

Geneza skałek wierzchwinowych Płaskowyżu Ojcowskiego na podstawie badań osadów stokowych

**Origin of hilltop monadnocks on the Ojców Plateau
as reconstructed from slope deposits**

HALINA PAWELEC

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec;
e-mail: hpawelec@wnoz.us.edu.pl

Streszczenie

Artykuł podejmuje dyskusję dotyczącą genezy skałek wierzchwinowych na Płaskowyżu Ojcowskim. W odróżnieniu od najczęściej obecnie stosowanej w badaniach skałek metody, opartej wyłącznie na analizie geomorfologicznej, podstawą badań jest szczegółowa analiza osadów stokowych – powstałych równocześnie z niszczeniem skałek. Badania przeprowadzono w rejonie Jerzmanowic, pomiędzy górnymi odcinkami dolin Będkowskiej i Szklarki, na obszarze falistej wierzchwiny ze skałkami. Opracowano szczegółowe profile litologiczne osadów stokowych. Wykonano badania uziarnienia oraz zawartości CaCO_3 , Fe_2O_3 i C_{org} . Dla frakcji ilowej wykonano analizy mineralogiczne.

Badania wykazały, że występujące na stokach obszaru osady powstały w środowisku peryglacjalnym, w rezultacie wietrzenia mrozowego, sedymentacji lessu oraz redepozycji materiału gruzowego i lessowego przez procesy stokowe. Analiza sukcesji tych osadów oraz analiza procesów glebowych wskazują, że są to osady górnovistuliańskie. Na podstawie analizy rozmieszczenia poszczególnych typów osadów wnioskowano o zależnościach pomiędzy procesami peryglacjalnymi a rzeźbą stoków. Głównym kierunkiem przeobrażania ścian skałek było boczne cofanie w rezultacie wietrzenia mrozowego i odpadania wapieni. W obrębie falistej wierzchwiny, wypukły profil górnych części stoków jest rezultatem współdziałania wietrzenia mrozowego i soliflukcji. Dolne, wklęsłe części stoków zostały uformowane w wyniku depozycji osadów soliflukcyjnych i deluwialnych oraz okresowej redepozycji tych osadów, głównie przez splukiwanie. Podczas plejstocenu obszar Płaskowyżu Ojcowskiego ulegał intensywnej denudacji, uwarunkowanej cyklicznymi zmianami klimatu. W środowisku peryglacjalnym działało głównie wietrzenie mrozowe i procesy stokowe. Podczas interglacjalów oraz interstadiałów działały procesy wietrzenia krasowego. Rezultatem plejstocenijskich procesów denudacyjnych, które rozwijały się na podłożu przeobrażonym przez kras, są współczesne formy skałek oraz rzeźba falistej wierzchwiny. Wyniki badań wskazują, że dotychczasowe teorie, dotyczące wieku i genezy skałek, nie doceniały znaczenia plejstocenijskiej morfogenezy dla rozwoju rzeźby Płaskowyżu Ojcowskiego.

Słowa kluczowe: skałki, osady stokowe, plejstocen, Płaskowyż Ojcowski

Abstract

The origin of the monadnocks on the Ojców Plateau has been analysed not only on the basis of morphology but also by sedimentological analysis of the slope deposits that cover the slopes around the monadnocks. The investigations were carried out in the area of Jerzmanowice, between the upper courses of the Będkowska and Szklarka valleys within the undulated plateau where the monadnocks form the highest parts. Detailed lithological profiles were prepared, the granulometry was determined, and the CaCO_3 , Fe_2O_3 and C_{org} content was estimated. Within the clay fraction, mineralogical analyses were carried out.

It is shown that the deposits covering the slopes developed in a periglacial environment as a result of frost weathering, loess sedimentation and reworking of scree and loess by slope processes. Both lithology of these deposits and the traces that soil processes left indicate an upper Vistulian age. The distribution of the individual lithofacies points to a distinct influence of periglacial processes on the slope relief. The main process was lateral retreat of rock walls as a result of frost weathering and rock fall. A convex profile of the upper parts of the slopes resulted due to the joint action of frost weathering and solifluction. The lower parts of the slopes, in contrast, developed a concave surface as a result of solifluction and surface wash, i.e. periodical redeposition of sediments. During the Pleistocene, the area of the Ojców Plateau underwent intensive denudation conditioned by cyclic climate changes. Frost weathering and slope processes were the most important under periglacial conditions. During interstadials, chemical weathering occurred in the active layer of the permafrost. Outcropping Jurassic limestones and the slope cover underwent karst processes. It is concluded that the present-day relief of the undulating plateau with monadnocks in the Cracow Upland results from the Pleistocene denudation processes. Surface degradation was stimulated during the Pleistocene by differential resistance of the rock units transformed by subsurface karst. Earlier studies concerning the age and origin of the monadnocks in this region underestimated the Pleistocene denudation.

Keywords: monadnocks, slope deposits, Pleistocene, Ojców Plateau, S Poland

Wstęp

Charakterystycznym elementem rzeźby Płaskowyżu Ojcowskiego jest falista wierzchowina z wznoszącymi się ponad nią formami skałkowymi (ostańcami). Geneza i wiek tej rzeźby budzą zainteresowanie geologów już od przełomu XIX i XX w (m.in. Zaręczny 1894; Lewiński 1913). Dotychczasowe badania wykazały, że powstała ona w wyniku procesów denudacyjnych, rozwijających się na podłożu o zróżnicowanej odporności. Skałki są twardzielcami (ang. *monadnocks*), zbudowanymi ze skał bardziej odpornych niż skały występujące w otoczeniu (Dżułyński 1952; Gradziński 1972; Alexandrowicz & Alexandrowicz 2003). Na obszarze Płaskowyżu Ojcowskiego rzeźba ta powstała na podłożu wapieni górn jurajskich. Różnice odporności tych skał są rezultatem sedymentacji na urozmaiconym dnie oceanu Tetydy (Trammer 1985; Matyszkiewicz *et al.* 2006). Świadczy o tym różnorodność facjalna wapieni oraz obecność w osadach powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych (Dżułyński 1952; Gradziński *et al.* 1994; Matyszkiewicz 1997). Ponadto, na zróżnicowanie odporności wapieni górn jurajskich mają wpływ liczne spękania i uskoki (Dżułyński 1953; Gradziński 1972; Rutkowski 1986; Gradziński *et al.* 1994) oraz krasowe formy erozyjne (Gradziński 1962; Felisiak 1992).

Dotychczas nie zostało w pełni wyjaśnione zagadnienie wieku rzeźby wierzchowiny ze skałkami na Płaskowyżu Ojcowskim. Jest to trudny problem badawczy, ponieważ podczas

kenozoiku na obszarze tym przeważały procesy erozyjno-denudacyjne, które doprowadziły do znacznej redukcji osadów. Przez blisko 60 lat w literaturze dominował pogląd o zachowaniu się tam paleogeńskiej powierzchni zrównania krasowego ze skałkami typu mogotów (Klimaszewski 1958; Pokorny 1963). Miał tego dowodzić skład minerałów ilastych (udział kaolinitu) w zwietrzelinach występujących u podnóży skałek, wskazujący na ich powstanie w warunkach gorącego i wilgotnego klimatu (Pokorny 1963). Jednak wiek tych zwietrzelin nie został jednoznacznie określony. Osady o podobnym składzie mineralnym tworzyły się na tym obszarze również podczas pliocenu (Krysowska-Iwaszkiewicz 1974; Felisiak 1992, 1997). Na Płaskowyżu Ojcowskim nie została dotychczas udokumentowana obecność osadów paleogeńskich. Jedynie w strefie krawędzi Rowu Krzeszowickiego stwierdzono występowanie ilów i piasków zwietrzelinowych, powstałych w oligocenie i wczesnym miocenie (Alexandrowicz 1969). Występują tam one ponad osadami kredy a pod przykryciem morskich osadów miocenu.

