

Torfowisko niskie w górnym odcinku doliny Kamienicy (Gorce)

Janusz Olszak*

Blanket peat bog in the upper reaches of the Kamiénica Valley (Gorce Mts., south Poland). Prz. Geol., 52: 916–919.

Summary. The peat bog is situated in the upper reaches of the Kamiénica valley in the Gorce Mountains, filling a part of an abandoned stream channel. The basal part of peat was laid down at the end of the Subboreal Epoch and the middle part, dominated by reed, is a result of the Subatlantic climate wetting. The peat bog is now undergoing degradation as a result of artificial drainage.

Key words: blanket peat bog, holocene, Kamiénica valley, Gorce Mts., Outer Carpathians

Torfowiska w Karpatach fliszowych występują najczęściej w zagłębieniach osuwiskowych (Margielewski, 1998) lub w dnach kotlin śródgórskich (Obidowicz, 1978). Rzadziej są usytuowane w dnach dolin rzecznych. Z okolic Gorców są znane torfowiska: w Kotlinie Nowotarskiej (Koperowa, 1962; Obidowicz, 1978 — kotlina śródgórska), na Bryjarce w Pieninach (Pawlikowa, 1965 — osuwiskowe), torfowisko Staszawa koło Szczawnicy (w dnie doliny) i na Kiczorze w Gorcach (Koperowa, 1962 — osuwiskowe), a także w Beskidzie Wyspowym (osuwiskowe, np. na Ćwilinie — Margielewski & Kovalyukh, 2003). Spośród wyżej wspomnianych tylko jedno jest położone w dnie doliny — torfowisko Staszawa, na tarasie potoku Sopotnickiego. Większe od niego jest torfowisko położone na tarasie rzeki Kamienicy w miejscowości Rzeki w Gorcach. Torfowisko to nie było wcześniej badane i jest tylko zaznaczone jako zatorfienie na *Szczegółowej mapie geologicznej Polski* (Burtan i in., 1976). Położenie torfowiska w górnym odcinku rzeki górskiej, na żwirach, stwarza okazję do wyjaśnienia ciekawego zjawiska, jakim jest obecność torfowisk na podłożu uznawanym za dobrze przepuszczalne.

Niniejszy artykuł przedstawia opis położenia i budowy torfowiska w Rzekach wraz z interpretacją jego genezy i ewolucji. Badanie torfowiska objęło wykonanie szczegółowej mapy geomorfologicznej torfowiska i okolic, zbadanie jego budowy wierceniami, analizę makroszczątków z pionowego profilu torfu oraz datowanie (^{14}C) torfu ze spągowej części profilu.

Sytuacja geomorfologiczna

Dolina Kamienicy, o długości 34 km, w dolnym odcinku jest szeroka i ma starasowane dno. Od Szczawy w górę dolina jest już wąska z kilkoma lokalnymi rozszerzeniami. Największe z nich, w Lubomierzu-Rzekach, jest długie na 1,8 km i szerokie do 0,5 km. Obecność tego rozszerzenia sprzyjała wytworzeniu i zachowaniu się czterech tarasów rzecznych, które zajmują obecnie dno doliny na tym odcinku (ryc. 1).

Najmłodszy, a zarazem najniższy taras ma wysokość 0,5–2 m ponad współczesny poziom rzeki. Jest to taras osadowy zbudowany w przewodzie ze średnio- i gruboklastycznych żwirów (maksymalnie 45 cm — najdłuższa oś). Żwiry są dobrze obtoczone, słabo zwietrzałe, nie wysegregowane. Również osadowy jest taras o wysokości 3–4 m. W skład jego aluwium wchodzi głównie drobno- i średnio-

klastyczne, dobrze obtoczone żwiry. Otoczaki są bezładnie upakowane w matriks piaszczysto-gliniastej.

Największą powierzchnię zajmuje taras o wysokości 6–7 m (ryc. 1). Jest to taras skalno-osadowy o wysokości około skalnego 2–4 m. Pokrywą aluwialną stanowi dobrze obtoczony żwir (do 40 cm), chaotycznie upakowany w brunatnej, gliniasto-piaszczystej matriks.

