

# ROZPOZNAWANIE I KLASYFIKACJA WYTWORZONYCH W ŚRODOWISKU PERYGLACJALNYM I EKSTRAPERYGLACJALNYM STREF PRZEKSZTAŁCEŃ I GLEBOPOKRYW STOKOWYCH

Alojzy Kowalkowski

Kowalkowski A., 2004: Rozpoznawanie i klasyfikacja wytworzonych w środowisku peryglacjalnym i ekstraperyglacjalnym stref przekształceń i glebopokryw stokowych (*Diagnostics and classification of perstruction zones and slope soilcovers developed in periglacial and extraperiglacial environment*). Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego nr 5, s. 47-94, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce.

**Zarys treści:** Na polodowcowych terenach Europy środkowej i północnej znajduje się 14 pasów różnowiekowych osadów lodowcowych, wodnolodowcowych, eolicznych i fluwialnych. Z nich wykształciły się mozaiki gleb plejstocenijskich i holocenijskich o wieku od około 500ka do poniżej 6ka. Przy zastosowaniu metodologicznej zasady rozpoznawania i wyjaśniania przedstawiono czasoprzestrzenne warunki procesów rozwoju gleb środowiska peryglacjalnego i ekstraperyglacjalnego z ich profilem substratu, profilem przekształceń i profilem poziomów glebowych. Szczegółowo w zestawieniach tabelarycznych przedstawiono podział stref przekształceń antropogenicznych, biogenicznych, klimogenicznych, geomorfogenicznych i litogenicznych dla terenów nizinnych i wyżynnych oraz na zrównaniach górskich o słabo zróżnicowanym reliefie powierzchni ziemi a także dla terenów wyżynnych, podgórskich i górskich o urozmaiconym reliefie powierzchni ziemi. W indykacji mrozowych stref przekształceń i glebopokryw stokowych uwzględniono miąższość, strukturę, litologię i uziarnienie, stosunek do stref i pokryw w spągu i w stropie, inne cechy towarzyszące i poziomy diagnostyczne.

**Słowa kluczowe:** strefy przekształceń, glebopokrywy stokowe, środowisko peryglacjalne, środowisko ekstraperyglacjalne, indykacja

*Alojzy Kowalkowski, Akademia Świętokrzyska, Stacja Monitoringu, ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce.*

## 1. Wprowadzenie

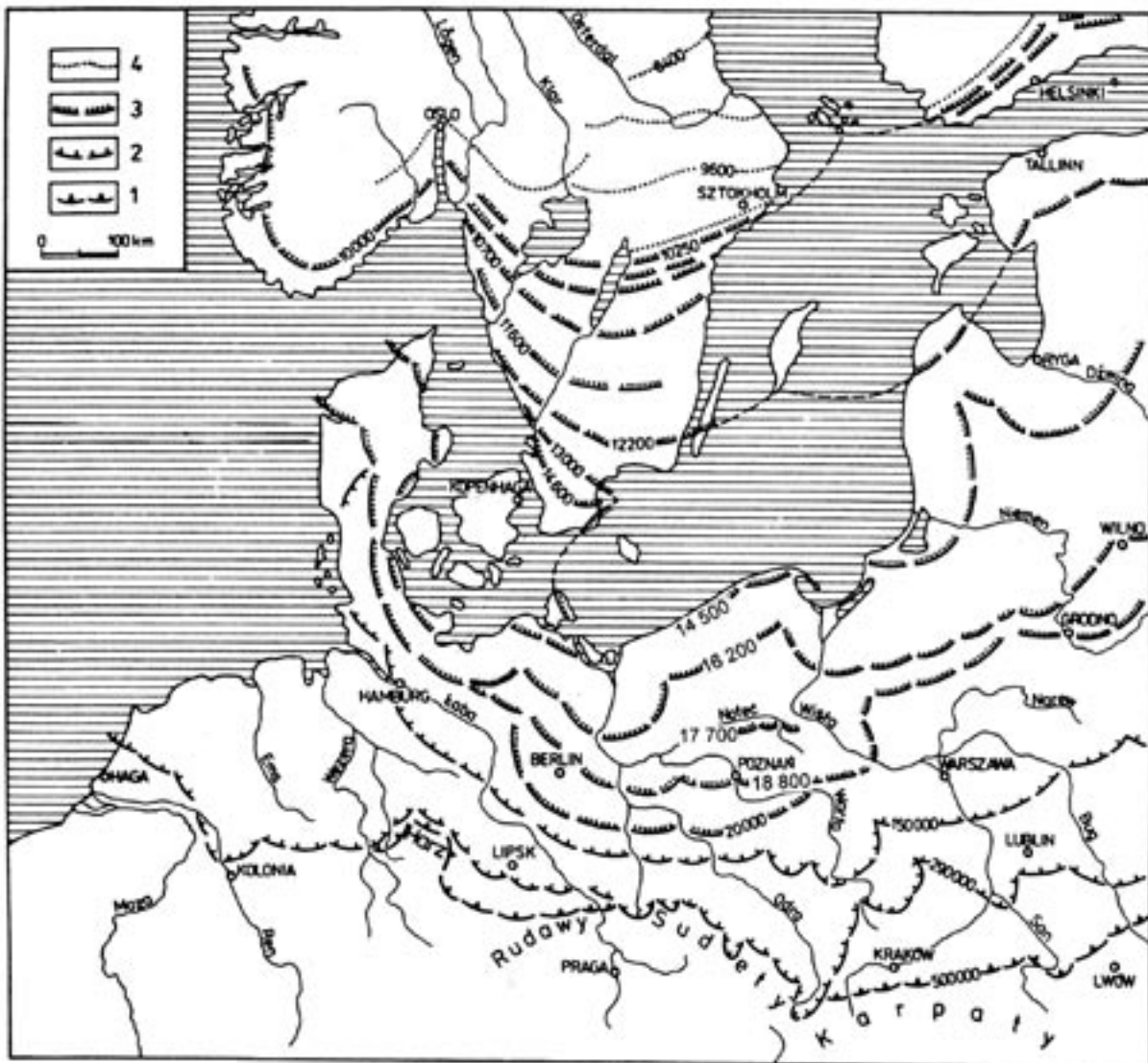
Miejsce powstawania i egzystencja gleb w ekosystemie są zlokalizowane w sferze przenikania się w czasie geologicznym następczo powstających skał (litosfera), powietrza (atmosfera), wody (hydrosfera) i wśród tych czynników najmłodszego świata organizmów (biosfera). Procesowe zdarzenia wzajemnych interakcji między tymi czynnikami, nazywanymi czynnikami glebotwórczymi, w dynamicznych specyficznych czasoprzestrzennych układach, wiodą do powstawania nieciągłej

pokrywy mozaik glebowych (pedosfera), z ich przestrzennie zróżnicowanymi sekwencjami poziomów genetycznych i struktur. Stosunkowo równoważenie od stuleci do tysiącleci trwające procesy ewolucji gleb znajdują się w sprzeczności z szybko postępującą ich degradacją naturalną w procesach denudacji fizycznej i chemicznej. Procesy te są przyspieszane, szczególnie wskutek niszczenia naturalnej pokrywy roślinnej i wprowadzania monokultur w terenach znajdujących się w bezpośrednim zasięgu gospodarki człowieka. Zachowanie naturalnej pokrywy zbiorowisk roślinnych, stabilizującej

powierzchnię ziemi z ich ogromną bioróżnorodnością międzygatunkową i wewnątrzgatunkową, staje się współcześnie jednym z głównych celów strategii wdrażania adaptacyjnego systemu zarządzania środowiskowego (Likens 1992, Time ecology 1998, Kowalkowski 2001).

W polodowcowej Europie środkowej i północnej, pomiędzy trójwymiarową przestrzenią rozwoju gleb, w której działają systemy czynników glebotwórczych, a jednowymiarowym czasem w makroskali przestrzeni geograficznej dominuje

genetyczna jedność i zarazem różnorodność. Na terenie tym znajduje się bowiem 14 pasów równoleżnikowych, różnowiekowych mozaik osadów lodowcowych i wodnolodowcowych, eolicznych i fluwialnych, wyklinowujących się na południkowe na skrajach zachodnim i wschodnim kontynentu. Ich powstanie, zajmowana przestrzeń i wiek były uzależnione od rytmu i zasięgów aktywności plejstocenijskich skandynawskich zlodowaceń oraz od ich wygasania na obszarach północnej Skandynawii (ryc. 1). Pasy te są wyznaczone na



Ryc. 1. Główne pasy równoleżnikowe stadiałów kontynentalnego skandynawskiego lądolodu wyznaczone ciągami moren końcowych i ich wiek w Środkowej Europie.

1 – zlodowacenie Sanu, 2 – zlodowacenie środkowopolskie, 3 – zlodowacenie Wisły, 4 – holocenijskie stadiały lodowca skandynawskiego

Fig. 1. The main latitudinal belts of the scandinavian continental ice sheet stages limited by endmoraine forehands and their age in Middle Europe

1 – San glaciation, 2 – Middle Poland glaciation, 3 – Vistulian, 4 – Holocene stages of Scandinavian glacier

ogół równoległymi ciągami wzgórz moren końcowych postojów lodolodów i towarzyszących im pradolin stadiów plejstocenijskich zlodowaceń. Wiek tych form morfologicznych maleje od południa na północ, od maksymalnie 500 ka na południu do 10,25 ka w końcowej fazie plejstocenu i około 6 ka w holocenie na północy Skandynawii. W obrębie każdego z tych pasów znajdują się mozaiki gleb dawnych reliktowych i współczesnych, o przedziałach wiekowych każdorazowo od momentu odsłonięcia osadów lodowcowych lub starszego podłoża spod lodolodu do czasu współczesnego. W silnie zdenudowanych pasach zasięgów osadów starszych zlodowaceń południowo- i środkowopolskiego znajdują się mozaiki gleb tych zlodowaceń z relikdami niezdenudowanych gleb trzeciorzędowych oraz gleb młodych powstałych w zlodowaczeniu Wisły i w holocenie. Na terenach zlodowacenia Wisły natomiast powstały młodsze mozaiki gleb z czasu tego zlodowacenia i z holocenu.

Pomimo że, w wielu krajach przeprowadzono liczne i często wnikliwe badania gleboznawcze nie określono dotąd geograficznych wskaźników i cech wyróżniających mozaiki glebowe w poszczególnych pasach. Uwzględniając specyfikę dynamiki działania i nieustannej ewolucji czynników czasu i przestrzeni w niniejszym opracowaniu przedstawione zostaną niektóre ważniejsze możliwości rozpoznawania i wyjaśniania cech historycznego rozwoju gleb środkowej i północnej Europy w plejstocenie i w holocenie.

## **2. Metodologiczne założenia procesu rozpoznawania i wyjaśniania genezy gleb plejstocenijskich i holocenijskich**

W indywidualnych glebowych i w ich polodowcowo-peryglacjalno-holocenijskich mozaikach na obszarach północnej półkuli znajdują się zespoły cech morfologicznych, chemicznych, fizykochemicznych oraz biologicznych różnej rangi następczego lub nakładającego się działania zespołu czynników glebotwórczych – skał macierzystych, klimatu, wody, żywych organizmów i człowieka. Złożony system tych pięciu czynników, w warunkach posuwczego i nie zawsze kontynuacyjnego działania czynnika czasu, podlega określonym, dynamicznym asymetrycznym przemianom warunkującym czasowo równość i lub rów-

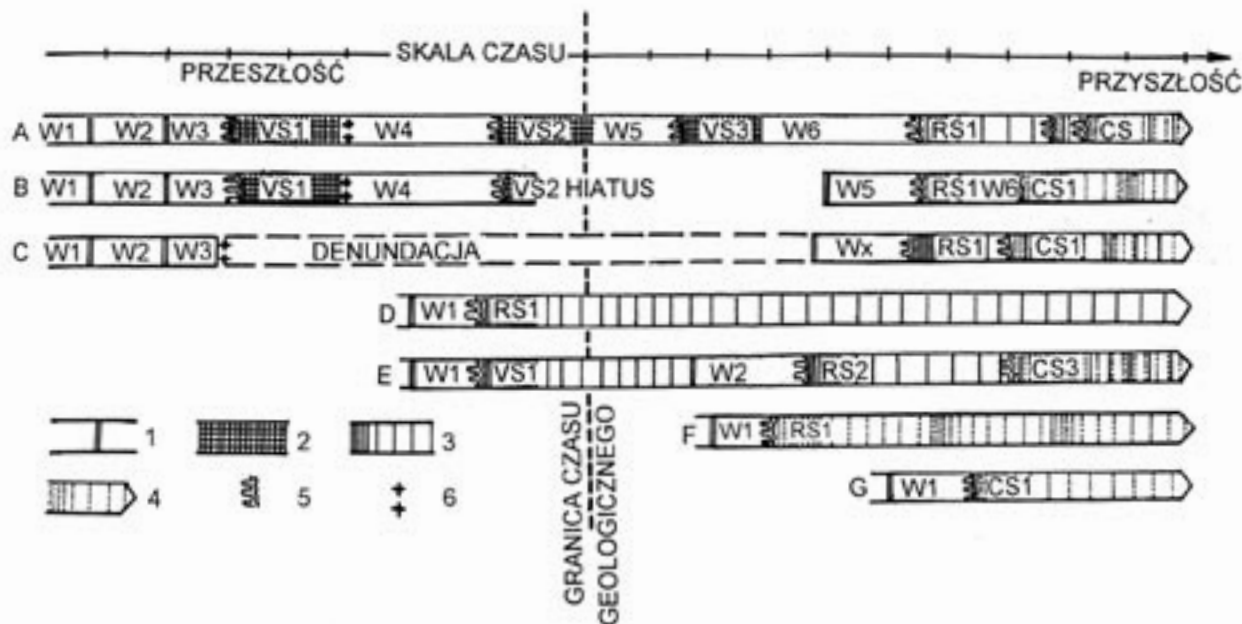
nopoczątkowe oraz transgresywne sekwencje rozwoju i następstwa procesów glebotwórczych (Vreken 1975, Kowalkowski 1979, Prusinkiewicz 1996, 2002). W czterowymiarowej czasoprzestrzeni rozwijających się krajobrazów glebowych, która w systemie układu słonecznego i galaktyk może mieć sześć do siedmiu wymiarów (Dvali 2004), kształtują się natomiast i nieustannie ewoluują poligeniczne mikro-, mezo- i makromozajki indywidualnych glebowych tworzących asocjacje polipledonów i ich wyższej rangi porządku genetycznych związków. Zespoły cech pedogenicznych w ich każdorazowych odmianach spostrzegalnie tworzą jakoby harmonijność i różnorodność w pewnych zakresach podobieństw. Są to homologie, których głównymi kryteriami są położenie, układ, struktura i przejścia w przestrzeni, a uzupełniającymi – zbieżność i antyzbieżność.

W zależności od energii i materii funkcjonowania w czasie poszczególnych czynników w przestrzeni mozaik glebowych tworzących krajobraz glebowy obserwujemy cechy morfologiczne dominującego działania następczego lub nakładczego skał macierzystych – *litogeniczne*, powierzchni ziemi – *geomorfogeniczne*, klimatyczne – *klimogeniczne*, zbiorowisk żywych organizmów – *biogeniczne* i człowieka – *antropogeniczne*. Często następcze ich działania, już we wstępnych fazach rozwoju pedosfery owocowały powstawaniem określonych komplementarnych, dyskretnych dyskontynuacji. Właśnie ich koincydencje i wzajemne potwierdzenia lub wykluczenia, a nie najbardziej zauważalne podcechy cech powinny być podstawą wyjaśniania i wyróżnienia zgeneralizowanych głównych jednostek typologicznych gleb o swoistych, powtarzalnych układach morfologii i cech w poziomej i pionowej przestrzeni.

Należy tu jednak zauważyć, iż geometria układu energii i materii czasoprzestrzeni nie jest ustalona raz na zawsze, lecz jest czymś dynamicznym, nieustannie ewoluującym, a więc nieodwracalnym. Wpływ czasu może mieć różne konsekwencje, zależnie od tego które procesy rozpatrujemy. Skala czasu długotrwałych nieodwracalnych procesów geologicznych różni się zasadniczo od skali czasu także nieodwracalnych, lecz bardzo zmiennych procesów biologicznych (Prigogine 2000). Efektem procesów nieodwracalnych jest sama materia, a więc nieodwracalność jest włożona w materię.

Zbudowany przez życie porządek przestrzenny posiada wiele wymiarów i jest hierarchicznie zorganizowany. Dlatego każdy opis dynamiki rozwojowej pokrywy glebowej z jej podłożem wymaga określenia praw zachodzących w czasie i w przestrzeni zmian oraz warunków ich inicjacji (ryc. 2). W krajobrazie glebowym są to katamorficzne procesy wietrzenia, transportu i translokacji, erozji

i eluwacji, depozycji i iluwacji, diagenety i transformacji (Huggett 1975). Tymczasem wszystkie znane obserwacje są źródłem niepełnych i skończonych ilości informacji, w jednym punkcie czasu i przestrzeni. Ich powtórzenia natomiast zawsze dostarczają nowych skończonych danych z innego następczego punktu czasu. Nie zawsze i niekoniecznie są one komplementarne i adekwatne dla



Ryc. 2. Sekwencje czasowe skał macierzystych (W) oraz gleb starych (VS), reliktowych (RS) i współczesnych (CS) występujących w krajobrazach polodowcowych Europy Centralnej  
 1 – akumulacja materiału macierzystego, 2 – gleby kopalne wytworzone z wiekowo odpowiadających osadów, 3 – gleby reliktowe wytworzone z wiekowo odpowiadających osadów, 4 – gleby współczesne wytworzone z wiekowo odpowiadających osadów lub w glebie reliktovej, 5 – punkty czasowe inicjacji pedogenezy, 6 – punkty czasowe zaniku pedogenezy i inicjacji przekształceń powierzchni ziemi  
 A – chronosekwencja transgresywna bez nakładania gleb starych z następczą glebą reliktową  
 B – chronosekwencja transgresywna bez nakładania gleb starych z przerwą sedymentacyjną zakończoną młodą osadom z glebą reliktową z nałożoną glebą współczesną  
 C – zdenudowana powierzchnia z młodą glebą reliktową i nałożoną glebą współczesną  
 D – stara gleba reliktovej  
 E – młoda gleba reliktovej  
 F – młoda gleba współczesna  
 G – młoda gleba współczesna

Fig. 2. Time sequences of bed-rocks (W) and vetusols (VS), relict soils (RS) and recent soils (CS) occurrent in the post-glacial landscape of Central Europe.  
 1 – accumulation of the mother substrat, 2 – buried soils formed from age-relating sediments, 3 – relict soils formed from age-relating sediments, 4 – recent soils formed from age-relating sediments or in relic soil, 5 – time points of the pedogenesis initiation, 6 – time points of the pedogenesis cessation and initiation of the Earth surface transformations  
 A – transgressive chronosequence without overlying of vetusols with a subsequent relic soil  
 B – transgressive chronosequence without overlying of vetusols with a sediment hiatus finished with the young sediment with relic soil overlaid with the recent soil  
 C – denudated surface with young relic soil and overlaid with the recent soil  
 D – vetusoil relic  
 E – young relic soil  
 F – young recent soil  
 G – young recent soil



poznawania i formułowania dynamiki rozwojowej rozpatrywanego obiektu przyrodniczego.

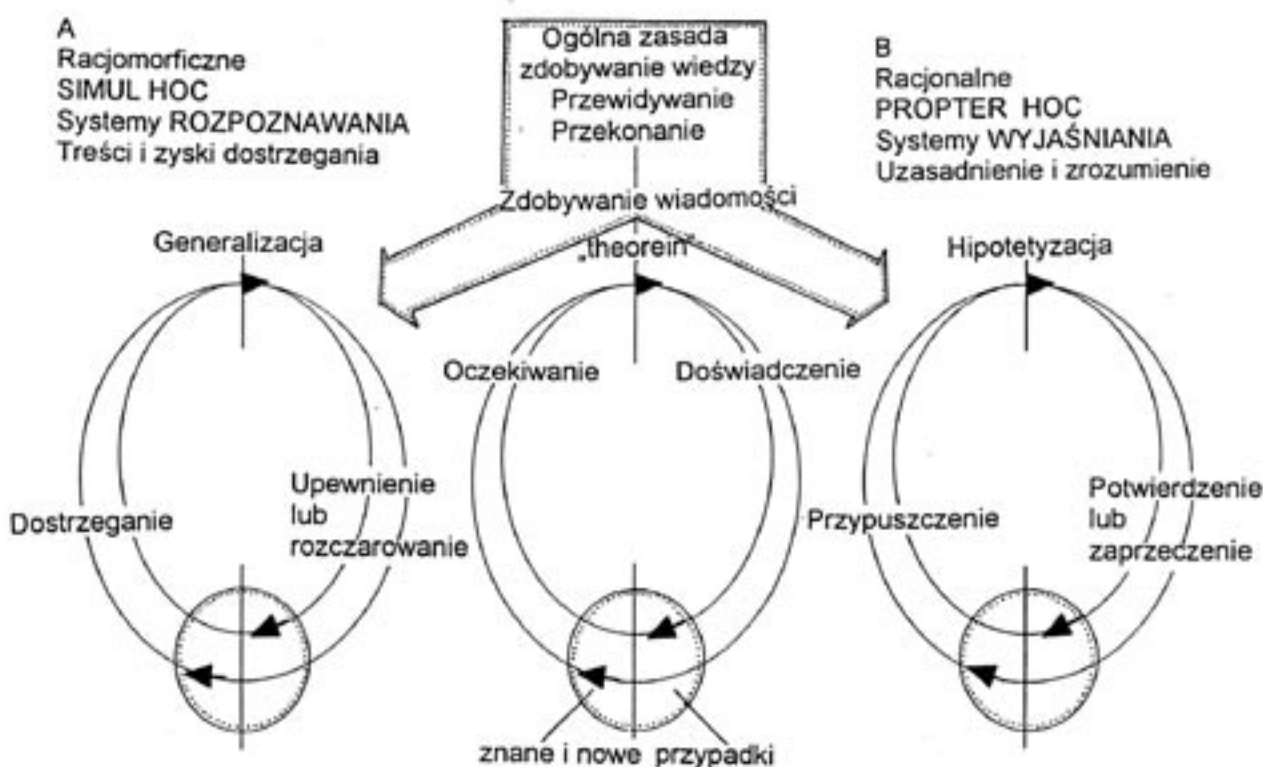
Podstawą proponowanej przez Riedla (2000) teorii rozpatrywania zjawisk jest „teoria ewolucyjnego poznawania”, pomagająca rozróżnić procesy rozpoznawania od procesów wyjaśniania. Teoria ta znajduje się w ścisłym związku z biologiczną dyscypliną porównawczych badań zachowań, opartą na założeniach teorii ewolucji. Na ryc. 3. przedstawiony jest przypadek ogólnej zasady zdobywania wiedzy (środkowa część) rozkładającego się na samoczynny racjomorficzny proces generalizacji rozpoznawania na podstawie umownych założeń (A) oraz na proces świadomego racjonalnego wyjaśniania oparty na założeniach hipotetycznych (B).

*Proces rozpoznawania* jest racjomorficzny lub „rozumopodobny”, o założeniach nieracjonalnych w oparciu o posiadaną wiedzę, ukierunkowany na poznawanie uwarunkowanej prawami dotąd mało poznanej równoczesności, działający dalece podświadomie. Jego wyniki dlatego traktuje się

jako intuicyjne. Uważana za nienaukową metoda ta okazuje się w najwyższym stopniu pewna przy rozpatrywaniu zjawisk kompleksowych.

*Proces wyjaśniania* ma wprowadzić również racjomorficzne założenia, działa ostatecznie jednak świadomie i jest ukierunkowany na zrozumienie i racjonalne rozwikłanie praw następstwa zdarzeń. Jest uważany za dobrze poznany, jego wyniki są przyjmowane w sensie racjonalnych sformułowań, bardziej paradygmatyczny niż naukowy. W ścisłych naukach przyrodniczych uznawany za jedynie akceptowalny. Proces ten jest porównywalny i odnośny z procesem rozpoznawania choćby dlatego, że jest od niego uzależniony i mniej nadaje się do rozpatrywania problemów kompleksowych.

