

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

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

KWARTALNIK
2003, TOM 75, ZESZYT 2

JUBILEUSZOWY SIEDEMDZIESIĄTY PIĄTY TOM



WARSZAWA 2003

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

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

KWARTALNIK
2003, TOM 75, ZESZYT 2

JUBILEUSZOWY SIEDEMDZIESIĄTY PIĄTY TOM



WARSZAWA 2003

RADA REDAKCYJNA

ANTON BEZAK, TERESA CZYŻ, EAMONN J. JUDGE, KAZIMIERZ KEYSIK,
ANDRZEJ KOSTRZEWSKI, TEOFIL LIJEWSKI, JACEK PASŁAWSKI,
JANUSZ PASZYŃSKI, TADEUSZ STRYJAKIEWICZ, WOJCIECH WIDACKI

KOMITET REDAKCYJNY

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

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

INDEKS 370894
ISSN-0033-2143

| | |
|-----------------|------------------------------------|
| Ark. wyd. 15,0 | Oddano do składania w maju 2003 r. |
| Ark. druk. 10,5 | Druk ukończono w czerwcu 2003 r. |

Skład: KWADRAT Izabela Wolska, 01-925 Warszawa, ul. Maszewska 33/26
Druk: Warszawska Drukarnia Naukowa, 00-656 Warszawa, ul. Śniadeckich 8

<http://rcin.org.pl>

SPIS TREŚCI

ARTYKUŁY

| | |
|---|-----|
| Dolecki L., Mroczek P. – Badania mikromorfologiczne kopalnego poziomu iluwialnego gleby eemskiej – stanowisko Sąsiadka (Roztocze Gorajskie)..... | 169 |
| Micromorphological research on the Eemian buried illuvial soil horizon at the Sąsiadka site (Roztocze Gorajskie)..... | 189 |
| Degórski M. – Wpływ właściwości substratu glebowego pochodzenia glaciofluwialnego na rozwój gleb bielcowych północnej i środkowej Europy..... | 191 |
| Influence of glaciofluvial soil substratum properties into the podzolic soil development in northern and central Europe..... | 211 |
| Solon J. – Wpływ przewidywanych zmian klimatycznych na skład i strukturę runa borów mieszanych i sosnowo-dębowych borów mieszanych w Polsce..... | 213 |
| The influence of forecasted climate change on the herb layer structure of the pine and mixed pine-oak forests in Poland..... | 228 |
| Latocha A. – Uwarunkowania rozwoju rzeźby struktur płytowych na przykładzie Gór Stołowych i Gór Bystrzyckich..... | 231 |
| Controls on the development of structural plateau relief – as exemplified by the Bystrzyckie and Stołowe Mountains..... | 248 |
| Chełmiński W., Klimek M., Żelazny M., Ciszewski S. – Rekonstrukcja wahań zwierciadła wód gruntowych w Puszczy Niepołomickiej za pomocą sieci neuronowych..... | 251 |
| Reconstruction of groundwater levels in the Niepołomice Forest (S Poland) using neural networks..... | 268 |
| Baranowski J. – Dynamika zmian dobowych i zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza na Hali Gąsienicowej..... | 271 |
| The dynamic of daily fluctuation and the spatial differentiation of air temperature at Hala Gąsienicowa (Tatra Mts)..... | 286 |
| Gądek B., Caputa Z. – Struktura bilansu ciepłego Lodowczyka Mięgoszowieckiego (Tatry) latem w okresie dużego zachmurzenia i opadów..... | 287 |
| Structure of the heat balance of the Mięgoszowiecki Glacieret (Tatra Mts) in summer in the period of high cloudiness and precipitation..... | 298 |

DYSKUSJA

| | |
|--|-----|
| Starkel L. – Co zawdzięczamy innym w karierze naukowej?..... | 299 |
|--|-----|

RECENZJE

| | |
|---|-----|
| L. Starkel – Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś (<i>E. Bajkiewicz-Grabowska</i>)..... | 303 |
| P.A. Longley i inni – Geographic Information Systems and Science (<i>A. Magnuszewski</i>)..... | 304 |
| A. Beaver – A Dictionary of Travel and Tourism Terminology (<i>K.R. Mazurski</i>)..... | 306 |

| | |
|---|-----|
| A. Jones i inni – Nauki o środowisku. Ćwiczenia praktyczne (<i>M. Chelmicki</i>) | 308 |
| P. Kershaw i inni – Bridging Wallace's Line: The Environmental and Cultural History and Dynamics of the SE-Asian-Australian Region (<i>F. Plit</i>) | 310 |
| W. Hintermaier, G. Erhard – Bâden der Welt; ein Bildatlas (<i>B. Wicik</i>) | 311 |
| Ökosystemmanagement für Niedermoore. Strategien und Verfahren zur Renaturierung (<i>B. Wicik</i>) | 312 |
| Z. Glowaciński (red.) – Polska czerwona księga zwierząt (kręgowce) (<i>B. Grabińska</i>)... | 314 |

KRONIKA

| | |
|---|-----|
| Jubileusz Profesor Alicji Breymeyer (<i>M. Degórski</i>) | 317 |
| Maria Drzal 1929–2002 (<i>S. Kozłowski, A.S. Kleczkowski</i>) | 319 |
| Mieczysław Mikulski 1927–2003 (<i>J. Wrona, B. Luchter</i>) | 322 |
| 17 plenarne posiedzenie Międzyuczelnianej Rady Naukowo-Koordynacyjnej Procesów Erozyjnych, Korytowych i Ujściowych – Krasnodar, 15–17 X 2002 r. (<i>M. Banach</i>) | 324 |
| VIII Międzynarodowa konferencja z geografii politycznej „Rola mniejszości etnicznych w regionach przyrodniczych” – Krynica-Bardejów, 11–13 IX 2002 r. (<i>S. Katuski</i>) | 325 |

Badania mikromorfologiczne kopalnego poziomu iluwialnego gleby eemskiej – stanowisko Sąsiadka (Roztocze Gorajskie)

*Micromorphological research on the Eemian buried illuvial
soil horizon at the Sąsiadka site (Roztocze Gorajskie)*

LEOPOLD DOLECKI, PRZEMYSŁAW MROCZEK

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, 20-033 Lublin, ul. Akademicka 19;
e-mail: pmroczek@biotop.umcs.lublin.pl

Zarys treści. Przedstawiono wyniki badań mikromorfologicznych i fizyko-chemicznych kopalnego poziomu Bt-argillic, stanowiącego jedyny zachowany poziom ogłowionego śródlessowego zespołu gleb wykształconego w interglacjale eemskim i wczesnym vistulianie. Wydzielone formy mikromorfologiczne zostały podzielone na cechy związane z lito-, pedo- i kriogenezą. To umożliwiło stworzenie schematu ewolucji badanego zespołu gleb od schyłku zlodowacenia Wały (finalny etap depozycji lessów starszych górnych) po dolny plenivistulian (pogrzebanie ogłowionego pedokompleksu).

Słowa kluczowe: metoda mikromorfologiczna, gleba kopalna, lessy, Roztocze Gorajskie, groźzisko w Sąsiadce.

Wstęp

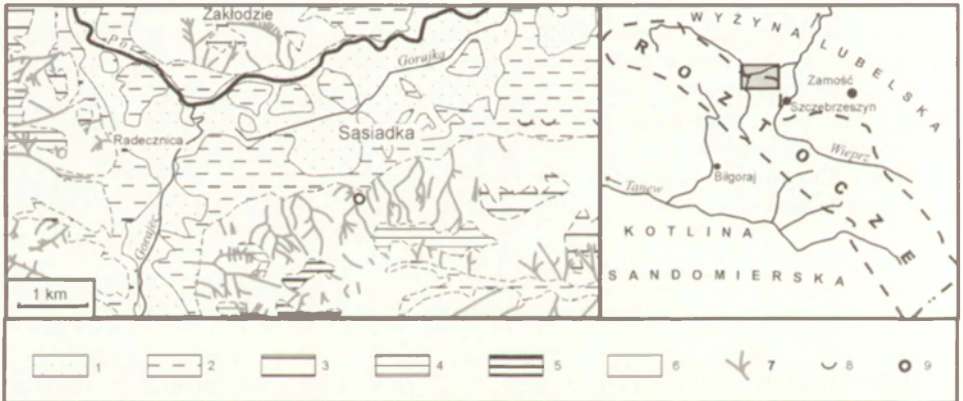
Rolę metody mikromorfologicznej w badaniach dotyczących genezy pogrzebanych gleb kopalnych podkreślano już na I Sympozjum Paleopedologicznym w 1971 roku (vide Kemp, 1998). Najważniejszą zaletą tej metody jest możliwość badania różnowiekowych i poligenetycznych gleb wykształconych w ninionych okresach o zróżnicowanej randze stratygraficznej. Umożliwia ona: charakteryzowanie poszczególnych etapów policyklicznego okresu rozwojowego badanych paleosoli (Kemp, 1999). Wymiernym tego efektem jest określanie następstwa różnorodnych procesów, związanych zarówno z pierwotnym, litologicznym wykształceniem badanych osadów, jak też wtórnym, postsecymentacyjnym i różnokierunkowym ich przekształceniem o pedo- i diagenetycznym charakterze (Konecka-Betley, 1994, 1996).

Analizami mikromorfologicznymi plejstoceńskich gleb kopalnych zajmowało się dotychczas wąskie grono badaczy, wśród których wymienić należy specjali-

stów-mikromorfologów z ośrodka warszawskiego (SGGW) – K. Konecką-Betley i Z. Zagórskiego. Ich opracowania koncentrowały się głównie na badaniach odśnieżeń interglacialnych gleb kopalnych zachowanych w reperowych profilach lessowych m.in. w Łopatkach (Konecka-Betley, 1991), Chobrzeżanach (Konecka-Betley i Straszewska, 1977), Łęcznej (Konecka-Betley i Zagórski, 1994) oraz w Sandomierzu (Konecka-Betley i inni, 1986), a także gleb wykształconych z glin zwałowych w KWB Bełchatów (Konecka-Betley i Zagórski, 1996). Zacytowane prace należą do pierwszych w Polsce publikacji tego typu. Analizy mikroskopowe, wykonane przez wymienionych autorów, opierały się na metodyce powszechnie stosowanej w badaniach gleb współczesnych (Kowaliński i Bogda, 1966).

Lokalizacja profilu oraz przedmiot i główne cele badawcze

Profil lessowy w Sasiadce położony jest na północnym skraju Rostocza Gorajskiego, na granicy wierzchołkowej lessowej z nadzalewową terasą rzeki Por i niewielkiego jej dopływu – Gorajki (ryc. 1).



Ryc. 1. Mapa geomorfologiczna okolic Sasiadki (według Maruszczaka, 1954)

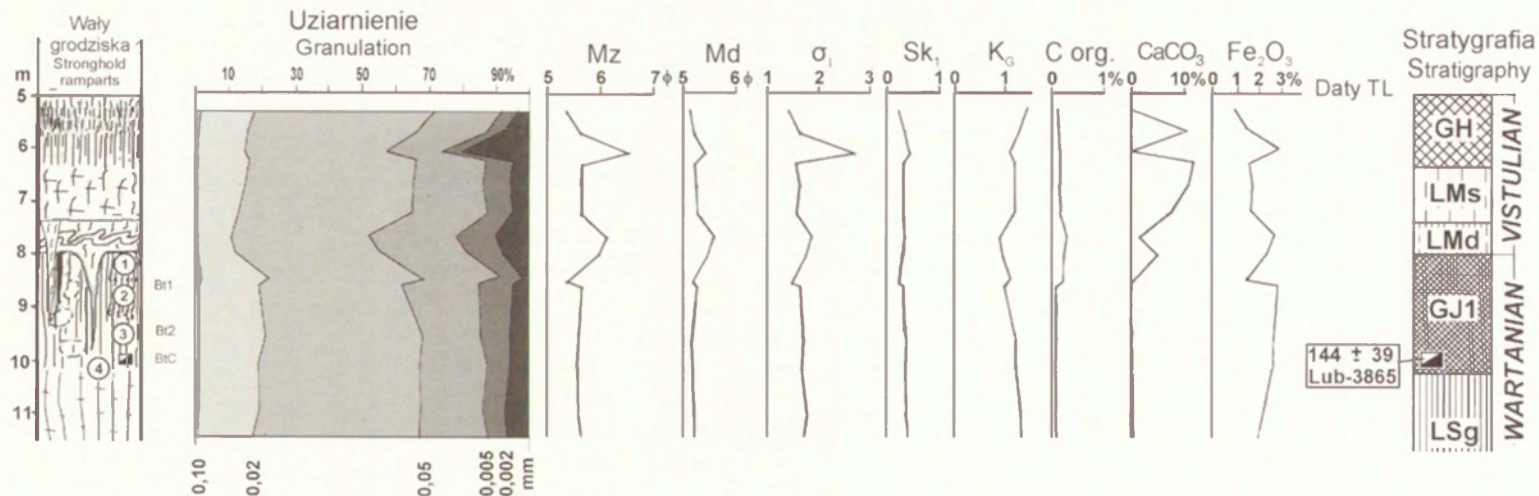
1 – holocenska terasa zalewowa, 2 – holocenska terasa akumulacyjna (wysokości względne 2–4 do 10–15 m) oraz dna suchych dolin, 3 – erozyjna terasa niższa wieku plejstocenijskiego i spłaszczenia wierzchołkowe (wysokości względne 30–40 m), 4 – plejstocenijska terasa wyższa i spłaszczenia wierzchołkowe najwyższych garbów podłoża wieku kredowego (wysokości względne 55–65 m), 5 – niższy poziom wierzchołkowy Rostocza (wysokości względne 90–100 m), 6 – grzbiety i stoki wieku kredowego przykryte plejstocenijskimi osadami pylastymi, 7 – wąwozy, 8 – małe zagłębienia bezodpływowe, 9 – lokalizacja profilu.

Geomorphological map of the Sasiadka area (after Maruszczak, 1954)

1 – Holocene flood plain, 2 – Holocene accumulation terrace (from 2–4 to 10–15 m height) and bottoms of dry valleys, 3 – Pleistocene erosional lower terrace and planation surfaces (from 30 to 40 m height), 4 – Pleistocene higher terrace and planation surfaces of highest Cretaceous crests (from 55 to 65 m height), 5 – lower level of Rostocze plateau (from 90 to 100 m height), 6 – Cretaceous crests and slopes covered by Pleistocene silty sediments, 7 – gullies, 8 – small closed depressions, 9 – situations of the site.

Górną część odsłonięcia (ryc. 2), do głębokości 5,2 m, stanowi nasyp wału wczesnośredniowiecznego grodziska, jednego z grodów czerwieńskich (Wartolowska, 1958). Profil ten był badany w przeszłości przez Ludwika Sawickiego, który poza interglacialną glebą eemską stwierdził jeszcze jedną dobrze rozwiniętą glebę kopalną poniżej lessu, stanowiącego substrat głównej gleby z ostatniego interglacjału. Niestety, wyników swoich badań nie opublikował, a jego relacja znana jest z dyskusji, która odbyła się 2 kwietnia 1949 r. na zebraniu naukowym w Muzeum Ziemi w Warszawie (według Jahna, 1956, s. 285). Profil ten był także badany pod względem litostratygraficznym przez J. Malinowskiego (1964) oraz J. Malinowskiego i J.E. Mojskiego (1960, 1972), jednak bez wydzielenia kolejnej gleby kopalnej. Natomiast istnienie jeszcze starszych, interglacialnych gleb kopalnych w odwiertach geologicznych i innych odsłonięciach zlokalizowanych w niewielkiej odległości od profilu w Sąsiadce stwierdzili cytowani powyżej autorzy, jak również S. Marszałek i inni (1994) oraz I. Dolecki (1998). Z ważniejszych badań utworów lessowych w Sąsiadce wymienić należy także opracowanie J. Pomiana (1972), w którym autor przedstawił ewolucję pogrzebaney gleby holocenińskiej, wykształconey bezpośrednio pod wałami grodziska.

Przedmiotem badań prezentowanych w niniejszym opracowaniu jest poziom iluwialny stanowiący zachowany przed denudacją fragment z kopalnego zespołu gleb eemsko-wczesnovistuliańskich. Jest on usytuowany w dolnej części analizowanego odsłonięcia. Na wyżynach lessowych w Polsce charakterystyczną cechą wykształcenia pedokompleksu tego typu jest typologiczna dwuczłonowość. Jest ona efektem formowania kompleksu glebowego w okresie przynajmniej dwóch cykli glebotwórczych: starszego interglacialnego i młodszego (2–3 fazy) – interstadialnego, generalnie w interwale czasowym 128 – ca 80 ka BP (Maruszczak, 2001). Dolna jego część – to interglacialna gleba płowa, której skałą macierzystą w typowych profilach są warciańskie utwory lessowe, określane w klasyfikacji H. Maruszczaka (1976) jako lessy starsze górne – I.Sg. Górne ogniwo kompleksu glebowego stanowi natomiast poziom próchniczny z oznakami pedogenezy rangi interstadialnej. Został on wykształcony na lessach i utworach lessopodobnych akumulowanych w okresach stadialnych wczesnego vistulianu rozdzielających interstadiały Amersfoort, Brørup oraz Odderade. Wybrane do analiz odsłonięcie w Sąsiadce odznacza się niepełnym zachowaniem profilu badanego zespołu gleb. Jedynym przetrwałym, diagnostycznym poziomem glebowym jest horyzont iluwialny o wykształceniu typowym dla gleby płowej i miąższości 1,80 m. Poziom ten jest wyraźnie dwudzielny. Górna jego część wykazuje jednolitą brązowopomarańczową barwę z wyraźnymi śladami aktywności fauny i flory glebowej w postaci kretowin i biomakroporów. Z kolei późniejsze zmiany krioturbacyjne zapisane są w profilu w formie pseudomorfoz szczelinowych z pierwotnym wypełnie-



Ryc. 2. Profil lessów w Sasiadce. Diagram uziarnienia: Mz – przeciętna wielkość ziarna, Md – mediana uziarnienia, δ_1 – odchylenie standardowe, Sk₁ – graficzna skośność, K'G – kurtoza, CaCO₃ – zawartość węglanów, Fe₂O₃ – zawartość wolnych tlenków żelaza. Symbole literowe jednostek stratygraficznych: GH – gleba współczesna, L – less, M – młodszy, S – starszy, g – górny, s – środkowy, d – dolny, GJ1 – gleba interglacjalna. Oznaczenia cyfrowe od 1 do 4 oznaczają miejsca, z których pobrano materiał do badań mikromorfologicznych.

Loess section in Sasiadka. Granulation – grain-size distribution: Mz – mean grain diameter; Md – median grain size, δ_1 – standard deviation, Sk₁ – skewedness index, K'G – kurtosis index, CaCO₃ – carbonate content, Fe₂O₃ – free iron oxides content. Letter symbols of stratigraphic units: GH – recent soil, L – loess, M – younger, S – older, g – upper, s – middle, d – lower, GJ1 – interglacial soil. The cipher points from 1 to 4 are thin sections locations.

niem mineralnym, świadczących o występowaniu zmarzliny sezonowej. Dolna część poziomu iluwialnego ma wyraźne horyzontalne smugowanie, widoczne w postaci ułożonych przemiennie brązowych i żółtopomarańczowych lamin o miąższości od 1 do 3 cm. Ze względu na pogrzebanie profilu glebowego pod osadami młodszymi o znacznej miąższości, wzbogacenie we frakcję ilu koloidalnego oraz obecność pieprzy manganowo-żelazistych poziom ten należy określać jako kopalny, dwudzielny poziom genetyczny typu argillic o zapisie Bt1 i Bt2 ze śladami późniejszego oglejenia.

Poniżej, w dolnej części analizowanego profilu glebowego znajduje się odwapniony poziom przejściowy BtC. Na całej odsłoniętej jego powierzchni widoczne są pieprze manganowo-żelaziste o zróżnicowanej wielkości i zmiennym przestrzennym rozmieszczeniu.

W rezultacie ogłowienia, bezpośrednio na ściętym poziomie iluwialnym spoczywają węglanowe lessy młodsze dolne (LMd), które miejscami wypełniają pseudomorfozy po klinach lodowych rozcinających eemski poziom iluwialny. Brak jest poziomów próchnicznych z wczesnego vistulianu, które w typowych profilach budują górną część zespołu gleb tego poziomu stratygraficznego.

Wybór miejsca pobierania próbek do badań mikromorfologicznych był uwarunkowany kilkoma czynnikami. Przede wszystkim opróbowanie dobrze wykształconego poziomu iluwialnego miało umożliwić określenie podstawowych cech mikromorfologicznych kopalnego poziomu iluwialnego typu argillic. Poziom ten, z powodu swojego wykształcenia oraz późniejszego ogłowienia poligenetycznego profilu glebowego, jest powszechnie uznawany za najcenniejszą jednostkę, ze względu na zachowane cechy świadczące o minionych warunkach środowiskowych, dominujących w okresie jego formowania (Konecka-Betley, 1994; Kemp, 1998, 1999).

Kolejną przyczyną wyboru lokalizacji była chęć określenia wpływu młodszych, słabiej zaawansowanych procesów glebotwórczych, aktywnych w okresach interstadiałów wczesnego vistulianu na już wykształconą glebę interglacialną. Jak wykazały kilkudziesięcioletnie badania nad pedostratygrafią osadów lessowych prowadzone na obszarze wyżyn lessowych w Polsce (m.in. Jersak i inni, 1992; Konecka-Betley, 1994, 2001; Maruszczak, 2001) w ciepłych okresach (niezależnie od ich rangi stratygraficznej) doszło do wykształcenia różnych typów gleb. W interstadiałach wczesnego vistulianu tworzyły się gleby, z dobrze wykształconym poziomem próchnicznym (A-mollic). Formowane były one sukcesywnie na substracie małomiąższych lessów z najstarszych stadiałów vistulianu, bądź też na produktach denudacji gleby interglacialnej, względnie bezpośrednio na „dojrzałej” glebie. Rozwój procesów pedogenetycznych we wczesnym vistulianie wpływał modyfikująco na właściwości fizykochemiczne oraz mikromorfologiczne zachowanych poziomów glebowych wykształconych w ostatnim interglacjale.

Reasumując, należy stwierdzić, że analiza preparatów mikroskopowych z profilu lessowego w Sąsiadce powinna dać odpowiedź na pytanie: czy na podstawie cech mikromorfologicznych jedyne dobrze wykształconego i zachowanego poziomu genetycznego można wskazać mikroformy będące zapisem późniejszych, interstadialnych procesów glebotwórczych, odpowiedzialnych za kilkietapowe formowanie analizowanego pedokompleksu?

Pewnym novum w prezentowanych badaniach jest prowadzenie analiz jedynie dolnej, szczątkowej części ogłowionego, poligenetycznego zespołu gleb, formowanego we względnie długim czasie i w odmiennych warunkach środowiskowych. Odpowiedź na postawione powyżej pytanie jest istotna przy diagnostyce paleogeograficznego zróżnicowania warunków pedogenezy oraz wnioskowaniu stratygraficznym w badaniach lessów i gleb kopalnych.

Metodyka badań

Materiał do badań mikromorfologicznych został pobrany ze wszystkich rozróżnionych poziomów glebowych zgodnie z metodyką przedstawioną przez P. Mrocza (2001) – lokalizację miejsc poboru próbek pokazuje rycina 2.

Preparaty mikroskopowe (tzw. płytki cienkie bądź szlify) zostały wykonane w pracowni mikromorfologicznej Zakładu Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS w Lublinie. Proces ich wytwarzania jest identyczny z preparatyką przedstawioną przez J. Lee i R. A. Kempa (1993). Przy opisie poszczególnych cech mikromorfologicznych wykorzystano terminologię zaproponowaną przez S. Bullocka i innych (1985) oraz R.A. Kempa (1985a). W obserwacjach mikromorfologicznych stosowano mikroskop polaryzacyjny Olympus BX-51, zintegrowany z komputerowym oprogramowaniem DP-SOFT (wersja 3.2) umożliwiającym cyfrową analizę zdigitalizowanego obrazu.

Skład granulometryczny osadów określono metodą Casagrande'a w modyfikacji M. Prószyńskiego, przy czym frakcję piasków przemywano na sitach. Próchnicę określono metodą Tiurina, zawartość CaCO_3 – metodą Scheiblera, zaś wolne żelazo – metodą kolorymetryczną (Spekol). Dodatkowo jedna próbka (z głębokości 10,00 m p.p.t.) była datowana z wykorzystaniem metody termoluminescencyjnej przez J. Kusiaka w Zakładzie Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS w Lublinie.

Wyniki badań

Cechy mikromorfologiczne stwierdzone w analizowanych szlifach przedstawiają fotografie 1–7, zaś wyniki analiz mikromorfologicznych zebrano w tabeli 1. Obserwacje mikroskopowe prowadzono w celu scharakteryzowania następujących cech: wolnych przestworów, tworzywa glebowego, typu mikro-

Tabela 1. Podstawowe cechy mikromorfologiczne poziomów glebowych

| Cechy mikromorfologiczne | Poziomy glebowe | | | |
|--|---|---|---|---|
| | Bt1 – strop | Bt1 – spąg | Bt2 | BtC |
| Wolne przestwory kanaliki * | ++++ Ø – 0,8–1,2 | ++ Ø – 0,8–1,0 | ++ Ø ~ 0,8 | Brak |
| pustki * | ++ Ø – 0,5–0,1 | ++ Ø – 0,1–0,15 | ++++ Ø – 0,1–0,2 | ++++ Ø ~ 0,2 |
| szczeliny * | Brak | Brak | Brak | ++ |
| Składniki mineralne – grube: c1 (>0,1 mm) | Dobrze obtoczone pojedyncze ziarna mineralne: kwarc i skalenie | Dobrze obtoczone pojedyncze ziarna mineralne: kwarc i skalenie | Dobrze obtoczone pojedyncze ziarna mineralne: kwarc i skalenie | Dobrze obtoczone pojedyncze ziarna mineralne: kwarc i skalenie |
| c2 (0,1-0,02) | Słabo obtoczone ziarna mineralne: kwarc, skalenie, glaukonit, minerały ciężkie (cyrkon, granat, turmalin) | Słabo obtoczone ziarna mineralne: kwarc, skalenie, glaukonit, minerały ciężkie (cyrkon, granat, turmalin) | Słabo obtoczone ziarna mineralne: kwarc, skalenie, glaukonit, minerały ciężkie (cyrkon, granat, turmalin) | Słabo obtoczone ziarna mineralne: kwarc, skalenie, glaukonit, minerały ciężkie (cyrkon, granat, turmalin) |
| – drobne: f1 (0,01-0,002) | Ostrokrawędziste ziarna kwarcu | Ostrokrawędziste ziarna kwarcu | Ostrokrawędziste ziarna kwarcu | Ostrokrawędziste ziarna kwarcu |
| f2 (<0,002) | Minerały ilaste, tlenki żelaza i manganu | Minerały ilaste, tlenki żelaza i manganu | Minerały ilaste, tlenki żelaza i manganu | Minerały ilaste, tlenki żelaza i manganu |
| – formy koncentracji iłu koloidalnego: ze śladami peryglacialnych deformacji | | | | |
| – papule | +++++ | +++++ | ++ | + |
| – otoczki wewnętrzne kanalikowe – I grupa | +++++ | +++++ | ++ | + |
| niezdeformowane otoczki wewnętrzne kanalikowe – II grupa | ++++ | Brak | Brak | Brak |
| Proporcje poszczególnych grup składników: | f>v>c | f>v>c | f>v>c | f>v>c |
| Nodule manganowo-żelaziste występujące: pojedynczo * | ++ Ø ~1,0 | Ø – 0,8–1,2 | Ø ~1,0 | Ø – 1,0–1,5 |
| w zgrupowaniach * | +++ Ø – 2,0–3,0 | Ø – 2,0–4,0 | Brak | Brak |

Objaśnienia: c – składniki grube, f – składniki drobne, v – wolne przestwory; „+” oznacza sporadyczne występowanie badanej mikroformy, zaś „+++++” – występowanie powszechne; * – średnica poszczególnych mikroform podana jest w milimetrach.

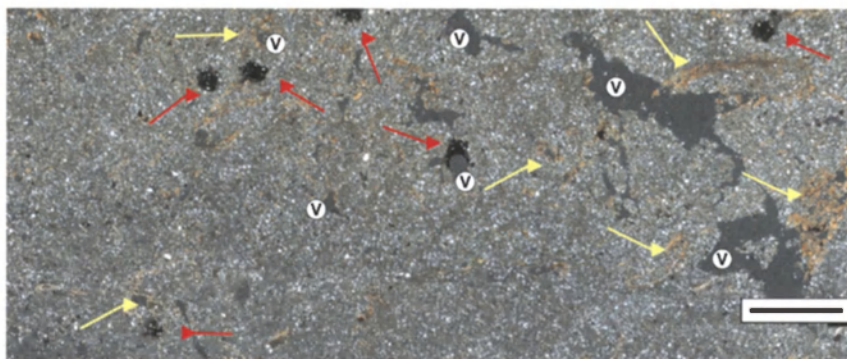
struktury, rozmieszczenia mobilnej frakcji iltu koloidalnego oraz noduli (mikro-konkrecji) manganowo-żelazistych. Uzupełnieniem badań mikroskopowych są wyniki analiz właściwości fizykochemicznych osadów (ryc. 2).

Wolne przestwory

Pedogenetyczne przekształcenia analizowanych utworów lessowych zadekowały, że dominującym typem wolnych przestworów są kanaliki (fot. 1) powstałe w efekcie żerowania organizmów glebowych i aktywności korzeni roślin. Kanaliki, które powstały w wyniku działalności fauny glebowej cechują się „krętym” przebiegiem, jednakową średnicą owalnego przekroju poprzecznego oraz zaokrąglonymi końcówkami. Rozrost roślin jest natomiast zapisany w szlifach w postaci zachowanych ostro zakończonych kanalików pokorzeniowych, które mają prostoliniowy przebieg i średnicę zmniejszającą się wraz ze wzrostem głębokości. Znaczna część form tego typu, spośród obserwowanych w szlifach, została wtórnie, całkowicie lub tylko częściowo wypełniona iltm koloidalnym. Trzecim typem wolnych przestworów są szczeliny widoczne makroskopowo jako subhoryzontalne strefy rozdzielające poszczególne warstewki materiału glebowego o zróżnicowanym wykształceniu litologicznym (fot. 2).

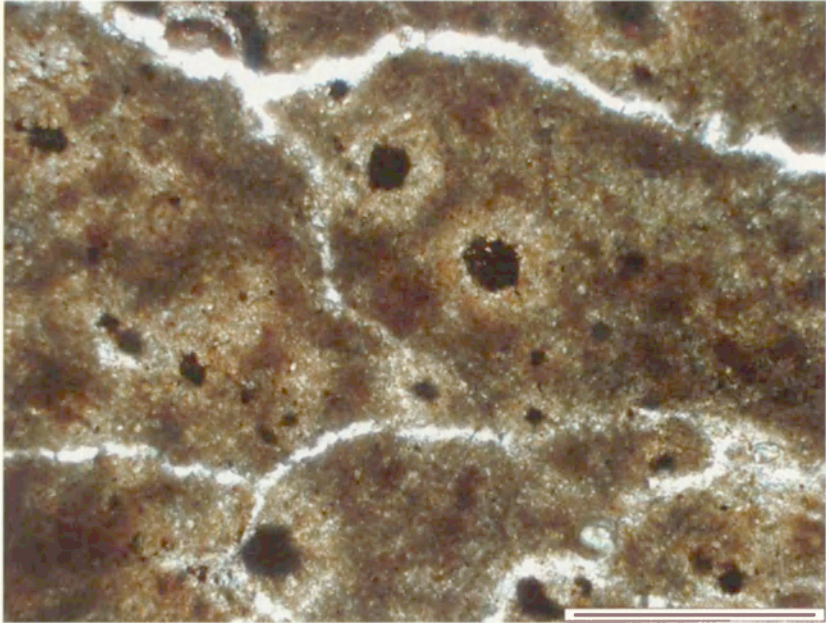
Analiza mikroskopowa przy użyciu znacznych powiększeń (200x) wykazała, że we wszystkich preparatach pomiędzy poszczególnymi ziarnami materiału grubszego występują pustki. Głównymi ich cechami są nieregularne kształty i brak przestrzennej kontynuacji.

Największe nagromadzenie wolnych przestworów stwierdzono w stropowej części Bt1. Są to głównie pory biogeniczne. Widoczna jest tendencja zmniejszania się liczby wolnych przestworów wraz z głębokością.



Fot. 1. Mikrostruktura kanalikowa – strop poziomu Bt1
V – wolne przestwory; strzałki: żółta – otoczki i nacieki iltu koloidalnego, czerwona – nodule Mn-Fe. Nikole skrzyżowane, odcinek skali = 2 mm.

Channel microstructure – the top of the Bt-argillaceous soil horizon
V – voids; arrows: yellow- clay coatings and infillings, red – Fe-Mn nodules.
Crossed polarized light, scale bar = 2 mm.



Fot. 2. Mikrostruktura masywno-szczelinowa z nodulami manganowo-żelazistymi ze sferycznymi strefami zubożenia – poziom BtC. Nikole równoległe, odcinek skali = 2 mm.

The massive-fissure microstructure and manganiferrous nodules with spherical depletion zones – horizon BtC. Plane polarized light, scale bar = 2 mm.

Charakterystyka tworzywa glebowego

Przeprowadzona analiza mikroskopowa uziarnienia i składu litologicznego poszczególnych frakcji materiału mineralnego wykazała, że wyraźnie dominują składniki drobne ($<0,01$ mm). Złożone są one głównie z ostrokrawędzistych ziaren kwarcu (frakcja f1), minerałów ilastych oraz związków żelaza i manganu (frakcja f2). Ziarna kwarcu przeważają także w grupie składników grubych (c), które wykazują dobry i bardzo dobry stopień obtoczenia.

Specyficzną właściwością mikromorfologiczną badanych poziomów glebowych jest zmienna proporcja wolnych przestworów (v) w stosunku do składników grubych (c). W poziomie Bt1 zaznacza się wyraźna dominacja wolnych przestworów nad składnikami grubszymi, natomiast w poziomach Bt2 i BtC następuje odwrócenie tej proporcji i składniki grube zaczynają dominować nad wolnymi przestworami.

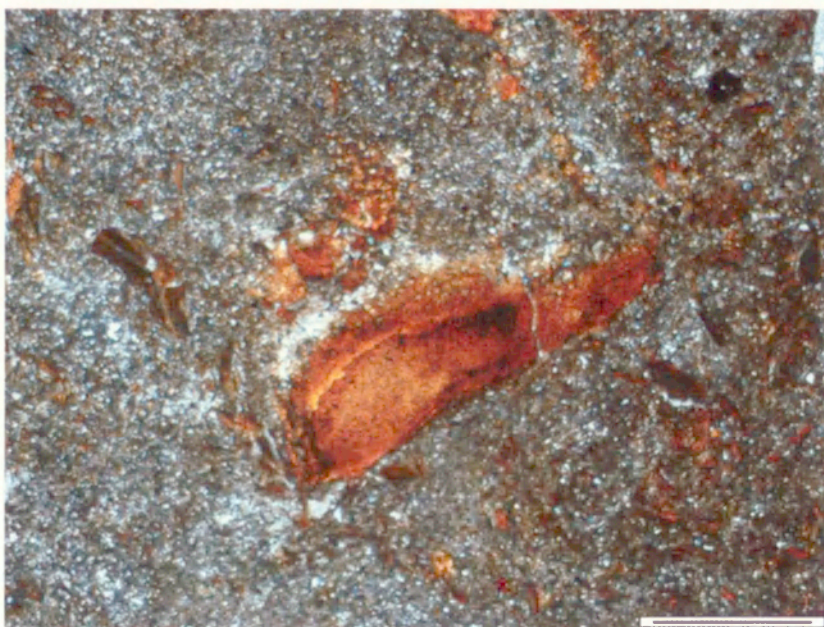
Typy mikrostruktury

Ze względu na występowanie w całym poziomie Bt kanalików o genezie biogenicznej o owalnym przekroju poprzecznym i przestrzennej kontynuacji – taki typ mikrostruktury jest określany jako kanalikowy (fot. 1). Poziom przej-

ściowy BtC ma zaś masywno-szczelinową mikrostrukturę, w której charakterystyczne są szczeliny o subhoryzontalnym przebiegu i pojedyncze pustki rozdzielające poszczególne składniki tworzywa glebowego (fot. 2).

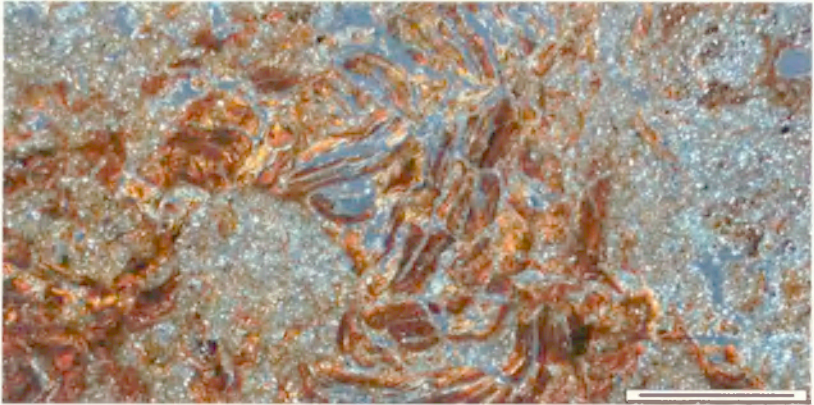
Mikroformy koncentracji łu koloidalnego

Badania mikroskopowe wykazały, że we wszystkich szlifach dominującymi cechami mikromorfologicznymi są formy koncentracji mobilnej frakcji łu koloidalnego. Tworzą one nacieki, wypełnienia i otoczki wewnątrzkanalikowe. Pierwsze z nich, określane za R. Kempem (1985a) jako papule (z ang. papules), wykształcone są w postaci mikroform niewyraźnie laminowanych o zabarwieniu ciemnopomarańczowym lub brązowo-pomarańczowym (fot. 3). Wypełniają one całkowicie wolne przestwory o owalnym zarysie, od których krawędzie papuli wyraźnie się odcinają. Podobnym zabarwieniem cechują się otoczki i nacieki wewnątrzkanalikowe (określane poniżej jako I grupa), które częściowo lub całkowicie wypełniają pierwotnie wolne biopory (fot. 4), zaś ich wygięcie ku dołowi określa wertykalny kierunek przemieszczania łu koloidalnego. Oba opisane powyżej typy form koncentracji łu koloidalnego noszą wyraźne cechy deformacji. Szczególnie papule, ale także otoczki noszą ślady porzrywania i niewielkiego przesunięcia względem siebie poszczególnych ich



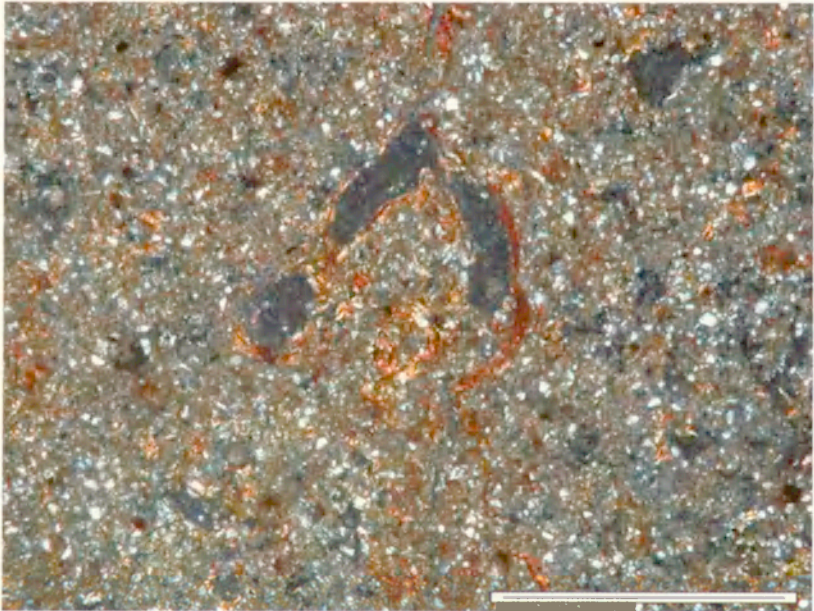
Fot. 3. Dobrze wykształcona papula – peryglacialnie zdeformowany naciek łu koloidalnego – spąg poziomu Bt1. Nikole skrzyżowane, odcinek skali = 2 mm.

Well developed papule – periglacial deformed clay infillings – the lower part of horizon Bt1. Crossed polarized light, scale bar = 2 mm.



Fot. 4. Zdeformowane nacieki iltu koloidalnego grupy I – spągowa część poziomu Bt1. Nikole skrzyżowane, odcinek skali = 2 mm.

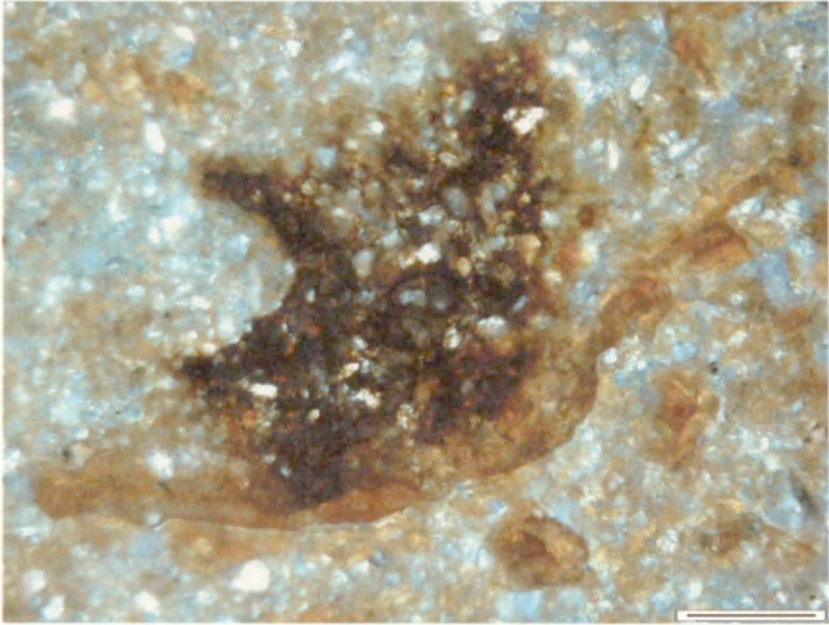
Deformed clay infillings of group I – lower part of horizon Bt1. Crossed polarized light, scale bar = 2 mm.



Fot. 5. Niezniszczone otoczki iltu koloidalnego grupy I – strop poziomu Bt1. Nikole skrzyżowane, odcinek skali = 2 mm.

Undisturbed clay coatings of group I. Crossed polarized light, scale bar = 2 mm.

części. Ponadto w szlifach pochodzących ze stropowej części poziomu Bt1 stwierdzono występowanie pomarańczowo-żółtych otoczek wewnątrzkanalikowych (fot. 5) oraz podobnych otoczek nakładających się na mikrokonkrecje manganowo-żelaziste (fot. 6). Formy te nie noszą śladów późniejszych modyfikacji o charakterze deformacyjnym (tzw. II grupa).



Fot. 6. Nodula manganowo-żelazista z nałożoną otoczką iltu koloidalnego – strop poziomu Bt1.
Nikole skrzyżowane, odcinek skali = 0,5 mm.

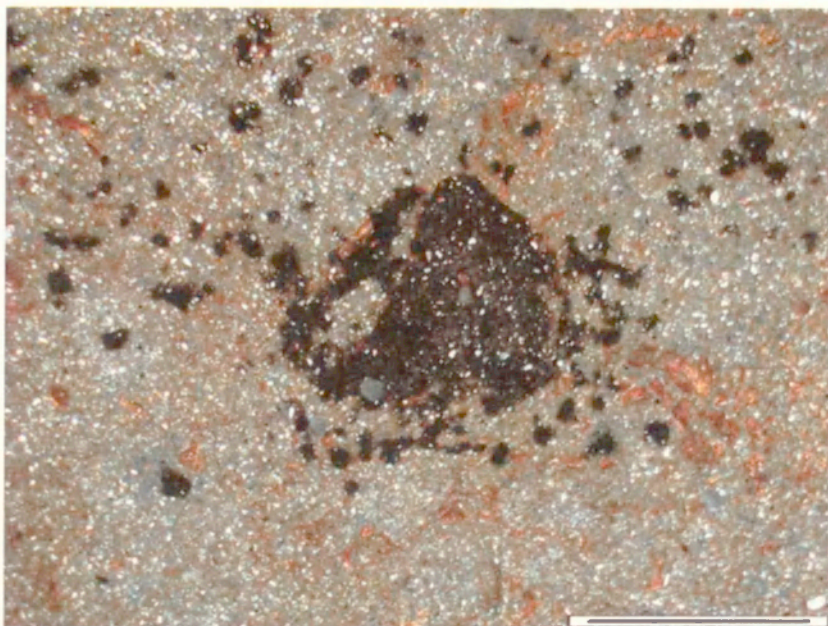
Manganiferrous nodule with superimposed clay coating of group II – horizon Bt1.
Crossed polarized light, scale bar = 0,5 mm.

Kolejną, charakterystyczną cechą frakcji najdrobniejszej w całym profilu gleby eemskiej jest brak wyraźnej orientacji poszczególnych jej cząstek występujących pomiędzy ziarnami materiału grubszego. W tym przypadku ilt koloidalny o barwie pomarańczowo-żółtej w miarę szczelnie wypełnia wszystkie wolne przestwory.

Nodule (mikrokonkrecje) manganowo-żelaziste

Są to amorficzne, brązowo-czarne i czarne skupienia związków żelaza i manganu o nieregularnym kształcie oraz ostrych bądź dyfuzyjnych granicach zewnętrznych. Sposób ich rozmieszczenia i typ wykształcenia jest niezależny od pozostałych składników tworzywa glebowego. Często w obrębie dużych mikrokonkrecji (>2 mm) możliwe jest wyróżnienie poszczególnych ziaren kwarcu (fot. 7). Natomiast mniejsze, bardziej zwarte skupienia związków Mn-Fe cechują się bardziej jednolitą budową wewnętrzną, w której nie wyróżniają się żadne inne „obce” składniki.

Nodule o specyficznej budowie występują w poziomie przejściowym BtC. Większość z nich ma sferyczne „otoczki”, odzwierciedlające miejscowe zubożenie materiału glebowego o frakcje iltu koloidalnego (fot. 2).



Fot. 7. Nodule manganowo-żelaziste – poziom Bt2. Skrzyżowane nikole, odcinek skali = 2 mm.
Manganiferrous nodules – horizon Bt2. Crossed polarized light, scale bar = 2 mm.

Interpretacja

Jak wykazała analiza mikroskopowa płytek cienkich, najbardziej powszechnie występującymi cechami mikromorfologicznymi są formy koncentracji mobilnej frakcji ilu koloidalnego. Stanowią one zapis procesów przemývania (lessiważu) zachowanych w postaci różnorodnych form naciekowych charakterystycznych dla dobrze wykształconej gleby płowej. Mikroformy te są dowodem na przemieszczanie ilu koloidalnego z wierzchnich poziomów glebowych do poziomu iluwialnego w środowisku wilgotnym i biologicznie czynnym. Wykształcenie obu wydzielonych typów mikroform iluwiacyjnych pozwala na ich przyporządkowanie do dwóch okresów genetycznych. Za starsze mikroformy należy uznać papule i otoczki I grupy, wykształcone w interglacjale eemskim. Za taką interpretacją przemawia względnie dobre ich wykształcenie i powszechne występowanie w całym poziomie Bt – ukształtowanym w ostatnim interglacjale. Widoczne ślady ich deformacji należy natomiast wiązać z rozwojem procesów kriogenicznych aktywnych w środowisku peryglacjalnym w okresie późniejszym, to jest w schyłku interglacjalu eemskiego i we wczesnym vistulianie. Obecność podobnie wykształconych mikroform iluwiacyjnych noszących ślady późniejszych kriodeformacji była także stwierdzana

w obrębie poziomów Bt-argillic śródlessowych gleb kopalnych o randze interglacialnej w innych obszarach lessowych na świecie, m.in. w Niemczech (Kemp i inni, 1994), Wielkiej Brytanii (Kemp, 1985b; Kemp i inni, 1994), Chinach (Kemp i inni, 1996) Stanach Zjednoczonych (Kemp i inni, 1998) oraz Rosji (Morozova, 1981).

Obecność otoczek grupy II jest powiązana z wystąpieniem kolejnej, młodszej i słabiej zaawansowanej fazy przemieszczania frakcji ilu koloidalnego. Ten etap należy utożsamiać z interstadialnymi okresami ociepleń wczesnego vistulianu. Świadczy o tym ograniczony zasięg ich występowania oraz brak śladów późniejszych ich deformacji o charakterze kriogenicznym. Zasadniczo mikroformy grupy II są identyczne z formami tego typu obecnymi w poziomach Bt gleb holocenijskich, które świadczą o współcześnie zachodzących procesach lessiważu niezaburzonych kriogenicznie (FitzPatrick, 1984; Bullock i inni, 1985).

Nagromadzenie minerałów ilastych bez śladów orientacji jego cząstek wypełniających przestrzeń pomiędzy składnikami grubszymi należy interpretować jako pierwotne rozmieszczenie, związane głównie z litogenezą analizowanych osadów lessowych (Konecka-Betley, 1994; Konecka-Betley i Zagórski, 1994; Kemp i inni, 1996, 1998).

Nodule (mikrokonkrecje) manganowo-żelaziste są dowodem na aktywność procesów glejowych (Kemp, 1985a; Bullock i inni, 1985; Konecka-Betley, 1994; Zagórski, 1995). Jednak brak innych form koncentracji związków żelaza i manganu (np. wykształconych w postaci nacieków, otoczek i dużych konkrecji) świadczy jedynie o słabym stopniu zaawansowania procesów oksydacyjno-redukcyjnych, które należy wiązać z nadmiernym uwilgotnieniem osadów. Największe nagromadzenie form manganowo-żelazistych stwierdzono w poziomie BtC. Przebieg procesów glejowych w tym poziomie dodatkowo podkreśla specyficzne szarobrunatne zabarwienie najdrobniejszej frakcji ilu koloidalnego. Trzeba zaznaczyć, że w odróżnieniu od jego wykształcenia w tym poziomie, w całym nadległym horyzoncie Bt frakcja ta ma żółtobrazową barwę.

Masywno-szczelinowy typ mikrostruktury poziomu BtC należy uznać za cechę mikromorfologiczną o charakterze pierwotnym, która jest związana z litogenezą badanych utworów lessowych. Dowodem względnie niewielkiego przekształcenia tworzywa mineralnego w tym poziomie przez procesy glebotwórcze jest brak jakichkolwiek form koncentracji węglanów (efekt całkowitego odwapnienia) oraz obecność noduli manganowo-żelazistych (inicjalne oglejenie).

Z kolei kanalikowe wykształcenie mikrostruktury w całym poziomie Bt bez wątplenia należy uznać za typ wtórny. Osad nabył go w efekcie działalności biologicznej (bioturbacji) fauny i flory glebowej, która przeobrażała osad w ciepłych okresach glebotwórczych.

Jak wynika z przeprowadzonych badań, opisane powyżej cechy mikromorfologiczne świadczą o aktywności procesów glebotwórczych w interglacjale eemskim i okresach interstadialnych wczesnego vistulianu, widoczne pomimo ogłowienia pedokompleksu. Dodatkowo na ich podstawie można wnioskować o procesach akumulacji lessów poprzedzających rozwój pedogenezy interglacjalnej, jak też o późniejszych przemianach kriogenicznych aktywnych we wczesnym vistulianie.

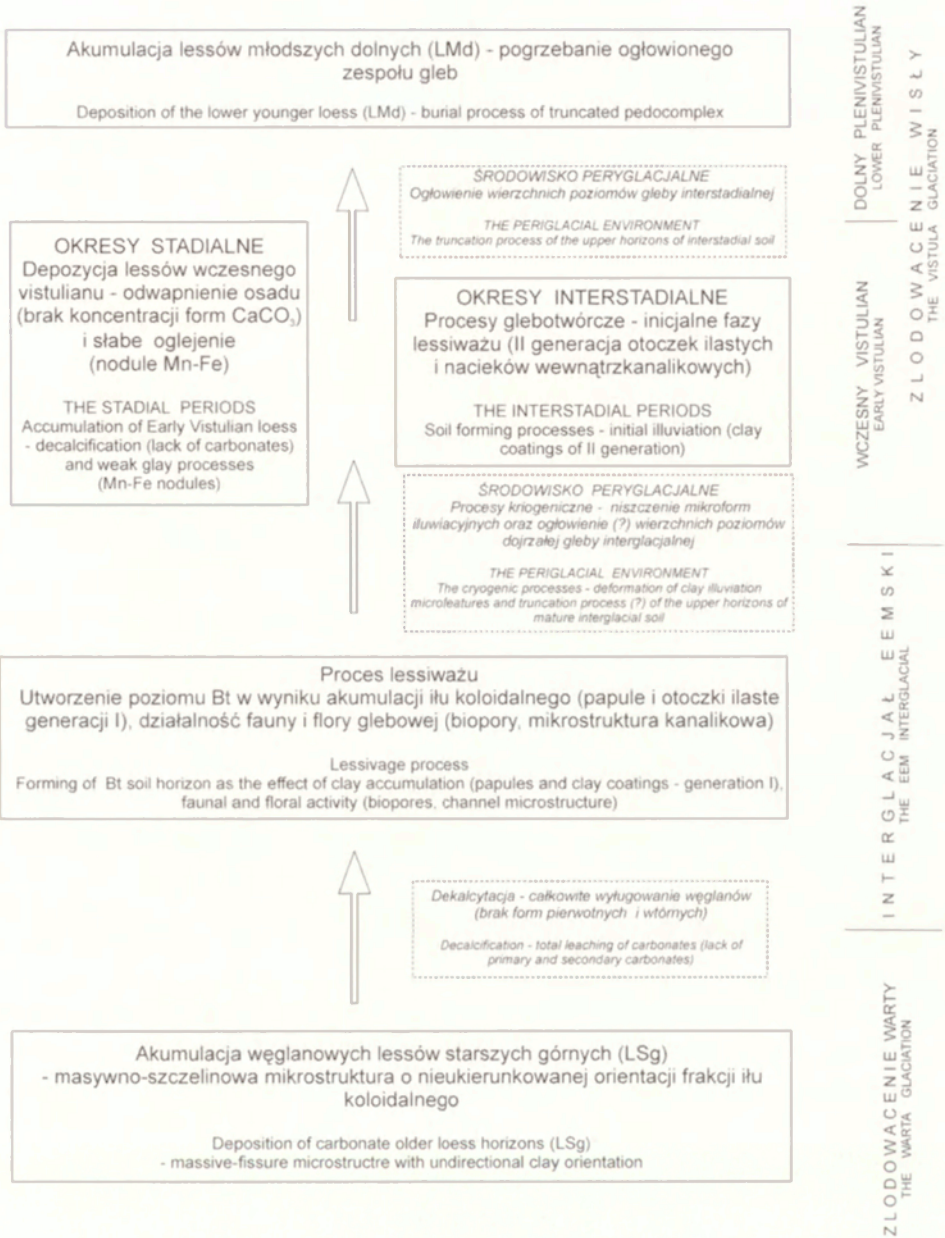
Przedstawiona powyżej interpretacja poszczególnych cech mikromorfologicznych umożliwi stworzenie schematu następstw różnorodnych procesów odpowiedzialnych za wykształcenie i obecny stan zachowania analizowanego zespołu gleb (ryc. 3).

Za pierwszy etap, wyróżniony w prezentowanym modelu rozwojowym, uznać należy proces depozycji lessów starszych górnych (LSg) akumulowanych w okresie zlodowacenia Warty. Próbką pobrana z głębokości 10,00 m została wydatowana metodą TL na 144 ± 39 ka BP (Lub-3865). Jak wynika z badań przeprowadzonych w okolicy Sąsiadki przez J. Malinowskiego i J. E. Mojskiego (1960, 1972), utwory te były pierwotnie węglanowe.

Na przełomie zlodowacenia Warty i interglacjału eemskiego, w miarę wzrostu wilgotności powietrza i ocieplania się klimatu, zaczął się proces ługowania pierwotnych form węglanów. Odwapnienie skały macierzystej było pierwszą, inicjalną fazą procesu glebotwórczego. Następnie w wyniku peptyzacji kolidów glebowych i przy współudziale fauny i flory glebowej rozpoczęła się migracja części koloidalnych w głąb profilu. W efekcie tego zjawiska il koloidalny został zdeponowany w głębie położonych poziomach w postaci otoczek ilastych i nacieków na ściankach bioporów oraz w większych naturalnych przestworach występujących pomiędzy ziarnami frakcji grubszej. W ten sposób powstał diagnostyczny poziom Bt argillic, cechujący się kanalikowym typem mikrostruktury i wyraźnym wzbogaceniem w il koloidalny w postaci otoczek i nacieków wypełniających wolne pory.

Po uformowaniu dojrzałej gleby płowej z dobrze wykształconym poziomem iluwialnym, na przełomie interglacjału eemskiego i vistulianu nastąpiło ożywienie procesów stokowych, które doprowadziły do ogłowienia wierzchnich partii gleby. W warunkach sezonowej zmarzliny postępowano niszczenie i deformowanie glebowych mikroform genetycznie związanych z procesem przemywania. Dowodem na to są zachowane papule i otoczki grupy I, stanowiące pierwotnie większe, zwarte mikroformy iluwacyjne, które w wyniku kriogenicznego niszczenia zostały porozrywane na mniejsze fragmenty i nieznacznie przemieszczone.

We wczesnym vistulianie, w okresie chłodnych faz stadialnych miała miejsce akumulacja mało miąższych warstw lessów, które obejmowała pedogeneza w rozdzielających je, względnie krótkich, okresach interstadialnych ociepleń



Ryc. 3. Schemat rozwoju kopalnego zespołu gleb eemsko-wczesnovistulianskich w profilu Sząsiadka na podstawie cech mikromorfologicznych

The development scheme of the Eem-Early Vistulian buried pedocomplex in the Sząsiadka profile based on micromorphological features

klimatu. Widoczne w odsłonięciu pseudomorfozy klinów lodowych z wypełnieniem sezonowym, które rozcinają cały analizowany profil glebowy, świadczą o istnieniu na tym obszarze 2–3 okresów z silnie rozwiniętą sezonową zmarzliną. W okresach krótkotrwałych ociepleń klimatu, w strefie czynnej zachodziły procesy glejowe – zapisane w szlifach w postaci wtórnych mikrokonkrekcji manganowo-żelazistych. Natomiast aktywne w okresach interstadialnych procesy glebotwórcze doprowadziły do powstania odwapnionych poziomów próchnicznych o znacznej miąższości (nawet do 50 cm – Maruszczak, 2001). Pedogeneza ta objęła „świeżo” zdeponowane warstwy lessu, produkty denudacji i górne poziomy gleby interglacjalnej. Brak form wtórnych wytrąceń węglanów, wylugowanych z warstw lessów wczesnego vistulianu, w stropowych partiach zachowanego poziomu iluwialnego może świadczyć o ich akumulacji w obrębie poziomów wyższych (obecnie zerodowanych), lub o tym, że związki te zostały całkowicie wymyte i usunięte z profilu. Dowodem na istnienie młodszych procesów glebotwórczych w interstadiałach wczesnego vistulianu obejmujących górne poziomy badanego pedokompleksu są drobniejsze, słabo wykształcone otoczki ilaste II grupy. Są one obecne tylko w stropowej części poziomu Bt1, w którym wyścielają wewnętrzne ścianki bioporów oraz nakładają się na mikrokonkrekcje manganowo-żelaziste. Formy te stanowią drugą, jedynie inicjalną fazę procesu iluwacji, zaś ich nałożenie na nodule Fe-Mn świadczy, że proces oglejenia poprzedzał wczesnovistuliańską pedogenezę.

W miejscach poboru próbek do analiz mikromorfologicznych nie występowały makroskopowo widoczne ślady bio- i kriogenicznego postsedymentacyjnego przekształcenia osadu. Brak cech tego typu oraz wykształcenie litologiczne spągu lessów młodszych dolnych (LMd) przykrywających zachowane poziomy gleby płowej pozwala stwierdzić, że ogłowienie i ostateczne pogrzebanie badanego pedokompleksu nastąpiło na przełomie wczesnego vistulianu i dolnego plenivistulianu.

Należy przypuszczać, że widoczne w szlifach biopory są formami poligenetycznymi formowanymi zarówno w wysoce aktywnym biologicznie interglacjalne eemskim, jak również w stosunkowo ciepłych okresach interstadialnych wczesnego vistulianu. Na obecnym etapie badań trudno jest to jednak jednoznacznie potwierdzić.

Podsumowanie

Zastosowanie metody mikromorfologicznej w badaniach dotyczących genezy zachowanych poziomów glebowych w stanowisku Sąsiadka pozwoliło na wyróżnienie podstawowych cech mikromorfologicznych poziomów Bt-agillic oraz BtC dojrzałej gleby o randze interglacjalnej. Przedstawione cechy mikromorfologiczne świadczą o procesach lito-, pedo- i kriogenezy następujących

cyklicznie w stosunkowo długim okresie formowania gleby eemskiej. Wyróżnione mikrocechy poziomu iluwialnego umożliwiły dokonanie analizy procesów zachodzących w ostatnim interglacjale oraz we wczesnym vistulianie, w którym następowały względnie krótkie, cykliczne powtarzające się fazy ociepleń i ochłodzeń klimatu.

