

LESZEK LINDNER

## Geneza i wiek skałek piaskowcowych góry Piekło koło Nieklania

ORIGIN AND AGE OF THE SANDSTONE ROCKLETS OF MT. PIEKŁO  
NEAR NIEKŁAŃ (HOLY CROSS MTS)

**STRESZCZENIE:** Skałki piaskowcowe góry Piekło koło Nieklania zawdzięczają swoje pochodzenie plejstocenijskim procesom korazyjno-deflacyjnym, które w pierwszym etapie działalności wypreparowały bardziej zsylikowane (podczas trzeciorzędu) partie utworów liasowych, a w drugim etapie, wykorzystując spękania ciosowe i strefy uskokowe tych utworów, doprowadziły do wyodrębnienia się z nich poszczególnych grzybów i gzymsów skalnych. Położenie skałek piaskowcowych góry Piekło oraz analiza paleogeomorfologiczna obszarów sąsiednich wskazują, że główny cykl korazyjno-deflacyjnego modelowania tych skałek należy wiązać z długotrwałą działalnością wiatrów zachodnich w okresie akumulacji lessów młodszych (Würm) regionu świętokrzyskiego.

### WSTĘP

Skałki piaskowcowe góry Piekło są najlepiej wykształconym zespołem form tego typu w regionie świętokrzyskim i stanowią jeden z najbardziej atrakcyjnych zabytków geologicznych tego regionu. Skałki te zostały utworzone w przywierzchołkowej strefie południowo-zachodniego stoku góry Piekło, położonej w odległości około 3 km na NE od Nieklania i około 4 km od przystanku kolejowego w Wólce Plebańskiej (fig. 1).

Opisywane skałki składają się z szeregu gzymsów oraz grzybów skalnych i uformowane są w piaskowcach serii ostrowieckiej liasu (Karaszewski & Kopik 1970) zapadających pod kątem kilku stopni ku NE. Skałki góry Piekło osiągają wysokość 2—8 m i zgrupowane są w dwóch

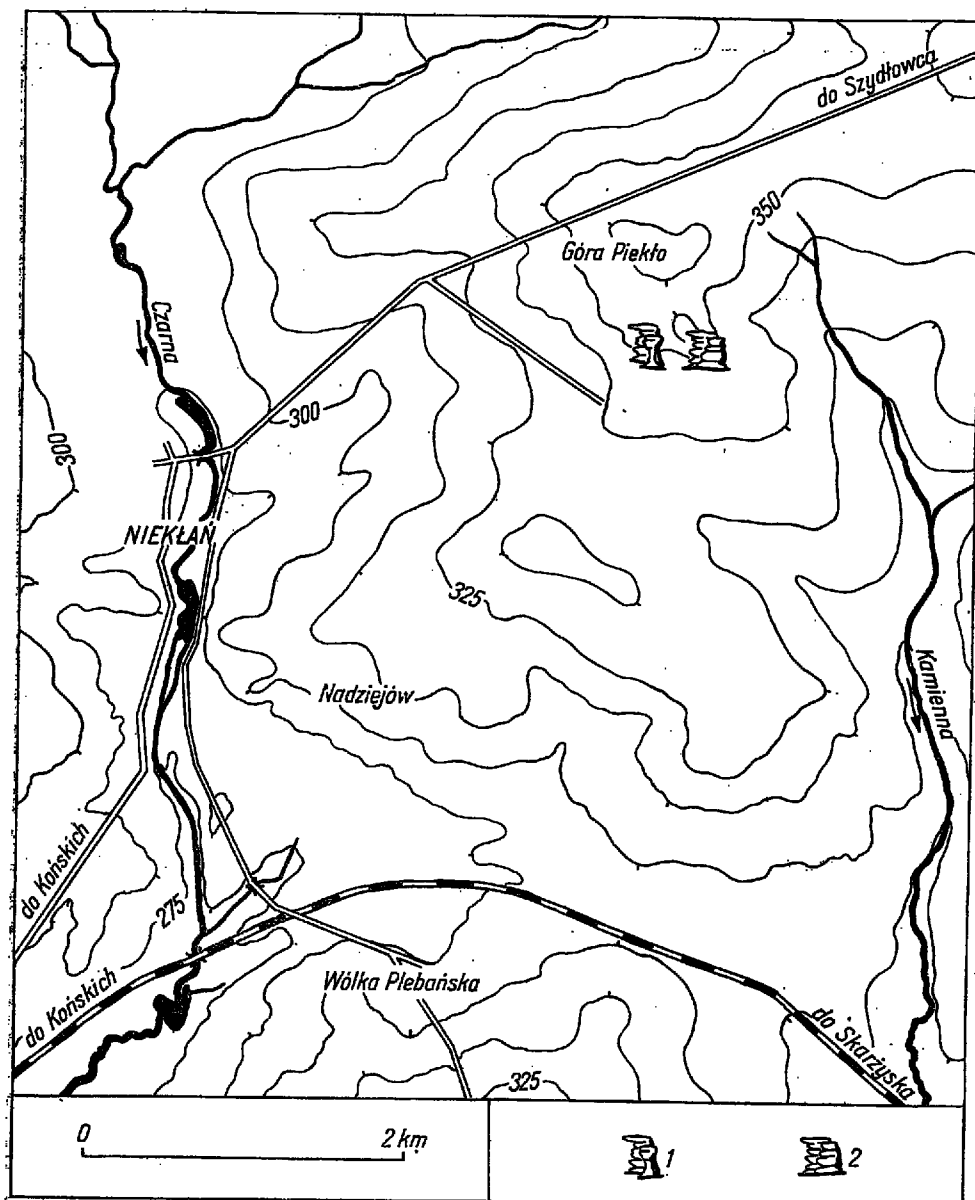


Fig. 1

Szkic sytuacyjny skałek piaskowcowych góry Piekto k. Nieklania  
 1 skałki kompleksu zachodniego, 2 skałki kompleksu wschodniego

Occurrence of sandstone crags on Mt. Piekto near Nieklan  
 1 crags of western group, 2 crags of eastern group

kompleksach (fig. 1): wschodnim (pl. 1—3) i zachodnim (pl. 4—6), odległych od siebie o około 100 m. W rejonie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich analogiczne formy znane są jeszcze z okolic wsi Piekło koło Sielpi (Lindner 1971a). Zarówno w przypadku skałek wsi Piekło jak i góry Piekło formy te występują w obrębie stosunkowo zwartego lasu iglastego, a niektóre z nich porośnięte są krzewami lub roślinnością zielną (pl. 1, 2 i 5).

Skałki piaskowcowe góry Piekło znane są od dawna dzięki pracom C. Kuźniara (1923) oraz E. Massalskiego i K. Kaznowskiego (1928), którzy jako pierwsi utworzenie tych skałek wiąźali z procesami eolicznymi.

### GENEZA I WIEK SKAŁEK PIASKOWCOWYCH

Przed przystąpieniem do szczegółowego omówienia genezy i wieku skałek piaskowcowych góry Piekło należy zastanowić się, dzięki czemu pewne partie piaskowców łiasowych mogły zachować się w postaci bloków twardzielcowych i tym samym oprzeć się intensywnej działalności późniejszych procesów denudacyjnych.