Zestawienia podstawowych różnic między procesami rozpoznawania i wyjaśniania przedstawiono na tabeli 1, a podstawowych różnic wyników tych procesów na tabeli 2. Kompleksowość indywidualów glebowych i ich mozaik w krajobrazie glebowym pozwala równorzędnie i komplementarnie



Ryc. 3. Terminologia systemu procesu zdobywania wiedzy w ogólnej formie (środkowa część) i w przeciwstawieniu do procesów rozpoznawania i wyjaśniania (za Riedlem 2000)

Fig. 3. Terminology of the knowledge obtaining system in a general form (central part) and in the opposition to processes of recognition and explanation (after Riedl 2000).

Tab. 1. Podstawowe różnice między procesami rozpoznawania i wyjaśniania (za Riedlem 2000)  
 Table 1. Fundamental differences between the processes of recognition and explanation (after Riedl 2000)

Rozpoznawanie Zyski wiedzy	Recognition Cognition profits	Wyjaśnianie Zyski zrozumienia	Explanation Understanding profits
jako warunek wstępny		jako następna czynność	
pierwotnie uwarunkowane		niezależnie od kultury i mowy	
przeważnie nieświadome		przeważnie świadome	
racjomorficzne		racjonalne	
przez stwierdzenie postaci		przez racjonalne czynności	
na zauważalnych obiektach		przez spekulatywne zaszeregowanie	
cybernetyczne		na podstawie teorii prawdopodobieństwa	
w procesie rekursywnym		przy pomocy argumentacji „jeśli-wówczas”	
hermeneutycznie, morfologicznie		syntetycznie, przyczynowo	
na wszystkich poziomach w zwrotnym odniesieniu		prawdopodobnie w odniesieniu do całości	
przeważnie syntetycznie		przeważnie analitycznie	

Tab. 2. Podstawowe różnice wyników procesów rozpoznawania i wyjaśniania (za Riedlem 2000)  
 Table 2. Fundamental differences of the results of the recognition and explanation processes (after Riedl 2000)

Rozpoznawanie Treści wiedzy	Recognition Cognition contents	Wyjaśnianie Treści zrozumienia	Explanation Understanding contents
wzór „porządku przyrody”		wzór praw przyrody	
ograniczenia warunków struktury		ograniczenia warunków funkcjonowania	
prawa równoczesności		prawa następstwa	
<i>simul hoc</i>		<i>propter hoc</i>	
cztery przyczyny* uwzględnione		tylko <i>causa efficiens</i>	
historyczność wytworów przyrody		domniemana wieczność wytworów przyrody	
przeważnie nieodwracalność		głównie odwracalność	
dominacja jakościowości		dominacja ilościowości	
rzadko zdolność do formalizowania		zdolność do formalizowania	
trudność racjonalizacji		racjonalizacja	
przeważnie niepowtarzalność i niewykonalność		przeważnie powtarzalność i wykonalność	

\* *causa formalis*, *causa finalis*, *causa materialis*, *causa efficiens*

stosować opisane dwa procesy badań, co umożliwia jednocześnie poznawać i opisać ten sam obiekt przyczynowo i strukturalnie (tab. 3).

Tak więc w metodzie badań gleb i ich kompleksów odziedziczonych z plejstocenu posługujemy się rozpoznawaniem, wyjaśnianiem i dokumentacją następujących w czasie „morfologii peryglacialnej i ekstraperyglacialnej” (Semmel 1994) wraz z jej mierzalnymi cechami w profilu glebowym. Metoda ta równorzędnie traktuje elementy powierzchni ziemi i przekroje pedolitomorfogenetyczne indywiduów glebowych i polipledonów jako ciała historyczne (Schilling, Wiefel 1962, Kopp 1965, Kowalkowski 1973, 1988, 2001, Huggett 1974, Makeev 1975, Semmel 1977, 1994, Gugalinskaja 1982, Schäfer et al. 1991) powstałe w procesie morfopedogenezy krajobrazu. Słusznie zwraca uwagę Semmel (2003) na diagnostyczne znaczenie w poznaniu pedogenezy wyników makroskopowego i laboratoryjnego zbadania podłoża gleb co najmniej do głębokości 200 cm. Wprawdzie w instrukcjach gleboznawczych istnieje wymóg badania gleb do tej głębokości, jednak w praktyce dnia codziennego nie jest on z reguły spełniany.

### 3. Czasoprzestrzenne warunki procesów rozwoju gleb środowiska peryglacialnego

Rozwój wiedzy o czasoprzestrzennych środowiskach rozwoju gleb, szczególnie na północnej półkuli, pozwala rozpatrywać areale gleb (polipemony) w pedosferze jako kontinuum funkcjonujące w następczo zmieniającej się czasoprzestrzeni powierzchni ziemi i zarazem jako ciała geograficzne, z możliwością identyfikacji ich faz rozwojowych w przestrzeni terenów polodowcowych (Gugalinskaja 1982, Morozowa 1994, Kowalkowski 1994, 1999, Manikowska 1999, 2002). Ciągłe obszary z klimatem chłodnym, w których woda lub jej części mogą przechodzić lub mogą być zachowywane w stanie krystalicznym nazwał Dobrowolski (1923) kriosferą. Występująca powyżej równoleżnika 30° N współczesna kriosfera składa się z czterech kolejnych sfer pedokriogenicznych:

- *sezonowego, krótkotrwałego i płytkiego zamarzania gleb i skał* w niektórych latach (godziny, doby),

Tab. 3. Ranga przeciwstawności naukowych działań według procesów rozpoznawania i wyjaśniania (za Riedlem 2000)

Table 3. Range of the opposition of the scientific activity by use the recognition and explanation processes (after Riedl 2000)

Ranga wiedzy i rozpoznawania Range of cognition and recognition	Ranga zrozumienia i wyjaśniania Range of understanding and explanation
warunki wstępne, założenia wstępne od wyjaśniania niezależne	możliwości w następstwie niezależne od rozpoznawania
nie zmieniające się ze zmieniającym wyjaśnianiem	zmieniające się z trybem postępowania
wywołują potrzebę wyjaśniania	wydają się zastępować wyjaśnianie
pozwalają zaledwie na eksperymenty	odwołują się do eksperymentów
pozyskują stopnie pewności z wielu porównań	pozyskują stopnie pewności z wielu powtórzeń
osiągają wysoką kompleksowość	redukują kompleksowość
holistyczna	redukcjonistyczna
określana jako deskryptywna	określana jako wyjaśniająca
określana jako przednaukowa	określana jako naukowa

- *okresowego, cyklicznie corocznie powtarzającego się zamarzania gleb i skał* z krótkotrwałą zmarzliną czynną (miesiące) nad nie zamarzniętym podłożem,
- *wieloletniego lub wiecznego zamarzania gleb i skał* sięgającego głębokości dziesiątek i setek metrów, z długotrwałą zmarzliną i aktywną strefą zamarzania z temperaturą w roku wielokrotnie przechodzącą przez punkt zerowy (lata, setki i tysiące lat),
- *lodowych pokryw* (setki i tysiące lat) z mało zmiennymi temperaturami subglacjalnego podłoża mineralnego.

W pierwszych dwu obszarach krótkotrwałe kriogeniczne procesy towarzyszą procesom rozwoju gleb i na nie wpływają jedynie modyfikująco. W obszarach zmarzlinowych i z pokrywami lodowymi dominują procesy kriogeniczne, nadające glebom cechy kriosoli (Micheli et al. 1997, Kowalkowski 1998, 1998a, Kowalkowski i Koczoń 1998) nazywanych także gelisolami (Soil Survey Staff 1996, ICOMPAS 1996). W związku z wielokrotnym oscylacyjnym przesuwaniem się równoleżnikowym stref zimnych z północy na południe w Europie Środkowej na terenach dawniej zlodowaconych i na ich przedpolach gleby uzyskały cechy dwu- lub wielofazowego rozwoju zmarzlinowego w środowiskach *lodowcowych*

*i peryglacjalnych* plejstocenu oraz pozmarzlinowego – w środowiskach *ekstraperyglacjalnych* interglacjalów i holocenu (Kopp 1969, Jäger 1974, 1979). W ich profilach zazwyczaj zachowane są zespoły cech z tych środowisk (fot. 1, 2, 3, 4). Gleby zmarzlinowe bowiem z zespołami cech kriogenicznych środowiska peryglacjalnego w profilu po ociepleniu klimatu stawały się każdorazowo substratem dla facji pozmarzlinowych procesów. Dzięki temu uzyskiwały one specyficzne polimorficzne struktury. Strefowe uporządkowanie i podział peryglacjalnych środowisk w kriosferze oraz poza jej zasięgiem – środowisk ekstraperyglacjalnych, za Koppem (1969) i Jägerem (1979) przedstawiono w tabeli 4.

Odpowiednio do powszechnie przyjętych poglądów profil gleby współcześnie znajdującej się przy powierzchni ziemi może być wynikiem następczego działania na mineralne substraty i następnie na poziomy glebowe zmieniających się układów czynników środowiska geograficznego. Znajdowane w profilu takiej gleby lito- i pedogeniczne cechy są więc relikdami diagnostycznych wskaźników minionych plejstoceńskich i holocenijskich cykli rozwojowych, a także diagnostycznymi wskaźnikami cech procesów pedogenezy związanej ze współczesnym układem czynników glebotwórczych w ich określonych następczych rytmach i dynamice.

Tab. 4. Środowisko peryglacjalnych i ekstraperyglacjalnych uwarunkowań rozwoju gleb (Kopp 1969, Jäger 1979, uzupełnione)

Table 4. Periglacial and extraperiglacial environments of soil development (after Kopp 1969, Jäger 1979, supplemented)

Strefy i piętra		Środowisko rozwoju krajobrazu						
		Pustynia	Tundra	Tajga	Las	Step	Półpustynia	Pustynia
Glacjalne lodowcowe		x						
proglacjalne		x						
Peryglacjalne	euperyglacjalne		x					
	boreoperyglacjalne			x		x		
	kseroperyglacjalne					x	x	x
Ekstraperyglacjalne					x	x	x	x



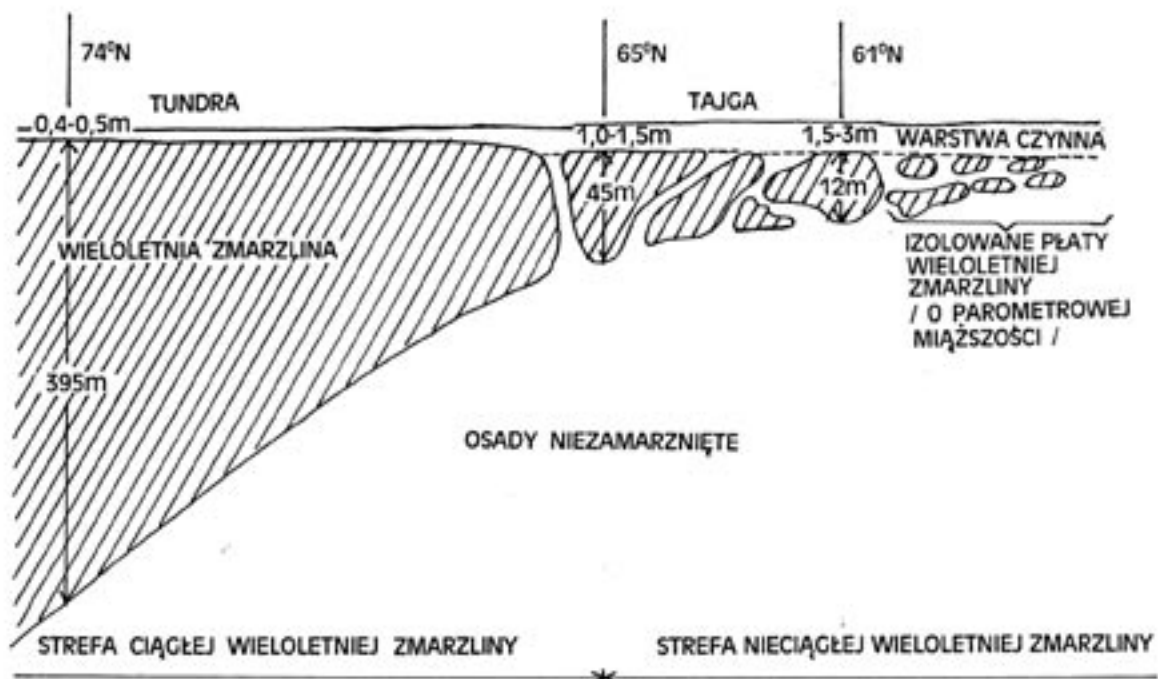
W plejstocenie pod wpływem dominujących procesów mrozowych w profilu glebowym przebiegały procesy transformacji (Richter et al. 1963, Gravis 1974, Kowalkowski 1973, Makeev 1975, Mackay & Mackay 1976, Kowalkowski & Starkel 1984, Munn 1987, Semmel 1994, 2002) materiału skalnego i glebowego w zmieniającym się w czasie zasięgu strefy czynnej zmarzliny i w stropie zmarzliny wieloletniej (ryc. 4):

- *fizyczne* (mechaniczne) rozsadzania mrozowego, krioturbacji, powstawania kriogenicznych struktur, segregacji mrozowej, disintegracji blokowej i ziarnistej, deskwamacji, podziału powierzchni gleb na systemy wieloboków szczelin lodowych, mrozowych i wysychania, soliflukcji, tiksotropii, konwekcyjnej migracji roztworów glebowych, nagromadzenia roztworów glebowych nad barierą trwałej wieloletniej zmarzliny, kriostatycznego wyciskania i bocznego transportu tranzytowego uwodnionego materiału glebowego, termoabrazji, termokrasu, kompaktacji, sufozji, deflacji, splukiwania, cieczenia, spełzywania, osuwania, odpadania, wymarzania, osiadania, pęcznienia, tworzenia nalodzi w dolinach itp.,

- *chemiczne i fizykochemiczne* – dehydratacji i denaturacji składników mineralnych i organicznych, wymiany jonowej, transformacji i koagulacji koloidów, tiksotropii, ługowania, zakwaszania, zasalania, interpenetracji i substytucji stref utleniania strefami redukcji,
- *biologiczne* – akumulacji próchnicy, torfu, tworzenie struktur agregatowych, homogenizacji przez korzenie roślin i organizmy glebowe, translokacji oraz biologicznej kumulacji składników mineralnych i organicznych.

Im bardziej długotrwały był okres czasu z niskimi temperaturami i im były one niższe, tym większy był specyficzny efekt kriogeniczny w profilu gleby.

Z peryglacjalnym i ekstraperyglacjalnym środowiskiem morfoklimatycznym nie wiąże się nieodłącznie powstawanie i długotrwałe istnienie wieloletniej zmarzliny (Karte 1979, Kozarski 1993, 1995). Podczas najmłodszego zlodowacenia jednak już w górnym pleniglacjale oraz także w zimnych fazach późnego Wistulianu na dużych obszarach Europy panowały klimaty sprzyjające powstawaniu wieloletniej zmarzliny (Kliewe 1968, Karte 1979, Jakob & Lamp 1980, Fränzle 1985,



Ryc. 4. Przekrój z północy na południe ciągłości i miąższości warstwy czynnej i wieloletniej zmarzliny w północnej Kanadzie (za Kowalkowskim 2001)

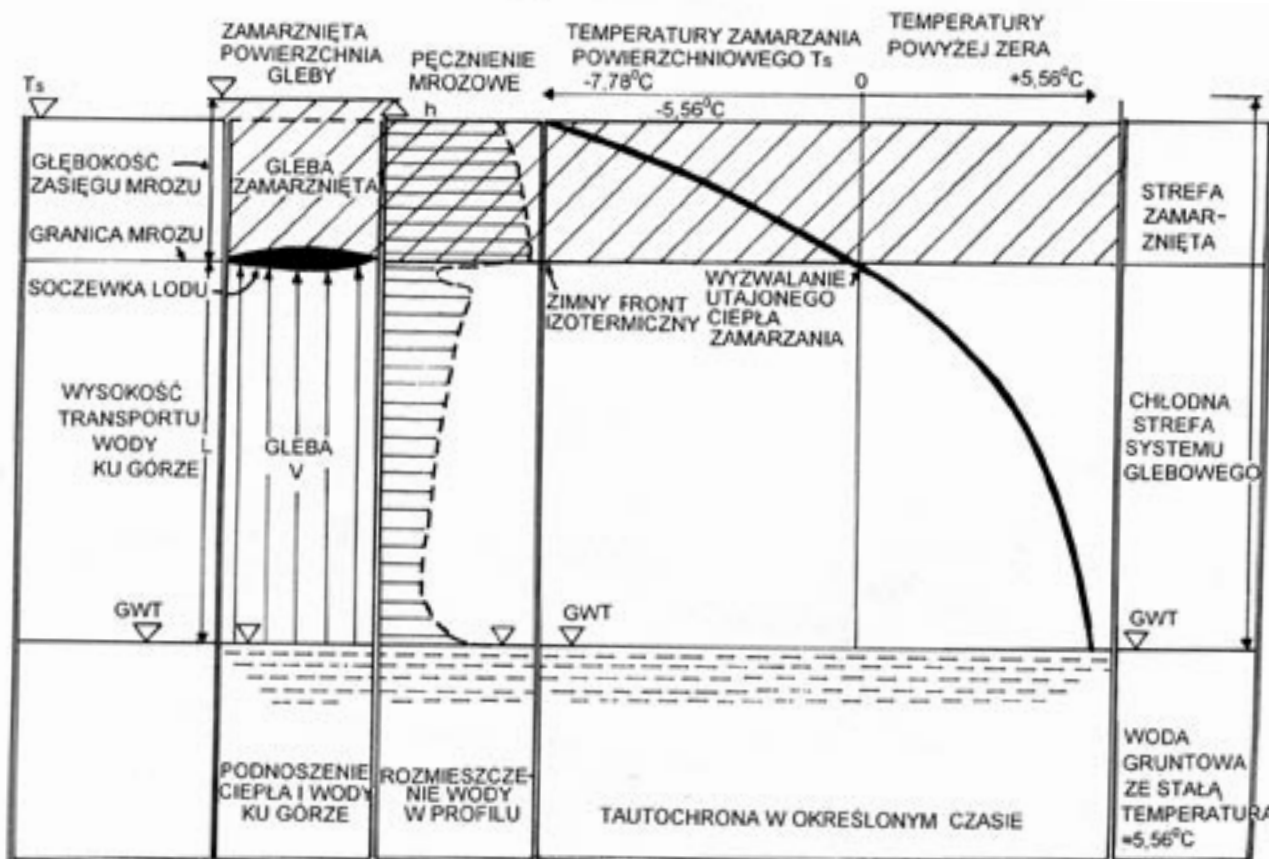
Fig. 4. The North-to-South cross-section of the continuity and thickness of the active frost layer and permafrost in Northern Canada (after Kowalkowski 2001).

Vandenberghe 1983, Svensson 1983, Goździk 1986, Kozarski 1993, 1995). Ze zjawiskiem tym związana była warstwa czynnej zmarzliny przy powierzchni ziemi o zróżnicowanych miąższościach, od 0,4 do 1,8 m, oraz polygonalne sieci zmarzlinowych szczelin i lodowych klinów w układach tetra-, paraorto-, pentagonalnych z wypełnieniem pierwotnym lub wtórnym (Semmel 1974, Hoffman i Blume 1977, Blume et al. 1979, Blume 1987, Vandenberghe 1983, Svensson 1983, Fränzle 1985, Karte 1987, Bogdański i Kijowski 1990, Kozarski 1993, 1995, Goździk 1993, Ehlers 1994) powstające w stropowej części ciągłej wieloletniej zmarzliny w warunkach jej agradacji w środowisku peryglacjalnym (Böse 1992, Kozarski 1995).

Dla rozwoju pokrywy glebowej nieważna była głębokość dolnego zasięgu wiecznej zmarzliny, a jej miąższość, ciągłość i nasycenie lodem. Szczególne znaczenie miała natomiast miąższość, ciągłość i wilgotność warstwy czynnej zmarzliny nad stropem zmarzliny wieloletniej (ryc. 5, 6).

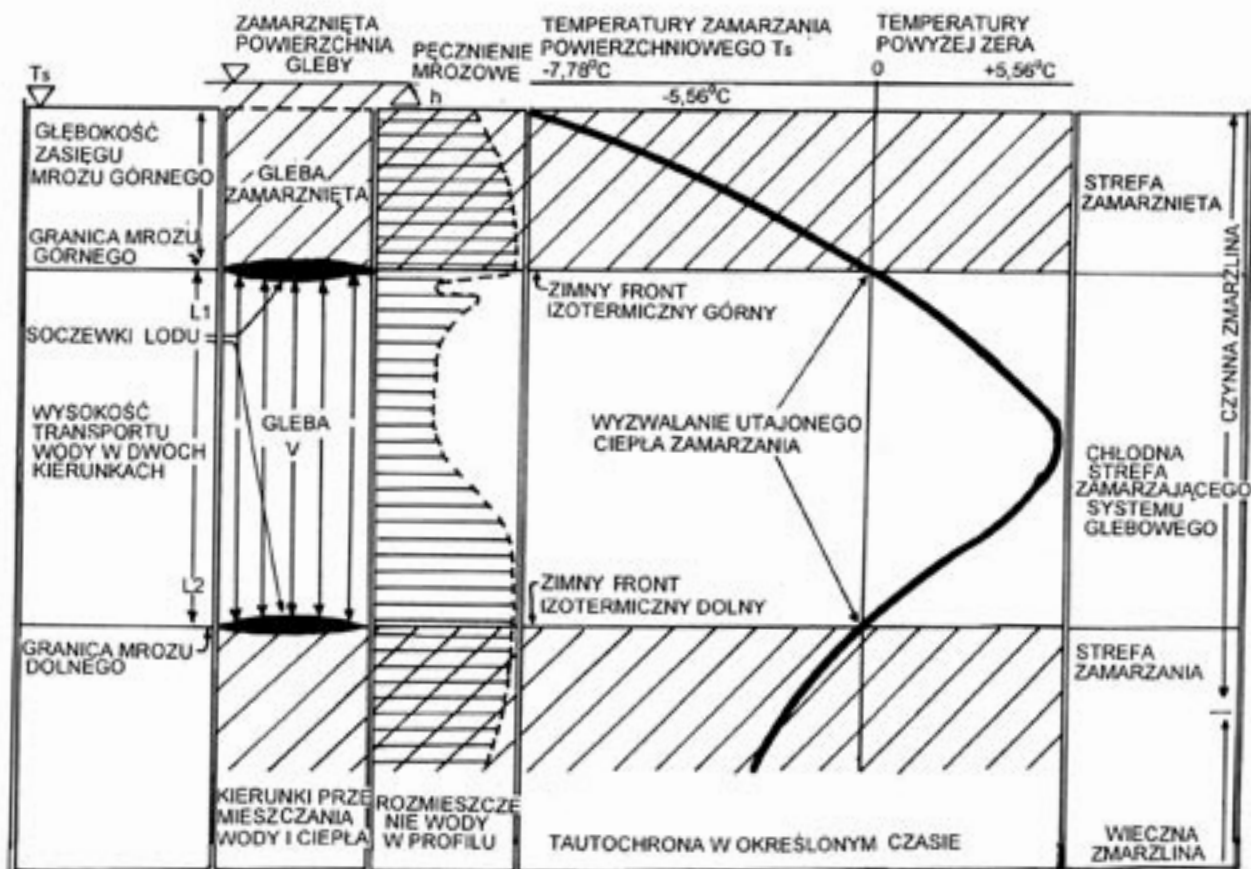
Te właściwości były uzależnione od uziarnienia zwietrzelin i osadów przy powierzchni ziemi oraz od makro- i mikroklimatycznych warunków krajobrazu proglaclajnego i peryglacjalnego. Według Woskresenskogo (1962), Pewe (1966), Gravego (1968), Browna & Pewe (1981), Kowalkowskiego (1983a, 1983b), Nechaewa (1991), Kozarskiego (1995) miąższość warstwy czynnej zmarzliny i jej ciągłość na półkuli północnej były dawniej i są współcześnie uzależnione głównie od średnich rocznych temperatur, a mianowicie:

- 1) od  $-9$  do  $-5^{\circ}\text{C}$  powstaje ciągła warstwa czynna zmarzliny miąższości 0,4-0,6 m nad ciągłą, pociętą wielobokami klinów lodowych wieczną zmarzliną o dużej miąższości od 100 do 800 m (miejscami do 1500 m) z minimalnymi temperaturami od  $-13$  do  $-1^{\circ}\text{C}$  na głębokości 10-20 m,
- 2) od  $-8,5$  do  $-4,0^{\circ}\text{C}$  ciągła warstwa czynna zmarzliny ma miąższość do 1,8 m w piaskach i do 0,6-0,8 m w glinach i w łąkach nad nieciągłą wieczną zmarzliną miąższości od 25 do 100 m, rzadziej



Ryc. 5. Schemat wznoszących ruchów oraz rozmieszczenia wód i ciepła w warunkach zamarzania gleby pod wpływem działania frontu zimnego górnego, bez zmarzliny w podłożu

Fig. 5. Scheme of raising movement along with water and warmth distributions under influence of the activity of the cold upper front, without the permafrost basis.



