

Skład chemiczny osadów organogenicznych z wczesnoholoceńskiego osuwiska w Szymbarku-Kamionce (Beskid Niski, Południowa Polska)

Chemical composition of organic sediments from an early Holocene landslide in Szymbark-Kamionka
(Low Beskids, Southern Poland)

Daniel Okupny¹, Barbara Sapek², Sławomir Żurek³

¹Zakład Ekorozwoju i Kształtowania Środowiska Geograficznego, Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków;
e-mail: danek_1985@o2.pl (autor korespondencyjny)

²Zakład Jakości Wody i Higienizacji Wsi, Instytut Technologiczno-Przyrodniczy, Falenty, al. Hrabaska 3, 05-090 Raszyn; e-mail: b.sapek@itp.edu.pl

³Emerytowany Profesor Instytutu Geografii Uniwersytetu im. J. Kochanowskiego, ul. Szareckiego 6/48, 01-493 Warszawa; e-mail: jacekteofil@o2.pl

Abstrakt: Analizę geochemiczną przeprowadzono dla osadów organogenicznych z torfowiska osuwiskowego w Beskidzie Niskim. Z profilu, zlokalizowanego w centralnej części osuwiska, pobrano do analiz geochemicznych 24 próbki osadów (do głębokości 5,0 m), reprezentujących kilkucentymetrowe segmenty rdzenia. W próbkach tych oznaczono straty na prażeniu w temperaturze 450-500°C, informujące o zawartości materii organicznej oraz oznaczono pierwiastki o wymowie paleogeograficznej: Na, K, Mg, Ca, Fe, Mn i metale ciężkie: Cu, Zn. Stosując analizę skupień wydzielono pięć lokalnych poziomów geochemicznych (S-K I-V), różniących się pod względem składu chemicznego osadów. W toku analizy składowych głównych zidentyfikowano 10 głównych czynników, z których wybrano trzy pierwsze - PC1, PC2 i PC3, wyjaśniające łącznie 79,77% wariacji. Do czynników kształtujących skład chemiczny holoceneskich osadów organogenicznych w osuwisku Szymbark-Kamionka zaliczono sorpcję metali przez materię organiczną i uwodnione tlenki żelaza, zmienność akumulacji minerałów ilastych w środowisku sedymentacyjnym oraz warunki oksydacyjno-redukcyjne.

Słowa kluczowe: torfowisko osuwiskowe, osady biogeniczne, geochemia, polskie Karpaty fliszowe

Abstract: Geochemical analysis were determined for organic deposits in a landslide mire in the Low Beskids. In the profile, which is located in the central part of the Szymbark-Kamionka landslide, the geochemical analyses were done for twenty four samples (to a depth of 5.0 meters), representing segments of the core of a few centimeters. Loss on ignition at 450-500°C, indicating the organic matter content was prepared and elements were measured: Na, K, Mg, Ca, Fe, Mn as well as heavy metals: Cu and Zn. As a result of the hierarchical cluster analysis five geochemical levels (S-K I-V) were designated, which differ of their chemical composition. In the course of the principal components analysis 10 key factors were identified, of which the first three were selected - PC1, PC2 and PC3, explaining a total of 79.77% variance. The most important factors that affect the chemical composition of sediments from the site Szymbark-Kamionka are: sorption of metals by organic matter and hydrated iron oxides, variability of clay minerals accumulation and oxygenation changes in sedimentary environment.

Key words: landslide mire, biogenic deposits, geochemistry, Polish Flysch Carpathians

Wprowadzenie

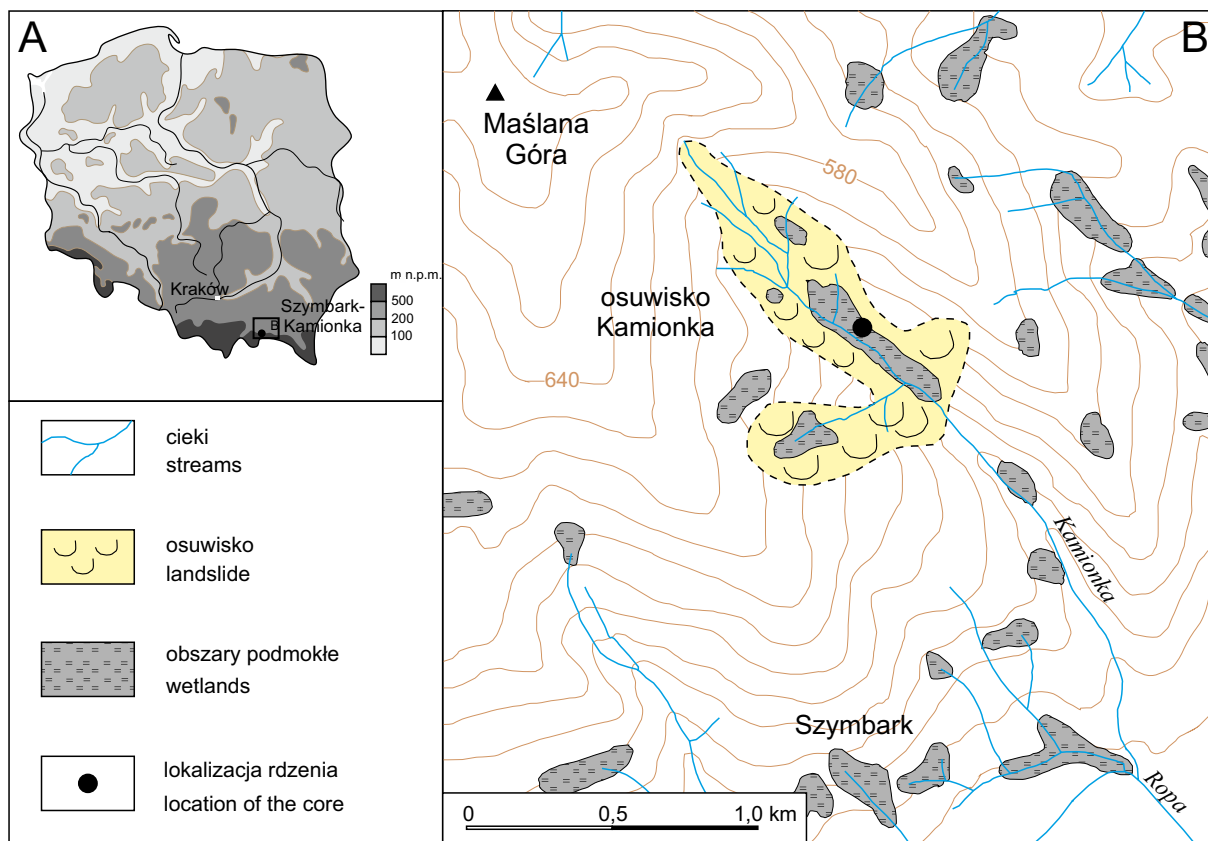
Wskaźnik zatorfienia dla leżącego w granicach Polski fragmentu Karpat wynosi poniżej 0,05%. Liczba ta obejmuje 60 torfowisk (udokumentowanych do 1980 roku) o łącznej powierzchni 2495 ha (Żurek 1987). O specyfice bagiennego środowiska przyrodniczego na obszarach górskich decydują głównie budowa geologiczna podłoża, ukształtowanie terenu i warunki klimatyczne. W górskim typie rzeźby torfowiska występują najczęściej w obrębie teras nadzalewowych rzek, głównie Kamienicy, Sanu, Wetliny i Wołosatki (Marek i Pałczyński 1962, Lipka i Godziemba-Czyż 1970, Kukulak 1998, Olszak 2004, Skiba i in. 2006), oraz na stokach lub w zagłębieniach, w których odpływ został zablokowany przez moreny lub osuwiska (m.in. Kopełowa 1962, Pawlikowa 1965, Margielewski 2006). Charakterystycznymi cechami torfowisk górskich są geneza związana z zabagnieniem na podłożu mineralnym (tzw. torfowiska paludyfikacyjne), mała powierzchnia (rzadko przekraczają 10 ha) oraz zróżnicowane tempo narastania autochtonicznej materii organicznej (Żurek 1987, Obidowicz i Mar-

gielewski 2008, Malec 2009). Głównymi powodami degradacji ekosystemów torfowiskowych w południowej Polsce są eksploatacja torfu oraz zaburzenie stosunków wodnych (Malec 2011, Łajczak 2013).

