

Przegląd Naukowy – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska nr 64, 2014: 170–184  
(Prz. Nauk. Inż. Kszt. Środ. 64, 2014)  
Scientific Review – Engineering and Environmental Sciences No 64, 2014: 170–184  
(Sci. Rev. Eng. Env. Sci. 64, 2014)

**Sylwia K. DYTŁOW, Beata GÓRKA-KOSTRUBIEC**

Zakład Magnetyzmu, Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk  
Magnetism Department, Institute of Geophysics of Polish Academy of Science

## **Parametry magnetyczne jako wskaźnik procesów zachodzących w czarnoziemie zdegradowanym uformowanym na miechowskim płacie lessowym** **Magnetic parameters as an indicator of the processes occurring in the degraded chernozem developed in loess from Miechow area**

**Słowa kluczowe:** magnetyzm środowiskowy, podatność magnetyczna, parametry glebowe, gleby  
**Key words:** environmental magnetism, magnetic susceptibility, soil parameters, soils

### **Wprowadzenie**

Magnetometria jest stosowana w magnetyzmie środowiskowym do badań zanieczyszczeń gleb (Jeleńska i inni 2004, 2008a; Magiera, Strzyszczyński, Kapićka i Petrowský 2006, Magiera, Strzyszczyński i Rachwał, 2007, Magiera i Zawadzki, 2007), powietrza (Muxworthy, Schmidbauer i Petersen, 2002, Muxworthy, Matzka, Davila i Petersen, 2003, Sagnotti, Marcri, Egli i Mondino, 2006, Górka-Kostrubiec, Król i Jeleńska, 2012, Petrovský i inni, 2013) oraz charakterystyki paleogleb (Maher i Thompson, 1999, Liu i inni, 2005, Lu, Chen, Wang i Liu, 2012).

Magnetometria glebowa (Evans i Heller, 2003, Thompson i Oldfield, 1986) wykorzystuje własności magnetyczne gleb do badania procesów glebotwórczych – pedogenezy (Jordanova, Petrovský, Jordanova, Evlogiev i Butchvarova 1997, Maher, Alekseev i Alekseeva 2003, Jeleńska i inni, 2008b, Jordanova, Jordanova, Petrov i Tsacheva, 2010, Orgeira, Egli i Compagnucci, 2011) oraz czynników antropogenicznych wpływających na zmiany w środowisku naturalnym (Jeleńska i inni, 2004, 2008a, Jordanova, Jordanova i Tsacheva, 2008b).

Własności magnetyczne gleb zależą zarówno od pierwotnych właściwości litogenicznych podłoża, jak i od procesów pedogenicznych kształtujących gleby oraz czynników antropogenicznych, np. depozycji zanieczyszczeń komunikacyj-

nych i przemysłowo-miejskich oraz sposobu użytkowania gleby.

Pierwsze badania gleb (Maher, 1986) przy użyciu metody magnetycznej były prowadzone dla gleb kwaśnych brunatnych, glejowych i polegały na wyznaczeniu wpływu procesów oglejenia i bielicowania na parametry magnetyczne. Maher (1998) i Maher i inni (2003) wyznaczyli zależność podatności magnetycznej powierzchniowej warstwy gleby od czynników klimatycznych, tj. temperatura i wilgotność, oraz czynników glebowych: zakwaszenia, drenażu i bilansu wodnego. Badania te były prowadzone dla czarnoziemów z Ukrainy i Rosji oraz paleogleb powstałych na chińskich lessach (Maher i Thompson, 1994, 1995, Maher, Thompson i Zhou, 1994, Thompson i Maher, 1995, Liu i inni, 2004, 2005). Praca Hanesch i Schloger (2005) pokazała wpływ skały macierzystej, na której powstała gleba, na rodzaj i dystrybucję cząstek magnetycznych z głębokością profilu. Na podstawie badań własności magnetycznych gleb z terenu Bułgarii (Jordanova i inni, 2008a, Jordanova, Grygar, Jordanova i Petrov, 2011) wiadomo, że na wielkość ziaren magnetycznych w obrębie profilu mają wpływ cechy teksturalne gleby (uziarnienie) oraz zawartość materii organicznej, ilość humusu i odczyn gleby.

Na właściwości gleb wpływają czynniki przyrodnicze, do których zalicza się: rodzaj skały macierzystej, na której formowała się gleba, uwarunkowania związane z położeniem geograficznym, ukształtowanie terenu oraz czynniki klimatyczne, tj. wielkość opadów, temperatura, szata roślinna (Jenny, 1941, Fanning i Fanning, 1989, Maher i inni, 2003, Orgeira i inni, 2011).

Żelazo jest pierwiastkiem powszechnie występującym zarówno w glebach, jak i skałach macierzystych gleb. Tlenki żelaza nadają glebie charakterystyczną barwę oraz są cechą diagnostyczną do wyznaczania poziomów genetycznych i kierunku przemian zachodzących w glebie (Cornell i Schwertmann, 2003). Ilość i dystrybucja tlenków, wodorotlenków i siarczków żelaza w glebie jest wskaźnikiem intensywności procesu glebotwórczego. Z podstawowymi procesami glebotwórczymi, tj. bielicowanie, brunatnienie, rdzawienie, oglejenie, związane są nagromadzenie i migracja wolnych tlenków żelaza. Przemieszczanie się tlenków żelaza (mobilność) w glebach zależy od obecności kwasów humusowych. Tlenki, wodorotlenki i siarczki żelaza mają właściwości ferromagnetyczne. Pomiar właściwości magnetycznych pozwala śledzić koncentrację, rozkład i rodzaj minerałów żelaza w profilu glebowym.

Metody stosowane w magnetyzmie środowiska (np. magnetometria glebowa) opierają się na pomiarach zestawu parametrów magnetycznych, które określają koncentrację cząstek magnetycznych (tlenków, wodorotlenków i siarczków żelaza) oraz pozwalają stwierdzić ich rodzaj, stan domenowy i wielkość ziaren magnetycznych (Maher, 1986, Jeleńska i inni, 2008a, Jeleńska i inni, 2008b). Magnetometria glebowa jest narzędziem, które pozwala wychwycić subtelne zmiany w glebie oraz wskazać różnice i podobieństwa między poziomami genetycznymi.