Obecnie coraz częściej przyjmowany jest pogląd, w myśl którego współczesna rzeźba wierzchowiny Płaskowyżu Ojcowskiego jest rezultatem procesów denudacyjnych, które rozwijały się po miocenie ruchach tektonicznych – głównie w późnym miocenie oraz pliocenie. Koncepcja ta została po raz pierwszy sformułowana przez Dżułyńskiego *et al.* (1966). Znalazła ona potwierdzenie w badaniach Bednarka *et al.* (1978), które dowiodły istnienia za-

leżności pomiędzy rozmieszczeniem skałek wierzchowinowych a przebiegiem mioceńskich struktur tektonicznych. Argumentów potwierdzających ten pogląd dostarczyły również badania regionalne na obszarze śląsko-krakowskim, które wykazały, że podczas neogenu obszar Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej został silnie zdegradowany. Jego powierzchnia została obniżona o kilkaset metrów. Nie jest więc możliwe, by zachowały się tam formy paleogeńskie (Lewandowski 1993, 1996, 2007). Podczas pliocenu na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej istniały warunki sprzyjające rozwojowi procesów krasowych. Zapisem tych procesów są datowane faunistycznie zwietrzeliny typu *terra rossa*, spotykane w jaskiniach i studniach krasowych (Głazek & Szyrkiewicz 1987).

Pleistocenijski etap rozwoju rzeźby wierzchowiny Płaskowyżu Ojcowskiego jest słabo poznany. Dotychczas nie został rozwiązany problem zasięgu zlodowaceń południowopolskich na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej. Istnieje pogląd, że lądolód pokrył całą jej powierzchnię (Walczak 1956; Tyczyńska 1958). Istnieje też hipoteza, że czasza lądolodu nie objęła centralnej, najwyższej części obszaru, do której należy północna część Płaskowyżu Ojcowskiego (Zaręczny 1894; Różycki 1960, 1972). Podczas późniejszych zlodowaceń skandynawskich obszar płaskowyżu znajdował się w strefie peryglacialnej (Różycki 1972; Lewandowski 1996), w której głównymi czynnikami morfogenezy były wietrzenie mrozowe, procesy stokowe i sedymentacja lessu. Przebieg peryglacialnej morfogenezy oraz jej znaczenie w kształtowaniu rzeźby wierzchowiny Płaskowyżu Ojcowskiego nie były dotychczas przedmiotem szczegółowych badań. Najczęściej badacze wspominają jedynie o tym, że skałki zostały przeobrażone w rezultacie procesów peryglacialnych. Według Różyckiego (1960) procesy te nie zmieniły w większym stopniu rzeźby skałek. Jednak istnieją badania dowodzące, że podczas plejstocenu na obszarze Płaskowyżu Ojcowskiego intensywnie rozwijały się procesy erozyjno-denudacyjne. Według Madeyskiej (1977) występujące tam głębokie doliny rzeczne powstały głównie w plejstocenie; jedynie najwyższy poziom terasowy, o wysokości 60–100 m, można wiązać z późnym pliocenem (lub wczesnym plejstoc-

enem). O intensywnym rozwoju procesów denudacyjnych, podczas wczesnego i środkowego plejstocenu, świadczą rezultaty badań pokryw stokowych. Na przeważającej części Obszaru, bezpośrednio na wapieniach górnourajskich zalegają osady lessowe i gruzowe powstałe podczas vistulianu (Alexandrowicz 1995; Rutkowski 1996; Pawelec 2005, 2006b, 2007). Prawie całkowitej redukcji uległy starsze od vistulianu osady plejstocenijskie.

Przedmiotem tej pracy jest morfogeneza wierzchowiny ze skałkami w rejonie Jerzmanowic. Główne cele badań to: 1) ustalenie genezy osadów stokowych, 2) odtworzenie ewolucji rzeźby stoków, 3) określenie znaczenia denudacji plejstocenijskiej w formowaniu rzeźby. Badania oparto na szczegółowej analizie osadów stokowych. Wykonano pomiary orientacji długich osi klastów oraz azymutów kątów upadu lamin i warstw. Przeprowadzono badania uziarnienia. Zbadano zawartość CaCO_3 , Fe_2O_3 i C_{org} . Dla frakcji ilowej wykonano analizy mineralogiczne.

Obszar badań

Badania przeprowadzono w rejonie wierzchowiny, pomiędzy górnymi odcinkami dolin Będkowskiej i Szklarki (Fig. 1). Rejon ten należy do monokliny śląsko-krakowskiej. Na badanym obszarze, w podłożu monokliny znajduje się wypiętrzony tektonicznie Grzbiet Jerzmanowicki (Bukowy & Ślósarz 1968; Unrug *et al.* 1999). W jego sąsiedztwie przebiega strefa uskokuwa Kraków–Lubliniec, przejawiająca aktywność tektoniczną od paleozoiku po kenozoik (Żaba 1999; Matyszkiewicz *et al.* 2006). Powierzchnia obszaru zbudowana jest z wapieni górnourajskich, na których zalega nieciągła pokrywa osadów gliniasto-gruzowych oraz pyłowych (Gradziński 1972; Alexandrowicz & Alexandrowicz 2003). Na obszarze tym znajduje się Jaskinia Nietoperzowa, której osady reprezentują okres od schyłku zlodowacenia warty do schyłku zlodowacenia wisły (Chmielewski 1961; Madeyska-Niklewska 1969).

Rzeźba obszaru ma charakter falistej wierzchowiny (Fig. 2). Wzniesienia mają postać pagórków o wypukło-wklęsłych stokach i wysokości do 10 m. Stoki pagórków przechodzą w zbocza

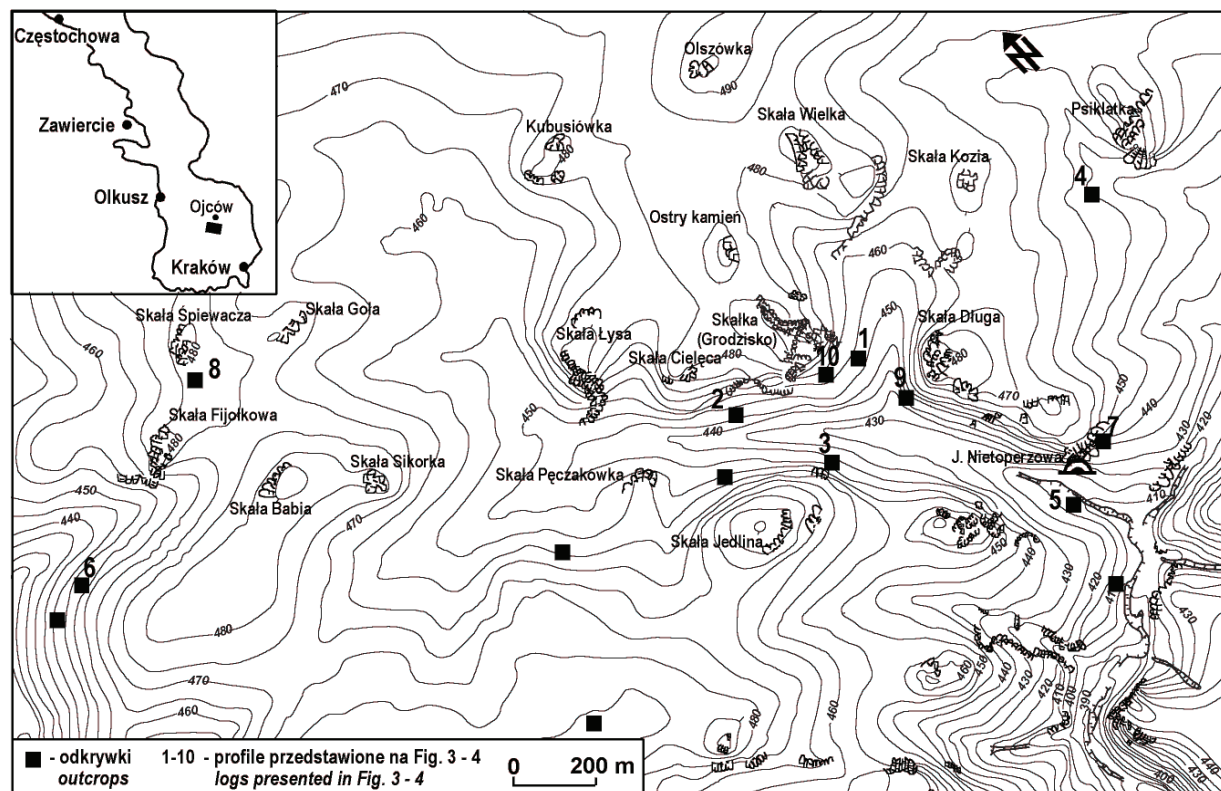


Fig. 1. Szkic lokalizacyjny obszaru badań. 1-10 – profile przedstawione na Fig. 3 i 4