Udokumentowane w zagłębieniach karpackich osuwiska, a datowanych na późny wistulian i holocen, osady organogeniczne stanowią ważne źródło informacji na temat przemian środowiska przyrodniczego i jego współczesnego stanu (Margielewski 2006, Obidowicz i Margielewski 2008). Niniejszy artykuł oparty został na wykonanych w latach 70-tych u. w. szczegółowych badaniach geochemicznych dla profilu osadów pobranych około 1 km na północ od Szymbarku w źródłowym odcinku małej dolinki rozcinającej stożki grzbietu Trzech Kopców.

Materiał i metody badań

Prezentowane rezultaty badań geochemicznych dotyczą osadów biogenicznych z ilet w spągu, zlokalizowanych za czołowym wałem osuwiska w Szymbarku-Kamionce (Beskid Niski) (ryc. 1). Pionierskie badania geomorfolo-



Ryc. 1. Położenie profilu torfowiska Szymbark-Kamionka: A – położenie profilu na tle głównych rysów hipsometrii Polski; B – położenie profilu na tle ukształtowania terenu i sieci rzecznej wg Gila (1979), uproszczone.

Fig. 1. Location of the profile taken from Szymbark-Kamionka peatland: A – location of the profile against the main features of the Polish hypsometry; B – location of the profile against the background of the area configuration and river network after Gil (1979), simplified.

giczne na tym terenie prowadził Sawicki (1917). Scharakteryzował on powstanie poszczególnych form osuwiskowych oraz przyczyny, mechanizm i dynamikę przebiegu tego procesu. Konsekwentne osuwisko powstało w obrębie piaskowcowo-łupkowych warstw magurskich, które uległy zaburzeniu równowagi wskutek erozji wstecznej potoku. Strefa brzeżna Beskidu Niskiego w rejonie Szymbarku wskutek dużych deniwelacji terenu (300-450 m) i budowy geologicznej jest predysponowana do działalności osuwiskowej (Kotarba 1986, Długosz 2011), w wyniku której powstają różne typy zagłębień wypełnianych przez osady jeziorne i torfowe. Opisywana seria osadów o miąższości 5 metrów była przedmiotem badań paleobotanicznych w latach 70-tych u.w. oraz stanowi pierwszy profil osadów na osuwisku w Karpatach datowany metodą radiowęglową. Z badań tych wynika, że sedimentacja torfów rozpoczęła się na początku okresu atlantyckiego (Gil i in. 1974). Materiały ze stanowiska opisywane były również w pracach syntetycznych na temat procesów osuwiskowych w Karpatach (Alexandrowicz 1996, Starkel 1997). Profil osadów zlokalizowany jest za czołowym wałem na wysokości 465 m n.p.m., około 100 metrów na północny wschód od koryta rzeki Kamionka. Dokonano podziału rdzenia na 24 odcinki o długości kilku cm. Makroskopowo opisano litologię osadów z wyróżnieniem głównych grup szczątków w torfach, zaś w Zakładzie Badań Biologiczno-Chemicznych Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych w Falentach wykonano szczegółowe badania chemiczne.

W oparciu o wyniki analizy strat prażenia w temperaturze 450-500°C obliczono procentowy udział materii organicznej. Pozbawiony materii organicznej popiół był roztwarzany przy użyciu stężonych kwasów: azotowego i solnego. W uzyskanym roztworze oznaczono metodą spektrometrii absorpcji atomowej pierwiastki: Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Zn, Cu oraz metodą kolorymetryczną P_2O_5 . Oznaczono także zawartość labilnych form badanych składników w osadach wykorzystując wyniki oznaczeń ich koncentracji w roztworze ekstrakcyjnym 0,5 mol HCl*dm³. Szczegółowy opis toku postępowania laboratoryjnego przedstawia Sapek (1974).

Średnią koncentrację poszczególnych pierwiastków dla osadów mineralnych ze spągu opisywanego profilu potraktowano jako wartość lokalnego tła geochemicznego. Zastosowana procedura jest zgodna z metodyką przyjętą w badaniach środowiska przyrodniczego (Shotyk i in. 1990, Gałuszka 2006). Uzyskane wyniki tła geochemicznego umożliwiły obliczenie współczynników koncentracji oznaczonych pierwiastków oraz ich miejsca w szeregu migracyjnym, zgodnie z procedurą zaproponowaną przez Borówkę (1992). Statystyczną analizę wyników badań, która obejmowała analizę skupień metodą hierarchiczną (procedura aglomeracyjna), obliczenie mediany wartości koncentracji oznaczonych elementów litogeochemicznych, współczynników korelacji Perasona - r oraz analizę składowych głównych (Principal components analysis - PCA) przeprowadzono przy użyciu programu komputerowego PAST (Hammer i in. 2001). Przy redukcji liczby składowych głównych zastosowano kryterium Cattella, bazujące na analizie wykresu ośpyska.

Wyniki badań i wnioski

Pionowe zróżnicowanie składu chemicznego a litologia osadów

Hierarchiczna analiza skupień pozwoliła na wydzielenie w badanym profilu 5 poziomów geochemicznych (S-K I-V), różniących się pod względem składu chemicznego (ryc. 2). Ze względu na zbyt małą liczbę próbek, do tego samego poziomu geochemicznego zostały zaliczone osady, których sedimentacja zachodziła w odmiennych warunkach środowiskowych. Przeciętne wartości oznaczonych elementów geochemicznych w wyróżnionych poziomach prezentuje tabela 1.