Magnetyczna charakterystyka gleb polega na wyznaczeniu podstawowych parametrów magnetycznych odzwierciedlających cechy poszczególnych

poziomów glebowych. Podatność magnetyczna ( $\chi$ ) jest parametrem proporcjonalnym do koncentracji cząstek magnetycznych (związków żelaza) obecnych w glebie. Zależność podatności od częstotliwości ( $\chi_{fd\%}$ ) wskazuje na obecność w glebie ziaren superparamagnetycznych (SP) powstających w procesie pedogenezy. Zmiany tego parametru wraz ze wzrostem głębokości pozwalają na wskazanie granicznej głębokości między poziomami genetycznymi a skałą macierzystą. Bezhisterezowa podatność magnetyczna ( $\chi_{ARM}$ ) jest proporcjonalna do koncentracji cząstek magnetycznych oraz jest wskaźnikiem jednodomenowych ziaren magnetycznych (SD). Parametry histerezy, do których zalicza się: namagnesowanie nasycenia ( $M_s$ ), remanencję nasycenia ( $M_{rs}$ ), pole koercji ( $H_c$ ) oraz koercję remanencji ( $H_{cr}$ ), pozwalają określić strukturę magnetyczną minerałów (wielkość cząstek i rodzaj domen magnetycznych). Identyfikację składu mineralnego związków żelaza w glebie przeprowadza się na podstawie pomiarów temperaturowych zmian określonych parametrów magnetycznych, tj. podatności ( $\chi$ ) i izotermicznej remanencji nasycenia (SIRM). Do analizy związków żelaza obecnych w glebach wykorzystuje się temperatury wartości charakterystyczne temperatury przejść fazowych: temperaturę Curie ( $T_C$ ) dla przejścia ferromagnetyk – paramagnetyk, temperaturę przejścia Verveya i Morina oraz temperatury rozblokujące pozostałość magnetyczną (SIRM) świadczące o obecności określonych minerałów magnetycznych.

Celem pracy było wskazanie zmian parametrów magnetycznych i glebowych wraz ze wzrostem głębokości, które cha-

rakteryzują procesy zachodzące w czarnoziemie zdegradowanym uformowanym na miechowskim płacie lessowym.

## Metodyka

Do realizacji celu niniejszej pracy pobrano jeden profil glebowy czarnoziemiu, który został uformowany na miechowskim płacie lessowym, w miejscowości Kolosy, na Wyżynie Małopolskiej w Polsce. Profil KOL (skrót od miejsca pobrania Kolosy) jest czarnoziemem zdegradowanym (Uzarowicz, 2011) z niewielkim mechanicznym przemieszczaniem łu koloidalnego i żelaza do poziomu brunatnienia. Profil KOL był zlokalizowany na wierzchołku o wieloletnim zadarnieniu. Lokalizację wybrano na podstawie wcześniej przeprowadzonych badań glebowych oraz na podstawie znajomości geomorfologii, warunków klimatycznych i przeszłości geologicznej obszaru.

Czarnoziemy charakteryzują się dużą miąższością poziomu akumulacji próchnicy, a zawartość związków organicznych maleje w głąb profilu. Prawdopodobnie pod wpływem roślinności lasów liściastych czarnoziemy ulegały procesom brunatnienia (uruchamianie in situ związków żelaza) oraz przemycania (lessivage – przemieszczanie łu w głąb profilu), które doprowadziły do powstawania odpowiednio poziomów brunatnienia cambic ( $B_{br}$ ) lub poziomu argic ( $B_t$ ). Oba te procesy, nakładając się na wcześniejszy właściwy proces tworzenia czarnoziemów, przyczyniły się do powstania czarnoziemów zdegradowanych (zbrunatniałych lub wylugowanych). W czarnoziemach występujących

w miejscach wyżej położonych (tak jak badany w profil KOL) następuje często wymywanie związków zasadowych, głównie węglanów, do poziomu iluwialno-węglanowego. W ten sposób formują się czarnoziemy zdegradowane, których cechą charakterystyczną jest dwudzielność poziomu próchniczego: właściwy, ciemny poziom próchniczny mollic – A i podpoziom anthropic –  $A_p$  z mniejszą zawartością materii organicznej i wynikającą z tego jaśniejszą barwą. W zdegradowanych czarnoziemach występują poziomy cambic, argilic (argic), agric świadczące o dominacji innych procesów glebotwórczych (Żyła, 2007). Poniżej poziomu A zaznacza się obecność poziomu  $B_{br}$  i zalęganie węglanów nie głębiej niż 90 cm. Czarnoziemy zdegradowane cechują się odczynem słabo kwaśnym (pH 5,5–6,4). Zawartość próchnicy waha się od 2 do 2,5% (Bednarek i Prusinkiewicz, 1999).

Profil KOL należy do gleb o dużej zawartości substancji organicznej i powstał na terenie pokrytym pierwotnie roślinnością łąkowo-stepową. Skałą macierzystą, na której formował się czarnoziem, był less. Profil KOL składa się z następujących poziomów genetycznych:

- $A_p$  (0–10 cm) – poziom próchniczny darniowy; pył o strukturze gruzelkowej średniej i barwie bardzo ciemnoszaro-brązowej 10YR3/2;
- A (10–60 cm) – poziom próchniczny; pył gruby o strukturze gruzelkowej drobnej i barwie bardzo ciemnoszaro-brązowej 10YR3/2;
- $AB_{br}(B_t)$  (60–80 cm) – poziom przejściowy podpróchniczny z cechami brunatnienia i iluwiacji; pył ilasty o strukturze gruzelkowej drobnej i bardzo drobnej i barwie bardzo

- ciemnoszaro-brązowej 10YR3/2, poziom wzbogacony we frakcję ilastą;
- $B_{br}C$  (80–120 cm) – poziom przejściowy brunatnienia i skały macierzystej; pył ilasty o strukturze gruzelkowej od bardzo drobnej do średniej i barwie ciemnobrązowej 10YR3/3;
- $C_{Ca}$  (>120 cm) – skała macierzysta; less o strukturze gruzelkowej od bardzo drobnej do średniej i barwie jasnobrązowej 10YR6/3, poziom zawiera węglan wapnia.

Próbki do badań pobrano z pionowego profilu sięgającego do głębokości 150 cm (poziom skały macierzystej), co około 10 cm, następnie glebę suszono do stanu powietrzno-suchego i przesiano. Dla pomiaru podatności magnetycznej glebę umieszczono w sześciennych plastikowych pudełkach o objętości 10 cm<sup>3</sup>. Dla pomiaru parametrów histerezy wykonano dodatkowe próbki. W tym celu glebę zmieszano z wodą i uformowano cylindryczne próbki o średnicy 5 mm i wysokości 10 mm.

Dla każdej próbki wyznaczono następujące parametry magnetyczne i glebowe: podatność magnetyczną, bezhisterezową remanencję i podatność magnetyczną, parametry pętli histerezy magnetycznej, parametry termicznego rozmagnesowania oraz zmian podatności objętościowej z temperaturą, przybliżoną zawartość substancji organicznej, zawartość węglanu wapnia i odczyn gleby.

