej (M. Pietras, UŚ) i architektury krajobrazu (T. Tokarczuk, Politechnika Krak.). Stwierdzono również, że spośród wszystkich rodzajów granic kulturowe przysparzają kartografom najwięcej trudności. Wynika to, po części, ze specyfiki kartowania zjawisk kulturowych, przede wszystkim jednak z faktu, że granice kulturowe rzadko mają wyraźny przebieg (W. Zalewski, UW).r).

Artykuły zaliczone do pozostałych grup problemowych referują wyniki badań terenowych i/ oraz kartometrycznych (lub fotointerpretacyjnych). Z powodu specyfiki i ograniczonych rozmiarów rozpatrywanych obszarów wyniki te cechuje jednak pewien unikalizm, co utrudnia ogólną ocenę opracowań.

Najwięcej pozycji dotyczy **wplywu działalności człowieka na kształtowanie się granic krajobrazowych**.

Kilka badaczek (J. Plit, IGiPZ PAN; A. Różańska, SGGW i M. Milecka, KUL; M. Pietrzak, UJ) niezależnie od siebie doszło do wniosku, że w Polsce granice krajobrazowe najbardziej stabilne w czasie mają przeważnie naturalną predyspozycję. Ponieważ badały tereny różnej wielkości (od założenia parkowego po makroregion), o skrajnie różniących się krajobrazach (Mazowsze, Karpaty), i przy użyciu odrębnych metod, istnieje duże prawdopodobieństwo, że powyższe stwierdzenie jest w znacznym stopniu uniwersalne. Podobne wyniki uzyskano zresztą w odniesieniu do granic form antropogenicznych w górach Tunezji (Z. Podgórski, UMK). Do interesujących wyników w tej grupie prac zaliczyć można stwierdzenie na Mazowszu znacznej roli izolacji w genezie i strukturze granic kulturowych: im owa izolacja jest większa, tym strefy graniczne są węższe i bardziej wyraziste (J. Plit). Analiza granic kulturowych w polskiej części regionu Puszczy Białowieskiej (M. Stepaniuk i A. Gaweł, Stowarzyszenie „Dziedzictwo Podlasia” w Narwi), unaocniła, że kształty i wielkość wsi oraz rozkład gruntów i system dróg zachowały się tam w swej zasadniczej postaci od 1556 r. (w części białoruskiej dawne układy przestrzenne unicestwiła kolektywizacja). Krajobrazy te obecnie zanikają, głównie z powodu wyludniania się wsi i postępów komasacji.

Badania **zmiennej w czasie roli rzek i ich dolin jako granic politycznych** (na przykładzie Bugu i Liswarty) doprowadziły do ustalenia, że „naturalnie graniczna” rola rzek i ich dolin jest z reguły podrzędna w stosunku do gospodarki, która scala obszary rozdzielone rzekami. Rzeczne granice polityczne pogarszają lokalnie warunki gospodarowania, tworząc bariery między terenami o różnych kierunkach zmian, sprzyjają natomiast odradzaniu się przyrody, co czyni takie strefy potencjalnie atrakcyjnymi dla turystyki tzw. „ekologicznej”. (S. Bernat, UMCS; M. Fajer, UŚ)

Problematyki **roli granic w bio- i georóżnorodności** dotyczy następna grupa prac. Badania prowadzone były wzdłuż holocenijskiej granicy doliny Odry między Krapkowicami i Opolem (K. Badora, UO) i na kilku wybranych terenach pogórnicych w Polsce (U. Myga-Piątek i J. Nita, UŚ). Stwierdzono, że największą przyrodniczą i kulturową wartość mają odcinki granicy krajobrazowej o najbardziej złożonej budowie.

Badania na terenach pogórnicych wykazały niesłuszność powszechnego, pejoratywnego podejścia do krajobrazów antropogenicznie przekształconych jako „nieestetycznych”. Są one warte uwagi jako dokumenty historii, a nawet mogą być atrakcyjne, gdyż w wyniku procesów samorzutnej renaturalizacji ich bioróżnorodność wzrasta, osiągając niekiedy wyższe zróżnicowanie niż przed początkiem górniczej eksploatacji.³

Dwie prace z IGiPZ PAN traktują o **relacji między krajobrazami a granicami kulturowymi i/lub użytkowaniem ziemi**. W pierwszej ustalono, że główne formy rzeźby przełomowej doliny środkowej Wisły – oraz ich granice – odzwierciedlają się przede wszystkim w szacie roślinnej, zarówno naturalnej, jak antropogenicznej (A. Kowalska). W drugiej, rozpatrującej granice kulturowe na dwóch poziomach szczegółowości (ogólnopolskim i regionalnym) na podstawie analizy zdjęć satelitarnych oraz map stwierdzono, że pod względem stopnia rozdrobnienia powierzchni oraz typów pokrycia krajobrazy nie pokrywają się z przyrodniczym zróżnicowaniem terenu, ale odpowiadają współczesnemu zróżnicowaniu społecznemu i regionalizacji historyczno-kulturowej. Zależność pozytywna zachodzi natomiast między średnią wielkością płata jednorodnego rodzaju pokrycia terenu a przyrodniczymi warunkami abiotycznymi (J. Solon).

W pierwszym tekście z serii dotyczącej **rekonstrukcji dawnych granic antropogenicznych** przedstawiono wyniki badań przeprowadzonych na terenach trzech, nieistniejących dziś, wsi bojkowskich. Trwałość tarasów uprawowych, miedz, dróg, etc., okazała się znaczna i w dużym stopniu uzależniona od funkcji danej formy w okresie istnienia wsi oraz typu i natężenia gospodarki powojennej. Granice te pełnią obecnie rolę minibarier przyrodniczych (J. Wolski, IGiPZ PAN). Drugi artykuł zawiera wyniki prac wykopaliskowych na trzech przedhistorycznych stanowiskach osadniczych na Pojezierzu Chełmińskim. Dla odtworzenia zasięgu i przeznaczenia dawnej zabudowy kluczowe znaczenie miała analiza zawartości fosforu w glebie (R. Bednarek i M. Markiewicz, UMK). Obie prace uznać można za wzorcowe przykłady zastosowania metod polowych, laboratoryjnych i kartometryczno-fotointerpretacyjnych do badań granic kulturowych w skali szczegółowej. Ich wyniki mają też walory aplikacyjne. Nadają się, np., do wykorzystania w gospodarce przestrzennej (tereny polonnicze), czy też w planowaniu zagospodarowania turystycznego (odpowiednio przygotowane stanowiska archeologiczne).

Kolejna grupa artykułów dotyczy **znaczenia granic formacji roślinnych dla ich atrakcyjności i percepcji**.

Z analizy 2 rezerwatów i zespołu przyrodniczo-krajobrazowego w Cieszynie wynika, że istnieje wyraźna zależność między wskaźnikami synantropizacji, labilności i modernizacji flory a rozmiarami i kształtami tych obiektów, a także charakterem i długością ich zewnętrznych granic (A. Derda z Urzędu Miejskiego i M. Węgiełek z filii UŚ w Cieszynie). W badaniach struktury i granicy zieleni miejskiej Nałęczowa ustalono, że ukształtował się tam harmonijny zespół krajobrazowy złożony ze sztucznie wprowadzonej szaty roślinnej i zabytkowej architektury. Wypracowane dla tych badań metody okazały się przydatne do jakościowej selekcji granic roślinnych w celu przeprowadzenia

³ Trzeba dodać, że także nad Liswartą stwierdzono, iż po upadku w I połowie XX w. ośrodków górnictwa i hutnictwa nastąpiła renaturalizacja wytworzonych przez nie form, dzięki czemu bioróżnorodność siedlisk na ogół wzrosła (wspominany już artykuł M. Fajer).

zmian poprawiających ich walory krajobrazowe (W. Kałamucka, UMCS). Analiza założenia parkowego w Spale pokazała, że te odcinki jego zewnętrznych granic, które mają naturalne predyspozycje, dowartościowują je pod względem kompozycyjnym. Natomiast odcinki sztuczne wywołują w krajobrazie konflikty i degradują go (M. Milecka, KUL i A. Różańska, SGGW). Z kolei, badanie granic wybranych parków osiedlowych Warszawy pod kątem ich identyfikacji i percepcji wykazało, że są one względnie jednoznaczne i stabilne wówczas, jeśli parki traktuje się jako jednostki urbanistyczne. Rozpatrywane z perspektywy administracyjnej i planistycznej, a także zwykłych użytkowników, są często odbierane jako zmienne i niesprecyzowane. Zależy to, m.in., od usytuowania obserwatorów, ich osobistego stosunku do danych obiektów oraz cech kompozycji wewnątrz parkowych (A. Różańska i M. Milecka). Odrębny charakter ma praca, w której zajęto się konfliktami między wybranymi parkami narodowymi a miejscową ludnością. Nieporozumienia dotyczyły głównie inwestycji budowlanych w strefach otulinowych. Zdaniem autora (A. Hibszer, UŚ), podłożem konfliktów stała się nowa (2004 r.) ustawa o ochronie przyrody, zwiększająca kompetencje samorządów w stosunku do obszarów chronionych.

*

Oceniając ogólnie całość tomu wypada już na wstępie zgodzić się z opinią jego redaktorki, że na postawione na początku pytania (a zwłaszcza drugie z nich), ze względu na ich zakres problemowy i wysoki poziom ogólności, nie można było uzyskać pełnych odpowiedzi. Wśród pozycji teoretyczno-metodologicznych wyróżnia się swą przemyślaną zawartością, dobrze osadzoną w rzeczywistości fizycznogeograficznej i psychologicznej, artykuł K.H. Wojciechowskiego. Dużą wartość poznawczą ma bardzo konkretna analiza kartologiczna W. Zalewskiego. Z najliczniejszych w tomie artykułów o zasięgu regionalnym wysnuć można jednak kilka ogólnych konstatacji, np. na temat stabilności granic kulturowych, ich roli (jak również roli granic politycznych) dla bio- i georóżnorodności, cech i funkcji granic rezerwatów i założeń parkowych. W pozostałych artykułach tej grupy znajdujemy szereg wartościowych materiałów faktograficznych, np. odnoszących się do dawnych granic rolnych w Bieszczadach, granicy między doliną Odry a wysoczyzną na Opolszczyźnie, czy też mikrogranicy osadniczych na stanowiskach archeologicznych na Ziemi Chełmińskiej.

W sumie można stwierdzić, że co najmniej kilkanaście zamieszczonych w zbiorze prac wnosi nowe elementy do wiedzy o istocie i znaczeniu granic krajobrazowych i metodach ich badania, warto więc było podjąć trud wydania książki. Jest godne pochwały, że mimo mnogości i różnorodności artykułów, redakcji udało się utrzymać linię przewodnią oraz standard strukturalno-objętościowy tomu. Niewielkim mankamentem jest nierówny poziom korekty poszczególnych pozycji.

Andrzej Goćłowski

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa

Wojciech Widacki
1943–2006

Wojciech Widacki urodził się 21 sierpnia 1943 r. we Lwowie w rodzinie nauczycielskiej. Rodzice studiowali na Uniwersytecie Jana Kazimierza – ojciec Mieczysław historię, a matka Emilia *de domo* Mackiewicz – pedagogikę. Rok później, na krótko przed zajęciem Lwowa przez Sowieców, rodzina Widackich wyjechała na wakacje do Rymanowa, skąd do Lwowa już nie wróciła. Po krótkim pobycie w Krakowie rodzina zamieszkała w Pszowie koło Rybnika, gdzie W. Widacki uczęszczał do szkoły podstawowej. Następnie uczył się w Liceum Ogólnokształcącym w Rydułtowach, tam też w 1961 r. zdał egzamin dojrzałości. Jego ulubionym zajęciem w wieku szkolnym było czytanie książek, książka była też najlepszym prezentem, jakim można Mu było sprawić radość.