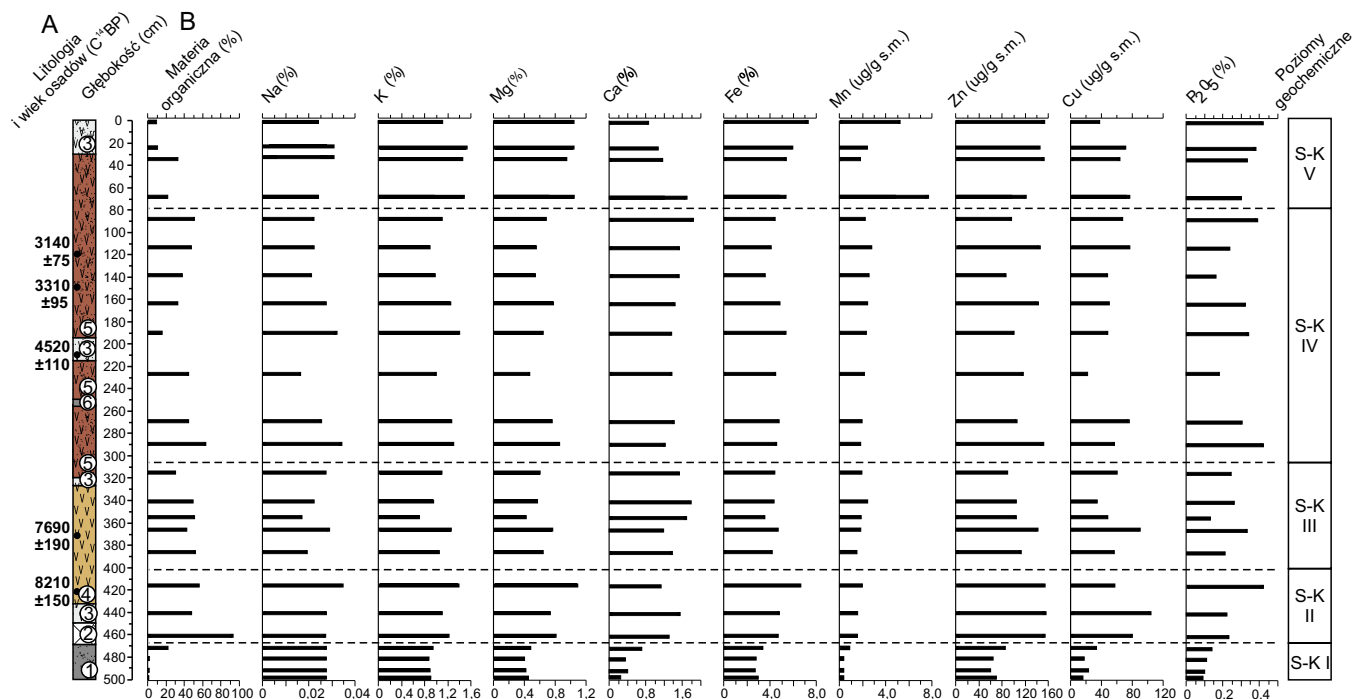
Poziom S-K I, reprezentowany przez cztery próbki, stanowią osady ilaste występujące w spągu omawianego profilu, na głębokości od 500 do 470 cm. Utwory te zawierają najniższy udział materii organicznej (średnio - 1,5%), a także niemal wszystkich oznaczonych składników litogeochemicznych, w tym zwłaszcza wapnia, żelaza, miedzi i cynku (Tab. 1).

Tabela 1. Profil Szymbark-Kamionka. Przeciętna zawartość materii organicznej oraz wybranych metali i tlenków fosforu w poszczególnych poziomach geochemicznych (pogrubioną czcionką zaznaczono maksima mediany zawartości oznaczonych elementów).

Table 1. Szymbark-Kamionka core. The average content of organic matter and selected metals and chemical compounds in the local geochemical levels (maximum content of components indicated in bold font)

Poziomy geochemiczne	Mat. org. (%)	Na (%)	K (%)	Ca (%)	Mg (%)	Fe (%)	Mn (%)	Cu (µg/g)	Zn (µg/g)	P_2O_5 (%)
V	15,7	0,03	1,46	1,10	1,04	5,70	0,04	66,60	148,50	0,35
IV	40,5	0,02	1,10	1,45	0,66	4,50	0,02	53,40	111,0	0,31
III	49,0	0,02	1,04	1,50	0,59	4,40	0,02	54,60	106,0	0,24
II	54,0	0,03	1,20	1,30	0,80	4,80	0,01	82,50	156,0	0,22
I	1,5	0,02	0,89	0,37	0,43	2,90	0,01	19,90	68,50	0,11

Profil Szymbark-Kamionka



Ryc. 2. Litologia i wiek osadów (A) wg Gila i in. (1974) oraz diagram geochemiczny (B) rdzenia Szymbark-Kamionka: 1 – podłoże ilaste, 2 – osad jeziorny, 3 – torf z domieszką ilastą, 4 – torf z fragmentami drewna, 5 – silnie rozłożony torf, 6 – warstwa ilasta z domieszką torfu.

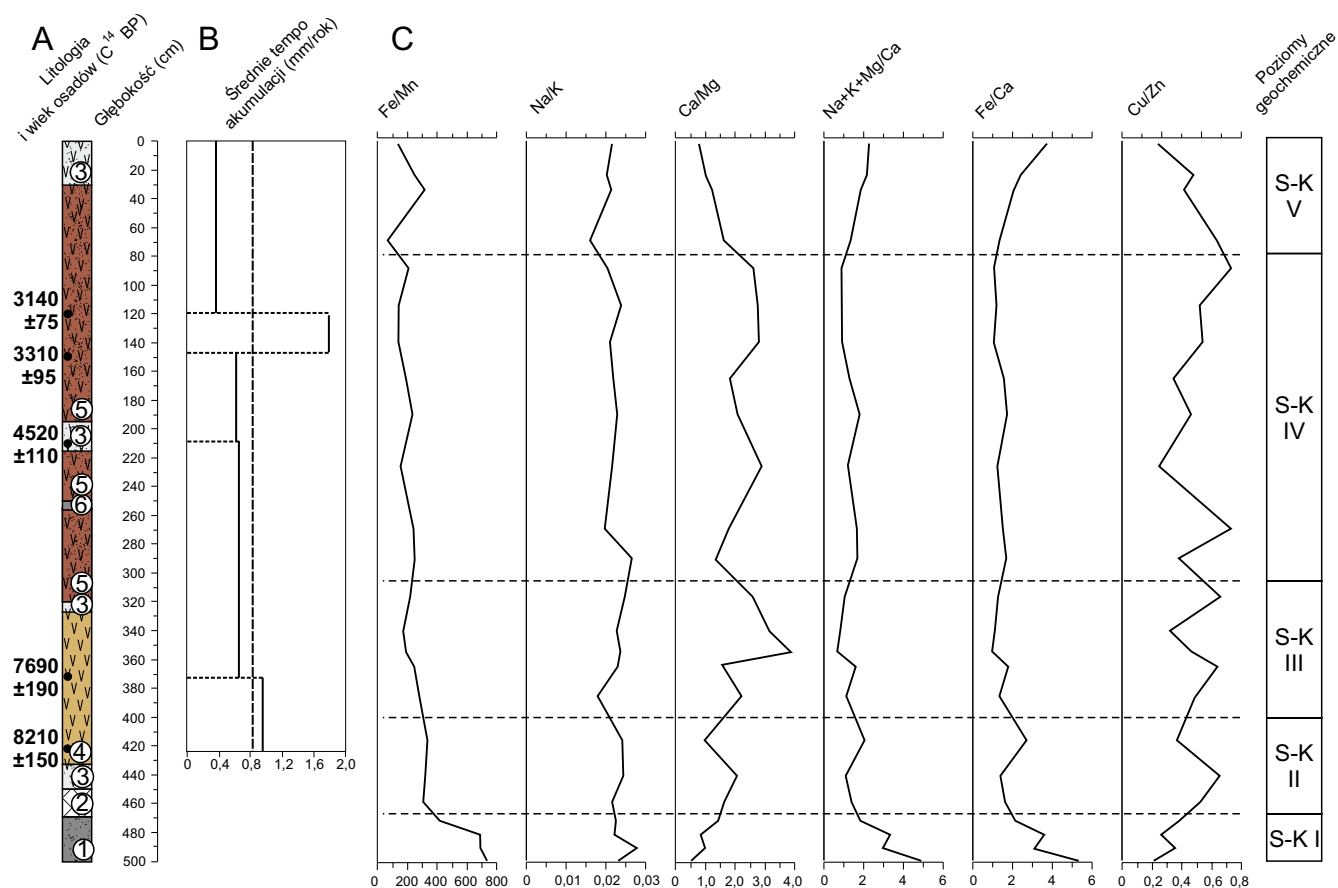
Fig. 2. Lithology and age of sediments (A) after Gil et al (1974) and geochemical diagram (B) of Szymbark-Kamionka core: 1 – clay, 2 – gyttja, 3 – peat with an admixture of clay, 4 – peat with fragments of wood, 5 – highly decomposed peat, 6 – clay layers with peat.