Analiza mikroform związanych z procesami iluwacji i oglejenia oraz z działalnością fauny i flory glebowej wykazała, że możliwe jest stworzenie schematu następstw aktywności różnorodnych procesów we względnie długim przedziale czasowym. Szczególnie efektywne okazały się badania poszczególnych mikroform koncentracji ilu koloidalnego. Obserwacja płytek cienkich w spolaryzowanym świetle mikroskopowym umożliwiła wyróżnienie dwóch faz migracji ilu koloidalnego: starszej – bardziej zaawansowanej, ze śladami późniejszych krioturbacyjnych zaburzeń i młodszej – zaledwie inicjalnej, bez śladów deformacji mikromorfologicznych powstałych w środowisku peryglacjalnym.

Piśmiennictwo

- Bullock S., Fedoroff N., Jongerius A., Stoops G., Turisna T., 1985, *Handbook for Soil Thin Section Description*, Waine Research Publ., Wolverhampton, England.
- Dolecki L., 1998, *Profile lessowe okolic Zakładzia*, [w:] K. Pękala (red.), materiały konferencyjne IV Zjazdu Geomorfologów Polskich. Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce, Stan aktualny i perspektywy, t. 1, Referaty i postery, Wyd. UMCS, Lublin, s. 263–266.
- FitzPatrick E.A., 1984, *Micromorphology of Soils*, Chapman and Hall, London.
- Jahn A., 1956, *Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd*, Prace Geograficzne, IG PAN, 7.
- Jersak J., Sendobry K., Śnieszko Z., 1992, *Postwarciańska ewolucja wyżyn lessowych w Polsce*, Wyd. UŚ, Katowice.
- Kemp R., 1985a, *Soil Micromorphology and the Quaternary*, Quaternary Research Association Technical Guide, 2, Cambridge.
- , 1985b, *The decalcified Lower Loam at Swanscombe, Kent: a buried Quaternary soil*, Proceedings of the Geologists' Association, 96, 4, s. 343–355.
- , 1998, *Role of micromorphology in paleopedological research*, Quaternary International, 51/52, s. 133–141.
- , 1999, *Micromorphology of loess-paleosol sequences: a record of paleoenvironmental change*, Catena, 35, s. 179–196.
- Kemp R.A., Jerz H., Grottenthaler W., Preece R.C., 1994, *Pedosedimentary fabrics of soils within loess and colluvium in southern England and southern Germany*, [w:] A.J. Ringrose-Voase, G.S. Humphreys (red.), *Soil Micromorphology: Studies in Management and Genesis*, Proceedings IX International Working Meeting on Soil Micromorphology, Townsville, Australia, July 1992, Developments in Soil Science, 22, Elsevier, Amsterdam, s. 207–219.
- Kemp R.A., Derbyshire E., Fahu C., Haizhou M., 1996, *Pedosedimentary development and palaeoenvironmental significance of the S1 palaeosol on the northeastern margin of the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau*, Journal of Quaternary Science, 11, 2, s. 65–106.

- Kemp R.A., McDaniel P.A., Busacca A.J., 1998, *Genesis and relationship of macromorphology and micromorphology to contemporary hydrological conditions of a welded Argixeroll from the Palouse in Idaho*, *Geoderma*, 83, s. 309–329.
- Konecka-Betley K., 1991, *Micromorphologic features of fossil soils in loesses of the Łopatki Profile (SE Poland)*, *Annales UMCS*, sec. B, 46, 7, s. 129–138.
- , 1994, *Mikromorfologiczne wskaźniki diagnostyczne różnowiekowych gleb kopalnych w utworach lessowych*, [w:] *Georama 2, Litologia i stratygrafia czwartorzędowych utworów pyłowych*, Sosnowiec, s. 23–27.
- , 1996, *Zastosowanie metody mikromorfologicznej do badań gleb kopalnych*, [w:] *Materiały konferencyjne „Metody badań paleopedologicznych i wykorzystanie gleb kopalnych w paleopedologii”*, Łódź, 26–28 czerwca 1996, s. 19–20.
- , 2001, *Rekonstrukcja przebiegu procesów pedologicznych w późnym plejstocenie i holocenie w Środkowej Polsce*, *Roczniki Gleboznawcze*, 52, 1/2, s. 99–115.
- Konecka-Betley K., Straszewska K., 1977, *Badania paleopedologiczne lessów okolic Sandomierza na tle ich stratygrafii*, *Studia Geologica Polonica*, 52, s. 215–223.
- Konecka-Betley K., Czępińska-Kamińska D., Zagórski Z., 1986, *Development and properties of paleosols in the Loess Section at Sandomierz (SE Poland)*, *Annales UMCS*, sec. B, 41, s. 203–212.
- Konecka-Betley K., Zagórski Z., 1994, *Wpływ interglacialnych procesów glebotwórczych na cechy mikromorfologiczne gleb kopalnych wytworzonych z lessów*, *Roczniki Gleboznawcze*, 45, 3–4, s. 85–95.
- , 1996, *Cechy lito- i pedogenezy w glinach zlodowacenia warty (Belchatów)*, *Acta Geographica Lodziensia*, 71, s. 97–111.
- Kowaliński S., Bogda A., 1966, *Przydatność polskich żywic syntetycznych do sporządzania mikroskopowych szlifów gleb*, *Roczniki Gleboznawcze*, 16, 2, s. 327–356.
- Lee J., Kemp R.A., 1993, *Thin section of unconsolidated sediments and soils: a recipe*, Thin Section Laboratory, Sediment Analysis Suite, Geography Department, Royal Holloway, University of London, Egham.
- Malinowski J., 1964, *Budowa geologiczna i właściwości geotechniczne lessów Roztocza i Kotliny Zamojskiej między Szczebrzeszynem i Turobinem*, *Prace Instytutu Geologicznego*, 41, Warszawa, s. 1–22.
- Malinowski J., Mojski J.E., 1960, *Przekrój geologiczny lessu w Sąsiadce koło Szczebrzeszyna na Roztoczu*, *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 169, s. 217–244.
- , 1972, *Profil lessowy w Sąsiadce*, *Przewodnik Sympozjum Krajowego Litologia i stratygrafia lessów w Polsce*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 188–189.
- Marszałek S., Małek M., Drzymała J., 1994, *Szczegółowa Mapa Geologiczna 1:50.000, arkusz Szczebrzeszyn*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Maruszczak H., 1954, *Mapa geomorfologiczna okolic Szczebrzeszyna i Zwierzyńca*, [w:] *Przewodnik V Ogólnopolskiego Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego, wrzesień 1954*, Oddział Lubelski Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Lublin.
- , 1976, *Stratygrafia lessów Polski południowo-wschodniej*, *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 297, Warszawa, s. 135–175.
- , 2001, *Schemat stratygrafii lessów i gleb śródlessowych w Polsce*, [w:] H. Maruszczak (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce II*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 17–29.
- Mroczek P., 2001, *Mikromorfologia osadów klastycznych i gleb. Przedmiot, zastosowanie i wybrane metody analiz*, *Czasopismo Geograficzne*, 72, 2, s. 211–230.
- Morozova T.D., 1981, *Rozvitie pocennogo pokrova Evropy v pozdnem pleistocene*, Nauka, Moskwa.
- Pomian J., 1972, *Gleby kopalne pod wałami obronnymi grodzisk w Leszczynie, Sąsiadce i Gródku (Nadbużańskim)*, *Annales UMCS*, sec. B., 27, 5, s. 87–157.

Wartołowska K., 1958, *Gród Czerwieński Sutiejsk na pograniczu polsko-ruskim*, Światowid, 12.
Zagórski Z., 1995, *Mikromorfologiczne cechy procesów lito- i pedogenezy w glebach niejednorodnych wytworzonych z osadów glacialnych*, Roczniki Gleboznawcze, 46, 3/4, s. 71–93.

[Wpłynęło: sierpień 2002 r.; poprawiono: styczeń 2003 r.]

LEOPOLD DOLECKI, PRZEMYSŁAW MROCZEK

MICROMORPHOLOGICAL RESEARCH ON THE EEMIAN BURIED ILLUUVIAL SOIL HORIZON AT THE SĄSIADKA SITE (ROZTOCZE GORAJSKIE)

The main research subject here is a micromorphological description of the buried Bt-argillic soil horizon situated in the lower unit of the Eemian Interglacial – Early Vistulian (=Weichselian) pedocomplex preserved in the Sąsiadka loess profile (Roztocze Region, SE Poland). The upper most part of the soil profile is located 5.2 m beneath the rampart floor of an early Medieval stronghold.

This pedocomplex was formed over the relatively long time period between 128 and ca 80 ka BP. In the zone of Polish loess uplands it commonly consists of mature interglacial soil and overlying, weakly developed interstadial soil. The lower unit developed on, the Wartanian loess layer (LSg) during the Eemian Interglacial. The higher pedocomplex part is the initial soil (humus horizon) developed on the earliest Vistulian loess or on reworked material of the Eemian soil or directly on the top horizons of that soil.

Unfortunately, at the site under investigation only Bt argillic and BtC soil horizons are available. Situated directly on this truncated soil profile are the lower, younger loess layers (LMd) which attest to the erosion processes of primary upper soil horizons in the transition period between the Early Vistulian and Lower Plenivistulian.

The micromorphological investigations made it possible to detach micromorphological features connected with loess sedimentation (e.g. massive microstructures) and postsedimentary alteration processes as the effect of pedogenesis (illuviation – clay coatings and infillings inside channels, biopores; weak glaization – Mn/Fe nodules and hypoc coatings) and periglacial conditions (cryodeformations – disrupted clay microforms). The thin sections analysis derived from the uppermost part of the Bt horizon showed the existence of more weakly developed illuviation microfeatures without later cryoturbation traces. Description of the different genetic types of clay microforms allowed for the proposing of a thesis about two separated illuviation stages. The first of them was the mature illuviation process which has made microforms with deformation traces. Supposedly they are an effect of Eemian Interglacial soil forming processes, but cryodeformations traces are postdated in the transition period between the Last Interglacial and the earliest Vistulian Glaciation. The second – only initial stage – is the illuviation process, which created weakly developed thin, undeformed clay coatings and infillings developed in worm interstadials of the Early Vistulian.

The research has revealed that the examinations of illuvial clay microfeatures. The analysis of their external shapes and spatial arrangement inside particular soil subhorizons showed that the clay microfeatures are very different. The illuviation

process has ensured that the greatest accumulation of this type of microforms is in the top part of the Bt horizon, and, with depth, the total quantity and size decrease. The second very important criteria are the traces of cryogenic deformations made in the periglacial environment. Microforms of that type are present in the whole examined illuvial horizon and they are called papules (reworked, disrupted clay coatings) and fragmented clay coatings and infillings.

The described micromorphological features allowed for the development of a scheme for the development of the whole pedocomplex. The created soil evolution model is presented from the deposition period of the upper part of the older loess sediments (LSg), which are the parent material for the interglacial soil, though to final truncation of the upper soil horizons of the weakly developed Early Vistulian soil.

Wpływ właściwości substratu glebowego* pochodzenia glacyjfluwialnego na rozwój gleb bielcowych północnej i środkowej Europy

Influence of glaciofluvial soil substratum properties into the podzolic soil development in northern and central Europe

MAREK DEGÓRSKI

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN,
00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55; m.degor@twarda.pan.pl

Zarys treści. Celem pracy jest określenie przestrzennego zróżnicowania wybranych właściwości substratu gleb bielcowych wschodnio- i północnoeuropejskiej krainy glebowej (składu mineralnego, granulometrycznego i stopnia obróbki ziarn kwarcu) oraz wybranych właściwości pedogenicznych, które wynikać mogą ze zróżnicowanej wiekowo sedimentacji materiału litologicznego. Badania prowadzono na obszarze strefowego występowania gleb bielcoziemnych, na terenie Polski, Białorusi, Estonii i Finlandii, pomiędzy 14°32' a 32°35' E i pomiędzy 50°10' a 69°44' N, na 13 stałych powierzchniach badawczych, na których wykonano 186 odkrywek glebowych. Wszystkie analizowane gleby zostały wykształcone z różnowiekowych piasków glacyjfluwialnych, współcześnie pokrytych borami sosnowymi. Stwierdzono statystycznie istotną zależność pomiędzy analizowanymi wskaźnikami określającymi właściwości morfolitologiczne substratu oraz właściwości pedogeniczne badanych gleb (jako cechami zależnymi) a położeniem geograficznym (jako cechą niezależną).

Słowa kluczowe: gleba bielcowa, północna i środkowa Europa, piaski glacyjfluwialne, substrat glebowy.

Wstęp

Komponent morfolitologiczny środowiska geograficznego jest przez wielu gleboznawców uznawany za warunkujący procesy pedogeniczne, których przebieg sterowany jest następnie przez element biotyczno-klimatyczny, a szczególnie ilość i jakość materii organicznej (Głazowska, 1981; Catt, 1986, 1988; Moles i Moles, 2002). Bardzo często wpływ roślinności i warunków klimatu na rozwój pokrywy glebowej jest na tyle duży, że niweluje wpływ warunkowań morfolitologicznych na przestrzenne zróżnicowanie właściwości gleb (Degórski, 2002). Niemniej jednak właściwości materiału litologicznego

* Tworzywo, skala macierzysta, z której rozwija się gleba (Prusinkiewicz, 1999).

stanowiącego skalę macierzystą gleb uważane są za ważny czynnik generujący różnorodność oraz zmienność w czasie i przestrzeni populacji glebowych na powierzchni ziemi (Jenny, 1941, 1980; Kowalkowski, 2001; Degórski, 2001, 2002). Jednocześnie zarówno ilościowe, jak i jakościowe zmiany właściwości substratu glebowego mają charakter retardacyjny, co oznacza, że są one bardzo powolne w czasie. Jednak w przypadku ubogich gleb jakimi są bielicoziemne, duże znaczenie w kształtowaniu ich właściwości fizyko-chemicznych mają nawet bardzo małe różnice składu mineralnego oraz granulometrycznego substratu (Adamczyk, 1965; Białousz, 1978; Degórski, 1998, 2002). Różnice te mogą wynikać zarówno z odmiennych właściwości akumulowanego materiału, jak i długości oddziaływania czynników egzogenicznych (m.in. procesy erozji, transportu) oraz ich intensywności. Istotnym elementem jest zatem okres sedymentacji pierwotnej materiału litologicznego, który następnie podlegał procesom destrukcyjnym i glebotwórczym.

W prezentowanych studiach skoncentrowano się na glebach bielicowych wykształconych z piasków glaciofluwialnych, zróżnicowanych przestrzennie pod względem wieku sedymentacji oraz czasu oddziaływania czynników destrukcji, które zachodziły w różnych warunkach biotyczno-klimatycznych.

Celem badań było określenie przestrzennego zróżnicowania wybranych właściwości substratu gleb bielicowych wschodnio- i północnoeuropejskiej krainy glebowej (składu mineralnego, granulometrycznego i stopnia obróbki ziarn kwarcu), a następnie wskazanie wybranych właściwości pedogenicznych analizowanych gleb, które wynikać mogą ze zróżnicowanej wiekowo sedymentacji.

Tabela 1. Położenie badanych profili gleb

| Numer profilu | Państwo | Mezoregion | Miejscowość | Szer. geogr. N | Dług. geogr. E |
|---------------|-----------|-----------------------------|-------------------|----------------|----------------|
| 1 | | Północna Laponia | Kevo | 69°44'46,48" | 27°01'20,78" |
| 2 | Finlandia | Południowa Laponia | Oulanka | 66°21'33,45" | 29°21'34,12" |
| 3 | | Południowe Hamme | Lammi | 61°09'34,21" | 25°00'12,08" |
| 4 | Estonia | Nizina Południowoestońska | Tipu | 58°18'59,84" | 24°59'37,82" |
| 5 | | Kotlina Freienwalde | Namyślin | 52°39,41,36" | 14°32'11,47" |
| 6 | | Kotlina Toruńska | Bobrowniki | 52°48'50,93" | 19°00'44,18" |
| 7 | | Równina Augustowska | Plaska | 53°52'27,92" | 23°18'30,14" |
| 8 | Polska | Równina Raciąska | Glinojeczek | 52°49'36,93" | 20°19'28,70" |
| 9 | | Równina Bielska | Browsk | 52°53'19,32" | 23°37'10,05" |
| 10 | | Wzgórza Opoczyńskie | Miedziera | 51°06'28,38" | 20°25'06,86" |
| 11 | | Kotlina Raciborska | Kuźnia Raciborska | 50°10'58,78" | 18°20'35,18" |
| 12 | Białoruś | Równina Środkowoberezyńska | Soligorsk | 50°10'58,78" | 28°25'49,66" |
| 13 | | Równina Orszańsko-Mohylewsk | Uzłogi | 53°20'53,58" | 32°35'54,04" |

tacji materiału litologicznego oraz morfogenetycznych uwarunkowań rozwoju podłoża. Badaniami objęto obszar strefowego występowania gleb bielicoziemnych, wykształconych z piasków glacyjofluwialnych w warunkach klimatu humidowego, współcześnie pokrytych borami sosnowymi reprezentującymi związek *Dicrano-Pinion* poza obszarem północnej Finlandii, gdzie należą one do związku *Phyllodoco-Vaccinion* (Bohn i inni, 1996).

Studia prowadzono na terenie Polski, Białorusi, Estonii i Finlandii, pomiędzy 14°32' a 32°35' długości geograficznej wschodniej i pomiędzy 50°10' a 69°44' szerokości geograficznej północnej (ryc. 1), na trzynastu stałych powierzchniach badawczych (tab. 1). Prezentowane wyniki są częścią rezultatów badań nad przestrzennym zróżnicowaniem właściwości gleb bielicoziemnych w środkowej i północnej Europie (Degórski, 2002).



Ryc. 1. Rozmieszczenie badanych profili gleb bielcowych
Distribution of studied profiles of podzolic soils

Charakterystyka analizowanych obiektów

Analizowane gleby należą do typu bielicoziemnych. W północnej Finlandii badaną pokrywę glebową stanowi iluwialno-humusowa gleba bielicowa, a na pozostałych powierzchniach gleby bielicowe właściwe, o różnej miąższości poziomu diagnostycznego spodic. Ich morfologia przedstawia się następująco: O-AEes-Ees-Bh-Bfe-C lub O-A-Ees-Bh-Bfe-C. Wszystkie zostały wykształcone z przepuszczalnych i ubogich w składniki pokarmowe utworów. Głównym minerałem w tych skałach jest kwarc. Odznaczają się kwaśnym odczynem, niską pojemnością sorpcyjną, szerokim stosunkiem C:N oraz dominacją kwasów fulwowych w składzie frakcyjnym próchnicy (Degórski, 2002). Wszystkie badane gleby spełniają również kryteria zaproponowane przez D. Moknę (1983) oraz WRB (1998), a wyrażone przez wskaźniki: zawartości amorficznego żelaza i glinu w poziomie wzbogacania, wskaźnik przemieszczania amorficznego żelaza i glinu, wskaźnik iluwiacji, wskaźnik zawartości kompleksów żelazisto-glinowo-próchnicznych, jak i wskaźnik kompleksów nieruchliwych, umożliwiające ich zaklasyfikowanie do jednostek taksonomicznych typu podzol (Degórski, 2002).

Metody badań

Spośród 186 odkrywek glebowych jakie wykonano na obszarze badań, do szczegółowej analizy wybrano 13 z nich, o cechach siedliska najbardziej typowych dla poszczególnych jednostek geograficznych. Na każdej z powierzchni badawczych pobierano materiał glebowy jako próbki mieszane dla poszczególnych poziomów genetycznych z 10 punktów (odkrywek). Analizą objęto następujące poziomy genetyczne: organiczny (O), próchniczny (A), eluwialny (Ees), wzbogacania (Bh i Bfe) i skałę macierzystą (C).

Oceny wieku osadów dokonano na podstawie danych literaturowych, wykorzystując datowania wykonane metodą ^{14}C .

W celu określenia wybranych właściwości substratu glebowego wykonano następujące analizy:

- składu mineralnego dla czterech frakcji odpowiadających przedziałom uziarnienia 0,5–0,8 mm, 0,3–0,5 mm, 0,2–0,3 mm i 0,06–0,2 mm. Frakcję lekką badano pod lupą dwuoczną. Wobec trudności z rozfrakcjonowaniem „na sucho” niektórych próbek gleb zdiagenezowanych, wykonano preparaty proszkowe, które zbadano w immersji pod mikroskopem polaryzacyjnym;
- obróbki preparowanych ziarn kwarcu o średnicy 0,5–1 mm metodą graniformometrii mechanicznej Krygowskiego (1964) z użyciem graniformometru psychaczonego;

– uziarnienia metodą sitową oraz areometryczną Bouyoucosa w modyfikacji Casagrande'a i Prószyńskiego. Podział materiału na frakcje i określenie grup mechanicznych przeprowadzono na podstawie ogólnie przyjętych ustaleń Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego.

Otrzymane wyniki analiz posłużyły do obliczenia:

- zawartości minerałów nieodpornych (MN) w składzie mineralnym frakcji ciężkiej (0,06–0,2 mm),
- przeciętnej średnicy ziarna (GSS), przy użyciu programu komputerowego „Analiza uziarnienia – wersja 2.0” (Prusinkiewicz, 1993),
- wskaźnika niejednorodności materiału (Nm),
- wskaźnika obróbki materiału (Wo),

Określono także następujące właściwości gleb:

- miąższość poziomów genetycznych jako średnią arytmetyczną z 50 pomiarów wykonanych w odwiertach na każdej powierzchni badawczej, stosując klasyfikację pedonów² zgodną z obowiązującą w Polsce systematyką gleb (*Systematyka...*, 1989);
- skład frakcyjny próchnicy w poziomach organicznych i próchnicznych metodą ekstrakcji i frakcjonowania związków próchnicznych Duchaufoura i Jacquin (1966); rozdzielenie na frakcję lekką (wolną) i ciężką (związaną) przez dekantację z użyciem roztworu pirofosforanu sodu – zgodnie z metodą Monnier i Ture (1962);
- żelazo amorficzne (Fe_o) i glin amorficzny (Al_o) w wyciągu szczawianowym (Van Reeuwijk, 1995);
- wolne żelazo (Fe_d) w wyciągu cytrynianowym z dithionitem sodu jako środkiem redukującym metodą Mehry i Jacksona (1960);

Na podstawie uzyskanych wyników analitycznych obliczono również:

- miąższość solum³ gleby, jako sumę miąższości poziomów A, E i B;
- stosunek węgla kwasów huminowych – Ch do węgla kwasów fulwowych – Cf;
- wskaźnik aktywności Schwertmanna (1964), jako Fe_d/Fe_o ;
- wskaźnik przemieszczania amorficznych form żelaza i glinu, jako $(Al_o + 0,5 Fe_o B)/(Al_o + 0,5 Fe_o E)$, według WRB (1998).

Otrzymane wyniki empiryczne posłużyły do określenia zależności pomiędzy położeniem geograficznym wyrażonym długością i szerokością geograficzną (cechy niezależne) a właściwościami substratu glebowego i wskaźnikami pedogenicznymi gleb (cechy zależne). Do tego celu wykorzystano analizę korelacji i regresji. Za optymalny model regresji ze zbioru funkcji przyjmowano ten, który miał najmniejszą wartość składnika resztowego oraz najmniejsze odchylenie standardowe i najwyższą wartość współczynnika korelacji.

² Pedon (indywiduum glebowe) – podstawowa, trójwymiarowa część pedosfery, stanowiąca jednostkowy obiekt w systematyce gleb (Prusinkiewicz, 1999).

³ Przez solum rozumie się część gleby obejmującą jej wszystkie poziomy wykształcone w mineralnej części profilu bez poziomu skały macierzystej.

Następnie, na podstawie rozkładu przestrzennego wartości wskaźników pedogenicznych określono podobieństwo pomiędzy poszczególnymi pedonami, wykorzystując do tego celu analizę skupień. Jako miary niepodobieństwa użyto odległości Euklidesa, zaś do grupowania metody Warda (Hill, 1973; Degórski, 1999).

Wyniki

Przestrzenne zróżnicowanie wieku osadów

Czas zakończenia pierwotnych procesów sedymentacji materiału litologicznego, który stanowi skałę macierzystą badanych gleb, jest wyraźnie zróżnicowany. Najmłodsze osady występujące na północy Finlandii (profil 1) związane są z procesami akumulacji, jaka zachodziła w neoholocen i mezoholocen (Heikkinen i Kurimo, 1977; Karczewski, 1975; Koutaniemi, 1987; Johansson, 1995), natomiast w środkowej i południowej części tego kraju (profile 2 i 3) – w eoholocen (Aartolahti, 1972; Zilliacus, 1987). Osady, z których wykształcone zostały badane gleby w Estonii (profil 4) oraz w północnej i centralnej Polsce (profile 5–8) związane są z sedymentacją materiału litologicznego w okresie zlodowacenia Wisły (Livrand, 1984; Kozarski, 1986; 1995; Banaszuk, 2001). Najstarsze skały osadzone zaś we wschodniej i południowej Polsce (profile 9–11) oraz Białorusi (profile 12–13) związane są z działalnością lodowca odrzańskiego (Klimek, 1966; Pernarowski, 1968;

Tabela 2. Chronostratygrafia zakończenia sedymentacji pierwotnej materiału litologicznego, z którego wykształcone zostały badane gleby

| Numer profilu | Chronostratygrafia | | Wiek ^{14}C ka BP* | |
|---------------|--------------------|--------------------|-----------------------------|-------|
| 1 | holocen | mezoholocen | okres atlantycki | 6,0 |
| 2 | | eoholocen | okres borealny | 9,0 |
| 3 | | | okres preborealny | 9,5 |
| 4 | p | zlodowacenie Wisły | bölling | 12,5 |
| 5 | l | | subfaza chojeńska | 15,8 |
| 6 | e | | faza pomorska | 17,7 |
| 7 | j | | faza poznańska | 18,1 |
| 8 | s | | faza leszczyńska | 20,0 |
| 9 | t | zlodowacenie Odry | faza Wkry | 140,0 |
| 10 | o | | stadiał Warty | 160,0 |
| 11 | c | | stadiał Warty | 160,0 |
| 12 | e | | stadiał maksymalny | 220,0 |
| 13 | n | | stadiał przedmaksymalny | 300,0 |

* Wiek określony na podstawie danych z literatury. Metoda ^{14}C stosowana przez autorów do oznaczania wieku osadów poniżej 40 tysięcy lat.

Petuchova, 1987; Waga, 1994). Można zatem stwierdzić, że osady na terenie północnej Finlandii akumulowane były około 6–8 ka BP (Sepponen, 1985; Koutaniemi i inni, 1988), na południu tego kraju – około 10,6 ka BP (Kontturi, 1984), w Estonii około 12,5 ka BP (Liivrand, 1984), zaś na obszarach związanych z najstarszą sedymentacją zlodowacenia odrzańskie zakończyły się około 150–180 ka BP (Petuchova, 1987; Mojski, 1985) – tabela 2.

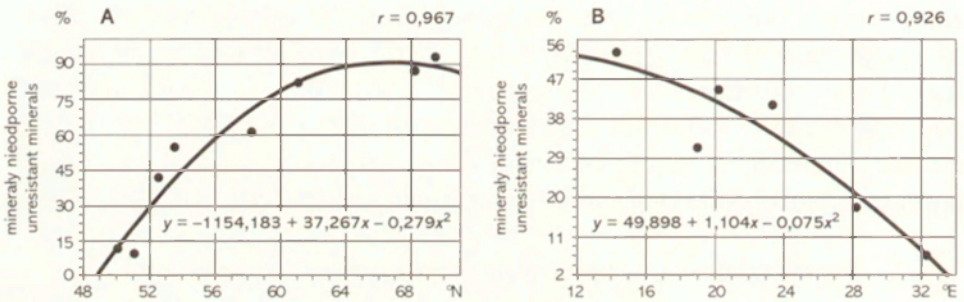
Rozwój współczesnej pokrywy glebowej jest wyznaczony inicjacją procesów pedogenicznych, które kształtowały ją do teraźniejszości (Kowalkowski, 1988, 1993; Manikowska, 1999; Richter i Markewitz, 2001; Degórski, 2002). Według wielu gleboznawców (Kopp, 1965, 1970; Catt, 1986, 1988; Kowalkowski, 1988, 2001; Manikowska, 1999; Blume i inni, 1998) na terenach polodowcowych początek ewolucyjnego rozwoju gleb miał już miejsce w kriogenicznym środowisku poglacialnym i peryglacialnym w warunkach arktycznej tundry. Według J. Catta (1986) oraz B. Manikowskiej (1999), po stadiale warciańskim zlodowacenia Odry, na obszarze środkowej Europy miały miejsce trzy główne okresy pedogenetyczne: eemsko-wczesnovistuliański, środkowo-plenivistuliański oraz późnovistuliańsko-holoceniński. Z tymi okresami można wiązać początki rozwoju badanych gleb, jakkolwiek trzeba pamiętać, że pedony o mezo- i neoplejstocenijskiej inicjacji rozwoju dwukrotnie podlegały procesom powierzchniowej denudacji w dolnym i górnym plenivistulianie.

Przestrzenne zróżnicowanie właściwości substratu gleb

Analizowane gleby zbudowane są głównie z ubogich w składniki mineralne piasków kwarcowych. Zawartość kwarcu w skale macierzystej waha się od około 75% w glebach północnej Finlandii do 98% w glebach wschodniej Białorusi. Skalenie stanowią od kilku do kilkunastu procent składu mineralnego (maksymalnie 15%), zaś udział minerałów ciężkich nie przekracza 10%. Cechą charakterystyczną i istotną statystycznie dla przestrzennej zmienności składu mineralnego jest wzrost zawartości kwarcu oraz minerałów odpornych na abrazję mechaniczną i/lub wietrzenie chemiczne (np. granatu, cyrkonu), z jednoczesnym zmniejszaniem się zawartości skaleni i minerałów nieodpornych (głównie amfiboli) we frakcji ciężkiej gleb (0,2–0,06 mm), w glebach wykształconych w starszych osadach, związanych ze zlodowaceniem Odry. Udział minerałów nieodpornych w ogólnej ilości minerałów ciężkich zmniejsza się z północy na południe oraz z zachodu ku wschodowi, kierunek zmian jest zatem zgodny z wiekiem sedymentacji pierwotnej substratu (ryc. 2). Stwierdzone zależności wynikać mogą również z pierwotnej niejednorodności udziału poszczególnych minerałów w zróżnicowanych czasowo cyklach sedymentacyjnych, jak i z czasu trwania procesów wietrzenia i abrazji mechanicznej materiału litologicznego oraz wietrzenia wewnątrzglebowego. Przestrzen-

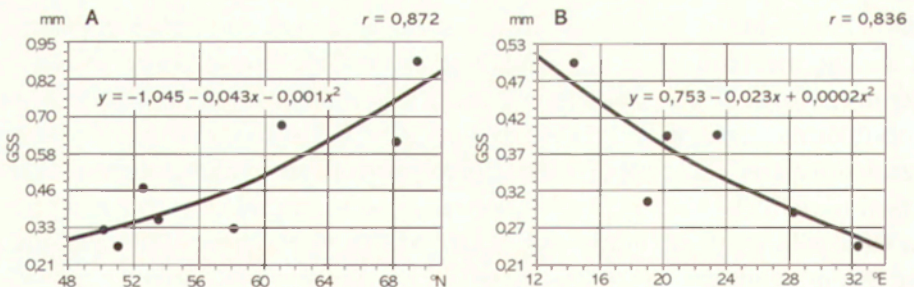
nie zróżnicowane jest również uziarnienie substratu badanych gleb, pomimo podobnego typu materiału litologicznego (piaski glacjofluwialne) oraz podobnej zawartości poszczególnych klas ziarna w mineralnym tworzywie glebowym. We wszystkich badanych profilach glebowych dominowała frakcja piasku, a udział frakcji części sypialnych w składzie granulometrycznym substratu nie przekraczał 5%. Pozwoliło to na zaklasyfikowanie badanego materiału litologicznego jako piaski luźne. Największe różnice stwierdzono w zawartości części szkieletowych oraz udziale poszczególnych subfrakcji piasku. Powierzchniowe poziomy genetyczne gleb, zwłaszcza wykształconych w starszym materiale geologicznym, cechują się nieznacznym wzrostem udziału frakcji ilastej i pylastej w składzie granulometrycznym.

Geograficzne zróżnicowanie uziarnienia badanych gleb potwierdzają obliczone wskaźniki granulometryczne przeciętnej średnicy ziarna (GSS) – rycina 3.



Ryc. 2. Linie regresji dla związku pomiędzy wskaźnikiem zawartości minerałów nieodpornych i współrzędnymi geograficznymi: A – szerokość geograficzna, B – długość geograficzna

Regression lines for the content of unresistant minerals against geographical coordinates:
A – latitude, B – longitude



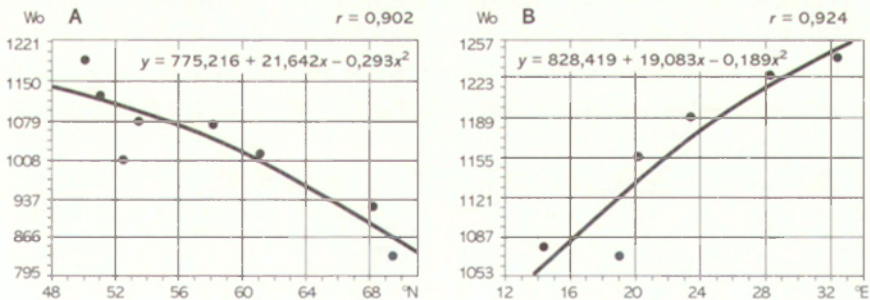
Ryc. 3. Linie regresji dla związku pomiędzy wskaźnikiem średniej średnicy ziarna (GSS) w poziomie próchnicznym i współrzędnymi geograficznymi:

A – szerokość geograficzna, B – długość geograficzna

Regression lines for the mean diameter of grain index (GSS) in the humus horizon and geographical coordinates: A – latitude, B – longitude

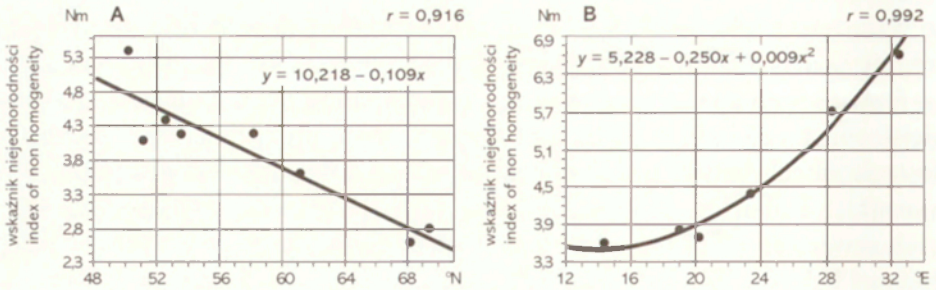
Zmniejszanie się udziału frakcji szkieletowych oraz piasku grubego wraz ze wzrostem wieku osadów jest główną przyczyną zmniejszania się średniej średnicy ziarn zgodnie z kierunkiem wzrostu wieku substratu glebowego.

Fluwalny charakter osadów oraz powierzchniowe przekształcenie mezo-plejstoceńskiego materiału litologicznego w wyniku oddziaływania procesów destrukcyjnych potwierdzają obliczone wskaźniki graniformametryczne. We wszystkich badanych glebach dominują ziarna półgraniaste (typ dojrzały – β), a ich zawartość waha się od 52% na północy Finlandii do ponad 80% w południowej Polsce i Białorusi. Największy ich udział stwierdzono na powierzchniach, gdzie odnotowano najsilniejsze oddziaływanie procesów eolicznych (np. profil 10). W profilach północnych występuje najmniejsza zawartość ziarn obtoczonych (typ starczy γ) – od 1 do 9% i największy udział ziarn graniastych (typ młodociany α) – ponad 40%, co wskazuje na pierwotne wietrzenie substratu, głównie kriogeniczne. Odwrotne proporcje zaznaczają się w starszych osadach wyraźnie przekształconych, gdzie abrazja mechaniczna i wietrzenie chemiczne spowodowały zaokrąglenie ziarn kwarcu. Zawartość ziarn typu γ wynosi w tych osadach do 26%. Różny stopień obtoczenia materiału litologicznego potwierdza również wskaźnik obróbki ziarn (W_o). Najniższe wartości wskaźnika określono dla najmłodszych piasków glacyjfluwialnych Finlandii (800–1000), najwyższe dla najstarszych osadów środkowej Polski i Białorusi (1200–1380) – rycina 4. Tak wysokie wartości W_o charakteryzują materiał litologiczny wielokrotnie redeponowany, głównie w wyniku transportu eolicznego (Nowaczyk, 1976; Degórski, 1990, 2002; Bednarek, 1991). Jednocześnie piaski przekształcone w wyniku długotrwałych procesów egzogenicznych odznaczają się znacznie większą niejednorodnością materiału – dotyczy to szczególnie profili położonych na Białorusi (profile 12 i 13), gdzie wskaźnik niejednorodności (N_m) osiąga wartość do 7,2 (ryc. 5).



Ryc. 4. Linie regresji dla związku pomiędzy wskaźnikiem obróbki ziarn kwarcu (W_o) w poziomie skały macierzystej i współrzędnymi geograficznymi: A – szerokość geograficzna, B – długość geograficzna

Regression lines for the quartz grain abrasion index in the parent rock horizon and geographical coordinates: A – latitude, B – longitude



Ryc. 5. Linie regresji dla związku pomiędzy wskaźnikiem niejednorodności materiału (Nm) w poziome skały macierzystej i współrzędnymi geograficznymi:

A – szerokość geograficzna, B – długość geograficzna

Regression lines for the index of non homogeneity (Nm) in the parent rock horizon and geographical coordinates: A – latitude, B – longitude

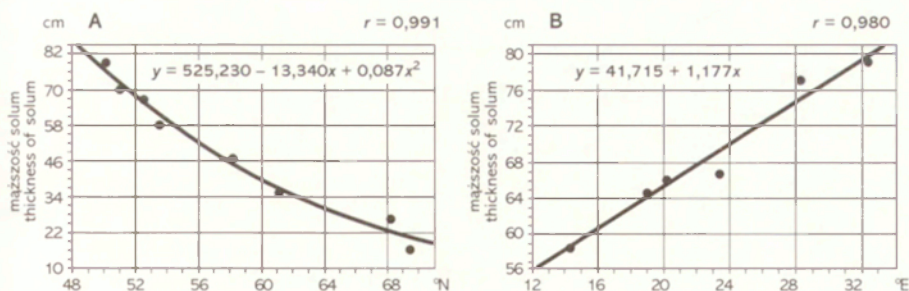
Bardzo wyraźna jest zmienność przestrzenna wartości wskaźników obróbki ziarn (W_o) i niejednorodności materiału (Nm). Związek ten określa regresja liniowa opisana wielomianem drugiego stopnia (ryc. 4 i 5). Jedynie zależność pomiędzy szerokością geograficzną a rozkładem wskaźnika Nm najlepiej odzwierciedla model liniowy regresji (ryc. 5a).

Na podstawie zależności pomiędzy wiekiem sedymentacji pierwotnej materiału litologicznego a przestrzennym zróżnicowaniem analizowanych właściwości substratu badanych gleb można stwierdzić, że wraz z wiekiem osadów zmniejsza się zawartość minerałów nieodpornych w składzie mineralicznym oraz średnia średnica ziarn piasku, wzrasta natomiast niejednorodność materiału oraz stopień obróbki ziarn kwarcu.

Przestrzenne zróżnicowanie procesów pedogenicznych

Aby określić intensywność procesów pedogenicznych oraz stopień wykształcenia badanych pedonów wybrano cztery wskaźniki diagnostyczne: miąższość solum, stosunek Ch do Cf, wskaźnik aktywności Schwertmanna i wskaźnik aktywności przemieszczania różnych form żelaza i glinu.

Miąższość solum badanych gleb wzrasta z północy na południe oraz z zachodu na wschód, czyli nawiązuje zarówno do wieku skały macierzystej, jak i do wieku gleb. Solum gleb najbardziej wysuniętych ku północy obszaru badań, wykształconych z osadów neo- i mezoholocenijskich o miąższości nie przekraczającej 20 cm uznać można za *solum semimaturum*, zaś cały pedon za aktywny glebotwórczo. Największe miąższości solum występują natomiast we wschodniej i południowej części obszaru badań, czyli w glebach najstarszych, dojrzałych, których solum można zaklasyfikować jako *solum maturum*.



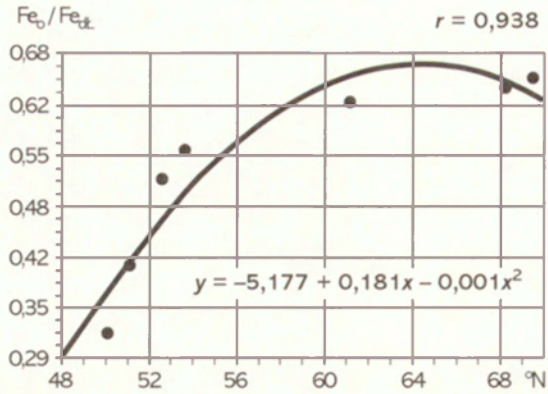
Ryc. 6. Linie regresji dla związku pomiędzy miąższością solum badanych gleb i współrzędnymi geograficznymi: A – szerokość geograficzna, B – długość geograficzna

Regression lines for thickness of solum in the studied soils and geographical coordinates:
A – latitude, B – longitude

Rozkład przestrzenny miąższości solum, zarówno równoleżnikowy, jak i południkowy najlepiej oddaje model liniowy regresji opisany wielomianem drugiego stopnia (ryc. 6).

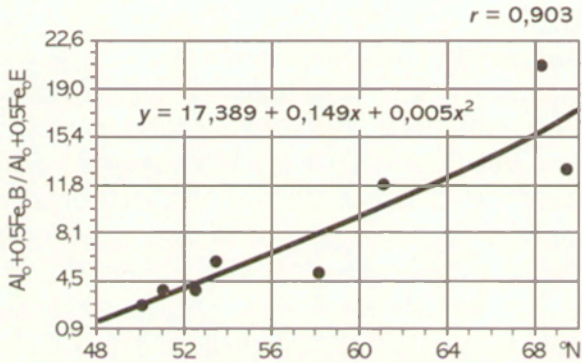
Z paleopedologicznego punktu widzenia jedną z najważniejszych cech próchnicy jest stosunek węgla kwasów huminowych – Ch do węgla kwasów fulwowych – Cf (Bednarek, 1991). Stosunek ten świadczy o kierunku przebiegu procesu glebotwórczego, charakterze przemian materii organicznej i wieku gleby (Skłodowski, 1974; Bednarek, 1991). W strefie kontaktowej poziomu organicznego z górną częścią poziomu próchnicznego gleb bielicowych Laponii, czyli w glebach najmłodszych, stosunek ten jest najniższy (0,33–0,36), zaś w glebach najstarszych wschodniej Białorusi i południowej Polski – najwyższy (0,61–0,72). Stwierdzone różnice wartości proporcji Ch : Cf świadczą o wzbogaceniu próchnicy gleb obszarów staroglacyfjalnych w bardziej dojrzałe frakcje kwasów huminowych.

Jednym ze sposobów oceny stanu zaawansowania procesów iluwacji w glebach bielicowych jest wskaźnik aktywności Schwertmanna (1964). Określa on współzależności między najbardziej reaktywnymi, amorficznymi formami żelaza (Fe_o) a amorficznymi i krystalicznymi, niekrzemianowymi formami żelaza (Fe_d). Większa wartość stosunku Fe_o/Fe_d wskazuje na mniejszy stopień krystalizacji związków żelaza i większą aktywność żelaza w procesie glebotwórczym. Świeżo strącone tlenki żelaza, najczęściej bezpostaciowe lub słabokrystaliczne, ulegają stopniowo procesom starzenia, polegającym na odwadnianiu i krystalizacji (Bednarek i Pokojska, 1996). W badanych glebach zaobserwowano również, że największe wartości wskaźnika są charakterystyczne dla gleb najmłodszych, ze współcześnie bardzo aktywnym środowiskiem pedogenicznym. Przestrzenną zmienność wartości wskaźnika Schwertmanna



Ryc. 7. Linia regresji dla związku pomiędzy wskaźnikiem Schwertmanna w podpoziomiu Bh i szerokością geograficzną

Regression line for the Schwertmann index obtained for the Bh subhorizon against latitude



Ryc. 8. Linia regresji dla związku pomiędzy wskaźnikiem $Al_0 + 0,5 Fe_0B / Al_0 + 0,5 Fe_0E$ i szerokością geograficzną

Regression line for the index $Al_0 + 0,5 Fe_0B / Al_0 + 0,5 Fe_0E$ and latitude

w zależności od szerokości geograficznej najlepiej oddaje model liniowy regresji opisany wielomianem drugiego stopnia (ryc. 7).

Innym kryterium diagnostycznym używanym do klasyfikacji gleb bielicoziemnych, zaproponowanym przez WRB (1998), jest wskaźnik przemieszczania amorficznych form żelaza i glinu, określony jako stosunek ich zawartości w poziomie eluwialnym (diagnostycznym albic) do zawartości w poziomie wzbogacania (diagnostycznym spodic), wyrażony matematycznie jako: $Al_0 + 0,5 Fe_0B / Al_0 + 0,5 Fe_0E$. Według propozycji WRB (1998), minimalna wartość tego wskaźnika w przypadku gleb bielicowych powinna być równa 2,

co wskazuje, że poziomy diagnostyczne spodic powinny zawierać co najmniej dwa razy więcej amorficznych form żelaza i glinu aniżeli poziom eluwalny. Spośród analizowanych gleb wszystkie spełniają to kryterium. Najwyższe wartości występują w glebach północnych regionów (profile 1 i 2) oraz we wschodniej części Białorusi (profil 13). Wartości określone dla tych profili wskazują na bardzo długotrwały lub bardzo intensywny proces bielcowania. Przestrzenną zmienność wartości wskaźnika przemieszczania amorficznych form żelaza i glinu w zależności od szerokości geograficznej najlepiej oddaje model liniowy regresji opisany wielomianem drugiego stopnia (ryc. 8).

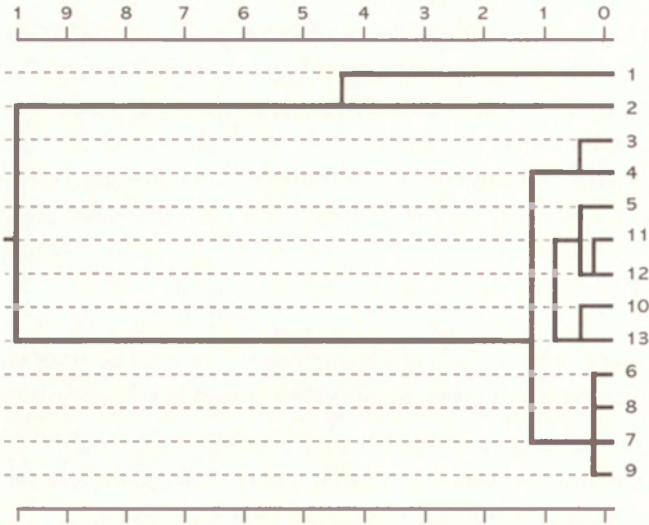
Przestrzenne zróżnicowanie właściwości substratu oraz pedogenicznych cech diagnostycznych badanych gleb bielcowych

Na podstawie analizy podobieństwa właściwości substratu poziomemu próchnicznego i skał macierzystych badanych gleb, można je podzielić na cztery grupy. Pierwszą stanowią gleby północnej i środkowej Finlandii, wykształcone na najmłodszych osadach holocenijskich, następną gleby południowej Finlandii i Estonii zbudowane z osadów akumulowanych w późnym vistulianie (bölling) i eoholocene. Trzecia grupa – to gleby wykształcone z osadów vistulianu, ostatnia zaś – z osadów zlodowacenia Odry. Wyjątek stanowi profil numer 5, którego gleba wykształcona jest z osadów plenivistulianu, zaś właściwości substratu bliższe są glebom starszym, powstałym z osadów zlodowacenia Odry (ryc. 9).

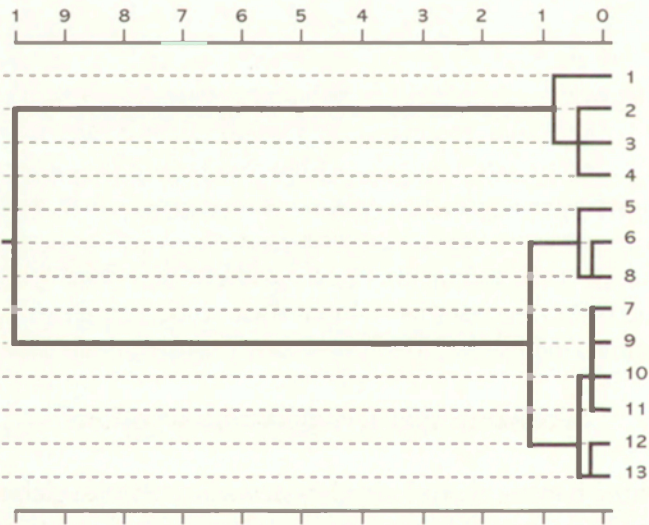
Podobnie jak uzyskany podział taksonomicznego badanych gleb bielcowych na podstawie właściwości ich substratu, również podział otrzymany na podstawie zróżnicowania analizowanych wskaźników pedogenicznych nawiązuje do wieku sedymentacji pierwotnej osadów, wyrażonej zasięgami poszczególnych zlodowaceń. Uzyskany wynik potwierdza rolę czynnika czasu i związanego z nim elementu klimatyczno-biotycznego w procesie glebotwórczym. Statystycznie istotnie różną grupę stanowią najmłodsze gleby północnej Finlandii wykształcone z osadów holocenijskich, a następną gleby powstałe z osadów późnego vistulianu, plenivistulianu i zlodowacenia Odry (ryc. 10).

Podsumowanie i dyskusja wyników

Powierzchnie badawcze, na których wykonano odkrywki glebowe charakteryzuje stosunkowo duża jednorodność sedymentacyjna i litologiczna osadów, będących substratem badanych gleb. Powstały one z redeponowanych, poligenicznych piaszczystych utworów glacjafluwialnych, różniących się jednak wiekiem sedymentacji pierwotnej, a także okresem oddziaływania procesów ahazji mechanicznej i wietrzenia chemicznego na substrat oraz długością



Ryc. 9. Dendrogram podobieństwa właściwości substratum poziomu skal macierzystych badanych gleb (podobieństwo określone na podstawie odległości Euklidesa, grupowanie metodą Warda)
Dendrogram showing similarity of substratum properties in parent rock-horizon of studied soils (similarity determined on the basis of Euclidean distance and Ward's method)



Ryc. 10. Dendrogram podobieństwa wybranych diagnostycznych wskaźników pedogenicznych badanych gleb (podobieństwo określone na podstawie odległości Euklidesa, grupowanie metodą Warda)

Dendrogram showing similarity of some diagnostic indexes of pedogenesis in studied soils (similarity determined on the basis of Euclidean distance and Ward's method)

przebiegu procesów wietrzenia wewnątrzglebowego. Pomimo podobnej genezy badanych powierzchni (glacjafluwialna akumulacja materiału), która w zasadniczy sposób decydowała o cechach litologicznych materiału geologicznego, stwierdzono istotne różnice i prawidłowości w przestrzennej zmienności teksturalnych właściwości substratu glebowego, nawiązujące nie tylko do wieku osadów, ale również do typu procesów egzogenicznych. Im młodszy jest materiał sedymentacyjny, z krótszym okresem dezintegracji i przemywania, tym bogatszy w skalenie i minerały nieodpornych we frakcji ciężkiej. Młodsze osady, o znacznie krótszej drodze transportu ziarn piasku, cechuje również ich słabsze obtoczenie oraz znacznie mniejsza niejednorodność materiału w stosunku do starszych utworów, które podlegały przynajmniej dwukrotnie procesom denudacji powierzchniowej w dolnym i górnym plenivistulianie (Manikowska, 1999; Degórski, 2002). Materiał starszych utworów był również przemieszczany na większe dystanse, co wpływało na stopień obróbki ziarn kwarcu. W młodszych utworach natomiast dodatkowym czynnikiem wpływającym na zwiększony udział ziarn graniastych (α) w składzie graniformametrycznym substratu są współczesne intensywne procesy wietrzenia mrozowego, jakie zachodzą w północnej części badanego obszaru (Laponia). Wzrost zawartości ziarn graniastych kwarcu (charakterystycznych dla typu młodocianego ziarn) w obszarach o dużej aktywności zjawisk mrozowych dokumentują już liczne opracowania (Whalley, 1975; Yaalon, 1975; Kowalkowski i Mycielska-Dowgiałło, 1985; Catt, 1988; Kowalkowski, 1993; Kowalkowski i Kocoń, 1998; Degórski, 1990, 2002).

Jakkolwiek wszystkie badane pedony zostały wykształcone z glacjafluwialnych piasków luźnych, to zawartość poszczególnych frakcji w uziarnieniu analizowanych gleb wykazuje pewne prawidłowości. Na niedawną silną aktywność środowiska rzeźbotwórczego i pedogenicznego oraz krótki transport materiału litologicznego na północy badanego obszaru wskazuje większa zawartość frakcji szkieletowej oraz wzbogacenie gleb we frakcję pyłu, powstającą w wyniku intensywnych procesów mrozowych. W porównaniu z południowymi regionami obszaru badań, które już w późnym vistulianie były wolne od zjawisk peryglacialnych (Starkel, 1977, 1988; Kozarski, 1986), tereny położone na północy jeszcze dzisiaj są im poddane. Procesy kriogeniczne sprzyjają powstawaniu profilowych sekwencji przekształceń (perstrukcji), wpływających na właściwości substratu, szczególnie graniformametryczne i granulometryczne (Kopp, 1965, 1970; Kowalkowski, 1984, 1988, 1995, 2001; Degórski, 1990, 2002; Blume i inni, 1998). Wzrost zawartości frakcji pyłu w uziarnieniu powierzchniowych poziomów genetycznych zaobserwowano także w glebach związanych z utworami zlodowacenia Odry, przekształconymi w wyniku najdłuższej trwających procesów peryglacialnych (wietrzenia mrozowego), jakie miały miejsce na tych obszarach głównie w vistulianie. Jest to naj-

lepiej widoczne w glebach Białorusi i południowej Polski. W analizie zawartości frakcji drobnego pyłu, a przede wszystkim ilu w powierzchniowych poziomach genetycznych gleb należy również brać pod uwagę intensywność procesów abrazji mechanicznej i wietrzenia chemicznego współcześnie oddziałujących na substrat. W miarę przesuwania się na południe, zwiększa się oddziaływanie wietrzenia chemicznego, które jest czynnikiem powodującym wzrost cząstek ilu koloidalnego (Degórski, 2002). Niemniej jednak w kwaśnym środowisku gleb bielicoziemnych są one niestabilne, rozpuszczane i wymywane z gleb, co sprawia, że korelacje pomiędzy położeniem geograficznym profilu a zawartością cząstek koloidalnych są nieistotne statystycznie. Notowany wzrost frakcji ilastej w niektórych profilach ma charakter lokalny (np. profile 2, 3, 11 i 13), wpływa jednak na troficzność siedlisk. W ubogich glebach jakimi są gleby bielicoziemne, duże znaczenie w kształtowaniu ich właściwości fizyko-chemicznych mają nawet bardzo małe różnice zawartości frakcji ilastej, szczególnie ilu koloidalnego (Adamczyk, 1965; Białousz, 1978; Catt, 1985, 1988; Boul i inni, 1989; Degórski, 1990, 1998, 2002) czy też właściwości teksturalnych ziarn kwarcu (Whalley, 1979).

Zależnie od skali geograficznego zróżnicowania właściwości petrograficznych, granulometrycznych i graniformametrycznych oraz czasu oddziaływania czynników destrukcyjnych na materiał litologiczny, substrat wywierał wpływ na kształtowanie się morfologii oraz innych właściwości fizycznych i chemicznych badanych gleb. Większy udział frakcji pyłu i ilu w glebach wykształconych ze starogłacialnego materiału geologicznego, który podlegał wietrzeniu najdłużej ze wszystkich badanych pedonów, łącznie z dużą zawartością i najlepszą jakością próchnicy (np. najwyższa proporcja zawartości węgla kwasów huminowych do zawartości węgla kwasów fulwowych, jest jedną z przyczyn lepszych właściwości wodno-powietrznych, a także chemicznych tych gleb (Degórski, 2002).

Geograficznie zróżnicowany wiek sedymentacji pierwotnej materiału litologicznego oraz wiek gleb, łącznie z elementami klimatycznymi i biotycznymi, odegrał również dużą rolę w osiągnięciu dojrzałości i miąższości badanych pedonów. Miąższość solum badanych gleb charakteryzuje się wzrostem, którego wielkość jest istotnie statystycznie związana z wiekiem gleb. Z wiekiem gleb wzrasta również stopień wykształcenia poziomów genetycznych, oraz zmieniają się badane właściwości pedogeniczne, szczególnie w poziomach diagnostycznych *albic* i *spodic*. Jedną z nich są współzależności między najbardziej reaktywnymi, amorficznymi formami żelaza (Fe_o) a amorficznymi i krystalicznymi, niekrzemianowymi formami żelaza (Fe_d). Większą wartość proporcji Fe_o/Fe_d , wskazującą na mniejszy stopień krystalizacji związków żelaza i większą aktywność żelaza w procesie glebotwórczym, stwierdzono w glebach północnej i zachodniej części obszaru badań, czyli w glebach tworzących się w

najmłodszym środowisku pedogenicznym. W glebach najstarszych wartość proporcji Fe_d/Fe_t była znacznie niższa, co wskazuje, że tlenki żelaza uległy stopniowo procesom starzenia, polegającym na odwadnianiu i krystalizacji (Bednarek i Pokojska, 1996; Degórski, 2002). Innym kryterium diagnostycznym aktywności procesów iluwiacji w pedonach jest wskaźnik przemieszczania amorficznych form żelaza i glinu (WRB, 1998). Przestrzenny rozkład jego wartości nawiązuje również do właściwości substratu i wieku gleb, wskazując, że najaktywniejszy proces bielcowania zachodzi w glebach północnej części obszaru badań, najdłużej zaś przebiegał w glebach wschodnich regionów, czyli najstarszych.

Geograficzne zróżnicowanie właściwości substratu gleb i właściwości pedonów są wypadkową procesów, które przebiegały w glebie od początku pedogenezy. Złożyły się na to wszystkie zjawiska zachodzące w przestrzeni glebowej pod wpływem czynników glebotwórczych. Bardzo często ten sam czynnik (np. warunki higrotermiczne) oddziaływał zarówno na przekształcanie właściwości substratu litologicznego, jak na przebieg procesów geochemicznych w glebach, w tym wietrzenie glebowe. Wpływ przestrzennego zróżnicowania właściwości substratu na rozwój gleb bielcowych należy zatem rozpatrywać jako efekt oddziaływania nie tylko uwarunkowań morfolitologicznych, ale również warunków biotycznych i klimatycznych panujących na danym obszarze, generujących procesy przekształcania substratu.

Wnioski

Na podstawie przeprowadzonych badań można sformułować następujące wnioski.

1. Istnieje statystycznie istotna zależność pomiędzy analizowanymi wskaźnikami określającymi właściwości morfolitologiczne substratu oraz właściwości pedogeniczne badanych gleb a ich położeniem geograficznym.

2. Właściwości litologiczne substratu badanych gleb bielcowych można uznać za czynnik warunkujący ich rozwój, który ukierunkowany poprzez element biotyczno-klimatyczny ukształtował właściwości obecnej pokrywy glebowej.

3. Przestrzenny podział badanych gleb bielcowych otrzymany na podstawie analizy niepodobieństwa właściwości wskaźników pedogenicznych oraz właściwości substratu nawiązuje do wieku sedymentacji pierwotnej osadów, wyrażonej zasięgami poszczególnych zlodowaceń.

4. Wzajemne zależności pomiędzy poszczególnymi czynnikami pedogenicznymi, wynikające zarówno ze zróżnicowania przestrzennego jak i czasu ich oddziaływania na pedony sprawiają, że w badaniach rozwoju pokrywy

glebowej na danym obszarze należy stosować analizę wieloczynnikową, uwzględniającą zarówno zmieniające się w czasie uwarunkowania powstawania gleb, jak i właściwości gleb.