Ryc. 6. Schemat dwu kierunków migracji wody i ciepła w zamarzającej glebie pod wpływem działania dwu frontów zimnych górnego i dolnego z całkowitym nasyceniem pór glebowych wodą nad podłożem zmarzlinowym

Fig. 6. Scheme of two directions of water and warmth migrations in the freezing soil under activity of two cold fronts - upper and bottom- with the entire water saturation of soil pores over the permafrost basis.

200-300 m, z minimalnymi w niej temperaturami od +1 do -9° C na głębokości 10-20 m,

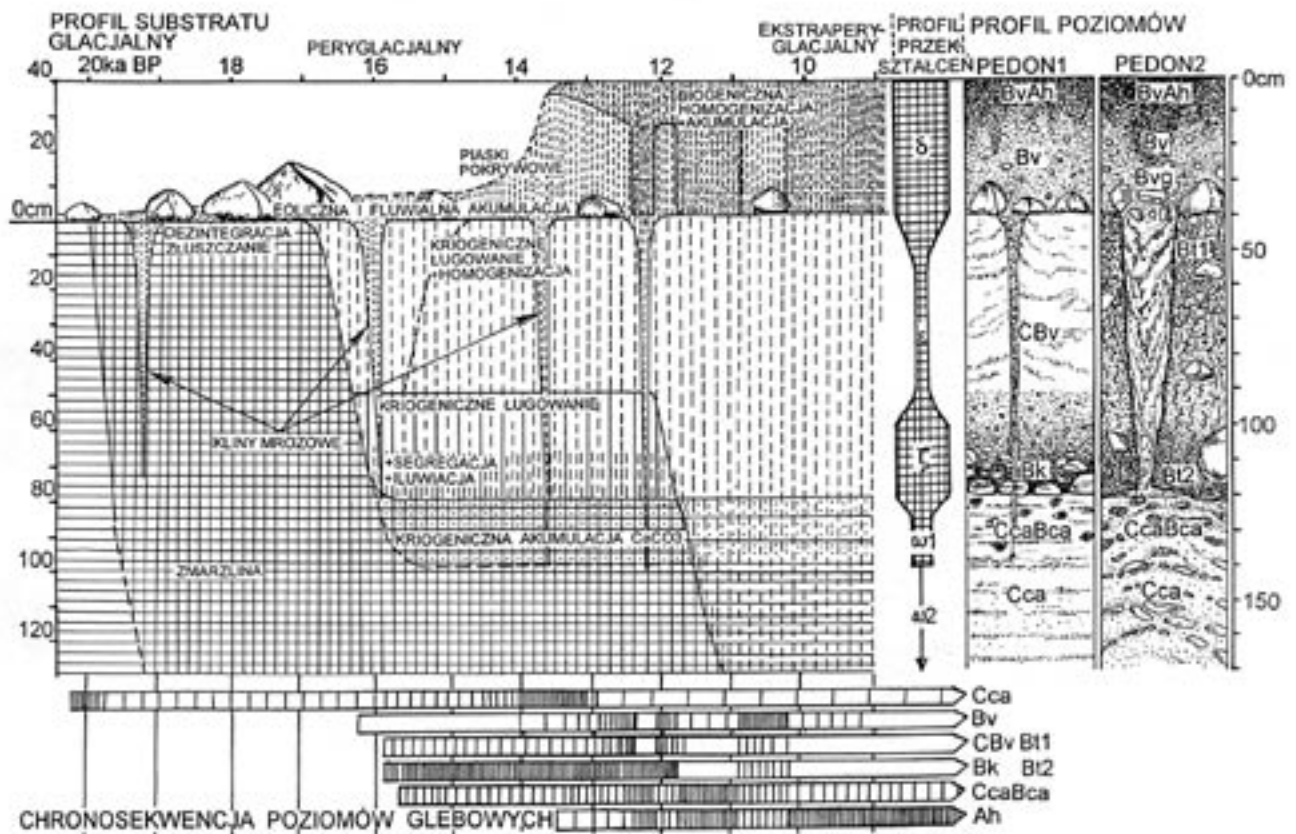
- 3) od -5 do -1° C ciągła warstwa czynna zmarzliny od 1,8 do 6 m głębokości w piaskach i żwirach oraz od 1,8 do 2,5 m w glinach i iłach nad wyspą wieczną zmarzliną o niedużej miąższości od 15 do 100 m, niekiedy od 100 do 200 m, z minimalnymi temperaturami od -0,1 do +4° C na głębokości 10-20 m; w stropie wieloletniej zmarzliny wyspowej w Centralnej Azji latem temperatury wynoszą od -1,4 do -0,1° C do głębokości 50 cm od jego powierzchni (Babinski & Grześ 1975, Kowalkowski 1980, 1983a, 1983b).

W morfologii warstwy czynnej zmarzliny, zależnie od jej miąższości, wyróżniają się co najmniej trzy podwarstwy kriogeniczne o specyficznych dla nich dynamikach temperatur dobowych i sezonowych, warunków wilgotności, procesów fizycznych, chemicznych, fizykoche-

micznych i biologicznych związanych z czynnymi procesami mrozowymi i fluwialno-eolicznymi środowiska peryglacjalnego (ryc. 7). Są to kolejne od powierzchni ziemi warstwy:

- 1) *stropowa*, o zróżnicowanej miąższości od 0,3 do 0,6 m, w zasięgu dobowych amplitud temperatur (Müller 1965), z wielokrotnymi dobowymi cyklami zamarzania i tajania, szczególnie podczas przejściowych pór roku (Czeppe 1990), stosunkowo wilgotniejsza od niżej leżącej warstwy, z dużą intensywnością fizycznych mrozowo-dynamicznych procesów, także we współczesnej sferze pedokriogenicznych procesów bez udziału zmarzliny wieloletniej. W ich efekcie następuje kriogeniczne wzbogacenie we frakcje pyłowe i łu, wzrasta udział ziaren ostrokrawędzistych, następuje homogenizacja na całej miąższości pod względem uziarnienia, zawartości składników mineralnych i organicznych oraz zabarwienia,





Ryc. 7. Schemat koncepcyjny perstrukcji osadów mineralnych w środowisku glacialnym, peryglacialnym i ekstraperiglacialnym z powstaniem piasków pokrywowych oraz profilu poziomów gleby rdzawej (pedon 1) i gleby płowej (pedon 2) w okresie od maksimum zlodowacenia Wisły do początku holocenu, z chronosekwencją stref przekształceń i poziomów genetycznych

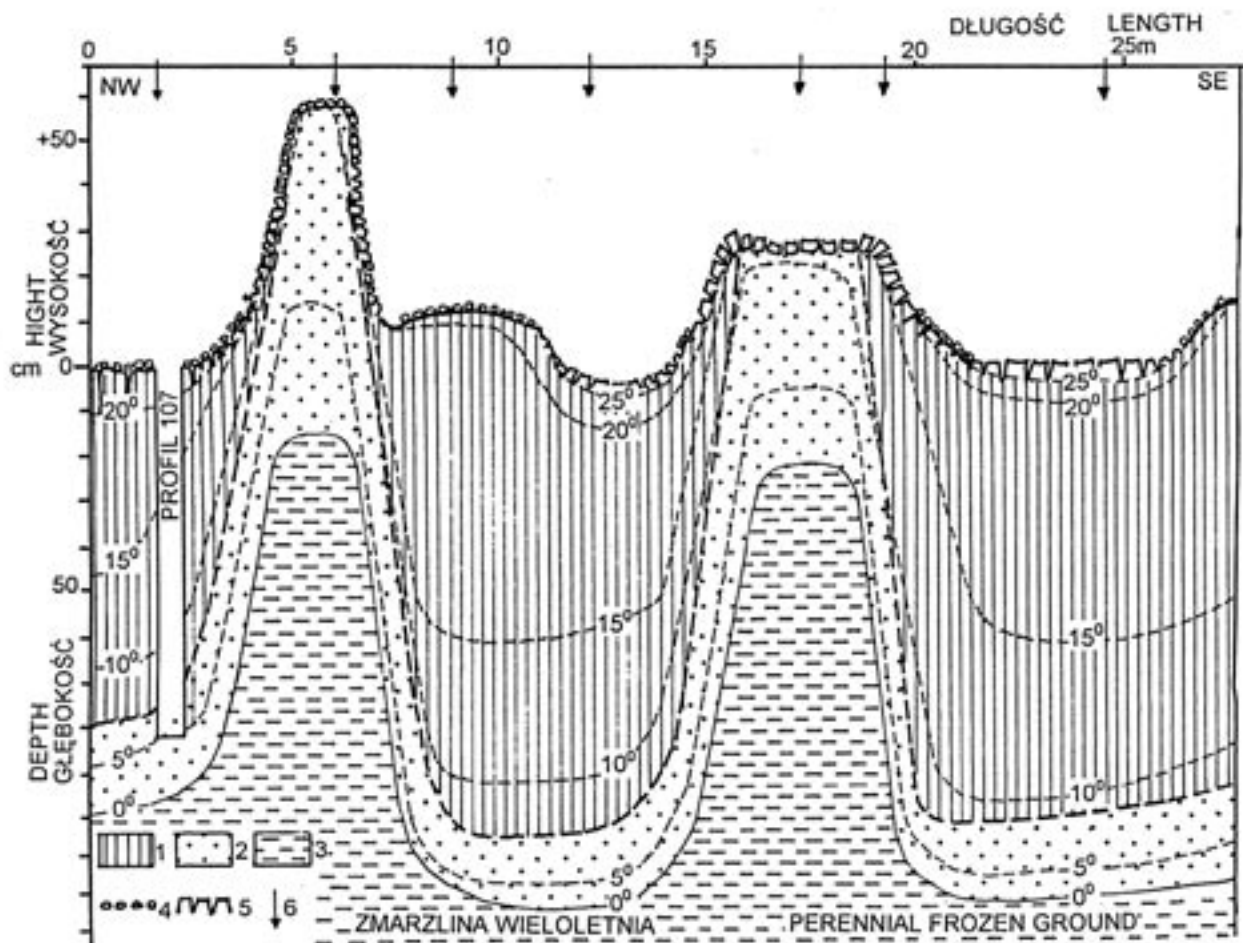
Fig. 7. Conception scheme of perstruction of the mineral sediments in the glacial, periglacial and extraperiglacial environments with origin of cover sand and horizon profile of the rusty soil (pedon 1) and parabrown soil (pedon 2) in the period from Vistulian's maximum to the beginning of Holocene with perstruction zones and soil horizon chronosequence

- 2) *przejściowa* o miąższości od 0 do 0,6 m uzależnionej od głębokości występowania stropu wieloletniej zmarzliny, sucha, o wyrównanych temperaturach dobowych i niewielkich amplitudach ich sezonowych wahań, także z niewielkimi transformacjami kriogenicznymi materiału mineralnego,
- 3) *spągowa* o miąższości od 0,2 do 0,6 m, bezpośrednio nad stropem wieloletniej zmarzliny, pod wpływem okresowych wahań temperatur oraz ciągle obecnego frontu zimna wieloletniej zmarzliny od dołu i okresowego frontu zimna od powierzchni ziemi, słabo wilgotna w przypadku przepuszczalnej zmarzliny ubogiej w lód do bardzo wilgotnej, okresowo nasyconej wodą stagnującą lub uwodniona-tiksotropowa nad nieprzepuszczalną zmarzliną nasyconą lodem

(ryc. 8); od tej wilgotności zależy intensywność kriogenicznych procesów transformacji fizycznej, fizykochemicznej i chemicznej, zmieniających mniej lub bardziej znacząco morfologię, uziarnienie i właściwości chemiczne tej warstwy (fot. 3, 4, 5, ). Zależnie od krotności faz oscylacji pogłębiania się stropu wieloletniej zmarzliny w przekroju dolnego zasięgu warstwy spągowej czynnej zmarzliny mogą powstawać kolejne kriomorficzne warstwy kontaktowe ze zmarzliną (fot. 6).

Warstwy osadów lub zwietrzelin, w których nastąpiła kriogeniczna transformacja in situ wskutek aktywności czynników klimatu, przy udziale organizmów od powierzchni ziemi, zostały nazwane przez Koppa (1969) *profilami perstrukcji* (łac. perstruere – przekształcanie, zmienianie). Ich ilo-





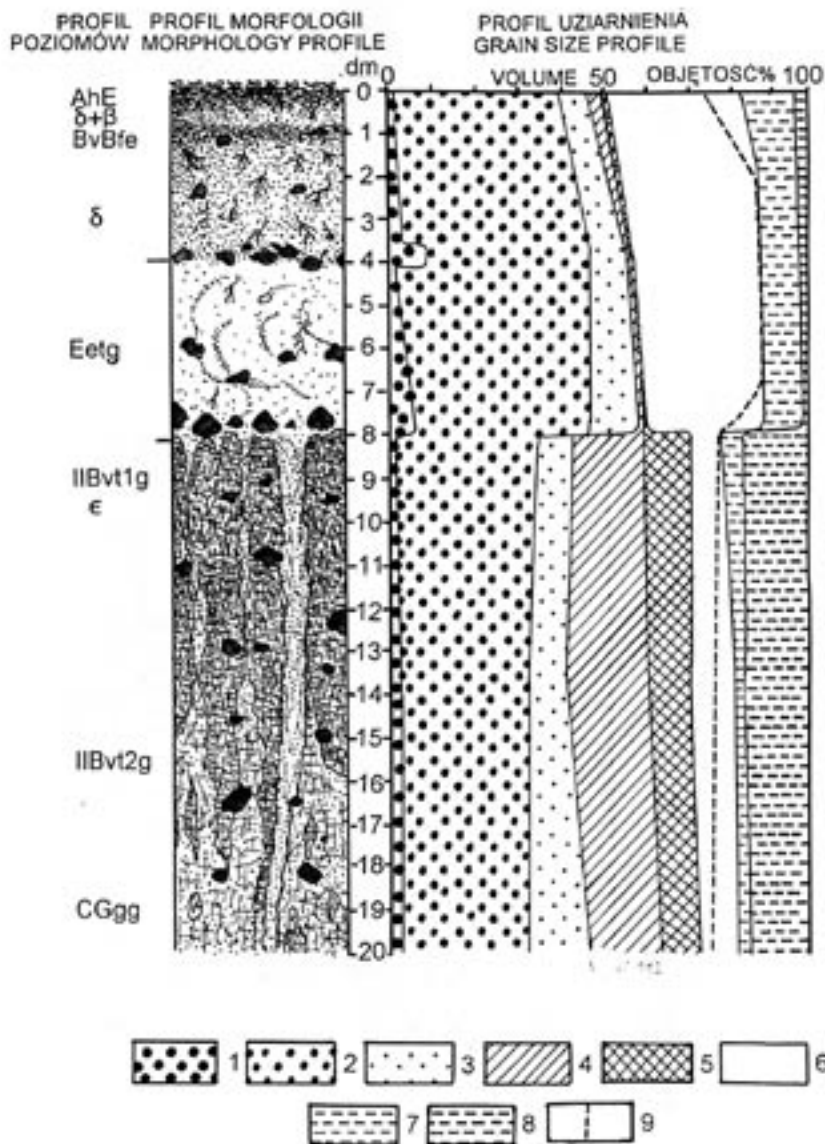
Ryc. 8. Hydrotermiczne warunki kontynentalnych krioiniecyjnych kraterów błotnych solonczaka zmarzlinowego z poziomem tiksotropowym nad zmarzliną w obniżeniu jeziora Szagszuraga Nuur w suchym stepie Płaskowyżu Chałchaskiego; pomiar 5 lipca 1978, godz. 13<sup>00</sup> (wg Kowalkowskiego 1983b, zmienione) 1 – zbitý materiał glebowy, 2 – poziom tiksotropowy, 3 – poziom zmarzlinowy, 4 – bruk eoliczny, 5 – skorupa wysychania, 6 – punkty pomiarowe

Fig. 8. Hydrothermal conditions in continental cryoiniection mud boils of the permafrost solonchak with thixotropy horizon above the permafrost in the lowering of the Shagshuraga Nuur lake in the dry steppe of the Chalcha Plateau; as recorded on July 5th 1978 at 01<sup>00</sup> h (after Kowalkowski 1983, changed) 1 – compact soil layer, 2 – thixotropic layer, 3 – permafrost layer, 4 – eolic pavement, 5 – drying crust, 6 – recording points

ściowo-jakościowe zróżnicowanie na poziomy genetyczne badacz ten nazwał *strefami perstrukcji* (Perstruktionszonen) tworzącymi *serie perstrukcji* (Perstruktionsserie) – profil poziomów genetycznych, a procesy te zmiany wywołujące – perstrukcją (Perstruktion).

Seria warstw perstrukcji, często szczególnie w holocenie, podlega procesom denudacji, częściowego lub całkowitego ogłowienia lub przykrycia młodszymi osadami. Jej regeneracja w holocenских warunkach pozaperyglacjalnego środowiska nie była możliwa, a następnie odpowierzchnio-

we bio- i antropogeniczne przekształcenia w tym okresie nazwał Kopp (1969) *ekstraperyglacjalnymi*. W ten sposób wszystkie cechy poperyglacjalnych oddziaływań od powierzchni ziemi na substrat można opisowo i wyjaśniająco (analitycznie) rozdzielnie odnieść do warunków środowiska nie związanego ze strefą peryglacjalną (ryc. 9, 10). Pojęcie perstrukcji Jäger (1979) odnosi głównie do pojęć soliflukcji i krioturbacji – procesów działających w osadach, zwietrzelinach i glebach w środowisku peryglacjalnym w warstwie czynnej zmarzliny nad wieloletnią zmarzliną. Strefy



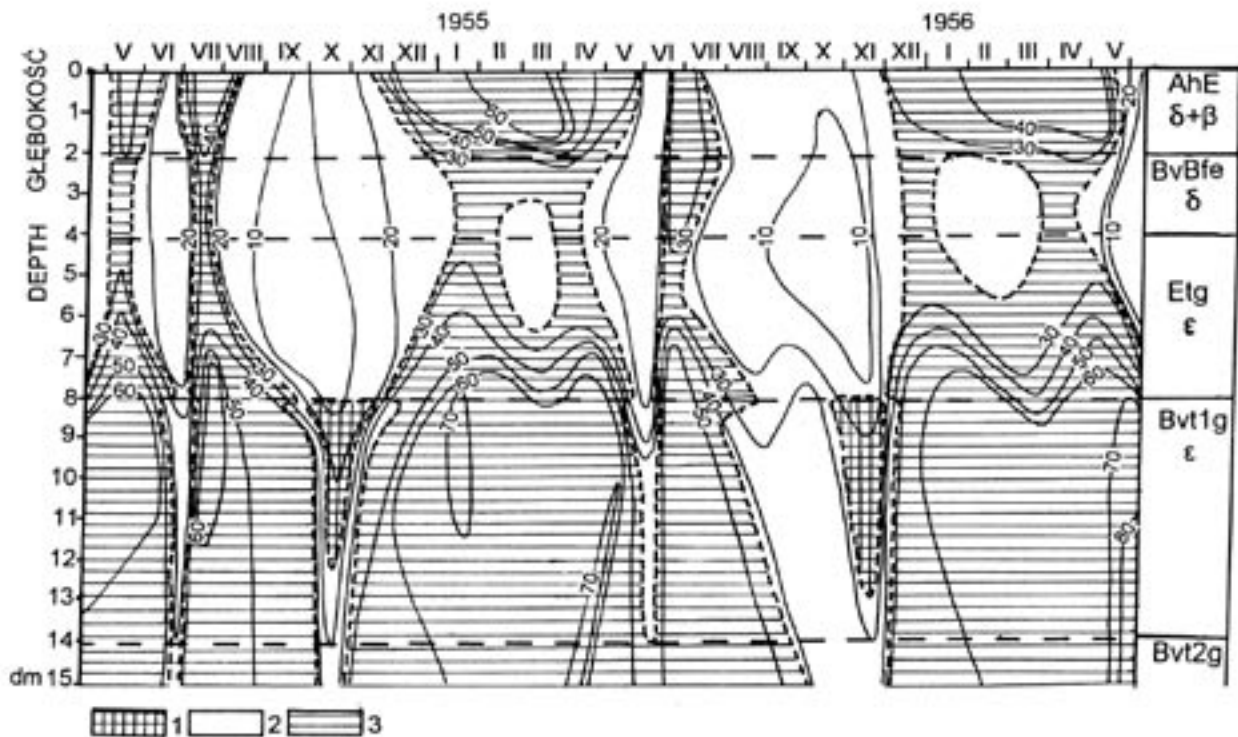
Ryc. 9. Klimogeniczna gleba dwuczłono-  
wa płowa opadowoglejowa skła-  
dająca się z peryglacialnej strefy  
pokrywowej w piasku pokrywowy-  
m i peryglacialnej strefy przej-  
ściowej górna część z klinem  
mrozowym w glinie zwałowej  
1 – frakcje > 1,0 mm, 2 – pia-  
sek gruby, 3 – piasek średni,  
4 – piasek drobny, 5 – piasek bar-  
dzo drobny, pył i il, 6 – pory wy-  
pełnione powietrzem glebowym,  
7 – pory wypełnione wodą łatwo  
dostępną, 8 – pory wypełnione  
wodą trudno dostępną, 9 – polo-  
wa pojemność wodna

Fig. 9. *Climogenic dimerous para-  
brown pseudogley soil consisting  
of the periglacial cover zone in the  
sand cover and of the periglacial  
transitional zone upper part with  
ice wedge in the boulder loam.*  
1 – fractions > 1, 0 mm,  
2 – coarse sand, 3 – medium  
sand, 4 – fine sand, 5 – very fine  
sand, dust and clay, 6 – pores  
filled with the soil air, 7 – pores  
filled with the easily accessi-  
ble water, 8 – pores filled with  
the not-easily accessible water,  
9 – the field water capacity of  
soil

perstrukcji i serie perstrukcji zatem są materialnymi zjawiskami skuteczności tych procesów w profilu glebowym posiadającymi zdolność istnienia przez tysiące lat, identyfikowalnymi na podstawie procesu rozpoznawania (deskryptywnie) i wyjaśniania (interpretacyjnie) w profilu glebowym. W literaturze gleboznawczej w Polsce, także w Klasyfikacji gleb leśnych Polski (1973, 2000) oraz w Systematyce gleb Polski (1974, 1989) stosuje się odpowiednią terminologię: *profil przekształceń mrozowych, strefy przekształceń mrozowych i procesy przekształceń mrozowych* (Kowalkowski 1973), z określeniem dominującego czynnika i okresu geologicznego ich aktywności, np. procesy przekształceń mrozowych plejstoceńskich (peryglacialnych), w przeciwieństwie do procesów

przekształceń biologicznych holocentrycznych (ekstraperyglacialnych).

Na stokach grzbietów górskich w środowisku peryglacialnym procesy przekształceń także działały od powierzchni ziemi, jednak przeważnie w alochtonicznych materiałach następczo powstających w czasie i nakładających się na siebie seriach kriogenicznych glebopokryw stokowych. One to tworzyły konkretne zachowane do dziś mozaiki górskich pedokompleksów powstałych w środowisku klimatu peryglacialnego (Kowalkowski 1973, 1988, 1998). Rozwój tych serii glebopokryw był uzależniony od cykliczności procesów masowego transportu stokowego glebozwięzlin i materiału glebowego w okresach wilgotniejszych. Procesy te powodowały zmiany



Ryc. 10. Wpływ dwuczłonowej budowy gleby płowej opadowoglejowej na dynamikę sezonową nasycenia pór glebowych wodą w % całkowitej porowatości  
1 – woda słabo związana, 2 – woda kapilarna, 3 – woda grawitacyjna

Fig. 10. The influence of the dimerous composition of the para-brown pseudogley soil on the seasonal dynamics of the saturation of soil pores with water in percent of the total porosity.  
1 – weakly bounded water, 2 – capillary water, 3 – gravitational water

powierzchni stoków, zazwyczaj w górnej części obniżenie jej (degradację) oraz wklęsłość i terasowość, a w środkowych i dolnych – podnoszenie (agradację) i wypukłość. Wskutek tych glebowo-geologicznych (Fiedler, Hunger 1970) lub inaczej pedomorfo-genetycznych procesów (De Nikhil 1975, Huggett 1975, Kowalkowski 1988) z okresowo nakładającą się akumulacją eoliczną warstw pyłowych w suchszych fazach klimatu zimnego, powstawały na stokach grzbietów górskich chronosekwencje czterech geomorfogenicznych peryglacialnych *pokryw stokowych* – *wietrzeniowej, soliflukcyjnej, akumulacyjnej i górnej*, akumulowanych kolejno na podłożu niezmienionego podłoża (Kowalkowski 2001a, 2001b).