Aby wyjaśnić to zagadnienie, należy cofnąć się w okres trzeciorzędowy, kiedy to cała zachodnia część regionu świętokrzyskiego była łądem i podlegała nadzwyczaj intensywnej działalności procesów wieźrzeniowych. W rejonie NW obrzeźenia Gór Świętokrzyskich śladem tych procesów są nie tylko zsyłifikowane utwory górnio- i środkowojurajskie oraz ich rumowiska (Róźycki 1967), ale również ułamki zsyłifikowanych (kwarcytopodobnych) piaskowców łiasowych. Ułamki te znajdowane były w obrębie pokryw zwietrzelinowych zwiąźanych z wyraźnymi powierzchniami morfologicznymi tworzącymi dziś przeważnie kulminacje (Lindner 1971a).

Z analizy geomorfologicznej większego obszaru oraz ze zdjęcia geologicznego okolic Niekłania widać, że spłaszczenie wierzchołkowe góry Piekło nawiązuje do powierzchni gradacyjnej występującej w tym rejonie na wysokości 360—380 m n.p.m. i będącej zapewne odpowiednikiem powierzchni paleogeńskieej w zachodniej części Gór Świętokrzyskich (por. Lencewicz 1934, 1936). W przypadku powierzchni gradacyjnej góry Piekło proces syłifikacji trzeciorzędowej wyraził się uruchomieniem krzemionki, która w pewnym sensie skupowo impregnowała serie piaskowcowe<sup>1</sup> i tym samym sprzyjała późniejszemu wyodrębnianiu się z nich bloków twardzielcowych.

Dodatkovym argumentem przemawiającym za wzbogaceniem w krzemionkę tej strefy piaskowców łiasowych, z której później zostały utworzone formy skałkowe, jest występowanie paproci krzemionkolubnej *Asplenium septentrionale* (L.), której stanowiska znajdują się w Górach Świętokrzyskich jeszcze tylko w strefie bloków kwarcytowych Łysej Góry oraz w strefie skałek piaskowcowych okolic Suchedniowa (Massalski & Kaznowski 1928).

<sup>1</sup> Podobny proces skupowej infiltracji roztworów oraz cementacji tą drogą osadów piaszczystych obserwowal doświadczalnie dr J. Müller (inf. ustna) z Muzeum Ziemi w Warszawie.

Sylikfikacja skał mezozoicznych badanego rejonu wiąże się z wietrzeniem w warunkach przedmiocenijskiego klimatu tropikalnego (Różycki 1967). W neogenie rejon ten podlegał intensywnej działalności procesów denudacyjnych i erozyjnych, które wykorzystywały przede wszystkim linie niezgodności tektonicznych oraz zróżnicowanie litologiczne osadów. Wydaje się, że w okresie młodotrzeciorzędowym okolice Nieklania swoim charakterem rzeźby przypominały dzisiejsze Góry Stołowe (por. Walczak 1963) z tą różnicą, że rolę bardziej odpornych ławic piaskowców ciosowych spełniały tu zsylikkowane, paleogeńskie powierzchnie gradacyjne zdyslokowane drogą odnowienia się uskokiów podłużnych (NW-SE) i poprzecznych (por. Krajewski 1958).

Zarówno młodotrzeciorzędowa sytuacja morfologiczna okolic Nieklania jak i ówczesne warunki klimatyczne mogły wprawdzie sprzyjać eolicznemu przemodelowaniu twardzielców, lecz wydaje się mało prawdopodobne, aby opisywane formy, w swej obecnej postaci, reprezentowały okres przedczwartorzędowy (por. Kuźniar 1923). Formy te zostałyby zniszczone w okresie zlodowacenia krakowskiego (G II), kiedy to lądolód skandynawski pokrył badany obszar do wysokości ponad 400 m n.p.m. (Lindner 1971a). W okresie zlodowacenia krakowskiego obszar ten podlegał intensywnej działalności egzaracyjnej, czego dowodem jest między innymi znaczna ilość piaskowców łasowych w glinach zwałowych tego zlodowacenia zachowanych na północnych stokach głównych pasm zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Wysokie występowanie glin zwałowych zlodowacenia krakowskiego w rejonie nieklaniaśkim świadczy o całkowitym przykryciu badanego obszaru przez lądolód i wydaje się wykluczać możliwość przysypania skałek piaskowcowych utworami fluwioglacjalnymi lub ekstraglacjalnymi, jak to miało miejsce w przypadku skałek wapiennych Jury Polskiej (por. Różycki 1967).

Z przeprowadzonego rozumowania wynika, że skałki piaskowcowe góry Piekło muszą być młodsze od zlodowacenia krakowskiego, gdyż należy wykluczyć również możliwość odsłonięcia form twardzielcowych spod utworów lodowcowych podczas kataglacjalnej części tego zlodowacenia.

Skałki piaskowcowe góry Piekło są obecnie reprezentowane przez dwadzieścia kilka grzybów i gzymsów skalnych przypominających niekiedy kazalnice (pl. 5) i oddzielonych od siebie zwietrzelinami piaskowcowymi. Zdecydowana większość tych form zgrupowana jest w kompleksie wschodnim, silnie rozczłonkowanym i rozrzuconym na większej przestrzeni.

Skałki kompleksu wschodniego osiągają maksymalnie 6 m wysokości i w większości reprezentowane są przez grzyby skalne (pl. 2), których średnica podstawy jest niewiele mniejsza od średnicy „kapelusza” i waha się od 2 do 4 m. W obrębie tego kompleksu, poza formami grzybopodobnymi, występują również kilkumetrowe gzymsy skalne tworzące strome urwiska opadające ku południowi i południowemu zachodowi (pl. 1). Wzajemne rozmieszczenie poszczególnych form skałkowych sprawia wrażenie, iż zarówno gzymsy jak i grzyby skalne są pooddzielane od siebie niezbyt szerokimi przestrzeniami (przeważnie o szerokości do 2 m), które zorientowane są tak, jakby pierwotnie stanowiły sieć spękań ciosowych serii piaskowcowych (pl. 1). Większość tych przestrzeni międzyskałkowych przecina się pod kątem prostym i układa się wzdłuż linii SW-NE i NW-SE.

W wielu przypadkach na powierzchniach poszczególnych skałek opisywanego kompleksu widać zróżnicowanie litologiczne oraz ślady warstwowania i utwórcenia utworów piaskowcowych. Niekiedy w obrębie poszczególnych ławic lub ich zespołów widać wyraźne różnice w ilości krzemionki cementującej piaskowce. Różnice te zaznaczone są na powierzchniach skałek w postaci głębokich (na kilkanaście lub kilkadziesiąt centymetrów) okienek lub jamek oddzielonych „gotycko-łukowatymi” sklepieniami opierającymi się na kolumnkach piaskowcowych (Massalski & Kaznowski 1928). Wspomniane kolumnki reprezentują bardziej zcementowane partie ławic i stanowią zapewne ślad głęboko sięgającej sylifikacji trzeciorzędowej.

