

Alojzy Kowalkowski

Stacja Monitoringu
Akademia Świętokrzyska
Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce

Gleba jako ciało przyrodnicze - wskaźnik klimofaz geo- i pedostratygraficznego rozwoju powierzchni Ziemi

*Soil as a nature body – indicator of climostages of the geo- and pedostratigraphical
development of Earth's surface*

Streszczenie

W opracowaniu przedstawiono poglądy dotyczące znaczenia gleby jako wskaźnika paleomorfogenezy krajobrazu, populacji gleb klimato- i orogenicznych środowiska peryglacialnego oraz faz rozwojowych i polimorfogenezy gleb. W zasięgu jednego polipiedonu mogą znajdować się zarówno populacje indywiduów glebowych powstałych wskutek procesów przekształcenia na miejscu materiału macierzystego od powierzchni ziemi w głąb, jak też populacje pedokompleksów poligenicznych, zbudowanych z nałożonych na siebie kolejno dwu lub więcej glebopokryw o rosnącym w głąb profilu wieku. Ich złożenie poziome jest uwarunkowane następczą wielofazową grą działania dominujących czynników glebotwórczych - litogenicznego, geomorfogenetycznego, klimogenicznego, biogenicznego i antropogenicznego. Na terenach polodowcowych inicjacja ewolucyjnego rozwoju gleb miała miejsce już w kriogenicznym środowisku proglacialnym i peryglacialnym. Na trwałe, niezmiennie cechy i właściwości nabyte przez te paleogleby w kolejnych fazach klimatycznych ewolucji nałożone zostały na przełomie plejstocenu-holocenu i w holocenie od powierzchni ziemi cechy różnych faz przekształceń biogenicznych i antropogenicznych.

Summary

This work presents views concerning the significance of soil as an indicator of landscape paleomorphogenesis, the population of climatogenic and orogenic soils of periglacial environment as well as development facies and polimorphogenesis of soils. In the range of one polypedon there can be both populations of soil individuals originated in the processes of parent material transformation on the spot from the earth surface into the ground, as well as polygenetic pedocomplex populations composed of two or more soilcovers building upon each other successively with an inside growing age profile. Their horizontal arrangement is conditioned by the successive multiphase influence of the dominating soil forming factors – lithogenic, geomorphogenic, climogenic, biogenic and anthropogenic. In the postglacial areas the initiation of evolutionary development of soils took place as early as in the proglacial and periglacial cryogenic

environment. The stable invariable features and characteristics acquired by these paleosoils in the consecutive climatic phases of evolution were covered with features of various phases of biogenic and anthropogenic transformations from the earth surface at the turn of Pleistocene to Holocene and in Holocene.

Wprowadzenie

System adytywnego zarządzania ekosystemami proponowany przez współczesnych ekologów (Grumbine 1994, Franklin 1997, David 1997) opiera się na dwu głównych zasadach – *zrównoważenia i ekologicznej integralności*. Zrównoważenie, według ich poglądów, polega na osiągnięciu przez proste zarządzanie stanu kontynuacyjnego wytwarzania przyrodniczych dóbr i usług w powtarzalności czasowej i przestrzennej. Praktyka ta powinna być skierowana na zachowanie biologicznej różnorodności, będącej zasadniczym zasobem w obrębie ekosystemu.

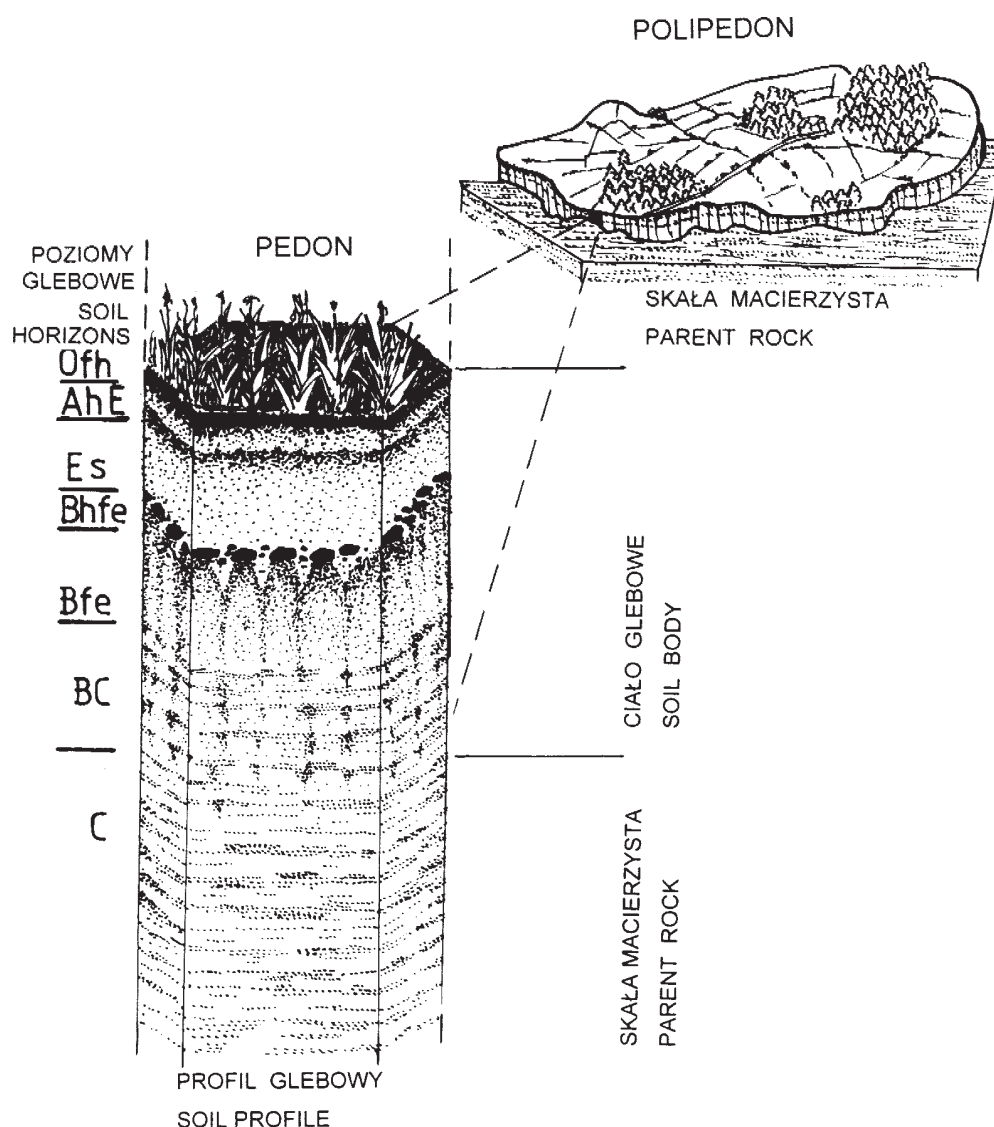
Podstawowym naturalnym czynnikiem bioróżnorodności w ekosystemie jest pokrywa glebowa składająca się z *mozaik populacji ciał glebowych*, których geneza, a szczególnie wstępna inicjacyjna jej faza, decydująca o budowie profilu jest dotąd przedmiotem sporów naukowych. Problem ten szczególnie dotyczy gleb na terenach plejstoceńskich zlodowaceń. W profilach gleb tych terenów stwierdzono występowanie *asocjacji warstw i stref z cechami mrozowego wietrzenia, transportu i przekształcania w środowisku peryglacjalnym* (Schilling, Wiefel 1962, Kopp 1965, Kopp, Jäger 1972, Kopp, Schwanecke 1994, Altermann i wsp. 1988, Altermann 1993, Kowalkowski i wsp. 1987, Kowalkowski 2000), *będących jednocześnie diagnostycznymi poziomami genetycznymi wyróżniającymi typy i podtypy gleb plejstoceńskiej genezy*.

