

Stefan Skiba

Uniwersytet Jagielloński
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Zakład Gleboznawstwa i Geografii Gleb
ul. Gronostajowa 7; 30–387 Kraków
s.skiba@geo.uj.edu.pl

Received: 7.07.2006

Reviewed: 14.07.2006

POKRYWA GLEBOWA STREFY WYSOKOGÓRSKIEJ KARPAT I JEJ ZAGROŻENIA

Soil cover of the alpine zone of the Carpathians and its threats

Abstract: Characteristics of the soil cover of the alpine zone of the Carpathians is given on examples of the Tatra Mts., Babia Góra Mt., Bieszczady Mts., Gorgany Mts. and Chernokhora Mts. Specific character of pedogenesis under the active morphogenetic processes conditions has been considered together with the climatic and vegetation conditions. Natural and anthropogenic threats to the soil cover above the upper timber line have also been mentioned.

Wprowadzenie

W Karpatach, podobnie jak i w innych systemach górskich, rozwój pokrywy glebowej oraz rozmieszczenie gleb nawiązuje do podłoża geologicznego, do intensywności procesów geomorfologicznych kształtujących podłoża macierzyste gleb (pokrywy stokowe) oraz do warunków klimatyczno-roślinnych (Skiba 1995).

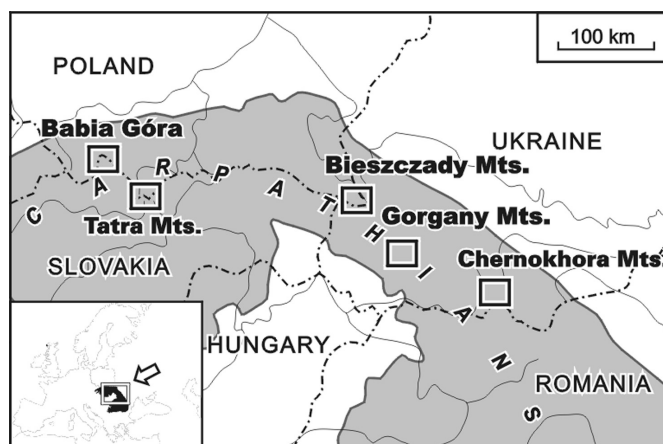
Gleby obszarów górskich bez względu na położenie geograficzne wykazują cechy wspólne, odróżniające je od gleb obszarów nizinnych i równinnych (Bednarek i Prusinkiewicz 1997; Birkeland 1999). Rola procesów morfogenetycznych w kształtowaniu i funkcjonowaniu pokrywy glebowej w górach jest najbardziej widoczna powyżej górnej granicy lasu, gdzie występują najintensywniejsze i często gwałtowne procesy geomorfologiczne (Kotarba i in. 1987). W pedogenezie obszarów górskich dużą rolę odgrywają również warunki klimatyczne i powiązana z nimi szata roślinna. Czynniki te warunkują charakterystyczną dla gór akumulację materii organicznej i jej stopień humifikacji (Komornicki, Skiba 1996; Skiba, Drewnik, Drozd 1997; Drewnik 2006).

Karpaty tworzą wielki łukowaty łańcuch górski o długości ponad 1 300 km, biegnący od okolic Wiednia do Żelaznej Bramy nad Dunajem. Na zachodzie

Karpaty związane są z Alpami Wschodnimi, zaś na wschodzie przechodzą w Bałkanidy. Ze względu na budowę geologiczną wyróżnia się starsze pasmo zwane Karpatami Wewnętrznymi oraz pasmo młodsze nazywane Karpatami Zewnętrznymi lub Fliszowymi (Kondracki 1989).

Zróżnicowanie wysokościowe poszczególnych pasm karpackich warunkuje odmienność wykształcenia piętrowości geoekologicznej, w tym strefy wysokogórskiej.

Celem tego opracowania jest przedstawienie specyfiki górskiej pokrywy glebowej Karpat, ze szczególnym uwzględnieniem tych pasm górskich, w których występują obszary wysokogórskie wznoszące się ponad górną granicą lasu i plejstoceniową granicą wieloletniego śniegu. W prezentowanym opracowaniu przedstawione będą obserwacje i wyniki badań prowadzonych w obszarach strefy wysokogórskiej Tatr, Babiej Góry (Karpaty Zachodnie) oraz w Bieszczadach, Gorganach i w Czarnohorze reprezentujących Karpaty Wschodnie (Ryc. 1).



Ryc. 1. Karpaty – obszar badań.

Fig. 1. Carpathians – investigated area.