Fig. 1. Map of the investigated area. 1-10 – profiles shown in Figs. 3 and 4



Fig. 2. Rzeźba falistej wierzchołki ze skałkami w rejonie Jerzmanowic

Fig. 2. Relief of undulated hilltop with monadnocks in Jerzmanowice area

suchych dolin. Z pagórków wznoszą się formy skałkowe o stromych, często pionowych ścianach i wysokości do 20 m. Jedną z nich jest Skałka nazywana też Grodziskiem (502 m n.p.m), będą-

ca kulminacją Płaskowyżu Ojcowskiego. Miejscami spotykane są niewielkie skałki (o wysokości kilku m), wystające wprost z łagodnie nachylonej lub płaskiej wierzchołki.

Formy skałkowe zbudowane są z masywnych wapieni organogenicznych, odznaczających się dużą odpornością na wietrzenie, uwarunkowaną ich znaczną twardością, masywną strukturą oraz niewielką zawartością substancji ilastych (Dżułyński 1952). Na stokach pagórków, z których wznoszą się skałki, spotykane są wychodnie wapieni uławiconych (pelitowych i detrytycznych). Oddzielność ławicowa powoduje, że skały te są mniej odporne (Dżułyński 1952). Ponadto, zróżnicowana odporność na wietrzenie tych dwu typów wapieni jest uwarunkowana gęstością spękań ciosowych – większą w wapieniach uławiconych (Dżułyński 1953). Spękania występujące na ścianach skałek mają często postać szerokich szczelin. Rozszerzenie spękań jest związane z oddziaływa-

niem procesów grawitacyjnych, spowodowanych osiadaniem i rozstępowaniem się form skałkowych, głównie w środowisku peryglacjalnym (Alexandrowicz & Alexandrowicz 2003).

Osady stokowe

Badaniami objęto wszystkie osady zalegające na wapieniach jurajskich. Klasyfikację osadów stokowych oparto na analizie sedymologicznej (Pawelec 2004, 2006a). Wyróżniono pięć typów genetycznych osadów, a niektóre z nich rozdzielono na podtypy opierając się na różnym stopniu przeobrażenia materiału przez

Tabela 1. Generacje pokryw stokowych na podstawie stopnia wietrzenia chemicznego klastów i matriksu

Tab. 1. Generation of slope covers with their degrees of chemical weathering of the clasts and matrix

G e n e r a c j a	typ osadów	morfologia wapieni	% udziału ilu koloidalnego we frakcji < 2 mm	% zawartość percentage			barwa colour
	genetic type	<i>limestone clasts morphology</i>	<i>percentage of colloidal clay in fraction < 2 mm</i>	CaCO ₃	Fe ₂ O ₃	C _{org.}	
G e n e r a c j a	deluwia B <i>deluvium B</i>	○	10-18	0-8	1,4-2,6	0,3-0,8	żółto-brunatna <i>yellowish-brown</i>
	less <i>loess</i>	△	5-7	0-24	1,7-1,8	0,1-0,4	żółta <i>yellow</i>
	o. soliflukcyjne B <i>solifluctite B</i>	△	18-20	1-19	2,4-2,7	0,3-0,4	żółto-brunatna <i>yellowish-brown</i>
	o. usypiskowe B <i>scree deposit B</i>	△	6-16	0-27	1,9-2,2	0,1-0,4	żółto-brunatna <i>yellowish-brown</i>
	o. soliflukcyjne A <i>solifluctite A</i>	○	22-38	9-20	3,1-5,1	0,4-1,1	rdzawo-brunatna <i>rust-coloured</i>
G e n e r a c j a	deluwia A <i>deluvium A</i>	brak wapieni <i>no limestones</i>	24-34	0	3,7-4,9	0,5-1,1	rdzawo-brunatna <i>rust-coloured</i>
	o. usypiskowe A <i>scree deposit A</i>	⊙	tekstura bez matriksu <i>openwork</i>				

△ - wapienie ostrokrawędziste o niezwiędzłych powierzchniach
angular limestone clasts of sharp edges

⊙ - wapienie ostrokrawędziste o powierzchniach "mączystych"
angular limestone clasts of surface covered by calcareous silt

○ - wapienie o ogładzonych krawędziach i skrasowiach powierzchniach
well-rounded, karstified limestone clasts

procesy wietrzenia chemicznego oraz procesy glebowe. W osadach gruboziarnistych wyróżniono podtypy na podstawie stopnia przeobrażenia powierzchni wapieni przez procesy krasowe. Osady drobnoziarniste różnią się zawartością iłu koloidalnego, wolnych tlenków żelaza, substancji organicznej oraz barwą (Tab. 1). Rozmieszczenie poszczególnych typów osadów wykazuje wyraźny związek z rzeźbą.

Osady występujące na stokach

Na stokach pagórków, z których wznoszą się skałki oraz na zboczach dolin dominuje następująca sekwencja osadów: w spągu występują osady deponowane w rezultacie procesów soliflukcji, a na nich leżą osady deluwialne (Fig. 3).

Osady soliflukcyjne to diamiktony masywne, gruboziarniste (udział frakcji > 2 cm: 52–60%). Osady te odznaczają się rozproszonym szkieletem ziarnowym oraz orientacją długich osi klastów zgodną z kierunkiem nachylenia stoku. Wyróżniono dwa podtypy tych osadów:

- **osady soliflukcyjne A** (Fig. 3 – profil: 1, 2, 3) – w szkielecie ziarnowym dominują wapienie o skrasowiałych powierzchniach. Matriks to rdzawobrunatny ił pylasty (zawiera do 38% iłu koloidalnego), wapnisty, zawierający 3,1–5,1% Fe_2O_3 oraz 0,4–1,1% C_{org} . W jego składzie mineralnym przeważa kwarc (55–60%), oprócz tego występuje kalcyt, skalenie i minerały ilaste. Wśród minerałów ilastych dominuje smektyt, obecny jest illit i kaolinit oraz niewielka domieszka goethytu. Ten podtyp osadów występuje powszechnie na badanym obszarze. Osady te często zalegają bezpośrednio na wapieniach górnajurajskich.

- **osady soliflukcyjne B** (Fig. 3 – profil 3) – szkielet ziarnowy tworzą ostrokrawędziste wapienie o niezwiędniętych powierzchniach. Matriks to żółtobrunatny pył ilasty (zawiera 18–20% iłu koloidalnego), wapnisty, zawierający 2,4–2,7% Fe_2O_3 oraz 0,3–0,4% C_{org} . Analiza mineralogiczna wykazała przewagę kwarcu ($\sim 60\%$), obecność skaleń ($\sim 15\%$), kalcytu ($\sim 15\%$) i niewielki udział minerałów ilastych. We frakcji $< 2 \mu\text{m}$ występuje smektyt, kaolinit i illit oraz w śladowych ilościach skałki i goethyt. Ten podtyp osadów spotykany jest rzadko. Osady te zalegają na osadach soliflukcyjnych A.

Osady deluwialne (Fig. 3 i 4) to osady drobnoziarniste (o składzie pyłu ilastego lub iłu pylastego). Spotykane są w nich pojedyncze okruchy oraz przewarstwienia gruzowe. Osad laminowany jest płasko lub faliście. Wyróżniono dwa podtypy tych osadów:

- **deluwia A** (Fig. 3 – profile: 4, 5, 6) – rdzawobrunatny ił pylasty (zawiera 24–34% iłu koloidalnego) z pojedynczymi krzemieniami. Jest bezwęglanowy, zawiera 3,7–4,9% Fe_2O_3 oraz 0,5–1,1% C_{org} . W jego składzie mineralnym dominuje kwarc ($\sim 65\%$). We frakcji $< 2 \mu\text{m}$, wśród minerałów ilastych występują kaolinit oraz minerały mieszanopakietowe I/S.