Poziom S-K II odpowiada 20 cm warstwie gytii, pojawiającej się na głębokości od 470 do 450 cm oraz 50 cm warstwie torfu niskiego występującego na głębokości 400-450 cm, z podwyższoną zawartością materiału mineralnego w spągu. Poziom S-K II zawiera przeciętnie 54% materii organicznej, a ponadto maksymalny przeciętny udział sodu (0,03%), miedzi (82,5 $\mu\text{g/g}$) i cynku (156 $\mu\text{g/g}$). Poziom S-K III obejmuje osady bagienne (torf drzewny i niski) występujące na głębokości od 400 do 305 cm. Zawartość materii organicznej waha się tutaj od 30 do 52%, osiągając średnio 49%. W dalszym ciągu utrzymuje się jeszcze stosunkowo wysoki udział pierwiastków litofilnych – potasu (0,72-1,25%), magnezu (0,43-0,76%) i sodu (0,017-0,027%). Biorąc pod uwagę cały poziom, charakteryzuje się on najwyższym przeciętnym udziałem wapnia, a także miejscami podwyższoną koncentracją miedzi oraz cynku (tab. 1). Poziom geochemiczny S-K IV obejmuje stropową część warstwy torfu niskiego występującą na głębokości od 305 do 215 cm oraz torfu drzewnego na głębokości od 215 do 80 cm. W poziomie tym uzyskują maksymalną zawartość sód (0,034%) i wapń (1,8%). W porównaniu z poziomem S-K III zauważa się tu nieco wyższe wartości współczynni-

ka erozji zlewni przy nieco niższych wartościach wszystkich pozostałych wskaźników geochemicznych (ryc. 3). Poziom geochemiczny S-K V został wyróżniony na głębokości od 80 do 0 cm, obejmując stropową warstwę torfu drzewnego przykrytego warstwą utworów ilastych ze szczątkami organicznymi. Wyróżnia się on najwyższym przeciętnym udziałem pierwiastków litofilnych oraz manganu (0,04%) i fosforu (0,35%) (ryc. 2). Ponadto wzrasta tutaj wyraźnie wskaźnik erozji zlewni ($\text{Na}+\text{K}+\text{Mg}/\text{Ca}$) oraz wskaźnik warunków troficznych (Fe/Ca) (ryc. 3).

Biorąc pod uwagę liczbę stopni swobody ($N = 20$), stwierdzono na podstawie rozkładu t Studenta, że powiązania statystycznie wysoce istotne (na poziomie 0,1%) istnieją dla współczynników korelacji wyższych od 0,38. W przypadku analizowanego stanowiska dla wielu par metali uzyskano współczynniki korelacji wyższe od 0,5 (tab. 2). Stwierdzono również silne ujemne korelacje ($r < -0,5$) pomiędzy zawartością wapnia a sodem i magnezem. Pionowa zmienność udziału miedzi zasadniczo różni się od pozostałych analizowanych składników. W efekcie nie odnotowano żadnych, statystycznie istotnych związków korelacyjnych między tym metalem a pozostałymi elementami.

Profil Szymbark-Kamionka



Ryc. 3. Litologia i wiek osadów (A) wg Gila i in. (1974), średnie tempo akumulacji (B) wg Żurka (1986) oraz pionowe zróżnicowanie wybranych wskaźników geochemicznych (C) w osadach profilu Szymbark-Kamionka: 1 – podłoże ilaste, 2 – osad jeziorny, 3 – torf z domieszką ilastą, 4 – torf z fragmentami drewna, 5 – silnie rozłożony torf, 6 – warstwa ilasta z domieszką torfu.

Fig. 3. Lithology and age of sediments (A) after Gil et al (1974), sedimentations rates (B) after Żurek (1986) and vertical differences in the selected geochemical indices (C) within the deposits of Szymbark-Kamionka core: 1 – clay, 2 – gyttja, 3 – peat with an admixture of clay, 4 – peat with fragments of wood, 5 – highly decomposed peat, 6 – clay layers with peat.

Tabela 2. Wartości współczynników korelacji (r) obliczone dla poszczególnych metali i materii organicznej oznaczonych w serii badanych osadów

Table 2. Matrix of correlation (r) between the contents of organic matter and selected metals in deposits

Profil Szymbark-Kamionka (N = 20)										
r	Mat. org.	Na	K	Ca	Mg	Fe	Mn	Cu	Zn	P ₂ O ₅
Mat. org.	1									
Na	-0,10	1								
K	-0,29	0,80	1							
Ca	0,20	-0,59	-0,50	1						
Mg	-0,24	0,62	0,81	-0,65	1					
Fe	-0,43	0,56	0,63	-0,71	0,85	1				
Mn	-0,50	-0,16	0,18	0,06	0,40	0,36	1			
Cu	0,28	0,24	0,30	-0,03	0,24	-0,03	-0,11	1		
Zn	0,16	0,51	0,39	-0,63	0,63	0,54	0,01	0,38	1	
P ₂ O ₅	-0,28	0,69	0,67	-0,54	0,73	0,75	0,19	-0,03	0,40	1

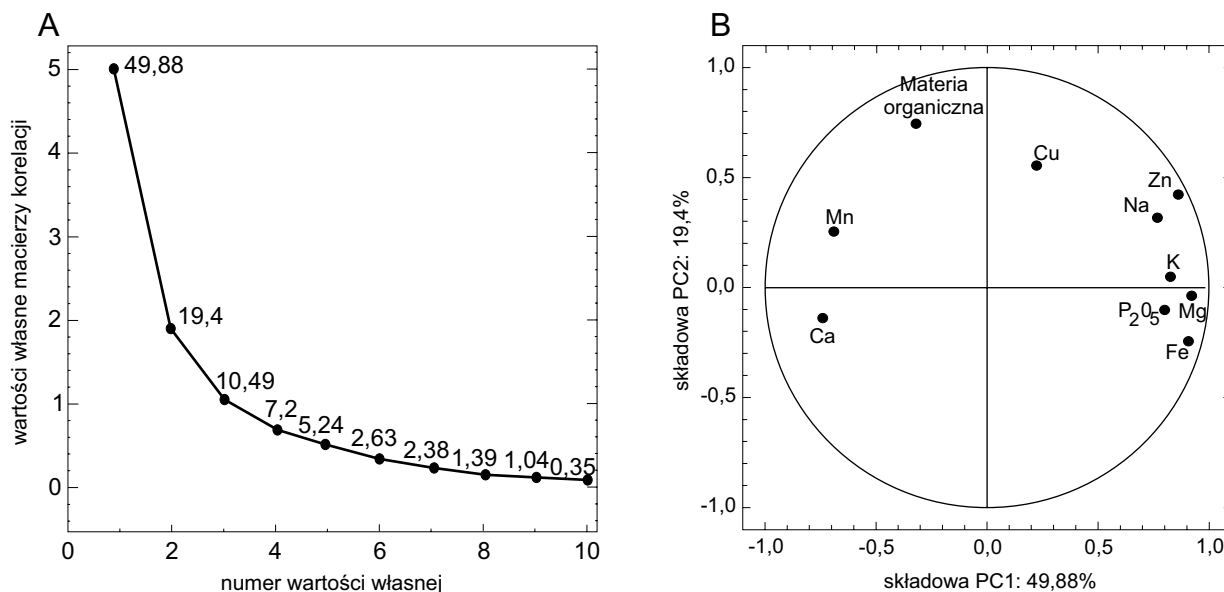
Czynniki pionowej zmienności składu chemicznego osadów

Analizę składowych głównych zastosowano dla zestawu dziesięciu zmiennych geochemicznych (materia organiczna, Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Cu, Zn, P_2O_5). W toku analizy zidentyfikowano 10 głównych składowych, z których wybrano trzy pierwsze – PC1, PC2 i PC3, wyjaśniające łącznie 79,77 % wariancji (ryc. 4A).