Wybierając kierunek studiów wahał się pomiędzy geologią na Akademii Górniczo-Hutniczej i geografiami na Uniwersytecie Jagiellońskim, decydując się ostatecznie na studia geograficzne. W czasie studiów W. Widacki specjalizował się w geomorfologii, będąc uczniem prof. Mieczysława Klimaszewskiego. Tytuł magistra uzyskał w 1966 r. za pracę pt. *Współczesny rozwój geomorfologiczny parowu Doły* (opubl. 1970). W 1967 r., po roku pracy w Młodzieżowym Domu Kultury im. dr H. Jordana oraz w II Liceum Ogólnokształcącym w Krakowie, został przyjęty na etat asystenta w Zakładzie Geografii Regionalnej, kierowanym przez prof. Zdzisława Czeppego. Zakład ten należał do Katedry Geografii Fizycznej UJ, której kierownikiem był ówczesny Rektor Uniwersytetu Jagiellońskiego, prof. Mieczysław Klimaszewski.

W pierwszych latach swojej kariery naukowej W. Widacki kontynuował prace na polu geomorfologii. Efektem tych badań była m.in. rozprawa doktorska pt. *Mrozowe ruchy gruntu w południowej Polsce*, za którą otrzymał stopień doktora w 1974 r. Praca opierała się na 8-letniej serii pomiarowej ruchów mrozowych, które W. Widacki mierzył na 6 stanowiskach pomiarowych, na różnych głębokościach. Wyniki tych badań opublikowane zostały w języku polskim (1975), a wybrane wątki znalazły się w opracowaniu anglojęzycznym (wsp. z Czeppem, 1973). Doktorat i związane z nim publikacje stanowiły podsumowanie badań W. Widackiego na polu geomorfologii.

W drugim okresie swojej pracy naukowej W. Widacki prowadził badania z zakresu geografii fizycznej kompleksowej i ekologii krajobrazu. Był współtwórcą kierunku kom-

pleksowego w Instytucie Geografii UJ. Rozwijał nurt teoretyczny, zajmując się m.in. funkcjonowaniem środowiska przyrodniczego (problem sterowania środowiskiem, równowagi w środowisku), relacjami człowiek–środowisko oraz granicami fizycznogeograficznymi (typy granic, klasyfikacja granic). Wyniki tych prac składają się na serię publikacji: *Niektóre aspekty funkcjonowania regionu fizyczno-geograficznego* (1976), *Relacja człowiek–środowisko jako zagadnienie sterowania* (1979a), *Typologia granic geokompleksów w Karpatach* (1979b), *Uwagi o funkcjonowaniu geosystemów* (1979c) oraz *Klasyfikacja granic geokompleksów* (1981). Prace te znalazły trwale miejsce w literaturze i są szeroko cytowane w podręcznikach geografii fizycznej i ekologii krajobrazu. Ważnym podsumowaniem badań W. Widackiego na polu geografii fizycznej kompleksowej był referat *Główne problemy, wyniki badawcze i funkcje polskiej geografii fizycznej* (1991) wygłoszony w trakcie jednej z najważniejszych konferencji w polskiej geografii powojennej, w Rydze (1983). Prace w zakresie geografii fizycznej kompleksowej zamyka rozprawa habilitacyjna pt. *System relacyjny środowiska przyrodniczego Beskidów na przykładzie zlewni potoku Jaszczurowa w Beskidzie Małym* (1989).

Na początku lat 1990. W. Widacki przebywał na dwóch stażach na uniwersytetach amerykańskich – Rutgers State University of New Jersey oraz University of Colorado w Boulder (1990, 1991). Tam zetknął się z praktycznie nieznanymi wówczas w polskiej geografii systemami informacji geograficznej (GIS), prowadząc studia nad krajobrazami New Jersey. Po powrocie do kraju W. Widacki stał się gorącym orędownikiem szerokiego wykorzystywania GIS w geografii, zarówno w badaniach naukowych, jak i dydaktyce. Choć na początku lat 1990. propagowanie i stosowanie GIS w Polsce utrudniały rozmaite bariery – przede wszystkim technologiczne, finansowe oraz psychologiczne – pierwsze efekty wysiłków W. Widackiego były widoczne już w 1993 r. – w Instytucie Geografii UJ powołano Pracownię GIS pod Jego kierownictwem, a wykład i ćwiczenia z GIS zespół Pracowni GIS prowadził już w roku akademickim 1992/1993. W tym samym roku zorganizował też pierwszą międzynarodową konferencję poświęconą zastosowaniom GIS w badaniach środowiska przyrodniczego *GIS for Environment*. Jednym z największych sukcesów W. Widackiego w tamtym okresie było utworzenie w 1996 r. Laboratorium GIS – pierwszej w Polsce uniwersyteckiej pracowni komputerowej systemów informacji geograficznej. Wyposażone ze środków unijnych laboratorium o światowym standardzie zostało oddane do dyspozycji studentów. Już w 1997 r. studenci mogli uczyć się GIS z podręcznika autorstwa W. Widackiego pt. *Wprowadzenie do Systemów Informacji Geograficznej*. W 1998 r. Pracownia GIS została przekształcona w Zakład GIS, rok później W. Widacki otrzymał tytuł profesora nauk o Ziemi.

Zastosowanie systemów informacji geograficznej w badaniach W. Widackiego łączyło się często z wykorzystaniem zdjęć satelitarnych jako źródła aktualnej informacji o środowisku geograficznym. Badania te dotyczyły zmian w użytkowaniu ziemi oraz degradacji środowiska przyrodniczego w górach, przede wszystkim zaś degradacji lasów w Beskidach Zachodnich. Te ostatnie prowadzone były wspólnie z leśnikami z Akademii Rolniczej w Krakowie. Jedne z pierwszych wyników tych badań znalazły się w *Satellite Remote Sensing Forest Atlas of Europe* (1995), a następne w licznych artykułach naukowych oraz w książce pt. *Przemiany środowiska przyrodniczego zachodniej części Beskidów pod wpływem antropopresji* (1999). Wyrazem zainteresowań badawczych W. Widackiego była tematyka drugiej międzynarodowej konferencji zorganizowanej

przez Jego zespół: *Conference on Geographical Information Systems and Remote Sensing in Mountain Environmental Research – EnviroMount* w Zakopanem w 2002 r. (2003). Zetknięcie się z systemami informacji geograficznej spowodowało też zasadniczą zmianę podejścia W. Widackiego do badań środowiska przyrodniczego. Swoje poglądy na ten temat W. Widacki wyraził w dwóch artykułach opublikowanych w 1994 r.: *The end of the geocomplex paradigm in physical geography?* (1994a) oraz *GIS – The new tool or the new philosophy?* (1994b).

Systemy informacji geograficznej traktował W. Widacki nie tylko jako narzędzie pracy geografa oraz specjalistów z innych dziedzin zajmujących się przestrzenią. Jako jeden z nielicznych w Polsce geografów zajmujących się metodologią geografii fizycznej, miał głębokie przekonanie, że wkrótce rozwój GIS spowoduje fundamentalne przekształcenia u samych podstaw geografii, i powolne jej zbliżanie się do nowej dyscypliny, określanej w krajach anglosaskich mianem *Geographical Information Science*. Zdawał sobie doskonale sprawę, iż nadchodzący przełom w geografii będzie wynikiem nie tylko upowszechnienia się technologii systemów informacji geograficznej, ale również lawinowego wzrostu ilości cyfrowych danych geograficznych, których przetwarzanie wymaga posługiwania się technikami GIS. Już w 1996 r. pisał: „Obecnie systemy informacji geograficznej stwarzają nowe, nie przewidywane wcześniej możliwości analizy i syntezy. [...] Od tego w jaki sposób będziemy analizować dane geograficzne zależy przyszłość geografii”. Cytat ten pochodzi z pracy otwierającej cykl artykułów poświęconych roli GIS w geografii i naukach pokrewnych: *Od papierowych map do systemów informacji geograficznej* (1996, s. 390), *Przydatność badań geograficznych i GIS a przyszłość geografii* (2000), *Systemy Informacji Geograficznej i ich rola w naukach przestrzennych* (2001), *Czy systemy informacji geograficznej zmieniły geografię?* (2004).

Można śmiało powiedzieć, że W. Widacki był twórcą nowej specjalności w geografii polskiej – systemów informacji geograficznej i niewątpliwie jednym z pierwszych, a może pierwszym z geografów polskich, którzy zrozumieli znaczenie GIS dla dalszego rozwoju geografii.

W. Widacki dostrzegał jeszcze jedną ważną rolę komputeryzacji w geografii, tkwiącą w zastosowaniu technik komputerowych i internetu w nauczaniu. Metodom nauczania na odległość za pomocą internetu (*e-learning*) poświęcał najwięcej uwagi w ostatnich latach swojego życia. Dzięki Jego wieloletnim staraniom Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, jako pierwsza jednostka Uniwersytetu Jagiellońskiego, uruchomił studia prowadzone prawie w całości metodą *e-learning* – studia podyplomowo-magiisterskie UNIGIS, realizowane wspólnie z Uniwersytetem Parisa Lodrona w Salzburgu. Są to jednocześnie pierwsze w Polsce studia geograficzne na odległość, a także jedne z pierwszych uniwersyteckich studiów międzynarodowych, dających tytuł *Master of Science* uczelni zagranicznej. Zastosowaniu technologii informacyjno-komunikacyjnych w nauczaniu na odległość poświęcony jest ostatni z Jego artykułów, ukończony na krótko przed śmiercią.

Jakkolwiek od lat 90. aktywność naukowa, dydaktyczna i organizacyjna W. Widackiego ogniskowała się wokół systemów informacji geograficznej i *e-learning*, pozostawał On geografem fizycznym. Dał temu wyraz chociażby w pracy stanowiącej wszechstronną diagnozę stanu i perspektyw polskiej geografii fizycznej u schyłku XX w., opublikowanej na łamach Przeglądu Geograficznego, pt. *Polska geografia fizyczna w dobie transfor-*

macji politycznych, stan i perspektywy. Pisze tam m.in. o doniosłej roli GIS w geografii: „[...] to, jak zmieni się geografia zależy nie od GIS, ale od tego, jakie problemy będą za jego pomocą rozwiązywane. Nie od tych, którzy rozwijają i promują Systemy Informacji Geograficznej, ale od tych, którzy je stosują. Myślę, że obecny okres, w którym Systemy Informacji Geograficznej stały się najważniejszym wyznacznikiem geografii współczesnej, można nazwać drugim okresem geografii ilościowej” (1998, s. 223).

Dorobek naukowy W. Widackiego liczy 100 publikacji, w tym trzy książki autorskie oraz cztery redagowane lub współredagowane. W ostatnich miesiącach życia pracował nad podręcznikiem z metodologii geografii, którego niestety nie zdążył ukończyć.

Jako nauczyciel akademicki W. Widacki przywiązywał dużą wagę do jakości kształcenia studentów geografii. Reprezentował geografię będąc ekspertem Uniwersyteckiej Komisji Akredytacyjnej, brał również udział w opracowaniu nowych standardów kształcenia dla tego kierunku. Był współautorem kilku programów nauczania geografii na Uniwersytecie Jagiellońskim, przede wszystkim z zakresu geografii fizycznej kompleksowej oraz systemów informacji geograficznej. Pod Jego kierunkiem swoje prace magisterskie napisało 35 studentów. Aż siedmioro z nich zostało nagrodzonych na ogólnopolskich konkursach Polskiego Towarzystwa Geograficznego oraz Polskiej Asocjacji Ekologii Krajobrazu. Wypromował również dwóch doktorów.

W. Widacki był członkiem wielu organizacji naukowych, m.in. Polskiej Asocjacji Ekologii Krajobrazu, Komisji Geoinformatyki PAU w Krakowie, Komisji Nauk Geograficznych PAN w Krakowie, Polskiego Towarzystwa Geograficznego, a także Komitetu Technicznego ds. Informacji Geograficznej Polskiego Komitetu Normalizacyjnego.