Piśmiennictwo

- Aartolahti T., 1972, *On deglaciation in Southern and Western Finland*, Fennia, 114.
- Adamczyk B., 1965, *Studia nad kształtowaniem się związków pomiędzy podłożem skalnym a glebą*, Acta Agraria et Silvastrica, Ser. Leśna, 5, s. 3–60.
- Banaszuk H., 2001, *O zasięgu zlodowacenia Wisły w Polsce północno-wschodniej na podstawie badań geomorfologicznych i termoluminescencyjnych*, Przegląd Geograficzny, 73, 3, s. 281–305.
- Bednarek R., 1991, *Wiek, geneza i stanowisko systematyczne gleb rdzawych w świetle badań paleopedologicznych w okolicach Osia (Bory Tucholskie)*, Rozprawy UMK, Toruń.
- Bednarek R., Pokojska U., 1996, *Diagnostyczne znaczenie niektórych wskaźników chemicznych w badaniach paleopedologicznych*, [w:] Konferencja „Metody badań paleopedologicznych i wykorzystanie gleb kopalnych w paleopedologii” 26–28.06. Komisja Paleopedologii Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, Łódź, s. 25–29.
- Bialousz S., 1978, *Wpływ morfogenezy Pojezierza Mazurskiego na kształtowanie się gleb*, Roczniki Nauk Rolniczych, Seria D-Monografie, 166, s. 87–152.
- Blume H., Beyer L., Schneider D., 1998, *Soils of the southern Circumpolar Region and their classification*, Eurasian Soil Science, 31, 5, s. 477–485.
- Boul S., Hole F., McCracken 1989, *Soil Genesis and Classification*, Iowa State University Press, Ames.
- Catt J., 1986, *Soils and Quaternary Geology*, Clarendon Press, Oxford.
- , 1988, *Quaternary Geology for Scientists and Engineers*, John Wiley and Sons, New York-Chichester-Brisbane-Toronto.
- Degórski M., 1990, *Warunki siedliskowe kateny ekosystemów leśnych na Wysoczyźnie Rawskiej, ze szczególnym uwzględnieniem dynamiki wodno-troficznych właściwości gleb*, Dokumentacja Geograficzna, 5–6.
- , 1998, *Charakterystyka morfologiczna siedlisk borów i borów mieszanych na transektach badawczych: klimatycznym (wzdłuż 52°N, od 12° do 32°E) i „śląskim”*, [w:] *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, red. A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska, Dokumentacja Geograficzna, 13, s. 31–40.
- , 1999, *Zróżnicowanie pokrywy glebowej pięter wysokogórskich w bezwęglanowych rejonach Tatr Polskich*, [w:] *Badania geoekologiczne w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, red. A. Kotarba, A. Kozłowska, Prace Geograficzne, IGIPIZ PAN, 174, s. 25–36.
- , 2001, *Pedosfera – element środowiska łączący abiotyczną i biotyczną różnorodność*, [w:] *Między geografią i biologią – badania nad przemianami środowiska przyrodniczego*, red. E. Roo-Zielińska, J. Solon, Prace Geograficzne, IGIPIZ PAN, 179, s. 227–238.
- , 2002, *Przestrzenna zmienność właściwości gleb bielicoziemnych środkowej i północnej Europy a geograficzne zróżnicowanie czynników pedogenicznych*, Prace Geograficzne, IGIPIZ PAN, 182.
- Duchaufour P., Jacquin F., 1966, *Nouvelles recherches sur l'extraction et le fractionnement des composées humiques*, Extrait Bulletin l'Ecologie, S.A., de Nancy, 8, 1, s. 1–24.
- Głazowska M.A., 1981, *Gleby kuli ziemskiej*, PWN, Warszawa.

- Heikkinen O., Kurimo H., 1977, *The postglacial history of Kitkajarvi, North-eastern Finland, as indicated by trend analysis and radio-carbon dating*, Fennia, 153, s. 1–32.
- Hill M., 1973, *Reciprocal averaging: an eigenvector method of ordination*, Journal of Ecology, 61, s. 237–249.
- Jenny H., 1941, *Factors and Soil Formation*, Mc Graw-Hill, New York.
- , 1980, *The Soil Resource. Origin and Behaviour*, Springer Verlag, New York-Heidelberg-Berlin.
- Johansson P., 1995, *The deglaciation in the eastern part of Weichselian ice divide in Finnish Lapland*, Geological Survey of Finland, Rovaniemi, s. 1–72.
- Karczewski A., 1975, *Morphology and textural-structural features of ground and hummocky morine in the Paistunturit area, Finnish Lapland*, Report Kevo Subarctic Research Station, 12, s. 34–44.
- Klimek K., 1966, *Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego*, Prace Geograficzne, IG PAN, 53.
- Konturi O., 1984, *The development of the state of glaciofluvial landscape in Finland*, Fennia, 162, s. 63–80.
- Kopp D., 1965, *Die periglaziare Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung*, Bericht der Geologischen Gesellschaft DDR, 10, s. 739–771.
- , 1970, *Periglaziare umlagerungs- (Perstruktions-) zonen im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung*, Tagungsberichte. Deutsche Akademie der Landwirtschaftswissenschaft, 102, s. 55–81.
- Koutaniemi L., 1987, *Palaeohydrology of the rivers Ivalojoki and Oulankajoki*, Finland, Fennia, 165, 1, s. 91–128.
- Koutaniemi L., Koponen R., Rajanen K., 1988, *Podzolization as studied from terraces of various ages in two river valleys, Northern Finland*, Silva Fennica, 22 (2), s. 113–133.
- Kowalkowski A., 1984, *Surface texture of quartz grains from tundra soils under electron microscope*, Quaternary Studies in Poland, 5, s. 75–80.
- , 1988, *Wiek i geneza gleb*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, red. S. Kozłowski, Ossolineum, Wrocław, s. 45–85.
- , 1990, *Evolution in holocene soils in Poland*, Quaestiones Geographicae, 15/16, s. 93–120.
- , 1993, *Problemy nazewnictwa i pojęć współczesnego gleboznawstwa w badaniach paleogeograficznych*, Studia Kieleckie, 2/78, Kielce, s. 133–164.
- , 1994, *Pocvy i processy vyvetriwanija na territorii Polši. Plejstocenowyje predposilki i ewolucija sistemy počvennogo pokrova v golocenie*, [w:] A. Velicko, L. Starkel (red.), *Paleogeograficeskaja osnova sovremennych landsaftov*, Nauka, Moskwa, s. 134–137.
- , 1995, *Catena of podzolic soils on the northern slope of Vasterkutan in the massif of the Areskutan Jarutland*, Quaestiones Geographicae, Special Issue, 4, s. 185–193.
- , 1998, *Rusty and rusty-podzolic soils in the tundra and taiga of Middle Sweden*, Roczniki Gleboznawcze, 49 (1/2), s. 29–44.
- , 2001, *Gleba jako ciało przyrodnicze – wskaźnik klimofaz geo- i pedostratygraficznego rozwoju powierzchni Ziemi*, [w:] M. Józwiak, A. Kowalkowski, red., *Funkcjonowanie i monitoring geosystemów z uwzględnieniem zanieczyszczenia powietrza*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Inspekcja Ochrony Środowiska, Kielce, s. 237–252.
- Kowalkowski A., Kocóń J., 1998, *Microtextures of cryopedogenic weathering in soils of the mountain of Middle Sweden*, Roczniki Gleboznawcze, 49(1/2), s. 55–59.
- Kowalkowski A., Mycielska-Dowgiallo E., 1985, *Weathering of quartz grains in the liquefied horizon of permafrost solonchaks in the arid steppe zone, central Mongolia*, Catena, 12, s. 179–190.

- Kozarski S., 1986, *Skale czasowe a rytm zdarzeń geomorfologicznych Vistulianu na Nizinie Polskiej*, Czasopismo Geograficzne, 57(2), s. 247–270.
- , 1995, *Deglacjacja północno-zachodniej Polski; warunki środowiska i transformacja geosystemu (20 KA – 10 KA BP)*, Dokumentacja Geograficzna, 1.
- Krygowski B., 1964, *Graniformametrii mechaniczna*, Prace Poznańskiego TPN, Komisja Geogr.-Geol., 2(4).
- Liivrand E., 1984, *The interglacials of Estonia*, Annales Academy of Sciences Fennicae, Seria A, 138, s. 1–16.
- Manikowska B., 1999, *Gleby kopalne i okresy pedogenetyczne w ewolucji środowiska Polski Środkowej po zlodowaczeniu warciańskim, [w:] Rola plejstocenijskich procesów peryglacialnych w modelowaniu rzeźby Polski*, Acta Geographica Lodziensia, 76, s. 41–100.
- Mehra O., Jackson J., 1960, *Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate*, Clay and Clays Minerals, 5, s. 317–327.
- Mojski E., 1985, *Geology of Poland, Stratigraphy, Part 3b, Cainozoic, Quaternary*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Mokma D., 1983, *New chemical criteria for defining the spodic horizon*, American Journal of Soil Science, 47(5), s. 972–976.
- Moles N., Moles R., 2002, *Influence of geology, glacial processes and land use on soil composition and Quaternary landscape evolution in The Burren National Park, Ireland*, Catena, 47 (4), s. 291–321.
- Monnier G., Ture L., 1962, *Une méthode de fractionnement densimétrique par centrifugation des matières organiques du sol*, Annales Agronomiques, 13, 1, s. 55–63.
- Nowaczyk B., 1976, *Geneza i rozwój wydm śródlądowych w zachodniej części pradolin warszawsko-berlińskiej w świetle badań struktury uziarnienia i stratygrafii budujących je osadów*, Prace Poznańskiego TPN, Komisja Geogr.-Geol., 16.
- Pernarowski L., 1968, *Obszary wydmowe Opolszczyzny*, Studia Geograficzno-Fizyczne z Obszaru Opolszczyzny, 1, Opole, s. 34–65.
- Petuchova N., 1987, *Geochimia počv beloruskoj SSR*, Nauka i Technika, Mińsk.
- Prusinkiewicz Z., 1993, *Analiza uziarnienia wersja 2.0, obsługa pakietu, MEM-TECH*, Toruń.
- , 1999, *Środowisko i gleby w definicjach*, Oficyna Wydawnicza TURPRESS, Toruń.
- Richter D., Markewitz D., 2001, *Understanding Soil Change*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Schwertmann U., 1964, *Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch Extraktion mit Ammoniumoxalat-Lösung*, Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 105, s. 194–202.
- Sepponen P., 1985, *The ecological classification of sorted forest soils of varying genesis in Northern Finland*, Communicationes Instituti Forestalis Fennicae, 129, Helsinki.
- Systematyka gleb Polski*, 1989, PTG, Roczniki Gleboznawcze, 40 (3/4).
- Van Reeuwijk L., 1995, *Procedures for soil analysis*, International Soil Reference and Information Centre, Technical Paper, 9.
- Waga J., 1994, *Rzeźba eoliczna na obszarze wschodniej części Niecki Kozielskiej*, Scripta Rudensia 2, Rudy Wielkie.
- Whalley W., 1975, *Quartz soil production and sand grain surface textures from fluvial and glacial environment*, Scanning Electron Microscopy, 1, s. 547–554.
- WRB 1998, *World Reference Base for Soil Resources*. World Soil Resources Reports, 84, FAO, ISIRIS, Rome.
- Yaalon D., 1975, *Conceptual models in pedogenesis can soil-forming functions be solved?*, Geoderma, 14, s. 189–205.

Zilliacus H., 1987, *De Geer moraines in Finland and the annual moraine problem*, Fennia, 165(2), s. 145–239.

[Wpłynęło: sierpień 2002 r.; poprawiono: marzec 2003 r.]

MAREK DEGORSKI

THE INFLUENCE OF GLACIOFLUVIAL SOIL SUBSTRATUM PROPERTIES ON PODZOLIC SOIL DEVELOPMENT IN NORTHERN AND CENTRAL EUROPE

The paper deals with the issue of the role of soil substratum properties in soil cover development. The basic aim of the study it describes has been to determine the spatial variability to some soil substratum properties of the eastern and north-eastern soil regions (mineral composition, particle-size distribution, the abrasion of prepared quartz grains of diameter 0.5–1 mm), while referring to the age of sedimentation and morphogenetic conditions of parent material development.

The work took in the area of the zonal occurrence of podzolic soils, whose western and southern limits constitute the natural range of fresh pine forests belonging to the Dicrano-Pinion alliance, while the northern limits are set by the Phyllodoco-Vaccinion alliance (Bohn et al., 1996). The study was thus carried out within, Poland, Belarus, Estonia and Finland, between longitudes 14°32' and 32°35' E and latitudes 50°10' and 69°44' N. 186 soil pits were dug in podzolic soils across the study area, and 13 with the habitat features most typical of the studied geographical unit then selected for further analysis (Fig. 1).

The pedons analysed belong to podzolic soils (Polish Soil Taxonomy 1989) and are characterised by typical morphology for this type of soil: an organic horizon (O), a humus horizon (A), an eluvial horizon (E), an illuvial horizon (B) and a parent rock horizon (C). In northern Finland the soil cover analysed is constituted by illuvial-humus podzolic soil, while on the remaining study plots – by proper podzolic soils, with varying thickness of the diagnostic spodic horizon. The morphology of these soils is as follows: O–AEes–Ees–Bh–Bfe–C, or O–A–Ees–Bh–Bfe–C. All of them developed from permeable and nutrient poor sandy formations, as well as from granite waste (the latter at the Norwegian site). Quartz is the main mineral in these rocks, its content ranging from 75% in northern Finland to roughly 97% in southern Poland. Soils are characterised by acid reaction, low sorption capacity, a high C:N ratio, and a domination of fulvic acids in the fractional composition of humus (Degorski, 2002). All of the soils considered also fulfil the criteria proposed by Mokma (1983) and WRB (1998), which are expressed through indicators of: content of amorphous iron and aluminium in the enrichment layer, movement of amorphous iron and aluminium, illuviation, and content of ferrous-aluminium-humus complexes, as well as of immobile complexes, making it altogether possible to classify these soils into the taxonomic podzol type units (Degorski, 2002).

The analysis carried out allowed for the formulation of some conclusions.

1. There is a statistically significant relationship between the analysed indicators which described morpholithological properties of the substratum or pedogenic properties of soils and their geographical location (Fig. 2–8).
2. The lithological properties of the substratum were a conditioning factor of the studied podzolic soils' development, and were steered by the biotic element and climate, creating properties of the recent soil cover.

3. The spatial division of the studied soils obtained on the basis of an analysis of similarity of soil pedogenic properties and substratum properties is related to the age of parent material sedimentation, which is described by the extent of glaciation (Fig. 9–10).

The reciprocal relationship between pedogenic factors, which resulted from spatial variability, as well as of the time of their influence on pedons, are what ensure that soil development study should make use of multifactor analysis and take into consideration the time-changing conditions of soil development and soil properties.

Wpływ przewidywanych zmian klimatycznych na skład i strukturę runa borów sosnowych i sosnowo-dębowych borów mieszanych w Polsce

*The influence of forecasted climate change on the herb layer structure
of the pine and mixed pine-oak forests in Poland*

JERZY SOLON

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

Zarys treści. W artykule przedstawiono, na podstawie danych zgromadzonych w programie Państwowego Monitoringu Lasów, obecne zróżnicowanie przestrzenne wybranych wskaźników charakteryzujących skład gatunkowy i wymagania ekologiczne runa borów sosnowych i mieszanych w Polsce. Przedstawiono również prognozę (na rok 2040) zmiany tych charakterystyk w przypadku zmiany klimatu zgodnie z przyjętym scenariuszem.

Słowa kluczowe: *Leucobryo-Pinetum*, *Peucedano-Pinetum*, prognoza, *Quercus robur*-*Pinetum*, runo, wskaźniki Ellenberga, zmiany klimatyczne.

Wstęp

Temperatura, dostępność wody, poziom CO₂ i soli mineralnych wraz z oddziaływaniami antropogenicznymi – to główne czynniki wpływające na funkcjonowanie ekosystemów, ich skład gatunkowy i rozmieszczenie zbiorowisk roślinnych na kuli ziemskiej (Stephenson, 1990; Neilson i inni, 1992). W przypadku zmiany klimatu (spowodowanego – jak się przypuszcza – ociepleniem wywołanym przez działalność człowieka) nastąpi niewątpliwie zmiana rozmieszczenia poszczególnych typów ekosystemów i daleko idące modyfikacje ich składu gatunkowego.

Większość obecnie istniejących modeli pokazujących przyszłe zmiany roślinności leśnej odnosi się do ujęcia formacyjnego, gatunków dominujących lub charakteru drzewostanu (np. Holdridge, 1947; Box, 1981; Shugart, 1984; Woodward, 1987; Neilson, 1995). Nie bierze się przy tym pod uwagę wcześniej występujących zmian składu gatunkowego runa (przy zachowaniu tego samego charakteru drzewostanu).

Aby jednak taka prognoza była możliwa, niezbędne jest zgromadzenie odpowiedniej ilości danych pozwalających na określenie zależności pomiędzy składem gatunkowym, charakterem ekologicznym i głównymi cechami strukturalnymi zbiorowisk leśnych z jednej strony, a cechami klimatu i położeniem geograficznym z drugiej (Diaz i Cabido, 1997). Do tego nurtu należy niniejsza praca, której celem jest: (1) przedstawienie zróżnicowania przestrzennego wybranych cech runa borów sosnowych i borów mieszanych w Polsce; (2) określenie związku między tymi cechami a niektórymi parametrami klimatu; (3) prezentacja przypuszczalnych zmian tych cech w przypadku przewidywanych zmian klimatycznych.

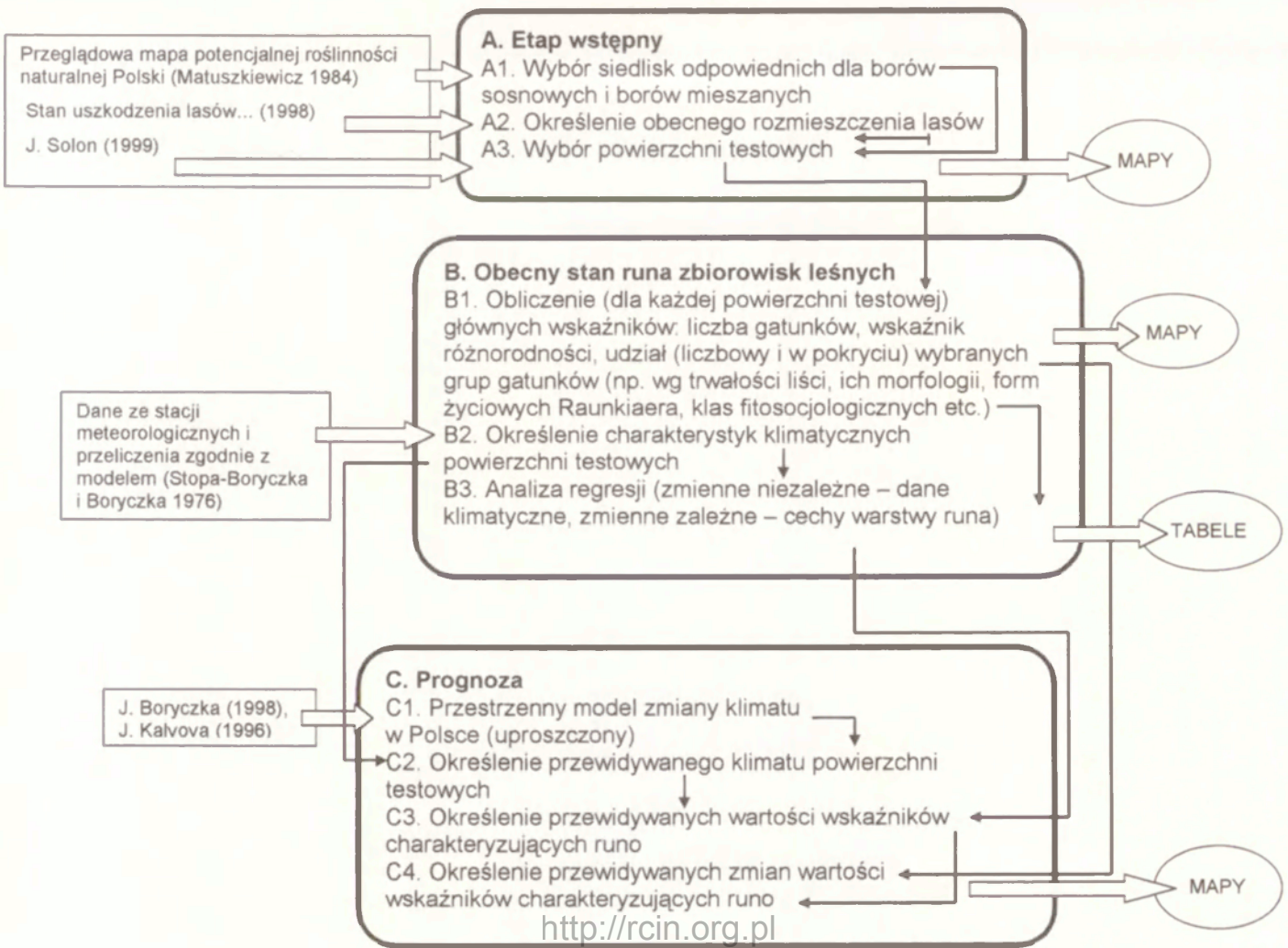
Wykorzystane dane i metody analizy

Ogólny schemat postępowania

W przygotowaniu i opracowaniu materiałów można wyróżnić trzy etapy (ryc. 1). W pierwszym dokonano wyboru powierzchni leśnych, reprezentujących przeciętne warunki i skład gospodarczo użytkowanych borów sosnowych i mieszanych w poszczególnych regionach Polski. W etapie drugim zestawiono charakterystyki runa analizowanych płatów oraz określono ich zmienność przestrzenną i powiązanie z czynnikami klimatycznymi, w trzecim zaś dokonano próby prognozy stanu charakterystyk runa w odniesieniu do przewidywanego klimatu około 2040 roku.

Dane o roślinności

Dane na temat roślinności pochodzą z materiałów zebranych w ramach Programu Monitoringu Lasów na 148 stałych powierzchniach leśnych z drzewostanami iglastymi i liściastymi (*Stan uszkodzenia lasów ...*, 1998). Do dalszych analiz wyselekcjonowano dane dotyczące jedynie borów sosnowych świeżych (Bśw według typologii siedliskowo-leśnej) i borów mieszanych dębowo-sosnowych (reprezentujących typ BMśw), czyli dwóch najbardziej rozpowszechnionych w Polsce typów lasu, i najliczniejszych w materiale obserwacyjnym (Solon, 1999). Reprezentują one dojrzałe lub prawie dojrzałe drzewostany sosnowe, głównie jednogatunkowe i równowiekowe (60–95 lat). Wszystkie analizowane powierzchnie leśne reprezentują – zgodnie z typologią fitosocjologiczną – związek *Dicrano-Pinion*, a jego obrębę dwa wikaryzujące zbiorowiska borowe: subkontynentalny bór świeży *Peucedano-Pinetum* (10 powierzchni) i suboceaniczny bór świeży *Leucobryo-Pinetum* (26 powierzchni) oraz zbiorowisko kontynentalnego dębowo-sosnowego boru mieszanego *Quercu roboris-Pinetum* (30 powierzchni) (nomenklatura wg Matuszkiewicza, 2001). Należy tu podkreślić, iż w analizie nie uwzględniono subborealnego



Ryc. 1. Ogólny schemat analizy danych
 General scheme for data analysis

boru mieszanego *Serratulo-Pinetum*, reprezentowanego w dostępnym materiale jedynie przez dwie powierzchnie. Choć wybrane do analizy powierzchnie różnią się pod względem składu gatunkowego runa, nie ma między nimi istotnych różnic pod względem gospodarczym.

Materiałem wykorzystanym do analizy były zdjęcia fitosocjologiczne, wykonane w lecie 1998 r. Każde z nich obejmowało powierzchnię 400 m². Ilość gatunków określano w skali 12-stopniowej, w której r, + oraz I odpowiadają wartościom 0,1%; 0,5% oraz do 10% pokrycia, podczas gdy pozostałe wartości od 2 do 10 odpowiadają kolejnym przedziałom 10-procentowym.

Dla każdego zdjęcia fitosocjologicznego określono również: (1) liczbę gatunków roślin naczyniowych; (2) udział procentowy (wg liczby i pokrycia) gatunków reprezentujących: (a) poszczególne formy życiowe Raunkiaera, (b) typy trwałości liści, (c) typy morfologiczne, (d) wartości wskaźników bioindykacyjnych L, T, K, F, R, N¹. Powyższe charakterystyki określono według zestawienia H. Ellenberga (1974). Strukturę fitosocjologiczną gatunków określono na podstawie opracowania W. Matuszkiewicza (2001). Rozmieszczenie analizowanych powierzchni przedstawiono na rycinie 2.

¹ Formy życiowe Raunkiaera wyróżnia się na podstawie położenia i ochrony organów przetrwalnikowych w niekorzystnej dla gatunku porze roku. W przypadku roślin naczyniowych są to następujące kategorie główne: fanerofity, czyli drzewa osiągające normalnie wysokość ponad 5 m; nanofanerofity, krzewy i niskie drzewa, o wysokości 0,5–5 m; zdrewniałe chamefity, czyli półkrzewy i krzewinki; chamefity zielne, czyli rośliny zielne mające pączki nad powierzchnią ziemi; hemikryptofity, rośliny których organy zimujące leżą na powierzchni ziemi; geofity, czyli rośliny z organami zimującymi ukrytymi w ziemi, często zaopatrzonymi w materiały zapasowe; terofity, czyli gatunki jednoroczne; zimują jedynie nasiona.

Typy trwałości liści wyróżnia się na podstawie pory roku, w której aktywna jest większość aparatu asymilacyjnego. Główne kategorie to gatunki: wiecznie zielone, zielone latem, zielone wiosną, zielone zimujące.

Typy morfologiczne określa się na podstawie budowy anatomicznej związanej z wymianą wodną i powietrzną. Główne kategorie to: hydrofity (rośliny wodne), helofity (rośliny bagienne z tkankami powietrznymi), hygrofity (gatunki miejsc wilgotnych o delikatnych liściach), mezofity, sklerofity (z twardymi liśćmi odpornymi na wysychanie) i sukulenty liściowe.

Bioindykacyjne wskaźniki ekologiczne wskazują na wymagania gatunków w stosunku do wybranych czynników klimatycznych i siedliskowych. Wskaźnik nasłonecznienia – L – określa zakres względnego oświetlenia dna lasu: od 1 – gatunków wymagających pełnego cienia do 10 – wymagających pełnego światła. Wskaźnik temperatury T określa optimum termiczne gatunków w danych strefach klimatyczno-roślinnych: od 1 – najzimniejszych obszarów (piętra alpejskie) do 10 – najcieplejszych regionów klimatu śródziemnomorskiego. Wskaźnik kontynentalizmu K określa odporność w stosunku do częstotliwości i długości pojawiania się okresów posusznych w sezonie wegetacyjnym: od 1 – najsilniej zaznaczonych cech klimatu atlantyckiego do 10 – najsilniej zaznaczonych cech kontynentalnych. Wskaźnik wilgotności F określa wymagania gatunków w stosunku do wilgotności podłoża w okresie wegetacyjnym: od 1 – wymagające skrajnie suchych gleb do 12 – roślin wodnych, przeważnie całkowicie zanurzonych w wodzie. Wskaźnik odczynu R określa biologicznie odczuwalną kwasowość podłoża: od 1 – gatunków wymagających gleb bardzo silnie kwaśnych (pH < 3,5) do 10 – wymagających gleb obojętnych i zasadowych (pH > 6,5). Wskaźnik azotu N – wyraża reakcję gatunków na zawartość azotu w glebie: od 1 – gatunków występujących tylko na glebach ubogich w azot, do 10 – gatunków tylko na glebach bardzo zasobnych.

Klimat obecny i jego przewidywane zmiany

W celu określenia dzisiejszych warunków klimatycznych stałych powierzchni obserwacyjnych wykorzystano model M. Stopy-Boryczki i J. Boryczki (1976). Poprawność danych otrzymanych z modelu zweryfikowano na podstawie charakterystyk otrzymanych ze stacji klimatycznych dla 15 wybranych powierzchni (Śmialkowski, 1997).

Przestrzenny model zmian klimatu w Polsce dla roku 2040 określono na podstawie założeń zamieszczonych w opracowaniach J. Boryczki (1998) i J. Kalvovej (1996). Na przykład, zgodnie z tymi założeniami łącznie ujęte naturalne i antropogeniczne zmiany temperatury lipca w Warszawie i Krakowie są bliskie zeru, a w styczniu osiągają około 1°C/100 lat w Warszawie i ok. 1,5°C/100 lat w Krakowie. Przewiduje się natomiast mniejsze zróżnicowanie przestrzenne zmienności opadów: w roku 2100 średnia dla Polski opadów w styczniu powinna wzrosnąć o 18 mm, a w lipcu o 16 mm, podczas gdy suma roczna opadów zmaleje o co najmniej 7 mm.

Na podstawie modelu klimatycznego opracowanego przy tych założeniach określono przypuszczalny związek między dzisiejszymi wartościami cech klimatu i położeniem geograficznym (zmiennie niezależne) a prognozowanymi charakterystykami klimatycznymi. Płaszczyzny regresji odpowiadające tym związkom przedstawiono w tabeli 1.

Tabela 1. Płaszczyzny regresji określające związki między prognozowanymi charakterystykami klimatycznymi (na rok 2040) a obecnym klimatem i położeniem geograficznym

| Zmienna zależna | Model regresji | R ² (%) |
|-----------------|---|--------------------|
| [opadB] | = 1240,63 - 23,258*[szer] + 0,967*[opadA] | 99,919 |
| [opad7B] | = -95,853 + 1,808*[szer] + 1,095*[opad7A] | 99,968 |
| [tempB] | = 25,127 - 0,475*[szer] + 1,117*[tempA] | 99,356 |
| [temp1B] | = 17,94 - 0,341*[szer] + 0,589*[temp1A] | 90,772 |
| [temp7B] | = 25,134 - 0,477*[szer] + 1,002*[temp7A] | 99,924 |

Objaśnienia zmiennych:

opadA – roczna suma opadów (średnia wieloletnia)

opad7A – suma opadów lipca (średnia wieloletnia)

opadB – roczna suma opadów (prognoza dla 2040 roku)

opad7B – suma opadów lipca (prognoza dla 2040 roku)

tempA – średnia temperatura roczna (średnia wieloletnia)

temp1A – średnia temperatura stycznia (średnia wieloletnia)

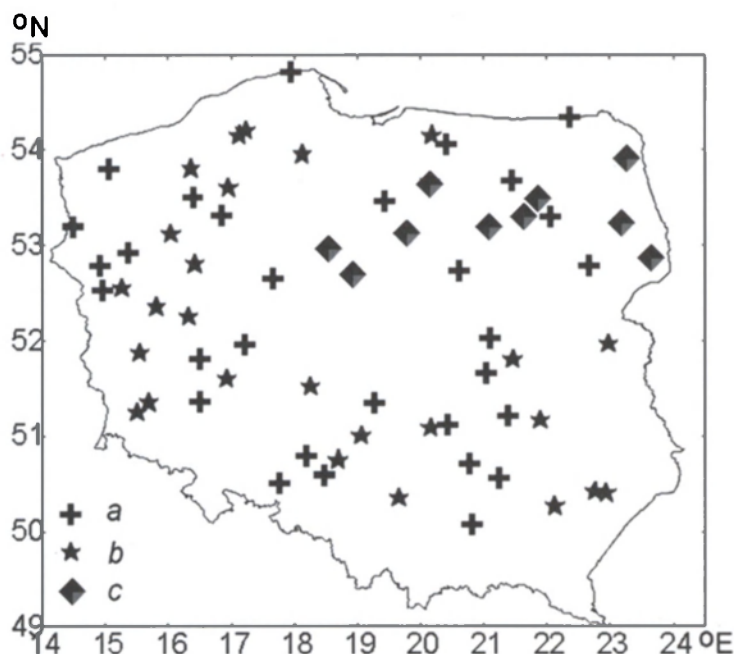
temp7A – średnia temperatura lipca (średnia wieloletnia)

tempB – średnia temperatura roczna (prognoza dla 2040 roku)

temp1B – średnia temperatura stycznia (prognoza dla 2040 roku)

temp7B – średnia temperatura lipca (prognoza dla 2040 roku)

szer – szerokość geograficzna



Ryc. 2. Rozmieszczenie stałych powierzchni obserwacyjnych: a – dębowo-sosnowy bór mieszany *Quercus robor-Pinetum*, b – suboceaniczny bór sosnowy *Leucobry-Pinetum*, c – subkontynentalny bór sosnowy *Peucedano-Pinetum*

Distribution of permanent observation plots: a – mixed oak-pine forest *Quercus robor-Pinetum*, b – suboceanic pine forest *Leucobry-Pinetum*, c – subcontinental pine forest *Peucedano-Pinetum*

Prognoza zmian roślinności

U podstaw prognozy zmian runa lasów sosnowych i mieszanych leżą następujące założenia.

1. Rozmieszczenie siedlisk borów sosnowych i mieszanych nie ulegnie znaczącym zmianom.
2. Związek między cechami runa a charakterystykami klimatu będzie w przyszłości taki sam jak obecnie.
3. Zasady gospodarki leśnej nie ulegną zmianie.
4. Bezpośredni wpływ podwyższonego poziomu CO₂ na rośliny runa można pominąć.
5. Przewidywany stan klimatu w roku 2040 nie będzie znacząco odbiegał od średniej wieloletniej w okresie 2030–2050.

Związek pomiędzy położeniem geograficznym i współczesnymi charakte-

| Zmienna zależna | szerokość geograficzna | długość geograficzna | roczna suma opadów (średnia wieloletnia) | suma opadów lipca (średnia wieloletnia) | średnia wieloletnia temperatura roczna | średnia wieloletnia temperatura stycznia | średnia wieloletnia temperatura lipca |
|---|------------------------|----------------------|--|---|--|--|---------------------------------------|
| BORY SOSNOWE | | | | | | | |
| liczba gatunków runa | | 0,559*** | | | | -0,444** | 0,491** |
| Gatunki charakterystyczne | | | | | | | |
| udział gatunków charakterystycznych dla klasy <i>Molinio-Arrhenatheretea</i> w ogólnej liczbie gatunków | | 0,473** | | | | -0,451** | |
| udział gatunków charakterystycznych dla klasy <i>Trifolio-Geranietea</i> w ogólnej liczbie gatunków | | 0,429** | | | | | 0,445** |
| Formy życiowe | | | | | | | |
| udział hemikryptofitów w ogólnym pokryciu | 0,461** | | | | 0,430** | 0,4862** | |
| udział terofitów w ogólnej liczbie gatunków | | 0,460** | | | | -0,5122** | |
| udział terofitów w ogólnym pokryciu | | 0,452** | | | | | 0,456** |
| udział fanerofitów w ogólnej liczbie gatunków | | -0,538*** | | 0,473** | | | -0,555*** |
| Trwałość liści | | | | | | | |
| udział gatunków wiecznie zielonych w ogólnym pokryciu | 0,515** | | | | 0,486** | 0,496** | |
| udział gatunków zielonych latem w ogólnym pokryciu | -0,527*** | | 0,423** | | -0,503** | -0,465** | |
| Gatunki o określonych wartościach liczb wskaźnikowych Ellenberga | | | | | | | |
| udział gatunków o wskaźniku F=4 w ogólnej liczbie gatunków | | 0,562*** | | -0,447** | | | 0,544*** |
| udział gatunków o wskaźniku F=6 w ogólnej liczbie gatunków | | | | | | | 0,430** |
| udział gatunków o wskaźniku R=2 w ogólnej liczbie gatunków | | -0,545*** | | | | 0,556*** | |
| udział gatunków o wskaźniku R=3 w ogólnej liczbie gatunków | | 0,470** | | | | -0,558*** | |
| udział gatunków o wskaźniku R=5 w ogólnej liczbie gatunków | | 0,454** | | | | | |
| udział gatunków o wskaźniku N=2 w ogólnej liczbie gatunków | | 0,431** | | | | | |
| udział gatunków o wskaźniku N=5 w ogólnym pokryciu | | | | | | | 0,455** |

Poziom istotności: **<0,01; ***<0,001; ****<0,0001.

<http://rcin.org.pl>

| Zmienna zależna | szerokość geograficzna | długość geograficzna | roczna suma opadów (średnia wieloletnia) | suma opadów lipca (średnia wieloletnia) | średnia wieloletnia temperatura roczna | średnia wieloletnia temperatura styczniowa | średnia wieloletnia temperatura lipca |
|---|------------------------|----------------------|--|---|--|--|---------------------------------------|
| BORY MIESZANE | | | | | | | |
| Gatunki charakterystyczne udział gatunków charakterystycznych dla klasy <i>Trifolio-Geranietea</i> w ogólnej liczbie gatunków | 0,534** | | -0,564** | -0,533** | 0,549** | | 0,444** |
| udział gatunków charakterystycznych dla klasy <i>Trifolio-Geranietea</i> w ogólnym pokryciu | 0,491** | | -0,592*** | -0,626*** | 0,527** | | 0,594*** |
| udział gatunków charakterystycznych dla klasy <i>Quercu-Fagetea</i> w ogólnym pokryciu | | | | -0,504** | | | 0,523** |
| Struktura anatomiczna roślin udział sklerofitów w ogólnej liczbie gatunków | | | 0,367** | | | | |
| udział mezofitów w ogólnej liczbie gatunków | 0,511** | | -0,488** | | 0,510** | | |
| formy życiowe udział hemikryptofitów w ogólnym pokryciu | 0,562** | -0,525** | | | 0,515** | 0,7091**** | |
| Trwałość liści udział gatunków wiecznie zielonych w ogólnym pokryciu | | | | | | 0,5623*** | |
| Gatunki o określonych wartościach liczb wskaźnikowych Ellenberga udział gatunków o wskaźniku F=4 w ogólnej liczbie gatunków | | | -0,514** | -0,583*** | | | 0,592*** |
| udział gatunków o wskaźniku R=2 w ogólnej liczbie gatunków | | -0,475** | | | | | |
| udział gatunków o wskaźniku N=1 w ogólnej liczbie gatunków | | | 0,478** | | -0,506** | | |

rystykami klimatu (zmiennie niezależne) a wartościami charakterystyk runa (zmiennie zależne) określono na podstawie analizy korelacji i regresji. Metoda kolejnej selekcji zmiennych (Stepwise Variable Selection) posłużyła do wybrania zmiennych niezależnych mających największy wpływ na wartości zmiennych zależnych. Biorąc pod uwagę powiązania między charakterystykami runa oraz nie zawsze jasną interpretację ekologiczno-biogeograficzną, do dalszej analizy wybrano jedynie kilka cech runa (zmiennych zależnych), które są najsilniej skorelowane ze zmiennymi klimatycznymi i które w sposób możliwie pełny określają specyfikę runa rozpatrywanych zbiorowisk leśnych. Otrzymane formuły prostych (lub płaszczyzn) regresji były podstawą do określania prognozowanych wartości zmiennych zależnych. Obliczenia statystyczne wykonano w programie StatgraphicsPlus 6.0.

Do interpolacji powierzchniowej otrzymanych danych punktowych zastosowano metodę kwadratu odwrotności odległości (*inverse distance to a power method*) (program Surfer 5.01).

Za zmiennie zależne (kolejno dla borów i borów mieszanych) przyjęto: liczbę gatunków w warstwie runa, liczbę gatunków mchów i porostów, różnorodność gatunkową, różnorodność form życiowych, różnorodność syntaksonomiczną gatunków oraz (oddzielnie w odniesieniu do ogólnej liczby gatunków i do ogólnego pokrycia) 92 zmiennie opisujące udziały gatunków, reprezentujących poszczególne kategorie, wymienione w podrozdziale *Dane o roślinności*.

Wyniki

Związki między cechami klimatu i wskaźnikami struktury runa

Pośród 189 analizowanych zmiennych zależnych dla każdej grupy zbiorowisk jedynie 16 zmiennych opisujących bory sosnowe i 10 zmiennych charakteryzujących bory mieszane wykazywało co najmniej jedną korelację liniową ze zmiennymi niezależnymi przy poziomie istotności $<0,01$. W sumie, w przypadku borów sosnowych wystąpiło 35 istotnych korelacji, natomiast w przypadku borów mieszanych – 27 (tab. 2). Należy tu podkreślić, że jedynie pięć zmiennych zależnych (udział gatunków charakterystycznych dla klasy *Trifolio-Geranieta* w ogólnej liczbie gatunków, udział hemikryptofitów w ogólnym pokryciu, udział gatunków wiecznie zielonych w ogólnym pokryciu, udział gatunków o wskaźniku $F=4$ w ogólnej liczbie gatunków oraz udział gatunków o wskaźniku $R=2$ w ogólnej liczbie gatunków) wykazuje korelacje ze zmiennymi niezależnymi o podobnym stopniu istotności w obu analizowanych grupach zbiorowisk. Cztery ostatnie z tych zmiennych dotyczą grup gatunków dominujących lub subdominujących w runie borów sosnowych i dębowo-sosnowych borów mieszanych.

W przypadku borów sosnowych wartości bezwzględne współczynników korelacji liczby gatunków runa z warunkami klimatycznymi mieszczą się w przedziale od 0,38 do 0,49 i są znacznie wyższe i o wyższym poziomie istotności niż analogiczne współczynniki odnoszące się do borów mieszanych (które zawarte są w przedziale od 0,37 do 0,42). Interesujące jest, iż w obu grupach zbiorowisk nie zaobserwowano istotnych statystycznie związków między wskaźnikami różnorodności (ogólnej, zróżnicowania form życiowych oraz zróżnicowania syntaksonomicznego) a zmiennymi geograficznymi i klimatycznymi. Co więcej, stosunkowo mało liczne są korelacje między wartościami wskaźników Ellenberga a warunkami klimatycznymi.

Ogólnie biorąc, bory sosnowe i bory mieszane – choć stosunkowo podobne pod względem składu gatunkowego – charakteryzują się odmiennymi wartościami współczynników korelacji między analizowanymi cechami runa a zmiennymi klimatycznymi. Różnice te są stosunkowo niewielkie w przypadku dominujących i subdominujących grup gatunków, natomiast wyraźne w przypadku pozostałych grup.

Dzisiejsza i prognozowana zmienność przestrzenna wybranych cech runa

W tabeli 3 przedstawiono parametry prostych i płaszczyzn regresji dla wybranych cech runa, bliżej omówionych w dalszej części tekstu.

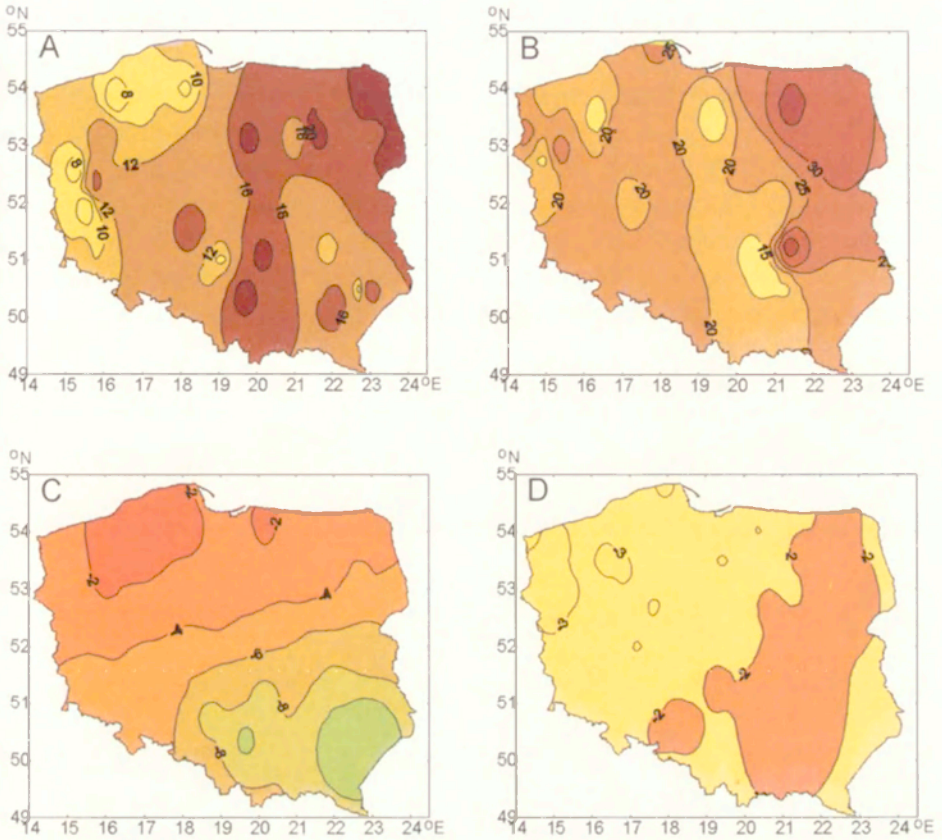
Tabela 3. Parametry prostych i płaszczyzn regresji wybranych cech runa

| Typ lasu | Zmienna zależna | Model regresji | R ² (%) |
|--------------|---|---|--------------------|
| bór sosnowy | liczba gatunków runa | $= 20,866 - 0,029*[\text{opadA}] - 4,563*[\text{temp1A}]$ | 28,247 |
| bór sosnowy | udział hemikryptofitów w ogólnym pokryciu | $= -1460,5 + 0,443*[\text{opadA}] + 170,009*[\text{tempA}]$ | 25,163 |
| bór sosnowy | udział zdrewniałych chamefitów w ogólnym pokryciu | $= 1835,16 - 0,548*[\text{opadA}] - 201,691*[\text{tempA}]$ | 21,057 |
| bór mieszany | liczba gatunków runa | $= 51,855 - 0,296*[\text{opad7A}]$ | 17,269 |
| bór mieszany | udział hemikryptofitów w ogólnym pokryciu | $= 1881,14 - 0,622*[\text{opadA}] - 189,83*[\text{tempA}] + 42,353*[\text{temp1A}]$ | 45,975 |

Objaśnienia skrótów zmiennych niezależnych – patrz Tabela 1.

Liczba gatunków runa

Liczba gatunków runa w obrębie borów sosnowych wzrasta stosunkowo regularnie z południowego zachodu na północny wschód od 6 gatunków do 25 (ryc. 3A).



Ryc. 3. Zmienność przestrzenna liczby gatunków runa: A – bory sosnowe, stan obecny; B – bory mieszane, stan obecny; C – bory sosnowe, zmiany do roku 2040; D – bory mieszane, zmiany do roku 2040

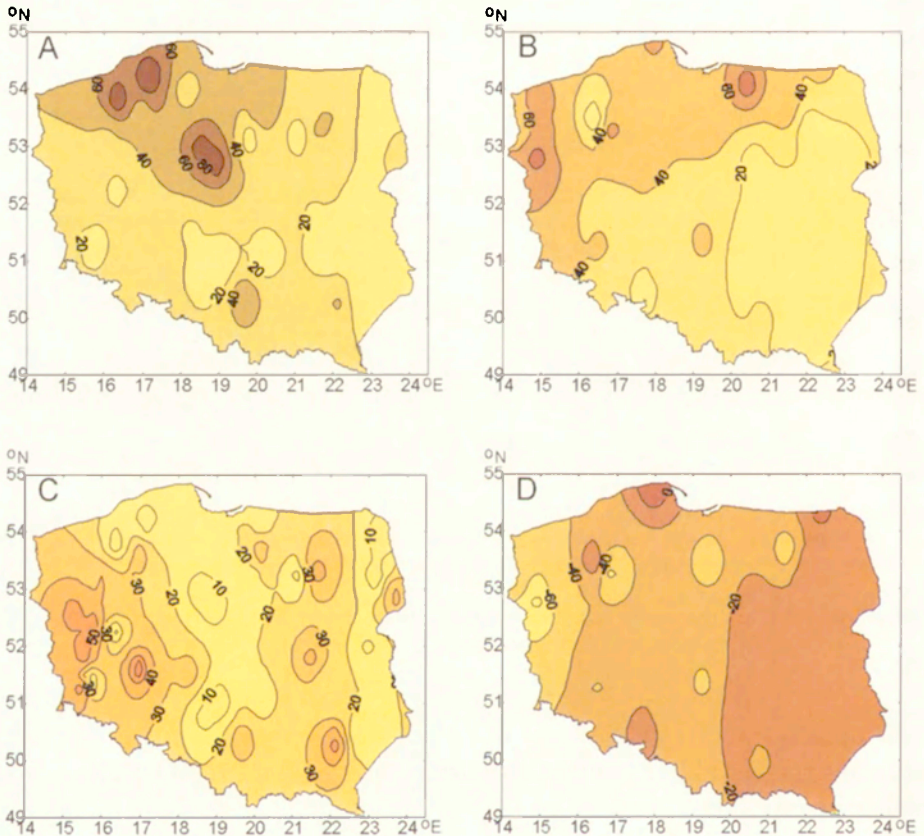
Spatial variability to the number of species in the herb layer: A – pine forest, current situation; B – mixed pine forest, current situation; C – pine forest, changes to 2040; D – mixed pine forest, changes to 2040

W borach mieszanych obserwuje się podobny schemat zmienności liczby gatunków runa: od 20 na południowym zachodzie do ponad 30 na północnym wschodzie (ryc. 3B).

W przypadku zmiany klimatu należy się spodziewać: w obrębie borów sosnowych – postępującego zmniejszania się liczby gatunków, od 1 na północnym zachodzie do nawet 10 na południowym wschodzie (ryc. 3C); w borach mieszanych natomiast – bardzo niewielkiego spadku liczby gatunków runa, ale wzdłuż przeciwnego gradientu, tzn. obniżenia o 2 gatunki na południowym wschodzie i o 3 gatunki na północnym zachodzie (ryc. 3D).

Procentowy udział powierzchniowy hemikryptofitów

Udział powierzchniowy hemikryptofitów w obrębie borów sosnowych spada stosunkowo równomiernie z zachodu na wschód, od 50% pokrycia do 10–20%. Układ ten jest najbardziej widoczny na północ od 52°N; w południowej części kraju regularny układ jest modyfikowany przez silne zróżnicowanie siedliskowe (ryc. 4A). W borach mieszanych obserwuje się podobny schemat zmienności udziału hemikryptofitów: od 60% na zachodzie do 20% na wschodzie. W porównaniu do borów sosnowych znacznie słabiej jest zaznaczony podział kraju na część północną i południową (ryc. 4B).



Ryc. 4. Zmienność przestrzenna udziału powierzchniowego hemikryptofitów w ogólnym pokryciu runa (%): A – bory sosnowe, stan obecny; B – bory mieszane, stan obecny; C – bory sosnowe, zmiany do roku 2040; D – bory mieszane, zmiany do roku 2040

Spatial variability to ground-cover of hemikryptophytes in the herb layer (%):

A – pine forest, current situation; B – mixed pine forest, current situation;

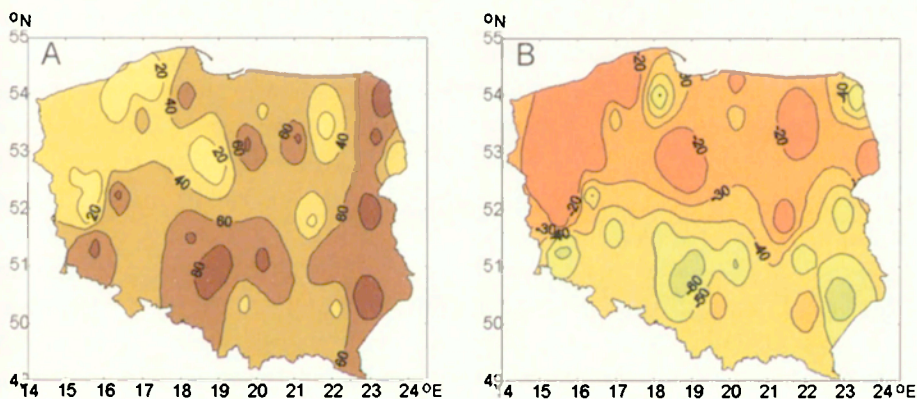
C – pine forest, changes to 2040; D – mixed pine forest, changes to 2040

W przypadku zmiany klimatu należy się spodziewać: w obrębie borów sosnowych – ogólnego wzrostu udziału hemikryptofitów, o 10% w części północnej i o 30 % na południu kraju (ryc. 4C); w borach mieszanych natomiast – wyraźnego spadku, o 50% dzisiejszego pokrycia na zachodzie i 10% spadku udziału w pokryciu na wschodzie (ryc. 4D).

Procentowy udział powierzchniowy zdrewniałych chamefitów (krzewinek)

Udział powierzchniowy krzewinek w runie borów sosnowych spada stosunkowo równomiernie ze wschodu na zachód, od 60–80% pokrycia do 20%. Układ ten jest najbardziej widoczny na północ od 52°N; w południowej części kraju regularny układ jest modyfikowany przez silne zróżnicowanie siedliskowe (ryc. 5A).

W przypadku zmiany klimatu należy się spodziewać w obrębie borów sosnowych ogólnego silnego spadku udziału krzewinek (zastępowanych przez hemikryptofity – głównie gatunki trawiaste), przy czym największy spadek będzie miał miejsce na południu kraju (ryc. 5B).



Ryc. 5. Zmienność przestrzenna udziału powierzchniowego zdrewniałych chamefitów (krzewinek) w ogólnym pokryciu runa borów sosnowych (%):
A – stan obecny; B – zmiany do roku 2040

Spatial variability to ground-cover of woody chamaephytes (dwarf shrubs) in the herb layer of pine forests (%): A – current situation; B – changes to 2040

Uwagi końcowe

Przedstawione powyżej zależności i prognozy stanowią jeden z etapów szczegółowej analizy danych dotyczących runa zbiorowisk leśnych, a zebranych standardowymi metodami w ramach programu Monitoringu Stanu Lasu

(por. Solon i Wawrzoniak, 1999). Część wyników tych analiz była już publikowana wcześniej (Solon, 2000).

Otrzymane dla terenu Polski zależności między położeniem geograficznym i cechami klimatu z jednej strony a charakterystykami runa borów sosnowych i mieszanych z drugiej są w zasadzie zgodne z zależnościami otrzymanymi podczas analizy znacznie większego obszaru, rozciągającego się od okolic Berlina do granicy białorusko-rosyjskiej (Roo-Zielińska i Solon, 1997; Solon, 1998).

Na podstawie przeprowadzonej analizy można wyciągnąć kilka wniosków natury ogólnej:

1. Bogactwo gatunkowe i udział poszczególnych grup gatunków runa borów sosnowych i mieszanych w znacznym stopniu zależą od warunków klimatycznych.
2. W przypadku zmian klimatu liczne charakterystyki strukturalne borów sosnowych i mieszanych również ulegną zmianie.
3. Z geograficznego punktu widzenia zmiany poszczególnych charakterystyk będą przebiegać według różnych wzorców przestrzennych. część zmian będzie przebiegać ze wschodu na zachód, część z północy na południe, pozostałe natomiast będą się zmieniać proporcjonalnie do obecnego zróżnicowania przestrzennego określonej cechy.
4. Należy przypuszczać, że – wbrew przyjętym początkowo założeniom – zasięg siedlisk odpowiednich dla borów sosnowych i borów mieszanych ulegnie zmianie. Modelowane zmiany charakteru ekologicznego runa sugerują, że na części siedlisk borowych, położonych przede wszystkim na zachodzie kraju, rozwiną się bory mieszane.
5. Jest wysoce prawdopodobne, iż w wyniku zmian klimatycznych zmniejszy się rola obecnie występujących gatunków runa. Może to w efekcie doprowadzić do obniżenia bogactwa gatunkowego borów sosnowych i mieszanych lub do wkroczenia innych gatunków, dzisiaj nie spotykanych w tych zbiorowiskach.

Przedstawione powyżej podejście ma charakter otwarty i elastyczny: umożliwia bowiem ciągłą rozbudowę analiz relacji „klimat–runo” oraz weryfikowanie założeń prognostycznych wraz ze wzrostem ilości dostępnego materiału faktograficznego. Zakłada się, że całościowa analiza będzie powtarzana co 5 lat, czyli zgodnie z cyklem zbioru danych w ramach programu monitoringowego.

Na zakończenie należy jeszcze raz podkreślić, iż przedstawione prognozy wynikają z zastosowania fenomenologicznych modeli korelacyjnych, które – przy wszystkich swoich zaletach – nie uwzględniają mechanizmów przyczynowo-skutkowych zjawisk i procesów oraz mają ograniczoną wartość ekstrapolacyjną (Verboom, 1996). Dlatego otrzymane rezultaty należy w przyszłości zweryfikować przy użyciu innych ujęć modelowych.

Piśmiennictwo

- Boryczka J., 1998, *Zmiany klimatu Ziemi*, Wyd. Dialog, Warszawa.
- Box E.O., 1981, *Macroclimate and plant forms: an introduction to predictive modelling in phytogeography*, Dr W. Junk, The Hague.
- Diaz S., Cabido M., 1997, *Plant functional types and ecosystem function in relation to global change*, *Journal of Vegetation Science*, 8, s. 463–474.
- Ellenberg H., 1974, *Zeigerwerte der Gefasspflanzen Mitteleuropas*, *Scripta Geobotanica*, 9, s. 9–82, Gottingen.
- Holdridge L.R., 1947, *Determination of word plant formations from simple climatic data*, *Science*, 105, s. 267–268.
- Kalvova J., 1996, *Climate Change Scenarios for the Czech Republic*, Narodni Klimaticky Program Ceska Republika, 24.
- Matuszkiewicz W., 2001, *Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Neilson R.P., 1995, *A model for predicting continental-scale vegetation distribution and water balance*, *Ecological Applications*, 5(2), s. 362–385.
- Neilson R.P., King G.A., Koerper G., 1992, *Toward a rule-based biome model*, *Landscape Ecology*, 7, s. 27–43.
- Roo-Zielińska E., Solon J., 1997, *Effect of geographical location on species composition, vegetation structure, diversity and phytoindicative characteristics in pine forests*, *Environmental Pollution*, 98(3), s. 347–360.
- Shugart H.H., 1984, *A Theory of Forest Dynamics*, Springer Verlag, New York.
- Solon J., 1998, *Różnorodność gatunkowa borów i borów mieszanych na transektach badawczych: klimatycznym (wzdłuż 52°N, 12–32°E) i „śląskim”*, [w:] A. Breymeyer, E. Roo-Zielińska (red.), *Bory sosnowe w gradiencie kontynentalizmu i zanieczyszczeń w Europie Środkowej – badania geoekologiczne*, Dokumentacja Geograficzna, 13, s. 113–130.
- , 1999, *Florystyczno-ekologiczna charakterystyka runa w drzewostanach iglastych na starych powierzchniach obserwacyjnych II rzędu monitoringu lasu*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, PIOŚ, Warszawa.
- , 2000, *The influence of possible climate change on species richness and structural features of the herb layer of the pine and mixed pine forests in Poland*, [w:] V.M. Kotljakov (red.), *Globalnyje i regionalnyje izmienenija klimata i ich prirodnyje i socialno-ekonomiczne posledstwiija*, GEOS, Moskwa, s. 247–260.
- Solon J., Wawrzoniak J., 1999, *Monitoring runa i odnowienia naturalnego w systemie monitoringu lasu*, *Prace IBL, Seria A*, 877, s. 93–108.
- Stan uszkodzenia lasów w Polsce w 1997 roku na podstawie badań monitoringowych*, 1998, Biblioteka Monitoringu Środowiska, PIOŚ, Warszawa.
- Stephenson N.L., 1990, *Climatic control of vegetation distribution: the role of water balance*, *American Naturalist*, 135, s. 649–670.
- Stopa-Boryczka M., Boryczka J., 1976, *Atlas współzależności parametrów meteorologicznych i klimatycznych w Polsce, Cz. II, Atlas meteorologiczny Polski*, Wydawnictwo UW, Warszawa.
- Śmiąłkowski J., 1997, *Zróżnicowanie warunków klimatycznych na transekcje Christdorf–Chocimsk biegnącym pomiędzy 52 a 53° szerokości geograficznej północnej od Brandenburgii poprzez terytorium Polski do wschodniej granicy Białorusi*, maszynopis w Zakładzie Geoekologii IGiPZ PAN, Warszawa.

- Verboom J., 1996, *Modelling Species Dynamics within Fragmented Landscapes, Connect Meeting – Biodiversity in Changing Agricultural Landscapes, 22 November 1996, Ite Monks Wood.*
- Woodward F.I., 1987, *Climate and Plant Distribution*, Cambridge Univ. Press, London.

[Wpłynęło: sierpień 2002 r.; poprawiono: marzec 2003 r.]

JERZY SOLON

THE INFLUENCE OF FORECASTED CLIMATE CHANGE
ON THE HERB LAYER STRUCTURE
OF THE PINE AND MIXED PINE-OAK FORESTS IN POLAND

The aim of this work is: (a) to present spatial differentiation of selected structural characteristics of the herb layer of pine forests and mixed oak-pine forests in Poland; (b) to determine the linkage between these characteristics and certain climatic parameters; and (c) to present the presumed changes in these characteristics in the light of anticipated changes in climate.

To determine the current climatic conditions at permanent observation plots, use was made of the model from Stopa-Boryczka and Boryczka (1976). The correctness of the data obtained from the model was checked using characteristics from weather stations for the 15 areas selected. The relationships between geographical location and climatic characteristics (independent variables) and the values of forest structural indices (dependent variables) were determined by correlation and regression analyses.

The following assumptions underpin the forecast changes to the herb layer of pine and mixed pine forests:

1. The distribution of habitats of pine and mixed pine forests will not change significantly;
2. Relationships between forest herb layer characteristics and climatic features will be the same as today;
3. Forest management practices will not change;
4. The direct influence of the rise of CO₂ level on forest floor plants can be neglected;
5. The forecast climate for 2040 will not change significantly from the means for the 2030–2050 period.

In pine forests the number of vascular plant species in the herb layer increases relatively steadily from the south-west to the north-east, from 6 species to 35 (Fig. 3A). In mixed pine forests there is a similar regularity to the change in the number of ground-cover species: from 20 in the south-west to more than 30 in the north-east (Fig. 3B). To be foreseen in the case of climatic change are: (1) an ongoing decline in the number of species in pine forests – from 1 in the north-west to as many as 10 in the south-east (Fig. 3C); (2) a limited decline in the number of species in the herb layer of mixed pine forests, but with an opposite gradient, i.e. a decline of 2 species in the south-east and 3 in the north-west (Fig. 3D).