- **deluwia B** (Fig. 3 i 4) – żółtobrunatny pył ilasty (zawiera 10–18% iłu koloidalnego) niekiedy z pojedynczymi okruchami wapieni. W profilu 6 występuje przewarstwienie w postaci gruboziarnistego diamiktonu, zbudowanego z wapieni o skrasowiałych powierzchniach. Osad zawiera 1,4–2,6% Fe_2O_3 oraz 0,3–0,8% C_{org} . Osad ten występuje powszechnie na badanym obszarze.

Osady występujące na spłaszczeniach terenu

W obrębie lokalnych spłaszczeń występują typy osadów niespotykane na stokach. Są to less, osady usypiskowe oraz pokrywy zwietrzelinowe (powstałe w rezultacie wietrzenia fizycznego). Osady te występują pod cienką pokrywą deluwii B. Miejscami spotykane są osady deponowane w rezultacie silnie uwodnionych spływów.

Less (Fig. 4, profil 7) to żółty pył ilasty (zawiera 5–7% iłu koloidalnego), masywny. Jest bezwęglanowy, zawiera 1,7–1,8% Fe_2O_3 oraz 0,1–0,4% C_{org} . W profilu zalega on na osadach usypiskowych B.

Osady usypiskowe to gruboziarniste diamiktony (udział frakcji > 2 cm: 76–90%), masywne, o zwartym szkielecie ziarnowym i bezładnej orientacji klastów. Wyróżniono dwa podtypy tych osadów:

- **osady usypiskowe A** (Fig. 4 – profil 8) – osady bez matriksu, zbudowane z wapieni o powierzchniach pokrytych pelitem wapiennym.

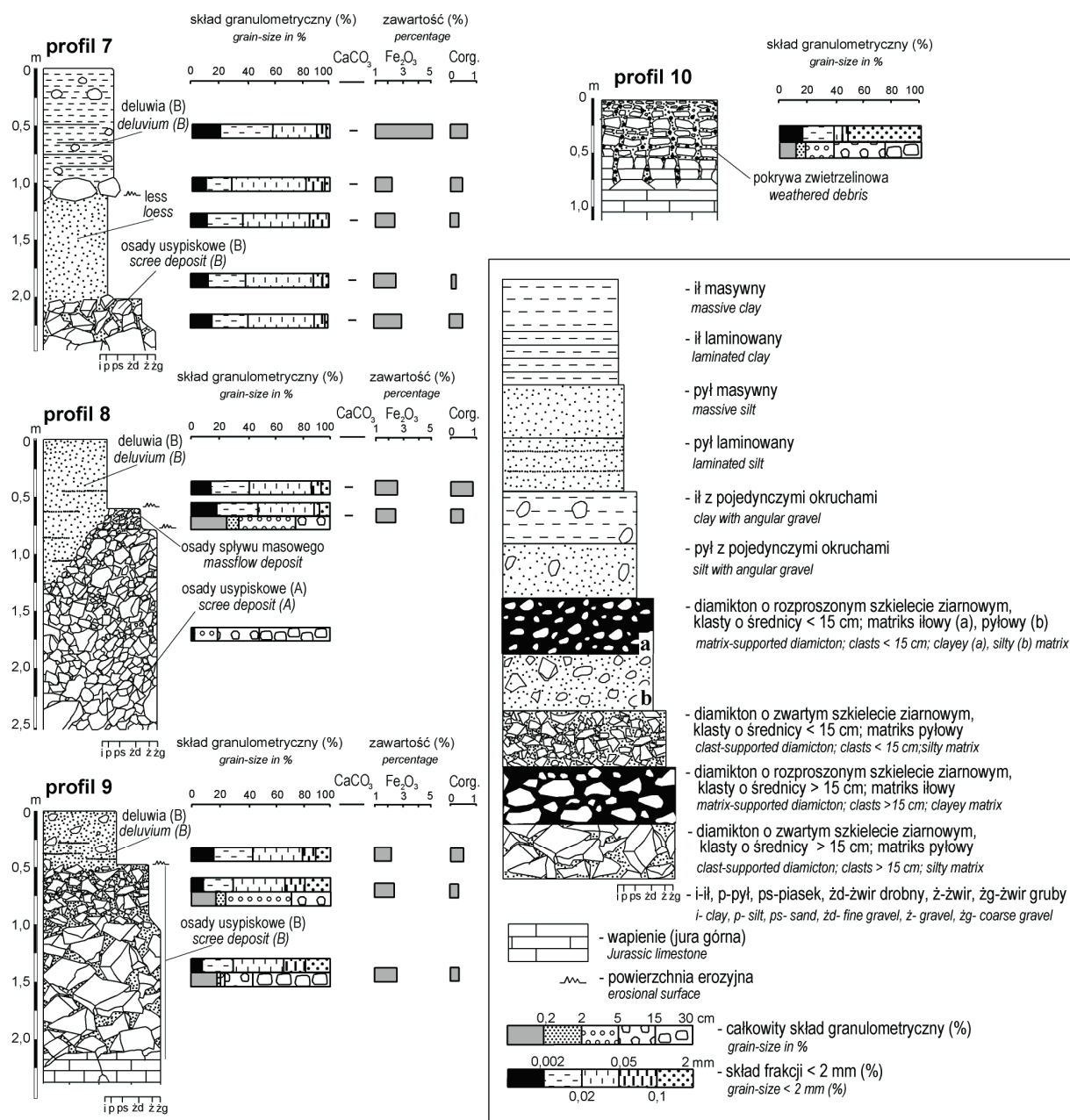


Fig. 4. Budowa osadów występujących na spłaszczeniach stokowych. Lokalizacja profili – Fig. 1

Fig. 4. Deposits located on slope flatnesses. Location of profiles – Fig. 1

Interpretacja osadów stokowych

Pleystoceńskie procesy denudacyjne doprowadziły do redukcji starszych pokryw zwietrzelinowych oraz degradacji górnourajskich wapieni. Nie stwierdzono obecności osadów, które można by wiązać z wietrzeniem w warunkach klimatu tropikalnego, tj. noszące wyraźne cechy wietrzenia chemicznego. Występujące na tym obszarze osady stokowe powstały w środowisku

peryglacjalnym, w rezultacie wietrzenia, sedymentacji lessu oraz redepozycji materiału gruzowego i lessowego przez procesy stokowe. Ostrokrawędzisty gruz, tworzący pokrywę zwietrzelinową, osady usypiskowe i soliflukcyjne jest produktem głównie wietrzenia mrozowego. Przewaga frakcji gruboziarnistych w tych osadach dowodzi, że w wietrzeniu wapieni podłoża dominowała makrogeliwacja w rozumieniu Tricarta (1956) czyli rozpad skał na grube frakcje.

Materiał droбноziarnisty jest pochodzenia eolicznego. Świadczy o tym podobieństwo cech litologicznych pomiędzy tym materiałem a typowym *lessem* (Tab. 1). W części osadów soliflukcyjnych i deluwialnych (A) występuje materiał droбноziarnisty o cechach wskazujących na wietrzenie chemiczne: rdzawobrunatna barwa, podwyższona zawartość ilu koloidalnego, tlenków żelaza, substancji organicznej. W rejonie Jerzmanowic osady te występują bezpośrednio na jurajskim podłożu. Wcześniejsze badania autorki (Pawelec 2006b, 2007) wykazały obecność podobnych osadów w postaci przewarstwień w *lessach*. Pozycja tych osadów w profilach *lessowych* oraz skład mineralny (przewaga kwarcu) wskazują że są to osady peryglacialne, zmienione w rezultacie plejstocenских procesów glebowych.