Rozwój wiedzy o paleośrodowiskach rozwoju gleb, szczególnie na północnej półkuli, pozwala rozpatrywać *gleby jako kontinuum funkcjonujące w zmieniającej się czasoprzestrzeni i zarazem jako historyczne ciała geograficzne oraz identyfikować fazy ich rozwoju w czasoprzestrzeni terenów polodowcowych* (Morozowa 1994, Kowalkowski 1994, 2000, Manikowska 1999). Stąd też wynika możliwość rozróżniania na terenach polodowcowych gleb terenów krajobrazów równinnych i wyżynnych oraz gleb krajobrazów górskich, na podstawie znajdujących w ich profilach wyróżniających cech paleomorfogenetycznych dawnych proglacjalnych i peryglacjalnych środowisk glebotwórczych. Przed omówieniem tego problemu konieczne jest określenie wartości wskaźnikowej gleby w paleomorfogenezie krajobrazu.

Gleba wskaźnikiem paleomorfogenezy krajobrazu

Współcześnie gleba interpretowana jest jako posiadające określoną objętość i kształt naturalne, ożywione, posiadające „pamięć” ciało, nazywane *indywiduum glebowym*, albo *pedonem* (ryc. 1). Ciało to składa się z równoległe do powierzchni ziemi przebiegających serii warstw, nazywanych *poziomami genetycznymi*. Te składniki kształtu ciała glebowego są wzajemnie powiązane i uzależnione, funkcjonujące w biegnącym czasie i w zmieniającej się przestrzeni dzięki obiegowi energii i materii. One to są *organami naturalnego ciała glebowego, posiadającymi określoną – wyróżniającą przestrzenną organizację i wartość diagnostyczną* (Huggett 1975, Soil Conservation Serv. 1969, Jenny 1980, Ehwald 1981, Kowalkowski 1993, Finke i wsp. 1993).

W dolnej części ciało to jest ograniczone litą lub luźną skałą, od powierzchni – górną krawędzią litosfery, szatą roślinną i powietrzem atmosferycznym. W kierunkach bocznych przechodzą one płynnie w sąsiadujące podobne ciała glebowe, tworząc *polipedon* (ryc. 1), będący zbiorowiskiem osobników o podobnej budowie ciała, sąsiadującym z populacjami innych osobników w tak zwanej mozaice pokrywy glebowej. *Gleby są zatem hierarchicznie zorganizowanymi polimorficznymi organizmami, wyróżniającymi się charakterystycznymi cechami historycznymi, hierarchicznej organizacji, warunków systemowych w sensie Riedla (2000).*



Ryc. 1. Indywidualizm glebowy (pedon), jego budowa i miejsce w krajobrazie

Fig. 1. Soil individual (pedon), their constitution and localization in the landscape

Genetycznymi czynnikami różnorodności populacji glebowych i ich zmienności czasoprzestrzennej na powierzchni ziemi są skały macierzyste, relief, woda, klimat, organizmy żywe. Te czynniki wytwarzają system ciągłej pokrywy glebowej, żywy, funkcjonujący i pulsacyjnie zmieniający się w czasie (Zacharow 1927, Jenny 1980).

Ciało glebowe z jego organami składowymi – sekwencją poziomów genetycznych jest zatem *wyznaczane nieprzypadkowym wycinkiem powierzchni ziemi, znajdującym się w płynnej równowadze z otaczającymi je zmiennymi w czasie i w przestrzeni geograficznej układami natężeń działania czynników pedogenetycznych*. Wraz z nimi populacje ciał glebowych tworzą glebokrajobrazy, składniki krajobrazów geograficznych zróżnicowanych i ciągle zmieniających się z różnymi w przestrzeni szybkościami w czasie. Nagłe zmiany w działaniu czynników glebotwórczych, np. rozwój i zanikanie lądolodów, wybuchy wulkanów, trzęsienia ziemi, transgresje i regresje oceanów, wywołują katastrofalne zmiany w krajobrazach, połączone z rozwojem mozaik pokrywy glebowej z zarejestrowanymi w ich ciałach nowymi profilowymi cechami i właściwościami.

Ciało pod względem fizycznym jest tworem trójfazowym. Składa się z fazy stałej, ciekłej i gazowej, wzajemnie się przenikających i na siebie oddziaływujących. Ich właściwości są ciągłe, pulsacyjnie arealnie zmieniane przez okružające środowisko, odpowiednio do zasady działania drugiego prawa termodynamiki. Istnieją dwa niezbędne i niezbywalne elementy funkcjonowania ciała glebowego:

- czasoprzestrzeń warunkująca nieodwracalność wszystkich ewolucyjnych przemian oraz
- żywa materia organiczna i produkty jej przemian, uruchamiające i regulujące chemiczne i fizykochemiczne procesy pedogenezy.