The percentage of total ground cover in pine forests accounted for by hemicryptophytes is steadily lower in the west to east direction – declining from 50% to 10–20%. This situation is most apparent north of 52°N, being modified by marked habitat differences in the south (Fig. 4A).

A similar trend applies in mixed pine forests, with the percentage cover of hemicryptophytes being 60% in the west and just 20% in the east. There is a much weaker north-south divide than in pine forests (Fig. 4B). Should climatic change progress, there is likely to be: (1) in the case of pine forests – a general increase in the share taken by hemicryptophytes, by 10% in the north and 30% in the south (Fig. 4C), and (2) a clear decline of 50% on present levels in mixed pine forests of the west, and a 10% decline in those of the east (Fig. 4D).

It is highly probable that, due to the climate change, the general floristic richness of pine and mixed pine forests will go down. At odds with the assumptions initially adopted, it is necessary to assume that the extent of the habitat appropriate to pine and mixed pine forests will undergo change. The modeled changes regarding the ecological nature of the herb layer suggest that mixed pine forests will develop in part of what is now pine forest habitat, especially that in the west of the country.

The relationships obtained for Poland are in accord with those uncovered by analysis over a much wider area extending from the vicinity of Berlin to the Belarussian-Russian border.

Uwarunkowania rozwoju rzeźby struktur płytowych na przykładzie Gór Stołowych i Gór Bystrzyckich

*Controls on the development of structural plateau relief
– as exemplified by the Bystrzyckie and Stołowe Mountains*

AGNIESZKA LATOCHA

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, 50-137 Wrocław,
pl. Uniwersytecki 1; e-mail: latocha@geom.uni.wroc.pl

Zarys treści. W artykule scharakteryzowano główne cechy rzeźby powstałej w górnokredowych skałach niecki śródsudeckiej w Górach Stołowych i sąsiedniej, północnej części Gór Bystrzyckich. Wyraźne odmienności w ukształtowaniu krajobrazu obu obszarów wynikają ze zróżnicowanego przebiegu i natężenia procesów morfogenetycznych, uwarunkowanych przede wszystkim odmiennym udziałem pokredowej tektoniki blokowej. Podkreślono rolę czynnika czasu, niezbędnego do rozwoju rzeźby strukturalnej.

Słowa kluczowe: rzeźba strukturalna, rzeźba płytowa, tektonika blokowa, Góry Stołowe, Góry Bystrzyckie, górna kreda.

Wprowadzenie

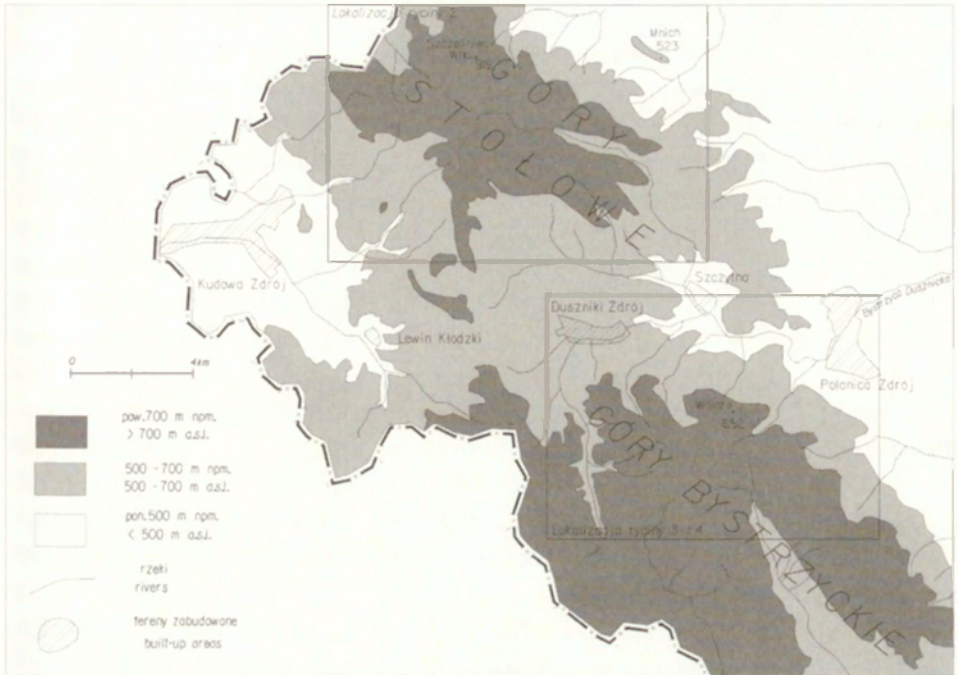
Charakterystyczną cechą obszarów o budowie płytowej jest występowanie ostrych, wyrazistych krawędzi pomiędzy powierzchniami płaskimi a stromymi, często pionowymi stokami poniżej. W badaniach geomorfologicznych wielokrotnie podejmowano dyskusję na temat czynników, które miałyby decydować o tej wyrazistości rzeźby strukturalnej, czyli bezpośrednio odzwierciedlającej zróżnicowanie litologiczne i strukturalne poszczególnych warstw skalnych, w obszarach płytowych. M. Klimaszewski (1981) akcentował rolę klimatu w rozwoju tego typu form, niewiele wspominając o zróżnicowaniu litologicznym i strukturalnym. Natomiast według K. Schmidta (1987, 1991, 1994) głównymi czynnikami rozwoju stoków obszarów płytowych są litologia i struktura warstw bardziej i mniej odpornej, relacje między miąższościami tych warstw, upad i kierunek warstw oraz układ sieci drenażu względem stoku i odległość od poziomu bazy erozyjnej. Struktura warstwy okazuje się często istotniejsza niż jej względna odporność (Nicholas i Dixon, 1986). Dlatego powsta-

niu i utrzymaniu się formy klifu skalnego, obok małej porowatości, wysokiej przepuszczalności, małej zawartości składników rozpuszczalnych i silnego zlepiania spoiwem, sprzyja równoległy do powierzchni warstwowania układ spękań ciosowych bądź innych powierzchni nieciągłości w obrębie warstwy (Oberlander, 1977, 1989). Również A. i R. Young (1992) za najistotniejszy w rozwoju rzeźby płytowej uznali czynnik geologiczny, podobnie jak D. Koons (1955) oraz D. Robinson i R. Williams (1994) – podkreślali oni rolę odporności kolejnych warstw, jak również wewnętrznej struktury skał (w tym istnienia w niej powierzchni nieciągłości) w rozwoju stoku w obszarach płytowych. Większość prac na temat rzeźby struktur płytowych dotyczy strefy klimatów suchych i półsuchych, gdzie formy powierzchni są najbardziej wyraziste.

Góry Stołowe uważane są za jedyny przykład gór typu płytowego w Polsce i jako takie przyciągały największą uwagę geomorfologów. M. Pulinowa (1989) wskazała na zasadniczą rolę czynników geologicznych w kształtowaniu ich rzeźby, znacznie większą niż miało to miejsce we wcześniejszych pracach (Czeppe, 1952; Rogaliński i Słowiok, 1958; Dumanowski, 1961). W Górach Stołowych ujawnia się silna zależność form powierzchni od uwarunkowań litologiczno-strukturalnych. Z tego względu rzeźbę Gór Stołowych określamy mianem rzeźby strukturalnej. Jest ona związana z wewnętrznym zróżnicowaniem sekwencji osadów górnokredowych, która odzwierciedla się w postaci kilku poziomów morfologicznych, rozdzielonych krawędziami oraz różnorodnych form skalnych. Zarówno skałki, jak i ściany skalne o charakterze klifów powstały w bardziej odpornych piaskowcach, podczas gdy horyzonty spłaszczeń morfologicznych rozwinęły się na powierzchni nieprzepuszczalnych margli.

Ograniczenie badań wyłącznie do polskiej części Gór Stołowych utrudniało jednak wyjaśnienie, dlaczego strukturalna rzeźba płytowa jest tam tak doskonale rozwinięta, podczas gdy w obszarach sąsiednich znacznie gorzej lub wcale, mimo że rozmieszczenie osadów górnokredowych na terenie Sudetów nie ogranicza się do fizjograficznych Gór Stołowych – występują one także w niecce północnosudeckiej oraz w rowie górnej Nisy. Wyjątkowość krajobrazu Gór Stołowych dodatkowo podkreśla bliskie sąsiedztwo z Górami Bystrzyckimi, w których, w części północnej, również występują osady górnokredowe. Wykazują one podobieństwo litologiczno-wiekowe do tych z obszaru Gór Stołowych, jednak krajobraz obu masywów jest zupełnie różny, inne są też główne formy rzeźby.

Celem artykułu jest wyjaśnienie przyczyn zróżnicowania rzeźby w obrębie płyty kredowej Sudetów Środkowych, przez porównanie sąsiadujących ze sobą obszarów Gór Stołowych i północnej części Gór Bystrzyckich, w zachodniej części Ziemi Kłodzkiej (ryc. 1). Góry Bystrzyckie nie były dotychczas przedmiotem szczegółowych opracowań z zakresu geomorfologii, ich rzeźbę przed-



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań: Góry Stołowe i Góry Bystrzyckie
Location of the investigated area: the Stołowe and Bystrzyckie Mts

stawiono zatem obszerniej niż rzeźbę Gór Stołowych, które doczekały się kilku prac analitycznych (Czeppe, 1952; Rogaliński i Słowiak, 1958; Dumanowski, 1961; Walczak, 1963; Pulinowa, 1989).

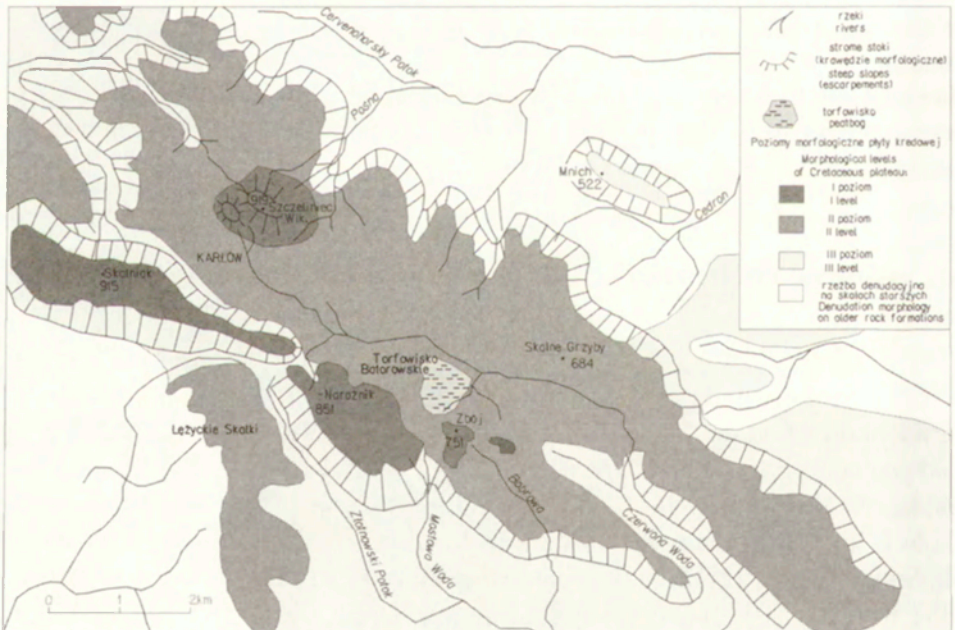
Główne cechy rzeźby Gór Stołowych i Gór Bystrzyckich

Góry Stołowe

Góry Stołowe położone są w obrębie Sudetów Środkowych i graniczą od wschodu z Kotliną Kłodzką, od południa z Górami Bystrzyckimi i Orlickimi, a od północnego zachodu, poprzez teren Czech, ciągną się po Kotlinę Kamienno-górską. Na obszarze Ziemi Kłodzkiej pasmo to ma długość 18 km i szerokość około 5 km. Najwyższe wzniesienia to Szczeliniec Wielki (919 m n.p.m.), Skalniak (915 m n.p.m.), Szczeliniec Mały (896 m n.p.m.) oraz Narożnik (851 m n.p.m.), wznoszące się w postaci izolowanych stoliw (ryc. 2). Góry Stołowe są dosyć jednorodne pod względem budowy geologicznej – zbudowane są ze skał osadowych wieku górnokredowego, wykształconych w postaci różno-

rodnym facji piaskowców i margli (Radwański, 1959, 1966, 1975; Jerzykiewicz, 1968a; Wojewoda, 1997).

Cechą charakterystyczną rzeźby Gór Stołowych jest piętrowe występowanie rozległych horyzontów morfologicznych, rozdzielonych wyraźnymi stopniami denudacyjnymi, często o charakterze urwisk. Różni autorzy wyróżniają trzy bądź cztery poziomy strukturalne (Czepe, 1952; Rogaliński i Slowiak, 1958; ryc. 2). Najwyższy poziom (920–850 m n.p.m.) tworzą wierzchołki ostańcowych masywów Małego i Wielkiego Szczełńca oraz stoliwo Skalniaka zbudowane z piaskowców górnoturońskich. Niższy horyzont morfologiczny to zrównanie Karłowa i tzw. sawanna łązycka (około 750 m n.p.m.). Północno-wschodnia krawędź płyty kredowej ma w górnej części postać kilkudziesięciometrowego (40 m) skalnego urwiska; jest to tak zwany próg Radkowa o całkowitej wysokości około 250 m. Kolejny poziom (620–500 m n.p.m.) – to leżące po południowej stronie Gór Stołowych Obniżenie Dusznickie; na północ od głównego grzbietu poziom ten zachowany jest jedynie fragmentarycznie w postaci izolowanych gór świadków: Mnicha i Studziennej. Czwarty wyróżniany horyzont (440–400 m n.p.m.) występuje na północno-wschodnim przedpolu Gór Stołowych, przechodząc łagodnie w Kotlinę Kłodzką i Obniżenie Ścinawki. W obrębie stopni denudacyjnych oddzielających poszczególne poziomy strukturalne aktywne są procesy równoległego cofania się stoków. Świadczą o tym



Ryc. 2. Poziomy morfologiczne w Górach Stołowych
Morphological levels of the Stołowe Mts

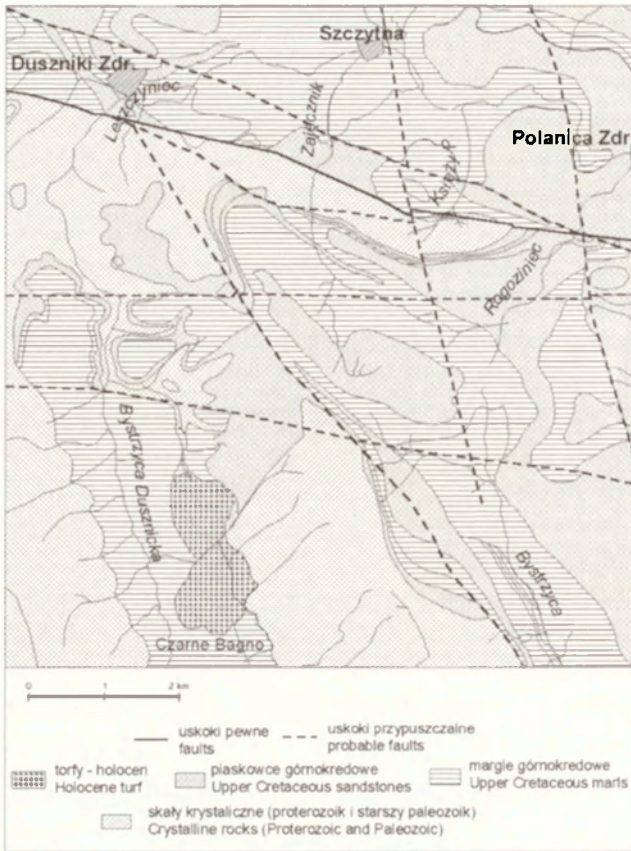
rozległe rumowiska skalne powstałe wskutek obrywów, głównie na północnych stokach Gór Stołowych.

Większość stoków jest w równowadze wytrzymałościowej, co oznacza, że ich kształt i nachylenie zdeterminowane są przez właściwości wytrzymałościowe masy skalnej (stopień zwietrzenia, ilość, szerokość, ciągłość i orientacja spękań, odległość między spękaniem i stopień ich wypełnienia oraz obecność wpływów wody podziemnej), natomiast wpływ czynników zewnętrznych na rozwój stoków jest znikomy (Synowiec, 1999). Górne odcinki stoków mają postać stromych ścian skalnych (utworzone są wyłącznie w najbardziej odpornych piaskowcach turońskich), natomiast dolny odcinek stoku ma charakter łagodnie nachylonego pedymentu, co nadaje stokom wklęsły profil.

Inną cechą wyróżniającą jest występowanie dużej ilości skałek oraz labiryntów skalnych. Znajdują się one na ostańcowych mesach (Szczeliniec Wielki i Mały) oraz na krawędziach stoliw (Błędne Skały, Skalne Grzyby) (Walczak, 1963). W obrębie masywu brak jest głębszych rozcięć erozyjnych, charakterystyczne jest natomiast występowanie na wierzchowinach nieckowatych dolin, stanowiących często obszary zabagnień i torfowisk. Liczne i wyraźnie wykształcone są także nisze źródłiskowe, w tym największa – nisza źródłiskowa Pośny, wcięta w próg Radkowa (Pulinowa, 1989). Z kolei ostańcowe wzniesienie Mnich na północno-wschodnim przedpolu masywu wskazuje na dawny zasięg płyty kredowej i długotrwałe cofanie się krawędzi denudacyjnych.

Góry Bystrzyckie

Góry Bystrzyckie również należą do makroregionu Sudetów Środkowych. Od Gór Stołowych oddziela je na północy dolina Bystrzycy Dusznickiej. Od wschodu graniczą z Kotliną Kłodzką i Rowem Górnej Nysy, a od zachodu z Górami Orlickimi. Stanowią zwarty masyw górski, o przebiegu grzbietów zgodnym z tzw. kierunkiem sudeckim: z północnego zachodu na południowy wschód. Długość pasma wynosi około 40 km, a szerokość 5–10 km. Część południowa, z najwyższą kulminacją Jagodną (977 m n.p.m.), jest bardziej urozmaicona i rozczłonkowana niż część północna, która ma charakter szerokiej, zrównanej wierzchowiny ze słabo wyodrębnionymi kopulastymi kulminacjami, z których najwyższe to Łomnicka Równia – 898 m n.p.m. i Smolna – 865 m n.p.m. Część południowa zbudowana jest w całości ze staropaleozoicznych skał metamorficznych, przede wszystkim gnejsów i łupków lyszczkowych. W części północnej natomiast na krystalicznym podłożu spoczywa zespół skał osadowych górnej kredy (piaskowce, margle), będący przedłużeniem sekwencji osadów kredowych, występujących w Górach Stołowych. W wyniku procesów tektonicznych i erozyjnych, na współczesnej powierzchni terenu odsłaniają się strefy bezpośredniego kontaktu między oboma kompleksami skał (ryc. 3).



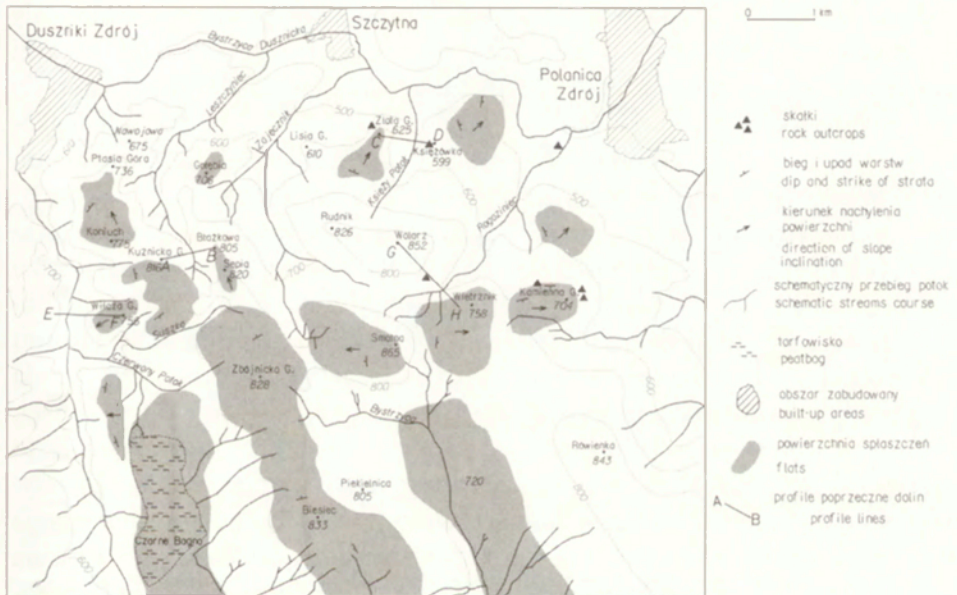
Ryc. 3. Szkic budowy geologicznej i tektoniki północnej części Gór Bystrzyckich

An outline of geology and tectonics in the northern part of the Bystrzyckie Mts

Północna część Gór Bystrzyckich ma charakter falistej wierzchowiny, rozciętej głębokimi dolinami wciosowymi dopływów Bystrzycy Dusznickiej. Dalej ku południowi fragmenty wierzchowiny rozdzielone są dolinami nieckowatymi. Spłaszczenia morfologiczne są powszechne (ryc. 4) i występują zarówno na wierzchowinie, jak i na stokach, na różnych wysokościach bezwzględnych, ale nigdzie nie osiągają takich rozmiarów jak w Górach Stołowych. Ich powierzchnia rzadko przekracza 1 km² (największe, na Bieścu i Zbójnickiej Górze, mają nieco ponad 2 km²), podczas gdy w Górach Stołowych najrozleglejszy z horyzontów morfologicznych (poziom Karłowa) ma powierzchnię powyżej kilkunastu km². Jeszcze wyraźniejszą odmiennością jest brak wyraźnego piętrowego układu spłaszczeń i stromych stopni denudacyjnych je rozdzielających. Ponadto związek spłaszczeń z litologią podłoża jest mało czytelny, a często nawet w obrębie pojedynczej formy ścinane są różne wiekowo i genetycznie skały, w tym skały krystaliczne i osadowe. Większość spłaszczeń ma niewielkie nachylenia (2–5°), których wielkość i kierunek na-

wiązuje do nachylenia powierzchni uławicenia w piaskowcach i marglach. Kierunki pochylenia wykazują duży rozrzut (ryc. 4).

Obok występowania lokalnych spłaszczeń na różnych wysokościach, drugą charakterystyczną cechą północnej części Gór Bystrzyckich jest obecność znacznej ilości stromych stoków, które jednak, w przeciwieństwie do Gór Stołowych, rzadko mają wklęsły profil z klifem skalnym u góry. Są one na ogół prostoliniowe o nachyleniu rzędu 30–45°, niezależnie od skały podłoża. Wytworzyły się one w gnejsach, piaskowcach, a nawet w marglach. Część z nich to strome zbocza dolin rzecznych: Bystrzyca Dusznicka, Leszczyńca i Zajęcznika, część natomiast nie jest związana z przebiegiem dolin np. strome stoki ograniczające od północy masyw Wolarza i od wschodu masyw Łomnickiej Równi – rycina 4.



Ry. 4. Główne cechy rzeźby północnej części Gór Bystrzyckich; lokalizacja przekrojów
Main relief features of the northern part of the Bystrzyckie Mts; location of the profiles

Nieliczne są w Górach Bystrzyckich formy skalne. Większe zgrupowania skał występują jedynie na Kamiennej Górze i Wolarzu, a pojedyncze formy skalne znajdują się także na Złotej Górze i Księżówce. Mają one postać ścian skalnych o wysokości od 3 do 30 m, bądź izolowanych wychodni w formie baszt. Powierzchnie skałek są pocięte gęstą siecią spękań, wzdłuż których często utworzyły się nisze i zagłębienia. Urozmaicona mikrorzeźba wychodni skalnych odzwierciedla proces selektywnego wietrzenia. Poniżej ścian skalnych często występują blokowiska z blokami o długości do 4–5 m.

Poównanie rzeźby obu pasm górskich wskazuje na zasadniczą różnicę pomiędzy tymi obszarami – wyraźną zależność przewodnich form rzeźby od

litologii i struktury podłoża w przypadku Gór Stołowych i brak tej zależności w Górach Bystrzyckich. Równocześnie, mimo znacznych różnic głównych rysów rzeźby, w mniejszej skali, np. w zarysie skałek i ścian skalnych, rola struktury zaznacza się równie mocno na obu obszarach. W obu przypadkach istotne znaczenie w ukształtowaniu się tych form odegrały spękania ciosowe, sprzyjające rozpadowi skał na bloki o kanciastych kształtach (Dumanowski, 1961; Pulinowa, 1989).

Odmienność uwarunkowań rozwoju rzeźby Gór Stołowych i Gór Bystrzyckich

Zróżnicowanie litologiczno-facjalne

Kredowe skały Gór Stołowych i północnej części Gór Bystrzyckich powstały w tym samym zbiorniku sedymentacyjnym – niecce śródsudeckiej. Ostatni etap akumulacji osadów w tym zbiorniku przypadł na późną kredę. Utworzyły się wówczas różne typy piaskowców i margli, których ogólne cechy są jednakowe na obu obszarach (Jerzykiewicz, 1968a; Radwański, 1975; Cymerman, 1992; Wojewoda, 1997) – tabela 1.

Poszczególne horyzonty stratygraficzne są wewnątrz silnie zróżnicowane, co wyraża się obecnością różnych facji w ich obrębie. Dotyczy to nie tylko obu regionów, ale także obszarów wewnątrz każdego z nich. Ta litologiczno-strukturalna różnorodność odzwierciedla się w charakterze osadów, stopniu wysortowania i wielkości ziaren, rodzaju spoiwa, różnej zawartości krzemionki i węgla wapnia, rodzaju warstwowania, biegu i upadzie warstw, miąższości, a także rodzaju i gęstości spękań (Jerzykiewicz, 1968a, b). Zróżnicowanie to wynika z cech zbiornika, w którym następowała akumulacja. Środowisko sedymentacyjne niecki śródsudeckiej nie było bowiem jednorodne, a sedymentacja miała przynajmniej częściowo charakter syntektoniczny. Wielokrotne wahania poziomu morza i zmiany kierunków transportu, zarówno z przyległych obszarów lądowych, jak i wewnątrz samego zbiornika, doprowadziły do powstania odmiennych facji, częstego ząębienia się piaskowców i margli oraz wykliniwywania się ławic jednej frakcji i zastępowaniem ich drobniejszym lub bardziej gruboziarnistym osadem. Warunki sedymentacji decydowały także o rodzaju warstwowań i uławiceniu, które z kolei wpływają na dzisiejszy kształt rzeźby (formy skałek, ścian skalnych, lokalnych spłaszczeń i zestromień w obrębie stoków). Według J. Wojewody (1997), olbrzymie zestawy warstwowych przekątnie ławic piaskowcowych powstały jako terasy akumulacyjne na dnie pociętym uskokami. Tłumaczyłoby to zróżnicowanie kierunków biegu i kątów upadku warstw.

Tabela 1. Cechy litologiczne skal kredowych w Górach Stołowych i Bystrzyckich

| Wiek | Litologia | Cechy charakterystyczne |
|--------------|--|--|
| górnny turon | piaskowce kwarcowe (górne piaskowce ciosowe) | wysoka zawartość kwarcu i skał krzemionkowych w szkieletcie ziarnowym (do 95%) oraz krzemionkowym lub krzemionkowo-ilastym spoiwie; drobno- i średnioziarniste, zwarte i o dużej odporności; występują w postaci ławic masywnych, przekątnie warstwowanych średnioskalowych oraz przekątnie warstwowanych wielozestawów wielkiej skali (powyżej 10 m); bardzo dobrze rozwinięty system spękań ciosowych. Miąższość na obszarze Gór Stołowych 50–100 m, w północnej części Gór Bystrzyckich do 80 m |
| górnny turon | margle ilaste i ilowce wapniste | spoiwo ilaste lub ilasto-węglanowe |
| dolny turon | margle krzemionkowo-piaszczyste i mulowce wapniste | bardzo zróżnicowane pod względem stopnia wapnistości, zawartości frakcji piaszczystej oraz krzemionki |
| dolny turon | piaskowce kwarcowo-skaleniowe (średkowe piaskowce ciosowe) | średnio- i gruboziarniste, o dużej zawartości skaleni; duża zmienność składu granulometrycznego i mineralogicznego oraz zróżnicowane spoiwo (ilasto-krzemionkowe, krzemionkowe, kaolinitowe lub węglanowe); tworzą szerokie, przekątnie warstwowane ławice |
| dolny turon | margle ilasto-krzemionkowe | duża zwężłość i słabe uławiczenie |
| cenoman | dolne piaskowce ciosowe | kwarcowo-skaleniowe z glaukonitem, drobnoziarniste, o lepszym ilasto-krzemionkowym; najczęściej gruboławicowe i słabo wysortowane |

Źródło: Z. Cymerman, 1992.

Lokalne zróżnicowanie osadów kredowych potwierdzają dane o fizycznych właściwościach piaskowców pochodzących z różnych części pierwotnego zbiornika, uzyskane na podstawie badań skał w kamieniołomach (tab. 2).

Czynniki wewnętrzne, związane z odmiennymi właściwościami skał odziedziczonymi z okresu sedymentacji, mogą być jednym z elementów warunkujących odmienny przebieg rozwoju rzeźby w Górach Stołowych i w Górach Bystrzyckich. W obu przypadkach odmienne było również podłoże, na którym zachodziła sedymentacja osadów górnej kredy. W Górach Stołowych piaskowce i margle składane były na starsze skały osadowe wieku permskiego, natomiast w północnej części Gór Bystrzyckich podłoże kredy stanowią staropaleozoiczne skały krystaliczne.

Tabela 2. Właściwości fizyczno-techniczne piaskowców górnokredowych w kamieniołomach Górze Stołowych i Bystrzyckich

| Lokalizacja kamieniołomu | Gęstość (g/cm ³) | Ciężar objętościowy (g/cm ³) | Nasiąkliwość wagowa (%) | Wytrzymałość na ściskanie (kg/cm ²) | Ścieralność (w bębnie Devala) | Porowatość (%) |
|---|------------------------------|--|-------------------------|---|-------------------------------|----------------|
| Bobrowniki – dolny piaskowiec ciosowy | – | – | 3,50 | 888 | 5,6 | – |
| Wolany – dolny piaskowiec ciosowy | 2,63 | 2,12 | 4,99 | 410 | 16,3 | 19,4 |
| Radków – środkowy piaskowiec ciosowy | 2,62 | 2,13 | 5,96 | 420 | 21,0 | 18,7 |
| Szczytna Zamek – środkowy piaskowiec ciosowy | 2,65 | 2,30 | 3,03 | 870 | – | 13,21 |
| Łężyce – górny piaskowiec ciosowy | 2,64 | 2,23 | 4,25 | 660 | – | 15,53 |
| Szczytna Śląska – górny piaskowiec ciosowy | 2,69 | 2,60 | 0,55 | 785 | 3,0 | 3,3 |

Źródło: opracowanie własne według: Z. Cymerman, 1992; S. Kozłowski, 1986; *Surowce mineralne Dolnego Śląska*, 1979.

Tektonika blokowa

Na sąsiadujących obszarach Gór Stołowych i Bystrzyckich odmiennie zaznaczyły się przejawy pokredowej tektoniki blokowej. Wyraźnie nawiązuje do niej układ głównych elementów rzeźby w Górach Bystrzyckich. Pocięte są one systemem różnokierunkowych uskoku, wśród których dominują kierunki NW–SE i WNW–ESE (ryc. 3). W wyniku ruchów tektonicznych nastąpiło rozbitcie płyty kredowej i podłoża krystalicznego na liczne bloki (Cymerman, 1992; Sroka, 1997), które zostały przemieszczone na różne wysokości, o czym świadczy występowanie jednowiekowych poziomów litologicznych na różnych wysokościach. Najwyraźniej jest to widoczne wzdłuż ramowego uskoku Długopole–Paszków po stronie północno-wschodniej, wzdłuż którego osady kredowe zostały zdyslokowane około 200–300 m, a na czole podniesionego skrzydła

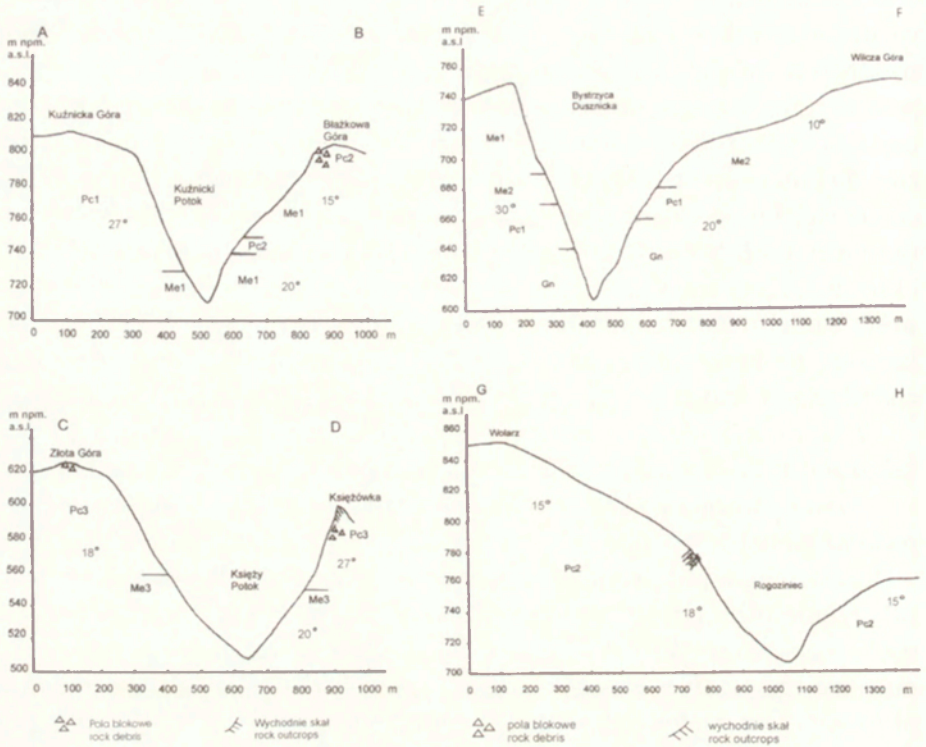
uskoku odsłaniają się skały podłoża krystalicznego (Ranoszek, 1998). Wewnątrz masywu przemieszczenia względne wyniosły 100–150 m, a w obrębie niektórych stoków uskokowych także znajdują się wychodnie krystalicznego podłoża (ryc. 3). Przemieszczeniom bloków towarzyszyło też ich pochylenie, najczęściej ku południowemu zachodowi. Większość stromych stoków nawiązuje do linii uskoków, dlatego można mówić o ich uskokowym założeniu. Stała erozja wgłębna potoków oraz odziedziczenie formy po procesie tektonicznym tłumaczy brak równowagi wytrzymałościowej stoków, to znaczy ich rozwój i kształt zdeterminowane są głównie przez procesy egzogeniczne, a nie właściwości samej masy skalnej. Zróżnicowana tektonika blokowa, rozbijając płytę kredową na liczne mniejsze bloki, zdecydowała w konsekwencji o lokalnym charakterze i dużym zróżnicowaniu wysokościowym spłaszczeń denudacyjnych.

W Górach Stołowych natomiast wielkość przemieszczeń na głównych uskokach była nieduża, dzięki czemu pokrywa kredowa zachowała ciągłość i nie została rozbita na segmenty; nie nastąpiło również odsłonięcie starszego podłoża na powierzchni.

Uzasadnione jest przypuszczenie, że silne w przypadku Gór Bystrzyckich zaburzenie pierwotnego, płytowego układu skał w wyniku ruchów tektonicznych, rozbicie na odrębne bloki i rozwój licznych stoków uskokowych stworzyły ramy innego przebiegu morfogenezy niż ta, która kształtowała rozwój obszaru płytowego Gór Stołowych, dotkniętego tektoniką blokową w znacznie mniejszym stopniu.

Czas rozwoju rzeźby

Powstanie wyrazistej rzeźby strukturalnej wymaga zwykle długiego okresu oddziaływania czynników egzogenicznych przy braku lub niskim natężeniu aktywnej tektoniki, toteż najpełniej jest ona rozwinięta w strukturach platformowych. Zróżnicowane ruchy blokowe w Górach Bystrzyckich, wiązane czasowo z młodszym trzeciorzędem i prawdopodobnie trwające do dzisiaj (Sroka, 1997), spowodowały odmłodzenie rzeźby oraz ożywienie procesów erozyjnych i denudacyjnych w strefach uskokowych i na ich bezpośrednim zapleczu, czego wyrazem są m.in. głębokie doliny wciosowe o prostoliniowych zboczach (ryc. 5). W Górach Stołowych, poddanych zróżnicowanym ruchom blokowym w młodszym trzeciorzędzie w mniejszym stopniu, największa aktywność procesów niszczących mogła stale koncentrować się w strefach występowania skał mniej odpornych i na krawędziach denudacyjnych, co prowadziło do coraz silniejszego odzwierciedlenia się w krajobrazie różnic litologicznych i strukturalnych. Brak czytelnych zależności między litologią i rzeźbą w północnej części Gór Bystrzyckich może zatem wskazywać także na zbyt krótki czas morfogenezy w warunkach względnego spokoju tektonicznego.



Ryc. 5. Przekroje poprzeczne wybranych dolin rzecznych w północnej części Gór Bystrzyckich, lokalizacja przekrojów na ryc. 2; granice horyzontów stratygraficznych nie odzwierciedlają rzeczywistego nachylenia Pc1 – piaskowiec mułowcowy, kwarcowo-skalieniowy cenomanu, Me1 – margle ilasto-krzemionkowe turonu dolnego, Pc2 – piaskowce kwarcowo-skalieniowe turonu dolnego, Me2 – margle krzemionkowo-piaszczyste turonu dolnego, Pc3 – piaskowce kwarcowe turonu górnego, Me3 – margle ilaste turonu górnego, Gn – gnejsy

Sections across selected river valleys in the northern part of the Bystrzyckie Mts; location as in Fig. 2. The boundaries of stratigraphic horizons do not reflect their real inclination Pc1 – very fine-grained quartz-arcosic sandstones, Cenomanian, Me1 – quartz-clayey marls, Lower Turonian, Pc2 – quartz-arcosic sandstones, Lower Turonian, Me2 – quartz-sandy marls, Lower Turonian, Pc3 – quartz sandstones, Upper Turonian, Me3 – clayey marls, Upper Turonian, Gn – gneisses

Rozwój rzeźby

Omówione wyżej niezależne uwarunkowania rozwoju rzeźby strukturalnej stworzyły ramy działania procesów egzogenicznych w obu omawianych obszarach. Odmienność tych uwarunkowań sprawiła, że intensywność poszczególnych procesów była różna, co w konsekwencji doprowadziło do powstania

różnych charakterystycznych zespołów form. Różnice te uwidoczniły się najbardziej w przebiegu sufozji, ruchów masowych i rozwoju stoku oraz erozji wgłębnej.

Sufozja i erozja źródliskowa

Podstawowe znaczenie w rozwoju rzeźby Gór Stołowych miała aktywność wód podziemnych, które dzięki przepuszczalności gęsto uszczelinionych piaskowców mogły przenikać w głąb masywu, niszcząc go od wewnątrz. Za jeden z głównych procesów rzeźbotwórczych Gór Stołowych uznaje się sufozję (Dumanowski, 1961; Pulinowa, 1989). Woda spływająca po powierzchni nieprzepuszczalnych margli powoduje mechaniczne usuwanie najdrobniejszych cząstek w leżących powyżej piaskowcach. Powstające w ten sposób próżnie powodują zachwianie równowagi wewnątrz piaskowców, co z kolei powoduje ich załamywanie się i rozsypywanie albo stopniowe osiadanie (*toppling*).

W Górach Bystrzyckich natomiast nie obserwuje się rezultatów sufozji – nie stwierdzono drobnego materiału, rezultatu wymywania, który powinien występować na granicy między marglami i piaskowcami w strefie wypływu wód podziemnych. Również w obrębie stoków brak form, które wskazywałyby na aktywność sufozji: zapadlisk, suchych dolinek V-kształtnych, dolinek wypełnionych blokowiskami, wąwozów, odspojeń i gzymsów skalnych, powszechnie występujących w Górach Stołowych (Pulinowa, 1989). Przyczyną może być mniejsza pojemność wodna skał budujących Góry Bystrzyckie. Liczne uskoki i mała porowatość skał nie sprzyjały rozwojowi dużych systemów odwodnienia podziemnego, w odróżnieniu od dużej porowatości i wysokiego stopnia uszczelinienia w piaskowcach Gór Stołowych. Potwierdzałaby to również wyższa wydajność źródeł w Górach Stołowych niż w Górach Bystrzyckich (Kowalski, 1980; Bartnik i Tomaszewski, 1998).

Oprócz sufozji, w rozwoju rzeźby obszarów płytowych duże znaczenie ma także erozja w strefach źródliskowych. Powoduje ona cofanie progów wyższych poziomów skalnych i rozwój spłaszczeń u ich podstawy (Grzybowski, 1981). Obserwuje się, co prawda, związek występowania źródeł z przebiegiem kontaktu między warstwami piaskowców i margli w Górach Bystrzyckich (Bartnik i Tomaszewski, 1998), nigdzie jednak, z wyjątkiem górnego odcinka Leszczyńca, strefy źródliskowe nie tworzą zaznaczających się wyraziście form, a wypływy wód są raczej nieznaczne. Tym samym intensywność ich oddziaływania jest o wiele mniejsza w porównaniu na przykład z erozją wsteczną w olbrzymich lejach źródliskowych potoków Pośna i Piekło w NE części Gór Stołowych, gdzie doprowadziła ona do istotnego cofnięcia się krawędzi płyty piaskowcowej. O niewielkim wpływie procesów w strefach źródliskowych na morfologię Gór Bystrzyckich świadczy również brak związanych z nimi form, takich jak deformacje płyty skalnej powyżej źródeł: rowów, zapadlisk i murów w obrębie

wierzchowin oraz odspojień i grawitacyjnych gzymsów skalnych. Występują one natomiast powszechnie w Górach Stołowych, gdzie wypływ wód podziemnych na powierzchnię często miewa postać strumieni o dużej sile erozyjnej (Pulinowa, 1989).

Ruchy masowe i rozwój stoku

Efektem końcowym procesów zainicjowanych erozją źródłiskową i sufozją w Górach Stołowych jest powstanie odspojonych pakietów piaskowcowych, przede wszystkim w strefach krawędziowych, w pobliżu ścian skalnych i w sąsiedztwie z marglistym podłożem. Zachwianie stabilności stoków uruchamia ruchy masowe, głównie osiadanie i obrywy, prowadzące do stałego obnażania powierzchni skalnej i utrzymywania formy klifu. Liczne lokalne bazy erozyjne na poziomie nieprzepuszczalnych skał pelitycznych umożliwiają rozwój ścian skalnych i spłaszczeń na różnych wysokościach jednocześnie.

Niska efektywność procesów erozji źródłiskowej i sufozji w Górach Bystrzyckich powoduje mniejszą wydajność również związanych z nimi ruchów masowych, co z kolei tłumaczy sporadyczność występowania ścian skalnych i liczebną przewagę prostoliniowych profili podłużnych stoków nad wklęsłymi, z urwiskami w górnych częściach. Także litologia głębszego podłoża może ograniczać występowanie ruchów masowych, a tym samym trwanie ściany skalnej. W Górach Stołowych osuwanie i rozjeżdżanie się bloków piaskowcowych ułatwione jest podścieleniem piaskowców przez plastyczne margle, w Górach Bystrzyckich natomiast warstwy piaskowców często leżą na stabilnym, krystalicznym podłożu, co decyduje o ich mniejszej podatności na plastyczne przemieszczanie. Tym samym ograniczone zostają również procesy grawitacyjne w obrębie pakietów piaskowcowych.

W Górach Bystrzyckich strome stoki zawdzięczają swe powstanie głównie aktywności tektonicznej, prawdopodobnie wielokrotnie wznawianej wzdłuż tych samych uskocków, co pozwoliło na zachowanie wyrazistości formy i jej ogólnej niezależności od litologii. Powtarzalność ruchów dźwigających, wywołujących kolejne epizody wzmożonej erozji i pogłębiania dolin, wymuszała stałe dopasowywanie się powierzchni stokowych do zmiennej sytuacji u ich podstawy. Dążenie do osiągnięcia stanu równowagi, wyrażone intensyfikacją powierzchniowych procesów denudacyjnych (spłukiwanie, płytkie osuwiska), prowadziło do wygładzania powierzchni stoku, uniemożliwiając zaznaczenie się w morfologii różnic litologicznych. Tam bowiem, gdzie siła niszcząca jest duża, a w tym przypadku była nią i erozja wgłębna, i wywołana nią denudacja powierzchniowa, skala odporności staje się mało istotna (wg Engelna, za Rulikowską i Manikowską, 1954). Współcześnie brak dowodów na wysoką aktywność procesów stokowych i znacznych ruchów masowych – jedynie świeże formy płytkich osuwisk w dolinie Bystrzycy, utworzone po ulewnych deszczach i gwałtownych wezbraniach potoków w 1998 r., świadczą o ich aktywności

(Żurawek, 1999). Jednak znaczna, do kilku metrów, grubość pokryw stokowych, zwłaszcza glin z rumoszem skalnym w dolnych odcinkach stoków, potwierdza istotne znaczenie tych procesów w przeszłości.

Generalnie można stwierdzić, iż w Górach Stołowych rozwój stoków przebiega zgodnie z zasadami rozwoju rzeźby w obszarach płytowych – dominujące formy są związane przede wszystkim z procesami grawitacyjnymi, w tym wielkoskalowymi ruchami masowymi, a rzeźba ma charakter krawędziowy. W Górach Bystrzyckich większe znaczenie mają formy tektoniczne i erozyjne, a rozwój stoków był w niewielkim stopniu determinowany przez czynniki litologiczne i strukturalne.

Erozja wgłębna

Z powodu wysokiej przepuszczalności i uszczelinienia piaskowców, przy braku tektonicznego rozbicia płyty piaskowcowej na bloki, form związanych z intensywnym rozcinaniem powierzchni w obrębie Gór Stołowych jest niewiele, nawet w strefach krawędziowych.

W Górach Bystrzyckich natomiast, w warunkach tektonicznego różnicowania obszaru, działalność wody koncentrowała się głównie na powierzchni, powodując intensywną erozję wgłębna. Zróżnicowane podnoszenie poszczególnych bloków, a tym samym obniżanie się bazy erozyjnej i wzrost wysokości względnych prowadziły do odmłodzenia rzeźby, co we współczesnym krajobrazie wyraża się dużą ilością dolin o charakterze wciosowym. Znaczne wypiętrzenie wymuszało dużą intensywność erozji wgłębnej i rozcinanie przez strumienie podłoża skalnego, niezależnie od różnic litologicznych w jego obrębie (ryc. 5). Wyjaśnia to brak nawiązywania sieci rzecznej do cech litologiczno-strukturalnych skał – układ dzisiejszy odzwierciedla przede wszystkim dostosowanie się potoków do nowych baz erozyjnych i stref uskoków. W wyniku erozji wgłębnej wzrosła także intensywność spłukiwania i zmywu powierzchniowego na zboczach dolin.

Podsumowanie

Rzeźba powstała w górnokredowych skałach niecki śródsudeckiej na sąsiadujących ze sobą obszarach Gór Stołowych i Gór Bystrzyckich ma zupełnie odmienny charakter. Zróżnicowanie krajobrazów wynika głównie z odmierności uwarunkowań tektonicznych, które zadecydowały o innym przebiegu i natężeniu procesów rzeźbotwórczych na obu obszarach. Ważny był również czynnik litologiczno-facjalny oraz czas oddziaływania procesów morfotwórczych.

W obrębie zwartej płyty Gór Stołowych na rozwój masywu największy wpływ miała działalność wód podziemnych. Naprzemienne występowanie przepuszczalnych piaskowców i nieprzepuszczalnych margli sprzyjało proce-

som sufozji i erozji źródłiskowej, co z kolei prowadziło do gwałtownych ruchów masowych, głównie obrywów. W rezultacie współczesna rzeźba odznacza się występowaniem rozległych spłaszczeń, nawiązujących do poziomów warstw nieprzepuszczalnych oraz klifów skalnych, będących efektem równoległego cofania się ścian skalnych. Rzeźba Gór Stołowych nawiązuje więc zarówno do zróżnicowania litologicznego, jak i strukturalnego skał (ułożenie warstw, system spękań).

W przypadku Gór Bystrzyckich na rozwój rzeźby decydujący wpływ wywarły procesy tektoniczne. Rozbicie płyty kredowej i wyniesienie jej fragmentów na różne wysokości spowodowało uruchomienie intensywnej erozji wgłębnej oraz wzmożonego zmywu powierzchniowego, splukiwania i płytkich osuwisk na stokach. Efektem jest duża liczba głębokich dolin wciosowych o prostoliniowych zboczach. Główne rysy rzeźby, w tym m.in. przebieg stromych stoków, związane są z tektoniką, nie wykazują natomiast związków ze zróżnicowaniem litologicznym. Wpływ struktury zaznacza się jedynie w obrębie lokalnych spłaszczeń i zestromień stoków oraz w ukształtowaniu form skalnych.

Z porównania rzeźby obu obszarów wynika, że samo horyzontalne ułożenie warstw nie jest warunkiem wystarczającym do rozwinięcia się rzeźby strukturalnej. O rzeźbie strukturalnej w obszarach płytowych możemy mówić wówczas, gdy rozwój zbczy dolinnych ściśle nawiązuje do zróżnicowania litologicznego i wyraża się nierównomiernym niszczeniem warstw skalnych, odpowiednio do ich odporności i wytrzymałości. W efekcie następuje rozwój teras denudacyjnych (altyplanacyjnych) na różnych wysokościach, w zależności od położenia warstw odpornych i nieodpornych, rozdzielonych przez skaliste progi, utworzone w warstwach odporniejszych. Rozwój rzeźby obszarów płytowych następuje przez równoległe cofanie się progów, w wyniku odpadania i obrywów na jego powierzchni oraz przez denudację powierzchni wierzchowiowych. W rezultacie rzeźba staje się coraz bardziej rozczłonkowana, przy zachowaniu ostrości krawędzi morfologicznych (Klimaszewski, 1981).

W nawiązaniu do prawidłowości rozwoju stoku na obszarach płytowych (Schmidt, 1991; Nicholas i Dixon, 1986; Oberlander, 1989), można stwierdzić, że rzeźba Gór Stołowych reprezentuje klasyczny przykład odzwierciedlenia się w formach powierzchni terenu różnic zarówno litologicznych, jak i strukturalnych, w tym stopnia spękania i przepuszczalności warstw, zawartości składników rozpuszczalnych i rodzaju spoiwa oraz układu spękań ciosowych i innych powierzchni nieciągłości.

Rozwój rzeźby obszarów płytowych może jednak być także modyfikowany przez inne czynniki. Należą do nich m.in. podcinanie stoków przez erozję boczną strumieni, ruchy tektoniczne i odziedziczenie rzeźby z poprzednich etapów morfogenezy (Selby, 1985). Z czynnikami tymi, zakłócającymi klasyczny przebieg morfogenezy, mamy do czynienia na analizowanym obszarze. Ska-

la tych modyfikacji była jednak odmienna w Górach Bystrzyckich i Stołowych i w efekcie rzeźbę Gór Stołowych możemy określić jako litologiczno-strukturalną, podczas gdy w Górach Bystrzyckich rzeźba ma charakter tektoniczno-strukturalny.

Piśmiennictwo

- Bartnik A., Tomaszewski E., 1998, *Źródła w wybranych zlewniach Kotliny Kłodzkiej*, Czasopismo Geograficzne, 69, s. 323–337.
- Cymerman Z., 1992, *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów*, arkusz Duszniki Zdrój 1:25 000, PIG, Warszawa.
- Czepe Z., 1952, *Z morfologii Gór Stołowych*, Ochrona Przyrody, 20, Kraków, s. 236–253.
- Dumanowski B., 1961, *Zagadnienie rozwoju stoku na przykładzie Gór Stołowych*, Czasopismo Geograficzne, 32, s. 311–324.
- Grzybowski K., 1981, *Cyrki źródłowe wschodniej części Wyżyny Kwango w Zairze*, Czasopismo Geograficzne, 52, s. 167–191.
- Jerzykiewicz T., 1968a, *Sedymentacja górnych piaskowców ciosowych Niecki Śródsudeckiej (górną kreda)*, Geologia Sudetica, IV, s. 465–476.
- , 1968b, *Uwagi o orientacji i genezie ciosu w skałach górnokredowych Niecki Śródsudeckiej*, Geologia Sudetica, IV, s. 465–476.
- Klimaszewski M., 1981, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- Koons D., 1955, *Cliff retreat in the SW United States*, American Journal of Science, 253, s. 44–52.
- Kowalski S., 1980, *Charakterystyka hydrogeologiczna źródeł Gór Stołowych*, Kwartalnik Geologiczny, 24, 4, s. 885–904.
- Kozłowski S., 1986, *Surowce skalne Polski*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Nicholas R., Dixon J., 1986, *Sandstone scarp form and retreat in the Land of Standing Rocks, Canyonlands National Park, Utah*, Zeitschrift für Geomorphologie, 30, 2, s. 167–187.
- Oberlander T., 1977, *Origin of segmented cliffs in massive sandstones of southeastern Utah*, [w:] D.O. Doehring (red.), *Geomorphology in Arid Regions*, Allen & Unwin, London, s. 79–114.
- , 1989, *Slope and pediment system*, [w:] D. S. Thomas (red.), *Arid Zone Geomorphology*, Belhaven Press, London, s. 56–84.
- Pulinowa M., 1989, *Rzeźba Gór Stołowych*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, 1008, Katowice.
- Radwański S., 1959, *Budowa geologiczna obniżenia dusznickiego i wschodniej części Gór Stołowych*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, 146, s. 5–56.
- , 1966, *Facje osadowe i charakterystyka faunistyczna górnej kredy Środkowych Sudetów*, Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 36, 2, s. 99–119.
- , 1975, *Kreda Sudetów Środkowych w świetle wyników nowych otworów wiertniczych*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, 287, s. 5–50.
- Ranoszek W., 1998, *Morfologia progów tektonicznych obramowujących rów górnej Nysy*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 2061, Prace Instytutu Geograficznego seria A, Geografia Fizyczna, 9, Wrocław, s. 23–35.
- Robinson D., Williams R., 1994, *Sandstone weathering and landforms in Britain and Europe*, [w:] D. Robinson, R. Williams (red.), *Rock Weathering and Landform Evolution*, John Wiley & Sons Ltd, London, s. 371–391.
- Rogaliński J., Słowiak G., 1958, *Rzeźba Gór Stołowych w świetle teorii pedyplanacji*, Cza-

- sopismo Geograficzne, 39, s. 473–483.
- Rulikowska J., Manikowska B., 1954, *Geomorfologiczne znaczenie litologii*, Czasopismo Geograficzne, 25, s. 346–357.
- Schmidt K.-H., 1987, *Factors influencing structural landforms dynamics on the Colorado Plateau*, Catena Supplement Band, 10, s. 51–74.
- , 1991, *Lithological differentiation of structural landforms on the Colorado Plateau, USA*, Earth Surface Processes and Landforms, 14, 2, s. 93–105.
- , 1994, *The groundplan of cuesta scarps in dry regions as controlled by lithology and structure*, [w:] D. Robinson, R. Williams (red.), *Rock Weathering and Landform Evolution*, John Wiley & Sons, London, s. 355–368.
- Selby M.J., 1985, *Earth's Changing Surface – An Introduction to Geomorphology*, Clarendon Press, Oxford.
- Sroka W., 1997, *Ewolucja morfotektoniczna Sudetów w rejonie Kotliny Kłodzkiej w świetle analizy morfometryczno-statystycznej*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 1939, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 57, Wrocław.
- Surowce mineralne Dolnego Śląska*, 1979, K. Dziedzic, S. Kozłowski, A. Majerowicz, L. Sawicki (red.), Ossolineum, Wrocław.
- Synowiec G., 1999, *Ocena wytrzymałości mas skalnych dla celów geomorfologicznych i jej zastosowanie dla stoków piaskowcowych Gór Stołowych*, Czasopismo Geograficzne, 70, s. 351–361.
- Walczak W., 1963, *Geneza form skalnych na północno-wschodniej krawędzi Gór Stołowych*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 9, Studia Geograficzne, I, s. 191–199.
- , 1968, *Sudety*, PWN, Warszawa.
- Wojewoda J., 1997, *Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasedimentary Basin and Nysa Trough*, Sudety Mts, [w:] *Obszary źródłowe: zapis w osadach*, red. J. Wojewoda, wyd. Wind, Wrocław, s. 81–96.
- Young A., Young R., 1992, *Sandstone Landforms*, Springer Verlag, Berlin.
- Żurawek R., 1999, *Zmiany erozyjne w dolinach rzek Sudetów Kłodzkich wywołane powodzią w lipcu 1997 oraz w lipcu 1998*, Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich, 5, s. 43–61.

[Wpłynęło: październik 2002 r.; poprawiono: marzec 2003 r.]

AGNIESZKA LATOCHA

CONTROLS ON THE DEVELOPMENT OF STRUCTURAL PLATEAU RELIEF – AS EXEMPLIFIED BY THE BYSTRZYCKIE AND STOŁOWE MOUNTAINS

The issue of plateau relief development and the controlling factors involved has been discussed worldwide by geomorphologists. In SW Poland there are two adjacent mountain ranges – the Stolowe and Bystrzyckie Mountains – which are formed of Upper-Cretaceous rocks, largely sandstones and marls of the Intrasedimentary Basin. However, landforms of these two areas differ fundamentally which suggests that different morphogenetic processes have been responsible for their relief.

In the Stolowe Mountains the main landscape features are extensive planar surfaces situated at three (or, according to some authors four) levels, separated by distinct denudational escarpments, often of a rock cliff type. Vast rock-debris piles at the footslope of cliffs, especially in the north-eastern part of the mountains, indicate

that the process of slope retreat is constantly active. There is an evident structural control upon the landforms. Highly resistant sandstone builds rock cliffs, while the extensive flats are underlain by weak marls. Another characteristic feature of the Stołowe Mountains is the ubiquity of rock outcrops of different sizes and shapes, which form rock labyrinths on the plateaus or within the escarpments. The area lacks deeper erosional valleys, however.

The relief of the northern part of the Bystrzyckie Mountains is characterized by an extensive, slightly undulating summit surface, dissected deeply by numerous erosional valleys. While there are both gentle and very steep slopes, these do not form many rock cliffs. No relationship between rock type and slope angle can be found: both steep and gentle slopes can be formed within sandstones, marls and gneisses, the latter forming the base of the Cretaceous sediments. Other features are multiple local morphological flats present at different altitudes and cut across both sedimentary and crystalline rocks. Hence, in this region the main landforms are not structure controlled. However, the dip of gentle slopes reflects the inclination of bedding planes within sandstones and marls.

The differences between the main landforms in the two mountain ranges result from three principal factors: lithological variation, differential tectonics and various time scales of relief development. The sedimentation of sandstones and marls in the Intrasudetic Basin differed considerably locally, as is reflected in the characteristics of sediments – they differ in grain-size, level of sorting, cement type, content of silica and calcium carbonate, type of bedding, dip and strike of beds, thickness of layers, and type and density of fissures and joints. These features, decisive for rock resistance and strength, could have induced different development of the adjacent areas. As for the tectonics, the post-Cretaceous movements dissected the plateau of the Bystrzyckie Mountains into many blocks, which were subsequently uplifted differentially. Similarly, the steep slopes reflect fault lines. In contrast, tectonics did not affect the Stołowe Mountains as much, so that the Cretaceous sedimentary cover was not broken into segments and in no place does older bedrock emerge at the surface. The development of structure-controlled landforms is also time dependent. Intensive tectonic movements in the Bystrzyckie Mountains, resulting in the increase of stream erosion and development of deeply incised valleys, has led to relief rejuvenation. At the same time, in the Stołowe Mountains, where the influence of tectonics was much less intense, denudational processes could have exploited structure without interruption.

Following on from these three main factors responsible for different conditions for relief development, are crucial processes forming the landscape like piping, spring erosion, chemical denudation, large-scale mass movements (mainly rockfalls and subsidence) and selective weathering in the Stołowe Mountains while tectonic movements, deep stream erosion, surface denudation, shallow mass movements and selective weathering have dominated in the Bystrzyckie Mountains. As a result of different morphogenetic processes, the relief can be defined as lithology-and-structure controlled in the Stołowe Mountains, and tectonic-and-structure controlled in the Bystrzyckie Mountains.

Rekonstrukcja wahań zwierciadła wód gruntowych w Puszczy Niepołomickiej za pomocą sieci neuronowych

*Reconstruction of groundwater levels in the Niepołomice Forest (S Poland)
using neural networks*

WOJCIECH CHELMICKI, MARIUSZ KLIMEK, MIROSŁAW ŻELAZNY

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, 31-044 Kraków, ul. Grodzka 64;
e-mail: wchelm@arsenal.geo.uj.edu.pl

STANISŁAW CISZEWSKI

Katedra Informatyki AGH, 30-059 Kraków, Al. Mickiewicza 30;
e-mail: scisz@iisg.agh.edu.pl

Zarys treści. Przedstawiono metodę odtwarzania wahań zwierciadła wód gruntowych w Puszczy Niepołomickiej w okresie pozbawionym pomiarów instrumentalnych. Wykorzystano dane meteorologiczne: średnie miesięczne temperatury powietrza i miesięczne sumy opadów, które wraz ze stanami wód gruntowych z okresu pomiarów instrumentalnych, prowadzonych na posterunku IMGW, posłużyły do utworzenia modelu neuronowego. Przestrzennej ekstrapolacji wahań zwierciadła dokonano przy zastosowaniu regresji liniowej między stanami wody podziemnej na posterunku IMGW a stanami na stanowiskach piezometrycznych rozmieszczonych w różnych fragmentach Puszczy. Dokonano próby uwzględnienia wpływu wieku lasu – a tym samym zmian zdolności transpiracyjnej drzewostanu – na stany wód gruntowych.