Wnioskowanie o szczegółowej stratygrafii badanych osadów jest trudne z powodu licznych luk erozyjnych oraz dużego zróżnicowania facjalnego. Obecność podtypów osadów usypiskowych, soliflukcyjnych i deluwialnych dowodzi istnienia dwu generacji tych osadów.

Starsze generacje (A) osadów usypiskowych, soliflukcyjnych oraz deluwialnych korelują ze starszą częścią *vistulianu*, podczas której na Wyżynach Polskich powstawał *less* młodszy IIa z poziomem Komorniki (Jersak *et al.* 1992). Deluwia A oraz matriks osadów soliflukcyjnych A zbudowane są z materiału o cechach litologicznych *lessu* młodszego IIa (Tab. 1). Rdzawobrunatna barwa oraz większe w porównaniu z najmłodszym poziomem *lessu* zawartości tlenków żelaza, substancji organicznej, ilu koloidalnego są rezultatem procesów glebowych: brunatnienia i procesów glejowych (por. Racinowski *et al.* 1994; Dwucet & Śnieszko 1996). Procesy te rozwijały się synsedymencyjnie (podczas powolnej akumulacji *lessu* na wilgotnym podłożu) oraz postsedymencyjnie (podczas formowania się gleb kompleksu Komorniki). Omawiane osady stokowe powstały w wyniku redepozycji materiału *lessowego* i *gruzowego* przez procesy soliflukcji i spłukiwania. Aktywność tych procesów w stratygraficznym poziomie Komorniki została udokumentowana w licznych profilach obszaru krakowskiego (Konecka-Betley & Madeyska 1991; Racinowski *et al.* 1994; Dwucet & Śnieszko 1996; Pawelec 2006b). Na powstanie osadów usypiskowych A w starszej

części *vistulianu* wskazuje pył wapienny pokrywający okruchy skalne. Jest to efekt wietrzenia wapieni w warunkach wilgotnego klimatu peryglacialnego (Madeyska-Niklewska 1969). Wniosek o istnieniu dwu generacji *vistuliańskich* osadów usypiskowych znajduje potwierdzenie w wynikach badań osadów Jaskini Nietoperzowej (Chmielewski 1961; Madeyska-Niklewska 1969). Badania te dokumentują dwie fazy intensywnego rozwoju wietrzenia mrozowego podczas *vistulianu* – w okresie sedymentacji *lessu* młodszego IIa oraz *lessu* młodszego IIb. Ich zapisem są warstwy *gruzowo-lessowe*.

Młodsza generacja (B) osadów stokowych jest zbudowana z materiału pyłowego o cechach litologicznych *lessu* (Tab. 1). Tego typu osady są związane z początkową fazą sedymentacji najmłodszego poziomu *lessu* (Pawelec 2005). Deluwia (B), występujące w stropie *lessu*, są zapisem rozmywania pokrywy *lessowej* u schyłku plejstocenu oraz w holocenie.

Reasumując, na badanym obszarze bezpośrednio na wapieniach górnojurajskich zalegają pokrywy stokowe powstałe podczas *vistulianu*. Jest to następstwo osadów powszechne na Płaskowyżu Ojcowskim (Alexandrowicz 1995; Rutkowski 1996; Pawelec 2005, 2006b, 2007). Dowodzi ono, że podczas plejstocenu na stokach istniała przewaga procesów redepozycyjnych nad procesami akumulacyjnymi. W plejstocenie procesy redepozycyjne (soliflukcja, spłukiwanie, spływy masowe) rozwijały się cyklicznie, a największe ich natężenie miało miejsce w przejściowych fazach klimatu – podczas narastania oraz zaniku wieloletniej zmarzliny (Starkel 1986; Jersak *et al.* 1992; Pawelec 2005). Ostatnia faza (plejstocen/holocen) zaznaczyła się częściową redukcją osadów powstałych podczas *vistulianu*. Osady te są zachowane resztkowo, natomiast powszechnie występują deluwia zbudowane z materiału *lessowego* i *gruzowego*.

Wpływ procesów peryglacialnych na rzeźbę stoków

Analiza rozmieszczenia osadów stokowych na badanym obszarze dostarcza danych do prześledzenia ewolucji rzeźby skałek oraz ich podnóży (Fig. 5).

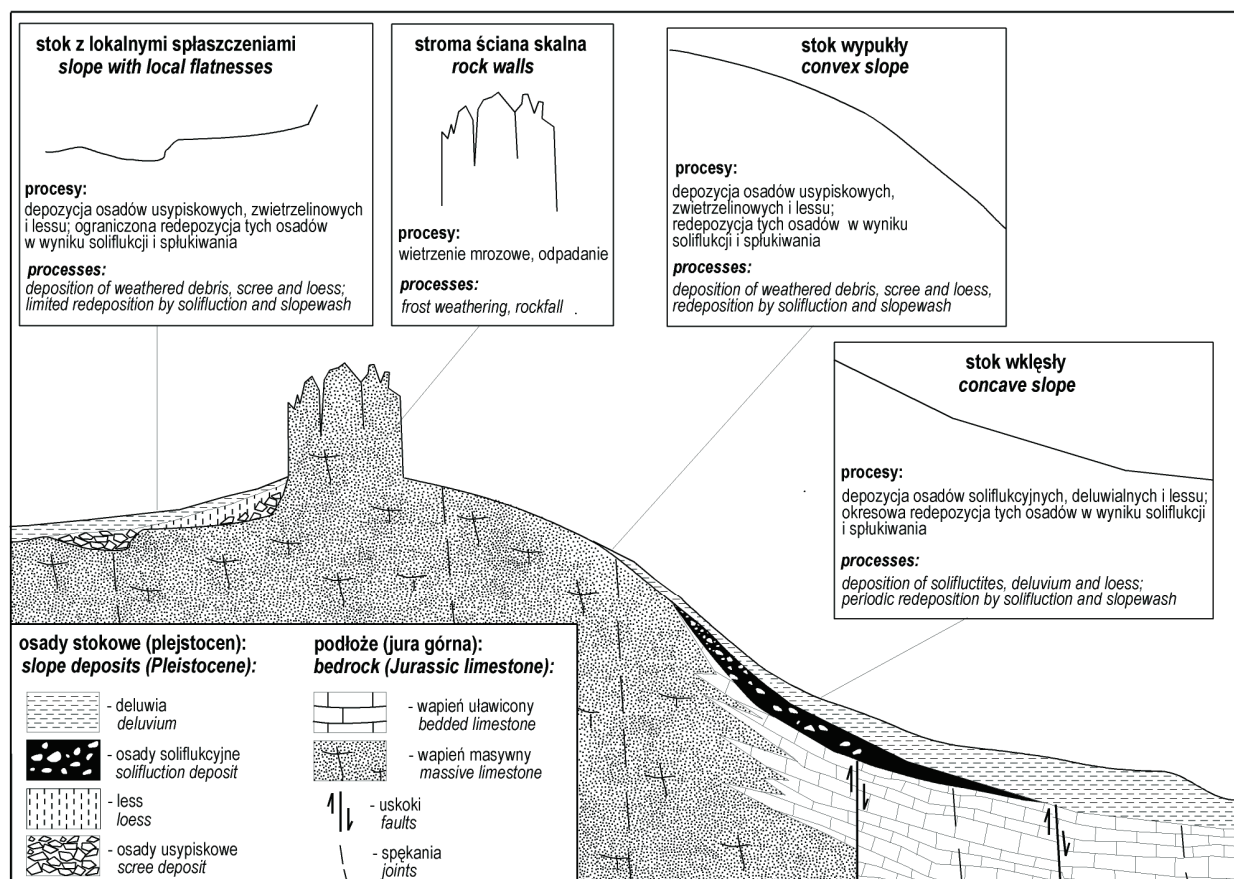


Fig. 5. Model zależności pomiędzy procesami peryglacjalnymi a rzeźbą stoków

Fig. 5. Model of relations between periglacial processes and slope relief

Na ścianach skałek działały procesy wietrzenia fizycznego i odpadania. Rozwój tych procesów zaznaczył się cofaniem stoków (por. Jahn 1947; Rapp 1960). Sedymentacja gruzu u podnóży ścian skalnych prowadzi do formowania stoków usypiskowych. Na badanym obszarze formy takie nie występują, a osady usypiskowe zachowały się jedynie rezydualnie. Przyczyną tego była redepozycja tych osadów przez procesy soliflukcji, spływów masowych i splukiwania. Przewaga redepozycji nad akumulacją materiału usypiskowego prowadziła do obnażania podłoża i rozwoju wietrzenia. Rezultatem współdziałania wietrzenia mrozowego i soliflukcji jest wypukły profil stoku (Jahn 1954; Starkel 1965; Dylík 1969; Kirkby 1987). Na badanym obszarze procesy te uformowały górne części pagórków stanowiących nasady skałek. Dolne, wklęsłe części stoków, przechodzące w zbocza dolin, były miejscem depozycji osadów soliflukcyjnych i deluwialnych. Okresowo, podczas intensywnego

