ZAKŁAD OCHRONY PRZYRODY POLSKIEJ AKADEMII NAUK
1970 OCHRONA PRZYRODY R. 35

ZOFIA ALEXANDROWICZ

SKAŁKI PIASKOWCOWE W OKOLICY CIĘŻKOWIC NAD BIAŁĄ

SANDSTONE ROCKS IN THE VICINITY OF CIĘŻKOWICE ON THE BIAŁA RIVER

I. WSTĘP

Skałki piaskowcowe występujące w Karpatach polskich, zbudowanych z utworów fliszowych, należą do rzadkości. Wiążą się z nimi różne legendy ludowe, które powstawanie skałek przypisują najczęściej siłom szatana. Z tego powodu ludność miejscowa stroniła od tych tajemniczych skał, co z pewnością w głównej mierze przyczyniło się od ich zachowania. Ochrania je również sama przyroda — większość bowiem skałek ukryta jest w trudno dostępnych obszarach leśnych, z dala od osiedli ludzkich. Jednakże z czasem skałki, zwłaszcza te, które znajdowały się w pobliżu osad, stawały się przedmiotem eksploatacji na cele budowlane lub też ulegały bezmyślnemu niszczeniu. Trzeba było zatem otoczyć je ochroną prawną.

Pierwszymi naukowymi opracowaniami, w których podkreśla się znaczenie skałek jako osobliwości przyrody nieożywionej w Karpatach oraz postuluje ich ochronę, są prace Klimaszewskiego (1932, 1935) i Świdzińskiego (1933a, b, c). Najładniejsze zgrupowania skałek piaskowcowych są obecnie chronione w siedmiu rezerwatach przyrody, a 17 małych grup lub pojedynczych form skalnych zostało dotychczas uznanych za pomniki przyrody (wg stanu na dzień 1. I. 1970). Poza prawną ochroną pozostaje jednakże jeszcze dużo obiektów, które należałoby jak najszybciej zabezpieczyć. Ponadto wiadomości o występowaniu interesujących form skalnych w Karpatach fliszowych są niekompletne. Istnieje jeszcze wiele tego typu osobliwości bądź zupełnie nie opisanych w literaturze, bądź wzmiankowanych jedynie w przewodnikach turystycznych czy też na łamach czasopism przyrodniczych (głównie w «Chrońmy przyrodę ojczystą» oraz we «Wszechświecie») i turystycznych (zwłaszcza w «Orlim Locie», «Ziemi» i «Wierchach»). Należy podkreślić, że wzmianki te w wielu przypadkach zapoczątkowały akcję zmie-

http://rcin.org.pl

rzającą do ochrony niektórych skałek i zwróciły uwagę na potrzebę ich naukowego opracowania.

W Zakładzie Ochrony Przyrody PAN podjęto cykl badań nad karpackimi skałkami piaskowcowymi, ze szczególnym uwzględnieniem obiektów niedostatecznie zbadanych lub tylko zainwentaryzowanych. Prace te mają na celu poznanie geologii, morfologii i genezy skałek w powiązaniu z ogólną budową geologiczną terenu ich występowania. W tym zakresie zostały już zebrane i częściowo opublikowane materiały naukowe odnoszące się do skałek Beskidu Małego (Alexandrowicz 1963a, b, c, d, 1964a, b, c). Niniejsze opracowanie jest dalszym etapem prac i dotyczy najbardziej klasycznego obszaru zgrupowania osobliwych form piaskowcowych w okolicach Ciężkowic (pow. Tarnów). Na terenie tym znajdują się dwa skalne rezerwaty przyrody: Skamieniałe Miasto (utworzony w 1931 r.) i Wodospad Ciężkowicki (utworzony w 1948 r.) o łącznej powierzchni 16,67 ha. Badaniami została objęta również grupa skałek o interesujących kształtach występująca koło Ostruszy, w pobliżu wymienionych rezerwatów.

Prace nad skałkami okolic Ciężkowic były prowadzone w latach 1965 i 1966 pod kierunkiem profesora dra Walerego Goetla, któremu pragnę w tym miejscu serdecznie podziękować za cenne wskazówki. Dziękuję również drowi H. Jurkiewiczowi za oznaczenie mikrofauny otwornicowej oraz mężowi mojemu doc. drowi S. W. Alexandrowiczowi za przedyskutowanie niektórych zagadnień i pomoc przy sporządzaniu planu sytuacyjnego obszaru występowania skałek.

II. GŁÓWNE KIERUNKI BADAŃ NAD SKAŁKAMI PIASKOWCOWYMI

Dotychczasowe poznanie naukowe skałek fliszowych w Karpatach polskich jest fragmentaryczne, bowiem opisy o charakterze morfologicznym (Motyka 1927, Świdziński 1932, Szaflarski 1933, Klimaszewski 1932, 1934, 1947, Tomek 1949, 1952, Czarnowski 1964) bądź geologicznym (Świdziński 1933a, b, c, 1936a, Dudziak 1962, Koszarski 1962, Alexandrowicz 1963a, b, c, d, 1964a, b, c) dotyczą tylko niektórych form. Są to najczęściej opracowania pojedynczych skałek lub ich zgrupowań na niewielkim obszarze. Jedynie w kilku pracach zagadnienie występowania skałek ujęte zostało bardziej regionalnie. Dają one przegląd wszystkich osobliwości skalnych pogórza karpackiego między Rabą a Dunajcem (Klimaszewski 1932), Beskidu Zachodniego (Klimaszewski 1947), Beskidu Małego (Alexandrowicz 1963a, b, c, d, 1964a, b, c) oraz Beskidu Sądeckiego (Czarnowski 1964).

Stopień opracowania naukowego poszczególnych form skalnych jest różny. W badaniach nad tymi obiektami zaznaczyło się kilka kierunków, głównie z uwagi na to, że interesowali się nimi zarówno geografowie różnych specjalizacji, geologowie, jak i krajoznawcy. Większość prac dotyczących tego zagadnienia ma jednakże charakter ogólny i opisowy. Są to zwykle doniesienia lub krótkie artykuły popularne i popularnonaukowe, w których znajdujemy mniej lub bardziej dokładne dane o wyglądzie i położeniu niektórych skałek (Rouppert 1922, Motyka 1927, Radomska-Świdzińska 1932, Świdziński 1932, Mach 1932, Fusek 1932a, b, Szaflarski 1933, Klimaszewski 1934, Czeppe 1936, Walczak 1937, Pagaczewski 1948, 1960,

http://rcin.org.pl

Tomek 1949, 1952, 1963, Drzał 1955a, b, Dudziak 1958, 1959, Czarnowski 1961, 1964). Kilka publikacji tego typu zawiera ponadto dokładniejsze opisy uwzględniające budowę geologiczną badanego obiektu (Dudziak 1960, 1962, Alexandrowicz 1963a, b, c, 1964a, b, c). W nielicznych dotychczas opracowaniach naukowych skałki są zwykle scharakteryzowane na tle ogólnej budowy geologicznej bądź morfologicznej terenu (Klimaszewski 1932, 1947, Świdziński 1933, 1936a, Koszarski 1962, Alexandrowicz 1963a).

We wczesnym okresie poznania skałek, bo już w latach trzydziestych, zwrócono uwagę na różnorodne formy wietrzenia występujące na ich powierzchniach. Obserwacje i poglądy tłumaczące powstawanie wspomnianych zjawisk przedstawił Klimaszewski (1932, 1935) w opracowaniach dotyczących skałek pogórza karpackiego, a szczególnie dokładnie opisał je Świdziński (1933) w pracy o Prządkach. W późniejszym okresie kierunek tego rodzaju badań nie rozwinął się.

Zupełnie marginesowo było traktowane dotychczas zagadnienie genezy skałek. Istnieje jednakże kilka poglądów rozważających ten problem pod kątem samego rodzaju procesu powstawania form skalnych (Klimaszewski 1932, 1934, 1935, 1947, Szaflarski 1933, Świdziński 1933, Koszarski 1962), a niekiedy także w odniesieniu do czasu i zdarzeń geologicznych (Kuźniar 1923, 1929, Motyka 1927, Klimaszewski 1932, Świdziński 1933, Koszarski 1962). Dotychczasowe poglądy dotyczące powierzchniowych zjawisk wietrzenia piaskowców oraz genezy skałek zostały omówione w rozdziałach VIII i IX niniejszej pracy.

W ostatnim czasie badania naukowe nad piaskowcowymi formami skalnymi przybrały kierunek zdecydowanie geologiczny o charakterze petrograficzno-sedymentacyjnym (Koszarski 1956, 1963, 1962, Alexandrowicz 1963a). W opracowaniach tego typu zwraca się szczególną uwagę na rodzaj, skład i rozmieszczenie materiału skalnego wobrębie ławic, z których jest zbudowana dana skałka. Wspomniany kierunek badań dostarczył nowych argumentów uzasadniających potrzebę ochrony skałek ze względu na to, że stanowią one trwałe i naturalne odsłonięcia, w których obserwować można najważniejsze cechy strukturalne piaskowcowych osadów karpackich.

III. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TERENU

Okolice Ciężkowic administracyjnie należą do powiatu tarnowskiego województwa krakowskiego i są fragmentem Pogórza Ciężkowickiego, które rozciąga się między Dunajcem a Wisłokiem w obrębie środkowej części Pogórza Karpackiego (Klimaszewski 1939—1946, Kondracki 1965). Pod względem geologicznym jest to obszar występowania utworów piaskowcowo-łupkowych fliszu karpackiego. Skromne wiadomości publikowane dotychczas w wydawnictwach głównie popularnonaukowych na temat rzeźby, flory i fauny omawianych okolic nie stwarzają podstawy do przedstawienia pełnej charakterystyki środowiska przyrodniczego tego obszaru.