Przy charakterystyce form skałkowych kompleksu wschodniego należy wspomnieć o częściowym pokryciu powierzchni jednej ze skałek (pl. 1) czarną powłoką mineralną o grubości 2–5 mm (pl. 3, fig. 2). Powłoka ta poddana została wstępnym badaniom chemicznym, które wykonane były przez mgr inż. M. Markowicz<sup>2</sup> w Instytucie Geologii Podstawowej UW. Otrzymane wówczas wyniki pozwoliły zinterpretować wspomniane powłoki jako szczątkowo zachowane fragmenty polewy żelazisto-manganowej wytrąconej w warunkach pustyni peryglacialnej (Lindner 1971a). Polewa ta jest wykwitem starszym od brunatnoszarej powłoki mineralnej o grubości 1–2 mm, pokrywającej większość powierzchni skałek kompleksu wschodniego. W ostatnim czasie, zarówno starsze jak i młodsze powłoki mineralne (polewy) oraz same piaskowce, na których one występują, zostały poddane badaniom chemicznym. Badania te zostały wykonane w Zakładzie Gleboznawstwa SGGW przez doc. dr K. Konecką-Betley<sup>3</sup>, a uzyskane wyniki zestawiono w tabeli 1.

Tabela (Table) 1

Mikroelementy powłok mineralnych pokrywających skałki piaskowcowe góry Piekło k. Niekłania

Microelements of mineral crusts covering the sandstone crags of Mt. Piekło near Niekłania

	Fe	Cu	Mn	Zn	Ni	Co	Mo
	%						
	ppm						
Powłoka młodsza, żółto-brązowa /Younger crust, yellow-brown/	0,15	2,0	ślady /traces/	24,0	75,0	0,441	ślady /traces/
Powłoka starsza, czarna /Older crust, black/	0,11	72,0	20,800 /2,08%/	72,0	30,0	172,600	1,05

Zarówno analizy chemiczne wykwitów mineralnych pokrywających skałki piaskowcowe, jak i sytuacja morfologiczno-geologiczna tych skałek, nie wykluczają wprawdzie możliwości interpretowania wykwitów jako swego rodzaju polew pustynnych, ale jednocześnie zmuszają do zastanowienia się, czy przypadkiem fragmenty starszych wykwitów nie są śladami wytrąceń mineralnych w obrębie szczylin ciosowych piaskowców, a więc czy nie mamy tu do czynienia z przejawami mineralizacji utworów ławowych zanim zostały one odpreparowane w postaci form twardełcowych.

<sup>2</sup> W tym miejscu autor pragnie serdecznie podziękować Pani Mgr inż. M. Markowicz za wykonanie analiz chemicznych.

<sup>3</sup> W tym miejscu autor pragnie serdecznie podziękować Pani Doc. dr K. Koneckiej-Betley za wykonanie analiz chemicznych oraz za okazję do interesujących dyskusji.

Przechodząc do opisu skałek piaskowcowych kompleksu zachodniego należy zaznaczyć, że są to formy większe od skałek kompleksu wschodniego. Również w przypadku kompleksu zachodniego formy skałkowe reprezentowane są przez grzyby i gzymsy skalne o wyglądzie koralnic (pl. 4, fig. 1; pl. 5 i 6). Większość grzybów skalnych osiąga w swej podstawie średnicę około 1,0 m, przy średnicach kapeluszy dochodzących do 2—3 m. Grzyby te zgrupowane są w części południowej charakteryzowanego kompleksu, podczas gdy formy gzymsowe występują głównie w części północnej.

Wzajemne rozmieszczenie poszczególnych skałek kompleksu zachodniego zdaje się być uzależnione od układu szczelin ciosowych w seriach piaskowcowych (pl. 4, fig. 1; pl. 5 i 6). Rolę zjawisk tektonicznych w procesie modelowania poszczególnych form skałkowych i ich zespołów (por. Alexandrowicz 1970) potwierdza między innymi fakt gwałtownego ograniczenia zasięgu opisywanego kompleksu od strony zachodniej (pl. 4, fig. 1).

W obrębie zachodniego kompleksu skałek piaskowcowych, jeszcze wyraźniej niż w przypadku kompleksu wschodniego, zaznaczony jest wpływ sytyfikacji na rozwój form skałkowych. II tak już z pobieżnych obserwacji widać, że procesy rozczłonkowujące twarżelce piaskowcowe miały najwięcej trudności z niszczeniem górnej powierzchni twarżelcowej, która jako najsilniej zsytyfikowana zachowała się w postaci „kapeluszy” grzybów oraz najwyższych części gzymsów skalnych (pl. 5 i 6).

Z obserwacji reliefu powierzchni skałek piaskowcowych kompleksu zachodniego wynika, że większe rozmiary oraz sama ekspozycja poszczególnych zespołów jamek i okienek (pl. 4—6) przemawiają za bardziej intensywną (niż w przypadku kompleksu wschodniego) działalnością procesów modelujących. Brak starszych pól żelazisto-manganowych na powierzchniach skałek kompleksu zachodniego może wskazywać na to, że procesy je modelujące były nieco młodsze od tych, które doprowadziły do utworzenia kompleksu wschodniego. Dodatkowym argumentem przemawiającym za nieco młodszym wiekiem procesów modelujących skałki zachodnie jest korazyjne usunięcie młodszych pól żelazisto-manganowych z najbardziej na zachód eksponowanych powierzchni skałkowych.

Przystępując do charakterystyki procesów, które w świetle wyżej przedstawionych obserwacji mogły doprowadzić do przemodelowania twarżelców piaskowcowych w poszczególne formy grzybów i gzymsów skalnych, widać, iż musiały to być procesy eoliczne. Zasadniczych dowodów przemawiających za eoliczną genezą skałek piaskowcowych góry Piekło dostarcza z jednej strony kształt tych form i ich sytuacja morfologiczna, a z drugiej strony charakter powierzchni skałkowych.

Zdecydowana większość opisywanych form reprezentowana jest przez grzyby i gzymsy skalne, a więc formy zwięzające się u podstawy, co najprościej tłumaczy się działalnością procesów korazyjnych oraz deflacyjnych. Obserwacje powierzchni skałek piaskowcowych skłaniają wprawdzie do przypisywania większej roli procesom korazyjnym — dążącym do selektywnego drażenia mniej zwartych partii piaskowców, ale jednocześnie należy pamiętać, iż same piaskowce zawierają znaczną domieszkę materiału pylastego — którego brak w osadach bezpośrednio otaczających te formy może wskazywać również na znaczną rolę deflacji.

Materiał grubopiaszczysty i drobnopiaszczysty, który w wyniku korazyjno-deflacyjnego modelowania skałek został wyruszony ze swego pierwotnego położenia, tworzy obecnie wyraźne stożki deluwialne uformowane poniżej skałek piaskowcowych w wyniku późniejszych procesów stokowych.

Ze względu na sytuację morfologiczną skałek piaskowcowych góry Piekło jak i z uwagi na to, że na powierzchniach tych skałek nie stwierdzono eksfoliacji materiału piaskowcowego, można sądzić, że procesy wietrzeniowe związane z cyklicznymi wahaniami temperatury oraz sama ekspozycja opisywanych form względem słońca nie odgrywały tu tak poważnej roli, jaką się im przypisuje w przypadku modelowania skałek piaskowcowych obszaru karpackiego (Klimaszewski 1932; Świdziński 1933a, b, c; Alexandrowicz 1970) czy sudeckiego (Walczak 1963). Również tłumaczenie genezy jamek zachowanych na powierzchniach skałek zjawiskiem wyciekania i sączenia się wody (Świdziński 1933a) wydaje się mało prawdopodobne w przypadku tworzenia urozmaiconego reliefu powierzchni form piaskowcowych góry Piekło.