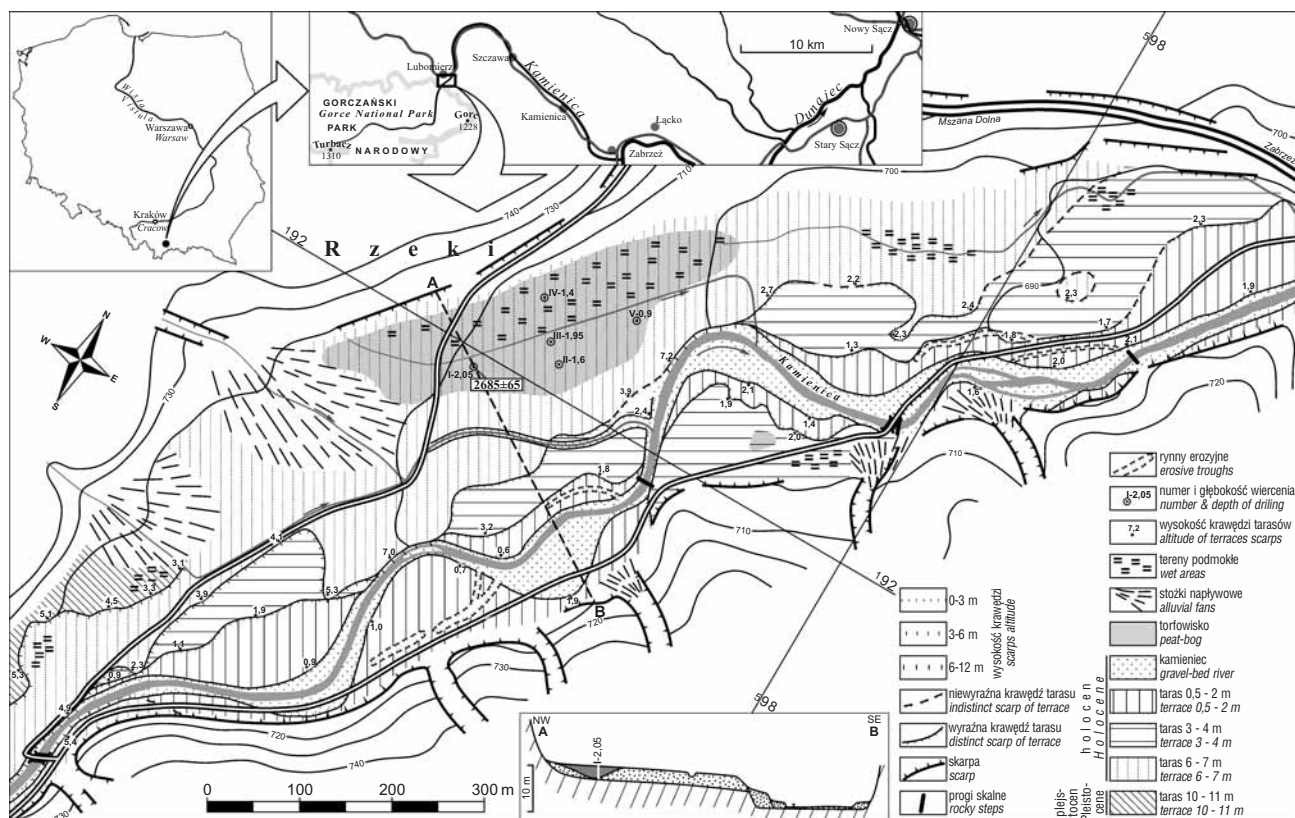
Opisane wyżej tarasy są wieku holocenijskiego. Plejstoceński wiek (złodowacenie wisły) można przypisać najwyższemu i najstarszemu (w tej części doliny) tarasowi o wysokości 10–11 m, który prawdopodobnie (brak odpowiedniej odkrywki) jest skalno-osadowy. Pokrywa aluwialna tego tarasu jest zbudowana z dobrze obtoczonych, średnio zwietrzałych, drobnoklastycznych (do 25 cm) żwirów z rdzawymi otoczkami na powierzchniach otoczków. Żwir jest chaotycznie upakowany w rdzawo zabarwionej piaszczystej glinie. Występuje on tylko fragmentarycznie, w południowej części rozszerzenia (ryc. 1).