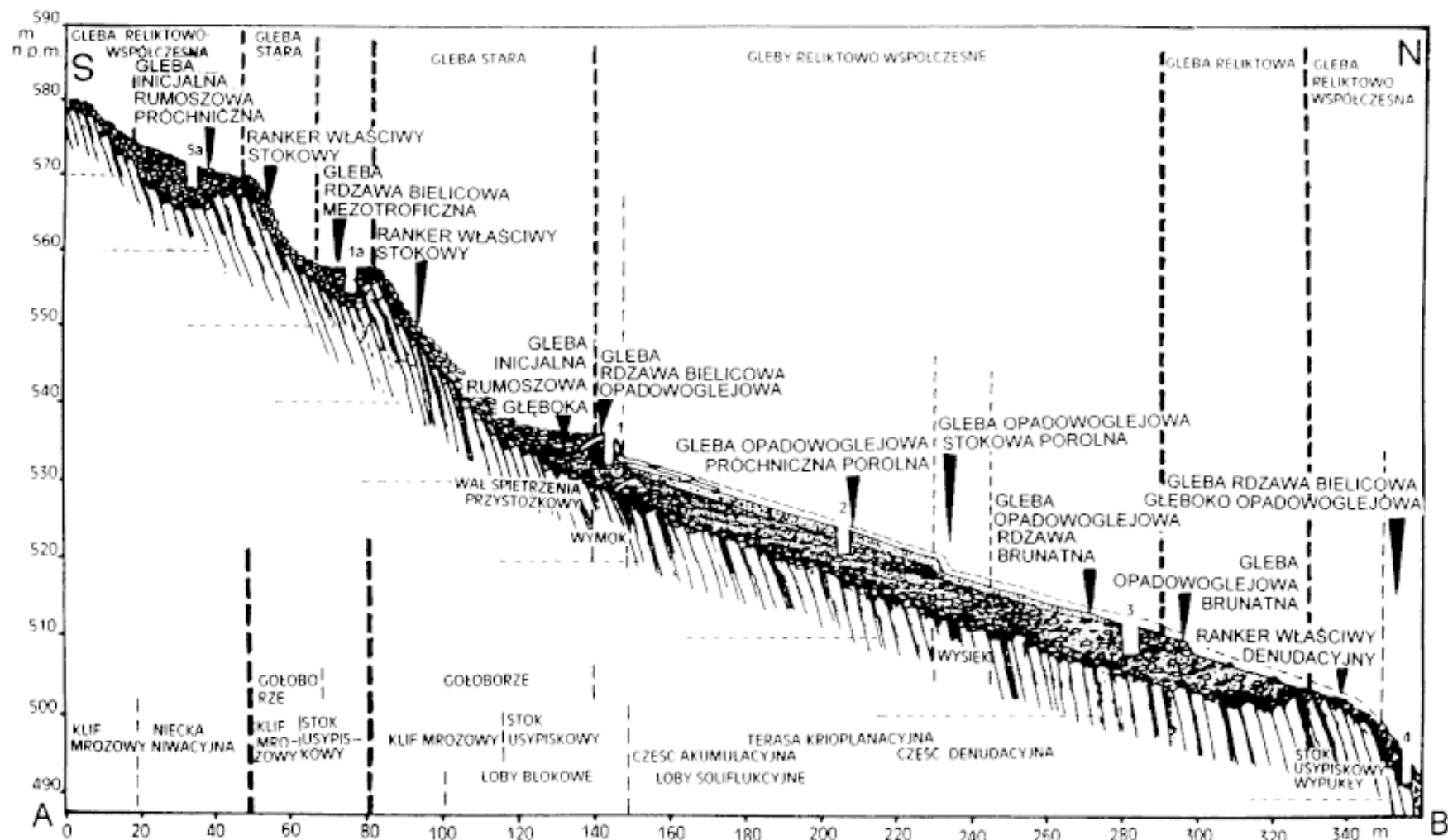
Słusznie sugeruje się, iż wymienione dwa elementy – czasoprzestrzeni i żywej materii organicznej mogą być nieodłącznymi, czwartą i piątą fazą składową ciała glebowego, rozpatrywanego w sensie funkcjonującego systemu biofizykochemicznego w krajobrazie.

Przyjmuje się, że *wszystkie zdarzenia, które miały miejsce w danej części krajobrazu od momentu jej inicjacji, zostały zarejestrowane w budowie ciała glebowego*. W jego organach – poziomach genetycznych zachowane są nagromadzające się w czasie fizyczne, chemiczne i fizykochemiczne właściwości, nałożone na wyjściowy materiał macierzysty, w dotychczasowych następnych fazach zmian klimatu i zmian formacji roślinnych.

Wiadomo, że widoczne w morfologii gleby i ukryte lecz odkrywalne analitycznie właściwości nie są prostym odzwierciedleniem kolejnych prostych i złożonych kompleksów procesów dawnych i współczesnych w krajobrazie. W glebie z jej członkami są one zarejestrowaną syntezą wszystkich procesów, które dotąd przebiegały w danej lokalizacji. Dlatego przy rozpatrywaniu cech i właściwości profilu poziomów genetycznych, będącego funkcją działania w czasie wszystkich czynników glebotwórczych, należy dążyć do identyfikowania skutków kolejnych procesów dawnych i cech związanych z procesami współczesnymi. Mamy świadomość, że jest to skomplikowany splot procesów, które Ehwald (1978) podzielił na ogólnopedogenetyczne i krajobrazogenetyczne. Warto podkreślić, że w nauce gleboznawstwa ciągle aktualne jest sformułowane przez Ehwalda twierdzenie – „geneza gleb brunatnych i innych spokrewnionych gleb środkowej Europy będzie mogła być tylko wówczas zrozumiana, gdy poznana zostanie geneza substratów glebowych, z których one się rozwinęły” (Ehwald 1978, s. 556). W tym poglądzie Ehwald jest zgodny z postulowanym już przez Dokuczajewa (1881) rozpatrywaniem gleby, jako „naturalnego ciała”. W ten sposób *krajobraz glebowy może być rozumiany jako kompleksowy system środowiska zarówno pedogenezy, jak i geomorfogenezy*, jako systemu procesów posiadających swoje lokalne, regionalne i globalne historie rozwojowe. Według Riedla (2000) kompleksowe systemy zawsze znajdują się wewnątrz określonego środowiska, które ma wpływ na możliwości ich powstawania, zachowania i zmieniania.

Populacje gleb klimato- i orogenicznych środowiska peryglacjalnego

Już Zacharow (1927) zwrócił uwagę na swoiste prawo „względne minimum i maksimum” rozwoju gleb związane z wpływem na jego kierunki i natężenie tego czynnika, który jest *odpowiednio silniej wyrażony wśród innych czynników glebotwórczych*. Uwzględniając decydujący wpływ „jednego lub niekiedy dwu czynników glebotwórczych na stadialny rozwój gleby” Terlikowski (1958) w opracowaniu „Gleby Polski” wyróżnia grupy gleb z cechami w profilu uzależnionymi od działania dominującego czynnika. Zatem jeśli traktujemy glebę, jako funkcjonujący podsystem w ekosystemie lub w krajobrazie pod wpływem zespołu czynników glebotwórczych, powinniśmy zwrócić uwagę, że w określonych odcinkach czasoprzestrzeni jej następczego rozwoju i istnienia jeden, dwa lub kilka czynników mogło mieć równoczesne lub następcze dominujące wpływy na taki lub inny kierunek rozwoju jej organów – a więc współcześnie rozpoznawalnego profilu poziomów glebowych. Na istotne dla układów cech i właściwości w glebie będącej poligenicznym, polichronicznym i polimorficznym organizmem, znaczenie procesów przebiegających już we wstępnej inicjacyjnej fazie jej rozwoju wskazuje Blume i wsp. (1997). Rozpatrując pedogeniczną strefo-



Ryc. 2. Katena zwietrzelin, osadów i gleb w górnej części północnego stoku głównego masywu Łysogór w Górach Świętokrzyskich, ukształtowana wskutek intensywnych procesów mrozowych i krioplanacyjnych w Wistulianie z lokalizacją badanych gleb

Fig. 2. Weathering, sediment and soil catena in the upper part of northern slope in the main Łysogóry Massif in the Świętokrzyskie Mountain, developed as result of intensive frost and cryoplanation processes in Vistulian, with localization of soils investigated

wość gleb południowego Cyrkumpolarnego Regionu zwraca uwagę, iż w glebach subantarktycznej tundry i antarktycznej polarnej pustyni, w warunkach średnich rocznych temperatur poniżej – 9°C przebiegają procesy fizycznego i chemicznego wietrzenia, brunatna barwa zwietrzliny pochodzi od osadzonych czerwono-brunatnych związków organiczno-żelazistych, akumulują się znaczne ilości próchnicy, odczyn jest przeważnie kwaśny, część z nich jest zbielicowana niezależnie od uziarnienia. W zależności od podłoża geologicznego, uziarnienia osadów lodowcowych i wodnolodowcowych, położenia w reliefie, ekspozycji, wilgotności i zbiorowisk roślinnych zwietrzliny i osady podlegają pedokriogenicznym przekształceniom i powstają specyficzne glebokrajobrazy antarktyczne (Blume i wsp. 1998).

