

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

Anna Budek

**GENEZA I WIEK POZIOMÓW PRÓCHNICZNYCH  
W OSADACH RÓWNIN ZALEWOWYCH  
DOLIN PRZEDPOLA KARPAT**



Warszawa 2010

## PRACE GEOGRAFICZNE

203. Kamińska W., 2006, *Pozarolnicza indywidualna działalność gospodarcza w Polsce w latach 1988-2003*, 236 s., 45 il., 43 tab.
204. Kalicki T., 2006, *Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenijskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich*, 348 s., 82 il., 10 fot.
205. Grobelska H., 2006, *Ewolucja strefy brzegowej zbiornika pakoskiego (Pojezierze Gnieźnieńskie)*, 122 s. + 23 wkl., 26 il., 12 tab., 33 fot.
206. Leonowicz A.M., 2006, *Kartogram jako forma prezentacji zależności zjawisk geograficznych*, 212 s., 42 il., 16 tab.
207. Węclawowicz G., Degórski M., Komornicki T., Korzeń J., Bański J., Korzeń J., Soja R., Śleszyński P., Więckowski M., 2006, *Studia nad przestrzennym zagospodarowaniem obszaru wzdłuż granicy polsko-niemieckiej*, 224 s., 40 il., 20 tab.
208. Wendt J., 2007, *Wymiar przestrzenny struktur i aktywności społeczeństwa obywatelskiego w Polsce*, 236 s., 54 il., 58 tab.
209. Bartczak A., 2007, *Wieloletnia zmienność odpływu rzeczny z dorzecza Zgłowiączki*, 164 s., 36 il., 41 tab.
210. Prokop P., 2007, *Degradacja środowiska przyrodniczego południowego skłonu Wyżyny Meghalaya, Indie*, 166 s., 41 il., 13 tab.
211. Śleszyński P., Bański J., Degórski M., Komornicki T., Więckowski M., 2007, *Stan zaawansowania planowania przestrzennego w gminach*, 284 s., 107 il., 61 tab.
212. Rączkowska Z., 2007, *Współczesna rzeźba peryglacjalna wysokich gór Europy*, 252 s. + 7, 35 il., 35 tab.
213. Śleszyński P., 2007, *Gospodarcze funkcje kontrolne w przestrzeni Polski*, 320 s., 58 il., 50 tab.
214. Wolski J., 2007, *Przekształcenia krajobrazu wiejskiego Bieszczadów Wysokich w ciągu ostatnich 150 lat*, 268 s., 34 il., 21 tab., 36 fot.
215. Kozłowska A., 2008, *Strefy przejścia między układami roślinnymi – analiza wieloskalowa (na przykładzie roślinności górskiej)*, 152 s., 53 il., 3 tab., 6 zał.
216. Żarnowiecki G., 2008, *Związek pomiędzy pokrywą śnieżną a roślinnością na przykładzie grądów Białowieskiego Parku Narodowego*, 216 s., 51 il., 13 tab., 3 fot., 11 zał.
217. Śleszyński P., 2008, *Duże przedsiębiorstwa w strukturze przestrzennej największych polskich miast*, 104 s., 19 il., 7 tab., 3 zał.
218. Eberhardt P. (red.), 2008, *Problematyka geopolityczna ziem polskich*, 338 s., 42 il.
219. Starkel L., Sarkar S., Soja R., Prokop P., 2008, *Present-day evolution of the Sikkimese-Bhutanese Himalayan piedmont*, 142 s., 63 il., 5 tab., 42 fot.
220. Komornicki T., Śleszyński P., 2009, *Studia nad lokalizacją regionalnych portów lotniczych na Mazowszu*, 244 s., 73 il., 32 tab.
221. Brykała D., 2009, *Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie odpływu rzeczny w dorzeczu Skrzy Lewej*, 148 s., 65 il., 18 tab., 10 fot.

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

PRACE GEOGRAFICZNE NR 222

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 222

GENESIS AND AGE OF THE HUMIC  
HORIZONS IN THE FLOODPLAIN AT THE  
CARPATHIAN FORELAND

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

PRACE GEOGRAFICZNE NR 222

ANNA BUDEK

GENEZA I WIEK POZIOMÓW PRÓCHNICZNYCH  
W OSADACH RÓWNIN ZALEWOWYCH  
DOLIN PRZEDPOŁA KARPAT



WARSZAWA 2010

<http://rcin.org.pl>

## KOMITET REDAKCYJNY

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

## RADA REDAKCYJNA

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

## RECENZENCI TOMU:

Renata Bednarek, Kazimierz Klimek

## ADRES REDAKCJI:

Dział Wydawnictw IGiPZ PAN  
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

Opracowanie techniczne: Ewa Jankowska  
Zdjęcie na okładce: Anna Budek

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN  
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2010

PL ISSN 0373-6547  
ISBN 978-83-61590-12-5

Łamanie wykonano w Dziale Wydawnictw IGiPZ PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa  
Druk i oprawa: Poligrafia Inspektoratu Towarzystwa Salezjańskiego  
ul. Konfederacka 6, 30-306 Kraków

## SPIS TREŚCI

1. WSTĘP.....	7
1.1. Główne problemy badawcze.....	8
1.2. Cel i zakres pracy.....	10
2. METODY BADAŃ .....	13
2.1. Standardowe analizy glebowe .....	13
2.2. Analizy mikromorfologiczne .....	14
2.2.1. Pojęcia mikromorfologiczne.....	15
3. STAN BADAŃ .....	17
3.1. Stan badań nad madami współczesnymi i kopalnymi poziomami próchnicznymi oraz mineralnymi w osadach na obszarach równin zalewowych .....	17
3.2. Stan badań nad osadami w dolinach rzek Wisłoki, Rady i Strwiąża .....	20
4. ŚRODOWISKO PRZYRODNICZE .....	23
4.1. Budowa geologiczna i rzeźba obszaru badań .....	23
4.2. Współczesna pokrywa glebowa.....	25
4.3. Warunki klimatyczne .....	25
4.4. Stosunki wodne .....	26
4.5. Szata roślinna i użytkowanie ziemi .....	27
5. ZMIANY ŚRODOWISKA W HOLOCENIE.....	29
5.1. Zmiany klimatu.....	30
5.2. Rozwój szaty roślinnej.....	30
5.3. Zmiany hydrologiczne i działalność człowieka – ich odbicie w rzeźbie den dolin. 31	
6. WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNE I MIKROMORFOLOGICZNE GLEB..	35
6.1. Profil Podgrodzie C w dolinie Wisłoki .....	35
6.2. Profile w Skołoszowie w dolinie Rady .....	46
6.2.1. Profil Skołoszów 1 .....	48
6.2.2. Profil Skołoszów 2 .....	54
6.2.3. Profil Skołoszów 6 .....	63
6.3. Profile w dolinie Strwiąża.....	68
6.3.1. Profil Czaple .....	69
6.3.2. Profil Humanec .....	78
7. INTERPRETACJA GENEZY CECH MIKROMORFOLOGICZNYCH OSADÓW RÓW- NIN ZALEWOWYCH W DOLINACH WISŁOKI, RADY I STRWIAŻA .....	85
8. DZIAŁALNOŚĆ RZEKI I ROZWÓJ PROFILU GLEBOWEGO W OBRĘBIE RÓWNI- NY ZALEWOWEJ NA PRZYKŁADZIE STANOWISK W DOLINIE WISŁOKI, RADY I STRWIAŻA.....	93
9. DYKUSJA I PODSUMOWANIE .....	99
10. WNIOSKI .....	104
LITERATURA.....	105
GENESIS AND AGE OF THE HUMIC HORIZONS IN THE FLOODPLAIN AT THE CARPATHIAN FORELAND – Summary.....	116





## 1. WSTĘP

W osadach równin zalewowych tworzą się gleby aluwialne czyli mady. Według definicji Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego (*Systematyka Gleb...* 1989) mada rzeczna (współczesna) charakteryzuje się warstwową budową profilu glebowego. Wszystkie osady, budujące profil, już w fazie akumulacji są glebą, ponieważ mogą być one „środowiskiem rozwoju mikroorganizmów i roślin”. W zależności od wahań poziomu wody gruntowej w profilu mady występują procesy glejowe o różnym natężeniu lub jest ich brak. Termin mada jest często używany w opracowaniach sedimentologiczno-geologicznych i paleogeograficznych, dla określenia osadu złożonego przez rzekę. Często sformułowanie to odnosi się jednak tylko do wybranych warstw osadów w profilu aluwialnym. Dlatego też pojęcie mady bywa różnie rozumiane w literaturze geologicznej, sedimentologicznej, paleogeograficznej i gleboznawczej.

W badaniach dotyczących gleb współczesnych i kopalnych w obrębie równin zalewowych istotnym problemem jest poznanie tempa nadbudowywania profilu mady oraz procesów glebotwórczych, jakie mogły zachodzić w czasie przerw w przyroście miąższości profilu w określonych warunkach środowiska. Dlatego też gleby kopalne powstałe w dynamicznym „środowisku równin zalewowych” są pośrednio przedmiotem zainteresowania wielu autorów zajmujących się ewolucją środowiska przyrodniczego w późnym wistulianie i holocenie. Rozpoznanie kopalnych poziomów w obrębie mady i określenie ich cech fizyko-chemicznych jest trudne ze względu na zacieranie tych cech przez nowe, najczęściej współczesne procesy glebotwórcze. Miąższość mad z kopalnymi poziomami uzależniona jest głównie od tempa sedimentacji, czyli dynamiki przyrastania osadów w obrębie równiny zalewowej, co wiąże się z aktywnością rzeki i ilością wezbrań powodziowych. Dlatego też w wielu pracach podkreślana jest poligenetyczność rozwoju gleb w obrębie równin zalewowych poprzez ich ciągłe nadbudowywanie i odmładzanie profilu (Havlicek, Smolikowa 1994; Aleksandrovskij 1983). Według A. Aslana i W.J. Autina (1998) informacje dotyczące właściwości fizyko-chemicznych poziomów kopalnych zawarte w profilu mówią głównie o warunkach hydrologicznych na danym obszarze, czyli o wysokości poziomu wody gruntowej, ilości wezbrań powodziowych, grubości naniesionego materiału. Pośrednio tylko można wnioskować o zmianach klimatu. W badaniach paleogeograficznych często na podstawie datowań radiowęglowych kopalnych poziomów zawierających materię organiczną określany jest przybliżony czas formowania gleby lub moment przykrycia poziomu próchnicznego w wyniku powodzi (Aleksandrovskij 1983, 1995; Aleksandrovskij, Chichagova 1997; Sycheva 2003; Sycheva i in. 2003).

## 1.1. GŁÓWNE PROBLEMY BADAWCZE

Badania osadów równin zalewowych koncentrowane były głównie na litologii, tempie, warunkach i wieku sedymentacji. Poziomy próchniczne opisywane w profilach aluwialnych rozpatrywane były głównie jako przerwy w akumulacji osadów. Ze względu na dynamikę środowiska równin zalewowych problemem było oddzielenie kopalnych gleb lub poziomów w osadach równin zalewowych od gleb rozwijających się współcześnie.

Gleba według definicji Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego (*Systematyka Gleb...* 1989) jest to naturalny twór wierzchniej warstwy skorupy ziemskiej, który powstaje ze zwietrzliny skalnej w wyniku oddziaływania na nią zmieniających się w czasie zespołów organizmów żywych i czynników klimatycznych w określonych warunkach rzeźby. Zatem glebę można określić jako bardzo złożony system, którego powstanie i funkcjonowanie jest zdeterminowane przez unikalne dla danego terenu kombinacje warunków klimatycznych, geologicznych (skała macierzysta) i rzeźby (*Soil Survey Staff* 1975, 2003). Gleba dzięki zawartości różnych składników odżywczych ma zdolności do produkcji biomasy. Zachodzą w niej ciągłe procesy rozkładu i syntezy części mineralnych, organicznych i mineralno-organicznych. Profil glebowy w wyniku oddziałujących na niego czynników może podlegać ciągłym zmianom. Na jego miąższość wpływa zespół procesów powodując jego nadbudowywanie i degradację. Natomiast mada rzeczna jest glebą o bardzo złożonej budowie warstwowej, której profil może być nadbudowany przez osady przyniesione przez wodę w czasie wezbrania. Dostawie części mineralnych i organicznych towarzyszy jednoczesna zmiana właściwości fizycznych i chemicznych gleby spowodowana przez czynniki glebotwórcze i diagenetyczne. Jeśli proces nadbudowywania profilu glebowego jest na tyle szybki, że procesy glebotwórcze za nim nie nadążają, glebę taką można nazwać kopalną (Jonson 1985). Rozwój profilu glebowego może zostać przerwany pod wpływem pojedynczego zdarzenia lub serii zdarzeń, na przykład sedymentacji eolicznej, zatopienia powierzchni gleby w czasie wezbrania z równoczesną sedymentacją osadu rzecznoego, czy też przykrycia osadami koluwalnymi. Zatem powstanie gleby kopalnej wyznaczają dwa momenty: początek pedogenezy, a następnie jej ustanie poprzez szybkie przykrycie powierzchni gleby nowym osadem (Kowalkowski 1999). K. Konecka-Betley (1979) odróżnia gleby kopalne, w których na pewnym etapie rozwoju nastąpiła zmiana procesów glebotwórczych i skutki tych zmian są w całości zachowane od gleb reliktowych, w których zostały zniszczone wierzchnie poziomy, najczęściej próchniczne. Niekiedy również współczesne gleby mogą posiadać reliktowe cechy chemiczne lub fizyczne, które zachowały się z dawnych epok np. o klimacie peryglacjalnym (Kowalkowski 1999).

Bardzo ważne dla gleby kopalnej jest określenie długości czasu w jakim gleba powstawała w określonych warunkach środowiska oraz jej wiek, czyli moment w którym jej rozwój został przerwany. Wyznaczenie wieku kopalnych poziomów

glebowych bywa trudne, głównie ze względu na to, że ich właściwości fizyczne i chemiczne mogą być maskowane przez współczesne procesy glebotwórcze. Poznanie gleb kopalnych jest bardzo ważnym źródłem informacji o zmianach środowiska przyrodniczego w określonym czasie. Kierunek procesu glebotwórczego może zawierać informację o warunkach klimatycznych, wodnych czy roślinnych jak również o stabilności lub zmienności warunków środowiska, które zapisały się w morfologii i właściwościach profilu glebowego (Konecka-Betley 1987, 1991; Bednarek i in. 2004).

W badaniach światowych gleby kopalne określane są jako *paleosol*, *buried soil* lub *fossil soil*. Odróżnienie gleby kopalnej (*buried soil*) od paleosoli wynika ze sposobu i miąższości przykrycia ich przez młodsze osady i przebiegu procesów glebotwórczych. W przypadku gleby kopalnej doszło do jej całkowitego pogrzebienia i osady, które ją przykryły nie mają wpływu na proces glebotwórczy. Natomiast paleosole nie muszą być przykryte przez inne osady, ale muszą posiadać cechy powstałe w wyniku oddziaływania procesów glebowych w innych warunkach środowiska. Gleby te są określane glebami poligenetycznymi i w rezultacie bliższe są glebom reliktowym (Bronger, Catt 1989; Catt 1990; Němeček i in. 1990; Bronger, Catt 1998; Retallack 1998). Jak podkreślają K.W. Valentine i J.B. Dalrymple (1976) gleba kopalna w wyniku procesów erozyjnych może być odsłonięta i taką glebę autorzy ci określają jako glebę kopalną ekshumowaną.

H.J. Jenny (1980) zaznacza, że takie zdarzenia na powierzchni ziemi jak okresowe zlodowacenia, zatopienia, osuszenia, zmiany koryt rzeki wyznaczają zerowy czas początku powstawania gleby. Według innych autorów (Martini, Chesworth 1992) za zerowy czas powstania gleby należy przyjąć pojawienie się na danym obszarze roślin pionierskich, zatem czas kiedy zostają zapoczątkowane procesy pedogenezy z udziałem organizmów żywych. Same procesy wietrzeniowe nie są uważane przez tych autorów za inicjujące proces glebotwórczy.

Przedmiotem badań były osady równin zalewowych z występującymi w nich poziomami próchnicznymi. W budowie i rozwoju profilu glebowego na tym obszarze zasadniczą rolę odgrywa rzeka, dlatego gleby te można zaklasyfikować do rzędu gleb aluwialnych, w którym wyróżnia się dwa typy gleb – mady rzeczne i mady morskie (wg definicji *Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego, Systematyka Gleb* 1989). Do polskiej literatury termin mada wprowadzony został przez S. Miklaszewskiego (1930). Charakterystyczną cechą tych gleb „nadrzecznych” jest ich budowa warstwowa. Miąższość poszczególnych warstw składanych w czasie powodzi może wahać się od kilku milimetrów do kilkudziesięciu centymetrów, a różnią się one między sobą składem granulometrycznym, intensywnością barwy oraz zawartością materii organicznej (Dobrzański, Zawadzki 1995).

Zasadniczym problemem w badaniach paleopedologicznych jest zaklasyfikowanie gleb kopalnych i określenie ich rangi biostratygraficznej. Główną trudność badaczom sprawia fakt, że w większości przypadków profil gleby kopalnej jest zachowany tylko szczerunkowo. Często profile kopalne pozbawione są poziomu

próchnicznego, który jest poziomem diagnostycznym dla wielu gleb współczesnych (Konecka-Betley 1987). W osadach aluwialnych zazwyczaj opisywanym poziomem jest poziom nagromadzenia materii organicznej, który nie zawsze powstał *in situ* ale był nanoszony w czasie wezbrań z terenów sąsiednich. Według W.D. Nettletona i współautorów (2000) klasyfikacji gleb kopalnych można dokonać na podstawie takich samych właściwości fizyczno-chemicznych, jak w przypadku gleb współczesnych i stosować kryteria zbliżone do klasyfikacji *Soil Taxonomy*.

## 1.2. CEL I ZAKRES PRACY

Od początku istnienia Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii PAN w Krakowie prowadzone są badania holocenów osadów rzecznych budujących równiny zalewowe i niskie terasy w dolinach na przedpolu Karpat. W wielu profilach stwierdzono i datowano szczątki organiczne, jak również poziomy próchniczne i mineralne związane z glebami kopalnymi. Wyróżniane poziomy o ciemnej, szarobrunatnej barwie w obrębie mad, często nazywane glebami kopalnymi nie były dotąd przedmiotem szczegółowych badań gleboznawczych.

W niniejszej pracy analizowane będą gleby rozwijające się na równinach zalewowych. Są to gleby aluwialne w różnym stadium rozwoju. Ze względu na charakter utworów, ich poligenetyczność, można powiedzieć że reprezentują one kopalne pedokompleksy. Poligenetyczność gleby oznacza, że wykształcona w określonych warunkach środowiska gleba, w wyniku gwałtownych zmian tych warunków mogła stawać się podłożem do rozwoju następnej generacji gleby (Kemp i in. 1994). Uwaga zostanie skupiona na genezie i właściwościach poziomów próchnicznych i mineralnych, występujących w madach. Poziomy budujące profil mady określone zostaną na podstawie genetycznej systematyki gleb Polski wg Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego (*Systematyka Gleb...* 1989). Zastosowanie metod gleboznawczych i mokromorfologicznych stwarza duże możliwości interpretacji genezy poszczególnych poziomów próchnicznych i mineralnych w profilach równin zalewowych.

Określenie genezy poziomów próchnicznych jest szczególnie ważne dla datowania gleb kopalnych i rekonstrukcji zmian środowiska w trakcie budowania równin zalewowych. W poszczególnych poziomach gleb aluwialnych zapisane są zmiany środowiska przyrodniczego, które wpływały na tworzenie profilu glebowego w warunkach jego ciągłego nadbudowywania w czasie powodzi. Przy interpretacji cech poziomów próchnicznych w osadach aluwialnych zostanie uwzględniona różnorodność warunków sedymentacji rzecznej i obecność materiału allochtonicznego odzwierciedlające się w niejednorodności cech poziomu. Zostanie wzięty pod uwagę wpływ wahań poziomu wody gruntowej, który może powodować zmianę kierunku procesu glebotwórczego. Dlatego, w celu identyfikacji procesów glebotwórczych cechy kopalnych poziomów próchnicznych zostaną porównane z cechami gleb współcześnie rozwijających się na równinach zalewowych.

W oparciu o dotychczasowe badania pracowników Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn w Krakowie na obszarach badawczych doliny Wisłoki koło Dębicy (Mamakowa, Starkel 1974, 1977; Niedziałkowska i in. 1977; Starkel 1981; Czyżowska, Starkel 1996; Czyżowska 1997), doliny Rady koło Radymna (Kalicki 1998, 2000) i doliny Strwiąża powyżej Sambora (Starkel 1997; Budek i in. 2001; Harmata i in. 2006) zostały przeanalizowane profile, w których zarejestrowano występowanie subfosylnych poziomów próchnicznych lub mineralnych zmienionych przez procesy glebotwórcze, które następnie zostały przykryte młodszymi osadami facji pozakorytowej.

W pracy zostały wykorzystane wyniki analiz sfinansowanych ze środków na naukę jako projekt badawczy nr 3P04E 024 24 pt.: „*Mineralne i organiczne poziomy kopalne w osadach równin zalewowych jako wskaźnik zmian paleogeograficznych*” (kierownik A. Budek), a także analizy granulometryczne osadów w dolinie Strwiąża opracowywane w projekcie pt.: „*Zmiany środowiska przyrodniczego przedgórze Karpat między dolinami Wisłoki i górnego Dniestru w okresie neolitu i epok późniejszych*” pod kierownictwem K. Harmaty (grant KBN PO4E/98) (Harmata i in. 2001, 2006).

Pragnę podziękować promotorowi mojej rozprawy prof. L. Starklowi za pomoc, dyskusje i cenne uwagi w trakcie powstawania pracy. Dziękuję również dr. hab. T. Kalickiemu prof. UJK za dyskusje, pomoc w badaniach terenowych w dolinie Rady i udostępnienie zdjęć profilów, prof. A. Boguckiemu i dr A. Jacyszynowi (Instytut Geografii, Uniwersytet Lwowski) za pomoc w pracach terenowych w dolinie Strwiąża oraz dr D. Kaczorek (Katedra Nauki o Środowisku Glebowym, SGGW) za pomoc w pracach laboratoryjnych i cenną dyskusję przy interpretacji wyników.



## 2. METODY BADAŃ

W latach 1998–2002 z profilów zlokalizowanych w aluwiach doliny Wisłoki (profil Podgrodzie C), Rady (profile Skołoszów 1, 2 i 6) oraz Strwiąża (profile Czaple i Humanec) na przedpolu Karpat zostały pobrane próbki z wyodrębnionych poziomów glebowych do standardowych analiz glebowych oraz do analiz mikromorfologicznych (FitzPatrick 1989). Próbki do analizy mikromorfologicznej zostały pobrane z poszczególnych poziomów w układzie wertykalnym do tzw. puszek Kubienny z zachowaniem naturalnej, nienaruszonej struktury badanych osadów. W trakcie prac terenowych wykonano szczegółowe opisy poszczególnych profilów (tab. 1) zgodnie z kryteriami *Systematyki Gleb Polski* (1989) z uwzględnieniem późniejszych poprawek opracowanych przez zespół K. Koneckiej-Betley (1999). Wyniki laboratoryjne gleb kopalnych porównano z istniejącymi wynikami badań geomorfologicznych oraz datowaniami materiału organicznego metodą  $^{14}\text{C}$  w celu określenia przybliżonego czasu tworzenia gleb (Niedziałkowska i in. 1977; Kalicki 1998, 2000; Harmata i in. 2006).

Tabela 1. Oznaczenia warstw i poziomów glebowych zastosowanych w opisach profilów

Poziomy główne	
A	poziom próchniczny
O	poziom organiczny
B	poziom wzbogacenia wietrzeniowego i iluwialnego
M	poziom murszasty
C	skała macierzysta
G	poziom glejowy
Cechy i właściwości poziomów i podpoziomów	
b	poziom kopalny
g	cechy glejowe lub poglejowe
t	iluwialna akumulacja frakcji ilastej w glebach mineralnych
br	nieiluwialna akumulacja substancji, wzbogacenie <i>in situ</i>
e	utwór torfiasty lub murszowaty w glebach organiczno-mineralnych

### 2.1. STANDARDOWE ANALIZY GLEBOWE

Pobrano materiał wysuszono w temperaturze pokojowej a następnie oddzielono części ziemiste o frakcji <1 mm do analiz laboratoryjnych. Wykonano następujące oznaczenia:

– skład granulometryczny dwoma metodami: dla frakcji powyżej 1 mm (szkielet glebowy) metodą sitową, natomiast dla frakcji <1 mm (części ziemiste) oznaczono metodą dyfraktometryczną, za pomocą laserowego miernika wielko-

ści cząstek Analyzette22 firmy Fritsch w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IG i PZ PAN w Krakowie. Wyniki analiz dostosowano do obowiązującej Polskiej Normy Branżowej PN-R-04033 (*Polski Komitet Normalizacyjny* ... 1998a, b).

– odczyn metodą potencjometryczną w  $H_2O$  oraz w KCl o stężeniu  $1 \text{ mol} \cdot \text{dm}^{-3}$ .

– zawartość węgla organicznego oznaczono metodą Tiurina (Komornicki i in. 1983; Dziadowiec, Gonet 1999).

– zawartość żelaza ogółem ( $Fe_t$ ) metodą ASA (absorpcyjnej spektrometrii atomowej) w laboratorium Okręgowej Stacji Chemiczno-Rolniczej w Krakowie.

– zawartość związków żelaza i glinu, takich jak: wolne tlenki żelaza ( $Fe_o$ ) i glinu ( $Al_o$ ) ekstrahowano podsiarczynem sodu, amorficzne tlenki żelaza  $Fe_o$  i glinu  $Al_o$  bez naruszenia form krystalicznych ekstrahowano szczawianem amonu, tlenki żelaza ( $Fe_p$ ) i glinu ( $Al_p$ ) związane przez materię organiczną ekstrahowano pirofosforanem sodu (Tamm 1922; mod. Schwertmann 1964; Mehra, Jackson 1960; Bascomb 1968; Van Reeuwijk 2002). Analizę wykonano w laboratorium Katedry Nauk o Środowisku Glebowym SGGW w Warszawie.

## 2.2. ANALIZY MIKROMORFOLOGICZNE

Z pobranych próbek o nienaruszonej strukturze wykonano szlify mikromorfologiczne o grubości  $25 \mu\text{m}$ , po wcześniejszym wysuszeniu próbek i nasączeniu ich dwuskładnikową żywicą epoksydową Araldite 2020. W celu uchwycenia zmienności osadów wykonano szlify, tzw. „mamuty” o wymiarach  $8 \text{ cm} \times 5 \text{ cm}$ , które następnie zostały szczegółowo opisane przy użyciu klucza oznaczeń opracowanego przez P. Bullocka i in. (1985) oraz G. Stoopsa (2003). Analiza została wykonana w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IG i PZ PAN w Krakowie oraz w Instytucie Nauk Geologicznych w Krakowie.

Analiza mikromorfologiczna pozwala na opisanie struktury gleby jako przestrzennego układu mineralno-organicznych komponentów w stosunku do wolnych przestrzeni. Poprzez analizę obrazu widzianego pod mikroskopem określone są poszczególne właściwości obiektów, takie jak kształt, wielkość, częstość występowania oraz ich geneza. Analiza ta pozwala na obserwację osadu o nienaruszonej strukturze, dzięki czemu można wyodrębnić pedogenetyczne cechy utworu takie jak: stopień zwiertzenia minerałów, pory pochodzenia biogenicznego, iluwialne przemieszczanie frakcji iłu koloidalnego, struktury i koncentracje żelaziste bądź węglanowe powstałe *in situ*, zmiany mrozowe, jak również deformacje materiału powstałe w wyniku transportu (Konecka-Betley 1996; Kemp 1998; Van Vliet-Lanoë 1998). Ze względu na wyżej wymienione możliwości analiza mikromorfologiczna coraz częściej jest używana w badaniach gleb kopalnych.



### 2.2.1. POJĘCIA MIKROMORFOLOGICZNE

Za twórcę mikromorfologii uważany jest W.L. Kubiena (1938), który w latach 30. ubiegłego stulecia rozpoczął obserwacje struktury gleby pod mikroskopem, a następnie próbował powiązać mikrostruktury z procesami glebowymi a tym samym z genezą gleb. Najbardziej rozpowszechnioną metodą opisu struktury jest metoda opracowana przez R. Brewera (1964). Autor opisał struktury części mineralnych występujące w glebach australijskich, inni badacze rozszerzyli opis tych struktur o części organiczne. Obecnie najczęściej używanym kluczem do opisu szlifów mikromorfologicznych jest klucz opracowany przez grupę badaczy Międzynarodowego Towarzystwa Nauki o Glebie (*Working Group of the I.S.S.S.*) pod kierownictwem P. Bullocka (1985). Opis struktur mikromorfologicznych w języku polskim sprawia wiele kłopotów, dlatego też w pracy zostały użyte określenia zbliżone do określeń zaproponowanych przez P. Bullocka (1985) i G. Stoopsa (2003).

Spotykane w literaturze polskiej określenie *matrix* (Brewer 1964) lub też tworzywo glebowe (Konecka-Betley 1996; Dolecki, Mroczek 2003) w pracy zostało zastąpione nazwą masa podstawowa (*groundmass*, Bullock i in. 1985). Pojęcie to charakteryzuje drobny i gruby materiał mineralno-próchniczny, który stanowi podstawę (tło) dla innych struktur glebowych (pedofeatures) o określonej formie, koncentracji i kształcie. W literaturze rosyjskiej formę tę opisuje się jako masa podstawowa (*osnownaja massa*, Gerasimowa i in. 1992). Termin nodule (*nodules* Bullock i in. 1985) określa „mikrokonkrecje” widoczne w płaszczyźnie szlif-u; najczęściej są to wytrącenia tlenków żelaza, glinu, manganu lub kalcytu. *Clay coatings* (Bullock i in. 1985) zostały przetłumaczone jako wewnątrzkanalikowe otoczki ilaste natomiast *hypocoating*, jako hypootoczki wytrącone po zewnętrznej stronie krawędzi porów. Wytrącenia te impregnują masę podstawową.

W pracy zostaną również użyte pojęcia:

– **b-struktura** (*b-fabric* Bullock i in. 1985), która określa ułożenie, segregację i pochodzenie struktur, takich jak minerały ilaste, kalcyt, tlenki żelaza, nadających barwy interferencyjne mikromasie, wg R. Brewera (1964) jest to struktura plazmy.

– **c/f<sub>lim,n</sub>** (*coarse/fine*) oznacza granicę pomiędzy materiałem gruboziarnistym a materiałem drobnoziarnistym, dla przykładu może ono wynosić c/f = 2 μm; im w masie podstawowej jest więcej materiału gruboziarnistego, tym granica może mieć większą wartość 5 μm, 10 μm, 50 μm, a nawet 100 μm.

– **wskaznik mikroszkieletowości** – **c/f<sub>ratio</sub>**, który określa szacunkowo ilość materiału grubego w stosunku do drobnego, i tak przy c/f<sub>lim,n</sub> = 2 μm i c/f<sub>ratio</sub> = 0,6 (c/f<sub>ratio</sub>=40/60) oznacza, że masa podstawowa składa się w 40% z materiału grubszego od 2 μm i w 60% z drobniejszego aniżeli 2 μm.

Mikrostruktura definiowana jest jako układ podstawowych części gleby w większe agregaty. Granica między mikrostrukturą a makrostrukturą jest wyznaczana między 0,2 mm do 1 mm średnicy agregatów.



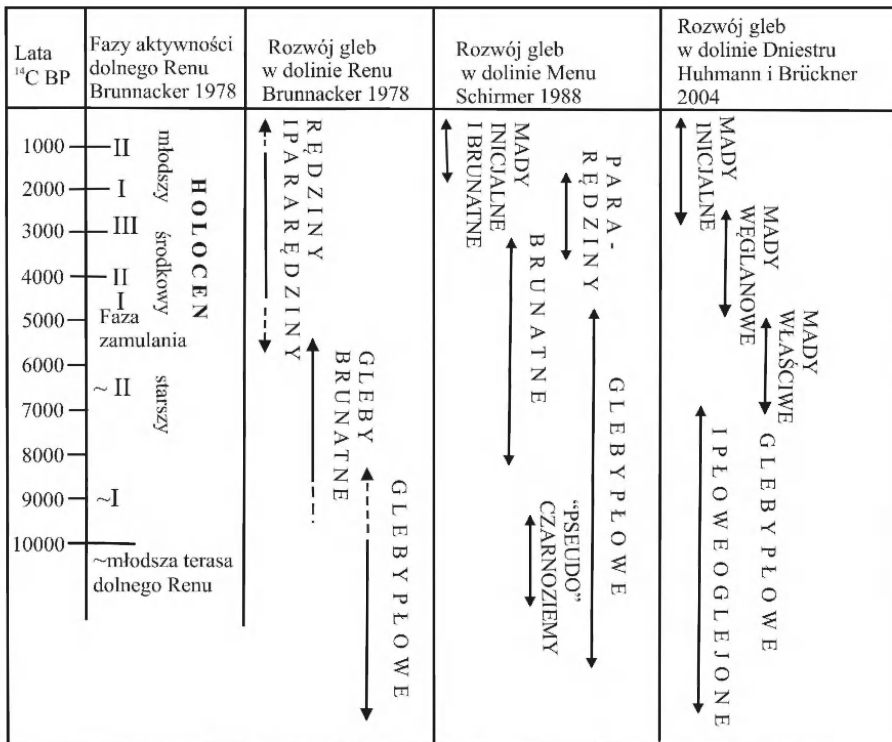
### 3. STAN BADAŃ

#### 3.1. STAN BADAŃ NAD MADAMI WSPÓŁCZESNYMI I KOPALNYMI POZIOMAMI PRÓCHNICZNYMI ORAZ MINERALNYMI W OSADACH NA OBSZARACH RÓWNIN ZALEWOWYCH

Studia nad glebami kopalnymi w osadach aluwialnych i nad rozwojem dolin rzecznych na obszarze Niemiec były prowadzone przez badaczy niemieckich od lat 50. (Brunnacker i in. 1976; Brunnacker 1978). Od początku lat 80. w literaturze ponownie wystąpił wzrost zainteresowania tą problematyką. Należy wymienić opracowania gleb na stopniach terasowych Menu wykonane przez W. Schirmera (1983, 1990), w dolnej Saksonii – badania H.R. Borka (1983), w dolinie Saale i Łaby badania prowadzone przez T. Litta (1992), jak również prace wykonane przez G. Schellmana (1994) w dolinie Wezery oraz mniejszych dolinach na terenie Hesji (kotlina Amoneburger, Zachodnie Niemcy) prowadzone przez H. Rittwegera (2000). W obrębie teras opisywane były, różne pod względem typologicznym pokrywy glebowe, których wiek uzależniony był od wieku i stopnia zwietrzenia osadów aluwialnych poszczególnych teras (Brunnacker i in. 1976; Brunnacker 1986; Schirmer 1990, 1991).

W pracach K. Brunnackera i W. Schirmera w obrębie najstarszych teras, które głównie przykryte zostały osadami pyłowymi wytworzyły się gleby płowe. Często są one w znacznym stopniu zerodowane a ich obecność można było stwierdzić na podstawie właściwości chemicznych. Gleby te są zaliczane do gleb dojrzałych, które na wytworzenie pełnego profilu potrzebują długiego odcinka czasu. W obrębie niższych włożeń terasowych wykształciły się gleby brunatne, które na najniższych terasach są zwykle przykryte przez młodsze osady aluwialne, gdzie procesy glebotwórcze nie zmieniły jeszcze sedymentacyjnej struktury osadów aluwialnych (mady inicjalne i brunatne) (Brunnacker 1978; Schirmer 1988, 1991, 1995). Wyróżnione typy gleb w literaturze niemieckiej często służą do identyfikacji względnego wieku stopni terasowych. W obszarach o podłożu bogatym w węglan wapnia obok wyżej wymienianych typów gleb mogły rozwinąć się pararendziny (Brunnacker 1978; Schirmer, 1990, 1991, 1995; Buch, Heine 1995; Huhmann i in. 2004) (ryc. 1).

Przykryte przez młodsze osady ciemne poziomy próchniczne były klasyfikowane jako pseudo-czarnoziemy (*Pseudo-Tschernosem*, Schirmer 1991, 1995) lub jako aluwialna czarna ziemia (*Auenscharzerde*, Tschernitza, Kubiena 1956). Ta typologiczna klasyfikacja odnosi się jednak głównie do kopalnych poziomów w obrębie teras. Najczęściej ciemne, próchniczne poziomy tworzyły się w staro-



Ryc. 1. Rozwój typów gleb w dolinach rzek wg Brunnakera (1978), Schirmera (1988) i Huhmanna, Brücknera (2004)

Soil development in river valleys according to Brunnakera (1978), Schirmer (1988) and Huhmann, Brückner (2004)

rzeczach. Jedną z podstawowych cech diagnostycznych tych poziomów, oprócz znacznej zawartości materii organicznej jest duża ilość węglanów. H. Rittweger (2000) zwraca uwagę na fakt, że w obrębie równin zalewowych zawartość  $\text{CaCO}_3$  w osadach jest niska, bądź też materiał jest bezwęglanowy. Spowodowane jest to przemywaniem osadów przez wodę w czasie wezbrań. Dlatego uważa on klasyfikację wyżej wymienionych autorów za odpowiednią tylko dla osadów teras i starorzeczy z wykluczeniem równin zalewowych. Kopalne poziomy próchniczne na obszarze będącym w zasięgu wód powodziowych H. Rittweger (2000) klasyfikuje jako mady próchniczne (*Schwartz Auenboden* lub *black floodplain soils*).

W literaturze polskiej wiele prac poświęcono typologii gleb aluwialnych – mad oraz ich powiązania z rzeźbą i stosunkami wodnymi (Dobrzański, Nipanicz 1949; Strzemski 1955; Banaszuk 1987). Liczne badania gleb aluwialnych wskazują na dużą rolę procesów oksydo-redukcyjnych w kształtowaniu profilu mady (Siuta 1960, 1963; Laskowski, Szozda 1985; Chojnicki 2002), które w określonych warunkach mogły prowadzić do powstania rudy darniowej (Czerwiński, Kaczorek 1996). Z definicji mady podawanej przez M. Strzemskiego (1955)

wynika, że są one rodzajem „geologiczno-petrograficznym” a nie typem gleby. Dlatego głównym czynnikiem pozwalającym na ich wyróżnienie jest podłoże czyli osady aluwialne. W. Pożaryski (1955) w badaniach nad osadami rzeczny- mi w dolinie Wisły charakteryzował mady jako materiał mineralny, niekiedy rozdzielony warstwami próchnicznymi przechodzącymi w gytie i torfy. Osady te wyścielają dna dolin lub występują w obrębie teras. Ze względu na wiek, genezę i teksturę wyróżnił stare mady i młode mady. Stare mady charakteryzował najczęściej jako drobnoziarnisty – mułkowy osad o ciemnożółtej lub rdzawej barwie, w obrębie którego często występowało kilka szarobrunatnych poziomów próchnicznych. Stare mady o miąższości do kilku metrów, występowały w obrę- bie kopalnej terasy, przykryte osadami młodszymi. Natomiast młode mady były to żółtoszare, mułkowo-piaszczyste osady, poprzedzielane warstwami grubszego piasku. W wielu opracowaniach madami nazywane są pozakorytowe utwory powodziowe, w których składzie granulometrycznym „zapisana” jest dynamika sedymentacji. Najczęściej są to facje pylasto-piaszczyste (Starkel 1960; Myśliń- ska 1980; Myślińska i in. 1982; Bahranowski i in. 1984). E. Myślińska (1980) wydzieliła dwie serie madowe – serię I, którą tworzą gliniaste mady holocenijskie i serię II – pylasto-piaszczyste mady współczesne. Głównym czynnikiem róż- nicującym te osady jest w tym przypadku litologia, czyli w uproszczeniu skała macierzysta, a pomijane są procesy glebotwórcze, które przekształcają osady aluwialne zmieniając najczęściej ich warstwową strukturę.

Badania na stanowiskach zlokalizowanych w dolinach rzecznych dotych- czas skupiały się głównie na poznaniu genezy osadów aluwialnych, budowy i wzajemnych relacji tempa sedymentacji osadów. Mało miejsca poświęcano na szczegółową analizę gleb kopalnych. Najczęściej tylko rejestrowano obecność w profilu poziomów bogatych w materię organiczną, która była datowana metodą radiowęglową. W dolinach rzecznych na przedpolu Karpat w opracowanych szczegółowo pod względem paleogeograficznym profilach często opisywano ciemne poziomy jako osady organiczne i gleby kopalne, które miały stanowić przerwę w sedymentacji osadów mineralnych w czasie wezbrań (Starkel 1960, 1977; Starkel i in. 1991; Pożaryski, Kalicki 1995).

Spośród niewielu opracowań paleopedologicznych osadów aluwialnych należy wyszczególnić analizę profilów glebowych w stropie różnowiekowych włożeń aluwii w Brzeźnicy nad Wisłoką (Kowalkowski, Starkel 1977). Kopal- ne poziomy charakteryzowały się drobnym, ilasto-pylastym uziarnieniem, oraz dużą zawartością materii organicznej w różnym stadium rozkładu. W kopalnych poziomach próchnicznych opisywanych przez Kowalkowskiego i Starkla (1977) cechy hydromorficzne najwyraźniej zaznaczyły się w okresie borealnym, nato- miast w subatlantyckim były znacznie słabiej widoczne. Procesy glebotwórcze, jakie zachodziły w tych poziomach i zachowane właściwości fizyczno-chemicz- ne zależały od składu granulometrycznego osadów, poziomu wody gruntowej oraz od dojrzałości i wieku gleby.

Drugim stanowiskiem szczegółowo opracowanym są profile na Wysoczyźnie Kańczuckiej w dolinie Mleczy, gdzie zostały wyróżnione pedokompleksy z dwoma oddzielnymi cyklami rozwoju różnych procesów glebowych. Starszy reprezentuje glebę płową datowaną na 12,9 ka BP i młodszy – 9,1 ka BP, który został opisany jako gleba łąkowa i ma charakter nałożonego poziomu próchnicznego. W holocenie w zlewni Mleczy osady aluwialne były przekształcane przez procesy brunatnienia (Łanczont i in. 2004, 2006).

W dalszych badaniach próchnicznych poziomów kopalnych w glebach aluwialnych istnieje zatem potrzeba szczegółowej analizy serii osadów pozakorytowych, w których występują ciemne poziomy z wykorzystaniem najnowszych metod badawczych.

### 3.2. STAN BADAŃ NAD OSADAMI W DOLINACH RZEK WISŁOKI, RADY I STRWIAŻA

Badania w dolinie Wisłoki nad osadami stożka napływowego potoku Magi w Podgrodziu zostały rozpoczęte w latach 70. ubiegłego wieku przez zespół kierowany przez L. Starkla. Zostały wówczas rozpoznane i opracowane osady mineralne i organiczne budujące stożek o miąższości 9,14 m nałożony na osady starorzeczne, w którym na podstawie datowań radiowęglowych stwierdzono pełny zapis sedymentacji od schyłku późnego glacjału do okresu atlantyckiego (Niedziałkowska i in. 1977; Mamakowa, Starkel 1977).

Osady stożka zostały nałożone na osady organiczne zbiornika starorzecznego, których akumulacja rozpoczęła się na początku holocenu w okresie preborealnym 10 130±115 lat BP i zakończyła w borealnym 8390±105 lat BP. Następnie w okresie do 7785±145 lat BP w wyniku wezbrań deponowany był materiał mineralny, którego szczegółowa analiza wykazała, że w okresie tym było co najmniej 35 dużych powodzi. Stwierdzono 8–9 warstw organicznych rozdzielających osady mineralne stożka, które zinterpretowano jako przerwy w sedymentacji (Mamakowa, Starkel 1977). Analizy granulometryczne wykazały, że sedymentacja stożka odbywała się w warunkach zmiennych przepływów. Dlatego też w profilu stwierdzono przemienne występujące warstwy piaszczyste i pylasto-ilaste (Niedziałkowska 1991). Dalsze badania rozszerzono o analizę malakologiczną z ogniwa osadów starorzecznych, znajdujących się pod osadami stożka (Alexandrowicz i in. 1981). Z głębokości około 2–3 m (zależnie od położenia tego poziomu w profilu) został opisany poziom próchniczny jako poziom gleby kopalnej datowany na 7785±145 lat BP.

W latach 90. ubiegłego stulecia badania nad osadami stożka zostały wznowione przez E. Czyżowską (1997). Pobrano wówczas do szczegółowych analiz sedymentologicznych próbki z profilu przesuniętego o kilkanaście metrów w górę stożka w kierunku ENE w związku z podcięciem jego krawędzi. E. Czyżowska na podstawie szczegółowych analiz litologicznych wydzieliła 180 pojedynczych warstw mineralnych, które reprezentują około 100 zdarzeń zgrupowanych

w piętnaście okresów sedymentacji powodziowej razem ze stropowym fragmentem osadów zmienionym przez współczesne procesy glebotwórcze, rozdzielonych warstwami próchnicznymi, które świadczą o stabilizacji w zlewni Magi. Poziomy te według autorki wykazują cechy kopalnych poziomów próchnicznych, a niektóre cechy gleb. Na podstawie miąższości poszczególnych warstw wydzielone zostały fazy budowy stożka, który następnie zaczął być rozcinany (Czyżowska, Starkel 1996; Czyżowska 1997). W trakcie przygotowywania niniejszej pracy wznowiono badania, niestety odsłonięty był tylko górny poziom gleby kopalnej (Budek, Starkel 2004).

Stanowiska w dolinie rzeki Rady zostały rozpoznane w latach 90. XX wieku przez zespół pod kierownictwem T. Kalickiego. Wykonano wówczas wstępną analizę osadów organiczno-mineralnych, jak również pobrano próbki do analiz sedymentologicznych, malakologicznych, i palinologicznych (Kalicki 1998, 2000; Kalicki i in. 1997).

W odsłonięciu w obrębie współczesnego zakola meandrowego rzeki Rady zostało opróbowanych szereg profili. Opisano wówczas trzy poziomy próchniczne. Najstarszy z nich występuje na głębokości około 1,5 m w profilu Skołoszów I i był datowany na 7070±290 lat BP. Kontynuuje się on w odsłonięciu, i ku osi doliny przechodzi w cienką warstwę torfów na głębokości 2,2 m datowanych na 6780±60 w profilu Skołoszów II. Na głębokości 1 m występował środkowy poziom próchniczny, datowany na 3670±270 lat BP. Na głębokości około 0,5–0,8 m znajdował się trzeci, najmłodszy poziom próchniczny datowany na 1760±190 lat BP, (Kalicki 1998; Kalicki i in. 1997). W osadach licznie reprezentowana jest malakofauna, na podstawie składu gatunków można sądzić o wylesieniu zlewni przez człowieka. Najwięcej występuje gatunków ślimaków reprezentujących otwarte siedliska. W składzie tanatocenozy znajduje się również gatunek śródziemnomorski *Ceciloides acicula*, który spotkać można w obszarach rolniczych (Kalicki i in. 1997). Pobrane w profilu Skołoszów 3 z głębokości około 1m skorupki 39 gatunków ślimaków zostały datowane metodą  $^{14}\text{C}$  na 1030±100 lat BP (Sańko i in. 1998).