W środkowej i wschodniej Syberii Woskresienskiej (1962) stwierdza częste występowanie w dolnych częściach stoków grzbietów górskich także czterech warstw stokowych mrozowych zwietrzelin i kongeliflukcyjnych osadów o podobnych do występujących w górach Europy

charakterystykach. Od podłoża skalnego ku powierzchni gleb są to w kolejności:

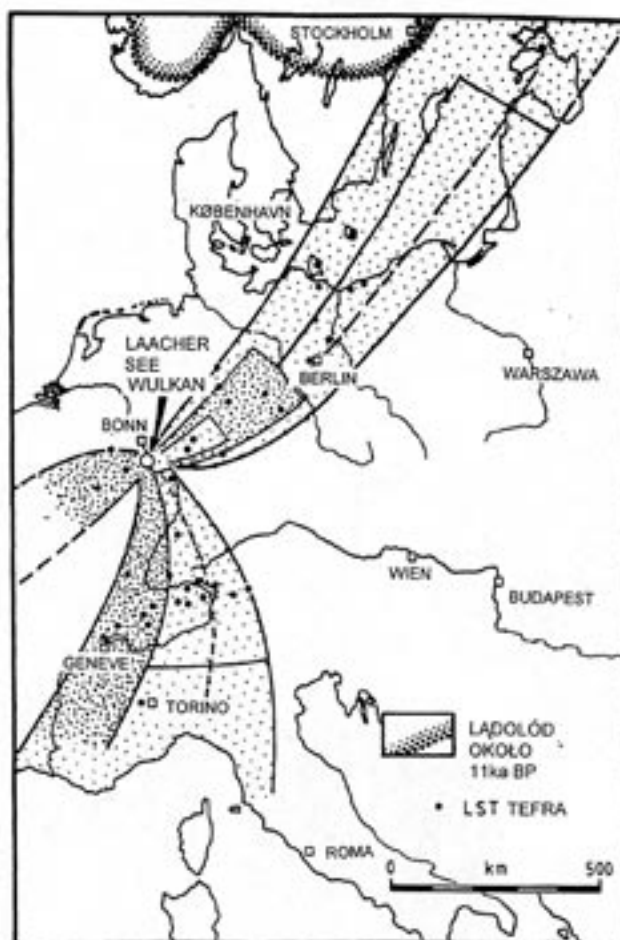
- rozluźniona i rozdrobniona przez wietrzenie fizyczne skalista warstwa z zachowanymi naturalnymi strukturami – saprolit o miąższości do 3-4 m,
- zwietrzelnina różnoziarnista ostrokrawędzista rozciągnięta wzdłuż stoku, w przypadku uwarstwienia tworzy niewielkie kosy stokowe, miąższość od 0,3 do 0,6 m,
- zwietrzelnina różnoziarnista, alochtoniczna rytmicznie uwarstwiona równoległe do stoku, odłamki skalne zorientowane osiami podłużnymi do powierzchni stoku, miąższość zmienna od 0,4 do kilku metrów,
- zwietrzelnina różnoziarnista, pylasta z pionowymi szczelinami, zazwyczaj przekształcona w poziomy glebowe, z jęczorami i zaciekami próchnicznymi, przerośnięta korzeniami, na ogół mało wilgotna, spełza na podpierającym zamrożonym podłożu w dół stoku.



Skomplikowość i jakościowa różnorodność glebopokryw w regionach pedogeograficznych Europy Środkowej była zapewne przyczyną niejednorodności ich nazewnictwa i podziałów stosowanych przez różnych autorów (tab. 5). Wrażenie jakoby chaosu pojęciowego jest jednak pozorne. Wszyscy w zasadzie badacze (Schilling, Wiefel 1962, Semmel 1964, 1973, 1980, 1985, 2003, Plass 1972, Fiedler, Hunger 1970, Richter, Ruske, Schwanecke 1970, Altermann, Lieberoth, Schwanecke 1988, Kowalkowski 1973, Bussemer 1994, 1998, Sauer 2002) są zgodni odnośnie plejstoceńskiego, peryglacialnego środowiska powstawania glebopokryw wietrzeniowej, soliflukcyjnej i akumulacyjnej. Rozwój glebopokrywy górnej wiąże się ze schyłkiem Wistulianu, choć niektórzy autorzy (np. Altermann i Ruske 1970, Kowalkowski 1993, Sauer 2002) sugerują kontynuację jej rozwoju jeszcze we wstępnej fazie holocenu – w preboreale.

Istotne znaczenie chronostratygraficzne mają tufy allerödskiego wulkanu Laacher See sprzed niespełna 13000 lat (Bogaard, Schmincke 1988), krótko przed fazą końcową Allerödu, rozdzielające w Hesji (Stöhr 1963, 1967, Plass 1980, Semmel 1964, 1968, 2003, Fiedler, Hunger 1970), w Harcu (Altermann 1990) glebopokrywy soliflukcyjną i akumulacyjną lub są wmieszane do zsuniętej po powierzchni stoku glebopokrywy akumulacyjnej w górach Taunusu (Semmel 2003) oraz w dolinie Haveli (Pachur 1989) i na Rugii (Kliewe 1996) w osadach jeziornych (ryc. 11). W Westerwaldzie (Sauer 2002) ta glebopokrywa datowana metodą IR-OSL ma wiek od 12 do 13 ka BP, a więc istniała już w schyłkowej fazie starszego Dryasu. Jej powierzchniowa część jednak wykazała wiek od 10 do 8 ka BP, co mogło być spowodowane bioturbacyjną domieszką młodszego materiału mineralnego osadzonego na powierzchni glebopokrywy akumulacyjnej.

Glebopokrywa wietrzeniowa z kolei może mieć bardzo szeroki czasowy interwał jej powstawania, od młodszego trzeciorzędu, przez starszy plejstocen do maksimum zlodowacenia Wisły. Według Semmela (1968), Kowalkowskiego (2001) i Sauer (2002) glebopokrywa wietrzeniowa mogła być odsłaniana także w młodszym Dryasie i podczas neholocenu wskutek procesów zmywania powierzchniowego i sufozji drobnoziarnistej zwietrzliny i pyłów eolicznych.



Ryc. 11. Zasięgi smug opadu allerödskiej tefry Lachersee (za Bogaardem & Schmincke 1985)

Fig. 11. Ranges of streaks of the Alleröd Lachersee tephra fall (after Bogaard & Schmincke 1985)

W różnych wariantach ilościowo – jakościowych, o różnym stopniu wykształcenia, poszczególne kongeliflukcyjne warstwy glebopokryw powtarzają się z reguły w dolnych częściach stoków. W górę stoku miąższości ich nierównomiernie maleją i stopniowo wyklinowują się, do wystąpienia na powierzchniach górnych części stoków autochtonicznych zwietrzelin skalnego podłoża. Prócz tego, w warunkach klimatu kontynentalnego istnieje ekspozycyjnie uwarunkowana heterogeniczność i izomorficzność pokryw stokowych i gleb w obrębach poszczególnych pięter klimatyczno-roślinnych, szczególnie ostro zaznaczona na stokach o ekspozycjach południowych i północnych. Wskaźnikiem są zróżnicowane mezoklimaty w piętrach, różne substraty i typy glebowe oraz różne i podobne formacje roślinne z ich nie zawsze odpowiadającymi składami gatunkowymi.



Tab. 5. Podział peryglacialnych pokryw stokowych w terenach górskich i podgórskich według różnych autorów  
 Table 5. Classification of periglacial slope covers in mountain and submountain areas after different authors

W. Schilling i H. Wiefel 1962	A. Semmel 1968	H.J. Fiedler i W. Hunger 1964, 1970	H. Richter, R. Ruske, i W. Schwanecke 1970	M. Altermann, J. Lieberoth i W. Schwanecke 1988	A. Kowalkowski, 1989 (Systematyka Gleb Polski)	Grrupa Robocza Systematyka Gleb – RFN, 1991, 1994
Pokrywowa warstwa (Deckfolge)		Pokrywowa warstwa (Deckfolge)	$\gamma$ – górna peryglacialna warstwa pokrywowa	Pokrywa górna (Oberdecke)	$\vartheta$ - pokrywa górna	Górna warstwa (Oberlage) LO
Główna warstwa (Hauptfolge)	Gruz pokrywowy (Deckschutt)	Główna warstwa (Hauptfolge)	$\delta$ - środkowa peryglacialna strefa pokrywowa	Pokrywa środkowa (Mitteldecke) = górna część pokrywy główniej	$\kappa$ - pokrywa środkowa	Główna warstwa (Hauptlage – HL)
	Gruz środkowy (Mittelschutt)		$\epsilon$ - środkowa peryglacialna strefa pokrywowa	Miedzypokrywa (Zwischendecke) = dolna część pokrywy główniej	$\lambda$ – pokrywa dolna	Środkowa warstwa (Mittellage – ML)
Bazalna warstwa (Basisfolge)	Gruz bazalny (Basisschutt)	Bazalna warstwa (Basisfolge)	$\xi$ - dolna peryglacialna strefa pokrywowa	Młodsza Podstawowa pokrywa starsza	$\nu$ - pokrywa wietrzniowa	Bazalna warstwa (Basislage – BL)
Warstwa rozluźnionych skal in situ na litych skałach w podłożu						

W peryglacialnych i ekstraperyglacialnych środowiskach na każdą z tych stref przekształceń i glebopokryw stokowych kriogenicznej genezy, znajdującą się przy powierzchni ziemi lub na niezmienione podłoże, jednocześnie z ich powstawaniem i następnie w fazie stabilizacji powierzchni stoku nakładały się z różnym w czasie natężeniem *przekształcenia biologiczne i/lub antropogeniczne*. Podział pedomorfo-genetycznych przekształceń, z uwzględnieniem dominującego czynnika sprawczego z odpowiadającymi wyróżniającymi i diagnostycznymi poziomami w glebach terestrycznych Centralnej Europy przedstawia zestawienie na tabeli 6.

Wiadomo, że na powierzchni ziemi abiotyczne procesy wietrzenia i biotyczne procesy rozwoju gleb są ze sobą ściśle powiązane. Na tak zwany biotyczny proces rozwoju gleb bezpośredni wpływ mają pobieranie składników odżywczych i wody oraz organiczne i organiczomineralne wydzieliny sezonowozmiennych asocjacji żywych organizmów wyższych i niższych, a pośredni – opadanie na powierzchnię ziemi ich martwych organów i tam ich przekształcanie w próchnicę oraz mineralizacja. Wiadomo także, że ilość i jakość opadu organicznego zależą bardziej od biologicznych cech dominujących w zbiorowisku gatunków roślin niż od ich różnorodności (Grime 1997, Kutsch et al. 2002, Kowalkowski, Jóźwiak 2003). Zatem związki organiczne i organiczomineralne pochodzące bezpośrednio od organizmów, także żyjących bezpośrednio w materiale zwietrzelinowym i glebowym, a także opad z powietrza ich aerozoli są elementami inicjacji i rozwoju pedogenetycznej transformacji o określonym ukierunkowaniu jakościowym w wietrzących materiałach skalnych różnego składu mineralnego, uziarnienia i pochodzenia geologicznego, niezależnie od strefy klimatyczno – roślinnej.

Jak wcześniej wspomniano w procesach rozwoju gleb istotną rolę odgrywają homogenizacyjna aktywność glebowych mikroorganizmów, mezo-fauny glebowej oraz glebowych bezkręgowców i kręgowców, a także rośliny wyższe o gęstych systemach korzeniowych i/lub głęboko sięgających korzeniach oraz ich odroślach palowych. Organizmy te tworzą zróżnicowane w przestrzeni i zmieniające się w czasie asocjacje uwarunkowane klimatem oraz zasobnością składników mineralnych i wody w rozwijających się glebach.

Obecność węgla organicznego w mineralnej glebozwietrzelinie o określonych cechach morfologicznych – o zabarwieniach żółtobrunatnym, brunatnym i czerwobrunatnym oraz szarobiałym powstałych w środowisku peryglacialnym (Herz, Andreas 1966, Ponomariowa, Ragin-Zade 1969, Ponomariowa, Płotnikowa 1977, Pękala 1980, Kowalkowski, Brogowski 1983, Kowalkowski & Kocoń 1991, Blume et al. 1996), znajdujących także w lodzie lodowców warstw organiczno – mineralnych (Pękala 1980, Kowalkowski, Kocoń 1991) potwierdzają ich zaawansowane pedogeniczne przekształcenia w klimacie zimnym środowiska peryglacialnego. Według Jie Chen i Blume (2000) wydaje się niezaprzeczalne, że obok fizycznego wietrzenia i krioturbacji, akumulacja materii organicznej, chemiczne wietrzenie, brunatnienie i przemieszczanie elementów należą do najistotniejszych pedogenicznych procesów charakteryzujących powstawanie i kształtowanie gleb na areale Antarktydy z klimatem morskim.

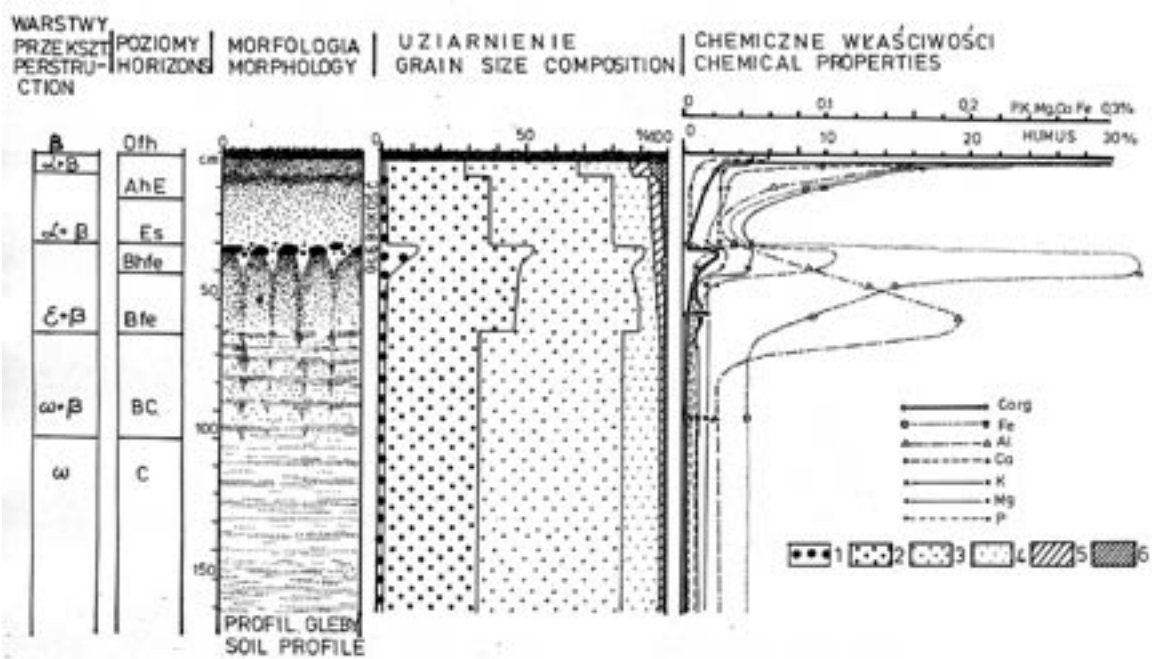
Te zespoły przekształceń, w układzie pionowego przekroju profilu substratu tworzą *kriogeniczne profile perstrukcji, profile poziomów genetycznych, profile uziarnienia, profile próchnicy* i innych mierzalnych cech, których ostateczną sumaryczną wypadkową jest pedomorfo-genetyczny profil gleby obserwowalny bezpośrednio w przekroju gleby (ryc. 12). W tym środowisku wytworzone gleby często mają *budowę prostą* – np. tundrowe gleby rdzawe składające się z jednego poziomu Bv w środowisku suchszym ze zrównoważoną przemywno – wyparną gospodarką wodną lub *budowę złożoną* – np. gleby tundrowe rdzawe bielcowe potiksotropowe składające się z pełnej sekwencji poziomów genetycznych tego typu gleby w środowisku wilgotniejszym z przemywną gospodarką wodną (ryc. 13, 14, fot. 7).

W terenach o dynamicznie zmieniającym się okresowo niestabilnym reliefie powierzchni występują często *gleby ogłowione* (zdegradowane) bez jednego lub kilku górnych poziomów, niekiedy całkowicie zdenudowane do niezmienionego podłoża, uzyskującego cechy gleby inicjalnej lub słabo rozwiniętej oraz *gleby nadbudowane* (agradowane) określonego typu, deluwialno – reliktowe powstałe in situ przez przykrycie warstwą miąższości do 40 cm młodszego deluwialnego materiału glebowego lub materiałem niezmienionego podłoża. W przypadku akumulacji warstwy ponad 40 cm

Tab. 6. Podział morfopedogenetycznych przekształceń z diagnostycznymi poziomami w glebach terestrycznych Centralnej Europy (wg Kowalkowskiego 2001, 2002, w nawiązaniu do Altermann et al.)

Table 6. Classification of morphopedogenetic perstructions with diagnostic horizons in terrestrial soils in Central Europe (after Kowalkowski 2001, 2002, with reference to Altermann et al.)

Dominujący czynnik Dominant factor	Proponowane oznaczenia Proposed item values		Określenie Item name	Diagnostyczne poziomy Diagnostic horizons
	greckie greek	arabskie arabic		
Antropogeniczny Anthropogenic	$\alpha$ alfa	az	Antropogeniczna strefa przekształceń Anthropogenic perstruction zone	Ap
Biogeniczny Biogenic	$\beta$ beta	bz	Biogeniczna strefa przekształceń Biogenic perstruction zone	O, Ah
Klimogeniczny Climogenic	$\delta$ delta	dz	Peryglacialna strefa pokrywowa Periglacial cover zone	Bv, Ees
	$\epsilon$ epsilon	uz	Peryglacialna strefa przejściowa, część górna Periglacial transient zone, upper part	CBv, Bvt1
	$\zeta_1$ zeta 1	kz1	Peryglacialna strefa przejściowa, część dolna Periglacial transient zone, lower part	Cv, Cv <sub>g</sub> , Gg
	$\zeta_2$ zeta 2	kz2	Peryglacialna strefa kontaktowa Periglacial contact zone,	Bk, Bvt2
Geomorfogeniczny Geomorphogenic	$\vartheta$ theta	od	Peryglacialna glebopokrywa górna Periglacial upper soilcover	Ees
	$\kappa$ kappa	ad	Peryglacialna glebopokrywa akumulacyjna Periglacial accumulation soilcover	Bv
	$\lambda$ lambda	sd	Peryglacialna glebopokrywa soliflukcyjna Periglacial solifluction soilcover	Gg
	$\nu$ ni	vd	Peryglacialna glebopokrywa wietrzeniowa Periglacial weathering soilcover	Cv
Litogeniczny Lithogenic	$\eta$ eta	nd	Niezmienione podłoże Unchanged underground	R
	$\omega$ omega	nz	Niezmieniony substrat Unchanged substrat	CcaBca, Cca, C

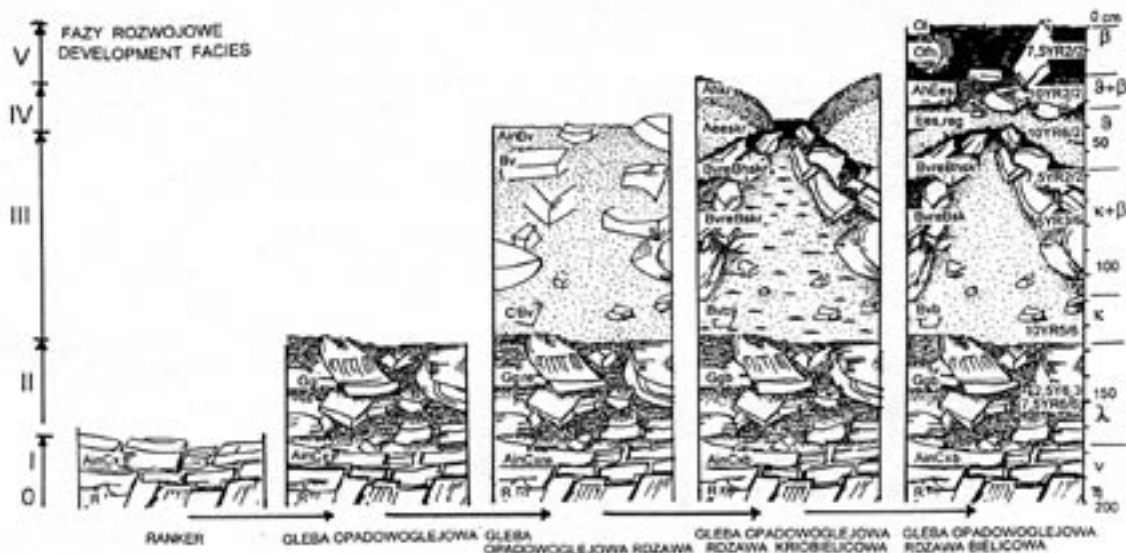


Ryc. 12. Wielostronne rozpoznawanie i wyjaśnianie cech i właściwości w profilu peryglacialnej gleby bielico-  
wytworzonej z redeponowanych piasków trzeciorzędowych w odkrywce Sternebeck (wg Koppa &  
Kowalkowskiego 1990)

1 – frakcje > 1.0 mm, 2 – piasek grubo, 3 – piasek średni, 4 – piasek drobny, 5 – piasek bardzo drobny i  
pył, 6 – il

Fig. 12. The multi-sided recognition and explanation of features and properties in the periglacial profile of the  
podzolic soil formed from redeposited Tertiary sands in the Sternebeck outcrop (according to Kopp &  
Kowalkowski 1990)

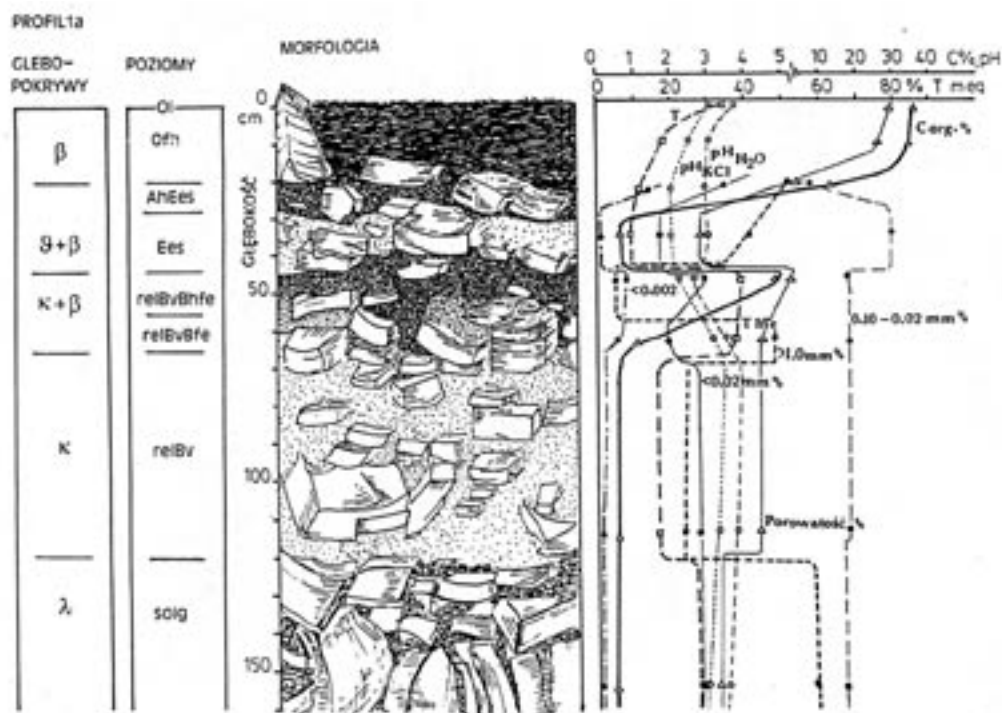
1 – fractions > 1.0 mm, 2 – coarse sand, 3 – medium sand, 4 – fine sand, 5 – very fine sand and dust,  
6 – clay



Ryc. 13. Pięć faz rozwojowych geogenicznej sekwencji peryglacialnej, reliktywnej tundrowej gleby rdzawej bielico-  
opadowoglejowej z pełną sekwencją glebopokryw stokowych w Górach Świętokrzyskich (za  
Kowalkowskim 2001)

Fig. 13. Five developmental stages of the geogenic sequence of periglacial, relic tundra rusty podzolic pseudogley  
soil with a full sequence of slope soil covers in the Świętokrzyskie Mountains (after Kowalkowski 2001)





Ryc. 14. Profilowe układy glebopokryw, poziomów genetycznych, morfologii, oraz właściwości fizycznych i chemicznych peryglacialnej reliktywnej tundrowej gleby rdzawo bielcowej opadowoglejowej w Górach Świętokrzyskich (za Kowalkowskim 1998)

Fig. 14. Profile distribution of soil covers, genetic horizons, morphology and physical and chemical features of the periglacial relic tundra rusty podzolic pseudogley soil in the Świętokrzyskie Mountains (after Kowalkowski 1998)

deluwialnego materiału – są glebami zaliczanymi do typu gleb deluwialnych z kopalną glebą lub glebami w podłożu (Klasyfikacja gleb leśnych Polski 2000, Systematik der Böden... 1998). Niektórzy badacze, np. Roeschmann (1963), Konecka-Betley (1987), Prusinkiewicz (2002) uważają iż normalnie rozwinięte gleby są obiektami z *pełnym profilem*, nie precyzując, czy należą do nich także gleby z jednym poziomem genetycznym, często występujące nie tylko jako gleby kopalne.