Tak samo jak oczywista wydaje się eoliczna geneza opisywanych skałek tak również nie ulega wątpliwości, że skałki te zostały utworzone dzięki korazyjno-deflacyjnej działalności wiatrów zachodnich. Za takim kierunkiem wiatrów skałkotwórczych przemawia sytuacja morfologiczna i orientacja skałek, zgrupowanie się wspomnianych jamek na zachodnich powierzchniach skałkowych oraz częściowe lub całkowite usunięcie młodszych pól mineralnych z powierzchni eksponowanych ku zachodowi. Dodatkowym argumentem wskazującym na zachodni kierunek wiatrów skałkotwórczych jest mała ilość materiału drobnopiaszczystego w pokrywach zwietrzelinowych przykrywających utwory liasowe na zachód od góry Piekło, przy stosunkowo dużej ilości piasku w analogicznych pokrywach występujących na wschód od opisywanych skałek, w strefie źródłowego odcinka doliny Kamiennej. Przedstawiona wyżej prawidłowość może również wskazywać na to, że ówczesne procesy deflacyjne nie tylko sprzyjały usuwaniu materiału drobnopiaszczysto-pylastego z bezpośredniego otoczenia opisywanych form, ale sprzyjały również eolicznemu przemieszczaniu tego materiału ku wschodowi. Na marginesie tej problematyki należy zaznaczyć, że precyzyjne kartowanie stref wzbogaconych w materiał piaszczysto-pylasty pochodzenia eolicznego jest utrudnione, z uwagi na pokrycie całego badanego rejonu zwartą szatą leśną.

#### UWAGI PORÓWNAWCZE

Z zagadnieniem kierunku wiatrów modelujących opisywane formy skałkowe wiąże się sprawa wieku tych form, a więc problem ustalenia, z którymi okresami lub którym okresem plejstocenijskiego rozwoju proce-

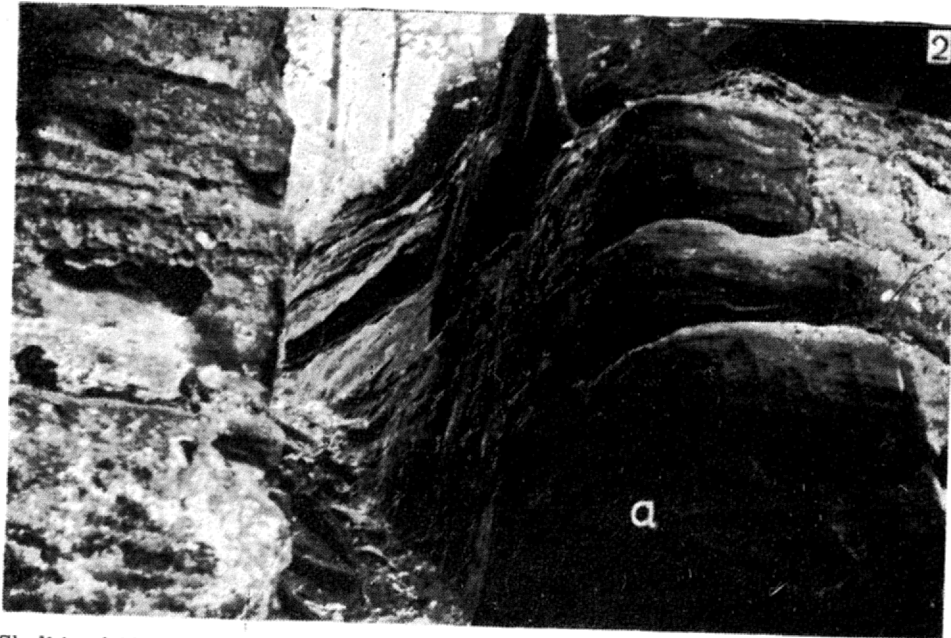
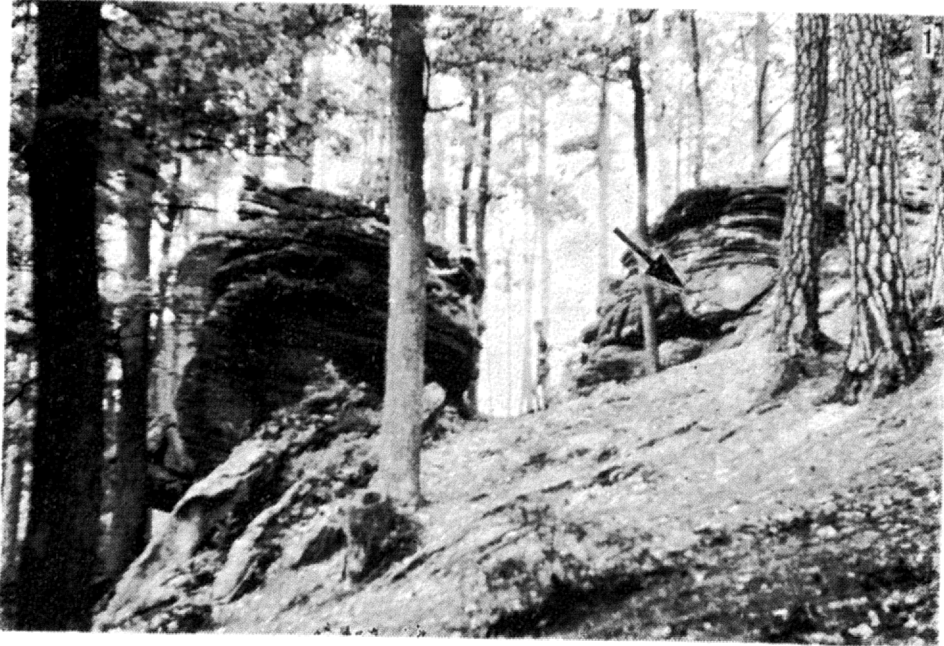
sów eolicznych należy wiązać rozpatrywaną tu działalność korazyjno-deflacyjną. Dotychczasowy stan znajomości przebiegu procesów geologicznych i morfogenetycznych oraz warunków klimatycznych plejstocenu skłania do wiązania tej działalności z jednym z trzech głównych epizodów młodoplejstoczeńskich procesów eolicznych. Najstarszym z tych epizodów był okres akumulacji lessów starszych (złodowacenie środkowopolskie), młodszym — okres akumulacji lessów młodszych (okres stepowo-tundrowy bezpośrednio poprzedzający glacialną część złodowacenia bałtyckiego), najmłodszym zaś — główny okres wydmotwórczy (schyłek złodowacenia bałtyckiego i starszy holocen).

Z przedstawionego opisu skałek piaskowcowych oraz przeprowadzonej charakterystyki procesów formujących te skałki wynika, że formy o tak znacznych rozmiarach nie mogły zostać utworzone jedynie w czasie cyklu wydmotwórczego. Brak wyraźnych form wydmowych w bliskim sąsiedztwie tych skałek również zdaje się wykluczać taką ewentualność.