Badania osadów czwartorzędowych w Kotlinie Górnego Dniestru i w dolinach dopływów Dniestru były prowadzone na początku XX w. w ramach opracowywania *Atlasu Geologicznego Galicji* (Łomnicki 1905; Grzybowski 1906) oraz badania „dolin dyluwialnych” przez E. Romera (1906). Badania te obejmowały głównie rejestrację utworów oraz analizę ewolucji rzeźby w czwartorzędzie. W następnych dziesięcioleciach prowadzono badania nad rozwojem doliny Dniestru (Teyseyre 1938; Palijenko 1975; Voropaj i in. 1975). Ostatnie badania w dolinie Strwiąża i Dniestru były prowadzone w latach 1998–2002 przez interdyscyplinarny zespół (Starkel 1997; Budek i in. 2001; Harmata i in. 2006). Na podstawie zebranych w czasie badań materiałów archeologicznych, paleobotanicznych i geologicznych zrekonstruowano przekształcenia środowiska pod wpływem zmian klimatu oraz zmian antropogenicznych. W trakcie

badania w dolinach rzek szczegółowo opracowano 12 stanowisk z odsłonięć lub wierceń w obrębie równin zalewowych w dolinach Strwiąża, Bystrzycy i Dniestru. Stwierdzono obecność poziomów torfowych jak też ciemnych poziomów próchnicznych lub glejowych. Szczegółowe badania paleogeograficzne, dendrochronologiczne i palinologiczne na przedpolu Karpat w dolinie Dniestru i Strwiąża były kontynuowane w latach 2006–2008 przez zespół kierowany przez P. Gębicę (2008).

W niższym odcinku doliny Dniestru (poniżej Kotliny górnego Dniestru) badania osadów i ewolucji dna doliny były prowadzone przez zespół niemiecki (Huhmann, Brückner 2001; Huhmann i in. 2004). Autorzy ci wyróżnili dwie późnoplejstoceńskie terasy i siedem holocenijskich, w obrębie których występują gleby kopalne. Wiek poszczególnych poziomów był określany na podstawie datowań radiowęglowych subfosylnych pni oraz analizy cech poziomów glebowych – dojrzałości gleb. Według tych badań w obrębie najstarszych teras plejstoceńskich i wczesnoholocenijskich (13 780–7980 lat cal. BP), występują dobrze wykształcone gleby płowe (*Albic Luvisol*, *Gleyic Luvisol*). W młodszych holocenijskich terasach występują mady właściwe, węglanowe i inicjalne (*Haplic Fluvisol*, *Calcaric Luvisol*, *Leptic Luvisol*). Prace te nie zawierają jednak szczegółowej dokumentacji paleopedologicznej w związku z tym trudne było odniesienie się do wyżej cytowanej pracy.



## 4. ŚRODOWISKO PRZYRODNICZE

### 4.1. BUDOWA GEOLOGICZNA I RZEŻBA OBSZARU BADAŃ

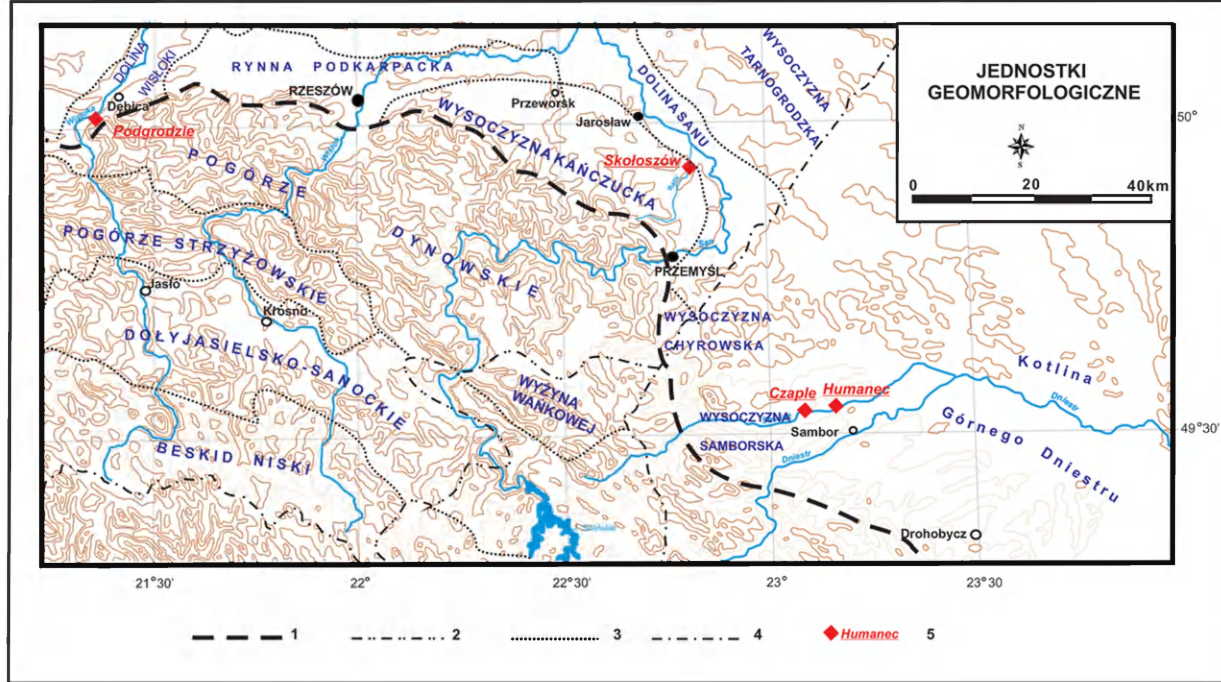
Opracowywane stanowiska znajdują się w dolinach na przedpolu Karpat fliszowych na obrzeżeniu zapadliska przedkarpackiego w jego wschodniej części, która obejmuje Kotlinę Sandomierską oraz wschodnią część przedgórza Karpat – na Ukrainie. Rozwój zapadliska przedkarpackiego ściśle związany był z podnoszeniem i rozwojem Karpat Zewnętrznych. Wypełnione jest ono głównie osadami miocenu.

Na utworach miocেনskich w czasie zlodowacenia Sanu składane były: osady rzeczne i rzeczno-lodowcowe. Po ustąpieniu lądolodu z obszaru Kotlin Podkarpackich rozpoczęło się wynoszenie osadów lodowcowych. W wyciętych dolinach rzek składane były młodsze serie aluwialne (Starkel 1984; Gębica 2004). Kolejne oziębienia klimatu sprzyjały agradacji, natomiast interglacjalne ocieplenia erozji. Od schyłku ostatniego pleniglacjału wzmożona erozja przerywana fazami akumulacji sprzyjała tworzeniu stopni terasowych. Szerokie od kilku do kilkunastu kilometrów dna dolin zajmują przede wszystkim równiny teras holocенskich, z których niższe pełnią rolę równin zalewowych (Starkel 1984; Harmata i in. 2006).

Podczas ostatniego okresu glacialnego w Kotlinie Sandomierskiej uformowała się gruba pokrywa lessów, która „zamaskowała” wcześniejszą rzeźbę. W późnym glacialu na piaszczystych terasach w Kotlinie budowane były systemy wydym (Nogaj-Chachaj i in. 1999; Łanczont i in. 2006; Gębica 2004).

Stanowiska badawcze znajdują się na przedpolu Karpat w dorzeczu Wisły i Dniestru, w południowej części kotlin Sandomierskiej i Górnego Dniestru. Kotliny te według podziału Klimaszewskiego (1946) oddzielone są od siebie Bramą Przemyską. Są to szerokie wysoczyzny (garby) przykryte lessem, porożcinane płaskodennymi lub nieckowatymi dolinami (Starkel 1972, 1991; Starkel i in. 2002). Obszar ten odwadniają większe rzeki: Wisłoka, Wisłok, San, Strwiąż i Dniestr. W części zachodniej garby osiągają wysokość 240–280 m n.p.m., natomiast w części wschodniej, w dorzeczu Dniestru wysokość ich wzrasta do 300–350 m n.p.m. (Cys 1962; Artjuszenko, Palienko 1968; Wojtanowicz 1978; Starkel 1997).

Badane profile znajdują się w obrębie mezoregionów geomorfologicznych (Starkel 1972, 1997): Doliny Wisłoki – profil Podgrodzie C, Wysoczyzny Kańczuckiej – profile Skołoszów 1, 2 i 6 oraz na Wysoczyźnie Samborskiej – profile Czaple i Humanec (ryc. 2).



Ryc. 2. Obszar badań (wg Starkel 1972)

1 – granice prowincji – Karpaty, 2 – granice podprowincji, 3 – granice mezoregionów, 4 – granica państwa, 5 – stanowiska badawcze

Research area (after Starkel 1972)

1 – the Carpathian province border, 2 – the subprovince border, 3 – the mezoregion border, 4 – the state boundary, 5 – the study sites

#### 4.2. WSPÓŁCZESNA POKRYWA GLEBOWA

Na przedpolu Karpat pokrywa glebowa charakteryzuje się większą jednorodnością aniżeli na obszarze Karpat. W południowej części Kotliny Sandomierskiej i Kotliny Górnego Dniestru występują głównie gleby brunatne kwaśne, właściwe lub wylugowane (*Dystric, Eutric Cambisols*), gleby płowe (*Luvisols*), natomiast w środkowej części Kotliny Sandomierskiej, na terenach piaszczystych wytworzyły się gleby bielicoziemne (*Podzols*). We wschodniej części Kotliny Sandomierskiej występują „płaty” czarnoziemów (*Chernozems*) (Borowiec 1972; Białousz 1997; Białousz i in. 1997; Bednarek i in. 2003; *Navczalno-krajoznawczij Atlas ... 1999*).

Ze względu na dużą zawartość frakcji ilastej w profilach gleb, wytworzonych z utworów pyłowych występuje odgórne oglejenie (*Gleyic, Stagnogleyic Luvisol*) (Pankiw, Pozniak 1998; Huhmann i in. 2004). W lokalnych obniżeniach rozwinęły się gleby semihydrogeniczne – głównie czarne ziemie (*Phaeozems, Mollisols*), natomiast na równinach zalewowych i terasach wytworzyły się mady (*Fluvisols*) (Kit i in. 2000).

Gleby na obszarze kotlin Sandomierskiej i Górnego Dniestru rozwinęły się z utworów gliniastych i piaszczysto-gliniastych oraz na pyłowych utworach lessowych i lessopodobnych (Białousz i in. 1997; Skiba i in. 1998).

Gleby wytworzone z utworów pyłowych przykrywających stoki i terasy są bezszkieletowe, natomiast w glebach w obrębie równin zalewowych, które powstały z przyniesionego przez rzeki materiału fliszowego często występuje frakcja szkieletowa (powyżej 2 mm). W dolinach rzek mady mają charakterystyczną dla tego typu gleb budowę warstwową, składającą się z warstewek osadów pylastych przewarstwionych piaskami, niekiedy z zawartością frakcji grubszej (Adamczyk 1991; Białousz i in. 1997). Odczyn gleb w południowej części kotlin Sandomierskiej i Górnego Dniestru jest przeważnie kwaśny, lekko kwaśny do obojętnego. Wyjątek stanowią gleby rozwinięte z koluwiów lessowych (dolina Rady), gdzie duża zawartość węgla wapnia powoduje, że odczyn jest słabo zasadowy.

Mady rozwinięte w dolinie Wisłoki (profil Podgrodzie C), Rady (profile Skołoszów 1, 2 i 6) oraz Strwiąża (profile Czaple i Humanec) powstały z materiału przyniesionego przez rzeki z Karpat i Pogórza. Gleby te mają uziarnienie głównie pylasto-gliniaste, sporadycznie z udziałem frakcji piaszczystej. W składzie granulometrycznym udział drobnej frakcji ilastej jest stosunkowo nieduży, niemniej jednak w osadach tych często rozwijają się procesy glejowe.

#### 4.3. WARUNKI KLIMATYCZNE

W obrębie przedpola Karpat pogoda kształtowana jest przez większość dni w roku przez masy powietrza polarno-morskiego (65%). Pod wpływem tych mas lata są wilgotne, a zimy z małą ilością opadów śniegu i niezbyt mroźne. W mniejszym stopniu na warunki pogodowe na tym obszarze wpływają masy powietrza

polarno-kontynentalnego i arktycznego (35–40%), które przynoszą zimą fale mrozów. W obrębie Kotliny Sandomierskiej i w mniejszym stopniu w Kotlinie Górnego Dniestru przeważają wiatry zachodnie, a niekiedy południowo-zachodnie. Zjawisko to ma różne natężenie w poszczególnych miesiącach w roku (Proc-Krawczuk 1972; Niedźwiedź, Obrębska-Starkłowa 1991).

Na obszarze Kotliny Sandomierskiej i Kotliny Górnego Dniestru średnia roczna temperatura powietrza waha się w granicach 6–8°C. Najcieplejszym miesiącem jest lipiec (średnia temp. lipca 18°C), natomiast najzimniejszym styczeń (średnia temp. stycznia od -3°C do -4°C). Okres wegetacyjny ( $t > 5^{\circ}\text{C}$ ) trwa około 220 do 230 dni, natomiast liczba dni bez przymrozków waha się od 140 do 180 (Niedźwiedź, Obrębska-Starkłowa 1991; Kozłowska-Szczęśna 1994a, b; Harmata i in. 2006). Średnia roczna suma opadów w obrębie Kotliny Sandomierskiej wynosi około 700 mm, natomiast w Kotlinie Górnego Dniestru jest o 100 mm wyższa. Najwięcej opadów przypada na miesiące letnie. W tym okresie opady o charakterze rozlewnym – trwającym kilka dni, lub burzowym – ulewnym, krótkotrwałym i często lokalnym powodują wezbrania rzek. Częstsze są opady ulewne (Cebulak 1992, 1998). Na badanym obszarze liczba dni z pokrywą śnieżną waha się od 100 do 120.

Na warunki klimatyczne na całym obszarze przedpola Karpat oraz Kotliny Sandomierskiej znaczący wpływ ma rzeźba obniżen i garbów, która kształtuje mezo- i mikroklimat (Proc-Krawczuk 1972; Niedźwiedź, Obrębska-Starkłowa 1991; Mucha 2000).

#### 4.4. STOSUNKI WODNE

Obszar przedpola Karpat leży w dorzeczeniach górnej Wisły i górnego Dniestru, oddzielonych europejskim działem wodnym pomiędzy zlewiskiem Morza Bałtyckiego a zlewiskiem Morza Czarnego.

Reżim rzek charakteryzujący się dużymi wahaniami przepływów związany jest ze środowiskiem Karpat. Izolinia 8 l/s·km<sup>2</sup> średniego rocznego spływu jednostkowego rzek, która oddziela spływy jednostkowe ponadprzeciętne od wysokich przebiega równolegle do granicy Karpat. W Kotlinie Sandomierskiej spływ jednostkowy jest mniejszy i waha się od 5,5 do 6 l/s·km<sup>2</sup> (Punzet 1991). Na pograniczu Pogórzy Karpackich i Kotliny Sandomierskiej odpływ wynosi około 250 mm, a w Kotlinie spada do 190 mm (Dynowska 1991). Maksymalne przepływy rzek we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej występują w okresie roztopów (marzec, kwiecień). Cechują je niższe kulminacje i dłuższy czas trwania niż w przypadku wezbrań w innych porach roku wywołanych gwałtownymi opadami. Maksymalne przepływy w czasie wezbrań wahają się od 120 do 500 m<sup>3</sup>/s (Wisłoka, Wisłok) a niekiedy mogą być wyższe niż 1000 m<sup>3</sup>/s (San). Przepływy minimalne rzek w Kotlinach Podkarpackich notowane są w miesiącach jesienno-zimowych (Proc-Krawczuk 1972; Ziemońska 1973; Punzet 1991; Soja 1996).

#### 4.5. SZATA ROŚLINNA I UŻYTKOWANIE ZIEMI

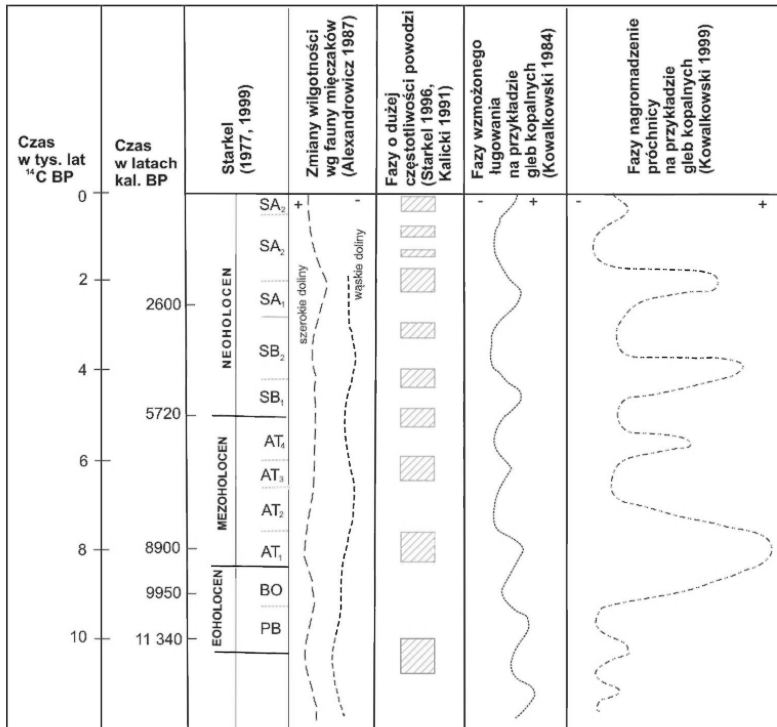
Według podziału geobotanicznego obszar Pogórza Karpackiego, Kotliny Sandomierskiej oraz Kotliny Górnego Dniestru wraz z otaczającymi wysoczyznami zaliczany jest do prowincji środkowoeuropejskiej niżowo-wyżynnej (Szafer, Zarzycki 1972; Kalinowicz, Harmata 2001; Harmata i in. 2006). Na wysoczyznach, stokach i wyżej położonych działach wodnych zachowały się zespoły dąbrów z brzozą i sosną (*Pino-Quercetum*), obszary o podłożu piaszczystym porastają bory sosnowe (*Vaccinio myrtilli-Pinetum*) natomiast na niższych terasach występują grądy (*Tilio-Carpinetum*), a na bardziej podmokłych terenach zbiorowiska łągu jesionowo-olszowego (*Circaeo-Alnetum*) i sporadycznie łągu wierzbowo-topolowego (*Salici-Populetum*). Skład gatunkowy wielu zbiorowisk leśnych w obrębie Pogórza Karpat i Kotliny Sandomierskiej został zmieniony przez człowieka. Średnia lesistość na tym terenie szacowana jest na około 20 – 40%. Na terasach doliny Wisłoki i na Wysoczyźnie Kańczuckiej dominuje synantropijna roślinność pól uprawnych, aczkolwiek udział naturalnych zbiorowisk leśnych i łąkowych jest stosunkowo duży (Michalik 1991). Roślinność den dolin została w większym stopniu przekształcona przez człowieka i tylko sporadycznie można spotkać niewielkie kępy zadrzewień topolowo-wierzbowych (*Salici-Populetum*). Na znacznym obszarze w dnach dolin występują pastwiska i żyzne łąki wykorzystywane rolniczo (Szafer, Zarzycki 1972; Michalik 1991; Witkowska-Wawer 1997). Na obszarze wysoczyzn górnego Dniestru, na terasach i garbach występują na stanowiskach żyznych mieszane lasy liściaste z dużym udziałem dębu (*Quercus-robur*) oraz lasy mieszane z przewagą buka i grabu (*Carpino-Fagetum*). Ze względu na ciężkie, gliniasto-pylaste podłoże nie obserwuje się zbiorowisk sosnowych. Obniżenia den dolin porastają głównie łąki i pasy lasów olchowo-topolowych (*Alno-Populetum*). Podmokłe obszary w obrębie Kotliny Górnego Dniestru sprzyjają rozwojowi zbiorowisk bagiennych, obejmujących powierzchnię ponad 100 km<sup>2</sup> (Szeląg-Sosonko 1963; Harmata i in. 2006).



## 5. ZMIANY ŚRODOWISKA W HOLOCENIE

Holocen na półkuli północnej rozpoczął się w momencie ustąpienia lądolodu skandynawskiego z obszaru północnej Europy. Według datowań radiowęglowych wyraźne ocieplenie klimatu nastąpiło około 10 300 lat  $^{14}\text{C}$  BP (Starkel 1999 za Mörner i in. 1973). Na obszarze Polski ocieplenie klimatu (początek holocenu), zostało zapisane w laminowanych osadach jeziora Gościąg około 10 100 lat  $^{14}\text{C}$  BP (11 500 lat kał. BP) (Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998).

Podział holocenu na fazy chłodniejsze i cieplejsze został wykonany na podstawie szczegółowych badań paleoekologicznych i zmian izotopów stabilnych takich jak  $^{13}\text{C}$  i  $^{18}\text{O}$ , które pozwoliły na wykalibrowanie dat radiowęglowych (Starkel [red] 1999) (ryc. 3).



Ryc. 3. Podział holocenu oraz rekonstrukcja zmian wybranych elementów środowiska (wg Starkel 1999)

The division of the Holocene and the reconstruction of chosen elements of the environment (after Starkel 1999)

## 5.1. ZMIANY KLIMATU

Zmiany klimatu rekonstruowane są na podstawie analizy zarówno osadów organicznych jak i mineralnych. Na początku holocenu około 10 300 lat  $^{14}\text{C}$  BP (11 500 lat cal BP) nastąpiło wyraźne ocieplenie klimatu (Starkel 1983). Na podstawie zawartości  $^{18}\text{O}$  w laminowanych osadach jeziora Gościąg wyliczono, że średnia temperatura lipca wzrosła do około  $17^{\circ}\text{C}$ , natomiast średnia temperatura stycznia wzrosła z około  $-4^{\circ}\text{C}$  w młodszym dryasie do ponad  $2^{\circ}\text{C}$  (Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998). Następną wyraźną zmianę klimatu, w kierunku bardziej oceanicznego rejestrowana jest na przełomie okresów borealnego i atlantyckiego (8400–8000 ka BP) (ryc. 3). Średnia roczna temperatura powietrza wzrosła w tym czasie o około  $2^{\circ}\text{C}$  (również w stosunku do obecnej temperatury), w związku z tym zimy stały się łagodniejsze (Starkel 1977, 1983).

Ponowne zwilgocenie klimatu i pogorszenie się warunków termicznych notowane jest około 5000 lat BP. Data ta przez L. Starkla (1977) jest przyjmowana jako granica między mezoholocenem a neoholocenem, w którym to nastąpiło wyraźne pogorszenie się klimatu. Większa wysokość opadów powodowała podniesienie się poziomu wody w jeziorach (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1988; Berglund 2003; Ralska-Jasiewiczowa i in. 2004). W okresie subborealnym (5000–2800 lat BP) warunki klimatyczne były mało stabilne i zmieniały się od kontynentalnych do bardziej oceanicznych. Następowaly wahania poziomu wody w jeziorach (Berglund 2003; Ralska-Jasiewiczowa i in. 2004). Wyraźna zmiana warunków klimatycznych nastąpiła w okresie subatlantyckim (od około 2800 lat BP), kiedy wystąpiło obniżenie średnich rocznych temperatur i wzrost wilgotności. Od okresu rzymskiego pomiędzy 2350 a 1800 lat BP klimat miał cechy zbliżone do klimatu oceanicznego, był wilgotny i zimny (Starkel, Kalicki [red] 1996). Następnie klimat uległ ociepleniu co wpłynęło na obniżenie poziomu wód w jeziorach, akumulację materii organicznej na równinach zalewowych i rozwój procesów glebotwórczych w osadach aluwialnych (Dobrzańska, Kalicki 2004; Harmata i in. 2006; Starkel i in. 2009).

## 5.2. ROZWÓJ SZATY ROŚLINNEJ

Na podstawie analiz palinologicznych została odtworzona historia roślinności na obszarze Kotliny Sandomierskiej, Przedgórze Karpat i kotliny Górnego Dniestru. We wczesnym holocenie (10 000–8400  $^{14}\text{C}$  BP) w zachodniej części badanego obszaru (stanowisko Podgrodzie za Mamakowa, Starkel 1977) w spektrach pyłkowych dominuje sosna oraz brzoza. Stopniowo pojawiają się drzewa o większych wymaganiach siedliskowych jak wiąz, olcha, dąb i leszczyna. Na całym obszarze Kotliny Sandomierskiej i Kotliny Górnego Dniestru oprócz sosny występował również w mniejszej ilości świerk (Nalepka 1991; Kalinowicz, Harmata 2001; Harmata i in. 2006). Wraz z ocieplaniem się klimatu w mezoholocenie (okres atlantycki 8400–5000  $^{14}\text{C}$  BP) obszary bardziej suche były zajmowane przez lasy mieszane i w spektrach pyłkowych dominuje lipa, dąb, wiąz,



leszczyna i klon, natomiast udział roślinności zielnej jest stosunkowo niewielki i są to głównie rośliny z rodziny bylin i traw (Mamakowa, Starkel 1977; Harmata i in. 2006).

Od około 6500 lat BP, wraz z pojawieniem się człowieka i wylesianiem coraz to nowych terenów w diagramach pyłkowych zaznacza się spadek udziału wiązu, natomiast zwiększa się udział drzew i krzewów pionierskich, heliofilnych, takich jak brzoza, leszczyna i topola, roślin łąkowych z rodziny bylin, traw i roślin zielnych oraz pojawiają się pyłki zbóż i roślin ruderalnych. Udział tych roślin w diagramach wzrasta w późniejszym okresie wraz ze wzrostem działalności człowieka (Mamakowa 1962; Starkel 1999; Harmata i in. 2006; Łanczont i in. 2006).

W okresie subborealnym (5000–2800 <sup>14</sup>C BP) w spektrach pyłkowych coraz bardziej widoczna jest działalność człowieka. W drzewostanie zaczyna zmniejszać się ilość wiązu, którego liście i pędy były używane jako pasza dla zwierząt hodowlanych (Wasylikowa 1983). W spektrach pyłkowych wzrasta udział buka, grabu i jodły (Ralska-Jasiewiczowa i in. 2004; Łanczont i in. 2006). We wschodniej części Pogórza Karpat, Kotliny Sandomierskiej i w Kotlinie Górnego Dniestru obserwuje się w drzewostanie wzrost pyłków jodły, wśród roślin zielnych wzrost skrzypów i paproci, natomiast trawy najliczniej reprezentowane są przez turzyce. Na obszarach podmokłych występuje roślinność hydrofilna (Kalicki i in. 1997; Kalinowicz, Harmata 2001; Harmata i in. 2006).

Od około 2700 lat BP (okres subatlantycki) zwiększa się w lasach szpilkowych ilość jodły i sosny, jak również znaczną powierzchnię zajmują olcha i brzoza. W zbiorowiskach roślinnych, antropopresja zaznacza się wzrostem udziału chwastów polnych (Łanczont i in. 2006). Wzrost aktywności gospodarczej człowieka powodował dalsze zmiany w naturalnej szacie roślinnej, poprzez zmniejszanie się ilości poszczególnych gatunków drzew i pojawianie się nowych roślin synantropijnych.

### 5.3. ZMIANY HYDROLOGICZNE I DZIAŁALNOŚĆ CZŁOWIEKA – ICH ODBICIE W RZEźBIE DEN DOLIN

Zmiany rzeźby den dolin rzecznych rozpoczęły się już w późnym wistulianie, kiedy to wraz z ocieplaniem klimatu nastąpiła recesja zmarzliny i wkraczanie lasów. Zmienił się wówczas zasadniczo reżim rzek, zwiększyła się ilość wezbrań opadowych (Starkel 1977; Klimek 1987). Zmiana reżimu rzek spowodowała rozcięcie poziomów akumulacji wistuliańskiej i zmianę koryt z roztokowych na meandrowe, datowana w dolinie Wisły i jej dopływów na późny glacjał a niekiedy dopiero na początek holocenu (Szumański 1986; Kalicki 1991; Starkel, Kalicki [red] 1996).

W początkowej fazie holocenu, w nowych warunkach klimatycznych wzrosła rola denudacji chemicznej. W związku ze zmniejszeniem przepływów i stabilizacją środowiska, na równinach zalewowych zaczęły pojawiać się torfowiska (Kalicki 2006).

Około 8400 lat BP aktywność rzek zaczęła wzrastać i stabilność koryt została przerwana przez wzrost częstotliwości powodzi. Spowodowało to rozcinanie równin zalewowych i włożenie w te rozcięcia osadów grubofrakcyjnych facji korytowej. Osady organiczne zostały przykryte przez mineralne osady powodziowe. Ta faza wzmożonej aktywności rzek trwała do około 7800 lat BP (ryc. 3), (Starkel 1977, 1981; Starkel, Kalicki [red] 1996).

W okresach stabilizacji warunków środowiska w dolinach rzek następowała stopniowa zmiana koryt na meandrowe i agradacja koryt (Starkel 1977; Szumański 1986).

Od około 6500 lat temu BP ważnym czynnikiem, który w znacznym stopniu wpłynął na zmianę warunków środowiska był człowiek. Grupy ludów rolniczo-pasterskich rozprzestrzeniały się na coraz to nowsze tereny, zajmując pod uprawy i hodowle urodzajne gleby szczególnie na obszarach lessowych, na skrajach niskich teras. Znaczne obszary odlesiano i wykorzystywano pod uprawy. Lasy otaczające pola wykorzystywane były do wypasu zwierząt hodowlanych. Ludy rolnicze we wczesnym okresie neolitu wykształciły jednolitą kulturę ceramiki wstęgowej rytej, która trwała od 6500 do 5600 lat BP (Łanczont i in. 2001; Harmata i in. 2006; Kalicki 2006; Łanczont i in. 2006). U schyłku tej kultury wzrosło wylesianie obszarów, co przyczyniło się, obok kolejnej fazy zwilgotnienia klimatu, do wzrostu ilości i amplitudy powodzi. W osadach rzecznych wyróżniane są kolejne, młodsze fazy częstych powodzi; około 6500–6000 (Starkel 1977) i 5500–5000 lat BP (Kalicki 1991). Pod koniec neolitu (5600–4800 lat BP) kultura ceramiki wstęgowej przekształciła się na obszarze południowej Polski i zachodniej Ukrainy w kompleks lendzielsko-polgarski i kulturę malicką. Ludy tej kultury zajmowały obszary teras lessowych oraz (ze względu na wzrost liczby ludności) również wyżyny. Większą rolę zaczęła odgrywać hodowla zwierząt, dlatego też typ gospodarowania stał się bardziej ekstensywny (Kruk 1983; Kadrow 1996; Kruk, Milisauskas 1999; Harmata i in. 2006). Zmiana typu gospodarowania i wylesianie przyczyniły się do zwiększenia degradacji gleby, podniesienia poziomu wód gruntowych oraz zabagnienia niektórych obszarów (Budek i in. 2001; Starkel 2001, 2004; Harmata i in. 2006). Wskazuje na to zmiana składu gatunkowego fauny ślimaków (Alexandrowicz 1987, 1992). W początkowej fazie późnego neolitu (4800–4000 lat BP) rozległe obszary wysoczyzn zostały zasiedlone przez ludność kultury pucharów lejkowatych. Typ gospodarki odłogowo-wypaleniskowej, jaką prowadziły, przyczynił się do znacznych przekształceń w środowisku, a szczególnie w składzie roślinności (Kruk Milisauskas 1999; Harmata i in. 2006). Odlesienie dużych obszarów lessowych sprzyjało rozwinięciu procesów denudacyjno-erozyjnych (Łanczont i in. 2001). Około 4400–3800 lat BP nastąpiło przejście od kultury amfor kulistych, przez kultury ceramiki sznurowej do gospodarki pasterskiej. Na przełomie neolitu i wczesnego brązu (3800–3300 lat BP) w dorzeczu Wisły i górnego Dniestru pojawiają się ludy kultury mierzanowickiej, które zasiedlają zarówno tereny wysoczyzn, jak również niższych teras (Madej 2001; Poradyło 2001; Harmata i in. 2006). W osa-

dach, w okresie subborealnym zapisały się kolejne fazy zwilgotnienia klimatu i zwiększenie ilości powodzi – 4400–4100 lat BP, 3500–2900 lat BP (Kalicki 1991; Starkel i in. 1996).

We wczesnym okresie brązu (1600–1350 BC), lessowe tereny dorzecza Wisły i Dniestru zajmowała ludność kultury mierzanowickiej, a następnie trzcinieckiej, która nadal prowadziła rolny typ gospodarki (Harmata i in. 2006; Kalicki 2006; Łanczont i in. 2006; Klimek i in. 2006).

W końcowej fazie epoki brązu reprezentującej kulturę lużycką (około 3200–2700 lat BP) na obszarze dorzecza Wisły i Dniestru wzrosła gęstość zaludnienia. Ludność prowadziła osiadły tryb życia, powstawały osady o charakterze obronnym.

Od 3400 do 2700 lat BP, z krótkimi przerwami około 3100 i 2800 lat BP, w osadach zapisał się największy wpływ człowieka. Wzrosła ilość pyłków zbóż i pyłków roślin synantropijnych (Ralska-Jasiewiczowa i in. 2004). Znaczne wylesienie spowodowało nasilenie procesów erozyjnych, co objawiło się na przykład wzrostem części mineralnych w torfach (torfowisko w Majnyczu, zachodnia Ukraina, Harmata i in. 2006). W okresie przedrzymskim na obszarze Polski południowej – dorzecze Wisły – występują ślady kultur związanych z Celtami, natomiast śladów tych brak w dorzeczu górnego Dniestru (Harmata i in. 2006; Kalicki 2006).

W okresie rzymskim (2100–1700 lat BP) osadnictwo w dorzeczu Wisły występowało zarówno na obszarach teras jak i na wysoczyznach, natomiast w dorzeczu górnego Dniestru osadnictwo skupiało się głównie w dolinach (Dobrzańska, Kalicki 2004; Harmata i in. 2006). Rozwój w tym czasie hutnictwa i powiększanie terenów uprawnych, a co za tym idzie wylesianie wzmogło procesy rzeźbotwórcze. Denudacja mechaniczna przeważała nad chemiczną (Godłowski 1983; Kalicki 1991; Starkel 2004, 2005; Kalicki 2006). W osadach występują poziomy węgielków drzewnych, które mogą świadczyć o stosowaniu uprawy żarowej (Godłowski 1983). Duże wylesienie spowodowało wzrost liczebności gatunków ślimaków typowych dla siedlisk otwartych (Alexandrowicz 1987, 1992).

Na obszarze południowej Polski okres wędrowek ludów (V–VI w.) doprowadził do wyludnienia wielu regionów (Kalicki 2006). Na obszarze zachodniej Ukrainy nie występują stanowiska archeologiczne dokumentujące ten okres. Redukcja osadnictwa w dorzeczu górnego Dniestru jest „zapisana” w diagramach pyłkowych poprzez zmniejszenie ilości pyłków roślin uprawnych i ruderalnych, a zwiększenie pyłków drzew (Harmata i in. 2006).

W średniowieczu w związku ze stale rosnącą liczbą ludności intensyfikacja rolnictwa przyczyniła się do zmian składu gatunkowego roślinności, wzmocnionej erozji gleb i agradacji w dolinach rzek w wyniku licznych powodzi (Starkel 1995; Harmata i in. 2006).

W czasach nowożytnych ożywiony rozwój osadnictwa, uprawy na stokach lessowych i wycinanie drzew na równinach zalewowych w bardzo dużym stopniu zmieniły wygląd den dolin. Zwiększyła się dostawa do koryt materiału pylastego (Wysoczyzna Kańczucka, Wysoczyzna Samborska). Częste powodzie sprzyjały wyprostowywaniu biegu rzeki i przekształcaniu się jej z meandrowej na roztokową (Klimek 1974; Szumański 1977). Miąższość osadów nagromadzonych w dolinach rzek w przeciągu ostatnich 200 lat sięga niekiedy około 3–4 m (Klimek 1974, 1987).

## 6. WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNE I MIKROMORFOLOGICZNE GLEB

Badane stanowiska znajdują się na pograniczu progu Pogórza i Kotliny Sandomierskiej oraz Kotliny Górnego Dniestru. Są to stanowiska w dolinie Wisłoki – Podgrodzie C, w dolinie Rady – Skołoszów 1, 2 i 6 oraz w dolinie Strwiąża (Ukraina) profile Czaple i Humanec (por. ryc. 2).

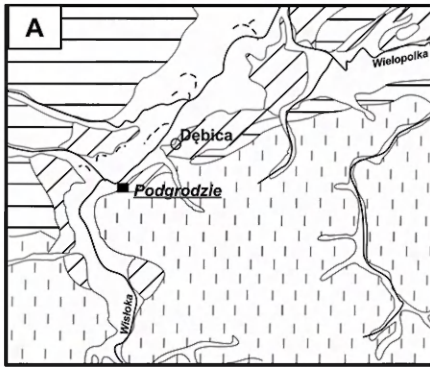
Profile zostały zlokalizowane w obrębie równin zalewowych i reprezentują gleby aluwialne – mady. Wszystkie wybrane stanowiska w latach wcześniejszych były szczegółowo opracowane geomorfologicznie, paleobotanicznie i malakologicznie oraz w większości analizowanych profilów kopalne poziomy próchniczne były datowane metodą radiowęglową (Mamakowa, Starkel 1977; Niedziałkowska i in. 1977; Czyżowska 1997; Kalicki 2000; Harmata i in. 2006). Istniejące opracowania ułatwiają interpretację genezy i wieku kopalnych poziomów próchnicznych w obrębie równin zalewowych.

### 6.1. PROFIL PODGRODZIE C W DOLINIE WISŁOKI

#### *CHARAKTERYSTYKA WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNYCH GLEB PROFILU PODGRODZIE C*

Profil Podgrodzie (C) znajduje się na prawym brzegu Wisłoki na pobocznicy stożka napływowego potoku Maga. Szczegółowa analiza danych sedymentologiczno-geomorfologicznych była prowadzona w kilku profilach, które w wyniku erozji bocznej Wisłoki były niszczone przez osuwiska (ryc. 4A, B) (Budek, Starkel 2004).

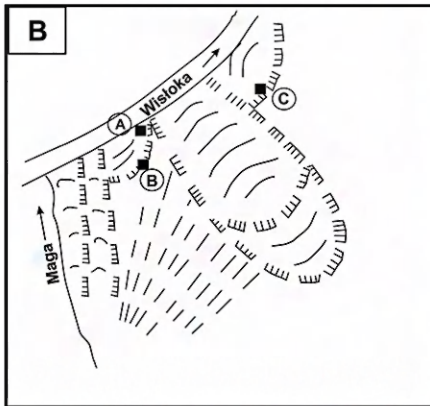
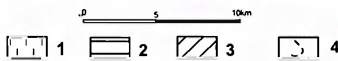
Profil C, poddany szczegółowym analizom glebowym i mikromorfologicznym, znajdował się około 40 m w kierunku ENE w stosunku do pierwszego profilu, który był badany na przełomie lat 70.–80. ubiegłego wieku (Niedziałkowska i in. 1977; Mamakowa, Starkel 1977; Alexandrowicz i in. 1981). Te jak również późniejsze szczegółowe badania sedymentologiczne (Starkel, Kalicki [red] 1996) wykazały, że większa część osadów stożka została złożona między 8390±105 BP a 7785±145 lat BP. W profilu A wyróżniono około 35 powodzi, w czasie których osadzany był materiał mineralny piaszczysty i pylasty przegradzany warstwami pylasto-ilastymi, niekiedy z zachowanymi pniakami i korzeniami drzew oraz materią organiczną. Profil B badany przez E. Czyżowską (1997) był oddalony o około 16 m od profilu A w kierunku korzeni stożka. Jego miąższość była dlatego mniejsza o około 0,5 m od wcześniej opracowywanego. W wyniku odsłonięcia stropowej części pobocznicy stożka przez ruchy osuwiskowe można było zaobserwować kontynuację przewodniego, górnego poziomu próchnicznego, który



Ryc. 4. Stanowisko Podgródzie.  
Podgródzie site

A – typy rzeźby (wg Starkel red. 1980);  
Relief types;

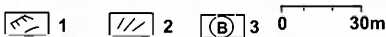
- 1 – Pogórze Karpackie, 2 – wysoczyzny,  
3 – równiny terasowe, 4 – starorzecza  
1 – the Carpathian foreland, 2 – uplands,  
3 – terraces flat, 4 – paleochannels



B. Położenie profili, (wg Budek,  
Starkel 2004)

The location of sequences

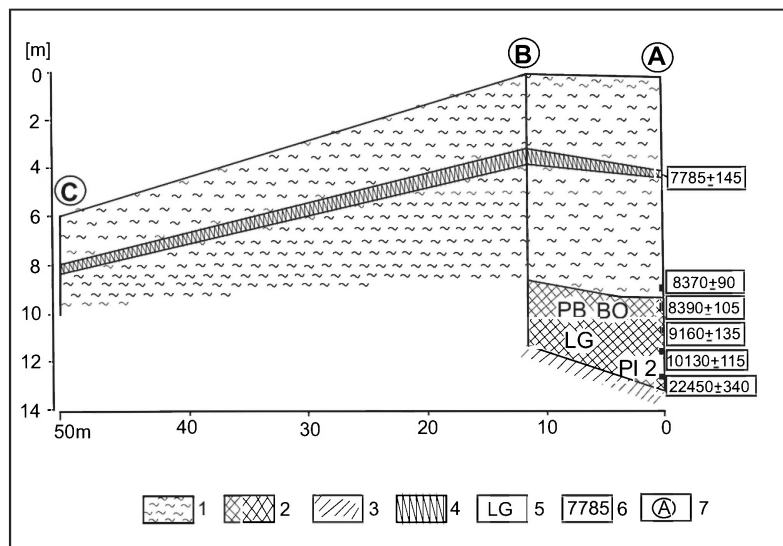
- 1 – krawędź osuwiska, 2 – osady stożka  
napływowego, 3 – profile opracowywane  
w różnych okresach: A – lata 70.–80.,  
B – lata 90., C – lata dwutysięczne  
1 – landslide edge, 2 – the alluvial fan  
deposits, 3 – the profiles elaborated in vari-  
ous periods: A – 1970–1980s, B – 1990s,  
C – 2000s



odpowiadał poziomowi datowanemu w profilu A na  $7785 \pm 145$  lat BP (ryc. 5). Ze względu na intensywną działalność rzeki stanowisko w Podgródziu ulegało ciągłym przeobrażeniom. W wyniku corocznego uaktywniania osuwiska kolejne stanowiska ulegały zniszczeniu (ryc. 6A).

Profil C ma charakterystyczną dla mad warstwową budowę (*Systematyka Gleb...* 1989). W górnej części profilu dominują utwory piaszczysto-pylaste, przedzielane warstwami piaszczystymi (ryc. 6A, B). W stropowej części występuje poziom próchniczny A. Charakteryzuje się on ciemnobrązowym zabarwieniem (10YR 4/4), gruzełkową strukturą i dużą ilością drobnych korzeni traw (tab. 2). Zawartość węgla organicznego w tym poziomie wynosi 1,3% (tab. 3).

Osady występujące w profilu w Podgródziu charakteryzują się kwaśnym odczynem. Najniższa wartość została oznaczona w stropowej części profilu i wynosi 3,5 (w KCl). Wraz z głębokością zaznaczają się niewielkie wahania pH od 4,4 do 4,9 (ryc. 7A, tab. 3). Na głębokości 1,9–2 m (Ab) został stwierdzony poziom o barwie czarnobrunatnej (10YR 2/1). Zawartość węgla organicznego w tym poziomie wynosi 4,5% (ryc. 7A). Na głębokości od 2,8 m do 3,1 m wystę-



Ryc. 5. Przekrój przez osady stożka potoku Maga (wg Budek, Starkel 2004)

1 – osady stożka napływowego, 2 – osady wypełnienia paleokoryta Wisłoki, 3 – łył miocenijskie, 4 – kopalny poziom próchniczny, 5 – Skrótów nazw poziomów stratygraficznych: PL2 – młodszy pleniglacjał, LG – późny glacjał, PB – okres preborealny, BO – okres borealny, 6 – datowania radiowęglowe, 7 – profile opracowywane: A – w latach 1970–1980, B – lata 1990, C – lata 2000

Section across the alluvial fan deposits of the Maga creek (after Budek, Starkel 2004)

1 – the alluvial fan deposits, 2 – paleochannel deposits of the Wisłoka river, 3 – the Miocene clay, 4 – buried humic horizon, 5 – stratigraphy: PL2 – the younger pleniglacial, LG – Late Glacial, PB – Preboreal, BO – Boreal, 6 –  $^{14}\text{C}$  dates, 7 – the profiles from: A – 1997–1980s, B – 1990s, C – 2000s

pował – żółtobrazowy poziom (10YR 7/6) z węgielkami drzewnymi i fragmentami słabo rozłożonej materii organicznej. Oznaczona w nim zawartość węgla organicznego wynosi 2%. Występująca w tym poziomie materia organiczna była wynikiem akumulacji w trakcie wezbrania (ryc. 7A, tab. 2).