Taras w kilku miejscach są nadbudowane stożkami napływowymi. Dwa największe występują na lewym brzegu rzeki na tarasie 6–7 m oraz częściowo na tarasie 10–11 m. Nachylenie tych stożków wynosi odpowiednio (od południa): 13,5° oraz 5,5°.

Na tarasie 6–7 m występuje torfowisko niskie o powierzchni 3,8 ha. Wypełnia ono nieregularne wydłużone zagłębienie o maksymalnych wymiarach 460 m x 130 m. Na torfowisku tym wykonano świdrem Instorf pięć wierceń o głęb. do 2,05 m. Z profilu oznaczonego „I” pobrano próbki do analizy makroszczątków i do datowania radiowęglowego. Maksymalna miąższość torfu w wierceniach to 1,85 m. Wyniki badań georadarowych wskazują, że miąższość torfu może sięgać 3 m. Minimalna miąższość to ok. 20–40 cm w strefie brzegowej torfowiska. Podłożem torfu są niebieskawe iły piaszczyste. Wiercenia kontynuowano w warstwie iłu przez 10–15 cm, w jednym przypadku 80 cm (wiercenie „II”).

W torfie można wydzielić odmiany różniące się barwą, stopniem rozkładu, udziałem makroszczątków roślinnych. Torf barwy jasnobrązowej jest najczęściej słabo rozłożony — zawiera duże fragmenty detrytusu (gałązki, pnie, liście). Torf barwy ciemnej, ciemnobrązowej lub prawie czarnej jest bardziej rozłożony i rozdrobniony („siecza”), często spotkamy w nim większe, fragmenty drewna. Z obserwacji autora i ustnych relacji okolicznych mieszkańców wynika, że w torfie tym zalegają „bardzo grube pnie” — jeden miał nawet około 1 metra grubości. Torf w spągu stopniowo przechodzi w szarosiwy lub siwy zwięzły i plastyczny ił, czasem zapiaszczony z fragmentami piaskowca (maksymalna średnica 1,5 cm). W stropie iłów sporadycznie znajdują się kawałki drewna.

*Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; jolszak@geol.agh.edu.pl



Ryc. 1. Lubomierz-Rzeki. Szkic morfologiczny doliny Kamienicy
Fig. 1. Lubomierz-Rzeki. Morphological sketch of the Kamienica valley

Na prawym brzegu Kamienicy na tarasie o wysokości 3–4 m, na powierzchni 370 m² występuje torf, który można określić jako antropogeniczny. Powstał on z trocin istniejącego tu przed II wojną światową tartaku (informacja ustna od tutejszych mieszkańców). Torf ten różni się zasadniczo od opisywanych wcześniej. Jest barwy brunatnej, jego struktura jest jednorodna — nie ma gałązek, fragmentów pni. W torfie tym znaleziono fragment grubej deski oraz drewnianej belki z wyraźnym śladem obcięcia z jednej strony (powierzchnia zupełnie płaska).

Opis profilu torfowego

Z wiercenia (profilu) oznaczonego „I” M. Kloss (Centrum Badań Ekologicznych PAN, Warszawa) wykonał analizę makroszczątków mającą na celu określenie typu oraz składu botanicznego wydzielonych próbek torfu (tab. 1). Zgodnie z wynikami tej analizy opracowano stratygrafię profilu torfowego:

0–32 cm — torf z drewnem (olchowy), silnie rozłożony (55%), na powierzchni wykazuje początkowe oznaki murzenia (próbka z głęb. 5–10 cm),

32–60 cm — torf trzcinowy z drewnem, dobrze rozłożony (40–45%), grube drewno olszy (próbka z głęb. 35–40 cm),

60–132 cm — torf trzcinowy, średnio rozłożony (30–35%), niewielkie fragmenty drewna olszy (próbki z głęb. 60–65 cm; 75–80 cm; 95–100 cm; 115–120 cm),

132–160 cm — torf trzcinowy z drewnem, dobrze rozłożony (45%), drewno olszy i świerka, nieliczne ziarna piasku (próbki z głęb. 135–140 cm; 150–155 cm),

160–178 cm — torf z drewnem, silnie rozłożony 55%, drewno olszy i świerka, nielicznie piasek (próbka z głęb.