wytapiania wieloletniej zmarzliny i rozwoju splukiwania pokrywowego, osady te ulegały redepozycji. Współcześnie podnóża skałek przechodzą w dna dolin łagodnym, wklęsłym zboczem o charakterze *glacis* zmywowego. Związek pomiędzy wklęsłym kształtem stoku a rozwojem splukiwania pokrywowego dokumentują m.in.: Starkel (1965), Dylík (1969), Kirkby (1987), Lewkiewicz & Kokelj (2002). Natężenie procesów denudacyjnych, kształtujących podnóża skałek było stymulowane erozją dolinną, rozwijającą się podczas interglacjalów oraz interstadiałów (Majewska 1977).

Rozmiary plejstoczeńskiej denudacji

W literaturze funkcjonuje pogląd o niewielkiej roli plejstoczeńskiej denudacji na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej. Miał tego dowo-

dział mały zasięg gruzowych pokryw peryglacialnych oraz ich występowanie jedynie u podnóży skałek i na płaskich powierzchniach (Różycki 1960). Uważam, że resztkowe zachowanie pokryw peryglacialnych należy tłumaczyć intensywną denudacją podczas plejstocenu. Osady obecne na stokach powstały w późnym vistulianie i zostały mocno zredukowane w wyniku intensywnego rozwoju spłukiwania u schyłku plejstocenu. Obecność gruzowych pokryw zwietrzelinowych, osadów usypiskowych oraz zawierających materiał gruzowy osadów soliflukcyjnych i deluwialnych jest świadectwem intensywnego degradacji podłoża. Biorąc pod uwagę, że w plejstocenie denudacja peryglacialna rozwijała się cyklicznie, podczas kolejnych zlodowaceń, można wnioskować o jej znaczącym udziale w formowaniu rzeźby Płaskowyżu Ojcowskiego. Wniosek ten jest zgodny z prezentowanymi w literaturze badaniami, wskazującymi na duże rozmiary denudacji w środowisku peryglacialnym. Są one uwarunkowane wietrzeniem mrozowym oraz intensywnym rozwojem procesów stokowych (m.in. Palmer & Neilson 1962; Starkel 1965; Dylík 1969; Czudek 2005). Procesy stokowe uwarunkowane były brakiem szaty roślinnej oraz obecnością wieloletniej zmarzliny z odmarzającą warstwą czynną.

W rozważaniach dotyczących rozmiarów denudacji plejstocenijskiej na Płaskowyżu Ojcowskim nie da się pominąć udziału denudacji chemicznej, która rozwijała się podczas kolejnych interglacjalów. O rozmiarach tej denudacji można wnioskować na podstawie szacunków wielkości współczesnej denudacji chemicznej na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej. Mieszczą się one w granicach $15\text{--}24\text{ m}^3/\text{km}^2/\text{rok}$ (Pulina 1992; Tyc 1997; Rózkowski 2006). W plejstocenie procesy denudacji krasowej działały również podczas interstadiałów – w warstwie czynnej wieloletniej zmarzliny. Liczne badania wskazują na intensywny rozwój tych procesów w klimacie chłodnym i wilgotnym. Na przykład, świadczy o tym obecność głębokich systemów jaskiniowych na obszarach wysokogórskich (m.in. Kotarba 1992). Również badania prowadzone na obszarach węglanowych położonych we współczesnej tundrze, dowiodły dużej intensywności denudacji chemicznej, np.

na Syberii: $10\text{--}30\text{ m}^3/\text{km}^2/\text{rok}$ (Pulina & Trzciniński 1996). Na Płaskowyżu Ojcowskim w wilgotnym środowisku peryglacialnym, uwarunkowanym obecnością zmarzliny z odmarzającą warstwą czynną, procesy krasowe działały zarówno w obrębie wychodni wapieni jurajskich jak i materiału gruzowego, tworzącego pokrywę stokową (por. Chlebowski 1989). Rozpuszczaniu wapieni sprzyjały: 1 – przesiąknięte wodą podłoże, 2 – niska temperatura, powodująca intensywne rozpuszczanie dwutlenku węgla w wodzie (Corbel 1959), 3 – obecność węgla organicznego, powstałego w rezultacie procesów glebowych. Badania gleb współczesnej tundry arktycznej wskazują na stosunkowo dużą zawartość substancji organicznej, np. gleby brunatne Bellsundu (Spitsbergen) zawierają średnio 1,9% C_{org} (Klimowicz *et al.* 1999).

Denudacyjny kierunek rozwoju rzeźby Płaskowyżu Ojcowskiego był stymulowany rozwojem struktur tektonicznych, w których podczas plejstocenu działały ruchy wypiętrzające (Feliśiak 1992; Lewandowski 1995, 2007; Żaba 1999; Zuchiewicz 2000). Według Zuchiewicza (2000) amplituda czwartorzędowych ruchów wypiętrzających na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej wynosiła 50–100 m. Ich konsekwencją była intensywna erozja wgłębna w dolinach płaskowyżu. Dna tych dolin podczas plejstocenu zostały rozcięte na głębokość 60 m (Madeyska 1977). Prezentowane tu badania pokryw stokowych dowodzą, że obszar płaskowyżu ulegał również degradacji powierzchniowej. Oszacowanie rozmiarów obniżenia jego powierzchni jest trudne. Przedstawione profile osadów stokowych, reprezentujące jedynie resztkowo zachowane osady vistuliańskie, mają miąższość 2–3 m. Ta wartość pomnożona przez ilość cykli glacialnych (obecnie przyjmuje się ich 8–12) daje wynik od kilkunastu do ok. 40 m. Wartość ta jest porównywalna z prezentowanymi w literaturze szacunkami plejstocenijskiej denudacji w innych rejonach Polski (Tab. 2). Biorąc pod uwagę deniwelację współczesnej rzeźby wierzchowiny Płaskowyżu Ojcowskiego nasuwa się wniosek, że dzisiejsze formy skałek powstały głównie w wyniku plejstocenijskich procesów denudacyjnych. Procesy te działały na podłożu przeobrażonym przez wietrzenie krasowe. Ewolucja geologiczna obszaru (w paleogenie

Tabela 2. Szacunkowe dane określające wielkość plejstocenskiej denudacji niektórych obszarów Polski

Table 2. Estimated data showing the scale of Pleistocene denudation of some areas in Poland

obszar area	litologia podłoża bedrock lithology	denudacja (m) denudation (m)	autor author
Śleża	gabra, amfibolity, granity <i>gabbro, amphibolites, granite</i>	13–?	Żurawek & Migoń (1999)
Karpaty Fliszowe	piaskowce, łupki <i>sandstone shale</i>	10–50	Starkel (1965)
Góry Stołowe	piaskowce, łupki <i>sandstone, shale</i>	10–50	Walczak (1963)
Karkonosze	granity <i>granite</i>	10–15	Jahn (1962)
Łysogóry	kwarcyty <i>quartzite</i>	10–15	Klatka (1962)

oraz w niemal całym neogenie) sprzyjała penetracji głębokiego wietrzenia krasowego (Gradziński 1962, 1972; Dżułyński *et al.* 1966; Alexandrowicz 1969; Felisiak 1992; Gradziński *et al.* 1994; Rutkowski 1996). Reliktowe formy tego krasu spotykane są na ścianach skałek (Tyc 2005). Zasięg krasu podziemnego był uwarunkowany zróżnicowaną odpornością podłoża – związaną ze zmiennością facjalną wapieni oraz gęstością spękań (Dżułyński 1952, 1953). Rozwój procesów krasowych doprowadził do zróżnicowania masywu skalnego na słabo zwiertzałe „trzony” (por. Linton 1955) oraz partie silnie rozłożone. Rezultatem plejstocenskich procesów wietrzeniowych i stokowych było przekształcenie owych „trzonów” we współczesne skałki oraz uformowanie się falistej rzeźby wierzchowiny.