Charakterystyka sylwetki W. Widackiego byłaby niepełna, gdybyśmy nie wspomnieli o Jego pracach na rzecz studenckiego ruchu naukowego. Od pierwszego roku studiów geograficznych aktywnie działał w Kole Geografów UJ, a jako pracownik IG UJ był opiekunem obozów naukowych, organizatorem seminariów i ogólnopolskich zjazdów Kół Geografów, w tym jubileuszowych obchodów 100-lecia Koła Geografów UJ. Był również przewodniczącym Komitetu Koordynacyjnego Studenckich Kół Naukowych Geografów (1971–1973) i współredaktorem wielu wydawnictw, m.in. Przeglądu Geograficznego w latach 2001–2006. Organizował i pełnił funkcję opiekuna naukowego 5-miesięcznej wyprawy Koła Geografów UJ do Australii (1980–1981), a także wymiany studentów geografii UJ ze studentami z Uniwersytetu w Tbilisi w 1988 r. Podróże były wielką pasją W. Widackiego. Do najbardziej odległych rejonów Jego wędrówek należą: środkowa Syberia, Malaje, południowe krańce Australii i Afryki oraz zachodnie stany USA i Kolumbia Brytyjska w Kanadzie. Dwa miejsca W. Widacki upodobał sobie szczególnie – stację naukowo-badawczą IGiPZ PAN w Szymbarku oraz alpejską stację Uniwersytetu w Salzburgu w Samer Alm w paśmie Tennengebirge – drewnianą chatę pozbawioną elektryczności. Udając się tam na krótki odpoczynek nigdy nie zapomniał o przenośnym komputerze.

Profesor Wojciech Widacki zmarł 29 października 2006 r., po długiej i ciężkiej chorobie. Spoczywa na cmentarzu komunalnym w Rybniku przy ul. Rudzkiej. W Jego osobie polska geografia straciła wielkiego Uczzonego, dalekowzrocznego i o wielkiej wyobraźni, niezwykle skromnego, bez reszty oddanego pracy naukowej i dydaktycznej.

Mateusz Troll, Jacek Kozak

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków

Ważniejsze publikacje Wojciecha Widackiego

(w porządku chronologicznym)

- Współczesny rozwój geomorfologiczny parowu Doły koło Krakowa*, Folia Geographica, Seria Geographica-Physica, 4, 1970, s. 149–171.
- The probable influence of humidity on the frost movements of soil at Ciężkowice near Tarnów (The Carpathian Foothills)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 7, 1973, s. 105–109 (wsp. Z. Czeppe).
- Mrozowe ruchy gruntu w Polsce południowej*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 41, 1975, s. 139–197.
- Niektóre aspekty funkcjonowania regionu fizyczno-geograficznego*, Folia Geographica, Seria Geographica-Physica, 10, 1976, s. 123–131.
- Relacja człowiek – środowisko jako zagadnienie sterowania*, Przegląd Geograficzny, 51, 4, 1979, s. 628–701.
- Typologia granic geokompleksów w Karpatach*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 47, 1979, s. 8–16.
- Uwagi o funkcjonowaniu geosystemów*, Folia Geographica, Seria Geographica-Physica, 12, 1979, s. 137–146.
- Klasyfikacja granic geokompleksów*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 53, 1981, s. 19–26.
- System relacyjny środowiska przyrodniczego Beskidów na przykładzie zlewni potoku Jaszczurowa w Beskidzie Małym*, Rozprawy Habilitacyjne UJ, Kraków, 162, 1989, 193 s.
- Główne problemy, wyniki badawcze i funkcje polskiej geografii fizycznej – geografia fizyczna kompleksowa*, [w:] Z. Chojnicki (red.), *Podstawowe problemy metodologiczne rozwoju polskiej geografii*, Seria Geografia, 48, UAM, Poznań, 1991, s. 219–227.
- The end of the geocomplex paradigm in physical geography?*, [w:] *Landscape Research and its Applications in Environmental Management*, Faculty of Geography and Regional Studies Warsaw University, Polish Association for Landscape Ecology, Warsaw, 1994, s. 109–113.
- GIS – The new tool or the new philosophy?* EGIS/MARI'94, Fifth European Conference and Exhibition on Geographical Information Systems EGIS, Paris, 1994, s. 2074–2075.
- Health Condition of Forest in the Silesian Beskid, the Polish Carpathian*, [w:] L. Beckel (red.), *Satellite Remote Sensing Atlas of European Forest*, Justus Perthes, Gotha, 1995, s. 194–195 (wsp. J. Kozak, J. Barszcz, P. Wężyk).
- Od papierowych map do Systemów Informacji Geograficznej*, Czasopismo Geograficzne, 67, 3-4, 1996, s. 377–392.
- Wprowadzenie do Systemów Informacji Geograficznej*, Wyd. Text, Kraków, 1997, 96 s.
- Polska geografia fizyczna w dobie transformacji politycznych, stan i perspektywy*, Przegląd Geograficzny, 3-4, 1998, s. 215–235.
- (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego zachodniej części Beskidów pod wpływem antropopresji*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 1999, 144 s.
- Przydatność badań geograficznych i GIS a przyszłość geografii*, [w:] B. Kortus, A. Jackowski, K. Krzemień (red.), *Geografia w Uniwersytecie Jagiellońskim 1849–1999*, t. 5 – *Nauki geograficzne w poszukiwaniu prawdy o Ziemi i człowieku*, Instytut Geografii UJ, Kraków, 2000, s. 219–222.
- Systemy Informacji Geograficznej i ich rola w naukach przestrzennych*, Geoinformatica Polonica, 3, 2001, s. 47–55.

A Message from the Tatra. Geographical Information Systems and Remote Sensing in Mountain Environmental Research, Institute of Geography and Spatial Management, Jagiellonian University, USDA Forest Service, Jagiellonian University Press, Kraków-Riverside, 2003, 233 s. (red., wsp. A. Bytnerowicz, A. Riebau).

Czy systemy informacji geograficznej zmieniły geografę?, [w:] Z. Chojnicki (red.), *Geografia wobec problemów teraźniejszości i przyszłości*, Wydawnictwo Naukowe Bogucki, Poznań, 2004, s. 157–168.

Maksymilian Skotnicki
1937–2007



Był człowiekiem niezwykłym. I geografem niezwykłym. Niedbającym o stopnie i zaszczyty naukowe, a kochającym geografę jako naukę i jako sposób postrzegania świata. Tą miłością do świata i geografii zarażał innych, starszych i młodszych.

Ci, których uczył, wspominają Go jako wspaniałego, wyrozumiałego, ale dociekliwego Nauczyciela, z którym nieraz trzeba było się spierać o słuszność przyjętych rozwiązań. Ci, z którymi pracował, mówią o wspaniałym organizatorze i Koledze, który potrafił jednoczyć, tchnąć energię i sympatię między ludzi o różnych charakterach. Był zawsze dobrym duchem grupy.

Pod Jego kierunkiem powstało kilkadziesiąt prac magisterskich. Opiekując się przyszłymi magistrami często nie ograniczał się jedynie do spraw merytorycznych, ale starał się także radzić, jak postępować w życiu. Warto było tych rad słuchać z uwagą. Tym bardziej, że ich Autor swym życiem dawał najlepszy przykład prawości i szlachetności, nie znosił obłudy i intryg.

Dbął o poprawną polszczyznę, uważając, że jej używanie to przywilej i obowiązek polskiej elity intelektualnej, do której zaliczał akademików, a geografów w szczególności. Sam pisał i mówił po polsku pięknie, unikając tyleż modnych, co zrozumiałych tylko dla nielicznych, naukowych zapożyczeń z innych języków. I to mimo faktu, że równie doskonale władał francuskim.

Całe dorosłe życie związał z warszawską, uniwersytecką geografją. Na Uniwersytecie Warszawskim zaczął pracować w 1958 r., dwa lata przed magisterium. W 1978 r. obronił rozprawę doktorską dotyczącą Afryki Zachodniej, którą przez całe życie bardzo się interesował i w której spędził ponad dwa lata w latach sześćdziesiątych. To w Afryce Zachodniej po raz pierwszy zetknął się z tropikami i „zaraził” geografją tropikalną, którą zgłębiał u największych francuskich mistrzów.

Wielokrotnie przebywał we Francji: jako stypendysta, wykładowca, specjalista i... przyjaciel. Szczerych i głębokich przyjaźni zawiązał tam wiele. Te osobiste sympatie sprawiały, że wielu Francuzów polubiło Polskę i Polaków, czego dowody były widoczne także w najtrudniejszych dla Polski chwilach. Mało kto wie, że jedną z pierwszych grup cudzoziemców, którzy dotarli do Polski po wprowadzeniu stanu wojennego byli właśnie francuscy geografowie, przyjaciele Maksymiliana Skotnickiego. Pozbawieni jakichkolwiek wieści o losach Polaków, zdecydowali się, kosztem swego bezpieczeństwa, przyjechać i nieść pomoc.

Gdy dziś we Francji wspomni się Maksa Skotnickiego, niemal w każdym francuskim uniwersytecie znajdzie się ktoś, kto go pamięta i ceni. W ten sposób stał się nieformalnym ambasadorem polskiej geografii we Francji. Także francuskiej w Polsce.

Pośród licznych Jego inicjatyw w dziedzinie współpracy między tymi krajami, dwie wydają się najistotniejsze. Po pierwsze był inicjatorem, a później organizatorem i koordynatorem grupy badawczej Languedoc-Mazowsze. W pracach tej grupy brało udział ze strony polskiej wielu warszawskich (i kilkoro łódzkich) geografów z Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW oraz Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, a ze strony francuskiej geografowie przede wszystkim z Uniwersytetu Montpellier III. Przez kilkanaście lat, na przemian w Polsce i we Francji, odbywały się badania terenowe – studia porównawcze, skierowane na analizę procesów zmieniających środowisko przyrodnicze i społeczne oraz badania rozwoju regionalnego w różnych częściach obu krajów, w szczególności w obszarach przygranicznych. Powstało kilka wartościowych publikacji w języku francuskim, przez co wyniki tych badań są lepiej znane za granicą niż w Polsce.

Efektów drugiego pomysłu nie sposób natomiast nie zauważyć. Na przełomie lat 1980. i 1990. M. Skotnicki rozwinął bowiem współpracę z Uniwersytetem w Limoges, która doprowadziła do powstania w Polsce kilkudziesięciu małych elektrowni wodnych; niejedną do nich część pomysłodawca osobiście przywiózł do kraju.

Za swą działalność na rzecz współpracy polsko-francuskiej otrzymał od Prezydenta Republiki Francuskiej jedno z najwyższych francuskich naukowych odznaczeń – *Palme Académiques*.

Praca organizacyjna była Jego pasją. Należał do grona współtwórców Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW. Przez 9 lat pełnił funkcję prodziekana. Kierował kilkoma programami badawczymi. Pracował w Komisji ds. Międzynarodowych Uniwersytetu Warszawskiego. Do swych ostatnich dni był przewodniczącym Komisji Standaryzacji Nazw Geograficznych poza granicami Rzeczypospolitej Polskiej przy Głównym Geodecie Kraju. Był pomysłodawcą i do 2007 r. redaktorem naczelnym pisma *Miscellanea Geographica*. Wśród czasopism, których kolegia redakcyjne miały zaszczyt go gościć znajdują się: *Afryka*, *Azja*, *Ameryka Łacińska*, *Poznaj Świat*, *Asia&Pacific Studies*. Bardzo cieszył się i był dumny z możliwości współredagowania wydawanego przez *Maison de la Géographie* w Montpellier *Mappemonde* – francuskiego czasopiśma poświęconego nowoczesnym metodom prezentacji kartograficznej. Był też autorem i konsultantem wielu wydawnictw encyklopedycznych, m.in. *Encyklopedii Geograficznej Świata*.

Publikował niewiele. Gdy jednak zdecydował się na przelanie swych myśli na papier, efekt okazywał się ważki, logiczny i starannie dopracowany. Nigdy nie rozpoczął pracy

nad rozprawą habilitacyjną, uważając ją za zbędny etap naukowej działalności. Uważał, że w podobnym czasie można uczynić wiele dobrego dla nauki, geografii, ludzi i świata. A że ograniczało to możliwości awansu naukowego? Przecież o jakości człowieka i naukowca nie zawsze świadczy stopień naukowy.

