

CEZARY KABAŁA, ADAM BOGACZ, JAROSŁAW WAROSZEWSKI,  
SYLWIA OCHYRA

## WPŁYW POKRYW STOKOWYCH NA MORFOLOGIĘ I WŁAŚCIWOŚCI BIELIC SUBALPEJSKIEGO PIĘTRA KARKONOSZY

### INFLUENCE OF SLOPE COVER-BEDS STRUCTURE ON THE MORPHOLOGY AND PROPERTIES OF PODZOLS IN SUBALPINE ZONE OF THE KARKONOSZE MTS.

Instytut Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu

*Abstract:* Although the origin of Podzols in the Karkonosze Mountains is favored by the kind of parent materials, cool and humid climate, and the occurrence of coniferous forests, the intensity and depth of podzolization are often not correlated with present combination of climate, geomorphology and plant cover. The aim of our investigation was to determine the regularity in the morphology of Podzols developed in subalpine zone, including the thickness of an eluvial E horizon and the depth of an illuvial B horizon occurrence within a soil profile. Soil selected to preliminary investigation are situated at 1260–1430 m a.s.l. Lithological discontinuities that occurred in all analyzed soils, manifested in abrupt textural changes, the organization of coarse rock fragments, as well as in changes in mineralogy of coarse sand and skeleton grains. Two-three layers of lithological-pedogenic transformation were therefore distinguished in all profiles under study. The thickness of an eluvial horizon was determined by the thickness of periglacial “upper transformation layer”. This superficial layer is 6–8 up to 40 cm thick, has a texture of coarse loamy sand or rubble-sandy, and involves eluviation features nearly in its entire volume. The upper limit of the lower layer of periglacial weathering and/or solifluction determines the depth of the illuvial accumulation of humus and iron/aluminium. Textural and structural features of “cover-beds” decide therefore on their transformation into albic and spodic horizons in a course of podzolization.

*Słowa kluczowe:* pokrywy stokowe, bielice, poziom eluwalny, poziom iluwalny, morfologia gleb.  
*Key words:* cover-beds, Podzols, eluvial horizon, illuvial horizon, soil morphology.

### WSTĘP

Powstawaniu bielic w Karkonoszach sprzyja rodzaj dominującej skały macierzystej (kwaśne zwietrzliny granitów i łupków łyszczykowych), chłodny i wilgotny klimat oraz zbiorowiska leśne z dominacją gatunków iglastych [Szerszeń 1974]. Bielice i glejbielice są więc szeroko rozpowszechnione, szczególnie w wyższych partiach Karkonoszy [Borkowski i in. 2005]. Jednak intensywność oraz głębokość zbielicowania gleb często

nie są skorelowane ze współczesnym układem czynników klimatycznych, morfologicznych i biotycznych [Kabała 2005]. Ponadto zastanawia niewielka głębokość zbielicowania większości gleb, które niemal przez cały okres holocenu znajdują się w warunkach wybitnie sprzyjających temu procesowi.

Na tle tradycyjnego wyobrażenia o wpływie czynnika topograficznego na formowanie się bielicy w katenie stokowej [m.in. Seibert i in. 2007] coraz lepiej udokumentowane są koncepcje akcentujące związki między litologią i właściwościami pokryw stokowych a budową profilu glebowego [Kleber 1997; Mailander, Veit 2001]. Również w koncepcji bocznego bielicowania [Sommer i in. 2000, 2001] preferencyjny śródpokrywowy ruch wód stokowych wiąże się przeważnie z litogenicznym zróżnicowaniem zwięzłości i przepuszczalności warstw peryglacjalnych na stoku.

W Polsce nie słabnie zainteresowanie pokrywami stokowymi wytworzonymi w warunkach peryglacjalnych [Chmal, Traczyk 1998; Kowalkowski, Ludwikowska 1993; Kowalkowski 1998; Pawelec 2004; Traczyk 1995], również w kontekście ich specyfiki jako skały macierzystej gleb [Kacprzak 2003; Kacprzak, Derkowski 2007]. Zdaniem Kowalkowskiego [2004] związek między właściwościami serii warstw przekształconych peryglacjalnie a tworzącymi się z nich poziomami genetycznymi pedonu glebowego jest tak silny, że celowe jest używanie pojęcia „glebopokryw”. Obserwacje poczynione w ostatnich latach w Sudetach potwierdzają, że morfologia profilu bielicy jest w dużym stopniu determinowana przez strukturę pokryw stokowych [Kabała 2004; Kabała, Haase 2004; Kowalkowski, Degórski 2005].

Celem podjętych badań było określenie prawidłowości w budowie morfologicznej bielicy subalpejskiego piętra Karkonoszy, w tym szczególnie ocena wpływu zróżnicowania cech teksturalnych pokryw stokowych na miąższość poziomu eluwialnego oraz głębokość występowania poziomu iluwialnego tych gleb.