165–170 cm); prawdopodobnie wiercenie trafiło w pień lub kłodę świerkową i stąd duży udział drewna świerkowego,

178–182 cm — torf z drewnem, bardzo silnie rozłożony (>60%), drewno olszy i świerka, mocno zapiaszczony (próbka z głęb. 178–182 cm),

182–200 cm — namul mineralno-organiczny, piasek, drobne kawałki drewna i trzciny.

Etapy rozwoju torfowiska (wg interpretacji M. Klossa)

W rozwoju torfowiska, w strefie wiercenia, można wydzielić trzy etapy rozdzielone dwoma okresami przejściowymi.

Etap I jest zaznaczony przez warstwę torfów z drewnem olszy i świerka (160–182 cm). W tym czasie o rozwoju torfowiska decydowały wody spływające ze zboczy doliny (powierzchniowo, śródpokrywowo), zabagniające taras i powoli uchodzące do cieku głównego.

Okres przejściowy (132–160 cm) to okres wzrostu zabagnienia siedliska. Ustępują stopniowo drzewa, wzrasta udział trzciny pospolitej (*Phragmites australis*), co można wiązać ze wzrostem wilgotności klimatu.

Etap II wyznacza warstwa torfów trzcinowych (60–132 cm). Na torfowisku rosły wówczas zbiorowiska z dominacją trzciny. Wierzchnie warstwy bagna przez większą część roku, a może i stale, były zalane wodą. Etap ten należałoby wiązać ze znaczną wilgotnością klimatu (wysokimi opadami). W cieku wystąpiły większe przepływy, zwiększyła się energia rzeki i nastąpiło pogłębienie jej koryta.

Okres przejściowy (32–60 cm) to czas powolnego spadku zawodnienia siedliska. Spadek zabagnienia wiąże się z ponownym wkroczeniem drzew (*Alnus glutinosa*) i wyraźnym spadkiem obecności trzciny. Zasilanie torfowi-

ska w wodę było znacznie słabsze, zapewne wskutek ocieplenia klimatu, bądź zwiększonego drenażu wywołanego pogłębieniem koryta Kamienicy.

Etap III jest związany z torfotwórczą działalnością bagiennej olsy (lasu olchowego). W tym czasie nastąpiła akumulacja leśnego torfu olchowego (0–32 cm). O rozwoju torfowiska, podobnie jak w etapie I, decydują głównie wody spływające ze zboczy doliny.

Dyskusja

Występowanie grubej warstwy torfu na tarasie zbudowanym ze żwirów rodzi pytanie, jakie czynniki utrudniały drenaż powierzchni tarasu i umożliwiły powstanie zabagnienia?

Powstaniu torfowiska w Rzekach sprzyjał zapewne mały spadek rzeki i znaczne rozszerzenie doliny, które powstało w mało odpornych na denudację skałach. Zagłębieniem, które wypełnia torfowisko może być fragment dawnego koryta Kamienicy lub bocznego dopływu, którego drenaż odbywał się w kierunku NE. Podobnie usytuowane torfowiska są znane z doliny Sanu w Bieszczadach (Kukulak, 1998). Bardziej realne wydaje się jednak, że obniżenie owo to fragment rynny erozyjnej lub koryta przelewowego. W podłożu torfowiska znajdują się ily, które stanowią nieprzepuszczalne podłoże, sprzyjające zatrzymywaniu wody w warstwie przypowierzchniowej. Iły w wykonanych wierceniach zostały stwierdzone na różnych głębokościach: od 1,85 m (wiercenie „I”) do 0,7 m (wiercenie „V”). Zapiaszczenie iłó i obecność w nich drobnych okruchów piaskowca wskazywałoby, że ily te są zwie-

trzeliną skał podłoża — warstw beloweskich (kompleks niebieskich, szarych łupków i piaskowców). Jeśli przyjmemy, że torfowisko podściela zwietrzelina skał podłoża to przyczyną utrudnionego drenażu była niska jej przepuszczalność. Jednak niebieskie ily mogą być również produktem intensywnego wietrzenia pokrywy aluwialnej, jakie zachodzi na granicy torf-żwir. Zakwaszone wody torfowiska ługują wapniste spoiwo piaskowców w żwirach, pozostawiając reziduum ilasto-piaszczyste. W takiej sytuacji obecność warstwy izolacyjnej była konieczna tylko dla samej inicjacji powstania torfowiska. Warstwą tą mógł być namuł powodziowy lub osad zbczowy (deluwialny). W trakcie dalszej ewolucji i ekspansji torfowisko samo się uszczelniało, wskutek wcześniej wspomnianego wietrzenia pokrywy aluwialnej.