Głównym elementem morfologicznym okolic Ciężkowic jest dolina rzeki Białej (dopływ Dunajca), przewijająca się wśród pagórkowatego terenu, któ-

http://rcin.org.pl

rego najwyższe wzniesienie sięga wysokości 360 m npm. W odległości około 1 km na południe od zabytkowego miasteczka Ciężkowice rozciąga się obszar występowania skałek piaskowcowych. Pod względem swojego ukształtowania jest on dość urozmaicony, aczkolwiek nie ma tu dużych różnic wzniesień. Kształtują się one bowiem między poziomicami 255 a 355 m npm. Naturalne formy skalne chronione są tu w dwóch rezerwatach przyrody.

Rezerwat Skamieniałe Miasto ogranicza od zachodu rzeka Biała i biegnąca wzdłuż niej szosa Ciężkowice—Zborowice—Gorlice, a od wschodu droga Ciękowice—Staszkówka (ryc. 1). Obszar rezerwatu obejmuje 15,01 ha powierzchni. Granica jego nie jest ciągła, uzależniona jest bowiem od rozmieszczenia skałek ukrytych w lesie bądź występujących poza nim na nieużytkach lub polach uprawnych. Rezerwat zajmuje dość strome zachodnie i łagodne północne stoki wzgórza, którego kulminacja (355 m npm.) znajduje się we wschodniej części terenu — w pobliżu baszty skalnej zwanej Skałką z Krzyżem. Zbocze opadające ku terasie Białej urozmaicają niewielkie doliny okresowo odwadniane oraz nieregularne zagłębienia utworzone wskutek ruchów osuwiskowych.

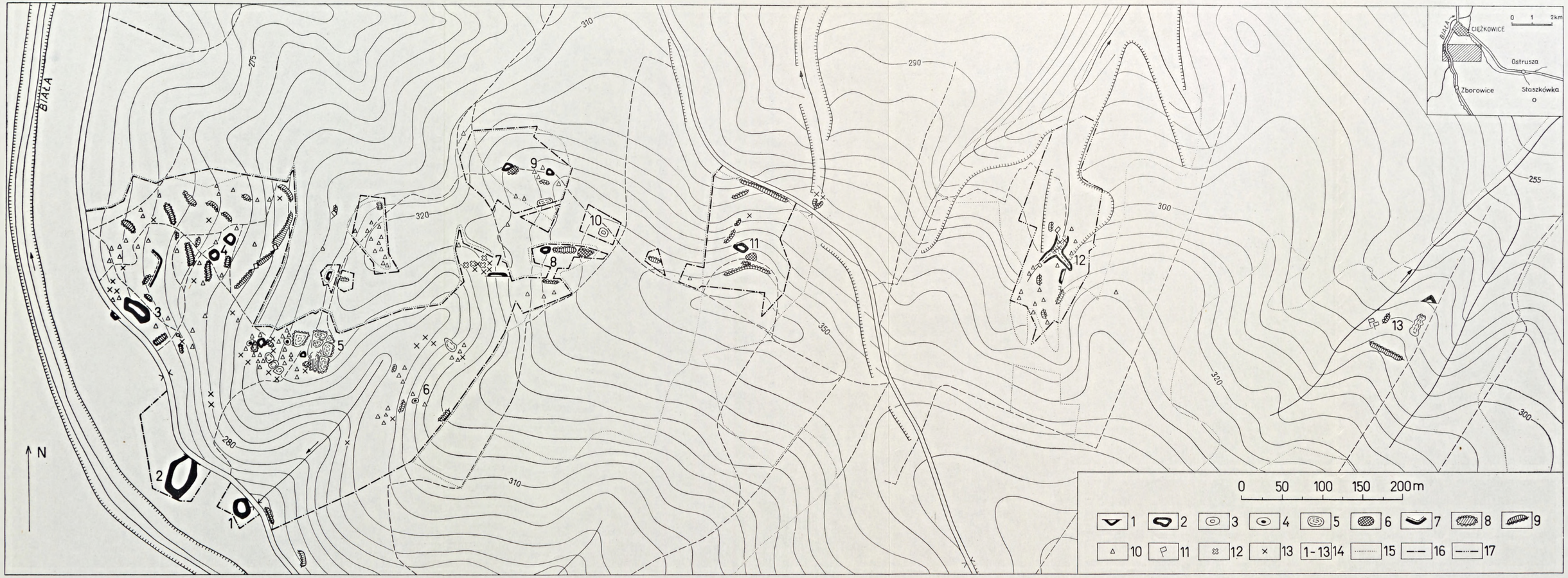
Obszar położony na południowy wschód od Skamieniałego Miasta łagodnie obniża się ku dolinie potoku Ostruszanka, który uchodzi do Białej nieco na północ od Ciężkowic. Rozcinające ten teren doliny cieków okresowych i stałych są w swojej górnej części niekiedy niespodziewanie głębokie i strome. Dużą osobliwością tego rodzaju jest rezerwat Wodospad Ciężkowicki (1,66 ha), obejmujący skalisty wąwóz długości około 40 m, zakończony pionowym progiem, po którym kaskadowo opada woda ze źródła położonego ponad głęboko wciętą doliną. Podobnego typu doliny, ale mniejszych rozmiarów, spotyka się również nieco dalej na wschód, w najbliższym sąsiedztwie wspomnianego rezerwatu.

Najbliższe okolice Ciężkowic są słabo zalesione. Las nie tworzy tu zwartych kompleksów, a większe jego płaty spotyka się głównie w otoczeniu dolin. Zachowały się one także w opisywanych rezerwatach, poprzedzielane jednak polami uprawnymi i łąkami, wśród których na miedzach skupiają się zarośla tarniny i jeżyn (Tomek 1949). Bliskie sąsiedztwo osiedli ludzkich, a przede wszystkim duży ruch turystyczny w obrębie małych rezerwatów zupełnie nie przystosowanych do tego celu są powodem dużego zniszczenia roślinności leśnej, zwłaszcza w najbliższym otoczeniu skałek.

W Skamieniałym Mieście rozwinął się głównie las mieszany sosnowo-dębowy, należący do zespołu *Pino-Quercetum*[1]. Jest on starszy (przeważnie 80-letni) w partii zachodniej; ku wschodowi przechodzi w młodniki. Zajmuje stosunkowo głębokie gleby na stokach niewielkich wąwozów i grzbietach. Z drzew występują tu dęby *Quercus robur* i *Q. sessilis*, brzoza brodawkowata *Betula verrucosa*, osika *Populus tremula*, sosna *Pinus silvestris*, a także pojedynczo grab *Carpinus betulus*, lipa drobnolistna *Tilia cordata* i świerk *Picea excelsa*. Warstwa podszycia jest urozmaicona. Tworzą ją: leszczyna *Corylus avellana*, kruszyna *Frangula alnus*, jałowiec *Juniperus communis*, jarzębina *Sorbus aucuparia* i in. W runie, które ma acidofilny charakter, rosną m. in.

[1] Dane o zbiorowiskach roślinnych podano wg A. Medweckiej-Kornaś — informacja ustna.

http://rcin.org.pl



Ryc. 1. Występowanie skałek piaskowcowych w okolicy Ciężkowic na tle morfologii terenu. Na szkicu sytuacyjnym zaznaczono położenie badanego obszaru. Rodzaje form skalnych: 1 — ambona, 2 — baszta, 3 — maczuga, 4 — grzyb, 5 — platforma, 6 — płyta, 7 — ściana, 8 — grzęda, 9 — próg, 10 — występ, 11 — nawis, 12 — duży blok, 13 — mały blok. Wielkości i zarysy skałek przedstawionych sygnaturami od 1 do 9 są zgodne z podziałką mapy. Pozostałe oznaczenia: 14 — numeracja pojedynczych skałek lub ich grup, 15 — granica lasu, 16 — granica rezerwatu Skamieniałe Miasto, 17 — granica rezerwatu Wodospad Ciężkowicki

Fig. 1. Localization of the sandstone rocks in the Ciężkowice area in relation to morphology. The situation of the area studied is shown on the enclosed topographic map. Kinds of rock forms: 1 — pulpit, 2 — tower, 3 — club, 4 — rock table, 5 — platform, 6 — slab, 7 — wall, 8 — ridge, 9 — sill, 10 — ledge, 11 — cornice, 12 — large block, 13 — small block. The sizes and contours of the rocks designated above by symbols 1—9 are drawn in the scale of the mao. Other signs: 14 — number of single or grouped rocks, 15 — boundary of timbered area, 16 — boundary of the Stone City reserve, 17 — boundary of the Ciężkowice Waterfall reserve

http://rcin.org.pl

Luzula nemorosa, *Majanthemum bifolium*, *Pirola secunda*, *Pteridium aquilinum*, *Solidago virga-aurea* i *Vaccinium myrtillus*. Las mieszany przechodzi w sąsiedztwie skałek lub na ich spłaszczeniach, na płytkiej piaszczystej glebie, w niewielkie płaty sośnin *Vaccinio myrtilli-Pinetum*. Przedstawiają one starsze klasy wieku w zachodniej części rezerwatu. Miejscami pojedyncze sosny, niskie i krępe, korzeniące się w szczelinach, wchodzą na nagie skałki i nadają swoiste piętno krajobrazowi rezerwatu. Runo w płatach *Vaccinio myrtilli-Pinetum* jest z natury ubogie, borówka czarna *Vaccinium myrtillus* odgrywa tu stosunkowo małą rolę, często natomiast pojawia się wrzos *Calluna vulgaris*. Szczególnie silne deptanie przez turystów, jakie tutaj ma miejsce, sprawia, że w dużej części sośnin leży zupełnie nie pokryta roślinnością ściółka sosnowa.