## OBIEKTY I METODYKA BADAŃ

Badania prowadzono w Karkonoszach, w zachodniej części Równi pod Śnieżką, na wysokości 1410–1430 m n.p.m. oraz na Kowarskim Grzbiecie, na wysokości około 1260 m n.p.m., na wierzchołkach grzbietowych o nachyleniu do 5°. W pracy przedstawiono charakterystyki dwóch typowych profili glebowych wytworzonych ze zwietrzelin granitu (profile K1 i K2 z Równi) oraz jednego wytworzonego ze zwietrzelin gnejsów (profil K3 z Kowarskiego Grzbietu). Analizowano cechy teksturalne substratu glebowego, w tym szczególnie rodzaj, wielkość, stopień zwietrzenia oraz ułożenie odłamków skalnych, a także strukturę i układ (masywność) substratu na tle cech morfologicznych genetycznych poziomów glebowych (m.in. miąższości, barwy, oglejenia, pedogenicznego nagromadzenia związków żelaza i próchnicy itd.). W próbkach glebowych pobranych z poszczególnych poziomów genetycznych oznaczono: uziarnienie (szkieletowość i zawartość frakcji piaskowych metodą sitową, udział frakcji pyłowych i ilowych metodą areometryczną po mechanicznej dyspersji próbek z dodatkiem heksa-metafosforanu sodu i węglanu sodu), pH w wodzie destylowanej i 1 M KCl (potencjometrycznie), zawartość węgla organicznego (metodą Tiurina), stratę żarową w próbkach organicznych, sumę kationów zasadowych (po ekstrakcji 1 M octanem amonu o pH=7), kwasowość wymienną (metodą Sokołowa, po ekstrakcji 1 M KCl), zawartość tzw. wolnego – tlenkowego żelaza ( $Fe_d$ ) i glinu ( $Al_d$ ) – metodą Jacksona (CDB) oraz tzw. amorficznego żelaza ( $Fe_o$ ) i glinu ( $Al_o$ ) – metodą Tamma w modyfikacji Schwertmanna. Zawartość pierwiastków metalicznych w uzyskanych wyciągach oznaczono techniką AAS.

Profil K1. Równia pod Śnieżką, rejon Smogorni, wystawa SE, nachylenie ok. 50°; mikrorelief thufurowy; wys. 1430 m n.p.m.; skała macierzysta: zwietrzelina granitu równoziarnistego; roślinność: *Carici rigidae-Nardetum*

Odf	7–3 cm	darniowy "wojłok" słabo rozłożony, włóknisto-gąbczasty, silnie przerośnięty korzeniami traw, przejście wyraźne
Oh	3–0	czarna (7,5YR 2,5/1) silnie rozłożona butwina, w obniżeniach torfiasta, struktura mazista, przejście wyraźne
AhE	0–2	szarobrunatny (7,5YR 4/1) silnie próchniczny pył piaszczysty z niewielką domieszką (<5%) wybielonych ostrokrawędzistych odłamków drobnego żwiru; przejście wyraźne
Ees	2–6	jasnoszary (7,5YR 7/1) gruboziarnisty piasek gliniasty, ostrokrawędzisty, szkieletowaty (>30%); w szkielecie dominuje drobny gruz (żwir); struktura ziarnista drobna i nietrwała, układ luźny; słabo przerośnięty korzeniami; słabe oglejenie plamiste; przejście wyraźne; na styku poziomów E i Bh występują płasko ułożone ostrokrawędziste płytkowe odłamki granitu
Bh	6–12 (16)	brunatnoczarny (7,5YR 2,5/1) gruboziarnisty piasek gliniasty szkieletowaty (ok. 30%), struktura części ziemistych angularna trwała, układ zwięzły; miąższość poziomu największa w środku wzniesienia (thurufu); przejście dość wyraźne
Bs	12–26	ciemnobrunatna (7,5YR 3/4) glina piaszczysta silnie szkieletowata (>50% drobno żwirowych, ostrokrawędzistych odłamków granitu), brak głazów i grubego gruzu; struktura angularna średniogrubą, trwała; układ zbity; otoczki żelaziste na powierzchni agregatów i odłamków granitu; przejście stopniowe
BsC	26–38	brunatna (7,5YR 4/4) glina piaszczysta silnie szkieletowata (>40% ostrokrawędzistych odłamków granitu), brak grubego gruzu; struktura angularna średnia, układ zwięzły; przejście dość wyraźne
C	38–65	żółto-brunatna (10YR 5/5) glina piaszczysta silnie szkieletowata (~60% ostrokrawędzistych odłamków granitu), brak grubego gruzu; struktura angularna lub płytkowa trwała; układ zbity; przejście dość wyraźne
CR	65+	głina lekka (wyraźnie pylasta) w szczelinach między płytami granitu

## WYNIKI I DYSKUSJA

Wszystkie analizowane profile wykazują wewnętrzne zróżnicowanie granulometryczne przejawiające się w szczególności nieregularną zawartością frakcji szkieletowych i ziemistych w profilu glebowym.

W profilu K1 zaznacza się wyraźna granica między słabo zwietrziałym granitem podłoża i leżącą ponad nim zwietrzeliną (rys. 1), niemal całkowicie pozbawioną grubszego szkieletu wskutek segregacji mrozowej (w warunkach peryglacjalnych). Struktura masy glebowej jest w tej warstwie płytkowa a układ (tekstura) zbity, co jest interpretowane jako skutek działania (w warunkach peryglacjalnych) silnych ciśnień podczas okresowego rozwoju dwóch frontów zamarzania, zmarzlinowego od spodu i mrozowego od powierzchni [Kowalkowski, Degórski 2005]. W stropie tej warstwy zaznacza się kolejna nieciągłość substratu mineralnego polegająca na zmniejszeniu się zawartości pyłu i zwiększeniu udziału piasku. Nieciągłość podkreślona jest przez liczne zgodnie ułożone płaskie odłamki granitu. Kilku- do kilkunastocentymetrowej miąższości poziom powierzchniowy, o uziarnieniu gruboziarnistego piasku gliniastego jest od powierzchni niemal bezstrukturalny i dopiero w płytkim iluwium próchnicznym (Bh) jego struktura zmienia się w dość trwałą subangularną i angularną, ale nie płytkową. We frakcji piasku grubego wyraźnie w tej warstwie dominuje kwarc (70–80%), podczas gdy w poziomach głębszych (Bs, BsC) udział kwarcu i odłamków (konglomeratów) kwarcowo-skaleniovych wyrównuje się.