Specyfika przyrodnicza strefy wysokogórskiej Karpat

W Karpatach, podobnie, jak w innych nie zlodowaconych górach Europy, opisywana jest prawidłowość, polegająca na tym, że dwie ważne granice geoekologiczne: górna granica lasu oraz plejstoceniowa granica wieloletniego śniegu mają podobne położenie wysokościowe (Kotarba i in. 1987; Kotarba 2002). Zasięg typowej alpejskiej rzeźby wykształconej w formie skalnych grani, ścian skalnych i cyrków polodowcowych zbliża się do wysokości współczesnej górnej granicy lasu. W piętrze alpejskim dominują procesy grawitacyjne, pluwiograwitacyjne i niweoablacyjne. W piętrze leśnym dominuje natomiast rzeźba erozyjno-denudacyjna. (Kotarba 2002). Struktura geoekosystemu wysokogórskiego wynika z róż-

nicujących się wysokościowo warunków klimatycznych, które wywołują zmianę obiegu ciepła, wody i materii organicznej. Zmiany te powodują zróżnicowanie modelujących procesów rzeźbotwórczych (morfogenetycznych). Wraz z wysokością bezwzględną ulegają zmianie zarówno rodzaje tych procesów, jak i ich natężenie. Powyżej górnej granicy lasu wyróżnia się morfogenetyczną *dziedzinę krioniwalną*, a w obszarach leśnych – *dziedzinę umiarkowaną leśną* (Jahn 1970; Kotarba i Starkel 1972). Obie te *dziedziny* rozdziela górna granica lasu, uznawana za podstawową granicę geoekologiczną w Karpatach (Kotarba 2002).

Górska rzeźba i wzmożona działalność różnych rodzajów procesów morfogenetycznych, wraz z masywnym i trudno wietrzejącym podłożem skalnym, warunkują w strefie wysokogórskiej Karpat występowanie fragmentarycznej (ażurowej) pokrywy glebowej. Oznacza to występowanie w bliskim sąsiedztwie zarówno wietrzeniowych gleb o niemal pełnym wykształceniu profilu glebowego (A-B/C-R), jak również gleb inicjalnych (AC-R) oraz zerodowanych utworów skalnych pozbawionych poziomów humusowych. Należy podkreślić, że występująca tam pokrywa glebowa jest warunkowana i równocześnie stabilizowana przez procesy geomorfologiczne. Dlatego gleby ukształtowane w warunkach przewagi czynnika geomorfologicznego w swej genezie zaliczane są do grupy utworów geomorficznych (Skiba 2002). Gleby geomorficzne wykazują więc cechy niestabilnych utworów inicjalnych, niekiedy pozbawionych poziomów akumulacyjnych (humusowych), bowiem zostały one erozyjnie zniszczone i czasowo utwory te funkcjonują jako „powierzchnie bezglebowe”. Przykładem tego mogą być gleby inicjalne skaliste bezwęglanowe (litosole) lub skaliste rędziny węglanowe, występujące na półkach skalnych, lub w szczelinach wychodni i ścian skalnych. Innym przykładem mogą być glebowe utwory rumoszowe (regosole) formujące się na grubookruchowych rumowiskach obrywowych lub piargowych, na morenach lub na reliktowych lodowcach gruzowych, na rumowiskach peryglacialnych (np. w Gorganach lub w Bieszczadach).

Wśród gleb powiązanych ściśle z procesami morfogenetycznymi na uwagę zasługują nieaktywne współcześnie tzw. zmarłe formy reliefu peryglacialnego (Jahn 1970) w postaci pierścieni gruzowych – gleby poligonalne, występujące m.in. w Tatrach (Oleksynowa i Skiba 1976).

Gleby stref wysokogórskich wykazują również ściśle powiązanie z warunkami klimatycznymi i zbiorowiskami roślinnymi. Przykładem takich utworów są gleby, w których występują dość miększe, mierzące ponad 10 cm lub więcej (niekiedy 30 cm) poziomy ektohumusowe typu *mor*, *mor/moder* lub *moder alpejski*. Chłodne i wilgotne warunki klimatyczne oraz kwaśne resztki obumarłych roślin lub igliwia kosodrzewiny wpływają na skład i rozwój edafonu glebowego odpowiedzialnego za dekompozycję i humifikację akumulującej się materii organicznej. Wynikające z tego spowolnienie tempa rozkładu i humifikacji (Drewnik 2006; Skiba i in. 2004) powoduje tworzenie się kwaśnych poziomów ektohumusowych

występujących zarówno w glebach tworzących się na zwietrzelinach skał bezwęglanowych (granitoidy, piaskowce fliszowe), jak i w glebach zwietrzelin węglanowych (wapieni i dolomitów) (Ryc. 2–3).



Ryc. 2. Karpaty Wschodnie: fot. 1. Czarnohora, fot. 2. Gorgany.