Każda z wcześniej wymienionych glebopokryw stokowych zawiera określone rozdzielne zespoły cech lito- i pedogenicznych. Dzięki nim uzyskała ona właściwości określonego poziomu genetycznego i właściwości bioekologiczne. Ich wyróżnianie i kwantyfikacja powinny uwzględniać czasoprzestrzenne związki wewnętrzne i zewnętrzne z każdorazowym pedomorfogenetycznym krajobrazem. Dobrym przykładem są charakterystyki poligenetycznej budowy profili glebowych oraz niektórych wskaźników glebopokryw w Górach

Świętokrzyskich, przedstawione na tabelach 7 i 8. Pełny kompleks glebopokryw występuje w krajobrazie nieczęsto. Dlatego arealna i pionowa różnorodność budowy poziomej glebowych profili, mozaiki pokrywy glebowej i właściwości polipeletonów wykazują istotne związki z każdorazowym lokalnym układem pionowym glebopokryw stokowych.

Istotną rolę w transformacji naturalnych właściwości peryglacialnych stref przekształceń w terenach nizinnych i wyżynnych oraz glebopokryw w terenach górskich i podgórskich miały około 6 tysięcy lat trwające gospodarcze aktywności człowieka – wypasy, wylesiania, uprawy, zalesianie, nawożenie i nawadnianie. W zbliżonych do siedlisk gleb bielcowych, rdzawych, brunatnych i czarnoziemnych kryosolach Kirgistanu znalazł Gottschling (2003) następujące antropogeniczne zmiany (tab. 9, 10), które niewątpliwie także powstały w znacznie większym nasileniu w odziedziczonych z plejstocenu glebach Europy:



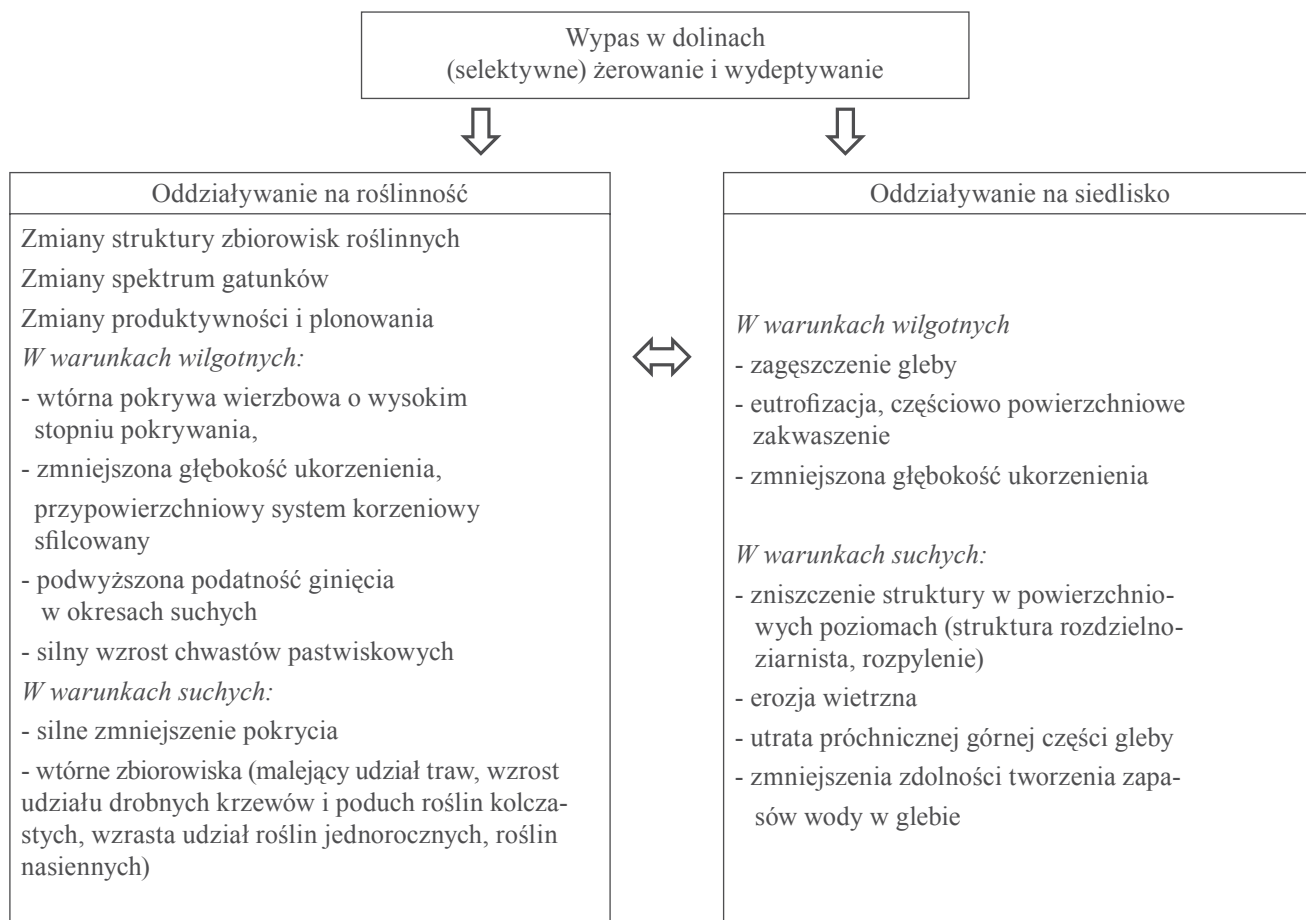
Tab. 8. Niektóre diagnostyczne wskaźniki glebopokryw na stoku północnym masywu Łysogóry (wg Kowalkowskiego 1999, uzupełnione)

Table 8. Some diagnostic indices of soilcover on the north slope of the Łysogóry massif (after Kowalkowski 1999, completed)

Wskaźnik Indice	Glebopokrywa stokowa Slope soilcover		
	górna – 9 upper	akumulacyjna – κ akkumulation	soliflukcyjna – λ solifluction
Corg %	0,60 – 1,30	0,56 – 1,10	0,17 – 0,33
N – ogółem, total %	0,05 – 0,09	0,09 – 0,07	0,04 – 0,02
C:N	12,0 – 14,4	6,2 – 15,7	4,2 – 16,5
pH <sub>H2O</sub>	3,1 – 3,8	3,9 – 4,8	3,9 – 5,0
pH <sub>KCl</sub>	2,7 – 3,1	3,3 – 4,3	3,5 – 4,5
0,05 – 0,002 mm %	47,6 – 59,9	49,6 – 66,2	41,3 – 52,1
< 0,002 mm %	8,1 – 9,8	7,3 – 10,9	7,0 – 12,0
Th meq	1,40 – 8,52	6,21 – 9,41	6,92 – 7,34
Gęstość właściwa g/cm <sup>3</sup> Bulk density	2,40 – 2,72	2,46 – 2,52	2,69 – 2,71
Gęstość objętościowa g/cm <sup>3</sup> Volumic density	1,46 – 1,51	1,33 – 1,42	1,74 – 1,89
Porowatość całkowita %V Porosity total	37,0 – 43,5	43,4 – 45,5	29,7 – 34,0
Higroskopijność %V Higroscopicity	0,73 – 1,13	1,16 – 1,46	1,47 – 2,20
Higroskopijność maksymalna %V Maximum higroscopicity	1,86 – 3,13	3,26 – 4,09	3,24 – 5,48
Wilgotność wędnięcia %V Wilting moisture	2,79 – 4,7	5,33 – 5,90	5,67 – 8,75
Polowa pojemność wodna %V Field water capacity		20,3 – 21,4	11,87 – 15,22
Barwa Color	2,5Y 7-8/1-2 10YR 8/2	7,5YR 5/8 10YR 5/6-8	2,5Y 7/2 7,5YR 5/6-8 plamy 2,5Y 6/3 10YR 6/3
Układ filtracyjny Filtration system	endoperkolatywny endoperkolativ	endo-periperkolatywny endo-periperkolativ	periperkolatywny periperkolativ
Diagnostyczny poziom glebowy Diagnostic soil horizon	AhEes, Ees	Ah, Bv, Bvg	solCg, solDg
Liczba badanych próbek Number of samples investigated	6	77	39

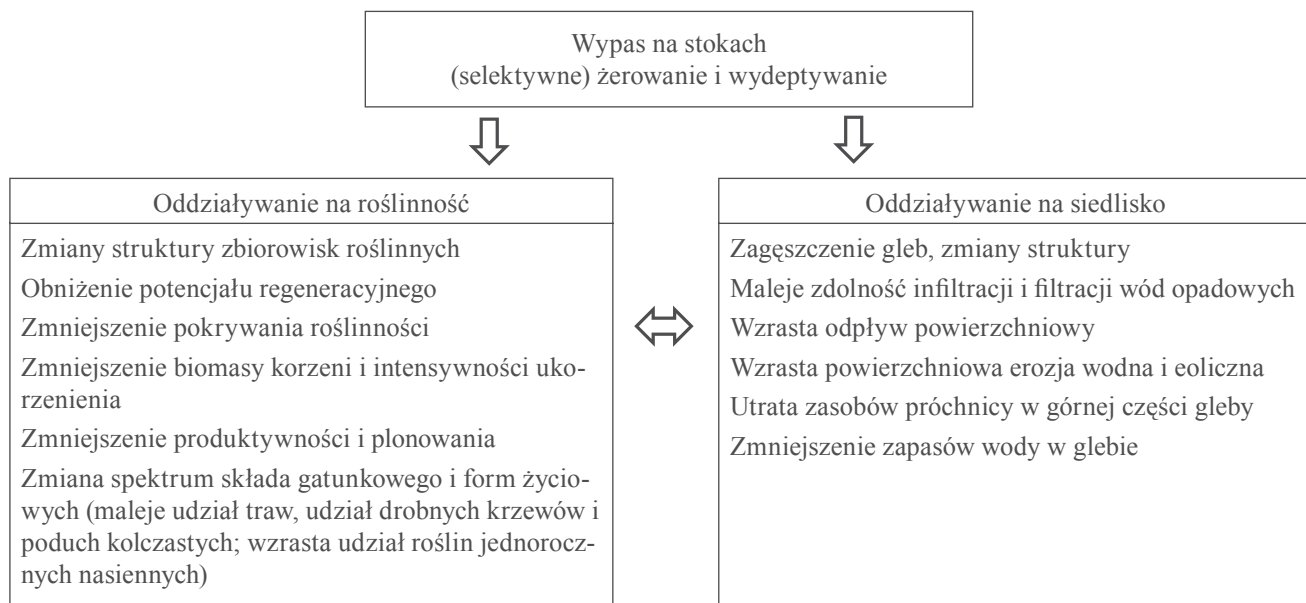
Tab. 9. Możliwe oddziaływanie wypasu w dolinach górskich na roślinność i siedliskowe warunki w rezerwacie biosfery Issyk-Kul w Kirgistanie (wg Gottschlinga 2003)

Table 9. Possible influence of pasturage in mountain valleys on plant cover and site condition in biosphere reserve Issyk-Kul-Kirgistan (after Gottschling 2003)



Tab. 10. Możliwe oddziaływanie wypasu na stokach na roślinność i warunki siedliskowe w rezerwacie biosfery Issyk-Kul w Kirgistanie (wg Gottschlinga 2003)

Table 10. Possible influence of pasturage on slopes on plant cover and site condition in biosphere reserve Issyk-Kul-Kirgistan (after Gottschling 2003)





- silne zbitcie gleb wilgotnych i mokrych – zaskorupienie ich powierzchni, zbrylenie, zmiana struktury gruzełkowatej na poliedryczną,
- zniszczenie struktury agregatowej i rozpylenie gleb suchych, powstanie struktury rozpylonej rozdzielnoziarnistej z intensywną denudacją eoliczną i wodną,
- zmniejszenie przepuszczalności powietrznej i wodnej gleb, zmniejszenie retencji wodnej, nasilenie powierzchniowych odpływów wód opadowych, zmniejszenie bioróżnorodności pokrywy roślinnej i fauny glebowej,
- nasilenie pojavów procesów denudacji oraz erozji wodnej i eolicznej,
- zmniejszenie zasobów próchnicy, szczególnie w górnej części profilu glebowego, zaniknięcie nadkładu organicznego po wylesieniu,
- przybliżenie do powierzchni ziemi stropu poziomu węglanowego wskutek zdenudowania górnej części profilu glebowego,
- wysuszenie gleb i powstanie nadkładu organicznego po zalesieniu,
- zwiększenie zasobów składników odżywczych na intensywnych pastwiskach i w intensywnych uprawach, zwiększenie przewodnictwa elektrolitycznego, koncentracja systemów korzeniowych w przypowierzchniowych kilku centymetrach gleby, powstanie wojłoku korzeniowego, zmniejszenie głębokości ukorzenienia w warunkach sprzyjającej wilgotności,
- wymywanie węglanów i soli lub zwiększenie stężeń soli wskutek nawadniania, następcze zwiększenie lub zmniejszenie zasobów próchnicy oraz zmiany struktury, zależnie od typu gleby,
- osuszenie lub podtopienie gleb, tworzenie koluwiów na powierzchni gleb.

W rozważaniach nad kriopaleogenezą i jej skutkami w pokrywie glebowej Europy należy zatem zwracać uwagę na zaistniałe w niej młodsze zmiany spowodowane przez człowieka.

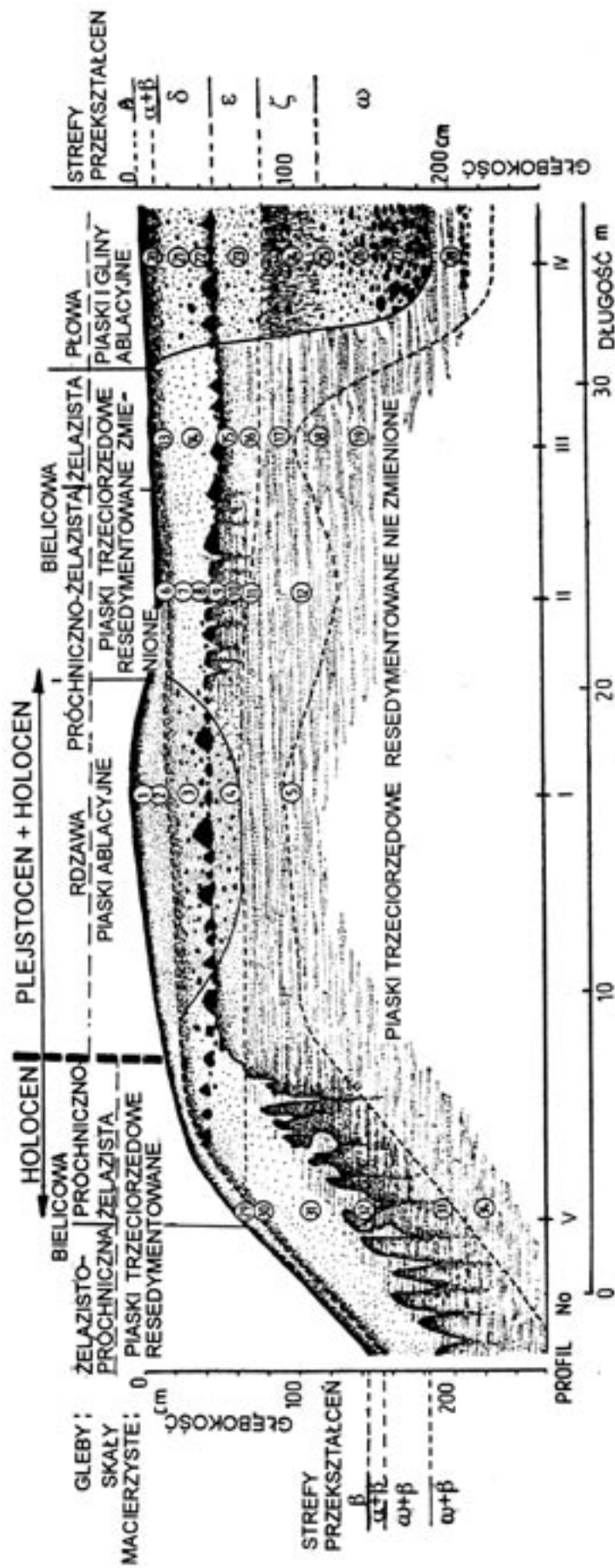
#### **4. Rozpoznawanie i indykacja mrozowych poziomów przekształceń i glebopokryw stokowych**

Według Michela i wsp. (2003) należy rozróżnić gleby i przestrzenie przyrodnicze w stanach pierwotnie i wtórnie naturalnych. Do pierwot-

nie naturalnych gleb i przestrzeni przyrodniczych należą wyłącznie powstałe w wyniku procesów przyrodniczych. Wtórnie naturalnymi są gleby i przestrzenie przyrodnicze po odwracalnych ludzkich zmianach, spontanicznie rozwijające się ponownie pod wpływem procesów przyrodniczych. Przy takim spojrzeniu na ewolucję pokrywy glebowej we współczesnych ekosystemach leśnych Europy znajdujemy zaledwie niewielkie arealy gleb pierwotnie naturalnych. W większości są one bowiem zmienione bardziej lub mniej przez uprawowe i inne czynności mechaniczne człowieka, zmieniające nieraz radykalnie strukturę i układy cech i właściwości w przypowierzchniowych poziomach glebowych i w składzie zbiorowisk roślinnych, a także w gospodarce wodnej.

W profilach pierwotnie naturalnych gleb, znajdujemy zazwyczaj trzy geogenetyczne konstelacje (ryc. 15) w postaci:

- wcześniej dojrzałych gleb na peryglacjalnych lub późnoperylacjalnych powierzchniach plejstoceniowych i holoceniowych z glacialnych sedymentów z peryglacjalną serią przekształceń w profilu (fot. 8, 9, 10),
  - późno, dopiero podczas ekstraperyglacjalnego rozwoju krajobrazu, rozwoju np. dolin i nizin holoceniowych, dojrzałe gleby bez peryglacjalnej serii przekształceń,
  - znajdujące się w fazie naturalnego dojrzewania lub dojrzałe gleby z najmłodszych sedymentów lub zwietrzelin, np. nawiane piaski eoliczne lub namywane piaski plażowe (fot. 11, 12)
- Do leśnych gleb z wtórnie naturalnym statusem należą:
- gleby przekształcone wskutek antropogenicznego zdjęcia (ogłowienia) lub nałożenia materiałów mineralnych lub organicznych w paleoperylacjalnym podstawowym reliefie, w których, po odwracalnej zmianie ukształtowała się naturalna nowa równowaga pomiędzy nową powstającą glebą a nowym zbiorowiskiem roślinnym,
  - gleby odwodnione z nowo ukształtowaną równowagą pomiędzy odwracalnym zmienionym stanem lustra wód i zależnymi od niego właściwościami glebowymi, jak np. rozmieszczenie w profilu zasobów próchnicy i powstałej nowej zdolności odżywczej oraz nowo rozwiniętych naturalnych zbiorowisk roślinnych.



Ryc. 15. Klimo-biogeniczna mozaika gleb plejstoceno-holoceni i holoceni wytworzona z piasków trzeciorzędowych redeponowanych z nalożonymi na nie piaskami ablacyjnymi oraz glinami ablacyjnymi w odkrywcze Sternebeck (wg Koppa & Kowalkowskiego 1990)

Fig. 15. *Climo-biogenic mosaics of Pleistocene-Holocene and Holocene soils formed from the Tertiary sands redeposited overlapped with ablation sands and loams in the Sternebeck outcrop (according to Kopp and Kowalkowski 1990).*

Przestrzenie przyrodnicze składające się z ekosystemów tworzących krajobrazy, są zatem tworami kompleksowymi, przestrzennie i czasowo wielowarstwowymi systemami, zmieniającymi się i rozwijającymi naturalnie, będącymi także przedmiotami antropogenicznych zmian o natężeniach zależnych od funkcji ich użytkowania. Istnieją liczne i różne metody wyceny cech wskaźnikowych ukierunkowanych na rozróżnienie przestrzeni peryglacjalnej i ekstraperyglacjalnej z zespołami ich indykatorów. Według Barkmanna (2002) indykator środowiskowy różni się od danej środowiskowej już sprecyzowaną zdolnością systemowej interpretacji stanu. Inaczej powiedziane „czyste” dane o środowisku mogą być indykandem indykatora wówczas, jeśli mają one zdolność precyzowania indykandum. Indykatory zjawisk środowisk peryglacjalnych i ekstraperyglacjalnych znajdujących w mozaikach glebowych są więc szczególnie sprecyzowaną wiedzą o środowisku lito- i pedogenezy w danej jednostce krajobrazu, która mogłaby być sprecyzowana także inaczej, np. gdyby inny indykans przy identycznym indykandum został zastosowany do kwantyfikacji danego indykatora. W zależności od sposobu sprecyzowania układu czynników glebotwórczych w poszczególnych czasoprzestrzeniach geologicznych różnicują się niewątpliwie założenia przyczynowo-skutkowego systemu nacisk – stan – odpowiedź (PSR=*Pressure – State – Response*).

W opracowaniu naszym cechy wyróżniające strefy przekształceń morfopedogenicznych i glebopokrywy stokowe określono na podstawie następujących indykatorów – *miąższość, struktura, litologia i uziarnienie, lokalizacja, wartość diagnostyczna*. Poszczególne jednostki morfopedogeniczne wyróżnione grupami według dominujących czynników otrzymały nazwy z ich oznakowaniem przy pomocy liter alfabetu greckiego, według systemów rozwiniętych przez Koppa (1965, 1969) i Kowalkowskiego (1973, 2001).

Charakterystyki cech wyróżniających dla poszczególnych stref morfopedogenicznych przekształceń i glebopokryw przedstawiono tabelarycznie w następującym porządku:

1) dla terenów nizinnych i wyżynnych oraz na zrównaniach górskich o słabo przekształconym peryglacjalnym reliefie z dominującym czynnikiem klimogenicznym (tab. 11):

- peryglacjalna strefa pokrywowa,

- peryglacjalna strefa przejściowa, część górna,
- peryglacjalna strefa przejściowa, część dolna,
- peryglacjalna strefa kontaktowa,
- niezmienny substrat,

2) dla terenów wyżynnych i górskich o urozmaiconym peryglacjalnym reliefie powierzchni ziemi z dominującym czynnikiem geomorfogenicznym (tab. 12):

- peryglacjalna glebopokrywa górna,
- peryglacjalna glebopokrywa akumulacyjna,
- peryglacjalna glebopokrywa soliflukcyjna,
- peryglacjalna glebopokrywa wietrzeniowa,
- niezmiennione podłoże,

3) dla terenów ekstraperyglacjalnych bez cech przekształceń mrozowych w środowisku peryglacjalnym, pod długotrwałym wpływem dominujących czynników biogenicznego i antropogenicznego:

- biogeniczna strefa przekształceń,
- antropogeniczna strefa przekształceń.