Profil K2. Równia pod Śnieżką, rejon Srebrnego Uplazu; teren niemal płaski u podnóża łagodnego stoku, skraj torfowiska; wys. 1410 m n.p.m.; skała macierzysta: zwietrzelina granitu równoziarnistego

Otw	0-15 cm	włknisto-gąbczasty torf wysoki, brunatny (2,5YR 3/3); stopień rozkładu (przeciętnie) H4-5; silnie uwilgotniony; przejście wyraźne
Otp	15-23	torf przejściowy, czarny (2,5YR 2,5/1); stopień rozkładu (przeciętnie) H6; silnie uwilgotniony; przejście ostre
Besg	23-27	szary (7,5YR 6/2) gruboziarnisty piasek słabogliniasty, słabo szkieletowaty (~15%); w szkielecie dominuje drobny gruz (żwir) kwarcowy; struktura subangularna drobna, nietrwała; układ luźny; silnie uwilgotniony; oglejenie strefowe, brak wytrąceń Fe-Mn; przejście wyraźne
Bhg	27-32	ciemnobrunatna (7,5YR 3/3) gruboziarnista glina piaszczysta, słabo szkieletowata (<10%), w szkielecie dominuje drobny gruz kwarcowo-skaleniowy; struktura subangularna średnia, trwała; układ zwięzły; silnie uwilgotniony; oglejenie strefowe; przejście wyraźne
Box	~32 cm	ciągła, scementowana warstewka żelazista o grubości 2–5 mm, w górnej części czarna, w dolnej brunatno-rdzawa; nieprzepuszczalna dla wody i korzeni roślin; lokalnie zapada się w głąb poziomu Bhs
Bhs	32-40	brunatna (7,5YR 4/3) glina piaszczysta, średnio szkieletowata (~20%), w szkielecie gruby i drobny gruz granitowy; struktura angularna trwała; układ zwięzły; liczne otoczki żelaziste na powierzchniach agregatów i odłamków skały; uwilgotnienie świeże, brak oglejenia; przejście stopniowe
BsC	40-70	żółtobrunatna (10YR 5/5) glina piaszczysta średnio szkieletowata (~25%), w szkielecie wyłącznie drobny gruz granitowy, ułożony bezładnie; struktura angularna gruba, trwała; układ zbity; dość liczne otoczki żelaziste na powierzchniach agregatów; uwilgotnienie świeże, brak oglejenia

Wyraźna nieciągłość składu granulometrycznego zaznacza się również w profilu K2, gdzie poziom powierzchniowy, o uziarnieniu gruboziarnistego piasku słabogliniastego, słabo pylastego i słabo szkieletowego, zalega ponad gliną piaszczystą, silnie pylastą i wyraźnie silniej szkieletową (rys. 1, tab. 1). Podobnie jak w profilu K1, frakcja piasku grubego w poziomie powierzchniowym zbudowana jest z odłamków czystego kwarcu (ok. 80%) i skaleni (13%), natomiast w poziomach głębszych (Bs, BsC) wyraźnie rośnie udział fragmentów kwarcowo-skaleniowych, które są pierwotnym produktem fizycznego wietrzenia granitu. Struktura masy glebowej w piaszczystym poziomie A jest nietrwała, subangularna, a układ luźny, natomiast poziomy głębsze mają strukturę angularną trwałą, a układ zwięzły, poniżej 40 cm nawet zbity.

Geneza piaszczystej (lub piaszczysto-pylastej) warstwy powierzchniowej nie jest jednoznacznie ustalona, ale niektórzy badacze polscy i czescy wyrażają pogląd, że holocenijskie wietrzenie chemiczne i bielicowanie jedynie uwypuklają jej pierwotną odmienność litologiczną. Zdaniem Kowalkowskiego [2004] w tworzeniu warstwy pokrywowej, oprócz procesów mrozowych, większą rolę mogą też odgrywać zjawiska eoliczne. Kocianova i Stursova [2002] wskazują z kolei na sortujące znaczenie krótkotrwałych przepływów wody roztopowej na nierównomiernie rozmarznętej powierzchni stoku, prowadzących do formowania tzw. mikrokaskad. W opinii Dumanowskiego [1961] krótkotrwałe procesy fluwialne na słabo nachylonych stokach doprowadziły do przykrycia już uformowanego poziomu próchnicznego cienką warstwą piaszczystych osadów. Z opiniami o eolicznej lub fluwialnej genezie pokrywowej (wybielonej)

Profil K3: Kowarski Grzbiet, wys. 1260 m n.p.m.; wierzchowina, nachylenie ok. 3° nieregularny mikrorelief (pokrycie głazami >90% + liczne wykroty); skała macierzysta: gnejs biotytowy; bór świerkowy wysokogórski (zagęszczenie koron <25%), runo śmialkowo-borówkowe