Podatność magnetyczną na jednostkę masy ( $\chi$ ) przy użyciu mostka MFK1-FA Multi-Function Kappabridge firmy Agico. Podatność magnetyczną mierzono w dwóch częstotliwościach pola magnetycznego (990 i 15 000 Hz), co pozwoliło

na wyznaczenie parametru ( $\chi_{fd\%}$ ) zgodnie ze wzorem  $\frac{\chi_{LF} - \chi_{HF}}{\chi_{LF}} 100\%$ .

Bezhisterezową remanencję magnetyczną (ARM) wyznaczono przy użyciu magnetometru SQUID firmy 2G Enterprises po wcześniejszym nałożeniu na próbkę pola zmiennego o malejącym natężeniu od 100 mT do 0 T i jednoczesnym działaniu pola stałego o natężeniu 100  $\mu$ T. Bezhisterezową podatność magnetyczną ( $\chi_{ARM}$ ) otrzymano poprzez podzielenie ARM przez wartość stałego pola magnetycznego.

Parametry pętli histerezy magnetycznej ( $M_{rs}$  – remanencję nasycenia,  $M_s$  – namagnesowanie nasycenia,  $H_c$  – pole koercji,  $H_{cr}$  – koercja remanencji) wyznaczono przy użyciu magnetometru wibracyjnego VSM firmy Molspin.

Pomiary krzywych termicznego roznamagnesowania SIRM(T) wyznaczono przy użyciu urządzenia firmy TUS Electronics. Przed pomiarem każdą próbkę namagnesowano w polu magnetycznym o natężeniu 9 T wystarczającym do nasycenia minerałów twardych magnetycznie. Zmiany podatności objętościowej z temperaturą –  $\kappa(T)$  wyznaczono, wykorzystując mostek podatności magnetycznej KLY-3S z przystawką temperaturową. Pomiary  $\kappa$  wykonano podczas grzania, a następnie chłodzenia próbki w zakresie od 20 do 700°C.

Przybliżoną zawartość procentową substancji organicznej oznaczono na podstawie strat prażenia (ang. loss on ignition) – LOI. Podczas prażenia substancji w 500–550°C dochodzi do utleniania się substancji organicznej do dwutlenku węgla. Zatem podczas prażenia dochodzi do straty wagi proporcjonalnej do zawartości substancji organicznej

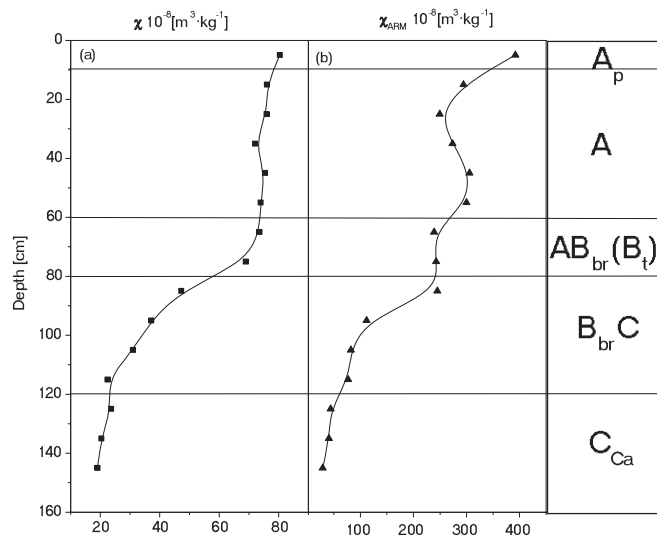
w próbce. Metoda ta w porównaniu z metodą Tiurina jest mniej uniwersalna i pozwala na orientacyjne określenie zawartości materii organicznej. Wyniki uzyskane metodą strat prażenia zazwyczaj są wyższe niż w metodzie Tiurina. Spowodowane jest to stratami masy wywołanymi spalaniem zarówno substancji organicznej, jak i przemianami w części mineralnej gleby, m.in. dehydroksylacją minerałów ilastych (Myślińska, 2001).

Zawartość węgla wapnia została oznaczona metodą Scheiblera. Polega ona na oznaczeniu objętości dwutlenku węgla, jaki powstaje w wyniku reakcji węgla wapnia zawartego w próbce gleby z 10-procentowym kwasem solnym.

Pomiary pH wykonano metodą elektrometryczną przy użyciu miernika cyfrowego pH/mV (Redox) Greisinger GPHR 1400. Próbkę przygotowano zgodnie z instrukcją Heada (1992), tj. glebę przesiewano przez sito o średnicy oczek 2 mm, odważono stałą masę próbki, a następnie zalewano wodą destylowaną. Pomiar odczynu gleby wykonywano po 24 godzinach.

## Wyniki i dyskusja

Rysunek 1 przedstawia zmiany parametrów magnetycznych ( $\chi$  i  $\chi_{ARM}$ ) wraz ze wzorem głębokości. Dodatkowo na wykresach zaznaczono poziomy genetyczne. Podatność magnetyczna jest parametrem proporcjonalnym do koncentracji magnetycznych minerałów zawartych w glebie. Największe wartości podatności są obserwowane w wierzchnich warstwach gleby:  $80 \cdot 10^{-8} \text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ . Podatność maleje wraz ze wzorem głębokości i najmniejszą wartość osią-



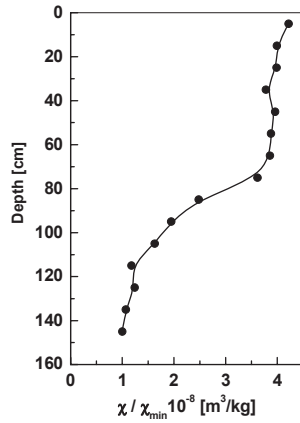
RYSUNEK 1. Zmiany parametrów magnetycznych z głębokością dla profilu KOL: (a) podatność magnetyczna –  $\chi$ , (b) bezhisterezowa podatność magnetyczna –  $\chi_{ARM}$   
 FIGURE 1. Vertical distribution of magnetic parameters: (a) magnetic susceptibility –  $\chi$ , and (b) anhysteretic magnetic susceptibility –  $\chi_{ARM}$  of the profile KOL

ga dla poziomu skały macierzystej:  $20 \cdot 10^{-8} \text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ . Warstwa próchnicza charakteryzuje się największą dynamiką procesów biochemicznych, co wpływa bezpośrednio na produkcję silnie magnetycznych tlenków żelaza. Proces ten odzwierciedla silną podatność magnetyczną w poziomie A. Malejące wartości podatności magnetycznej poniżej poziomu próchniczego A są związane z występowaniem poziomów o charakterze iluwialnym:  $AB_{br}(B_t)$  i  $B_{br}C$ , o mniejszej koncentracji związków żelaza. Najsłabszą podatnością magnetyczną charakteryzuje się less, ubogi w silne magnetyczne związki żelaza, które stanowią w tym profilu skałę macierzystą. Bezhisterezowa podatność magnetyczna zmienia się w głąb profilu glebowego, podobnie jak podatność magnetyczna. Zmiany wartości  $\chi_{ARM}$  są proporcjonalne do koncentracji minerałów magnetycznych w gle-

bie i równocześnie wskazują na zmiany udziału ziaren o strukturze jednodomowej (SD) w głąb profilu.