Fig. 2. Eastern Carpathians: Phot. 1. Chernokhora Mts., Phot. 2. Gorgany Mts.



Ryc. 3. Tatry: fot. 3. Krzyżne, fot. 4. Dolina Gąsienicowa.

Fig. 3. Tatra Mts.: Phot. 3. Krzyżne Pass, Phot. 4. Gąsienicowa Valley.

Charakterystyka ważniejszych gleb strefy wysokogórskiej Karpat

Gleby stref wysokogórskich można grupować pod względem czynnika glebotwórczego mającego największy wpływ na rozwój występujących tam gleb. Gleby początkowego stadium rozwojowego, jakimi są gleby inicjalne – litosole lub skaliste rędziny inicjalne, dziedziczą z podłoża skład mineralny oraz właściwości fizyczne i chemiczne. Dlatego utwory te zaliczane są do gleb litogenicznych. Utwory glebowe powiązane z procesami rzeźbotwórczymi, np. utwory rumoszowe (*Regosols*), zaliczane są do grupy gleb geomorficznych, natomiast utwory glebowe, w których znaczącą rolę odegrały warunki klimatyczne np. rędziny butwinowe – tangel rędziny, rankery butwinowe – tangel rankery zaliczane są do grupy gleb klimatogenicznych.

Gleby inicjalne skaliste (*Leptosols*) są utworami glebowymi początkowego stadium rozwojowego. Ze względu na podłoże skalne, dzielone są na dwie jednostki systematyczne. Utwory początkowego stadium rozwojowego występujące na skałach bezwęglanowych np. na granitoidach, gnejsach lub na piaskowcach fliszowych nazywane są **litosolami** (*Lithic Leptosols*). Podobne utwory występujące na skałach węglanowych np. na wapieniach lub dolomitach nazywane są **rędzinami skalistymi** (*Rendzi-Lithic Leptosols*). Wszystkie gleby inicjalne skaliste charakteryzują się występowaniem parocentymetrowej warstewki murszopodobnej substancji organicznej, leżącej bezpośrednio na słabo zwietrzałej (spękanej) skale, w szczelinach, lub jak to jest na wapieniach także w obrębie żłobków krasowych. Materia organiczna poprzez zdolności do magazynowania i udostępniania roślinom wody umożliwia zasiedlanie pionierskiej roślinności zbiorowisk naskalnych lub szczelinowych np. *Asplenietea rupestris*, *Caricii-Festucetum*, lub *Carici-Festucetum supinae*. Litosole jako gleby funkcjonują również przy współudziale roślinności poduszkowej np. *Saxifraga baumgartenii*. Rędziny inicjalne skaliste, ze względu na zasobność i dostępność składników pokarmowych tworzą żyźniejsze siedliska m.in. dla *Drabo-Artemisietum*, *Cerastio latifolii-Papavere-tum tatricii*, *Salicetum retuso-reticulatae*. Gleby inicjalne skaliste, zarówno litosole jak i rędziny skaliste, należą do grupy utworów mało stabilnych, łatwo ulegających zniszczeniu przez większe ulewę, lawiny śnieżne czy też w okresach suszy przez wiatr.

Gleby inicjalne skaliste, zarówno litosole jak i rędziny skaliste zajmują największe powierzchnie piętra wysokogórskiego w Tatrach Wysokich i w Tatrach Zachodnich. Mniejsze powierzchnie tych utworów (litosoli) występują w Karpatach Fliszowych m.in. w partiach szczytowych Babiej Góry (grzbiet między Sokolicą a Diablakiem), w Bieszczadach Wysokich m.in. na wychodniach skalnych Połoniny Wetlińskiej i Połoniny Caryńskiej, na Tarnicy oraz na grzbiecie Krze-

mienia. W Gorganach gleby inicjalne skaliste spotykane są m.in. w partiach grzbietowych Sywuli, Łopusznej, Ihrowyszczy. W Czarnohorze największe powierzchnie gleb inicjalnych skalistych występują na żebach Szpyci i Kozłów, oraz na niewielkich powierzchniach wychodni skalnych głównego grzbietu, np. na Turkule, Pożyżewskiej lub na Breskule. Większe powierzchnie tych utworów spotykane są w kotłach polodowcowych m.in. pod Howerlą (Skiba 2002; Skiba i in. 1998; 2005).