Wiadomo już, że rozpoznanie i określenie właśnie cech pedogenezy współczesnej i dawnej w poziomach diagnostycznych ma podstawowe znaczenie dla zaszeregowania gleby w systemie klasyfikacyjnym. Posługując się kryteriami dominującego czynnika Zacharov (1927) wyróżnił 6 grup gleb nazywając je działami, wśród nich dział gleb klimatogenicznych i gleb orogenicznych.

W dziale *gleb klimatogenicznych* znajdują się gleby terenów nizinnych, wyżynnych i górskich zrównań o mało rozczłonowanym reliefie, o małych spadkach, kształtujące się *in situ* z różnych skał macierzystych pod wpływem działających z powietrza na powierzchnię ziemi i z malejącą intensywnością w jej głąb czynników ciepła i wilgotności. *Gleby orogeniczne* natomiast kształtują się pod wpływem kolejnych, grawitacyjnych bocznych nasunięć zwartych pokryw zwietrzelinowo-glebowych i tranzytowej śródoglebowej migracji roztworów glebowych w kierunku nachylenia stoku, nieraz na odległości kilometrów. Rozwój tych gleb zależy głównie od wzniesienia nad poziom morza, nachylenia stoku, ekspozycji i lokalizacji geomorfogenetycznej.

Współcześnie wiadomo, że gleby tych dwu działów powstawały w środowisku peryglacjalnym i są glebami reliktowymi lub starymi, w zależności od tego, czy znajdują się w zasięgu współczesnych procesów glebotwórczych, czy też nie.

W wymienionych dwu działach znajdują się gleby strefowe terenów nizinnych i/lub pięter górskich w mozaikach z towarzyszącymi im glebami śródstrefowymi i niestrefowymi. Gleby strefowe jednak między sobą różnią się zasadniczo genezą i składem materiału macierzystego oraz formami ich pedomorfogenetycznych przekształceń pod wpływem klimatu i organizmów żywych. Jeszcze znacznie wcześniej Nieustrujew (1915) charakteryzował odrębnie kombinacje glebowe regionów równinnych oraz górskich na podstawie klimatu i reliefu. W „Georeferenced Soil Database for Europe” (Finke i wsp. 1998) relief, klimat i uziarnienie gleby przyjęte zostały za podstawę wyróżniania glebokrajobrazów i regionów glebowych. Niestety w tej ważnej instrukcji nie poświęcono należytej uwagi czynnikowi czasu ich inicjacji i rozwoju. Od niego zależy bowiem wiek gleby i oczywiście geneza i związana z nią budowa, skład i właściwości ekologiczne organów składowych ciała glebowego i profilu jego poziomów genetycznych, co rozpatrywaliśmy w poprzednich częściach.

Pierwsze konkretne, poparte kryteriami lito- i pedostrarygraficznymi propozycje rozdzielnego interpretowania następstwa warstw stokowych oraz stref przekształceń mrozowych (kriogenicznych), biogenicznych i antropogenicznych, uwzględniających oddziaływanie w określonym odcinku czasu klimatu środowiska peryglacjalnego schyłkowej fazy zlodowacenia Wisły i wczesnego holocenu oraz reliefu w tym okresie przedstawili Schilling i Wiefel (1962) dla terenów górskich i podgórskich Harcu, Lasu Turyńskiego i Turyńsko-Vogtlandzkich Gór Łupkowych oraz Kopp (1965, 1969, 1970) dla terenów nizinnych Środkowej Europy.

Lito-, oro-, klimo-, bio i antropogenicznie uwarunkowana kompleksowość pokrywy glebowej zawiera w sobie różne charakterystyczne formy uporządkowania indywiduów glebowych, które nazywamy *profilem peryglacjalnych glebopokryw* (Kowalkowski 1988, 1994, 1998) oraz *profilami peryglacjalnych, biogenicznych i antropogenicznych przekształceń* (Kopp 1965, 1969, 1970, Jäger 1979, 1982), które mogą występować we wzajemnych różnych kombinacjach.

Kompleksowość pokrywy glebowej posiada cechę historyczności z jej składowymi nieodwracalności, przejść fazowych i emergencji oraz cechy hierarchicznej organizacji określonej jakości, które można opisać i wyjaśniać. Wynikająca z porównawczych, poznawczych i objaśniających założeń badawczych klasyfikację stref przekształceń i glebopokryw zestawiono w tabeli 1. Jej praktycz-

Dominujący czynnik Dominant factor	Proponowane oznaczenia Proposed item values		Określenie Description
	greckie greek	arabskie arabic	
Antropogeniczny Antropogenic	α alfa	az	Antropogeniczna strefa przekształce Anthropogenic prestruction zone
Biogeniczn Biogenic	β beta	bz	Biogeniczna strefa przekształce Biogenic perstruction zone
Klimogeniczn Climogenic	δ delta	dz	Peryglacialna strefa pokrywowa Periglacial cover zone
	ε epsilon	uz	Peryglacialna strefa przejściowa – część górna Periglacial transient zone – upper part
	ξ zeta	kz	Peryglacialna strefa kontaktowa (przejściowa – część dolna) Periglacial contact zone (transient – lower part)
Orogeniczny Orogenic	υ theta	od	Peryglacialna glebopokrywa górna Periglacial upper soilcove
	κ kappa	ad	Peryglacialna glebopokrywa akumulacyjna Periglacial akkumulation soilcove
	λ lambda	sd	Peryglacialna glebopokrywa soliflukcyjna Periglacial solifluction soilcove
	ν ni	vd	Peryglacialna glebopokrywa wietrzeniowa Periglacial weathering soilcover
Litogeniczn Lithogenic	η eta	ug	Niezmienione podłoże Unchanged substrat