Tak więc, nie negując co prawda możliwości pewnego przemodelowania skałek piaskowcowych w okresie wydmotwórczym (Lindner 1971a) wydaje się, że główną fazę ich powstania należy wiązać z wiatrami lessotwórczymi. Wiązanie genezy tych skałek z wiatrami lessotwórczymi wskazuje miejsce, gdzie należy szukać materiału pylastego a częściowo i drobnopiaszczystego, wywianego ze stref tworzenia się grzybów i gzymsów piaskowcowych, a z drugiej strony tłumaczy długotrwałość procesów korazyjno-deflacyjnych oraz wyjaśnia znaczne rozmiary tych form. Być może, że śladem działalności wiatrów lessotwórczych jest również szlif eoliczny niektórych bloków skalnych w obrębie gołoborzy łysogórskich (por. Łyczewska 1960).

Podchodząc do zagadnienia wieku opisywanych skałek z punktu widzenia problematyki lessowej, a zwłaszcza gdy staniemy na stanowisku, że lessy młodsze regionu świętokrzyskiego były akumulowane przy współudziale wiatrów zachodnich (Różycki 1967, Łyczewska 1969; Lindner 1971b), oraz gdy pokusimy się o zestawienie obszarów występowania lessów młodszych rejonu świętokrzyskiego z punktami występowania skałek piaskowcowych tego rejonu (fig. 2), to wówczas zobaczymy, że w okresie akumulacji lessów młodszych prawie cała zachodnia część tego regionu mogła być swego rodzaju „misą deflacyjną”, skąd wywiewany był pył kwarcowy — stanowiący główną masę lessów. Wiązanie genezy skałek piaskowcowych z burzami piaszczysto-pyłowymi nie jest rzeczą nową, gdyż sugestie tego rodzaju wysunął już swego czasu E. Obst (fide Walczak 1963), próbując w ten sposób zinterpretować genezę skałek piaskowcowych Gór Stołowych.





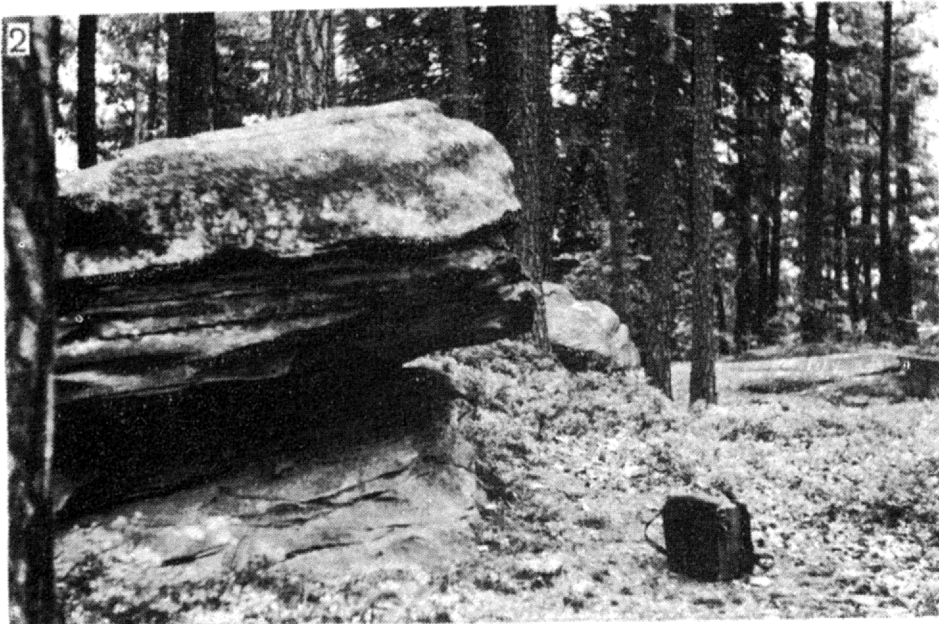
Skalki piaskowcowe góry Piekło (kompleks wschodni) oddzielone poszerzonymi eolicznie szczelinami ciosowymi

Sandstone crags of Mt. Piekło (eastern group), separated from one another by joint fractures widened by wind abrasion

1 — Skalka z zaznaczonym miejscem występowania starszej powłoki mineralnej (por. pl. 3, fig. 2).

Crag with traces of older mineral crust (cf. Pl. 3, Fig. 2).

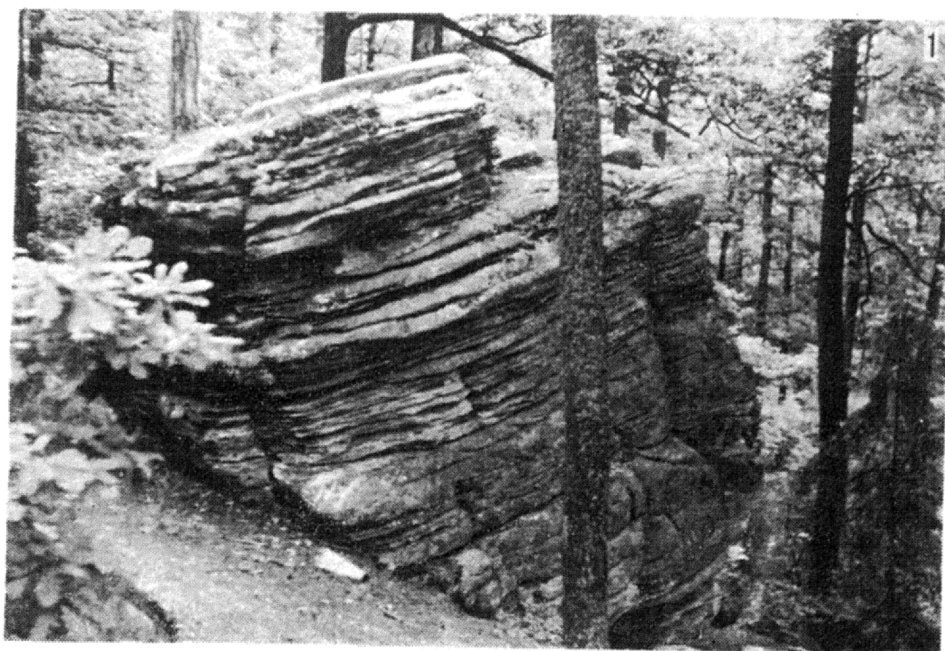
2 — Fragment powierzchni jednej ze skałek pokrytej młodszą powłoką mineralną (a).  
Younger mineral crust (a) on the surface of a crag.