Chorował długo, wciąż pracując. Praca, zwłaszcza zajęcia dydaktyczne, dawała mu satysfakcję i podtrzymywała wolę życia. Wolą przetrwania zadziwiał lekarzy. Sam nie krył, że praca dodaje mu sił do walki z chorobą. Jeszcze kilkanaście dni przed odejściem planował zajęcia na kolejny rok akademicki. Wciąż podkreślał, jak ważne jest uświadamianie studentom geografii faktu, że świat jest zróżnicowany, a hierarchia wartości ludów zamieszkujących odległe kraje bywa odmienna od europejskiej. I że trzeba to uszanować.

To były jedne z ostatnich słów, które od Niego usłyszałem. Dziś brzmią jak testament.

Doktor Maksymilian Skotnicki, Geograf, odszedł 26 lutego 2007 r.

Maciej Jędrusik

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa

Niko Beručašvili
1947–2006

W marcu 2006 r. zmarł w Tbilisi Profesor Niko Beručašvili, wybitny specjalista w dziedzinie nauki o krajobrazie, wieloletni kierownik słynnej stacji badawczej Martkopi na Kaukazie, autor znaczących publikacji. Pozostanie w naszej pamięci jako twórca nowoczesnej teorii struktury i funkcjonowania krajobrazu.

Uchwycenie dynamiki zmian elementów przyrodniczych zawsze nastęcza istotne trudności. Rzecz, co oczywiste, leży w braku odpowiedniej liczby punktów obserwacyjnych, które pozwalałyby na liczbowe określenie zachodzących zmian. Potrzeba takich badań nasilała się wraz z zapotrzebowaniem praktyki, a także w związku ze wzrostem popularności ogólnej teorii systemów i jej zastosowania w badaniach nad przyrodą. Jeżeli dziś uważa się, że jednak wkroczyliśmy w okres dynamicznych badań krajobrazu, to przynajmniej w pewnej części zawdzięczamy to śmiałym koncepcjom Profesora Niko Beručašvili. Wskazał on możliwości nowego sposobu prowadzenia badań stacjonarnych, a zwłaszcza ich interpretacji, a także – może przede wszystkim – wnioskowania o zmianach, głównie cyklicznych, w sposób uproszczony, na podstawie badań półstacjonarnych i ekspedycyjnych. Jest to jedyna droga pozwalająca na objęcie badaniami większych obszarów. Wiadomo, że istnieją elementy rzeźby powierzchni terenu w większym niż inne stopniu narażone na działanie procesów geodynamicznych, wiadomo, że wahania poziomu wód w określonych sytuacjach muszą być większe niż na terenach otaczających, wiadomo, że pewne zbiorowiska roślinne lub ich stadia rozwojowe podlegają szybszym i bardziej zasadniczym przemianom niż inne. Połączenie tej

wiedzy z obserwacjami prowadzonymi systematycznie w reprezentatywnych punktach pozwala na charakterystykę dynamiki „życia” systemu przyrodniczego.

Z poglądami Niko Beručašvili spotkaliśmy się w 1980 r., gdy do Polski dotarły opracowane przez niego mapy krajobrazowe Kaukazu i *Objasnitelnaja zapiska k landšaftnoj kartie Kavkaza*. Istotne znaczenie miała również jego dysertacja doktorska zatytułowana *Prostranstvienno-vremiennyj analiz i sintiez prirodno-territorialnych kompleksov*. W pracach tych można było znaleźć spójny i logiczny system dynamicznej klasyfikacji krajobrazu, w szczególności być może nieco skomplikowany i czasem trochę oderwany od realnych możliwości badawczych. Było to jednak podejście całkowicie oryginalne i nowatorskie, które dziś jeszcze zadziwia swą śmiałością i kompleksowością. Następne publikacje przyniosły dalsze szczegóły i pozwalały na śledzenie rozwoju teorii. Szczególne znaczenie miały następujące pozycje: *Četyre izmerenija landšafta* (1986), *Etologija landšafta i kartografirovanije sostojanija prirodnoj sredy* (1989), *Geofizyka landšafta* (1990) i wreszcie głośna publikacja wydana w Paryżu we współpracy z G. Rougerie *Geosystemes et paysages. Bilan et methodes* (1991).

Prace N. Beručašvilię zawierały szereg nowych propozycji metodycznych. O niektórych była już mowa. Warto jednak zauważyć, że obalił on mit dotyczący najmniejszego elementu w strukturze systemu przyrodniczego. Zarówno na wschodzie, jak i na zachodzie Europy przyjmowano, że tę najmniejszą część stanowi homogeniczny ekotop (facja w języku rosyjskim). Beručašvili zszedł niżej i wprowadził pojęcie geomasy. Geomasy tworzą każdy, nawet najmniejszy całościowo definiowany system przyrodniczy. Stanowią one cegiełki, z których zbudowany jest „dom przyrody”. Beručašvili rozwiązał również podstawowy problem wszelkich ujęć syntetycznych, sprowadzając rządzące się odrębnymi prawami komponenty przyrodnicze do wspólnego mianownika. Jego geomasy są charakteryzowane w kategoriach wagi, objętości i gęstości, mogą zatem być porównywane i sumowane.

W 1997 roku ukazał się oryginalny i szeroko stosowany przewodnik do badań fizyczno-geograficznych N. Beručašvilię i V.K. Žučkovej. Stanowi on do dziś ważne źródło informacji dla zainteresowanych kompleksowym kartowaniem terenowym.

Z inicjatywy uczniów i współpracowników zmarłego ukazała się ostatnio publikacja *Četyre izmierienija landšafta – dvadcat' let spustia*. Jest to praca zbiorowa¹ obejmująca naukowy życiorys N. Beručašvilię, wykaz jego osiągnięć, wybrane publikacje oraz wspomnienia osób, które z nim współpracowały, w tym notatkę niżej podpisanego. Książka była rozprowadzana wśród uczestników XI Konferencji Krajobrazowej zorganizowanej w Moskwie w dniach 22–25 sierpnia 2006 r. i wzbudziła duże zainteresowanie.

Andrzej Richling

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa

¹ Red. G.A. Isačenko, A.V. Kuslin, N.K. Elizbarašvili, Izd. „Aneks”, Moskwa 2006.

**Stopnie naukowe doktora habilitowanego
i doktora nauk geograficznych uzyskane w 2006 r.**

Poniżej podajemy, w porządku alfabetycznym, listę osób, które uzyskały w 2006 r. stopnie doktora habilitowanego i doktora nauk geograficznych. Listę zestawiono na podstawie materiałów pochodzących z poszczególnych placówek, zebranych przez Komitet Nauk Geograficznych PAN.

W odniesieniu do stopnia doktora podano placówkę i datę nadania stopnia. W przypadku doktora habilitowanego podano imiona i nazwiska osób, którym stopnie nadały stosowne Rady Wydziałów lub IGiPZ PAN w 2005 i 2006 r., a stopnie zostały zatwierdzone przez Centralną Komisję ds. Stopni i Tytułu Naukowego w 2006 r. W związku ze zmianą przepisów w 2006 r. w kilku przypadkach data kolokwium jest identyczna z datą zatwierdzenia habilitacji.

LK

Tabela 1. Uzyskane w 2006 r. stopnie doktora habilitowanego nauk geograficznych

Imię i nazwisko, placówka	Tytuł pracy	Recenzenci	Miejsce nadania	Data	
				kolokwium	zatwierdzenia
Barbara Antczak-Górka, UAM	<i>Glazy rzeźbione przez wiatr jako wskaźniki różnowiekowych stref peryglacjalnych ostatniego zlodowacenia w Polsce Zachodniej</i>	prof. dr hab. M. Łanczont prof. dr hab. T. Szczypek prof. dr hab. W. Stankowski	UAM	11.10.2005	29.05.2006
Mirosław Błaszkwicz, IGiPZ PAN	<i>Późnoglacialna i wczesnoholocenińska ewolucja obniżen jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza)</i>	prof. dr hab. R.K. Borówka prof. dr hab. L. Marks prof. dr hab. B. Nowaczyk prof. dr hab. L. Starkel	IGiPZ PAN	7.06.2006	7.06.2006
Robert Bogdanowicz, UG	<i>Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku</i>	prof. dr hab. A.T. Jankowski prof. dr hab. J. Pociask-Karteczka prof. dr hab. P. Kowalik prof. dr hab. S. Musielak	UAM	14.11.2006	14.11.2006
Joaquin Roberto Gonzales Martinez, UW	<i>Longue Duree Processes and Geohistorical Conformation in Mexico</i>	dr hab. R. Mroziewicz, prof. CC prof. dr hab. A. Poser-Zieliński prof. dr hab. A. Lisowski	UW	17.01.2006	26.06.2006
Stanisław Grykień, UW	<i>Przekształcenia w rolnictwie Europy Środkowo-Wschodniej ze szczególnym uwzględnieniem nowych krajów związkowych Niemiec, Polski i Ukrainy</i>	prof. dr hab. J. Falkowski prof. dr hab. B. Głębocki prof. dr hab. W. Stola	UWr	4.03.2005	10.11.2005
Jacek Kaczmarek, UŁ	<i>Podejście geobiograficzne w geografii społecznej</i>	prof. dr hab. A. Matczak prof. dr hab. A. Lisowski prof. dr hab. W. Maik prof. dr hab. J. Łoboda	UŁ	20.06.2006	20.06.2006
Tomasz Kaczmarek, UAM	<i>Struktury terytorialno-administracyjne i ich reformy w krajach europejskich</i>	prof. dr hab. T. Czyż prof. dr hab. M. Dutkowski prof. dr hab. K. Pająk	UAM	28.06.2005	30.01.2006

Imię i nazwisko, placówka	Tytuł pracy	Recenzenci	Miejsce nadania	Data	
				kolokwium	zatwierdzenia
Leszek Kolendowicz, UAM	<i>Wpływ cyrkulacji atmosferycznej oraz temperatury i wilgotności powietrza na występowanie dni z burzą na obszarze Polski</i>	prof. dr hab. K. Haman prof. dr hab. T. Niedźwiedź prof. dr hab. K. Kłysik prof. dr hab. A. Woś	UAM	12.12.2006	12.12.2006
Zenon Koziół, UMK	<i>Geokompozycyjno-wizualizacyjne aspekty modelowania rzeźby terenu wobec współczesnych procedur pozyskiwania i przetwarzania danych</i>	prof. dr hab. W. Pawlak prof. dr hab. E. Krzywicka-Blum prof. dr hab. M. Sirko	UWr	17.06.2005	17.03.2006
Józef Kukulak, AP w Krakowie	<i>Zapis skutków osadnictwa i gospodarki rolnej w osadach rzeki górskiej na przykładzie aluwiiów dorzecza górnego Sanu w Bieszczadach wysokich</i>	prof. dr hab. E. Mycielska-Dowgiałło prof. dr hab. L. Starkel prof. dr hab. K. Klimek	UŚ	15.06.2005	30.01.2006
Krystyna Milecka, UAM	<i>Historia jezior lobeliowych zachodniej części Borów Tucholskich na tle postglacjalnego rozwoju szaty leśnej</i>	prof. dr hab. T. Madeyska prof. dr hab. J. Szmaja prof. dr hab. K. Tobolski	UAM	15.11.2005	27.03.2006
Ewa Nowak, AŚ	<i>Metody klasyfikacji w badaniach geograficznych (analiza porównawcza)</i>	prof. dr hab. J. Nazarko prof. dr hab. A. Matczak dr hab. W. Ratajczak, prof. UAM	UAM	28.02.2006	26.06.2006
Zbigniew Podgórski, UMK	<i>Wpływ budowy i funkcjonowania młynów wodnych na rzeźbę terenu i wody powierzchniowe Pojezierza Chełmińskiego i przyległych części dolin Wisły i Drwęcy</i>	prof. dr hab. Z. Babiński prof. dr hab. J. Drwał prof. dr hab. A. Kaniecki	IGiPZ PAN	22.06.2005	15.03.2006
Elżbieta Puchnarewicz, UW	<i>Państwo a rodzina we współczesnym Egipcie</i>	prof. dr hab. M. Szczepański prof. dr hab. A. Jackowski prof. dr hab. F. Plit	UW	18.01.2005	27.03.2006