Słowa kluczowe: wody gruntowe, Puszcza Niepołomicka, sieci neuronowe.

Wstęp

Puszcza Niepołomicka jest rozległym kompleksem leśnym (około 108 km²) położonym w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej, na międzyrzeczu Wisły i Raby, w pobliżu aglomeracji Krakowa. Zachodni kraniec Puszczy znajduje się niespełna 10 km od kombinatu metalurgicznego w Nowej Hucie i 20 km od zabytkowego centrum Krakowa. Kombinat wybudowany został w pierwszej połowie lat pięćdziesiątych i od tego czasu emituje zanieczyszczenia, które docierają do Puszczy Niepołomickiej. Określenie przyczyn wieloletnich zmian kondycji lasu stanowi cel prowadzonych w Puszczy badań ekologicznych, w tym – dendrologicznych. Jednym z czynników mogących wpływać na stan

zbiorowisk leśnych, poza napływającymi zanieczyszczeniami atmosferycznymi, są wieloletnie wahania zwierciadła wód gruntowych.

Wieloletnie pomiary zwierciadła wód gruntowych Puszczy Niepołomickiej prowadzone były w ramach standardowej sieci obserwacyjnej PIHM (IMGW) na posterunku w Poszynie w latach 1952–2000. Posterunek ten znajduje się na śródleśnej polanie, w centralnej części głównego kompleksu Puszczy (ryc. 1). Seria pomiarowa z lat 1952–1956 jest niekompletna; dopiero od 1957 r. pozbawiona jest – z wyjątkiem okresu od listopada 1991 r. do czerwca 1992 r. – wielomiesięcznych luk.

Celem opracowania jest przedstawienie procedury rekonstrukcji wahań zwierciadła wód gruntowych na obszarze Puszczy Niepołomickiej w okresie, gdy nie prowadzono pomiarów. Znajomość stanów wód gruntowych w ciągu całego XX w. umożliwi ocenę znaczenia zmian ich zwierciadła w kształtowaniu kondycji lasu, zarówno w okresie poprzedzającym budowę Kombinatu Metalurgicznego w Nowej Hucie (przed 1951 r.), jak i po jego wybudowaniu.

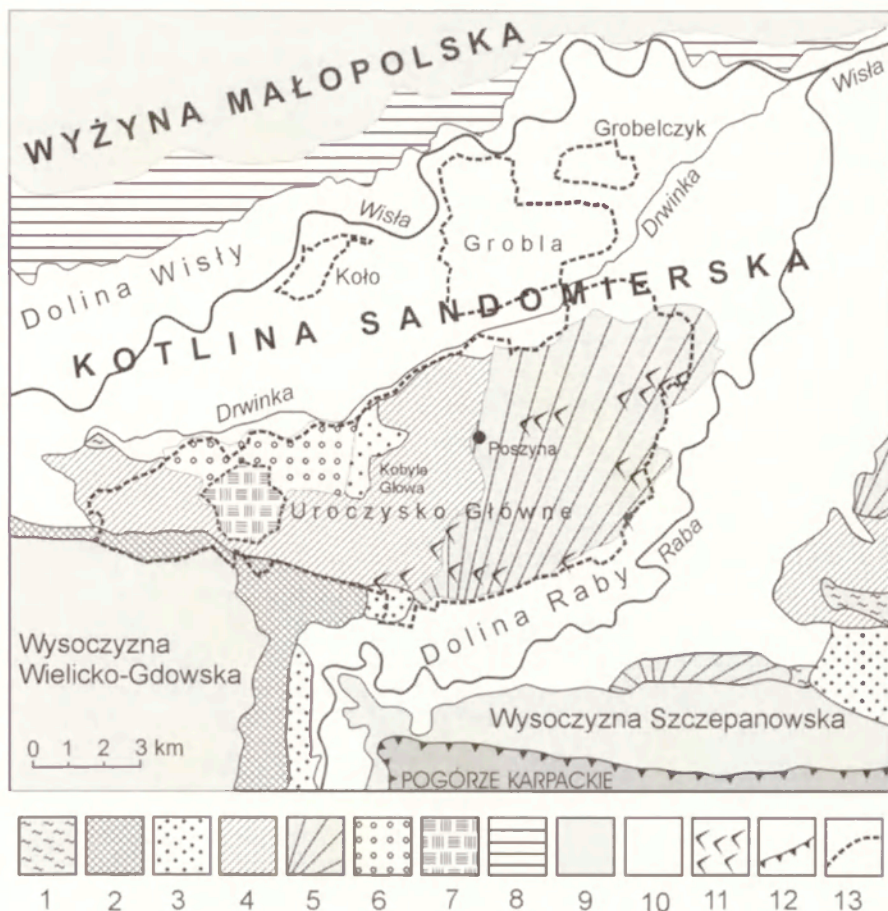
Badania przeprowadzono w ramach projektu finansowanego przez Komitet Badań Naukowych (PB 6P04 F02315/P01) pt.: *Chemizm gleb, warunki hydrometeorologiczne a tempo dekompozycji i stan drzewostanów w ekosystemach Puszczy Niepołomickiej*.

Charakterystyka geograficzna i hydrogeologiczna obszaru badań

Podłoże geologiczne Puszczy Niepołomickiej stanowią utwory morskie tortonu przykryte osadami czwartorzędowymi, na które składają się zróżnicowane litologicznie (Izmailow i Tyczyńska, 1997):

- utwory fluwioglacjalne z okresu zlodowacenia Odry, występujące powszechnie w rejonie Kobylej Głowy,
- utwory aluwialne Wisły, budujące systemy niższej i wyższej terasy warciańskiej i vistuliańskiej,
- utwory żwirowe i piaszczyste stożka napływowego Raby, pochodzące z okresu zlodowacenia Wisły,
- piaski eoliczne budujące systemy wydym (ryc. 1).

W obrębie głównego kompleksu leśnego Puszczy Niepołomickiej utwory wodonośne stanowią grubo- i średnioziarniste piaski, kompleksy piaszczysto-gliniaste i żwiry. W zasięgu uroczysk Grobla, Koło i Grobelczyk, stanowiących oddzielne płaty leśne w pobliżu współczesnego koryta Wisły, wody gruntowe występują w utworach niższej terasy Wisły – w piaskach przykrytych ilastymi osadami aluwialnymi o nikłej przepuszczalności (współczynnik filtracji $k \approx 1,8 \cdot 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$). Sprzyja to napięciu zwierciadła w okresach wysokich stanów wód gruntowych, gdy sięgają one spągu słabo przepuszczalnych ilów.



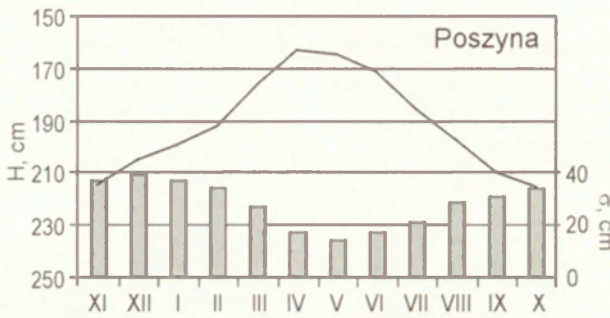
Ryc. 1. Szkic geologiczno-geomorfologiczny Puszczy Niepołomickiej i jej otoczenia
(wg: Izmailów i Tyczyńska, 1997)

- 1 – gliny morenowe zlodowacenia Sanu II, 2 – piaski i żwiry zlodowacenia Sanu II,
- 3 – piaski i żwiry glacioluwialne zlodowacenia Odra, 4 – piaski i żwiry teras Wisły ze zlodowacenia Warta, 5 – piaski i żwiry stożka napływowego Raby ze zlodowacenia Warta,
- 6 – piaski i żwiry terasy Wisły ze zlodowacenia Wisły, 7 – holocenijskie torfy,
- 8 – utwory terasowe Wisły ze zlodowacenia Wisły nadbudowane lessem, 9 – wysoczyzny i wyżyny, 10 – holocenijskie dna dolin rzecznych, 11 – ciągi wydmy, 12 – krawędź nasunięcia karpackiego, 13 – granice Puszczy Niepołomickiej

A geological-geomorphological sketch of the Niepołomice Forest area and its surroundings
(after Izmailów and Tyczyńska, 1997)

- 1 – moraine clays from the San glaciation, 2 – sands and gravels from the San II glaciation,
- 3 – sands and glacioluvial gravels from the Odra glaciation, 4 – Vistula terrace sands and gravels from the Warta glaciation, 5 – sands and gravels of alluvial cone of the Raba River from the Warta glaciation, 6 – sands and gravels of Vistula terrace from the Vistulian glaciation,
- 7 – Holocene peats, 8 – the Vistula glaciation terrace deposits covered with loess, 9 – plateaus and uplands, 10 – Holocene floors of river valleys, 11 – dune chains, 12 – tectonic edge of the Carpathians, 13 – border of the Niepołomice Forest

Zwierciadło wód gruntowych w przeważającej części obszaru Puszczy Niepołomickiej położone jest na głębokości nie większej niż 2 m; lokalnie zbliża się do powierzchni terenu, tworząc stałe lub okresowe podmokłości. W obrębie piaszczystych pagórów wydmy oraz wzniesienia Kobylej Głowy zwierciadło występuje głębiej, nawet >10 m. Najwyższe stany wód gruntowych występują w kwietniu i maju, a najniższe – w październiku i listopadzie (ryc. 2). Roczna amplituda stanów zwierciadła wód gruntowych wynosi na ogół kilkadziesiąt cm, a lokalnie przekracza 100 cm. Największą wieloletnią zmiennością odznaczają się stany wód gruntowych w miesiącach zimowych (X–II), natomiast najmniejszą – w miesiącach wiosennych (IV–VI).



Ryc. 2. Przebieg i wieloletnia zmienność (odchylenie standardowe – δ) średnich z wielolecia (1961–1999) miesięcznych stanów wody gruntowej w Poszynie

Annual course and multiyear variability (standard deviation – δ) of mean monthly groundwater levels (for 1961–1999) at Poszyna

Rekonstrukcja wahań zwierciadła wód gruntowych

Modele neuronowe znajdują coraz szersze zastosowanie w różnych dziedzinach wiedzy, w tym – w geografii. Jak zauważają R. Tadeusiewicz (1998) i J. Pociask-Karteczka (1999) w latach dziewięćdziesiątych ubiegłego stulecia pojawiły się liczne prace wykazujące przydatność sieci neuronowych do modelowania obiegu wody w małych zlewniach, prognozowania wylewów, modelowania ruchu lodowców, analizy zjawisk niwalnych, opisu procesu osuszania obszarów podmokłych, modelowania przepuszczalności gleb oraz rozchodzenia się zanieczyszczeń w środowisku wód podziemnych. W Polsce podjęto badania nad wykorzystaniem sieci neuronowych do wyznaczania wielkości parowania (Lula i Pociask-Karteczka, 1995) oraz modelowania relacji opad–odpływ (Ciszewski i Żelazny, 1996, 1998, 1999).

Sieci neuronowe są uniwersalnymi aproksymatorami (Hornik i inni, 1989; Hornik, 1991) – oznacza to, że przy ich zastosowaniu można przybliżyć dowol-

ną zależność funkcyjną pomiędzy mierzonymi parametrami. Ich podstawową zaletą jest automatyczna identyfikacja parametrów modeli. Kluczową rolę pełni właściwe przygotowanie danych opisujących wejście i wyjście modelu, a więc utworzenie zbioru uczącego. Przekształcenie to musi być zgodne z wymaganiami sieci danego typu.

Rekonstrukcja wahań zwierciadła w Poszynie

Do utworzenia modelu neuronowego pozwalającego na uzupełnienie luk pomiarowych, a także rekonstrukcję wahań zwierciadła wód gruntowych w Puszczy Niepołomickiej (posterunek w Poszynie) wykorzystano następujące dane hydrologiczne i meteorologiczne obejmujące lata 1961–2000:

- średnie miesięczne stany zwierciadła wód gruntowych w Poszynie,
- średnie miesięczne temperatury powietrza w Krakowie,
- miesięczne sumy opadów w Krakowie.

Dane meteorologiczne pochodziły z wieloletniej serii pomiarów prowadzonych na Stacji Naukowo-Badawczej Zakładu Klimatologii Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ położonej w Ogrodzie Botanicznym w Krakowie (Trepiańska, 1971).

Utworzenie modelu neuronowego wymagało:

- określenia przydatności danych meteorologicznych z Krakowa i hydrologicznych z Poszyny do modelowania stanów wód gruntowych w Poszynie (problem 1);
- stwierdzenia, czy do utworzenia modelu stanów wód gruntowych w Poszynie wystarczą wyłącznie dane meteorologiczne z Krakowa (problem 2).

Rozstrzygnięcie pierwszego problemu na drodze eksperymentalnej wymagało zatem skonstruowania takiego modelu neuronowego, który wykorzysta dane zarówno meteorologiczne z Krakowa jak i hydrologiczne z Poszyny. Poszukiwane odwzorowanie (struktura modelu) przekształca ciągi czasowe tych parametrów w pojedynczą wartość stanu wody. Przydatność tej struktury w modelowaniu hydrologicznym testowana była wielokrotnie (Ciszewski, 1998; Ciszewski i Żelazny, 1996, 1998, 1999). Proces uczenia można rozumieć jako poszukiwanie sieci net minimalizujących wyrażenie:

$$\sum_t || \text{net}(O_{t-6}, \dots, O_t, T_{t-6}, \dots, T_t, P_{t-6}, \dots, P_{t-1}) - P_t ||^2 \rightarrow \min \quad (1)$$

gdzie $|| \cdot ||$ jest normą euklidesową, a O_t , T_t i P_t oznaczają odpowiednio miesięczne: sumy opadów, średnie miesięczne temperatury powietrza i średnie stany wód gruntowych w chwili t . Otrzymanie sieci neuronowych cechujących się akceptowalnym błędem oznacza rozwiązanie pierwszego problemu.

Rozwiązanie drugiego problemu wymagało określenia związku pomiędzy danymi meteorologicznymi z Krakowa a stanem wód gruntowych w Poszynie. Model oparty na takim związku może zostać wykorzystany do uzupełnienia

luk i rekonstrukcji stanu wód gruntowych, gdyż na wejściu nie pojawia się stan wód gruntowych. Otrzymanie sieci neuronowych tego typu, cechujących się akceptowalnym błędem, oznacza rozwiązanie problemu drugiego. W tym przypadku, minimalizowane wyrażenie ma postać:

$$\sum_t || \text{net}(O_{t-6}, \dots, O_t, T_{t-6}, \dots, T_t) - P_t ||^2 \rightarrow \min \quad (2)$$

Zestawy parametrów wejściowych i wyjściowych zaproponowanych powyżej modeli przedstawia rycina 3.

| | | |
|---|--|---------------------|
| Model dla problemu 1 Model for problem 1 | Czas wstecz Time back | -6 -5 -4 -3 -2 -1 0 |
| | Opad Precipitation | ☑ ☑ ☑ ☑ ☑ ☑ ☑ |
| | Temperatura powietrza Air temperature | ☑ ☑ ☑ ☑ ☑ ☑ ☑ |
| | Stan wody gruntowej Ground-water level | ☑ ☑ ☑ ☑ ☑ ☑ ● |
| Model dla problemu 2 Model for problem 2 | Czas wstecz Time back | -6 -5 -4 -3 -2 -1 0 |
| | Opad Precipitation | ☑ ☑ ☑ ☑ ☑ ☑ ☑ |
| | Temperatura powietrza Air temperature | ☑ ☑ ☑ ☑ ☑ ☑ ☑ |
| | Stan wody gruntowej Ground-water level | ○ ○ ○ ○ ○ ○ ● |
| ○ | Element serii czasowej Time series element | |
| ☑ | Element wykorzystany jako dana wejściowa Element used as input value | |
| ● | Element wykorzystany jako dana wyjściowa Element used as output value | |

Ryc. 3. Elementy serii czasowych użytych w eksperymentach numerycznych
Time series elements used in numerical experiments

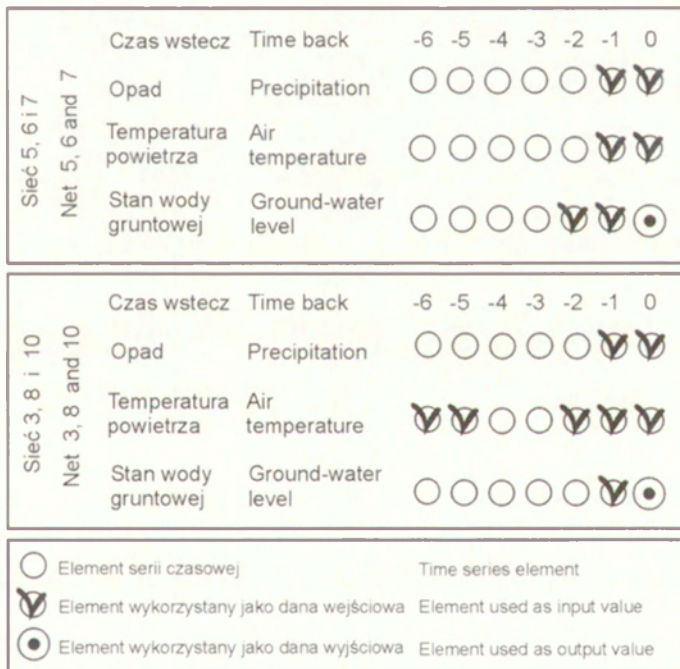
Wykorzystane dane pomiarowe przekształcono liniowo tak, by mieściły się w przedziale $[0,02, 0,98]$. Następnie dla każdego problemu utworzono zbiory składające się ze wszystkich (452) 7-elementowych ciągów czasowych odpowiadających wejściu i wyjściu modeli. Zbiory uczące uzyskano poprzez losowy wybór 300 elementów. Pozostałe elementy tworzyły niezależny zbiór testowy.

W obu przypadkach zastosowano identyczną procedurę uczenia bazującą na standardowej metodzie – *backpropagation* z *momentum*. Architekturą sieci jest perceptron z jedną warstwą ukrytą i aktywacjami sigmoidalnymi. Proces tworzenia modeli składał się z kilku etapów. W pierwszym – wyznaczono lic-

bę neuronów w warstwie ukrytej. Następnie, dla optymalnej architektury, przeprowadzono serię eksperymentów polegającą na trenowaniu sieci przy ustalonym czasie uczenia i różnych zestawach współczynników uczących. Z tak utworzonych sieci wybrano najlepsze i poddano je pruningowi¹ metodą Optimal Brain Surgery (Stork i Hassibi, 1993). Ostatnim krokiem była ponowna selekcja najlepszych rozwiązań, które douczano przy niewielkich współczynnikach uczących. Wszystkie operacje wykonane zostały za pomocą pakietu SNNS (Stuttgart Neural Network Simulator, zob. <http://www-ra.informatik.uni-tuebingen.de>).

Tabela 1. Charakterystyki najlepszych sieci uzyskanych w pierwszym eksperymencie numerycznym. Sieci 1 i 2 bez pruningu.

| Sieć | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| Liczba wejść | 20 | 20 | 8 | 11 | 6 | 6 | 14 | 8 | 6 | 8 |
| Liczba jednostek ukrytych | 4 | 4 | 3 | 3 | 2 | 2 | 4 | 3 | 3 | 3 |
| Liczba połączeń | 84 | 84 | 14 | 22 | 10 | 10 | 26 | 14 | 11 | 15 |



Rvc. 4. Elementy serii czasowych wykorzystywanych przez sieci

Time series elements used by nets

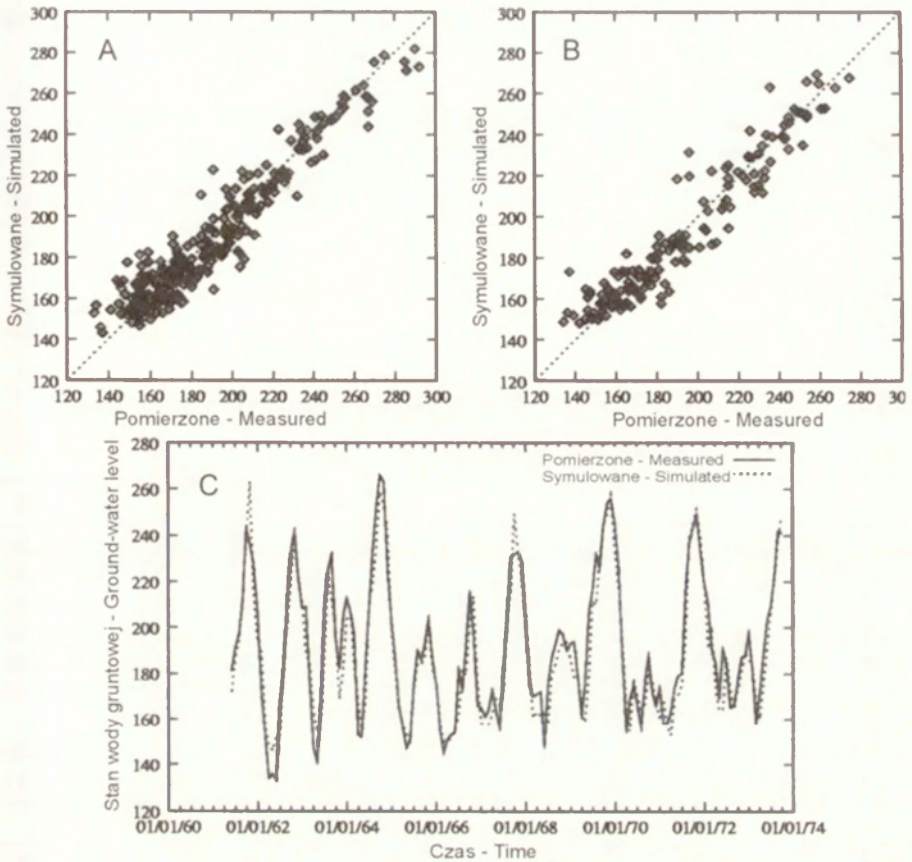
¹ Pruning (ang.: *prune* – przyciąć, przykroić) – procedura polegająca na jak największym uproszczeniu architektury sieci neuronowej, przy równoczesnym zachowaniu jej zdolności realizacji określonego zadania.

Tabela 1 przedstawia charakterystyki sieci otrzymanych w pierwszym eksperymencie. Sieci 1 i 2 są sieciami wybranymi spośród tych, które nie były poddane pruningowi. Otrzymane po pruningu sieci zawierają mniejszą liczbę jednostek wejściowych i radykalnie mniejszą liczbę połączeń. Parametry wejściowe użyte przez modele zostały przedstawione na rycinie 4. Po pruningu bardzo wyraźnie wyodrębniły się dwa typy architektury. Pierwszy reprezentują sieci 5, 6 i 9, wykorzystujące po dwa elementy każdej serii czasowej (parametry hydrologiczno-meteorologiczne). Z kolei, sieci drugiego typu (3, 8 10) używają tylko pojedynczej wartości stanu wody, silnie korzystają zaś z wielu przeszłych wartości temperatury powietrza. Wyniki otrzymane w eksperymentach na zbiorach uczącym i testowym przedstawiają tabela 2 i rycina 5. Zwracają uwagę niemal identyczne wartości wszystkich miar błędu na tych zbiorach. Otrzymane modele należy ocenić jako bardzo dobre. Potwierdza to wysoka wartość współczynnika korelacji i niskie wartości pozostałych miar błędu. Pomimo różnej architektury sieci otrzymane modele są równoważne.

Wartości miar błędu dla eksperymentów rozwiązujących drugi problem zawierają tabele 3 i 4 oraz rycina 6. Wyniki są słabsze niż w poprzednim przypadku. Zastosowanie pruningu nie doprowadziło do znaczącej redukcji architektury. Miary błędu otrzymane na zbiorze uczącym są lepsze od wyników

Tabela 2. Miary błędu dla najlepszych sieci w pierwszym eksperymencie numerycznym

| Zbiór uczący | | | | | | | | | | |
|---------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Miara/sieć | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| Minimum [cm] | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,07 | 0,06 | 0,05 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| 1 kwartył [cm] | 3,03 | 2,97 | 3,19 | 3,26 | 2,60 | 2,64 | 3,36 | 2,97 | 2,84 | 2,60 |
| Mediana [cm] | 6,61 | 5,67 | 6,47 | 6,29 | 6,13 | 6,09 | 6,20 | 6,28 | 6,31 | 5,51 |
| 3 kwartył [cm] | 11,51 | 10,42 | 11,58 | 10,51 | 10,97 | 10,91 | 10,37 | 11,21 | 10,93 | 11,04 |
| Maksimum [cm] | 34,40 | 34,90 | 39,15 | 33,47 | 31,93 | 31,46 | 31,97 | 38,13 | 30,26 | 32,97 |
| Średnia [cm] | 8,11 | 7,08 | 7,93 | 7,46 | 7,68 | 7,69 | 7,32 | 7,79 | 7,81 | 7,42 |
| Odchylenie standard. [cm] | 6,65 | 5,46 | 6,45 | 5,72 | 6,33 | 6,34 | 5,58 | 6,39 | 6,49 | 6,43 |
| Wsp. korelacji | 0,95 | 0,96 | 0,95 | 0,96 | 0,95 | 0,95 | 0,96 | 0,95 | 0,95 | 0,95 |
| Zbiór testowy | | | | | | | | | | |
| Miara/sieć | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| Minimum [cm] | 0,03 | 0,15 | 0,14 | 0,13 | 0,05 | 0,08 | 0,04 | 0,02 | 0,09 | 0,14 |
| 1 kwartył [cm] | 3,82 | 3,27 | 3,50 | 3,24 | 3,10 | 2,97 | 3,55 | 3,84 | 2,80 | 3,83 |
| Mediana [cm] | 8,01 | 7,14 | 6,42 | 6,71 | 6,21 | 6,23 | 6,48 | 6,53 | 6,44 | 6,44 |
| 3 kwartył [cm] | 12,61 | 11,07 | 12,04 | 11,25 | 10,93 | 11,04 | 11,87 | 12,05 | 12,02 | 11,01 |
| Maksimum [cm] | 40,04 | 31,24 | 35,47 | 30,39 | 36,36 | 36,04 | 31,96 | 36,21 | 40,91 | 31,68 |
| Średnia [cm] | 9,25 | 8,26 | 8,19 | 8,24 | 8,29 | 8,28 | 8,15 | 8,29 | 8,27 | 8,38 |
| Odchylenie standard. [cm] | 7,09 | 6,27 | 6,57 | 6,60 | 6,99 | 7,03 | 6,59 | 6,52 | 7,20 | 6,49 |
| Wsp. korelacji | 0,94 | 0,96 | 0,96 | 0,95 | 0,95 | 0,95 | 0,96 | 0,95 | 0,95 | 0,95 |



Ryc. 5. Porównanie stanów wód gruntowych z pomiarów i z symulacji na zbiorach uczącym (A) i testowym (B) oraz przebiegu zmierzonego i symulowanego stanu wód gruntowych (C) uzyskanych w pierwszym eksperymencie przykładowej sieci

Comparison of the measured and simulated groundwater levels for learning (A) and test (B) sets and comparison of the course of measured and simulated groundwater levels (C) obtained in the first experiment for the example net

uzyskanych na zbiorze testowym. Porównanie wartości trzeciego kwartyła wskazuje na to, iż przyczyną tego są wysokie błędy w 1/4 przykładów. Za pomocą modeli tego typu uzupełniono luki oraz zrekonstruowano wahania zwierciadła wód gruntowych.

Reasumując:

- wykazano przydatność sztucznych sieci neuronowych w modelowaniu stanów wód gruntowych;
- stwierdzono, że modele wykorzystujące serie miesięcznych sum opadów, temperatury powietrza i stanów wód gruntowych są bardzo dobre;
- stwierdzono, że konstrukcja modeli nie wykorzystujących stanów wody na

wejściu daje słabsze wyniki, jednak pozwala na zrekonstruowanie wahań zwierciadła wód gruntowych w latach 1902–1960.

Tabela 3. Charakterystyki najlepszych sieci uzyskanych w drugim eksperymencie numerycznym. Sieci 1 i 2 bez pruningu.

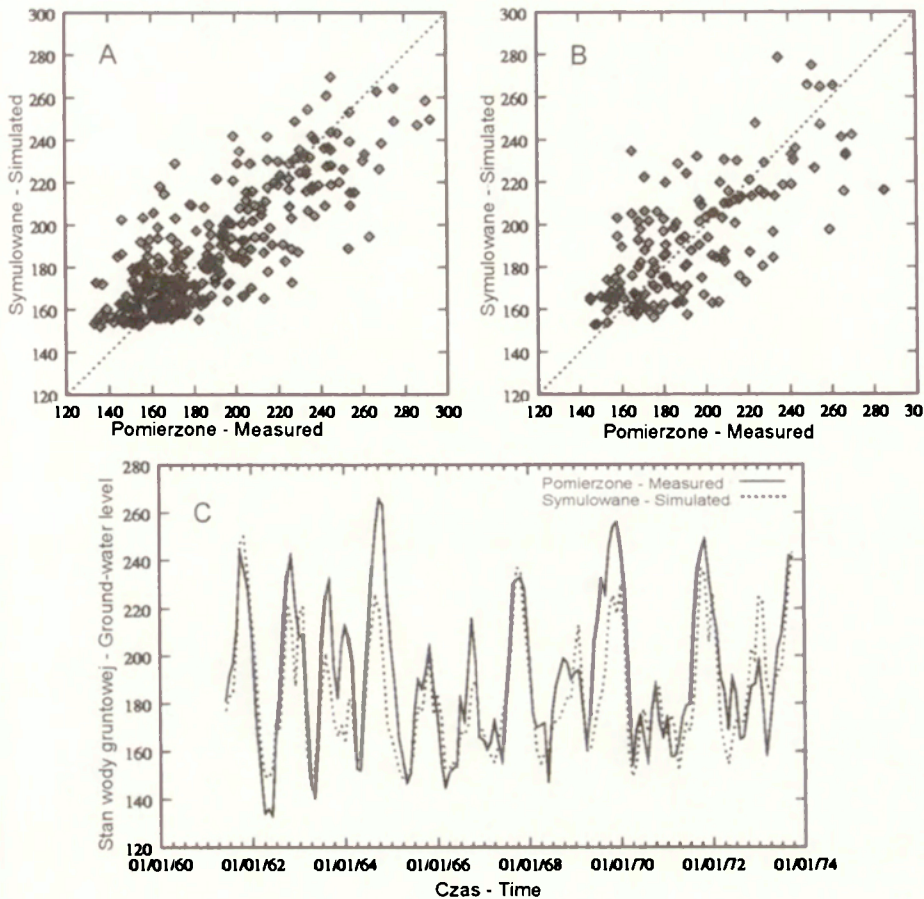
| Sieć | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---------------------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| Liczba wejść | 14 | 14 | 13 | 14 | 12 | 12 | 14 | 14 | 13 | 13 |
| Liczba jednostek ukrytych | 4 | 4 | 3 | 3 | 4 | 3 | 2 | 3 | 3 | 3 |
| Liczba połączeń | 60 | 60 | 22 | 35 | 23 | 20 | 25 | 29 | 23 | 21 |

Tabela 4. Miary błędu dla najlepszych sieci w drugim eksperymencie numerycznym

| Zbiór uczący | | | | | | | | | | |
|---------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Miara/sieć | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| Minimum [cm] | 0,07 | 0,02 | 0,03 | 0,14 | 0,06 | 0,29 | 0,00 | 0,23 | 0,04 | 0,06 |
| 1 kwartył [cm] | 6,10 | 6,95 | 6,42 | 5,97 | 5,94 | 6,51 | 5,10 | 5,78 | 5,99 | 5,85 |
| Mediana [cm] | 10,95 | 16,34 | 12,80 | 11,19 | 11,60 | 12,06 | 11,86 | 11,29 | 11,26 | 11,41 |
| 3 kwartył [cm] | 20,57 | 28,67 | 21,41 | 20,69 | 21,27 | 22,74 | 21,59 | 20,75 | 20,92 | 21,58 |
| Maksimum [cm] | 64,88 | 92,84 | 76,10 | 64,46 | 68,37 | 67,05 | 68,35 | 65,62 | 64,18 | 66,82 |
| Średnia [cm] | 15,16 | 20,45 | 15,55 | 15,16 | 15,45 | 15,83 | 15,38 | 15,14 | 15,29 | 15,45 |
| Odchylenie standard. [cm] | 12,97 | 16,46 | 12,76 | 12,91 | 12,76 | 12,92 | 13,15 | 12,90 | 12,94 | 12,99 |
| Wsp. korelacji | 0,81 | 0,73 | 0,81 | 0,81 | 0,81 | 0,80 | 0,81 | 0,82 | 0,81 | 0,81 |
| Zbiór testowy | | | | | | | | | | |
| Miara/sieć | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| Minimum [cm] | 0,36 | 0,02 | 0,23 | 0,46 | 0,03 | 0,08 | 0,01 | 0,22 | 0,33 | 0,21 |
| 1 kwartył [cm] | 6,89 | 7,35 | 6,26 | 6,66 | 5,86 | 7,29 | 6,34 | 6,45 | 7,00 | 6,07 |
| Mediana [cm] | 13,77 | 16,29 | 14,11 | 13,78 | 13,03 | 15,20 | 13,50 | 13,92 | 14,41 | 14,81 |
| 3 kwartył [cm] | 24,09 | 27,51 | 25,25 | 24,39 | 25,54 | 26,38 | 23,81 | 25,32 | 25,27 | 25,52 |
| Maksimum [cm] | 75,59 | 91,69 | 70,27 | 75,90 | 78,89 | 65,90 | 69,68 | 77,93 | 76,53 | 78,01 |
| Średnia [cm] | 17,65 | 20,05 | 17,95 | 17,66 | 17,59 | 18,13 | 17,68 | 17,70 | 17,73 | 17,74 |
| Odchylenie standard. [cm] | 15,50 | 16,15 | 15,26 | 14,46 | 15,26 | 14,25 | 14,39 | 14,60 | 14,20 | 6,49 |
| Wsp. korelacji | 0,72 | 0,70 | 0,71 | 0,72 | 0,71 | 0,72 | 0,73 | 0,72 | 0,72 | 0,72 |

Rekonstrukcja wahań zwierciadła na stanowiskach leśnych

W celu uzyskania informacji o wahaniami zwierciadła wód gruntowych na stanowiskach położonych w innych – poza Poszyną – fragmentach Puszczy, podjęto badania zmierzające do ustalenia związku między wahaniami zwierciadła w Poszynie a wahaniami zwierciadła w tych właśnie fragmentach. Na dziewięciu stanowiskach leśnych zainstalowano piezometry, w których

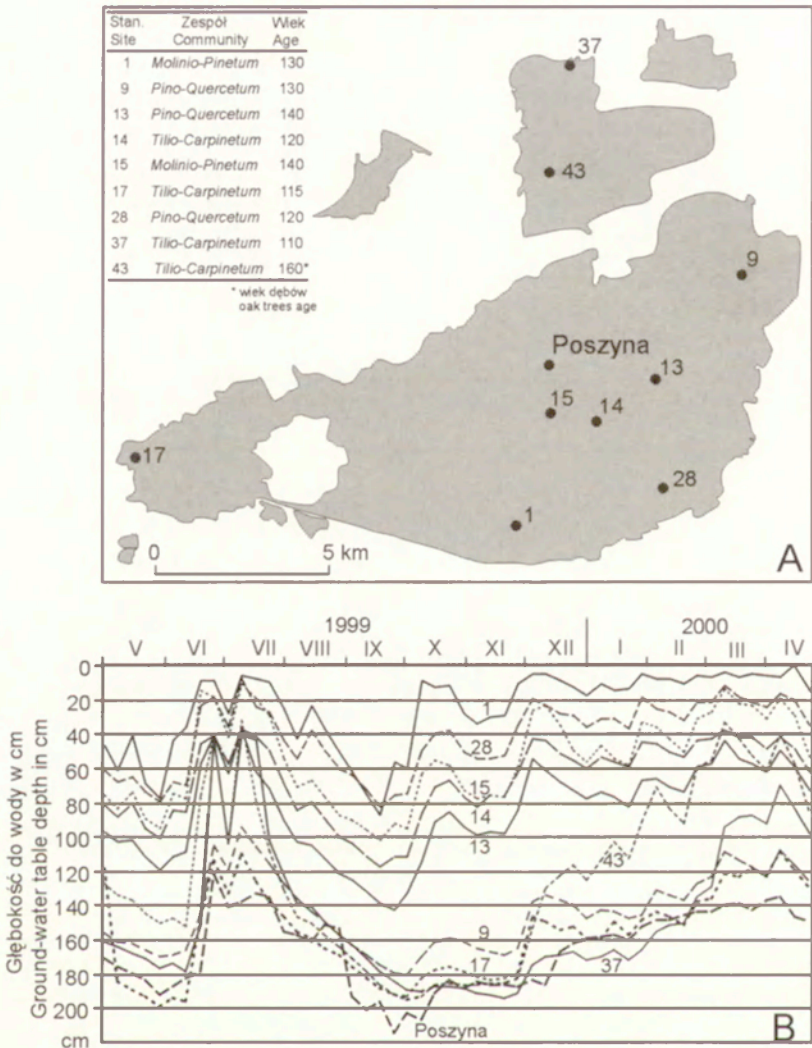


Ryc. 6. Porównanie stanów wód gruntowych z pomiarów i z symulacji na zbiorach uczącym (A) i testowym (B) oraz przebiegu zmierzonego i symulowanego stanu wód gruntowych (C) uzyskanych w drugim eksperymencie przykładowej sieci

Comparison of the measured and simulated groundwater levels for learning (A) and test (B) sets and comparison of the course of measured and simulated groundwater levels (C) obtained in the second experiment for the example net

od 3 maja 1999 do 25 kwietnia 2000 r. prowadzono cotygodniowe pomiary stanu wód gruntowych (podobnie jak w Poszynie). Wyboru stanowisk leśnych dokonano zgodnie z potrzebami badań dendrologicznych, tzn. wybrano siedliska o wieku drzewostanu przekraczającym 100 lat (ryc. 7A).

Stwierdzono wysoką zgodność przebiegu wahań zwierciadła na stanowiskach rozmieszczonych w różnych fragmentach Puszczy. Związki między stanami wody gruntowej w Poszynie a stanowiskami leśnymi są nieco silniejsze w przypadku wartości średnich miesięcznych niż w przypadku wartości tygodniowych (tab. 5 i ryc. 8). Pozwalają na odtworzenie stanów zwierciadła wód grun-



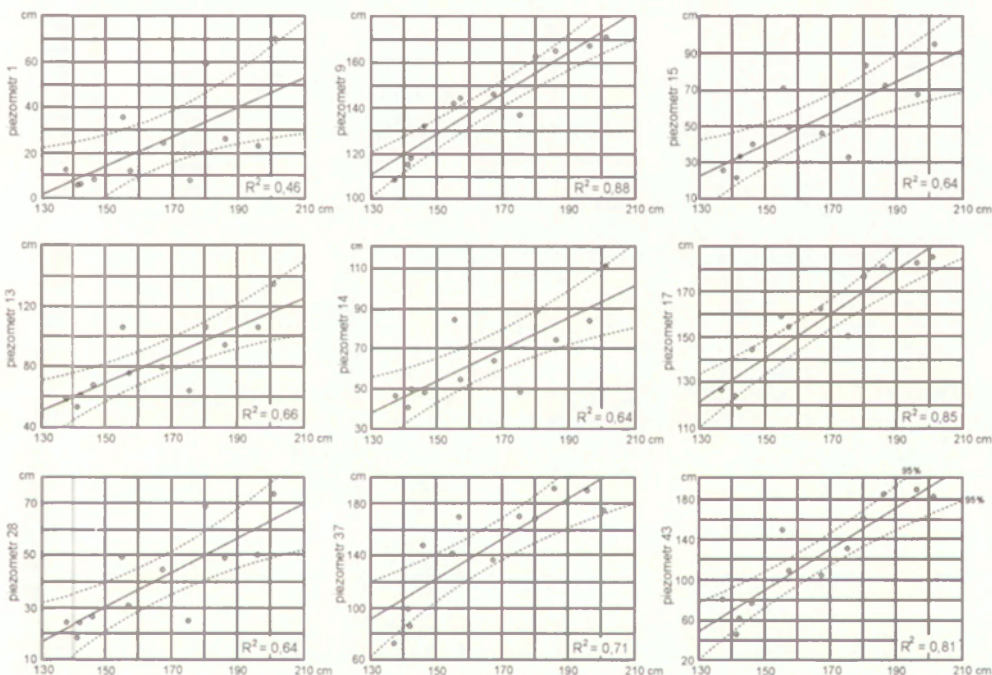
Ryc. 7. Rozmieszczenie piezometrów w Puszczy Niepolomickiej (A) i stany wód gruntowych w poszczególnych piezometrach w okresie od 3 maja 1999 r. do 25 kwietnia 2000 r. (B)

Location of piezometric well posts in the Niepolomice Forest (A) and groundwater levels at these wells in the period May 3, 1999 – April 23, 2000 (B)

towych na tych stanowiskach w całym okresie pomierzonych i zrekonstruowanych stanów zwierciadła w Poszyńnie. Problemem jest jednak to, że związki ustalone na podstawie jednorocznych badań mogą nie być reprezentatywne w odniesieniu do całego okresu stuletniego, z powodu zmieniającej się intensywności poboru wody gruntowo-glebowej przez starzejący się drzewostan oraz

Tabela 5. Regresja liniowa między stanami wód gruntowych w Poszynie (y) i na posterunkach piezometrycznych (x)

| Nr piezometru | Równanie regresji na podstawie średnich stanów miesięcznych | r | Równanie regresji na podstawie stanów tygodniowych | r |
|---------------|---|------|--|------|
| 1 | $x = 0,64y - 81,83$ | 0,68 | $x = 1,67y - 248,00$ | 0,60 |
| 9 | $x = 0,90y - 5,78$ | 0,94 | $x = 1,08y - 34,97$ | 0,90 |
| 13 | $x = 0,92y - 67,72$ | 0,81 | $x = 1,56y - 173,14$ | 0,75 |
| 14 | $x = 0,78y - 63,34$ | 0,80 | $x = 1,35y - 157,27$ | 0,74 |
| 15 | $x = 0,87y - 89,84$ | 0,80 | $x = 1,59y - 209,14$ | 0,72 |
| 17 | $x = 0,96y - 2,69$ | 0,92 | $x = 1,36y - 68,65$ | 0,84 |
| 28 | $x = 0,67y - 69,97$ | 0,80 | $x = 1,21y - 160,52$ | 0,73 |
| 37 | $x = 1,51y - 103,9$ | 0,84 | $x = 2,55y - 226,39$ | 0,82 |
| 43 | $x = 2,01y - 211,8$ | 0,90 | $x = 2,53y - 301,06$ | 0,86 |



Ryc. 8. Związek średnich miesięcznych stanów wód gruntowych w Poszynie i w piezometrach w Puszczy Niepołomickiej

Relationship between mean monthly groundwater levels in Poszyna and piezometric wells in the Niepołomice Forest

stopniowej zmiany warunków intercepcji i parowania z powierzchni gruntu.

Wieloletnie badania J. Sulińskiego (1981, 1990, 1993) wykazały istnienie związku między wiekiem drzewostanu i współczynnikiem filtracji utworów wodonośnych w strefie wahań zwierciadła a średnią jego głębokością, wyrażającą się formułą empiryczną:

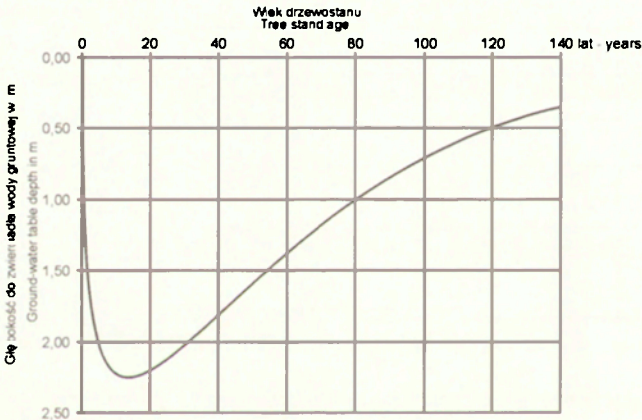
$$H_A = 40,05 \cdot K^{0,198} \cdot A^{0,278} \cdot e^{-0,20A} \quad (3)$$

gdzie: H – średnia głębokość zwierciadła wody gruntowej [m];

K – średni w profilu współczynnik filtracji gruntu [$10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$];

A – wiek drzewostanu [lata].

Zgodnie z powyższą formułą kulminacja poboru wody przez drzewostany sosnowe Puszczy Niepołomickiej następuje w wieku 13 lat, czego odzwierciedleniem jest najniższy w cyklu wzrostu średni roczny stan wody gruntowej (ryc. 9). Od tego czasu pobór wody przez drzewostan maleje, a tym samym zwierciadło wód gruntowych, przy założeniu nie zmienionych warunków meteorologicznych, stopniowo podnosi się.

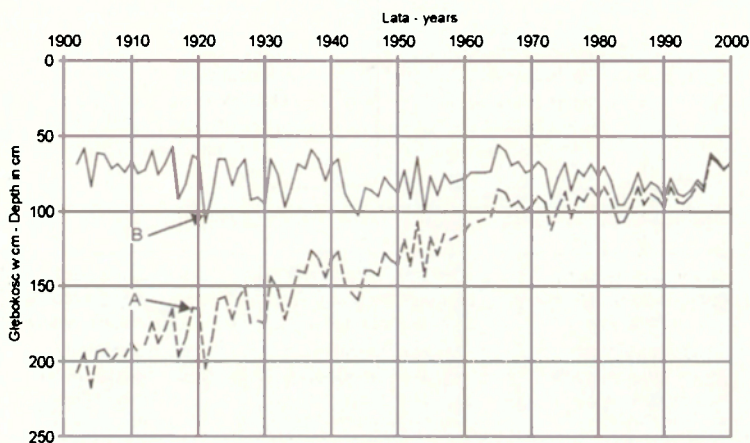


Ryc. 9. Głębokość zwierciadła wód gruntowych w drzewostanie sosnowym Puszczy Niepołomickiej w zależności od wieku drzew (0–140 lat) przy założonym współczynniku filtracji utworów wodonośnych $k = 5,8 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ (piasek średni)

Depth to groundwater in a pine stand in the Niepołomice Forest as a function of tree age (0–140 years). Assumed coefficient of filtration $k = 5,8 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ (medium sand)

Rozważenia wymaga zatem celowość uwzględnienia – w odniesieniu do każdego z wytypowanych stanowisk piezometrycznych – poprawki uwzględniającej zmieniający się wiek drzewostanu. Na rycinie 10 przedstawiono wynik zastosowania takiej poprawki na stanowisku 15, położonym najbliżej Poszyny, na którym występuje bór sosnowy wilgotny (*Molinio-Pinetum*) o wieku 140 lat. Współczynnik filtracji utworów wodonośnych w tym miejscu wynosi

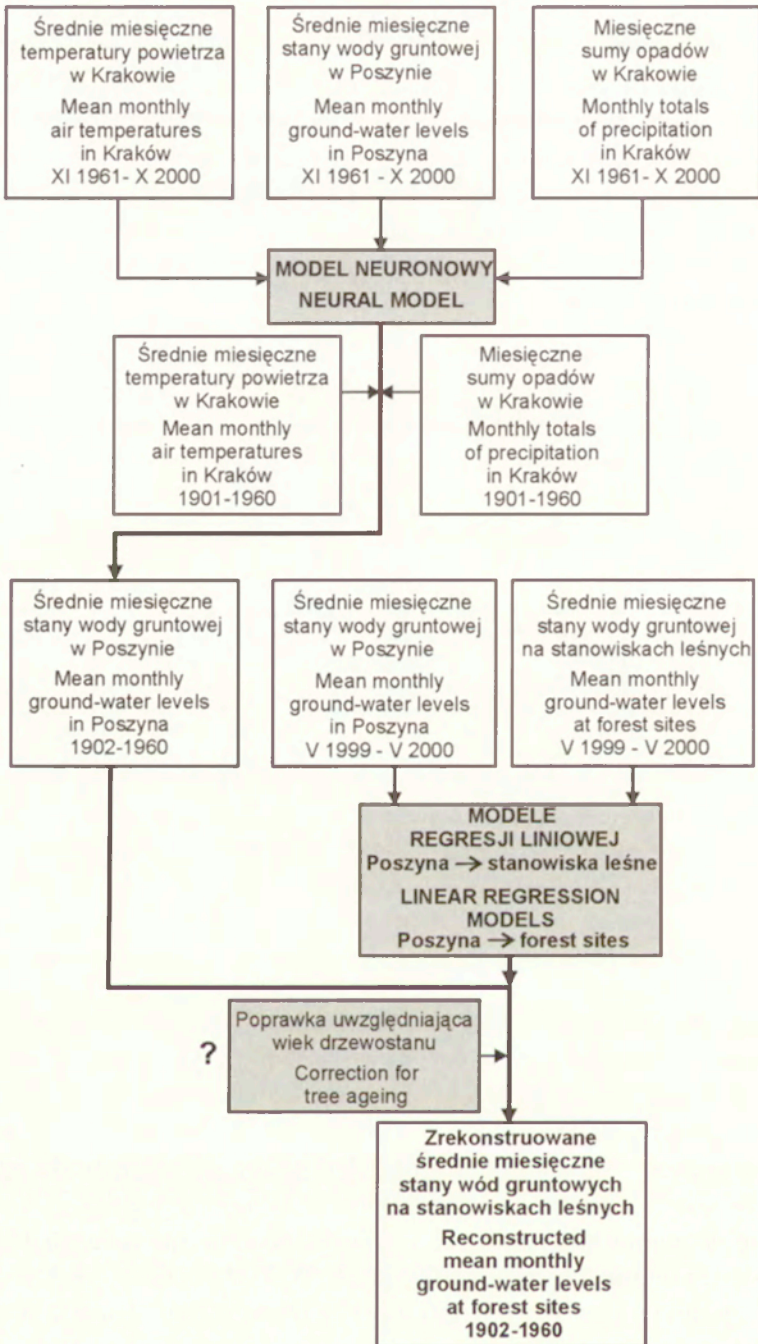
$k = 5,8 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Średnia roczna głębokość zwierciadła od maja 1999 do kwietnia 2000 r. wynosiła 0,54 m. Zgodnie z formułą (3) teoretyczna głębokość zwierciadła na stanowisku 15 powinna wynosić w 2000 r. (drzewostan 140-letni) – około 0,3 m, a np. w 1900 r. (drzewostan 40-letni) – około 1,8 m. Różnica stanów wód gruntowych w tych latach ($\Delta H = H_{2000} - H_{1900}$), obliczonych ze wzoru (3), wynosi zatem około 1,5 m. Na rycinie 10 przedstawiono odtworzone stany wody gruntowej na stanowisku 15 z uwzględnieniem i bez uwzględnienia poprawki. Różnica między stanami wyznaczonymi obiema metodami jest bardzo duża.



Ryc. 10. Wieloletni przebieg rocznych stanów wód gruntowych w piezometrze 15 z poprawką uwzględniającą wiek lasu (A) i bez tej poprawki (B)

Long-term course of groundwater level at piezometer 15 adjusted (A) and unadjusted (B) for tree-stand age

Zastosowanie poprawki nasuwa dwie wątpliwości. Po pierwsze, przyjęta procedura – zilustrowana powyższym przykładem – zakłada, że na posterunku reperowym w Poszynie nie zaznaczał się wpływ wieku lasu na pobór wody, gdyż posterunek jest zlokalizowany na polanie. Gdyby jednak przyjąć, że w Poszynie wpływ taki istnieje, należałoby uznać, że został on „przeniesiony”, za pośrednictwem regresji liniowej na rekonstruowane stany wody gruntowej na stanowiskach leśnych. Druga wątpliwość wynika z tego, że formuła (3) odnosi się do stanowisk sosnowych i prawdopodobnie nie należy jej stosować w odniesieniu do innych stanowisk leśnych. Należy mieć na uwadze także to, że las oddziałuje na stany wody gruntowej z różną intensywnością w zależności od dostępności wody (w większym stopniu przy stanach wysokich, w mniejszym – przy niskich). Należy zatem liczyć się z efektem sprzężenia zwrotnego, co istotnie ogranicza możliwości parametrycznej oceny wpływu wieku lasu na wody gruntowe.



Ryc. 11. Procedura rekonstrukcji wahań zwierciadła wód gruntowych w Puszczy Niepolomickiej

Flow diagram of reconstruction of groundwater level fluctuations in the Niepolomice Forest

Rycina 11 przedstawia całościowy schemat procedury rekonstrukcji stanów wód gruntowych w Puszczy Niepołomickiej w XX wieku.

Wnioski

Stwierdzono przydatność modelu neuronowego wykorzystującego średnie miesięczne temperatury powietrza i miesięczne sumy opadów w Krakowie do rekonstrukcji stanów wód gruntowych w Poszynie, położonej się w obrębie głównego kompleksu leśnego Puszczy Niepołomickiej. Za pomocą regresji liniowej między stanami wód gruntowych w Poszynie a stanami wód gruntowych w piezometrach rozmieszczonych w różnych miejscach Puszczy Niepołomickiej, jest możliwe odtworzenie stanów wód gruntowych na tych stanowiskach w okresie, gdy nie było pomiarów stacjonarnych. Celowość zastosowania poprawki uwzględniającej zmiany stanu wód gruntowych – w wyniku zmieniającego się zapotrzebowania drzewostanów na wodę wraz z ich wiekiem – jest dyskusyjna, z uwagi na nieznaną wielkość wpływu wieku lasu na stany wód gruntowych na stanowisku reperowym. Brak jest także podstaw do zastosowania takiej poprawki w odniesieniu do innych stanowisk leśnych niż sosnowe.

Piśmiennictwo

- Ciszewski S., 1998, *Modelowanie relacji opad–stan wody–przepływ przy pomocy sieci neuronowych*, [w:] J. Pociask-Karteczka (red.), *Zastosowanie sztucznych sieci neuronowych w hydrologii. Warsztaty hydrologiczne, Kraków 28–29 maja 1998 r.*, Instytut Geografii UJ, Kraków, s. 71–86.
- Ciszewski S., Żelazny M., 1996, *Modelowanie relacji opad–stan wody dla zlewni Starej Rzeki przy pomocy sieci neuronowych CP (counter-propagation)*, [w:] B. Więzik (red.), *Modelowanie matematyczne w hydrologii*, Politechnika Krakowska, Komitet Gospodarki Wodnej PAN i Uniwersytet Baltycki w Uppsali, Kraków, s. 17–27.
- , 1998, *Model neuronowy relacji opad–stan wody–przepływ dla zlewni Starej Rzeki*, [w:] A. Magnuszewski, U. Soczyńska (red.), *Hydrologia u progu XXI wieku*, Mądralin k. Warszawy, s. 83–92.
- , 1999, *Modelowanie relacji opad–stan wody z wykorzystaniem podobieństwa wzorców*, [w:] W. Chelmicki, J. Pociask-Karteczka (red.), *Interdyscyplinarność w badaniach dorzecza*, Instytut Geografii UJ, Kraków, s. 175–190.
- Hornik K., 1991, *Approximation capabilities of multilayer feedforward networks*, *Neural Networks*, 2, s. 251–257.
- Hornik K., Stinchcombe M., White H., 1989, *Multilayer feedforward networks are universal approximators*, *Neural Networks*, 2, s. 359–366.
- Izmailow B., Tyczyńska M., 1997, *Mapa głównych elementów rzeźby miejskiego województwa krakowskiego*, rękopis w Instytucie Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ w Krakowie.
- Lula P., Pociask-Karteczka J., 1996, *Próba oszacowania wielkości parowania za pomocą sieci neuronowej*, [w:] *Człowiek a środowisko*. 44 Zjazd PTG, Toruń, s. 145–147.

- , 1998, *Zastosowanie sztucznych sieci neuronowych do określania wielkości parowania*, [w:] J. Pociask-Karteczka (red.), *Zastosowanie sztucznych sieci neuronowych w hydrologii. Warsztaty hydrologiczne, Kraków, 28–29 maja 1998 r.*, Instytut Geografii UJ, Kraków, s. 87–91.
- Pociask-Karteczka J., 1999, *Sztuczne sieci neuronowe – nowa szansa w badaniach dorzecza?*, [w:] J. Kultuniak (red.), *Rzeki. Kultura, cywilizacja, historia*. T. 8, Wyd. Śląsk, Katowice, s. 123–139.
- Stork, D., Hassibi, B., 1993, *Second order derivatives for network pruning: Optimal Brain Surgery*, *Advances in Neural Information Processing Systems (NIPS)*, 5, s. 164–171.
- Suliński J., 1981, *Zarys klimatu, rzeźby terenu i stosunki wodne w Puszczy Niepołomickiej*, *Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej, PAN, Oddz. w Krakowie*, 9, s. 25–69.
- , 1990, *Wpływ wieku drzewostanów sosnowych na głębokości średnie zwierciadła wody gruntowej*, *Gospodarka Wodna*, 5, s. 108–110.
- , 1993, *Modelowanie bilansu wodnego w wymianie między atmosferą, drzewostanem i gruntem przy użyciu kryteriów ekologicznych*, *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej im. H. Kołłątaja w Krakowie, Rozprawy Habilitacyjne*, 179.
- Tadeusiewicz R., 1998, *Sieci neuronowe – chwilowa fascynacja?*, [w:] J. Pociask-Karteczka (red.), *Zastosowanie sztucznych sieci neuronowych w hydrologii. Warsztaty hydrologiczne, Kraków, 28–29 maja 1998 r.*, Instytut Geografii UJ, Kraków, s. 71–86.
- Trepińska J., 1971, *The secular course of air temperature in Cracow on the basis of the 140-year meteorological observations (1826–1965) made at the Astronomical Observatory of the Jagiellonian University*, *Acta Geophysica Polonica*, 19, 3, s. 277–304.

[Wpłynęło: maj 2002 r.; poprawiono: październik 2002 r.]

WOJCIECH CHEŁMIK, STANISŁAW CISZEWSKI, MARIUSZ KLIMEK,
MIROSLAW ŻELAZNY

RECONSTRUCTION OF GROUNDWATER LEVELS IN THE NIEPOŁOMICE FOREST (S POLAND) USING NEURAL NETWORKS

The Niepołomice Forest is situated close to the Nowa Huta steel complex built in the early 1950s. The groundwater table, alongside industrial emissions, has the potential to influence the state of the forest. The paper aims to reconstruct the groundwater fluctuations in the Niepołomice Forest in the years 1902–1960, having available the groundwater table data for 1961–2000 and meteorological data for the whole of the 20th century.

There has been only one groundwater monitoring post (Poszyna) in the Niepołomice Forest. The groundwater levels there have been measured on a weekly basis since 1953, although reliable data without major gaps only cover 1961–2000.

Other posts distributed in the surroundings of the Niepołomice Forest were operating irregularly and just for short periods. Long-term meteorological data are available for Kraków. Assuming a relationship between meteorological and groundwater variables and having available meteorological data for 1901–2000 (Kraków) and groundwater table data for 1961–2000 (Poszyna), an attempt was made to build a neural-network model of groundwater fluctuations for Poszyna, to reconstruct groundwater table fluctuations before 1961. The monthly means for groundwater levels and air temperature, and monthly totals for precipitation were used for model calibration.

A predictor concept was applied to solve the issue of groundwater level modelling on the basis of artificial neural networks. The method of learning artificial neural networks is a classical algorithm of back-propagation with momentum, mixed with pruning by optimal brain surgery. There are two modelling tasks. The first gives an answer to the question: how useful for groundwater level modelling at Poszyna are the meteorological data from Cracow. The series of both meteorological data and groundwater levels are the model inputs. The results are satisfactory. The pruning method gives us small networks, which are easily interpreted. The goal of the second task is the construction of a model that can be used to find a relationship between the groundwater level in Poszyna and the Cracow meteorological data. Although the results are not as good as in the previous case they are still useful in obtaining values close to the real ones. This model was used to perform a full conversion of the Cracow meteorological data into the Poszyna water level series.

Both reconstructed and observed groundwater levels at Poszyna mirror the periods of dry, medium and wet years. Having the groundwater levels for Poszyna for the whole of the 20th century, the next step was to reconstruct groundwater table fluctuations in other parts of the Niepołomice Forest area. In order to find the relationship between groundwater fluctuations at Poszyna and other parts of the Forest, nine piezometric wells were established in different parts of the Forest, and then used for a one-year (May 1999–April 2000) monitoring period, which was simultaneous with the one at Poszyna. The wells were located in tree stands at least 100 years old, to make possible future studies on the relationship between groundwater levels and tree stand condition. The one-year series of measurements has shown a well expressed linear relationship between water levels in the piezometric wells and Poszyna. This relationship was used for the calculation of groundwater levels at the monitoring sites for the whole of the 20th century. One of the factors to consider is the changing age of the tree stands and resulting changes in transpiration efficiency influencing groundwater levels over the period studied. The trial approach to the problem was made using the formula showing the dependence between the mean depth to a groundwater table, a stands' age, and the coefficient of filtration of water bearing deposits. The doubts connected with use of the formula arise due to the unknown effect of tree ageing at the Poszyna post, which is situated in a woodland glade.