Z bardziej interesujących gatunków, występujących w Skamieniałym Mieście, można wymienić brzozę czarną *Betula obscura* i kosodrzewinę *Pinus mughus*. Ta ostatnia rośnie głównie u podnóża grupy skałek Borsuk; jej pochodzenie jest nie ustalone, prawdopodobnie jednak została tu wprowadzona przez człowieka.

Przy rezerwacie Wodospad Ciężkowicki, na stoku o wystawie północnej, znajduje się interesująca resztka lasu świerkowo-jodłowego, reprezentująca jeden z zespołów związku *Vaccinio-Piceion*. W szczególnie wilgotnym i mszystym płacie u wylotu wąwozu rosną m. in. paprocie *Blechnum spicant* i *Dryopteris austriaca* oraz trzy gatunki widłaków: *Lycopodium annotinum*, *L. clavatum* i *L. selago*. Skały przy wodospadzie pokrywa szereg gatunków mchów.

Lasy i zagajniki rezerwatów i ich najbliższych okolic stwarzają dogodne warunki dla życia licznie gnieżdżącego się tu ptactwa, a nasłonecznione bezleśne wzgórza są doskonałym siedliskiem dla motyli. Tomek (1949) swoimi obserwacjami stwierdził około 280 gatunków motyli, a wśród nich szereg bardzo rzadkich np. *Pericallia matronula* L., *Callimorpha quadripunctaria* Poda. i inne.

Okolice Ciężkowic pod względem krajobrazowym są charakterystycznym fragmentem tej części Pogórza Karpackiego. Z punktu widzenia ochrony przyrody dużą osobliwością ich krajobrazu są pięknie wykształcone skałki piaskowcowe, które poza tym terenem w tak dużym skupieniu występują w Karpatach jedynie w rezerwacie Prządki koło Krosna (Radomska-Świdzińska 1932, Świdziński 1932, 1933a).

IV. ROZWÓJ POGLĄDÓW NA BUDOWĘ GEOLOGICZNĄ OKOLIC CIĘŻKOWIC

Obszar występowania skałek piaskowcowych w okolicy Ciężkowic znajduje się w obrębie płaszczowiny śląskiej i jej struktury fałdowej Biecz—Ciężkowice. Struktura ta jest przedłużeniem ku południowemu wschodowi fałdu Czchowa, który w okolicy rzeki Białej koło Ciężkowic dzieli się na dwie antykliny: południową Biecz—Ciężkowice i północną — Rzepienników (Świdziński 1953). Interesująca nas antyklina Biecz—Ciężkowice jest wąska i ciągnie się na przestrzeni około 30 km z północnego zachodu na południowy wschód, aż do krawędzi płaszczowiny magurskiej w pobliżu Harklowej (Guzik, Pożaryski 1949). Ku południowi przechodzi ona w rozległą synklinę Bobowej (Birecki 1964).

Pierwsze opracowanie geologiczne okolic Ciężkowic wykonał J. Grzy-

http://rcin.org.pl

bowskiw latach 1918—1920. Z tego okresu pochodzą materiały archiwalne, a mianowicie szkic geologiczny antykliny Ciężkowic oraz orzeczenie w sprawie występowania ropy naftowej na tym terenie (vide Konarski 1964). Wielką zasługą Grzybowskiego (1921) dla wyjaśnienia geologii omawianych okolic jest ustalenie pozycji stratygraficznej piaskowca ciężkowickiego, którego wychodnie często tworzą tu malownicze skałki. Nazwa «piaskowiec ciężkowicki» wprowadzona do literatury geologicznej przez Waltera i Dunikowskiego (1882, 1883) była bowiem dotychczas określeniem stosowanym do różnych poziomów petrograficznie odpowiadających piaskowcowi ciężkowickiemu (Świdziński 1947). Klasyczny profil piaskowca ciężkowickiego opisany przez Grzybowskiego (1921) pochodzi z południowego skrzydła antykliny, z okolic Staszkówki, tj. około 2 km na południowy wschód od Ciężkowic. Wymieniony autor obserwował tu pełną serię piaskowców ciężkowickich składającą się z trzech grubych ławic piaskowca o miąższości 8 m (górna), 20 m i 10 m. Pomiędzy tymi ławicami, a także w stropie i spągu całego kompleksu, występują czerwone łupki w warstwach grubości 2 do 6 m. Wiekowo serię tę zaliczył Grzybowski do eocenu niższego. Poniżej kompleksu piaskowców ciężkowickich autor ten wyróżnił iły szarostalowe ze sferosyderytami, ponad nim iły z wtrąceniami cienkich piaskowców hieroglifowych, a następnie łupki menilitowe z rogowcami i piaskowce krośnieńskie.

Gruboławicowe piaskowce ciężkowickie omawianych okolic były badane pod względem ich składu petrograficznego przez Zerndta (1924). Ponadto z okresu lat trzydziestych w licznych sprawozdaniach z badań geologicznych prowadzonych z ramienia Państwowego Instytutu Geologicznego w okolicy Ciężkowic, przez Biedę (1930, 1932) i Świdzińskiego (1934, 1935, 1936b, 1937), znajdujemy wiele obserwacji terenowych dotyczących występowania oraz wykształcenia poziomu piaskowca ciężkowickiego. Wymienieni autorzy, przyjmując zgodnie za Grzybowskim (1921) pozycję stratygraficzną omawianej serii osadów, dokonali podstawowego rozpoznania budowy tektonicznej tego obszaru. Na wschód od rzeki Białej zostały wyróżnione trzy siodła: Biecz—Ciężkowice (wysunięte najdalej ku południowi), Rzepienników i Liwocz—Brzanka (Bieda 1930, Świdziński 1934, 1935, 1936b). W jądrach ich stwierdzono piaskowce istebniańskie, a częściowo również i utwory starsze (Bieda 1930, Świdziński 1935). Antykliny te rozdzielają dwie synkliny: Rzepiennik Suchy—Bogoniowice i Rzepiennik Marciszewski, wypełnione warstwami krośnieńskimi (Świdziński 1936b). W pobliżu rzeki Białej, według obserwacji wymienionych badaczy, siodła Biecz—Ciężkowice i Rzepienników wyraźnie rozszerzają się kosztem sąsiadujących z nimi synklin, a następnie tworzą spiętrzenie o skomplikowanej budowie przy dyslokacji tektonicznej biegnącej wzdłuż rzeki Białej (Bieda 1932, Świdziński 1935, 1936b, 1937).

Główny zarys stratygrafii i tektoniki okolic Ciężkowic, jaki opracowali Grzybowski, Bieda oraz Świdziński, utrzymał się i został uzupełniony dzięki dalszym pracom prowadzonym tu przez innych geologów, zwłaszcza w latach 1947—1953. Przegląd tych badań zarówno kartograficznych, jak i wiertniczo-poszukiwawczych, w większości dotychczas nie publikowanych, przedstawił ostatnio Konarski (1964). Zasadniczym ich wynikiem jest stwierdzenie w jądrze antykliny Ciężkowic kompleksu piaskowców istebniańskich

http://rcin.org.pl

Ryc. 2. Mapa geologiczna okolic Ciężkowic (wg Koszarskiego 1963 i obserwacji własnych): 1 — iły, piaski i żwiry aluwialne, 2 — gliny aluwialne i deluwialne, 3 — łupki zielone i piaskowce warstw hieroglifowych, 4 — piaskowce i zlepieńce ciężkowickie, 5 — łupki pstre i czerwone, 6 — łupki istebniańskie górne, 7 — piaskowce i zlepieńce istebniańskie, 8 — osuwisko, 9 — bieg i upad warstwy, 10 — przebieg uskoku, 11 — linia przekroju geologicznego, 12 — występowanie form skalnych i ich numeracja (1—13), 13 — miejsca pobrania prób (A-F)

Fig. 2. Geological map of the Ciężkowice area (after Koszarski 1963, supplemented by observations of the present author): 1 — alluvial clays, sands and gravels, 2 — alluvial and deluvial loams, 3 — Hieroglyphic beds: green shales and sandstones, 4 — Ciężkowice sandstones and conglomerates, 5 — variegated and red shales, 6 — Upper Istebna shales, 7 — sandstones and conglomerates of the Istebna Beds, 8 — landslide, 9 — dip and strike of beds, 10 — fault, 11 — cross-section line, 12 — rocks and their numbers (1—13), 13 sampling sites (A-F)

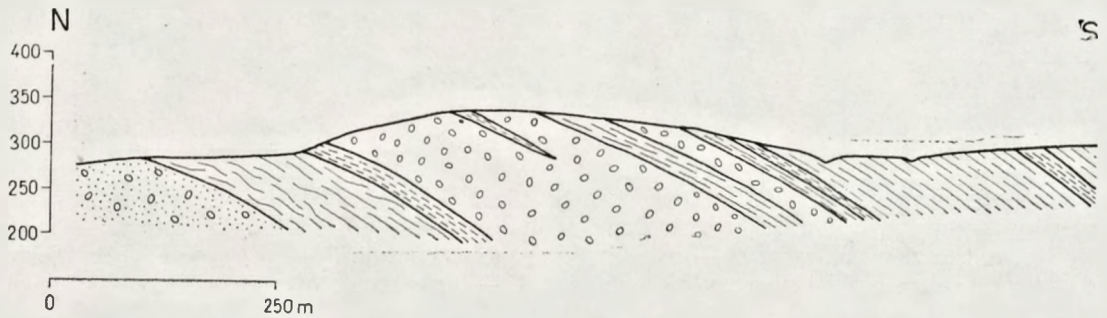
http://rcin.org.pl

dolnych. W południowym skrzydle tej niesymetrycznej struktury antyklinalnej występuje dobrze wykształcona seria piaskowca ciężkowickiego, której wychodnie tworzą duże zgrupowanie skałek na południe od Ciężkowic (Skamieniałe Miasto).