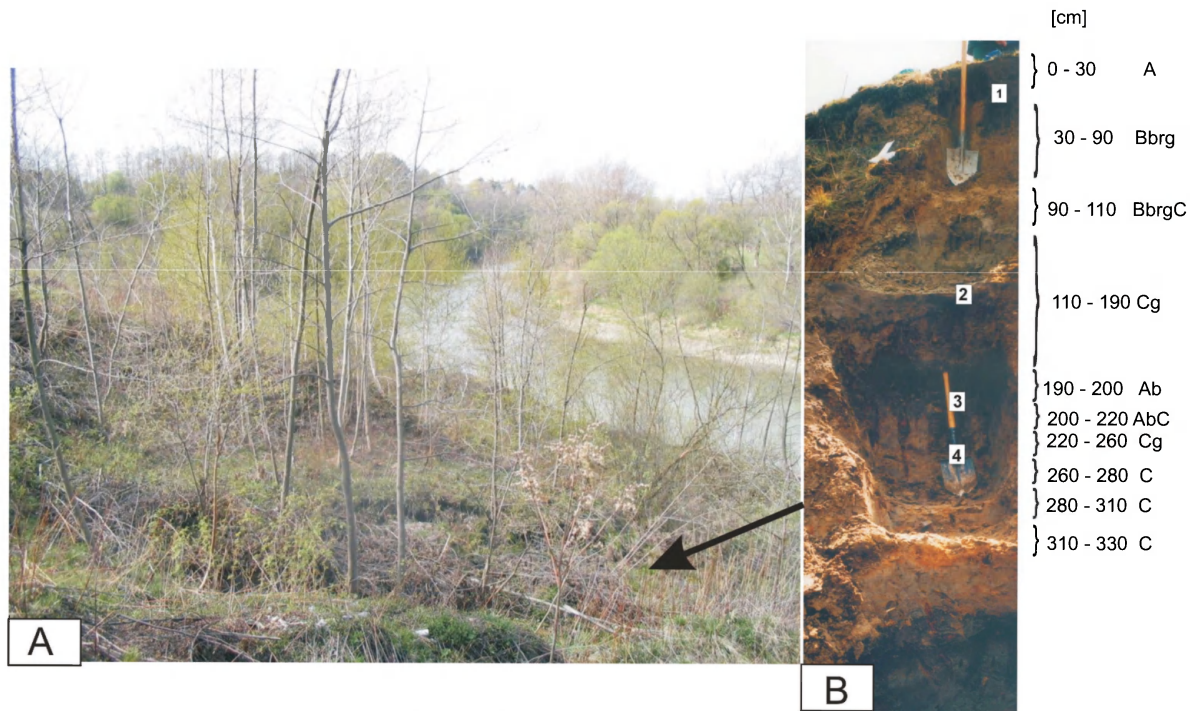
W osadach, szczególnie w obrazie mikroskopowym zaznaczają się procesy oksydo-redukcyjne. Na podstawie analiz zawartości związków żelaza w profilu można stwierdzić, że największe zawartości żelaza całkowitego (1,4%) występują w poziomie powierzchniowym i maleją wraz z głębokością do wartości 0,4% (tab. 4). Niewysoka wartość stopnia zwietrzenia krzemianów ( $\text{Fe}_d/\text{Fe}_c$ ) świadczy o tym, że osad jest młody. Im wartość tego wskaźnika jest bliższa jedności tym materiał może być starszy (Bednarek, Pokojka 1996). Pozostałe formy związków żelaza wykazują dużą zmienność w zawartości w całym profilu glebowym. Zawartość żelaza wolnego oraz amorficznego jest wysoka w trzech następujących poziomach glebowych: poziom próchniczny A (0–0,30 m), kopalny poziom próchniczny Ab (1,90–2,00 m) oraz poziom C, w którym była deponowana materia organiczna w czasie wezbrania (2,80–3,10 m). Na głębo-

kości 0,9–1,1 m (BbrgC) i 2,00–2,20 m (AbC) zawartość wolnego żelaza jest również stosunkowo duża, około 1300 mg kg<sup>-1</sup>. Najwyższe zawartości żelaza związanego z materią organiczną (Fe<sub>p</sub>) występuje w poziomach próchnicznych. Najwyższą wartość przyjmuje w poziomach próchnicznych gleby współczesnej, w próchnicznym poziomie kopalnym na głębokości 1,9 m–2,2 m (Ab, AbC) oraz poziomach z dużą zawartością wtórnie nagromadzonej materii organicznej lub węgielków drzewnych (2,8 m–3,1 m) (ryc. 7B, tab. 2). Stopień aktywności tlenków żelaza wynosi od 0,7 do 0,98, najniższą wartość przyjmuje na głębokości 0,9–1,1 m tylko 0,39.

Tabela 2. Terenowy opis profilu Podgrodzie C z uwzględnieniem miejsc poboru próbek do analiz

Głębokość [cm]	Poziomy genetyczne	Próbki do analiz standardowych	Próby mikromorfologiczne	Opis profilu
0–30	A	P1	1(10–30 cm)	pył piaszczysty, ciemnobrązowy, 10Yr 4/4, suchy, poprzerastany drobnymi korzeniami
30–90	Bbrg			glina pylasta z przewarstwieniami piasku, żółtoszara, 10YR 5/6, sucha, wyraźnie zaznaczające się procesy glejowe, jasne plamy sinooliwkowe, 5Y 6/2, plamy rdzawe 7,5YR 5/6, struktura brylkowata, ze względu na dużą ilość cienkich warstewek poziom ten nie był szczegółowo opróbowany
90–110	BbrgC	P2	2	pył piaszczysty, żółtoszary, 10YR 5/6, suchy, zacieki glejowe typu glosic, 7,5YR 4/6
110–190	Cg	–	(100–120 cm)	przewarstwienia piasku i pyłu, zielonkawoszare, 5Y 5/2 i żółtoszare, 5Y 7/2, świeży, z rdzawymi wytrąceniami o rurkowatym kształcie, 5YR 4/6
190–200	Ab	P3	3 (190–210 cm)	pył, czarnobrunatny z dużą zawartością materii organicznej, 10YR 2/1, świeży, z przewarstwieniami piaszczystymi, liczne zbutwiałe korzenie, rurkowate konkretne żelaziste 5YR 4/6
200–220	AbC	P4		pył, szaroszary, 5Y 6/2, z rdzawymi konkretami, 5YR 5/6, świeży, strefa wnikania materii organicznej po korzeniach
220–260	Cg	P5	4 (250–270 cm)	glina pylasta, szaroszara, 5Y 4/1, świeża, z fragmentami zbutwiałej materii organicznej
260–280	C	P6		pył, żółto-rdzawy, 10YR 7/6 oraz szary, 5Y 5/1, świeży, fragmenty drewniek i węgielków
280–310	C	P7		glina piaszczysta, żółto-rdzawa, 10YR 7/6, fragmenty węgielków i materii organicznej, niekiedy słabo rozłożonej
310–330	C	P8		piasek, szarozółty, 2,5Y 6/3





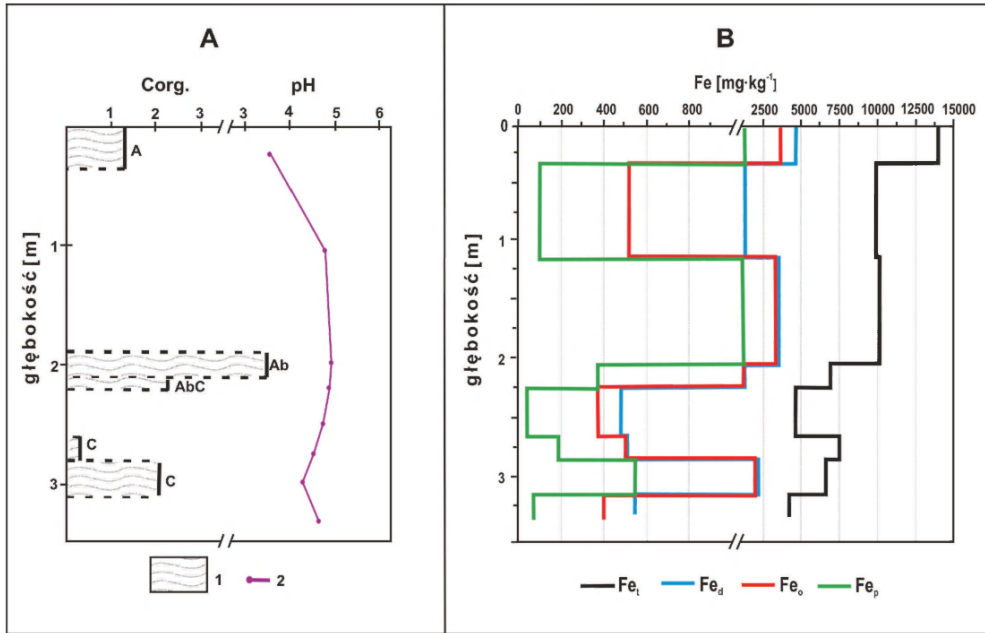
Ryc. 6. Stanowisko badawcze Podgorzcie C (fot. A. Budek) – Podgorzcie C site

A. widok na dolinę Wisłoki – Wisłoka river valley

B. Profil Podgorzcie C – Podgorzcie C profile

1–4 – miejsca poboru próbek do analiz mikromorfologicznych, 0–30, ... 310–330 cm – opisywane poziomy z których były pobrane próbki do analiz standardowych (tab. 1)

1–4 – undisturbed samples to micromorphological studies, 0–30, ... 310–330 cm – horizons where samples were taken to other analyses (tab. 1)



Ryc. 7A. Zawartość węgla organicznego i zróżnicowanie wartości pH w profilu Podgrodzie C

1 – Zawartość węgla organicznego w poszczególnych poziomach w %: A – próchniczny poziom gleby współczesnej, Ab i AbC – kopalny poziom próchniczny, C – osady aluwialne, niezmienione przez procesy glebotwórcze z przyniesionymi w czasie powodzi fragmentami organicznymi, 2 – wartość pH mierzone w KCl  
Organic carbon content and distribution of pH in Podgrodzie C profile

1 – organic carbon content in %: A – humic horizon of recent soil, Ab, AbC – buried humic horizon, C – alluvial deposits with organic fragments delivered during flood, 2 – pH value in KCl

Ryc. 7B. Zawartość tlenków żelaza w poszczególnych poziomach profilu Podgrodzie C  
Fe<sub>t</sub> – żelazo całkowite, Fe<sub>d</sub> – żelazo ekstrahowane ditionitem, Fe<sub>o</sub> – żelazo ekstrahowane szczawianem amonu, Fe<sub>p</sub> – żelazo ekstrahowane pirofosforanem sodu

Iron oxide content in Podgrodzie C profile  
Fe<sub>t</sub> – total iron, Fe<sub>d</sub> – iron extracted of ditionit, Fe<sub>o</sub> – iron extracted of ammonium oxalate, Fe<sub>p</sub> – iron extracted sodium pyrophosphate

Zawartość związków glinu ekstrahowanych ditionitem sodu układają się w profilu podobnie jak zawartości wolnych związków żelaza. Najwyższe wartości tego pierwiastka stwierdzono w górnej części profilu, oraz z wyraźnym zwiększeniem jego zawartości w poziomach próchnicznych i mineralno-próchnicznych.

Zawartość form manganu ekstrahowanego ditionitem sodu jest największa w poziomie próchnicznym gleby współczesnej (257 mg kg<sup>-1</sup>), w poziomach niżej leżących wynosi od 18 do 21 mg kg<sup>-1</sup>, a wzrasta jedynie na głębokości 1,9–2 m (41 mg kg<sup>-1</sup>). Poziom ten scharakteryzowany został jako kopalny poziom próchniczny.

Tabela 3. Podstawowe właściwości fizyczne i chemiczne osadów poboczniczy stożka napływowego w Podgrodziu, profil C

P	Głębokość [cm]	Poziomy genetyczne	Piasek	Pył	Il	pH		C org.
			[%]	[%]	[%]	H <sub>2</sub> O	KCl	[%]
1	0 – 30	A	25,9	63,9	10,2	4,5	3,5	1,32
2	30 – 90	Bbr	26,5	61,8	11,7	4,7	3,7	n.o.**
3	90 – 110	Bbrg C	25,8	61,9	12,3	5,7	4,7	n.o.
4	190 – 200	Ab	21,1	66,2	12,7	5,5	4,9	4,5
5	200 – 220	AbC	22,3	64,3	13,4	5,6	4,9	2,28
6	220 – 260	Cg	40,8	44,7	14,5	5,7	4,7	n.o.
7	260 – 280	C	40,2	51,8	8,0	5,1	4,6	0,3
8	280 – 310	C	59,6	32,7	7,7	5,0	4,4	2,1
9*	310 – 330	C	90,5	7,3	2,2	5,6	4,7	n.o.

\* – w próbkę stwierdzono 0,6% frakcji szkieletowej >2mm; \*\*n.o. – nie oznaczono

Rozmieszczenie wolnych związków żelaza oraz glinu potwierdza warstwową budowę badanej gleby.

Tabela 4. Zawartość tlenków żelaza i glinu w profilu Podgrodzie C

P	Poziomy genetyczne	Głębokość	Całkowite żelazo	Wolne tlenki żelaza	Amorficzne tlenki żelaza	Tlenki żelaza związane z materia organiczną	Stożek „aktywności” tlenków żelaza	Stożek ziętzenia krzemianów	Wolne tlenki glinu	Wolne tlenki manganu
			[Fe <sub>t</sub> ]	[Fe <sub>d</sub> ]	[Fe <sub>a</sub> ]	[Fe <sub>p</sub> ]	Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>i</sub> /Fe <sub>t</sub>	[Al <sub>d</sub> ]	[Mn <sub>d</sub> ]
		[cm]	mg kg <sup>-1</sup>						mg kg <sup>-1</sup>	
1	A	0 – 30	14004	4633	3605	1270	0,78	0,33	2181	257
2	BbrgC	90 – 110	9896	1333	515	96	0,39	0,13	899	18
3	Ab	190 – 200	10146	3535	3313	1110	0,94	0,35	2940	41
4	AbC	200 – 220	6904	1352	1243	370	0,92	0,20	1143	20
5	Cg	220 – 260	4621	478	365	38	0,76	0,10	525	18
6	C	260 – 280	7467	508	498	185	0,98	0,07	759	21
7	C	280 – 310	6579	2153	1940	540	0,90	0,33	1013	17
8*	C	310 – 330	4162	543	398	71	0,73	0,13	234	18

*CHARAKTERYSTYKA STRUKTUR MIKROMORFOLOGICZNYCH PROFILU  
PODGRODZIE C.*

Do analiz mikromorfologicznych w profilu Podgrodzie C pobrano próbki o nienaruszonej strukturze z poziomu próchnicznego A – gleby współczesnej (10–30 cm od powierzchni gruntu), z poziomu mineralnego BbrgC na głębokości 100–120 cm oraz z mineralno-próchnicznych poziomów kopalnych na głębokości 190–210 cm i 250–270 cm (Ab, Cg). Bardziej szczegółowe pobranie próbek profilu nie było możliwe ze względu na dużą zawartość w poszczególnych warstwach frakcji piaszczystej, powodującej „rozluźnienie” materiału, co utrudniało pobranie próbki o nienaruszonej strukturze.

W obrębie poziomu próchnicznego A gleby współczesnej (10–30 cm) w szlifach mikromorfologicznych bardzo dobrze widoczne są ślady współczesnych procesów glebotwórczych. Występuje mikrostruktura szczelinowo-masywna ze śladami aktywności biologicznej w postaci zaokrąglonych kanalików po korzeniach roślin. W składzie mineralnym dominuje kwarc, w mniejszej ilości występują skalenie, plagioklasy i pojedyncze ziarna glaukonitu. Ziarna minerałów mają w większości kształt zaokrąglony, natomiast ich powierzchnie są spękane ze śladami wietrzenia. W poziomie gleby współczesnej występują liczne nodule żelaziste, o kulistym kształcie z żelazistymi hypootoczkami. Wewnątrz noduli występują ziarna kwarcu podobnie jak w masie podstawowej, co może świadczyć o rozwoju równoczesnym z zachodzącymi w tym poziomie procesami glebotwórczymi (Gerasimowa i in. 1992) (fot. 1A, B). Wytrącenia żelaziste oprócz form kulistych mają również kształty podłużne. W kanalikach można zaobserwować fragmenty słabo i średnio rozłożonej materii organicznej z zachowaną strukturą tkanek.

Kolejna próbka do analizy mikromorfologicznej została pobrana z poziomu mineralnego BbrgC (100–120 cm), (ryc. 6). Osad ten charakteryzuje się masywną mikrostrukturą z nielicznymi porami wypełnionymi drobną materią mineralną lub zachowanymi fragmentami roślin, które są w różnym stopniu rozłożone. Dominują różnej wielkości ziarna kwarcu, najczęściej zaokrąglone, o spękanych powierzchniach (tab. 5).

Tabela 5. Szczegółowy opis szlifów profilu Podgrodzie C

Poziomy genetyczne	Głębokość [cm]	Mikrostruktura	Wolne przestrzenie	Masa podstawowa	Struktury glebowe			
					Nodule	Otoczki i wypełnienia	Ekskrementy	Materia organiczna
A	10 – 30	kanalikowo - szczelinowa	kanaliki, pustki	brunatno-rdzawy pył, $c/f_{\text{limit}} = 10$ , $c/f_{\text{ratio}} = 40/60$ , różnej wielkości ziarna kwarcu o zniszczonych powierzchniach, ponadto plagioklasy, skalenie, glaukoit	żelaziste, o zaokrąglonym kształcie	wytrącenia tlenków żelaza w przypowierzchniowej warstwie	-	fragmenty materii organicznej
Cg	100 – 120	kanalikowo-szczelinowa	kanaliki, pustki	brunatno-rdzawy pył, $c/f_{\text{limit}} = 10$ , $c/f_{\text{ratio}} = 40/60$ , głównie ziarna kwarcu o zaokrąglonych kształtach i zniszczonych powierzchniach, sporadycznie skalenie, amfibole, glaukonit, większe fragmenty skał (piaskowiec), widoczne sporadycznie sortowanie materiału o wyraźne widocznych granicach, w niektórych strefach widoczna większa zawartość frakcji ilastej	-	wytrącenia tlenków żelaza w masie podstawowej, towarzyszą rozłożonej materii organicznej	-	bardzo dobrze i średnio rozłożona materia organiczna, w górnej części szlif widoczny fragment drewna
Ab	190 – 210	gąbczasta, kanalikowa	kanaliki, pustki	czarny i ciemnobrązowy pył, $c/f_{\text{limit}} = 10$ , $c/f_{\text{ratio}} = 50/50$ , głównie ziarna kwarcu o spękanych powierzchniach, pojedyncze amfibole, skalenie	-	wytrącenia tlenków żelaza w masie podstawowej	-	czarna, amorficzna materia organiczna, sporadycznie dostrzegalna struktura tkanek roślin
Cg	250 - 270	kanalikowo-szczelinowa, częściowo porfirowa	kanaliki, pustki	brunatno-rdzawy pył, $c/f_{\text{limit}} = 10$ , $c/f_{\text{ratio}} = 30/70$ , ostrokrawędziste ziarna kwarcu o spękanych powierzchniach, w dolnej części szlif ziarna kwarcu mają kształt bardziej zaokrąglony, ponadto skalenie, plagioklasy, miki, pojedyncze glaukonity	nodule żelaziste o zaokrąglonym kształcie	hypootoczki ilaste, słabo uporządkowane wokół porów	-	słabo rozłożona materia organiczna, widoczne fragmenty tkanek roślin

W strefach kontaktu części mineralnych z fragmentami organicznymi zaznacza się niewielkie wysortowanie materiału mineralnego. Występują smugi z przewagą większych ziaren kwarcu, o średnicach od 10  $\mu\text{m}$  wzwyż i smugi zbudowane z drobniejszych ziaren około 2  $\mu\text{m}$  (tab. 5). Minerale ilaste występują sporadycznie i najczęściej są one słabo uporządkowane. W dolnej części szlifów występuje fragment drewnianka w trakcie rozkładu, w świetle spolaryzowanym ze strefami świecenia nierozłożonej celulozy (fot. 2A, B). Występowanie horyzontalnie ułożonych drewnianek stwierdzono również makroskopowo. Z obserwacji makroskopowych jak i mikroskopowych wynika, że poziom ten jest przejściowy pomiędzy tworzeniem się i przyrastaniem poziomu próchnicznego, a początkiem nadbudowywania profilu w wyniku wezbrań.

Kolejna próbka z głębokości 190–210 cm analizowana przy użyciu metody mikromorfologicznej obejmuje kopalny poziom próchniczny (poziom Ab), który kontynuuje się w całym odsłonięciu poboczniczy stożka i był datowany na 7785 $\pm$ 145 lat BP (ryc. 5). Poziom ten charakteryzuje się typową dla osadów zawierających dużą ilość materii organicznej mikrostrukturą gąbczastą (fot. 3A, B). Materia organiczna w wyniku przemian pedogenicznych uległa rozwarstwieniu i spękaniu. Amorficzna substancja organiczna występuje w całej masie podstawowej i nadaje jej czarną lub ciemnobrązową barwę (10YR 2/1). W szlifie widoczna jest również materia organiczna słabiej rozłożona z zachowaną strukturą tkanek roślinnych. W opisywanej masie podstawowej, złożonej głównie z materii organicznej występują ziarna kwarcu o zniszczonych krawędziach i powierzchniach, jak również w mniejszej ilości amfibole, plagioklasy i inne skalenie. Analiza mikroskopowa nie wykazała w obrębie tego poziomu śladów procesów glejowych jak również nagromadzenia i przemieszczania drobnych minerałów ilastych (tab. 5).

Poniżej poziomu próchnicznego (Ab, AbC), z głębokości około 250–270 cm (poziom Cg) został wykonany szlif, w którym stwierdzono mikrostrukturę masywną ze spękaniem. Częściowo mogły one powstać w trakcie przygotowywania próbki. W składzie mineralnym dominuje kwarc, w stropowej części szlifów jego ziarna są przeważnie ostrokrawędziste, o spękanych powierzchniach, natomiast w dolnej części szlifów przeważają ziarna o kształtach zaokrąglonych i mniej zniszczonych powierzchniach. W próbce występuje materiał drobnoziarnisty, budujący masę podstawową składający się głównie z drobnych ziaren kwarcu poniżej 2  $\mu\text{m}$  oraz niewielkiej ilości minerałów ilastych, które często tworzą otoczki wewnątrzkanalikowe i wokół ziaren kwarcu. Występuje dobrze i słabo rozłożona materia organiczna, niekiedy ze śladami świecenia celulozy w świetle spolaryzowanym. Wnętrza korzeni roślin wypełnione są materiałem mineralnym, który mógł być wtórnie zdeponowany, po rozłożeniu miękkich części tkanek, które ulegają szybszemu rozkładowi niż zewnętrzna tkanka korzenia. Procesy oksydo-redukcyjne w szlifach są słabo zaznaczone.

Podgrodzie reprezentuje profil mady brunatnej z kopalnym poziomem próchnicznym (Ab) we wcześniejszych badaniach datowanym na 7758±145 lat BP. Budowa omawianej gleby aluwialnej jest typowa dla gleb powstałych w obrębie równin zalewowych. Występują poziomy wyraźnie zmienione przez procesy glebotwórcze oraz poziomy, w których ślady procesów glebotwórczych zaznaczyły się w bardzo małym stopniu i widoczna jest warstwowa struktura osadu powodziowego.

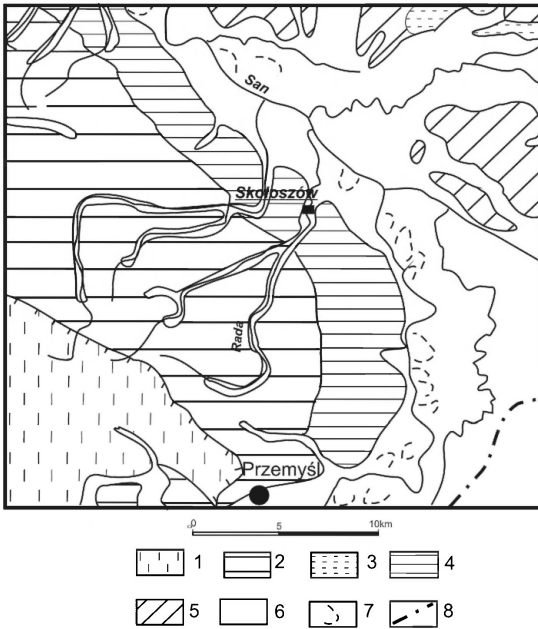
W dolnej części profilu mady występują osady piaszczyste, z zaznaczonym warstwowaniem, nad nimi poziomy, w których znajdują się nierozłożone fragmenty roślin (drewienka i węgielki), które mogły być przyniesione w trakcie powodzi. Na głębokości 1,90–2,10 m występuje kopalny poziom próchniczny. Stopień rozłożenia materii organicznej oraz zachowanie fragmentów roślin mogą świadczyć, że powstawał on w warunkach dużego uwilgotnienia, gdy przyrost miąższości poziomu próchnicznego był szybki. Cechy tego poziomu widoczne pod mikroskopem mogą świadczyć o tym, że tworzył się on *in situ*. Poziom kopalny został następnie przykryty w czasie powodzi warstwowanym osadem mineralnym.

W szlifach widoczne są ślady biologiczne – kanały po korzeniach lub po dżdżownicach, zwykle wypełnione innym materiałem niż otaczający, często podobnym do poziomu wyższego. W poziomach objętych współczesnymi procesami glebotwórczymi do około 1 m zaznacza się proces brunatnienia, nie ma natomiast śladów przemieszczania drobnych frakcji mineralnych. Występowanie poziomów brunatnienia świadczy o tym, że od dłuższego czasu profil mady nie był nadbudowywany, ponieważ następowało wcinanie się potoku Maga w stożek (Niedziałkowska 1988, 1991; Czyżowska 1997).

Praktycznie w całym profilu, w poziomach mineralnych i mineralno-próchnicznych zaznaczają się procesy oksydo-redukcyjne, które świadczą o okresowym uwilgotnieniu osadów w profilu. Widoczne są one zarówno makroskopowo, jak i w szlifach w postaci noduli i wytrąceń żelazistych.

## 6.2. PROFILE W SKOŁOSZOWIE W DOLINIE RADY

W dolinie rzeki Rady, dopływu Sanu w latach 90. prowadzone były interdyscyplinarne badania osadów (Kalicki 1998). W odsłonięciu, w obrębie dna doliny (ryc. 8) o wysokości 4,5 m ponad poziom rzeki, opróbowano i wstępnie opracowano siedem profili.



Ryc. 8. Położenie profili w Skołoszowie w dolinie Rady – na tle typów rzeźby (wg Starkel red. 1980)

1 – Pogórze Karpackie, 2 – wysoczyzny okryte lessem, 3 – wysoczyzny okryte osadami zlodowacenia Sanu, 4 – równiny plejstocenijskie okryte lessem, 5 – piaszczyste równiny terasowe, 6 – holocenijskie równiny zalewowe, 7 – większe starorzecza, 8. – granica państwa

Location of Skołoszów profiles in the Rada valley – relief types (after Starkel red. 1980)

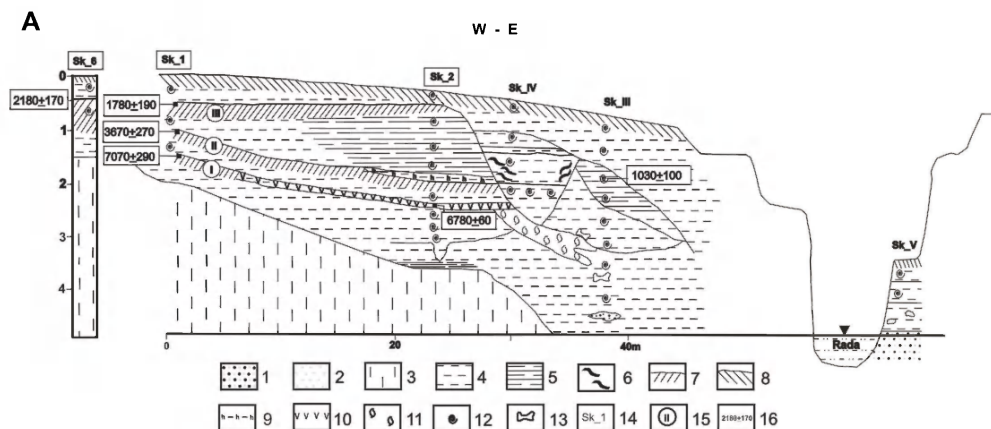
1 – the Carpathian foothills, 2 – loess uplands, 3 – uplands covered by San glacial deposits, 4 – Pleistocene plains covered by loess, 5 – sandy terraces, 6 – Holocene floodplains, 7 – paleochannels, 8 – state boundary

Wyróżniono trzy kopalne poziomy próchniczne, które były datowane radiowęglowo na  $7070 \pm 290$  BP – poziom najstarszy (Ab I),  $3670 \pm 270$  BP – poziom środkowy (Ab II) i  $1760 \pm 190$  – poziom najmłodszy (Ab III), (ryc. 9A). Kopalne poziomy próchniczne zostały następnie przykryte przez pylaste osady ze współczesnym poziomem próchnicznym gleby (Kalicki 1998, 2000).

Do szczegółowych analiz glebowo-mikromorfologicznych wzięte zostały trzy profile znajdujące się na lewym brzegu rzeki Rady, w obrębie współczesnego zakola meandrowego około 2 km od miejscowości Radymano, w okolicach miejscowości Skołoszów (ryc. 9A, B).

Badane profile mają budowę warstwową, charakterystyczną dla mad z miąższym poziomem próchnicznym, który ma cechy (mikromorfologiczne) poziomu *mollic*, co może być związane z tym, że stanowiska w Skołoszowie znajdują się w obrębie jarosławsko-przemyskiego płata czarnoziemów (Borowiec 1972). Kopalne poziomy próchniczne mogą stanowić okresy przerwy w nadbudowywaniu profilu przez agradację.





Ryc. 9. Stanowiska badawcze w dolinie Rady (wg Kalicki 1998)

Study sites in Rada valley (after Kalicki 1998)

A – Przekrój doliny Rady – Section across the Rada river valley,

1 – piaski ze żwirami, 2 – piaski, 3 – stokowe pokrywy lessowe, 4 – mułki, 5 – mułki warstwowane, 6 – mułki zerodowane, 7 – kopalny poziom próchniczny, 8 – poziom próchniczny gleby współczesnej, 9 – mułki organiczne, 10 – torf, 11 – gytia, 12 – malakofauna, 13 – zwierzęce szczątki, 14 – analizowane profile, 15 – I, II, III – numeracja kopalnych poziomów próchnicznych, 16 – daty radiowęglowe

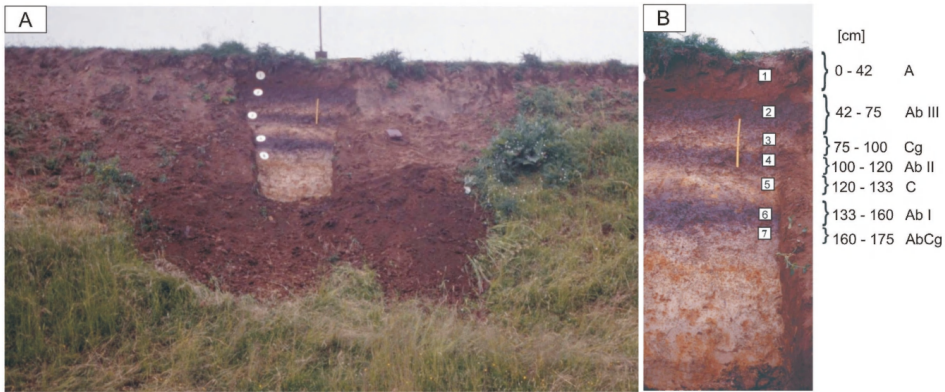
1 – sands with gravels, 2 – sands, 3 – colluvial loess cover, 4 – clay, 5 – laminated clay, 6 – eroded clay, 7 – buried humic horizon, 8 – humic horizon of recent soil, 9 – organic clay, 10 – peat, 11 – gyttja, 12 – malakofauna, 13 – animal remains, 14 – profiles, 15 – I, II, III – numbering of buried humic horizons, 16 – radiocarbon dates

B. Lokalizacja stanowisk Skołoszów w zakolu meandru rzeki – Location of Skołoszów sites in the river meander. (fot. T. Kalicki)

## 6.2.1. PROFIL SKOŁOSZÓW 1

CHARAKTERYSTYKA WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNYCH PROFILU  
SKOŁOSZÓW 1

Profil Skołoszów 1 budują mułki pylaste. Poziomy mineralne, w których wyraźnie występują procesy oksydo-redukcyjne poprzedzielane są poziomami próchnicznymi (ryc. 10A, B, tab. 6).



Ryc. 10. Stanowisko badawcze Skołoszów w dolinie Rady – Skołoszów site in the Rada valley;

A – widok na profil Skołoszów 1 – A – view to Skołoszów 1 site;

1–7 – miejsca poboru próbek o nienaruszonej strukturze, 0–42, ... 160–175 cm – opisywane poziomy, z których były pobrane próbki do analiz standardowych (tab. 5)

1–7 – undisturbed samples taken to micromorphological studies, 0–42, ... 160–175 cm – horizons where samples were taken to other analyses (tab. 5)

B – Profil Skołoszów 1 – B – the Skołoszów 1 profile (fot. T. Kalicki)

Ze względu na dużą zawartość, widocznych w obrazie mikroskopowym, wtórnych wytrąceń kalcytu i fragmentów muszli ślimaków odczyn w profilu Skołoszów 1 mierzony w KCl jest obojętny (pH 7,2–7) w części stropowej do słabo kwaśnego (pH 6,5) w spągu. W profilu, na podstawie barwy, wyznaczone zostały trzy poziomy próchniczne. Charakteryzują się one dużą zawartością węgla organicznego. Największą jego zawartość 2,04% oznaczono na głębokości 0,42–0,75 m (najmłodszy kopalny poziom próchniczny Ab–III). W pozostałych kopalnych poziomach próchnicznych oraz w poziomie próchnicznym gleby współczesnej zawartość węgla organicznego wynosi od 1,5% do 1,8% (ryc. 11A, tab. 7).

W profilu makroskopowo widoczne są procesy oksydo-redukcyjne w postaci konkrecji. Na podstawie analiz zawartości żelaza można stwierdzić, że ze względu na obecność węglanu wapnia, utrudnione jest uwalnianie żelaza, które może tworzyć związki kompleksowe z udziałem kationu wapnia (Konecka-Betley 1968).

Rozkład zawartości żelaza całkowitego ( $Fe_d$ ) jest zbliżony w całym profilu glebowym i wynosi od 2,01 do 2,8 %. Nieznaczny wzrost jego zawartości rejestrowany jest w kopalnych poziomach próchnicznych, na głębokości 0,42–0,75 m (Ab–III) i 1,33–1,6 m (Ab–I) oraz w poziomie próchnicznym A gleby współczesnej (0–0,42 m). Stopień zwietrzenia krzemianów ( $Fe_d/Fe_e$ ) jest bardzo różny i mieści się w granicach 0,24–0,81 w kopalnych poziomach próchnicznych Ab.

Tabela 6. Makroskopowy opis profilu Skołoszów 1

Głębokość [cm]	Poziomy genetyczne	Próbki do standardowych i mikromorfologicznych analiz	Datowania $^{14}C$ (Kalicki 1998****)	Opis profilu
0–42	A	1 (10–30)**		pył, ciemnobrązowy 10YR 4/3, liczne korzenie roślin, HCl++ ****
42–75	Ab (III)*	2 (45–75)	1760+190 (50–55 cm)	pył, czarnobrązowy z rdzawymi konkracjami, 10YR 2/1, HCl-, przejście wyraźne
75–100	Cg	3 (75–100)		pył, sinobrązowy ze śladami oglejenia, 5Y 3/1, HCl+, przejście wyraźne
100–120	Ab (II)	4 (100–120)	3670+270 (100–105 cm)	pył, brunatnosiny ze śladami oksydacji żelaza po korzeniach, 5Y 4/2, plamy rdzawe 7.5YR 3/4, HCl-
120–133	C	5 (120–130)		pył, żółtosiny, 5Y 6/3, HCl+
133–160	Ab (I)	6 (130–150)	7070+290 (145–150 cm)	pył, sinoczamy, z licznymi konkracjami rdzawymi 5Y 2.5/1, HCl-
160–175	AbCg	7 (160–175)		pył ilasty, siny z rdzawymi konkracjami i zaciekami, 5Y 5/2, plamy rdzawe 5YR 4/6, HCl+

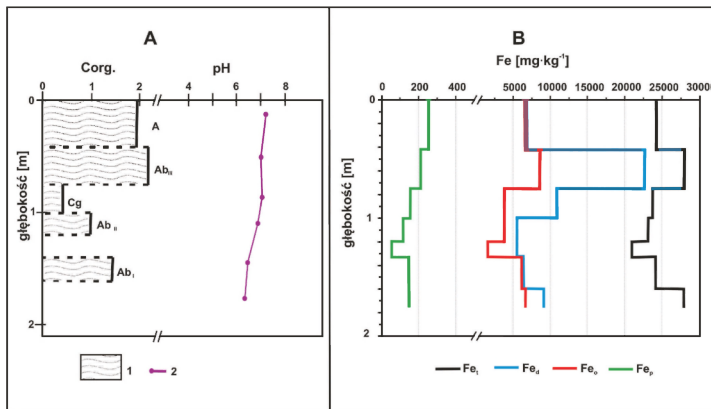
\* (I) wyznaczone kopalne poziomy próchniczne; \*\* (10–30) – głębokości pobranych próbek do analiz mikromorfologicznych w centymetrach; \*\*\*\* Datowania radiowęglowe wykonano z 5-centymetrowych poziomów próchnicznych; \*\*\*\*\* HCl+ burzenie słabe (ok. 1–3%  $CaCO_3$ ), HCl++ burzenie silne i krótkie (ok. 3–5%  $CaCO_3$ ), HCl+++ burzenie silne i długie (>5%  $CaCO_3$ ), HCl- brak reakcji

Zawartość żelaza wolnego ( $Fe_d$ ) w poziomach węglanowych (próbki 1, 4, 5, 6) waha się od około 5533–6853 mg/kg, natomiast największa jest w poziomie próchnicznym (próbka 2), w której nie stwierdzono obecności  $CaCO_3$  i wynosi 22 663 mg·kg<sup>-1</sup>, jednocześnie w poziomie tym występuje największa ilość węgla organicznego – 2,04%. Najwięcej tlenków żelaza ekstrahowanych szczawianem amonu zawierają poziomy w stropowej i spągowej części profilu glebowego, natomiast w jego środkowych poziomach ilości te wynoszą od 1595 do 3800 mg·kg<sup>-1</sup>. Stopień aktywności tlenków żelaza ( $Fe_o/Fe_d$ ) zmienia się w profilu od 0,29 do 0,97 (ryc. 11B, tab. 7).

Tabela 7. Podstawowe właściwości fizyczne i chemiczne osadów w profilu Skołoszów 1

Sk1	Poziomy genetyczne	Głębokość [cm]	Piasek [%]	Pył [%]	H [%]	pH		C.org. [%]
						H <sub>2</sub> O	KCl	
1	A	0–42	12,9	77,9	9,2	8,3	7,2	1,86
2	Ab (III)	42–75	14,3	75,6	10,1	8,0	7,0	2,04
3	Cg	75–100	8,0	78,9	13,1	8,2	7,1	0,45
4	Ab (II)	100–120	8,6	78,4	13,0	8,0	7,0	1,08
5	Cg	120–133	10,1	80,1	9,8	8,2	7,1	n.o.*
6	Ab (I)	133–160	8,3	78,7	13,0	7,6	6,6	1,5
7	AbCg	160–175	9,6	74,6	15,8	7,5	6,5	n.o.

\*n.o. – nie oznaczano



Ryc. 11A. Zawartość węgla organicznego i zróżnicowanie wartości pH w profilu Skołoszów 1. 1 – zawartość węgla organicznego w poszczególnych poziomach w %: A – próchniczny poziom gleby współczesnej, Ab – kopalne poziomy próchniczne, C – osady aluwialne, nie zmienione przez procesy glebotwórcze z przyniesionymi w czasie powodzi fragmentami organicznymi, 2 – wartość pH mierzone w KCl

Organic carbon content and distribution of pH in Skołoszów 1 profiles. 1 – organic carbon content in horizons in %: A – humic horizon of recent soil, Ab – buried humic horizon, C – alluvial deposits with organic fragments delivered during flood, 2 – pH value in KCl

Ryc. 11B. Zawartość tlenków żelaza w poszczególnych poziomach profilu Skołoszów 1

Fe<sub>t</sub> – żelazo całkowite, Fe<sub>d</sub> – żelazo ekstrahowane ditionitem, Fe<sub>o</sub> – żelazo ekstrahowane szczawianem amonu, Fe<sub>p</sub> – żelazo ekstrahowane pirofosforanem sodu

Iron oxide content in Skołoszów 1 profile

Fe<sub>t</sub> – total iron, Fe<sub>d</sub> – iron extracted of ditionit, Fe<sub>o</sub> – iron extracted of ammonium oxalate, Fe<sub>p</sub> – iron extracted sodium pyrophosphate

Tabela 8. Zawartość tlenków żelaza i glinu w profilu Skołoszów 1

Skł	Poziomy genetyczne	Głębokość	Całkowite żelazo	Wolne tlenki żelaza	Amorficzne tlenki żelaza	Tlenki żelaza związane z materią organiczną	Stopień „aktywności” tlenków żelaza	Stopień zwężenia krzemianów	Wolne tlenki glinu	Wolne tlenki manganu
			[Fe <sub>t</sub> ]	[Fe <sub>d</sub> ]	[Fe <sub>o</sub> ]	[Fe <sub>p</sub> ]			[Ald]	[Mnd]
		[cm]	mg·kg <sup>-1</sup>				Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>d</sub> /Fe <sub>t</sub>	mg·kg <sup>-1</sup>	
1	A	0–42	24250	6853	6618	255	0,97	0,28	1388	1356
2	Ab (III)	42–75	28002	22663	8593	215	0,38	0,81	1167	2117
3	Cg	75–100	23702	10918	3808	155	0,35	0,46	1157	3594
4	Ab (II)	100–120	23117	5458	3800	115	0,70	0,24	1112	1167
5	C	120–133	20902	5533	1595	53	0,29	0,26	920	429
6	Ab (I)	133–160	24112	6403	6128	150	0,96	0,27	987	294
7	AbCg	160–175	27952	9148	6688	150	0,73	0,33	741	84

*CHARAKTERYSTYKA STRUKTUR MIKROMORFOLOGICZNYCH  
PROFILU SKOŁOSZÓW 1*

W obrazie mikroskopowym szlif (1), wykonanego z poziomu próchnicznego gleby współczesnej (poziom A) szlif na głębokości 0,10–0,30 m, wyraźne są współczesne procesy glebotwórcze, a w szczególności procesy biogeniczne. Materiał glebowy jest w stosunku do niżej opisywanych poziomów grubszy. W składzie mineralnym dominują słabo zaokrąglone oraz sporadycznie ostrokrawędziste ziarna kwarcu, ponadto w mniejszej ilości występują skalenie w tym plagioklasy, blaszki biotytu i muskowitu oraz pojedyncze kryształy glaukonitu (tab. 9). Materiał mineralny w szlifie wykazuje mały stopień segregacji. W dolnej części szlif przeważa osad drobnoziarnisty, bez udziału materiału ilastego. W pozostałej części szlif występują grubsze ziarna, głównie kwarcu oraz średnio uporządkowane ziarna o frakcji pylasto-ilastej. W poziomie tym można stwierdzić inicjalny proces iluwacji, ponieważ w kanałach, najczęściej po korzeniach roślin, widoczne jest przemieszczanie łu, które tworzą głównie hypotoczki ilasto-żelaziste oraz sporadycznie otoczki wewnątrzkanalikowe i na ziarnach kwarcu. W kanałach o zaokrąglonych kształtach występuje nierozłożona i słabo rozłożona materia organiczna z dobrze zachowanymi tkankami roślin.

Kopalny poziom próchniczny (0,42–0,75 m, szlif 2, poziom Ab–III) zbudowany jest z drobniejszego osadu aniżeli współczesny poziom próchniczny. Masa podstawowa ma barwę brunatną i ciemnordzawą, ze względu na dużą zawartość substancji organicznej, która występuje również w postaci dobrze rozłożonych fragmentów roślin, niekiedy z zachowaną strukturą tkanek. Duża ilość kanalików o wydłużonym kształcie, foremnowielościenna struktura i hypotoczki ilaste są dowodem na to, że poziom ten był intensywnie zmieniany przez procesy glebotwórcze. Wokoło porów występują wytrącenia kalcytu. W poziomie tym nie zaznacza się segregacja materiału.

Od głębokości 0,75 m (szlif 3, poziom Cg) nieznacznie zwiększa się ilość większych ziaren kwarcu o spękanych powierzchniach, przeważa jednak osad drobnoziarnisty. W całym poziomie zaznaczają się procesy wytrącania tlenków żelaza w postaci hypootoczek wokół porów. W niektórych przypadkach wewnątrz porów występują fragmenty zniszczonych otoczek żelazisto-ilastych. Brak jest jednak ciągłych, wyraźnych śladów przemieszczania frakcji ilastej.

Na głębokości 1,0 do 1,2 m (szlif 4, poziom Ab II) osad w dużej mierze składa się z materii organicznej, bardzo dobrze rozłożonej, która często utrudnia rozpoznanie składu mineralnego. W części kanałów widoczne są wyraźne ślady bytowania organizmów zwierzęcych. Materia organiczna w kształcie okrągłych lub cylindrycznych form wypełnia wówczas wolne przestrzenie. Sporadycznie tlenki żelaza tworzą hypootoczki wokół dużych kanałów, które następnie są wypełnione drobnoziarnistym materiałem z poziomu wyższego. Widoczne są procesy przemywania i przemieszczania frakcji ilastej w postaci cienkich hypootoczek wokół porów o małych rozmiarach.

Od głębokości 1,2 do 1,33 m (szlif 5, poziom C) wolne przestrzenie są znacznie mniejsze niż wyżej ale wokół porów występują hypootoczki żelaziste i ilasto-żelaziste. Sporadycznie w kanałach zaobserwować można słabo rozłożoną materię organiczną z zachowaną strukturą tkanek.

Trzeci kopalny poziom próchniczny Ab I (1,33–1,6 m, szlif 6) charakteryzuje się ciemnobrunatną barwą widoczną w profilu i był on datowany na 7070±290 lat BP (tab. 6). W szlifie wykonanym z tej głębokości występuje mikrostruktura kanalikowo-masywna, gdzie kanaliki mają charakterystyczny zaokrąglony kształt. Amorficzna próchnica występująca w masie podstawowej w dużym stopniu utrudnia identyfikację składu mineralnego, dominują jednak słabo obtoczone drobne ziarna kwarcu. W opisywanym poziomie występuje we fragmentach, czarna bardzo dobrze rozłożona, o gąbczastej strukturze materia organiczna (fot. 4A, B). Przypomina ona materiał jaki został opisany w profilu Skołoszów 2 jako poziom torfowy na głębokości 1,99–2,19 m.

Opisywany poziom próchniczny leży bezpośrednio na osadzie mineralno-próchnicznym AbCg (1,6–1,75 m, szlif 7). W poziomie tym widoczna jest średnio rozłożona materia organiczna. Zaznaczają się tu niewielkie ślady segregacji materiału mineralnego. Drobny materiał, ale ubogi w minerały ilaste wypełnia pory, natomiast materiał grubszy (większe ziarna kwarcu) i z większą zawartością minerałów ilastych występuje w otaczającej masie podstawowej. Cechy pedogenetyczne są podobne w dużej mierze do wyżej opisywanych poziomów mineralnych (tab. 9).