Pierwsza składowa główna (PC1) jest silnie dodatnio skorelowana z zawartością sodu, potasu, magnezu i żelaza (ryc. 4B). Współwystępowanie wymienionych wyżej pierwiastków, występujących w składnikach mineralnych obecnych w torfach jest zjawiskiem powszechnym i wynikać może nie tylko z sorbowania metali przez minerały ilaste i uwodnione tlenki żelaza ale także strącania siarczków metali w warunkach ograniczonego natlenienia (Woszczyk i Spsychalski 2007, Rydelek 2013). Żelazo uznawane jest za sorbent wielu pierwiastków, zaś powstałe związki w środowisku o ograniczonej dostępności tlenu z innymi metalami są bardzo trwałe (Kabata-Pendias i Pendias 1993). Zatem współwystępowanie sodu, potasu, magnezu i żelaza informuje o dostawie materii allochtonicznej.

Składowa druga (PC2), wyjaśniająca ponad 19% zmienności geochemicznej osadów (ryc. 4A), jest dodatnio skorelowana głównie z zawartością materii organicznej i miedzi, przy jednoczesnej ujemnej korelacji m.in. z magnezem i żelazem (ryc. 4B). Informuje ona zatem o relacji pomiędzy zawartością autochtonicznej materii organicznej, której sedimentacja zachodziła w warunkach redukcyjnych, a udziałem materii allochtonicznej pochodzącej z denudacji mechanicznej (pierwiastki litofilne).

Składowa trzecia (PC3), która wyjaśnia ponad 10% zmienności geochemicznej osadów, jest dodatnio skorelowana jedynie ze zmiennością zawartości manganu (0,55) i miedzi (0,67). Pionowa zmienność koncentracji obu metali informuje o zmianach potencjału oksydacyjno-redukcyjnego. Cechuje je różna stabilność metaloorganicznych związków, zależna m.in. od warunków powstawania osadów, stopnia rozkładu i humifikacji materii organicznej oraz odczynu środowiska osadotwórczego (Maksimow i Okruszko 1950, Maksimow i Pawlak 1952, Sapek 1972).



Ryc. 4. Wartości własne macierzy korelacji (A) i współrzędne czynnikowe (B) dla zbioru wyników analiz chemicznych osadów w stanowisku Szymbark-Kamionka.

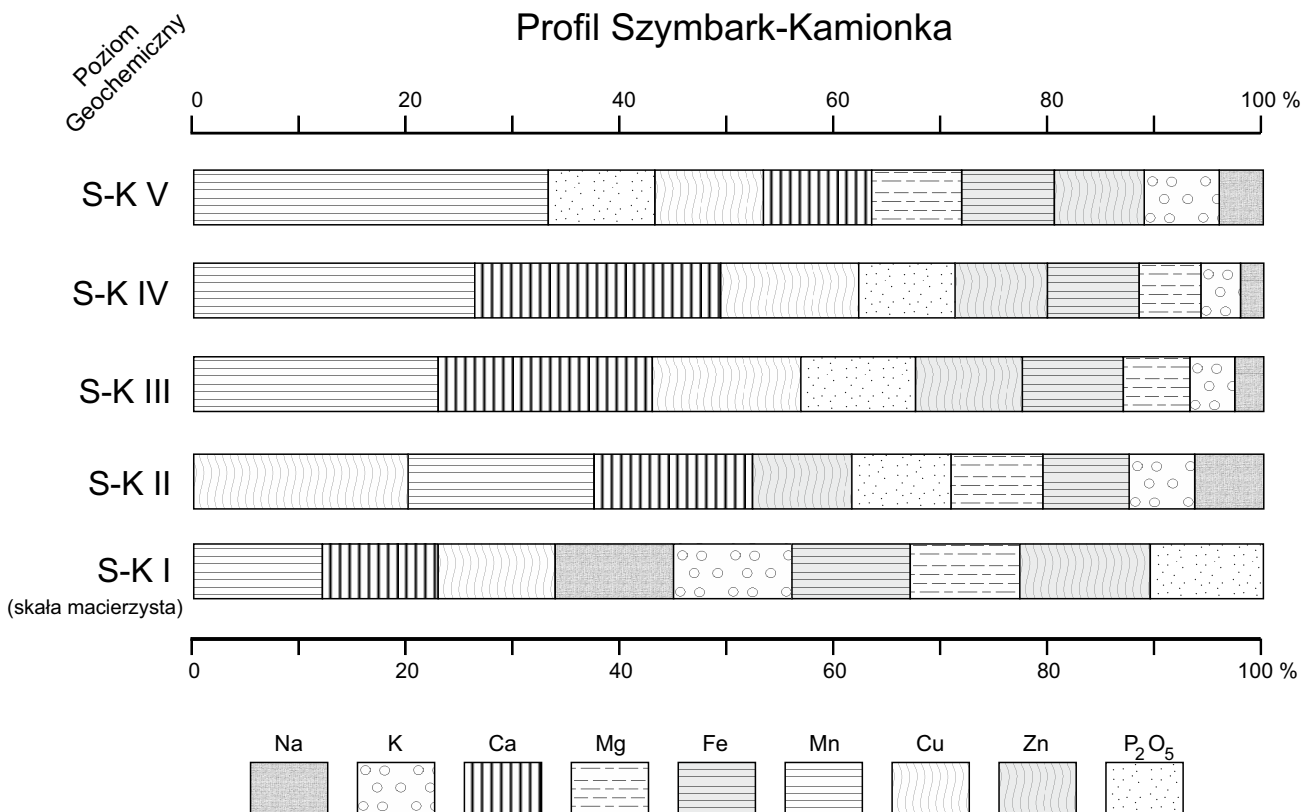
Fig. 4. Eigenvalues of correlation matrix (A) and factor loadings (B) for a set of results of chemical analysis from deposits in Szymbark-Kamionka site.

Zmiany koncentracji analizowanych pierwiastków w kontekście lokalnego tła geochemicznego i zawartości labilnych form składników

W odniesieniu do średnich zawartości oznaczonych pierwiastków w wyróżnionych poziomach geochemicznych (tab. 2), udało się stwierdzić (ryc. 5), które z metali odznaczają się największą lub najmniejszą koncentracją w badanych utworach w konfrontacji z lokalnym tłem geoche-

micznym, a także w jaki sposób przedstawiają się względne relacje koncentracji tych metali w układzie stratygraficznym. Zgodnie z przyjętą metodyką obliczone wartości lokalnego tła geochemicznego wynoszą: Na – 0,02%; K – 0,89%; Ca – 0,37%; Mg – 0,43%; Fe – 2,9%; Mn – 40 µg/g; Cu – 19,9 µg/g; Zn – 68,5 µg/g; P_2O_5 – 0,1%.