Ewa Roo-Zielińska, IGiPZ PAN	<i>Fitoindykacja jako narzędzie oceny środowiska fizycznogeograficznego. Podstawy teoretyczne i analiza porównawcza stosowanych metod</i>	prof. dr hab. Z. Dzwonko prof. dr hab. L. Kozacki prof. dr hab. R. Olaczek	IGiPZ PAN	26.10.2005	24.04.2006
Anna Styszyńska, Akademia Morska w Gdyni	<i>Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982–2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki</i>	prof. dr hab. M. Kaszewski prof. dr hab. T. Niedźwiedź prof. dr hab. J. Trepieńska prof. dr hab. A. Woś	UAM	21.11.2006	21.11.2006
Andrzej Zborowski, UJ	<i>Przemiany struktury społeczno-przestrzennej regionu miejskiego w okresie realnego socjalizmu i transformacji ustrojowej (na przykładzie Krakowa).</i>	prof. dr hab. B. Domański prof. dr hab. J. Łoboda prof. dr hab. G. Węclawowicz prof. dr hab. S. Liszewski	UJ	6.06.2006	6.06.2006

Tabela 2. Uzyskane w 2006 r. stopnie doktora nauk geograficznych

Imię i nazwisko	Tytuł pracy	Promotor	Recenzenci	Placówka	Data nadania stopnia
Marek Angiel	<i>Typy strukturalno-funkcjonalne koryt rzecznych w obszarze młodoglacjalnym.</i>	doc. dr hab. L. Kaszowski OSPPE	prof. dr hab. A. Kotarba prof. dr hab. K. Krzemień	UJ	19.09.2006
Karina Apolinarska	<i>Rekonstrukcja zmian paleośrodowiskowych i paleoklimatycznych na podstawie zapisu izotopów stabilnych $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^{13}\text{C}$ w węglanach jezior Lednickiego i Niepruszewskiego</i>	prof. dr hab. J. Fedorowski	prof. dr hab. S.W. Alexandrowicz prof. dr hab. W. Stankowski	UAM	13.06.2006
Monika Borowiec	<i>Krakowski i rzeszowski ośrodek akademicki w świetle koncepcji układów bipolarnych</i>	prof. dr hab. Z. Zioto	dr hab. E. Rydz, prof. PAP prof. dr hab. B. Górz	AP Kraków	22.09.2006
Tomasz Bryndał	<i>Przyrodnicze i antropogeniczne uwarunkowania występowania lokalnych powodzi w Polsce</i>	dr hab. W. Cabaj	dr hab. B. Jaśkowski dr hab. R. Soja	AP Kraków	20.09.2006
Przemysław Charzyński	<i>Studia nad adaptacją międzynarodowej klasyfikacji gleb wg World Reference Base of Soil Resources do pokrywy glebowej Polski</i>	prof. dr hab. R. Bednarek	prof. dr hab. A. Mocek prof. dr hab. S. Skiba	UMK	19.05.2006
Sławomir Chybiński	<i>Określenie elementów bilansu wodnego wysypisk odpadów komunalnych na podstawie wybranych przykładów</i>	dr hab. J. Tomaszewski, prof. UWri	dr hab. J. Sawicki dr hab. A. Jędrczak	UWri	24.03.2006
Małgorzata Dams-Lepiarz	<i>Procesy adaptacji małych miast województwa lubelskiego do nowych warunków ustrojowych w latach 1988–2002</i>	prof. dr hab. B. Górz	prof. dr hab. Z. Długosz dr hab. J. Mościbroda, prof. UMCS	UMCS	11.01.2006
Tomasz Duda	<i>Sedymentacja osadów fluwialnych w Dolinie Dolnej Odry rozwijającej się pod wpływem długotrwałego wzrostu poziomu morza</i>	prof. dr hab. R.K. Borówka	prof. dr hab. L. Andrzejewski prof. dr hab. S. Musielak	US	3.07.2006

Joanna Dudzińska-Nowak	<i>Zmienność morfologii strefy brzegowej jako wskaźnik tendencji rozwojowych brzegu</i>	dr hab. K. Furmańczyk, prof. US	prof. dr hab. L. Kozacki prof. dr hab. S. Musielak	US	11.09.2006
Mariusz Gałka	<i>Dynamika zmian limniczno-telmatycznych w ujściowym odcinku Strugi Siedmiu Jezior</i>	prof. dr hab. K. Tobolski	prof. dr hab. F.Yu. Velichkevich prof. dr hab. S. Żurek	UAM	27.06.2006
Joanna Gawor	<i>Wpływ cyrkulacji atmosfery na temperaturę powietrza i opady w podzwrotnikowej i umiarkowanej strefie Ameryki Południowej</i>	prof. dr hab. T. Niedźwiedz	prof. dr hab. A. Woś dr hab. Z. Ustrnul, prof. UŚ	UŚ	19.12.2006
Agnieszka Gontaszewska	<i>Własności termofizyczne gruntów okolic Zielonej Góry w aspekcie przemiarzania</i>	prof. dr hab. W. Stankowski	prof. dr hab. inż. A. Florkewicz prof. dr hab. R. Racinowski	UAM	13.06.2006
Beata Hibszer	<i>Denudacja chemiczna w zlewni Prądnika w warunkach antropopresji</i>	prof. dr hab. A. Kowalczyk	dr hab. A. Świeca, prof. UMCS dr hab. W. Andrejczuk, prof. UŚ	UŚ	28.03.2006
Sylvia Horská-Schwarz	<i>Struktura i funkcjonowanie geokompleksów doliny Odry między Wrocławiem a Oławą</i>	prof. dr hab. A. Szponar	prof. dr hab. A. Richling dr hab. K. German	UWr	24.11.2006
Kalina Jankovská	<i>Podstawy zintegrowanego sterowania zasobami wodnymi na obszarach krasowych na przykładzie Wyżyny Dobruży w Bułgarii</i>	prof. dr hab. J. Pociask-Karteczka	prof. dr hab. J. Pawlik-Dobrowolski prof. dr hab. W. Chełmicki	UJ	21.11.2006
Michał Jasnosz	<i>Przemiany funkcji Piotrkowa Trybunalskiego i ich wpływ na morfologię miasta</i>	dr hab. A. Suliborski, prof. UŁ	prof. dr hab. M. Koter prof. dr hab. Z. Górka	UŁ	28.11.2006
Małgorzata Kasprzak	<i>Zróźnicowanie, pochodzenie i wykorzystanie piaskowców w romańskiej architekturze południowej Wielkopolski</i>	prof. dr hab. J. Skoczylas	prof. dr hab. Ryszard Kryza prof. dr hab. Wojciech Stankowski	UAM	13.06.2006

Imię i nazwisko	Tytuł pracy	Promotor	Recenzenci	Placówka	Data nadania stopnia
Gulzat Kokoeva	<i>Interpretacja gleb słonych doliny Czuj w Kirgistanie za pośrednictwem wielospektralnych obrazów satelitarnych Landsat oraz Terra-Aster</i>	prof. dr hab. inż. J. Cierniewski	prof. dr hab. S. Białousz prof. dr hab. inż. J.R. Olędzki	UAM	14.11.2006
Renata Kołodyńska-Gawrysiak	<i>Morfogeneza suchych dolin Wyżyny Lubelskiej w późnym vistulianie i holo-cenie</i>	dr hab. J. Superson, prof. UMCS	prof. dr hab. M.Łanczot prof. dr hab. B. Nowaczyk	UMCS	11.10.2006
Tomasz Kołodziej	<i>Cykliczność depozycji i transformacja vistuliańskich utworów lessowych na Wzniesieniach Urzędowskich (Wyżyna Lubelska)</i>	dr hab. L. Dolecki, prof. UMCS	prof. dr hab. M. Łanczot dr hab. K. Dwucet	UMCS	7.11.2006
Joanna Kowalczyk-Aniol	<i>Przestrzeń urlopowo-wakacyjna łódzkich rodzin – na przykładzie rodzin studentów Uniwersytetu Łódzkiego</i>	prof. dr hab. S. Liszewski	prof. dr hab. J. Wyrzykowski prof. dr hab. A. Matczak	UŁ	19.06.2006
Katarzyna Kubiak-Wójcicka	<i>Zmiany hydrograficzne i hydrologiczne w dolinie Wisły pomiędzy Włocławkiem a Bydgoszczą</i>	dr hab. R. Glazik, prof. UMK	prof. dr hab. Z. Babiński dr hab. M. Grześ, prof. UMK	UMK	22.09.2006
Anita Kulawiak	<i>Rozwój funkcji społeczno-gospodarczej w przestrzeni miejskiej na przykładzie wybranych obszarów Łodzi</i>	dr hab. A. Suliborski, prof. UŁ	prof. dr hab. S. Liszewski dr hab. E. Rydz, prof. PAP	UŁ	30.05.2006
Małgorzata Leśniak	<i>Konkurencyjność obszarów pogranicza polsko-niemieckiego</i>	prof. dr hab. S. Ciok	prof. dr hab. J. Łoboda prof. dr hab. K. Heffner	UWr	1.12.2006
Tomasz Łabuz	<i>Morfodynamika brzegów wydmy z uwzględnieniem wpływu roślinności na przykładzie Mierzei Bramy Świny</i>	prof. dr hab. S. Musielak	prof. dr hab. B. Nowaczyk prof. dr hab. R.K. Borówka	US	11.09.2006
Damian Łowicki	<i>Zmiany krajobrazu kulturowego województwa wielkopolskiego w czasie transformacji ustrojowej</i>	dr hab. A. Mizgajski	prof. dr hab. L. Kozacki dr hab. M. Kistowski	UAM	13.06.2006

Joanna Majcher	<i>Geneza i rozwój przestrzeni turystycznej Górnos Śląskiego Zespołu Miejskiego</i>	prof. dr hab. S. Liszewski	dr hab. E. Dziegieć, prof. UŁ prof. dr hab. W. Kurek	UŁ	19.06.2006
Marek Majewski	<i>Procesy denudacyjne w rynnach jeziora Jasień</i>	dr hab. W. Florek, prof. PAP	dr hab. M. Bogacki, prof. UW prof. dr hab. B. Nowaczyk	UW	27.06.2006
Michał Marosz	<i>Zmienność stopnia organizacji przepływu powietrza nad Europą, 1971–2000</i>	dr hab. M. Miętus, prof. UG	prof. dr hab. K. Kozuchowski prof. dr hab. T. Niedźwiedź	UG	13.10.2006
Michał Męczyński	<i>Przestrzenne zróżnicowanie i dyfuzja technologii informacyjno-komunikacyjnych</i>	prof. dr hab. T. Stryjakiewicz	prof. dr hab. T. Czyż prof. dr hab. J. Łoboda	UAM	13.06.2006
Grzegorz Micek	<i>Czynniki i mechanizmy koncentracji przestrzennej firm informatycznych w Polsce</i>	prof. dr hab. B. Domański	dr hab. T. Stryjakiewicz, prof. UAM dr hab. M. Paszkowski	UJ	20.06.2006
Wioletta Michalska	<i>Obieg węglanu wapnia w obszarze młodoglacjalnym na przykładzie systemu denudacyjnego zlewni jeziora Pile (Pomorze Zachodnie)</i>	dr hab. J. Cyberski, prof. UG	prof. dr hab. A. Choiński dr hab. E. Bukowska-Jania	UŚ	24.10.2006
Grzegorz Michalski	<i>Geomorfologiczne i hydrologiczne czynniki warunkujące rozwój roślinności litoralnej wybranych zbiorników wodnych Wyżyny Śląskiej</i>	dr hab. A. Czyłok, prof. UŚ	prof. dr hab. J. Borysiak prof. dr hab. A.T. Jankowski	UŚ	24.10.2006
Franciszek Mróz	<i>Geneza i typologia sanktuariów Pańskich w Polsce</i>	prof. dr hab. A. Jackowski	doc. dr hab. L. Kaszowski, OSPPE dr hab. E. Rydz, prof. PAP	UJ	25.04.2006
Elżbieta Mydlowska	<i>Struktura przestrzenno-funkcjonalna terenów zielonych w Szczecinie</i>	dr hab. J. Jurek, prof. US	prof. dr hab. S. Koziarski prof. dr hab. H. Rogacki	US	22.06.2006
Milena Obremska	<i>Dynamika akumulacji biogenicznej w obszarze oddziaływania Zalewu Żurskiego (Bory Tucholskie)</i>	dr hab.inż. K. Milecka	prof. dr hab. S. Żurek doc. dr hab. inż. K.M. Krupiński	UAM	21.09.2006