W profilu Skołoszów 1 poziomy na głębokościach 0,42–0,75 m, 1,0–1,2 m i 1,33–1,75 m wykazują cechy kopalnych poziomów próchnicznych przykrytych osadami młodszymi. Świadczy o tym duża zawartość węgla organicznego, niższe wartości pH w stosunku do poziomów mineralnych, jak również wyższy stopień „aktywności” tlenków żelaza ( $Fe_0/Fe_d$ ). W całym profilu występują wytrącenia

Tabela 9. Szczegółowy opis mikromorfologiczny szlifów profilu Skołoszów 1

Poziomy genetyczne	Głębokość [cm]	Mikrostruktura	Wolne przestrzenie	Masa podstawowa	Struktury glebowe			
					Nodule	Otoczki i wypełnienia	Ekskrementy	Materia organiczna
A	10–30	kanałowo-szczelinowa, oraz porfirowa	biokanaliki, pęcherzyki	szaro-brunatny pył, $c/f_{\text{minit}} = 2$ , $c/f_{\text{ratio}} = 60/40$ , przeważają bardzo drobne kryształy kwarcu, sporadycznie łyszczki, b-struktura - krystaliczna	-	hypotoczki żelaziste, wtórne wytrącenia kalcytu	cyldryczne w kanałach po przejściu dżdżownic	pojedyncze świeże fragmenty korzeni roślin
Ab (III)	42–75	szczelinowo kanałkowa, foremno-wieloscienna	liczne biokanaliki	szaro-brunatny pył, $c/f_{\text{minit}} = 2$ , $c/f_{\text{ratio}} = 60/40$ , głównie drobne ziarna kwarcu oraz kalcytu, inne minerały trudne do rozróżnienia ze względu na dużą ilość materii organicznej, b-struktura - krystaliczna	-	żelaziste hypotoczki	-	bardzo dobrze rozłożona materia organiczna w masie podstawowej, w biokanalikach nierozłożona materia organiczna
Cg	75–100	szczelinowo-kanałowa, częściowo masywna	biokanaliki, pęcherzyki	brunatno-osiary pył, $c/f_{\text{minit}} = 2$ , $c/f_{\text{ratio}} = 60/40$ , głównie drobne ziarna kwarcu, wtórne wytrącenia kalcytu, sporadycznie glaukonit i inne minerały krzemianowe, b-struktura - krystaliczna	żelaziste przyjmują formę geoidalną	kalcytowe i żelaziste hypotoczki wokoło porów	-	szczątki organiczne świeże ze (świecąca celulozą)
Ab (II)	100–120	pustkowa, kanałkowa	pustki, komory	brunatno-rdzawy pył z dodatkiem piasku, $c/f_{\text{minit}} = 2$ , $c/f_{\text{ratio}} = 70/30$ , głównie drobne ziarna kwarcu, identyfikacja innych minerałów bardzo trudna	-	masa podstawowa impregnowana tlenkami żelaza	-	materia organiczna przyniesiona przez wody powodziowe (allochtoniczna)
C	120–130	kanałkowo-masywna,	biokanaliki, pustki oraz spękania z wysychania materiału	szaro-pomarańczowy pył, $c/f_{\text{minit}} = 2$ , $c/f_{\text{ratio}} = 70/30$ , pojedyncze grubsze ziarna kwarcu o splekanych powierzchniach, przewaga kwarcu poniżej 5 $\mu\text{m}$ średnicy, w dolnej części wyraźne rozmycie osadów organiczno-mineralnych poziomu niższego b-struktura - krystaliczna	-	żelaziste hypotoczki na porach oraz w dolnej części szlif zniszczone otoczki ilasto-żelaziste o nieregularnej formie	-	-
Ab (I)	130 – 150	kanałkowo-szczelinowa, foremno-wieloscienna	pory, pustki	rdzawo-brunatny pył, $c/f_{\text{minit}} = 2$ , $c/f_{\text{ratio}} = 70/30$ , dominuje kwarc o zniszczonych, powierzchniach, wtórne wytrącenie kalcytu, b-struktura krystaliczna	drobne, pojedyncze nodule żelaziste o nieregularnych kształtach	zniszczone otoczki ilasto-żelaziste. masa podstawowa impregnowana tlenkami żelaza o rdzawej barwie	ślady po organizmach zwierzęcych (dżdżownicach)	bardzo dobrze rozłożona materia organiczna, nadaje masie podstawowej ciemnobrunatną barwę
AbCg	160–175	pustkowo-kanałkowa	pory, pustki	szaro-brunatny pył, $c/f_{\text{minit}} = 5$ , $c/f_{\text{ratio}} = 30/70$ , dominuje kwarc o lekko zaokrąglonych ziarnach, widoczne warstwowanie osadu (warstwy materiału grubszego, oraz drobnego), b-struktura krystaliczna	sporadycznie nodule żelaziste	zniszczone otoczki pylasto-ilaste, i ilasto-żelaziste. hypo-otoczki żelaziste	-	pojedyncze średnio rozłożone fragmenty roślin, (drewienka)

Ilości związków glinu i manganu zmieniają się nierównomiernie w profilu, większe wartości przyjmują w poziomach, w których silniej zaznaczają się procesy glejowe (poziom Cg, 0,75–1,0 m)

tlenków żelaza nodule, które świadczą o zmiennych warunkach oksydo-redukcyjnych i hydromorficznych. Na podstawie obserwowanych struktur mikromorfologicznych można przypuszczać, że poziomy te powstawały w czasie obniżonej aktywności rzeki, gdy nie następowało nadbudowywanie osadami powodziowymi. Kopalny poziom próchniczny na głębokości 0,42–0,75 m, pomimo bezpośredniego kontaktu z współczesnym poziomem próchnicznym A, bardzo dobrze zaznacza się w terenie (ciemniejsza barwa – 10YR2/1). Ze względu na jego płytkie zaleganie od powierzchni gruntu, cechy pedogenetyczne widziane w obrazie mikroskopowym są w znacznym stopniu zmienione przez współczesne procesy glebotwórcze, czego przykładem może być obecność świeżej materii organicznej w kanalikach. We wszystkich opisywanych poziomach próchnicznych nie zaznacza się, lub jest bardzo słabo widoczne (tylko w obrazie mikroskopowym) warstwowanie osadu, co oznaczać może, że cechy te charakterystyczne w przypadku częstego osadzania materiału w trakcie powodzi zostały zatarte przez procesy glebotwórcze.

#### 6.2.2. PROFIL SKOŁOSZÓW 2

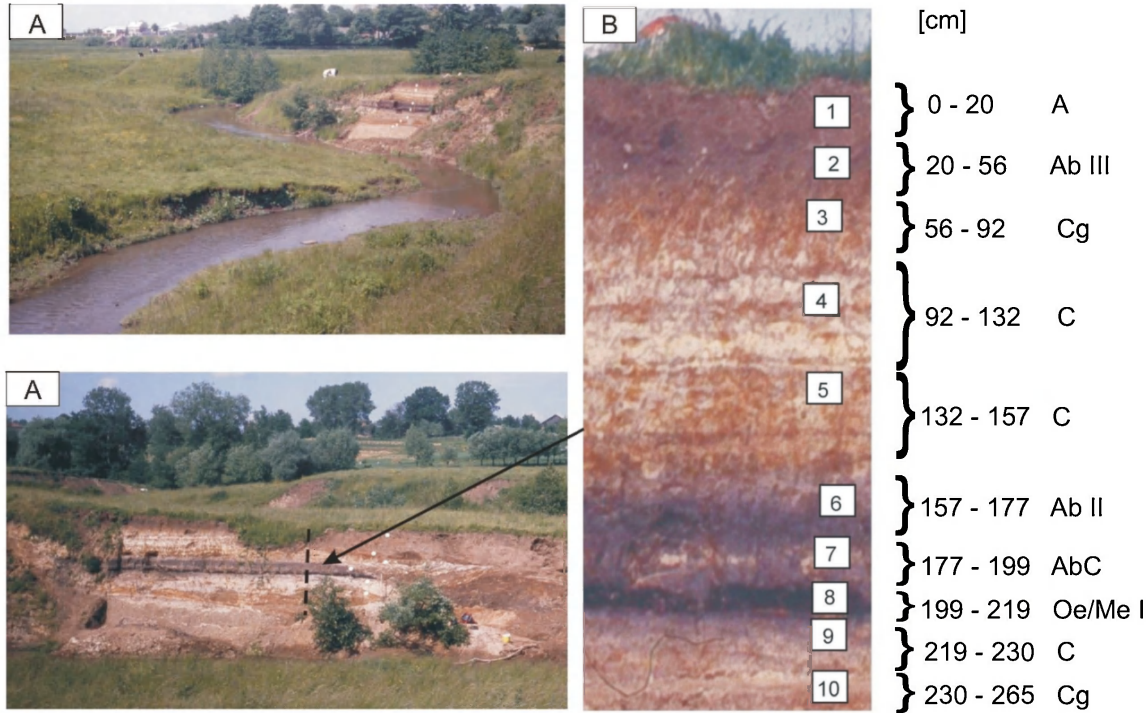
##### *CHARAKTERYSTYKA WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNYCH GLEB PROFILU SKOŁOSZÓW 2*

Profil Skołoszów 2 oddalony był o około 80 m od omawianego wyżej profilu Skołoszów 1. W badaniach terenowych prowadzonych przez T. Kalickiego w latach 90. ubiegłego wieku zostało opisane odsłonięcie, ciągnące się na znacznej długości brzegu Rady, które potwierdzało tezę o kontynuacji wyznaczonych w profilu pierwszym kopalnych poziomów próchnicznych (ryc. 9A, B). Niemniej jednak zaznacza się wyraźna różnica w budowie obydwu profili (tab. 10, porównaj tab. 6). Na głębokości 0,92–1,5 m występują wyraźnie warstwowane osady, których sedimentacja nastąpiła w czasie licznych wezbrań (ryc. 12 A, B). Profil budują osady pylaste, węglanowe, a co za tym idzie mają one wysokie pH (tab. 10, 11).

Na głębokości 1,99–2,19 m występuje zailony torf (Oe/Me – I), bardzo dobrze rozłożony, którego pH wynosi 6 (w KCl), natomiast zawartość węgla organicznego w tym poziomie dochodzi do 4,4% (ryc. 13 A, tab. 11). Zaklasyfikowano ten osad jako torf, głównie na podstawie cech mikroskopowych.

Zawartość całkowitego żelaza w profilu przyjmuje najwyższe wartości w poziomach próchnicznych, zarówno gleby współczesnej, jak również w poziomach kopalnych (ryc. 13 B, tab. 12). Ilość żelaza wolnego była najwyższa w poziomie powierzchniowym 3,6%, zawartość tych form Fe maleje wraz z głębokością w profilu. Stopień aktywności tlenków żelaza ( $Fe_o/Fe_p$ ) w stropowej części profilu wynosi około 0,3, natomiast od głębokości około 1 m znacznie wzrasta i przyjmuje wartości od 0,9 do 0,99. Rozmieszczenie żelaza amorficznego ( $Fe_o$ ) oraz związanego z materią organiczną ( $Fe_p$ ) w całym profilu glebowym nie wykazuje aż tak dużych różnic w zawartości.





Ryc. 12. Stanowisko badawcze Skołoszów w dolinie rzeki Rady, A – widok na profil Skołoszów 2; B – Profil Skołoszów 2 (fot. T. Kalicki)

1–10 – miejsca poboru próbek o nienaruszonej strukturze, 0–20, ..., 230–265 cm – opisywane poziomy z których były pobrane próbki do analiz standardowych (tab. 9).

Skołoszów site in the Rada valley; A – view to Skołoszów 2 site; B – the Skołoszów 2 profile

1–10 – undisturbed samples taken to micromorphological studies, 0–20, ...230–265 cm – horizons where samples were taken to other analyses (tab. 9).

Tabela 10. Makroskopowy opis profilu Skołoszów 2

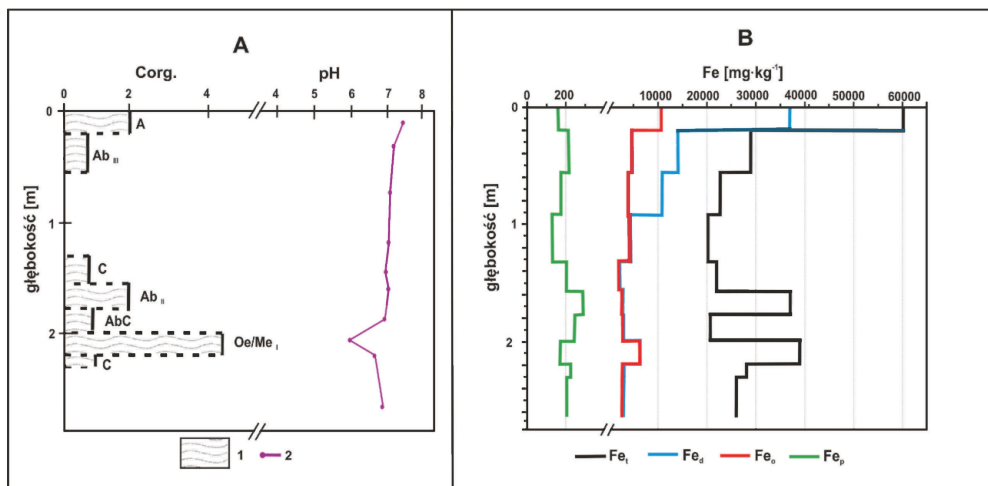
Głębokość [cm]	Poziomy genetyczne	Próby do analiz standardowych i mikromorfologicznych	Opis profilu
0–20	A	1 (0–20 cm)**	pył, jasnopielatobrazowy, 10YR 3/3, liczne korzenie roślin, drobne koncrecje żelaziste, HCl+***, przejście stopniowe, wyraźne
20–56	Ab (III)*	2 (25–55 cm)	pył, ilasty, czamosiny, 5Y 2.5/1, rdzawe koncrecje i nacieki, HCl++
56–92	Cg	3 (60–80 cm)	pył, rdzawobrazowy, 10YR 4/4, liczne koncrecje i nacieki żelaziste, HCl++
92–132	C	4 (100–120 cm)	pył piaszczysty, jasnopielatożółty, 5Y 6/2, warstwowany, jasne i ciemne warstwy z rdzawymi koncrecjami, HCl+
132–157	C	5 (135–155 cm)	pył, jasnożółty, 5Y 7/3 rdzawy, 10YR 4/6, warstwowany w górnej części poziomu, pojedyncze korzenie, HCl+++
157–177	Ab (II)	6 (157–177 cm)	pył, czamosiny, 5Y 2.5/1, zbity, świeży, HCl+
177–199	AbC	7 (177–197 cm)	pył, czarny, 10 YR 4/1 z jasnożółtymi plamami i smugami, HCl+
199–219	Oe/Me (I)	8 (199–219 cm)	torf dobrze rozłożony, bez widocznych makroskopowo szczątków organicznych, czarny, 2.5Y 2.5/1, HCl-
219–230	C	9 (220–230 cm)	pył, jasnożółty, 10YR 6/3 z wtrąceniami warstw czarnych, 10YR 4/4, liczne koncrecje tlenków żelaza, HCl++
230–265	Cg	10 (240–260cm)	pył, jasnożółty, 10YR 4/4, wyraźne ślady oksydacji żelaza – rdzawe wytrącenia, 10YR 5/8, HCl+

\* (I) – wyróżnione kopalne poziomy próchniczne; \*\* (0–20cm) – głębokości pobranych próbek do analiz mikromorfologicznych; \*\*\* HCl+ burzenie słabe (ok. 1–3% CaCO<sub>3</sub>), HCl++ burzenie silne i krótkie (ok. 3–5% CaCO<sub>3</sub>), HCl+++ burzenie silne i długie (>5% CaCO<sub>3</sub>), HCl- brak reakcji

Tabela 11. Podstawowe właściwości fizyczne i chemiczne osadów w profilu Skołoszów 2

Sk2	Głębokość	Poziomy genetyczne	Piasek [%]	Pył [%]	H [%]	pH		C org. [%]
	[cm]					H <sub>2</sub> O	KCl	
1	0–20	A	11,1	76,1	12,8	8,4	7,3	2,8
2	20–56	Ab (III)	4,8	76,4	18,9	8,3	7,2	0,66
3	56–92	Cg	8,0	79,1	12,9	8,1	7,1	n.o.*
4	92–132	C	28,3	63,7	8,0	8,2	7,1	n.o.
5	132–157	C	16,2	77,0	6,8	8,0	7,0	0,7
6	157–177	Ab (II)	10,5	78,7	10,8	8,0	7,0	1,8
7	177–199	AbC	10,0	79,4	10,6	7,8	6,9	0,8
8	199–219	Oe/Me (I)	n.o.	n.o.	n.o.	7,1	6,0	4,4
9	219–230	C	13,8	74,1	12,1	7,8	6,6	0,9
10	230–265	Cg	15,5	69,7	14,8	7,9	6,9	n.o.

\*n.o. – nie oznaczano



Ryc. 13A. Zawartość węgla organicznego i zróżnicowanie wartości pH w profilu Skołoszów 2. 1 – Zawartość węgla organicznego w poszczególnych poziomach w %: A – próchniczny poziom gleby współczesnej, Ab (I–II) – kolejne kopalne poziomy próchniczne, Oe/Me (III) – kopalny poziom torfu, C – osady aluwialne, nie zmienione przez procesy glebotwórcze z przyniesionymi w czasie powodzi fragmentami organicznymi lub osadem organicznym rozmytym przez wody powodziowe, 2 – wartość pH mierzone w KCl

Organic carbon content and distribution of pH in Skołoszów 2 profile. 1 – organic carbon content in horizons in %: A – humic horizon of the recent soil, Ab, (I – II) – following buried humic horizons, Oe/Me (III) – buried peat horizon, C – alluvial deposits with organic fragments deliver during flood or with organic deposits fuzzy during flood, 2 – pH value in KCl

Ryc. 13B. Zawartość tlenków żelaza w poszczególnych poziomach profilu Skołoszów 2.

Fe<sub>t</sub> – żelazo całkowite, Fe<sub>d</sub> – żelazo ekstrahowane ditionitem, Fe<sub>o</sub> – żelazo ekstrahowane szczawianem amonu, Fe<sub>p</sub> – żelazo ekstrahowane pirofosforanem sodu

Iron oxide content in Skołoszów 2 profile

Fe<sub>t</sub> – total iron, Fe<sub>d</sub> – iron extracted of ditionit, Fe<sub>o</sub> – iron extracted of ammonium oxalate, Fe<sub>p</sub> – iron extracted sodium pyrophosphate

Związki glinu rozmieszczone są na podobnym poziomie w całym profilu glebowym (933–1212 mg·kg<sup>-1</sup>), jedynie na głębokości 1,32–1,57 m (poziom C, warstwowany) zawartość Al<sub>d</sub> maleje do 597 mg·kg<sup>-1</sup>. Ilość manganu ekstrahowanego ditionitem sodu maleje wraz z głębokością w profilu glebowym. W poziomie powierzchniowym występowały конкреcje żelazisto-manganowe, dlatego też ilość wolnego manganu była najwyższa w stosunku do pozostałych poziomów i wyniosła 5460 mg·kg<sup>-1</sup>.

Tabela 12. Zawartość tlenków żelaza i glinu w profilu Skołoszów 2

Sk2	Poziomy genetyczne	Głębokość	Całkowite żelazo	Wolne tlenki żelaza	Amorficzne tlenki żelaza	Tlenki żelaza związane z materią organiczną	Stożenie „aktywności” tlenków żelaza	Stożenie zwietrzenia krzemianów	Wolne tlenki glinu	Wolne tlenki manganu
			[Fe <sub>t</sub> ]	[Fe <sub>d</sub> ]	[Fe <sub>o</sub> ]	[Fe <sub>p</sub> ]			[Al <sub>d</sub> ]	[Mn <sub>d</sub> ]
		[cm]	mg·kg <sup>-1</sup>				Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>d</sub> /Fe <sub>t</sub>	mg·kg <sup>-1</sup>	
1	A	0–20	60 235	36 898	10 628	160	0,29	0,61	933	5460
2	Ab (III)	20–56	29 012	14 063	4705	215	0,33	0,48	1100	2107
3	Cg	56–92	22 702	10 918	3901	176	0,36	0,48	1188	594
4	C	92–132	20 153	4238	4115	130	0,97	0,21	1178	149
5	C	132–157	22 050	2203	1985	202	0,90	0,10	597	209
6	Ab (II)	157–177	37 103	2775	2735	289	0,99	0,07	1212	69
7	AbC	177–199	20 678	2953	2898	245	0,98	0,14	1124	65
8	Oe/Me (I)	199–219	39 006	6511	6328	170	0,97	0,17	957	282
9	C	219–230	28 101	2913	2883	225	0,99	0,10	1046	44
10	Cg	230–265	26 050	2823	2661	205	0,94	0,11	1056	41

*CHARAKTERYSTYKA STRUKTUR MIKROMORFOLOGICZNYCH  
PROFILU SKOŁOSZÓW 2*

W stropowej części profilu, próbki o nienaruszonej strukturze zostały pobrane z poziomów objętych widocznymi makroskopowo współczesnymi procesami glebotwórczymi (próbki 1, 2, 3). Zarówno w przypadku obserwacji mikroskopowej jak i makroskopowej (w przełamie próbki gleby) wyraźnie była widoczna struktura foremnowielościenna (tab. 13). Według terenowych obserwacji bezpośrednio pod poziomem próchnicznym gleby współczesnej na głębokości około 0,2–0,56 m znajduje się próchniczny poziom gleby kopalnej (Ab III), która w profilu Skołoszów 1 była datowana na 1760±190 lat BP (ryc. 9A, B). Ze względu na swoje położenie poziom ten został zmieniony przez współczesne procesy glebotwórcze i w związku z tym ślady starszej pedogenezy zostały częściowo zatarte.

W szlifach 1, 2 i 3 do głębokości około 0,9 m występuje mikrostruktura kanalikowo-pustkowa, gdzie w kanalikach znajdują się fragmenty roślin w różnym stopniu rozkładu, od dobrze rozłożonych, o ciemnej barwie fragmentów roślin do słabo rozłożonych fragmentów korzeni z bardzo dobrze widoczną strukturą tkanek świecących w świetle spolaryzowanym, wokół których występują wtórne wytrącenia kalcytu.

W stropowej części profilu (0–0,2 m, współczesny poziom próchniczny A) wyraźnie są ślady przemieszczania się drobnych organizmów zwierzęcych, w postaci kanałów wypełnionych granulárnymi i cylindrycznymi ekskrementami.

Masę podstawową stanowi brunatno-szary pył, z fragmentami ciemnordzawymi. Widoczne są procesy oksydo-redukcyjne. Na barwę masy podstawowej w dużej mierze wpływa duża ilość amorficznej próchnicy, jak również zawartość tlenków żelaza. W skład materiału gruboziarnistego wchodzi głównie ziarna kwarcu, ostrokrawędziste ze zniszczonymi powierzchniami, ponadto występują pojedyncze blaszki muskowitu, skalenie, plagioklasy oraz pojedyncze ziarna glaukonitu. W kopalnym poziomie próchnicznym Ab III (szlif nr 2, 0,2–0,56 m) masa podstawowa ma brunatną barwę ze względu na dużą zawartość rozłożonej materii organicznej.

Ponadto powszechnie występują fragmenty muszli ślimaków, w pobliżu których częste są wtórne wytrącenia kalcytu. W całej masie podstawowej widoczne są efekty procesów diagenetycznych w postaci kulistych wytrąceń żelazistych – noduli. W niektórych przypadkach nodule otoczone są wytrąceniami żelaza w postaci koncentrycznie rozchodzących się pierścieni.

Na głębokości od 0,92 do 1,57 m (szlif nr 4 – 1,0–1,2 m i szlif nr 5 – 1,3 – ,55 m, patrz tab. 10) występują osady warstwowane.

Obserwowane są cienkie laminy barwy ciemniejszej i jaśniejszej, co jest związane z różną zawartością tlenków żelaza w poszczególnych warstwach (fot. 5). Granica pomiędzy poziomem laminowanym a częścią rozmytego osadu mineralno-próchnicznego jest bardzo dobrze widoczna (fot. 6A, B, 7A, B).

Ponadto, na głębokości około 1,35–1,55 m występują horyzontalnie ułożone fragmenty otoczek elastycznych. Poziom ten mógł się znajdować jeszcze w obrębie obecnie zachodzących procesów glebotwórczych, ponieważ widoczne są kanały po organizmach zwierzęcych.

Na głębokości około 1,57–1,77 m występuje wyraźny czarny poziom (Ab II, 5Y 2.5/1), który charakteryzuje się mikrostrukturą masywno-kanalikową. Wydłużony i zaokrąglony kształt kanalików może świadczyć o ich biogenicznym pochodzeniu. W składzie mineralnym przeważają drobne ziarna kwarcu, sporadycznie mają one zniszczone powierzchnie (tab. 10). W tym poziomie występują najlepiej zachowane muszle ślimaków. Tylko w niewielkim stopniu mają one zniszczone fragmenty ścianek. Wnętrze muszli nie jest wypełnione przez inny materiał mineralny lub organiczny. Może to świadczyć o tym, że nie pochodzą one z transportu. W pobliżu całych muszli lub ich fragmentów występują wtórne wytrącenia kalcytu. Niekiedy rekrytalizacja  $\text{CaCO}_3$  następowała w kanalikach i wytrącenia mają kształt kulisty. W licznych kanałach występują fragmenty roślin z zachowaną jeszcze strukturą tkanek lub są one wypełnione drobnym materiałem mineralnym barwy żółto-szarej. Cała masa podstawowa ma barwę brunatno-rdzawą, co jest wynikiem dużej zawartości amorficznej próchnicy.

Tabela 13. Szczegółowy opis mikromorfologiczny profilu Skołoszów 2

Poziomy genetyczne	Głębokość [cm]	Mikrostruktura	Wolne przestrzenie	Masa podstawowa	Struktury glebowe			
					Nodule	Otoczki wypełnienia i wytrącenia	Ekskrementy	Materia organiczna
A	0-20	kanalikowo-pustkową, masywna	biokanaliki i pustki różnych rozmiarów	brunatno-szary, fragmentami ciemnordzawy pył, $c/f_{\text{limit}}=2$ , $c/f_{\text{ratio}}=50/50$ , dominuje ostrokrawędzisty kwarc, sporadycznie małe fragmenty muskowitu, liczne fragmenty muszli ślimaków i wytrącone wokół wtórne formy kalcytu, b-struktura krystaliczna	typowe nodule żelaziste i manganowe oraz wytrącenia koliste w kształcie pierścieni lizyganga	wtórne wytrącenia kalcytu (przyjmują w większości formy kuliste	granularne i cylindryczne formy ekskrementów	świeża materia organiczna, oraz amorficzna dająca czamoszarą barwę masie podstawowej
Ab (III)	25-55	foremno-wielościenna, masywna	pory i biokanaliki	brunatno-szary i pomarańczowo-brunatny pył. $c/f_{\text{limit}}=2$ , $c/f_{\text{ratio}}=40/60$ , małe ziarna kwarcu o lekko zaokrąglonych kształtach, wtórne wytrącenia kalcytu, muskowit, skalenie, małe ziarna glaukonitu, b-struktura krystaliczna	niewyraźnie wykształcone nodule żelaziste, lub geoidalne z drobnym materiałem mineralnym w środku	hypotoczki żelaziste wokół porów, wytrącenia i impregnacja masy podstawowej przez tlenki żelaza	kanały po przejściu dżdżownic, wypełnione materiałem mineralnym	w różnym stadium rozkładu od amorficznej, bardzo dobrze rozłożonej do świeżej
Cg	60-80	kanalikowa, foremnowielościenna ostrokrawędzista,	pory i pustki	brunatno-szary i pomarańczowo-brunatny pył. $c/f_{\text{limit}}=2$ , $c/f_{\text{ratio}}=30/70$ , ziarna kwarcu o lekko zaokrąglonych krawędziach i spękanych powierzchniach, pojedyncze blaszki muskowitu, skalenie, glaukonit, wtórne wytrącenia kalcytu wokół kanalików, b-struktura krystaliczna	sporadycznie niewielkie formy zaokrąglonych noduli żelazistych	hypotoczki kalcytowe i żelaziste, wytrącenia tlenków żelaza i ilu w masie podstawowej	-	słabo i średnio rozłożone fragmenty korzeni roślin
C	100-120	masywna, sporadycznie pustkowo-komorowa	pustki, komory	brunatno-szary pył. $c/f_{\text{limit}}=2$ , $c/f_{\text{ratio}}=30/70$ , drobne, ostrokrawędziste ziarna kwarcu. sporadycznie inne minerały, wyraźne warstwowanie osadu; laminy na przemian drobno i gruboziarniste, b-struktura krystaliczna	niewielkich rozmiarów nodule żelaziste, geoidalne	wtórne wytrącenia kalcytu w postaci hypotoczek na porach, w obrębie materiału drobnodziarnistego rdzawe wytrącenia tlenków żelaza	-	brak

C	135-155	masywna, sporadycznie pustkowo-komorowa	pustki, komory	brunatno-szary pył, $c/f_{\text{limit}}=2$ , $c/f_{\text{tablo}}=20/80$ , głównie drobne ziarna kwarcu, osad wyraźnie dwudzielny, w górnej części podobny do osadu opisanego w szlifie z głębokości 100-120, w dolnej części wyraźna strefa rozmycia poziomu zawierającego substancję organiczną, b-struktura krystaliczna	niewielkich rozmiarów nodule żelaziste, geoidalne	wtórne wytrącenia kalcytu w postaci hypootoczek na porach, rdzawe wytrącenia tlenków żelaza	-	w dolnej części szlifca amorficzna próchnica (rozmycie kopalnego poziomu próchnicznego)
Ab (II)	157-177	kanalikowo-szczelinowa, masywna	komory, kanaliki, szczeliny	brunatno-rdzawy pył $c/f_{\text{limit}}=2$ , $c/f_{\text{tablo}}=30/70$ , głównie drobne ziarna kwarcu, inne minerały trudne do identyfikacji ze względu na dużą zawartość substancji organicznej, wtórne wytrącenia kalcytu, liczne fragmenty muszli oraz całe muszle nie wypełnione materiałem otaczającym, b-struktura krystaliczna	nodule kalcytowe, sporadycznie żelaziste	wtórne wytrącenia kalcytu w postaci hypootoczek (na porach i wokoło fragmentów muszli) i otoczek	-	dobrze rozłożona substancja organiczna, sporadycznie fragmenty roślin z widoczną strukturą tkanek
AbC	177-197	kanalikowo-szczelinowa, masywna	kanaliki, komory, szczeliny	brunatno-rdzawy pył, $c/f_{\text{limit}}=2$ , $c/f_{\text{tablo}}=30/70$ , głównie drobne ziarna kwarcu, inne minerały trudne do identyfikacji ze względu na dużą zawartość substancji organicznej, sporadycznie większe ziarna skaleni, wtórne wytrącenia kalcytu, fragmenty muszli, b-struktura krystaliczna	nodule kalcytowe, sporadycznie nodule żelaziste o nieregularnym kształcie	wtórne wytrącenia kalcytu w postaci otoczek i hypootoczek (na porach)	sporadycznie o cylindrycznych kształtach	dobrze rozłożona materia organiczna
Oe/ Mt (I)	199-219	gąbczasta, komorowa	pustki, komory, szczeliny	torf, bardzo dobrze rozłożony, w komorach i pustkach występują części mineralne: głównie ziarna kwarcu, słabo obtoczone, niekiedy o spękanych powierzchniach, $c/f_{\text{limit}}=2$ , $c/f_{\text{tablo}}=30/70$ , w strefie występowania materiału mineralnego b-struktura krystaliczna	-	-	-	w większości bardzo dobrze rozłożona, sporadycznie średnio rozłożona z widoczną strukturą tkanek
C	220-230	masywna, sporadycznie pustkowo-komorowa	pustki, komory	brunatno-rdzawy pył, $c/f_{\text{limit}}=2$ , $c/f_{\text{tablo}}=70/30$ , drobne, ostrokrawędziste ziarna kwarcu, sporadycznie inne minerały, b-struktura krystaliczna	nodule żelaziste o kształtach zaokrąglonych i geoidalnych	sporadycznie otoczki ilasto-żelaziste	-	sporadycznie dobrze rozłożona materia organiczna (w górnej części szlifca, na kontakcie z kopalnym poziomem torfu)
Cg	240-260	masywna, sporadycznie pustkowo-komorowa	pustki, komory	brunatno-rdzawy pył $c/f_{\text{limit}}=2$ , $c/f_{\text{tablo}}=50/50$ , ostrokrawędziste, drobne ziarna kwarcu, sporadycznie inne minerały – plagioklasy, oliwiny, skaleni, b-struktura krystaliczna	nodule żelaziste o kształtach zaokrąglonych i geoidalnych, często w postaci współśrodkowych okręgów	hypootoczki żelaziste, fragmentarycznie zachowane otoczki ilaste (barwa pomarańczowa)	sporadycznie zachowane we fragmentach roślin	rozłożona materia organiczna (fragmenty roślin z widoczną strukturą tkanek)

Niższy poziom (1,77–1,99 m) ma charakterystyczną mozaikową strukturę, w jej obrębie zaobserwować można ciemniejsze i jaśniejsze plamy. Związane jest to z różną zawartością rozłożonej substancji organicznej, wytrąceń kalcytu i zawartości frakcji ilastej. W profilu Skołoszów 2 na głębokości 1,99–2,19 m występuje cienka warstwa torfu (Oe/Me – I), bardzo dobrze rozłożonego o charakterystycznej gąbczastej strukturze. Występują tu nieliczne zachowane fragmenty roślin z dobrze widoczną strukturą tkanek. W samej czarnej „masie” organicznej, w spękaniach widoczne są wytrącenia tlenków żelaza o barwie czerwonej. Obok materii organicznej gromadziły się osady mineralno-próchniczne (fot. 8A, B). Ziarna mineralne widoczne są przy dużych powiększeniach. W składzie mineralnym dominuje kwarc.

Poziom znajdujący się bezpośrednio pod warstwą torfu (2,20–2,30 m) wykazuje w niewielkim stopniu cechy poziomu wyższego, ponieważ występują tu ślady przemieszczania po korzeniach materii organicznej. Jest ona bardzo dobrze rozłożona i przypomina w swojej budowie osady mineralno-organiczne występujące obok torfu. Zachowane fragmenty roślin występują sporadycznie. Oprócz stref wnikania po korzeniach substancji organicznej pozostała masa podstawowa ma barwę żółto-rdzawą. W składzie mineralnym dominuje kwarc, jak również powszechnie występują wtórne wytrącenia kalcytu. Wewnątrz porów wytrącenia te przyjmują geoidalny kształt.

Od głębokości 2,3 m wytrącenia tlenków żelaza przyjmują kształt współśrodkowych pierścieni (fot. 9A, B). Zwiększa się także ilość drobnej frakcji ilastej, która nie wykazuje wyraźnej segregacji w postaci otoczek. Występują pojedyncze ślady najczęściej zniszczonych otoczek wewnątrzkanalikowych oraz w masie podstawowej. Fakt ten może dowodzić istnienia w tej strefie inicjalnych procesów lessiważu. Natomiast w większej części profilu procesy te nie były obserwowane.

Profil Skołoszów 2 pokazuje bardzo złożoną, warstwową budowę mady. Na głębokości 1,99–2,19 m występuje warstwa torfu, który charakteryzuje się dużą zawartością węgla organicznego, w obrazie mikroskopowym widoczna jest specyficzna dla tych osadów gąbczasta struktura. Brak jest również wtórnych wytrąceń kalcytu, co odbija się w wartości pH – 6. Wyższy kopalny poziom próchniczny (Ab II) na głębokości 1,57–1,77 m w odróżnieniu od poziomu torfu (Oe/Me I) ma mniejszą zawartość węgla organicznego i jego mikrostruktura jest zbliżona do poziomu próchnicznego gleby współczesnej. Cechy kolejnego kopalnego poziomu próchnicznego (Ab III) znajdującego się najbliżej powierzchni terenu (0,20–0,56 m) są najbardziej zmienione przez współczesne procesy glebotwórcze. Poziomy próchniczne przykryte są warstwowanymi osadami mineralnymi, naniesionymi w czasie powodzi. Na kontakcie poziomów próchnicznych i mineralnych widoczne są strefy rozmycia osadów próchnicznych i przemieszania z niesionym przez wody powodziowe materiałem mineralnym. Duża ilość wtórnych wytrąceń kalcytu w kopalnych poziomach próchnicznych (Ab III – głębokość 0,25–0,55 m, szlif nr 2 i Ab II – głębokość 1,57–1,97 m, szlif 6 i 7), może



świadczą o tym, że od około 4000–3500 lat BP (data w profilu Skołoszów 1 – 3670±270 lat BP) i w okresie rzymskim (1780±190 lat BP) w dolinie Rady był klimat suchszy i istniały warunki sprzyjające do tworzenia się poziomów próchnicznych typu *mollic* o czym świadczą cechy mikromorfologiczne (Gerasimowa 2003). Podobną sytuację opisywano w profilach z obszaru Czech i Niemiec (Lożek 1991; Schirmer 1991).

### 6.2.3. PROFIL SKOŁOSZÓW 6

#### CHARAKTERYSTYKA WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNYCH GLEB PROFILU SKOŁOSZÓW 6

Profil Skołoszów 6 znajduje się po przeciwnej stronie szyi zakola w dół rzeki Rady w stosunku do profilu Skołoszów 1 i 2 (por. ryc. 9A, B). Cały profil budują mułki pylaste z małym udziałem frakcji ilastej (ryc. 14A, B, tab. 14), co powoduje, że procesy przemieszczania iłu koloidalnego w profilu są bardzo słabo zaznaczone i można je jedynie stwierdzić na podstawie analizy mikromorfologicznej.

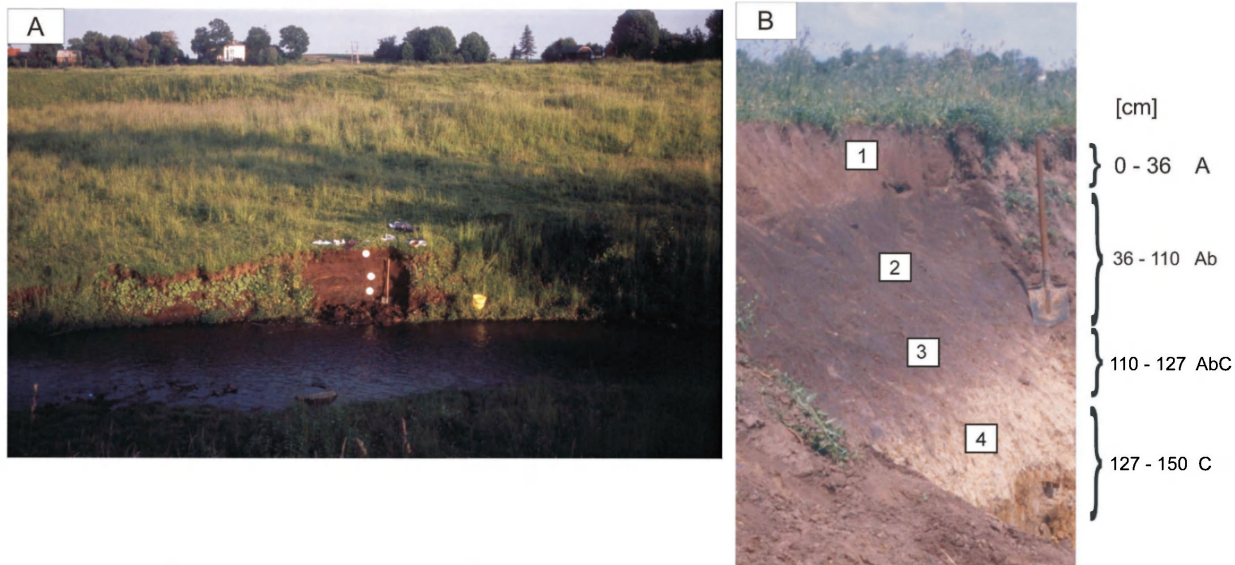
Tabela 14. Makroskopowy opis profilu Skołoszów 6

Głębokość [cm]	Poziomy genetyczne	Próby do analiz standardowych	Próby do analiz mikromorfologicznych	Opis profilu
0–36	A	1	1 (10–30 cm)*	pył, jasnobrązowy, 10YR 3/2, węglanowy, liczne kanaliki korzeniowe, wilgotność sucha
36–110	Ab	2	2 (50–70 cm)	pył, ilasty, ciemnobrązowy do czarnego, 10YR 2/1, wytrącenia żelaziste, przejście stopniowe
110–127	AbC	3	3 (110–120 cm)	pył, ciemnostalowy, 10YR 3/1, liczne rdzawe конкреcje
127–150	C	4	4 (130–150 cm)	pył, jasnobrązowoszary, 2,5Y 6/2 z licznymi конкреcjami i zaciekaniami

\* (10–30 cm) – głębokości pobranych prób do analiz mikromorfologicznych

Odczyn w całym profilu oznaczany w KCl wynosi od 7,18 w stropowej części do 6,7 w spągu (ryc. 15 A, tab. 15).

Ilość żelaza całkowitego ( $Fe_t$ ) wynosi od 1,9 do 2,8%, najwyższe wartości przyjmuje w poziomach próchnicznych. Podobnie przedstawia się rozmieszczenie pozostałych form żelaza ( $Fe_p$ ,  $Fe_o$ ,  $Fe_d$ ), których ilości maleją wraz z głębokością w profilu glebowym (ryc. 15B). Stopień zwietrzenia krzemianów jest niewielki i wynosi od 0,14 do 0,25, natomiast stopień aktywności żelaza ( $Fe_a/Fe_d$ ) jest znaczny i wynosi od 0,64 w poziomach dolnych do 0,95 w poziomie powierzchniowym. Związki glinu rozmieszczone są prawie równomiernie w profilu glebowym (1206–1584 mg·kg<sup>-1</sup>), natomiast zawartość związków manganu maleje wraz z głębokością w profilu glebowym od wartości 1083 mg·kg<sup>-1</sup> w poziomie powierzchniowym do wartości 182 mg·kg<sup>-1</sup> w poziomie skały macierzystej C (1,27–1,5 m) (tab. 16). Podobnie jak we wcześniej omawianych profilach z doliny rzeki Rady żelazo wolne jest trudniej uwalniane ze względu na obecność w profilu węglanu wapnia.



Ryc. 14. Stanowisko badawcze Skołoszów w dolinie Rady; A – dolina Rady, widok na profil Skołoszów 6; B – profil Skołoszów 6 – dolina Rady (fot. T. Kalicki).

1–4 – miejsca poboru próbek o nienaruszonej strukturze. 0–36, ..., 127–150 cm – opisywane poziomy, z których były pobrane próbki do analiz standardowych (tab. 14)

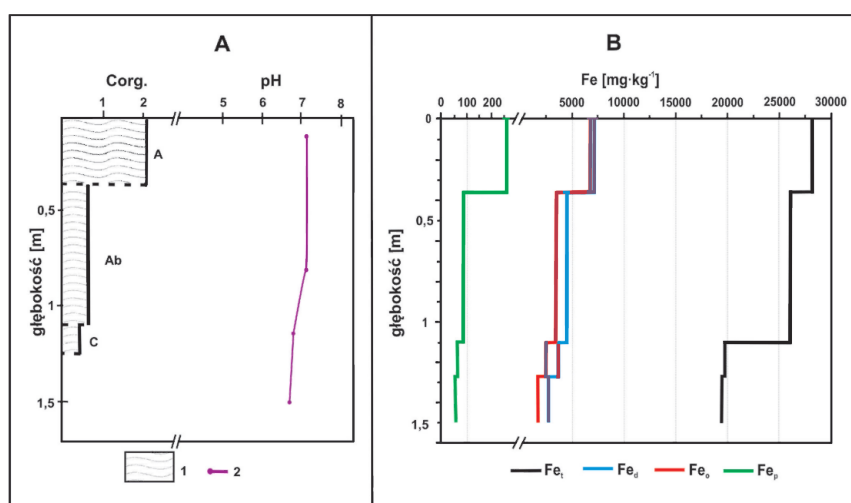
Skołoszów site in the Rada valley; A – view to Skołoszów 6 site, B – the Skołoszów 6 profile

1–4 – undisturbed blocks to micromorphological studies, 0–36, ..., 127–150 cm horizons where samples were taken to other analyses (tab. 14)

Tabela 15. Podstawowe właściwości fizyczne i chemiczne osadów w profilu Skołoszów 6

Sk6	Głębokość	Poziomy genetyczne	Piasek [%]	Pył [%]	H [%]	pH		C org. [%]
	[cm]					[H <sub>2</sub> O]	[KCl]	
1	0–36	A	8,9	78,7	12,4	8,3	7,2	2,04
2	36–110	Ab	5,2	76,1	18,7	8,3	7,1	0,66
3	110–127	AbC	10,1	76,4	13,5	8,2	6,8	0,48
4	127–150	C	8,1	78,6	13,3	8,1	6,7	n.o.*

\*n.o. – nie oznaczano



Ryc. 15A. Zawartość węgla organicznego i rozkład pH w profilu Skołoszów 6  
 1 – Zawartość węgla organicznego w poszczególnych poziomach w %: A – próchniczny poziom gleby współczesnej, Ab – kopalny poziom próchniczny, C – osady aluwialne, nie zmienione przez procesy glebotwórcze z przyniesionymi w czasie powodzi fragmentami organicznymi lub osadem organicznym rozmytym przez wody powodziowe; 2 – wartość pH mierzone w KCl

Organic carbon content and distribution of pH in Skołoszów 6 profile

1 – organic carbon content in horizons in %: A – humic horizon of recent soil, Ab – buried humic horizon, C – alluvial deposits with organic fragments deliver during flood or with organic deposits fuzzy during flood; 2 – pH value in KCl

Ryc. 15B. Zawartość tlenków żelaza w poszczególnych poziomach profilu Skołoszów 6

Fe<sub>t</sub> – żelazo całkowite, Fe<sub>d</sub> – żelazo ekstrahowane ditionitem, Fe<sub>o</sub> – żelazo ekstrahowane szczawianem amonu, Fe<sub>p</sub> – żelazo ekstrahowane pirofosforanem sodu

Iron oxide content in Skołoszów 6 profile

Fe<sub>t</sub> – total iron, Fe<sub>d</sub> – iron extracted of ditionit, Fe<sub>o</sub> – iron extracted of ammonium oxalate, Fe<sub>p</sub> – iron extracted sodium pyrophosphate

Tabela 16. Zawartość tlenków żelaza i glinu w profilu Skołoszów 6

nr	Szk6	Poziomy genetyczne	Głębokość	Całkowite żelazo				Stożenie aktywności tlenków żelaza	Stożenie zwietrzienia krzemianów	Wolne tlenki	
				[Fe <sub>t</sub> ]	[Fe <sub>o</sub> ]	[Fe <sub>a</sub> ]	[Fe <sub>p</sub> ]			glinu	manganu
			[cm]	mg·kg <sup>-1</sup>				Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>a</sub>	Fe <sub>d</sub> /Fe <sub>t</sub>	mg·kg <sup>-1</sup>	
1	A	0–36	28 202	7133	6768	260	0,95	0,22	1584	1083	
2	Ab	36–110	26 052	4498	3490	85	0,78	0,17	1292	683	
3	AbC	110–127	19 745	3688	2515	65	0,68	0,19	1376	489	
4	C	127–150	19 504	2743	1743	55	0,64	0,14	1206	182	

*CHARAKTERYSTYKA STRUKTUR MIKROMORFOLOGICZNYCH  
PROFILU SKOŁOSZÓW 6*

Poziom próchniczny gleby współczesnej pobrany został do analizy mikromorfologicznej z głębokości 0,1–0,3 m. Ze względu na dużą zawartość materii organicznej charakteryzuje go struktura foremnowieloscienna, która była widoczna również makroskopowo w profilu. Utwór glebowy jest drobnoziarnisty, dominuje frakcja pylasta złożona głównie z kwarcu, sporadycznie występują miki, skalenie, pojedyncze kryształy glaukonitu. Ze względu na dużą zawartość materii organicznej masa podstawowa jest brązowo-rdzawa.