Wnioski

1. Występujące na badanym obszarze osady stokowe powstały w środowisku peryglacjalnym w rezultacie wietrzenia mrozowego, sedymentacji lessu oraz redepozycji materiału gruzowego i lessowego przez procesy stokowe.

2. Analiza sukcesji tych osadów oraz udziału w ich genezie procesów glebowych wskazuje,

że są to osady górnovistuliańskie, reprezentujące okres od poziomu Komorniki po schyłek vistulianu, czyli ok. 35–40 ka BP.

3. W środowisku peryglacjalnym głównym kierunkiem przeobrażania skałek było boczne cofanie ich ścian, w rezultacie wietrzenia i odpadania wapieni. W obrębie falistej wierzchowiny, wypukły profil górnych części stoków jest wynikiem współdziałania wietrzenia mrozowego i soliflukcji. Dolne, wklęsłe części stoków zostały uformowane w rezultacie depozycji osadów soliflukcyjnych i deluwialnych oraz okresowej redepozycji tych osadów, głównie przez spłukiwanie.

4. Podczas plejstocenu obszar Płaskowyżu Ojcowskiego ulegał intensywnym procesom denudacyjnym, uwarunkowanym cyklicznymi zmianami klimatu. W środowisku peryglacjalnym działało głównie wietrzenie mrozowe i procesy stokowe. Podczas interglacjalów oraz interstadiałów (w warstwie czynnej wieloletniej zmarzliny) działały procesy wietrzenia krasowego. Rezultatem plejstocenskich procesów denudacyjnych, rozwijających się na podłożu przeobrażonym przez kras podziemny, są współczesne formy skałek oraz rzeźba falistej wierzchowiny.

5. Dotychczasowe teorie, dotyczące wieku i genezy skałek, nie doceniały znaczenia plejstocenskiej morfogenezy dla rozwoju rzeźby Płaskowyżu Ojcowskiego.

Podziękowania

Bardzo serdecznie dziękuję recenzentom tej pracy, Panom prof. Piotrowi Migoniowi i Tomaszowi Zielińskiemu za cenne uwagi i wskazówki. Również serdecznie dziękuję Panu dr. Józefowi Lewandowskiemu za inspirującą dyskusję. Analizy mineralogiczne frakcji ilowej przeprowadzone zostały dzięki uprzejmości dr Grażyny Bzowskiej.

Literatura

- ALEXANDROWICZ S.W., 1969: Utwory paleogenu w południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 39: 681–696.
- ALEXANDROWICZ S.W., 1995: Malacofauna of the Vistulian Loess in the Cracow Region (S Poland). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sect. B*, 1: 1–28.

- ALEXANDROWICZ S.W. & ALEXANDROWICZ Z., 2003: Pattern of karst landscape of the Cracow Upland (South Poland). *Acta Carsologica*, 32: 39–56.
- BEDNAREK J., KAZIUK H. & ZAPAŚNIK T., 1978: Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, arkusz Ogrodzieniec. Wydawnictwo Instytutu Geologicznego, Warszawa, 1–76.
- BUKOWY S. & ŚLÓSZARZ J., 1968: Wyniki wiercenia Bębło. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 212: 7–38.
- CORBEL J., 1959: Erosion en terrain calcaire. *Annales de Géographie*, 68: 97–120.
- CHLEBOWSKI R., 1989: Wietrzenie chemiczne skał węglanowych formacji Hecla Hoek w warunkach klimatu polarnego (rejon Bellsundu, Zachodni Spitsbergen). XVI Sympozjum Polarne, Toruń, p. 85–88.
- CHMIELEWSKI W., 1961: *Civilisation de Jerzmanowice*. Instytut Historii Kultury Materialnej PAN, 92 pp.
- CZUDEK T., 2005: *Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru*. Moravské Zemské Muzeum. Brno, 238 pp.
- DWUCET K. & ŚNIESZKO Z., 1996: Ewolucja neoplejstoczeńskiej pokrywy lessowej na przykładzie zmian w profilu Odonów (południowa Polska). *Biuletyn Peryglacjalny*, 35: 7–44.
- DYLIK J., 1969: Slope Development Under Periglacial Conditions in the Łódź Region. *Biuletyn Peryglacjalny*, 16: 381–410.
- DŻUŁYŃSKI S., 1952: Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 21: 125–180.
- DŻUŁYŃSKI S., 1953: Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geologica Polonica*, 3: 325–440.
- DŻUŁYŃSKI S., HENKIEL A., KLIMEK K. & POKORNY J., 1966: Rozwój rzeźby dolinnej południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 36: 330–343.
- FELISIAK I., 1992: Osady krasowe oligocenu i wczesnego miocenu oraz ich znaczenie dla poznania rozwoju tektoniki i rzeźby okolic Krakowa. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 62: 173–207.
- FELISIAK I., 1997: Kras kopalny Jury Polskiej. [In:] *Materiały 31 Sympozjum Speleologicznego*. Ojców, 44–45.
- GLĄZEK J. & SZYNKIEWICZ A., 1987: Stratygrafia młodotrzeciorzędowych i wczesnoczwartorzędowych osadów krasowych i jej paleogeograficzne implikacje. [In:] *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*. Wrocław, 113–130.
- GRADZIŃSKI R., 1962: Rozwój podziemnych form krasowych w południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 32, 4: 429–492.
- GRADZIŃSKI R., 1972: Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 335 pp.
- GRADZIŃSKI R., GRADZIŃSKI M. & MICHALIK S., 1994: *Natura i kultura w krajobrazie Jury*. Przyroda. Zarząd Zespołu Jurajskich Parków Krajobrazowych, Kraków, 1–119.
- JAHN A., 1947: Przyczynek do znajomości stożków usypiskowych w krajach polarnych. *Przegląd Geograficzny*, 21: 1–10.
- JAHN A., 1954: Denudacyjny bilans stoku. *Czasopismo Geograficzne*, 25, 1–2: 38–58.
- JAHN A., 1962: Geneza skałek granitowych. *Czasopismo Geograficzne*, 33, 1: 19–44.
- JERSAK J., SENDOBRY K. & ŚNIESZKO Z., 1992: Postwarcińska ewolucja wyżyn lessowych w Polsce. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach*, 1227: 1–197.
- KIRKBY M.J., 1987: General models of long-term slope evolution through mass movement. [In:] M.G. ANDERSON & K.S. RICHARDS (Ed.): *Slope Stability*. Wiley, Chichester, 359–380.
- KLATKA T., 1962: Geneza i wiek gołoborzy Łysogórskich. *Acta Geographica Lodziensia*, 12: 1–129.
- KLIMASZEWSKI M., 1958: Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej. *Przegląd Geograficzny*, 30: 421–438.
- KLIMOWICZ Z., MELKE J., UZIĄK S. & CHODOROWSKI J., 1999: Pokrywa glebowa południowego pobraża Bellsundu (Spitsbergen Zachodni). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sect. B*, 10: 185–200.
- KONECKA-BETLEY K. & MADEYSKA T., 1991: Profil lessów Kraków–Zwierzyniec. [In:] H. MARUSZCZAK (Ed.): *Podstawowe profile lessów w Polsce*. UMCS, Lublin, 99–99.
- KOTARBA A., 1992: Natural environmental and landform dynamics of the Tatra Mountains. *Mountain Research and Development*, 12, 2: 105–129.
- KRYSOWSKA-IWASZKIEWICZ M., 1974: Studium mineralogiczno-petrograficzne kenozoicznych osadów lądowych Wyżyny Krakowskiej. *Prace Mineralogiczne*, 35: 1–69.
- LEWANDOWSKI J., 1993: Rzeźba podczwartorzędowa regionu śląsko-krakowskiego i jej ewolucja morfogenetyczna. *Folia Quaternaria*, 64: 101–121.
- LEWANDOWSKI J., 1996: Głównie czynniki neogeńskiej i czwartorzędowej ewolucji morfogenetycznej regionu śląsko-krakowskiego. *Acta Geographica Lodziensia*, 71: 131–148.
- LEWANDOWSKI J., 2007: Neotectonic structures of the Upper Silesian Region, southern Poland. *Studia Quaternaria*, 24: 21–28.
- LEWIŃSKI J., 1913: Utwory lodowcowe okolic Ojcowa. *Sprawozdania z Posiedzeń Towarzystwa Naukowego*, Warszawa, 6, 9: 819–849.
- LEWKOWICZ A.G. & KOKELJ S.V., 2002: Slope sediment yield in arid lowland continuous permafrost environments, Canadian Arctic Archipelago. *Catena*, 46, 4: 261–283.
- LINTON D.L., 1955: The problems of tors. *Geographical Journal*, 121: 470–487.
- MADEYSKA-NIKLEWSKA T., 1969: Górnoplejstoczeńskie osady jaskiń Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Acta Geologica Polonica*, 19, 2: 341–392.
- MADEYSKA T., 1977: Zróżnicowanie wiekowe jaskiń i schronisk skalnych oraz ich osadów w Dolinie Sąpsowskiej koło Ojcowa. *Kras i speleologia*, 1: 71–80.
- MATYSZKIEWICZ J., 1997: Microfacies, sedimentation and some aspects of diagenesis of Upper Jurassic sediments from the elevated part of the Northern peri-Tethyan Shelf: a comparative study on the Lochen area (Schwabiche Alb) and the Cracow area (Cracow–Wieluń Upl-