Skalki piaskowcowe góry Piekło (kompleks wschodni) z wyraźnie widocznymi śladami warstwowania piaskowców

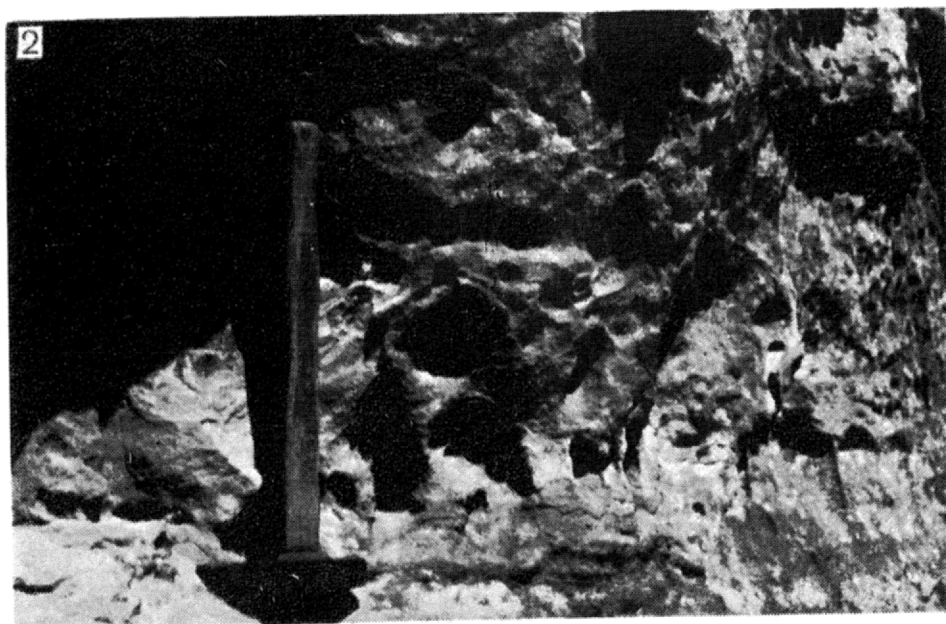
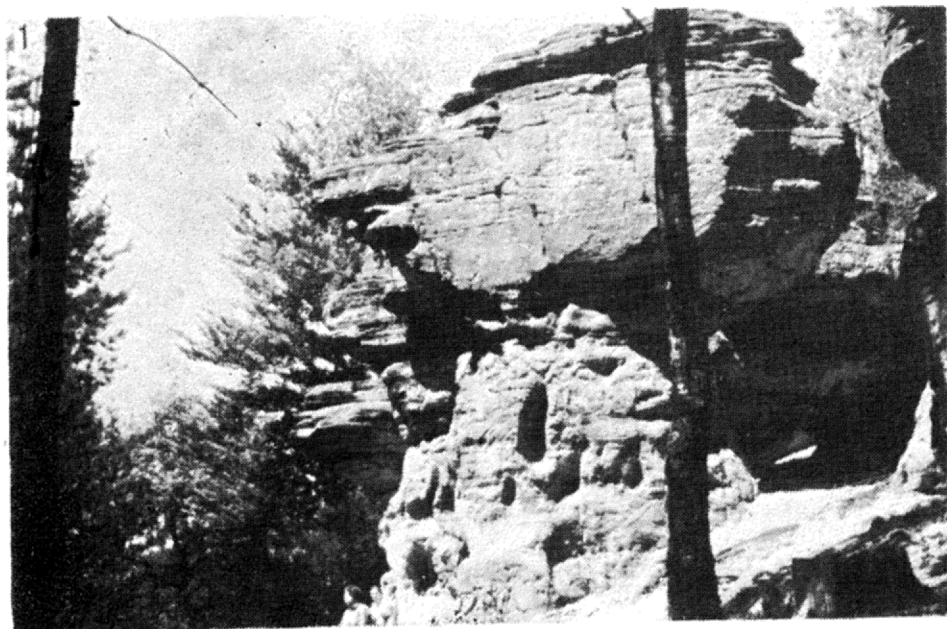
Sandstone crags of Mt. Piekło (eastern group) with distinct traces of stratification of sandstones

- 1 — Skalka zbudowana z cienkoławicowych piaskowców.  
Crag built of thin-bedded sandstones.
- 2 — Skalka zbudowana z naprzemianległych, grubo- i cienkoławicowych piaskowców.  
Crag built of alternating thin- and thick-bedded sandstones.



Skalki piaskowcowe góry Piekło (kompleks wschodni)  
Sandstone crags of Mt. Piekło (eastern group)

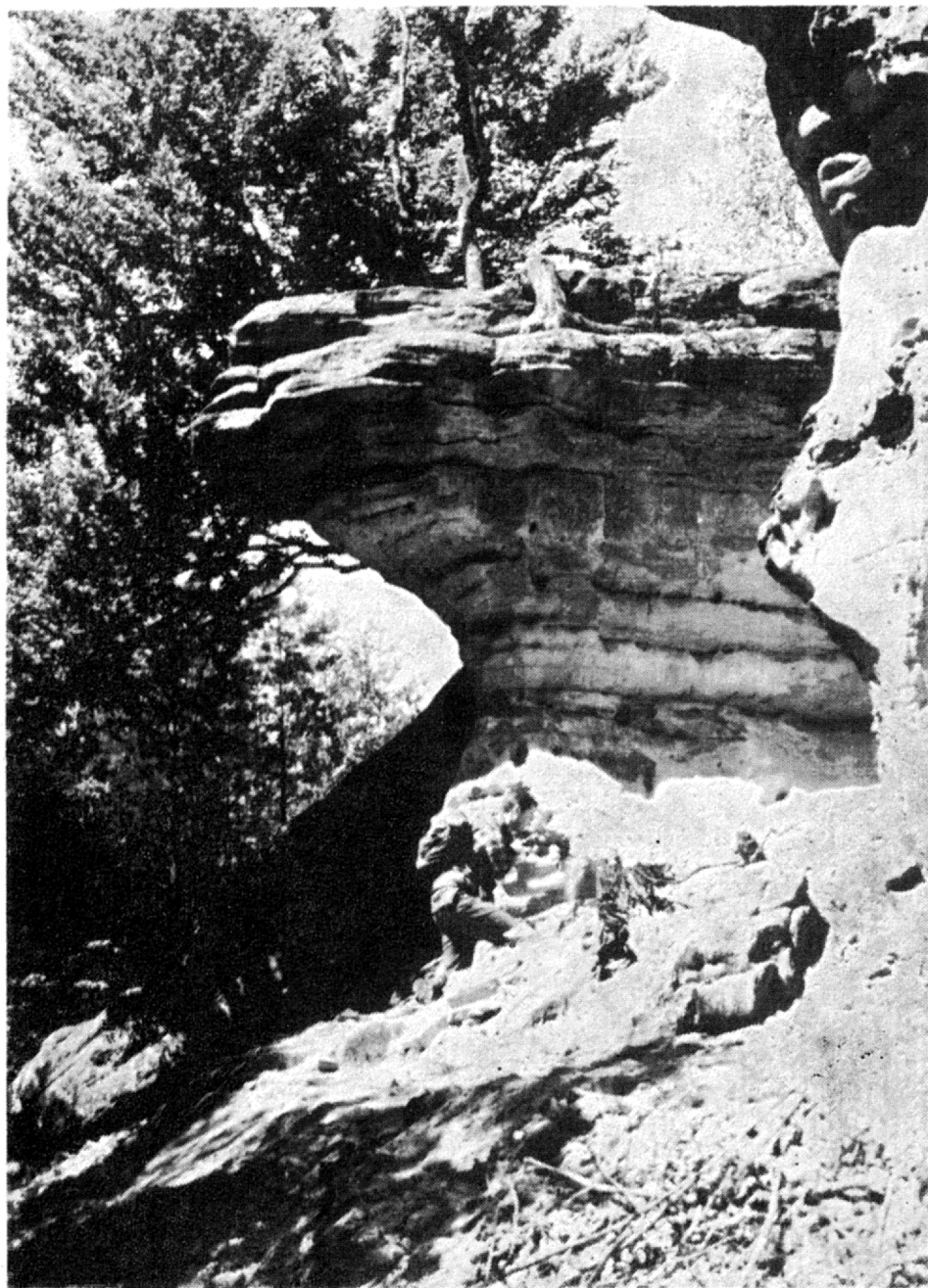
- 1 — Jedna ze skałek z wyraźnie widocznym kierunkiem zapadania ławie piaskowcowych oraz spękaniami ciosowymi.  
Crag showing dipping sandstone beds and joint fractures distinctly marked.
- 2 — Powierzchnia jednej ze skałek z fragmentami starszej powłoki mineralnej (por. pl. 1, fig. 1).  
Surface of crag with remnants of older mineral crust (cf. Pl. 1, Fig. 1).