Cechy biogenicznej i antropogenicznej strefy przekształceń mogą być także postquem nałożone na peryglacjalne strefy przekształceń i na peryglacjalne glebopokrywy.

## 5. Podsumowanie

W Europie Centralnej i Północnej znajduje się 14 równoleżnikowych pasów osadów lodowcowych, fluwialnych i eolicznych o wieku od 500ka do mniejszego od 6ka – malejącym od południa ku północy. Pasy te są wyznaczane ciągami moren końcowych i towarzyszących pradolin kolejnych stadiów plejstocenijskich zlodowaceń skandynawskich. W obrębie każdego z tych pasów znajdują się mozaiki różnowiekowych gleb z dominującymi glebami odpowiednio do wieku danego pasa. Wspólna dla większości gleb tego obszaru, o nie zmienionej przez człowieka budowie morfologicznej profilu i profilu mierzalnych cech i właściwości, jest obecność cech związanych z lito- i pedomorfogenetyczną aktywnością zróżnicowanego w czasoprzestrzeni czynnika mrozu w plejstocenie oraz w zimnych strefach i piętrach środowiska holocenu.

W zależności od energii i materii funkcjonowania w czasie poszczególnych czynników w przestrzeni mozaik glebowych, tworzących krajobrazy

glebowe, zaistniały dominujące działania następ-  
cze lub nakładcze litogeniczne – skał macierzy-  
stych, geomorfogeniczne – powierzchni ziemi,  
klimogeniczne – klimatyczne, biogeniczne – zbio-  
rowisk żywych organizmów i człowieka – antro-  
pogeniczne.

O ile w warunkach klimatu ciepłego o rozwo-  
ju gleb decydują czynniki biogeniczne, a także  
lokalnie czynnik antropogeniczny, o tyle w kli-  
matach chłodnych zaznacza się dominująca rola  
czynników klimogenicznego, geomorfogeniczne-  
go i litologicznego. Z działaniem czynnika kli-  
mogenicznego związane są w klimatach zimnym  
i borealnym strefy przekształceń peryglacial-  
nych zmieniające z malejącym natężeniem w głąb  
ziemi mineralne substraty i osady na terenach ni-  
zinnych, wyżynnych i zrównań górskich o małej  
energii reliefu. W terenach górskich, podgórskich  
i wyżynnych o dużej energii reliefu dominują-  
ce znaczenie ma czynnik geomorfogeniczny. We  
współdziałaniu z czynnikiem klimatycznym po-  
woduje on powstawanie na stokach serii perygla-

cialnych glebopokryw normalnych agradowanych  
i degradowanych. Czynnik litogeniczny działa  
wszędzie, gdzie jest odsłonięty lub zostanie odsł-  
nięty nie zmieniony substrat skalny lub osady nie  
zmienione. Rozwijający się w czasie czynnik bio-  
geniczny współdziała także z czynnikiem klimo-  
genicznym, geomorfogenicznym i litogenicznym  
we wszystkich mozaikach glebowych, z różnym  
i zmieniającym się natężeniem w czasie i w prze-  
strzeni. Z mijającym czasem związane są zmiany  
klimatu i zbiorowisk organizmów, co powoduje iż  
w profilach glebowych znajdują się poziomy gle-  
bowe poligenetyczne i monogenetyczne, relikto-  
we i współczesne.

Szczegółową klasyfikację morfopedogenetycz-  
nych przekształceń z diagnostycznymi poziomami  
w glebach terestrycznych przedstawiają tabele 4  
i 6. Charakterystyki stref przekształceń i glebopo-  
kryw, uwzględniające nazwę, miąższość, strukturę,  
litologię i uziarnienie, stosunek do pokryw w spągu  
i w stropie, inne cechy towarzyszące oraz poziomy  
diagnostyczne są zestawione w tabelach 11 i 12.

Tab. 11. Cechy wyróżniające serię peryglacialnych stref przekształceń morfopedogenicznych w terenach nizin-  
nych, wyżynnych i na zrównaniach górskich o słabo zróżnicowanym reliefie powierzchni ziemi

*Table 11. Marking out features of the periglacial zones of morphopedogenic perstruction in Lowland, Plateaus and  
Mountain planations with weak differentiated relief of the earth's surface*

Strefy przekształceń Perstruction zones	Grupa cech wyróżniających Group of the mar- king out features	Charakterystyki cech wyróżniających Marking out features characteristics
δ - delta	Określenie morfo- pedogeniczne	Peryglacialna strefa pokrywowa
	Miąższość	Przeciętnie 40 cm, zależnie od uziarnienia podłoża podścielającego; w piaskach grubych i żwirach do 50 cm; w piaskach średnich, drobnych, bardzo drobnych i pyłach do 40 cm; w glinach i iłach od 20 do 40 cm; wyrównana – równoległa do każdorazowej powierzchni ziemi, niekiedy rośnie w dół stoku
	Struktura	Kriogeniczna homogenizacja na całej miąższości, bez struktur sedymentacyjnych; agregaty bryłowe drobne do układu rozdzielnioziarnistego; girlandowe, stojące lub zawieszony układy składników szkieletowych w spągowej części



	Litologia uziarnienie	Eoliczno– (do 30%) fluwialne piaski pokrywowe lub piaski ablacyjne, odwapnione wskutek peryglacialnej dekalcytacji materiału wyjściowego, z domieszką frakcji piasku bardzo drobnego, pyłowej i iłowej powstałych postsedymentacyjnie <i>in situ</i> wskutek mrozowego wietrzenia, w większości odłamków ostrokrawędzistych łusek i blaszek minerału kwarcu, rzadziej innych minerałów, o powierzchniach słabo przekształconych chemicznie i fizykochemicznie, pokrytych równomiernie starymi, stabilnymi cienkimi otoczkami próchniczno-żelazowo-glinowymi nadającymi charakterystyczne zabarwienie żółtobrunatne; postsedymentacyjna lub syndymentacyjno-postsedymentacyjna homogenizacja mrozowa (poziome i pionowe wyrównanie składu uziarnienia) bez wstęg i smug pyłowo-ilastych brunatnych i struktur kriogenicznych, nowotworów i domieszek – jeśli występują są wskaźnikiem młodszych lub następczych procesów morfopedogenicznych; w części spągowej wzbogacenie o przebiegu liniowym i równoległym do powierzchni ziemi w żwiru i kamieniu, niekiedy, tworzące bruk, uszeregowane osiami podłużnymi do powierzchni ziemi, zawartość frakcji szkieletowych zależy od uziarnienia materiału alimentacyjnego; piaski bogate w kwarc szare do szaropopielate, równomiernie zabarwione, z żwirami i kamieniami w spągu
	Stosunek do stref w stropie i w spągu	W stropie powierzchnia ziemi; w spągu z reguły zawieszony bruk lub warstwa nieciągła kamienista, żwirowa lub mieszana kamienisto-żwirowa, ze znaczącym udziałem eologliptolitów i graniaków, częściowo z dobrze wykształconymi licami i graniami oraz drobnymi rowkami i zagłębieniami oraz śladami polerowania eolicznego, będącymi wskaźnikami bruku deflacyjnego z klimatu bardzo zimnego i zimnego suchego środowiska pustyni arktycznej, często o układzie girlandowym ze środowiska tundry; na glinach i iłach – bogatsze we frakcje piasku grubego i szkieletowe z eologliptolitami i graniakami leżącymi na zwięzłym podłożu o bardzo nierównej powierzchni; na piaskach bogatsze we frakcje bardzo drobnego piasku, pyłu i iłu od materiału leżącego w spągu; przejście w piaskach wyraźne i równe, równoległe do powierzchni ziemi, faliste (girlandowe); w glinach bardzo nierówne, językowate, kieszeniowate lub klinowate, bardzo ostre
	Inne cechy towarzyszące i wyróżniające	Ultrastruktury kriogenicznej eksfoliacji i dezintegracji ziarnistej na powierzchniach ziaren kwarcu, do około 30% ziaren kwarcu ma na wypukłych powierzchniach młodsze wyłamania V-kształtne i półowalne powierzchniowego transportu eolicznego i fluwialnego; w przypadkach dwuczłonowego składu skały macierzystej, np. piaski na glinie lub ił, cechy oglejenia opadowego lub stagnacyjnego niekiedy sięgają do dolnej części tej strefy
	Poziom diagnostyczny	Kriogeniczny poziom <i>sideric</i> – Bv przekształceń mrozowych (homogenizacja, wietrzenie fizyczne i chemiczne oraz koagulacja) o zabarwieniu równomiernie żółtobrunatnym, w piaskach paleośrodowisk wilgotnych często szaropopielaty, kriogeniczny poziom <i>albic</i> – Ees kr
ε -epsilon	Określenie morfopedogeniczne	Peryglacialna strefa przejściowa, część górna (część stropowa strefy czynnej zmarzliny)
	Miąższość	Przeważnie 40-60 cm w piaskach, 30-40 cm w glinach i w iłach, równomierna i równoległa do linii powierzchni ziemi

	Struktura	W piaskach zachowana warstwowa rozdzielnoziarnista struktura niezmiennego podłoża, nieliczne rozproszone przekształcenia mrozowe, nieliczne synsedymencyjne szczeliny mrozowe; w utworach pyłowych, glinach shomogenizowana bez cech sedymencyjnych, w stropowej części liczne językowate, kieszeniowate lub soczewkowate wkładki popielatego piasku, odwapniona do głębokości 80-160cm; kriogeniczna podzielność agregatowa ostrokrawędzista foremnowielościenna, orzechowata, lub wrzecionowata, pryzmatyczna albo drobnosłupowa, sporadycznie zachowana reliktoowa mrozowa struktura listkowata, płytkowata, i mikroszczelinowa z wypełniającymi piaskami i pyłem o zabarwieniu popielatym; powierzchnie agregatów gładkie - pokryte zbitą brunatną warstwą ilu, żelaza i manganu, często wytrącenia białej krzemionki - tak zwanej przysypki w szczelinach między agregatami
	Litologia uziarnienie	Piaski wodolodowcowe, ablacyjne o uziarnieniu i zabarwieniu podobnych do piasków podłoża w krioturbacjach żółtobrunatne o dyfuzyjnych przejściach wzbogacone w ostrokrawędziste ziarna piasku bardzo drobnego i pyłu pochodzenia mrozowego, pokryte mikrootoczkami próchniczno-żelazisto-glinowymi o zabarwieniu żółtobrunatnym lub brunatnym; w piaskach gliniastych, utworach pyłowych, glinach i ilach odwapnionych różnego pochodzenia, znaczące wzbogacenie w pochodzące z wietrzenia mrozowego frakcje pyłowe i ilowe, pokryte otoczkami próchniczno-żelazisto-glinowymi żółtobrunatnymi; w przestrzeniach międzyagregatowych i na powierzchniach agregatów ciemnobrunatne do czarne młodsze błonki osadzonych koloidów organicznych i mineralnych, zabarwienie intensywne żółtobrunatne do ciemnobrunatnego; całkowicie shomohenizowane,
	Stosunek do stref w stropie i w spągu	W stropie piasków przejście do strefy <i>delta</i> dyfuzyjne, najczęściej w związku z warstwą wzbogaconą w zawieszone kamienie i żwiry, nierówne, wyraźne w różnicy zabarwień i struktury uziarnienia; w utworach pyłowych, glinach i ilach przejście ostre, lecz nierówne, piaski wypełniające języki, kieszenie i kliny są shomogenizowane, barwa szaropopielata – często drobne czarne konkrety pseudoglejowe; przecinające gliny pionowe szczeliny klinów lodowych wypełnione szaropopielatymi piaskami ze strefy <i>delta</i> z ziarnami o eolicznej obróbce, glina na krawędziach z klinami bogatsza w żelazo – zabarwienie czerwobrunatne; w spągu, na kontakcie ze strefą <i>zeta</i> , piaski są uboższe we frakcje bardzo drobnego piasku, pyłu i ilu oraz w części szkieletowe, przejście dyfuzyjne w uziarnieniu i zabarwieniu, niekiedy układ girlandowy lub szczelinowy; w glinach i ilach przejście dyfuzyjne, słabo zaznaczające się w morfologii, zanik struktur agregatowych, wzrost zwięzłości i zbitcia wskutek wypełnienia wolnych przestrzeni krioiluwalnym ilem
	Inne cechy towarzyszące i wyróżniające	W piaskach przejście od strefy epsilon często bezpośrednie do niezmiennowego substratu
	Poziom diagnostyczny	W piaskach przejściowy kriogeniczny poziom CBv; w utworach pyłowych, glinach i ilach różnej genezy kriogeniczny poziom Bvt – wietrzeniowy wzbogacony we frakcje ilowe lokalnego pochodzenia i iluwalne
ζ1 – zeta 1	Określenie morfopedogeniczne	Peryglacialna strefa przejściowa część dolna (część spągowa czynnej zmarzliny)
	Mięszczość	Na ogół 20 – 50cm, w piaskach głękokich sięga do 160 - 180cm, w piaskach naglinowych i naiłowych do 80 – 120cm

Struktura	W piaskach głębokich, przepuszczalnych, różnej genezy częściowo zachowane struktury sedymentacyjne nie zmienionego podłoża, lokalne krioturbacje, także pionowo przebiegające kliny mrozowe wypełnione alochtonicznym materiałem mineralnym – w warunkach suchej zmarzliny w podłożu; nad trudnoprzepuszczalnym podłożem lub nad stropem wilgotnej zmarzliny kriofluwalne i krio-diapirowe struktury linijne z ostro zaznaczonymi liniami granicznymi, cechy kriofluwalnej segregacji ukierunkowanej, wybielone, scementowane z przełomem muszlopodobnym, kliny mrozowe kierunkowo odchylone od pionu; niekiedy kriostruktury listkowate, płytkowate, blaszkowate lub orzechowate, kriofluwalne lub kriosiatkowate tekstury, w uwarstwionych drobnoziarnistych osadach także struktury kropłowe, często soczewki segregacyjne zszarzałego piasku i drobnego żwiru oraz białe przysypki w porach międzyagregatowych i szczelinach polodowych lub szczelinach wysychania
Litologia uziarnienie	Część spągowa strefy czynnej zmarzliny w osadach i zwietrzelinach różnej genezy plejstoceńskiej; w mało zmienionych piaskach, żwirach, pyłach w suchej czynnej zmarzlinie wzbogacenie w krioturbacjach we frakcje pyłu i łu wietrzeniowej genezy in situ, także z nieiluwialnymi nagromadzeniami żelaza i próchnicy w postaci otoczek na drobnych frakcjach lub w postaci skupień plamistych i konkrekcji; w nadzmarzlinowych piaskach i glinach różnej genezy znaczne rozdrobnienie kriogeniczne z wzbogaceniem frakcji od >1,0 do < 0,001mm zależnie od uziarnienia materiału wyjściowego, starsze kliny mrozowe zdeformowane, w górnej części wypełnione materiałem mineralnym z pokrywy <i>delta</i> ; wzbogacenie w trudnowietrzący kwarc oraz zubożenie mik i glinokrzemianów we wszystkich frakcjach < 2,0 mm; zabarwienie silnie zmienione, przeważnie szaropopielate w piaskach i oliwkowe do szarobrunatne w glinach i pyłach; liczne, różnej wielkości i kształtu, nieraz rozciągnięte linijnie plamy i skupienia żelazowo-próchniczne, niekiedy scementowane; odwapnienie na całej głębokości; w spągu lokalne wtórne wzbogacenia CaCO <sub>3</sub> przetransportowanego z podłoża wskutek aktywności kręgowców glebowych
Stosunek do stref w stropie i w spągu	W piaskach w stropie zazwyczaj przejście barwy do strefy <i>epsilon</i> stopniowe i nierówne, niekiedy niewyraźne; jeśli występuje pod strefą <i>delta</i> - wyraźna zmiana barwy na żółtobrunatną jednolitą oraz uziarnienia na bogatsze we frakcje pyłowe i łuwe wietrzeniowej genezy z oddzielającą warstwą lub brukiem żwirowo-kamienistym charakterystycznymi dla spągu strefy <i>delta</i> ; w spągu wyraźne, nierównolinijne przejście do niezmienionego substratu wykazującego całkowicie zachowane struktury sedymentacyjne lub wietrzeniowe, zazwyczaj węglanowego, z odpowiednim zabarwieniem, z zachowanym uziarnieniem i składem mineralnym: strefa <i>zeta 2</i> jest bogatsza w minerały łatwo wietrzące i uboższa w minerały trudnowietrzące niż strefy <i>epsilon</i> i <i>delta</i> oraz uboższa w minerały łatwo wietrzące i bogatsza w trudno wietrzące w porównaniu ze strefą niezmienionego podłoża
Inne cechy towarzyszące i wyróżniające	W przypadku powstawania nad trudno przepuszczalnym podłożem - np. zmarzlina wilgotna, ziarna kwarcu są matowe, pokryte kawernami kriogenicznych złuszczeń oraz spękane wskutek granularnego rozpadu mrozowego, ściany ziarn są silnie rozczłonowane z ostrokrawędzistymi graniami; także liczne są kawerny i wżerki wietrzenia kriochemicznego; zbitość zwietrzliny i szara barwa są wskaźnikami długookresowego silnego uwodnienia i warunków beztlenowych, a zawieszane wśród drobnego materiału części szkieletowe, niekiedy smugowo uporządkowane są wskaźnikami okresowych stanów tiksotropowości w zmarzlinowych glebach tundrowych i tajgi północnej; strefa ta również współcześnie charakteryzuje się dużą zmiennością warunków wodnych, od nadmiarów do niedoborów w okresie wegetacyjnym
Poziom diagnostyczny	Kriogeniczny poziom Cv, Cvg lub Gg

ζ2 – zeta 2	Określenie morfo-pedogeniczne	Peryglacialna strefa kontaktowa
	Mięszość	W piaskach, glinach i iłach 20 do 40 cm
	Struktura	W piaskach krioiluwalne przekształcenie, niekiedy z głęboko do uwarstwionego podłoża sięgającymi klinami mrozowymi, z segregacją mrozową, powodującą wzbogacenie w żwiry i kamienie w spągu, zazwyczaj o girlandowym układzie, zbite lub spójne, scementowane. W glinach i iłach zbite ze znacznym wzbogaceniem we wmyte frakcje iłu, często w spągu inwolucje, dolne wąskie części klinów mrozowych, wypełnionych piaskami
	Litologia uziarnienie	W głębokich piaskach różnej genezy wzbogacenie wietrzeniowe we frakcje piasku bardzo drobnego, pyłu i iłu ostrokrawędzistych o kształcie łusek, powstałe w procesie złuszczenia mrozowego i ziarnistej dezintegracji; segregacja mrozowa uziarnienia, od ziaren najdrobniejszych w stropie do najgrubszych w spągu; krioiluwalne osadzenie żelaza, manganu, glinu, próchnicy; zabarwienie żółtobrunatne w stropie, ku spągowi przechodzi w brunatne, czerwobrunatne i czarne. W glinach i iłach odwapnienie i silna homogenizacja ze znacznym wzbogaceniem w pokryte otoczkami próchniczno-żelazowo-glinowymi frakcje pyłu i iłu pochodzące głównie z wietrzenia mrozowego i migracji do spągu strefy, zabarwienie brunatne; po peryglacialnym odwęglanowaniu nasycone pochodzącym z niezmiennego podłoża wapniem, lokalne wtórne wzbogacenia w CaCO <sub>3</sub> wskutek mechanicznej aktywności dżdżownic w holocenie; w klinach mrozowych wypełnienie piaskiem pochodzącym ze strefy pokrywowej <i>delta</i> o zabarwieniu popielatym
	Stosunek do stref w stropie i w spągu	Może występować pod strefą <i>delta</i> lub <i>epsilon</i> , w porównaniu ze strefami <i>epsilon</i> i <i>eta</i> całkowicie zmienione uziarnienie przez wietrzenie mrozowe i procesy segregacji mrozowej; bogatsza w minerały trudno wietrzące fizycznie, wzbogacona w próchnicę, żelazo i glin krioiluwalnego pochodzenia; leży na stropie niezmiennego substratu; przejście do strefy <i>epsilon</i> stopniowe, do strefy <i>omega</i> – ostre, girlandowe lub klinowe; wyróżnia się zdecydowanymi intensywnymi zabarwieniami
	Inne cechy towarzyszące i wyróżniające	W związku z segregacją mrozową i ciągłym girlandowym przebiegiem nie może być utożsamiana z wstęgami i smugami brunatnymi, nie jest poziomem iluwalnym gleb bielcowych, gdyż nie ma nad nią poziomu eluwalnego; powstała jako krioiluwalium wskutek koagulacji próchnicy, żelaza, glinu, manganu nad zimnym frontem wieloletniej zmarzliny z roztworów krążących konwekcyjnie w profilu gleby kriogenicznej
	Poziom diagnostyczny	Reliktowy poziom krioiluwalny Bk <sub>2</sub> – kontaktowy-powstał na kontakcie z wieloletnią zmarzliną w piaskach różnej genezy; w glinach i w iłach – dolna część relikтового poziomu wzbogacania iłu Bt <sub>2</sub> bezpośrednio leżąca nad niezmiennym substratem
ω – omega	Określenie morfo-pedogenetyczne	Niezmieniony substrat
	Mięszość	Poniżej głębokości 80 do 180 cm w warunkach niezmiennego w holocenie powierzchni ziemi
	Struktura	Niezmienione struktury sedymentacyjne w piaskach, pyłach, glinach, iłach różnej genezy, często węglany rozproszone pierwotnego pochodzenia; rozdzielnoziarnista w piaskach, spójna krucha w utworach pyłowych, glinach i iłach; w piaskach gliniastych, pyłach, glinach i iłach często występują kriostruktury płytkowe lub płytkowo blokowe o rosnącej z głębokością grubością płytek, ze ściankami zazwyczaj wyścielonymi brunatnymi zbitymi błonkami ilastożelazystymi, często kriotekstury warstwowo – siatkowe, niekiedy kriotekstury komórkowe soczewkowane będące wskaźnikami obecności lodu segregacyjnego wieloletniej zmarzliny plejstocenijskiej



Litologia uziarnienie	Niezmienione osady luźne i skały lite różnej genezy, z pierwotnymi węglanami lub bez, w stropie na kontakcie ze strefą <i>zeta</i> białe konkretje, pseudomycelia i nawarstwienia krystalicznych form CaCO <sub>3</sub> wymytego z wyżej leżących stref pedogenicznie przekształconych; w głębokich piaskach niewęglanowych często wstęgi i smugi brunatne; zabarwienie zazwyczaj jaśniejsze niż w wyżej leżących strefach pedogenicznie przekształconych; w piaskach gliniastych, pyłach, glinach i ilach w stropie z wtórnymi węglanami zazwyczaj tekstura bezładna zbita
Stosunek do stref w stropie i w spągu	Uziarnienie w porównaniu ze strefą <i>epsilon</i> podobne, lecz uboższe w piasek bardzo drobny, pył i il, zachowane struktury sedymentacyjne, węglany; w stosunku do strefy <i>zeta</i> – jaśniejsze zabarwienie, obecność węglanów
Inne cechy towarzyszące i wyróżniające	Na powierzchniach ziaren kwarcu cechy glacialnego, glaciofluwialnego i eolicznego transportu, cechy złuszczenia i dezintegracji mrozowej; frakcje piasku bardzo drobnego, pyłu i ilu są ostrokrawędzistymi odławkami ziaren głównie kwarcu, mają zabarwienie żółtobrunatne
Poziom diagnostyczny	W stropowej części poziom niezmienionego substratu wzbogacony w węglany <i>omega 1</i> pedogenicznej genezy – CcaBca, niżej poziom substratu węglanowego Cca lub niewęglanowego C

Tab. 12. Rozpoznawanie i określanie glebopokryw w terenach wyżynnych i górskich o urozmaiconym reliefie powierzchni ziemi

Table 12. Recognition and explanation of soilcovers in upland and mountain areas with differentiated relief of the earth's surface