Imię i nazwisko	Tytuł pracy	Promotor	Recenzenci	Placówka	Data nadania stopnia
Michał Osowiec	<i>Funkcjonowanie krajobrazów hydrogenicznych na przykładzie Polesia Lubelskiego</i>	prof. dr hab. A. Richling	dr hab. K. Ostaszewska dr hab. T.J. Chmielewski, prof. PL	UW	19.12.2006
Wiktoria Pantylej	<i>Wpływ zmian społeczno-gospodarczych na stan zdrowia ludności Ukrainy i Polski w latach 1990–2002</i>	prof. dr hab. B. Górz	prof. dr hab. A. Jelonek prof. dr hab. K.H. Wojciechowski	UMCS	11.01.2006
Agnieszka M. Piechota	<i>Drenaż subglacjalny lodolodu vistuliańskiego na obszarze Polski NW w świetle metod geostatystycznych i modelowania numerycznego</i>	prof. dr hab. J. Jania prof. dr hab. J.A. Piotrowski	dr hab. A. Kowalczyk prof. dr hab. W. Wysota	UŚ	19.12.2006
Daria Piontek	<i>Przemiany krajobrazu kulturowego Bytomia (na przykładzie wybranych dzielnic)</i>	dr hab. M.Z. Pulina, prof. UŚ	prof. dr hab. L. Kozacki dr hab. M. Tkocz	UŚ	21.11.2006
Andrzej Plak	<i>Czynniki kształtujące zawartość i formy arsenu w glebach aglomeracji lubelskiej</i>	dr hab. J. Melke, prof. UMCS	prof. dr hab. S. Skiba prof. dr hab. S. Baran	UMCS	7.06.2006
Paweł Prokop	<i>Degradacja środowiska przyrodniczego południowego skłonu Wyżyny Meghalaya, Indie (z zastosowaniem GIS i metod teledetekcji)</i>	prof. dr hab. L. Starkel	prof. dr hab. J.R. Olędzki doc. dr hab. M. Degórski	IGiPZ PAN	6.12.2006
Monika Prylińska	<i>Wizerunek turystyczny Polski w krajach Unii Europejskiej</i>	dr hab. E. Dziegieć, prof. UŁ	prof. dr hab. J. Wyrzykowski prof. dr hab. S. Liszewski	UŁ	24.10.2006
Joanna Przybyś	<i>Możliwości rozwoju turystyki kulturowej na obszarach wiejskich (na przykładach z Polski)</i>	prof. dr hab. A. Kowalczyk	prof. dr hab. F. Plit prof. dr hab. A. Rosner	UW	19.12.2006
Agnieszka Pyl	<i>Wpływ czynnika naturalnego i antropogenicznego na kształtowanie gleb Parku Krajobrazowego „Podlaski Przełom Bugu”</i>	dr hab. Z. Klimowicz	prof. dr hab. inż. P.M. Skłodowski prof. dr hab. S. Uziak	UMCS	1.02.2006

Hubert Rabant	<i>Zmiany sieci drogowej Ziemi Chełmińskiej w XIX i XX w.</i>	dr hab. H. Rochnowski, prof. UMK	doc. dr hab. Z. Taylor prof. dr hab. E. Zdrojewski	UMK	9.06.2006
Elżbieta Rojan	<i>Współczesne procesy morfogenetyczne w północno-zachodniej części Pamiru</i>	dr hab. M. Bogacki, prof. UW	prof. dr hab. E. Dowgiałło prof. dr hab. J. Szupryczyński	UW	19.12.2006
Tomasz Rydzewski	<i>Redystrybucja przestrzenna ludności w strefie podmiejskiej Szczecina</i>	dr hab. J. Jurek, prof. US	prof. dr hab. Z. Długosz prof. dr hab. M. Dutkowski	US	3.07.2006
Joanna Paulina Siwek	<i>Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania zmienności chemizmu wód powierzchniowych w małych zlewniach na progu Pogórza Wiśnickiego</i>	prof. dr hab. W. Chełmicki	prof. dr hab. K. Krzemień prof. dr hab. Z. Michalczyk	UJ	20.06.2006
Krzysztof Siwek	<i>Zróżnicowanie opadów atmosferycznych na Lubelszczyźnie w latach 1951–2000</i>	dr hab. B.M. Kaszewski, prof. UMCS	prof. dr hab. W. Warakomski dr hab. Z. Ustrnul, prof. UŚ	UMCS	6.12.2006
Lilianna Skublicka	<i>Wieloletnia zmienność dobowej amplitudy temperatury powietrza w Krakowie na tle współczesnego ocieplenia klimatu</i>	prof. dr hab. J. Trepiańska	dr hab. M. Drużkowski dr hab. Z. Ustrnul, prof. UŚ	UJ	25.04.2006
Leszek Sobkowiak	<i>Analiza wezbrań na rzece Jangcy ze szczególnym uwzględnieniem obszaru Kotliny Sichuańskiej i Trzech Przelomów</i>	dr hab. J. Rotnicka, prof. UAM	prof. dr hab. M. Gutry-Korycka prof. dr hab. A. Kaniecki	UAM	27.06.2006
Krzysztof Stachowiak	<i>Instytucjonalne uwarunkowania bezpieczeństwa inwestycji zagranicznych w Polsce</i>	prof. dr hab. Z. Chojnicki	prof. dr hab. B. Domański prof. dr hab. T. Stryjakiewicz	UAM	13.06.2006
Grzegorz Synowiec	<i>Formy i procesy osuwiskowe w Górach Kamiennych</i>	dr hab. P. Migoń, prof. UWwr	prof. dr hab. A. Kotarba dr hab. A. Łajczak	UWr	21.06.2006
Joanna Szczęsna	<i>Kształtowanie pojęcia krajobraz w świadomości uczniów na II etapie edukacyjnym</i>	prof. dr hab. M. Harasimiuk	prof. dr hab. M. Pulinowa prof. dr hab. K. Wojciechowski	UMCS	7.06.2006

Imię i nazwisko	Tytuł pracy	Promotor	Recenzenci	Placówka	Data nadania stopnia
Magdalena Szmytkowska	<i>Kształtowanie się przestrzeni społecznej miasta w okresie transformacji ustrojowej na przykładzie Gdyni</i>	dr hab. I. Sagan, prof. UG	prof. dr hab. B. Jałowiecki dr hab. S. Kaczmarek	UG	17.11.2006
Grażyna Szpikowska	<i>Denudacja chemiczna w zlewni młodogłębocjalnej (Chwalimski Potok, góra Parsęta)</i>	prof. dr hab. A. Kostrzewski	dr hab. A. Stankowska, prof. UAM dr hab. A. Świeca, prof. UMCS	UAM	12.12.2006
Witold Warcholik	<i>Rola czynnika antropogenicznego w zmianach krajobrazu zachodniej części Beskidu Niskiego w obszarze Polski i Słowacji w XX wieku</i>	prof. dr hab. J. Lach	dr hab. K. German prof. dr hab. M. Łanczont	AP Kraków	22.05.2006
Krzysztof Wiedermann	<i>Czynniki i skutki rozwoju przemysłu motoryzacyjnego w skali lokalnej i regionalnej na przykładzie województwa śląskiego</i>	dr hab. M. Paszkowski	prof. dr hab. B. Kortus dr hab. J. Runge, prof. UŚ	UJ	19.12.2006
Marek Wiśniewski	<i>Kształtowanie się transgranicznych powiązań turystycznych regionu podkarpackiego i lwowskiego w nowych warunkach społeczno-gospodarczych</i>	dr hab. R. Fedan	prof. dr hab. I. Jędrzejczyk dr hab. Z. Makiela	AP Kraków	12.07.2006
Jacek Wolski	<i>Przekształcenia krajobrazu wiejskiego Bieszczadów Wysokich jako następstwo zmian form i natężenia oddziaływań antropogenicznych w ciągu ostatnich 150 lat</i>	doc. dr hab. M. Degórski	prof. dr hab. L. Starkel prof. dr hab. K. Wojciechowski	IGiPZ PAN	6.12.2006
Marcin Wójcik	<i>Przemiany społeczno-gospodarcze wsi aglomeracji łódzkiej w okresie transformacji ustrojowej</i>	dr hab. A. Suliborski, prof. UŁ	prof. dr hab. W. Maik dr hab. K. Rembowska, prof. UŁ	UŁ	31.01.2006

Radosław Wróblewski	<i>Facje litodynamiczne bariery piaszczystej na przykładzie Półwyspu Helskiego (rejon Chalupy–Kuźnica)</i>	prof. dr hab. S. Rudowski	dr hab. W. Florek, prof. AP w Słupsku, dr hab. R. Gołębiowski, prof. UG	UG	7.07. 2006
Maciej Zathay	<i>Wrocławska strefa suburbialna. Zmiany morfologiczne, funkcjonalne i społeczne</i>	dr hab. B. Lubicz-Miszewska, prof. UWr	prof. dr hab. J. Łoboda prof. dr hab. J. Słodczyk	UWr	20.01.2006
Joanna Zawiejska	<i>Struktura i dynamika koryta Dunajca</i>	prof. dr hab. K. Krzemień	prof. dr hab. K. Klimek prof. dr hab. W. Chełmicki	UJ	20.06.2006
Marta Ziólek	<i>Wpływ czynników naturalnych i działalności człowieka na zawartość różnych form fosforu w glebach organicznych Polesia i Spitsbergenu</i>	dr hab. J. Melke, prof. UMCS	dr hab. D. Czepińska-Kamińska, prof. SGGW dr hab. A. Łachacz, prof. UWM	UMCS	8.03.2006
Dariusz Ziółkowski	<i>Środowiskowe uwarunkowania efektywności interferometrii radarowej w badaniach ruchów masowych w terenach górskich</i>	prof. dr hab. J.R. Olędzki	dr hab. S. Mularz, prof. AGH prof. dr hab. A. Ciołkosz	UW	21.11.2006
Małgorzata Zochowska	<i>Czynniki aktywizacji obszaru górskiego na przykładzie południowej części Ziemi Kłodzkiej</i>	dr hab. E. Jakubowicz, prof. UWr	prof. dr hab. B. Górz dr hab. W. Hasiński	UWr	28.04.2006

XI Międzynarodowa konferencja krajobrazowa
„Landšaftoviedienije – teorija, mietody,
regionalnyje issledovanija, praktika”
Moskwa, 22–25 VIII 2006 r.

W dniach 22–25 sierpnia 2006 r. odbyła się w Moskwie XI Międzynarodowa konferencja naukowa dotycząca nauki o krajobrazie. Organizatorami konferencji byli: Rosyjskie Towarzystwo Geograficzne, Państwowy Uniwersytet Moskiewski im. M.W. Łomonosowa (Wydział Geograficzny) oraz Instytut Geografii Rosyjskiej Akademii Nauk. Wstępnie Komitet organizacyjny Konferencji otrzymał ponad 500 zgłoszeń z Rosji i z zagranicy. Ostatecznie w obradach udział wzięło ponad 300 osób, w tym przedstawiciele Białorusi, Bułgarii, Litwy, Łotwy, Niemiec, Słowacji, Ukrainy i Polski, której reprezentacja (7 osób) była najliczniejszą spośród zagranicznych.