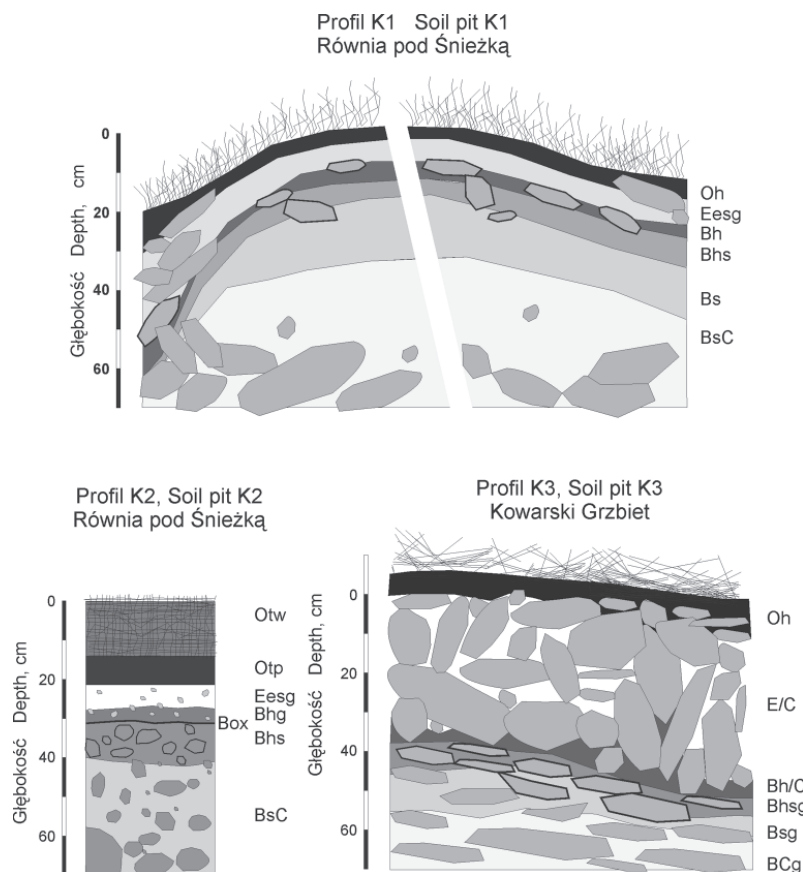
Odf	10-6 cm	darniowy "wojłok" słabo rozłożony, włóknisty, silnie przerośnięty korzeniami traw i borówki, przejście wyraźne
Oh	6-0	czarnobrunatna (7,5YR 3/1) silnie rozłożona butwina (murszowata), struktura mazista, przejście ostre
Ees/C	0-30	warstwa gruzowa zbudowana z ostrokrawędzistych odłamków i płyt gnejsu ułożonych bezładnie, długimi osiami często "na sztorc"; część szczelin (<5% objętości) wypełniona szarym (10YR 6/1) gruboziarnistym piaskiem, bezstrukturalnym; przejście wyraźne
Bh/C	30-35	czarny (7,5YR 2,5/1) materiał organiczno-mineralny, osadzony w szczelinach w spągu warstwy gruzowej; przejście ostre
Bhsg	35-40	ciemnobrunatna (7,5YR 4/4) glina piaszczysta bardzo silnie szkieletowa (~90% odłamków gnejsu); dominują płytkowe odłamki ułożone płasko; struktura części ziemistych płytkowa, trwała; układ bardzo zbity; otoczki żelaziste na powierzchni agregatów i odłamków skalnych; słabe plamiste oglejenie; przejście wyraźne
Bsg	40-55	rdzawobrunatna (7,5YR 4/6) glina piaszczysta bardzo silnie szkieletowa (~90% płytkowych płasko ułożonych odłamków gnejsu); struktura części ziemistych płytkowa, trwała; układ bardzo zbity; słabe plamiste oglejenie; przejście stopniowe
BsCg	55-70	brunatnożółta (7,5YR 5/8) glina piaszczysta bardzo silnie szkieletowa (>90% płytkowych odłamków gnejsu); struktura części ziemistych płytkowo-angularna, trwała; układ zbity; słabe plamiste oglejenie

warstwy gleb Karkonoszy polemizował Jahn [1963] argumentując, że górna warstwa zwietrzliny przeobrażona została przez bardzo silne holocenijskie wietrzenie chemiczne i bielicowanie zachodzące pod miększą warstwą torfów. Zdaniem Jahna torfowiska typu „dywanowego” przejściowo pokrywały znaczne obszary w górnych partiach Karkonoszy.

Powierzchnię Kowarskiego Grzbietu i podszczytowych partii wzniesień głównego grzbietu Karkonoszy pokrywają warstwy głazowe lub blokowo-głazowe [Czerwiński 1985] uformowane w wyniku powierzchniowej i podpowierzchniowej denudacji frakcji ziemistych, a także procesów segregacji mrozowej. Na wierzchowinie Kowarskiego Grzbietu warstwa gruzowa ma miąższość 40–60 cm, zbudowana jest z płytkowych odłamków gnejsu ułożonych długimi osiami w różnych kierunkach, w tym ukośnie i pionowo do powierzchni terenu (rys. 1). Zwietrzelina drobnoziarnista o charakterze piasku gliniastego i minimalnej zawartości łu wypełnia nie więcej niż 5% objętości szczelin między odławkami skały. Pokrywa gruzowa spoczywa na glinie piaszczystej bardzo silnie szkieletowej, o strukturze części ziemistych płytkowej, bardzo trwałej i układzie zbitym, niemalże masywnym. Istotną cechą rozróżniającą opisywane warstwy jest płaskie ułożenie większości odłamków gnejsu w warstwie głębszej, co upodabnia ją do glin peryglacialnych o charakterze soliflukcyjnym [Jahn 1963].