Normalizacja podatności magnetycznej do wartości minimalnej dla skały macierzystej informuje o wzbogaceniu magnetycznym w głąb profilu. Wzbogacenie gleby w frakcję magnetyczną jest proporcjonalne do ilości pedogenicznych tlenków żelaza (magnetytu i maghemitu) oraz do zawartości drobnych ziaren magnetycznych powstających w procesie pedogenezy.

Dla badanego czarnoziem największe wzbogacenie magnetyczne zaobserwowano w poziomach A i  $AB_{br}(B_t)$ , dla których zawartość materii organicznej jest największa. Z rysunku 2 widać, że górne poziomy profilu mają 4-krotnie większe wzbogacenie we frakcję magnetyczną w stosunku do lessu, na którym uformował się czarnoziem. Tak duże



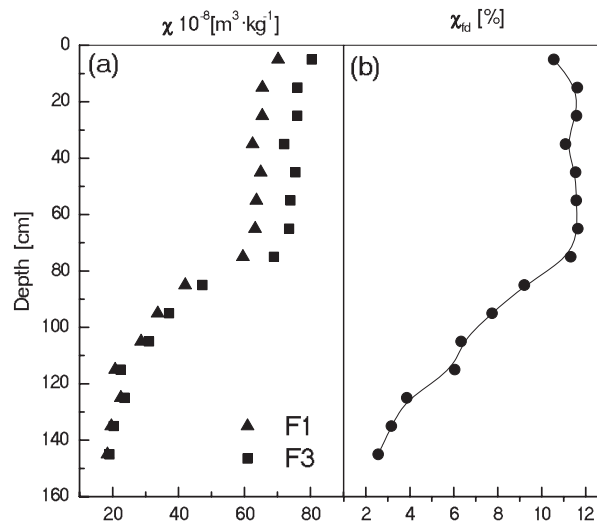
RYSUNEK 2. Rozkład podatności magnetycznej znormalizowanej przez minimalną wartość dla skały macierzystej (less)

FIGURE 2. Distribution of susceptibility normalized by minimum value related to parent rock (loess)

wzbogacenie można tłumaczyć obecnością materii organicznej, która wspomaga procesy pedogenezy będące źródłem związków żelaza.

Drugim wskaźnikiem zaawansowania procesów pedogenezy jest parametr  $\chi_{fd\%}$ , którego wartość zależy od ilości ziaren SP powstających w procesie pedogenezy. Duże wartości  $\chi_{fd\%}$  (10–12%) w poziomie próchnicznym mollic – A i przejściowym  $AB_{br}(B_t)$  wskazują na zaawansowane procesy pedogeniczne, które produkują około 75% ziaren SP. Parametr  $\chi_{fd\%}$  zaczyna maleć w obrębie poziomu iluwialnego  $B_{br}C$ , zatem obniża się aktywność procesów glebotwórczych generujących pedogeniczne ziarna magnetyczne SP. Małe wartości  $\chi_{fd\%}$  (2–4%) obserwowane są dla skały macierzystej (lessu) od głębokości 110 cm (rys. 3).

Identyfikacja składu mineralnego (rozpoznanie rodzaju minerałów magnetycznych) jest możliwa przy zastosowaniu metod termicznych wykorzystujących tzw. wartości charakterystyczne temperatury przemian fazowych: tem-

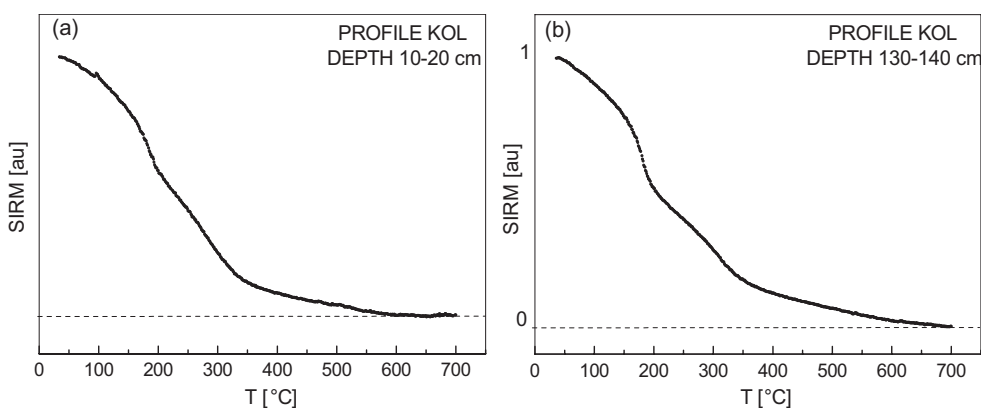


RYSUNEK 3. Podatność magnetyczna w dwóch częstotliwościach  $f_1 = 990$  Hz i  $f_2 = 15\,000$  Hz (a) i procentowa zależność podatności magnetycznej od częstotliwości pola –  $\chi_{fd\%}$  (b)

FIGURE 3. Magnetic susceptibility in two frequencies  $f_1 = 990$  Hz and  $f_2 = 15\,000$  Hz (a) and a frequency dependence of susceptibility –  $\chi_{fd\%}$  (b)