Piaskowcem ciężkowickim tych okolic z punktu widzenia jego struktur sedymentacyjnych zajmował się dotychczas Koszarski (1956, 1963).

V. PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ CIĘŻKOWICKIE SKAMIENIAŁE MIASTO I JEGO OKOLICE

Budowę geologiczną rejonu Ciężkowic przedstawili ostatnio na mapach i przekrojach Świdziński (1953), Koszarski (1963) i Konarski (1964). Mapa geologiczna obszaru występowania skałek została opracowana głównie w oparciu o materiały publikowane przez Koszarskiego, uzupełnione własnymi obserwacjami terenowymi (ryc. 2). Wyniki badań mikropaleontologicznych wykonanych przez Jurkiewicza pozwoliły na wyróżnienie tu poszczególnych poziomów piaskowców i łupków w obrębie serii ciężkowickiej



Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez okolice Ciężkowic wzdłuż linii a-b zaznaczonej na ryc. 2. Objaśnienia sygnatur na ryc. 2

Fig. 3. Geological cross-section of the Ciężkowice area along the line a-b marked on Fig. 2. For explanation see Fig. 2

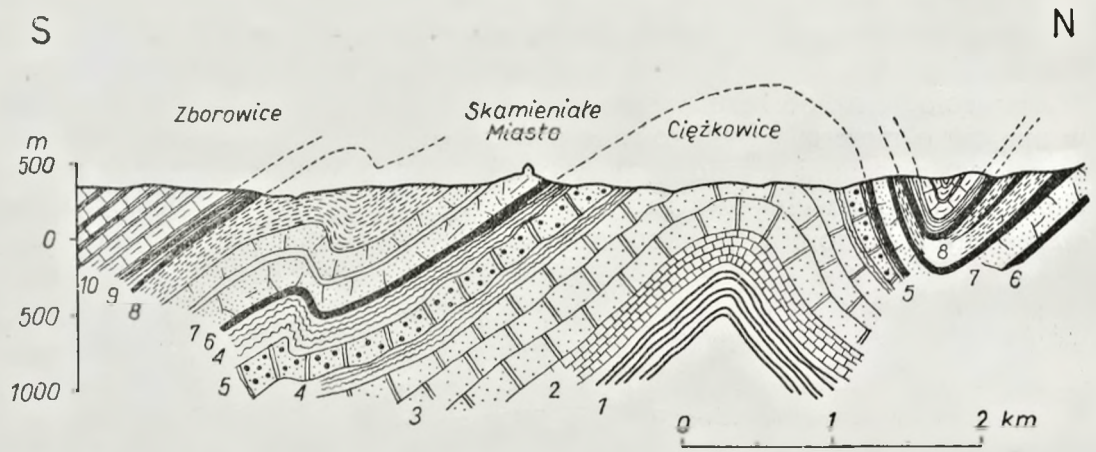
w nawiązaniu do podziału stosowanego w okolicach Krosna w przekroju przez rezerwat skalny Prządki (Świdziński 1933a, Wdowiarz, Jucha 1963).

W profilu osadów okolic Ciężkowic wydzielono górnokredowe piaskowce i zlepieńce warstw istebniańskich oraz serię osadów paleogenu, a mianowicie łupki istebniańskie górne zwane również czarnorzeckimi, gruboławicowe piaskowce ciężkowickie, łupki zielone i piaskowce cienkoławicowe warstw hieroglifowych oraz łupki pstre i czerwone występujące jako wkładki wśród piaskowców ciężkowickich i warstw hieroglifowych (ryc. 2 i 3). Obszar występowania skałek znajduje się w zasięgu południowego skrzydła antykliny Ciężkowic (ryc. 4). Posuwając się zatem drogą wzdłuż Białej od Ciężkowic na południe, natrafiamy na odsłonięcia coraz to młodszych warstw. W układzie ich nie zaobserwowano większych zaburzeń tektonicznych. W części zachodniej terenu zaznacza się jedynie niewielki uskok o przebiegu NNW-SSE.

http://rcin.org.pl

Warstwy o rozciągłości mniej więcej równoleżnikowej zapadają monoklinalnie na południe względnie z niewielkim odchyleniem ku południowemu zachodowi. Kąty ich upadów najczęściej wynoszą 18 do 25°; nieco większe nachylenia, rzędu 30—40°, były notowane w części południowej obszaru.

W kompleksie utworów wchodzących w skład budowy geologicznej okolic Ciężkowic jako najstarsze występują warstwy istebniańskie górne (najwyższa kreda), na podłożu których leży zabytkowe miasteczko Ciężkowice (Koszarski 1963). Najlepsze odkrywki tych utworów znajdują się na zachód od kościoła, ponad drogą biegnącą wzdłuż rzeki Białej. Odsłaniają się tu szare piaskowce, głównie grubo- i średnioziarniste, niezbyt zwięzłe. Spoiwo tych skał jest ilaste, niekiedy wapniste. Zawierają one często konkrecje piaskowcowe,



Ryc. 4. Przekrój przez fałd Ciężkowic (wg Świdzińskiego 1953): 1 — kreda dolna, 2 — warstwy godulskie, 3 — piaskowce bryłowe (dolnoistebniańskie), 4 — łupki czarne, 5 — piaskowce kuliste, zlepieńcowate, 6 — pstre łupki spągowe eocenu, 7 — piaskowce ciężkowickie, 8 — górne pstre łupki i warstwy hieroglifowe, 9 — łupki menilitowe z rogowcami w spągu, 10 — warstwy krośnieńskie

Fig. 4. Cross-section of the Ciężkowice fold (after Świdziński 1953): 1 — Lower Cretaceous, 2 — Godula Beds, 3 — blocky sandstones (Lower Istebna Beds), 4 — black shales, 5 — conglomeratic sandstones, 6 — variegated shales — Lowermost Eocene, 7 — Ciężkowice sandstones, 8 — Upper variegated shales and Hieroglyphic Beds, 9 — Menilite shales with cherts at the base, 10 — Krosno Beds

bardzo twarde, barwy szaroniebieskiej. Trafiają się tu także soczewki zlepieńców o spoiwie zdecydowanie wapnistym. Poszczególne ławice opisywanych utworów są przeważnie warstwowane frakcjonalnie, zaczynają się bowiem zlepieńcem, który ku górze przechodzi stopniowo w grubo- i drobnoziarnisty piaskowiec.

W pobliżu północnej granicy rezerwatu Skamieniałe Miasto, w przekopie drogi, obserwować można następne, młodsze ogniwo stratygraficzne — łupki istebniańskie górne. Mają one barwę prawie czarną i zawierają sferosyderyty. Przewarstwiają je kilkucentymetrowej grubości wkładki piaskowców drobnoziarnistych. Po przeszlamowaniu łupków uzyskano zespół otwornic z *Trochamminoides acervulatus* i *Rzehakina fissistomata*, który wskazuje na górną część łupków istebniańskich reprezentujących paleocen (tab. I, A). Taki sam zespół stwierdzono w czarnych łupkach odsłoniętych w dnie małego potoku przy wschodniej granicy Skamieniałego Miasta (tab. I, B).

http://rcin.org.pl

TABELA I

Lista otwornic
List of foraminifers

Lp. No	Rodzaje i gatunki Genera and species	Odsłonięcia Outcrops					
		A	B	C	D	E	F
1	*Rhabdammina abyssorum* Sars			III		II	
2	*Rhabdammina linearis* (Brady)	II	II	II	II	III	II
3	*Bathysiphon* sp.	II					
4	*Saccammina placenta* (Grzyb.)				III		
5	*Kelamopsis grzybowskii* (Dyląż.)	II	II		II	III	
6	*Dendrophrya excelsa* Grzyb.			II			
7	*Dendrophrya latissima* Grzyb.				II		
8	*Dendrophrya robusta* Grzyb.	III	II				
9	*Reophax pilulifera* Brady	II	II				
10	*Hormosina ovulum* (Grzyb.)		II	III	III	II	II
11	*Ammodiscus incertus* (d'Orb.)	II	II	II	III	II	
12	*Ammodiscus ongygyrus* (Rss)	II	II	III			
13	*Ammodiscus polygyrus* (Rss)	II		II			
14	*Ammodiscus tenuissimus* (Gumbel)						II
15	*Glomospira charoides* (Jon. et Park.)					II	III
16	*Glomospira gordialis* (Jon. et Park.)			II	II	II	II
17	*Glomospira grzybowskii* Jurk.			II	III	II	
18	*Trochamminoides* sp.						II
19	*Trochamminoides acervulatus* (Grzyb.)	II	II	II		II	
20	*Trochamminoides coronatus* (Brady)			II	II	II	II
21	*Trochamminoides proteus* (Korrer)			II			
22	*Haplophragmoides* sp.	II					
23	*Recurvoides deflexiformis* (Noth.)				III		
24	*Recurvoides walteri* (Grzyb.)			II	II	II	II
25	*Thalmannamina subturbinata* (Grzyb.)						II
26	*Spiroplectammina clotho* (Grzyb.)						II
27	*Spiroplectammina spectabilis* (Grzyb.)				II		
28	*Rzehakina epigona* (Rzk.)				II		
29	*Rzehakina fissistomata* (Grzyb.)	II	II		II		
30	*Cystammina pancilocculata* (Brady)					II	

Częstość występowania: I — okazy pojedyncze, II — rzadko, III — dość często.
The frequence of occurrence: I — single specimens, II — rarely, III — fairly frequently.