Brak wyraźnego głębokościowego gradientu zmian zawartości frakcji szkieletowych oraz inne cechy morfologiczne zwietrzelin dowodzą, że stoki, na których występują analizowane profile glebowe, nie są pokryte jednorodnymi zwietrzelinami wytworzonymi *in situ*, lecz warstwowanymi pokrywami uformowanymi głównie w warunkach peryglacialnych przez szereg działających po sobie procesów stokowych, przeobrażających oraz przemieszczających produkty wietrzenia skał podłoża [Czerwiński 1985; Dumanowski 1961].

Piaszczyste warstwy pokrywowe występujące bezpośrednio pod poziomem organicznym są jasnoszaro zabarwione (profil K1: 7,5YR 7/1, profil K2: 7,5YR 6/2, profil K3 –



RYSUNEK 1. Schematyczna budowa profili subalpejskich bielie wytworzonych z warstwowanych pokryw stokowych.

FIGURE 1. Schematic morphology of three profiles of the subalpine Podzols developed in stratified cover-beds

dotyczy części ziemistych w szczelinach: 10YR 6/1) i zawierają znaczne ilości „wybielonych”, to jest pozbawionych jakichkolwiek otoczek ziaren kwarcu, skaleni i odłamków skalnych. Odnaczają się one silnie kwaśnym odczynem ( $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$  3,6–4,1,  $\text{pH}_{\text{KCl}}$  3,2–3,4) i są wyraźnie uboższe w substancję organiczną oraz żelazo i glin w porównaniu z poziomami wyżej i niżej leżącymi (tab. 2). Spełniają więc jakościowe i ilościowe kryteria poziomu albic, tworzącego się w wyniku bielcowania [IUSS 2006]. Właściwości poziomu albic występują w niemal całej miąższości warstwy piaszczystej lub gruzowo-piaszczystej, natomiast nigdy nie stwierdzono tych cech w głębszych warstwach związlejszych.

Na styku warstw o odmiennym uziarnieniu wytworzyły się poziomy o charakterze iluwium próchnicznego lub próchniczno-żelazistego. Z reguły większe nagromadzenie substancji organicznej (od 5,3 do 10,9% węgla organicznego) występuje w spagu warstwy bardziej przepuszczalnej (poziomu albic). Pod nią tworzy się ciemno zabarwiony poziom Bh o miąższości 5–6 cm, zawierający podwyższone ilości amorficznego żelaza i glinu (tab. 2), ale nie zawsze samodzielnie spełniający ilościowe kryteria poziomu spodic (mniej niż 0,5%  $\text{Al} + 1/2\text{Fe}_0$  w profilu K2). Cechą charakterystyczną większości poziomów Bh bielie subalpejskich jest

TABELA 1. Uziarnienie bieliec subalpejskiego piętra Karkonoszy  
TABLE 1. Texture of Podzols of subalpine zone of the Karkonosze Mts.

Poziom Horizon	Głębokość Depth [cm]	Procentowy udział frakcji granulometrycznych (średnice zastępcze w mm) Percentage grain-size distribution (grain diameters in mm)										Suma frakcji Sum of fractions		
		>2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,02	0,02-0,005	0,005-0,002	<0,002	2-0,05	0,05-0,002	<0,002
Profil K1. Równia pod Śnieżką – Smogornia – Soil pit K1														
Ees	2-6	32	14	17	16	15	8	12	12	3	3	70	27	3
Bh	6-12	53	19	9	16	19	11	8	15	1	2	74	24	2
Bs	12-26	28	13	8	12	17	8	19	18	3	2	58	40	2
BsC	26-38	44	12	11	13	15	7	14	19	5	4	58	38	4
C	38-65	59	12	13	16	15	7	10	16	7	4	59	37	4
Profil K2. Równia pod Śnieżką – Srebrny Upłaz – Soil pit K2														
Eesg	23-27	15	21	15	22	16	9	3	9	3	2	83	15	2
Bhg	27-32	10	18	7	14	16	4	13	19	5	4	59	37	4
Bhs	32-40	21	19	8	11	41	2	15	22	6	3	54	43	3
BsC	40-70	22	17	9	12	11	4	13	22	9	3	53	44	3
Profil K3. Kowarski Grzbiet – Soil pit K3														
Ees/C	0-30	>95	2	7	10	36	18	8	13	4	2	73	25	2
Bh/C	0-35	>95	11	14	13	23	19	10	2	6	2	80	18	2
Bhsg	35-40	~80	10	10	10	25	17	14	8	2	4	72	24	4
Bsg	40-55	~80	5	8	10	25	12	18	14	2	6	60	34	6
BsCg	55-70	~75	10	12	11	19	10	18	10	4	6	62	32	6

„storfienie” zakumulowanej substancji organicznej świadczące o okresowym nadmiarze wody stagnującej ponad trudno przepuszczalnymi warstwami podścielającymi.