Glebopokrywy Soilcovers	Grupa cech wyróżniających Group of the marking out features	Charakterystyki cech wyróżniających Marking out features characteristics
θ - theta	Określenie morfo-genetyczne	Peryglacialno-ekstraperyglacialna glebopokrywa górna
	Mięszkość	Zróznicowana od 20 do 70 cm, przeciętnie 40 cm; w górnej części stoku największa bezpośrednio poniżej wychodni litych niewęglanowych lub węglanowych skał lub pod skalnymi ścianami klifów mrozowych; nieciągła wzdłuż stoku, maleje i zanika w dół stoku
	Struktura	Zwarte lub rozproszone nagromadzenia ostro- i/lub okrągło-krawędzistych odławków skalnych różnych średnic, osiami podłużnymi uszeregowanych lub dachówkowato ułożonych do spadku stoku; w spągu często wtopionych w drobnodziarnisty materiał obcego pochodzenia o strukturze bezagregatowej, rozdzielnodziarnistej lub słabo spójnej; w spągu wzbogacenie w odłamki skalne o cechach struktur poligonalnych wskazujące na procesy soliflukcji lub peryglacialnej segregacji mrozowej

Litologia uziarnienie	Odłamki skalne zazwyczaj ostrokrawędziste o średnicach i składzie petrograficznym uzależnionych od struktury i tekstury wychodni litych skał lub skał budujących ściany klifów mrozowych, rzadziej o różnych stopniach kriogenicznego zwietrzenia i zaokrąglenia krawędzi, od młodszych ostrokrawędzistych z gładkimi ścianami do starszych okrągłokrawędzistych z nierównymi zszarzałymi lub często wybielonymi ścianami pod wpływem procesów deskwamacji i granularnej dezintegracji mrozowej na powierzchni ziemi; zabarwienie odłamków skalnych i drobnoziarnistej zwietrzliny zazwyczaj pochodne od skał źródłowych, z czasem ulega zszarzeniu i wybieleniu wskutek dominacji eluwialnego endoperkolatywnego, przemywnego typu gospodarki wodnej; w przypadkach większej od 20 cm miąższości w tej glebopokrywie powstają gradienty temperaturowe sprzyjające nasileniu kondensacji pary wodnej na ścianach odłamków skalnych stymulującej procesy mrozowego zluszczenia i hydrotermicznego rozsadzania; znajdujący się w spągu materiał pochodzący z niżej leżącej glebopokrywy akumulacyjnej - <i>kappa</i> jest bogaty we frakcje piasku bardzo drobnego i pyłu o ziarnach ostrokrawędzistych lub jest pylasty; zabarwienie tego drobnoziarnistego materiału jest w zasięgu glebopokrywy <i>theta</i> zazwyczaj plamistopielate lub szare	
Stosunki do glebopokryw w stropie i w spągu	W ekosystemach leśnych na strop nakłada się zawieszona ekstraperyglacialna (holoceńska) strefa biogenicznych przekształceń $\beta$ o miąższości 10-40 cm, niekiedy większej, silnie przezrośnięta korzeniami drzew i innych roślin, posiadająca cechy próchnicy nakładowej od mullmoder do mor w terenach górskich nazywanej tangelmor; w ekosystemach leśnych tworzy nierówną kamienistą powierzchnię stoków, niekiedy nazywaną morzem kamieni; w spągu niekiedy kamieniste struktury poligonalne i girlandowe z wyraźnymi przejściami klinowymi, zaciekowymi i kieszeniowatymi do bogatej we frakcje bardzo drobnego piasku i pyłu glebopokrywy <i>kappa</i> lub bogatej w gruz skalny soliflukcyjnej glebopokrywy <i>lambda</i>	
Inne cechy towarzyszące	Znacząca łatwo zauważalna, nierówna kamienista morfologia powierzchni ziemi; językowatość zasięgu glebopokrywy wzdłuż spadku stoku, nieciągłość zasięgu; w spągu cechy peryglacialnego, tundrowego środowiska schyłkowej fazy plejstocenu i początku holocenu, szczególnie wyraźne na lokalnych terasach krioplanacyjnych i mrozowych zrównaniach, silnie zazwyczaj zakwaszona rozpuszczalnymi kwasami próchnicznymi oraz charakteryzuje się wysokimi stężeniami jonów wolnego Fe i Al	
Poziom diagnostyczny	Kriogeniczna, kamienista glebopokrywa odpowiadająca poziomowi diagnostycznemu <i>albic-Ees</i> górskich gleb bielicoziemnych; wymywane z tego poziomu ruchome kwasy próchniczne oraz kwasowo działające wolne kationy Fe i Al są osadzone w spągu kamienistej struktury segregacji mrozowej, w stropie glebopokrywy <i>kappa</i>	
κ - kappa	Określenie morfogenetyczne	Peryglacialna glebopokrywa akumulacyjna
	Miąższość	Od 20 do 60 cm, z reguły 40 cm, na stokach wypukłych do 250 cm, równoległe do nachylenia stoku; malejąca od stoku słabo nachylonego do stromego; na stokach stromych wklęsłych zazwyczaj nie występuje, na środkowych i dolnych częściach wypukłych stoków tworzy często wielowarstwowe miąższe deluwia zsuwowe, na stokach wklęsłych mniejsza lub jej brak wskutek następczych, niekiedy wielokrotnych procesów denudacji powierzchniowej materiału glebowego
	Struktura	Na całej miąższości homogeniczne uziarnienie materiału ziemistego, z pojedynczymi nieregularnie rozmieszczonymi lub w lokalnych skupieniach ostrokrawędzistymi odłamkami (blokami, kamieniami, gruzem) ułożonymi osiami podłużnymi równoległe do powierzchni stoku; układ luźny, rozdzielnoziarnisty, lessopodobny, duża porowatość i przepuszczalność, duża pojemność powietrzna i wodna o korzystnych warunkach dla rozwoju systemów korzeniowych drzew; na górnych powierzchniach odłamków skalnych warstwa ściśle przylegającego materiału drobnoziarnistego żółtobrunatnego, dolne powierzchnie gładkie i lśniące o zabarwieniu żółtobrunatnym

Litologia uziarnienie	Eoliczny osad (less górski) z dominującymi frakcjami piasku bardzo drobnego i pyłu, głównie ostrokrawędzistych, szorstkich w dotyku odłamków kwarcu o homogenicznym zabarwieniu żółtobrunatnym do brunatnego wskutek pokrycia powierzchni cząstek mineralnych o średnicach < 0,10 mm otoczkami próchniczno-żelazowo-glinowymi nieiluwalnego pochodzenia w środowisku świeżo-wilgotnym zimnego klimatu o częstych wahaniami temperatur około 0°C, niewęglanowy, bez cech sedimentacyjnych; wyraźnie na tym tle zaznaczają się części szkieletowe lokalnego pochodzenia z mrozowego wietrzenia skał na ich wychodniach i na skalistych ścianach klifów mrozowych, o zabarwieniu niezmiennym odpowiadającym lokalnemu materiałowi macierzystemu; w części spągowej na obszarze północno-zachodniej Polski, w Niemczech, południowej Szwecji i południowej Finlandii występuje warstwa 0,2 - 4,0 cm tufu wulkanicznego o oliwkowym i fioletowym zabarwieniu, niekiedy wymieszana z materiałem eolicznym w zsuwach stokowych, pochodzącego z krótkotrwałych erupcji wulkanów Laacher See około 13000 do 11000 lat BP, datująca tę glebopokrywę postquem do glebopokryw <i>lambda</i> i <i>ni</i> oraz antequem do glebopokrywy <i>theta</i>	
Stosunki do glebopokryw w stropie i w spągu	W układzie typowym występuje pod glebopokrywą <i>theta</i> i na glebopokrywie <i>lambda</i> ; w stosunku do glebopokrywy <i>theta</i> wyraźne oddzielenie kamienistymi girlandami o charakterystycznym dla procesów mrozowych złożeniu odłamków skalnych, w wielobokach kamieni ustawionych pionowo; przejście barwy wyraźne; na ogół uboższa w części szkieletowej i bogatsza we frakcje pyłowe oraz piasku bardzo drobnego od glebopokrywy <i>theta</i> w stropie i glebopokrywy <i>lambda</i> w spągu; przejście do glebopokrywy <i>lambda</i> wyraźne, nierówne – często z inwolucjami, znaczna różnica w złożeniu materiału mineralnego, w uziarnieniu i w zabarwieniu	
Inne cechy towarzyszące	W przypadku występowania pod poziomem <i>albic</i> -Ees na stropową część nałożyło się eluwium próchniczno-żelazisto-glinowe o intensywnym zazwyczaj zabarwieniu kawowocznym, czerwono-czarnym, czerwonym do pomarańczowego; zwięzłe, niekiedy o cechach orsztynu, w postaci ciągłego poziomu o nierównym - językowatym, zaciekowym przebiegu linii dolnego wyraźnego przejścia w poziom Bv lub w postaci plam zaciekowych, zazwyczaj silne przerośnięcie glebopokrywy <i>kappa</i> korzeniami drzew	
Poziom diagnostyczny	Kriogeniczny reliktowy poziom wietrzenia mrozowego <i>sideric</i> -Bv, o czasie funkcjonowania i procesach analogicznych do peryglacialnej strefy pokrywowej <i>delta</i> w terenach nizinnych i wyżynnych	
λ - lambda	Określenie morfogenetyczne	Peryglacialna glebopokrywa soliflukcyjna
	Miąższość	Zróżnicowana od 30 do 800 cm, z reguły od 30 do 60 cm, wzrasta w dół stoku, brak na stokach stromych, szczególnie na wklęsłych ich częściach, zazwyczaj większa na zrównaniach krioplanacyjnych i u podnóży stoków
	Struktura	Zwięzła do silnie zbitej, nieagregatowa, bryłowa w stanie wilgotnym, utwardzona i scementowana w stanie suchym; z reguły działa jako warstwa podpierająca i stagnacyjna dla wód opadowych, zawiera stałe kanaliki (często pokorzeniowe) przewodzące strumienie wód stokowych; duża pojemność wody biologicznie niedostępnej
	Litologia uziarnienie	Rytmicznie uwarstwione stokowe osady zwietrzelin gruzowych, gruzowo-kamienistych z cechami soliflukcji i spływów masowych po powierzchni stoku; przeważnie o uziarnieniu glin pyłowych, glin pyłowo-gruzowych, bez cech segregacji mrozowej w poszczególnych warstwach; odłamki skalne i gruz zazwyczaj słabo zaokrąglone lub rzadziej ostrokrawędziste, osiami podłużnymi dachówkowato ułożone do opadającej powierzchni stoku; w każdej warstwie soliflukcyjnej autonomiczne uziarnienie, mozaikowate, uzależnione od odległości od wychodni i zalegania w bliskim podłożu skał litych oraz ich gruboodłamkowych nagromadzeń; zabarwienie charakterystyczne niejednolite, z dominacją barw szarych lub oliwkowych z plamami marmurkowatościami i/lub plamistością pomarańczową, czerwoną z licznymi nieregularnie rozrzuconymi drobnymi czarnymi lub czerwono-czarnymi konkrejami (pieprzami) żelazisto-manganowymi z próchnicą; niewęglanowa o odczynie kwaśnym

	Stosunki do glebopokryw w stropie i w spągu	W układzie typowym między glebopokrywą <i>kappa</i> w stropie i glebopokrywą <i>ni</i> w spągu, może jednak występować na powierzchni i pod glebopokrywą <i>theta</i> ; bogatsza we frakcje kamieniste i gruzowe w stosunku do glebopokrywy <i>kappa</i> ; w stropie z liniowym nierównym przejściem; uboższa we frakcje szkieletowe w stosunku do glebopokrywy <i>ni</i> w spągu, z wyraźnym lecz nierównym przejściem, często z inwolucjami spływowymi; różnice w zabarwieniu są wyraźne i charakterystyczne
	Inne cechy	Zazwyczaj braknie grubszych korzeni, sporadycznie drobne; w kanałach pokorzeniowych przewodzi mikrostrumienie wód, co powoduje dobre ich natlenienie; zawartość Corg na ogół niska i nierówna w poszczególnych warstwach; sporadycznie pseudomorfozy klinów lodowych przecinających nieraz kilka starszych warstw
	Poziom diagnostyczny	W profilu glebowym ma cechy relikтового kriogenicznego poziomu opadowoglejowego Ggkr, w przypadku okresowego nasycenia wodami opadowymi odpowiada kryteriom diagnostycznego poziomu <i>gleyic</i>
v - ni	Określenie morfogenetyczne	Peryglacialna glebopokrywa wietrzeniowa
	Mięszkość	Różna, zależnie od położenia na stoku i od jego nachylenia
	Struktura	Utwór szkieletowy składający się z ostrokrawędzistych głazów, odłamków skalnych, gruzu z wypełnieniem międzyprzestrzeni bezagregatową gruboziarnistą zwietrzeliną lub bez ich wypełnienia
	Litologia uziarnienie	Najstarsza lokalna szkieletowa grubo- do średnioziarnista, ostrokrawędzista na macierzystym podłożu o odpowiadającym składzie petrograficznym i mineralnym oraz barwie; nieznacznie przemieszczona z wyraźnie wykształconymi hakami rozciągniętymi w dół stoku, z reguły bez zwietrzliny alochtonicznej
	Stosunki do glebopokryw w stropie i w spągu	W układzie typowym pod glebopokrywą <i>lambda</i> , rzadziej - <i>theta</i> zalega na niezmiennym substracie skalnym – <i>eta</i> ; w górnych wklęsłych częściach stoku, na grzbietach występuje często na powierzchni, tworzy tak zwane gołoborza peryglacialnej genezy; łatwo rozpoznawalna dzięki zwartości i ciągłości na skalnym podłożu; bogatsza w szkielet od glebopokrywy <i>lambda</i> ; bez cech hydromorficzności; przy powierzchni częste gradienty temperatur ze znaczącą kondensacją pary wodnej
	Inne cechy towarzyszące	Reliktowa zwietrzelina blokowego wietrzenia mrozowego, mało pedogenicznie zmieniona; pod zbiorowiskami roślinnymi często przykryta biogeniczną strefą przekształceń - <i>beta</i> z zawieszonymi poziomami O lub Ah silnie związanymi korzeniami roślin; w gołoborzach zasiedlona przez zespoły porostów, mchów oraz zielonych glonów
	Poziom diagnostyczny	Kamienisty poziom skały macierzystej – C
η - eta	Określenie morfogenetyczne	Niezmienione podłoże
	Mięszkość	Zależy od budowy geologicznej
	Struktura	Masywna skała, słabo fizycznie zwietrzała, spękana
	Litologia uziarnienie	Materiał skalny określonego pochodzenia geologicznego, jednorodny lub niejednorodny na stoku, będący substratem dla glebopokryw <i>ni</i> i/lub <i>theta</i> ; jego odłamki mogą być składnikami glebopokryw <i>lambda</i> i <i>kappa</i>
	Stosunki do glebopokryw w stropie i w spągu	Na jego powierzchni bezpośrednio może zalegać glebopokrywa <i>ni</i> , na wychodniach litych skał znajduje się na powierzchni
	Inne cechy towarzyszące	
	Poziom diagnostyczny	Podłoże skalne – R



## 6. Literatura

- Altermann M., Ruske R., 1970:** *Beitrag zur Lithologie, Gliederung und Verbreitung des Gebirgsschutts.* Geologie 19, Berlin: 795-808.
- Altermann M., Lieberoth I., Schwanecke W., 1988:** *Gliederung der Lockergesteinsdecken der Mittelgebirge.* Z. Angew. Geol. 34, 10, Berlin: 302-306.
- Altermann M., Jäger K.D., Kopp D., Kowalkowski A., Kühn D., Schwanecke W.,** *Zur Diskussion über die periglaziäre Profildifferenzierung in der Pedosphäre.* Eiszeitalter und Gegenwart (w przygotowaniu).
- Altermann M., 1970:** *Zur Petrographie der Lockergesteinsdecken des östlichen Harzes.* Mitt. d. Dt. Bodenkundl. Ges. 62, Oldenburg: 101-104.
- Babiński Z., Grześ M., 1975:** *Forms of permafrost degradation in the Bayan-Nunrin Khotnor Valley.* Bull. de L'Acad. Pol. des Sci., Ser. des Sci. de la Terre XXIII No 3-4, Varsovie: 177-191.
- Blume H.P., 1987:** *Bildung sandgefüllter Spalten unter periglaziären warm-ariden Bedingungen,* Z. Geomorph. N.F., 31, 4, Berlin-Stuttgart: 433-448.
- Blume H.P., Hoffmann R., Pachur H.J., 1979:** *Periglaziäre Steinring- und Frostkeilbildungen norddeutscher Parabraunerden,* Z. Geomorph. N.F., Suppl. -Bd 33. Berlin-Stuttgart: 257-265.
- Blume H.P., Schneider D., Bölter M., 1996:** *Organic matter accumulation and podzolization of antarctic soils,* J.Plant. Nutri. and Soil Sci. 159.4: 411-412.
- Bogaard V.D., Schmincke H.U., 1988:** *Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes,* Deuqua Führer 1: 166-190.
- Bogdański P., Kijowski A., 1990:** *Photointerpretation of geometry of Vistulian ice-wedge polygons: the Grabianowo and Sulejowo sites, south of Poznań.* Quaestiones Geographicae 12 (1985-1986): 39-52.
- Böse M., 1992:** *Late pleistocene sand wedge formation in the hinterland of the Brandenburg stade,* Sver. Geol. Unders., Ser.Ca: 59-63.
- Brown R.J., Pewe T.L., 1981:** *Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment: a review 1963-1973.* Permafrost North America, Contr. to the 2-nd Int. Conf. Washington D.C.
- Bussemer S., 1994:** *Geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen an periglaziären Deckeserien des mittleren und östlichen Barnim.* Berl. Geogr. Arbeiten 80. Berlin
- Bussemer S., 1998:** *Bodengeographische Untersuchungen an Braunerde- und Lessive Profilen auf Sandstandorten des brandenburgischen Jungmoränengebietes.* Münchener Geogr. Abhandl., Reihe A., 49. Marcinek-Festschrift, Geobuch-Verlag, München
- Czeppe Z., 1966:** *Przebieg głównych procesów morfogenetycznych w południowo-wschodnim Spitsbergenie.* Zesz. Nauk. Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace Geograficzne 13.
- Dobrowolski A., 1923:** *Historia naturalna lodu.* Warszawa
- Dvali G., 2004:** *Moce ciemności.* Świat Nauki Nr 3 (151) Warszawa: 48-51.
- Ehlers J., 1944:** *Allgemeine und historische Quartärgeologie.* Enke Verl. Stuttgart: 1-358.
- Fränzle O., 1985:** *Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:100000 der Bundesrepublik Deutschland.* G.M.K. 100 Blatt 7 C1518 Husum. Berlin: 1-65.
- Gärtner P., 1995:** *Glaziale und Spätglaziale Landschaftsformung, N Berlin.* In: W. Schirmer (Ed.) Quaternary field trips in Central Europe V.4, Excursionen in Berlin and Umland. INQUA XIV Int. Congr. August 3-10 1995 Berlin, München: 1292-1297.
- Gottschling H., 2003:** *Die Naturräume des Biosphärenreservates Issyk-Kul in Kirgistan-Eine landschaftsökologische Studie an Transekten.* Inauguraldiss. Greifswald: 1-190+20+13
- Grave N.A., 1968:** *Merzlyje tolszczi zemli.* Priroda, Moskwa
- Gravis G.F., 1974:** *Geograficzekoje rasprostranienije i moszcznost mnogoletnierzlych gornych porod.* Tr. Sowm. Sow.-Mong. Naucznoissl. Geol. Eksp., wyp. 10: 30-49.
- Goździk J., 1986:** *Structures de feutes a remplissage primaire sableux du Vistulian en Pologne et leur importance paleogeographique.* Biul. Per. 31: 71-105.
- Goździk J., 1989:** *Permafrost evolution and its impact on deposition conditions between 20 and 10 ka BP in Poland.* Biul. Perygl. 34: 53-72.
- Grime J.P., 1997:** *Biodiversity and ecosystem functioning: the debate deepens.* Science 277: 1260.
- Gugalinskaja L.A., 1982:** *Poczwoobrazowanije i kriogenez Centra Russkoj Rawniny w pozdnem plejstocene.* Puszczino: 5-201.
- Herz K., Andreas G. 1966:** *Untersuchungen zur Morphologie der periglaziären Auftauschicht im Kongsfjordgebiet (Westspitzbergen).* Peterm. Geogr. Mitt. 3: 190-198.
- Hoffmann R., Blume H.P., 1977:** *Holozäne Tonverlagerung als Profilprägender Prozess lehmiger Sandböden norddeutscher Jungmoränenlandschaften?* Catena Vol. 4, Giessen: 359-368.
- Huggett R.J., 1975:** *Soil landscape systems: a model of soil genesis.* Geoderma 13. Amsterdam: 1-22.
- ICOMPAS, 1996:** *International Committee on Permafrost Affected Soils.* Circular Letter No. 5, May 4

- 1996, c/o J.G. Bockheim, Dept. of Soil Sci., University of Wisconsin, Madison WJ53706-1299.
- Jakob J., Lamp J., 1980:** *Fossile Frostpolygonmuster auf Luftbildern Mittelholsteins und ihre bodenkundliche Bedeutung.* Meyniana 32: 129-139.
- Jäger K.D., 1979:** *Aktuelle Fragen der Fachterminologie in der Periglazialforschung des Nördlichen Mitteleuropa.* Acta Univers. Nicolai Copernici, Geographia XIV, 46, Toruń: 45-57.
- Jie Chen, Blume H.-P., 2000:** *Element enrichment and migration within some soils on Fildes Peninsula (King Georg Island), the maritime Antarctic,* J.Plant Nutr.Soil Sci., 163: 291-297.
- Karte J., 1979:** *Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs.* Bochumer Geogr. Arb. H. 35 Ferd. Schöningh Paderborn: 1-211.
- Karte J., 1987:** *Pleistocene periglacial conditions and geomorphology in north and central Europe.* In: J. Boardmann (Ed.) Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland. Cambridge University Press, Cambridge: 65-75.
- Klasyfikacja gleb leśnych, 1973:** Praca zbiorowa PTG, V Komisja Genezy klasyfikacji i Kartografii Gleb, Zespół Gleb Leśnych. Warszawa
- Klasyfikacja gleb leśnych Polski, 2000:** CiLP Warszawa 9-123.
- Kliewe H., 1968:** *Periglazialphänomene im Spätglazialgebiet der Weichselvereisung.* Przegl. Geogr. 40(2):352-362.
- Kliewe H., 1996:** *Vulkanasche aus der Eifel in Nordrügen.* Rugia Journal, Bergen (Rügen) 1995: 52-55.
- Konecka-Betley K., 1987:** *Gleby kopalne jako jednostki klasyfikacji stratygraficznej czwartorzędu.* Kwart. Geol. 31, 1. Warszawa: 185-190.
- Kopp D., 1965:** *Die periglaziäre Deckzone (Geschiebedecksand) im nordostdeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung.* Ber. Geol. Ges. DDR, Bd. 10, H.6, Akademie Verl. Berlin: 739-771.
- Kopp D., 1969:** *Die Standorte des Tieflandes.* In: D. Kopp et al. (Eds) Die Waldstandorte des Tieflandes (Ergebnisse der forstlichen Standortserkundung in der DDR), Bd. 1. Potsdam: 16-141.
- Kopp D., Kowalkowski A., 1990:** *Cryogenic and pedogenic perstruction in tertiary and quaternary deposits, as exemplified in the outcrop Sternebeck.* Quaternary Studies in Poland 9: 51-71.
- Kowalkowski A., 1973:** *Geneza i podstawy klasyfikacji gleb wytworzonych z utworów peryglacialnych.* Przewodnik zjazdu naukowego pod hasłem „Geneza gleb wytworzonych z utworów przekształconych peryglacialnie na Niżu Polskim, 20-26 sierpnia 1973”. Supplement, PTG Warszawa 1973: 93-129.
- Kowalkowski A., 1979:** *Badania nad modelem dynamiki procesów glebowych w ekosystemach.* Prace Kom. Nauk. PTG II/13, Warszawa: 5-24.
- Kowalkowski A., 1980:** *The structure of altitudinal zonation of soils in the Donoin Dzun-Nuruu Massif, Khangai Mts. (Mongolia).* Geographia Polonica 43: 111-123.
- Kowalkowski A., Brogowski Z., 1983:** *Features of cryogenic environment in soils of continental tundra and arid steppe on the southern Khangai slope under electron microscope.* Catena 10: 199-205.
- Kowalkowski A., 1983a:** *Soil mosaics.* In: A. Breymer, K.Klimek (Eds.) Mongolian dry steppe geosystems. A case study of Gurvan-Turuu area. Geographical studies, special issue No.2, V,III, Ossolineum, Wrocław: 57-65.
- Kowalkowski A., 1983b:** *Hydrothermal properties of permafrost solonchaks in the central mongolian arid steppe zone.* Permafrost, Fourth Int. Conf. Proc., July 17-22. 1983. National Acad. Press, Washington D.C.: 666-671.
- Kowalkowski A., Starkel L., 1984:** *Altitudinal belts of geomorphic process in the southern Khangai.* Studia Geom. - Balc. XVIII. Kraków: 95-116.
- Kowalkowski A., 1988:** *Wiek genezy gleb. W: L.Starkel (ed.) Przemiany środowiska geograficznego Polski.* Ossolineum, Warszawa – Kraków – Gdańsk – Łódź: 45-85.
- Kowalkowski A., Kocoń J., 1991:** *Procesy wywietrzania Spitsbergenie na podstawie badań w skaningowym mikroskopie elektronowym.* W: A.Kostrzewski (red.) Geneza, Litologia i Stratygrafia Utworów Czwartorzędowych. U.A.M., Seria Geografia nr 50, Poznań: 77-104.
- Kowalkowski A., 1994:** *Poczwy i procesy wywietrzania na terenie Polski: plejstocenyj predposiłki i ewolucja systemu poczwienno pokrowa w golocenie.* W: A.Wieliczko, L.Starkel (red.). Paleogeograficzka osnowa sowniennych łańszafow. Nauka, Moskwa: 134-136.
- Kowalkowski A., 1998:** *Związki genetyczne między seriami pokryw stokowych i budową profilu gleb terenów górskich na przykładzie głównego masywu Łysogór.* Zesz. Probl. Post. Nauk. Roln. z.464, Warszawa: 37-57.
- Kowalkowski A., 1988:** *Holocene rusty and rusty brown soils in the tundra and taiga of Middle Sweden.* Roczn. Glebozn. XLIX No. 1/2, Warszawa: 29-44.
- Kowalkowski A., Kocoń J., 1998:** *Microtextures of crypedogenic weathering in soils of mountain tundra of Middle Sweden.* Roczn. Glebozn. XLIX No. 1/2 Warszawa: 53-60.