Neural networks are a useful tool for groundwater level modelling based on meteorological variables. Linear regression between groundwater levels in different sites can be used for the spatial extrapolation of data. Further studies are needed to assess the influence of tree ageing on the long-term trend for groundwater levels.

Dynamika zmian dobowych i zróżnicowanie przestrzenne temperatury powietrza na Hali Gąsienicowej

The dynamic of daily fluctuation and the spatial differentiation of air temperature at Hala Gąsienicowa (Tatra Mts)

JAROSŁAW BARANOWSKI

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

Zarys treści. W artykule omówiono zróżnicowanie warunków termicznych przypowierzchniowej warstwy powietrza na Hali Gąsienicowej oraz ich związek z szatą roślinną, ukształtowaniem terenu i ekspozycją dosłoneczną. Scharakteryzowano średnią temperaturę dobową, policzono także temperatury ekstremalne oraz zmiany temperatury wraz z wysokością.

Słowa kluczowe: temperatura, Hala Gąsienicowa, roślinność, ukształtowanie terenu.

Wstęp

Dotychczasowe opracowania klimatu Tatr opierają się głównie na wynikach pomiarów kilku stacji meteorologicznych położonych w ich obrębie (w sposób nieprzerwany działają jedynie stacje na Kasprowym Wierchu i na Hali Gąsienicowej; okresowo pracowały także stacje w innych dolinach). Mało jest natomiast studiów, które opisywałyby lokalne stosunki klimatyczne wewnątrz masywu górskiego.

Najwięcej informacji o klimacie Tatr znajduje się w pracy zbiorowej pod redakcją Mikulaša Končeka *Klimat Tatr* (1974). Jest to jednak tylko ogólne spojrzenie na klimat gór, brak natomiast podejścia topoklimatycznego, opisu tego co dzieje się w poszczególnych dolinach, czy w różnych częściach tego samego stoku. W większości prac dotyczących tej problematyki ograniczono się do podania różnic pomiędzy kilkoma stacjami klimatycznymi w Tatrach lub u ich podnóża, a nie można mówić o mezo- czy mikroklimacie analizując dane z odległych stacji. M. Hess (1966) dokonał ilościowej charakterystyki wpływu różnych form terenowych na klimat, analizując dane z 16 stacji dobranych w pary tak, aby obie leżały na podobnej wysokości. W każdej parze jedna ze stacji znajdowała się na wypukłej, a druga na wklęsłej formie terenu. Jednak tylko kilka z tych stacji było położonych w obrębie Tatr. W innej pracy

autor ten dokonał powiązania stosunków termicznych z szatą roślinną (Hess, 1965 a, b), a następnie wydzielił piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich i opisał panujące tam stosunki mikroklimatyczne (Hess, 1970). Mówiąc o stosunkach klimatycznych w mniejszej skali nie można pominąć inwersji temperatury. Obszernie problematykę tę omawia już E. Romer (1912), podając pierwsze przykłady inwersji i omawiając je od strony genetycznej. W. Milata (1947) przytacza również przykłady inwersji w Tatrach i na Podhalu, podaje także częstość występowania inwersji pomiędzy Nowym Targiem a Zakopanem (Milata, 1955). W tym samym czasie inwersją temperatury na północnym skłonie Tatr zajmowali się J. i M. Orliczowie (1955), a szczegółową analizę inwersji temperatury Tatr Słowackich przedstawił. Petrowić (1953). Już w późniejszych latach, na podstawie materiałów zebranych na nowo utworzonej stacji, charakterystykę klimatyczną jednej z największych dolin tatrzańskich przedstawił T. Szczęsna i M. Kłapa (1961) w pracy pt. *Klimat Hali Gąsienicowej*. Porównywano również warunki termiczne na stacjach górskich z warunkami panującymi na stacjach podgórskich (Morawska-Horawska, 1989).

Chcąc rozpatrywać jednak lokalne właściwości klimatu oraz poznać genetykę i strukturę zjawisk tam występujących należy sięgnąć do bezpośrednich badań terenowych, nie pomijając oczywiście danych uzyskiwanych na stacjach meteorologicznych.

Cel pracy i metoda

Celem pracy jest pokazanie dynamiki zmian dobowych i zróżnicowania przestrzennego temperatury powietrza w warunkach górskich na przykładzie Hali Gąsienicowej, Doliny Olczyńskiej i Zakopanego.

Podstawą analizy były dane pomiarowe zebrane w okresie od 10 do 21 sierpnia 2000 r. z 11 stanowisk usytuowanych głównie na Hali Gąsienicowej w dwóch profilach: I – Świnicka Kotlinka–Zielony Staw–Kasprowy Wierch; II – Żółta Turnia–Dolina Olczyńska–Zakopane IMGW. Stanowiska pomiarowe znajdowały się w różnych częściach Hali Gąsienicowej, w Kotle Świnickim, Dolinie Olczyńskiej, na Kasprowym Wierchu i w Zakopanem. Położenie punktów różniło się pod względem zarówno wysokości n.p.m., jak i rodzaju podłoża (tab. 1, ryc. 1). Punkty leżące poza rejonem Hali Gąsienicowej zostały wybrane tylko do celów porównawczych, toteż rycina 1 ich nie zawiera. Pomiar temperatury wykonywano automatycznie co 1 minutę za pomocą minirejestratorów firmy HOBO na wysokości 5 cm nad powierzchnią gruntu. Jedynie na Kasprowym Wierchu temperatura mierzona była w klatce meteorologicznej na dachu obserwatorium. Dodatkowo w 3 punktach: w Koziej Dolince, nad Kurtkowcem i na Hali Gąsienicowej mierzono promieniowanie słoneczne i prędkość wiatru.



Ryc. 1. Teren badań: 1 – punkty pomiarowe, 2 – zabudowania, 3 – szczyty górskie, 4 – strumienie i jeziora, 5 – granica państwa, 6 – grzbiezy górskie, 7 – droga

The area under investigations: 1 – observation point, 2 – built-up areas, 3 – peaks, 4 – streams and lakes, 5 – state border, 6 – mountain ridges, 7 – road

Wyniki

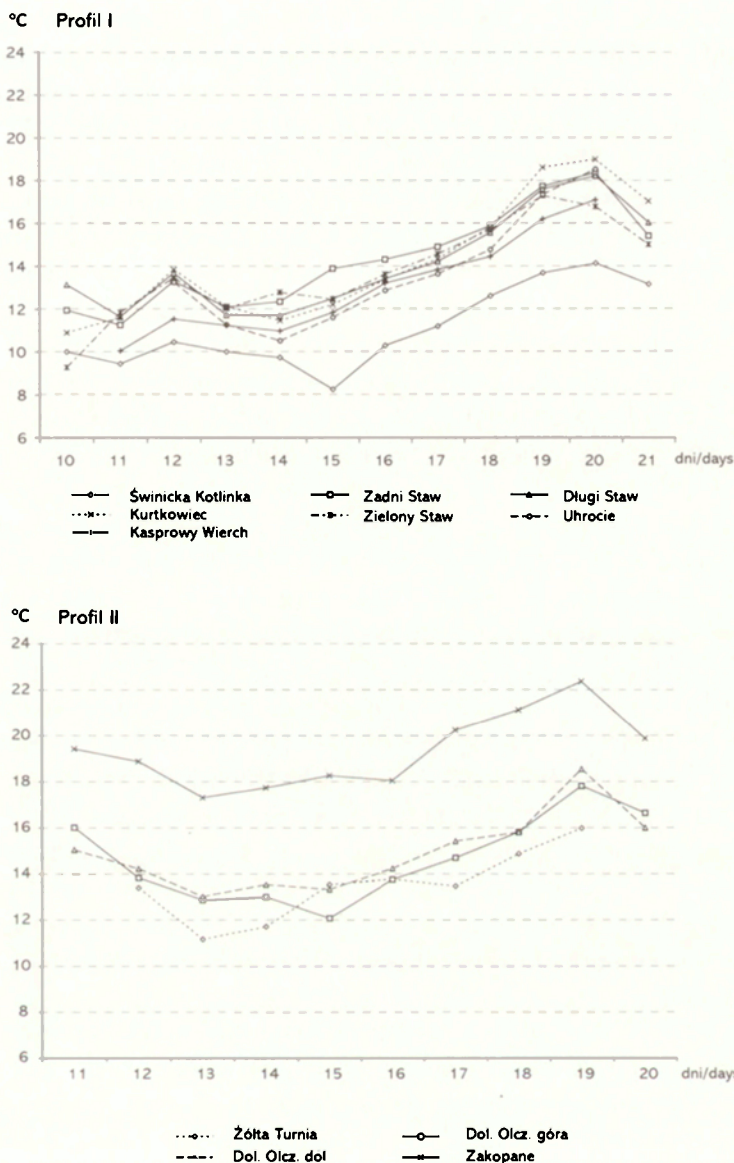
Średnia dobowa temperatura powietrza

Średnia dobowa temperatura powietrza została obliczona poprzez uśrednienie wartości zmierzonych podczas badań terenowych. Z uwagi na to, iż punkty pomiarowe usytuowane były na różnych wysokościach i formach terenu, obserwowano kilkustopniowe różnice temperatury powietrza między poszczególnymi punktami. Rozpatrując wartości średniej temperatury dobowej należy

Tabela 1. Charakterystyka stanowisk pomiarowych

| Lp. | Nazwa punktu | Wysokość n.p.m. | Opis stanowiska |
|-----|-------------------------|--------------------|---|
| 1 | Świnicka Kotlinka | 1930 | Tuż pod ścianą północnego filaru Świnicy, na niewielkiej półce skalnej porośniętej niską trawą. |
| 2 | Zadni Staw | 1865 | Wyniesienie skalne nad Zadnim Stawem porośnięte niewielką trawą. |
| 3 | Długi Staw | 1815 | Wyniesienie skalne nad Długim Stawem, pokryte niską trawą w otoczeniu kosodrzewiny. |
| 4 | Kurtkowiec | 1689 | Głazowisko 3 m od jeziora, porośnięte mchem i małą trawą w otoczeniu dosyć wysokiej kosodrzewiny. |
| 5 | Zielony Staw | 1675 | 10 m od południowego brzegu Zielonego Stawu. Podłoże dosyć wilgotne, porośnięte rzadką trawą, porostami i mchami. |
| 6 | Uhrocie Kasprowe | 1835 | Szczyt wzniesienia porośnięty trawą. |
| 7 | Kasprowy Wierch | 1988 | Klatka meteorologiczna na Kasprowym Wierchu. |
| 8 | Żółta Turnia | 2086 | Szczyt porośnięty dosyć niską trawą. |
| 9 | Dolina Olczyńska (góra) | 1250 | Półka skalna na dosyć stromym północnym zboczu w niskim lesie. |
| 10 | Dolina Olczyńska (dół) | 1090 | Niewielka polana w świerkowym lesie porośnięta wysoką, bujną trawą. |
| 11 | Zakopane IMGW | 835 | Ogródek meteorologiczny w IMGW. |

brać pod uwagę nie tylko wysokość danego punktu n.p.m., pokrycie szatą roślinną lub czas insolacji, ale również fakt, czy stanowisko znajduje się w obrębie masywu górskiego, czy na pojedynczym szczycie. Nie zawsze wyniesienie n.p.m. w pełni decyduje o wartościach temperatury powietrza. Temperatura na Żółtej Turni, pomimo znacznej wysokości (2086 m n.p.m.), osiągała podobne wartości jak temperatura powietrza na stanowiskach znajdujących się przy Zielonym Stawie, Kurtkowcu i Uhrociu Kasprowym (ryc. 2). Stanowiska te – z wyjątkiem punktu Kurtkowiec – miały podobne podłoże trawiaste. W tym przypadku istotny okazał się nie tylko czas insolacji czy wyniesienie terenu, ale również fakt, że Żółta Turnia podlega wpływom pogody na Podhalu. Wskazują na to notowane wartości temperatury powietrza, które na Żółtej Turni były bardzo zbliżone do tych z Doliny Olczyńskiej. Średnia temperatura dobową z okresu badań wynosiła na Żółtej Turni 13,5°C, podczas gdy w punkcie Dolina Olczyńska dół, leżącym około 990 m niżej była ona wyższa tylko o 1,4 deg, a na stanowisku Dolina Olczyńska góra (1250 m n.p.m.) o 1,1 deg. Punkt Dolina Olczyńska góra reprezentował środowisko leśne, trawiaste, natomiast Dolina Olczyńska dół – polaną śródleśną o bogatym podłożu trawiastym. Uzyskane



Ryc. 2. Zmiany z dnia na dzień średniej dobowej temperatury powietrza
Day-to-day changes in mean daily air temperature

wyniki mogą świadczyć o większych różnicach termicznych wewnątrz Tatr niż pomiędzy Tatrami a Podhalem. Nakłada się na to silne oddziaływanie powietrza znad Podhala oraz możliwość szybkiego splywu chłodnego powietrza po północnym skłonie Tatr z uwagi na brak znaczących przeszkód orograficznych.

Punkty położone najwyżej (Żółta Turnia) i najniżej (Zakopane) miały

podobne pokrycie terenu, ale inny charakter rzeźby. Stanowisko pierwsze reprezentuje warunki szczytowe, podczas gdy stacja zakopiańska – dno Rowu Podtatrzańskiego. Różnica średniej temperatury dobowej z okresu badań pomiędzy tymi punktami wynosiła 5,8 deg, przy różnicy wysokości 1251 m.

Każdy z rozpatrywanych punktów położony jest na innej wysokości, utrudnia to analizę wpływu rzeźby terenu i szaty roślinnej na stosunki termiczne. Punkty nad Zadnim Stawem i na szczycie Uhrocia Kasprowego leżą na podobnej wysokości. Punkt usytuowany na Uhrociu Kasprowym na zrównaniu grzbietowym w pobliżu kulminacji szczytowej reprezentuje niski grzbiet ograniczający Halę Gąsienicową od strony zachodniej. Stanowisko nad Zadnim Stawem umieszczone było na wyniesieniu skalnym porośniętym niską trawą, w otoczeniu kosodrzewiny, niedaleko stawu. Warunki klimatyczne tam panujące mogą charakteryzować dna dolin ze zbiornikami wodnymi. W większości przypadków temperatura w punkcie Zadni Staw była wyższa niż na Uhrociu Kasprowym, o czym w głównej mierze decydowało sąsiedztwo zbiornika wodnego i położenie na różnych formach terenu, gdyż szata roślinna była podobna. Uhrocie Kasprowe stanowi przeszkodę terenową dla wiatrów z sektora wschodniego i zachodniego. Większa prędkość wiatru w partiach szczytowych i większe ochładzanie powoduje, że podłoże na Uhrociu Kasprowym znacznie szybciej ulega wychłodzeniu. Rodzaj szaty roślinnej w obu przypadkach był podobny. Warunki termiczne zbliżone do panujących nad Zadnim Stawem notowane były także nad Zielonym Stawem i Kurtkowcem, pomimo że te dwa leżą znacznie niżej. Wspólną cechą tych wszystkich miejsc jest bliskie sąsiedztwo zbiornika wodnego i położenie w dnie doliny, co w dużej mierze wpływało na uzyskane wartości. Średnia temperatura dobową wynosiła od 14,2°C nad Długim Stawem do 14,3°C nad Zadnim Stawem. W sąsiedztwie Zielonego Stawu wartości temperatury były o około 0,5°C niższe z uwagi na położenie bliżej zbocza i większe zacienienie.

Czasem specyficzne warunki przyrodnicze na niektórych stanowiskach silnie determinowały warunki termiczne niż by to wynikało z ogólnych tendencji zmian temperatury powietrza. Na przykład 10 sierpnia najniższą średnią temperaturę dobową w profilu I zanotowano w punkcie Zielony Staw, położonym najniżej spośród punktów na Hali Gąsienicowej, gdzie raczej można by się spodziewać sytuacji odwrotnej. 15 sierpnia na większości stanowisk obserwowano wzrost temperatury powietrza w stosunku do dnia poprzedniego, jedynie w Świnickiej Kotlinie nastąpił jej znaczny spadek. Mogło to być spowodowane zaleganiem soczewki wychłodzonego powietrza, która ze względu na niekorzystne warunki radiacyjne i duże zacienienie od strony południowej, mogła się tam utrzymywać dłużej.

Istotnym czynnikiem kształtującym stosunki termiczne w górach oprócz promieniowania słonecznego i ogólnej cyrkulacji atmosferycznej jest szata

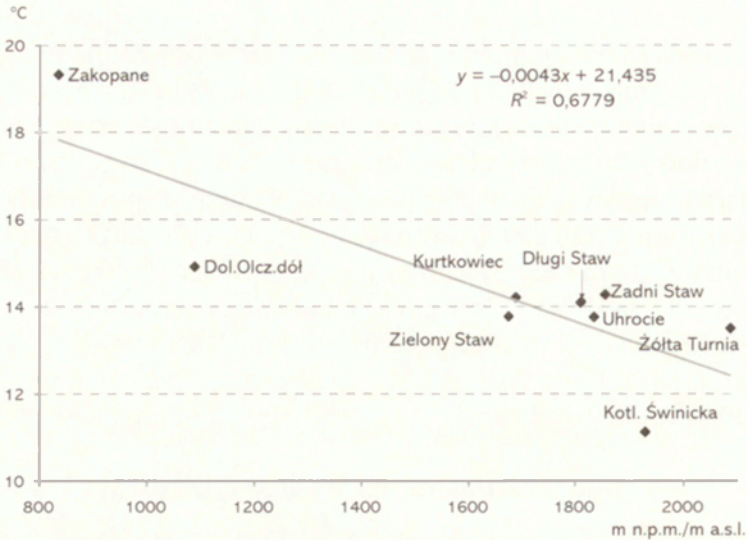
roślinna i ekspozycja dosłoneczna terenu. Znajduje to bezpośrednie odbicie w zarejestrowanej temperaturze powietrza: w punktach Zadni Staw i Kurtkowiec było znacznie cieplej niż na pozostałych stanowiskach. Przyczyną takiej sytuacji jest zacienienie niektórych punktów pomiarowych przez grań Skrajnej i Pośredniej Turni. Sąsiedztwo Zielonego Stawu, stosunkowo silny wiatr powodujący intensywne mieszanie powietrza w warstwie przy powierzchniowej oraz szata roślinna (np. kosodrzewina zmniejszająca prędkość wiatru na Kurtkowcu i przy Zadnim Stawie) wpływa na wzrost temperatury powietrza.

Zmiany średniej dobowej temperatury powietrza z dnia na dzień w badanym okresie są niewielkie i wynoszą średnio od 0 do 4 deg. Najmniejsze zmiany notowano od 15 do 19 sierpnia (0,5 do 1,0 deg), a największe z 12 na 13 sierpnia i 19 na 20 sierpnia (5,5 deg).

Zmiana temperatury wraz z wysokością

W celu pokazania zmian temperatury powietrza wraz z wysokością obliczono odchylenia od uśrednionego liniowego profilu temperatury ($y = -0,0043x + 21,435$) (ryc. 3). Do porównania wybrano miejsca o podobnych warunkach podłoża (przeważnie była to niska trawa, wyjątek stanowił punkt Dolina Olczyśka dół o bujnej roślinności trawiastej). W większości punktów obserwowano niewielkie odchylenie temperatury powietrza, nie przekraczające 1 deg. Stanowiska te, z wyjątkiem punktu na Uhrociu Kasprowym, położone były w dnie doliny w pobliżu stawów. Różnica wysokości pomiędzy skrajnymi punktami wynosiła około 200 m. Oprócz charakteru podłoża, wspólną cechą tych stanowisk, mającą wpływ na uzyskane wartości była obecność zbiornika wodnego oraz położenie w dnie doliny. Na stanowisku Świnicka Kotlinka (1930 m n.p.m.), które reprezentuje północne zbocza wysokich szczytów, temperatura powinna być wyższa o 2,1 deg. Różnica wynika z dużego zacienienia punktu w godzinach największej insolacji. Najwyżej położony punkt na Żółtej Turni (2086 m n.p.m.) reprezentował warunki szczytowe, ale ze względu na skrajne położenie w całym masywie tatrzańskim temperatura tam zanotowana była wyższa od wynikającej z równania o 1 deg. Odchylenie o -1,8 deg w punkcie Dolina Olczyśka dół było spowodowane bujniejszą roślinnością oraz położeniem na polanie śródleśnej, gdzie drzewa ograniczały dopływ bezpośredniego promieniowania słonecznego. Poza tym jest to miejsce, w którym mogły powstawać lokalne inwersje na skutek zadrzewienia i blokowania spływu chłodnego powietrza.

Do celów porównawczych jeden z punktów umieszczono poza obszarem Tatr, w ogródku meteorologicznym IMGW w Zakopanem. W podłożu występowała trawa, ale nie była to roślinność naturalna, również otoczenie miało duży wpływ na uzyskane wartości temperatury powietrza. Odchylenie wynikające



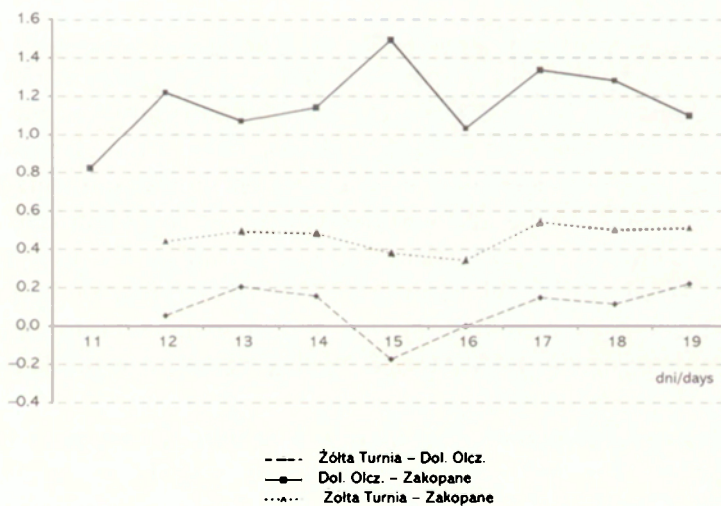
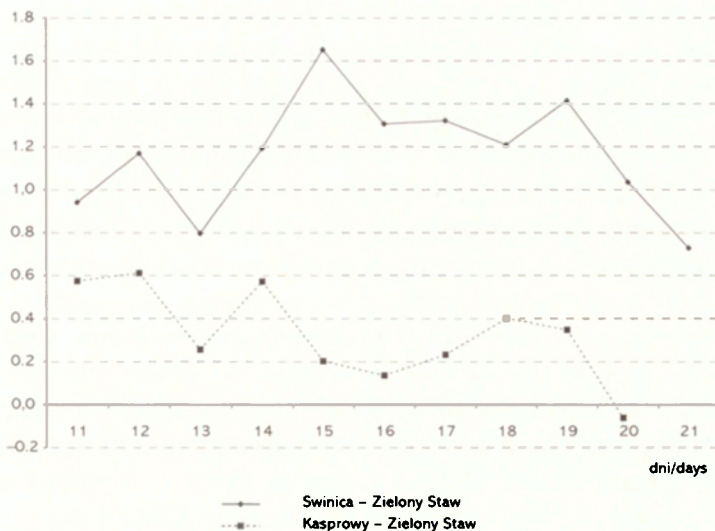
Ryc. 3. Zmiany temperatury powietrza zależnie od wysokości

Changes in air temperature due to elevation

z równania w tym punkcie wynosiło +1,5 deg, co należy tłumaczyć oddziaływaniem miasta oraz położeniem w dnie Rowu Podtatrzańkiego.

Stanowisko na Kasprowym Wierchu, chociaż usytuowane nad powierzchnią sztuczną (klatka meteorologiczna na dachu obserwatorium) cechowało się odchyleniem temperatury powietrza zaledwie o 0,2 deg, w tym przypadku wpływ podłoża okazał się więc mniej istotny.

Chociaż punkty pomiarowe były ulokowane w nieco odmiennych warunkach podłoża, policzono gradienty termiczne (na 100 m wysokości) pomiędzy następującymi punktami: Świnicka Kotlinka–Zielony Staw, Kasprowy Wierch–Zielony Staw, Żółta Turnia–Dolina Olczyńska, Dolina Olczyńska–Zakopane i Żółta Turnia–Zakopane (ryc. 4). Nie jest to profil typowo pionowy, więc uzyskane wartości gradientów temperatury powietrza są zniekształcone poprzez wpływ podłoża, roślinności i ekspozycji, niemniej jednak pokazują, jak powyższe czynniki mogą wpływać na gradient termiczny. Uzyskane wartości gradientów temperatury znacznie różnią się od tych, jakie wynikałyby ze spadku temperatury wraz z wysokością w swobodnej atmosferze. Największe spadki temperatury na 100 m wysokości zanotowano w profilu Zielony Staw–Swinicka Kotlinka (od 1,0 do 1,5 deg), nieco mniejsze w profilu leżącym znacznie niżej, tzn. Dolina Olczyńska góra–Zakopane (od 1,0 do 1,3 deg). W profilu Dolina Olczyńska góra–Żółta Turnia gradient wynosi niewiele ponad 0 deg. Biorąc pod uwagę cały profil 2, a więc począwszy od Zakopanego aż do Żółtej Turni, gradient wynosi tu 0,5 deg. Gradienty termiczne nie rozkładają się więc równomiernie



Rvc. 4. Gradient temperatury powietrza na 100 m

Gradient of air temperature at profiles I and II

wraz ze wzrostem wysokości, a są uzależnione w dużej mierze od ekspozycji dosłonecznej, ukształtowania terenu, zasłonięcia horyzontu i szaty roślinnej.

Zmniejszenie się gradientów temperatury może też być spowodowane występowaniem inwersji termicznej. Analiza przebiegów dobowych temperatury powietrza wykazała występowanie lokalnych inwersji termicznych. Inwersje w skali makro na północnym przedpolu Tatr są dosyć dobrze opisane

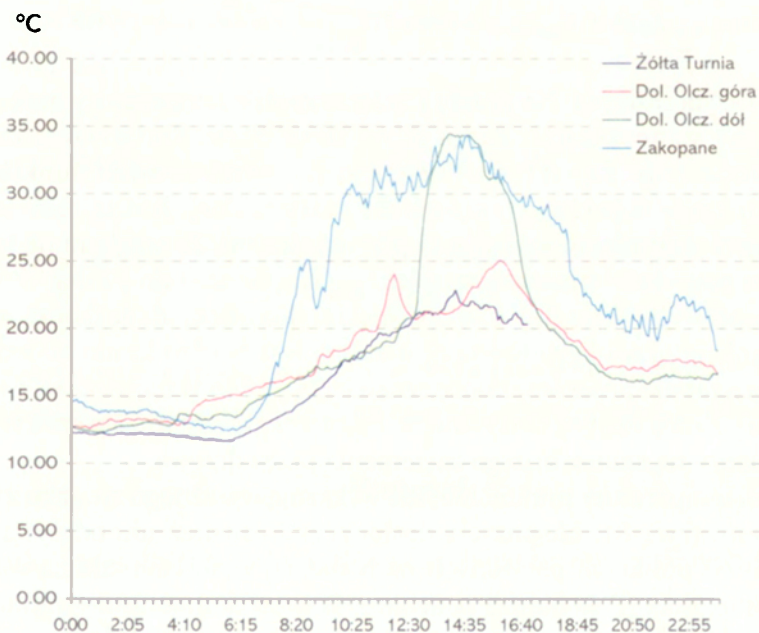
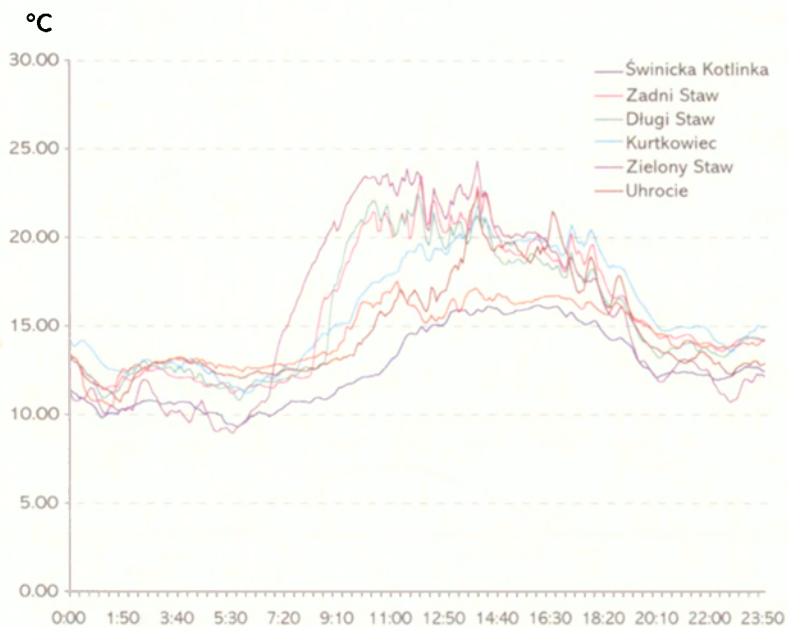
w literaturze klimatologicznej, jednak w mniejszej skali (dolina, kotlina, zbocze) ich poznanie jest znacznie słabsze. Znany jest wpływ wiatru halnego na powstawanie inwersji (Romer, 1912), występowanie kotlin chłodu, czy częstość inwersji ogólnie na przedpołu Tatr. Aby coś powiedzieć o inwersjach w skali mikro konieczne są badania szczegółowe. Pomiary prowadzone przez pracowników IGiPZ PAN w sierpniu 2000 r. są tylko namiastką tego, co należałoby zrobić przez dłuższy okres, aby dokładnie poznać częstość lokalnych inwersji, ponieważ w sierpniu inwersje występują dosyć rzadko. Najliczniej obserwuje się je w zimnej części roku z głównym maksimum częstości w styczniu i drugorzędnym w październiku. Zimowe i jesienne inwersje, występujące na całym północnym skłonie Tatr i w kotlinach tam położonych, są związane przede wszystkim z układami wyżowymi obejmującymi znaczny obszar Europy Środkowej. Występują one najczęściej przy pogodzie bezchmurnej lub niewielkim zachmurzeniu, ciszy lub słabym wietrze i mają charakter radiacyjny. Tego typu inwersje występują na znacznych obszarach górskich; są to inwersje regionalne, obejmujące swym zasięgiem cały region tatrzańsko-podhalański aż do znacznych wysokości.

Najważniejszymi lokalnymi czynnikami sprzyjającymi powstawaniu inwersji w skali mikro są utrudnienia w splywie chłodnego powietrza w dół doliny, a tworzą je załomy skalne, wąskie „bramy” oraz bujna roślinność. Są to przeważnie inwersje radiacyjne lub radiacyjno-dynamiczne, a na ich wystąpienie narażone są głównie dna dolin i kotlin śródgórskich. Przykład inwersji przedstawiono na rycinie 5. Temperatura powietrza zanotowana w punkcie Zielony Staw – nocą z 14 na 15 sierpnia była o 3 deg niższa niż na Kasprowym Wierchu. Podobna sytuacja wystąpiła w nocy z 18 na 19 sierpnia, kiedy niewielką inwersję termiczną zanotowano również w Zakopanem. Temperatura w ogródku meteorologicznym IMGW była o 2,5 deg niższa niż w punkcie Dolina Olczyńska góra.

Bardzo ciekawy jest przebieg temperatury w dniu 19 sierpnia (ryc. 5). Pomimo że przez cały dzień występowała słoneczna pogoda, od godzin przedpołudniowych obserwowano spadek temperatury. Było to spowodowane pojawieniem się chłodnej i świeżej masy powietrza, na co wskazuje zanotowany spadek wilgotności powietrza oraz wzrost widzialności. Natężenie promieniowania słonecznego w tym dniu przedstawiono na rycinie 6, jego wartość w godzinach południowych wynosiła około 1000 W m^{-2} .

Temperatury ekstremalne

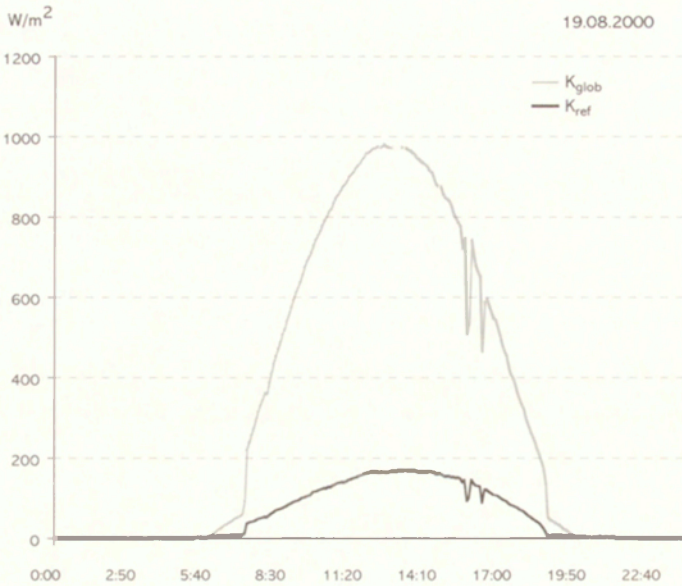
Obserwuje się dosyć dużą korelację pomiędzy temperaturą maksymalną (t_{\max}) a wysokością n.p.m. (ryc. 7). Ogólnie biorąc wartość t_{\max} zmniejsza się wraz ze wzrostem wysokości n.p.m. Bardzo istotna jest również ekspozycja do-



Ryc. 5. Przebieg dobowy temperatury powietrza w dniu 19 VIII 2000 r.

Daily course for air temperature on 19 VIII 2000

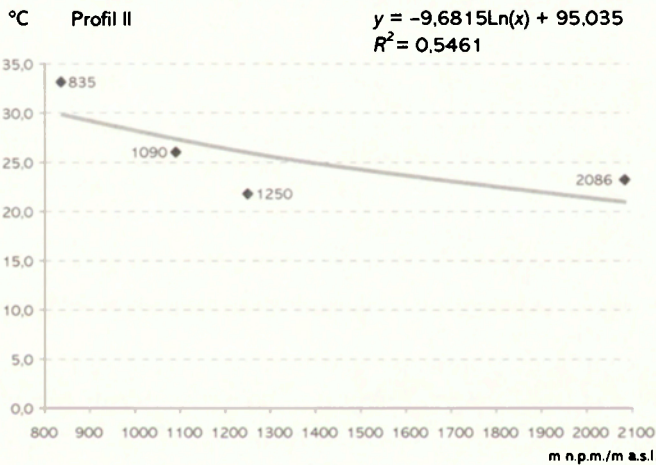
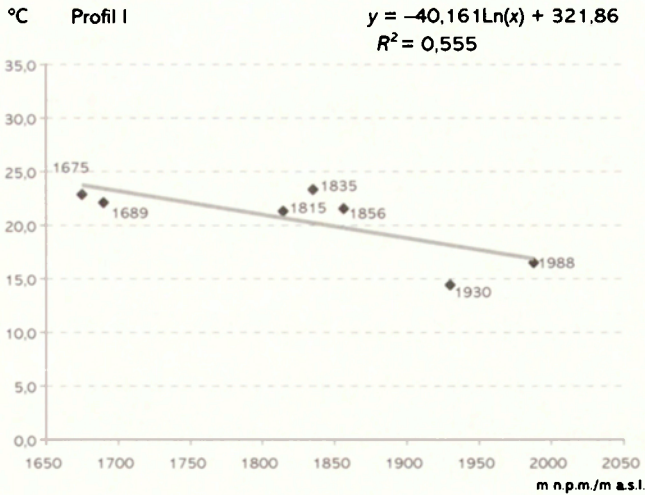
<http://rcin.org.pl>



Ryc. 6. Promieniowanie słoneczne całkowite K_{glob} i odbite K_{ref} w dniu 19 VIII 2000 r.
Daily course of global (K_{glob}) and reflected (K_{ref}) solar radiation on 19 VIII 2000

słoneczna i szata roślinna. Na profilu I zróżnicowanie temperatury maksymalnej pomiędzy stanowiskami: Zadni Staw, Długi Staw, Kurtkowiec, Zielony Staw i Uhrocie waha się od 0 do 4 deg. Żaden z wymienionych punktów nie ma jednoznacznie najwyższej temperatury maksymalnej. Jest to spowodowane podobnymi warunkami solarnymi i przyrodniczymi. Ze względu na wyższe położenie n.p.m. dużo mniejsze wartości t_{max} (rzędu od 4 do 10 deg) notowano na Kasprowym Wierchu i w Świnickiej Kotlinie; dodatkowo w tym drugim punkcie okres bezpośredniej insolacji jest bardzo krótki ze względu na duże zacienienie przez otaczające szczyty. Na profilu II największe wartości temperatury maksymalnej notowano w Zakopanem, najmniejsze zaś w Dolinie Olczyńskiej – na skutek dużego zacienienia przez drzewa.

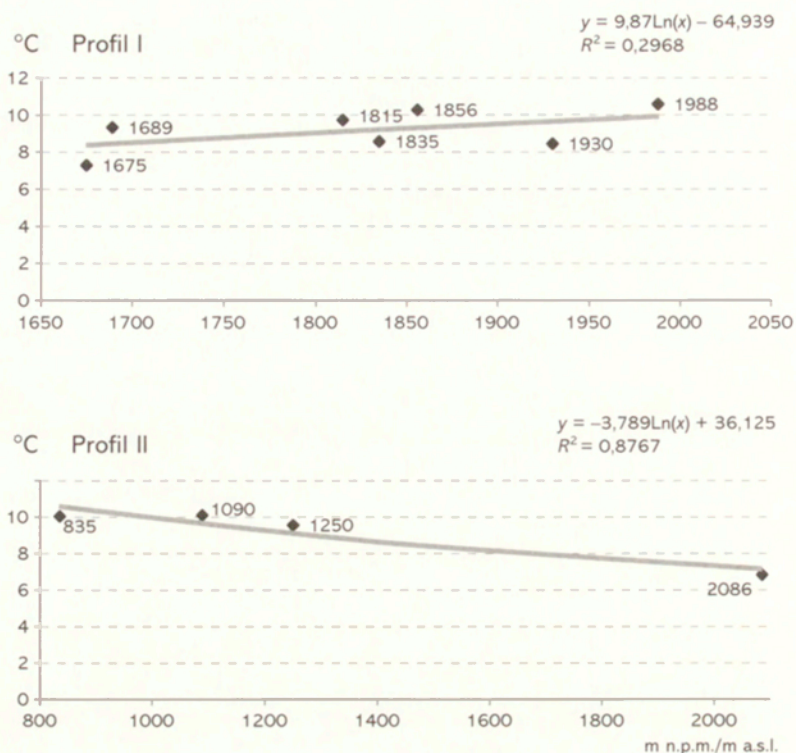
Wartości temperatury minimalnej nie wykazują wyraźnego związku z wysokością n.p.m. (ryc. 8). Ekspozycja dosłoneczna również nie odgrywa tutaj istotnej roli (w punktach położonych na podobnej wysokości, ale na różnych zboczach wartości t_{min} są bardzo podobne). Wartość temperatury minimalnej zależy raczej od rodzaju podłoża. W profilu I najniższe wartości t_{min} notowano w punktach gdzie występowała bujna trawa, najwyższe zaś – w punktach wyniesionych nieco nad powierzchnię terenu bądź odsłoniętych, tak jak w przypadku Kasprowego Wierchu czy Zadniego Stawu. W profilu II najniższą temperaturę minimalną notowano na Żółtej Turni.



Ryc. 7. Związek pomiędzy wysokością n.p.m. i temperaturą maksymalną powietrza w profilach I i II
Relationship between altitude (a.s.l.) and maximum air temperature at profiles I and II

Wnioski

Krótki okres badań uniemożliwia wyciągnięcie zbyt ogólnych wniosków. Pomiary prowadzone były w okresie letnim zaledwie przez 11 dni, przy dużych wysokościach Słońca i długim okresie insolacji, w pełni sezonu wegetacyjnego. Jednakże zebrany materiał pozwolił na porównanie i wychwycenie różnic w rozkładzie temperatury powietrza. Możliwe było określenie wpływu nie tylko ekspozycji czy ukształtowania terenu, ale i szaty roślinnej na temperaturę



Ryc. 8. Związek pomiędzy wysokością n.p.m. i temperaturą minimalną powietrza w profilach I i II
Relationship between altitude (a.s.l.) and minimum air temperature at profiles I and II

powietrza. Niewątpliwie istotne znaczenie dla warunków termicznych przy powierzchniowej warstwy powietrza ma samo położenie formy terenu względem głównego łańcucha górskiego. Warunki termiczne form brzegowych, mimo znacznych wysokości, są pod wpływem klimatu przedgórze, w związku z czym ich termika bardziej nawiązuje do tego, co dzieje się na przedpolu niż w samych górach. Znacznie większe jest zróżnicowanie termiczne pomiędzy różnymi formami terenu położonymi we wnętrzu gór niż pomiędzy Rowem Podtatrzańskim a Żółtą Turnią.

W znaczący sposób termika dolnej warstwy atmosfery jest kształtowana przez wiatry. W miejscach dobrze przewietrzanych średnia temperatura dobową jest z reguły niższa aniżeli po stronie zawietrznej. Poza tym mieszanie powietrza eliminuje możliwość powstania inwersji termicznych, chociaż niektóre typy wiatru mogą przyczyniać się do powstania inwersji, głównie na przedpolu Tatr. Wiatr halny spadając na bezpośrednie przedpole podnosi temperaturę powietrza, podczas gdy w formach bardziej odległych mogą zalegać masy chłodnego powietrza z poprzedniego okresu pogody radiacyjnej.

Duży wpływ na rozwój warunków termicznych ma wysokość nad poziomem morza oraz rodzaj szaty roślinnej. Wpływ ten obrazują uzyskane gradienty termiczne, które znacznie różnią się od przyjmowanych w swobodnej atmosferze. Bardzo często wysoka roślinność może stanowić rolę ekranu, który poprzez osłabienie prędkości wiatru lub utrudnianie spływu powietrza w znacznym stopniu kształtuje warunki termiczne danego miejsca. Może to także mieć wpływ na powstanie lokalnych inwersji termicznych w różnych zagłębieniach skalnych, czy też dnach dolin o utrudnionym odpływie powietrza.

Z punktu widzenia szaty roślinnej istotne są temperatury ekstremalne. Wraz ze wzrostem wysokości n.p.m. maleją wartości temperatury maksymalnej, temperatura minimalna nie wykazuje natomiast związku z wysokością. Znając wymagania siedliskowe i ciepłe roślin można prognozować kierunek ich rozwoju.

Piśmiennictwo

- Hess M., 1965a, *Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 11.
- , 1965b, *Częstość występowania różnych wartości średnich temperatur dobowych powietrza w poszczególnych piętrach klimatycznych polskich Karpat Zachodnich*, Przegląd Geofizyczny, 10(18), 3–4.
- , 1966, *O wpływie ekspozycji terenu na klimat w Polsce Południowej*, Przegląd Geofizyczny, 11(19), 3.
- , 1970, *Zróżnicowanie stosunków mikroklimatycznych w profilu pionowym Karpat*, Folia Geographica, Series: Geographica-Physica, 4, s. 43–61.
- Konżek M. (red.), 1974, *Klimat Tatr*, Slovenska Akademia Vied, Bratislava, Folia Geographica, 4.
- Milata W., 1947, *Inwersje temperatury*, Wszechświat.
- , 1955, *Klimat Kotliny Nowotarskiej i jego zmiany spowodowane budową zbiornika wodnego w dolinie Dunajca*, Wszechświat.
- Morawska-Horawska M., 1989, *Porównanie temperatury powietrza mierzonej na polskich stacjach tatrzańskich z pomiarami stacji aerologicznej w Popradzie*, TATREX. Wyniki Badań Procesów Atmosferycznych w Tatrach (w ramach międzynarodowego programu ALPEX) IMGW, Warszawa.
- Orlicz M., Orliczowa J., 1955, *Inwersje temperatury na północnym skłonie Tatr*, Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny, 8, 3–4.
- Petrovič Š., 1953, *Inverzie pod Vysokými Tatrami*, Meteorologicke Zpravy, 6.
- Romer E., 1912, *Klimat ziem polskich*. *Encyklopedia polska, t. I. Geografia fizyczna ziem polskich*, AU, Kraków.
- Szczęśna T., Kłapa M., 1961, *Klimat Hali Gąsienicowej*, Dokumentacja Geograficzna, 1.

[Wpłynęło: kwiecień 2002; poprawiono: lipiec 2002 r.]

JAROSŁAW BARANOWSKI

THE DYNAMIC OF DAILY FLUCTUATIONS
AND THE SPATIAL DIFFERENTIATION OF AIR TEMPERATURE
AT HALA GAŚIENICOWA (TATRA MTS)

Previous studies of climate in the Tatra Mts are mainly based on the results of measurements from a few meteorological stations. Only two stations: Kasprowy Wierch and Hala Gaśienicowa have long uninterrupted series of data. Stations in some valleys have operated periodically. On the other hand it is very rare to find studies describing local climatic conditions within a mountain massif.

The aim of the paper is thus to present the daily dynamic to spatial differentiation of air temperature in the mountains at Hala Gaśienicowa. The studies are based on topoclimatic measurements made in August 2000 at 11 sites distributed along two profiles: I) Świnicka Kotlinka–Zielony Staw–Kasprowy Wierch, II) Żółta Turnia–Dolina Olczyska–Zakopane IMGW. The sites were located in different parts of the Tatra Mts. The temperature measurements were made automatically each minute by a HOBO data minilogger situated 5 cm above the ground.

The dynamic to daily changes in air temperature in the mountains depends on many factors. The most important is solar radiation, which determines the amount of energy reaching an active surface and absorbed by it.

The next factor is the shadow made by ridges and peaks. It determines the amount and duration of direct radiation. It can also influence the frequency of local thermal inversions in different rocky hollows or in deep valleys. The shape of the surface and its elevation above sea level combines with type of vegetation is having a big influence on the course of thermal conditions. The influence is illustrated by thermal gradients, which differ from those generally used for mountains. Very often high vegetation can play a role as a screen which modifies the thermal conditions of the place through a weak wind speed or difficulties of cold air outflow.

From the point of view of vegetation extremal temperatures are very important. The minimum temperature does not change with the change in the altitude. However, the maximum temperature decreases due to elevation of the slope.

Struktura bilansu cieplnego Lodowczyka Mięgoszowieckiego (Tatry) latem w okresie dużego zachmurzenia i opadów

*Structure of the heat balance of the Mięgoszowiecki Glacieret (Tatra Mts)
in summer in the period of high cloudiness and precipitation*

BOGDAN GADEK, ZBIGNIEW CAPUTA

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, 41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60;
e-mail: jgadek@us.edu.pl caputa@us.edu.pl

Zarys treści. W artykule przedstawiono wyniki pierwszych pomiarów i obliczeń energii wykorzystywanej w procesie topnienia powierzchni Lodowczyka Mięgoszowieckiego w Tatrach. Na podstawie zarejestrowanych danych z automatycznej stacji meteorologicznej (promieniowanie krótkofalowe i długofalowe, temperatura i wilgotność powietrza, temperatura śniegu, prędkość wiatru) obliczono wartości głównych składników bilansu cieplnego powierzchni lodowczyka: salda promieniowania oraz strumieni ciepła odczuwalnego i utajonego.

Słowa kluczowe: bilans cieplny, Lodowczyk Mięgoszowiecki, Tatry.

Wprowadzenie

Elementem wysokogórskiego środowiska przyrodniczego najbardziej wrażliwym na fluktuacje klimatyczne jest kriosfera, a szczególnie stałe formy firnowo-lodowe. Funkcjonowanie ich zależy głównie od procesów wymiany energii pomiędzy atmosferą i litosferą (Paterson, 1994), a te z kolei uzależnione są nie tylko od wysokości i azymutu Słońca oraz pogody, lecz także od warunków topograficznych (Paszyński i inni, 1999).

W artykule przedstawiono wyniki pierwszych pomiarów i obliczeń energii wykorzystywanej w procesie topnienia powierzchni Lodowczyka Mięgoszowieckiego. Lodowczyk ten jest największą formą firnowo-lodową w Tatrach Polskich (fot. 1). Jego powierzchnia wynosi zwykle około 0,5 ha, a maksymalna grubość przekracza 20 m (Gądek, 2002). Rezultaty corocznej dokumentacji geometrii lodowczyka włączane są do bazy danych World Glacier Monitoring Service (*Fluctuations...*, w druku). Podstawowym celem badań było ilościowe określenie składników bilansu cieplnego powierzchniowej warstwy śniegu w okresie ablacji oraz poznanie uwarunkowań ich dobowej zmienności



Fot. 1. Lodowczyk Mięgoszowiecki – strzałka wskazuje miejsce pomiarów (fot. B. Gądek)

Mięgoszowiecki Glacieret – the arrow shows the location of measurements (photo. B. Gądek)

ze szczególnym uwzględnieniem topografii. Pomiary terenowe wykonywano od godz. 17⁰⁰ w dniu 12 lipca do godz. 6⁰⁰ UTC w dniu 27 lipca 2000 roku – w okresie dużych deklinacji Słońca, zachmurzenia oraz opadów. Wydaje się, że uzyskane wyniki mogą stanowić istotny element wiedzy o funkcjonowaniu mięgoszowieckiego systemu glacialnego.

Metody badań

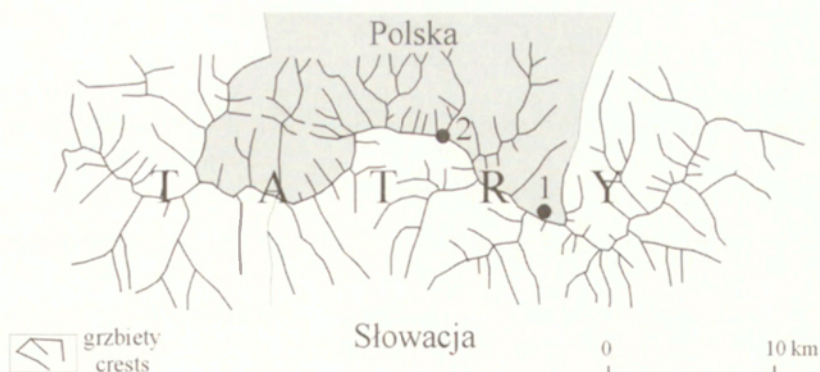
W pracach terenowych wykorzystano automatyczną stację meteorologiczną firmy Campbell Scientific z loggerem CR23X, wyposażoną w bilansomierz promieniowania CNR1 (Kipp&Zonen) z dwoma pyranometrami i dwoma pyrgeometrami, termohigrometr HMP45C (Vaisala), termometry oporowe Pt100 (Campbell Scientific) oraz anemometr A100R i czujnik kierunku wiatru W200P (Vector Instruments). Stację meteorologiczną ustawiono na linii środkowej Lodowczyka Mięgoszowieckiego na wysokości 1985 m n.p.m., w miejscu o nachyleniu 30° i ekspozycji NE. Pomiary wykonywano co 10 sekund, a uśrednione wartości były rejestrowane co 10 minut. Ponadto prowadzono godzinne obserwacje zachmurzenia.

Na podstawie zarejestrowanych danych (promieniowanie krótkofalowe i długofalowe, temperatura i wilgotność powietrza, temperatura śniegu, prędkość wiatru) obliczono wartości głównych składników bilansu cieplnego powierzchni lodowczyka: salda promieniowania oraz strumieni ciepła odczuwalnego i utajonego.

Saldo promieniowania (Q^*) w pełnym zakresie widma wyraża równanie:

$$Q^* = K^* + L^* = K\downarrow - K\uparrow + L\downarrow - L\uparrow \quad (1)$$

gdzie: K^* – saldo promieniowania krótkofalowego, $K\downarrow$ – promieniowanie słoneczne całkowite, $K\uparrow$ – promieniowanie słoneczne odbite, L^* – saldo



Ryc. 1. Położenie stanowisk pomiarowych: 1 – Lodowczyk Mięgoszowiecki, 2 – Kasprowy Wierch

Location of measurement sites: 1 – Mięgoszowiecki Glacieret, 2 – Kasprowy Wierch

promieniowania długofalowego, $L\downarrow$ – promieniowanie zwrotne atmosfery, $L\uparrow$ – promieniowanie długofalowe powierzchni czynnej. Wszystkie wartości wyrażone są w Wm^{-2} .

Gęstość strumieni promieniowania długofalowego $L\downarrow$ i $L\uparrow$ obliczono na podstawie wzoru:

$$L = V/C + \delta T^4 \quad (2)$$

gdzie: V – napięcie wyjściowe pyrgeometru (μV), C – współczynnik kalibracji ($\mu V/Wm^{-2}$), δ – stała Stefana-Boltzmann (5,67x10⁻⁸Wm⁻²K⁴), T – bezwzględna temperatura czujnika (K),

Strumienie ciepła odczuwalnego i utajonego określono korzystając z równań (Paterson, 1994):

$$H = \rho_o P P_o^{-1} c_p A u (t - t_s) \quad (3)$$

gdzie: H – strumień ciepła odczuwalnego (Wm^{-2}), ρ_o – gęstość powietrza przy normalnym ciśnieniu atmosferycznym (1,29 kgm⁻³), P_o – normalne ciśnienie atmosferyczne (1,013 * 10⁵ Pa), P – ciśnienie atmosferyczne (Pa), c_p – ciepło właściwe powietrza przy normalnym ciśnieniu (1010 Jkg⁻¹K⁻¹), A – współczynnik wnikania (dla śniegu = 0,002, Hogg i inni, 1982), u – prędkość wiatru (ms⁻¹), t – średnia temperatura powietrza mierzona na wysokości 1–2 m nad powierzchnią (°C), t_s – temperatura śniegu (°C).

$$E = 0,622 L_v A u (e - e_s) \rho_o P_o^{-1} \quad (4)$$

gdzie: E – strumień ciepła utajonego (Wm^{-2}), L_v – ciepło utajone parowania / kondensacji (2,8 * 10⁶ Jkg⁻¹), e – ciśnienie pary wodnej na wysokości 1–2 m

nad powierzchnią (Pa), e_s – ciśnienie pary wodnej nasyconej w temperaturze 0 °C (611Pa).

Ciśnienie pary wodnej wyznaczono na podstawie zarejestrowanych wartości temperatury i wilgotności względnej powietrza (por. Kożuchowski, 1995):

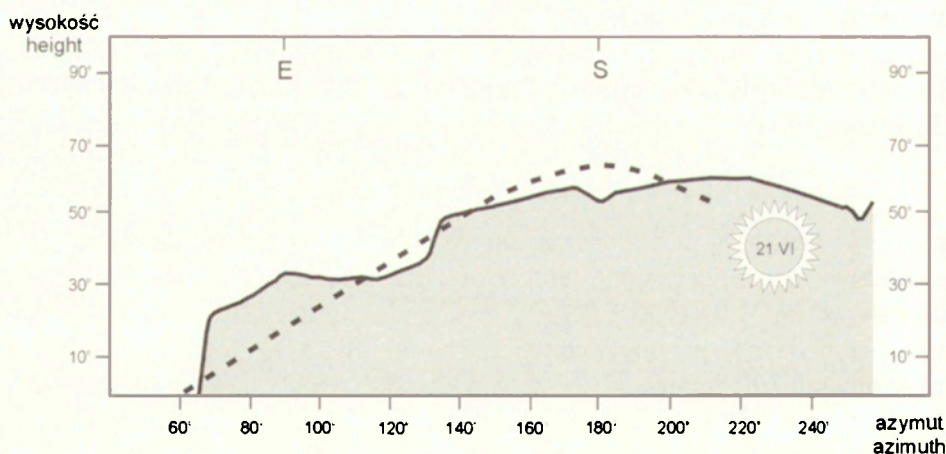
$$e = f 6,107 \times 10^7 \cdot 6,326^{t/241,97+t} \quad (5)$$

gdzie: f – wilgotność względna powietrza (%), t – temperatura powietrza (°C).

W interpretacji uzyskanych wyników uwzględniono horyzont fizyczny dolnej części Lodowczyka Mięgoszowieckiego oraz wykorzystano dane meteorologiczne ze stacji IMiGW na Kasprowym Wierchu.

Położenie i horyzont fizyczny Lodowczyka Mięgoszowieckiego

Lodowczyk Mięgoszowiecki znajduje się w polskich Tatrach Wysokich ($\phi = 49^{\circ}11'09''$, $\lambda = 20^{\circ}04'05''$), w górnej części Doliny Rybiego Potoku – w Wielkim Kotle Mięgoszowieckim, na wysokości 1973–2035 m n.p.m. Ma ekspozycję NE, a średnie nachylenie jego powierzchni wynosi 35°. Od wschodu, południa i zachodu zasłonięty jest skalnymi ścianami Kazalnicy (2159 m n.p.m.) i Mięgoszowieckich Szczytów: Czarnego (2410), Pośredniego (2393) oraz Wielkiego (2438 m n.p.m.). W lipcu bezpośrednie promieniowanie słoneczne dociera do czołowej części lodowczyka tylko w czasie pomiędzy 6⁰⁰ a 13²⁰ UTC (ryc. 2).



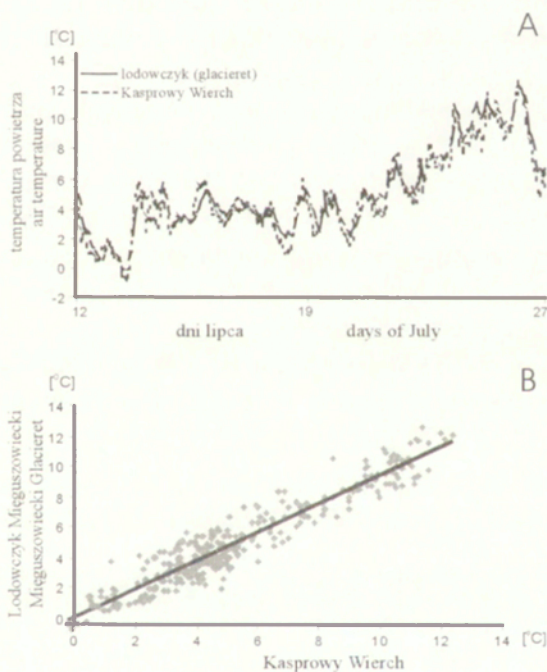
Ryc. 2. Horyzont fizyczny Lodowczyka Mięgoszowieckiego (linia ciągła – uproszczony przebieg grzbietów, linia przerywana – pozorna droga Słońca w dniu przesilenia letniego)

Physical horizon of Mięgoszowiecki Glacieret (continuous line – simplified course of ridges, broken line – apparent solar path on day of summer solstice)

Temperatura powietrza na Lodowczyku Mięguszwieckim i Kasprowym Wierchu

Wpływ ukształtowania terenu i obecności formy lodowo-firnowej na topoklimat dobrze ilustrują wyniki równoczesnych pomiarów temperatury powietrza na szczycie Kasprowego Wierchu (1991 n.p.m.) i na powierzchni lodowczyka w Kotle Mięguszwieckim (1985 m n.p.m.). Podczas badań pogoda w Tatrach kształtowana była przez masy powietrza polarnomorskiego. W rejonie stacji meteorologicznej na Kasprowym Wierchu przeważały słabe wiatry NW, SW i N, a w Kotle Mięguszwieckim – bardzo słabe N, E i NE (nawiązujące do ekspozycji terenu). Dominowała pogoda z dużym lub całkowitym zachmurzeniem z przejaśnieniami. Sumy dobowych opadów deszczu wynosiły od 0 do 37 mm.

Na Kasprowym Wierchu temperatura powietrza zmieniała się od $-0,8$ do $12,6$ °C, a na Lodowczyku Mięguszwieckim od $-0,2$ do $12,4$ °C. Średnie wartości wynosiły odpowiednio $4,8$ i $5,2$ °C. Związek między wynikami cogo-



Ryc. 3. Przebieg temperatury powietrza na Lodowczyku Mięguszwieckim i na Kasprowym Wierchu (A) oraz związek między nimi (B) w okresie od godz. 17⁰⁰ w dniu 12 lipca do godz. 6⁰⁰ w dniu 27 lipca 2000 r.

Air temperature at Mięguszwiecki Glacieret and at Kasprowy Wierch (A) and relation between them (B) in the period from 5 p.m. on 12 July

to 6 a.m. on 27 July 2000

dzinnych pomiarów temperatury powietrza w obu miejscach (ryc. 3) opisuje równanie regresji liniowej:

$$t_M = 0,9752 t_K + 0,4536$$

gdzie: t_M – temperatura powietrza na Lodowczyku Mięgoszowieckim, t_K – temperatura powietrza na Kasprowym Wierchu.