Masywne warstwy gliniaste (poniżej nieciągłości litologicznej) są wzbogacone w substancję organiczną (od 2,2 do 8,6% węgla organicznego), choć nie w tak dużym stopniu jak spąg warstw piaszczystych bezpośrednio nad nimi. Zawierają też wielokrotnie wyższe ilości żelaza i glinu wolnego, występujące głównie w postaci „amorficznej” (tab. 2). Koncentracja żelaza  $Fe_0$  w poziomach Bhs lub Bs jest od 64 do 104 razy wyższa, a glinu  $Al_0$  od 7 do 65 razy wyższa niż w poziomach E. Tak ogromne dysproporcje z jednej strony niewątpliwie świadczą o nagromadzeniu żelaza i glinu wskutek wmycia z poziomów nadległych, ale też wynikają z odmienności materiału glebowego budującego poziomy E i B. Drugi wniosek opiera się na porównaniu z glebami o uziarnieniu piasków słabogliniastych i gliniastych w niższych partiach Karkonoszy [Kabała 2005], gdyż w analizowanych profilach substraty piaszczyste w całości objęte były wymywaniem (bielicowaniem). Analizując pozycję systematyczną rdzawo-brunatnych poziomów występujących w stropie zbitych warstw gliniastych (gliniasto-gruzowych) stwierdzono, że spełniają kryteria iluwialnych poziomów diagnostycznych spodic w bielicach [IUSS 2006], choć według Kowalkowskiego i Degórskiego [2005] odpowiadają także definicji poziomów sideric poligenicznych gleb rdzawych bielicowych. Poziomy te niekiedy, przynajmniej w swojej stropowej części, są plamście oglejone wskutek stagnowania zawieszonych wód przesiąkających lub śródpokrywowych.

Podsumowując, we wszystkich analizowanych profilach można wyodrębnić przynajmniej dwie strefy przekształceń litologiczno-pedogenicznych, wytworzone w odmiennych

TABELA 2. Podstawowe właściwości chemiczne bielie subalpejskiego piętra Karkonoszy  
TABLE 2. Basic chemical characteristics of Podzols of subalpine zone of the Karkonosze Mts.

Poziom Horizon	Głęb. Depth [cm]	Corg [%]	pH		PWK <sup>a)</sup> ECEC	V <sup>b)</sup> BS	Fe <sub>d</sub>	Fe <sub>o</sub>	Al <sub>d</sub>	Al <sub>o</sub>	Al <sub>o</sub> + 1/2Fe <sub>o</sub>
			H <sub>2</sub> O	KCl	cmol <sub>c</sub> ·kg <sup>-1</sup>	%					
Profil K1. Równia pod Śnieżką – Smogornia – Soil pit K1											
Oh	3-0	(59,5) <sup>c)</sup>	4,3	3,5	12,8	43	n.o. <sup>d)</sup>	n.o.	n.o.	n.o.	–
AhE	0-2	9,2	4,2	3,2	5,1	28	0,08	0,07	0,03	0,08	0,11
Ees	2-6	1,8	4,1	3,3	2,7	23	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03
Bh	6-12	10,9	4,2	3,4	11,5	6	0,36	0,23	0,11	0,51	0,62
Bs	12-26	8,6	4,4	3,8	9,8	5	1,60	1,58	0,85	1,31	2,10
BsC	26-38	1,6	4,4	4,0	4,9	10	0,59	0,43	0,74	0,71	0,92
C	38-65	0,7	4,5	4,1	2,9	12	0,51	0,15	0,47	0,49	0,56
Profil K2. Równia pod Śnieżką – Srebrny Upłaz – Soil pit K2											
Otw	0-15	(92,2)	3,4	3,0	26,0	14	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	–
Otp	15-23	(87,7)	3,3	2,9	44,9	12	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	–
Eesg	23-27	1,5	3,6	3,2	4,0	10	<0,01	<0,01	0,04	0,08	0,08
Bhg	27-32	4,5	3,8	3,3	9,3	5	0,07	0,02	0,19	0,45	0,46
Box	~32	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	6,50	5,68	0,38	0,66	–
Bhs	32-40	2,2	4,2	3,5	11,8	8	1,41	1,04	0,31	0,55	1,07
BsC	40-70	0,9	4,3	3,6	4,6	13	0,80	0,49	0,51	0,38	0,63
Profil K3. Kowarski Grzbiet – Soil pit K3											
Oh	6-0	(82,0)	3,1	2,4	13,8	21	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	–
Ees/C	0-30	2,5	4,1	3,4	3,9	36	0,08	0,02	0,02	0,04	0,05
Bh/C	30-35	5,3	3,8	3,1	9,5	10	0,74	0,45	0,25	0,44	0,67
Bhsg	35-40	3,7	4,0	3,3	11,8	8	1,18	0,78	0,51	0,72	1,11
Bsg	40-55	2,1	4,0	3,4	8,1	9	1,96	1,27	0,35	0,43	1,07
BsCg	55-70	1,7	4,4	3,7	4,0	2	1,10	0,86	0,26	0,32	0,75

<sup>a)</sup>PWK – pojemność wymienna kationów, ECEC – effective cation exchange capacity;

<sup>b)</sup>V – wysycenie kationami zasadowymi, BS – base saturation;