Po okresie początkowej sedymentacji torfu na tarasie koryta Kamienicy uległo znacznemu obniżeniu i o rozwoju torfowiska decydowały wody opadowe i wody zbczowe. Autor wyklucza zasilanie torfowiska przez wody wezbrańowe, gdyż w osadach torfowiska nie stwierdzono wkładek ilastych, które powstają przez wytrącenie zawiesiny z wód powodziowych.

Torfowisko w Rzekach można by też interpretować jako przyzbczowe, utworzone w tzw. zawału. Jednak, zdaniem autora, ze względu na dużą miąższość torfu (1,8 m) wariant ten należałoby odrzucić. Jednocześnie mała liczba wierceń nie pozwala jednoznacznie rozstrzygnąć o sposobie założenia tego obiektu.

Pobrany i analizowany rdzeń torfu liczy ok. 1,8 m miąższości. Analiza radiowęglowa ^{14}C torfu (próbka z głęb. 1,75 m) wykazała wiek osadu 2685 ± 65 lat BP

Tab. 1. Skład botaniczny profilu torfowego z Rzek*
Table 1. Botanical composition of peat profile from Rzeki*

Głębokość, depth [cm]	Stożek rozkładu w % Degree of decay	Udział makroszczątków roślinnych [w %]											Macrofloral remains [%]					Torf peat
		Olsza czarna (<i>Alnus glutinosa</i>) black alder	Świerk pospolity (<i>Picea abies</i>), common spruce	Wierzba (<i>Salix</i> sp.), willow	Trzcina pospolita (<i>Phragmites australis</i>) common reed	Turzyca (<i>Carex</i> sp.) sedge	Turzyca błotna (<i>Carex acutiformis</i>) lesser pond sedge	Turzyca pęcherzykowata (<i>Carex vesicaria</i>) bladder sedge	Turzyca sztywna (<i>Carex elata</i>) tufted sedge	Skrzyp (<i>Equisetum</i> sp.) horsetail	Skrzyp bagienny (<i>Equisetum fluviatile</i>) water horsetail	Paprocie Filicales (e.g. <i>Thelypteris palustris</i>) marsh ferns	Bobrek trójlistkowy (<i>Menyanthes trifoliata</i>) bog bean	Trawy (Poaceae) grasses	Mchy brunatne (Bryales) brown mosses	Oczert jeziorowy (<i>Sclerophylax lacustris</i>) common club rush	Nieoznaczone undeterminate	
5–10	55	55	+	5	10	5	7	3	.	+	.	1	.	2	.	.	12	torf ¹ peat
35–40	40–45	30	.	3	45	3	5	2	.	.	4	1	.	1	.	.	6	torf ² peat
60–65	35	5	.	+	70	5	3	2	.	.	5	3	.	1	.	.	6	torf ³ peat
75–80	30	1	.	+	75	2	6	2	.	.	6	4	2	.	.	.	2	
95–100	30	3	.	.	65	3	3	2	2	.	9	6	3	.	.	+	4	
115–120	30	1	+	.	80	5	+	.	+	.	4	6	4	torf ² peat
135–140	45	25	10	.	45	2	+	.	.	.	2	4	.	.	+	.	12	
150–155	45	30	10	+	40	3	2	5	.	1	+	.	9	
165–170	55	23	30	2	25	1	.	3	1	+	.	5	.	+	.	.	10	torf ⁴ peat
178–182	>60	25	35	+	18	2	.	+	+	+	.	5	15	

*Analizę botaniczną profilu torfowego wykonał dr Marek Kloss (Centrum Badań Ekologicznych PAN, Warszawa), Botanical analysis of the peat profile was made by Dr Marek Kloss (Centre of Ecological Research PAS, Warsaw)
1 — torf olchowy, alder peat, 2 — torf trzcinowy z drewnem, reed peat with wood, 3 — torf trzcinowy, reed peat, 4 — torf z drewnem (olchowym?), peat with wood (alder?); + — śladowa ilość, insignificant amount, . — brak, lack

(Gd-15561), czyli schyłek okresu subborealnego (SB). Data radiowęglowa wskazuje, że średnie tempo przyrostu torfu w badanym torfowisku wynosiło 0,7 mm/rok. Znaczy to, że akumulacja torfu w Rzekach była prawie o połowę szybsza od średniego tempa akumulacji torfu niskiego, które wynosi 0,5 mm/rok (Żurek, 1987).