Gleby inicjalne rumoszowe (*Regosols*) są utworami biologicznie głębszymi od gleb inicjalnych skalistych i dlatego zasiedlane są przez roślinność o głębszym systemie korzeniowym, np. borówki, kosodrzewinę a w niższych położeniach także przez zbiorowiska leśne. Regosole zarówno **bezwęglanowe (*Dystric Regosols*)**, jak i **węglanowe (*Calcaric Regosols*)** w Tatrach występują powszechnie u podnóży stoków i ścian skalnych, na pokrywach usypiskowych, na rumowiskach skalnych i piarzyskach oraz na pokrywach morenowych. Występują również na reliktowych lodowcach gruzowych wypełniających lokalnie dna niektórych cyrków lodowcowych (Skiba 2002). W Gorganach, powyżej górnej granicy lasu, występują charakterystyczne, plejstoceńskie rumowiska (złomiska) piaskowcowe, nie zawsze wypełnione ziemistą masą glebową. Przeciętne rozmiary bloków skalnych (gorganów) występujących tam wynoszą ok. 40–70 cm, chociaż występują również gorgany kilkumetrowe. Bieszczadzkie rumowiska podstokowe są także pochodzenia plejstoceńskiego i noszą nazwę grechotów. Występują one zazwyczaj pasowo, tworząc formy girlandowe poniżej grzbietów skalnych Połonin Caryńskiej i Wetlińskiej oraz pod grzbietem Krzemienia (Skiba i in. 1998).

Regosole, jak już wspomniano, nie są w całości wypełnione częściami ziemistymi. Zazwyczaj masę glebową stanowi kwaśna materia organiczna typu mor/moder rzadziej mull. Miąższość tych utworów jest bardzo zróżnicowana; od utworów płytkich (0–50 cm) po głębokie (ponad 2 m), a wynika to z genezy i rozwoju górskich pokryw gruzowych. Właściwości chemiczne tych utworów zależą od masy glebowej wypełniającej rumowisko skalne, a także od właściwości i cech petrograficznych okruchów skalnych. Gleby te są z reguły kwaśne, a pH części próchniczno-ziemistych waha się w granicach 3,0–4,0. Utwory takie zaliczane są do **regosoli dystroficznych (*Dystric Regosols*)** (Skiba 1998). W Tatrach, na Babiej Górze, w Czarnohorze i częściowo w Gorganach utwory takie porastane są zazwyczaj kosodrzewiną *Pinetum mughi* z udziałem ziołorośli np. *Oxyrio dyginae-Saxifragetum carpaticeae*, *Salicetum retuso-reticulatae*, *Luzuletum alpino-pilosae*. W Bieszczadach (Skiba i Winnicki 1995), płaty grechotów (*Dystric Regosols*) porastane są przez borówczyska z różą alpejską *Vaccinietum myrtilli rosetosum pendulinae*. Tylko nieliczne płaty regosoli wzbogacane są w składniki alkaliczne przez krążące wody śródpokrywowe i skalne, dlatego wykazują odczyn mniej kwaśny, a nawet obojętny (pH 5,5–6,5) i zaliczane są do **regosoli eutroficznych (*Eutric Regosols*)**. Regosole eutroficzne, czyli utwory rumowiskowe wzbogacone

w składniki alkaliczne (*Eutric Regosols*), stanowią siedliska dla zbiorowisk zaroślowych, np. *Pulmonario-Alnetum viridis*, jak to jest w Bieszczadach oraz w Czarnohorze (Skiba i in. 2005).

Fliszowe regosole eutroficzne występujące w ekotonie górnej granicy lasu są również charakterystycznym siedliskiem dla jaworzyny górskiej z jęczmikiem zwyczajnym (*Phyllitido-Aceretum*).

Regosole węglanowe jako rędziny rumoszowe (*Rendzi-Calcaric Regosols*) występują w Tatrach Bielskich, w Tatrach Zachodnich, np. w masywach Czerwonych Wierchów, Giewontu oraz Kominiarskiego Wierchu, na Bobrowcu i Osobitej. Utwory te, podobnie jak regosole dystroficzne, wypełniane są kwaśnymi butwinami powstającymi z igliwia kosodrzewiny, są również słabo wypełnione częściami ziemistymi, które bywają odprowadzane z grubookruchowych pokryw przez wody roztopowe i deszczowe. Przykładem takich gleb w Tatrach są m.in. węglanowe regosole grubookruchowe obrywu skalnego Wantule (Skiba 2002).