Kolejny poziom stratygraficzny jest wykształcony jako łupki barwy na ogół czerwonej, a niekiedy zielonej. Są one ilaste, wykazują oddzielność kostkową, a w strefie wietrzenia łatwo ulegają rozlasowaniu. Wychodnia tych osadów ciągnie się wąskim pasem o przebiegu równoleżnikowym wzdłuż północnej granicy Skamieniałego Miasta (ryc. 2). Najlepsze odsłonięcia łupków znaleziono w małym wąwozie w pobliżu skałki Grunwald. Zawierają one zespół otwornic charakterystyczny dla tzw. poziomu IV pstrych łupków (tab. I, C). Analogiczne łupki widoczne są również w górnej części dolinki potoku wypływającego koło ośrodka kempingowego, przy drodze ograniczającej od wschodu rezerwat Skamieniałe Miasto (tab. I, D).

Poziom IV pstrych łupków, wyróżniany zwykle jako seria piaszczysto-łupkowa, leży w spągu gruboławicowych warstw piaskowca ciężkowickiego.

http://rcin.org.pl

Kompleks piaskowca ciężkowickiego, jak wykazały badania głównie Jurkiewicza (1958, 1959, 1967), przegradzają trzy poziomy pstrych łupków (I, II, III), odznaczające się odmiennymi zespołami mikrofauny. Łupki te dzielą z kolei piaskowiec ciężkowicki na trzy poziomy, składające się z szeregu wyklinowujących się soczewek. Pomiędzy piaskowcem ciężkowickim a nadległymi warstwami hieroglifowymi nie ma ostrej granicy. Niekiedy poziom piaskowca ciężkowickiego może być wykształcony w całości lub w części jako utwory typu warstw hieroglifowych, czyli łupki i podrzędne wkłady piaskowców płytowych, cienkoławicowych (Guzik, Pożaryski 1949). Taki kombinowany typ wykształcenia litologicznego serii piaskowca ciężkowickiego stwierdzono również w okolicy Ciężkowic. Ponad udokumentowanym paleontologicznie poziomem IV pstrych łupków występują tu bowiem gruboławicowe piaskowce ciężkowickie (poziom III) przykryte serią osadów zbliżonych litologicznie do warstw hieroglifowych.

Wychodnia gruboławicowego piaskowca ciężkowickiego ciągnie się równoleżnikowo w pasie szerokości około 500 m na zachodzie, zwężającym się ku wschodowi do 150 m. Piaskowce te ogólnie można scharakteryzować jako bardzo gruboławicowe, różnoziarniste zawierające wkłady zlepieńców. Składają się one głównie z ziarn kwarcu, które według Zerndta (1924) wynoszą 90% zawartości skały. Pozostałymi składnikami są skalenie, mika, minerały ciężkie oraz substancja spajająca, która może być ilasta, ilasto-żelazista bądź krzemionkowa. Spoiwo jest na ogół ubogie i stanowi około 1,6% skały (Zerndt 1924). W wykształceniu serii piaskowca ciężkowickiego obserwuje się dużą zmienność (Zerndt 1924, Jaskólski 1939). Na tę cechę zwrócono szczególną uwagę przy opisie profili geologicznych poszczególnych form skalnych (rozdz. VII).

Piaskowce ciężkowickie omawianych okolic odznaczają się również interesującymi strukturami sedymentacyjnymi (Koszarski 1963). Naturalne formy skalne są najlepszymi obiektami do obserwacji tych struktur. Szczególnie pięknie wykształcony jest tu typ warstwowania przekątnego, spotyka się również często warstwowanie frakcjonalne. Z innych zjawisk sedymentacyjnych na uwagę zasługują ślady rozmyć erozyjnych w obrębie ławic. Opisy tych struktur zamieszczono w części szczegółowej niniejszego opracowania (rozdz. VII).

W gruboławicowych piaskowcach ciężkowickich w trzech miejscach zostały prześledzone różnej miąższości wkładki łupków pstrych i czerwonych, występujące w formie niewielkich soczewek. Największą soczewkę łupków zaobserwowano przy zakręcie drogi, w połowie odległości między skałkami Ratusz i Grunwald. Tworzą ją łupki przeważnie czerwone z drobnymi wkładkami zielonych. W stanie silnie rozlasowanym łupki te widoczne są na zboczu opadającym ku terasie Białej, a także powyżej drogi, w małej niszy osuwiskowej. Po przeszlamowaniu fragmentów nie zwietrzałych łupków otrzymano zespół otwornic, który zdaniem Jurkiewicza (wiad. ustna) może wskazywać na pstre łupki IV lub na wkładki łupkowe w dolnej części piaskowca ciężkowickiego III (tab. I, E). Pozycja omawianych łupków w profilu skłania do przyjęcia drugiej możliwości. Nieco młodszy zespół mikrofauny znaleziono w łupkach czerwonych, których wychodnia zaznacza się bardzo niewyraźnie w szkarpie drogi biegnącej pomiędzy rezerwatami Skamieniałe Miasto i Wo-

http://rcin.org.pl

dospad Ciężkowicki. Łupki te zawierają mikrofaunę spotykaną najczęściej we wkładkach łupkowych pośród piaskowca ciężkowickiego III, raczej w jego części górnej. Uboga lista gatunków reprezentowana jest przez dość charakterystyczne formy (tab. I, F). Podobny zespół otwornic uzyskano z łupków pstrych tworzących niewielką soczewkę w dolinie potoku w okolicy Ostruszy.

Występowanie poziomu III gruboławicowych piaskowców ciężkowickich ogranicza od południa seria osadów zbliżonych litologicznie do warstw hieroglifowych. Są to łupki zielone z wkładkami łupków pstrych i piaskowców cienkoławicowych, drobnoziarnistych, wapnistych, o barwie niebieskoszarej w stanie świeżym, a po zwietrzeniu szarordzawej. W obrębie tych zróżnicowanych osadów w ich dolnej części znajduje się jeden wkład piaskowców i zlepieńców typowo ciężkowickich. Łupkowo-piaskowcowe warstwy zbliżone do hieroglifowych, występujące pomiędzy wspomnianym piaskowcem ciężkowickim a poziomem III piaskowca ciężkowickiego, mogą być stratygraficznym odpowiednikiem poziomu III pstrych łupków. Piaskowiec przegradzający serię osadów hieroglifowych byłby wówczas piaskowcem ciężkowickim II, a utwory leżące ponad nim, czyli wyższą część warstw hieroglifowych w tym profilu, należałoby uznać za odpowiedniki młodszych ogniw serii ciężkowickiej (poziom II pstrych łupków i ewentualnie poziom I piaskowca ciężkowickiego). Oznaczony zespół otwornic może występować w górnej części pstrych łupków III, pstrych łupków II, a nawet w dolnej części pstrych łupków I (poniżej poziomu z *Cyclammina amplectens*). Wyklucza on zatem wszystkie starsze poziomy do poziomu dolnego III włącznie; najprawdopodobniej łupki te są odpowiednikami poziomu II pstrych łupków.

Opisane utwory fliszowe odsłaniają się w wielu miejscach bezpośrednio na powierzchni bądź są pokryte zwietrzeliną. W przypadku podłoża piaskowcowego zwietrzeliną jest piasek, a w miejscach występowania osadów ilastych — rozlasowane iły i gliny wyróżniające się dzięki swojej barwie czarnej, czerwonej bądź szarozielonej. Na łupkach istebniańskich górnych, łupkach pstrych i na warstwach hieroglifowych rozwijają się płytkie osuwiska zboczowe. Największe z nich znajduje się w pobliżu północnej granicy rezerwatu Skamieniałe Miasto, przy drodze biegnącej wzdłuż Białej.

Dzięki niezbyt grubej pokrywie zwietrzelinowej i słabo wykształconym pokrywom czwartorzędowym stan odsłonięcia utworów starszych w okolicy Ciężkowic jest dobry. Utwory czwartorzędowe reprezentowane przez gliny deluwialne i eluwialne przykrywają jedynie warstwy istebniańskie w północnej części obszaru. Poza tym w dolinach potoków i rzeki Białej występują ilasto-piaszczysto-żwirowe nanosy aluwialne.

Zależność morfologii terenu od budowy geologicznej jest na ogół wyraźna. W podłożu wyniosłości terenowych występują gruboławicowe piaskowce o dość zróżnicowanej odporności na procesy wietrzenia i denudacji. Obniżenia morfologiczne, a więc doliny rzeczne, nisze osuwiskowe i inne zagłębienia są warunkowane najczęściej występowaniem miękkich łupków, ulegających łatwo rozlasowaniu, lub warstw z przewagą łupków, a niekiedy uzależnione są od specyficznego układu spękań tektonicznych w obrębie skał twardszych.

http://rcin.org.pl

VI. KLASYFIKACJA FORM SKALNYCH W KARPATACH

Zagadnieniem klasyfikacji skałek piaskowcowych w Karpatach zajmował się Klimaszewski (1947). Autor ten wyróżnił formy i utwory skalne. Do pierwszych zaliczył: 1 — baszty oraz występy (progi) skalne — «ławice piaskowcowe wypreparowane ze zboczy i zrośnięte z nimi podstawą i co najmniej jednym bokiem», 2 — ambony skalne — «ławice wypreparowane z grzbietów (rzadziej zboczy) górskich względnie wierzchowin pogórskich i zrośnięte z nim tylko podstawą», 3 — grzyby skalne — «ławice wypreparowane z grzbietów i zrośnięte z nimi tylko podstawą, przy tym w odróżnieniu od ambon posiadają podstawę (trzon) węższą, aniżeli część górna (czapa)».