Zależność tę cechuje współczynnik determinacji równy 0,93 i błąd standardowy o wartości 0,74. Uzyskane wyniki świadczą, że:

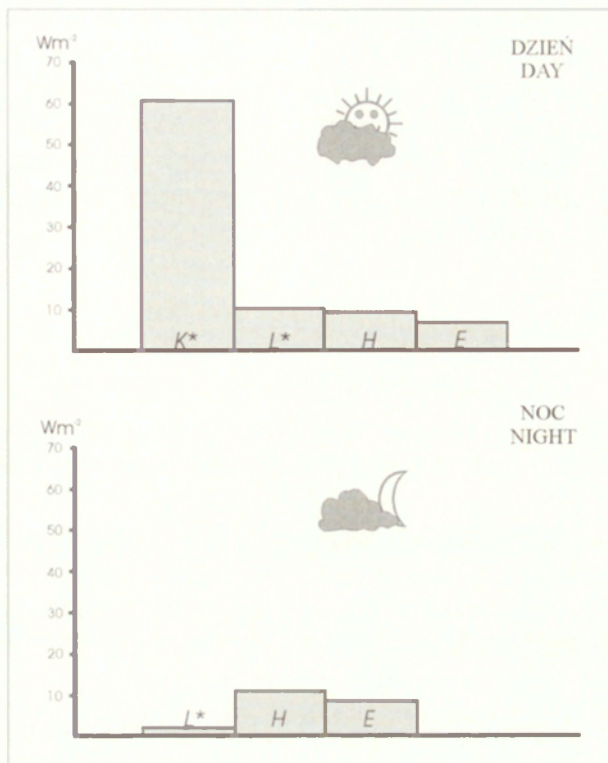
- w okresie badań temperatura powietrza na szczycie Kasprowego Wierchu i na lodowczyku w Kotle Mięgoszowieckim była zbliżona i wykazywała podobną zmienność dobową, przy czym większe jej amplitudy rejestrowano na Kasprowym Wierchu,
- różnice temperatury powietrza w obu porównywanych miejscach oscylowały wokół wartości 0 przez całą dobę, ale w dzień częściej było chłodniej na lodowczyku, a w nocy na Kasprowym Wierchu.

Struktura bilansu ciepłego powierzchni Lodowczyka Mięgoszowieckiego w okresie ablacji

Wyniki pomiarów topoklimatycznych wykonanych nad powierzchnią lodowczyka (tab. 1, ryc. 4) wskazują, że pomimo jej północnej ekspozycji i wysokich ścian skalnych zamykających Kocioł Mięgoszowiecki od południa oraz dużego zachmurzenia w okresie badań, w dobowym bilansie ciepłym powierzchni czynnej największy udział miało promieniowanie krótkofalowe (61%), następnie ciepło odczuwalne (15%), promieniowanie długofalowe (12%) i ciepło utajone (12%). Około 20% energii docierało w nocy – w postaci ciepła odczuwalnego (50%) i utajonego (40%) oraz promieniowania długofalowego (10%). Energia wykorzystywana w procesach topnienia śniegu wynosiła średnio 66 Wm^{-2} .

Tabela 1. Struktura bilansu ciepłego i albedo powierzchni Lodowczyka Mięgoszowieckiego w dniach 12–27 VII 2000 r.

| | Promieniowanie krótkofalowe pochłonięte K^* [Wm^{-2}] | Albedo | Saldo promieniowania długofalowego L^* [Wm^{-2}] | Strumień ciepła odczuwalnego H [Wm^{-2}] | Strumień ciepła utajonego E [Wm^{-2}] |
|------------------------------|--|--------|---|---|--|
| Maksymalne wartości chwilowe | 680 | 0,8 | 40 | 80 | 80 |
| Minimalne wartości chwilowe | 0 | 0,2 | -45 | -0,6 | -10 |
| Wartości średnie | 40 | 0,4 | 8 | 10 | 8 |



Ryc. 4. Struktura bilansu cieplnego powierzchni Lodowczyka Mięszowieckiego w dniach 12–27 VII 2000 r. (K^* – saldo promieniowania krótkofalowego, L^* – saldo promieniowania długofalowego, H – strumień ciepła odczuwalnego, E – strumień ciepła utajonego)

Structure of heat balance at surface of Mięszowiecki Glacieret in period 12–27 July 2000 (K^* – short-wave radiation balance, L^* – long-wave radiation balance, H – sensible-heat flux, E – latent-heat flux)

Saldo promieniowania krótkofalowego

Promieniowanie krótkofalowe pochłonięte jest różnicą promieniowania całkowitego (bezpośredniego i rozproszonego) i odbitego. Jego wielkość zależy od nachylenia, ekspozycji i cech powierzchni czynnej oraz horyzontu fizycznego.

W okresie pomiarów w Kotle Mięszowieckim średnia wartość K^* wynosiła 40 Wm^{-2} , a maksymalna 680 Wm^{-2} . Albedo powierzchni lodowczyka było zwykle zbliżone do 0,4 (typowe dla lekko zabrudzonego firnu). Maksymalne wartości chwilowe wynosiły około 0,8 (typowe dla świeżego śniegu), a minimalne około 0,2 (typowe dla brudnego lodu). Zmiany albedo były związane przede wszystkim z:

a) zachmurzeniem i horyzontem fizycznym (im większy udział promieniowania bezpośredniego tym mniejsze albedo),

- b) wysokością i azymutem Słońca (największe wartości albedo rejestrowano w godzinach 5³⁰ – 7⁰⁰ UTC),
- c) wilgotnością powierzchni lodowczyka (im wilgotniejsza /ciemniejsza/ powierzchnia tym mniejsze albedo).

Wyraźna była dobowa cykliczność przebiegu promieniowania krótkofalowego, przy czym największe wartości rejestrowano w czasie najmniejszego zachmurzenia – zwykle pomiędzy 8²⁰ a 12⁴⁰ UTC (ryc. 5). Wtedy też do powierzchni dolnej części lodowczyka mogło docierać promieniowanie bezpośrednie (ryc. 2).

Saldo promieniowania długofalowego

W okresie pomiarów lodowczyk w warstwie przy powierzchniowej miał temperaturę topnienia. Saldo promieniowania długofalowego zależało więc od promieniowania zwrotnego atmosfery. Zmieniało się od -45 Wm^{-2} do 40 Wm^{-2} . Średnia wartość wynosiła 8 Wm^{-2} , przy czym strumień promieniowania powierzchni był stale zbliżony do 320 Wm^{-2} . Ujemne wartości salda (ryc. 5) rejestrowano przede wszystkim podczas bezchmurnych nocy. Odnotowywano je także w dzień w okresach mniejszego zachmurzenia i wilgotności powietrza.

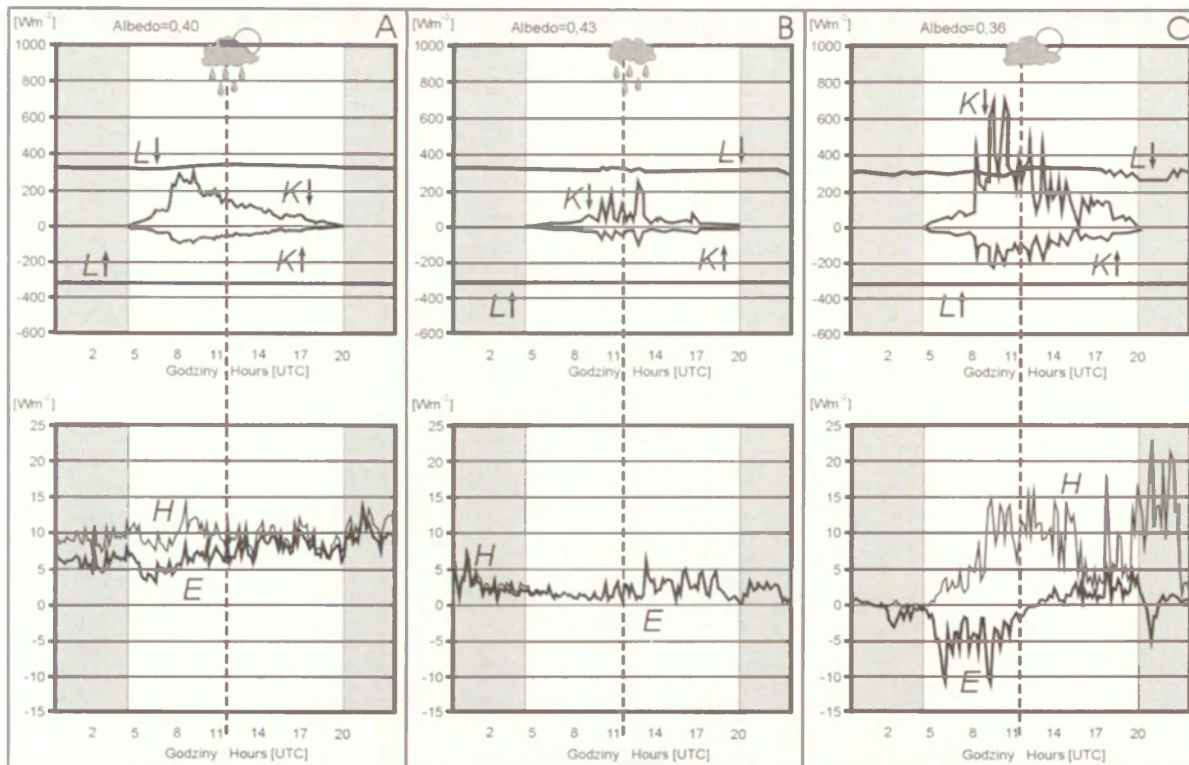
Strumień ciepła odczuwalnego

Ciepło odczuwalne jest dostarczane do powierzchni lodowczyka przez masy powietrza przede wszystkim w wyniku konwekcji (wymiana turbulencyjna). Jego wielkość zależy głównie od regionalnej i lokalnej cyrkulacji powietrza i jego cech fizycznych. Gęstość strumienia ciepła odczuwalnego wykazuje też zmienność dobową, zgodną z przebiegiem temperatury powietrza i częściowo związaną z bilansem radiacyjnym. Znaczny wpływ ma też prędkość wiatru.

W okresie pomiarów strumień ciepła odczuwalnego przy powierzchni lodowczyka zmieniał się od $-0,6$ do 80 Wm^{-2} . Wartość średnia wynosiła 10 Wm^{-2} (ryc. 5).

Strumień ciepła utajonego

Strumień ciepła utajonego – związany z pionowym przemieszczaniem się pary wodnej w wyniku parowania i kondensacji – zmieniał się nad badaną powierzchnią od -10 do 80 Wm^{-2} . Średnia jego gęstość wynosiła 8 Wm^{-2} . Niemal przez cały okres pomiarów do powierzchni lodowczyka dostarczane było ciepło wyzwalane w procesie kondensacji pary wodnej. Wartości ujemne odnotowano w okresach ochłodzenia i niedosytu wilgotności powietrza. Przebieg strumienia ciepła utajonego i odczuwalnego wykazywał zwykle bardzo dużą zgodność (ryc. 5). Oba te składniki bilansu cieplnego powierzchni czynnej związane są z jakością napływającego nad nią powietrza.



Ryc. 5. Przebieg dobowy składników bilansu ciepłego powierzchni Lodowczyka Miękusowieckiego:
 A – w dniach 13–26 VII 2000 r. (wartości uśrednione), B – 13 VII 2000 r. (usłonecznienie 0h), C – 14 VII 2000 r.
 (usłonecznienie 5h), linia przerywana wskazuje czas górowania Słońca

Daily course of components to heat balance at surface of Miękusowiecki Glacieret:
 A – in period 13–26 July 2000 (mean values), B – 13 July 2000 (sunshine duration 0h),
 C – 14 July 2000 (sunshine duration 5h), broken line shows time of upper culmination of sun

Dyskusja wyników i wnioski

Ze względu na duże zachmurzenie i opady w czasie pomiarów uzyskane wyniki nie są reprezentatywne dla całego sezonu ablacyjnego, dobrze ilustrują jednak kształtowanie się struktury bilansu cieplnego powierzchni Lodowczyka Mięgoszowieckiego w lipcu w okresie dużego zachmurzenia (Orliczowa i Peterka, 1974).

Zarejestrowane nadwyżki energii cieplnej powierzchni lodowczyka były wykorzystywane do topnienia śniegu. Ilość ciepła niezbędnego w procesach zmierzonej ablacji różni się od sumy obliczonych strumieni energii o 8%. Biorąc pod uwagę, że bezpośrednie pomiary topnienia powierzchni lodowczyka obciążone są błędem wynikającym z osiadania pokrywy śnieżnej i topnienia podpowierzchniowego oraz mechanicznej ablacji pod wpływem opadu deszczu, uzyskane dane należy uznać za zadowalające.

Dominujący udział w dobowym bilansie cieplnym badanej powierzchni miało promieniowanie słoneczne pomimo: a) dużego jej nachylenia w kierunku północnym, b) 40% albedo, c) zasłonięcia przez grzbiety skalne około 70% drogi widomego ruchu Słońca, d) dużego zachmurzenia. Wyniki porównania danych dotyczących lodowczyka i Kasprowego Wierchu wskazują jednak, że usłonecznienie w Kotle Mięgoszowieckim było o blisko 30% mniejsze niż na grani. Świadczy to, że do lodowczyka dociera mniej promieniowania słonecznego niż to wynika tylko z jego nachylenia i ekspozycji (Niedźwiedz, 1992).

Granitoidowe ściany otaczające miejsce pomiarów przechwytyują także znaczną część promieniowania zwrotnego atmosfery, którego największa ilość dociera do powierzchni czynnej ze strefy nieba bliskiej linii horyzontu. Same jednak również emitują promieniowanie długofalowe, pokrywając prawdopodobnie z naddatkiem wskazane straty (Fliri, 1978). Ponadto promieniowanie długofalowe uchodzące od topniejącej powierzchni lodowczyka było stałe i stosunkowo małe, ponieważ temperatura śniegu nie może przekroczyć 273,15 K. Lodowczyk wykazywał w tym zakresie cechy ciała doskonale czarnego (Oke, 1987). Gęstość strumienia $L\uparrow$ wynosiła około 320 Wm^{-2} .

Powierzchnia lodowczyka prawie przez cały czas pomiarów była chłodniejsza od przylegającego do niej powietrza. Strumienie ciepła odczuwalnego i utajonego były zatem zwykle skierowane ku niej. Na Kasprowym Wierchu najczęściej było odwrotnie, przy czym ten sposób wymiany ciepła między atmosferą a podłożem na lodowczyku nie tylko miał inny kierunek, ale także zachodził wolniej – przede wszystkim z powodu wielokrotnie mniejszych prędkości wiatru w kotle. Ze względu na parowanie średnia wilgotność powietrza była większa na Kasprowym Wierchu niż na lodowczyku o około 5%.

Uzyskane dane świadczą, że latem, w warunkach dużego zachmurzenia, straty w dostawie ciepła do powierzchni lodowczyka, związane z dużym albedo śniegu i mniejszym dopływem promieniowania słonecznego do Kotła Mięgoszowieckiego, są z nadwyżką kompensowane przez saldo promieniowania długofalowego oraz strumienie ciepła odczuwalnego i utajonego. Średnia dobowa temperatura powietrza jest wtedy na lodowczyku większa, a wilgotność mniejsza niż na tej samej wysokości w miejscach nie pokrytych śniegiem i nie zacienionych.

*

Autorzy składają serdeczne podziękowania prof. dr. hab. Tadeuszowi Niedźwiedziowi za cenne uwagi oraz Monice Kośmider, Grzegorzowi Jagielskiemu, Maćkowi Burzykowi i Adamowi Poloniusowi za pomoc w pracach terenowych.

Końcowe opracowanie wyników badań wykonano w ramach pracy badawczej finansowanej ze środków Komitetu Badań Naukowych w latach 2002–2005 jako projekt badawczy (3P04E04523).

Piśmiennictwo

- Fliri F., 1978, *Die terrestrische Bestrahlung von Hängen verschiedener Richtung und neigung bei überhöhtem Horizont*, Wetter und Leben, 30, 2.
- Fluctuations of Glaciers 1995–2000*, v. 8, w druku, IAHS/UNESCO, World Glacier Monitoring Service, Zurich.
- Gądek B., 2002, *Obieg masy Lodowczyka Mięgoszowieckiego w latach 1998–1999*, [w:] A. Kotarba (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, t. 1, TPN-PTPNóZ, Kraków-Zakopane, s. 85–89.
- Hogg I.G.G., Paren J.G., Timmis R.J., 1982, *Summer heat and ice balances on Hodges Glacier, South Georgia, Falkland Island Dependencies*, Journal of Glaciology, 28, s. 221–238.
- Kożuchowski K., 1995, *Fizyczne podstawy meteorologii*, skrypt Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin.
- Niedźwiedź T., 1992, *Climate of the Tatra Mountains, Mountain Research and Development*, 12, 2, s. 131–146.
- Oke T.R., 1987, *Boundary Layer Climates*, Methuen, London-New York.
- Orliczowa J., Peterka V., 1974, *Oblačnost a slonečný svit*, [w:] *Klima Tatier*, VSAV, Bratislava.
- Paszyński J., Miara K., Skoczek J., 1999, *Wymiana energii między podłożem a atmosferą jako podstawa kartowania topoklimatycznego*, Dokumentacja Geograficzna, 14.
- Paterson W.S.B., 1994, *The Physics of Glaciers*, Elsevier, Oxford, 3 wyd.

[Wpłynęło: sierpień 2002 r.; poprawiono: marzec 2003 r.]

BOGDAN GADEK, ZBIGNIEW CAPUTA

STRUCTURE OF THE HEAT BALANCE
OF THE MIĘGUSZOWIECKI GLACIERET (TATRA MTS)
IN SUMMER IN THE PERIOD OF HIGH CLOUDINESS AND PRECIPITATION

This paper presents the results of the first measurements and calculations of the energy used in the process of snowmelt on the surface of the Mięguszwiecki Glacieret – the largest firn-ice form in the Polish Tatra Mountains. The investigations were carried out during periods of both major solar declinations and heavy cloudiness and precipitation. The fieldwork made use of a Campbell Scientific automatic meteorological station.

The results of the topoclimatic investigations show that, despite the northern exposure of Mięguszwiecki Kocioł, the high rock walls that close it off from the south, and the heavy cloudiness in the investigation period, it is short-wave radiation that has a (61%) predominance in the daily heat balance of the surface studied. This was followed by other forms of energy transfer: sensible heat (15%), long-wave radiation (12%) and latent heat (12%). About 20% of energy gets at night – in the form of sensible heat (50%) and latent heat (40%), as well as long-wave radiation (10%).

The obtained data show that, in the summer, in conditions of heavy cloudiness, any losses of heat supply to the surface of the glacieret connected with the high albedo of snow and the smaller supply of solar radiation to Mięguszwiecki Kocioł are well compensated for by the L^* balance, as well as H and E fluxes. Mean daily air temperature is higher at the glacieret – and humidity lower – than at the same altitudes in places not covered with snow and not shady.

Co zawdzięczamy innym w karierze naukowej?

LESZEK STARKEL

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN, 31-018 Kraków, św. Jana 22;
e-mail: starkel@zg.pan.krakow.pl

Wraz z upowszechnianiem wiedzy i kontaktów międzyludzkich, szczególnie dzięki mass mediom nauka staje się polem, po którym obok ludzi, którzy opanowali dostępne i nowoczesne (na danym etapie rozwoju) metody i techniki, zaczynają „hasać” różni dyletanci i popularyzatorzy. Granica między nauką odkrywającą, poszerzającą i zgłębiającą tajniki otaczającego nas świata (w przypadku nauk o Ziemi) a wiedzą encyklopedyczną o świecie zaciera się. Wielu z nas zaczyna sądzić, że to co już wiemy i co dalej przez swą działalność naukową chcemy zgłębiać, jest naszym osiągnięciem. Coraz szerszym kręgiem nie tylko popularyzatorów i hobbystów, ale i prawdziwych badaczy wydaje się, że głoszone twierdzenia i wyniki mozolnych nieraz eksperymentów są ich tylko osobistą zasługą, a w przypadku działania w izolacji od większych zespołów – niemal odkryciem, które należy chronić i starać się może nawet opatentować.

Tymczasem wieża nauki składa się nie tylko ze schodów, ale i z cegiełek budowanych przez całe pokolenia. Zapominamy, że w istocie pomnażamy wiedzę innych dążąc do coraz lepszego poznawania prawdy, poprzez tworzenie coraz to doskonalszych hipotez, które mają opisywać otaczającą nas rzeczywistość. Równocześnie to odsłanianie prawdy odbywa się równoległe poprzez działania indywidualne i działania zbiorowe. Indywidualne – to właśnie budowanie hipotez na drodze konfrontacji faktów z istniejącymi wyjaśnieniami (w naszym przypadku funkcjonowania systemów w środowisku przyrodniczym). Zbiorowe działanie – to wspólne zespołowe zbieranie faktów, ich analizowanie i formułowanie prawidłowości, poprzedzone prezentacją indywidualnych cząstkowych wyników i dyskusją. Działania zbiorowe stają się dziś coraz powszechniejsze. Wymiana informacji w skali globalnej prowadzi do równoczesnego formułowania hipotez i dokumentowania prawideł rozwoju.

Pośród uczonych istotną rolę spełniają osoby kierujące rozwojem danej dyscypliny, które są w stanie wypełniać potrójną funkcję: być uczonymi, nauczycielami i zarazem organizatorami nauki. Nie jest to zadanie łatwe – zachowanie proporcji wymaga wielu wyrzeczeń. Na ogół obserwujemy prymat jednej

funkcji nad dwiema pozostałymi. A poza tym, żeby dobrze spełniać trojkie zadania, należy zachować pewne proporcje między ambicją i pokorą uczonego, co jak na złość nie zawsze chce iść ze sobą w parze. Z tej triady najważniejszy jest uczonego-badacz.

Przewaga w uczonego funkcji badacza nad nauczycielem i organizatorem prowadzi do nieraz poważnych osiągnięć, które jednak nie ukazują się w obiegu naukowym i w efekcie nie znajdują wyznawców. Przewaga nauczyciela nad badaczem powoduje często spłykanie określonej dziedziny badań, co przy infiltracji osobników niedouczonego, dyletantów i wąskich specjalistów może doprowadzić do „rozmydlenia się” problematyki badawczej (czego przykłady mamy w różnych dziedzinach nauk geograficznych). Przewaga organizatora przy zaniedbaniu funkcji badacza i nauczyciela zmierza z kolei do budowania rozdętych struktur, które powoli stają się wyobcowane z treści i często kończą na budowie pięknych pomieszczeń, kompletowaniu nowoczesnej aparatury i podejmowaniu się zataczających coraz szersze kręgi chałtur o wątpliwej wartości naukowej.

Każdy badacz, nauczyciel i organizator musi mieć świadomość, że pomnaża i przekazuje wiedzę innych, albo też buduje czy reformuje struktury badawcze w łańcuchu rozwoju różnych dziedzin nauki.

Każdy z nas, czy to początkujący magistrant lub doktorant, czy w pełni rozwoju samodzielny badacz inspirujący w swoim mniemaniu nowe kierunki badań, czy też uczonego będący u zmięchu swej działalności pełen zachwytu dla swych osiągnięć lub rozgoryczony porażkami, musi sobie postawić pytanie, co zawdzięcza innym w swej (byłej lub obecnej) karierze naukowej. Warto postawić takie pytanie, aby utwierdzić się w przekonaniu, że pomimo niewątpliwych błysków genialnych sformułowań (w odczuciu własnym lub w odbiorze otoczenia), faktycznie pomnażamy wiedzę innych i korzeniami tkwimy w prawdach wyartykułowanych albo dawno temu, albo przez wczorajszych nauczycieli lub dzisiejszych rówieśników i współpracowników.

Łatwiej udzielać rady innym, trudniej zacząć od siebie.

Moje zainteresowania światem i geografiją zaczęły się w wojennych latach, gdy zbierałem znaczki pocztowe, mój ojciec i dyrektor dębickiego gimnazjum podsuwali mi atlasy geograficzne, a ja śledziłem na mapie – według „Gońca Krakowskiego” i nielegalnych wiadomości radiowych – zmieniający się przebieg frontu, zwycięstwa, a potem klęskę Niemiec i ich sojuszników. W czasie studiów w latach 1949–1954 przy braku podręczników podstawą były wykłady, szczególnie profesora M. Książkiewicza i mojego późniejszego Mistrza – profesora M. Klimaszewskiego. Uzupełniała je wiedza książkowa. Profesor Klimaszewski podsuwał możliwe rozwiązania problemów, kreślił ramy horyzontów badawczych. Na nadprogramowych seminariach, tzw. pracowniach geomorfologicznych pozwalał na nieskrępowaną dyskusję (choć nią sterował). Podobnie

było z dyskusją w terenie, przy odkrywkach osadów rzecznych lub stokowych. Wspólnie budowaliśmy wiedzę o ewolucji rzeźby Karpat, wspólnie tworzyliśmy instrukcję do szczegółowej mapy geomorfologicznej Polski i świata. On uczył się również od nas, w jego instrukcji mogę dotąd odnaleźć formy i sygnatury „wymyślone”, czy „wprowadzone” przeze mnie czy przez doktor S. Gilewską. Mistrz potrafił uszanować naszą odmienną hipotezę badawczą, jeśli znaleźliśmy na jej poparcie jakieś logiczne przesłanki.

Dyskusja na zebraniach naukowych przez pierwsze 30–40 lat istnienia Zakładu krakowskiego IGIPZ PAN, choć często ostra, była zasadnicza i prowadziła do konfrontacji faktów i hipotez. Wzajemnie uczyliśmy się od siebie nowych metod, łączyły nas wspólne obszary i tematy badań. Sprzyjała temu atmosfera „otwartych drzwi” – Zakład nasz najpierw koordynował szczegółowe kartowanie geomorfologiczne i hydrograficzne, potem opracowania przeglądowej rzeźby Polski i badania nad przemianami środowiska kraju. Jako koordynator tych prac uważałem, że trzeba podsuwać nierozwiązane tematy badawcze, trzeba wspierać nowe metody – na przykład, datowania osadów i badania mechanizmu współczesnych procesów. Uczyłem się równocześnie od innych i znaczna część moich osobistych osiągnięć (sygnowanych moim nazwiskiem prac) byłaby nie do pomyślenia bez wspólnej dyskusji w terenie czy przy stole. Tak rodził się przy udziale ówczesnych magistrów E. Gila, J. Słupika, A. Kotarby i L. Daukszy, szeroki program badań procesów fizycznogeograficznych na stacji w Szymbarku. Mechanizmy procesów i relacje elementów odrębnego środowiska poznałem dzięki wspólnej ekspedycji do Mongolii i stałej dyskusji w terenie z gleboznawcą A. Kowalkowskim, fitosocjologiem A. Pacyną, geomorfologiem K. Pękałą i hydrologiem J. Słupikiem. Monografia doliny Sant była naszą wspólną syntezą procesów w skrajnie kontynentalnym klimacie Mongolii. Kierunki rozwoju stoków i koryt rzek w Dardżylińskich Himalajach były plonem długotrwałych dysput z W. Froehlichem w latach 80. Z kolei interdyscyplinarne badania form i osadów fluwialnych nad Wisłoką i górną Wisłą prowadziły do rozpoznania mechanizmów ewolucji koryt i równin zalewowych w późnym glacie i holocenie. Nie zapomnę jak z magistrami T. Kalickim i P. Gębicą spędzaliśmy całe dnie w podkrakowskich zwirowniach, dyskutując jak powiązać ze sobą różne ogniwa osadów młodoczwartorzędowych. Czy wreszcie powszechne przyjęcie mojej koncepcji faz o dużej częstotliwości zdarzeń ekstremalnych w holocenie, odpowiedzialnych za powstanie szeregu rozcięć i włożeń w dolinach byłoby nie do pomyślenia bez szerokiego grona współpracowników i kolegów w kraju i za granicą, szukających potwierdzenia lub zaprzeczenia tej hipotezy. Dlatego mam świadomość, że moje wyniki były podbudowywane faktami stwierdzonymi przez innych. A nawet więcej: koncepcja ta jest żywa, bo uszczegółowiana, zmieniana – przy gromadzeniu nowych danych.

W rozrachunku z przeszłością, który zwykliśmy czynić przy okazji różnych rocznic, na ogół zapominamy o naszych poprzednikach, których poglądy i hipotezy stanowiły dla nas bazę i odskocznię, a także o naszych rówieśnikach w dyskusji i współzawodnictwie, którym zawdzięczamy wiele w kształtowaniu naszych poglądów. Musimy też mieć szczególnie na względzie pokolenie uczniów, którzy posługują się bardziej precyzyjnymi narzędziami badawczymi oraz – pokolenia następne, które zapewne posuną daleko naprzód wiedzę o otaczającej nas przyrodzie i mogą obalić wiele naszych domniemań. Będą to osiągnięcia tym trwalsze, im na lepszej znajomości dociekań i stwierdzeń poprzednich pokoleń będą budowane.

L. Starkel – *Historia Doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*.
Monografie IGiPZ PAN, 2, Warszawa 2001; 263 s., 117 ryc.

W 1977 r. zespół interdyscyplinarny pod kierunkiem L. Starkla rozpoczął w ramach międzynarodowego programu IGCP-158A i krajowego programu węzłowego CPBP03-13 szczegółowe studia nad historią doliny Wisły i niektórych jej dopływów. Wyniki tych badań opublikowano m.in. w 6 tomach anglojęzycznej serii Prac Geograficznych (Geographical Studies) IGiPZ PAN zatytułowanych *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years* (Starkel, red., 1982, 1987, 1990, 1991, 1995, 1996). Polską wersję najważniejszych wyników tych studiów, uzupełnionych późniejszymi badaniami, przedstawia recenzowana monografia. Książka przybliży czytelnikowi historię doliny jednej z największych rzek Europy Środkowej – Wisły w czasie ostatnich 15–20 tysięcy lat, tj. od transgresji ostatniego lądolodu skandynawskiego po czasy współczesne. Ukazuje, że na współczesny krajobraz liczącej ponad 1050 km doliny Wisły oraz funkcjonowanie rzeki i towarzyszących jej ekosystemów składają się elementy odziedziczone z różnych okresów przeszłości, i że elementy utworzone przed tysiącami lat nadal decydują o kierunku gospodarki zasobami wodnymi i o kierunku użytkowania ziemi w różnych odcinkach doliny Wisły i jej dopływów.

Monografia składa się z 6 części, dobrze udokumentowanych graficznie (117 rycin). W pierwszej przedstawiono ogólną charakterystykę środowiska przyrodniczego dorzecza Wisły wraz z ustrojem wodnym rzeki i charakterystyką transportowanego przez nią rumowiska. Część druga zawiera opis zastosowanych w czasie badań metod pozwalających na rekonstrukcję środowiska przyrodniczego, a więc metod: geomorfologicznych, litologiczno-sedymentologicznych, petrograficznych, mineralogicznych, gleboznawczych, paleobotanicznych, paleozoologicznych, archeologicznych i historycznych oraz metod chronostratygraficznych, tj. metody radiowęglowej, ograniczonej czasowo metody dendrochronologicznej i metody termoluminescencyjnej. W części tej omówiono także metody rekonstrukcji paleohydrologicznych na podstawie rekonstrukcji przepływów pełnokorytowych i przepływów średnich rocznych w korytach rzek meandrowych i roztokowych oraz na podstawie badania osadów rzecznych, ich składu mechanicznego, struktury, facjalnego zróżnicowania w relacji do miąższości osadów i faz rozcięć i włożeń.

W trzeciej części monografii przedstawiono morfologię dna doliny Wisły od źródeł do ujścia na podstawie wydzielonych 23 odcinków. Są to: odcinek Wisły karpackiej, 4 odcinki Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej, odcinek Wisły w Bramie Krakowskiej, 8 odcinków w Kotlinie Sandomierskiej (w tym 5 odcinków doliny Wisły i 3 odcinki dolin jej karpackich dopływów), odcinek Przełomu Wisły przez pas Wyżyn Polskich, 4 odcinki Wisły mazowieckiej, 4 odcinki Wisły kujawsko-pomorskiej oraz delta Wisły. Każdy z odcinków zawiera charakterystykę geologiczną, geomorfologiczną i hydrologiczną wraz z udokumentowaną historią jego powstania.

Kolejna, czwarta część monografii przedstawia historię doliny Wisły w plejstocenie. Omówiono w niej rolę zlodowaceń w ewolucji doliny, które swym zasięgiem pokrywały od 90% (najstarsze) do 20% (najmłodsze) dorzecza Wisły. Szczegółowiej scharakteryzowano ostatnią transgresję i recesję lądolodu w dorzeczu i związane z nimi procesy zachodzące w dolinach rzek. W części końcowej przedstawiono ewolucję dolin rzecznych już po ustąpieniu lądolodu, w vistulianie, w warunkach klimatu peryglacjalnego. Piąta część dotyczy holocenijskiej historii doliny Wisły. Na początku tego okresu na całej długości doliny Wisły następowała zmiana ustroju rzeczno-geograficznego; obok wezbrań roztopowych pojawiają się wezbrania opadowe, zmienia się ilość i jakość transportowanego rumowiska rzeczno-geograficznego, rzeki zmieniają swoje koryta z roztopowych na meandrowe, opuszczone odcinki pradolin ulegają zabagnieniu. Następnie przedstawiono jak zmiany klimatyczne (udokumentowane sukcesją roślinności i zmianami izotopowymi ^{18}O w sekwencjach osadów jeziornych holocenu z obszaru Polski) modyfikowały ustrój rzeczny i wpływały na modelowanie rzeźby wybranych odcinków doliny Wisły. W części tej wiele uwagi poświęcono również działalności człowieka zmieniającej środowisko przyrodnicze dolin i ustrój rzeczny, m.in. przez wycinanie lasów, regulację koryta rzeki i budowę na rzece zbiorników retencyjnych.

We wnioskach, stanowiących ostatnią część monografii, podsumowano wyniki badań. Porównano rozwój doliny Wisły z innymi systemami rzeczno-geograficznymi strefy umiarkowanej. Wykazano zbieżność holocenijskiej ewolucji dolin ze zmianami klimatycznymi.

W zakończeniu autor monografii L. Starkel dziękuje swoim nauczycielom i kolegom, którzy przyczynili się do rozwoju badań nad poznaniem historii doliny Wisły zarówno tym, którzy byli inspiratorami badań, jak i tym, którzy w nich uczestniczyli od połowy lat 70.

Prezentowany w książce materiał potwierdza konieczność prowadzenia badań interdyscyplinarnych w naukach przyrodniczych. Bez takiego podejścia nie byłoby możliwe napisanie takiej monografii.

Książkę *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś* polecam wszystkim, których interesuje środowisko przyrodnicze naszego kraju. Jest ona napisana jasnym językiem, treść jest przedstawiona przejrzyście bez przytaczania szczegółów interesujących jedynie specjalistów, którzy w celu ich poznania, mogą skorzystać z bogatej bibliografii zamykającej monografię (ponad 600 pozycji).

Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska
Instytut Nauk Fizycznogeograficznych UW, Warszawa

P.A. Longley, M.F. Goodchild, D.J. Maguire, D.W. Rhind – *Geographic Information Systems and Science*, John Wiley & Sons, Chichester 2001; 454 s

W przedmowie książki autorzy piszą, że na światowym rynku księgarskim jest ponad setka książek poświęconych GIS. Są to najczęściej opracowania dość specjalistyczne, z dużą porcją wiedzy technicznej. Omawiana pozycja jest rodzajem przystępnego przewodnika, zapoznającego z podstawami teoretycznymi i praktycznymi zastosowaniami GIS. Autorzy książki mogą być znani czytelnikowi z poprzedniego monu-

mentalnego dzieła *Geographical Information Systems: Principles, techniques, management and applications*, wydanej w firmie John Wiley w 1999 r.

W pierwszym rozdziale zaprezentowano definicje podstawowych terminów, przedstawiono historię rozwoju GIS i specyfikę danych przestrzennych. Cennym spostrzeżeniem jest stwierdzenie, że wszelka działalność i decyzje człowieka odbywają się w środowisku geograficznym. Daje to nowy pogląd na znaczenie modelowania środowiska geograficznego w procesie planowania przestrzennego lub ochrony przyrody. Całkiem nowym kierunkiem rozwoju techniki GIS jest dostęp do map i danych geograficznych za pośrednictwem internetu i telefonii komórkowej. Nieodłącznym elementem rozwoju GIS jest nauczanie realizowane na poziomie szkół wyższych i możliwość publikowania prac naukowych, dlatego podano adresy internetowe ośrodków oferujących kursy GIS w formie edukacji multimedialnej.

W drugim rozdziale podano ciekawe przykłady zastosowań GIS. Obrazowo pokazano, w jak wielu dziedzinach współczesnego życia znajdują zastosowanie programy GIS – od planowania sieci wodociągowej i telefonicznej, po zarządzanie nieruchomościami i systemem logistycznym sieci supermarketów. Przeprowadzono dyskusję nad rozwojem GIS, ukazując to zjawisko jako dyfuzję innowacji. Jako szczególnie obiecujący kierunek rozwoju przedstawiono planowanie przestrzenne w skali lokalnej, gdzie większość problemów ma odniesienie geograficzne. W przypadku USA w wykorzystaniu GIS przodują urzędy skarbowe, które wykorzystują to narzędzie do obliczania wielkości podatku. Inne obszary zastosowań – to ochrona przed klęskami naturalnymi i awariami instalacji przemysłowych, badanie procesów urbanizacji, modelowanie procesów naturalnych takich jak np. erozja gleb, sukcesja roślinności, formowania odpływu rzeczny i inne.

Kolejne rozdziały zajmują się podstawowymi zagadnieniami w GIS, a mianowicie sposobem reprezentacji przestrzeni za pomocą pól i obiektów, a także danych rastrowych i wektorowych. Cechą szczególną jest także przyporządkowanie każdej współrzędnej wartości atrybutu, co sprawia, że możemy badać zróżnicowanie przestrzeni geograficznej i dokonywać jej klasyfikacji. Opisano metody określania położenia w przestrzeni geograficznej począwszy od nazw geograficznych, przez współrzędne lokalne, aż do współrzędnych kartograficznych w odwzorowaniu UTM. Ważnymi zagadnieniami poruszonymi w książce są też: autokorelacja przestrzenna, schematy próbkowania, interpolacja przestrzenna.

W książce nie zabrakło dyskusji o błędach towarzyszących pomiarom, reprezentacji danych, przetwarzaniu warstw tematycznych, modelowaniu zależności przestrzennych. Wiąże się z tym generalizacja i agregacja danych. Wyróżniono 10 zagadnień, do których odnosi się generalizacja. Są to zarówno stosunkowo proste zagadnienia, takie jak generalizacja linii łamanej, aż do trudniejszych problemów, np. generalizacji cyfrowych modeli terenu.

Z zagadnień teoretycznych omówiono sposoby kodowania danych przestrzennych, a także metody ich pozyskiwania i przechowywania w bazie danych, aż do etapu wizualizacji, zarówno w postaci tradycyjnych map analogowych, jak i komputerowych map tematycznych (kartogram, mapy pogody, mapy polityczne, obrazowe).

Następnie autorzy przechodzą do analizy danych przestrzennych. Omawiają historyczny rozwój tego zagadnienia, a jako przykład najwcześniej stosowanych opracowań przytaczają mapę dzielnicy Soho w Londynie wykonaną w 1854 r., na której zaznaczo-

no przypadki zachorowań na cholere. Dzięki tej mapie udało się zlokalizować źródło zakażeń, jakim było ujęcie wody pitnej. Obecnie dysponujemy znacznie bardziej rozwiniętymi technikami przetwarzania danych przestrzennych, do których należą języki przeszukiwania baz danych, wizualizacja kartograficzna, pomiary kartometryczne, wyznaczanie ekwidystant, nakładanie warstw tematycznych, interpolacja przestrzena, metoda centroidu, korelacja przestrzenna, optymalizacja przepływu w sieci. Nie zapomniano przy tym o ważnej kwestii niepewności wyniku i propagacji błędu. Przedstawiono podstawowe pojęcia: precyzja i dokładność, poziom ufności.

Końcowe rozdziały zawierają przegląd zastosowań modeli GIS w takich dziedzinach jak zarządzanie biznesem czy informacja wizualna i multimedialna. Wspomniano o bardzo istotnym problemie dostępności danych przestrzennych, ich ochronie prawnej, prawie autorskim i patentowym. Przedstawiono organizacyjne problemy uruchomienia systemu GIS, kryteria wyboru oprogramowania, analizę koszt–zysk, kształcenie pracowników.

Ostatni rozdział w formie epilogu poświęcono przyszłości GIS, zarówno jako techniki przetwarzania danych przestrzennych jak i perspektywy zatrudnienia. Autorzy podkreślają, że w dużej mierze przyszłość ta zależy od specjalistów z dziedziny nauk o Ziemi, którzy rozwijają nowe metody i algorytmy, a także znajdują nowe zastosowania techniki GIS w badaniach nad środowiskiem naturalnym.

Książka jest bardzo udaną pozycją, która pomimo swojego przeglądowego charakteru nie jest powierzchowna. Zawiera wiele cennych informacji, odnośników do stron www, a także innych pozycji literatury. Cennym uzupełnieniem są biografie naukowców, którzy wnieśli nowe idee i rozwiązania w początkowych latach rozwoju GIS. Książka zainteresuje zarówno początkujących użytkowników GIS jak i szerokie grono specjalistów od przetwarzania danych przestrzennych.

Artur Magnuszewski

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa

A. Beaver – *A Dictionary of Travel and Tourism Terminology*, CABI Publishing, London 2002; 380 s.

Podróżowanie i turystyka od wielu już dziesięcioleci należą do najdynamiczniej rozwijających się dziedzin działalności człowieka. Różnymi aspektami tych zjawisk zainteresowanych jest wiele dyscyplin zarówno praktycznych, jak i naukowych. Z tego powodu w sferze terminologicznej doszło tu – jak i w niektórych innych, interdyscyplinarnych obszarach, do pewnego chaosu, co utrudnia porozumiewanie się. Coraz większego znaczenia nabierają więc prace nie tylko badawcze, ale i leksykograficzne. Do tej grupy należy zaliczyć najnowszą publikację międzynarodowej oficyny wydawniczej. Jej autor – Allan Beaver, to doświadczony praktyk w zakresie podjętej problematyki, a zarazem profesor Międzynarodowego Centrum Badań Turystycznych Uniwersytetu Bournemouth i Departamentu Buckinghamshire Chilterns University College (obie placówki w Wielkiej Brytanii), członek wielu organizacji związanych z podróżami i turystyką – w tym międzynarodowych, mający w dorobku już wiele poważnych opracowań, cenionych w świecie.

Najnowsza książka Beavera składa się z trzech merytorycznych części. Pierwszą jest przedmowa i wprowadzenie. Istotne miejsce zajmuje w niej wyjaśnienie, czego autor nie uwzględnił w słowniku. Przede wszystkim, brak wyjaśnień aspektów kulturalnych, geograficznych itp. celów wyjazdów, sportowych i wypoczynkowych, technicznych i transportowych, głównie z powodu trudności pomieszczenia wszystkich terminów w recenzowanym dziele. Natomiast zamieszczono określenia, które mają odmienne znaczenie w Wielkiej Brytanii i Stanach Zjednoczonych, są stosowane w praktyce, akronimy i skróty, nazwy markowe oraz definicje oparte na standardach zawartych w propozycji „2001 CEN/European proposed Standard official definition”, a także brytyjskie.

Zasadniczą część stanowi oczywiście sam słownik, zawarty na 330 stronach. Na końcu autor podał cztery załączniki, a to:

- Światowy Kodeks Etyczny Turystyki Międzynarodowej Organizacji Turystycznej (warto tu przypomnieć, że na początku 2002 r. WTO stało się wyspecjalizowaną agendą ONZ),
- Przypadek studialny – historia ustaleń w Zjednoczonym Królestwie,
- Zawartość kursów turystycznych w Zjednoczonym Królestwie,
- Neutralne Zasady Regulacji Rady Wspólnoty Europejskiej.

Publikację tę – jak każdą próbującą wprowadzić jakiś ład (tu terminologiczny), należy oczywiście ocenić pozytywnie; jest ona na pewno przydatna w branży i dla badaczy zjawisk podrózniczko-turystycznych. Jako przykład można podać autorską definicję ekoturystyki (*ecotourism*): «Turystyka, która uwzględnia uwarunkowania środowiskowe [w znaczeniu przyrodniczym – KRM], kulturowe i społeczne; potocznie „zielona” turystyka. Zobacz też turystyka, zrównoważenie». Niemniej jednak należy wskazać także na jej mankamenty.

O ile nie można zgłaszać zastrzeżeń co do części niejako „obramowujących” słownik, o tyle wobec tego ostatniego uwag nasuwa się sporo. Jako główne należy zgłosić dwie. Po pierwsze, o wiele korzystniejsze byłoby rozdzielenie definicji i wyjaśnień terminologicznych od rozwiązywania skrótów – łączne ich potraktowanie nie jest wygodne. Po drugie, zbędne są informacje opisowe z wykorzystaniem statystyki – dane zmieniają się szybko, przez co publikacja traci na aktualności. Ponadto jest sporo braków właśnie definicyjnych. Na przykład autor wyjaśnia pojęcia „turystyka” i „wypoczynek” (*leisure*), a brakuje „podróży”, choć to przecież słowo kluczowe dla całego słownika. Nie zamieszczono też tak podstawowych pojęć, jak choćby *shelter* i *hut*, częstokroć traktowanych w publicystyce jako synonimy wobec schroniska. Nie ma *canyoningu* i *raftingu*, choć jest... *trawler*, mimo braku związku z turystyką. „Čedok” w haśle *Czech Travel and Hotel Corporation* otrzymał tylko odnośnik do swojej strony internetowej zgodnie z przyjętą konwencją takiego postępowania w podobnych sytuacjach. Autor wszelako nie był konsekwentny: „Orbis” ma podaną angielską wersję nazwy i nic więcej, mimo także posiadania swojej strony.

Podsumowując trzeba ponowić ogólnie dobrą opinię o tym słowniku, acz wymaga on jeszcze sporo ulepszeń. Biorąc pod uwagę światowe zainteresowanie turystyką i podróżami, także w kręgach naukowych, warto go doskonalić w następnych wydaniach.

Krzysztof R. Mazurski

Wydział Architektury Politechniki Wrocławskiej, Wrocław

<http://rcin.org.pl>

A. Jones, R. Duck, R. Reed, J. Weyers – Nauki o środowisku. Ćwiczenia praktyczne (tłum. B. Woronko, D. Woronko), Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa 2002; 366 s.

Nauki o środowisku obejmują wiele rozległych dziedzin wiedzy. Dotyczą one zarówno środowiska ożywionego, jak i nieożywionego. Metody badania środowiska są różnorodne. Pomiar, obserwacja i eksperyment przeprowadzane są w terenie lub laboratorium. Dane pomiarowe i obserwacyjne opracowywane są według rozmaitych procedur, a wyniki badań prezentowane w różnej formie. W tej wielości metod badawczych, analitycznych i prezentacyjnych obowiązują jednak pewne ogólne zasady organizacji warsztatu, które – jeśli stosowane – przybliżają badacza do końcowego sukcesu.

Recenzowana książka, której trzej brytyjscy autorzy są biologami (A. Jones, R. Reed, J. Weyers), a jeden – specjalistą w zakresie nauk o Ziemi (R. Duck), jest praktycznym poradnikiem badacza środowiska. Podtytuł: *Poradnik praktyczny* byłby tu właściwszy niż *Ćwiczenia praktyczne*, gdyż ćwiczeń *sensu stricto* jest tu niewiele. Poradnik obejmuje różne dziedziny wiedzy, choć – jak podkreślono we wstępie – „zakres żadnej książki nie może [...] objąć w całości wszystkich ćwiczeń praktycznych i metod badawczych poszczególnych dyscyplin”. Przeznaczony jest przede wszystkim dla studentów i zawiera raczej metodologiczne podstawy warsztatu badawczego, niż szczegółowy opis badawczych procedur. Ma przybliżyć i zrozumieć proces podejmowania decyzji po uprzedniej analizie celów i założeń własnej pracy.

O rozległości problematyki świadczą tytuły poszczególnych części: *Zagadnienia podstawowe, Metody badawcze, Pobieranie próbek, Przetwarzanie i identyfikacja pobranego materiału, Analiza środowiska, Analiza i prezentacja danych, Technologia informacyjna i źródła pisane, Przekazywanie informacji*.

Każda z części książki podzielona jest na liczne rozdziały i krótkie podrozdziały. Na przykład, część zatytułowana *Analiza środowiska* zawiera rozdziały: *Analizy ekologiczne i demograficzne, Pozyskiwanie informacji z map i fotografii, Ocena oddziaływania na środowisko, Analizy chemiczne poszczególnych komponentów środowiska, Analizy stosowane w badaniu środowisk wodnych, Analiza gleb i osadów, Pomiar zjawisk atmosferycznych*, a część zatytułowana *Analiza i prezentacja danych* zawiera rozdziały: *Obróbka i przetwarzanie danych wejściowych, Stosowanie wykresów, Prezentacja danych w tabelach, Ogólne zasady rozwiązywania problemów obliczeniowych, Statystyka opisowa, Wybór i zastosowanie testów statystycznych*. W książce przedstawiono zatem zarówno zasady badań terenowych i laboratoryjnych, jak i metodyczne podstawy analizy danych oraz ich prezentacji.

Kompleksowość ujęcia jest zaletą książki, a jej przydatność – zwłaszcza dla studentów nauk przyrodniczych – niewątpliwa. Poradnik może być także przydatny przedstawicielom nauk społecznych oraz – w pewnym zakresie – reprezentantom niektórych dyscyplin humanistycznych.

Problemem, z którym zetknęli się autorzy, było wyważenie proporcji pomiędzy zasadami ogólnymi a szczegółowością opisu poszczególnych procedur analitycznych, badawczych i prezentacyjnych. Jeśli jednak uznać, że każda z dziedzin ma literaturę podręcznikową, a recenzowana pozycja ma być raczej przewodnikiem w gąszczu nauk o środowisku niż podręcznikiem, niedosyt informacji szczegółowej przestaje być problemem. Trzeba bowiem mieć świadomość tego, iż adepci nauk przyrodniczych, przytłoczeni nieraz wiedzą szczegółową, z coraz większym trudem dostrzegają – w zalewie infor-

macji – prawidłowości i zasady ogólne, które stanowiły podstawę przyjętych procedur pomiarowych, analitycznych, obliczeniowych i statystycznych. Nietrudno znaleźć studenta, który sprawnie dokonuje skomplikowanych obliczeń przy użyciu nowoczesnych pakietów statystycznych, a jednocześnie nie zastanawia się nad istotą (a niekiedy i potrzebą) przeprowadzonych działań. Wiele prac seminaryjnych, magisterskich i doktorskich przytłacza powodzią faktów i stosowanych metod, przy równoczesnych niedostatkach umiejętności wylawiania prawidłowości i formułowania syntetycznych wniosków. Niedostatki organizacji i warsztatu badań oraz prezentacji wyników znajdują odzwierciedlenie w publikacjach i wystąpieniach seminaryjnych, konferencyjnych czy kongresowych. Długotrwałe, pracochłonne i kosztowne badania, wymagające niejednokrotnie dużego wysiłku i wyrzeczeń, nie są potem umiejętnie zaprezentowane, co powoduje, że efekt końcowy jest niewspółmierny do trudu włożonego w realizację pracy. Zwracają na to uwagę autorzy ciągle jeszcze nielicznych w polskiej literaturze przyrodniczej przewodników warsztatowych (np. J. Weiner w publikacji pt. *Technika pisania i prezentowania przyrodniczych prac naukowych*, PWN, Warszawa 1998).

Ze względu na interdyscyplinarny charakter omawianego przewodnika – a tym samym zróżnicowanie dyskutowanej problematyki – dobór treści, zakres i stopień szczegółowości będą zawsze dyskusyjne. Każdy specjalista w zakresie reprezentowanej przezeń dziedziny dostrzeże z pewnością wiele uproszczeń i braków, a czasem i błędów. Dotyczy to także podstawowych terminów, których definicje są niekiedy trudne do zaakceptowania. Na przykład, w zakresie dyscypliny reprezentowanej przez recenzenta (geografia fizyczna, hydrologia), trudno pogodzić się ze stwierdzeniem, iż woda słodka ma zasolenie zerowe, a woda w estuariach rzecznych – zasolenie zmienne, w zakresie od 0(!) do 35‰ (s. 215). Zbytнім uproszczeniem jest stwierdzenie liniowej zależności między natężeniem przepływu a intensywnością unoszenia (s. 221), gdyż powszechnie stwierdzonym zjawiskiem jest histereiczny przebieg związku koncentracji zawiesiny i natężenia przepływu, w zależności od tego, czy mamy do czynienia z fazą wzrostu, czy też fazą opadania fali wezbraniowej. Niekonsekwentnie są stosowane, w odniesieniu do środowisk wodnych, takie terminy jak: zawartość, obciążenie, stężenie, intensywność i koncentracja.

Nie tylko napisanie, ale i przetłumaczenie takiego przewodnika jest zadaniem bardzo trudnym, wymagającym konsultacji ze specjalistami w zakresie dyscyplin szczegółowych. Konieczne jest też odwołanie się do specjalistycznych słowników, choć i te nie usuwają czasem wątpliwości. Problemy terminologiczne wynikają niejednokrotnie ze specyfiki terminologicznej języka oryginału (angielski) i braku odpowiedników w obu językach (np. *groundwater* – woda podziemna, woda gruntowa, które to terminy są niesłusznie stosowane zamiennie).

Ostatnie dziesięciolecie charakteryzuje w Polsce gwałtowny przyrost liczby studentów, w tym studentów nauk przyrodniczych. Rozwój kadrowy niedofinansowanych uczelni państwowych nie nadąża za tym zjawiskiem. Skutkiem tego jest coraz mniejszy bezpośredni kontakt studentów z nauczycielami. Różnego rodzaju poradniki metodyczne nie zastąpią tych kontaktów, ale z pewnością ułatwią prowadzenie badań i – co nie mniej ważne – pomogą uporządkować tok działania na etapie zarówno badań, analizy wyników, jak i ich prezentacji. Publikacja polskiego tłumaczenia pożytecznego poradnika zasługuje zatem na uznanie. Będzie on zapewne przydatny i dla nauczycieli akademickich, i dla studentów w trakcie badań, zajęć seminaryjnych oraz tzw. tutoriali. Użyteczny może być także w szkołach ponadpodstawowych, gdzie

werbalne metody nauczania coraz częściej zastępowane są przygotowywaniem i opracowywaniem przez uczniów tzw. projektów.

Do korzystania z poradnika zachęca atrakcyjna forma i przejrzysty, dwuszpaltowy układ, przy czym zewnętrzna szpalta służy zapisowi definicji i dodatkowych uwag. Przykłady zasad i procedur postępowania zostały graficznie wyróżnione. Literatura, podzielona na cytowaną i uzupełniającą, zawiera także niektóre pozycje polskojęzyczne. Całość kończy indeks.

Wojciech Chelmiński

Institut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków

P. Kershaw, B. David, N. Tapper, D. Penny, J. Brown – *Bridging Wallace's Line: The Environmental and Cultural History and Dynamics of the SE-Asian-Australian Region*, Advances in Geocology, 34, Catena Verlag, Reiskirchen 2002; 360 s.

W latach 1854–1862 angielski przyrodnik i podróżnik Alfred Russel Wallace podróżował po Azji Południowo-Wschodniej, w tym po rozlicznych wyspach Archipelagu Malajskiego. Najznamienitsze jego dzieło – koncepcja ewolucji dokonującej się poprzez dobór naturalny, opublikowane w 1858 roku, przyćmione zostało przez wydaną w tym samym roku książkę Karola Darwina. Większą popularność zyskały jego prace z zakresu biogeografii. Zajmował się m.in. ustaleniem granicy między faunistycznymi krainami orientálną i australijską – nosi ona do dziś nazwę linii Wallace'a i uznawana bywa za symbol gwałtownej różnicy między dwiema sąsiednimi krainami przyrodniczymi. Równocześnie jednak część zoogeografów, wydzielających obszar przejściowy między krainą orientálną i australijską, nadała mu nazwę Wallacea. Tak oto do Alfreda Russela Wallace'a zaczęły się odwoływać osoby podkreślające zarówno kontrasty, jak i powiązania między dwiema krainami. Gdy w początkach lat dziewięćdziesiątych XX w. na uniwersytecie w Monash uruchomiono wielodyscyplinarny program badania powiązań między Australią a Azją, zwłaszcza zaś Azją Południowo-Wschodnią, porównanie do budowy mostów ponad linią Wallace'a nasuwało się niejako samorzutnie. W 1996 r. w Monash odbyła się konferencja, ale z wydaniem książki czekali jeszcze 6 lat, by móc wszechstronnie zaprezentować wzajemne powiązania. W 34. tomie *Advances in Geocology* znalazły się zarówno zmodyfikowane referaty z 1996 roku (m.in. z uaktualnioną literaturą), jak i prace później nadesłane.

Tom dzieli się na 3 główne części (na część drugą przypada 50% objętości tomu) i obejmuje 16 rozdziałów: Tło środowiskowe (4 rozdziały), Środowisko w czwartorzędzie (7) oraz Zaludnienie Sunda i Sahul (bardziej adekwatne byłoby chyba użycie terminu: Azji Południowo-Wschodniej i Oceanii – 5 rozdziałów). Uzupełnieniem są krótkie wprowadzenie oraz informacje o autorach. Nie udało się zrealizować ambitnych zamierzeń redaktorów i poszczególne rozdziały nie tworzą całości. Widać to już w części pierwszej, gdzie kolejne rozdziały dotyczą: (1) zmian cyrkulacji atmosferycznej i anomalii klimatycznych – współcześnie, (2) ewolucji tektoniki regionu – od fanerozoiku, (3) zmian szaty roślinnej – w trzeciorzędzie i (4) zróżnicowania florystycznego – współcześnie. Jak widzimy, każdy rozdział odnosi się innego okresu, łączy je tylko to, że wszystkie dotyczą tego samego obszaru – całej Azji Południowo-Wschodniej i północnych krań-

ców Australii. Przy omawianiu „tła środowiskowego” w ogóle nie zauważono jednak niektórych elementów środowiska: rzeźby, gleb i świata zwierzęcego, a stosunki wodne zostały tylko częściowo omówione przy omawiania klimatu.

W części drugiej zdecydowanie dominuje biogeografia – 5 rozdziałów dotyczy czwartorzędowych zmian roślinności i flory, ustalonych głównie metodą analizy pyłkowej. Są to opracowania bardzo interesujące, ale też nie dają całościowego obrazu. Szczegółowo omówiono zmiany roślinności i flory na Jawie, w górskich regionach Nowej Gwinei w okresie maksimum zlodowacenia, a także w lasach namorzynowych w późnym plejstocenie i w holocenie. Zmiany zasięgu i składu gatunkowego namorzynów świadczą o zmianach linii brzegowej i głębokości morza. Dwa pozostałe rozdziały dotyczą oceanologii, w tym próby rekonstrukcji występowania powodzi i susz w ciągu ostatnich 500 lat i powiązania ich z oscylacją południową (ENSO).

Zróżnicowanie tematyczne w obrębie trzeciej części jest chyba szczególnie duże. Mamy tam rozdziały o: (1) wczesnych człowiekowatych w Azji Południowo-Wschodniej, (2) zasiedlaniu Polinezji przez ludy azjatyckie, (3) zmianach środowiska przyrodniczego w świetle wyników badań archeologicznych w Liang Lembudu na wyspach Aru, (4) liczebności różnego wieku stanowisk archeologicznych w Australii w porównaniu z długookresowymi zmianami środowiska przyrodniczego, oraz (5) wpływie działalności ludzkiej na zmiany szaty roślinnej na Borneo po 1800 roku. Wybrane zagadnienia dotyczą ogromnego przedziału czasowego (od blisko 1 mln lat wstecz do chwili obecnej) i zakresu terytorialnego, a także tematycznego, gdyż np. rozdział o zmianach roślinności na wyspach Aru z powodzeniem mógłby być zaliczony do drugiej części tomu.

Redaktorzy tomu deklarują, że ich celem było poruszenie różnych zagadnień z zakresu geografii zarówno fizycznej, jak i społeczno-ekonomicznej. To samo obiecuje podtytuł, ale w pracy zdecydowanie dominuje aspekt przyrodniczy, zgodnie z profilem serii wydawniczej. Większość rozdziałów zakwalifikować można do biogeografii, a ściślej - do paleobiogeografii. Są rzetelnie napisane, udokumentowane licznymi rycinami (najłatwiejszymi do wykonania na komputerze wykresami, ale także licznymi mapami), tabelami, bogatym spisem literatury (do około 100 pozycji literatury do jednego rozdziału). Jeśli przyjmiemy, że rzeczywistym zamiarem redaktorów było ukazanie różnorodności problematyki zmian środowiska przyrodniczego w czwartorzędzie na pograniczu (?) Azji i Australii, w okresie gdy dokonywała się kolonizacja tych terenów przez człowieka, to cel ten został zrealizowany.

Florian Plit

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa

W. Hintermaier, G. Erhard – *Böden der Welt; ein Bildatlas*, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg-Berlin 2002; 120 s.

Badania pokrywy glebowej Ziemi nabrały ogromnego tempa z chwilą opracowania *Mapy Gleb Świata 1 : 5 mln* (FAO/UNESCO, 1971–1977, *Soil Map of the World*, UNESCO, Paris). Jednakże przyjęte tam zasady grupowania gleb oraz ich nazewnictwo mają już w części jedynie wartość historyczną. Bazując na opracowanym wówczas systemie utworzono nową wersję klasyfikacji gleb, nazywaną systemem WRB (*World Report Base for Soil Resources*, FAO Report Nr 84, FAO, Rome, 1998). Podstawą po-

działu gleb w tej klasyfikacji na wysokiej rangi jednostki, tzw. grupy referencyjne są charakterystyczne poziomy diagnostyczne. Ich cechy, głównie ilościowe, zostały szczegółowo opisane, zaś nazwy wykorzystano w nomenklaturze niższych od grupy jednostek klasyfikacyjnych gleb. Klasyfikację zgodną z systemem WRB wykorzystano w opracowaniu *Böden der Welt*. Jest to właściwie *Album gleb świata*. Prezentacje grup referencyjnych gleb przeprowadzono w nawiązaniu do 9 głównych jednostek klimatyczno-roślinnych Ziemi (m.in. obszary tajgi, stepów, lasów tropikalnych itp.). Każda z tych jednostek, ich kontury i dominujące tam gleby zaznaczono na schematycznych mapkach kontynentów, została opisana pod kątem klimatycznym, roślinnym i glebowym, a dla wybranych miejsc dołączono diagramy klimatyczne. Ta generalna charakterystyka środowiska przyrodniczego zajmuje każdorazowo po dwie strony albumu.