Reliktowe **gleby kriogeniczne** (*Cryosols*) najlepiej wykształcone są w Tatrach. Reprezentują one tzw. zmarłe formy plejstoceńskiego reliefu peryglacialnego (Jahn 1970). Współcześnie są to utwory nieaktywne mrozowo z braku wieloletniej zmarzliny. Pozostałością działalności procesów mrozowych są dobrze ukształtowane poligonalne pierścienie gruzowe. Profil glebowy w obrębie pierścieni gruzowych jest dość dobrze zróżnicowany na poziomy genetyczne – *O-E-Bhf-Bs/C-R*, a to wskazuje na brak wyraźnej aktywności procesów mrozowych. W glebach kriogenicznych, gdzie występuje wieloletnia zmarzlina, profil glebowy tworzących się tam gleb nie wykazuje zróżnicowania barwnego na poziomy wietrzeniowe. Aktywne ruchy mrozowego sortowania zwietrzeliny zacierają zróżnicowanie na poziomy genetyczne (Kimble 2004; Skiba i in. 2002). Właściwości poziomów *albic* i *spodic* tatrzańskich gleb poligonalnych wskazują na intensywny proces bielcowania (Oleksynowa i Skiba 1976; Skiba M. i Skiba S. 2005), chociaż w głębszych poziomach zachowały się zapewne mikrostruktury gleb kriogenicznych.

Gleby słabo ukształtowane (rankery, rędziny) strefy wysokogórskiej Karpat, jak już wspomniano, wykazują cechy górskiego chłodnego i wilgotnego klimatu. We wszystkich tych glebach obserwuje się dobrze wykształcony poziom organiczny (O) typu mor/moder lub moder alpejski, mierzący ponad 10 cm (Ryc. 2). Zawartość materii organicznej waha się w granicach 20–40%, a odczyn jej jest zwykle kwaśny (pH 3,5–4,5), bez względu na podłoże skalne, czyli podobnie w rankerach, jak i w rędzinach (Tab. 1). Obserwuje się tam materię organiczną słabo rozłożoną, a spowolnienie jej rozkładu powodowane jest m.in. chłodnymi i wilgotnymi warunkami klimatycznymi (Drewnik 2006). Jest to cecha charakterystyczna dla wszystkich gleb obszarów górskich (Skiba i in. 2003), opisywana także w podręcznikach do geografii gleb (np. Bednarek i Prusinkiewicz 1997).

Tabela 1. Rankery butwinowe i rędziny butwinowe (* Skiba 1995; ** Skiba i in. 2005).**Table 1.** Umbric Leptosols and Rendzi-Umbric Leptosols (* Skiba 1995; ** Skiba et al. 2005)

Głębokość (cm)
Depth in cm

Poziom
Horizon

Barwa
Colour

Szkielet
Clasts

Uziarnienie
Texture

pH H₂O

Materia org. %
Organic matter %

C/N

Tatry – Hala Gąsienicowa / <i>Tatra Mts., Hala Gąsienicowa</i> *							
0-3	Ol	igliwie	-	-	3,9	-	-
3-5	Ofh	7.5YR 2/3	-	-	3,9	40,5	29
5-10	Oh	5YR 1.7/1	20	-	3,4	38,5	29
10-14	AE	5YR 4/1	40	LS	3,6	10,1	18
14-30	Bhf/C	5YR 5/6	60	LS	3,9	6,7	20
pon. 30	C(R)	granit / <i>granite</i>					
Tatry – Kominiarski Wierch / <i>Tatra Mts</i> *							
0-2	Ol	igliwie	-	-	3,9	69,1	29
2-20	Ofh	7.5YR 2/3	-	-	3,6	15,9	23
20-25	Oh/C	10YR 2/1	25	L	5,3	10,0	21
>25	A/C	10YR 4/1	70	L	7,8	4,4	18
	C(R)	wapień / <i>limestone</i>					
Babia Góra – Diablak / <i>Babia Góra – Diablak</i> *							
0-6	Olh	5YR 2/2	-	-	4,0	60,1	28
6-25	Oh	10YR 2/1	-	-	3,9	38,4	25
25-30	AE	10YR 4/1	40	SL	4,0	15,6	25
30-60	Bhfe/C	7.5YR 4/4	60	SL	4,0	7,1	20
pon. 60	R	piaskowiec / <i>sandstone</i>					
Bieszczady – Krzemień / <i>Bieszczady Mts. – Krzemień</i> *							
0-4	Of	5YR 3/4	-	-	3,8	43,3	22
4-18	Ofh	5YR 2.5/2	25	SL	3,9	41,8	20
18-38	A/C	7.5YR 3/2	60	SL	4,0	17,4	20
pon. 38	R	piaskowiec / <i>sandstone</i>					
Czarnohora – Pożyżewska **							
0-7	Ofh	7.5YR 3/3	10	-	3,6	38,5	20
7-25	Oh	7.5YR 3/1	30	SL	3,8	12,4	19
25-40	A/C	7.5YR 5/5	70	SL	4,2	5,5	16
pon. 40	R	piaskowiec / <i>sandstone</i>					

LS – loamy sand (piasek gliniasty); L – loam (głina); SL – sandy loam (głina piaszczysta)

Rankery (Leptosols), czyli gleby słabo ukształtowane, wytworzone na skałach bezwęglanowych, w Karpatach należą również do utworów płytkich i szkieletowych. Są one jednak głębsze od gleb inicjalnych. Ich profil mierzy ok. 30 cm, a niekiedy miąższość rankerów karpackich przekracza 50 cm. Cechą charakterystyczną tych gleb, oprócz niewielkiej głębokości, jest duży udział wietrzeniowych okruchów skalnych (ponad 50%) w masie glebowej. W morfologii profilu glebowego rankerów obserwuje się jednak słabo wykształcone poziomy genetyczne (diagnostyczne), które pozwalają na dodatkowy podział tych gleb.