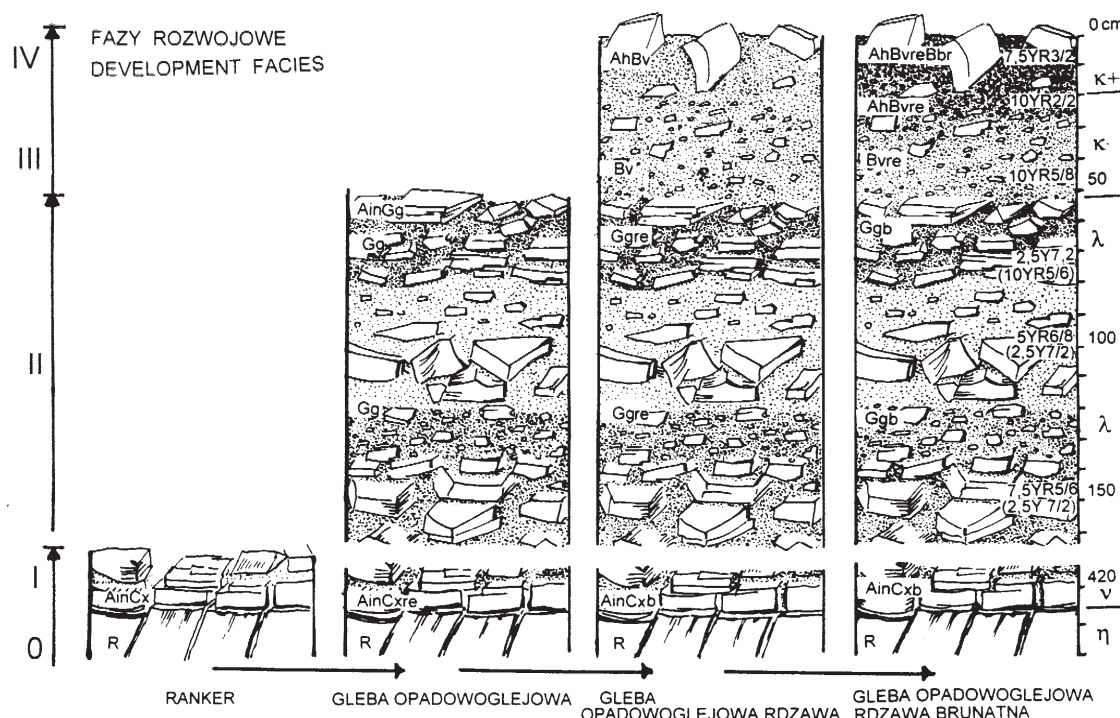
Tab. 1. Serie stref przekształceń i pokryw stokowych (glebopokryw) z diagnostycznymi poziomami glebowymi w Centralnej Europie (wg Kowalkowskiego 2001)

Tab. 1. Series of perstruction zones and slope covers (soilcovers) with diagnostic soil horizons in Central Europe (after Kowalkowski 2001)

(Liu Tungsheng 1985, Konecka-Betley 1987) każdy ich człon posiada cechy i właściwości poziomu diagnostycznego (tab. 1). W obu przypadkach o kierunkach ewolucji gleb lub ich czasowo następujących agradacyjnych członów decydują jakość i założenie materiału macierzystego – preselektywnie i układ zewnętrznych czynników środowiska biomorfoklimatycznego – postselektywnie.

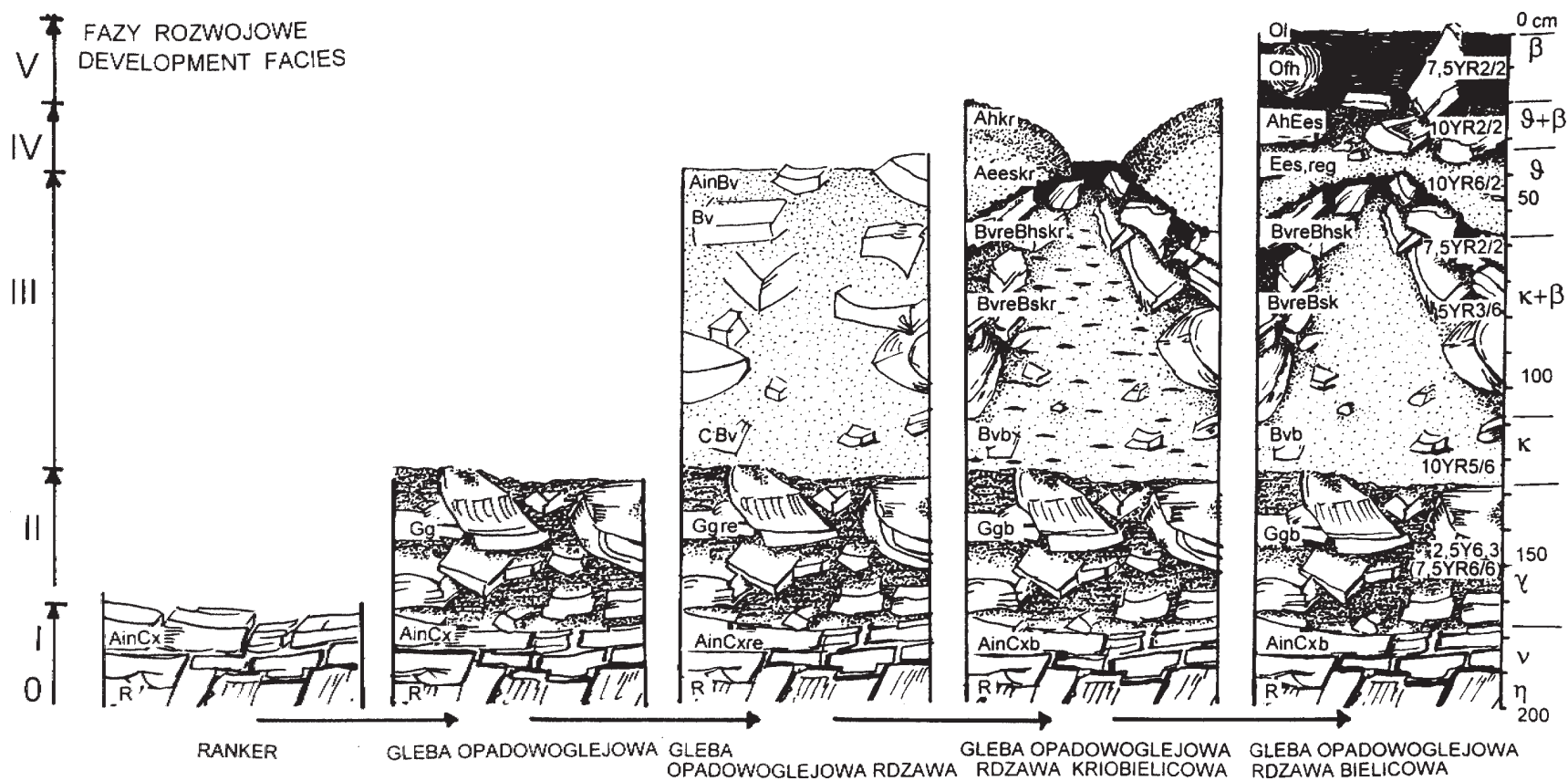
Przebieg ewolucji paleodenudacyjno-akumulacyjnego rozwoju gleb rozpatrzmy na przykładach regosolu sufozyjnego próchnicznego, gleby opadowoglejowej rdzawej brunatnej, gleby opadowoglejowej rdzawej bielcowej i gleby rdzawej bielcowej, na północnym stoku głównego masywu Łysogór, których szczegółowe charakterystyki zostały wcześniej opublikowane (Kowalkowski i wsp. 1987, Kowalkowski 1994a, 2001, Kowalkowski, Jóźwiak 2000). Wymienione gleby miały wspólną orogeniczną inicjację w klimacie środowisk proglacialnego i peryglacialnego. Dalszy ich rozwój uległ znacznemu pre- i postselektywnemu zróżnicowaniu.