W biogenicznych kanałach i wolnych przestrzeniach występują średnio i słabo rozłożone szczątki roślin (tab. 17). Granularne i cylindryczne ekskrementy wypełniające wolne przestrzenie są także dowodem na czynną działalność biologiczną w obrębie tego poziomu. Bezpośrednio pod poziomem A gleby współczesnej widoczny był mięszki kopalny poziom próchniczny (Ab), (0,36–1,1 m) o ciemnej barwie. We wcześniejszych badaniach prowadzonych przez T. Kalickiego poziom ten datowano na 2180±170 lat BP (na głębokości 0,45 m) (por. ryc. 8A, B). Obserwacja mikroskopowa tego poziomu, wykazała dużą ilość amorficznej próchnicy, która w znacznym stopniu utrudnia identyfikację składników mineralnych. W masie podstawowej widoczne są nierozłożone szczątki roślin, jak również fragmenty muszli oraz wtórne wytrącenia kalcytu (fot. 10A, B).

Ze strefy przejściowej, z głębokości 1,1–1,2 m (szlif nr 3), została pobrana kolejna próbka do analizy mikromorfologicznej. Z powodu dużej zawartości substancji organicznej masa podstawowa jest ciemnobrunatnej barwy. Występuje struktura foremnowieloscienna oraz kanalikowo-pustkowa. W dolnej części szlifów masa podstawowa ma barwę szarą i mniejszą zawartość materii organicznej. Na kontakcie tych dwóch osadów, szczególnie w materiale bogatszym w amor-

Tabela 17. Szczegółowy opis mikromorfologiczny szlifów profilu Skołoszów 6

Poziomy genetyczne	Głębokość [cm]	Mikrostruktura	Wolne przestwienie	Masa podstawowa	Struktury glebowe			
					Nodule	Otoczki i wypełnienia	Ekskrementy	Materia organiczna
A	10–30	foremnowieścienna, kanalikowa	kanaliki, pustki	brązowo-rdzawy pył, c/flimit=2, c/fratio=40/60, głównie drobne ziarna kwarcu, sporadycznie występują większe, pojedyncze skalenie, miki, głównie biotyt, glaukonit, b-struktura krystaliczna	małej wielkości nodule żelaziste	wtórne wytrącenia kalcytu jako hypotoczki wokół porów i fragmentów muszli	większe kanały wypełnione granularnymi ekskrementami	świeża materia organiczna wypełniająca kanaliki
Ab	50–70	foremnowieścienna, kanalikowo-pustkowa	kanaliki, pustki	ciemnobrązowo-rdzawy pył, c/flimit =2, c/fratio =40/60, głównie drobne ziarna kwarcu, sporadycznie występują większe ostrokrawędziste ziarna, pojedyncze skalenie, miki, głównie biotyt, glaukonit, b-struktura krystaliczna	wtórne wytrącenia kalcytu w postaci noduli	wtórne wytrącenia kalcytu w masie podstawowej	-	sporadycznie występują szczątki roślinne z widoczną strukturą tkanek, materia organiczna głównie amorficzna, często maskuje części mineralne
AbC	110–120	foremnowieścienna, kanalikowo-pustkowa	kanaliki, pustki	ciemnobrunatno-rdzawy pył, c/flimit =2, c/fratio =40/60, głównie drobne ziarna kwarcu, pojedyncze skalenie, miki, głównie biotyt, zaznacza się dwudzielność w szlifie górna jego część zawiera wyraźnie więcej materii organicznej, b-struktura krystalicz	brak wyraźnych noduli	hypotoczki żelaziste na porach w dolnej części szlifi	-	materia organiczna bardzo dobrze rozłożona
C	130–150	kanalikowo-pustkowa	kanaliki, pustki	rdzawo-szary pył, c/flimit =2, c/fratio =40/60, głównie drobne ziarna kwarcu, pojedyncze skalenie, miki, głównie biotyt, fragmenty muszli, b-struktura krystaliczna, sporadycznie prążkowa	sporadycznie nodule żelaziste	hypo-otoczki żelaziste na porach, wytrącenia ilaste w masie podstawowej	ślady po organizmach w obrębie większych części materii organicznej	materia organiczna bardzo dobrze rozłożona

ficzną próchnicę, są wytrącane tlenki żelaza w postaci hypootoczek. W całym szlifie występuje bardzo duża ilość wolnych przestrzeni – pustek o regularnie okrągłym kształcie. Powstają one w wyniku uwalniania się pęcherzyków powietrza glebowego (Gerasimowa i in. 1992). Przypuszczać zatem można, że ta przejściowa strefa była również zmieniana przez czynniki glebotwórcze.

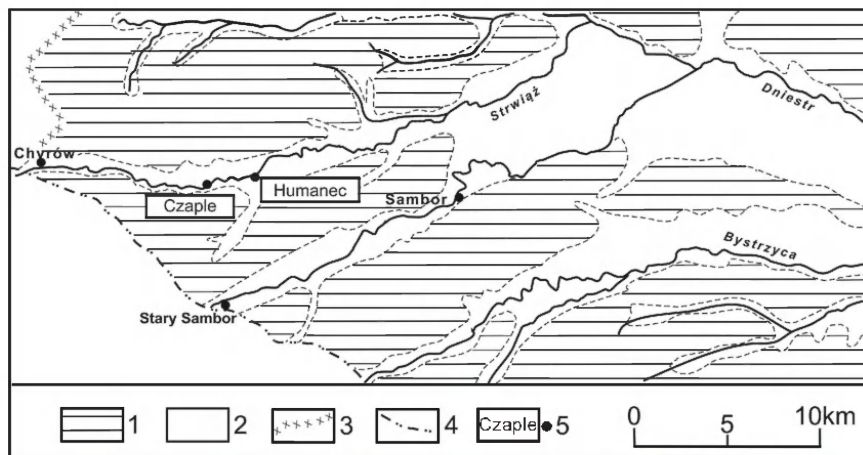
Na głębokości 1,27–1,47 m następuje zmiana w uziarnieniu materiału. Obok bardzo drobnych ziaren kwarcu i w mniejszej ilości innych minerałów występuje frakcja grubsza (tab. 17). Masa podstawowa ma barwę szaro-rdzawą, którą nadają jej występujące tu minerały ilaste oraz tlenki żelaza. Podobnie jak w profilu Skołoszów 2 proces iluwiacji jest bardzo słabo zaznaczony. Występująca w tym poziomie materia organiczna jest średnio rozłożona i posiada zachowaną strukturę tkanek. Kanaliki w sposób nieciągły wypełnione są fragmentami roślin i zachowana jest ich wolna przestrzeń. Występują również miejsca, gdzie długi fragment korzenia otoczony jest masą podstawową, co może świadczyć o tym, że w wyniku wysychania i namakania osadu kanał został zaciśnięty.

Kopalny poziom próchniczny, znajdujący się bezpośrednio pod współczesnym poziomem A ze względu na jego dużą miąższość mógł powstawać w długim odcinku czasu. Miąwszy kopalny poziom próchniczny może odpowiadać czasowo tworzeniu się dwóch próchnicznych poziomów glebowych (Ab II i Ab – III) w profilach Skołoszów 1 i Skołoszów 2. Mogą o tym świadczyć podobne cechy mikromorfologiczne, jak w wyżej opisanych profilach. Na podstawie obserwowanych cech mikroskopowych (Gerasimowa 2003) oraz wcześniej odkrytej stepowej fauny ślimaków (materiały niepublikowane A. Sańko) można stwierdzić, że jest to próchniczny poziom *mollic* przykryty osadami w czasie subatlantyku. Ze wszystkich odsłonień w Skołoszowie ten kopalny poziom próchniczny w profilu nr 6 ma największą miąższość, około 60 cm.

### 6.3. PROFILE W DOLINIE STRWIĄŻA

W Kotlinie Górnego Dniestru obszar badań obejmuje tereny szerokiej terasy nadzalewowej Strwiąża. Terasa ta, o wysokości 5–6 m ma złożoną budowę. W odsłonięciach stwierdzono równoległe różnowiekowe ogniwa zapewne włożone jedne w drugie (profile w Zasadkach i Czaplach) oraz profile osadów pozakorytowych narastających w czasie całego holocenu (profil Jazy) (Harmata i in. 2006).

Najmłodsze kopalne paleokoryta stwierdzono w profilu Czaple, gdzie osady starsze przykryte są 2–3 metrowym ogniwem glin z ciemnymi poziomami, składanymi do okresu późnorzymskiego, kiedy na rozciągniętą równinę zalewową weszło osadnictwo (Starkel 1997). Równocześnie z rosnącą działalnością gospodarczą na tym obszarze postępowało rozcinanie osadów terasy dennej (Budek i in. 2001; Harmata i in. 2006) (ryc. 16).



Ryc. 16. Lokalizacja stanowisk w Dolinie Strwiąża (wg: Harmata i in. 2006).  
1 – wysoczyzny z fragmentami teras plejstocenijskich, 2 – holocenijskie równiny akumulacyjne, 3 – główny europejski wododział, 4 – Karpaty, 5 – stanowiska

Location of sites in the Strwiąż river valley

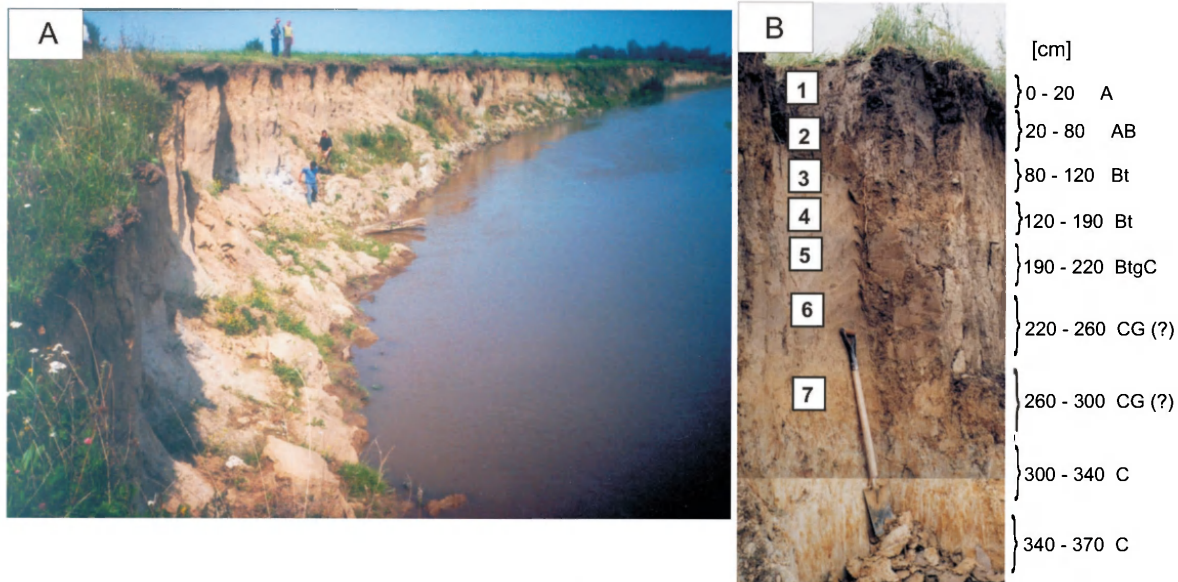
1 – uplands with fragments of Pleistocene terraces, 2 – valley floors with Holocene accumulations, 3 – Dniester and San watershed, 4 – margin of the Carpathians, 5 – sites

### 6.3.1. PROFIL CZAPLE

#### *CHARAKTERYSTYKA WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNYCH GLEB PROFILU CZAPLE*

W dolinie Strwiąża, 3 km na zachód od miejscowości Czaple, koło przysiółka Sienica odsłania się w lewym brzegu profil terasy pięciometrowej tworzącej główną równinę aluwialną (ryc. 17A, B).

Na długości około 100 m widoczne są trzy ogniwa: osadów pozakorytowych (0–2,2 m), wypełnienia starorzecza, ograniczonego do części wschodniej odkrywki (2,2–3,7 m) i osadów korytowych (3,7–4,5 m). W części zachodniej osady pozakorytowe spoczywają bezpośrednio na osadach korytowych sięgających do głębokości 2,20 m (ryc.18, tab 18). W stropie poziomym piaszczystego (3,7–4,5 m) w osi profilu występował poziomo leżący pień drzewa wydatowany na  $6405 \pm 100$  lat BP. Wcześniej, poza linią profilu stwierdzono pień drzewa, który został wydatowany na  $7730 \pm 70$  lat BP (Starkel 1997). Od głębokości 3,7–3,4 m w składzie granulometrycznym wyraźnie wzrasta ilość frakcji pyłu i zawartość tej frakcji przeważa w całym profilu aż do stropu. Średnia średnica ziaren  $M_z$  wynosi od 6,02 do 6,78  $\phi$ , tylko na głębokości 2,2–3 m (poziomy CG, Cg) średnia średnica wzrasta do 7–7,2  $\phi$ . Cały profil charakteryzuje się słabym wysortowaniem ( $\delta=0,7-0,25$ ) (tab. 19).



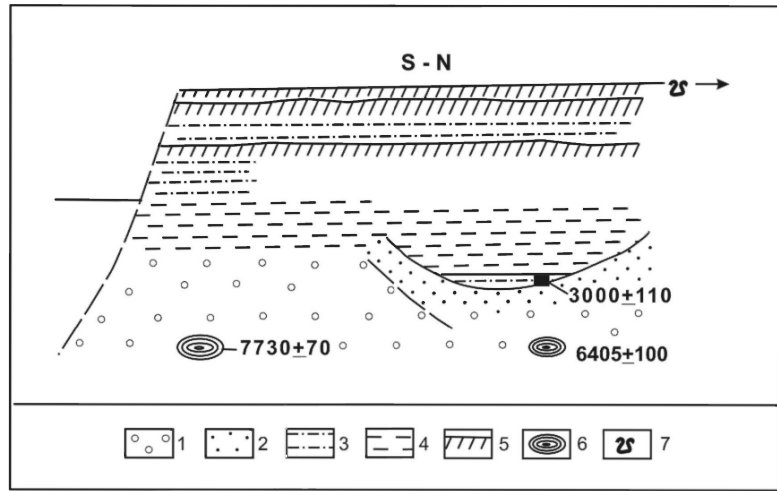
Ryc. 17. stanowisko badawcze Čaple w dolinie Strwiąža. A – widok na profil Čaple; B – Profil Čaple (fot. L. Starkel)

1–7 miejsca poboru próbek o nienaruszonej strukturze; 0–20, ..., 340–370 cm – opisywane poziomy, z których były pobrane próby do analiz standardowych (tab. 17)

Čapli site in the Strviž valley. A – view to Čapli profile, B – the Čapli profile

1–7 – undisturbed samples taken to micromorphological studies, 0–20, ..., 340–370 cm – horizons where samples were taken to other analyses (tab. 17)





Ryc. 18. Schemat budowy terasy 5-metrowej na wschód od miejscowości Czaple (wg: Starkel 1997).

1 – żwiry, 2 – piaski, 3 – piaski gliniaste, 4 – ciemny poziom kopalny (G?), 6 – datowane pnie drzew, 7 – ceramika z okresu późnorzymskiego.

Cross-section 5 m high terraces west of Čapli.

1 – gravel, 2 – sand, 3 – loamy sand, 4 – loam, 5 – dark buried layer (G?), 6 – tree trunk (dated), 7 – ceramics from late Roman Period

Tabela 18. Makroskopowy opis profilu Czaple

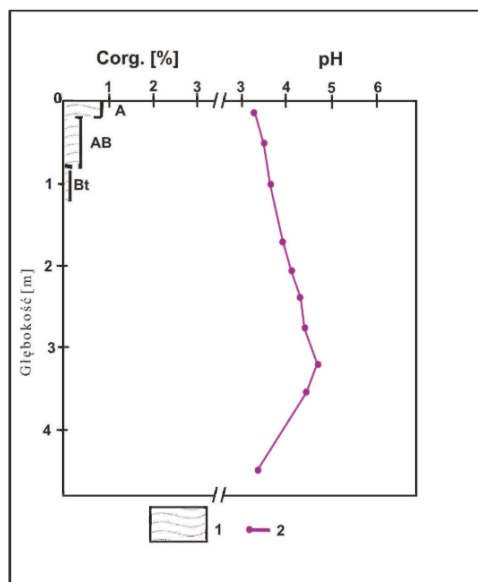
Głębokość [cm]	Poziomy genetyczne	Próby do analiz standardowych	Próby do analiz mikromorfologicznych	Opis profilu
0–20	A	1	1 (0–20 cm)	pył, jasnobrunatny, 10YR 4/6, sporadycznie występują pojedyncze żwiry, wyraźne ślady orki, liczne korzenie traw
20–80	AB	2	2 (50–70 cm)	pył, brunatny, 10YR 5/4, fragmenty ceramiki, liczne pory i spękania po korzeniach traw, kretowiny wypełnione materiałem z poziomu wyższego, конкреcje żelaziste
80–120	Bt	3	3 (90–110 cm)	pył, brunatny, 10YR 5/4, pieprzowe конкреcje żelazisto-manganowe, koloru czarnego i brunatnego (1 mm)
120–190	Bt	4	4 (160–190 cm)	pył, brunatny, 10YR 6/6, liczne конкреcje żelazisto-manganowe
190–220	BtgC	5	5 (200–220 cm)	pył, brunatny, 10YR 6/6, liczne конкреcje żelazisto-manganowe, plamy rdzawe 7,5YR 5/6 oraz sporadycznie ciemnoszare
220–260	CG(?)	6	6 (235–255 cm)	pył, brunatny, 10YR 6/6, smugi i plamy rdzawe 7,5YR 6/8 oraz stalowoszare 2,5Y 6/3
260–300	CG(?)	7	7 (260–280 cm)	pył, szary, 10YR 5/2, liczne конкреcje żelazisto-manganowe, plamy rdzawe 7,5YR 5/6 oraz stalowoszare 2,5Y 6/3
300–340	C	8		pył, szary, 10YR 5/2, liczne конкреcje żelazisto-manganowe, plamy rdzawe 7,5YR 5/6 oraz stalowoszare 2,5Y 6/3
340–370	C	9		pył, ciemnobrunatny, zapiaszczony, w dolnej części szczątki organiczne
370–450	C	10		piasek różnoziarnisty, szary, ku spągowi ze żwirikami o średnicy do 5 cm, pień drzewa

W profilu Czaple odczyn gleby jest kwaśny. Wartość pH rośnie w głąb profilu do głębokości 3,4 m (4,3–4,7, pH w KCl), a następnie maleje (tab. 19). Wyższe pH występuje w poziomach, w których zaznaczają się procesy oksydo-redukcyjne. Zawartość węgla organicznego jest największa w powierzchniowym poziomie próchnicznym gleby współczesnej (0,8%). W dolnej części profilu (2,6–3,7 m) zawartość węgla organicznego jest śladowa. Obecność szczątków organicznych w dolnej części profilu może być związana z przyniesieniem ich w czasie powodzi (ryc. 19).

Tabela 19. Podstawowe właściwości fizyczne i chemiczne osadów w profilu Czaple

Głębokość [cm]	Poziom genetyczny	Piasek [%]	Pył [%]	Il [%]	Wskaźniki wg Folka i Warda				pH		C org. [%]
					Mz*	Skl**	δI***	KG****	[H <sub>2</sub> O]	[KCl]	
0–20	A	4,9	75,7	19,4	6,31	2,06	0,07	0,85	4,4	3,4	0,8
20–80	AB	7,0	80,8	12,2	6,07	1,91	0,20	0,92	4,5	3,5	0,36
120–190	Bt	3,8	79,9	16,3	6,08	1,92	0,20	0,92	5,1	3,9	0,1
80–120	Bt	1,9	83,1	15,0	6,60	1,72	0,17	0,92	4,8	3,6	0,1
190–220	Btg	1,6	81,1	17,3	6,66	1,65	0,18	0,93	5,3	4,1	n.o.*
220–260	CG(?)	0,9	79,8	19,3	7,01	1,62	0,14	0,90	5,4	4,3	n.o.
260–300	CG(?)	0,6	77,4	22,0	7,20	1,59	0,17	0,88	5,5	4,4	0,05
300–340	C	1,1	83,4	15,5	6,78	1,59	0,17	0,92	5,8	4,7	0,01
340–370	C	9,1	79,6	11,3	6,02	1,93	0,11	0,92	5,6	4,5	0,01
370–450	C	45,6	41,2	13,2	4,50	2,81	0,25	0,68	4,5	3,4	n.o.

\*Mz – średnia średnica ziaren, \*\*Skl – skośność, \*\*\*δI – wysortowanie materiału, \*\*\*\*KG – kurtoza; \*n.o. – nie oznaczano



Ryc. 19. Zawartość węgla organicznego i zróżnicowanie wartości pH w profilu Czaple

1 – Zawartość węgla organicznego w poszczególnych poziomach w %: A – poziom próchniczny, AB i Bt – poziomy podpowierzchniowe, w których stwierdzono niewielkie zawartości węgla organicznego, 2 – wartość pH mierzone w KCl

Organic carbon content and distribution of pH in Čapli profile 1 – organic carbon content in horizons in %: A – humic horizon of recent soil, AB, Bt – suthorizons with the small content of organic matter; 2 – pH value in KCl

## CHARAKTERYSTYKA STRUKTUR MIKROMORFOLOGICZNYCH PROFILU CZAPLE

W całym profilu Czaple dominuje mikrostruktura porfirowa, masywna, która charakteryzuje się tym, że większe ziarna kwarcu „zatopione” są w drobnoziarnistej masie. W górnej części profilu obok struktury porfirowej występuje również mikrostruktura kanałowa i szczelinowa. W stropowej części profilu (gleba współczesna) występują wyraźne ślady aktywności biologicznej organizmów żywych, czego dowodem jest duża ilość, do głębokości 1 m, kanalików o zaokrąglonych kształtach, w których występuje słabo rozłożona materia organiczna. Ponadto już w górnej części profilu widoczny jest efekt procesu lessiważu.

Do głębokości 1 m (szlify nr 1 i 2, porównaj tab. 18) kształt występujących biokanalików nie został zaburzony przez procesy erozyjne (denudacyjne). Poniżej 1 m (szlify nr 3 i 4) występujące kanaliki mają nieregularne krawędzie i często wypełnione są materiałem z poziomu wyższego. Od głębokości 2 m (szlify nr 5, 6, 7) występują pory oraz szczeliny pochodzące głównie ze spękania materiału, do czego mogła przyczynić się większa zawartość frakcji ilastej. W składzie mineralnym dominuje kwarc słabo zwietrzały, którego ziarna mają nieregularny kształt. Oprócz minerałów często występujących w zwietrzelinach fliszowych – jak muskowit, skalenie, plagioklasy występuje sporadycznie glaukonit, który najczęściej jest opisywany w utworach pochodzenia eolicznego. Masa podstawowa jest barwy rdzawo-żółtej lub rdzawo-brunatnej. Taka barwa świadczy o tym, że materiał jest bogaty w tlenki żelaza, które wytrącają się również w postaci noduli o nieregularnym kształcie (fot. 11A, B). Fakt, że w większości są one połączone z masą podstawową świadczy o tym, że powstawały one przeważnie równolegle z innymi procesami glebotwórczymi (Gerasimowa i in. 1992). Obok wytrąceń o formie kulistej występują również „strefowe” nagromadzenia żelaza w postaci hypootoczek (tab. 20). W całym profilu widoczne są ślady przemieszczania materiału ilastego w postaci nacieków w porach, jak również drobny materiał ilasty jest rozmieszczony w całej masie podstawowej w postaci smug (barwy jasnożółtej), które dają efekt świecenia w świetle spolaryzowanym (ryc. 12). Od głębokości 50 cm zaznacza się mozaikowy układ masy podstawowej, tzn. występują w poszczególnych szlifach strefy jaśniejsze o barwie żółto-pomarańczowej i strefy ciemniejsze barwy rdzawo-pomarańczowej. Świadczy to o dogodnych warunkach oksydo-redukcyjnych przy okresowej wilgotności osadu. Niemniej jednak trudno jest oszacować jak długo stagnowała woda. W profilu nie występuje segregacja ziaren mineralnych, która mogłaby świadczyć o charakterze aluwialnym danego poziomu bez zmian podogenicznych.

Profil w Czaplach rejestruje zmiany w sedymentacji Strwiąża około 3000–1700 lat BP (Starkel 1997). Po wypełnieniu paleokoryta (zapewne w ciągu krótkiego okresu) niska (1–2 m) równina zalewowa była stopniowo nadbudowywana. Występujące w profilu ciemne poziomy, ze względu na bardzo niską zawartość węgla organicznego i brak szczątków organicznych w szlifach mikro-

morfologicznych, nie wykazują cech poziomów próchnicznych. W całym profilu zaznaczają się, z różną intensywnością ślady przemieszczania frakcji ilastej, co pozwoliło na wykształcenie w Czaplach inicjalnej gleby płowej bez wyraźnego poziomu wymycia (E) (fot. 13A, B, 14A, B). Ponadto od głębokości 190 cm (szlif nr 5: 2,0–2,2 m, szlif nr 6: 2,35–2,55 m, szlif nr 7: 2,6–2,8 m) widoczne są efekty procesów oksydo-redukcyjnych świadczące o dużym uwilgotnieniu osadu. Tlenki żelaza rzadko tworzą formy noduli, w większości przypadków znajdują się w obrębie masy podstawowej. W całym profilu nie występują poziomy, które posiadałyby wyraźne cechy warstwowanego osadu powodziowego, który nie został zmieniony przez procesy glebotwórcze.

Ostatecznie pogłębienie koryta i nie zalewanie równiny (co najmniej przez coroczne powodzie) stworzyło warunki zasiedlenia terasy w okresie późnorzymskim o czym świadczy znajdująca na powierzchni ceramika z tego okresu (por. Harmata i in. 2006).

Tabela 20. Szczegółowy opis mikromorfologiczny profilu Czaple

Poziomy genetyczne	Głębokość [cm]	Mikrostruktura	Wolne przestrzenie	Masa podstawowa	Strukturę glebowe			
					Nodule	Otoczki wypełnienia i wytrącenia	Ekskrementy	Materia organiczna
A	0–20	kanalikowo-masywna, porfirowa	biokanaliki, szczeliny	brunatno-rdzawy pył, c/flimit=5, c/fratio= 50/50. ziarna kwarcu w większości niewielkie, mało zwietrzałe, sporadycznie glaukonit, muskowitz, w makroskali widoczne są na cienkiej płycie wyraźne pieprzowe nagromadzenia żelaza, b-struktura prążkowa, okołoziamista i okołokanalikowa	nodule żelaziste o nieregularnych kształtach, często z ziarnami kwarcu wewnątrz	wyraźne kilkuwarstwowe otoczki ilaste wewnątrz kanalików, hypotoczki ilaste oraz żelaziste.	spora-dycznie	sporadycznie świeża materia organiczna wewnątrz porów
ABt	50–70	okruchowo-kanalikowa	biokanaliki, pory o nieregularnym kształcie, szczeliny	rdzawo-szary pył, c/flimit =5, c/fratio = 30/70. materiał głównie drobnoziamisty, pojedyncze ziarna kwarcu widoczne w większych powiększeniach sporadycznie glaukonit, muskowitz, skalenie, plagioklasy, b-struktura prążkowa, okołoziamista	głównie regularne, zaokrąglone nodule żelaziste, widoczne makroskopowo w formie chmur,	wytrącenia ilaste w masie podstawowej, hypotoczki ilasto-żelaziste	-	sporadycznie niewielkie węgielki drzewne
Bt	90–110	kanałowo-szczelinowa, sporadycznie porfirowa, makroskopowo-mozaikowa struktura	biokanaliki, pory, szczeliny	brunatno-rdzawy pył, c/flimit =5, c/fratio = 40/60. materiał drobnoziamisty, dominuje kwarc, większe ziarna mają spękane powierzchnie. sporadycznie glaukonit, plagioklasy, skalenie, miki, b-struktura prążkowa, okołoziamista	ciemnobrunatne do czarnych, nodule żelaziste rozłożone równomiernie w całym szlifie, kształt nieregularny z ciemniejszymi brzegami	hypo-otoczki żelazisto-ilaste na ściankach porów	-	nieliczne, małe węgielki drzewne

Bt	160–190	kanałowo-szczelinowa	biokanaliki, szczeliny	brunatno-rdzawy pył. materiał drobnoziarnisty, c/flimit =5, c/fratio = 20/80. pojedyncze większe ziarna kwarcu, inne minerały częściowo widoczne pod większymi powiększeniami, b- struktura prążkowa, okołokanalikowa	nodule żelaziste o nieregularnym kształcie	otoczki ilaste wewnątrz porów barwy jasnożółtej oraz na ściankach porów cienkie otoczki żelaziste barwy rdzawo-brunatnej	-	-
BtgC	200–220	szczelinowo-masywna	pęcherzyki, szczeliny	szaro-rdzawy z brunatnymi wytrąceniami pył. c/flimit =5, c/fratio = 30/70. wyraźnie widoczna mozaikowa struktura szlifu. głównie materiał drobnoziarnisty, sporadycznie pojedyncze większe ziarna kwarcu. b- struktura prążkowa, okołokanalikowa	nodule żelaziste podobnie: jak wyżej	wytrącenia ilasto-żelaziste w masie podstawowej, otoczki i hypootoczki pylasto-ilaste barwy szaro-pomarańczowej	-	sporadycznie bardzo dobrze rozłożona materia organiczna, węgielki
CG	235–255	szczelinowo-masywna	pęcherzyki szczeliny, kanaliki	rdzawo-pomarańczowy pył. c/flimit =5, c/fratio = 30/70, materiał gruboziarnisty, głównie kwarc ostrokrawędzisty, sporadycznie glaukonit, skalenie, b- struktura prążkowa	sporadycznie nodule żelaziste	otoczki ilaste wewnątrz porów, wytrącenia ilasto-żelaziste w masie podstawowej	-	-
Cg	260–280	szczelinowo-masywna	pęcherzyki szczeliny, kanaliki.	rdzawo-szary pył. c/flimit =5, c/fratio = 40/60 materiał grubszy złożony głównie z kwarcu o popękanych powierzchniach ziaren, sporadycznie łyszczyki, glaukonit	nodule żelaziste o kształtach typowych, zaokrąglonych lub rozmytych	sporadycznie hypootoczki	-	-

## 6.3.2. PROFIL HUMANEC

CHARAKTERYSTYKA WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNO-CHEMICZNYCH GLEB  
PROFILU HUMANEC

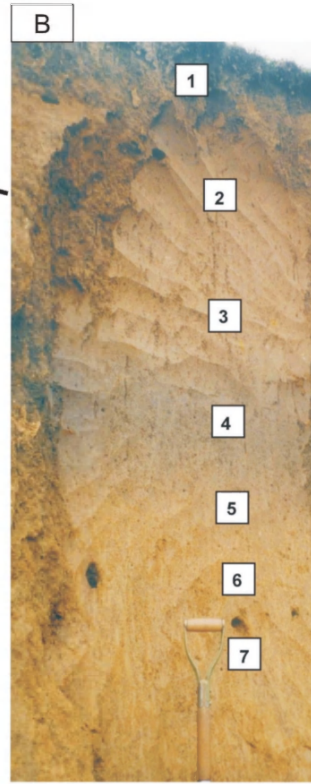
Profil Humanec, położony w podcięciu na prawym brzegu Strwiąża w odległości 1 km na wschód od miejscowości Czaple, odsłania budowę terasy 6-metrowej (ryc. 20), która jest główną terasą w tej części dna doliny Strwiąża. W profilu można wydzielić cztery ogniwa (tab. 21). Do głębokości 1,55 m występują osady pylaste z dużą ilością frakcji ilastej. Poniżej głębokości 1,55 m wzrasta w osadach ilość frakcji poniżej 0,002 mm. Na głębokości 1,55–1,9 m występuje osad mułku ilastego, w którym zawartość frakcji <0,002 mm wynosi 61,1%. Od głębokości 1,9–2,45 m występuje pył ilasty (zawartość frakcji <0,002 mm jest większa niż 40%), (tab. 22). Czwarte ogniwo nie było poddane analizom laboratoryjnym, ze względu na trudności w jego opróbowaniu. Składa się z pyłów, piasków drobnoziarnistych oraz dobrze obtoczonych drobnych żwirików.

Tabela 21. Makroskopowy opis profilu Humanec

Głębokość [cm]	Poziomy genetyczne	Próby do analiz standardowych	Próby do analiz mikromorfologicznych	Opis profilu
0–40	A	1	1 (10–30 cm)*	pył, piaszczysty, brunatny, 10YR 5/4, poziom próchniczny gleby współczesnej, zmieniony przez orkę, w środkowej części obecność odłamków cegieł, czarne i rdzawe konkracje żelaziste o średnicy ok. 1 mm, liczne korzenie trawy
40–75	ABbr	2	2 (45–65 cm)	pył, brunatny, 10YR 5/4, na głębokości 200 mm od spągu poziomu jasnoszare i szare soczewki piasku pylastego ( $\phi$ 7 – 8 mm), liczne korzenie roślin
75–135	BbrC	3	3 (85–105 cm)	pył brunatny, 10YR 4/3, w górnej części soczewki jasnoszarych piasków, liczne konkracje żelaziste
135–155	G(b?)	4	4 (135–155 cm)	pył, brunatny ciemny, 10YR 4/4, kopalny poziom glejowy (?), czarne i rude konkracje żelaziste i manganowe, w dolnej części poziomy soczewki materiału poziomu niższego G(b?)C
155–190	G(b?)C	5	5 (160–180 cm)	ił brunatny, 10YR 5/4, liczne konkracje żelaziste, występują soczewki wypełnione materiałem z poziomu wyższego
190–215	C	6	6 (195–215 cm)	pył, żółtobrunatny, 10YR 6/6, konkracje żelazisto-manganowe, soczewki piasków pylastych szarych, w niższej części żółte soczewki piasku pylastego, liczne konkracje żelaziste
215–245	C	7	7 (220–240 cm)	pył, piaszczysty, jasnobrunatny, z czarnymi plamami popiołu, ślady po kretowinach o średnicy do 80 mm, wypełnione materiałem z poziomu wyższego
245–420	C			piasek drobnoziarnisty, rdzawo-żółty, ze smugami piasku szarego o długości do 500 mm, w dolnej części poziomu zaznaczają się liczne ciemnobrunatne poświadowane smugi piaszczyste, w środkowej części warstwy wytworzone konkracje w postaci współśrodkowych pierścieni
420–520	C			piasek zagliniony, warstwowy z warstewkami, dobrze obtoczonych żwirików i piasków, obecność skorupki ślimaków

\*(10–30) – głębokości pobranych prób do analiz mikromorfologicznych





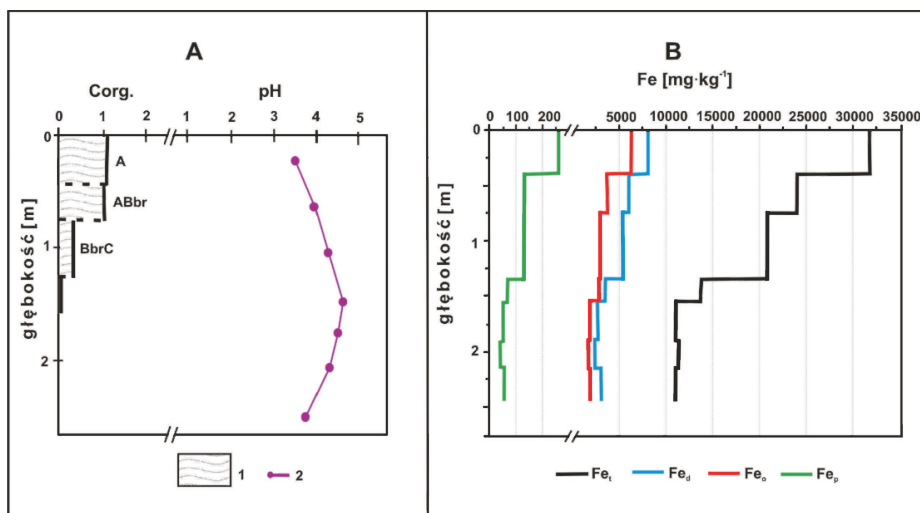
[cm]

0 - 40	A
40 - 75	Abbr
75 - 135	BbrC
135 - 155	G(b?)
155 - 190	G(b?)
190 - 215	C
215 - 245	C
245 - 420	C

Ryc. 20. Stanowisko badawcze w dolinie Strwiąża. A – widok na profil Humanec, B – profil Humanec (fot. A. Budek), C – lewy brzeg Strwiąża naprzeciwko opisywanego profilu Humanec (fot. L. Starkel)  
 1–7 – miejsca poboru próbek o nienaruszonej strukturze, 0–40, ..., 245–420 cm – poziomy, z których były pobrane próbki do analiz standardowych (tab. 20)  
 Humanec site in the Strwiąż river valley, A – view to Humanec site, B – the Humanec profile, C – the left bank of the Strwiąż river valley, opposite to describing Humanec site  
 1–7 – undisturbed blocks to micromorphological studies, 0–40, ..., 245–420 cm – horizons where samples were taken to other analyses (tab. 20)

Odczyn gleby w profilu Humanec jest kwaśny i waha się od 3,5 do 4,6 (w KCl). Do głębokości 1,9 m wartości pH rosną. Najwyższą wartość przyjmuje pH w kopalnym poziomie glejowym (Gb i GbC), następnie nieznacznie maleje. Zawartość węgla organicznego jest największa w poziomach powierzchniowych i wraz z głębokością maleje (ryc. 21A, tab. 22).

Ilość żelaza całkowitego w profilu Humanec osiąga najwyższe wartości w poziomie próchnicznym gleby współczesnej (3,1%) i następnie jego zawartość maleje wraz z głębokością w profilu (1,1%), (ryc. 21B, tab. 23). Zawartość żelaza wolnego ( $Fe_d$ ) stanowi tylko 25% żelaza całkowitego. Świadczy to o tym, że wietrzenie krzemianów przebiega mało intensywnie. Podobnie rozkładają się zawartość żelaza amorficznego ( $Fe_o$ ) i żelaza związanego z materią organiczną ( $Fe_p$ ), najwyższe ich zawartości występują w poziomach powierzchniowych i maleją wraz z głębokością w profilu glebowym (ryc. 21B, tab. 23).



Ryc. 21A. Zawartość węgla organicznego i zróżnicowanie wartości pH w profilu Humanec. 1 – Zawartość węgla organicznego w poszczególnych poziomach w %: A – próchniczny poziom gleby współczesnej, ABbr, BbrC – poziomy, w których stwierdzono nieduże zawartości węgla organicznego, 2 – wartość pH mierzone w KCl

Organic carbon content and distribution of pH in Humanec profile. 1 – organic carbon content in horizons in %: A – humic horizon of resent soil, ABbr, BbrC – subhorizons with the small content of organic matter, 2 – pH value in KCl

Ryc. 21 B – Zawartość tlenków żelaza w poszczególnych poziomach profilu Humanec.  $Fe_t$  – żelazo całkowite,  $Fe_d$  – żelazo ekstrahowane ditonitem,  $Fe_o$  – żelazo ekstrahowane szczawianem amonu,  $Fe_p$  – żelazo ekstrahowane pirofosforanem sodu  
Iron oxide content in Humanec profile.  $Fe_t$  – total iron,  $Fe_d$  – iron extracted of ditionit,  $Fe_o$  – iron extracted of ammonium oxalate,  $Fe_p$  – iron extracted sodium pyrophosphate

Tabela 22. Podstawowe właściwości fizyczne i chemiczne osadów w profilu Humanec

Hm	Głębokość	Poziom genetyczny	Piasek	Pył	łł	pH		C org.
	[cm]		[%]	[%]	[%]	[H <sub>2</sub> O]	[KCl]	
1	0–40	A	38,6	59,8	1,6	4,5	3,5	1,08
2	40–75	ABbr	28,6	61,1	10,3	5,1	3,9	1,02
3	75–135	BbrC	25,5	60,5	14,0	5,4	4,3	0,36
4	135–155	G(b)?	14,7	42,5	42,8	5,6	4,6	0,1
5	155–190	G(b)?C	10,6	28,3	61,1	5,8	4,5	0,05
6	190–215	C	11,6	41,4	47,0	5,4	4,4	0,03
7	215–245	C	14,5	45,0	40,5	4,9	3,8	0,01

Tabela 23. Zawartość tlenków żelaza i glinu w profilu Humanec

Hm	Poziom genetyczny	Głębokość [cm]	Całkowite żelazo	Wolne tlenki żelaza	Amorficzne tlenki żelaza	Tlenki żelaza związane z materią organiczną	Stopień aktywności tlenków żelaza	Stopień zwietrzenia krzemianów	Wolne tlenki glinu	Wolne tlenki manganu
			[Fe <sub>t</sub> ]	[Fe <sub>d</sub> ]	[Fe <sub>o</sub> ]	[Fe <sub>p</sub> ]			[Al <sub>o</sub> ]	[Mn <sub>o</sub> ]
		[cm]	mg·kg <sup>-1</sup>				Fe <sub>o</sub> /Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>d</sub> /Fe <sub>t</sub>	mg·kg <sup>-1</sup>	
1	A	0 – 40	31820	8083	6320	265	0,78	0,25	2502	1196
2	ABbr	40 – 75	24036	6058	3710	130	0,61	0,25	2243	833
3	BbrC	75 – 135	20803	5398	2985	130	0,55	0,26	2099	675
4	G(b)?	135 – 155	13728	3448	2850	65	0,83	0,25	1133	279
5	G(b)?C	155 – 190	11078	2668	1850	50	0,69	0,24	719	207
6	C	190 – 215	11353	2398	1720	40	0,72	0,21	728	194
7	C	215 – 245	11045	3088	1860	55	0,60	0,28	767	186

Stopień aktywności tlenków żelaza nie przekracza wartości 0,50, najwyższą wartość przyjmuje w kopalnym poziomie glejowym G – 0,83 oraz w próchnicznym poziomie gleby współczesnej A – 0,78. W pozostałych poziomach mineralnych jego wartość jest nieznacznie niższa. Świadczy to o małej aktywności związków żelaza w badanym profilu glebowym. Rozmieszczenie tlenków glinu (Al<sub>o</sub>) i manganu (Mn<sub>o</sub>) układa się w profilu podobnie, ich zawartość maleje w głąb profilu.

Tabela 24. Szczegółowy opis mikromorfologiczny profilu Humanec

Poziomy genetyczne	Głębokość [cm]	Mikrostruktura	Wolne przestrzenie	Masa podstawowa	Struktury glebowe			
					Nodule	Otoczki wypełnienia i wytrącenia	Ekskrementy	Materia organiczna
A	10-30	kanałowo-szczelinowa	biokanaliki, pęcherzyki	brunatno-szary pył, $c/f_{\text{limit}}=5$ , $c/f_{\text{ratio}}=80/20$ , głównie drobne ziarna kwarcu, o spękanych powierzchniach, sporadycznie glaukonit, miki, drobna masa o barwie pomarańczowo-rdzawej	Sporadycznie nodule żelaziste, o regularnym kształcie z ziarnami kwarcu wewnątrz	słabo widoczne wytrącenia tlenków żelaza w masie podstawowej	-	fragmenty materii organicznej raczej słabo rozłożonej
ABbr	45-65	w górnej części kanałowo-szczelinowa w dolnej porfirowa	biokanaliki, pęcherzyki,	brunatno-rdzawa glina, $c/f_{\text{limit}}=5$ , $c/f_{\text{ratio}}=80/20$ , dominują małe ziarna kwarcu, nieuporządkowane o spękanej powierzchni, sporadycznie biotyt, glaukonit, plagioklaz, b-struktura mozaikowa (cętkowa)	sporadycznie małe nodule żelaziste o zaokrąglonych kształtach	wytrącenia tlenków żelaza w masie podstawowej,	-	fragmenty bardzo dobrze rozłożonej, o czarnej barwie niekiedy widoczna struktura tkanek
BbrC	85-105	wyraźnie kanałowo-szczelinowa	biokanaliki, pęcherzyki,	jasnobrunatny pył, $c/f_{\text{limit}}=5$ , $c/f_{\text{ratio}}=60/40$ , głównie drobne ziarna kwarcu o nieregularnych kształtach, spękanej powierzchni, sporadycznie glaukonit, oliwin, miki, b-struktura, prążkowo-okoloporowa	nodule żelaziste o zaokrąglonych kształtach, niekiedy „geoidalne”	wytrącenia tlenków żelaza w masie podstawowej	-	Sporadycznie dobrze rozłożona barwy brunatno-czarnej z widoczną strukturą tkanek
G(b?)	135-155	kanałowo-szczelinowa	biokanaliki, pęcherzyki, większe kanały wypełnione materiałem grubszym	brunatny il, $c/f_{\text{limit}}=5$ , $c/f_{\text{ratio}}=20/80$ , drobne ziarna kwarcu w większości o spękanych powierzchniach, b-struktura prążkowo-okoloporowa	nodule żelaziste regularne, okrągłe o barwie przeważnie rdzawej lub ciemnobrunatnej	wytrącenia tlenków żelaza w masie podstawowej	-	-

G(b?)C	160-180	szczelinowa, sporadycznie porfirowa	komory, kanaliki, szczeliny	brunatny pył piaszczysty lub piasek gliniasty, $c/f_{\text{lim.it}} = 5$ , $c/f_{\text{ratio}} = 80/20$ , głównie ziarna kwarcu, sporadycznie minerały jak glaukonit,	wytrącenia tlenków żelaza bezstrukturalne, widoczne również makroskopowo w szlifie	wytrącenia tlenków żelaza w masie podstawowej	-	-
C	195-215	okruchowa, sporadycznie porfirowa	Komory, kanaliki,	brunatny pył, $c/f_{\text{lim.it}} = 5$ , $c/f_{\text{ratio}} = 60/40$ , głównie drobne ziarna kwarcu, sporadycznie inne minerały – łuszczyki, skalenie	podobnie jak wyżej	wytrącenia tlenków żelaza w masie podstawowej	-	-
C	220-240	okruchowa, sporadycznie porfirowa	pory, kanaliki, komory	jasnobrunatny piasek gliniasty, $c/f_{\text{lim.it}} = 5$ , $c/f_{\text{ratio}} = 80/20$ , głównie średnio otoczone ziarna kwarcu, sporadycznie inne minerały, jak glaukonit	nodule o nieregularnych kształtach	wytrącenia tlenków żelaza w masie podstawowej oraz otoczki żelazisto - ilaste wokół porów	-	-

*CHARAKTERYSTYKA STRUKTUR MIKROMORFOLOGICZNYCH PROFILU HUMANEC*

Do analiz mikromorfologicznych zostało pobranych siedem próbek, począwszy od głębokości 10 cm do 2,4 m. Według analiz mikromorfologicznych w całym profilu dominuje materiał drobnoziarnisty (poniżej 2  $\mu\text{m}$ ) i są to głównie nieregularne ziarna kwarcu. W większości powierzchni kryształów są splekane, co było spowodowane procesami wietrzeniowymi i glebotwórczymi. Ponadto występują również sporadycznie małe kryształy muskowitu, biotyту, skaleni oraz glaukonitu. W górnej części profilu w poziomach A i AB<sub>r</sub> (szlify nr 1 i 2) występuje mikrostruktura szczelinowo-kanałowa, która poniżej głębokości 1,6 m (poziom G(b)?C) przechodzi stopniowo w mikrostrukturę masywną, porfirową, słabo zmienioną przez procesy glebotwórcze (fot. 15A, B, tab. 24). Do tej głębokości występują także biokanaliki świadczące o aktywności biologicznej. Na głębokości 0,85–1,05 m zaznaczają się ślady segregacji drobnej frakcji ilastej, która znajduje się w obrębie masy podstawowej.