Do tzw. utworów skalnych zostały zaliczone: 1 — rumowiska skalne zwarte, 2 — rumowiska skalne zanikające, 3 — materace skalne.

Wspomniany autor swoimi obserwacjami nad występowaniem form skalnych w Karpatach Zachodnich objął również Skamieniałe Miasto, gdzie wyróżnił ambony, baszty, progi, grzyby, maczugi i ławice-cokoły skalne, które mogą być zależnie od swojego położenia:

1 — skałkami przydennymi, sterczącymi ze zboczy bezpośrednio nad terasą zalewową Białej,
2 — skałkami zboczowymi wystającymi ze stromych stoków jako formy zrośnięte z nimi jednym bokiem i swoją podstawą lub tylko podstawą,
3 — skałkami wierzchowinowymi wznoszącymi się ponad połogie grzbiety.

Przy szczegółowym opracowaniu wszystkich form i utworów skalnych w okolicy Ciężkowic wynikła konieczność uzupełnienia ich klasyfikacji podanej przez Klimaszewskiego (1947). Wydzielono 15 typów form skalnych, przyjmując za podstawę podziału ich kształt, wielkość oraz położenie w stosunku do podłoża i morfologii terenu. Ogólnie nazwano je naturalnymi formami skalnymi, które dzielą się na dwie grupy:

A — formy «in situ», czyli złączone z podłożem w sposób naturalny (tworzące z podłożem jedną całość),
B — formy oderwane od swojego podłoża (odpowiadają one mniej więcej tzw. «utworom skalnym» w podziale Klimaszewskiego).

W grupie pierwszej (A) wyróżniono trzynaście następujących form skalnych:

1. Ambona skalna — duża skałka złączona swoją podstawą i bokiem ze zboczem wzgórza (podobne formy określane były przez Klimaszewskiego jako baszty; kształtem swoim jednakże przypominają one ambony).
2. Baszta skalna — duża forma skalna wolno stojąca, w kształcie bryłowym lub nieregularnym, zrośnięta z podłożem tylko swoją podstawą (skałki tego typu nazwane były przez Klimaszewskiego ambonami).
3. Maczuga skalna — wysoka, smukła, o podstawie wąskiej zrośniętej z podłożem.
4. Grzyb skalny — forma złączona z podłożem wąską podstawą-trzonem, który ku górze rozszerza się tworząc czapę.
5. Platforma skalna — zazwyczaj niska, o dużej nieregularnej górnej powierzchni, nachylonej w tym samym kierunku co stok, łącząca się swoją

http://rcin.org.pl

rozległą podstawą z podłożem. Platforma może być ograniczona progami lub może przechodzić w stok słabo nachyloną powierzchnią.

6. Płyta skalna — jest to płaszczyzna warstwy odsłonięta w obrębie stoku lub wierzchowiny.
7. Stół skalny — różnej wielkości, graniasty, o szczycie płaskim i podstawie łączącej się z podłożem.
8. Mur skalny — forma wydłużona, ograniczona wysokimi stromymi ścianami, jej wąska podstawa łączy się z podłożem.
9. Ściana skalna — odsłonięta pionowa płaszczyzna skalna.
10. Grzęda skalna — forma wydłużona, wąska, niska, o nieregularnej powierzchni, ograniczona z dwóch stron progami.
11. Próg skalny — forma mała, z jednej strony bokiem wydłużonym zrośnięta ze zboczem, a z drugiej zakończona niską ścianą pionową lub nachyloną w kierunku zbocza.
12. Występ skalny — w porównaniu z progiem nie posiada kształtu wydłużonego i ma mniejsze rozmiary.
13. Nawis skalny — jest to występ lub próg skalny ograniczony ścianą nachyloną w kierunku przeciwnym niż zbocze.

Do drugiej grupy (B) form skalnych zostały zaliczone:

1. Bloki skalne — różnej wielkości, luźne fragmenty występujące pojedyczno lub w małych skupieniach.
2. Blokowisko (gołoborze) — duże nagromadzenie luźnych bloków skalnych.

Spośród wyżej wymienionych form skalnych stwierdzono w okolicach Ciężkowic prawie wszystkie rodzaje (ryc. 1). Brak tu bowiem jedynie stołu i muru skalnego. Z dużych skałek najliczniejsze są baszty, do rzadkości natomiast należą ambony, a zwłaszcza grzyby i maczugi. Platformy skalne są szczególnie dobrze wykształcone w grupie «Borsuka», a ściany w rezerwacie Wodospad Ciężkowicki. Pospolicie spotykanymi są mniejsze formy, takie jak grzędy, progi, płyty, nawisy oraz bardzo liczne występy i luźne bloki skalne. Skałki tworzą tu trzynaście zgrupowań, z czego aż jedenaście znajduje się na terenie rezerwatu Skamieniałe Miasto. Są to pojedyncze duże skały lub nagromadzenia różnych form występujących blisko siebie.

Poza opracowanym terenem, w jego sąsiedztwie (np. w Kąśnej) spotyka się jeszcze wiele tego typu obiektów. Jednakże są one dość zniszczone, mniej efektowne i nie tworzą dużych skupień. Okolice Ciężkowic można zatem uznać za teren najbardziej urozmaicony pod względem występowania licznych i różnorodnych form skalnych.

VII. MORFOLOGIA I BUDOWA GEOLOGICZNA FORM SKALNYCH OKOLIC CIĘŻKOWIC

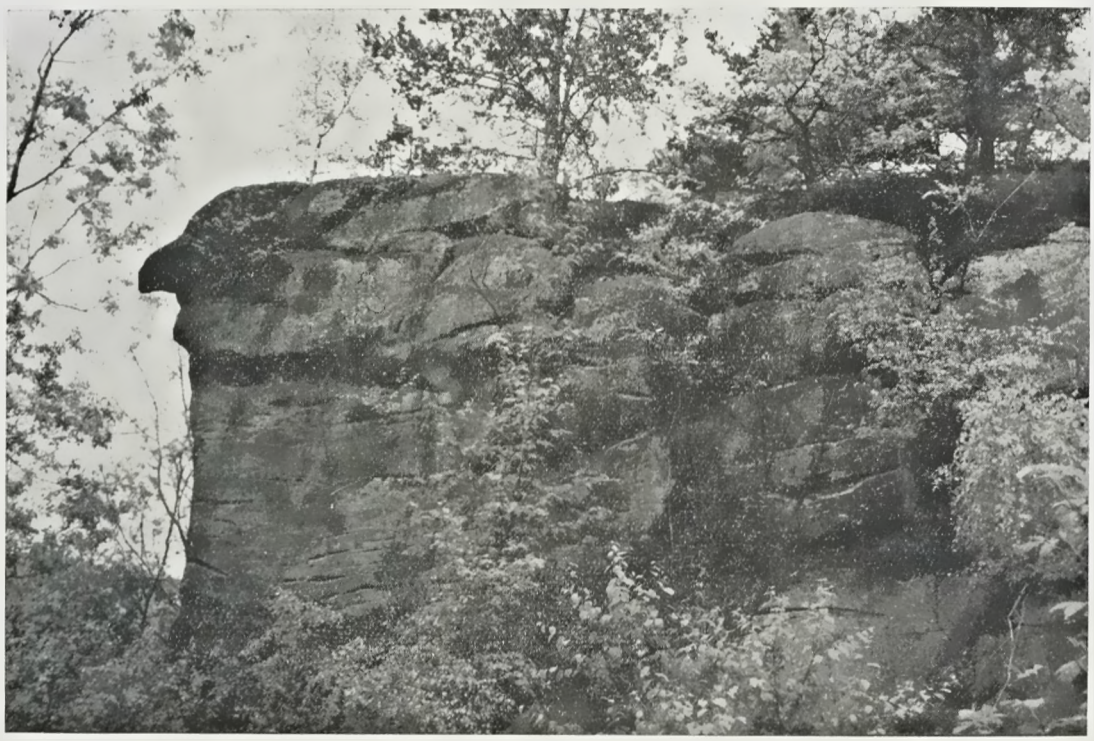
Skałki lub ich grupy zostały scharakteryzowane poniżej w kolejności ich występowania z zachodu na wschód (ryc. 1), według jednolitego porządku uwzględniającego położenie danego obiektu, kształt, profil geologiczny, zjawiska sedymentacyjne, tektoniczne oraz częściowo formy powierzchniowego wietrzenia. Przy opisie skałek zwrócono szczególną uwagę na ich cechy in-

http://rcin.org.pl

dywidualne. Pod tym kątem widzenia został dobrany także materiał ilustracyjny. Stosowane nazwy obiektów są terminami lokalnie używanymi (Tomek 1963). Tylko niektórym, dotychczas bezimiennym skałkom zostały nadane nowe nazwy uzasadnione ich wyglądem bądź położeniem.