Współczesny regosol sufozyjny próchniczny powstał na górnej kamienistej części paleoperyglacialnego stoku (ryc. 2, profil 5a) w pięciu fazach ewolucyjnych (ryc. 3). We wstępnej fazie I orogenicznej powstał kamienisty ranker właściwy, na który w fazie klimatu zimnego – suchego nałożony został ranker rdzawy składający się z odłamków skał kwarcytowych odpadających od klifu mrozowego oraz wietrzeniowego i eolicznego pyłu o zabarwieniu żółtobrunatnym. W fazie III pod wpływem zimnego kontynentalnego aridowego klimatu od klifu mrozowego odpadały odłamki skał kwarcytowych przykrywające ranker właściwy. Przestrzenie między odłamkami były wypełniane pyłem eolicznego pochodzenia. W tej fazie powstał miększy poziom rankera właściwego o luźnym złożeniu. Zwilgocenie klimatu spowodowało w przepuszczalnych, luźnych materiałach intensywną sufoję pyłowego materiału glebowego w fazie IV i powstanie regosolu sufozyjnego o cechach typowych dla gołoborza. Po ociepleniu i zwilgotnieniu klimatu opanowany przez głęboko korzeniącą się roślinność leśną w V biogenicznej fazie został przekształcony w regosol sufozyjny próchniczny, z zawieszonym na powierzchni poziomem Ah oraz w dolnej jego części sufozyjny poziom próchniczny wypełniający przestrzenie wolne między odłamkami skalnymi nad powierzchnią kopalnego rankera rdzawego.



Ryc. 4. Fazy rozwojowe gleby opadowoglejowej rdzawej brunatnej, profil 3

Fig. 4. Evolutional facies of pseudogley-rusty brown soil, profile 3



Ryc. 5. Fazy rozwojowe gleby opadowoglejowej rdzawej bielcowej, profil 1a

Fig. 5. Evolutional facies of pseudogley rusty podzolic soil, profile 1a

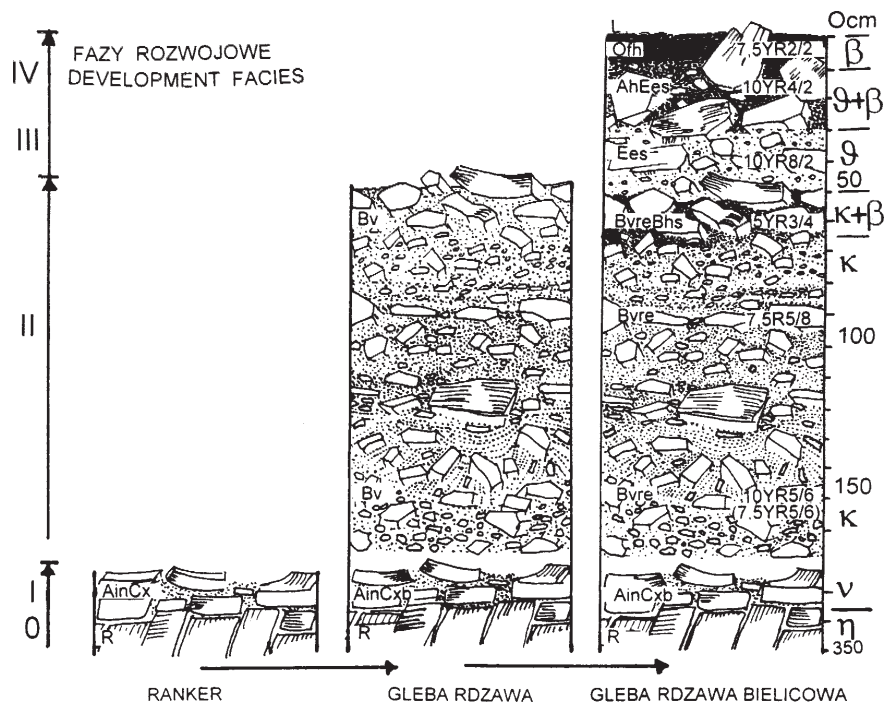


Fot. Profil gleby rdzawej bielcowej opadowoglejowej

Phot. Profile of pseudogley rusty podzolic soil

Wytworzona w dolnej części terasy krioplanacyjnej (ryc. 2, profil 3) gleba opadowoglejowa rdzawa brunatna (ryc. 4) powstała, podobnie jak scharakteryzowany uprzednio ranker, w 4 fazach agradacyjno-przekształceniowych. Rezultat tego rozwoju był zupełnie inny. Po wstępnej inicjacyjnej fazie I w warunkach klimatu zimnego wilgotnego nastąpiły 4-6 krotne agradacyjne soliflukcyjne nasunięcia glebowo-zwierzelinowych materiałów o uziarnieniu glin pyłowych, o zróżnicowanej zawartości ostrokrawędzistych odłamków skalnych różnej średnicy. Zsuwające się po zamrożonym podłożu nasycone wodami roztopowymi materiały uległy silnemu zbiciu, stały się trudnoprzepuszczalne dla wód opadowych, dzięki czemu zyskały cechy gleby opadowoglejowej. W warunkach następczego klimatu zimnego – suchego została w III fazie osadzona warstwa 40 cm pyłu eolicznego z domieszką staczających się po stoku odłamków skał kwarcytowych. Ten luźno złożony, przepuszczalny dla wody poziom uzyskał na drodze przekształcenia cechy gleby rdzawej z opadowoglejowym podłożem. W końcowej fazie IV na miejscu nastąpiło biogeniczne przekształcenie górnej części poziomu rdzawego w poziom brunatny.

Na krioplanacyjnej agradacyjnej terasie, między dwoma gołoborzam w górnej części stoku (ryc. 2, profil 1a) w pięciu fazach rozwojowych powstał skomplikowany agradacyjny profil czteroczłonowej gleby opadowoglejowej rdzawej bielcowej (ryc. 5). Na kamienisty ranker fazy I została nasunięta zbita warstwa soliflukcyjna gliny pyłowej, posiadająca cechy oksydacyjno-redukcyjne stagnowania wód opadowych. W fazie III powstał cykl osadzania pyłu eolicznego z powietrza i staczania się na jego powierzchnię grubych odłamków kwarcytów wskazujący na panujący wówczas klimat zimny suchy. W czwartej fazie w zimnym wilgotnym środowisku w obecności zmarzliny w podłożu w warstwie czynnej zmarzliny wskutek mrozowej segregacji w górnej części osadów fazy III powstały wieloboki kamieniste z bugrami pyłowymi i kontaktowym krioiluwiem nad zmarzliną, w girlandzie kamienistej. Pyłowy materiał nad poziomem kontaktowym posiadał cechy tiksotropowe i panowały w nim warunki redukcyjne powodujące jego wybielenie. Po ociepleniu klimatu i zaniknięciu zmarzliny w podłożu w materiale fazy IV powstała współczesna biogeniczna gleba bielcowa V fazy rozwojowej.