W omawianej części Karpat, czyli w strefie wysokogórskiej, występują następujące podtypy rankerów: typowe, butwinowe, bielcowane, brunatne.

Rankery typowe (Haplic Leptosols) należą do utworów płytkich (do 30 cm), posiadających jednak wykształcony poziom próchniczny (*O/A*), miąższości około 5–10 cm, leżący na zwietrzelinie skalnej zawierającej ponad 50% zwietrzelinowych okruchów skalnych (*C*). Gleby te występują pod murawami alpejskimi lub połoninowymi zbiorowiskami trawiastymi, zazwyczaj na stromych stokach i zapewne podlegają sekularnym procesom „odmładzania” profilu glebowego.

Rankery butwinowe (*tangel rankery* – Umbric Leptosols), należą do najbardziej typowych gleb wysokich położen, zarówno w Tatrach, jak i na Babiej Górze, dla połonin Karpat Wschodnich w tym także dla połonin bieszczadzkich. W Tatrach i na Babiej Górze oraz w Karpatach Wschodnich (Bieszczady, Gorgany, Czarnohora) rankery butwinowe występują w grzbietowych położeniach pod borówczyskami lub pod kosodrzewiną (Tab. 1). Poziom organiczny (*Ofh*) jest dobrze wykształcony i mierzy zazwyczaj około 10 cm, chociaż bywają przypadki, kiedy mierzy ponad 20 cm. Zawartość materii organicznej w tym poziomie jest wyższa od 20%, a stosunek węgla do azotu przekracza 15 (średnio ok. 20). Oznacza to niepełną humifikację substancji organicznej, która wynika z opisywanych już wcześniej warunków środowiska górskiego (Skiba i in. 1998; 2003; Drewnik 2006).

Rankery bielcowane (Podzolic Leptosols) występują głównie w Tatrach, na zwietrzelinach granitoidów lub gnejsów, które warunkują piaszczysto-gliniaste uziarnienie, a tym samym przepuszczalne, które sprzyja migracji kwasów humusowych (fulwowych) przyspieszających proces bielcowania. Niewielkie powierzchnie tych gleb spotkać można w Karpatach Fliszowych np. w szczytowych partiach Babiej Góry, niekiedy także w Czarnohorze.

Rankery brunatne (Cambic Leptosols), częściej występują w Karpatach Fliszowych, dzięki gliniastemu uziarnieniu, sprzyjającemu wietrzeniu chemicznemu, bez większych możliwości odprowadzania produktów tego wietrzenia. Gleby te są powszechne w paśmie połonin Bieszczadów, w Gorganach i w Czarnohorze.

Rędziny (Rendzic Leptosols), jako gleby wytworzone na zwietrzelinach wapieni i dolomitów różnych formacji geologicznych, w omawianym obszarze Karpat występują tylko w strefie wysokogórskiej Tatr węglanowych, np. w Tatrach Bielskich, w masywie Czerwonych. Wykazują one jednak odmienne cechy i właściwości od rędzin obszarów wyżynnych.

Cechą charakterystyczną rędzin tatrzańskich jest zarówno płytki profil glebowy, jak i stopień humifikacji materii organicznej. W systematyce gleb Polski gleby te zaliczano do grupy rędzin górskich, co miało podkreślić ich odmienność od rędzin wyżynnych. Tą cechą odróżniającą jest ilość materii organicznej w różnym stadium humifikacji, jej kwaśny odczyn, a wszystko to wiąże się, jak już wspomniano, z warunkami klimatycznymi i rodzajem obumarłych resztek roślinnych.

Do najbardziej typowych rędzin wysokogórskiej części Tatr węglanowych zaliczyć należy **rędziny próchniczne** (*Rendzi-Humic Leptosol*) i **rędziny butwinowe** – tangel rędziny (*Rendzi-Umbic Leptosols*). Ich geneza, właściwości oraz funkcjonowanie są podobne do rankerów butwinowych – tangel-rakerów lub rankerów typowych. Podobieństwo to oznacza ich wspólne klimatogeniczne pochodzenie odkładającej się materii organicznej. Skład połączeń humusowych w poziomach Ofh zarówno w tangel-rankerach jak i w tangel-rędzinach jest zbliżony. Dominują mobilne kwasy fulwowe, które są odpowiedzialne za niski odczyn poziomów ektohumusowych (Ofh, Oh) (Skiba i in. 2003).