Konferencja była poświęcona współczesnym problemom nauki o krajobrazie, biorąc pod uwagę najważniejsze kierunki jej rozwoju: teorię, metodologię oraz metody modelowania, a także zagadnieniom praktycznym: strukturze, dynamice i funkcjonowaniu krajobrazów oraz ich organizacji przestrzenno-czasowej. Ponadto zwrócono uwagę na ekologię i planowanie krajobrazu, jego estetykę i wzornictwo. Ważną kwestią poruszaną na Konferencji było nauczanie geografii w szkole średniej i wyższej.

Oficjalnym językiem spotkania był rosyjski, jednak niektóre referaty wygłaszane były w języku angielskim. Obrady odbywały się w gmachu Państwowego Uniwersytetu Moskiewskiego im. M.W. Łomonosowa w Moskwie, na Wydziale Geograficznym.

Pierwszy dzień poświęcono obradom plenarnym. Po otwarciu Konferencji przez dziekana Wydziału Geograficznego Uniwersytetu Moskiewskiego N.S. Kasimowa oraz mowach powitalnych, wygłoszono 12 wykładów dotyczących metod badań, problemów oraz zadań nauki o krajobrazie. Ponadto przedstawione zostały badania krajobrazowe w Instytucie Geografii Rosyjskiej Akademii Nauk, a A. Richling wygłosił referat na temat krajobrazowego zróżnicowania Polski.

W drugim dniu konferencji obrady odbywały się w 5 sekcjach:

1. Teoria i metody nauki o krajobrazie. Kształcenie.
2. Struktura i organizacja krajobrazu.
3. Funkcjonowanie, dynamika i ewolucja krajobrazu.
4. Ekologia krajobrazowa.
5. Planowanie krajobrazowe, estetyka i wzornictwo krajobrazu.

W każdej z tych sekcji wygłoszono po z górą 20 referatów, którym towarzyszyła ożywiona dyskusja.

24 sierpnia przed południem odbyły się obrady „okrągłego stołu”, podczas których skupiono się na dyskusji nad dwoma zasadniczymi tematami: problemami teorii nauki o krajobrazie oraz problemami planowania krajobrazowego. Po południu na 1,5-godzinnej sesji posterowej, zorganizowanej – podobnie jak w drugim dniu obrad – w pięciu sekcjach, przedstawiono w sumie blisko 200 posterów. Następnie odbyło się plenarne posiedzenie zamykające obrady. W jego trakcie wygłoszono 3 referaty dotyczące historii badania krajobrazów, planowania krajobrazowego w Rosji oraz pojęcia antropogenezy.

Na zakończenie kuratorzy przedstawili sprawozdanie z obrad w poszczególnych sekcjach i odbyła się ogólna dyskusja. W konkluzji uczestnicy konferencji stwierdzili, że tego typu spotkania są bardzo owocne i potrzebne oraz wyrazili opinię, że powinny się one odbywać regularnie co 4 lata.

25 sierpnia dla chętnych (2 autokary) zorganizowano sesję terenową w okręgu Borovsk (region Kaługi – około 100 km na SW od Moskwy), podczas której odwiedziono historyczne miasto Borovsk oraz pobliski zabytkowy Borovsko-Pafnutiewski zespół klasztorny, a następnie naukowo-badawczą stację Wydziału Geograficznego Państwowego Uniwersytetu Moskiewskiego im. M.W. Łomonosowa w Satino, wraz z polygonem krajo-brazowym służącym studentom podczas praktyk terenowych.

Nadesłane na Konferencję artykuły zostały zebrane w specjalnie wydanym tomie pod red. K.N. Djakonova (329 pozycji, 788 s.): *Landšaftoviedienije – tierija, metody, regionalnyje issledovanija, praktika. Materialy XI Mieždunarodnoj landšaftnoj konfierencii. Moskva, 22–25 avgusta 2006 g* (pełny tekst także na stronie internetowej: <http://landscapes.nm.ru/landconf.htm>). Zgodnie ze słowami komitetu redakcyjnego, zbiór ten jest „Przeznaczony dla szerokiego kręgu czytelników, zajmujących się teoretycznymi, eksperymentalnymi i praktycznymi problemami kompleksowej geografii fizycznej, geoeologii, przyrodoznawstwa, z wykształceniem geograficznym i ekologicznym”.

Zbigniew Gardziel
Instytut Nauk o Ziemi UMCS, Lublin

VI Konferencja „Geoeologiczne problemy Karkonoszy” Svoboda (Republika Czeska), 3–5 X 2006 r.

Problematyka przyrody Karkonoszy, których główna i najwyższa część chroniona jest przez powołany w 1959 r. polski Karkonoski Park Narodowy (KPN) i czeski Krkonošský Narodní Park (KRNP), w 1992 r. tworzących jeden z pierwszych na świecie transgraniczny światowy rezerwat biosfery M&B (Man and Biosphere), zdobywa coraz większe zainteresowanie badaczy – w tym, co szczególnie cieszy, młodszej generacji. Współpracujące ze sobą parki organizują przemiennie co trzy lata dwustronne konferencje. Ostatnia skupiła aż 150 uczestników z obu krajów i rozlicznych ośrodków naukowych. Zaprezentowali oni 80 referatów, których angielskie streszczenia dostarczono wszystkim przybyłym, oraz 83 postery. Nie sposób więc wymienić wszystkie ani nawet najważniejsze, choćby z uwagi na reprezentowanie przez nie różnych dyscyplin. Należy jednak wspomnieć o otwierającym wystąpieniu seniora czeskich badań karkonoskich prof. Jana Jenika, który syntetycznie przedstawił *Unikatową złożoność zjawisk geoeologicznych Karkonoszy*, oraz wtórującym referacie wiceprzewodniczącego rady Naukowej KPN dr. Bronisława Wojtunia pt. *Wartości przyrodnicze i ochronę ekosystemów wysokogórskich KPN*. O rosnącym, międzynarodowym znaczeniu tego regionu świadczy m.in. nadany mu w 2003 r. certyfikat Europarku. Coraz ciekawsze wyniki badań geologicznych skłoniły kadrę KPN do rozpoczęcia procedury wiodącej do wpisania obu parków na światową listę geoparków.

Sformułowane przez uczestników generalizujące wnioski były oczywiście zróżnicowane. Stwierdzono na przykład, że stan karkonoskiej przyrody zmienia się bardzo dynamicznie, ale nie jest do końca jasne, co jest tego przyczyną. Potrzebne jest lepsze poznanie endemizmu nie tylko poszczególnych gatunków, ale i wielu taksonów. Osiągnięciem jest opracowanie słownika karkonosko-ekologicznego, zamieszczonego na stronie KR NAP www.krnnap.cz. Mimo wzrostu liczby badań – i to dwustronnych – oraz monitoringu, trzeba jeszcze bardziej je zwiększyć, szczególnie w odniesieniu do lasów, a także w aspekcie zmian globalnych. Szansą w tym kierunku powinno być sięgnięcie po unijne programy, takie jak Natura 2000 czy też M&B. Dla polskiej strony poważnym utrudnieniem są częste zmiany przepisów, w tym projektowane podporządkowanie parków narodowych administracji leśnej, a także rosnący ruch turystyczny obejmujący obecnie 2 miliony osób rocznie i stały nacisk lobby narciarskiego na poszerzenie zagospodarowania zimowego w obrębie KPN. Pilna staje się potrzeba wypracowania mechanizmów kontroli tego zjawiska.

Kolejny raz opublikowanie zgłoszonych materiałów, w tym znacznej liczby posterów w wersji tekstowej, wzięła na siebie strona czeska. Znajdą się one w kolejnym tomie rocznika *Opera corcontica*. Następną konferencją, zbiegającą się z 50-leciem KPN, odbędzie się w 2009 r.

Krzysztof R. Mazurski

Wydział Architektury Politechniki Wrocławskiej, Wrocław

II Konferencja naukowo-techniczna „Eksplotacja i oddziaływanie zbiorników nizinnych, Jeziorsko-2007” Uniejów, 24–25 V 2007 r.

W dniach 24–25 maja 2007 r. w Uniejowie odbyła się druga konferencja naukowo-techniczna dotycząca nizinnych zbiorników zaporowych. W dziewięć lat od pierwszej konferencji naukowcy i praktycy spotkali się na zamku w Uniejowie, nad zbiornikiem Jeziorsko, aby wymienić się doświadczeniami na temat eksploatacji zbiorników wodnych i ich oddziaływania na środowisko. Organizacji konferencji podjęło się Stowarzyszenie Inżynierów i Techników Wodnych i Melioracyjnych (SITWM) w Poznaniu; Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej w Poznaniu; Akademia Rolnicza im. Augusta Cieszkowskiego w Poznaniu oraz Wielkopolski Zarząd Melioracji i Urządzeń Wodnych w Poznaniu.

W konferencji wzięło udział 96 osób, reprezentujących 7 krajowych ośrodków naukowych oraz 5 jednostek zarządzających gospodarką wodną. Byli także przedstawiciele wykonawców oraz firm zajmujących się wytwarzaniem i dystrybucją sprzętu niezbędnego w pracach hydrotechnicznych.

W imieniu organizatorów konferencję otworzył mgr inż. Cezary Sieniecki, Przewodniczący Zarządu Oddziału SITWM NOT w Poznaniu. Zwrócił on uwagę na wyjątkowość miejsca, w którym odbywa się konferencja – Uniejów jest miastem, w którym co roku obchodzone jest „Ogólnopolskie Święto Wody”.

Wygłoszone podczas konferencji referaty obejmowały bardzo szerokie spektrum zagadnień. Dotyczyły one zarówno problemów czysto technicznych związanych z długotrwałą eksploatacją stopni piętrzących, jak i procesów zachodzących w obrębie zbiorników wodnych i w ich otoczeniu. Organizatorzy zgrupowali wystąpienia w pięciu sesjach plenarnych (w nawiasie podano nazwiska przewodniczących):

1. Projektowanie, eksploatacja i utrzymanie zbiorników (prof. dr hab. inż. B. Przedwojski i dr inż. M. Wierzbicki);
2. Wykonawstwo robót w budownictwie wodnym (mgr inż. W. Cichy i mgr inż. W. Białek);
3. Ochrona przeciwpowodziowa doliny powyżej i poniżej zbiorników (prof. dr hab. inż. J. Kowalski i dr inż. T. Molski);
4. Zamulanie zbiorników i erozja koryta poniżej zbiorników. Oddziaływanie zbiorników na tereny przyległe (prof. dr hab. inż. B. Wosiewicz i dr inż. I. Laks);
5. Jakość wody w zbiornikach. Problemy rybackiego wykorzystania zbiorników (przewodniczący: dr D. Kasztelan i mgr inż. G. Szewczyk).

Referaty prezentowane w pierwszej sesji koncentrowały się wokół bieżących problemów dotyczących zarówno istniejących, jak i projektowanych budowli hydrotechnicznych, ich stabilności i konserwacji. Przedstawiono wielkość i zakres prac interwencyjnych, które mają wpłynąć na poprawę bezpieczeństwa stopni wodnych we Włocławku, Jeziorsku i Poraj. Zaprezentowano również kwestie dotyczące projektowania oraz aktualny stan przygotowań do budowy zbiornika wodnego w miejscowości Wielowieś Klasztorna na Prośnie.

Sesja druga składała się ona z części: referatowej i posterowej. Referenci reprezentowali firmy prowadzące prace modernizacyjne i remontowe na obiektach hydrotechnicznych. Zaprezentowano konkretne rozwiązania techniczne związane z bieżącym ich utrzymaniem. Ponadto, przedstawiono najnowsze sposoby, metody i materiały poprawiające skuteczność ochrony przeciwpowodziowej.

Trzecią sesję referatową w całości poświęcono skutkom funkcjonowania różnej wielkości zbiorników wodnych w dolinach rzecznych. Wynikają one z funkcji przeciwpowodziowej zbiorników oraz ich energetycznego wykorzystania. Konsekwencją tego są zmiany reżimu hydrologicznego rzeki, szczególnie widoczne podczas wezbrań i niżówek, jak również modyfikacja koryta poniżej stopnia, związana z procesem erozji.