1. Czarownica

Największe skałki rezerwatu Skamieniałe Miasto grupują się przy drodze biegnącej wzdłuż rzeki Białej. Jedną z nich, wysuniętą najdalej na południe, jest skałka zwana Czarownicą. Wyróżnia się ona swoim kształtem, a szczególnie zarysem ścian zwróconych ku południowi, które przedstawiają jakby



Ryc. 5. Skałka Czarownica
Fig. 5. The Witch rock
Fot. S. Michalik

profil czarownicy z wyraźnie zaznaczającym się haczykowatym nosem, krótką brodą i oczodołami (ryc. 5). Skałka ma kształt baszty. Dolna jej część łączy się stopniowo w kierunku wschodnim ze stromą szkarpą. Wysokość skałki od tej strony wynosi około 4 m. Najwyższe, 13-metrowe pionowe ściany skalne opadają ku zalewowej terasie rzeki. Przedstawiają one profil utworów, w którym wyróżnić można: 1 — dolną ławicę piaskowca gruboziarnistego z warstwowaniem przekątnym, wyraźnie zaznaczonym dzięki procesom limonityzacji, oraz warstwowaniem równoległym, pojawiającym się w stropie tego osadu, 2 — górną ławicę zlepieńca i piaskowca zlepieńcowatego o miąższości około 3 m. Gruboziarnisty utwór zlepieńcowaty odsłania się na szczycie baszty w postaci płyt i progów o wysokości do 0,5 m. W partii szczytowej skałki obserwować można liczne spękania, a zwłaszcza rozwartą do szerokości 0,5 m

http://rcin.org.pl

szczelinę, rozciągającą się na długość 8 m w kierunku o azymucie 10°. Biegnie ona w głąb skałki i rozdziela ją na dwie części. W szczeliny wrosły korzenie drzew.

Ściany ograniczające skałkę mają kształty zaokrąglone dzięki rozwiniętemu tu dość silnie procesowi wietrzenia skorupowego (eksfoliacja). Na południowej ścianie dolnej części skałki widoczne są zagłębienia długości do 0,5 m, oddzielone od siebie kolumienkami (formy arkadowe). Rozwinęły się one na kontakcie warstw różniących się swoją strukturą sedymentacyjną.

2. Ratusz

Najbardziej rozległą skałką w rezerwacie Skamieniałe Miasto jest ambona zwana Ratuszem. Jest to jakby cypel skalny łączący się ze stromą, wysoką skarpą przydrożną od strony północno-wschodniej, a wydłużający się ku Białej w kierunku południowo-zachodnim. Skałka ma kształt graniasty, ograniczona jest bowiem pięcioma pionowymi ścianami. Najwyższa z nich, południowo-zachodnia, ma wysokość około 12 m. Na szczycie rosną wysokie dęby, krzewy, a tuż nad krawędziami urwistych ścian skalnych — sosny fantastycznie powyginane. Dzięki temu, że Ratusz jest wysunięty na zachód bardziej niż Czarownica, rozpościera się z jego szczytu rozległy widok na dolinę Białej i jej lewobrzeżne, pagórkowate otoczenie.

Układ warstw w obrębie skałki jest prawie poziomy. W dolnej części występuje około 4,5 m miąższości zwarta ławica piaskowca gruboziarnistego, warstwowanego na ogół przekątnie. Poszczególne warstewki mają zwykle 10 cm grubości i są pochylone pod kątem około 20° w kierunku 320 do 350°, a w górnej części ławicy 30°. Najwyższy fragment opisywanej ławicy ma strukturę dość jednolitą i wyraźnie ścina leżący niżej piaskowiec warstwowany przekątnie. Powierzchnia stropowa tej ławicy jest nierówna, rozmyta prądami dennymi w czasie tworzenia się osadu. Wyższa część skałki jest zbudowana z utworu warstwowanego frakcjonalnie, w którym obserwować można stopniowe przejście od drobnego zlepieńca na dole ku piaskowcowi gruboziarnistemu w górze.

Na powierzchniach szczelin międzywarstwowych, a zwłaszcza na ścianach ograniczających skałkę, charakterystycznym zjawiskiem jest koncentracja związków żelaza w skale w postaci warstewek grubości od kilku milimetrów do kilku centymetrów, które wyróżniają się od pozostałej szarożółtej skały barwami bardziej intensywnymi w odcieniach rdzawych. Na ścianach Ratusza, głównie południowo-wschodnich, zachowała się twarda, lśniąca powłoka żelazista, grubości do 5 cm. W przekroju jej widoczne są warstewki o różnej tonacji zabarwienia, od barwy wiśniowej najbardziej zewnętrznej do żółtej stopniowo przechodzącej w szarożółtą barwę piaskowca lub zlepieńca. Czynniki wietrzenia ustawicznie atakujące powierzchnię skałki powodują łuszczenie się i odpadanie poszczególnych koncentrycznych warstw powłoki żelazistej, która wskutek tego w wielu miejscach występuje już tylko fragmentarycznie.

3. Grunwald

W odległości około 170 m na północ od Ratusza, tuż przy drodze, znajduje się niewielka ambona skalna (długość 10 m, szerokość 10 m, wysokość 5 m) zbudowana z jednej ławicy piaskowca zlepieńcowatego przechodzącego ku górze w piaskowiec drobnoziarnisty. Po drugiej stronie drogi wznosi się

http://rcin.org.pl

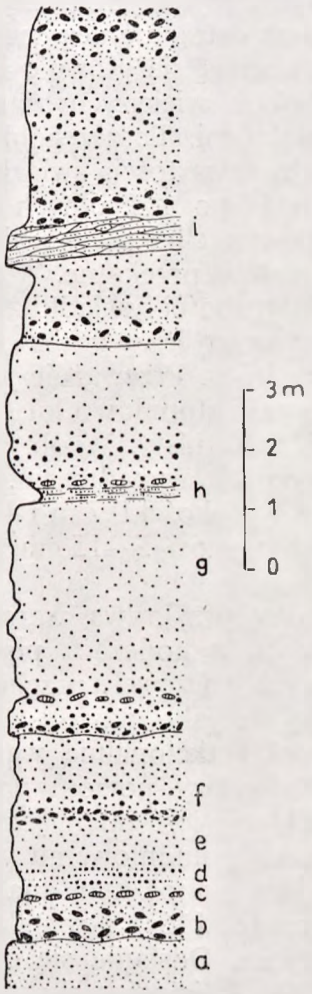
okazała skałka zwana dawniej Piekłem, a obecnie Grunwaldem (ryc. 6). W jej główną ścianę, widoczną z drogi, została wmurowana pamiątkowa tablica ufundowana przez mieszkańców Ciężkowic ku czci Bohaterów w pięćsetletnią rocznicę zwycięstwa pod Grunwaldem (1410—1910). Skałka ma

Ryc. 6. Skałka Grunwald od strony zachodniej
Fig. 6. Grunwald rock, view from the west
Fot. Z. Alexandrowicz

kształt baszty wydłużonej z kierunku północnego zachodu na południowy wschód, a więc mniej więcej równolegle do drogi, od której jest oddalona o 10—15 m. Jest ona pod względem swojej wysokości, kształtu i położenia najbardziej okazałą formą w Skamieniałym Mieście. Wysokość jej w części południowo-zachodniej sięga 17 m, a ku północnemu wschodowi zmniejsza się nawet do 5 m, wskutek tego, że dolna część skałki stopniowo łączy się ze

http://rcin.org.pl

zboczem. Większość ścian ograniczających skałkę są to pionowe płaszczyzny ciosowe, reprezentujące swoją rozciągłością dwa kierunki spękań, mniej więcej prostopadłe do siebie. Wartości ich mieszczą się bowiem w granicach 105—160° i 30—50°. Jedna z tych płaszczyzn stanowi wschodnią scianę korytarza, który



Ryc. 7. Profil geologiczny skałki Grunwald z zaznaczoną odpornością skał na czynniki wietrzenia: a — piaskowiec różnoziarnisty, b — zlepieniec, c — toczeńce ilaste, d — wkładki żwirowe, e — piaskowiec gruboziarnisty, f — piaskowiec gruboziarnisty z otoczakami kwarcu, g — piaskowiec średnioziarnisty, h — piaskowiec płytowy, i — piaskowiec tworzący soczewki

Fig. 7. Geological profile of the Grunwald rock showing resistance of the rock to weathering processes: a — unsorted sandstone, b — conglomerate, c — clay balls, d — conglomerate intercalations, e — coarse-grained sandstone, f — coarse-grained sandstone with quartz pebbles, g — medium-grained sandstone, h — platy sandstone, i — lenses of sandstone

ciągnie się w głąb skałki pod azymutem 160° (Sosnowski 1948, Kowalski 1954). Korytarz ten ma dwa wyloty, jego długość wynosi 17 m, wysokość 4 m, a szerokość do 2 m. Strop korytarza tworzy naturalny nawis skalny. Od strony drogi korytarz ograniczają zwalone wielkie bloki, które odpadły od calizny skałki wzdłuż płaszczyzn spękań.

http://rcin.org.pl

Profil geologiczny skałki rozpoczyna się od dołu warstwą o miąższości około 0,80 m piaskowca średnio- i drobnoziarnistego (ryc. 7). Na jej rozmytej powierzchni stropowej leży około 10 m grubości ławica, w której zaznaczają się wyraźnie cztery cykle warstwowania frakcjonalnego. Każdy z nich rozpoczyna się zlepieńcem, a kończy piaskowcem gruboziarnistym, a niekiedy piaskowcem drobnoziarnistym, płytowym. Przejście pomiędzy tymi typami skał jest stopniowe, natomiast ostrą granicą sedymentacyjną rozpoczyna się cykl następny. Piaskowce składają się głównie z ziarn kwarcu, na ogół źle przesortowanych, bowiem obok większych ziarn występują mniejsze. Zawierają również domieszkę skaleni. Poszczególne elementy spojone są substancją ilastą, niekiedy z dużą zawartością związków żelaza, nadających skale zabarwienie żółtordzawe. Układ poszczególnych warstewek w piaskowcu jest najczęściej równoległy do powierzchni uławicenia, w wielu miejscach obserwować można także warstwowanie przekątne. W obrębie piaskowca pojawiają się niekiedy cienkie, 1—2 cm grubości, wkładki żwirku kwarcowego. W spągu każdego cyklu sedymentacyjnego leżą grube zlepieńce, których otoczaki kwarcu mają nawet 5 cm średnicy. Przeważnie jednak wielkość ich waha się w granicach 0,5—1 cm. Otoczaki stopniowo ku górze maleją. Substancją spajającą je jest piaskowiec różnoziarnisty. W obrębie ławicy występują płaskie toczeńce ilaste oraz ślady po ich wypadnięciu. Grupują się one w dwóch poziomach, a mianowicie na wysokości 0,7 m i 4 m ponad spągiem. W pierwszym przypadku długość ich wynosi 5—15 cm, rzadko 30 cm, a w drugim nawet 80 cm.