Skład botaniczny torfu ze spągowej części profilu torfowego (tab. 1) wskazuje, że u schyłku okresu subborealnego w rejonie torfowiska występował las świerkowo-olchowy, czyli stopień zawodnienia siedliska był relatywnie niski. Obecność drzew tych gatunków zarejestrowano w profilu torfowym na głęb. 1,6–1,78 (pień świerka).

Początek okresu subatlantyckiego (SA) zaznaczył się ochłodzeniem i zwilgotnieniem klimatu (Starkel, 1977). Wzrost opadów we wczesnym subatlantyku dobrze koresponduje z fazą (2,35–1,9 ka BP) zwiększonej mobilności osuwisk w Karpatach zewnętrznych (Margielewski, 1997, 1998) oraz z okresem wzrostu aktywności fluwialnej w górnym dorzeczu Wisły (Starkel, 1996). Środoń (1952) przyjął na ów okres powal lasów, czego wynikiem są pnie drzew w spągu tarasów niskich w Kotlinie Nowotarskiej (Watycha, 1976) oraz pogrzebane kłody w tarasie zalewowym Sanu (Kukulak i in., 2002). Zmiany klimatu prowadziły do podniesienia poziomu wód, co powodowało zabagnienie nisko położonych terenów (Ralska-Jasiewiczowa, 1980), wzmoczoną sedimentację aluwii (Jahn, 1957; Starkel, 1996) oraz torfów (Środoń, 1952; Margielewski & Kovalyukh, 2003). W Kotlinie Nowotarskiej na ostatni okres holocenu przypada najszybszy wzrost torfowisk wysokich (Koperowa, 1962; Wojtal i in., 1999) oraz powstanie licznych zatorfień i małych torfowisk (Watycha, 1976). Dlatego też dalszy etap rozwoju torfowiska w Rzekach, kiedy doszło do wzrostu zabagnienia (zawodnienia) siedliska — autor wiąże z subatlantyckim zwilgotnieniem klimatu. Ustupują powoli olsza i świerk, który był sukcesywnie wypierany przez inne drzewa do regła górnego (Ralska-Jasiewiczowa, 1983), na korzyść trzciny pospolitej. Wtedy też w profilu torfowym pojawia się bobrek trójlistkowy (*Menyanthes trifoliata*) oraz oczeret jeziorny (*Scirpus lacustris*) (tab. 1), co wyraźnie wskazuje na zmianę warunków sedimentacji torfu — czyli szuwarowy charakter siedliska.

Zwilgotnienie klimatu w starszej części okresu subatlantyckiego spowodowało znaczny wzrost torfowisk (Środoń, 1977). Z radykalną zmianą warunków sedimentacji, wywołaną oscylacjami klimatycznymi, wiąże się powstanie poziomu granicznego (rekurencyjnego), który oddziela starsze osady subborealne od subatlantyckich. Według Granlunda (Starkel, 1977) jest to poziom rekurencyjny RY III, który przypada na okres 2450 BP. W osadach torfowiska w Rzekach poziom graniczny z przełomu okresów SB/SA można wyznaczyć na głęb. około 1,6 m.

Stropowa część profilu torfowego gromadziła się już w klimacie bardziej suchym i cieplem, niż jego część środkowa. Pojawienie się drzew (tab. 1) to wyraźny sygnał spadku zwilgocenia siedliska.

Torf na powierzchni wykazuje początkowe oznaki murszenia, co można wiązać z wyrębem lasu i drenażem w celu rolniczego zagospodarowania torfowiska (kośne łąki).

Uwagi końcowe

Torfowisko w Rzekach jest założone na zwietrzelinie bogatej w łupki skał fliszowych, albo na zwietrzałych zwiarach. Akumulacja torfu miała przebieg złożony i wieloetapowy. Rozpiętość czasową tych etapów można by dokładnie określić przy pomocy dodatkowych badań radiowęglowych.