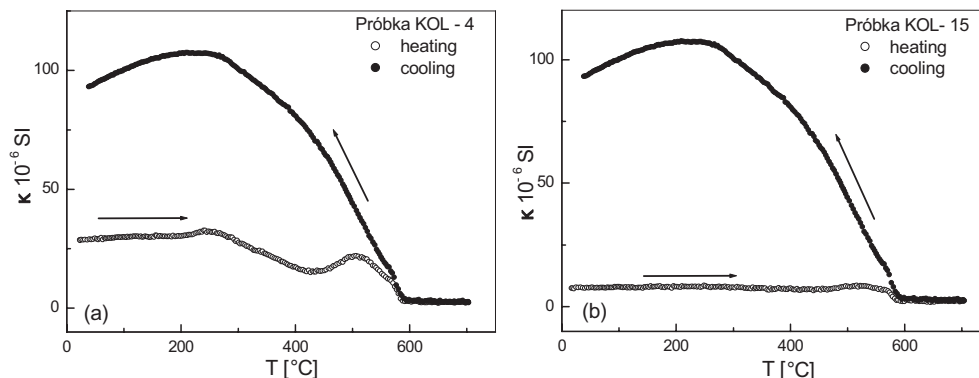
peraturę Curie ( $T_C$ ) i temperatury ( $T_{ub}$ ) rozblokowujące SIRM. Dla profilu KOL wykonano pomiary krzywych termicznego rozmagnesowania SIRM( $T$ ) i krzywych  $\kappa(T)$ . Na rysunku 4 przedstawiono krzywe zależności SIRM od temperatury dla próbki pobranej z poziomu A (głębokość 10–20 cm) (rys. 4a) i z poziomu  $C_{Ca}$  (głębokość 130–140 cm) (rys. 4b). Z rysunku 4a widać, że SIRM ulega całkowitemu rozmagnesowaniu termicznemu w temperaturze powyżej 600°C, co wskazuje na obecność w próbce maghemitu. Dla próbki z poziomu  $C_{Ca}$  krzywa SIRM wykazuje całkowite rozmagnesowanie w wyższej temperaturze około 680°C, która odpowiada temperaturze rozblokowującej dla twardego magnetycznie hematytu. Pomiar zależności podatności magnetycznej od temperatury –  $\kappa(T)$  (rys. 5a, 5b) wskazuje, że w próbce z poziomu A przemiana fazowa ferromagnetyk – paramagnetyk zaszła w temperaturze Curie równej około 580°C. Świadczy to o obecności w próbce miękkiego magnetycznie magnetytu, który powstał

w wyniku przemiany chemicznej. Należy podkreślić, że pomiary termomagnetyczne SIRM( $T$ ) i  $\kappa(T)$  wymagają potwierdzenia poprzez wyznaczenie dodatkowych parametrów potwierdzających rodzaj minerałów magnetycznych, np. parametry histerezy. Interpretacja tylko rysunku 5 nie daje nam pełnej informacji o rodzaju minerałów magnetycznych zawartych w próbce. Punkt Curie magnetytu nie zawsze wskazuje, że w próbce przed grzaniem obecny jest magnetyt. Warunki eksperymentu często powodują redukcję hematytu i pojawienie się magnetytu, którego pierwotnie nie było w próbce (Jeleńska i inni, 2008a, 2008b). Spadek  $\kappa$  pomiędzy 250 a 400°C można interpretować jako przekształcenie maghemitu w hematyt albo zmianę wielkości ziaren (Jeleńska i inni, 2008a). Pik powyżej 500°C może być wynikiem powstania nowego magnetytu lub jest to efekt Hopkinsona. Podczas chłodzenia odwrotna przemiana fazowa zaszła w temperaturze Curie równej około 580°C. Krzywe chłodzenia mają



RYSUNEK 4. Krzywe rozmagnesowania termicznego SIRM dla profilu KOL: (a) próbka z poziomu A, (b) próbka z poziomu  $C_{Ca}$  (skała macierzysta)  
 FIGURE 4. Thermal demagnetization of saturation isothermal remanence (SIRM) for KOL samples: (a) sample from horizon A, (b) sample from horizon  $C_{Ca}$  (parent rock)





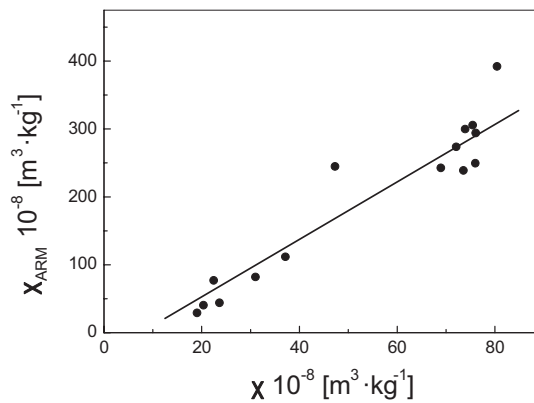
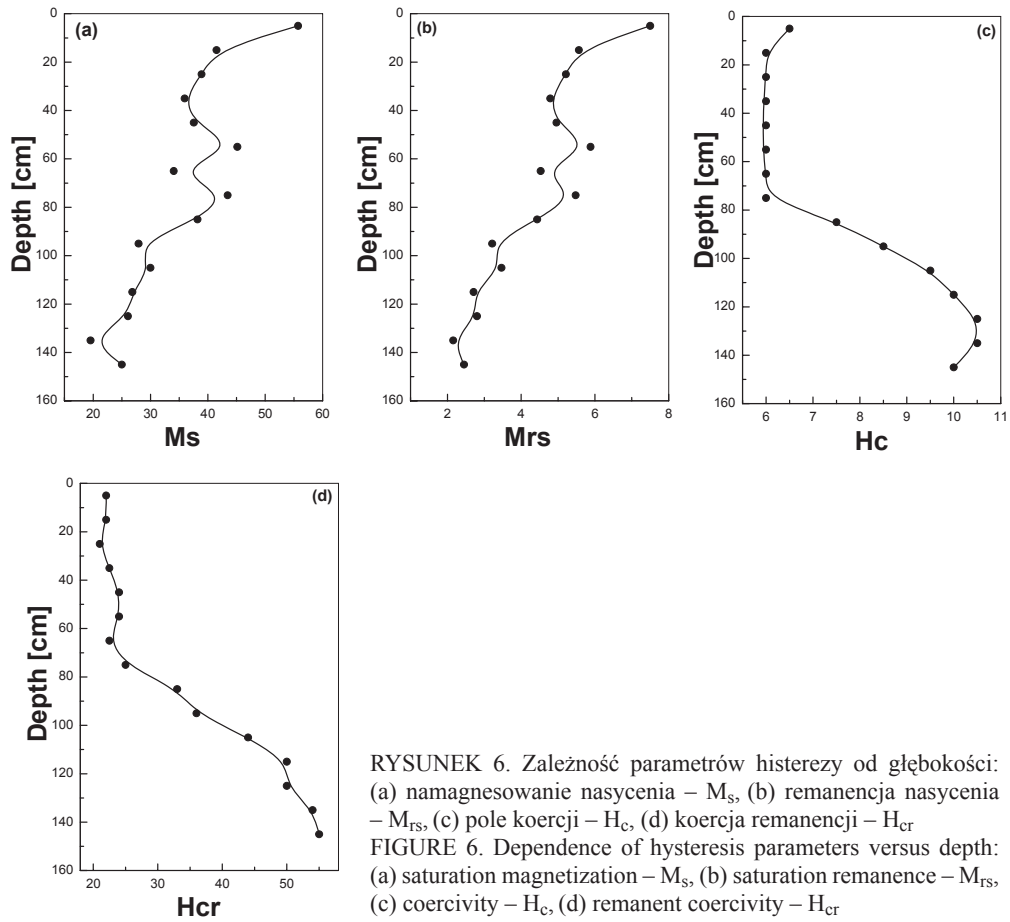
RYSUNEK 5. Zależność podatności magnetycznej od temperatury dla profilu KOL: (a) próbka z poziomu A, (b) próbka z poziomu C<sub>Ca</sub> (skała macierzysta)