- and, Polen). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, 21 E: 1–111.
- MATYSZKIEWICZ J., KRAJEWSKI M. & ŻABA J., 2006: Structural control on the distribution of Upper Jurassic carbonate buildups in the Kraków–Wieluń Upland (south Poland). *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie Abhandlungen*, 3: 182–192.
- PALMER J.A. & NEILSON R.A., 1962: The origin of granite tors on Dartmoor, Devonshire. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 33: 315–339.
- PAWELEC H., 2004: Klasyfikacja litogenetyczna peryglacialnych pokryw stokowych w południowej części Płaskowyżu Ojcowskiego. *Przegląd Geologiczny*, 10: 990–996.
- PAWELEC H., 2005: Paleoklimatyczna wymowa pokryw stokowych na podstawie badań w południowej części Płaskowyżu Ojcowskiego. *Przegląd Geologiczny*, 11: 1051–1057.
- PAWELEC H., 2006a: Origin and palaeoclimatic significance of the Pleistocene slope covers in the Cracow Upland, southern Poland. *Geomorphology*, 74: 50–69.
- PAWELEC H., 2006b: Stratygrafia pokryw stokowych w południowej części Płaskowyżu Ojcowskiego. *Czasopismo Geograficzne*, 77, 4: 40–61.
- PAWELEC H., 2007: Pleistocene evolution of fault-line scarps in the northern margin of the Krzeszowice Graben, south Poland. *Studia Quaternaria*, 24: 29–35.
- POKORNY J., 1963: The development of Mogotes in the southern part of the Cracow Upland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Serie des Sciences. Géologie et Géographie*, 11, 3: 169–175.
- PULINA M., 1992: Denudacja krasowa. [In:] A. KOSTRZEWSKI & M. PULINA (Ed.): *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy*. Katowice, 16–39.
- PULINA M. & TRZCIŃSKI J.B., 1996: *Guides des regions Karstiques de la Sibirie Orientale et de l'Oural*. UŚL, Sosnowiec, 1–173.
- RACINOWSKI R., RUTKOWSKI J. & ŚNIESZKO Z., 1994: Litologia i stratygrafia utworów pyłowych w odsłonięciu Szczyglice k. Krakowa. [In:] K. KLIMEK (Ed.): *Litologia i Stratygrafia Czwartorzędowych Utworów Pyłowych*. UŚL, Sosnowiec, *Georama* 2: 29–38.
- RAPP A., 1960: Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen: a geomorphological study of the denudation of slopes in an arctic locality. *Norsk Polarinstittutt Skrifter*, 119: 1–96.
- RUTKOWSKI J., 1986: O trzeciorzędowej tektonice uskokowej okolic Krakowa. *Przegląd Geologiczny*, 10: 587–590.
- RUTKOWSKI J., 1996: O poligenicznym charakterze rzeźby okolic Krakowa. *Acta Geographica Lodziensia*, 71: 207–217.
- RÓŻKOWSKI J., 2006: Wody podziemne utworów węglanowych południowej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej i problemy ich ochrony. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach*, 2430: 1–263.
- RÓŻYCKI S.Z., 1960: Czwartorzęd rejonu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów. *Przegląd Geologiczny*, 8: 424–429.
- RÓŻYCKI S.Z., 1972: *Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*. PWN, Warszawa, 316 pp.
- STARKE L., 1965: Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich (na przykładzie dorzecza górnego Sanu). *Prace Geograficzne Instytutu Geografii PAN*, 50: 1–157.
- STARKE L., 1986: Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w ewolucji rzeźby (na przykładzie Fliższych Karpat). *Czasopismo Geograficzne*, 57: 203–213.
- TRAMMER J., 1985: Biohermy gąbkowe warstw jasnogórskich (oksford jury polskiej). *Przegląd Geologiczny*, 33: 78–81.
- TRICART J., 1956: Étude expérimentale du problème de la gélivation. *Biuletyn Peryglacialny*, 4: 285–318.
- TYC A., 1997: Wpływ antropopresji na procesy krasowe Wyżyny Śląsko-Krakowskiej na przykładzie obszaru Olkusz–Zawiercie. *Kras i Speleologia*, 2: 1–176.
- TYC A., 2005: Relikty krasu podziemnego we współczesnej morfologii ostańców Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. [In:] A. KOTARBA, K. KRZEMIEN & J. ŚWIĘCHOWICZ (Ed.): *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*. VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków, 481–486.
- TYCZYŃSKA M., 1968: Rozwój geomorfologiczny terytorium miasta Krakowa. *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 17: 1–70.
- UNRUG R., HARAŃCZYK C. & CHOCYK-JAMIŃSKA M., 1999: Easternmost Avalonian and Armorican-Cadomian terranes of central Europe and Caledonian-Variscan evolution of the polydeformed Kraków mobile belt: geological constraints. *Tectonophysics*, 302: 133–157.
- WALCZAK W., 1956: Utwory czwartorzędowe i morfologia południowej części Jury Krakowskiej w dorzeczu Będkówek i Kobylanki. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 100, 7: 419–453.
- WALCZAK W., 1963: Geneza form skalnych na północno-wschodniej krawędzi Gór Stołowych. *Acta Universitatis Wratislaviensis, Studia Geograficzne*, 1: 361–370.
- ZARĘCZNY S., 1894: *Atlas geologiczny Galicji*. Komisja Fizyograficzna, AU, Kraków, 1–290.
- ZUCHIEWICZ W., 2000: Mapy w skali 1 : 5 000 000, Współczesne ruchy tektoniczne, Ruchy tektoniczne w czwartorzędzie I, II. Jednostki neotektoniczno-strukturalne. [In:] W. MACIEJOWSKI & R. ULISZAK (Ed.): *Encyklopedia Geograficzna Świata. Atlas Polski*. OPRES, Kraków, 29–30.
- ŻABA J., 1999: Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 166: 1–162.
- ŻURAWEK R. & MIGOŃ P., 1999: Peryglacialna morfogeneza Ślęży w kontekście długotrwałej ewolucji rzeźby. *Acta Geographica Lodziensia*, 76: 133–151.

Manuskrypt otrzymano 7 lipca 2008;
poprawioną wersję zaakceptowano do druku 12 listopada 2008.