W większości wyróżnionych poziomów geochemicznych z profilu w Szymbarku-Kamionce, na pierw-

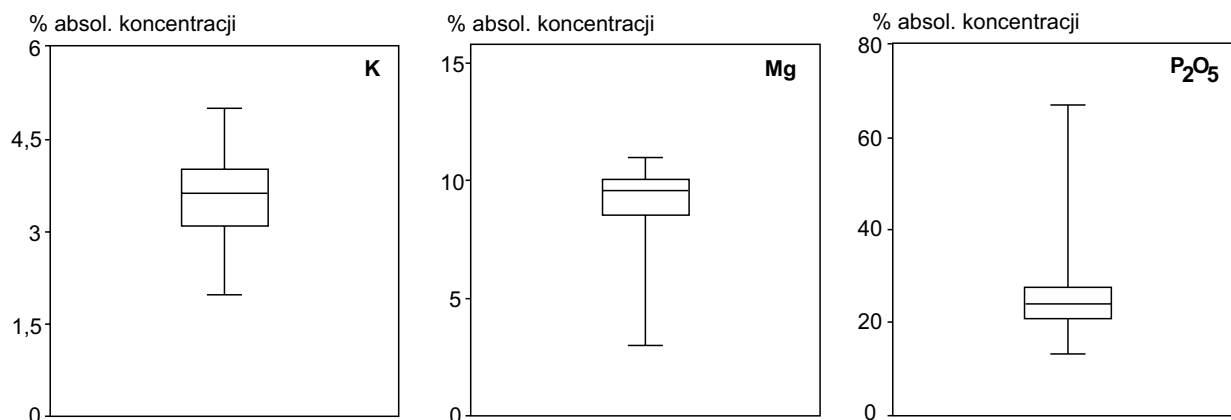


Ryc. 5. Pionowe zróżnicowanie wielkości współczynników koncentracji poszczególnych metali wyrażone w procentach sumy tych współczynników w osadach profilu Szymbark-Kamionka.

Fig. 5. Vertical differences in concentration coefficients for particular metals, presented as per cent of sum of these coefficients in deposits of Szymbark-Kamionka core.

szym miejscu w szeregu migracyjnym znajduje się mangan (ryc. 5). Jedynie w poziomie S-K II metal ten zajmuje drugie miejsce w szeregu migracyjnym, jednak i tak jest cztery pozycje przed żelazem. Taka sytuacja może sugerować bardzo duży wpływ wód powierzchniowych na rozwój torfowiska. Wody te są bowiem zwykle bogate w jony Mn^{2+} lub transportują ten metal w formie zawiesiny koloidalnej (Kabata-Pendias i Pendias 1993). Badany zbiornik akumulacji biogenicznej zasilany był przez wodę wpływającą z północnego-zachodu w formie cieku. W poziomie S-K II wzrasta wyraźnie znaczenie miedzi i wapnia w szeregu migracyjnym pierwiastków, co może wskazywać na sedymentację w warunkach ograniczonego dostępu tlenu przy stałym zasilaniu zbiornika akumulacji biogenicznej wodami podziemnymi. W poziomach S-K III i S-K IV łączny udział wapnia, manganu i miedzi w szeregu migracyjnym przekracza 55% (ryc. 5). W tym czasie wyraźnie spada znaczenie pierwiastków litofilnych (sodu, potasu i magnezu), których łączny udział w szeregu migracyjnym nie przekracza 11%. Taka sytuacja wynikać może z utrzymywania się dobrych warunków zasilania gruntowego dla funkcjonowania torfowiska przy jednoczesnym spadku intensywności procesów

denudacyjnych w otoczeniu obiektu. W górnym poziomie geochemicznym (S-K V) na drugie miejsce w szeregu migracyjnym przesuwa się fosfor, natomiast trzecie i czwarte zajmują miedź i wapń. Najwyższy udział wymiennej formy, przekraczający nawet 60% absolutnej koncentracji stwierdzono jedynie dla fosforu (ryc. 6). Zawartość tego składnika w osadach organogenicznych zależy od wielu czynników, wśród których wymienia się: stadium rozwoju gleby – akumulacji czy decesji materii organicznej, stadium zaawansowania przebiegającego procesu glebowego-bagiennego lub murszowego, rodzaj utworu torfowego i stopień jego rozkładu oraz udział części mineralnych (Sapek 2011). Najwyższa w całym profilu wartość wskaźnika koncentracji manganu obliczona dla poziomu S-K V może świadczyć o największej intensywności dostawy zawiesiny z obszaru skarpy lub o braku infiltracji kwaśnych wód opadowych odpowiedzialnych za zmiany postsedymentacyjne. Znajduje to potwierdzenie w litologii osadów (pokrywa mineralna przykrywająca strop złoża torfowego). Jednocześnie wzrasta znaczenie pierwiastków litofilnych, których łączny udział w szeregu migracyjnym dochodzi do 19%. Ponadto mały jest udział formy wymiennej w wiązaniu pierwiastków li-



Ryc. 6. Zakres wartości oraz średni udział wymiennych form pierwiastków w profilu osadów Szymbark-Kamionka
 Fig. 6. The range of values and average content of labile forms of elements in deposits of Szymbark-Kamionka core

tofilnych w badanym profilu. Zatem najistotniejszą formą występowania tych składników może być frakcja tlenkowa (tlenki żelaza) oraz rezydualna.

Specyfika składu chemicznego osadów budujących torfowiska górskie

Profil omawianych osadów bagiennych formował się w zagłębieniu w obrębie jezora osuwiskowego. Na podstawie dotychczasowych analiz profili osadów torfowisk występujących w takich sytuacjach geomorfologicznych wynika, że ciągłość i czytelność rejestru globalnych i regionalnych zmian środowiskowych jest zaburzana uwarunkowaniami lokalnymi, wynikającymi ze specyfiki środowiska sedymentacyjnego (Margielewski 2014). Dużej zmienności udziału analizowanych składników litogeochemicznych w badanym profilu towarzyszą znaczne wahania średniego tempa akumulacji osadów w granicach od 0,38 do 1,76 mm/rok (por. Żurek 1986). Mimo tego miąższość badanej serii osadów torfowych dochodzi prawie do 4 metrów i jest kilkanaście razy większa od najmniejszej miąższości torfu, determinującej mokradła torfotwórcze, tj. 30 cm (por. Tobolski 2004). Zdaniem Obidowicza i Margielewskiego (2008) wolne tempo narastania autochtonicznej materii organicznej w wyższych piętrach gór powoduje, że miąższość złoża w wielu mokradłach, nie przekracza 20-30 cm i tym samym cechą ta nie powinna stanowić kryterium definiowania torfowisk górskich.

W profilu Szymbark-Kamionka dominują torfy drzewne, o różnym stopniu rozkładu i zmiennym udziale materii mineralnej. Tego typu utwory powstają ze zbiorowisk leśnych (głównie olszynowych), występujących w rejonach dużych wahań zwierciadła wód podziemnych (Okruszko 1964). Najwyższe średnie wartości wskaźników Na/K i Ca/Mg w tej serii osadów dowodzą dużej roli procesów denudacji chemicznej w kształtowaniu składu chemicznego narastającej materii organicznej. Przestrzen-

ny obraz zróżnicowania denudacji chemicznej w polskich Karpatach fliszowych nawiązuje do budowy geologicznej, ukształtowania terenu, wielkości opadów atmosferycznych oraz do zróżnicowania odpływu wody. W skałach budujących brzeżną część Beskidu Niskiego rozpuszczaniu mogą ulegać ilasto-wapienne spoiwo w piaskowcach oraz margliste przewarstwienia łupków (Welc 1986).