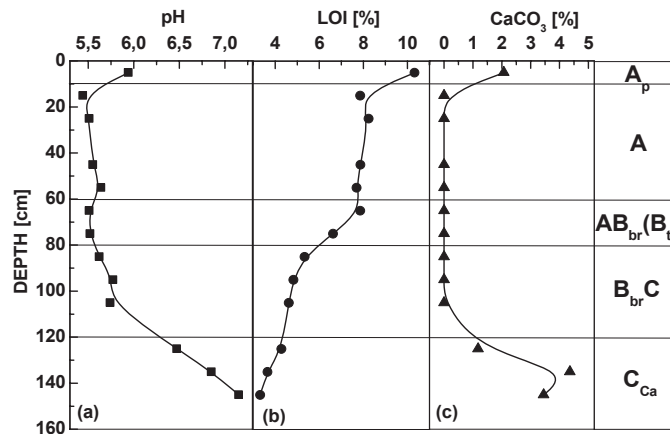
FIGURE 5. Dependence of the magnetic susceptibility of the temperature for KOL samples: (a) sample from horizon A, (b) sample from horizon C<sub>Ca</sub> (parent rock)

podobny przebieg dla próbki z poziomu mollic (rys. 5a) i skały macierzystej (rys. 5b). Przebieg krzywej grzania dla próbki z poziomu A świadczy o przemianach chemicznych zachodzących podczas grzania, w próbce pobranej ze skały macierzystej natomiast takich przemian nie stwierdzono.

Na rysunku 6 przedstawiono parametry pętli histerezy magnetycznej (magnetyzację nasycenia, remanencję nasycenia, pole koercji, koercję remanencji) w zależności od głębokości. Zmiany parametrów histerezy magnetycznej wraz ze wzrostem głębokości pokazują, że dominującym minerałem magnetycznym w poziomie próchnicznym A i AB<sub>br</sub>(B<sub>t</sub>) jest magnetyt/maghemit o małych wartościach pola koercji H<sub>c</sub> ~ 6 mT (rys. 6c) i dużych wartościach M<sub>s</sub> i M<sub>rs</sub> (rys. 6a, 6b). W poziomie B<sub>br</sub>C rośnie udział ziaren o słabym namagnesowaniu i silnej koercji – twardego magnetycznie hematytu. Dla próbek z poziomu skały macierzystej pole koercji (H<sub>c</sub>) stabilizuje się do wartości około 10 mT, wartości M<sub>s</sub> i M<sub>rs</sub> natomiast maleją.

W pracach z zakresu magnetyzmu środowiska wyznacza się jest kilka parametrów oraz ich wzajemne korelacje. Do analizy zmian koncentracji frakcji magnetycznej oraz identyfikacji rodzaju ziaren magnetycznych wzdłuż profilu wyznacza się stosunek  $\chi_{ARM}$  do  $\chi$ . Jak wspomniano wcześniej parametry  $\chi$  i  $\chi_{ARM}$  są zależne od koncentracji minerałów magnetycznych. Rysunek 7 przedstawia zależność między  $\chi$  i  $\chi_{ARM}$  dla profilu KOL. Dane można aproksymować linią prostą. Wskazuje to, że koncentracja pedogenicznych tlenków żelaza maleje wraz ze wzrostem głębokości. Dodatkowo wiadomo, że parametr  $\chi_{ARM}$  jest czuły na obecność ziaren SD, a parametr  $\chi$  – ziaren SP. Zatem stosunek  $\chi_{ARM}$  do  $\chi$  jest wskaźnikiem zmian udziału tych ziaren w profilu glebowym. Zmiana nachylenia linii prostej będzie wskazywać na dominację udziału jednego z typów ziaren magnetycznych (SP lub SD). Dla profilu KOL stosunek  $\chi_{ARM}$  do  $\chi$  jest stały z głębokością, zatem spadek udziału ziaren superparamagnetycznych (SP)





RYSUNEK 8. Zmiany parametrów glebowych z głębokością dla profilu KOL: (a) odczyn gleby – pH, (b) przybliżona zawartość materii organicznej – LOI, (c) zawartość węglanów – CaCO<sub>3</sub>

FIGURE 8. Changes of soil parameters with depth for the profile KOL: (a) soil reactivity – pH, (b) approximation content of organic matter – LOI, (c) content of carbonates – CaCO<sub>3</sub>

następuje wraz z obniżeniem się zawartości ziaren jednodomenowych (SD).

Rysunek 8 przedstawia zmiany parametrów glebowych (pH, LOI, CaCO<sub>3</sub>) dla czarnoziemiu w profilu KOL. Profil KOL cechuje się lekko kwaśnym odczynem (pH około 5,5) dla poziomów A i AB<sub>br</sub>(B<sub>t</sub>).

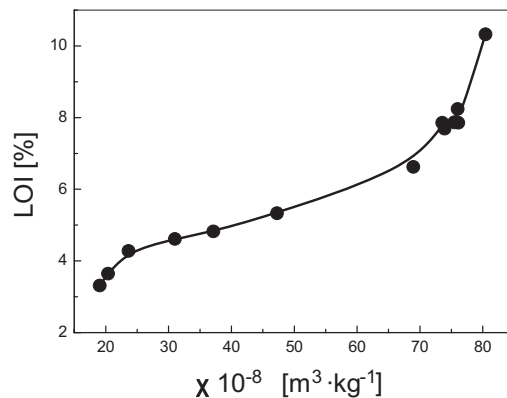
Dla poziomu B<sub>br</sub>C pH zmienia się w niewielkim zakresie (5,5–6), a następnie rośnie do około 7 w poziomie C<sub>Ca</sub>. Wartość LOI (proporcjonalna do zawartości materii organicznej) zmienia się w zakresie od 3,5 do 10%. Duża wartość LOI występuje w poziomie A. Zawartość materii organicznej w profilu KOL jest typowa dla czarnoziemów: najbardziej zasobny w organikę jest poziom przy powierzchniowy – mollic. Zawartość węglanów waha się od 0% dla poziomów powyżej skały macierzystej do 4,5% w skale macierzystej. Z rysunku 8c widać, że górna część profilu została całkowicie pozbawiona węglanów. Wystąpienie węglanów

na głębokościach poniżej 120 cm w profilu KOL świadczy o silnej degradacji tych czarnoziemów.

Rysunek 9 przedstawia zależność między przybliżoną zawartością materii organicznej i podatnością magnetyczną. Z wykresu widać, że maksymalne wartości  $\chi$  i LOI zaobserwowano w próbce z poziomu A<sub>p</sub>. W próbkach z poziomu A zarówno LOI, jak i podatność magnetyczna nie zmieniają się, w poziomach B<sub>br</sub>C i C<sub>Ca</sub> natomiast LOI maleje wraz z podatnością.