<sup>c)</sup>strata żarowa – loss on ignition; <sup>d)</sup>n.o. – nie oznaczono, not determined

warunkach klimatycznych oraz odznaczające się odmiennymi cechami morfologiczno-strukturalnymi i właściwościami fizykochemicznymi. Z przeprowadzonych badań wynika, że miąższość poziomu eluwialnego bielie subalpejskiego piętra Karkonoszy zależy przede wszystkim od grubości najbardziej powierzchniowej pokrywy piaszczystej lub gruzowo-piaszczystej. Warstwa ta ma grubość od 6–8 do 40 cm i więcej oraz uziarnienie piasków słabogliniastych i gliniastych (na Równi pod Śnieżką) lub utworu gruzowo-piaszczystego (na Kowarskim Grzbiecie). Zgodnie z podziałem Kowalkowskiego [2004] jest to tzw. warstwa górna – strefa przekształceń *theta*, na którą częściowo nakładają się cechy współczesnych przekształceń biogenicznych *beta*. Strop zalegającej niżej masywnej i trudno przepuszczalnej peryglacialnej warstwy wietrzeniowej lub wietrzeniowo-soliflukcyjnej wymusza z kolei iluwialną akumulację próchnicy i żelaza, a w mniejszym stopniu również glinu. Odmiennie uziarnienie i tekstura warstwy decydują więc o przekształceniu się stropowej części właśnie tej warstwy w poziom *spodic* gleby biellicowej. W odniesieniu do podziału Kowalkowskiego [2004] jest to glebopokrywa *lambda* lub glebopokrywa wietrzeniowa *ni* z cechami strefy przejściowej górnej *epsilon*.

Pozostaje jeszcze problem określenia czasu i warunków formowania luźniejszych warstw pokrywowych, z góry zastrzegając, że warstwy o tak różnym charakterze mogły powstawać w odmiennych warunkach i w różnym czasie. Badania warstw pokrywowych w Alpach ustalają ich wiek na młodszy albo starszy dryas, lecz w każdym przypadku na okres bezleśny jeszcze u schyłku plejstocenu [Mailander, Veit 2001]. Jahn [1963] uważa, że pokrywy gruzowo-gliniaste w górnych partiach Karkonoszy tworzyły się i ulegały różnorodnym strukturalnym przeobrażeniom w warunkach peryglacialnych, a rozmycie ich drobnoziarnistego wypełnienia nastąpiło jeszcze w początkowym okresie postglacjalu, w wilgotniejszej fazie klimatycznej. Chmal i Traczyk [1998] wykazali kilkakrotne ożywianie się procesów stokowych w najwyższych partiach Karkonoszy związane ze zmianami klimatycznymi w schyłkowej części plejstocenu i w holocenie. Również Kocianova [2004] uważa, że w okresie holocenijskim kilkakrotnie występowało tak poważne ochłodzenie klimatu, że mogło dochodzić do uruchamiania procesów stokowych typowych dla warunków peryglacialnych. Występowanie warstwy piaszczystej w profilu K2 pod płaszczem torfu może świadczyć o przedatlantyckim wieku tej warstwy, gdyż wiek tego torfowiska został przez Fabiszewskiego [1978] określony na około 5,5 tys. lat BP. Należy jednak uwzględnić fakt, że próbki torfów do oznaczeń wieku pobierane były w środkowej części torfowiska, a nie na jego obrzeżach, gdzie zlokalizowana była analizowana przez nas odkrywka glebowa.

Ustalenie momentu ostatecznego powstania warstwy powierzchniowej jest szczególnie istotne w kontekście wyjaśnienia genezy poziomów podpowierzchniowych, interpretowanych przez Kowalkowskiego i Degórskiego [2005] jako poziomy *sideric* starszej peryglacialnej gleby rdzawej. Wyniki przeprowadzonych dotychczas badań jeszcze nie dostarczyły autorom niniejszej pracy argumentów jednoznacznie ustalających przedholocenijski lub wczesnoholocenijski wiek poziomów określanych przez Kowalkowskiego jako *sideric*.

## WNIOSKI

1. Stoki wzniesień w subalpejskim piętrze Karkonoszy nie są pokryte jednorodnymi zwietrzelinami wytworzonymi *in situ*, lecz warstwowanymi pokrywami uformowanymi przez procesy stokowe.
2. W analizowanych profilach bielicy występują dwie strefy przekształceń litologiczno-pedogenicznych, piaszczysta (gruzowo-piaszczysta) warstwa górna o cechach poziomu *albic*, oraz gliniasta (gruzowo-gliniasta) warstwa środkowa o cechach poziomu *spodic*.
3. Na morfologię profilów badanych bielicy, a w szczególności na miąższość poziomu eluwialnego i głębokość stropu poziomu iluwialnego decydujący wpływ ma głębokość występowania litogenicznego kontaktu powierzchniowej warstwy przepuszczalnej i podścielającej warstwy gliniastej o mniejszej przepuszczalności.
4. Występowanie warstwowanych pokryw stokowych powinno być uwzględniane w badaniach gleb górskich, szczególnie bielicy, gdyż bez wątpienia jest czynnikiem determinującym lokalne zróżnicowanie morfologii i właściwości gleb.