W szlifach wykonanych w profilu Humanec masa podstawowa jest barwy brunatno-szarej lub brunatno-rdzawej. W całym profilu bardzo dobrze widoczne są efekty procesów oksydo-redukcyjnych, które zaznaczają się w postaci licznych noduli lub hypootoczek i wytrąceń tlenków żelaza w masie podstawowej (fot. 16A, B). W górnej części profilu tlenki żelaza przyjmują kształt noduli, najczęściej o nieregularnych kształtach, natomiast od głębokości około 1,5 m (szlify nr 5, 6, 7) tlenki żelaza zabarwiają masę podstawową na kolor rdzawy, bądź też występują w postaci hypootoczek. Do głębokości około 105 cm widoczne są sporadycznie fragmenty słabo i dobrze rozłożonej materii organicznej, która może pochodzić z transportu w czasie powodzi.

Profil Humanec reprezentuje profil mady brunatnej z ciemnym poziomem na głębokości 1,35–1,55 m. W obrazie mikroskopowym warstwa ta nie posiada cech poziomu próchnicznego. Cechy mikromorfologiczne wskazują, że jest to poziom glejowy (G). Masa podstawowa jest „nasycona” tlenkami żelaza, które nadają jej rdzawo-pomarańczową barwę (fot. 16). Poniżej głębokości 2 m działalność procesów glebotwórczych jest coraz słabsza, o czym może świadczyć masywna mikrostruktura. Profil Humanec jest zatem przykładem mady brunatnej z wyraźnie wykształconym poziomem glejowym. W opisie terenowym poziom ten ze względu na ciemną, szarobrunatną barwę był określony jako kopalny poziom próchniczny (Harmata i in. 2006). Na przeciwległym brzegu Strwiąża, w okolicach Humanca występują profile z dwoma lub trzema podobnymi poziomami (por. ryc. 20C).

## 7. INTERPRETACJA GENEZY CECH MIKROMORFOLOGICZNYCH OSADÓW RÓWNIN ZALEWOWYCH W DOLINACH WISŁOKI, RADY I STRWIĄŻA

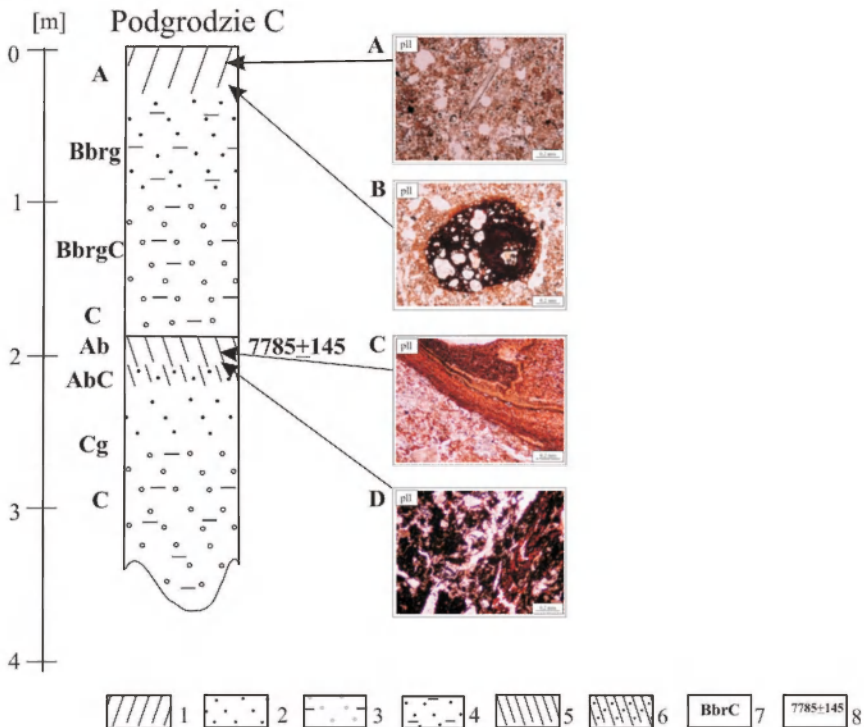
Obserwacje mikroskopowe szlifów pozwoliły na szczegółowe wydzielenie cech mikromorfolologicznych związanych z genezą poszczególnych poziomów w profilach zlokalizowanych w obrębie równin zalewowych Wisłoki, Rady i Strwiąża. Opisane cechy mikroskopowe osadów, ze względu na różne często lokalne warunki powstawania, można zaliczyć do cech lito-, pedo- lub diagenetycznych. Częstość ich występowania w szlifach zależy od intensywności procesów glebotwórczych, pod wpływem których materiał mineralny i organiczny został przekształcony. Najbardziej zmienione i w najmniejszym stopniu zachowane zostały struktury litogeniczne.

### *LAMINY POCHODZENIA LITOGENICZNEGO*

Najlepiej zachowane cechy „pierwotne” osadów występują w profilu Skołoszów 2, gdzie zarówno makroskopowo i mikroskopowo widoczne są ślady sedymentacji powodziowej (porównaj fot. 5, 6). W szlifach widoczne są cienkie laminy, które mikroskopowo różnią się między sobą stosunkiem grubego i drobnego materiału mineralnego oraz intensywnością wytrącania tlenków żelaza. Występują również nieciągłe warstewki o soczewkowym kształcie średnio uporządkowanej frakcji ilastej. Mogły one powstawać w wyniku gromadzenia się zawiesiny, wody i drobnego materiału w niewielkich zagłębieniach na powierzchni równiny zalewowej. Ponadto w profilu Skołoszów 2 na głębokości około 190–200 cm górna część poziomu próchnicznego została zaburzona i zapewne przemieszczona na niewielkie odległości przez wodę w trakcie wezbrania.

### *MIKROSTRUKTURY*

W większości szlifów wykonanych z poziomów skały macierzystej C występuje mikrostruktura masywna, pozbawiona laminacji lub kanalikowo-masywna. Występowanie kanalików i bioturbacji w tych poziomach jest odzwierciedleniem aktywności korzeni roślin i organizmów żywych. W poziomach wzbogacenia *cambic* Bbr i poziomach próchnicznych A i Ab o mniejszej zawartości węgla organicznego dominuje mikrostruktura kanalikowa, która ma charakter pedogeniczny. Natomiast w poziomach „bogatszych” w materię organiczną Oe (C organiczny około 4%, profile Podgrodzie i Skołoszów 2) występuje mikrostruktura gąbczasta (ryc. 22 D, 23 F). W poziomach, gdzie zaobserwowano inicjalne oznaki procesu lessiważu (profil Czaple, dolina Strwiąża) występuje mikrostruktura agregatowa foremnowielościenna, a opisywane szczeliny stanowią krawędzie



Ryc. 22. Profil Podgrodzie C, cechy mikromorfologiczne poziomów próchnicznych i przejściowych, obrazy w świetle przechodzącym (pll). A – świeża substancja organiczna, B – noduła żelazista z hypootoczką żelazistą, C – fragment średnio rozłożonego drewna, D – bardzo dobrze rozłożona substancja organiczna, mikrostruktura gąbczasta.

1 – próchniczny poziom gleby, 2 – pyl, 3 – glina piaszczysta, 4 – glina pylasta, 5 – kopalny poziom próchniczny, 6 – poziom mineralno-próchniczny, 7 – poziomy glebowe, 8 – daty radiowęglowe.

The Podgrodzie C site, micromorphological features of the humic horizons and the transitional horizons, plane polarized light (pll). A – fresh organic matter, B – iron nodule with iron hypocoating, C – wood fragment, moderately decomposed, D – wery vell decomposed organic matter, spongy microstructure.

1 – humic horizon, 2 – silt, 3 – sandy loam, 4 – silty loam, 5 – buried humic horizons, 6 – humic – mineral horizon, 7 – soil horizons, 8 – radiocarbon dates.

agregatów (w dostępnych powiększeniach całe agregaty nie są widoczne). W osadach mineralnych w szczególności w dolnej części profilu występuje mikrostruktura masywna, nie zmieniona przez procesy glebotwórcze (ryc. 24D).

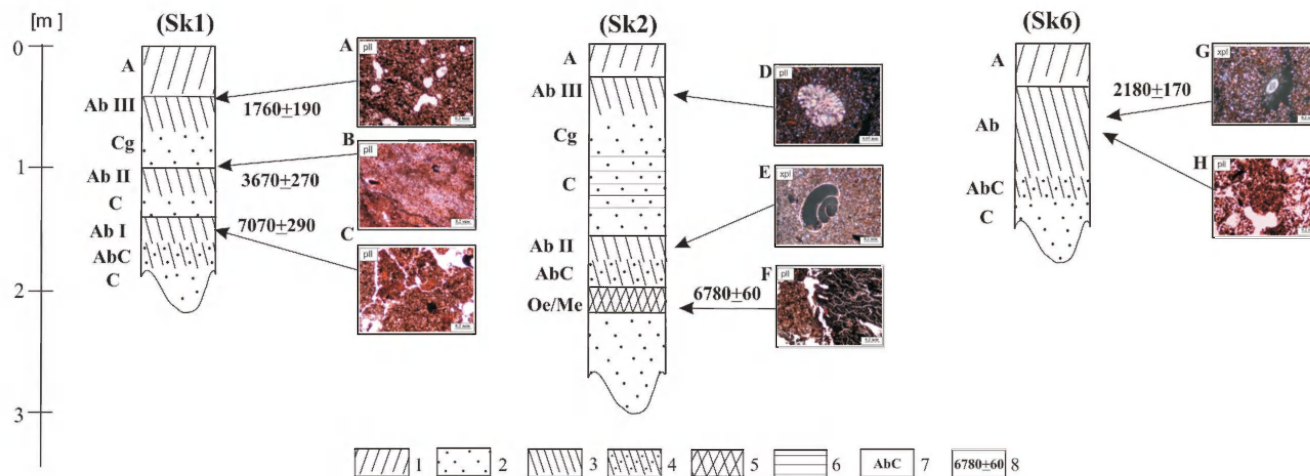


### WOLNE PRZESTRZENIE

W analizowanych profilach, w całej ich miąższości występują biokanaliki, związane głównie z aktywnością roślin współcześnie porastających równinę zalewową, na co wskazują dobrze zachowane świeże fragmenty korzeni (ryc. 22A, 23A, G, 24A). W niektórych przypadkach obecność dużej ilości kanalików o regularnych okrągłych kształtach może świadczyć również o tworzeniu się pęcherzyków powietrza w trakcie sedymentacji (Gerasimowa i in. 1992) (ryc. 23A, profil Skołoszów 1).

### WYTRĄCENIA ŻELAZA

Ze względu na oksydacyjno-redukcyjne właściwości środowiska w omawianych profilach powszechne są mikroformy żelaziste i rzadziej żelazisto-manganowe. Najczęściej spotykanymi formami koncentracji żelaza są nodule o okrągłych kształtach, określane w literaturze anglojęzycznej jako *typic* (Bullock i in. 1985), różniące się między sobą głównie wielkością, amorficzną budową wewnętrzną oraz stopniem impregnacji (ryc. 22B, 24B). W większości przypadków granice tych noduli są wyraźne. W poziomach glejowych lub oglejonych (profile Czaple i Humanec) występują nodule o nieostrych granicach. We wnętrzu noduli najczęściej występują kryształy kwarcu lub sporadycznie innych minerałów. We wszystkich profilach występują również nodule dyfuzyjne o nieregularnych i nieostrych kształtach, które powstawały *in situ*. Ich nieostry kształt związany jest z migracją związków żelaza i manganu z noduli do masy podstawowej w trakcie pedogenezy (Veneman i in. 1976; Vepraskas i in. 1994). We wszystkich analizowanych profilach występują poligenetyczne nodule dyfuzyjne opisywane jako *halo* lub *compoud*, natomiast w dolinie Rady powszechnie występują nodule składające się z koncentrycznych pierścieni (fot. 9). Istnieją dwie teorie powstania wyżej wymienionej formy. Według pierwszej z nich tlenki żelaza wytrącały się wokoło małych kanałów z korzeniami roślin w warunkach dużej wilgotności gleby (FitzPatrick 1993; McCarthy i in. 1998). Tworzenie się kilku pierścieni prawdopodobnie wynikało z faktu, że kolejne generacje korzeni zajmowały kilkakrotnie tą samą wolną przestrzeń. Natomiast według J. Siuty i T. Motowickiej (1963) wytrącanie się pierścieniowych form żelaza, tzw. nowotworów glebowych, występuje w dwu przypadkach: 1) przy zmianie składu granulometrycznego wokoło kanalików pogazowych od frakcji pyłowych do koloidalnych, 2) gdy występują rytmiczne zmiany stosunków powietrzno-wodnych w utworach zatopionych okresowo wodą. W obrębie porów w poziomach mineralnych i próchnicznych kopalnych (np. Skołoszów 2) występują powszechnie hypootoczki żelaziste i żelazisto-manganowe. Powstawanie tych form związane jest z dużym nasyceniem osadów wodą i dobrym natlenieniem materiału w obrębie porów. Niemniej jednak natlenienie osadów nie było zbyt duże, ponieważ udział wytrąceń manganowych, noduli, otoczek lub hypootoczek jest mniejszy w porównaniu ze strukturami form żelaza (Buurman 1980; MacCarthy i in.

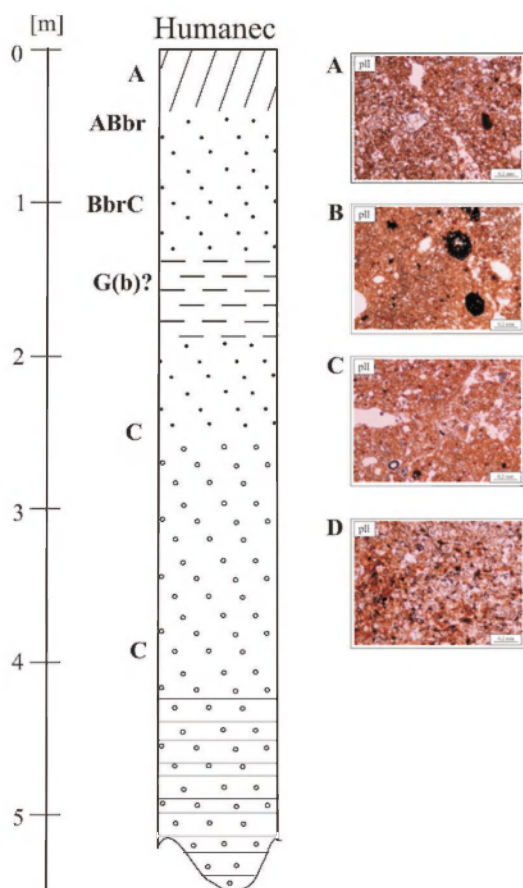


Ryc. 23. Charakterystyczne cechy mikromorfologiczne kopalnych poziomów próchnicznych i kopalnego poziomu torfu w profilach Skoloszów, obrazy w świetle przechodzącym (pll), obrazy w świetle spolaryzowanym (xpl). Skoloszów 1 (Sk 1): A – rozłożona substancja organiczna, B – granica pomiędzy poziomem próchnicznym AbII a mineralnym osadem laminowanym, C – bardzo dobrze rozłożona substancja organiczna, mikrostruktura gąbczasta (poziom AbI). Skoloszów 2 (Sk 2): D – wtórne wytrącenia węgla wapnia (poziom AbIII), E – bardzo dobrze zachowana muszla ślimaka (poziom AbII), F – mikrostruktura gąbczasta (poziom Oe/Me). Skoloszów 6 (Sk 6): G – świeża substancja organiczna, fragment korzenia (poziom Ab), H – kopalny poziom próchniczny (poziom Ab), przekształcony przez procesy współcześnie zachodzące.

1 – próchniczny poziom gleby, 2 – pył, 3 – kopalny poziom próchniczny, 4 – poziom mineralno-próchniczny, 5 – torf, 6 – osady warstwowe, 7 – poziomy glebowe, 8 – daty radiowęglowe.

The distinctive micromorphological features of the humic horizons and buried peat layer in the Skoloszów sites, plane polarized light (pll), cross polarized light (xpl). Skoloszów 1 (Sk 1): A – decomposed organic matter, B – limit among AbII humic horizon and laminated mineral deposit, C – very well decomposed organic matter, spongy microstructure (AbI horizon). Skoloszów 2 (Sk 2): D – secondary calcium carbonates (AbIII horizon), E – well preserved shell (AbII horizon), F – spongy microstructure (Oe/Me horizon). Skoloszów 6 (Sk 6): G – fresh root fragment (Ab horizon), H – buried humic horizon (Ab horizon), transform by recent soil processes.

1 – humic horizon, 2 – silt, 3 – buried humic horizons, 4 – humic-mineral horizon, 5 – peat, 6 – laminated deposits, 7 – soil horizons, 8 – radiocarbon dates.

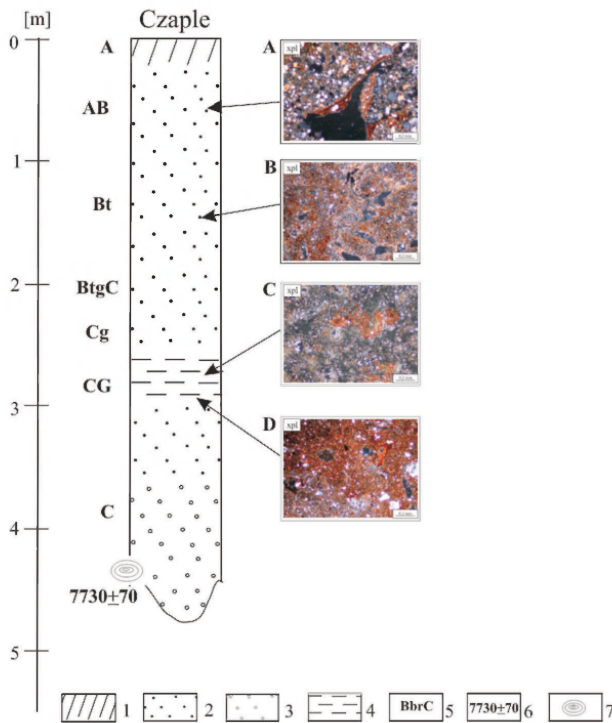


Ryc. 24. Profil Humanec, charakterystyczne cechy mikromorfologiczne poziomów mineralnych, obrazy w świetle przechodzącym (pfl). A – mikrostruktura kanalikowa, B – nodule żelaziste, C – osady mineralne nasycone związkami żelaza, bez śladów występowania substancji organicznej, D – mikrostruktura masywna  
 1 – próchniczny poziom gleby, 2 – pyl, 3 – piasek , 4 – poziomy glejowe, 5 – osady warstwowane, 6 – poziomy glebowe

The Humanec site, distinctive micromorphological features of the mineral horizons, plane polarized light (pfl). A – channel microstructure, B – iron nodules, C – mineral deposits, without organic residue, D – massive microstructure

1 – humic horizon, 2 – silt, 3 – sand, 4 – gley horizons, 5 – laminated deposits, 6 – soil horizons

1998). W przypadku profilu Czaple w dolinie Strwiąża w szlifach od głębokości około 2 m widoczna jest zarówno makroskopowo jak i mikroskopowo „marmurkowa” struktura (*patchy microstructure*, za Bullock i in. 1985). Można wydzielić strefy nasycone tlenkami żelaza o barwie rdzawej i ubogie w tlenki żelaza o barwie szarozółtej (ryc. 24C, 25C, D). Zjawisko to zależy głównie od nasycenia wodą oraz zawartości drobnych frakcji granulometrycznych (Buurman 1980). W poziomach glejowych w dolinie Strwiąża oprócz koncentracji tlenków żelaza w formie mikrostruktur o określonych kształtach występuje również nasycenie w żelazo masy podstawowej w wyniku czego przyjmuje ona barwę rdzawą i rdzawo-brunatną.



Ryc. 25. Profil Czaple, charakterystyczne cechy mikromorfologiczne poziomów glebowych, obrazy w świetle spolaryzowanym (xpl). A – Otoczka wewnątrz kanalikowa, B – ślady lessiważu, C – wytrącanie tlenków żelaza – nodule, D – wytrącanie tlenków żelaza w masie podstawowej  
1 – próchniczny poziom gleby, 2 – pył, 3 – piasek, 4 – poziomy glejowe, 5 – poziomy glebowe, 6 – daty radiowęglowe, 7 – datowany fragment drewna

The Čapli site, distinctive micromorphological features, cross polarized light (xpl). A – clay coating, B – lessive traces, C – iron precipitation – nodules, D – iron precipitation in groundmass

1 – humic horizon, 2 – silt, 3 – sand, 4 – gley horizons, 5 – soil horizons, 6 – radiocarbon dates, 7 – dating wood fragment

### PRZEMIESZCZANIE FRAKCJI ILASTEJ

Procesy przemieszczania drobnej frakcji ilastej i wytrącania w postaci wewnętrzkanalikowych otoczek ilastych zostały zaobserwowane w szlifach wykonanych z profilu Czaple (dolina Strwiąża). W niektórych przypadkach otoczki były zdeformowane i „zatopione” w masie podstawowej (ryc. 25A, B). Takie formy opisywane są w literaturze jako *papule* w obszarach zmienianych przez procesy mrozowe (Kemp 1985; Mroczek 2008). W przypadku profilów aluwialnych przyczyną deformacji i przerwania ciągłości otoczek wewnętrzkanalikowych może być transport na małe odległości w wyniku wezbrania. W niektórych przypadkach efektem transportu jest powstanie „mikro” toczenców, które są nierozróżnialne makroskopowo.

### WYTRĄCENIA KALCYTU

W analizowanych profilach w dolinie Rady osady pylaste, ze względu na swoją genezę wykazują stosunkowo dużą koncentrację węgla wapnia. Poziomy warstwowane (Skołoszów 2) oraz kopalne poziomy próchniczne (Skołoszów 1 – Abl, Abl1 i Abl11, Skołoszów 2 – Oe/Me, Skołoszów 6 – spąg profilu) są bezwęglanowe. W pozostałych szlifach można zaobserwować wtórne wytrącenia kalcytu, głównie jako otoczki i hypootoczki oraz wypełnienia porów (ryc. 23D). Formy te są pochodzenia pedogenicznego (Becze-Deak i in. 1997; Mroczek 2008). W spągowej części profilu Skołoszów 6 formą wykształcenia  $\text{CaCO}_3$  jest tło mikrytowe, którego pochodzenie jest najprawdopodobniej litogeniczne. Sporadycznie tło mikrytowe występuje również w poziomach mineralnych w górnej części profilu Skołoszów 2. W profilach w dolinie Rady ze względu na dużą ilość znajdujących muszli ślimaków, głównie w profilu Skołoszów 2, wykonywane były analizy malakologiczne. W szlifach najlepiej zachowane muszle występowały w profilach Skołoszów 2 i Skołoszów 6. W większości przypadków były one nie zniszczone i nie wypełnione otaczającym materiałem mineralno-próchnicznym (ryc. 23E).

### MATERIA ORGANICZNA

W analizowanych profilach materia organiczna występuje w różnych formach, jako świeża w biokanalikach, amorficzna, dobrze rozłożona z zachowaną strukturą tkanek roślinnych i w formie węgielków (ryc. 22A, C, D; 23A, C, G, H). W poszczególnych poziomach widoczne są struktury pozwalające na wyróżnienie amorficznej materii organicznej przyniesionej w czasie wezbrania (Skołoszów 2) (ryc. 23B) i akumulowanej *in situ* w trakcie pedogenezy (Podgrodzie, Skołoszów 1, 2, 6). W kopalnych poziomach Oe opisanych w Podgrodzie i Skołoszowie 2 występuje mikrostruktura gąbczasta, którą tworzy tylko amorficzna próchnica bez widocznych ziaren mineralnych (zawartość C organicznego około 4%). Szczeliny w tych poziomach często wypełnione są materiałem mineralno-próchnicznym, który mógł być przyniesiony przez wodę w czasie wezbrania (ryc. 23F). Kopalne poziomy próchniczne Ab, w dolinach Wisłoki

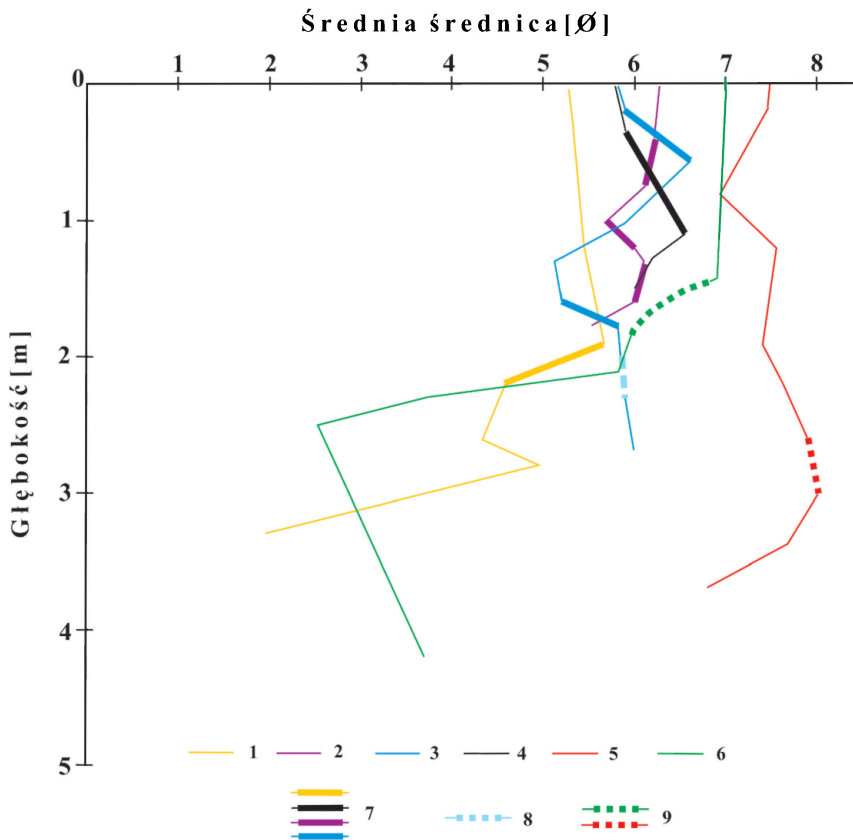
i Rady występują na niedużych głębokościach, dlatego też często stwierdzane są w nich świeże lub słabo rozłożone fragmenty korzeni roślin, w obrębie których występują ekskrementy fauny glebowej. W poziomach próchnicznych (Skołosów 1, 2) występują kanaliki – korytarze wędrówek dżdżownic z wypełnieniem częściowym i ciągłym. To ostatnie jest interpretowane jako skutek kompaktacji wypełnień fekalnych, które były przekształcane przy nadmiernym uwilgotnieniu osadu (Coutry, Fedoroff 1985).

## 8. DZIAŁALNOŚĆ RZEKI I ROZWÓJ PROFILU GLEBOWEGO W OBREBIE RÓWNIINY ZALEWOWEJ NA PRZYKŁADZIE STANOWISK W DOLINIE WISŁOKI, RADY I STRWIAŻA

Szczegółowa analiza paleopedologiczna osadów budujących równiny zalewowe w dolinach przedpola Karpat pozwala rzucić światło na zapis zjawisk zachodzących w holocenie.

Profil w Podgrodziu reprezentuje osady mineralne stożka potoku Maga, złożone na pograniczu okresów borealnego i atlantyckiego, w czasie licznych jego wezbrań (Niedziałkowska i in. 1977; Niedziałkowska 1991; Czyżowska, Starkel 1996). Wierzchnią warstwę (30 cm) stanowi poziom próchniczny (A) gleby. Poniżej, do głębokości 1,1 m, w osadzie zaznaczają się procesy brunatnienia (głębokość 0,3–0,9 m – Bbrg i 0,9–1,1 m BbrgC), które według definicji mady (*Systematyka Gleb...* 1989) są dowodem na to, że obszar ten nie był przez dłuższy okres czasu zalewany i nadbudowywany. Gleba ta rozwijała się z osadu złożonego z naprzemianległych warstw piaszczystych i pylastych (Mz = 3,7–4.4φ), zalegających do głębokości 1,9 m. Osad ten ma barwę sinoszarą z licznymi rdzawymi kongrecjami żelazistymi. Proces sedymentacji przebiegał szybko, o czym świadczą zachowane struktury sedymentacyjne, niezniszczone przez współczesne procesy glebotwórcze. Na głębokości 1,9–2,0 m występuje kopalny poziom próchniczny (Ab), z dużą zawartością materii organicznej (około 4%) (porównaj tab. 1 i 2). W składzie mineralnym tego poziomu jest duża domieszka frakcji piaszczystej z przewagą zaokrąglonych ziaren kwarcu. Można przyjąć, że w tym okresie przy braku dostawy panowały tu dogodne warunki do tworzenia poziomu próchnicznego, którego wiek na podstawie datowań <sup>14</sup>C określono na wczesnoatlantycki – 7785±145 lat BP (Niedziałkowska i in. 1977). Stopień rozkładu materii organicznej i miąższość tego poziomu może świadczyć, o tym że jej przyrost i rozkład następował w warunkach hydromorficznych. W strefie granicznej pomiędzy poziomem mineralnym i kopalnym próchnicznym (Ab) obserwowane były fragmenty drewniaków, które ze względu na ich poziome ułożenie należy uznać za naniesione w czasie powodzi.

Poniżej głębokości 2,0 m występują poziomy akumulacji osadów mineralnych o średniej średnicy około 4φ (ryc. 26), w których duża ilość widocznych już makroskopowo rdzawych kongrecji żelaza może świadczyć o sprzyjających warunkach oksydo-redukcyjnych. Bezpośrednio pod poziomem próchnicznym ilość materii organicznej jest niewielka i występuje ona głównie w postaci zacieków po korzeniach. W spągowej części profilu występują przewarstwienia piaszczysto-ilaste z horyzontalnie ułożonymi drewniakami oraz śladami procesów



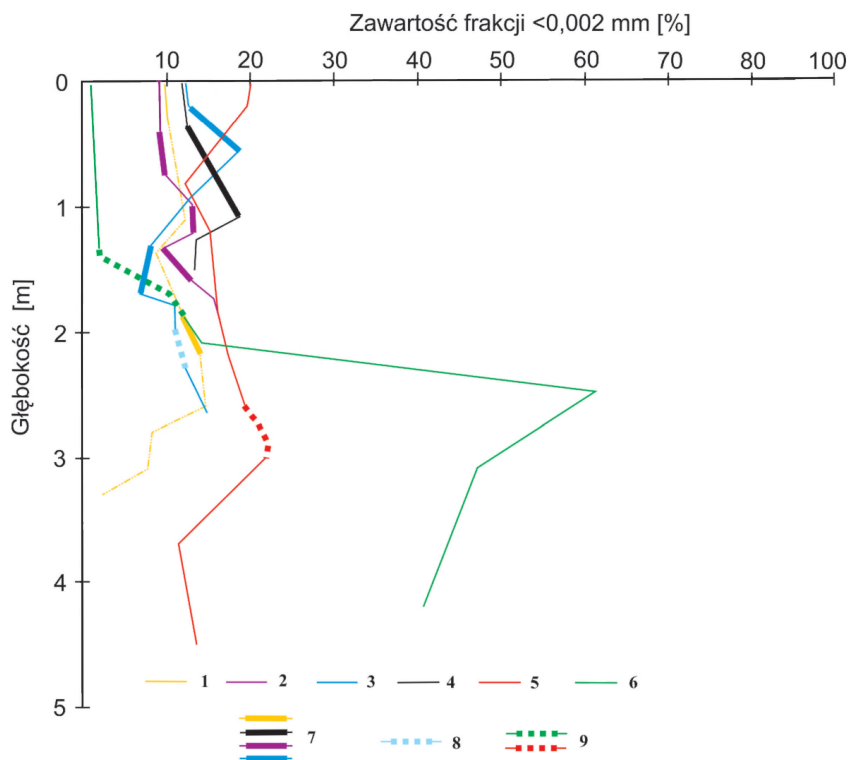
Ryc. 26. Średnia średnica ziaren (Mz) w badanych profilach, wraz z kopalnymi poziomami próchnicznymi i mineralnymi (glejowymi)

1 – Podgrodzie, 2 – Skołoszów 1, 3 – Skołoszów 2, 4 – Skołoszów 6, 5 – Czaple, 6 – Humanec, 7 – kopalne poziomy próchniczne w profilach Podgrodzie, Skołoszów 1, 2 i 6, 8 – poziom torfu w profilu Skołoszów 2, 9 – poziomy glejowe w profilach Czaple i Humanec

Mean size (Mz) in analyzed sites with buried humic and mineral (glay) horizons

1 – Podgrodzie, 2 – Skołoszów 1, 3 – Skołoszów 2, 4 – Skołoszów 6, 5 – Czaple, 6 – Humanec, 7 – buried humic horizons in Podgrodzie, Skołoszów 1, 2 i 6 profiles, 8 – peat layer in Skołoszów 2 profile, 9 – gley horizons in Čapli and Humanec profiles





Ryc. 27. Zawartość frakcji poniżej 0,002 mm w badanych profilach, wraz z kopalnymi poziomami próchnicznymi i mineralnymi (glejowymi)

1 – Podgródzie, 2 – Skołoszów 1, 3 – Skołoszów 2, 4 – Skołoszów 6, 5 – Czaple, 6 – Humanec, 7 – kopalne poziomy próchniczne w profilach Podgródzie, Skołoszów 1, 2 i 6, 8 – poziom torfu w profilu Skołoszów 2, 9 – poziomy glejowe w profilach Czaple i Humanec

0,002 mm fraction content in analyzed sites with buried humic and mineral (gley) horizons  
 1 – Podgródzie, 2 – Skołoszów 1, 3 – Skołoszów 2, 4 – Skołoszów 6, 5 – Czaple, 6 – Humanec, 7 – buried humic horizons in Podgródzie, Skołoszów 1, 2 i 6 profiles, 8 – peat layer in Skołoszów 2 profile, 9 – gley horizons in Čapli and Humanec profiles

glejowych. Miąższość stwierdzanych w profilu stożka w Podgrodzie poziomów próchnicznych jest niewielka, zatem przerwy w sedimentacji powodziowej były krótkotrwałe (Czyżowska 1997).

W osadach aluwialnych profilu Podgrodzie C zawartość frakcji ilastej (poniżej 0,002 mm) jest mała, od około 8 do 14%. Nieznaczny wzrost zawartości drobnej frakcji występuje na głębokości 2,0–2,2 m w poziomie AbC, oraz poniżej w poziomie Cg do głębokości 2,6 m (ryc. 27).

W Podgrodziu, zatem występuje profil współczesnej mady brunatnej z kopalnym poziomem próchnicznym. Profil jest typowy dla gleb powstałych w obrębie równin zalewowych, gdzie występują poziomy zmienione przez procesy glebotwórcze, widoczne przede wszystkim w obrazie mikroskopowym, jako warstwa biologicznie czynna (biokanaliki). W profilu nie zaznaczają się jednak procesy lessiwazu, czyli przemieszczania drobnej frakcji ilastej. W materiale macierzystym tej gleby (Cg, głębokość 1,1–1,9 m) można zaobserwować wyraźną laminację powodziową, której nie zmieniły procesy glebotwórcze.

Stanowiska w dolinie Rady reprezentują odmienne warunki sedimentacji i rozwoju poziomów próchnicznych i mineralnych. Z wcześniej prowadzonych badań wynika, że około 7000–6800 lat PB (Kalicki 1998, 2000) zaczęła się akumulacja materiału mineralno-organicznego. Osady organiczne mają charakter wypełnienia starorzecza. Pierwszy, najniższy kopalny poziom próchniczny (Ab I), datowany w profilu Skołoszów 1 na 7070±290 lat BP, kontynuuje się w odsłonięciu w dolinie Rady, a następnie w profilu Skołoszów 2 przechodzi w osad torfu (Oe/Me, I), datowany na 6780±60 lat BP. Duży wpływ na kształtowanie procesów glebotwórczych miała woda, czego dowodem są stwierdzone przez A. Sańko tanatocenozy środowisk wilgotnych i błotnych (Kalicki, Sańko 1998). W obrazie mikroskopowym materia organiczna jest bardzo dobrze rozłożona i posiada charakterystyczną mikrostrukturę gąbczastą. Wewnątrz spękań i wolnych przestrzeni znajduje się ilasto-pylasty materiał mineralny, który mógł być dostarczany w czasie wezbrania.

Środkowy kopalny poziom próchniczny (Ab II) w profilu Skołoszów 1 datowany na 3670±270BP tworzył się w bardziej suchych warunkach, czego dowodem są wtórne wytrącenia kalcytu. Według badań rosyjskich (Gerasimowa 2003), wtórne wytrącenia kalcytu w poziomie próchnicznym widoczne w obrazie mikroskopowym są typowe dla czarnoziemów, które tworzą się pod roślinnością lasostepu. Przykrycie i fosylizacja tej gleby musiała być związana z gwałtownymi powodziąmi, ponieważ na granicy pomiędzy kopalnym poziomem próchnicznym a warstwowanymi osadami mineralnymi występuje strefa rozmycia materiału organicznego i przemieszczania go z przyniesionym przez powódź osadem mineralnym (por. ryc. 23B).

W okresie rzymskim (1760±190 lat BP) trzeci wyróżniany poziom próchniczny (Ab III) został przykryty przez osady mineralne. Początkowa faza zalewania przez wody powodziowe zostawiła ślady widoczne pod mikroskopem w postaci

rozmyć materiału próchniczno-mineralnego. Od około 1000 lat w wyższym włożeniu (por. ryc. 9A), którego profile nie były objęte badaniami mikromorfologicznymi, akumulowane były osady mineralne, przeważnie frakcji pylastej.

W profilu Skołoszów 6, kopalny poziom próchniczny ma dużą miąższość i tworzył się on przez kilka tysięcy lat, prawdopodobnie równoległe z dwoma (Ab II i Ab III) kopalnymi poziomami wyróżnianymi w profilach Skołoszów 1 i Skołoszów 2, które zostały rozdzielone osadami mineralnymi przyniesionymi w czasie wezbrań. Cechy mikromorfologiczne kopalnego poziomu próchnicznego Ab I – Skołoszów 1 i poziomu torfu Oe/Me w profilu Skołoszów 2 nie pozwalają na uznanie tej samej genezy kopalnego poziomu próchnicznego Ab w profilu Skołoszów 6 (ryc. 23 A–H). Analizy malakologiczne składu gatunkowego ślimaków oraz analizy mikromorfologiczne osadu dowodzą, że w profilu Skołoszów 6 kopalny poziom próchniczny formowany był w warunkach stepowych i posiada cechy poziomu mollic w czarnoziemach (duża zawartość węgla organicznego oraz wtórne wytrącenia kalcytu) (Gerasimowa i in. 1992). Dlatego też, ze względu na wyżej wymienione właściwości i brak cech świadczących o hydromorficznym środowisku tworzenia się, poziom ten mógł kształtować się od okresu subborealnego (na co wskazuje wykształcenie się poziomu Ab II w profilu Skołoszów 1) do okresu rzymskiego (data stropowej części kopalnego poziomu próchnicznego 2180±170 lat BP – Skołoszów 6).

W dolinie Strwiąża analizowano profile Humanec i Czaple w obrębie terasy 5–6-metrowej.

W profilu Czaple położonym na lewym brzegu Strwiąża na osadach korytowych (Mz = 4,5φ) były deponowane osady wypełnienia starorzecza, datowane na 3000 lat BP. Utwory te charakteryzują się drobnieniem ziaren ku stropowi (Mz od 7 do 6φ), (ryc. 26). Na nich spoczywa osad facji pozakorytowej drobno- i średnio-ziarnisty (Mz = 6,08 – 6,60φ), bardzo dobrze wysortowany ( $\delta = 0,2\phi$ ). Na powierzchni w okolicach badanego profilu znajdowane były artefakty datowane archeologicznie na okres późnorzymski. Cała sekwencja osadów zbudowana jest głównie z pyłu (por. tab. 18). W profilu tych sedymentów pomimo niewielkiej zawartości łu koloidalnego, zaznaczają się procesy lessiwazu. Wewnątrz porów, kanalików i spękań występują cienkie otoczki łu i drobnego pyłu (porównaj ryc. 25A, B). Zaznaczający się w profilu proces przemieszczania drobnej frakcji pozwala zaklasyfikować powstałą glebę jako glebę płową. W całym profilu materiał jest przekształcony przez procesy glebotwórcze i dlatego nie zachowało się wyraźne warstwowanie osadu. Występujący na głębokości 2,6–3 m ciemniejszy poziom wyznacza strefę intensywnych procesów glejowych, związanych prawdopodobnie z ilasto-pylastym osadem wypełnienia starorzecza. Poziom glejowy jest dowodem na dogodne warunki oksydo-redukcyjne przez na przykład podniesienie poziomu wody gruntowej.

Dolną część osadów w profilu Humanec budują aluwia średnioziarniste (Mz do 5,5φ), natomiast na głębokości 1,6–1,90 m (por. tab. 22) deponowany był materiał wypełnienia starorzecza, który wykazuje drobnienie ku stropowi (Mz = 5,6–7,3φ), (ryc. 26). Na głębokości 1,35 do 1,90 m występują ślady intensywne procesów oksydo-redukcyjnych, jak obserwowane makroskopowo kongrecje żelaziste, dlatego też można stwierdzić, że poziom ten ma charakter poziomu glejowego. Osady wypełnienia starorzecza zostały przykryte (od 1,60 m) ogniwem facji pozakorytowej składającej się z gliny piaszczystej (Mz = 5,5φ). W profilu Humanec procesy iluwialnego przemieszczania drobnej frakcji zaznaczają się bardzo słabo. Dominują w całym profilu cechy procesu brunatnienia. Profil Humanec reprezentuje profil mady brunatnej z poziomem glejowym. Poziom ten (1,35–1,55 m), co potwierdziły badania mikromorfologiczne nie posiada cech poziomu próchnicznego. Osady występujące poniżej głębokości 2 m są w coraz to mniejszym stopniu zmienione przez procesy glebotwórcze.

Badane profile aluwiiów w dolinie Strwiąża charakteryzują się dwudzielnością. W ich dolnej części zachodziła sedimentacja facji korytowej w dynamicznym środowisku płynącej rzeki (Mz = 2–4,5φ). W górnej ich części sedimentowane były osady facji pozakorytowej, drobno i średnioziarniste (Mz = 5–7,5φ) bardzo dobrze i dobrze wysortowane ( $\delta = 0,1–0,55\phi$ ). Ponadto obserwuje się drobnienie deponowanego materiału w profilach postępując w dół biegu Strwiąża (Harmata i in. 2006). Zapisane w profilu Humanec efekty procesu brunatnienia dowodzą, że mada na tym stanowisku przez długi czas nie była nadbudowywana (*Systematyka Gleb...* 1989).

W dolinach Wisłoki (profil Podgrodzie) i Rady (profile Skołoszów 1, 2, 6) kopalne poziomy próchniczne rozwijały się w warunkach dużej wilgotności. Efektem tego jest powstanie mięszszych poziomów o ciemnej barwie, których charakterystyczną cechą jest obecność rozłożonej materii organicznej (por. fot. 3, 4, 8). W profilach Czaple i Humanec ciemne poziomy nie mają cech poziomów próchnicznych, ale są poziomami glejowymi, które również rozwijały się w warunkach dużej wilgotności, w obrębie osadów mineralnych, w których zachodziły intensywne procesy oksydo-redukcyjne.

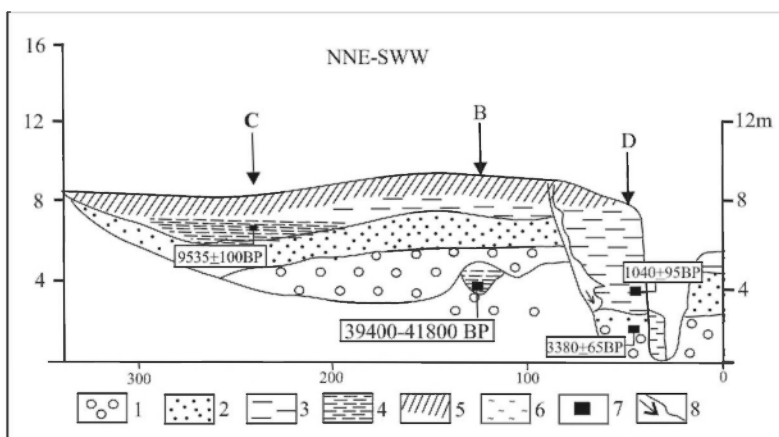
Od dłuższego czasu profile gleb w Podgrodziu, Czaplach i Humancu nie były nadbudowywane przez osady powodziowe. Dlatego zostały one w znacznym stopniu zmienione przez procesy glebotwórcze, takie jak brunatnienie – Podgrodzie i Humanec, czy lessiważ – Czaple. W profilach gleb w dolinie Rady również współcześnie tworzą się mięszsze poziomy próchniczne, z dobrze rozłożoną materią organiczną. Zarówno kopalne poziomy próchniczne jak i współczesne posiadają cechy mikromorfologiczne charakterystyczne dla poziomów *mollic* w czarnoziemach. W dolinie Rady tworzyły się mady próchniczne, natomiast na pozostałym obszarze występują czarnoziemy (Borowiec 1972), zatem panujące tu warunki środowiska sprzyjały powstaniu mięszszych poziomów próchnicznych.