Ryc. 6. Fazy rozwojowe gleby rdzawej bielcowej, profil 4

Fig. 6. Evolutional facies of rusty podzolic soil, profile 4

Akumulacyjną genezę ma gleba rdzawa bielkowa (ryc. 6) na wypukłym aggradacyjnym stoku między gołoborzami (ryc. 2, profil 4), na którym zakumulowały się na podłożu rankera, w II fazie jej rozwoju, warstwy deluwii glebowych zsuniętych ze środkowej i dolnej części wyżej położonej terasy krioanacyjnej. W tej fazie na stoku funkcjonowała dużej miąższości gleba rdzawa z poziomem rdzawym o luźnym złożeniu składającym się z żółtobrunatnej kriogenicznej zwietrzliny i pyłu eolicznego pedogenicznie przekształconego, wzbogaconych w ostrokrawędziste odłamki kwarcytu lokalnego pochodzenia. W III wilgotniejszej fazie rozwojowej na powierzchnię gleby rdzawej zostały nasunięte grube odłamki skał kwarcytowych oraz osadzony pył bezstrukturalny i zbity o łącznej miąższości około 40-60 cm. W tym osadzie na drodze biogenicznego przekształcenia powstała w fazie IV gleba bielkowa z poziomem iluwialnym zawieszonym w stropie gleby rdzawej.

Już przytoczone przykłady z górnej części peryglacialnego stoku północnego masywu Łysogór ilustrują nader zróżnicowaną powierzchniowo wielofazowość rozwoju gleb. Istniejące współcześnie mozaiki glebowe powstawały zarówno na drodze degradacji lub aggradacji poszczególnych ich członów składowych na stoku oraz ich przekształcania pedogenicznego od powierzchni. W następnych elementach czasoprzestrzeni, zależnie od lokalnej sytuacji, na stoku powstawały jednocześnie obok siebie różne gleby, kształtowane przez zróżnicowane w czasie układy dominujących czynników.

Podsumowanie

Kompleksy glebowe powstające w środowisku są rezultatem działania niepowtarzalnych historycznych procesów, są systemami kompleksowymi, ewolucyjnymi, ulegającymi pod wpływem okresowo aktywizujących się czynników glebotwórczych przekształceniom do niższych lub wyższych form organizacyjnych posiadających nowe potencjały zachowawcze. Uporządkowanie ich ciał jest zawsze hierarchiczne, w warunkach topostabilizacji nieredukowalne i nie naprawialne.

W zasięgu jednego polipedu odpowiadającego typowi glebowemu mogą znajdować się zarówno populacje indywiduów glebowych powstałych wskutek procesów przekształcania na miejscu materiału macierzystego od powierzchni ziemi w głąb, jak też populacje pedokompleksów poligenicznych, zbudowanych z nałożonych kolejno na siebie dwu lub więcej glebopokryw o rosnącym wieku w głąb profilu. Ich złożenie poziome jest uwarunkowane następczą wielofazową grą działania dominujących czynników glebotwórczych – litogenicznego, reliefu (orogenicznego), klimogenicznego, biogenicznego i antropogenicznego o działaniach zmiennych w czasie i w przestrzeni.

Na terenach polodowcowych inicjacja ewolucyjnego rozwoju gleb miała miejsce już w kriogenicznym środowisku proglacialnym i peryglacialnym. Na trwałe, niezmiennie cechy i właściwości nabyte przez te paleogleby w kolejnych fazach klimatycznych ewolucji nałożone zostały na przełomie plejstocenu i holocenu oraz w holocenie od powierzchni ziemi cechy różnych faz przekształceń biogenicznych i antropogenicznych. Im bardziej zróżnicowany był paleorelief powierzchni ziemi w przeszłości, tym więcej skomplikowane są współczesne pokrywy glebowe, z populacjami indywiduów o zredukowanych lub nadbudowanych profilach poziomów genetycznych.

Literatura

- Blume H. P., Beyer L., Bölter M., Erlenkeuser H., Kalk E., Knesek S., Pfisterer U., Schneider D.**, 1997: Pedogenic zonation in soils of the Southern Circumpolar Region, Adv. In GeoEcol. 30, Reiskirchen: 69-90.
- Blume H. P., Beyer L., Schneider D.**, 1998: Soils of the southern Circumpolar Region and their classification. Eurasian Soil Science 31, No 5: 477-485.
- Altermann M., Lieberoth I., Schwanecke W.**, 1988: Gliederung der Lockergesteinsdecken der Mittelgebirge. Z. Angew. Geol. 34 (10), Berlin: 302-306.

- Altermann M.**, 1993: Gliederung und Lithologie pleistozäner Lagen im Gebiet Sachsen-Anhalts. Mitt. Dtsch. Bdkdl. Ges. 72. Oldenburg: 819-824.
- Bertalanffy L. von**, 1968: General system theory: foundations, development, application. Braziller, New York.
- David C. A.**, 1997: Managing the invisible: Ecosystems management and macronutrient cycling. In: M. S. Boyce, A. Hanny (Eds.). Ecosystem management. Yale Univ. Press. New Haven and London: 94-129.
- Dokuczajew W. W.**, 1881: Chod i glawniejszyje rezultaty predprijatogo Volnym Ekonomickom Obszczestwom issledovanija ruskogo czernozema. Trudy S. Peterburgskogo Obszcz. Estestwoispytatelej: 1868.
- Ehwald E.**, 1987: Bodengenetische Prozesse. Wiss. Zeitschr. Der Humboldt – Univ. Zu Berlin. Math. Wiss. Nat. R. XXVII, 5: 563-569.
- Ehwald E.**, 1981: Zeitliches Verhalten von Gesteinen, Böden und Vegetation. Wissenschaft und Fortschritt 31, 6: 213-218.
- Ehwald E.**, 1983: V. V. Dokučaevs „Russkij černozem“ und seine Bedeutung für die Entwicklung der Bodenkunde und Geoökologie. Peterm. Georg. Mitt. 1: 1-11.
- Franklin J. F.**, 1997: Ecosystem management: An overview. In: M. S. Boyce, A. Haney (Eds.). Ecosystem management. Yale Univ. Press. New Haven and London: 21-53.
- Finke P., Hartwich R., Dudal R., Ibanez J., Jamagne M., King D., Montanarella L., Yassoglou N.**, 1998: Georeferenced soil database for Europe. Manual of Procedures Version 1.0, European Soil Bureau, Roma: 170.
- Grumbine R. E.**, 1994: What is ecosystem management? Conservation Biology 8: 27-38.
- Huggett H. J.**, 1975: Soil Landscape systems. A Model od soil genesis. Geoderma 13. Amsterdam: 1-22.
- Jäger K. D.**, 1982a: On the chronostratigraphical subdivision of the Holocene in Central Europe – A review of actual problems. Striae 16. Uppsala: 80-83.
- Jäger K. D.**, 1982b: Entstehung der Landschaft. In: D. Kopp, K. D. Jäger, M. Succow (Red.). Naturräumliche Grundlagen der Landnutzung. Akad. Verl. Berlin: 15-26.
- Jäger K. D.**, 1979: Aktuelle Fragen der Fachterminologie in der Periglazialforschung des Nördlichen Mitteleuropa. Acta Univ. N. Copernici, Geografia XIV. 46. Toruń: 45-57.
- Jenny H.**, 1980: The soil resource. Origin and behavior. Springer Verl. New York, Heidelberg, Berlin: 377
- Klasyfikacja gleb leśnych Polski, 2000: Centr. Inf. L. P., Warszawa.
- Konecka-Betley K.**, 1987: Gleby kopalne jako jednostki klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu. Kwartalnik geologiczny, 31. 1: 185-190.
- Kopp D.**, 1965: Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung. Ber. Geol. Ges. DDR 10: 739-771.
- Kopp D.**, 1969: Der standörtliche Weiserwert der Waldbodenvegetation im nordostdeutschen Tiefland. Wiss. Z., Techn. Univ. Dresden 18: 1-15.
- Kopp D.**, 1970: Periglaziäre umlagerungs- (Perstruktions-) zonen im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung. Tag.-Ber. Dt. Akad. Landwirtschaft.-wiss. Nr. 102: 55-81.
- Kopp D., Jäger K. D.**, 1972: Das Perstruktions- und Horizontprofil als Trennmerkmal periglaziärer und extraperiglaziärer Oberflächen im nordmitteleuropäischen Tiefland. Wiss. Zeitschr. Der M. A. Univ. Greifswald Jg. XXI, 1: 77-84.
- Kopp D., Schwanecke W.**, 1994: Standörtlich-naturräumliche Grundlagen ökologiegerechter Forstwirtschaft. Deutscher Landwirtschaftsverl. Berlin G.m.b. H.: 248.
- Kowalkowski A., Brogowski Z., Kocoń J.**, 1987: Properties of cryogenic horizons in the profile of rusty soils. Quaternary Studies in Poland 7. Warszawa – Poznań: 25-37.