## Wnioski

1. Wyniki wskazują, że w badanym czarnoziemie zdegradowanym poziomie mollic – A i poziomie przejściowym podpróchniczy z cechami brunatnienia i iluwacji – AB<sub>br</sub>(B<sub>t</sub>) mają podobne wartości parametrów magnetycznych  $\chi$ ,  $\chi_{ARM}$  i  $\chi_{fd\%}$ . Wska-



RYSUNEK 9. Zależność między podatnością magnetyczną –  $\chi$  i przybliżoną zawartością materii organicznej – LOI

FIGURE 9. Relationship between magnetic susceptibility –  $\chi$  and approximation content of organic matter – LOI

zuje to, że w obu poziomach koncentracja magnetycznych minerałów jest taka sama oraz, że procesy glebotwórcze generują dużą koncentrację ziaren superparamagnetycznych (około 75%). W obu poziomach stosunek ilości ziaren superparamagnetycznych (SP) do ziaren jednodomenowych (SD) jest stały. Poziomy A i AB<sub>br</sub>(B<sub>t</sub>) są wzbogacone w silnie magnetycznie tlenki żelaza (maghemit) o małych wartościach koercji magnetycznej.

2. W poziomie przejściowym brunatnienia i skały macierzystej – B<sub>br</sub>C następuje szybki spadek wzbogacenia magnetycznego i zaczyna dominować twarda magnetycznie frakcja – hematyt.
3. Skała macierzysta (badany płat lessów z okolic Miechowa) zawiera hematyt o słabym namagnesowaniu i silnej koercji magnetycznej. Procesy glebotwórcze w lessie generują bardzo małą koncentrację ziaren superparamagnetycznych – SP (około 10%).

## Literatura

- Bednarek, R. i Prusinkiewicz, Z. (1999). *Geografia gleb*. Warszawa: Wydawnictwa Naukowe PWN.
- Cornell, R.M. i Schwertmann, U. (2003). *The iron oxides. Structures, Properties, Reactions, Occurrences and Uses*. Weinheim: Wiley-VCH Verlag.
- Evans, M.E. i Heller, F. (2003). *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics*. San Diego: Elsevier Science, Academic Press.
- Fanning, D.S. i Fanning, M.C.H. (1989). *Soil: morphology, genesis and classification*. New York: Johny Wiley & Sons.
- Górka-Kostrubiec, B., Król, E. i Jeleńska, M. (2012). Magnetic measurements of polluted filters in relation to meteorological conditions – Case study from Warsaw. *Studia Geophysicae et Geodaetica*, 56, 861-877.
- Hanesch, M. i Scholger, R. (2005). The influence of soil type on the magnetic susceptibility measured throughout soil profiles. *Geophysical Journal International*, 161, 50-56.
- Head, K.H. (1992). *Manual of Soil Laboratory Testing, v. 1: Soil Classification and Compaction Tests*. London: Pentech Press.
- Jeleńska, M., Hasso-Agopsowicz, A., Kądziałko-Hofmokl, M., Kopcewicz, B., Bondar, K., Sukhorada, A. i Matviishina, Z. (2008a). Ma-

- gnetic iron oxides occurring in chernozem soil from Ukraine and Poland as indicators of pedogenic processes. *Studia Geophysica and Geodaetica*, 52, 255-270.
- Jeleńska, M., Hasso-Agopsowicz, A., Kądziałko-Hofmokl, M., Kopcewicz, B., Sukhorada, A., Bondar, K. i Matviishina, Z. (2008b). Magnetic structure of the polluted soil profiles from eastern Ukraine. *Acta Geophysica*, 56, 1043-1064.
- Jeleńska, M., Hasso-Agopsowicz, A., Kopcewicz, B., Sukhorada, A., Tyamina, K., Kądziałko-Hofmokl, M. i Matviishina, Z. (2004). Magnetic properties of the profiles of polluted and non-polluted soils. A case study from Ukraine. *Geophysical Journal International*, 159, 104-116.
- Jenny, H. (1941). *Factors of soil formation*. New York: McGraw Hill Book.
- Jordanova, D., Grygar, T., Jordanova, N. i Petrov, P. (2011). Palaeoclimatic significance of hematite/goethite ratio in Bulgarian loess-palaeosol sediments deduced by DRS and rock magnetic measurements. W E. Petrovsky, E. Herrero-Bervera, T. Hariharayana i D. Ivers, *The Earth's Magnetic Interior. International Association of Geomagnetism and Aeronomy Sopron, special volume 1*. London: Springer Science+Business Media.
- Jordanova, D., Hus, J., Evlogiev, J. i Geeraerts, R. (2008a). Palaeomagnetism of the loess/palaeosol sequence in Viatovo (NE Bulgaria) in the Danube basin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 167, 71-83.
- Jordanova, D., Jordanova, N., Petrov, P. i Tsacheva, T. (2010). Soil development of three Chernozem-like profiles from North Bulgaria revealed by magnetic studies. *Catena*, 83, 158-169.
- Jordanova, D., Petrovský, E., Jordanova, N., Evlogiev, J. i Butchvarova, V. (1997). Rock-magnetic properties of recent soils from North Eastern Bulgaria. *Geophysical Journal International*, 128, 474-488.
- Jordanova, N., Jordanova, D. i Tsacheva, T. (2008b). Application of magnetometry for delineation of anthropogenic pollution in areas covered by various soil types. *Geoderma*, 144, 557-571.
- Liu, Q.S., Banerjee, S.K., Jackson, M.J., Maher, B.A., Pan, Y.X., Zhu, R.X., ... Chen, F.H. (2004). Grain sizes of susceptibility and anhysteretic remanent magnetization carriers in Chinese loess/paleosol sequences. *Journal of Geophysical Research*, 104, 1-16. doi:10.1029/2003JB002747.
- Liu, Q.S., Deng, C.H., Yu, J., Jackson, M., Banerjee, S. i Zhu, R. (2005). Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: implications for pedogenesis of Chinese loess/palaeosols. *Geophysical Journal International*, 161, 102-112.
- Lu, S.G., Chen, D.J., Wang, S.Y. i Liu, Y.D. (2012). Rock magnetism investigation of highly magnetic soil developed on calcareous rock in Yun-Gui Plateau, China: Evidence for pedogenic magnetic minerals. *Journal of Applied Geophysics*, 77, 39-50.
- Magiera, T. i Zawadzki, J. (2007). Using of high-resolution topsoil magnetic screening for assessment of dust deposition: comparison of forest and arable soil datasets. *Environmental Monitoring Assessment*, 125, 19-28.
- Magiera, T., Strzyszczyk, Z. i Rachwał, M. (2007). Mapping particulate pollution loads using soil magnetometry in urban forests in Upper Silesia Industrial Region, Poland. *Forest Ecology and Management*, 248, 36-42.
- Magiera, T., Strzyszczyk, Z., Kapička, A. i Petrovský, E. (2006). Discrimination of lithogenic and anthropogenic influences on topsoil magnetic susceptibility in Central Europe. *Geoderma*, 130, 299-311.
- Maher, B.A. (1986). Characterization of soils by mineral magnetic measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 42, 76-92.
- Maher, B.A. (1998). Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 137, 25-54.
- Maher, B.A., Alekseev, A. i Alekseeva, T. (2003). Magnetic mineralogy of soils across the Russian Steppe: climatic dependence of pedogenic magnetite formation. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 201, 321-341.