Torfowisko w Rzekach znajduje się w bezpośrednim obrzeżeniu Gorczańskiego Parku Narodowego, co sprzyja ewentualnemu objęciu go ochroną dla zachowania rzadkiego przykładu torfowiska założonego w dnie doliny w górnym biegu rzeki górskiej.

Pragnę serdecznie podziękować Panu prof. J. Rutkowskiemu, Panu prof. G. Haczewskiemu, dr. J. Kukulakowi oraz Koleżankom i Kolegom z Zakładu Kartografii Geologicznej AGH za trafne i krytyczne uwagi oraz pomoc podczas realizacji tego tematu. Chciałbym również podziękować Panu dr. M. Klossowi za wykonanie analizy torfu.

Praca była finansowana z badań własnych (AGH, nr 10.10.140.954).

Literatura

- BURTAN J., PAUL Z. & WATYCHA L. 1976 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski, ark. Mszana Górna, 1 : 50 000. Inst. Geol.
- JAHN A. 1957 — Przyczynki do znajomości teras karpaccich. *Czasopismo Geograf.*, 28: 171–185.
- KOPEROWA W. 1962 — Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej. *Acta Palaeobot.*, 2: 1–62.
- KUKULAK J. 1998 — Założenia i rozwój torfowisk w dolinie górnego Sanu w Bieszczadach. IV Zjazd Geomorfologów Polskich, UMCS Lublin 3–6 czerwca 1998: 335–341.
- KUKULAK J., PAZDUR A. & KUC T. 2002 — Radiocarbon dates wood debris in floodplain deposits of the San river in the Bieszczady Mountains. *Geochronometria*, 21: 129–136.
- MARGIELEWSKI W. 1997 — Dated landslides of the Jaworzyna Krynicka Range (Polish Carpathians) and their relation to climatic phases of the Holocene. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 67: 83–92.
- MARGIELEWSKI W. 1998 — Landslide phases in the Polish Outer Carpathians and their relation to climatic changes in the Late Glacial and the Holocene. *Quater. Stud. Pol.*, 15: 37–53.
- MARGIELEWSKI W. & KOVALYUKH N. 2003 — Neoholocene climatic changes recorded in landslide's peat bog on Mount Ćwilin (Beskid Wyspowy Range, Outer Carpathians, South Poland). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balc.*, 37: 59–76.
- OBIDOWICZ A. 1978 — Genese und Straigraphie des Moores "Bór na Czerwonem" in Orawa-Nowy Targ Mulde. *Fragmenta Floristica et Geobotanica*, 24: 447–466.
- PAWLIKOWA B. 1965 — Materiały do postglacialnej historii roślinności Karpat Zachodnich, torfowisko na Bryjarce. *Folia Quater.*, 18: 1–9.
- RALSKA-JASIEWICZOWA M. 1980 — Late-glacial and Holocene vegetation of the Bieszczady Mts (Polish Eastern Carpathians). PWN.
- RALSKA-JASIEWICZOWA M. 1983 — Isopollen maps for Poland 0–11 000 years BP. *New Phytologist*, 94: 133–175.
- STARKEL L. 1977 — Paleogeografia holocenu. PWN.
- STARKEL L. 1996 — Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Part VI, *Geographical Stud. Spec. Issue* 9.
- ŚRODOŃ A. 1952 — Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach. *Biul. Inst. Geol.*, 67: 27–69.
- ŚRODOŃ A. 1977 — Roślinność Polski w czwartorzędzie. [W:] Szafer W. i Zarzycki K. (red.), *Szata roślinna Polski*, t. 1, PWN: 527–571.
- WATYCHA L. 1976 — Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej polski, arkusz Nowy Targ, 1 : 50 000. Wyd. Geol.
- WOJTAL A., WITKOWSKI A. & METZELTIN D. 1999 — The diatom flora of the "Bór na Czerwonem" rised peat-bog in the Nowy Targ Basin (Southern Poland). *Fragmenta Floristica et Geobot.*, 44: 167–192.
- ŻUREK S. 1987 — Złoza torfowe Polski na tle stref torfowych Europy. *Dokumentacja Geograf.*, 4: 1–84.