## 9. DYSKUSJA I PODSUMOWANIE

Profile aluwiów w dolinach Wisłoki, Rady i Strwiąża reprezentują gleby aluwialne – mady, których charakterystyczną cechą jest budowa warstwowa. Występują zarówno poziomy wyraźnie zmienione przez procesy glebotwórcze jak i poziomy z zachowaną laminacją powstałą w czasie powodzi.

Rejestrowane kopalne poziomy próchniczne powstały *in situ* w czasie przerw w sedymentacji powodziowej, o czym świadczą cechy mikromorfologiczne (brak śladów transportu i segregacji materiału).

Po okresie wzmożonej aktywności rzek na początku okresu atlantyckiego (porównaj ryc. 3) nastąpiła stabilizacja warunków środowiska, a co za tym idzie zmniejszyła się intensywność zatapiania równin zalewowych, zaistniały sprzyjające warunki do tworzenia się poziomu próchnicznego. Najstarsze poziomy próchniczne (Ab) datowane zostały na okres atlantycki: w Podgrodziu (7785±145 lat BP) w Skołoszowie 1 (7070±290 lat BP) oraz poziom torfu w Skołoszowie 2 (6780±60 lat BP).



Ryc. 28. Przekrój osadów w dolinie Wisłoki – profil Brzeźnica (wg Kowalkowski, Starkel 1977)

1 – żwiry, 2 – piaski, 3 – mulki, 4 – mulki organiczne, 5 – poziom gleby współczesnej, 6 – współczesne osady aluwialne, 7 – daty radiowęglowe, 8 – osady koluwalne

Section across the Wisłoka valley – Brzeźnica profile (wg Kowalkowski, Starkel 1977)

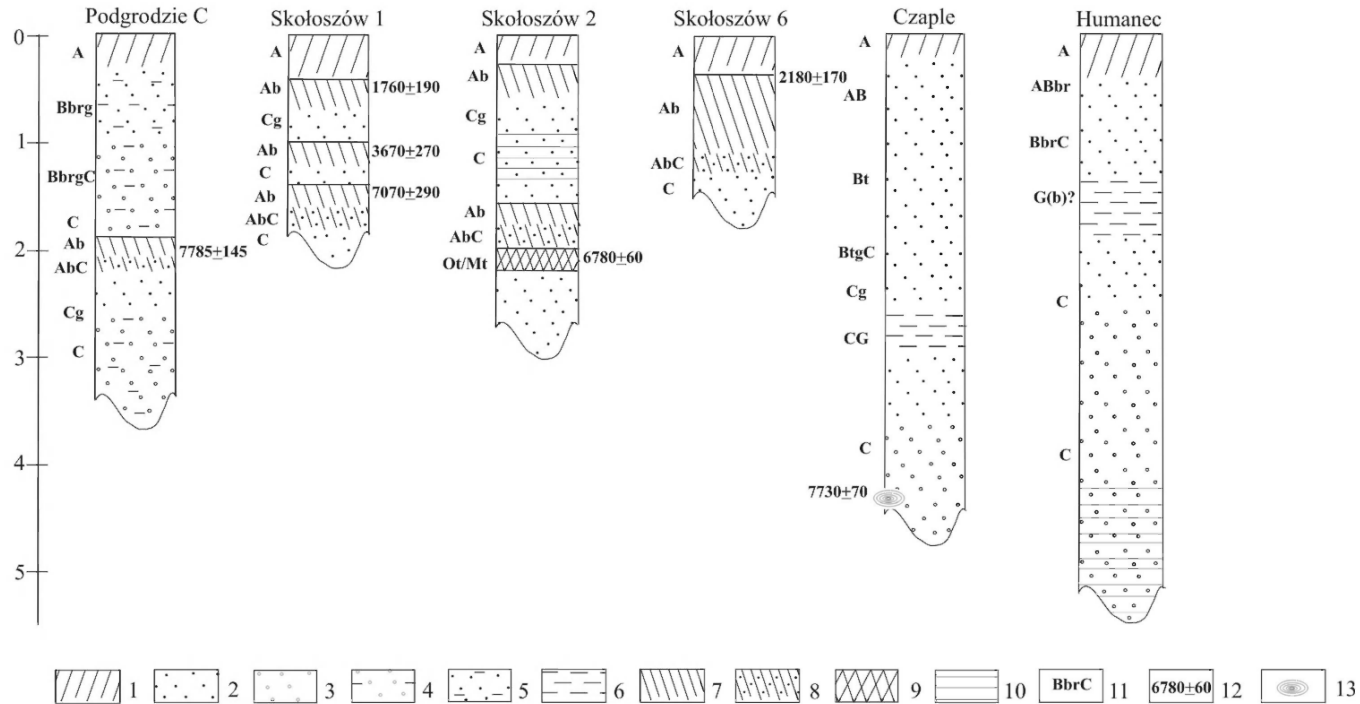
1 – gravels, 2 – sands, 3 – clay, 4 – organic clay, 5 – recent soil horizon, 6 – recent alluvial deposits, 7 – radiocarbon dates, 8 – colluvial deposits

Starszy kopalny poziom próchniczny, rozwinięty na torfie, został opisany w starorzeczu Wisłoki – w profilu Brzeźnica i datowany był na okres preborealny (9535±100 lat BP), (Kowalkowski, Starkel 1977) (ryc 28). W odróżnieniu od profilów w Podgrodziu i Skołoszowie, gdzie kopalne poziomy mają wyraźne cechy poziomów powstałych *in situ*, w odsłonięciu w Brzeźnicy, w poziomach próchnicznych widoczne były struktury świadczące o allochtonicznym pochodzeniu, nie zmienione przez procesy glebotwórcze.

W profilach w Skołoszowie (Skołoszów 1 i Skołoszów 2) wyróżnione zostały jeszcze dwa młodsze kopalne poziomy próchniczne, o cechach podobnych do poziomów *mollic* w czarnoziemach (por. Rittweger 2000). W profilu Skołoszów 1 datowane one były na okres subborealny (3670±270 lat BP) i subatlantycki (1760±190 lat BP) (ryc. 29, por ryc. 23 A–H), czego dowodem jest duża zawartość materii organicznej oraz wtórne wytrącenia kalcytu. Czarnoziemy na tym obszarze powstawały w okresie subborealnym na obszarach porośniętych przez roślinność podobną do formacji lasostepu (Kalicki, Sańko 1998; Sańko i in. 1998), znaną z innych obszarów Europy Środkowej (Borowiec 1972; Łożek 1991).

W okresie subborealnym procesy pedogenetyczne (Skołoszów 1, 2) zostały przerwane przez częste powodzie. Zaznaczyło się to wyraźnie w profilu przez pojawienie się osadów warstwowych, zupełnie nie zmienionych przez procesy glebotwórcze. Kolejna przerwa w sedymentacji odnosi się już do okresu subatlantyckiego. Profil Skołoszów 6 ma miększy kopalny poziom próchniczny, który również posiada cechy poziomu *mollic*, o czym świadczą wtórne wytrącenia kalcytu. Poziom ten nie posiada cech, które świadczyłyby o namyciu materii organicznej przez wody z obszarów przyległych w czasie powodzi.

W niedalekim sąsiedztwie profilów w Skołoszowie, w głębi lessowej Wysoczyzny Kańczuckiej w głównej dolinie Mlecзки, w aluwiach zostały również stwierdzone kopalne poziomy torfowe i próchniczne, które były datowane najstarszy na 7380±90 lat BP, poziom środkowy, zbudowany z kilku nieciągłych warstw próchnicznych na okres 4710±80BP – 3280 lat BP i najmłodszy na okres późnorzymski 1760±90 BP – 1320 ±100 lat BP. W małych dopływach sedymentacja jest znacznie młodsza i poziom organiczny datowany na 840±80 lat BP jest najstarszy (Klimek i in. 2006). W okolicach Stubna (dolina Sanu) zostały stwierdzone mułki z materią organiczną, datowane na przełom vistulianu i holocenu, przykryte kompleksem torfów, który został przykryty przez osady mineralno-próchniczne datowane na 6900 lat BP (podobnie jak w profilu Skołoszów 2 w dolinie Rady). Sedymentacja drobnego, pylastego materiału wiązana jest z pojawieniem się osadnictwa neolitycznego i działalnością rolniczo-pasterską człowieka. Następnie terasa była nadbudowywana głównie materiałem ilastym, w wyniku depozycji materiału drobnego w czasie kolejnych wezbrań (Nogaj-Chachaj i in. 1999).



Ryc. 29. Schemat budowy profili w dolinie Wisłoki (Podgrodzie), Rady (Skołoszów 1, 2, 6), Strwiąża (Czaple, Humanec)  
 1 – poziom próchniczny gleby współczesnej, 2 – pył, 3 – piasek, 4 – glina piaszczysta, 5 – glina pylasta, 6 – poziomy glejowe,  
 7 – kopalny poziom próchniczny, 8 – poziom mineralno-próchniczny, 9 – torf, 10 – osady warstwowane, 11 – symbole  
 poziomów genetycznych, 12 – daty radiowęglowe, 13 – datowany pień drzewa

The schema of profiles in the Wisłoka valley (Podgrodzie), the Rada valley (Skołoszów 1, 2, 6), the Strwiąż valley (Czaple, Humanec)  
 1 – humic horizon, 2 – silt, 3 – sand, 4 – sandy loam, 5 – silty loam, 6 – gley horizons, 7 – buried humic horizons, 8 – humic–mineral  
 horizons, 9 – peat, 10 – laminated deposits, 11 – genetic soil horizons, 12 – radiocarbon dates, 13 – dated tree trunks

W dolinie Strwiąża na stanowiskach w Czaplach i Humanecu procesy glebotwórcze zachodziły równocześnie z bardzo powolnym nadbudowywaniem w trakcie powodzi i doprowadziły do wykształcenia miększych profilów, w których dominowały procesy brunatnienia i lessiważu (płowienia). Procesy glebotwórcze „zatarły” pierwotną warstwową budowę profilu.

W profilu Humanec dominowały procesy brunatnienia, iluwialne przemieszczanie się frakcji ilastej występuje sporadycznie.

W profilu Czaple widoczny jest proces iluwialnego przemieszczania frakcji ilastej i drobnej frakcji pylastej w postaci otoczek wewnątrz kanalików. Proces ten doprowadził do wytworzenia się gleby płowej. Dlatego też w profilu Czaple, gdzie najstarsze daty z osadu pochodzą ze schyłku okresu subborealnego, a najmłodsze daty (na podstawie artefaktów znajdujących na powierzchni) z okresu późnorzymskiego świadczą o tym, że procesy lessiważu (płowienia) zachodziły w okresie subatlantyckim, przy równoczesnym powolnym nadbudowywaniu w czasie powodzi.

Analizując wiek i krótki czas tworzenia się gleby płowej w Czaplach można stwierdzić, że schemat rozwoju pokrywy glebowej przedstawiony przez W. Schirmera (1991) dla doliny Menu nie może być akceptowany w przypadku doliny Strwiąża. Autor ten wyznaczył wczesny holocen, jako okres kiedy warunki środowiska sprzyjały rozwojowi procesu lessiważu (płowienia) a tym samym uznał, że warunki środowiska w szczególności klimat, w starszym holocenie były najkorzystniejsze do powstania gleb płowych. Z badań przeprowadzonych w dolinie Strwiąża (profil w Czaplach) wynika, że w dużym stopniu o tempie i kierunku procesów glebotwórczych decydują lokalne warunki, jak skała macierzysta, jej właściwości, lokalne warunki klimatyczne, czy szata roślinna. W dolinie Menu warunkowały one tworzenie się określonych typów gleb np. rędzin i pararędzin związanych z węglanowym podłożem, związanych przez Schirmera z okresem ostatnich 3000 lat. Natomiast w dolinie Strwiąża lokalne warunki klimatyczne w młodszym holocenie (okres późnorzymski) sprzyjały rozwojowi procesów lessiważu (płowienia) (profil Czaple) i brunatnienia (Humanec), a w dolinie Rady tworzenia miększych poziomów próchnicznych (*mollic*).

W profilach w dolinie Strwiąża ciemnostalowobrunatne poziomy gejoye sugerujące obecność kopalnych poziomów próchnicznych, rejestrują okresy wyższego poziomu wody gruntowej, a ich lokalizacja w profilu może być związana z występowaniem mniej przepuszczalnych poziomów w aluwialnych facjach pozakorytowej. Niemniej jednak miąższość tych poziomów nie wyznacza dokładnie zasięgu poziomu wody gruntowej, ponieważ procesy osydo-redukcyjne mogły zachodzić również powyżej w wyniku podsiąkania wody przez pęknięcia, pory i inne wolne przestrzenie w osadach aluwialnych (Buurman 1980). Wyróżniane poziomy gejoye nie mogą być zatem poziomami reperowymi służącymi do określenia wieku mady (przerwa w sedymentacji powodziowej), gdyż procesy



glejowe mogą zachodzić również w sytuacji, kiedy miąższość profilu nie zwiększa się w wyniku sedymentacji aluwialnej. Natomiast poziomy glejowe, które występują nad Strwiążem 2–3 w jednym profilu (por. ryc. 20 c) rejestrują dłuższe okresy utrzymywania się podobnego zwierciadła wód gruntowych i mogłyby służyć do rekonstrukcji zmian położenia koryta rzeki, jego pogłębiania i agradacji.

W okolicach miejscowości Jazy na prawym brzegu Strwiąża, w osadach rzecznych stwierdzono kompleks poziomów mineralnych ze słabo zachowanymi śladami sedymentacji powodziowej. W początkowej fazie badań na podstawie datowań radiowęglowych wywnioskowano, że profil w Jazach reprezentuje sedymentację jaka zachodziła w holocenie, ponieważ wkładka mułków z materiałem organicznym znaleziona w spągu profilu została wydatowana na  $9820 \pm 350$  lat BP, a fragment drewna na  $11\,340 \pm 140$  lat BP (Budek, Starkel, Jacyszyn 2006). Późniejsze badania kilku profili wykazały, że wiek aluwiiów jest znacznie młodszy. Natomiast koryto było docinane kilkakrotnie do podobnej co obecnie głębokości. Młodsze rozcięcia zostały wydatowane na podstawie pni drzew znajdujących w osadach korytowych na 3700–3300 lat BP, a działalność rzeki została ponownie ożywiona po okresie rzymskim, kiedy to w starorzeczach następowała sedymentacja ilów. Następne datowane pnie drzew zagrzebane w piaszczystych osadach powodziowych pochodzą z VI–VIII wieku A.D. Najmłodszy pień z XI wieku A.D. został zasypany i znaleziony w osadach pozakorytowych gdy prawdopodobnie równina zalewowa była już wówczas rozcinana (Gębica i in. 2008; Starkel i in. 2009). Pogłębianie koryta było późniejsze niż w Czaplach, gdzie osadnictwo w dnie doliny jest datowane na okres późnorzymski (Starkel 1997). Wykonane w Jazach badania mikromorfologiczne udokumentowały występowanie trzech poziomów z większą zawartością substancji organicznej, która w dużej mierze mogła być przetransportowana w czasie wezbrania, o czym świadczą zaobserwowane mikrostruktury. Ponadto bardzo wyraźnie w osadach tych zaznaczają się procesy osydo-redukcyjne. Natomiast na głębokości 200 cm w osadach zachowane zostały struktury sedymentacyjne. W szlifach widoczne są ślady przemieszczania słabo uporządkowanej frakcji ilastej, co może dowodzić rozwoju procesów brunatnienia w obrębie aluwiiów równiny zalewowej. Procesy glebotwórcze zachodzące w Jazach wykazują duże podobieństwo do profilu opisywanego w Humancu.

Każdy z opracowywanych profili w dolinie Wisłoki (Podgrodzie), Rady (Skoloszów 1, 2, 6) i Strwiąża (Czapple i Humanec) reprezentuje różną historię równin zalewowych. W dolinie Wisłoki tworzyły się mady brunatne z kopalnym poziomem próchnicznym, natomiast w dolinie Rady mady próchniczne. Największy znak zapytania stanowią geneza i wiek występujących w profilach aluwialnych poziomów glejowych (ryc. 28). Na podstawie obserwowanych w szlifach form oraz danych geochemicznych co do rodzaju żelaza, manganu i glinu wytrącanego w osadach narażonych na ciągłe zmiany nasycenia wodą można w przybliżeniu odtworzyć warunki środowiska. O ile jednak charakteryzowane w tej pracy kopalne poziomy próchniczne wraz z poziomami mineralnymi: Ab-

AbC-Cg-C – profil Podgrodzie C, Ab-Cg – profil Skołoszów 1, można uznać za gleby kopalne, to istnieje pytanie czy poziomy glejowe w profilu mady można traktować jako kopalne poziomy genetyczne i jak dokładnie na podstawie ich właściwości i położenia w profilu można zrekonstruować zmiany hydrologiczne w przeszłości.

Według obowiązującej definicji Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego należałoby przychylić się do stanowiska, iż często opisywane w literaturze ciemne poziomy, próchniczne (A) nie muszą stanowić odrębnej gleby, ale są poziomami gleb aluwialnych, w obrębie których zmianie uległ kierunek procesu glebotwórczego. Profile mad często stanowią pedokompleksy, gdzie w wyniku przykrycia przez młodsze osady powodziowe poziomy próchniczne stają się poziomami kopalnymi i rejestrują one przerwy lub spowolnienie w przyroście osadów powodziowych.

## 10. WNIOSKI

Powszechnie stwierdzane ciemne poziomy w profilach holocenijskich równin aluwialnych w dopływach rzek przedpola Karpat mogą mieć różną genezę i stąd różną wartość stratygraficzną i paleogeograficzną.

Kopalne poziomy próchniczne w obrębie równin zalewowych dolin przedpola Karpat (profile Podgrodzie i Skołoszów 1, 2, 6) tworzyły się *in situ*. Analizy mikromorfologiczne pozwoliły na jednoznaczne odróżnienie warstw granicznych pomiędzy poziomem próchnicznym a mineralnym, gdzie materiał był deformowany i najczęściej transportowany na niewielkie odległości. Poziomy próchniczne (*in situ*) mogą świadczyć o przerwie w sedymentacji osadów powodziowych. Miąższość tych poziomów i stopień rozkładu substancji organicznej, zachowanie poszczególnych cech mikromorfologicznych (jak węgielki, tkanki roślin w różnym stadium rozkładu, formy żelaza i ilu) zależny był od lokalnych warunków środowiska.

Analizowane kopalne poziomy próchniczne tworzyły się w okresie atlantyckim – profile Podgrodzie, Skołoszów 1 i 2 oraz w częściach okresów subborealnego i subatlantyckiego, o mniejszej częstotliwości powodzi – profile Skołoszów 1, 2, 6. Natomiast agradacja równiny zalewowej i przerwanie procesów glebotwórczych wiązać można zarówno ze zmianami klimatu (wzrost powodzi) w holocenie jak również z działalnością człowieka (wzrost transportu zawiesiny). Ponadto tempo nadbudowywania równiny zalewowej było różne, im działalność rzeki była większa, tym lepiej zachowane są w profilach struktury sedymentacyjnej w postaci lamin o różnym składzie granulometrycznym i różnej intensywności wytrącania tlenków żelaza (profil Skołoszów 2).

W czasie dłuższego okresu stabilizacji środowiska równiny zalewowej poziomy mineralne były przekształcane przez procesy glebotwórcze, głównie przez brunatnienie (profile: Podgrodzie, Humanec) oraz przez różnej intensywności

procesy lessiważu (profil Czaple). Różnice najlepiej widoczne są w analizach mikroskopowych w wykształceniu mikrostruktur takich jak otoczki wewnątrzkanalikowe, papule, segregacja frakcji ilastej w masie podstawowej.

Można również wysunąć tezę, że lokalne warunki rozwoju pokrywy glebowej znacznie wpływają na procesy glebotwórcze zachodzące w osadach równin zalewowych, czego najlepszym przykładem są profile w Skołoszowie.

Poziomy glejowe nad Strwiążem w profilach w Humancu i Czaplach (wcześniej opisywane jako poziomy organiczne) tworzyły się w okresach dłuższego zalegania zwierciadła wód gruntowych i mogłyby służyć do rekonstrukcji zmian pionowych koryta rzeki, jego pogłębiania i agradacji.

## LITERATURA

- Adamczyk B., 1991, *Gleby* [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły, T.1*, PWN, Warszawa-Kraków, s. 55–67.
- Aleksandrowskij A.L., 1983, *Ewolucja poczw Wostoczno-ewropejskiej rawniny w golocene*, Nauka, Moskwa, 148 ss.
- 1995, *Ewolucja poczwiennoego pokrowa Russkoj Rawniny w golocenie*, *Poczwo-wiedzenie*, 3, s. 290–297.
- Aleksandrowskij L., Chichagova O. A., 1997, *Radiouglerodnyj vozrast gumusovykh gorizontov golocenowych paleopochw wostocnoy Evropy*, [w:] M.N. Alekseev, I.M. Khoreva (red.), *Chetvertichnaya geologiya i paleogeografiya Rossii*, GEOS, Moskwa, s. 9–14.
- Alexandrowicz S.W., 1987, *Analiza malakologiczna w badaniach osadów czwartorzędowych*, *Geologia, Kwartalnik AGH*, 13, 1/2, 240 ss.
- 1992, *Malakofauna i zmiany środowiska południowej Polski w holocenie*, *Geologia, Kwartalnik AGH*, 18, 3, s. 5–35.
- Alexandrowicz S.W., Klimek K., Kowalkowski A., Mamakowa K., Niedziałkowska E., Pazdur M., Starkel L., 1981, *The evolution of the Wisłoka valley near Debica during the Late Glacial and Holocene*, *Folia Quaternaria*, 53, s. 1–91.
- Artjuszenko A.T., Palienko V.P. 1968, *O geologiczeskom strojenii i wozrastie pojmiennych otłożenii bassejna werchniege Dniestra w Predkarpatje*, *Geol. Żurnal*, 28, 6, s. 65–71.
- Aslan A., Autin W.J., 1998, *Holocene floodplain soil formation in the southern lower Mississippi Valley, implications for interpreting alluvial paleosols*, *Geological Society of American Bulletin*, 110/4, s. 433–440.
- Bahranowski K., Ratajczak T., Rutkowski J., 1984, *Skład mineralny i charakter surowcowy glin aluwialnych pochodzących z doliny Sanu (między Sanokiem a Dynowem)*, *Geologia, Kwartalnik AGH*, 13, 1/2, Wyd. Geolog., Warszawa, s. 103–115.
- Banaszuk H., 1987, *Zależność układu przestrzennego, wykształcenia litologicznego i cech profilowych macz od budowy geomorfologicznej doliny zalewowej rzek nizinnych na przykładzie odcinka doliny Narwi*, *Roczn. Glebozn.*, 38, 3, s. 103–119.

- Bascomb C. L., 1968, *Distribution of pyrophosphate-extractable iron and organic carbon in soils of various groups*, J. Soil Sc., 19, 2, s. 251–268.
- Becze-Deak J., Langohr R., Verrecchia E.P., 1997, *Small scale secondary CaCO<sub>3</sub> accumulations in the selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction*, Geoderma, 76, s. 221–252.
- Bednarek R., Charzyński P., Pokojska U. [red. w j. polskim], 2003, *Klasyfikacja Zasobów Glebowych Świata (World Reference Base for Soil Resources)*, Wyd. UMK, Toruń, 106 ss.
- Bednarek R., Dziadowiec H., Pokojska U., Prusinkiewicz Z., 2004, *Badania ekologiczno-gleboznawcze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 343 ss.
- Bednarek R., Pokojska U, 1996, *Diagnostyczne znaczenie niektórych wskaźników chemicznych w badaniach paleopedologicznych*, Konferencja „Metody badań paleopedologicznych i wykorzystanie gleb kopalnych w paleopedologii”, Wyd. Uniw. Łódzki, Łódź, 26–28 czerwca 1996, s. 25–29.
- Berglund B.E., 2003, *Human impact and climate changes – synchronous events and a casual link?*, Quaternary International, 106, s. 7–12.
- Białousz St., 1997, *Gleby. Klasyfikacja genetyczna*, [w:] M. Najgrakowski (red.), *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej. Część Druga. Środowisko Naturalne*, Główny Geodeta Kraju., 41.1.
- Białousz St., Ochalska L., Kern H., 1997, *Właściwości gleb*, [w:] M. Najgrakowski (red.), *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej. Część Druga. Środowisko Naturalne*, Główny Geodeta Kraju., 41.2.
- Bork H.R., 1981, *Die holozane Relief- und Bodenentwicklung im unteren Rhume- und Sösetal*, Göttinger Jahrbuch, 29, s. 7–22.
- Borowiec J., 1972, *Problem występowania czarnoziemów na obszarze Polski*, Annales UMCS, Sec. B, Lublin 27, s. 160–203.
- Brewer R., 1964, *Fabric and mineral analysis of soil*, John Wiley and Sons, New York, 470 ss.
- Bronger A., Catt J, 1989, *Paleosols: problems of definition, recognition and interpretation*, Catena Supplement, 16, s. 1–7.
- 1998, *Summary outline and recommendations on paleopedological issues*, Quaternary International, 51/52, s. 5–6.
- Brunnacker K., 1978, *Der Niederrhein im Holozan*, Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 28, s. 399–440.
- Brunnacker K., Freundlich J., Menke M., Schmeidl H., 1976, *Das Jungholozan im Reichenhaller Becken*, Eiszeitalter u. Gegenwart 27, s. 159–173.
- Buch M.W., Heine K., 1995, *Fluvial geomorphodynamic in the Dunbe River valley and tributary river systems near Regensburg during the Upper Quaternary – theses, questions and conclusions*, [w:] J. Hagedorn (red.), *Late Quaternary and present-day fluvial processes in Central Europe*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, 100, s. 53–64.
- Budek A., Jacyszyn A., Starkel L., 2001, *Aluwia holoceni i ich relacja do faz osadniczych na Wysoczyźnie Samborskiej i w Kotlinie Górnego Dniestru*, [w:] J. Garncarski (red.), *Neolit i początki epoki brązu w Karpatach polskich*, Muzeum Podkarpackie, Krosno, s. 228–241.
- 2006, *Srtvjaž river valley*, [w:] K. Harmata, J. Machnik, L. Starkel (red.), *Environment, and man at the Carpathian foreland in the upper Dnister catchment from neolithic to early mediaeval period*, Prace Komisji Prehistorii Karpat, Polska Akademia Umiejętności, s. 52–65.

- Budek A., Starkel L., 2004, *Poziom organiczny w profilu stożka napływowego z pogranicza okresów Borealnego i Atlantyckiego nad Wisłoką*, Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego, 5, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, s. 149–157.
- Bullock P., Fedoroff N., Jongerius A., Stoops G., Tursina T., 1985, *Handbook for soil thin section description*, Wine Tresearch Publication, 152 ss.
- Buurman P., 1980, *Palaeosols in the Reading Beds (Paleocene) of Alum Bay, Isle of Wight, U.K.*, *Sedimentology*, 27, s. 593–606.
- Catt J.H., 1990, *Paleopedology manual*, Quaternary International, 6, 95 ss.
- Cebulak E., 1992, *Wpływ sytuacji synoptycznej na maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły*, *Folia Geographica*, 12, Wyd. Oddz. PAN, Kraków, s. 82–95.
- 1998, *Przegląd opadów ekstremalnych, które wywołały powódzie w XX wieku w dorzeczu górnej Wisły*, [w:] *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, Konferencja naukowa, Wyd. Oddz. PAN, s. 21–39.
- Chojnicki J., 2002, *Procesy glebotwórcze w madach środkowej doliny Wisły i Żuław*, Fundacja Rozwój SGGW, Warszawa, 83 ss.
- Coutry M.A., Fedoroff N., 1985, *Micromorphology of recent and buried soils. In semiarid of Northwestern India*, *Geoderma*, 35, s. 287–332.
- Cys P.M., 1962, *Geomorfologija Ukrainy*, Uniwersytet Lwowski, Lwów, 234 ss.
- Czerwiński Z., Kaczorek D., 1996, *Właściwości i typologia gleb wytworzonych z rud darniowej*, *Roczniki Gleb.*, 47 Supl., PWN, Warszawa, s. 97–101.
- Czyżowska E., 1997, *Zapis zdarzeń powodziowych na pograniczu Borealu i Atlantyku w osadach stożka napływowego w Podgrodziu*, Dokumentacja Geograficzna IG i PZ PAN, 5, 74 ss.
- Czyżowska E., Starkel L. 1996, *Rhythmicity of floods at the boreal-atlantic transition in the alluvial fan at Podgrodzie upon the Wisłoka river*, [w:] L. Starkel, T. Kalicki (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years*, Part VI, 1990, Ossolineum, Wrocław, s. 36–42.
- Dobrzańska H., Kalicki T., 2004, *Man and environment in the Vistula river valley near Cracow from the 1<sup>st</sup> to the 7<sup>th</sup> Century AD*, [w:] H. Dobrzańska, E. Jerem, T. Kalicki (red.), *The geoarchaeology of the river valleys*, Archaeolingua, Budapeszt, s. 105–141.
- Dobrzański B., Nipanicz A., 1949, *Mady w dolinie Wisłoka*, *Ann. UMCS Lublin*, 4. sec. B, s. 257–270.
- Dobrzański B., Zawadzki S. [red.], 1995, *Gleboznawstwo*, PWRiL, Warszawa, 561 ss.
- Dolecki J., Mroczek P., 2003, *Badania mikromorfologiczne kopalnego poziomu iluwialnego gleby eemskiej – stanowisko Sąsiadka (Roztocze Gojarskie)*, *Przegl. Geogr.*, 75, 2, s. 169–190.
- Dynowska L., 1991, *Bilans wodny*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, T1, PWN, Warszawa-Kraków, s. 223–227.
- Dziadowiec H., Gonet S., 1999, *Przewodnik metodyczny do badań materii organicznej gleb*, *Prace Komisji Naukowych Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego* 120, Warszawa, Polska, s. 6–8.
- FitzPatrick E.A., 1989, *Micromorphology of soils*, Capman and Hall, 433 ss.
- 1993, *Soil microscopy and micromorphology*, Wiley, New York, 304 ss.

- Gerasimowa M., 2003, *Higher level of description – approaches to the micromorphological characterisation of Russian soils*, *Catena* 54, s. 319–337.
- Gerasimowa M.I., Gubin S.V., Shoba S.A., 1992, *Micromorphological features of the USSR zonal soils*, Pushchino, 200 ss.
- Gębica P., 2004, *Przebieg akumulacji rzecznej w górnym wistulianie w Kotlinie Sandomierskiej*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 193, 229 ss.
- Gębica P., Budek A., Starkel L., Jacyszyn A., Krapiec M., 2008, *Nowe wyniki badań nad stratygrafią aluwioów i holocenską ewolucją doliny Strwięża (Zachodnia Ukraina)*, *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu*, 6, s. 93–103.
- Godłowski K., 1983, *Człowiek a środowisko w okresie lareńskim, rzymskim i wędrowek ludów*, [w:] J.K. Kozłowski, S.K. Kozłowski (red.), *Człowiek i środowisko w pradziejach*, PWN, Warszawa, s. 286–308.
- Grzybowski J., 1906, *Atlas Geologiczny Galicyi*, 20, Akademia Umiejętności, Kraków.
- Harmata K., Machnik J., Starkel L. (red.), 2006, *Environment, and man at the Carpathian foreland in the upper Dnister catchment from neolithic to early mediaeval period*, *Prace Komisji Prehistorii Karpat, Polska Akademia Umiejętności*, s. 1–263.
- Harmata K., Starkel L., Budek A., Jacyszyn A., Bogucki A., 2001, *Zmiany środowiska przyrodniczego rzek Pogórza Karpat między dolinami Wisłoki i górnego Dniestru w okresie neolitu i epok późniejszych*, *Sprawozdanie z garntu KBN*, nr PO4E/98/.
- Havlicek P., Smolikowa L., 1994, *Vývoj jihomoravských niv (Evolution of south Moravian flood plains)*, *Vestník Ceskeho Geologickeho Ustavu*, 69, 2, s. 23–40.
- Huhmann M., Brückner H., 2001, *Holocene terraces of the upper Dnister. Fluvial morphodynamics as a reaction to climatic changes and human impact*, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supl.-Bd., 127, s. 67–80
- Huhmann M., Kremenetski K.V., Hiller A., Brückner H., 2004, *Late Quaternary landscape evolution of the upper Dnister Valley, western Ukraine*, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 209, Elsevier, s. 51–71.
- Jenny H.J., 1980, *The soil resources*, Springer, New York, s. 1–377.
- Jonson D.L., 1985, *Soil thickness processes*, [w:] *Soil and geomorphology*, *Catena Supplement*, 6, s. 29–40.
- Kadrow S., 1996, *Faza rzeszowska kultury Malickiej*, [w:] J. Kozłowski (red.), *Kultura malicka*, Wyd. PAN, Kraków, s. 33–65.
- Kalicki T., 1991, *The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in Late Vistulian and Holocene times*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years*, Part IV, *Geographical Studies, Special Issue*, 6, IGiPZPAN Ossolineum, Wrocław, s. 11–37.
- 1998, *Litologia i stratygrafia aluwioów w dolinie Raży (Kotlina Sandomierska)*, *Streszczenie referatów i opisy posterów, III Seminarium „Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych”*, wyd. SGP, Poznań, 16–17 1998, s. 51–53.
- 2000, *The sedimentats of small Forecarpathian rivers near Cracow and Przemyśl (Poland). Climate and human impact*, [w:] D. Balteanu, M. Lelenicz, N. Popescu (red.), *Geomorphology of the Carpatho-Balkan region*, corint, Corint, Bucuresti, s. 228–238.

- 2006, *Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenijskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 204, 348 ss.
- Kalicki T., Sańko S., 1998, *Stratygrafia i malakofauna aluwii w dolinie Rady (południowo-wschodnia Polska)*, [w:] T. Kalicki (red.), *Paleogeografia górnego plejstocenu i holocenu wschodniej Polski i Białorusi*, Streszczenie referatów, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk, Instytut Nauk Geologicznych narodowej Białorusi, Kraków, s. 15–16.
- Kalicki T., Sańko A.F., Zernicka W.P., 1997, *Osady postglacjalne z Trójczyc w dorzeczu Rady koło Przemysła*, Sprawozdania z czynności i posiedzeń PAU, 60, s. 114–115.
- Kalinowicz N., Harmata K., 2001, *Fazy osadnicze w diagramach pyłkowych z doliny Bystrzycy*, [w:] J. Garmcarski (red.), *Neolit i początki epoki brązu w Karpatach polskich*, Muzeum Podkarpackie, Krosno, s. 223–228.
- Kemp R.A., 1985, *Soil micromorphology and the Quaternary*, Quaternary Research Association Technical Guide, 2, Cambridge.
- 1998, *Role of micromorphology in paleopedological research*, Quaternary International, 51/52, s. 133–141.
- Kemp R.A., Jerz H., Grotenthaler W., Preece R.C., 1994, *Pedosedimentary fabrics of soils within loess and colluvium in southern England and Germany*, [w:] A. Ringrose-Voase, G. Humphries (red.), *Soil micromorphology*, Elsevier, Amsterdam, s. 207–219.
- Kit M.G., Poznyak S.P., Szpakibska I.M., 2000, *Stan i transformacja gruntowo pokryw, Dostarczenia basynu wschodniwo Dniestra*, Uniw. Lviv, Lviv, 214 ss.
- Klimaszewski M., 1946, *Podział morfologiczny Polski Południowej*, Czasopismo Geogr., 17, PWN, Wrocław, s. 3–4.
- Klimek K., 1974, *The structure and mode of sedimentation of the flood-plain deposit in the Wisłoka valley (South Poland)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 8, s. 137–151.
- 1987, *Vistula valley i the eastern part of the Oświęcim Basin during the upper Vistulian and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Part II, Geographical Studies, Special Issue, 4, IGiPZPAN Ossolineum, Wrocław, s. 13–29.
- Klimek K., Lanczont M., Nogaj-Chachaj J., 2006, *Historical deforestation as a causa of alluviation in small valleys. Subcarpathian loess plateau, Poland*, Regional Environmental Change, 6, Springer, s. 52–61.
- Komornicki T., Oleksynowa K., Tokaj J., Jakubiec J., 1983, *Przewodnik do ćwiczeń z gleboznawstwa i geologii*, Wyd. AR, wyd. IV, cz. 11, 134 ss.
- Konecka-Betley K., 1968, *Zagadnienie żelaza w procesie glebotwórczym*, Roczn. Glebozn., 19, 1, s. 51–97.
- 1979, *Plejstoceńskie i holocenijskie gleby kopalne i reliktove okolic Otwocka*, Roczniki Gleboznawcze, 25, 3, PWN, Warszawa, s. 101–118.
- 1987, *Gleby kopalne jako jednostki klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu*, Kwartalnik Geologiczny 31, 1, s. 185–190.
- 1991, *Late Vistulian and Holocene fossil soils developed from eolian and alluvial sediments of the Warsaw Basin*, Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supl. 90, Berlin – Stuttgart, s. 99–105.

- 1996, *Zastosowanie metody mikromorfologicznej do badań gleb kopalnych*, Konferencja „Metody badań paleopedologicznych i wykorzystanie gleb kopalnych w paleopedologii”, Uniw. Łódzki, Łódź, 26–28 czerwca 1996, s. 19–20.
- Konecka-Betley K., Czepińska-Kamińska D., Janowska E., 1999, *Systematyka i kartografia gleb*, Wyd. SGGW, Warszawa, 153 ss.
- Kowalkowski A., 1999, *Ewolucja gleb w holocenie*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 127–137.
- Kowalkowski A., Starkel L., 1977, *Different age of soil cover of the Holocene terraces in Carpathian valleys*, *Folia Quaternaria*, 49, s. 63–73.
- Kozłowska-Szczęsna T., 1994a, *Średnia temperatura stycznia. Promieniowanie, temperatura powietrza*, [w:] M. Najgrakowski (red.), *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej. Część Druga. Środowisko Naturalne*, Główny Geodeta Kraju, 31.2.
- 1994b, *Średnia temperatura lipca. Promieniowanie, temperatura powietrza*, [w:] M. Najgrakowski (red.), *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej. Część Druga. Środowisko Naturalne*, Główny Geodeta Kraju, 31.2.
- Kruk J., 1983, *Zarys rozwoju rolnictwa neolitycznego w środowisku dorzecza górnej Wisły*, [w:] J.K. Kozłowski, S.K. Kozłowski (red.), *Człowiek i środowisko w pradziejach*, PWN, Warszawa, s. 26–275.
- Kruk J., Milisauskas S. 1999, *Rozkwit i upadek społeczeństw rolniczych neolitu*, Kraków, IAI PAN, 403 ss.
- Kubiena W.L., 1938, *Micropedology*, Collegiate Press, Ames Iowa, 242 ss.
- 1956, *Zur Mikromorphologie, Systematic und Entwicklung der rezenten und fossilen lössböden*, *Eisenzeitaler*, Ggw 7, s. 102–112.
- Laskowski S., Szozda B., 1985, *Niektóre właściwości chemiczne mad odrzańskich rejonu Przychowej*, *Roczn. Glebozn.*, 34, 3, s. 27–40.
- Litt T., 1992, *Investigations on the extent of the Early Neolithic settlement in the Elbe- Saale region and on its influence on the natural environment*, [w:] B. Frenzel (red.), *Evaluation of land surface cleared from forests by prehistoric man in Early Neolithic time and the time of migrating Germanic tribes*, *Palaeoklimaforschung*, 8, Special Issue: ESF Project European Palaeoclimate and Man, 3, s. 83–91.
- Łożek V. 1991, *Palaeogeography of limestone area*, [w:] L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes (red.), *Temperate Palaeohydrology. Fluvial Processes in the Temperate Zone during the last 15 000 years*, Wiley, s. 413–429.
- Łanczont M., Bogutsky A., Racinowski R., Seul C., Wojtanowicz J., 2003, *Eopleistocene and lower Mesopleistocene paleosols in the Zahvizdja profile in the Eastern Carpathian Foreland (W Ukraine)*, *Quaternary International*, 107/106, Elsevier, s. 119–130.
- Łanczont M., Klimek K., Nogaj-Chachaj J., Łąka B., Zarnickaya W., Komar M., 2004, *Mineralno-organiczne wypełnienie doliny Mleczki Wschodniej (Wysoczyzna Kańczucka) jako wskaźnik zmian klimatu i działalności społeczeństw prehistorycznych*, *Sprawozdania PAU*, Kraków, s. 173–178.
- Łanczont M., Nogaj-Chachaj J., Klimek K., 2001, *Potenejał środowiska naturalnego przykarpackiej wysoczyzny lessowej dla osadnictwa neolitycznego*, [w:] J. Garncarski (red.), *Neolit i początki epoki brązu w Karpatach polskich*, Muzeum Podkarpackie, Krosno, 156–173.



- Łanczont M., Nogauj-Chachaj J., Komar M., Kusiak J., Zarnickaya W., 2006, *Problemy z paleogeograficzną i stratygraficzną interpretacją osadów stokowych i podścielającego paleopedonu oraz ich archeologiczny kontekst (na przykładzie stanowiska w Cieszacinie Wielkim, Wysoczyzna Kańczucka)*, Rocznik Przemyski, 62, 2, Archeologia, s. 3–21.
- Łomnicki A., 1905, *Atlas Geologiczny Galicyi*, PAU, 18 ss.
- MacCarthy P.J., Martini I.P., Leckie D.A., 1998, *Use of micromorphology for paleoenvironmental interpretation of complex alluvial paleosols: an example from the Mill Creek Formation (Albian), southwestern Alberta, Canada*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 143, Elsevier, s. 87–110.
- Madej P., 2001, *Uwagi o kulturze mierzanowickiej w dorzeczu Sanu*, [w:] J. Garncarski (red.), *Neolit i początki epoki brązu w Karpatach polskich*, Muzeum Podkarpackie, Muzeum Podkarpackie, Krosno, s. 284–295.
- Mamakowa K., 1962, *Roślinność Kotliny Sandomierskiej w późnym glacie i holocenie*, Acta Paleobotanica, 3, 2, s. 1–57.
- Mamakowa K., Starkel L., 1974, *New data about the profile of Young-Quaternary deposits at Brzeźnica in Wisłoka Valley, Sandomierz Basin*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 8, Wyd. Oddz. PAN, Kraków, s. 47–59.
- 1977, *Stratigraphy of the Eo- and Mesoholocene alluvia at Podgrodzie on the Wisłoka-river (SE Poland)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 11, Wyd. Oddz. PAN, Kraków, s. 101–109.
- Martini J.P., Chesworth W., (red.), 1992, *Weathering, soils and paleosol. Developments in earth surface processes*, 2. Elsevier, Amsterdam, 618 ss.
- Mehra O.P., Jackson M.L., 1960, *Iron oxide removal from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate*, Clays Clay Miner., 7, s. 317–327
- Michalik S., 1991, *Szata roślinna*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, T. 1, PWN, Warszawa-Kraków, s. 85–90.
- Miklaszewski S., 1930, *Gleby Polski*, Warszawa, 234 ss.
- Mroczek P., 2008, *Interpretacja paleogeograficzna cech mikromorfologicznych neoplejstoceńskich sekwencji lessowo-glebowych*, Wyd. Uniw. UMCS, Lublin, 130 ss.
- Mucha B.P., 2000, *Klimat werchivja basejnu Dnistra. Doslidzennja basejnowoy ekosystemy Werchn'oho Dnistra*, Zbirknik naukowych praz. Lviv, s. 22–23.
- Myślińska E., 1980, *Inżyniersko-geologiczna charakterystyka mał doliny Wisły*, Przegląd Geologiczny 6, Wyd. Państw. Śl. Geolog., Warszawa, s. 348–351.
- Myślińska E., Hoffmann E., Kulesza-Wiewióra K., 1982, *Zróźnicowanie mał w wybranych odcinkach doliny Wisły*, Przegląd Geologiczny, 9, Wyd. Państw. Śl. Geolog., Warszawa, s. 474–479.
- Nalepka D., 1991, *Lateglacial and early Holocene pollen diagrams in the western part of the Sandomierz Basin. Preliminary results*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula River Valley During the last 15 000 years*, Part IV, Geographical Studies, Special Issue 6, IGiPZPAN Ossolineum, Wrocław, s. 11–37.
- Navczalno-krajeznawczij Atlas Lvivskoj Oblasti*, 1999, (red.) Kravczuk J.S.
- Němeček L., Smolikowa L., Kutilek M. 1990, *Pedologie a paleopedologie*, Academia, Praha, s. 1–380.
- Nettleton W.D., Olson C.G., Wysocki D.A., 2000, *Paleosol classification: Problems and solutions*, Catena, 41, Elsevier, s. 61–92.

- Niedziałkowska E., 1988, *Sedymentologiczne zróżnicowanie młodoczwartorzędowych osadów rzecznych na przedpolu Karpat*, maszynopis (w Zakładzie Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IG i PZ PAN).
- 1991, *The textural diversity of Upper Quaternary fluvial deposits in the Carpathian Foreland*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Part IV, Geographical Studies, Special Issue, 6, s. 11–37.
- Niedziałkowska E., Skubisz A., Starkel L., 1977, *Lithology of the Eo- and Mesoholocene alluvia in Podgrodzie upon Wisłoka river*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 11, Wyd. Oddz. PAN, Kraków, s. 89–100.
- Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1991, *Klimat*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, T.1, PWN, Warszawa-Kraków, s. 68–84.
- Nogaj-Chachaj J., Lanczont M., Klimek K., 1999, *Człowiek a środowisko doliny Sanu na przedpolu Karpat w pradziejach i w czasach historycznych (do wczesnego średniowiecza)*, Rocznik Przemyski, Archeologia, 25, 2, s. 3–18.
- Palijenko V. P., 1975, *O tipach gólocenowego alluwija doliny Dniestra*, Materiały po četvertičnomu periodu Ukrainy, IX Kongressu INQVA.-Kijew: Nauk. dumka, s. 247–258.
- Pankiw Z.P., Pozniak C.P., 1998, *Dernowo-podzolisti powerchewo-oglejeni grunty polniczo-zachidnego Peredkarpattja, (Darniowo-bielicowe, opadowoglejowe gleby północno-zachodniego Przedkarpacia)*, Merkator, Lwów, s. 1–132.
- Pazdur A., Pazdur M., Starkel L., Szulc J., 1988, *Stable isotopes of Holocene Calcareous tufa in Southern Poland as paleoclimatic indicators*, Quaternary Research, 30, 2, Elsevier, s. 177–189.
- Polski Komitet Normalizacyjny*, 1998a, PN-R-04032. *Gleby i utwory mineralne. Pobieranie prób i oznaczanie składu granulometrycznego*, Warszawa.
- Polski Komitet Normalizacyjny*, 1998b, PN-R-04033. *Gleby i utwory mineralne. Podział na frakcje i grupy granulometryczne*, Warszawa.
- Poradyło W., 2001, *Materiały kultury mierzanowickiej z Trójczyc w pow. Przemyskim*, [w:] J. Garncarski (red.), *Neolit i początki epoki brązu w Karpatach polskich*, Muzeum Podkarpackie, Krosno, s. 252–273.
- Požaryski W., 1955, *Osady rzeczne w przełomie Wisły przez wyżyny południowe*, Prace Inst. Geolog., Wyd. Geolog, Warszawa, 96 ss.
- Požaryski W., Kalicki T., 1995, *Evolution of the gap section of the Vistula valley in the Late Glacial and Holocene*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Part V, Geogr. Stud. Spec. Issue, 8, s. 111–137.
- Proc-Krawczuk G.L., 1972, *Klimat*, [w:] *Klimat i przyroda Lwivs'koji oblas ti*, Univ. Lviv, Lviv, 40–58.
- Punzet J. 1991, *Przeptywy charakterystyczne*, T.1, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, PWN, Warszawa-Kraków, s. 167–211.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T., Starkel L., 1998, *Lake Gościąg, Central Poland, The monographic study*, Part 1. Kraków, 340 ss.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Latałowa M., Wasylikowa K., Tobolski K., Madeyska E., Wrihgt H.E., Turner Ch., 2004, *Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps*, Szafer Institute of Botany, Kraków, 395 ss.

- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1988, *Record of the hydrological changes during the Holocene in the lake, mire, and fluvial deposits of Poland*, Folia Quater., 57, s. 91–127.
- Rettallack G.J., 1998, *Core concepts of paleopedology*, Quaternary International, 51/52, s. 203–212.
- Rittweger H., 2000, *The „Black Floodplain Soil” in the Amonerburger Becken, Germany: a lower Holocene marker horizon and indicator of an upper Atlantic to Subboreal dry period in Central Europe?* Catena, 41, Elsevier, s. 143–164.
- Romer E., 1906, *Kilka przyczynków do historii doliny Dniestru*, Kosmos, 21, Lwów, s. 363–386.
- Sańko A.F., Michajłow M.D., Kalicki T., Kalkowski W.M., Pawłowa I.D., 1998, *Wyniki datowań radiowęglowych skorupki kopalnej malakofauny Białorusi i Polski*, [w:] T. Kalicki (red.), *Paleogeografia górnego plejstocenu i holocenu Polski i Białorusi*, Streszczenie referatów, IGI PZ PAN, Instytut Nauk Geologicznych narodowej Białorusi, Kraków, s. 49.
- Schellman G. (red.), 1994, *Beiträge zur jungpleistocänen und holozäne Talgeschichte im deutschen Mittelgebirgsraum und Alpenvorland*, Dusseldorfer Geogr. Schriften, 34, s. 2–18.
- Schirmer W., 1983, *Criteria for the differentiation of late Quaternary river terraces*, Quaternary Studies in Poland, 4, s. 199–205.
- 1988, *Holocene valley development on the Upper Rhine and Main*, [w:] G. Lang, Ch. Schluchter (red.), *Lake, mire and river environments during the last 15 000 years*, Balkema, Rotterdam, s. 153–159.
- 1990, *Flussablagerungen und Schwermetalle am Obermain*, Frankische Heimat am Obermain, 27, s. 1–42.
- 1991, *Bodensquade der Auenterrassen des Maintals*, Bayreuther Bodenkundliche Berichte, 17, s. 153–189.
- 1995, *Valley bottoms in the late Quaternary*, Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. 100, s. 27–51.
- Schwertmann U., 1964, *Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch photochemische Extraktion mit saurer Ammoniumoxalate-Loesung*, Z. Pflanzenenernaehr. Dueng. Bodenk., 105, s. 194–202.
- Siuta J., 1960, *Wstępne badania procesów glejowych w madach żuławskich*, Roczn. Nauk Roln., 82-A-1, s. 45–72.
- 1963, *Wpływ procesu glejowego na kształtowanie się cech morfologicznych i właściwości chemicznych profilu glebowego*, Mady Żuławskie, Pamiętniki Puławskie, 2, s. 99–121.
- Siuta J., Motowicka T., 1963, *Znaczenie wytrąceń żelazistych w stratygrafii niektórych utworów czwartorzędowych*, Przegląd Geograficzny, 35, 2, s. 201–211.
- Skiba S., Drewnik M., Klimek M., Szmuc R., 1998, *Soil cover in the marginal zone of the Carpathian Foothills between the Raba and Uszwica rivers*, Prace Geograficzne IG UJ, Kraków, 103, s. 125–135.
- Soil Survey Staff*, 1975, *Soil Taxonomy*, USDA, Washington, Agric., Handbook 436, 754 ss.
- Soil Survey Staff*, 2003, *Key to Soil Taxonomy*, Natural Resources Conservation Service, Washington, D.C.

- Soja R., 1996, *Hydrologica regime of the upper Vistula river*, [w:] L. Starkel, T. Kallicki (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, Geogr. Stud. Spec. Issue, 6, s. 21–25.
- Starkel L., 1960, *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie*, Prace Geograficzne PAN, 22, Wyd. Geolog., Warszawa, 239 ss.
- 1972, *Kotlina Sandomierska*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, T.1, PWN, Warszawa, s. 138–166.
- 1977, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa, 362 ss.
- (red.) 1980, *Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski w skali 1:500 000*, IGiPZ PAN, Warszawa.
- 1981, *The evolution of the Wisłoka valley near Dębica during the Late Glacial and Holocene*, Folia Quaternaria, 53, 88 ss.
- 1983, *Paleogeografia i klimat późnego plejstocenu i holocenu*, [w:] J.K. Kozłowski, S.K. Kozłowski (red.), *Człowiek i środowisko w pradziejach*, PWN, Warszawa, s. 14–31.
- 1984, *Karpaty i kotliny podkarpackie*, [w:] *Budowa geologiczna Polski, Stratygrafia, Cz. 3b*, Wyd. Geolog., Warszawa, 377 ss.
- (red.), 1990, *Evolution of the Vistula River Valley During the last 15000 years, Part III*, Ossolineum, Wrocław.
- 1991, *Rzeźba terenu*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, T. 1, PWN, Warszawa-Kraków, s. 42–54.
- 1995, *Evolution of the Carpathian valleys and the Forecarpathian Basins in the Vistulian and Holocene*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica 29, s. 5–40.
- 1997, *Rzeźba i środowisko przyrodnicze regionu Sambirskiego*, Rocznik Przemyski 33, 5, Archeologia., Przemysł, s. 33–38.
- (red.), 1999, *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. 2, Warszawa, PWN, 259 ss.
- 2001, *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*, Monografie IG PAN, 2, 263 ss.
- 2004, *Klimatyczne czy antropogeniczne przyspieszenie obiegu wody i materii w ostatnich tysiącleciach na obszarze Polski*, [w:] D. Abramowicz, Z. Śnieszko (red.), *Zmiany środowiska geograficznego w dobie gospodarki rolno-hodowlanej*, Studia z obszaru Polski, Muzeum Śląskie, Katowice, s. 29–35.
- 2005, *Anthropogenic soil erosion since the Neolithic in Poland*, Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl., 139, s. 189–201.
- Starkel L., Czopek S., Madeja J., Budek A., Harmata K., 2002, *Ewolucja środowiska a osadnictwo prehistoryczne na przedpolu brzegu Karpat w rejonie Sędziszowa i Rzeszowa*, Materiały i Sprawozdania Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego, Stow. Nauk. Archeolog. Polskich o/Rzeszów i in., 23, s. 5–33.
- Starkel L., Gębica P., Budek A., Krępiec M., Jacyszyn A., Kalinowycz, 2009, *Evolution of the lower section of the Strwiąż river valley during the Holocene (Foreland of the Eastern Carpathians)*, Studia Geomorp. Carpatho-Balcan., 63, s. 5–37.
- Starkel L., Gębica P., Niedziałkowska E., Podgórska-Tkacz A., 1991, *Evolution of both the Vistula floodplain and Lateglacial-early Holocene paleochannel system in the Grobla Forest (Sandomierz Basin)*, [w:] L. Starkel (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, IV*, Geogr. Stud. Spec. Issue, 6.

- Starkel L., Kalicki T. (red.), 1996, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, Part VI*, Geographical Studies, 9, Continuo, Wrocław, 158 ss.
- Stoops G., 2003, *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin section*, Soil Sci. Soc. Am. ING, Madison, 290 ss.
- Strzemiński M., 1955, *Typologia mad polskich*, Roczn. Glebozn., 4, s. 180–191.
- Sycheva S., 2003, *Przyczyny i obszary zakonomernosti mnogovekovej ritmicznosti golocenowego poczwobrazowania w transakkumulijatiwnych landszafach*, Poczwowedenije 5, s. 528–542
- Sycheva S., Glasko M., Chichagova O., 2003, *Holocene rhythms of soil formation and sedimentation in the Central, Russian Uplands*, Quaternary International, 106/107, Elsevier, s. 203–213.
- Systematyka Gleb Polski*, 1989, Roczn. Glebozn., 40, 3–4, 150 ss.
- Szafer W. Zarzycki K., 1972, *Szata roślinna Polski, t 2*, PWN, Warszawa, 347 ss.
- Szeląg-Sosonko J.R., 1982, *Geografija rastitel'nogo pokrova Ukrainy*, Kijew, 230 ss.
- Szumański A., 1977, *Zmiany układu koryta dolnego Sanu w XIX i XX wieku oraz ich wpływ na morfogenezę tarasu łęgowego*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 9, Wyd. Oddz. PAN, Kraków, s. 139–154.
- 1986, *Postglacialna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny Dolnego Sanu*, Geologia, Kwartalnik AGH 12, 2, Wyd. Geolog., Warszawa, s. 5–85.
- Tamm O., 1922, *Eine Methode zur Bestimmung der anorganischen Komponenten des Gel-komplexes in Boden*, Medd. Statens Skogfoersoesanstalt, 19, s. 386–404.
- Teyssyre H., 1938, *Czwartorzęd na przedgórzu arkuszy Sambor i Dobromil*, Roczn. Pol. Tow. Geol., 13, Kraków, s. 31–81.
- Valentine K.W., Dalrymple J.B., 1976, *Quaternary buried paleosols: a critical review*, Quaternary Research, 6, s. 209–222.
- Van Reeuwijk L.P. [red.], 2002, *Procedures for soil analysis*, Technical paper, 9.
- Van Vliet-Lanoë B., 1998, *Frost and soils: implication for paleosols, paleoclimates and stratigraphy*, Catena, 34, s. 157–183.
- Veneman P.L.M., Verpaskas M.J., Bouma J., 1976, *The physical significance of soil milting in a Wisconsin toposequences*, Geoderma 15, s. 103–118.
- Verpaskas M.J., Wilding L.P., Drees L.R., 1994, *Aquatic conditions for soil taxonomy, concept, soil morphology and micromorphology*, [w:] A. Ringrose-Voase, G. Humphreys (red.), *Soil micromorphology: Studies in management and genesis*, Elsevier, Amsterdam, s. 117–131.
- Voropaj L.I., Kunycja M.O., Levyc'kyj V.I., 1975, *Pohovani golocenovij gruntu zaplav sereдниого Prydnistrovja ta jih paleogeografichne znachennia*, Fizyczna geografija ta geomorfologija, 14, s. 103–112.
- Wasylikowa K., 1983, *Antropogeniczne zmiany roślinności w holocenie*, [w:] J.K. Kozłowski, S.K. Kozłowski (red.), *Człowiek i środowisko w pradziejach*, PWN, Warszawa, s. 53–72.
- Witkowska-Wawer L. 1997, *Zarys charakterystyki fitosocjologicznej i siedliskowej lasów województwa Przemyskiego*, Rocznik Przemyski, Nauki Przyrodnicze, 23, 4, Przemyśl, s. 57–66
- Wojtanowicz J., 1978, *Czwartorzędowe zmiany sieci rzecznej Niziny Sandomierskiej*, Annales UMCS, Sec. B, 32/33, Lublin, s. 237–258.
- Ziemońska Z., 1973, *Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich*, Prace Geograficzne PAN, 103, 124 ss.

# GENESIS AND AGE OF THE HUMIC HORIZONS IN THE FLOODPLAIN AT THE CARPATHIAN FORELAND

## Summary

### 1. INTRODUCTION

Research problem is identified by genesis mineral and organic horizons, which often are describing as a humic horizon in a fossil soil. In the analysing fossil soils are use up environmental change, which affects the soil forming profile in condition of continuous superstructure during the floods. The fossil soils will be compared with the present soils on the floodplain. Determine genesis of the humic horizon is particularly important for dating fossil soils and reconstruction of environmental change in the floodplain under construction. For interpretation humic horizon in the alluvial sediments were respected:

- heterogeneous of patent material, be motivated by the river sedimentation diversity and the presence of a allochthonic material,
- fluctuation of a ground water level, which change direction of the soil processes and often determined to rise and the preservation gley horizon.

The fossil soil are determine as a soil, which profile's development was broken in some geological event (sedimentation) and was stopped working of the pedological processes.

Origin of the fossil soil fix two moments of the beginning of a pedogenesis and then their case, which could be broken by the flood of the soil surface and the sedimentation of another material (Kowalkowski 1987). Konecka-Betley (1974) distinguish fossil soil, in which occurred change pedogenetic processes and profile in present is entirely preserved from the relic soil, which was destroyed by top horizon, frequently humic. In world's research J. Catt (1990) distinguishes the paleosols, that did not completely buried but changed pedogenesis process and environmental condition. Jenny (1980) stressed that event on the surface of the Earth as periodically glaciation, flooding, drying, and changing of a river channel marked primary time of the pedogenesis.

The Pedological detailed research in Poland was concentrated on the fossil soil in a loess profile (Klatka 1970; Maruszczak 1974; Jersak 1976; Konecka-Betley i in. 1977) or in the late glassier dunes (Konecka-Betley 1973).

Research in the river valleys profile until now has been concentrated on study genesis on the alluvial sediments, forming river terraces and rate of the sedimentation. The Fossil soils were only noticed in the alluvial profile.

### 2. RESEARCH AREA

The study concerning genesis and development of horizons of the Fluvisol on the floodplain in Wisłoka, Rada and Strwiąż river valley in Carpathian Foreland. In the presented profiles occurred the subfossil humic horizons. These horizons are covered by younger sediments during floods.

Localisation of the research area in the Wisłoka river (near Dębica) (Mamakowa, Starkel 1977), the Rada river (near Radymno) (Kalicki 2000) and the Strwiąż river (Ukraine, near Sambor) (Harmata et al. 2006) valleys on the Carpathian Foothills was connected with a lot of studies elaborated geomorphologically, radiocarbon and palinological dated on.

Basis of author's research and associate with Department of Geomorphology and Hydrology Mountains and Uplands Pol. Ac. Sc. in Cracow has been identified a profile in Wisłoka and the Wielopolka valley near Dębica (Mamakowa 1974, 1977), in the Rada valley near Radymno (Kalicki 1998), and the Strwiąż valley above Sambor (Harmata et al. 2006), where was marked the existence of the humic and mineral horizon, changed by pedogenesis and then buried. From 1999 to 2002 have been taken samples to the standard soil analyses as a grain size distribution, organic carbon, pH, ferrum, manganese and aluminium content and partly undisturbed samples to the micromorphological analyses (Fitzpatrick 1984; Stoops 2003).

### 3. PROFILES OF WISŁOKA, RADA AND STRWIAŻ RIVER

The Podgrodzie site exposes the alluvial sediments of a small creek Maga, 2.3 km long and 1.2 km<sup>2</sup> catchment. The profile is located on marginal zone of the alluvial cone Maga stream, on the right bank of the Wisłoka river. Palaeogeographical studies showed the sedimentation of Maga cone were between 8390±105 BP and 7785±145 years BP. The biggest part of this site was destroyed by the flooding water of the Wisłoka. Podgrodzie C profile presented Fluvisol with the buried humic horizon dated on 7785±145 years BP. Due to the micromorphological analysis the humic layer developed *in situ* during the interruption of flooding, mineral sedimentation. The Pedogenesis was done in this horizon under hydromorphic condition.

Skołozów site is located by the Rada river (25 km long) a small tributary of the San river. Its basin (90.8 km<sup>2</sup>) covers the loess area of the Kańczuga Upland in front of the Carpathians.

Three buried soils interbedded by overbank silts, occur in the valley bottom 4.5 m above the river level near Skołozów. The Lower soil with a channel-massive microstructure was dated on 7070±290 BP (Skołozów I profile). The micromorphological features indicated formation of this horizon *in situ* in hydromorphic conditions. The humic layer – Ab I changed towards valley axis in the thin peat layer with a spongy microstructure. The top of this peat (Oe/Me I) was dated on 6780±60 BP (Skołozów II). The second humic horizon was formed probably in dryer conditions and was dated on 3670±270 BP (Skołozów I). The Iron nodules are absent in the groundmass but more secondary calcium carbonates occurs there. The development of this humic horizon was interrupted very rapidly. The floodwaters eroded the upper parts of this humic layer and formed a washed structure from an organic matter. These layer with the washed structure was covered with a laminated overbank deposits, 60 cm thick in the valley axis (Skołozów II). Upper the humic horizon directly below recent soil was covered with the overbank deposits in the whole valley bottom at 2180±170 BP (Skołozów VI) and at 1760±190 BP (Skołozów I). The micromorphological features of this horizon are parallel to the oldest buried soil (Ab I). The features in the buried humic horizons are similar to the present day soil cover, indicated the pedogenesis characteristic for the mollic horizon indicated in Chernozems to, during the whole Lateglacial-Holocene. There are high organic carbon content, decomposed organic matter very well, secondary carbonates content, channel or the spongy microstructures.

The Strwiąż river is the tributary of the Dniester river and after leaving the Carpathians flow across the valley with wide terraced floors. The Čapli and the Humanec, two profiles of the Strwiąż river presents the alluvial sediments of the Holocene.

The Čapli profile consists of a silty loam. Therefore, the micromorphological analysis proved in this profile the occurrence of clay coatings of different development and preservation. The coatings represent illuviation zones. In the lower part of the profile there is a strong influence of a gleyic and a diagenetic processes is preserved. On the terrace plain fragments of ceramics from the late Roman Period was found during the archaeological studies.

The Humanec profile is located 1 km east of the Čapli within a terrace 6 m high. The Humanec profile consists of a sandy loam. In this profile prominent and common effects of the action of the redox processes, probably occurs simultaneous with the pedogenesis. Therefore in the dark layer (observed in the field) was lack of the organic matter.

#### 4. CONCLUSIONS

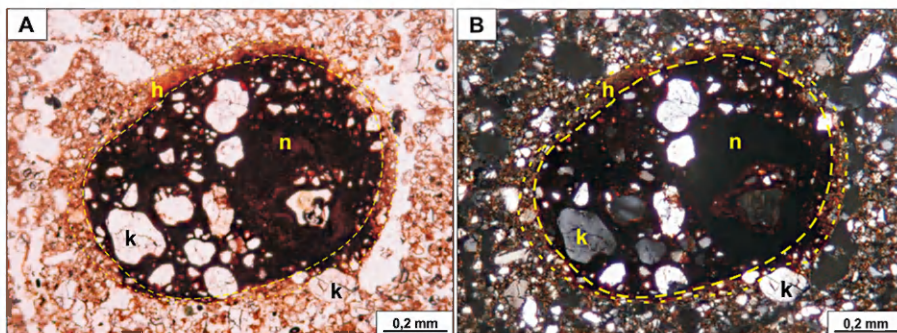
The detailed pedological study proved thesis, that the dark horizons described in the alluvial profiles (during field works) in the Wisloka and the Rada valley are humic – with high organic carbon content, or gleyic – with high iron content in the Humanec or the Čapli profiles. Therefore, these horizons have different importance in reconstruction of the environment changes in the Holocene. The micromorphological features could give an answer how climate, parent material and human activity influence on the pedogenesis.

In the Wisloka and the Rada valleys the humic horizons were formed in situ (on the floodplain), what is proved by the micromorphological analysis. These horizons could indicated decrease of the rivers activity in Central Europe.

In the Strwiąż valley, in analysing profile occurred gley horizons. In thin sections, groundmass is rich in iron and are lack in the organic pedofeatures. These horizons proved high water table level during the sedimentation and genesis of the Fluvisol profile.

Translated by Anna Budek





Fot. 1. Nodula żelazista z ziarnami kwarcu we wnętrzu, otoczony hypootoczką żelazistą, poziom próchniczny mady (A), Podgrodzie C,

A – obraz w świetle przechodzącym

B – obraz w świetle spolaryzowanym

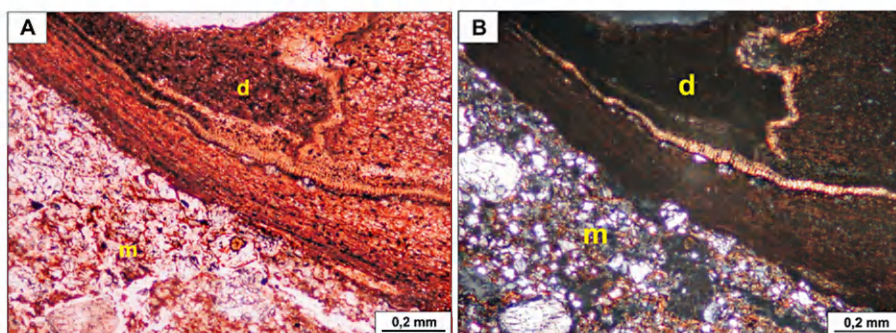
n – nodula żelazista, k – kwarc, h – hypootoczka żelazista

Iron nodule with quartz grains insite and iron hypocoatings, humic A horizon of Fluvisol, Podgrodzie C

A – in plain polarized light

B – in cross polarized light

n – iron nodule, k – quartz grains, h – iron hypocoatings



Fot. 2. Fragment drewna z widoczną w świetle spolaryzowanym „świecąca” celulozą na głębokości 1,0–1,2 m (poziom Bbrg i Cg – profil Podgrodzie C,)

A – obraz w świetle przechodzącym

B – obraz w świetle spolaryzowanym

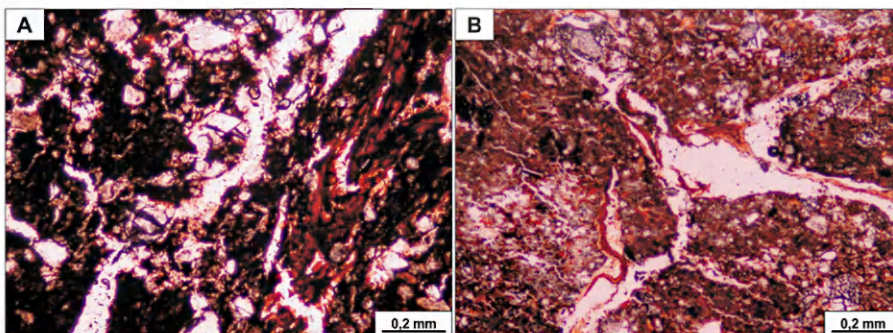
d – fragment drewna, m – masa podstawowa

Fresh wood fragment on the depth 1,0–1,2 m (Bbrg i Cg – horizons Podgrodzie C profile)

A – in plain polarized light

B – in cross polarized light

d – wood fragment, m – groundmass

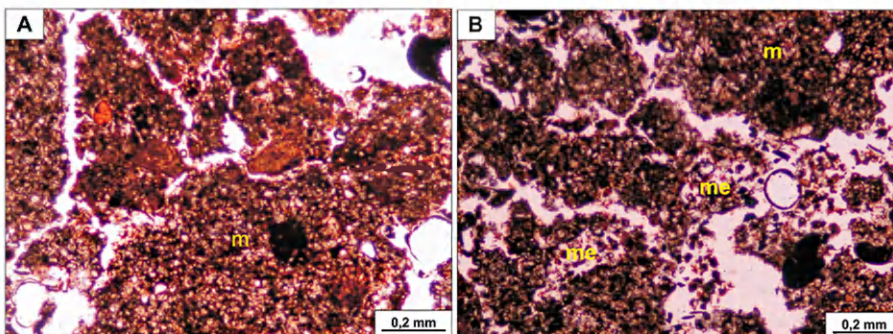


Fot. 3. Dobrze rozłożona materia organiczna, obrazy w świetle przechodzącym  
 A – gąbczastą mikrostrukturą, kopalny poziom próchniczny (Ab, głębokość 1,9–2,1 m, profil Podgordzie)  
 B – fragmenty słabo rozłożonej materii organicznej w kanaliku (Ab, głębokość 1,9–2,1 m, profil Podgordzie)

Very well decomposed organic matter in plain polarized light

A – spongy microstructure in buried humic horizon (Ab, depth 1,9–2,1 m, Podgordzie C profile)

B – weak decomposed organic matter in channel (Ab, depth 1,9–2,1 m, Podgordzie C profile)



Fot. 4. Najniższy kopalny poziom próchniczny, rozłożona substancja organiczna (Ab –I, głębokość 1,33-1,6 m, Skołoszów 1),

A – obraz w świetle przechodzącym

B – obraz w świetle spolaryzowanym

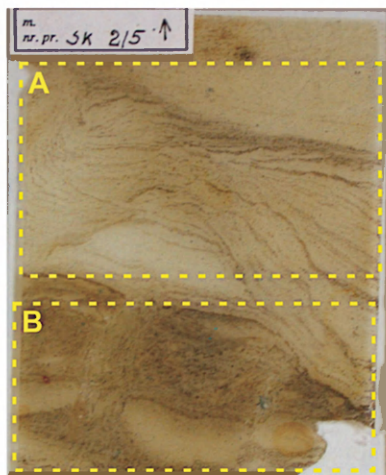
m – masa podstawowa, me – masa podstawowa ze śladami po organizmach żywych

The lowest humic horizon, very well decomposed organic matter (Ab –I, on the depth 1,33-1,6 m, Skołoszów 1),

A – in plain polarized light

B – in cross polarized light

m – groundmass, me – groundmass with excrements



Fot. 5. Szlif – Skołoszów 2, głębokość 1,35–1,55 m

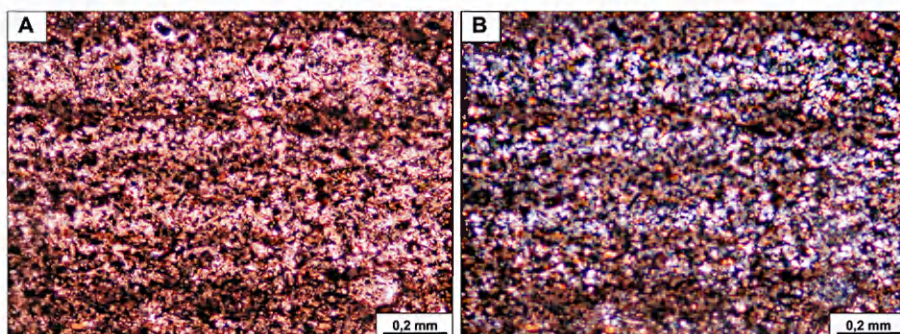
A – osady warstwowane

B – rozmyte osady mineralno-organiczne

Skołoszów 2 thin section, depth 1,35–1,55 m

A – laminated deposits

B – fuzzy mineral-organic deposits



Fot. 6. Osad laminowany, nie zniszczony przez procesy glebotwórcze, (głębokość 1,0–1,2 m, Skołoszów 2)

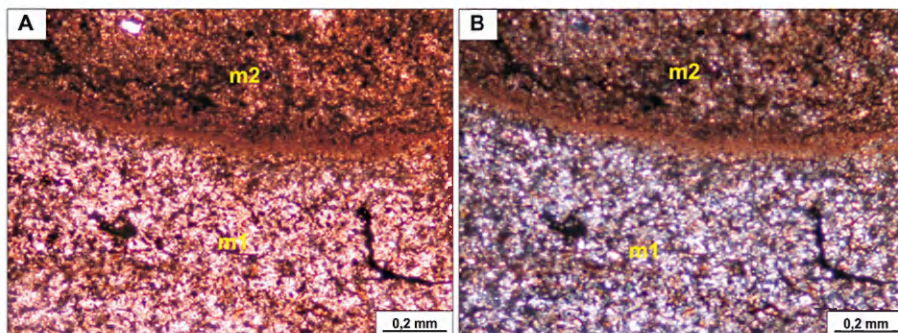
A – obraz w świetle przechodzącym

B – obraz w świetle spolaryzowanym

Very well preserved laminated deposits, (on the depth 1,0–1,2 m, Skołoszów 2)

A – in plain polarized light

B – in cross polarized light



Fot. 7. Wyraźna granica pomiędzy osadem laminowanym a osadem zawierającym rozmytą z poziomu niższego (AbII) substancją organiczną, Skołoszów 2

A – obraz w świetle przechodzącym

B – obraz w świetle spolaryzowanym

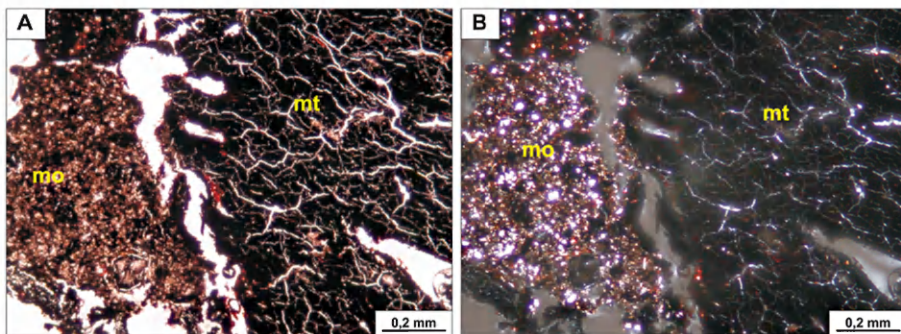
m1 – masa podstawowa, m2 – masa podstawowa, mineralno-organiczna

The line between laminated deposits and fuzzy mineral-organic deposits with lower (AbII) horizon Skołoszów 2

A – in plain polarized light

B – in cross polarized light

m1 – groundmass, m2 – groundmass, organic-humic material



Fot. 8. Kopalny poziom torfu (Oe/Me, głębokość 1,99–2,19 m), Skołoszów 2

A – obraz w świetle przechodzącym

B – obraz w świetle spolaryzowanym

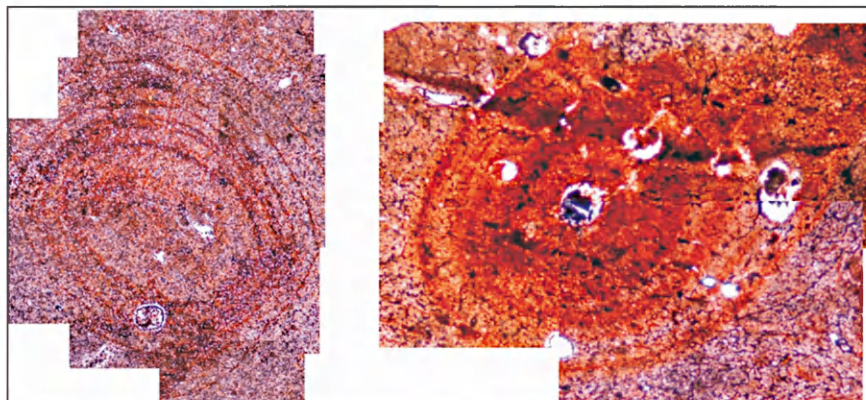
mt – czarna, rozłożona substancja organiczna o strukturze gąbczastej, mo – osad mineralno-organiczny, masywny

The buried peat horizon (Oe/Me, on the depth 1,99–2,19 m) Skołoszów 2

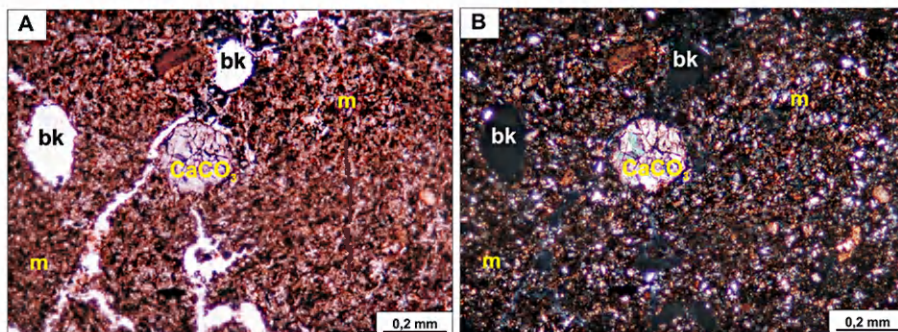
A – in plain polarized light

B – in cross polarized light

mt – black, decomposed organic matter with spongy microstructure, mo – mineral-humic deposit, massive



Fot. 9. Wytrącenia tlenków żelaza w postaci współśrodkowych pierścieni, Skołoszów 2, głębokość 0–0,2 m, obrazy w świetle przechodzącym  
Ring iron nodules, Skołoszów 2, depth 0–0,2 m, in plain polarized light



Fot. 10. Kuliste wytrącenia kalcytu w kopalnym poziomie próchnicznym (głębokość 0,5–0,7 m, Skołoszów 6)

A – obraz w świetle przechodzącym

B – obraz w świetle spolaryzowanym

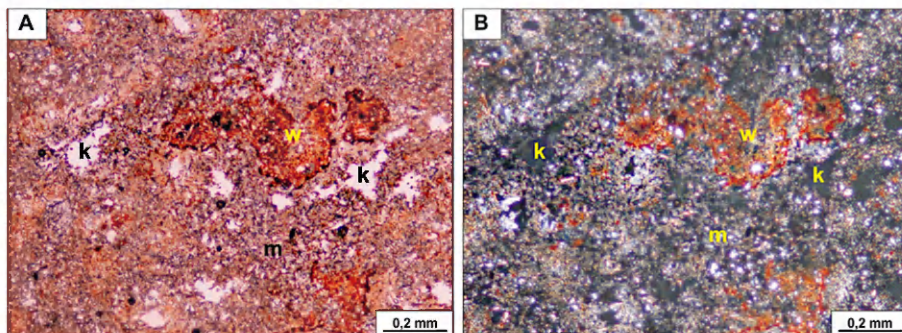
m – masa podstawowa, bk – biokanaliki,  $\text{CaCO}_3$  – wtórne wytrącenia kalcytu

Secondary calcium carbonate in rounded shape in humic horizon (on the depth 0,5–0,7 m, Skołoszów 6)

A – in plain polarized light

B – in cross polarized light

m – groundmass, bk – bio-channels,  $\text{CaCO}_3$  – secondary carbonates



Fot. 11. Wytrącenia tlenków żelaza i drobnych frakcji ilastych w obrębie masy podstawowej, (głębokość 0,5–0,7 m), profil Czaple

A – obraz w świetle przechodzącym

B – obraz w świetle spolaryzowanym

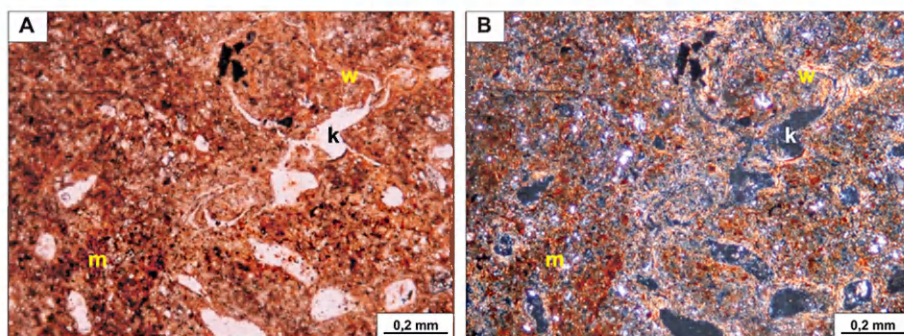
w – wytrącenia tlenków żelaza i drobnej frakcji, k – kanaliki

Iron and clay content in groundmass, on the depth 0,5–0,7 m, Čapli profile

A – in plain polarized light

B – in cross polarized light

w – clay and iron precipitation in groundmass, k – channels



Fot. 12. Iluwalne przemieszczane drobnych frakcji ilastych, (głębokość 0,9–1,1 m), profil Czaple

A – obraz w świetle przechodzącym

B – obraz w świetle spolaryzowanym

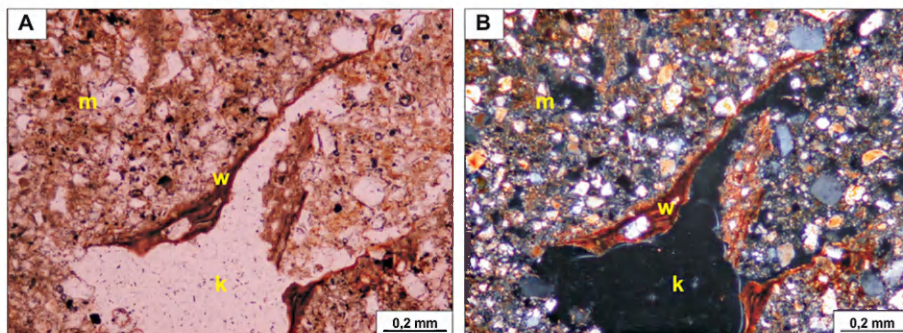
m – masa podstawowa, k – kanaliki, w – wytrącenia drobnych frakcji ilastych

Illuviation processes of clay, on the depth 0,9–1,1 m, Čapli profile

A – in plain polarized light

B – in cross polarized light

m – groundmass, k – channels, w – clay precipitation in groundmass (claycoatings)



Fot. 13. Ilasto-żelazista otoczki wewnątrz kanalikowe, (głębokość 2,35–2,55 m), profil Czaple

A – obraz w świetle przechodzącym

B – obraz w świetle spolaryzowanym

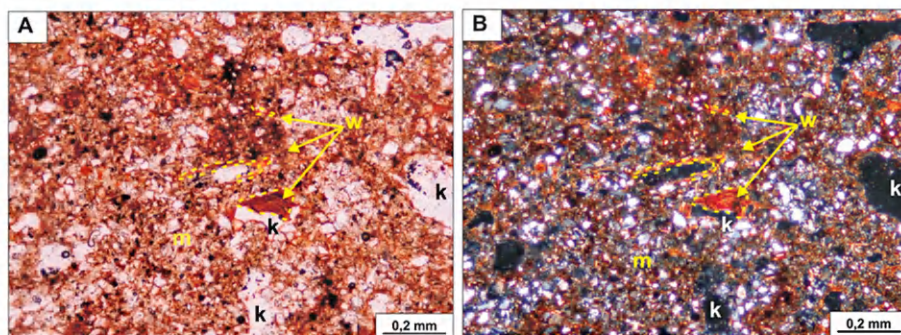
m – masa podstawowa, k – kanaliki, w – wytrącenia żelazisto-ilaste

Iron and clay coatings and hypocoatings, (on the depth 2,35–2,55 m), Čapli profile

A – in plain polarized light,

B – in cross polarized light

m – groundmass, k – channels, w – iron and clay coatings



Fot. 14. Masa podstawowa „impregnowana” tlenkami żelaza, procesy oksydo-redukcyjne, (głębokość 2,0–2,2 m), profil Czaple

A – obraz w świetle przechodzącym

B – obraz w świetle spolaryzowanym

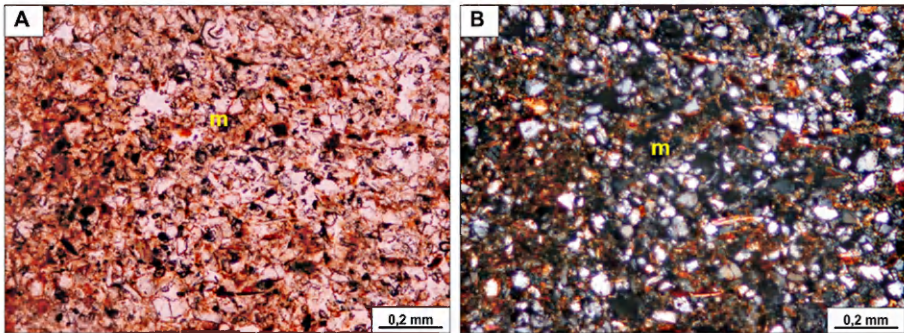
m – masa podstawowa, k – kanaliki, w – fragmentarycznie zachowane wytrącenia drobnych frakcji ilastych

Iron impregnated groundmass, oxydo-reduction processes, on the depth 2,0–2,2 m, Čapli profile

A – in plain polarized light

B – in cross polarized light

m – groundmass, k – channels, w – destroyed claycoatings



Fot. 15. Masa podstawowa impregnowana tlenkami żelaza (głębokość 1,35–1,55 m), profil Humanec

A – obraz w świetle przechodzącym

B – obraz w świetle spolaryzowanym

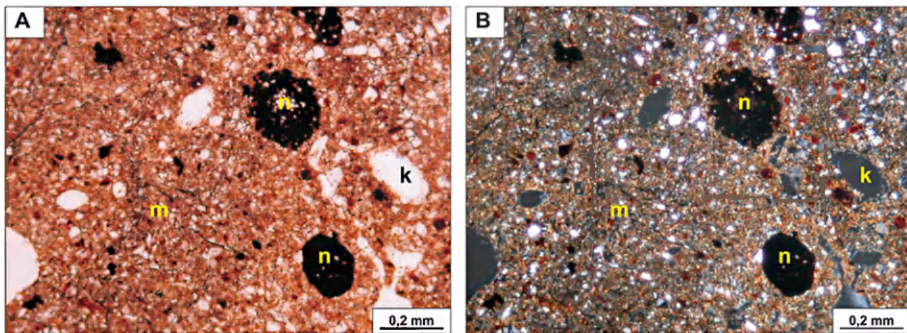
m – masa podstawowa

Groundmass impregnated by iron oxide (on the depth 1,35–1,55 m), Humanec profile

A – in plain polarized light

B – in cross polarized light

m – groundmass



Fot. 16. Nodule żelaziste – głębokość 0,85–1,05 m, profil Humanec

A – obraz w świetle przechodzącym,

B – obraz w świetle spolaryzowanym

n – nodule, m – masa podstawowa, k – kwarc

Iron nodule – on the depth 0,85–1,05 m, Humanec profile

A – in plain polarized light

B – in cross polarized light

n – nodules, m – groundmass, k – quartz grains



Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN im. Stanisława Leszczyckiego wydaje następujące publikacje seryjne:

*Geographia Polonica, Prace Geograficzne, Przegląd Geograficzny, Dokumentacja Geograficzna, Europa XXI, Geopolitical Studies, Bibliografia Geografii Polskiej, Atlas Warszawy oraz Atlas Rzeczypospolitej Polskiej (1993–1997) i Centralny Katalog Zbiorów Kartograficznych w Polsce (1961–2000).*

#### MONOGRAFIE

1. Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1997, *Bioklimatologia człowieka. Metody i ich zastosowanie w badaniach bioklimatu Polski.*
2. Starkel L., 2001, *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś.*
3. Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., Limanówka D., 2002, *Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie.*
4. Kozłowska-Szczęśna T., Krawczyk B., Kuchcik M., 2004, *Wpływ środowiska atmosferycznego na zdrowie i samopoczucie człowieka.*
5. Gawryszewski A., 2005, *Ludność Polski w XX wieku.*
6. Węclawowicz G., Bański J., Degórski M., Komornicki T., Korcelli P., Śleszyński P., 2006, *Przestrzenne zagospodarowanie Polski na początku XXI wieku.*
7. Taylor Z., 2007, *Rozwój i regres sieci kolejowej w Polsce.*
8. Matuszkiewicz J.M. (red.), 2007, *Geobotaniczne rozpoznanie tendencji rozwojowych zbiorowisk leśnych w wybranych regionach Polski.*
9. Roo-Zielińska E., Solon J., Degórski M., 2007, *Ocena stanu i przekształceń środowiska przyrodniczego na podstawie wskaźników geobotanicznych, krajobrazowych i glebowych.*
10. Gawryszewski A., 2009, *Ludność Warszawy w XX wieku.*

#### ATLAS WARSZAWY

6. Misztal S., 1998, *Przekształcenia struktury przemysłu Warszawy.*
7. Potrykowska A., Śleszyński P., 1999, *Migracje wewnętrzne w Warszawie i województwie warszawskim.*
8. Luniak M., Kozłowski P., Nowicki W., Plit J., 2001, *Ptaki Warszawy 1962–2000.*
9. Śleszyński P., 2006, *Przedsiębiorstwa w przestrzeni Warszawy.*
10. Degórska B., Deręgowska A., 2008, *Zmiany krajobrazu obszaru metropolitalnego Warszawy na przełomie XX i XXI wieku.*
11. Stępiak M., Węclawowicz G., Górczyńska M., Bierzyński A., 2009, *Warszawa w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 2002.*

Sprzedaż i prenumeratę publikacji IGiPZ PAN prowadzą księgarnie:

- Dom Handlowy Nauki Sp. z o.o. PAN, ul. Szczęśliwicka 2/17, 02-352 Warszawa, tel./fax 22-8229869, tel. 0- 22-6581558.
- Główna Księgarnia Naukowa im. Bolesława Prusa, ul. Krakowskie Przedmieście 7, 00-068 Warszawa, tel. 0- 22-8261835.

W niniejszej pracy dokonano analizy gleb rozwijających się na równinach zalewowych. Są to gleby aluwialne w różnym stadium rozwoju. Ze względu na charakter utworów i ich poligenetyczność można powiedzieć, że reprezentują one kopalne pedokompleksy. Uwaga została skupiona na genezie oraz właściwościach poziomów próchnicznych i mineralnych występujących w madach.

Dla badaczy gleb kopalnych bardzo istotne jest określenie czasu w jakim gleba powstawała w określonych warunkach środowiska i moment kiedy jej rozwój został przerwany, który określa jej wiek. Wyznaczenie wieku kopalnych poziomów glebowych bywa trudne, głównie ze względu na to, że ich właściwości fizyczne i chemiczne mogą być maskowane przez współczesne procesy glebotwórcze. Poznanie gleb kopalnych jest bardzo cennym źródłem informacji o zmianach środowiska przyrodniczego w określonym czasie. Badania kopalnych poziomów w osadach aluwialnych były jak dotąd podejmowane sporadycznie. Koncentrowały się one głównie na litologii, tempie, warunkach i wieku sedymentacji. Poziomy próchniczne opisywane w profilach aluwialnych rozpatrywane były jako przerwy w akumulacji osadów.

Ze względu na dynamikę środowiska równin zalewowych problemem było oddzielenie kopalnych gleb lub poziomów w osadach równin zalewowych od gleb rozwijających się współcześnie. Określenie genezy poziomów próchnicznych jest szczególnie ważne dla datowania gleb kopalnych i rekonstrukcji zmian środowiska w trakcie budowania równin zalewowych. W poszczególnych poziomach gleb aluwialnych zapisane są zmiany środowiska przyrodniczego, które wpływały na tworzenie profilu glebowego w warunkach jego ciągłego nadbudowywania w czasie powodzi. Przy interpretacji cech poziomów próchnicznych w osadach aluwialnych należy uwzględnić różnorodność warunków sedymentacji rzecznej i obecność materiału allochtonicznego odzwierciedlające się w niejednorodności cech poziomu.