Z kolei najwyższe wartości współczynnika koncentracji stwierdzone dla manganu wynikają z okresowego zalewania badanego mokradła torfotwórczego np. przez ulewne opady atmosferyczne. Z badań obiegu wody i osuwisk prowadzonych na Stacji Naukowej IGiPZ PAN w Szymbarku wynika, że spływ powierzchniowy odprowadza nadmiar wody właśnie podczas intensywnych opadów atmosferycznych oraz przy niepełnym nasyceniu podłoża wodą. Infiltrująca wówczas woda może powodować rozwój płytkich zsuwów ziemnych lub odnawianie się osuwisk okresowo aktywnych (Gil 1994). Zapis zmian natężenia denudacji mechanicznej w otoczeniu stanowiska zaznacza się wyraźnym wzrostem znaczenia migracji pierwiastków litofilnych. Zdaniem Kwiatkowskiego (1971) i Rydelka (2013) to właśnie potas, sód i magnez stanowią jedne z najważniejszych nieorganicznych elementów osadów torfowych, zaś ich podwyższony udział może wynikać z naniesienia do złoża, niezależnie od jego naturalnego rozwoju, allochtonicznej materii mineralnej i minerałów „obcych”.

Zgodnie z klasyfikacją zaproponowaną przez Okruszko (1964) udokumentowane osady całego profilu w większości reprezentują typ torfów średnio zailonnych (84% liczby próbek). Podobny rząd wielkości udziału tej grupy osadów udokumentowano w innych torfowiskach z obszaru Karpat, niezależnie od typu wypełnianego zagłębienia w osuwiskach (por. Margielewski i in. 2010, Margielewski 2014). W przypadku torfowisk położonych na terenie Sudetów udział materii mineralnej w torfach waha się w szerokim zakresie od 2 do około 70% i wynika ze składu botanicznego utworów, stopnia rozkładu materii organicznej,

położenia morfologicznego, przesuszenia i lokalnych pożarów (Bogacz 2002, Malawska i in. 2006, Bogacz i in. 2008). Zdecydowanie niższymi wartościami udziału materii mineralnej (od 2 do 10%) charakteryzują się torfy wysokie budujące złoża torfowisk Puścizna Mała i Puścizna Krausowska (Fiałkiewicz-Kozieł i in. 2011). Generalnie w torfach zawartość popiołu nie przekracza 35% suchej masy osadu (Tobolski 2004). Wartość tej cechy jest nieco podwyższona, gdyż w świetle dotąd zebranych materiałów rzadko stwierdza się w torfach ponad 25% surowego popiołu (Kozakiewicz 1962, Maksimow 1965, Oświt i in. 1976). Zdaniem Obidowicza i Margielewskiego (2008) w przypadku torfowisk osuwiskowych granica to wymaga znacznego przesunięcia. Spowodowane to jest dużą mobilnością obszaru alimentacyjnego i dostawą do torfowisk materiału allochtonicznego, szczególnie w fazach zwilgotnienia klimatu oraz wzmożonej antropopresji. Mimo, iż rośliny związane z gospodarką człowieka (m.in. pyłki zbóż) słabo zaznaczają się w diagramie pyłkowym (Gil i in. 1974), to koncentracja cynku i miedzi nawet sześciokrotnie przekracza średnią zawartość tych metali ciężkich obliczoną przez Bojakowską i Lecha (2008) dla torfów niskich na terenie Polski. Różnice te mogą być spowodowane tym, że uzyskane przez ww. autorów wyniki dotyczą w większości torfów położonych na terenach nizinnych o zupełnie innych obszarach alimentacyjnych.

W porównaniu z innymi torfowiskami górskimi z terenu Polski koncentracja pierwiastków litofilnych (magnezu, potasu i sodu) oznaczonych dla profilu Szymbark-Kamionka jest kilkanaście razy większa niż w osadach torfowych Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, Gór Białskich oraz Gór Stołowych. Z kolei większe zróżnicowanie zawartości wapnia w przypadku torfów z obszaru Sudetów oraz Kotliny Orawsko-Nowotarskiej wynika z dużej różnorodności troficznej siedlisk bagiennych (od oligo- przez mezo- do eutroficznych) (por. Bogacz 2002, Malawska i in. 2006, Bogacz i in. 2008). Średnia koncentracja miedzi w utworach organicznych z profilu Szymbark-Kamionka jest siedem razy większa niż maksymalne wartości udziału tego metalu w torfach wysokich z terenu Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Z kolei średnia zawartość cynku w opisywanych utworach jest o kilkanaście ug/g s.m. niższa w porównaniu z koncentracją w osadach torfowisk Puścizna Mała i Puścizna Krausowska (por. Fiałkiewicz-Kozieł i in. 2011).

Podsumowanie

Torfowisko osuwiskowe w Szymbarku-Kamionce stanowi specyficzny typ górskich mokradeł torfotwórczych, co znajduje odzwierciedlenie w litologii i składzie chemicznym osadów. Na terenie wczesnholocenijskiego osuwiska powstało zagłębienie, w obrębie którego po uszczelnieniu dna, zgromadziła się woda i zachodziła sedymentacja w limnicznym środowisku osadotwórczym. W wyniku nawalnych opadów atmosferycznych dochodziło do ruchów od-

mładzających osuwisko zaś do badanego torfowiska dostarczana była materia mineralna oraz pierwiastki migrujące w sposób bierny. Sedentacja autochtonicznej materii organicznej (głównie torfów drzewnych o różnym stopniu rozkładu i średnio zailonych) zachodziła w warunkach dużych wahań zasilania wodami powierzchniowymi i podziemnymi. Wzrost znaczenia migracji metali ciężkich (zwłaszcza miedzi) oraz pierwiastków litofilnych pozwala przypuszczać, że do powstania pokrywy osadów mineralnych przykrywających serię utworów torfowych mogła przyczynić się gospodarcza działalność człowieka. Jednakże skład chemiczny badanych osadów warunkowany był także innymi czynnikami, wśród których najważniejszą rolę odegrały zdolności sorpcyjne materii organicznej i uwodnionych tlenków żelaza, intensywność procesów denudacji mechanicznej i chemicznej oraz zmiany natlenienia środowiska akumulacyjnego. Przedstawione materiały potwierdzają potrzebę kontynuowania dalszych badań, nie tylko z zakresu geochemii środowiska ale także innych analiz, których wyniki mogą stanowić cenne źródło informacji o trendach różnorodnych zmian środowiskowych w obszarach górskich.

Podziękowania

Próbki osadów biogenicznych z opisywanego profilu „Szymbark-Kamionka” do szczegółowych analiz otrzymał autor artykułu (S. Żurek) od dr Eugeniusza Gila ze Stacji badawczej w Szymbarku Zakładu Badań Geosrodowiska Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk.

Literatura

- Alexandrowicz S.W., 1996. Holocenijskie fazy intensyfikacji procesów osuwiskowych w Karpatach. *Geologia. Kwartalnik AGH*, 22, 3: 223-262.
- Bogacz A., 2002. Właściwości chemiczne gleb organicznych Parku Narodowego Gór Stołowych. *Roczniki Gleboznawcze*, t. LIII, 1-2: 13-26.
- Bogacz A., Ochej A., Niemirowska I., 2008. Właściwości gleb organicznych wybranych obszarów Gór Białskich. *Roczniki Gleboznawcze*, t. LIX, 3-4: 31-40.
- Bojakowska I., Lech D., 2008. Zróżnicowanie zawartości pierwiastków śladowych w torfach występujących na obszarze Polski. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Seria Górnictwo* 285: 31-41.
- Borówka R.K., 1992. Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczyznowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego wistulianu i holocenu. *Wyd. Nauk. UAM, seria Geografia* 54: 1-177.
- Długosz M., 2011. Podatność stoków na osuwanie w polskich Karpatach fliszowych. *Prace Geograficzne IGI PAN*, Warszawa 230: 1-112.
- Fiałkiewicz-Kozieł B., Smieja-Król B., Palowski B., 2011. Heavy metal accumulation in two peat bogs from Southern Poland. *Studia Quaternaria* 28: 17-24.