Skalki piaskowcowe góry Piekło (kompleks zachodni)

Sandstone crags of Mt. Piekło (western group)

- 1 — Ogólny widok gzymsów i grzybów skalnych.  
General view on rocky benches and mushrooms.
- 2 — Jamista powierzchnia jednego z grzybów skalnych.  
Cavernous surface of a rocky mushroom.



Grzyby i gzymsy skalne zachodniego kompleksu skałek piaskowcowych góry Piekło  
(formy najbardziej wysunięte na zachód)  
Rocky mushrooms and benches of the western group of sandstone crags from Mt.  
Piekło (forms occurring farthest to the west)



Największy grzyb skalny zachodniego kompleksu skałek piaskowcowych góry  
Piekło

Kapelusz grzyba pokryty młodszą powłoką mineralną; z lewej szczelina ciosowa poszerzona  
przez procesy eoliczne

The biggest rocky mushroom of the western group of sandstone crags from Mt.  
Piekło

Top of the mushroom covered with younger mineral crust; to the left, joint fracture widened  
by wind abrasion

Łączenie opisanych procesów korozyjno-deflacyjnych z ostatnim cyklem lessotwórczym jest uzasadnione i z tego względu, że dotychczas na obszarze świętokrzyskim nie znaleziono takich sytuacji, w których

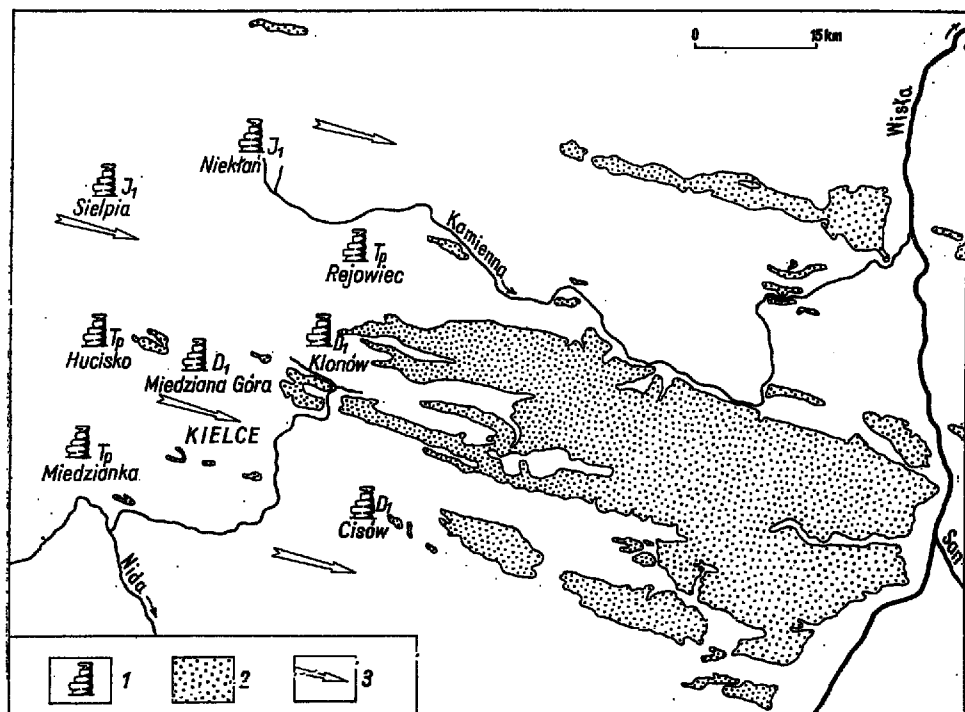


Fig. 2

Skalki piaskowcowe regionu świętokrzyskiego na tle obszarów rozprzestrzenienia lessów

1 punkty występowania skałek uformowanych z piaskowców dolnodewońskich ( $D_1$ ), dolnotriasowych ( $T_p$ ) i dolnojurajskich ( $J_1$ ) — zestawione według J. Czarnockiego (1932) i materiałów własnych; 2 pokrywa lessowa regionu świętokrzyskiego (wg Czarnockiego, 1947, Rühle 1947, oraz materiałów własnych); 3 główny kierunek wiatrów modelujących skałki piaskowcowe i akumulujących lessy młodsze (Würm) regionu świętokrzyskiego

#### Juxtaposition of sandstone crags and loesses in the Holy Cross Mts

1 crags built of Lower Devonian ( $D_1$ ), Lower Triassic ( $T_p$ ) and Lower Jurassic ( $J_1$ ) sandstones — summarized after Czarnocki's (1932) and the author's data; 2 loess cover in the Holy Cross region (after Czarnocki, 1947; Rühle, 1947; and the author's data); 3 main direction of winds modelling sandstone crags and depositing younger (Würm) loesses in the Holy Cross region

skałki piaskowcowe pochodzenia eolicznego byłyby przykryte subaeralnym lessem młodszym. Na obszarze Karpat (Klimaszewski 1932) analogiczne formy skałkowe również nie posiadają przykrycia lessowego.

Instytut Geologii Podstawowej  
Uniwersytetu Warszawskiego  
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93  
Warszawa, w kwietniu 1971 r.