- Maher, B. i Thompson, R. (1995). Palaeorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols. *Quaternary Research*, 44, 383-391.
- Maher, B. i Thompson, R. (1999). *Quaternary Climates*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Maher, B.A., Thompson, R. i Zhou, L.P. (1994). Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: A new mineral magnetic approach. *Earth and Planetary Science Letters*, 125, 461-471.
- Muxworthy, A.R., Schmidbauer, E. i Petersen, N. (2002). Magnetic properties and Mössbauer spectra of urban atmospheric particulate matter: a case study from Munich, Germany. *Geophysical Journal International*, 150, 558-570.
- Muxworthy, A.R., Matzka, J., Davila, A.F. i Petersen, N. (2003). Magnetic signature of daily sampled urban atmospheric particles. *Atmospheric Environment*, 37, 4163-4169.
- Myślińska, E. (2001). *Laboratoryjne badania gruntów*. Warszawa: Wydawnictwa Naukowe PWN.
- Orgeira, M.J., Egli, R. i Compagnucci, R.H. (2011). A Quantitative Model of Magnetic Enhancement in Loessic Soils. W E. Petrovsky, D. Ivers, T. Harinarayana i E. Herro-Bervera, *The Earth's Magnetic Interior*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Petrovský, E., Zbořil, R., Grygar, T., Kotlík, B., Novák, J., Kapička, A. i Grison, H. (2013). Magnetic particles in atmospheric particulate matter collected at sites with different level of air pollution. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 57, 755-777.
- Sagnotti, L., Macri, P., Egli, R.A. i Mondino, M. (2006). Magnetic properties of atmospheric particulate matter from automatic air sampler stations in L'atium (Italy): Toward a definition of magnetic fingerprints for natural and anthropogenic PM10 sources. *Journal of Geophysical Research*, 111. B12S22-DOI: 10.1029/2006JB004508.
- Thompson, R. i Maher, B.A. (1995). Age models, sediment fluxes and palaeoclimatic reconstructions for the Chinese loess and palaeosol sequences. *Geophysical Journal International*, 123, 611-622.
- Thompson, R. i Oldfield, F. (1986). *Environmental Magnetism*. London: Allen and Unwin.
- Uzarowicz, Ł. (red.). (2011). *Systematyka gleb Polski, Roczniki Gleboznawcze*. Warszawa: Wydawnictwa Naukowe PWN.
- Żyła, M. (2008). *Ewolucja gleb erodowanych w obszarach lessowych*. Kraków: Uniwersytet Jagielloński.

## Streszczenie

**Parametry magnetyczne jako wskaźnik procesów zachodzących w czarnoziemie zdegradowanym uformowanym na miechowskim płacie lessowym.** Praca miała na celu przedstawienie zmian parametrów magnetycznych i glebowych, które charakteryzują procesy zachodzące w czarnoziemie zdegradowanym uformowanym na płacie lessowym z okolic Miechowa. Do badań zastosowano magnetometrię glebową oraz metody pomiaru odczynu pH, strat po prażeniu i zawartości węglanów w glebie. W pracy wykorzystano parametry pętli histerezy oraz parametry zależne od temperatury: SIRM(T) i  $\kappa(T)$ , do identyfikacji minerałów magnetycznych obecnych w profilu glebowym. Podatność magnetyczna oraz jej zależność od częstotliwości była użyta jako wskaźnik wzbogacenia poziomów glebowych w frakcję cząstek magnetycznych powstałych w procesie pedogenezy. Stwierdzono, że poziomy A i  $AB_{br}(B_t)$  mają podobne wartości parametrów magnetycznych  $\chi$ ,  $\chi_{ARM}$  i  $\chi_{fd\%}$ . Poziomy A i  $AB_{br}(B_t)$  są wzbogacone w silnie magnetycznie tlenki żelaza (maghemit) o małych wartościach koercji magnetycznej. Skała macierzysta (badany płat lessów z okolic Miechowa) zawiera hematyt o słabym namagnesowaniu i silnej koercji magnetycznej. Duże wzbogacenie magnetyczne w poziomach A i  $AB_{br}(B_t)$  jest związane z wysoką zawartością materii organicznej w górnych poziomach glebowych, dla których parametr strat przy prażeniu wskazywał na 8–10-procentowym udział materii organicznej.

## Summary

**Magnetic parameters as an indicator of the processes occurring in the degraded chernozem developed in loess from Miechow area.** The aim of this paper is to present the changes in magnetic and soil parameters that characterize the processes occurring in the degraded chernozem formed in loess from Miechow area. The study used magnetic properties of soil and the method of measuring reactivity pH, loss on ignition and carbonate content in the soil. The A and AB<sub>br</sub>(B<sub>t</sub>) horizons have similar values of the magnetic parameters:  $\chi$ ,  $\chi_{ARM}$  and  $\chi_{fd\%}$ . Both horizons [A and AB<sub>br</sub>(B<sub>t</sub>)] are enriched in strongly magnetic iron oxides (magnetite) with low values of magnetic coercivity. A parent rock (loess from the Miechow area) contains hematite with low magnetization and high magnetic coercivity. In the study the parameters of hysteresis loop

and the temperature-dependent parameter: SIRM(T) and  $\kappa(T)$  were used to identify the magnetic minerals present in the soil profile. Magnetic susceptibility and its dependence on frequency were used to identify the enrichment of soil horizons in the fraction of magnetic particles formed during pedogenesis. Large magnetic enrichment in horizons A and AB<sub>br</sub>(B<sub>t</sub>) is associated with a high content of organic matter in the upper levels of the soil, for which the parameter of loss on ignition point to 8–10% of the organic matter.

### Authors' addresses:

Sylwia K. Dytłow, Beata Górka-Kostrubiec  
Polska Akademia Nauk  
Instytut Geofizyki  
Zakład Magnetyzmu  
01-452 Warszawa, ul. Księcia Janusza 64  
Poland  
e-mail: skdytlow@igf.edu.pl  
kostrub@igf.edu.pl