- Kowalkowski A.**, 1988: Wiek i geneza gleb. W: L. Starkel (red.). Przemiany środowiska geograficznego Polski. Wszechnica PAN. Ossolineum, Wrocław: 45-85.
- Kowalkowski A.**, 1990: Evolution of Holocene soils in Poland. *Quaestiones Geographicae*, Poznań: 93-120.
- Kowalkowski A.**, 1993: Problemy nazewnictwa i pojęć współczesnego gleboznawstwa w badaniach paleogeograficznych. *Studia Kieleckie* 2/78. Kielce: 133-164.
- Kowalkowski A.**, 1994a: Peryglacialne warunki rozwoju gleb na terenach otaczających Stację Geoekologiczną Zintegrowanego Monitoringu Św. Krzyż. W: A. Kowalkowski (Red.) Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego, Stacja Bazowa Św. Krzyż. Biblioteka Monitoringu Środowiska. Warszawa: 59-79.
- Kowalkowski A.**, 1994b: Poczwy i processy wywietrzwiania na terytorii Polski: plejstocenyowe preposiłki i ewolucja systemu poczwicznego pokroju w gólocenie. W: A. A. Wieliczko, L. Starkel (red.) Paleogeograficzna osnowa współczesnych krajobrazów. Nauka, Moskwa: 134-137.
- Kowalkowski A.**, 2000: The relationship between slope soil covers and mountain soil profiles. In: Comparison of Polish and German soil classification systems for soil cartography of the mountain and submountain areas. Symposium and Excursion. Wrocław: 69-84.
- Kowalkowski A., Jóźwiak M.**, 2000: Zmiany w środowisku glebowym. W: S. Cieśliński, A. Kowalkowski (red.). Monografia Świętokrzyskiego Parku Narodowego. Kraków- Białystok: 169-198.
- Kowalkowski A.**, 2001: Morfogenetyczne uwarunkowania funkcjonowania geosystemów górskich na przykładzie Głównego Masywu Łysogór w Górach Świętokrzyskich. W: Funkcjonowanie Geosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych. Poznań.
- Liu Tungsheng i wsp.**, 1985: Loess and environment. China Ocean Press. Beijing: 3-251.
- Mangerud J., Birks H. J. B., Jäger K. D.**, 1982: Chronostratigraphical subdivisions of the Holocene: A review. *Striae* 16, Uppsala: 1-6.
- Mangerud J., Andersen S. T., Berglund B. E., Donner J. J.**, 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3: 109-128.
- Manikowska B.**, 1999: Gleby kopalne i okresy pedogenetyczne w ewolucji środowiska Polski Środkowej po zlodowaczeniu Warciańskim. W: Rola plejstocennych procesów peryglacialnych w modelowaniu rzeźby Polski. *Acta Geogr. Łódź* 76: 41-100.
- Morozowa T. D.**, 1994: Etapy poczwobrazowania w Wschodniej Europie. W: A. A. Wieliczko, L. Starkel (red.). Paleogeograficzna osnowa współczesnych krajobrazów. Nauka, Moskwa: 137-140.
- Nieustrujew S. S.**, 1915: O poczwicznych kombinacjach równinnych i górskich stron. *Poczwowiedzenie* No. 1.
- Pećsi M., An Zhisheng**, 1991: Scientific and applied aspects of loesses and paleosols. *Spec. Proc. Revue Rep. INQUA*, August 2-9.1991. Beijing: 85-87.
- Riedl R.**, 2000: Strukturen der Komplexität. Eine Morphologie des Erkennens und Erklärens. Springer Verl. Berlin, Heidelberg, New York.
- Schilling W., Wiefel H.**, 1962: Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in Teilen Thüringens und des Harzes. *Geologie* 11: 428-460.
- Schrödinger E.**, 1957: Was ist Leben? Lehnen, München.
- Systematyka gleb Polski, Wyd. IV. 1989. *Roczn. Glebozn. T. XL*, No 3/4. PWN Warszawa.
- Soil conservation Service 1960: Soil classification: A comprehensive system 7-th approximation. USDA Washington DC.
- Terlikowski F. K.**, 1958: Gleby Polski. W: M. Kwinichidze, K. Boratyński (red.) *Prace wybrane z dziedziny gleboznawstwa, chemii rolniej i nawożenia*. PWRiL Warszawa: 99-128.

- Vreken V. J.**, 1975: Principal kinds of chronosequences and their significance in soil history. J. Soil Sci. 24, 4: 378-394.
- Watson R. A., Wright H. E.**, 1980: The end of the pleistocene: a general critique of chronostratigraphic classification. Oreas 9: 153-163.
- Zacharow S. A.**, 1927: Kurs poczwowiedienija. Gos. Izd. Moskwa – Leningrad: 440.
- Zonn S. W.**, Urusadze M. F., Naucznyje osnovy i metodiceskije ukazanija k biocenoticesko-mu izuczeniju poczw gornych lesow. Tbilisi.