Sesja czwarta dotyczyła konsekwencji funkcjonowania zbiorników wodnych. W referatach mówiono m.in. o transporcie zawiesiny w obrębie zbiornika, aktywności strefy brzegowej zbiorników oraz oddziaływaniu zbiornika na stan wód podziemnych w jego otoczeniu. Przedstawiono również problemy związane z funkcjonowaniem i degradacją małych zbiorników wodnych na terenach miejskich.

W ostatniej sesji dominowała tematyka jakości wód oraz bento- i ichtiofauny zbiorników wodnych. Przedstawiono zmienność parametrów fizyko-chemicznych wód w wybranych zbiornikach (Gołuchów i Jeziorsko) oraz wyniki podejmowanych działań mających na celu ich rekultywację. Ponadto, wskazano na istotne znaczenie zbiorników dla gospodarki rybackiej. Akweny te cechuje duża różnorodność gatunkowa ryb.

Pierwszego dnia konferencji sesje planarne urozmaiciły dwie krótkie sesje terenowe. Pierwsza była poświęcona wodom geotermalnym, odkrytym na tym obszarze w 1978 r. Na głębokości 2000 m występują tu wody o temperaturze 68°C i składzie chemicznym

pozwalającym na ich wykorzystanie do celów leczniczych. Uczestnicy konferencji obejrzeli ujęcie tych wód zlokalizowane w pobliżu uniejowskiego zamku. Następnie odbyła się prezentacja nowoczesnego sprzętu pływającego wykorzystywanego w pracach konserwacyjnych w korytach rzek i rowach melioracyjnych.

Druga sesja terenowa dotyczyła zbiornika Jeziorsko. Jest to czwarty pod względem pojemności (202,3 mln m³) i drugi pod względem powierzchni (42,3 km²) sztuczny zbiornik wodny w kraju. W trakcie tej sesji zaprezentowano wybrane zagadnienia związane z funkcjonowaniem zbiornika oraz jego wpływem na najbliższe otoczenie, odbył się także objazd terenowy w strefie zapory czołowej oraz zwiedzanie hydroelektrowni.

Prezentowane w trakcie konferencji referaty opublikowano w formie recenzowanych artykułów w wydawnictwie seryjnym Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego w Poznaniu „Nauka, Przyroda, Technologie; Melioracje i Inżynieria Środowiska” (tom 1, zeszyt 2).

Uczestnicy konferencji na jej zakończenie wyrazili nadzieję, że spotkania będą miały charakter cykliczny, 4–5-letni, byłyby bowiem dobrą okazją do bezpośredniej wymiany doświadczeń pomiędzy przedstawicielami środowiska naukowego a użytkownikami zbiorników.

Halina Grobelska, Arkadiusz Bartczak, Dariusz Brykała
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN, Toruń

Informacja dla Autorów

Przegląd Geograficzny publikuje oryginalne prace teoretyczne, metodologiczne i empiryczne (**nie będące typowymi przyczynkami ani wstępnymi wynikami badań, zwłaszcza empirycznych**) z zakresu szeroko pojmowanej problematyki geograficznej i przestrzennego zagospodarowania kraju. Zapraszamy Autorów do współpracy z naszym kwartalnikiem przez nadsyłanie wartościowych artykułów i notatek, materiałów dyskusyjnych, recenzji (w tym oprogramowania geograficznego) oraz sprawozdań. Przestrzeganie poniższych zaleceń formalnych usprawni prace redakcyjne i przyczyni się do szybszej publikacji nadsyłanych materiałów.

Uwagi ogólne. Prosimy o przesyłanie tekstu w postaci wydruku komputerowego, w trzech egzemplarzach, oraz kserokopii ilustracji, również w trzech egzemplarzach. Tekst powinien być napisany zwięźle, ale jasno, w dowolnej wersji edytora MS Word for Windows i mieć następującą objętość: artykuł – 4000–6000 słów, wyjątkowo – jeśli temat tego wymaga – nieco dłuższy; notatka i materiał dyskusyjny – do 4000 słów; recenzja i sprawozdanie – 800–1200 słów. Powyższe objętości obejmują również piśmiennictwo, przypisy, streszczenie angielskie i tabele. Tekst powinien być wydrukowany jednostronnie z podwójną interlinią i szerokimi (4 cm) marginesami. Autorzy-obcokrajowcy proszeni są o nadsyłanie zweryfikowanych tekstów w języku angielskim, gdyż w tym języku będą publikowane ich prace.

Strona tytułowa. Na pierwszej stronie prosimy w kolejności umieścić: tytuł pracy w języku polskim, tytuł w języku angielskim, imię i nazwisko Autora(-ów), afiliację, adres(y), e-mail(e), zarys treści (nie dłuższy niż 100 słów), słowa kluczowe. Nie więcej niż sześć słów kluczowych, podanych w osobnym wierszu, powinno dotyczyć: jedno – tematu, jedno – obszaru, jedno – metody badawczej, oraz trzy inne. Dane Autora(-ów) nie powinny pojawiać się w innym miejscu pracy, gdyż jest ona anonimowo przesyłana do co najmniej dwóch recenzentów.

Tekst nie powinien zawierać wyróżnień ani podkreśleń. Śródtytuły, ograniczone raczej do pierwszego i drugiego rzędu, można zaznaczyć ołówkiem na marginesie. Prosimy o ograniczenie liczby i objętości przypisów do niezbędnego minimum. Przypisy, numerowane kolejno, należy umieścić na osobnej kartce. Ilustracji i tabel nie należy wklejać do tekstu, lecz drukować je na oddzielnych stronach. W tekście można zaznaczyć proponowane miejsce ich zamieszczenia. W tekście opracowania, przy powoływaniu się na piśmiennictwo, należy podawać nazwisko autora oraz rok publikacji, np. (Nowak, 1999; Kowalski, 2000) lub według A. Nowaka (1999), a przy cytowaniu również numer strony, np. według A. Nowaka (1999, s. 5). W powołaniach na więcej prac tego samego autora, które ukazały się w tym samym roku podaje się: (Bunge, 1987a, b). W przypadku wspólnej publikacji dwóch autorów podaje się: (Marshall i Wood, 1995), a trzech i więcej autorów: (Ford i inni, 1996). W wykazie piśmiennictwa, jednakże, należy podać wszystkich autorów. Konieczna jest pełna zgodność między nazwiskami i rokiem publikacji w tekście i w wykazie piśmiennictwa.

Piśmiennictwo, ograniczone do literatury cytowanej, w porządku alfabetycznym, zamieszczone na osobnych kartkach, należy opracować bez skrótów, według poniższego wzoru:

• artykuły w czasopismach:

Grobelska H., 1999, *Plejstocen Białorusi*, Przegląd Geograficzny, 71, 4, s. 447–469.

• rozdziały w pracach zbiorowych:

Easton G., 1992, *Industrial network: a review*, [w:] B. Axelsson, G. Easton (red.), *Industrial Networks: A New View of Reality*, Routledge, London-New York, s. 3–27.

• serie wydawnicze:

Kielczewska-Zaleska M., 1956, *O powstawaniu i przeobrażaniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego*, Prace Geograficzne, IG PAN, 5, Warszawa.

• książki, monografie:

Ebdon D., 1995, *Statistics in Geography*, Blackwell, Oxford, 2 wyd.

Kozłowski S. (red.), 1988, *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław.

Mały słownik odmiany nazw własnych, 2002, red. A. Cieślowska, Instytut Języka Polskiego PAN, Kraków.

- prace niepublikowane:

Szawlowska H., 1990, *Przemiany własnościowe w handlu*, Instytut Rynku Wewnętrznego i Konsumpcji, Warszawa, maszynopis powielony.

W przypadkach wątpliwych (np. Occasional papers) prosimy podawać wszystkie dane bibliograficzne.

Tabele powinny być opracowane podobnie jak w bieżących zeszytach kwartalnika, najlepiej w programach MS Word lub Excel. Każda tabela powinna zawierać zwięzły tytuł i kolejny numer (u góry) oraz źródło danych (u dołu). Prosimy nie stosować edycji ramek, cieniowania wierszy i kolumn, itp. Każda tabela powinna być wydrukowana na osobnej stronie i zapisana na dyskietce w łatwym do odczytania formacie.

Ilustracje. Fotografie powinny być wykonane na odpowiednim poziomie technicznym, a mapy – zgodnie z zasadami kartografii. Wykresy, diagramy i mapy, opisane jako ryciny, powinny mieć jednolitą numerację (numery rycin zaznaczone ołówkiem na odwrocie); tytułów nie należy umieszczać na rycinach. Objasnienia fotografii i rycin, w języku polskim i angielskim, powinny być umieszczone na osobnej kartce. Objasnienia legendy map (w jęz. polskim i angielskim) należy w miarę możliwości zamieścić na mapach, a nie w formie odsyłaczy. Wraz z artykułem lub notatką Autor dostarcza trzy egzemplarze kopii ilustracji, a gotowe do reprodukcji oryginały – dopiero po przyjęciu pracy do druku. Przy planowaniu wielkości rycin należy uwzględnić format kwartalnika (B5) i zmniejszenie ich podczas reprodukcji do podstawy 126 mm. Większe ryciny (na wklejkach) będą zamieszczane tylko w wyjątkowych przypadkach. Po wykorzystaniu ilustracje zostaną zwrócone Autorowi tylko na specjalne życzenie.

- Jeśli ryciny opracowane są komputerowo, linie nie powinny być cieńsze niż 0,3 punktu, a symbole i opisy muszą być czytelne nawet po zmniejszeniu. Preferowane programy to CorelDRAW!, Adobe Illustrator, Photoshop; wykresy mogą być opracowane w MS Excel, a czarno-białe również w MS Word. Ryciny opracowane w innych programach powinny być zapisane w formacie EPS lub TIFF (o rozdzielczości nie mniejszej niż 600 dpi). Prosimy o upewnienie się, czy konwersja nie spowodowała pogorszenia jakości rycin.

- Jeśli ryciny opracowane są ręcznie, powinny być w postaci bardzo czytelnego czystorysu, nadającego się do łatwego skanowania. Po zmniejszeniu, grubość linii powinna mieć nie mniej niż 0,2 mm.

Streszczenie. Na osobnej kartce Autor powinien dostarczyć streszczenie w języku angielskim, o ile to możliwe, zweryfikowane przez *native-speakera*. Objętość streszczenia: poniżej 600 słów. Osobno, na końcu tekstu, prosimy dołączyć zarys treści i słowa kluczowe przetłumaczone na język angielski, poprzedzone nazwiskiem Autora i tytułem artykułu – ten fragment potrzebny jest do celów bibliograficznych i należy zapisać go na dyskietce jako osobny plik.

Akceptacja materiału, zapis elektroniczny. Po uzyskaniu pozytywnych recenzji i wprowadzeniu ewentualnych poprawek do artykułu lub notatki, Autor dostarcza ostateczną wersję materiału wraz z dyskietką i oryginałami rycin. W przypadku materiałów dyskusyjnych, recenzji i sprawozdań Autor dostarcza dyskietkę równocześnie z tekstem w postaci wydruku komputerowego. W każdym przypadku, wersja drukowana musi być identyczna z zapisem na dyskietce lub na CD-ROM.

Korekta ogranicza się tylko do poprawienia błędów drukarskich. Wszelkie zmiany tekstu są kosztowne i dlatego prosimy Autorów o dostarczanie wyłącznie dopracowanych tekstów. Korekta powinna być wykonana i zwrócona do Redakcji niezwłocznie. Jeśli korekta nie zostanie zwrócona w ciągu 8 dni, wówczas wykona ją Redakcja.

Pozostałe uwagi. Redakcja zastrzega sobie prawo skracania i adiustacji stylistycznej tekstów. W korespondencji z Redakcją prosimy o korzystanie z poczty elektronicznej (e-mail: l.kwiat@twarda.pan.pl). Po wydrukowaniu, Autor otrzymuje bezpłatnie 25 nadbitek artykułu i notatki, a po kilka egzemplarzy pozostałych materiałów.