## LITERATURA

- BORKOWSKI J., SZERSZEŃ L., KOCOWICZ A. 2005: Gleby Karkonoszy. W: Mierzejewski M. (red.) Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek. Wyd. UWr., Wrocław: 1–510.
- CHMAL H., TRACZYK A. 1998: Postglacialny rozwój rzeźby Karkonoszy i Gór Izerskich w świetle analizy osadów rzecznych, jeziornych i stokowych. *Geoekologiczne Problemy Karkonoszy*. Acarus, Poznań: 81–87.

- CZERWIŃSKI J. 1985: Główne rysy rzeźby i rozwój morfologiczny. W: Jahn A. (red.) Karkonosze polskie. Wyd. Zakład Narod. im. Ossolińskich, Warszawa, Wrocław: 52–76.
- DUMANOWSKI B. 1961: Cover deposits of the Karkonosze Mts. *Zesz. Nauk. Univ. Wrocł. seria B* **8**: 31–55.
- FABISZEWSKI J. 1978: Vegetation of the peat-bog Równia pod Śnieżką. *Guide of the Polish International Excursion. UAM, seria Biologia* **11**: 35–45.
- IUSS. 2006: World Reference Base for Soil Resources 2006. 2<sup>nd</sup> edition, *World Soil Resources Reports* 103, FAO, Rome: 1–122.
- JAHN A. 1963: Gleby strukturalne Czarnego Grzbietu i problem utworów pylastych w Karkonoszach. *Acta Univ. Wratisl., 9, Studia Geogr.* **1**: 55–65.
- KABAŁA C. 2004: Problemy genezy niektórych gleb bielcowych subalpejskiego piętra Karkonoszy. *Opera Corcontica* **41**, 1: 48–54.
- KABAŁA C. 2005: Geneza, właściwości i występowanie gleb bielcowych w zróżnicowanych warunkach geoekologicznych Dolnego Śląska. *Zesz. Nauk. AR Wrocław* **519**: 169 ss.
- KABAŁA C., HAASE T. 2004: Przejawy poligenezy gleb bielcowych wytworzonych z piaskowców kredowych Gór Stołowych. *Rocz. Glebozn.* **55**, 4: 39–49.
- KACPRZAK A. 2003: Pokrywy stokowe jako utwory macierzyste gleb Bieszczadów Zachodnich. *Rocz. Glebozn.* **54**, 3: 97–110.
- KACPRZAK A., DERKOWSKI A. 2007: Cambisols developed from cover-beds in the Pieniny Mts. (southern Poland) and their mineral composition. *Catena* **71**: 292–297.
- KLEBER A. 1997: Cover-beds as soil parent material in midlatitude regions. *Catena* **30**: 197–213.
- KOWALKOWSKI A. 1998: Związki genetyczne między seriami pokryw stokowych i budową profilu gleb terenów górskich na przykładzie głównego masywu Łysogór. *Zesz. Problem. Post. Nauk Roln.* **464**: 29–48.
- KOWALKOWSKI A. 2004: Rozpoznawanie i klasyfikacja wytworzonych w środowisku peryglacjalnym i ekstraperyglacjalnym stref przekształceń i glebopokryw stokowych. *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego*, Kielce **5/04**: 47–94.
- KOWALKOWSKI A., DEGÓRSKI M. 2005: Biogeomorfogeniczna odrębność górskich strukturalnych gleb rdzawych bielcowych. *Probl. Zagosp. Ziem Górskich PAN* **52**: 7–15.
- KOWALKOWSKI A., LUDWIKOWSKA M. 1993: Katena gleb na południowym stoku Góry Plebańskiej w zlewni rzeki Bobrzyczki. *Kieleckie Tow. Nauk., Monitoring Środowiska Regionu Świętokrzyskiego* **1**: 101–108.
- KOCIANOVA M. 2002: Otazka projevu chladnych obdobi postglacialu v Krkonosske tundre. *Opera Corcontica* **39**: 143–151.
- KOCIANOVA M., STURSOVA H. 2002: Problematika dosud nepopsanych reliefovych forem vzniklych za spolupusobeni mrazu a vegetace. *Opera Corcontica* **39**: 115–142.
- MAILANDER R., VEIT H. 2001: Periglacial cover-beds on the Swiss Plateau: indicators of soil, climate and landscape evolution during the Late Quaternary. *Catena* **45**: 251–272.
- PAWELEC H. 2004: Klasyfikacja litogenetyczna peryglacjalnych pokryw stokowych w południowej części Płaskowyżu Ojcowskiego. *Przeł. Geol.* **52**, 10: 990–996.
- SEIBERT J., STENDHAL J., SORENSEN R. 2007: Topographical influences on soil properties in boreal forests. *Geoderma* **141**: 139–148.
- SOMMER M., HALM D., WELLER U., ZAREI M., STAHR K. 2000: Lateral podzolization in a granite landscape. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **64**: 1434–1442.
- SZERSZEŃ L. 1974: Wpływ czynników bioklimatycznych na procesy zachodzące w glebach Sudetów i Spitsbergenu. *Rocz. Glebozn.* **25**, 2: 53–99.
- TRACZYK A. 1995: Rozwój stoków karkonoskich w schyłkowej fazie plejstocenu i w holocenie w świetle analizy osadów pokrywowych. *Geoekologiczne Problemy Karkonoszy*. Acarus, Poznań: 17–20.

*Dr hab. Cezary Kabala*  
*Institut Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska*  
*Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu*  
*ul. Grunwaldzka 53, 50-357 Wrocław*  
*e-mail: cezary.kabala@up.wroc.pl*