- Gałużka A., 2006. Metody określania tła geochemicznego w badaniach środowiska przyrodniczego. Regionalne Studia Ekologiczno-Krajobrazowe, Problemy Ekologii Krajobrazu, XVI: 507-517.
- Gil E., 1979. Typologia i ocena środowiska naturalnego okolic Szymbarku. Dokumentacja Geograficzna, IGiPZ PAN, Warszawa, 5: 1-91.
- Gil E., 1994. Meteorologiczne i hydrologiczne warunki ruchów osuwiskowych [w:] L. Starkel, P. Prokop (red.). Przemiany środowiska przyrodniczego Karpat i kotlin Podkarpackich, IGiPZ PAN, Warszawa: 89-102.
- Gil E., Gilot E., Kotarba A., Starkel L., Szczepanek K., 1974. An early Holocene landslide in the Niski Beskid and its significance for paleogeographical reconstructions. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* VIII: 69-83.
- Hammer Q., Happer D.A.T., Ryan P.D., 2001. Past: Paleontological Statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica* 4: 1-9.
- Kabata-Pendias A., Pendias H., 1993. Biogeochemia pierwiastków śladowych. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 1-364.
- Koperowa W., 1962. Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Kotliny Nowotarskiej. *Acta Palaeobotanica* 2: 1-62.
- Kotarba A., 1986. Rola osuwisk w modelowaniu rzeźby beskidzkiej i pogórskiej. *Przegląd Geograficzny* LVIII, 1-2: 119-129.
- Kozakiewicz A., 1962. Charakterystyka substancji organicznej gleb torfowych i torfów torfowisk dolinowych. *Roczniki Gleboznawcze*, 11: 73-100.
- 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.
- Kwiatkowski A., 1971. Nieorganiczne składniki torfu. *Biuletyn Torf* 4, 31: 1-17.
- Lipka K., Godziemba-Czyż W., 1970. Torfowiska i młaki zlewni potoku Wołosatka w Bieszczadach Zachodnich. *Zesz. Nauk. WSR, Melioracje* 59, 4: 3-23.
- Łajczak A., 2013. Zmniejszenie zasięgu złóż torfu i ich retencji wodnej w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej i w Bieszczadach w wyniku działalności człowieka. *Przegląd Geologiczny* 61, 9: 532-540.
- Maksimow A., 1965. Torf i jego użytkowanie w rolnictwie. Państwowe Wydawnictwo Rolnicze i Leśne, Warszawa: 1-396.
- Maksimow A., Okruszko H., 1950. Sorbcja i elektrodializa miedzi w torfach. *Roczniki Gleboznawcze* 1: 70-92.
- Maksimow A., Pawlak T., 1952. Sorbcja manganu w torfach. *Roczn. Nauk. Roln.* 59: 163-179.
- Malawska M., Ekonomiuk A., Wiłkomirski B., 2006. Chemical characteristics of some peatlands in southern Poland. *Mires and Peat* 1: 1-14.
- Malec M., 2009. Ocena procesu torfotwórczego na wybranych torfowiskach wysokich w Bieszczadzkiem Parku Narodowym. *Roczniki Bieszczadzkie* 17: 243-252.
- Malec M., 2011. Stan aktualny i antropogeniczne przekształcenia ekosystemu torfowiska Puścizna Długopole w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. *Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych* 49: 548-558.
- Marek S., Pałczyński A., 1962. Torfowiska wysokie w Bieszczadach Zachodnich. *Zesz. Probl. Postęp. Nauk Rol.* 34: 254-294.
- Margielewski W., 2006. Records of the Late Glacial-Holocene palaeoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowsy Mts. area (Polish Outer Carpathians). *Folia Quaternaria* 76: 149.
- Margielewski W., 2014. Torfowiska osuwiskowe polskich Karpat fliszowych jako czuły indyktor zmian paleośrodowiska późnego glacjału i holocenu. *Studia Limnologica et Telmatologica* 8, 1: 37-55.
- Margielewski W., Michczyński A., Obidowicz A., 2010. Records of the Middle- and Late Holocene palaeoenvironmental changes in the Pcim-Sucha Landslide peat bogs (Beskid Makowski Mts., Polish Outer Carpathians). *Geochronometria* 35: 11-23.
- Obidowicz A., Margielewski W., 2008. Problematyka klasyfikacji torfowisk górskich. [w:] S. Żurek (red.) *Torfowiska gór, wyżyn i niżu*. Wydawnictwo Uniwersytetu Humanistyczno-Przyrodniczego im. Jana Kochanowskiego w Kielcach, 103-109.
- Okruszko H., 1964. Czynniki hydrologiczne jako podstawa podziału torfowisk. *Wiadomości Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych* 4: 147-164.
- Olszak J., 2004. Torfowisko niskie w górnym odcinku doliny Kamienicy (Gorce). *Przegląd Geologiczny* 52, 9: 916-919.
- Oświt J., Pacowski R., Żurek S., 1976. **Characteristics of more important peat species in Poland.** [w:] *Peatlands and their utilization in Poland. Proceedings of 5th International Peat Congress*, Poznań-Warszawa: 316-320.
- Pawlikowa B., 1965. Materiały do postglacialnej historii roślinności Karpat Zachodnich, torfowisko na Bryjarce. *Folia Quater.* 18: 1-9.
- Rydelek P., 2013. Origin and composition of mineral constituents of fen peats from Eastern Poland. *Journal of Plant Nutrition* 36: 911-928.
- Sapek B., 1972. Wiązanie miedzi, manganu i cynku przez substancje próchniczne z torfów. *Roczniki Gleboznawcze* 23, 2: 51-55.
- Sapek B., 1974. Porównanie sposobów spalania próbek gleb torfowych i oznaczania ogólnej zawartości miedzi, cynku, manganu, molibdenu i żelaza z jednej odważki. *Roczniki Gleboznawcze* 25, 2: 263-273.
- Sapek B., 2011. Sorpcja fosforu przez mursze i utwory torfowe w rejonie doliny Biebrzy. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie* 11, 3: 219-235.
- Sawicki L., 1917. Osuwisko ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w 1913 roku w Galicji Zachodniej. *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU, A* 56: 227-313.
- Shotyk W., Nesbit W., Fye W., 1990. The behaviour of major and trace elements in complete vertical peat profiles from three *Sphagnum* bogs. *International Journal of Coal Geology* 15: 163-190.
- Skiba S., Żyła M., Klimek M., Prędko R., 2006. Gleby doliny górnego Sanu w Bieszczadzkiem Parku Narodowym. *Roczniki Bieszczadzkie* 14: 215-220.
- Starkel L., 1997. Mass movement during the Holocene: Carpathian example and the European perspective. *Palaeoclimate Research*, 19: 385-400.
- Tobolski K., 2004. Kryterium geologiczne w badaniach zbiorników akumulacji biogenicznej. *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego* 5: 119-126.

- Welc A., 1986. Zróżnicowanie denudacji chemicznej w Karpatach fliszowych. *Przegląd Geograficzny* LVIII, 1-2: 99-118.
- Woszczyk M., Spychalski W., 2007. Czynniki czasowej zmienności zawartości wybranych metali ciężkich w osadach Jeziora Sarbsko (Nizina Gardziensko-Łebska) na tle genezy zbiornika. *Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych* 31: 485-496.
- Żurek S. 1986. Szybkość akumulacji torfu i gytii w profilach torfowisk i jezior Polski (na podstawie danych ^{14}C). *Przegląd Geograficzny* 58, 3: 459-477.
- Żurek S., 1987. Złóża torfowe Polski na tle stref torfowych Europy. *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 4: 1-84.