Główną część opracowania stanowi szczegółowa charakterystyka typowych dla wyróżnionych obszarów Ziemi grup referencyjnych gleb. W przypadku obszarów stepowych są nimi gleby nazywane Phaeozeme, Chernozeme, Kastanozeme i Solonetze, a wilgotnych lasów tropikalnych – Ferralsole i Plinthosole. Poza opisem zawierającym definicję prezentowanej gleby, wykaz jej właściwości fizycznych, chemicznych i biologicznych oraz wskazówki w zakresie użytkowania i ochrony, znajdują się tu także barwne plansze (fotografie) odsłoniętych w wykopach profili gleb. Cechy ilościowe gleby (skład ziarnowy, porowatość, pH, zawartość substancji organicznej i inne) dobrze ilustrują proste wykresy, a jej genezę przybliży obszerny tekst. Znakomitym uzupełnieniem tych informacji są fotografie typowych krajobrazów oraz zestawy toposekwencji gleb (tzw. katen), ilustrujące związek pedosfery z lokalnymi warunkami litologicznymi i geomorfologicznymi. Podobny sposób prezentacji uzyskały także gleby obszarów górskich (przykłady m.in. z Alp, Kamczatki), gleby aluwialne oraz gleby mocno zmienione przez człowieka – Anthrosole. Do nazw gleb wg systemu WRB dodano ich odpowiedniki stosowane w klasyfikacji niemieckiej, amerykańskiej oraz pierwotnie przez FAO. Dodatkowym walorem *Albumu* jest wykaz nazw jednostek glebowych niższych szczebli klasyfikacji, nazw poziomów diagnostycznych z ich zwięzłą charakterystyką oraz skorowidz terminów. W spisie literatury (25 pozycji) zdecydowanie dominują prace z zakresu geografii gleb wydane w ostatnich kilku latach. Ta opracowana ze znanstwem przedmiotu i pięknie wydana książka może stanowić cenną pomoc w nauczaniu gleboznawców, geografów, biologów, geologów i ekologów, a także źródło podstawowych informacji dla szerokiego grona ekspertów i konsultantów w zakresie ochrony środowiska przyrodniczego. Przetłumaczona na język polski byłaby dobrym podręcznikiem akademickim.

Bogumil Wicik

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa

Ökosystemmanagement für Niedermoore. Strategien und Verfahren zur Renaturierung, red. R. Kratz, J. Pfadenhauer, Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart 2001; 320 s., 127 ryc., 79 tab., 10 fot.

Prezentowana książka jest zbiorowym opracowaniem kilkudziesięciu osób zatrudnionych w 10 niemieckich placówkach naukowych. Zamieszczono w niej wyniki badań prowadzonych w okresie 1992+1998 na czterech torfowiskach niskich

(powierzchnia 70–350 km²) i ich zlewniach położonych w północnych Niemczech.

W rozdziałach wstępnych omówiono genezę, właściwości i rozmieszczenie torfowisk niskich w Europie Środkowej oraz zakres działań służących regeneracji, ochronie, a także zagospodarowaniu krajobrazów torfowiskowych pokrywających duże obszary Niemiec. Dość mocno rozbudowano m.in. podrzdziały dotyczące hydrobiologii badanych torfowisk niskich. Dla wszystkich obiektów objętych rozpoznaniem i uznanych za reprezentatywne (Dummer, Drömling, Oberes Rhinulch i Friedlander Grosse Weise) opracowano – na podstawie bezpośrednich pomiarów – szczegółowe bilanse wodne, rozpoznano rolę rowów i innych budowli hydrotechnicznych w procesach retencjonowania wody, a także określono możliwości nawodnienia tych torfowisk przy założonych wartościach opadów i parowania. Tu także podkreśla się istotne znaczenie odpowiedniego zagospodarowania poboczy rowów melioracyjnych m.in. poprzez formowanie pasów wiatrochlonych. Kolejne rozdziały dotyczą losów głównych składników chemicznych torfu (węgiel, azot, potas) w warunkach zróżnicowanego użytkowania i uwilgotnienia torfowiska.

W zestawieniach tabelarycznych podano m.in. wielkości rocznej emisji CO₂ z torfowiska Dummer (do 6000 kg/ha) oraz metanu i tlenu azotu. Szacuje się, iż w 1995 r. z torfowisk niemieckich w wyniku procesów mineralizacji masy organicznej ulotniło się około 260 mln t węgla, głównie jako połączenia CO₂ i CH₄. Skład chemiczny wód (pH, stężenie głównych jonów) dokumentują wyniki comiesięcznych pomiarów prowadzonych na wszystkich objętych badaniami torfowiskach. W tej części pracy zamieszczono także materiały dotyczące dynamiki produkcji masy roślinnej (turzyce, trzciny) oraz jej składu (zawartość ligniny, celulozy).

Dużo miejsca zajmuje wszechstronna charakterystyka biocenoz torfowiskowych. Opisano etapy zasiedlania torfowisk o różnym stopniu nawilgocenia i różnym okresie zatapiania, składy gatunkowe roślin odpowiednie dla obszarów sztucznie kolonizowanych oraz sposoby limitowania ich żyzności (np. poprzez wykaszanie traw).

Odrębne rozdziały dotyczą zwierząt zasiedlających obszary łąkowo-torfowiskowe, a głównie ptaków i owadów. W celu ochrony i zwiększenia populacji zaleca się m.in. przestrzeganie terminów wykaszania traw, utrzymywanie właściwej wysokości ściernisk, a także terminów i długości okresów zatapiania.

Obszerne rozwinięcie znalazł temat „gospodarowanie na torfowiskach”. Podaje się tu przykłady ich wykorzystywania jako obszarów produkcji traw, trzciny, drewna olchowego, a także jako miejsc pozyskiwania materiału odpowiedniego do produkcji np. gazu i koksu. Omawiając rolnicze użytkowanie torfowisk ukazuje się wpływ zabiegów agrotechnicznych (np. wałowanie, talerzowanie) na gospodarkę gleb murszowo-torfowych azotem i potasem oraz jej związek z przyrostem masy zielonej. W pozostałych rozdziałach podkreśla się potrzebę opracowania alternatywnych sposobów zagospodarowania krajobrazów torfowiskowych. Zdaniem autorów, niezmiernie przydatne jest w takich przypadkach formowanie odpowiednich modeli prognostycznych, uwzględniających np. ewentualne zmiany w sukcesji roślin, intensywności nawodnienia, zróżnicowanie wielkości opadów atmosferycznych itp. W grupie tematów dotyczących planowania przestrzennego zamieszczono m.in. wskaźniki ułatwiające ocenę krajobrazów torfowiskowych ze względu na ich funkcje przyrodnicze, ekonomiczne i rekreacyjne. Ogromne znaczenie przywiązuje się tu do odpowiedniego powiązania projektowanych prac z regionalnymi i krajowymi programami ochrony środowiska, a także do uwzględniania zaleceń Unii Europejskiej.

W spisie literatury zamieszczono około 500 pozycji, głównie niemieckojęzycznych wydanych po roku 1990, a w skorowidzach – wykaz prac łacińskich roślin oraz stosowanych terminów. Ze względu na obszerny zakres tematyczny prowadzonych badań oraz ich praktyczne ukierunkowanie, prezentowana praca powinna zainteresować szeroki krąg osób zajmujących się środowiskiem przyrodniczym i jego ochroną.

Bogumił Wicik

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa

Z. Głowaciński (red.) – Polska czerwona księga zwierząt (kręgowce).
(*Polish Red Data Book of Animals. Vertebrates*), PWRiL, Warszawa 2001; 452 s.

„Czerwona księga” jest »rejestrem i zapisem diagnostycznym zagrożonego życia« – to główne przesłanie jakie towarzyszy powstawaniu tego typu opracowań. Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne wydało nową *Polską czerwoną księgę zwierząt*, różniącą się dość istotnie od pierwszej wersji z roku 1992. Zasadnicze różnice dotyczą zarówno listy uwzględnionych gatunków kręgowców, jak i metod klasyfikacji gatunków zagrożonych. Księga z roku 1992 zawiera opisy 113 gatunków kręgowców (nie licząc wymarłego tura i tarpana), natomiast w wydaniu z roku 2002 znalazło ich się 128.

W pierwszym wydaniu opisano 30 gatunków ssaków (i tyleż w nowej edycji), 67 – ptaków (teraz 70), 3 (obecnie 4) – gadów, 2 (3) – płazów, 8 (17) gatunków ryb i 3 gatunki minogów (obecnie 4). Taksony zamieszczone i sklasyfikowane w księdze stanowią prawie 30% stanu gatunkowego kręgowców Polski. W księgach opisano gatunki zwierząt występujące we współczesnych granicach państwa polskiego, łącznie z 12-milową strefą polskich wód terytorialnych Bałtyku. W celu konsekwentnego ukazywania ubytków w rodzimej faunie w dwóch wydaniach księgi zamieszczono dodatkowo kategorię zwierząt, które wyginęły zupełnie jako gatunki (*Extinct species, Ex*), a które miały na obszarze państwa polskiego swe ostatnie na świecie ostoje (tur *Bos primigenius*, tarpan *Equus gmelini*), oraz takich, które ustąpiły z ziem polskich w czasach historycznych (*Extinct in Poland, EXP*). Oprócz tego w pierwszej księdze przyjęto jeszcze 5 kategorii zagrożenia gatunków: skrajnie zagrożone i ginące (E), narażone na wyginiecie (V), rzadkie (R), wydobyte z niebezpieczeństwa (O), o nieokreślonym statusie (I), (Olaczek, 1985).

Nowy schemat klasyfikacyjny, oparty na wytycznych IUCN/WCU (World Conservation Union) i uwzględniony w drugim wydaniu księgi oprócz kategorii (Ex) i (EXP), opisuje jeszcze gatunki: skrajnie zagrożone (CR), bardzo wysokiego ryzyka, silnie zagrożone (EN), wysokiego ryzyka, narażone na wyginiecie ((VU), niższego ryzyka, ale bliskie zagrożenia (NT); nie wykazujące w kraju na razie regresu populacyjnego i nie należące do zbyt rzadkich, a nawet lokalnie i/lub czasowo zwiększające swój stan posiadania, a także takie, które reprezentowane są przez populacje marginalne, ledwie zaznaczające się i nietrwale (LC).

Jak piszą autorzy opracowania, za podstawową jednostkę biologiczno-systematyczną przyjęto gatunek, z zastrzeżeniem, że reprezentuje on wyłącznie rodzimą faunę i gatunki rozmnażające się w kraju oraz kwalifikuje się do jednej z przyjętych kategorii zagrożeń. W księdze utrzymano gatunki, których główny areal występowania leży poza

granicami Polski, a w kraju żyły lub żyją jedynie populacje peryferyjne, często wyspowe i nietrwale, zależne od populacji centralnych.

W obu wydaniach książki zachowano ten sam schemat opisu gatunków, w którym zamieszczona była: pełna nazwa (łacińska) gatunku, z nazwiskiem autora i datą, nazwa polska gatunku, nazwa angielska gatunku, rząd/*ordo*, rodzina/*familia*, status gatunku, czyli zwięzły anons o jego sytuacji w kraju i ewentualnie otoczeniu, pochodzenie/systematyka, rozmieszczenie (m.in. mapy stanowisk w Polsce i zasięgu gatunku w Europie), siedlisko (przede wszystkim w Polsce), zmiany siedliskowe (w Polsce), rozmnażanie (i ewent. cykl życiowy), wielkość populacji wolno żyjącej (w Polsce), stan populacji w niewoli (w Polsce), dane historyczne, kierunek i prognoza zmian populacji, przyczyny wymierania, stosowane sposoby ochrony, proponowane sposoby ochrony, uwagi, czyli inne ważne z ochroniarskiego punktu widzenia informacje o gatunku, streszczenie angielskie, źródła informacji, Powyższy schemat nie dotyczy gatunków całkowicie wygasłych – tura i tarpana. Ich opis zawierał: pochodzenie i pokrewieństwo, cechy biologiczne i zajmowane siedlisko, historię zaniku, przyczyny wyginięcia. W księgach uwzględniono głównie gatunki występujące współcześnie z podziałem na kilka okresów ewidencyjnych, jak piszą autorzy opracowania w celu zaznaczenia zmian w rozmieszczeniu poszczególnych taksonów. Zastosowano 6 znaków (sygnatur) oznaczenia stanowisk ewidencjonowanych w różnym czasie: a) stanowiska kopalne, b) stanowiska notowane do 1900 r., c) stanowiska notowane w latach 1901–1975, d) stanowiska notowane w latach 1976–1990, e) stanowiska współczesne notowane w latach 1991–2000, f) stanowiska współczesne, nie w pełni potwierdzone. Osobne trzy sygnatury oznaczają: stanowiska osobników introdukowanych lub reintrodukowanych, hodowle restytucyjne, stanowiska współczesne wymagające utajnienia ze względu na niebezpieczeństwo ich zniszczenia.

Najważniejsze założenia kartograficznego rejestru uzyskanych informacji dotyczą rozmieszczenia gatunków w Europie i Polsce. Każdy z nich ma załączone dwie mapy: na jednej przedstawiono europejski areal gatunku, na drugiej – zaopatrzonej w siatkę koordynat geograficznych – ukazano szczegółowe stanowiska gatunków w granicach Polski za pomocą znaków punktowych. Za stanowisko uznano miejsce, w którym wykazano indywidualny lub przebiegający w koloniach rozród zwierzęcia, choć czasem jest to miejsce domniemanego, nie w pełni udokumentowanego rozmnażania się gatunku. Kryterium rozrodcze było stosowane przede wszystkim w przypadku ptaków, dla których stwierdzenie pojedynczego osobnika czy nawet pary w porze lęgowej nie dowodzi ich gniazdowania w miejscu obserwacji.

Niewątpliwie jest kwestią sporną i kontrowersyjną ustalanie listy gatunków do *Czerwonych ksiąg*. Jest jednak pewne, że notowanie i publikowanie faktów dotyczących zjawisk regresji bądź progresji fauny jest koniecznością. Chyba każdy zgodzi się z autorami, że »trudno wyobrazić sobie realizację światowych, kontynentalnych czy krajowych strategii ochrony przyrody, a także niektóre działania lokalne bez oparcia w tak elementarnej faktografii naukowej, jakiej dostarczają *Czerwone księgi* lub ich uproszczone warianty – *Czerwone listy*«.

Do nowego wydania książki wpisano 22 nowe taksony z grupy kręgowców. Wśród nich znalazły się np. cietrzew (*Tetrao tetrix*), podróżniczek (*Luscinia svecica*) i gniewosz plamisty (*Coronella austriaca*), których regres był sygnalizowany już w poprzednim wydaniu (Głowaciński, 1992). Sześć gatunków: ptaki – błotniak łąkowy (*Circus*

pygargus), gągoł (*Bucephala clangula*) i kormoran czarny (*Phalacrocorax cabro*), ssaki – bóbr europejski (*Castor fiber*), wydra (*Lutra lutra*) i smużka leśna (*Sicista betulina*) nie zostały wpisane do nowej księgi. Prawdopodobnie ich populacje powiększyły na tyle zasięg w Polsce, że można je było uznać za stabilne lub ekspandujące i w chwili obecnej nie wymagające nadzwyczajnych metod ochrony.

Niektóre gatunki zagrożone osiągają u nas północną granicę występowania: kozica (*Rupicapra rupicapra*), orzełek włochaty (*Hieraaetus pennatus*), pomurnik (*Tichodroma muraria*), wąż Eskulapa (*Elaphe longissima*) oraz głowacica (*Hucho hucho*). Zwierzęta te występują zwykle w małych, izolowanych populacjach, których ryzyko ekstynkcji jest szczególnie wysokie i z racji tego ich miejsce w *Czerwonej księdze* jest oczywiste i niestety stałe przez nikogo nie kwestionowane. Dotyczy to również gatunków zgrupowanych jeszcze w miarę izolowanych populacjach (np. darniówki tatrzańskiej (*Microtus tatricus*), nornika śnieżnego (*Chionomys nivalis*) i endemicznej traszki karpackiej (*Triturus montandoni*), a także stosunkowo silnych w Polsce populacji gatunków z różnych względów znajdujących się w sferze zainteresowania światowej ochrony przyrody.

Chwała autorom i redaktorom za to opracowanie. Trudnego zadania koordynacji pracy nad całością wydania i zbiorem danych z ośrodków naukowych z całej Polski, podjął się po raz drugi prof. dr hab. Zbigniew Głowaciński. Jako redaktor naukowy obydwu wydań księgi wykonuje on od ponad dwudziestu lat tytaniczną pracę twórczą nad kształtem redakcyjnym księgi i jej zawartością merytoryczną. Trud powstawania księgi wzięło na siebie 68 autorów, wybitnych zoologów i faunistów.

Jedynie drobne uwagi mogą dotyczyć jakości materiałów nadesłanych przez autorów. Niewiele bowiem z uwzględnionych gatunków posiada pełną dokumentację stanowisk we wszystkich analizowanych przedziałach czasowych. Uniemożliwia to prześledzenie dynamiki rozmieszczenia gatunku i zmian arealów jego występowania. Istnieją niewątpliwie szczegółowe dane dotyczące chociażby żbika czy wilka. Dla tego drugiego zaznaczono tylko stanowiska współczesne, notowane w latach 1991–2000.

Wszystkie taksony uwzględnione w księdze są objęte całkowitą ochroną gatunkową, z wyjątkiem troci jeziorowej (*Salmo trutta*), głowacicy (*Hucho hucho*), sapy (*Abramis sapa*), oraz smużki stepowej (*Sicista subtilis*), której obecność w Polsce wykryto niedawno. Tylko częściowo (w wydzieleniach terytorialnych) chroniony jest losoś.

Polska czerwona księga zwierząt nie ma mocy aktu prawnego, stanowi jednak ważną podstawę do doskonalenia prawa dotyczącego ochrony przyrody i dostosowywania go do wymogów międzynarodowych. Nadaje ona gatunkom odpowiednią rangę faunistyczną i ochroniarską, co jest użyteczne m.in. przy wyznaczaniu rezerwatów przyrody, rezerwatów biosfery, parków narodowych i parków krajobrazowych, tworzących – wraz z ochroną gatunkową – spójny system ochrony przyrody w Polsce.

Na koniec należy wyrazić zadowolenie i pogratulować – zarówno wydawcy jak i redaktorowi naukowemu – jakości technicznej opracowania (map, rycin i fotografii zwierząt itp.).

Bożenna Grabińska
IGiPZ PAN, Warszawa

**Jubileusz
Profesor Alicji Breymeyer**



Profesor dr hab. Alicja Breymeyer jest ekologiem, związanym od blisko 30 lat z Instytutem Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN. Choć z wykształcenia nie jest geografem, to jej zainteresowania naukowe obejmują szeroko pojętą makroekologię, czyli poznawanie mechanizmów funkcjonowania ekosystemów w różnych skalach geograficznych oraz ocenę ich podatności na czynniki zewnętrzne, w tym na antropopresję. Badania Jubilatki dotyczyły i dotyczą analiz przestrzennych, a osiągnięte wyniki stawiają ją w czołówce makroekologów zarówno w kraju, jak i poza jego granicami.

Alicja Irena Breymeyer urodziła się 20 października 1932 r. w Siedlcach, gdzie spędziła swoje dzieciństwo i młodość, brutalnie zakłóconą wydarzeniami wojennymi. Wojna doświadczyła rodzinę Jubilatki w sposób okrutny: w 1941 r. zmarł na tyfus Jej ojciec, który był jedynym żywicielem rodziny. Po śmierci ojca rodzina utrzymywała się z wyprzedawania swojego majątku. W Siedlcach Jubilatka ukończyła szkołę podstawową oraz Gimnazjum i Liceum Ogólnokształcące im. Królowej Jadwigi. Po zdaniu w roku 1949 egzaminu dojrzałości podjęła studia na Wydziale Biologii Uniwersytetu Warszawskiego. Po trzech latach studiów przeniosiła się na Wydział Filozofii tegoż Uniwersytetu, kontynuując jednak swoje zainteresowania przyrodnicze. Efektem dwutorowych dociekań naukowych była praca magisterska poświęcona krytycznej analizie poglądów lansowanych w wybranych amerykańskich szkołach ekologicznych na temat konkurencji i kontroli liczebności w populacjach zwierzęcych.

Okres pobytu na Uniwersytecie – to dla Jubilatki nie tylko czas przyswajania wiedzy teoretycznej, ale również początek kariery zawodowej. Już na II roku studiów, w roku 1952, podjęła pracę zawodową w Zakładzie Ekologii PAN jako pracownik techniczny, zaś od V roku studiów jako asystent techniczny, a następnie naukowo-techniczny.

Po obronie pracy magisterskiej, Alicja Breymeyer rozpoczęła pod kierunkiem prof. K. Petruszewicza prace badawcze na obszarze Puszczy Kampinoskiej, których celem było rozpoznanie zachowań konkurujących ze sobą zespołów bezkręgowych drapieżników środowisk leśnych i łąkowych żyjących na powierzchni gleby. Wyniki tych badań A. Breymeyer opublikowała w pracy zatytułowanej *Relations between wandering spiders and other epigeic predatory arthropods*, którą przedłożyła w roku 1965 jako rozprawę doktorską.

Po uzyskaniu stopnia doktora Jubilatka rozpoczęła ożywioną organizację nowej jednostki badawczej – Pracowni Ekosystemów Trawiastych w ramach Zakładu Ekologii PAN. Po przemianowaniu Zakładu Ekologii w Instytut Ekologii PAN, kierowana przez A. Breymeyer pracownia uzyskała status Zakładu liczącego około 40 pracowników. Kierowanie przez Jubilatkę tak dużym zespołem ludzi było dla Niej nowym doświadczeniem, którego efektem jest obecna umiejętność organizowania i zarządzania nauką.

Druga połowa lat sześćdziesiątych – to w życiu naukowym Profesor Breymeyer również czas nawiązywania współpracy międzynarodowej, a następnie ożywionych kontaktów z wieloma zagranicznymi ośrodkami naukowymi. W roku 1965 Jubilatka wyjeżdża na 6-miesięczny staż naukowy do Georgia State University, gdzie ma niepowtarzalną okazję pracować pod kierunkiem Profesora E. Oduma, znakomitego twórcy ekologii ekosystemów. Po powrocie do kraju, badania prowadzone w swoim Zakładzie włącza do Międzynarodowego Programu Biologicznego. W 1969 roku uczestniczy w seminarium MPB w Kanadzie, podczas którego zostaje zaproszona do Komitetu Koordynacyjnego MPB – Biom Trawiasty. Badania swoje dotyczące ekosystemów trawiastych koncentruje na łąkach doliny Wisły i pastwiskach Pienin, a następnie na prerii Stanu Kolorado i sawannach w Panamie oraz w Wenezueli (te ostatnie dzięki stypendiom przyznanych Jej w 1971 r. przez Smithsonian Institution na 9-miesięczny pobyt w Ameryce Łacińskiej, w 1973 przez Stanowy Uniwersytet w Fort Collins na równie długi pobyt w USA oraz w roku 1974 przez Universidad Central de Venezuela w Caracas na roczny pobyt w Ameryce Południowej).

Po reorganizacji w Instytucie Ekologii PAN i likwidacji Zakładu Ekosystemów Trawiastych w roku 1974, A. Breymeyer przenosi się do Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN. Dzięki życzliwości środowiska geografów kontynuuje swoje badania dotyczące geografii ekosystemów, koncentrując się na porównaniu ekosystemów pastwisk w Pieninach oraz Starej Planinie w Bułgarii. Wyniki badań ekosystemów południowoamerykańskich sawann, rosyjskich stepów, północnoamerykańskich prerii oraz europejskich łąk i pastwisk posłużyły Jubilatce do próby syntezy porównawczej struktur i funkcjonowania ekosystemów trawiastych w skali geograficznej. Wyniki swoich dociekań opublikowała w pracy pt. *Analysis of the trophic structure of some grassland ecosystems*, przedstawionej jako rozprawa habilitacyjna na Wydziale Biologii Uniwersytetu Warszawskiego, który nadał jej w roku 1976 tytuł doktora habilitowanego.

Ostatnią przysgodą naukową z poznawaniem ekosystemów trawiastych była dla Jubilatki przygotowana przez Nią w roku 1979 wyprawa badawcza do Mongolii, której celem były badania procesów produkcji i rozkładu materii organicznej na suchych stepach. Po powrocie do kraju, w następnych dekadach zmieniła swój przedmiot badań, zastępując ekosystemy trawiaste ekosystemami leśnymi, szczególnie lasów iglastych Zainteresowania ekosystemami lasów iglastych rozwija zresztą do dzisiaj.

Szczegółne miejsce w Jej badaniach zajmuje ocena procesów akumulacji i rozkładu materii organicznej w zależności od położenia geograficznego ekosystemu. W latach dziewięćdziesiątych, po objęciu kierownictwa Zakładem Geoekologii IGiPZ PAN była inicjatorką i współorganizatorką kilku projektów międzynarodowych, których celem była analiza funkcjonalna ekosystemów lasów sosnowych w skali ponadregionalnej oraz kontynentalnej. Badania swoje prowadziła w Szwecji, Finlandii, Estonii, Łotwie, Litwie, Białorusi, Niemczech i Polsce oraz USA.

Uwieńczeniem pracy naukowej Jubilatki było nadanie Jej w roku 1987 tytułu profesora nadzwyczajnego, zaś w roku 1997 z rąk Prezydenta RP – profesora zwyczajnego. W uznaniu za swoją pracę została również odznaczona Złotym Krzyżem Zasługi.

Dorobek naukowy Profesor Breymeyer – to autorstwo i redakcja 14 książek i ponad 100 artykułów naukowych, opublikowanych głównie w wydawnictwach zagranicznych. Obok prac badawczych, drugą bardzo ważną dziedziną działalności Alicji Breymeyer była i jest nadal praca w organizacjach naukowych. Od początku lat siedemdziesiątych ubiegłego wieku podjęła pracę w Komitecie Człowiek i Środowisko PAN, Komitecie Ekologii PAN, Polskim Komitecie SCOPE, będąc w następnych latach wiceprzewodniczącą lub przewodniczącą tych organizacji. W latach dziewięćdziesiątych XX wieku była również wiceprzewodniczącą Międzynarodowej Rady Koordynacyjnej UNESCO-MAB oraz wiceprzewodniczącą i przewodniczącą biura EURO-MAB. W tym samym okresie była jednym z założycieli Polskiego Towarzystwa Ekologicznego i jego wieloletnią przewodniczącą.

Nie sposób nie dodać do charakterystyki dorobku i działalności naukowej Profesor Alicji Breymeyer jeszcze kilku cech Jej osobowości: pasji badawczej i konsekwencji w realizacji postawionych zadań. Te cechy, w połączeniu z ogromnym optymizmem, pracowitością i wytrwałością, doprowadziły Jubilatkę do wielu sukcesów zawodowych.

Ze swej strony mogę dodać, że miałem przyjemność współpracować z Profesorem Alicją Breymeyer od roku 1992, uczestnicząc w wielu wspólnych ekspedycjach badawczych, w czasie których Jubilatka dała się poznać jako człowiek o niespożytej energii. Późnym wieczorem, kiedy już wszyscy zmęczeni całodziennym trudem, marzyliśmy o wypoczynku, Profesor Breymeyer zapraszała nas na dyskusje naukowe, które często kończyły się po północy. Niemniej jestem Jej ogromnie wdzięczny za włączenie mnie do wielu projektów badawczych, jakie prowadziliśmy na obszarze Europy i Ameryki Północnej. Dzięki nim mogłem zapoznać się z najnowszymi technikami analiz środowiska geograficznego stosowanymi w USA oraz krajach europejskich, a także prowadzić badania, których wyniki wykorzystałem w wielu publikacjach naukowych.

Z okazji Jubileuszu życzymy Pani Profesor dalszych lat w zdrowiu i kontynuacji aktywnej działalności naukowej.

Marek Degórski
IGiPZ PAN, Warszawa

**Maria Drzał
1929–2002**



Dr Maria Drzał urodziła się 10 marca 1929 r. w Rzeszowie. Przed wojną mieszkała z rodzicami na Pomorzu. Po wysiedleniu z Kościerzyny mieszkała w Rzeszowie, gdzie zdała maturę w 1947 r. Następnie podejmowała starania, aby studiować medycynę w Poznaniu – czterokrotnie zdała pozytywnie egzaminy, ale z braku miejsc nie została przyjęta.

W 1947 r. rozpoczęła studiowanie prawa na Uniwersytecie Jagiellońskim, gdyż był to jedyny wydział, na którym nie obowiązywały egzaminy wstępne. W 1948 r. uzyskała zgodę na równoczesne studiowanie na Wydziale Matematyczno-Przyrodniczym geografii (poszerzonej o wybrane działy nauk logicznych) oraz na Wydziale Humanistycznym – archeologii (rozszerzonej o wybrane działy historii sztuki i kultury).

W czasie studiów, po śmierci ojca, lekarza weterynarii, utrzymywała się sama, korzystając tylko na I roku studiów z prywatnego stypendium prof. Eugeniusza Rome-ra. Brała czynny udział w pracach kół naukowych geografów, historyków sztuki i prehistoryków, pełniąc funkcję wiceprezesa. Była współorganizatorką pracowni geomorfologicznej Instytutu Geografii UJ.

W 1952 r. uzyskała absolutorium i na podstawie pracy *Morfologia dorzecza Prądnika* – z oceną bardzo dobrą – dyplom magistra filozofii z zakresu geografii. Już w marcu 1952 r. (na 8 miesięcy przed uzyskaniem dyplomu) otrzymuje asystenturę w Zakładzie Ochrony Przyrody kierowanym przez prof. Władysława Szafera.

O zamilowaniu i pasji działania Marii Drzał świadczy intensywność badań terenowych zapisanych w książeczce Górskiej Odznaki Turystycznej PTTK. W ewidencji wycieczek górskich odbytych w 1955 r. znajdują się zapisy: w Beskidzie Śląskim – 2 V, 4–10 V, 25–26 V, 30 V, 3–8 VI, 11–12 VI; w Pieninach – 2–13 VII, 20–28 VII; w Beskidzie Wyspowym – 2–4 IX, 10–15 IX.

Na podstawie pracy *Kras kopalny na obszarze świętokrzyskim między Pilicą a Nidą* uzyskała w 1964 r. na Uniwersytecie im. Marii Skłodowskiej-Curie tytuł doktora nauk przyrodniczych (promotorem był prof. Adam Malicki).

W latach 1954–1956 pracowała dodatkowo jako asystent, a w okresie 1957–1958 – jako wykładowca w Wyższej Szkole Pedagogicznej w Krakowie.

W Zakładzie Ochrony Przyrody bardzo blisko współpracuje z profesorami W. Szafarem i W. Goetlem, nadającymi w tamtych latach kierunek ochrony przyrody w Polsce.

W 1965 r. podejmuje myśl o utworzeniu w Krakowie placówki zajmującej się dokumentacją fizjograficzną. W towarzystwie Stefana Kozłowskiego przedstawiła koncepcję

nowej placówki prof. Szaferowi, który obiecał pomoc. I już w roku 1966 w Krakowie rozpoczął działanie Ośrodek Dokumentacji Fizjograficznej PAN, w którym Maria Drzał objęła funkcję sekretarza naukowego. Ośrodek umocowany przy Prezydium Oddziału PAN w Krakowie objął swym zainteresowaniem województwa południowe (1/4 obszaru Polski). Pierwszym przewodniczącym Ośrodka został ówczesny sekretarz naukowy oddziału PAN w Krakowie Jerzy Litwiniszyn, a jego zastępcami – Zdzisław Czeppe i Stefan Myczkowski. Kolejnymi przewodniczącymi ODF byli A. Kleczkowski (1978–1987), W. Ostrowski (1988–1992) i ponownie A. Kleczkowski od 1993 r. Przez cały ten czas, a więc prawie przez 38 lat, funkcja sekretarza ODF spoczywała w rękach doktor Drzał. Była to kluczowa rola w działalności ODF. To Maria Drzał była pomysłodawczynią kolejnych tomów zbiorowych prac wydawanych przez Ośrodek. W latach 1972–1999 ukazało się 15 tomów studiów ODF

Już pierwszy tom – *Wartości środowiska przyrodniczego Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i zagadnienia jego ochrony* ukształtował specyficzny charakter monografii realizowanych w ODF. Wśród dalszych tomów znalazły się m.in. monografie dorzecza Pilicy, Białej Dunajeckiej, Ziemi Chrzanowskiej i Pustyni Błędowskiej, Niecki Nidziańskiej, Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego i wiele innych. Wielką zaletą tych opracowań jest obszerna dokumentacja kartograficzna, prezentowana niekiedy w odrębnych tomach.

ODF był placówką o bardzo małym budżecie, ale wielkim zaangażowaniu jej członków. Od 1996 r. warunki pracy Ośrodka znacznie się pogorszyły wskutek drastycznych ograniczeń finansowych, odbijających się nawet na wydawaniu Studiów. Te trudności i ciągłą walkę o lokal ODF M. Drzał przeżywała bardzo boleśnie. W ostatnich latach wielką pomocą służył zastępca sekretarza ODF Władysław Nowak.

W ramach reorganizacji Polskiej Akademii Nauk od 1971 r. Maria Drzał podejmuje pracę jako adiunkt w Instytucie Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania i przenosi się do Warszawy.

Zmiana miejsca zamieszkania nie zmienia Jej zaangażowania w Ośrodku Dokumentacji Fizjograficznej. Ośrodek funkcjonuje dalej mimo kilkakrotnych prób ograniczenia lokalowego lub nawet likwidacji. Jeden mały pokój na parterze gmachu przy ul. Sławkowskiej 17 jest symbolem trwania i ciągłości prac na całym obszarze Polski południowej.

W Warszawie dr M. Drzał podejmuje współpracę z prof. S. Leszczyckim wokół wielkiej idei opracowania atlasu zasobów, walorów i zagrożeń środowiska geograficznego Polski. Była to pierwsza tego typu koncepcja na świecie, odpowiadająca na coraz bardziej aktualne problemy dotyczące ochrony i gospodarowania zasobami przyrody. Za współkierowanie i udział w pracy pt. *Koncepcja i redakcja Atlasu zasobów, walorów i zagrożeń środowiska geograficznego Polski* doktor M. Drzał otrzymała w 1986 r. nagrodę sekretarza naukowego PAN. Do współpracy zaproszono 138 autorów. Redaktorem naczelnym atlasu był prof. S. Leszczycki, a przewodniczącym komitetu redakcyjnego – prof. S. Kozłowski. Rozpoczął się żmudny okres opracowywania i redagowania 444 map zgrupowanych w 11 blokach tematycznych, w czym aktywnie pomagał Zdzisław Jankowski. Z powodu ograniczeń finansowych co najmniej dwukrotnie groziło przerwaniu prac nad atlasem. Dzięki niezłomności dr M. Drzał udało się te przeszkody pokonać i atlas ukazał się w 1994 r.

Doktor Drzał prowadziła studia terenowe z zakresu geomorfologii, ochrony przyrody nieożywionej i jej zasobów oraz krajobrazu na obszarach Tatr, Beskidu Śląskiego, Wysokiego i Wyspowego, Gorców, Pogorza Dynowskiego, Wielickiego i Ciężkowickiego, Wyży-

ny Kielecko-Sandomierskiej, Gór Świętokrzyskich, Niziny Mazowieckiej, Pobrzeża Szczecińskiego, a także dorzecza Białej Dunajcowej oraz Pilicy. Szczególną uwagę poświęcała obiektom i obszarom godnym ochrony, takim jak: parki narodowe, rezerваты i pomniki przyrody oraz parki miejskie. Owocem tych prac był m.in. *Katalog rezerwatów i pomników przyrody nieożywionej w Polsce*, opracowany wspólnie z Z. Alexandrowicz i S. Kozłowskim (1975) oraz wspólnie z Z. Alexandrowicz *Mapa parków narodowych i rezerwatów przyrody oraz parków miejskich, pomników przyrody ożywionej i zabytków przyrody nieożywionej*.

Najważniejsze opublikowane prace M. Drzał dotyczą następujących zagadnień: geomorfologii dorzecza Prądnika, krasu kopalnego kredowego w Mielniku nad Bugiem, krasu kopalnego na obszarze między Pilicą a Nidą, roli czynnika mikrobiologicznego w kształtowaniu struktur i form podłoża skalnego (cykl prac wspólnie z B. Smykiem), co pozwoliło na wyłonienie nowej dyscypliny – litobiologii.

Badania przyrodnicze uzupełniane były licznymi wyjazdami zagranicznymi do Czechosłowacji (6-krotnie), Jugosławii (4 razy), Bułgarii (3), Związku Radzieckiego (5), na Węgry (2-krotnie) oraz do NRD, Austrii, Szwajcarii, Lichtensteinu, Francji, Danii, W. Brytanii, Hiszpanii, Włoch, Grecji, Turcji, Maroka i innych.

Prace dr M. Drzał i jej współpracowników były wielokrotnie prezentowane na międzynarodowych kongresach i sympozjach w Pradze, Berlinie, Stuttgarcie, Turynie, Madrycie, Tokio oraz kilkakrotnie w Paryżu, Londynie i Moskwie.

Dorobek publikowany obejmuje 312 pozycji: studia, artykuły naukowe i popularnonaukowe – 84, mapy – 22, komunikaty i notatki naukowe – 67, recenzje i sprawozdania naukowe – 139. Maria Drzał wykonała ponadto około 60 opracowań i ekspertyz dla różnych komitetów naukowych PAN, dla Akademii Nauk ZSRR, Międzynarodowej Unii Ochrony Przyrody i Jej Zasobów oraz różnych działów gospodarki narodowej.

Otrzymała nagrody sekretarza PAN za udział w opracowaniach pt. *Wartości środowiska przyrodniczego Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i zagadnienia jej ochrony*, *Wartości środowiska przyrodniczego dorzecza Pilicy i zagadnienia jego ochrony* oraz książkę *Ochrona środowiska przyrodniczego człowieka*.

Była aktywnym uczestnikiem wielu działań społecznych: członkiem kilku rad naukowych parków narodowych (Świętokrzyskiego, Ojcowskiego, Pienińskiego), wiceprzewodniczącą Komisji Ochrony Zasobów Przyrody Nieożywionej PROP, Komisji Nauk Geograficznych PAN, Komisji Architektury i Urbanistyki PAN i Wojewódzkiej Komisji Ochrony Przyrody w Krakowie. Na początku lat siedemdziesiątych pełniła też funkcję sekretarza komisji Komitetu „Człowiek i Środowisko” PAN, której przewodniczącym był prof. S. Leszczycki.

Reprezentowała typ przyrodnika-terenowca, całkowicie oddanego sprawie przyrody ojczyściej. Doskonale zorganizowana, ciągle z nowymi pomysłami, do których przyciągała coraz nowe kręgi współpracowników. Sama ustawiała się w cieniu, w drugim szeregu.

Nie założyła własnej rodziny. Nie otrzymała żadnego odznaczenia. Była symbolem pracowitości, skrupulatności i skromności.

Taka pozostanie w naszej pamięci!

Maria Drzał zmarła 2 września 2002 r. Została pochowana na Cmentarzu Powązkowskim we wspólnym grobie z najbliższą Jej osobą, Janiną Adamską.

Stefan Kozłowski, Antoni S. Kleczkowski

Mieczysław Mikulski
1927–2003



W dniu 24 lutego 2003 r. zmarł doc. dr Mieczysław Mikulski, emerytowany pracownik naukowo-dydaktyczny Akademii Ekonomicznej w Krakowie, były kierownik Zakładu Geografii Ekonomicznej na tejże uczelni, znawca geografii transportu lotniczego.

Mieczysław Mikulski urodził się 13 maja 1927 r. w Kolanowie, w powiecie bocheńskim. Po ukończeniu gimnazjum w Bochni, w latach 1947–1952 studiował geografię na Uniwersytecie Jagiellońskim, a stopień magistra uzyskał za pracę *Inwersje temperatur w Tatrach*. Jednocześnie ukończył studia w Wyższej Szkole Wychowania Fizycznego w Krakowie (tematem pracy magisterskiej była *Historia sportów szybowcowych w Polsce*). Datujące się od wczesnej młodości zainteresowania lotnictwem pogłębił kończąc kursy i szkolenia szybowcowe.

Docent Mieczysław Mikulski pracę zawodową rozpoczął w 1952 r. w Wyższej Szkole Ekonomicznej – późniejszej Akademii Ekonomicznej – w Krakowie i na tej uczelni zatrudniony był do 1997 r. Ponad dwadzieścia lat (1969–1992) kierował Zakładem Geografii Ekonomicznej. Sprawował też szereg innych funkcji we władzach uczelni.

Doc. dr Mieczysław Mikulski swoje zainteresowania naukowe skoncentrował przede wszystkim na geografii transportu lotniczego, zarówno na świecie, jak i w naszym kraju. Tytuł doktora nauk przyrodniczych ze specjalnością geografii ekonomicznej uzyskał w 1966 r. na podstawie rozprawy pt. *Krajowy transport lotniczy w Polsce. Analiza geograficzno-ekonomiczna za okres 1922–1964*, obronionej na Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Jagiellońskiego (promotor prof. dr hab. Antoni Wrzosek). Jego najważniejszym osiągnięciem naukowym była obszerna monografia (wydana wspólnie z A. Glassem) *Polski transport lotniczy 1918–1978* (1980). Z tej tematyki należy wymienić także prace *Pół wieku transportu lotniczego w Polsce* (1969), *Komunikacja lotnicza na świecie* (1972) i *Dzieje komunikacji lotniczej w Polsce* (1974).

Poza geografiami transportu M. Mikulski szerzej interesował się także geografiami turystyki, geografiami przemysłu Polski i ochroną środowiska człowieka. Był współautorem *Podstaw geografii ekonomicznej* (1986 i kolejne wydania) oraz autorem skryptów akademickich *Transport w obsłudze ruchu turystycznego* (1991) oraz *Krajobrazy Polski – ich przemiany oraz problemy zagrożenia i ochrony środowiska człowieka* (1976). Łącznie, poza ekspertyzami i pracami niepublikowanymi, Jego dorobek naukowy i popularno-naukowy obejmuje ponad 120 pozycji.

Imponujące są osiągnięcia pedagogiczne Zmarłego, m.in. był promotorem 225 prac magisterskich i dyplomowych, ponadto jednej rozprawy doktorskiej.

Za osiągnięcia naukowe i dydaktyczne oraz pracę na rzecz społeczności akademickiej doc. dr Mikulski odznaczony został Krzyżem Kawalerskim Orderu Odrodzenia

Polski, Złotym i Srebrnym Krzyżem Zasługi, Medalem 40-lecia PRL, Medalem Komisji Edukacji Narodowej. Za prace z zakresu transportu lotniczego w Polsce otrzymał także odznaczenia resortu komunikacji, m.in. Odznakę Honorową I stopnia z trzema diamentami – Zasłużony dla PLL „LOT”.

Doc. dr Mieczysław Mikulski pochowany został 3 marca 2003 r. na cmentarzu Rakowickim (w nowej części) w Krakowie. W pamięci współpracowników pozostanie na zawsze jako życzliwy Kolega, doświadczony dydaktyk i wychowawca wielu pokoleń studentów, wzór pracowitości oraz Człowiek bez reszty oddany swej życiowej pasji – geografii lotnictwa.

Jerzy Wrona, Bogusław Luchter
Akademia Ekonomiczna, Kraków

17 plenarne posiedzenie Międzyuczelnianej Rady Naukowo-Koordynacyjnej Procesów Erozyjnych, Korytowych i Ujściowych Krasnodar, 15–17 X 2002 r.

Posiedzenie odbyło się w Krasnodarze na Kubańskim Państwowym Uniwersytecie Rolnym, który obchodził 80-lecie swego istnienia. W posiedzeniu – konferencji, organizowanej przez Wydział Melioracji uczestniczyło 56 osób z 21 uniwersytetów, akademii, instytutów z Rosji, Białorusi (2 osoby), Chin (2 osoby) i Polski (2 osoby). Przed konferencją wydano referaty plenarne (7) i komunikaty (95) pod ogólnym tytułem *Semnadcatoje plenarnoje mežduszovskoje koordinacjonnoje soobščenie po problemie erozjonnych, ruslovyh i ustevyh processov. Doklady i soobščenia* (Krasnodar 2002, 184 s.). Było 37 wystąpień, w tym 6 plenarnych po 30 minut. Po każdym wystąpieniu przeznaczono czas na pytania i odpowiedzi. Dyskusja była po określonym bloku zagadnień, związanych tematycznie. Na zakończenie obrad odbyła się plenarna dyskusja i zatwierdzano roboczą wersję wniosków i postulatów.

Mimo ściśle zarysowanej w tytule tematyki konferencji zakres poruszanych zagadnień, jak również ich przestrzenna skala były bardzo szerokie: od erozji gleb na badanym systematycznie poletku do rozważań tego problemu na obszarze całej Białorusi lub Równiny Rosyjskiej, oraz od natężenia procesów erozji w strefie monsunowej (wschodnie i południowe Chiny) do strefy subpolarnej z wieloletnią zmarzliną w północnej Rosji. Najbardziej „wyeksploatowany” na konferencji został obszar północnego Kaukazu i południowej Rosji. W wyniku tylko erozji wietrznej ubywa tam corocznie od 55 do 143 ton gleby z 1 ha, co za 50 ostatnich lat daje warstwę od 12 do 34 cm. Jest to strefa stepu, obecnie zbożowa, gdzie rozległe areale upraw są podzielone siecią pasów leśno-krzewiastych na łany wielkości około 100 ha. W latach 90. XX wieku zmienił się wyraźnie chemizm wód rzecznych w wielu obszarach Rosji, głównie na skutek spadku zawartości azotu amonowego, fosforu i związków organicznych, spowodowanego wyraźnym zmniejszeniem w tym czasie użytkowania nawozów mineralnych w rolnictwie.

¹ Wielu polskich geografów współpracuje już od kilkunastu lat z Międzyuczelnianą Radą naukowo-koordynacyjną procesów erozyjnych, korytowych i ujściowych, której przewodzi prof. Roman Sergeevič Čalov z Uniwersytetu im. Łomonosowa w Moskwie. Tam mieści się również sekretariat Rady: 119992 Moskwa, MGU im. Łomonosowa, Wydział Geograficzny, e-mail: mnks@gol.ru

Przedyskutowano szeroki wachlarz zagadnień związanych z postępowaniem badań procesów erozyjnych, korytowych i ujściowych. Podkreślano duży udział młodych pracowników naukowych, gości zagranicznych oraz przedstawicieli instytutów resortowych i instytucji z Krasnodaru. Stan badań koordynowanych przez Radę jest silnie zróżnicowany – tylko 25 na 45 ośrodków geograficznych w Rosji współpracuje z nią, co wynika głównie z niedostatecznego finansowania badań, którego efektem jest niepełne wykorzystanie kadry. Rozluźniają się kontakty Rady z ośrodkami Ukrainy i Litwy, a prawie całkowicie zerwane zostały z Łotwą, Kazachstanem, Gruzją i Azerbejdżanem.

Posiedzenia plenarne są organizowane corocznie przez inny ośrodek naukowy, współpracujący z Radą. W niektórych latach organizowane są nawet dwa takie spotkania: w 2001 r. oprócz plenarnego posiedzenia w Sankt Petersburgu odbyło się w Permie seminarium młodych pracowników, zajmujących się zagadnieniami, którym patronuje Rada. Kolejne posiedzenie plenarne w październiku 2003 r. będzie organizowane przez Instytut Geografii Uniwersytetu Pedagogicznego w Kursku, a w 2004 r. w Krakowie, organizowane przez Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego¹.

W przerwie między obradami zapoznano uczestników z bazą i strukturą organizacyjną kampusu Uniwersytetu Rolnego, który nas gościł. Jest to jeden z wzorcowych ośrodków naukowych w Rosji, kształcący na 26 wydziałach 18 tysięcy studentów stacjonarnych i 6 tysięcy w trybie zaocznym.

W ostatnim dniu konferencji zorganizowano sesję terenową w dolinę rzeki Kubań i jej lewobrzeżnego dopływu Łaba, w okolice miast Ust – Łabińsk, dotknięte klęską powodzi w czerwcu 2002 r. Na skutek intensywnej ablacji lodowców Kaukazu i ulewnych opadów rzeki północnego skłonu Kaukazu silnie wezbrały, przelały się przez wały przeciwpowodziowe i zalały ponad 7000 ha upraw rolnych, w tym również 11 osiedli. Średnia grubość warstwy wody na zalanych obszarach wynosiła 2,7 m, a maksymalna 6 m. Powódź wystąpiła powyżej Zbiornika Krasnodarskiego (3,1 km³ pojemności) i nie ulega wątpliwości, co podkreślano w dyskusji, że katastrofie „pomógł” w znacznym stopniu człowiek, nie przygotowując wcześniej zbiornika do przyjęcia ponad 115 mln m³ wody ze zlewni. Kolejnymi przyczynami były: brak kompleksowego programu gospodarowania zasobami zbiornika w przypadku wystąpienia ekstremalnych zjawisk hydrologicznych oraz zaniechanie prac renowacyjnych wałów i ich podwyższenia. Dokonałiśmy wizji lokalnej wsi, zamieszkałej przez 650 osób, zalanej warstwą 6-metrową a obecnie przeznaczoną do likwidacji. Byliśmy w osadzie Hatukahj (5 tys. mieszkańców), w której na 500 zatopionych domów odbudowano już 400, ze środków władz lokalnych (Republika Adygeya) i federalnych. Przy rozdziale środków, podobnie jak w Polsce, stwierdzono przypadki nadużyć, tj. wpisywania na listę poszkodowanych również osób, których żywił nie dotknął.

Mimo mego pewnego oswojenia się z widokiem powodzi na Wiśle i Renie, począwszy od 1982 a skończywszy na 2001 r., obraz zrujnowanych budynków w zatopionych osadach na Kubaniu był przerażający. Budził jednocześnie zadumę, czy nie warto oddać rzecze tego co do niej należy i nie wycofać się z poziomu zalewowego. Jest to problem, który stawał wielokrotnie nie tylko przed poszkodowanymi, ale przed pokoleniami hydrologów i polityków wielu państw. A ostatnio „idzie na deszcz”: wkroczyliśmy już w cykl obfitszych opadów, co jest widoczne wyraźnie od 2001 r. – jest więc okazja

do refleksji. Instytut Geografii Pomorskiej Akademii Pedagogicznej w Słupsku jest w posiadaniu filmu video (60 minut) z letniej powodzi na Kubaniu w 2002 roku.

Mieczysław Banach

Pomorska Akademia Pedagogiczna, Słupsk

VIII Międzynarodowa Konferencja z Geografii Politycznej: „Rola mniejszości etnicznych w regionach przygranicznych”

Krynica-Bardejów, 11–13 IX 2002 r.

Geografia granic i pograniczy stanowi istotną tematykę badań od początku powstania w Uniwersytecie Łódzkim zespołu zajmującego się geografią polityczną. Od roku 1981 był to Zakład Geografii Politycznej i Ekonomicznej, przekształcony dwanaście lat później w Katedrę Geografii Politycznej i Studiów Regionalnych. W zespole naukowców skupionych wokół inicjatora studiów geograficzno-politycznych w ośrodku łódzkim – Marka Kotera dominują dwa nurty badawcze: problematyka mniejszości etnicznych i religijnych oraz geografia granic i pograniczy. Tradycja badań granic państw w ośrodku łódzkim ma historię dłuższą niż wspomniane jednostki organizacyjne uczelni – już w roku 1964 Józef Barbag uzyskał tu stopień doktorski na podstawie dysertacji o kształtowaniu się granic politycznych na świecie. Z biegiem lat tematyka badawcza łódzkiego zespołu różnicowała się: powstawały prace z zakresu trwałości granic w krajobrazie kulturowym, problematyki współpracy transgranicznej, euroregionów. Podejmowano próby istotne dla metodologii badań, np. systematyzacji pojęć dotyczących współpracy transgranicznej.

Efektywną i atrakcyjną formą działalności naukowej wspomnianego zespołu jest organizowanie „łódzkich” konferencji z zakresu geografii politycznej. Użycie cudzośłowu uzasadnia fakt, że konferencje te są organizowane w regionach związanych z aktualną problematyką każdego ze spotkań.

We wrześniu 2002 roku zorganizowano już ósmą konferencję tematycznie związaną ze wspomnianymi głównymi nurtami badawczymi pracowników Katedry. Kilkudziesięciu naukowców z kilkunastu krajów świata obradowało na obszarze pogranicza polsko-słowackiego, w Krynicy i Bardejowie. Reprezentowane były niemal wszystkie ośrodki akademickie Polski.

Tytuł konferencji to: „Rola mniejszości etnicznych w regionach przygranicznych”. Możliwość szerokiej interpretacji tak sformułowanego problemu sprawiła, że organizatorzy sprecyzowali go proponując prezentacje i dyskusję na temat czterech głównych zagadnień:

- pogranicze jako nisza dla zanikających małych narodów,
- pogranicze jako strefa przenikania kulturowego sąsiadów,
- pogranicze jako azyl dla uchodźców wojennych i politycznych,
- mniejszości w pograniczach jako czynnik współpracy transgranicznej.

Propozycje te w dużym stopniu przyczyniły się do wysublimowania tematyki referatów.

Struktura organizacyjna spotkania to sześć sesji referatowych oraz wycieczki naukowe. Uczestnicy konferencji otrzymali starannie zredagowany i atrakcyjny graficznie informator. Zestawiono tu adresy wszystkich uczestników konferencji,

abstrakty ich wystąpień oraz krótki przewodnik wycieczki wraz z mapą trasy.

Referaty pierwszej sesji konferencji to głównie zagadnienia wprowadzające, teoretyczno-metodologiczne, dotyczące zakresu tematycznego problematyki, jej typologii i struktury. Główny organizator konferencji Marek Koter przedstawił problem ginących obszarów kulturowych w Europie. Uznany autorytet w dziedzinie geografii granic politycznych – Julian Minghi z USA mówił o renesansie badań z tej problematyki. Pracujący w tej samej uczelni (University of South Carolina), William R. Stanley przedstawił problem różnego rozumienia pojęcia badań mniejszości etnicznych.

Tematyka kolejnych sesji – to problemy społeczne na obszarach pograniczy różnych państw. Charakterystyczną cechą tych wystąpień była prezentacja problemów wielce dyskusyjnych i kontrowersyjnych. Do takich zaliczyć można sytuację na pograniczach Izraela referowaną przez Erana Razina z uniwersytetu w Jerozolimie. Ciekawe były prezentacje zawiłych problemów etnicznych na pograniczach Słowacji i Węgier czy Słowenii i Austrii

Szeroko reprezentowane były problemy z terenu Polski. Te również można zaliczyć do zagadnień ocenianych w sposób niezwykle zróżnicowany, zarówno w literaturze naukowej jak i opinii społecznej. Wystarczy wspomnieć, że mówiono i o sytuacji Żydów na Dolnym Śląsku i w Karpatach, i o niezwykle kontrowersyjnej mniejszości niemieckiej na Opolszczyźnie czy skomplikowanych problemach Zamagurza Spiskiego.

Referaty jednej z sesji geografowie słowaccy wygłaszali w pięknej sali bardejowskiego ratusza. Dotyczyły one problemów tego nadgranicznego miasta i regionu.

Po referatach organizatorzy przewidzieli czas na dyskusję, jednak zakres prezentowanej problematyki i zróżnicowane poglądy sprawiły, że był on zwykle zbyt krótki. Wymianę poglądów kontynuowano w czasie przerw w obradach i w trakcie wycieczek. Jedną z nich – to kilkugodzinne zwiedzanie Krynicy – zorganizowane głównie z myślą o cudzoziemcach. Główną imprezą terenową była wycieczka wokół polsko-słowackiego pogranicza na trasie: Krynica–Mniszek–Bardejów–Bardejowskie Kupele–Zdynia–Grabów–Krynica. Tak ustalona trasa dała uczestnikom wycieczki możliwość poznania krajobrazowego i funkcjonalnego zróżnicowania pogranicza.

Istotną wartością konferencji – obok walorów poznawczych prezentowanych referatów był fakt, że umożliwiła ona konfrontację wyników badań i postaw naukowców wielu krajów. Jest to zapowiedź dalszej współpracy osób zainteresowanych omawianą tematyką. Nikt z uczestników konferencji nie miał wątpliwości, że będzie ona kontynuowana.

Tematyka referatów i dyskusji dowiodła, jak wiele w interdyscyplinarnej problematyce określonej tytułem konferencji mają do powiedzenia geografowie. Udowodniono, że wpływ środowiska przyrodniczego czy ciekawe relacje przestrzenne – to aspekty zagadnienia bardzo istotne w całości problematyki. Ma to duże znaczenie wobec zauważalnej – przynajmniej ilościowo – dominacji publikacji z innych dziedzin nauki. Ich lektura wskazuje, że niektóre z nich usurpują sobie wyłączność w dziedzinie stanowiącej temat konferencji.

Dla osób zainteresowanych problematyką spotkania organizatorzy przygotowują, co stało się już godną pochwały tradycją, opracowanie o wspólnym tytule *Region and Regionalism*.

Organizatorom VIII „łódzkiej” konferencji należą się słowa uznania za jak zwykle perfekcyjną organizację, starania o wysoki poziom merytoryczny spotkania i stworze-

nie sympatycznej atmosfery towarzyskiej. Nic dziwnego, że ostatnie pytanie zadawane w Krynicy łódzkim geografom to ... gdzie i kiedy będzie następna konferencja.

Stefan Katuski

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa

Informacja dla Autorów

Przegląd Geograficzny publikuje oryginalne prace teoretyczne, metodologiczne i empiryczne (nie będące typowymi przyczynkami) 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 o 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 i podkreśleń. Śródtytuły, ograniczone 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:
Lowe M., Wrigley N., 1996, *Towards the new retail geography*, [w:] N.Wrigley, M.Lowe (red.), *Retailing, Consumption and Capital: Towards the New Retail Geography*, Longman, Burnt Mill, Harlow, s. 3–30.
- 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.
- 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 nadtęk artykułu i notatki, a po kilka egzemplarzy pozostałych materiałów.

Cena zł 30,-
VAT 0%

Przegląd Geograficzny

Kwartalnik

Wpłaty na prenumeratę **przyjmują** na okresy **kwartalne**:

na teren kraju • jednostki **kolportażowe RUCH SA** na terenie całego kraju, właściwe dla miejsca zamieszkania lub siedziby prenumeratora oraz doręczyciele w miejscowościach, gdzie dostęp do urzędu jest utrudniony,

• od osób lub instytucji, zamieszkałych lub mieszczących się w miejscowościach, w których nie ma jednostek kolportażowych RUCH, wpłaty należy wnosić do: RUCH SA Oddział Krajowej Dystrybucji Prasy, 01-248 Warszawa, ul. Jana Kazimierza 31/33, skr. poczt. 12. Konto: PBK SA XIII Oddział Warszawa nr 11101053-16551-2700-1-67. RUCH SA zapewnia dostawę pod wskazany adres pocztą zwykłą w ramach opłaconej prenumeraty.

na zagranicę • RUCH SA Oddział Krajowej Dystrybucji Prasy, 01-248 Warszawa, ul. Jana Kazimierza 31/33, skr. poczt. 12. Konto: PBK SA XIII Oddział Warszawa nr 11101053-16551-2700-1-67. Dostawa odbywa się pocztą zwykłą w ramach opłaconej prenumeraty (z wyjątkiem zlecenia dostawy pocztą lotniczą, której koszt w pełni pokrywa zleceniodawca).

Prenumerata ze zleceniem dostawy za granicę jest o 100% droższa od krajowej.

Terminy wpłat na prenumeratę zagraniczną:

do 20 XI na I kwartał roku następnego
do 20 II na II kwartał roku bieżącego

do 20 V na III kwartał roku bieżącego
do 20 VIII na IV kwartał roku bieżącego

Terminy wpłat na prenumeratę krajową:

do 5 XII na I kwartał roku następnego
do 5 III na II kwartał roku bieżącego

do 5 VI na III kwartał roku bieżącego
do 5 IX na IV kwartał roku bieżącego

Dostawa zamówionej prasy następuje w sposób uzgodniony z zamawiającym.

Bieżące i poprzednie numery można nabyć w Dziale Wydawnictw IGiPZ PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, e-mail: t.paczus@twarda.pan.pl, a także zamówić (przesyłka za zaliczeniem pocztowym) w Księgarni Naukowej Domu Handlowego Nauki, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, tel. (22) 697 89 14.

RUCH SA fulfills foreign customers' orders, starting from any issue in the calendar year: tel. 0-800-120 029, fax: (48) (22) 532 87 31, (48) (22) 532 87 32.

Our journal is also available through:
Foreign Trade Enterprise ARS POLONA
Krakowskie Przedmieście 7, 00-068 Warszawa, Poland
fax (48) (22) 826 86 73

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY 2003, TOM 75, ZESZYT 2