- Kowalkowski A., 1999:** *Ewolucja gleb w holocenie*. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski, Środowisko przyrodnicze*. PWN Warszawa: 127-137.
- Kowalkowski A., 2001:** *Gleby jako ciało przyrodnicze – wskaźnik klimofaz geo- i pedostratygraficznego rozwoju powierzchni Ziemi*. W: M. Józwiak, A.Kowalkowski (red.) *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geosystemów z uwzględnieniem zanieczyszczenia powietrza*. Biblioteka Monitoringu Środowiska. Kielce: 237-252.
- Kowalkowski A., Józwiak M., 2003:** *Dynamika masy opadu organicznego w latach 1994 - 2002 w dwóch drzewostanach górskiej kwaśnej buczyny na Głównym Masywie Łysogór*. W: M.Józwiak, A.Kowalkowski (red.) *Regionalny Monitoring środowiska Przyrodniczego 4/03, KTN Kielce*: 79-98.
- Kozarski S., 1993:** *Late Vistulian deglaciation and the expansion of the periglacial zone in NW Poland*. *Geol. Mijnbouw*. 72: 143-157.
- Kozarski S., 1995:** *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacji geosystemu (~20KA → 10KA BP)*, PAN IGPZiGW Dokumentacja geograficzna 1. Wrocław: 7-82.
- Kutsch W.L., Steinborn W., Herbst M., Baumann J., Kapfen L., 2002:** *Environmental indication: a field test of an ecosystem approach to quantify biological self-organisation*. In: J.Barkmann (ed.). *Beiträge zur Ökosystemforschung, EcoSys Bd. 9*: 165-190.
- Likens G.E., 1992:** *The ecosystem approach: its use and abuse*. *Ecol. Inst. Oldendorf/Luhe. Germ.*
- Mackay J.R., Mackay D.H., 1976:** *Cryostatic pressures in nonsorted cirques (mud hummocks) Inuvik, N.W.T. - Can. J. Earth Sci.* 13, Ottawa: 345-349.
- Makeev O.V., 1975:** *Biosphere, Cryosphere, Soil*. Reprint, Puschino: 3-20.
- Manikowska B., 1999:** *Gleby kopalne i okresy pedogenetyczne w ewolucji środowiska Polski środkowej po zlodowaceniu warciańskim*. W: Rola plejstocenijskich procesów peryglacialnych w modelowaniu rzeźby Polski. *Acta Geogr. Lodziana* 76: 42-100.
- Manikowska B., 2002:** *Subject and task of paleopedology – by the right of introduction*. In: B. Manikowska, K. Konecka-Betley, R. Bednarek (Eds.) *Paleopedology problems in Poland*. Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Łódź: 7-21.
- Michel R., Kopp D., Altermann M., Schwanecke W., 2003:** *Einrichtung eines Schutzflächensystems natürlicher Waldböden für Sachsen - Anhalt und Brandenburg mit Archivfunktion für den primär natürlichen Zustand und als Vergleichsbasis anthropogenen Zustandswandels*. *Mitt. d. DGB* 102: 531-532.
- Micheli E., McFee W.W., Berenyi J., Stefanovits P., 1997:** *Characteristics and classification of paleosols affected by periglacial processes in Hungary*. Newsletter No 14, INQUA/ISSS Paleopedology Comm. 28.
- Morozowa T.D., 1994:** *Etapy poczwobrazowania w Wostocznoej Ewropie*. W: A.A. Wieliczko, L. Starkel (Red.) *Paleogeograficzeskaja osnowa sowremiennych Landszaftow*. Nauka, Moskwa: 137-140.
- Munn L.C., 1987:** *Soil genesis associated with periglacial ice wedge casts Southeastern Wyoming*. *Soil Sci. Soc. of Amer. Journ.* V.51 No 4. July-August 1987, Madison: 1000-1004.
- Müller S., 1965:** *Lessivierung in Abhängigkeit von Kleinklima*. *Mitt. d. DBG*. 4: 65-70.
- Nechajev V. P., 1991:** *Climate conditions in the South-West of Russian Plain in cryogene stage of pleistocene*. *Abstr. INQUA, XIII Int. Congr., Beijing*: 251.
- Pachur H.J., 1989:** *Geological aspects of the late Pleistocene and Holocene evolution of the Berlin lakes*. In: F. Ahnert (Ed.) *Landforms and landform evolution in West Germany*. *Catena, Suppl. 5, Cremlingen-Dostedt*: 107-119.
- Pewe T.L., 1966:** *Paleoclimate significance of fossil ice-vedges*. *Biul. Per.* 15, Łódź: 65-73.
- Pękala K., 1980:** *Rzeźba i współczesne procesy morfogenetyczne i utwory pokrywowe na nunatakach w rejonie Hornsundu (SW Spitsbergen)*. Uniwersytet M.C. Skłodowskiej, Lublin
- Plass W., 1972:** *Bodenkarte von Hessen I: 25 000*, Bl. 5917 Kelsterbach, mit Erläuterungen, Wiesbaden: 206.
- Plass W., 1980:** *XI Böden*, In: Erläuterungen geol. Karte Blatt 5917 Kelsterbach: 117-134.
- Ponomariewa N.W., Ragin-Zade A.J., 1969:** *Srawniatelnoje izuczenije fulwokislot i guminowych kislot kak agentow razłożenija silikatnych minieralow*. *Poczwowiedienije* 3.
- Ponomariewa N.W., Płotnikowa T.A., 1977:** *O rastworimosti w wode guminowych kislot raznych tipow poczw*. *Tiezy Dokładow Wsiesojuznogo Zjezda Poczwowiedow*, Minsk.
- Prigogine J., 2000:** *Kres pewności, czas, chaos i nowe prawa natury*. Wyd. W.A.B. i Wyd. CiS, Warszawa: 7-267.
- Prusinkiewicz Z., 1996:** *Wiek gleb i problemy paleopedologii*. W: B. Manikowska (Red.) *Konferencja Metody badań paleopedologicznych i wykorzystanie gleb kopalnych w paleogeografii* 26-28 czerwca 1996, Łódź: 7-14.



- Prusinkiewicz Z., 2002:** *Time as soil-forming factor and problems of paleopedology.* In: B. Manikowska, K. Konecka-Betley, R. Bednarek (Red.) *Paleopedology problems in Poland.* Łódzkie Tow. Nauk. Łódź: 23-37.
- Richter H., Ruske R., Schwanecke W., 1970:** *Die periglaziäre Fazies im lössfreien Hügelland und im Mittelgebirge.* Peterm. Geogr. Abh., Erg. Heft 274. Gotha: 1153-1158.
- Richter H., Haase G., Barthel H., 1963:** *Besonderheiten des Periglazials unter kontinentalen Klimaverhältnissen Zentralasiens.* Wiss. Zeitschr. d. Techn. Univ. Dresden 12.
- Riedl R., 2000:** *Strukturen der Komplexität Eine Morphologie des Erkennens und Erklärens.* Springer, Berlin: 1-367.
- Schäfer D., Jäger K.D., Altermann M., 1991:** *Zur Stratigraphie periglaziärer Decken im Thüringer Bergland.* Archäol. Korrespondenzbl. 21, Mainz: 323-334.
- Schilling W., Wiefel H., 1962:** *Jungpleistozäne Periglazialbildungen und ihre regionale Differenzierung in einigen Teilen Thüringens und des Harzes.* Geol. Jg.11. H.4, Akademie Verl. Berlin: 428-460.
- Semmel A., 1964:** *Junge Schuttdecken im Hessischen Mittelgebirge.* Notizb. hess. L.-Amt Bodenforsch. 92, Wiesbaden: 275-285.
- Semmel A., 1973:** *Periglaziäre Umlagerungszonen auf Moränen und Schotterterrassen der letzten Eiszeit im deutschen Alpenvorland.* Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 17. Berlin-Stuttgart: 118-132.
- Semmel A., 1974:** *Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet.* Rhein.-Main Forsch. 78. Frankfurt M.: 9-56.
- Semmel A., 1977:** *Grundzüge der Bodengeographie.* Stuttgart III Ausg.: 1-120.
- Semmel A., 1985:** *Periglazialmorphologie,* Ertr. der Forschung 231. Darmstadt: 116.
- Semmel A., 1994:** *Periglazialmorphologie,* Ertr. der Forsch. 2 Aufl. Darmstadt: 1-116.
- Semmel A., 2002:** *Hauptlage und Oberlage als umweltgeschichtliche Indikatoren.* Z. Geomorph. N.F. 46, 2. Berlin-Stuttgart: 167-180.
- Semmel A., 2003:** *Oberflächennaher Untergrund auf wissenschaftlichen Karten der Mittelgebirge-ein überaus verbesserungsbedürftiger Zustand.* Z. dt. Geol. Ges. 154/1. Stuttgart: 111-119.
- Semmel A., 1980:** *Periglaziale Deckschichten auf weichselzeitlichen Sedimenten in Polen.* Eiszeitalter und Gegenwart 30. Hannover: 101-108.
- Soil Survey Staff 1996:** *Keys to soil taxonomy.* Seventh Ed., U.S. Department of Agricult. Washington D.C.: 1-647.
- Stöhr W.T., 1963:** *Der Bims (Trachyttuff) seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung (Lockerbraunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge.* Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 91. Wiesbaden: 318-337.
- Stöhr W.T., 1967:** *Excursion A im Exkursionführer zur Jahrestagung 1967 in Mainz.* Mitt. d. bodenkundl. Ges. 6. Göttingen: 45-115.
- Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands 1998:** Mitt. d. DGB Bd. 86: 1-160.
- Systematyka Gleb Polski 1974:** Praca zbiorowa PTG, Komisja V Genezy Klasyfikacji i Kartografii Gleb. Roczn. Glebozn. t. 25.1. wyd. III.
- Systematyka Gleb Polski 1989:** Praca zbiorowa PTG, Komisja V Genezy Klasyfikacji i Kartografii Gleb. Roczn. Glebozn. t. 40, Nr 3/4, wyd. IV: 7-148.
- Vanderberghe J., 1983:** *Ice-wedges casts and involutions as permafrost indicators and their stratigraphic position in Weichselian.* Permafrost Fourth. Int. Conf., Proc., National Acad. Press, Washington D.C.: 903-906.
- Vreeken V.J., 1975:** *Principal Kinds of chronosequences and their significance in soil history.* J. Soil. Sci. 24, 4.: 378-394.
- Woskresenskij S.S. 1962:** *Geomorfologija Sibiri,* Izd. Moskowskogo Univers. Moskwa: 3-347.

## DIAGNOSTICS AND CLASSIFICATION OF FROST PERSTRUCTION HORIZONS AND SLOPE SOILCOVERS DEVELOPED IN THE PERIGLACIAL AND EXTRAPERIGLACIAL ENVIRONMENTS

### *Summary*

In Central and Northern Europe there were found 14 parallel belts of glacial, fluvial and eolian sediments of the age from 500ka to younger ones - from 6ka, which distribution decreases from the South to the North. These belts are marked with recessional moraines and concurrent pre-valleys of the successive Pleistocene Stadials of Scandinavian glaciations. Within every of these belts there are found parallel mosaics of different aged soils with prevailing soils according to the age of the given belt. Most soils of these area have features connected with litho- and pedomorphogenetic activi-



ty of diverse in the space-time frost factor in the Pleistocene as well as in cold zones and stages of the Holocene environment.

In the dependence from the energy and the matter of each functioning in time and factors within the soil space, which formed soil scapes, following dominating activities consequent or overlapping took place: lithogenic – in mother rocks, geomorphological – on land surface, climogenic – climatic, biogenic – assemblages of living organisms and of the man's origin – anthropogenic.

As far as warm climate is considered the soil development is conditioned by biogenic factors along with a local anthropogenic factor. On the other hand, in cool climatic conditions a prevailing part of climogenic, geomorphogenic and lithologic factors are typical. With an activity of the climogenic factor in cold and boreal climates the zones of periglacial perstructions are connected which change, with a decrescent intensity inside of ground, mineral substrata and sediments within lowlands, uplands and mountainous plateaus with a small relief energy. In mountains, piedmonts and uplands with a significant relief energy the geomorphoge-

nic factor has a prevailing meaning. Together with the climatic factor on slopes, it forms series of periglacial normal, agraded and degraded soilcovers. The lithogenic factor has an impact in every place, where the unaltered rocks substratum or sediments are uncovered or will become exposed. The biogenic factor that develops in time acts jointly also with climogenic, geomorphogenic and lithogenic factors in all soil mosaics, with different and changing intensity in time and space. Changes of climate and living organisms associations are connected with passing time, what causes that in soil profiles polygenetic, monogenetic, relic and recent soil horizons are found.

The detailed classification of morphopedogenetic perstructions with diagnostic horizons in terrestrial soils are presented in Tables 4 and 6. Characterizations of perstruction zones and soilcovers, taking into account the name, thickness, structure, lithology, granulation, relation to covers in the floor and in the ceiling, other concurrent features and diagnostic horizons are presented in Tables 11 and 12.





Fot. 1. Bugrowy krajobraz potundrowy z systemem wieloboków kamienistych między bugrami na Równi pod Śnieżką, 1440 m n.p.m. według stanu z roku 1968

*Photo. 1. The post-tundra thufurs landscape with a system of stony polygons between the thufurs in the area of Równia pod Śnieżką, 1440 m asl –state in the year 1968*



Fot. 2. Reliktowa tundrowa gleba rdzawa bielnicowa trójfazowej genezy, wytworzona z presegregowanej, kriogenicznej drobnoziarnistej zwietrzliny granitów w przekroju bugra o średnicy 2,2m i wysokości 0,4m obramowanego kriogenicznym wielobokiem kamienistym na Równi pod Śnieżką, według stanu w roku 1968

*Photo. 2. The relic tundra rusty podzolic soil of the three-phase genesis, formed from segregated, cryogenic, fine-grained granite wastes in the thufur cross section of the diameter 2,2 m and heights 0,4m, framed with a cryogenic stony polygon in the area of Równia pod Śnieżką – state in year 1968.*



Fot. 3. Kopalna późnoglacialna próchniczna gruntowoglejowa gleba o miąższości 0,2 – 0,4 m z kriogenicznymi i ciśnieniowymi inwolucjami wytworzona z fluwialnych osadów pyłowych i mułków na południowym obrzeżeniu pradoliny Baruckiej (stanowisko Dissenchen 10) między piaskami wodnolodowcowymi, ze storzniętymi brunatnymi pniakami i nadziemnymi częściami drzew sosny datowanymi  $C^{14} - 10050 \pm 85y$  BP

*Photo. 3. Buried late-glacial humus gley soil of the thickness of 0,2 – 0,4 m with cryogenic and pressure involutions formed in fluvial dust and silt sediments at the southern border of the Baruth pre-valley (locality Dissenchen 10) between fluvioglacial sands, with peaty tree steams and with above-ground parts of the pinewood dated for  $C^{14} - 10050 \pm 85y$  BP.*



Fot. 4. Mikromozaikowość struktur krioinfekcyjnych kopalnej gleby próchnicznej gruntowoglejowej w przekroju poziomym, z licznymi brunatnymi storzniętymi korzeniami i odłamkami drewna sosny i brzozy na stanowisku Dissenchen koło Cottbus

*Photo. 4. Mikromosaic character of cryoinjection structures of the buried humus gley soil in the horizontal cross-section, with numerous brown peaty roots and with fragments of pine and birch wood in the locality Dissenchen near Cottbus.*





Fot. 5. Aktywny krioinjekcyjny krater błotny zasilany wyciskaną tiksotropową zwietrzeliną upłynniającą się na powierzchni ziemi, zawierającą ponad 80% wody, na powierzchni zmarzlinowego solonczaka wytworzonego ze zwietrzliny bazaltu w strefie współczesnego kontynentalnego suchego stepu na Płaskowyżu Chałchaskim

*Photo. 5. Active cryoinjection muddy crater supplied with thixotropic wastes fluxing on the Earth surface containing over 80% of water, on the surface of permafrost solonchak, formed from basalt wastes in the zone of the recent continental dry steppe in the Chalcha Plateau.*



Fot. 6. Reliktowy ciemnobrunatny zcementowany poziom krioiluwialny kontaktowy reBk wytworzony w żwirowatych odwapnionych piaskach gliniastych ablacyjnych nad stropem wieloletniej zmarzliny o przebiegu girlandowym, z głęboko sięgającymi klinami mrozowymi, z nadległymi wybielonymi niewęglanowymi piaskami pylastymi dawnego poziomu tiksotropowego o strukturach fluidalnych, reliktovej gleby rdzawej biellicowej na terenie moren wistuliańskich Garbu Lubawskiego

*Photo. 6. Relic dark brown cemented cryoiluvial contact horizon reBk formed in gravelly decalcified clayey ablation sands over the ceiling of the many years'-permafrost with the garland course with deeply rooted ice wedges, with overlying bleached non-calcareous dusty sands of the former thixotropic horizon with fluidal structures, relic rusty podzolic soil in the area of Vistulian moraines within Lubawski Garb.*



Fot. 7. Kriogeniczna reliktowa gleba rdzawa bielicowa opadowoglejowa wytworzona z pyłów eolicznych oraz odłamków kwarcytu pochodzących z wyżej leżącego gołoborza, przykryta warstwą 20cm butwiny, z geomorfogeniczną sekwencją glebopokryw – górną  $\vartheta$  (poziom Ees), akumulacyjną  $\kappa$  (poziom BvBhf $\epsilon$  i Bv) oraz soliflukcyjną  $\lambda$  (poziom Gor) na górnej części północnego stoku masywu Łysogór (Góry Świętokrzyskie)

*Photo. 7. Cryogenic relic rusty podzolic pseudogley soil formed from Eolian dusts and quartzite fragments from higher located block field covered with a 20-cm layer of raw humus, with geomorphogenic sequence of soilcovers – upper cover  $\vartheta$  (horizon Ees), accumulation cover  $\kappa$  (horizon BvBhf $\epsilon$  and Bv) and solifluction cover  $\lambda$  (horizon Gor) on the upper part of the northern slope of the Łysogóry Range (the Świętokrzyskie Mountains)*



Fot. 8. Kriogeniczna reliktowa gleba rdzawa wytworzona z piasków ablacyjnych osadzonych na redeponowanych piaskach trzeciorzędowych, z klimogeniczną sekwencją peryglacialnych stref perstrukcji – pokrywą  $\delta$  (poziom Bv) przejściową część górna  $\epsilon$  (poziom CBv) oraz przejściową część dolna  $\zeta$  (poziom Cv), odkrywka Sternebeck

*Photo. 8. Cryogenic rusty podzolic soil developed from ablation sands sedimented on redeposited Tertiary sands, with climogenic periglacial sequence of perstruction zones – cover  $\delta$  (horizon Bv), transitional upper part  $\epsilon$  (horizon CBv) and transitional lower part  $\zeta$  (horizon Cv) in the Sternebeck outcrop.*





Fot. 9. Reliktowa kriogeniczna gleba rdzawa wytworzona z piasków ablacyjnych z brukiem żwirowo – kamiennym w spągu, osadzonych na redeponowanych piaskach trzeciorzędowych, z pokrywą eoliczną 20 cm wzbogaconych w próchnicę piasków trzeciorzędowych wywianych z poziomu Ees sąsiadujących gleb bielcowych w odkrywce Sternebeck

*Photo. 9. Relic cryogenic rusty podzolic soil formed from ablation sands with gravel–stony pavement in the floor, embedded on redeposited Tertiary sands, with eolian 20-cm cover enriched with the humus of Tertiary sands blown away from the horizon Ees of adjoining podzolic soils, in the Sternebeck outcrop.*



Fot. 10. Reliktowa bielica wytworzona z piasków trzeciorzędowych z klimogeniczną sekwencją stref przekształceń, pokrywą  $\delta$  (poziom Ees), przejściową – część górna  $\epsilon$  (poziom Bhfe) z kamieniami i żwirem w stropie, przejściową część dolną  $\zeta$  uwarstwiona (poziom Chfe) w odkrywce Sternebeck

*Photo. 10. Relic podzolic soil formed from Tertiary sands with climogenic sequence of perstruction zones – cover  $\delta$  (horizon Ees), transitional upper part  $\epsilon$  (horizon Bhfe) with stones and gravel in the ceiling stratified transitional lower part  $\zeta$  (horizon Chfe) in the Sternebeck outcrop.*



Fot. 11. Bioklimogeniczna gleba bielnicowa holocenińska z orsztynowym poziomem iluwialnym datowanym  $C^{14}$  –  $1170 \pm 50$ ka BP, w poziomie Ees wtórne smugi iluwialne związane z nałożonym drugim poziomem białego piasku wywianego z poziomu eluwialnego gleb bielnicowych i z warstwą 10 cm poziomu butwinowego z próchnicą typu mor świeży, na wierzchołkowej części jednego z wałów brzegowych półwyspu Hel (Jurata)

*Photo. 11. Bioclimogenic podzolic Holocene soil with the Ortstein illuvial horizon dated for  $C^{14}$  –  $1170 \pm 50$ ka BP. In the horizon Ees secondary illuvial streaks connected with overlying second horizon of white sand blown away from the eluvial horizon of podzolic soils and with the 10-cm layer of the raw humus with the raw humus horizon of mor type, fresh in the upper part of a sea-shore bank in the Hel Peninsula (Jurata).*



Fot. 12. Bioklimogeniczna gleba inicjalna odwarstwiona i wybielona do głębokości 0,6 m, silnie przerośnięta drobnymi korzeniami sosny, wytworzona z piasków eolicznych najmłodszego wału wydmy białych, wiek relikтового inicjalnego poziomu próchnicznego na głębokości 07-08m  $C^{14}$  ~ 140 lat, Półwysep Hel (Jurata)

*Photo. 12. A bioclimogenic initial soil without layers and blanched to the depth of 0,6 m, strongly outgrown with small pine roots, formed from Eolian sands of the youngest bank of white sandy dunes; the age of the relic initial humus level at the depth 07-08m -  $C^{14}$  ~ 140 years, the Hel Peninsula (Jurata).*