## LITERATURA CYTOWANA

- ALEXANDROWICZ Z. 1970. Skalki piaskowcowe w okolicy Ciężkowic nad Białą (Sandstone rocks in the vicinity of Ciężkowice on the Biała river). — *Ochrona Przyrody*, R. 35, Kraków.
- CZARNOCKI J. 1932. Mniej znane zabytki geologiczne Gór Świętokrzyskich (Slightly known geological nature monuments in the St. Cross Mountains). — *Ibidem*, R. 12 (Warszawa).
- 1947. Kielce (przeglądowa mapa geologiczna Polski), Warszawa.
- KARASZEWSKI W. & KOPIK J. 1970. Jura dolna (Lower Jurassic). In: *Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*. — *Prace Inst. Geol.*, t. 56, Warszawa.
- KLIEMASZEWSKI M. 1932. „Grzyby skalne” na pogórzcu karpackim między Rabą a Dunajcem (Mushroomshaped rocks in the subcarpathian hills). — *Ochrona Przyrody*, R. 12, Warszawa.
- KRAJEWSKI R. 1958. Przegląd wyników zdjęcia geologicznego na arkuszach Końskie i Przysucha w granicach występowania utworów triasu i liasu (Review of the results of the geological mapping on the Końskie and Przysucha sheets within the limits of occurrence of Triassic and Liassic deposits — Central Poland). — *Biul. Inst. Geol.* 126, Warszawa.
- KUŹNIAK C. 1923. Rudy żelazne w okolicy Niekłania (Sur les minerais de fer dans les environs de Niekłań). — *Pos. Nauk. PIG (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, nr 5, Warszawa.
- LENCEWICZ S. 1934. Le massif hercynien des Lysogóry et ses enveloppes. — *Congr. Intern. Géogr. Varsovie 1934, Excurs. B 31*, Warszawa.
- 1936. Surfaces d'aplanissement tertiaire dans les monts Lysogóry. — *Ibidem*, C.-R., 2.
- LINDNER L. 1971a. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Pleistocene stratigraphy and palaeogeomorphology of the north-western margin of the Holy Cross Mountains, Poland). — *Studia Geol. Pol.*, vol. 35, Warszawa.
- 1971b. Wyspa lessowa Obłęgorka koło Kielc (Loess deposits at Obłęgorek near Kielce). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 21, no. 2, Warszawa.
- LYCZEWSKA J. 1960. Formy graniaków wśród osadów zwietrzelinowych Gór Świętokrzyskich (Forms of ventifacts in weathering deposits of Święty Krzyż Mts.). — *Biul. Inst. Geol.* 150, Warszawa.
- 1969. Le rapport de l'accumulation du loess aux processus de la formation des dunes dans la région de la Ste-Croix. — *Biul. Peryglac. (Bull. Périgl.)*, nr 20, Łódź.
- MASSALSKI E. & KAZNOWSKI K. 1928. Piaskowce skalkowe góry Piekło pod Niekłaniem. — *Ochrona Przyrody*, R. 3, Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. 1967. Plejstocen Polski Środkowej (The Pleistocene of Middle Poland). Wyd. II Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.
- RÜHLE E. 1947. Radom (przeglądowa mapa geologiczna Polski), Warszawa.
- SWIDZIŃSKI H. 1933a. „Prządki” skalki piaskowca ciężkowickiego pod Krosnem („Prządki” groupe de rochers près de Krosno, Karpates). — *Zabyt. Przyr. Nieożyw.*, t. 2, Warszawa.
- 1933b. „Kamień Liski” w Glinnem koło Leska-Liska („Kamień Liski” — „Rocher de Lisko” couches de Krosno, Glinne près de Lesko, Karpates). — *Ibidem*.
- 1933c. „Djabły Kamień” — G. Kosinińska. Skalka piaskowca magórskiego koło



Folusza — pow. Jasło („Djabli Kamień” — „La Pierre du Diable” grès de Magóra près de Folusz, district de Jasło, Karpates). — *Ibidem*.

WALCZAK W. 1963. Geneza form skalnych na północno-wschodniej krawędzi Gór Stołowych (The origin of rock-forms on the N. E. ridge of the Góry Stołowe — Table Mountains). — *Acta Univ. Wratislav.*, nr 9, *Studia Geogr.*, z. 1. Wrocław.

### SUMMARY

**ABSTRACT:** Sandstone crags of Mt. Piekło (near Niekłań, NW margin of the Holy Cross Mts) were formed by wind erosion of Liassic sandstones enriched in silica during the Tertiary. The main cycle of eolian processes has been connected with long-spanning activity of the western wind, which deposited the younger (Würm) loesses of the Holy Cross region.

The crags of Mt. Piekło near Niekłań (Fig. 1) are represented by some twenty rocky benches and mushrooms built of Liassic sandstones; two groups of the crags may be discerned: eastern (Pls 1—3) and western (Pls 4—6). The crags attain 2 to 8 m in height and their occurrence is limited to sub-summit part of the SW slope of Mt. Piekło.

Palaeomorphologic analysis of the NW margin of the Holy Cross Mts and geologic mapping of the vicinities of Niekłań (Lindner 1971a) shows that the summit flattening of Mt. Piekło corresponds to the plane of degradation which occurs here at 360—380 m a.s.l. and presumably corresponds to Palaeogene planation of the western part of the Holy Cross Mts (cf. Lencewicz 1934, 1936). Within the planated area, the process of Palaeogene silification (cf. Różycki 1967, Lindner 1971a) favoured pillar impregnation of sandstone series which thereafter rendered extraction of such crag forms possible.

Morphological situation of the area during the Neogene, as well as contemporaneous climatic conditions may have favoured eolian remodelling of harder sandstone blocks. The pre-Pleistocene age of these crags, suggested by Kuźniar (1923), seems however doubtful, since in that case, they would have undergone destruction during the Cracow (Mindel) glaciation when the Scandinavian ice-sheet covered the whole area to the height of over 400 m a.s.l. (Lindner 1971a). The destruction of the deposits of Cracow (Mindel) glaciation suggests that the crags of Mt. Piekło are younger; excavation of these crags from under the glacial series, even during the cataglacial phase of the glaciation, seems improbable.

An analysis of the surfaces of particular rocky benches and mushrooms indicates that remodelling of sandstone crags originated from intense eolian activity. Both the character of the cavities developed on these surfaces (Pl. 4; Pl. 6, Fig. 1) and the exposed traces of stratification of sandstones (Pl. 2; Pl. 3, Fig. 1; Pl. 4, Fig. 1; Pl. 5, Fig. 1) as well as the fact that particular forms become narrower toward the base (Pl. 2, Fig. 2; Pl. 5, Fig. 1; Pl. 6, Fig. 1) confirm a decisive role of wind abrasion.

No distinct traces of exfoliation were noted on crag surfaces; thus it may be assumed that mechanical weathering resulting from cyclic changes of temperature was not so important here as it is assumed to be in the formation of sandstone crags in the Carpathians (Klimaszewski 1932, Świdziński 1933a, b, c, Alexandrowicz 1970) or in the Sudetes (Walczak 1963).

The exposition and morphological situation of the crags of Mt. Piekło, the situation of the above mentioned cavities mainly on the western rock surfaces, as well as partial (Pl. 3, Fig. 2) or complete removal of mineral crusts from these surfaces indicate that the described features resulted from abrasion of western winds.

If we admit that the crags of Mt. Piekło are younger than the Cracow (Mündel) glaciation and the younger (Würm) loesses in the Holy Cross Mts were also deposited by western winds (Różycki 1967, Lyczewska 1969, Lindner 1971a, b), the connection of these crags with the activity of winds depositing the younger loesses seems most probable.

It can be seen from the distribution of sandstone crags and younger (Würm) loesses in the Holy Cross Mts (Fig. 2) that in time of deposition of these loesses, the whole western part of that area with extensive outcrops of Devonian, Triassic and Liassic sandstones was some kind of deflation basin; from that basin the quartz dust forming the main bulk of the loess material may have been winnowed.

*Institute of Geology  
of the Warsaw University  
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93  
Warsaw, April 1971*

---