Naturalne i antropogeniczne zagrożenia pokrywy glebowej strefy wysokogórskiej Karpat

Naturalne zagrożenia dla pokrywy glebowej powyżej górnej granicy lasu wynikają zazwyczaj z natężenia procesów geomorfologicznych zachodzących w tym obszarze. Obserwuje się tam największe natężenie gwałtownych ruchów masowych, jakimi są spływy gruzowe, obrywy skalne, grawitacyjne spełzanie pokryw wietrzeniowych, procesy deflacji, czy też niszczenie i przemieszczanie pokryw przez lawiny śnieżne (Kotarba 2002). Efektem tych procesów jest niepełna i niekiedy fragmentaryczna (ażurowa) pokrywa glebowa, która, jak już wspomniano, jest charakterystycznym elementem obszarów wysokogórskich.

Innym przykładem przemian w pokrywie glebowej są czynniki związane z gospodarczą (pasterską) lub turystyczną działalnością człowieka. Przykładem takich przemian degradacyjnych są obszary niektórych polan pasterskich, gdzie w wyniku nadmiernego wypasu występują płyty erozyjnie zdeformowanych gleb.

Na niewielkich obszarowo powierzchniach dużą rolę w niszczeniu pokrywy glebowej przypisać należy także wzmożonemu ruchowi turystycznemu. Obszar kopuły szczytowej Kasprowego Wierchu lub ścieżka na Beskid w Tatrach ilustrują zniszczenia zarówno gleb, jak i roślinności. Podobne problemy obserwuje się w Karpatach Fliszowych, np. na Babiej Górze, w tzw. gnieździe Tarnicy w Bieszczadach (Prędko 2004), czy też na Howerli w Czarnohorze.

Zagrożenia chemiczne w Karpatach wynikają z odległości od zlokalizowanych tam centrów przemysłowych. Największe zagrożenia występują w Beskidach

Zachodnich, np. w Beskidzie Śląskim, zaś w pozostałej części Karpat nie obserwuje się znaczących przekroczeń stężeń pierwiastków śladowych. Badania nad zawartością gamma radionuklidów w glebach Tatr i Czarnohory po wybuchu reaktora elektrowni jądrowej w Czarnobylu nie wykazują podwyższonych stężeń tych składników w glebach (Skiba i in. 2005).

Podsumowanie i wnioski

W Karpatach, podobnie jak i w innych systemach górskich, występowanie strefy wysokogórskiej związane jest z wysokością bezwzględną poszczególnych pasm górskich, z ich rzeźbą polodowcową oraz występowaniem tam górnej granicy lasu. W masywie Karpat strefa wysokogórska najlepiej wykształcona jest w Tatrach, w Czarnohorze, w Górach Rodniańskich, w Górach Fogaraskich (Kon-dracki 1989). Do strefy wysokogórskiej zaliczany jest także obszar powyżej górnej granicy lasu w masywie Babiej Góry i niektóre partie połoninowe Bieszczadów oraz Gorganów. Przedstawiona w opracowaniu specyfika funkcjonowania pokrywy glebowej w strefie wysokogórskiej wybranych pasm karpackich pozwala na następujące uogólnienia:

1. Wytworzona tam pokrywa glebowa w swojej strukturze nawiązuje do podłoża geologicznego, a szczególnie do wcześniejszych i współczesnych procesów morfogenetycznych oraz do warunków klimatycznych i powiązanej z nimi roślinności.
2. Fragmentaryczność (ażurowość) pokrywy glebowej powyżej górnej granicy lasu wynika z występujących tam intensywnych procesów morfogenetycznych.
3. Warunki klimatyczne i zbiorowiska roślinne determinują formowanie miąższach i kwaśnych poziomów ektohumusowych, bez względu na podłoże skalne.
4. Przemiany zachodzące w geoekosystemie wysokogórskim mają w dużej mierze charakter naturalnych procesów. Przemiany antropogeniczne dotyczą zazwyczaj obszarów wzmożonej działalności gospodarczej i turystycznej.

Literatura

- Bednarek R., Prusinkiewicz Z. 1997. *Geografia Gleb*. Wyd. PWN. Warszawa, 288 ss.
- Birkeland P.W. 1999. *Soils and Geomorphology*. Oxford Univ. Press., 429 pp.
- Drewnik M. 2006. The effect of environmental conditions on the decomposition rate of cellulose in mountain soils. *Geoderma* 132: 116–130.
- Jahn A. 1970. *Zagadnienia strefy peryglacjalnej*. Wyd. PWN. Warszawa, 202 ss.
- Kimble J. M. 2004 (Ed.). *Cryosols*. Springer, 726 pp.
- Komornicki T., Skiba S. 1996. *Gleby*. W: *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*. Kraków – Zakopane, s.: 215–226.
- Kondracki J. 1989. *Karpaty*. Wyd. Szkolne i Pedagogiczne. Warszawa, 262 ss.
- Kotarba A. 2002. Współczesne przemiany przyrody nieożywionej w Tatrzańskim Parku Narodowym. W: *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*. TPN–PTPNoZ. Kraków – Zakopane, s.: 13–19.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K. 1987. High-mountain denudation system of the Polish Tatra Mountains. *Geographical Studies*. Spec. Issue 3: 1–106.
- Kotarba A., Starkel L. 1972. Holocene morphogenetic altitudinal zones in the Carpathians. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica* 6: 21–35.
- Oleksynowa K., Skiba S. 1976. Geochemical characterization of a polygonal soils on the flattening of Krzyżne pass in the Tatra Mts. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.* 10: 27–47.
- Prędkie R. 2004. Le suivi de la dégradation des sols dans la zone des itinéraires touristiques: l'exemple du Parc National des Bieszczady. *Prace Geograficzne. IGiGP UJ*. 113: 61–72.
- Skiba S. 2002. Mapa gleb Tatrzańskiego Parku Narodowego. W: *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*. TPN–PTPNoZ. Kraków – Zakopane, ss.: 21–26 + mapa.
- Skiba S. 1995. *Pokrywa Glebowa* W: J. Warszńska (red.). *Karpaty Polskie*. Wyd. Uniwersytet Jagielloński, s.: 69–76.
- Skiba S., Drewnik M., Drozd J. 1997. Characteristics of the organic matter of ectohumus horizons in the soils of different mountain regions in Poland. In: (eds.) J. Drozd, S. Gonet, N. Senesi, J. Weber. *The role of humic substances in the ecosystems and in environmental protection*. IHSS, pp.: 497–505.
- Skiba S., Drewnik M., Prędkie R., Szmuc R. 1998. *Gleby Bieszczadzkiego Parku Narodowego*. Monografie Bieszczadzkie 2, 88 ss+ mapa.
- Skiba S., Drewnik M., Szmuc R., Mazurek R. 2004. Les conditions pedogenetiques d'humifération des sols dans le regions montagneuses (Le cas des Carpates (Pologne) et du Massif Central (France)) *Prace Geogr.* 113: 53–60.
- Skiba S., Kubica B., Skiba M., Stobiński M. 2005. Content of the gamma radionuclides of the ¹³⁷Cs and ⁴⁰K in the soils of Tatra Mts. (Poland) and Chernokhora Mts. (Ukraine). *Pol. Journ. of Soil Sci.*, vol. 38(2):119–126.
- Skiba M., Skiba S. 2005. Chemical and mineralogical index of podzolisation of the granite regolith soils. *Pol. Journ. of Soil Sci.*, vol. 38(2): 153–161.
- Skiba S., Skiba M., Pozniak S. 2005. Gleby północno-zachodniej części Czarnohory, Karpaty Wschodnie (Ukraina). *Roczniki Bieszczadzkie* 13: 311–324.
- Skiba S., Winnicki T. 1995. Gleby zbiorowisk roślinnych bieszczadzskich połonin. *Roczniki Bieszczadzkie* 4: 97–109.

Summary

Similarly to other mountain systems the distribution of alpine zone in the Carpathians is connected to the altitude of the mountain ranges, their glacial relief, and the occurrence of the upper timber line. Characteristics of the soil cover in the alpine zone of the Carpathians on the examples of the Tatra Mts., Babia Góra Mt., Bieszczady Mts., Gorgany Mts. and Chernokhora Mts. (Fig. 1) are given. Soil cover of the alpine zone is strictly connected to the regolith as well as to the past and contemporary morphogenetic processes, the climatic conditions, and the climate-derived vegetation. Fragmentary character of the soil cover above upper timber line is a result of the intense geomorphological processes occurring on the mountain slopes (Fig. 2–3). Climatic conditions together with vegetation determine the formation of the deep and acidic ectohumus horizons in the soils both on carbonateless rocks and on limestones and dolomites (Table 1). Changes and threats to the soil cover that occur in the described mountain ranges are mainly natural processes resulting from the functioning of the alpine geo-ecosystem. Anthropogenic changes can be observed in the regions of more intense economical and tourist activities.