Opisany kompleks skalny przykrywa warstwa dwumetrowej grubości, rozpoczynająca się zlepieńcem, a kończąca piaskowcem cienkoławicowym, zbudowanym z nieregularnych soczewek przekątnie warstwowanych, które w profilu skałki zaznaczają się jako nawisy. Wyżej leży następna ławica, grubości około 3 m, również frakcjonalnie warstwowana, tworząca niższą partię szczytową skałki. Najwyższy poziom zbudowany jest ze zlepieńca. Powierzchnia stropowa skałki nie jest zatem jednolita. Znajduje się tu kilka progów i płyt opadających ku południowemu wschodowi.

Interesującym zjawiskiem widocznym na ścianach Grunwaldu jest płaszczyzna lustra tektonicznego, która powstała w wyniku przesuwania się warstw podczas ich fałdowania. Odsłania się ona fragmentarycznie na powierzchni wielkości około 30 m², ścinając skośnie najwyższe ławice w południowo-wschodniej części skałki. Bieg i upad tej powierzchni wynosi 65°/16°N. Pokryta jest ona szeregiem równoległych rys o kierunku 125—128°, zakończonych od południowego wschodu zadziorami.

4. Warownie

Posuwając się od Grunwaldu w kierunku północno-wschodnim, napotykamy w lesie liczne grzędy, progi, występy i bloki skalne. Wśród nich wznoszą się dwie baszty skalne zwane Warowniami, a w pobliżu Grunwaldu, w nieczynnym kamieniołomie, odsłaniają się piaskowce różnoziarniste na dwóch prostopadłych do siebie ścianach skalnych długości około 40 m, a wysokości 6 m. W południowej części kamieniołomu zachował się występ skalny wymodelowany naturalnymi czynnikami erozji. Nasuwa to przypuszczenie, że kamieniołom był założony w skałce. Zgrupowanie różnych

http://rcin.org.pl

form zamyka od wschodu i południowego wschodu długi, rozczłonkowany próg skalny, niekiedy przechodzący w nawisy. Wysokość jego jest zmienna i miejscami dochodzi do 10 m.

Warownie znajdują się na zboczu wzgórza w odległości kilkunastu metrów jedna pod drugą. Profil geologiczny Warowni dolnej przedstawia się następująco:

1. W podstawie skałki leży piaskowiec nierównoziarnisty, przechodzący ku górze w zlepieniec o ziarnach kwarcu dochodzących do 2 cm, spojonych piaskowcem. Ławica ta ma miąższości około 1,10 m.

2. Następną warstwę tworzy piaskowiec średnioziarnisty (0,40 m), zawierający w dolnej części toczeńce ciemnoszarych łupków ilastych wielkości do 10 cm.

3. Warstwa grubości 1,20 m piaskowca średnio- i gruboziarnistego. W jej górnej części zaznacza się przekątne warstwowanie. Poszczególne warstewki są pochylone w kierunku północno-wschodnim pod kątem 15 do 17°. W niektórych miejscach są one frakcjonalnie warstwowane i dzięki różnej odporności lamin różnoziarnistych piaskowców uwidacznia się szczególnie wyraźnie struktura sedymentacyjna skały (np. na ścianie południowo-zachodniej).

4. Powyżej znajduje się zlepieniec o miąższości 1,80 m. W profilu skałki zaznacza się on wypukłą powierzchnią. W dolnej i najwyższej części ławicy widoczne są duże dziury średnicy do 0,5 m, a niekiedy 1 m. Zagłębienia te mają kształt okrągły i wyścielone są często powłokami żelazistymi barwy rdzawożółtej.

5. Stropowa powierzchnia wyżej leżącego piaskowca (0,40 m) jest silnie rozmyta.

6. Szczyt baszty zbudowany jest z piaskowca nierównoziarnistego i zlepieńcowatego (1,20 m).

Powierzchnia skałki jest nierówna, a szczególnie tam, gdzie występują zlepieńce i piaskowce zlepieńcowate. Wysterczają z niej większe ziarna kwarcu, rozwinięte są różnej wielkości zagłębienia, a na kontaktach warstw — głębokie i płaskie nisze. Na powierzchniach uławicenia obserwuje się często skały wzbogacone w związki żelaza.

Warstwy rozciągają się w kierunku południkowym i zapadają ku zachodowi pod kątem około 28°. Ściany ograniczające skałkę od strony północnej i południowo-wschodniej są płaszczyznami spękań tektonicznych.

Warownia górna jest wyższa od Warowni dolnej o około 4 m. Jej ściany zachodnie mają 14 m wysokości, wschodnie są niższe i wznoszą się do 8 m. Skałka ma kształt graniasty. Od jej podstawy do szczytu wyróżnić można kilka ławic różnej grubości:

1. Piaskowce zlepieńcowate, które ku górze przechodzą w piaskowiec nierównoziarnisty, następnie w średnioziarnisty, warstwowany frakcjonalnie. W obrębie pierwszego typu utworu znajdują się trzy wkładki grubości do 20 cm każda, zawierające żwirki kwarcowe o wielkości ziarn do 1 cm. Najwyższą część ławicy stanowi około 90 cm grubości piaskowiec średnio- i drobnoziarnisty, wykazujący płytową oddzielność. W profilu skałki wyróżnia się on wklęsłą powierzchnią, jako warstwa mniej odporna na czynniki wie-

http://rcin.org.pl

trzenia w porównaniu z bardziej twardymi niżej leżącymi piaskowcami i zlepieńcami.

2. Bardzo nierówną powierzchnię piaskowca płytowego wypełnia piaskowiec ze żwirkami i wkładką grubości 20—30 cm zlepieńca, zbudowanego z ziarn kwarcu o średnicy do 1 cm oraz z płaskich toczeńców iłów szarych, wielkości do 15 cm. Następnie obserwuje się stopniowe przejście tego zlepieńca w piaskowiec, po czym na wysokości około 1,60 m od spągu opisywanej ławicy pojawia się znowu piaskowiec zlepieńcowaty z toczeńcami iłów,

Ryc. 8. Rozmycie erozyjne w obrębie stropowej powierzchni piaskowców płytowych Warowni górnej. Formy arkadowe pojedyncze i połączone w system podobny do struktur komórkowych (górna część zdjęcia). Dla porównania wielkości moneta o średnicy 3 cm (dotyczy również rycin: 18, 19, 20, 23, 25)

Fig. 8. Wash-out in the top part of platy sandstone of the Warownia (The Fortress) rock. Note single and grouped arcaded forms, the latter connected into a system resembling cellular structures (upper part of the picture). The diameter of the coin is 3 cm (the same coin indicates the scale in Figs 18, 19, 20, 23 and 25)

Fot. S. Alexandrowicz

który ku górze stopniowo przechodzi w piaskowiec płytowy równolegle warstwowany, o ziarnie coraz to drobniejszym. Górna jego powierzchnia jest rozmyta. W całości ławica ma 2 m grubości.

3. Wyżej leży podobnej miąższości warstwa (2—2,5 m), która rozpoczyna się piaskowcem nierównoziarnistym, wykazującym ślady przekątnego warstwowania, a kończy się piaskowcem drobnoziarnistym. W stropie jej zaznaczają się duże rozmycia.

4. Partia szczytowa skałki zbudowana jest z utworów gruboziarnistych.

Na interesujące fragmenty powyższego profilu zwrócił już uwagę K o-

http://rcin.org.pl

szarski (1963), który opisując tę skałkę pod nazwą Sowa, zamieścił kilka rysunków obrazujących struktury sedymentacyjne odsłoniętych tu utworów. Na ścianach skałki widoczne są wyraźnie rozmyte powierzchnie stropowe ławic, wyklinowujące się warstwy, poziomy toczeńców oraz różnego typu warstwowania. Szczególnie dobrze wykształcone są rozmycia erozyjne w obrębie stropowych powierzchni warstw. Poszczególne warstewki poniżej tej powierzchni zazwyczaj uległy ścięciu. W niektórych miejscach widać jak warstewki wyginają się równolegle w stosunku do nierównej powierzchni rozmycia (ryc. 8). Rzeźba skałki dzięki różnej twardości ławic jest urozmaicona. Najmniejszą odpornością na czynniki wietrzenia odznaczają się tu piaskowce płytowe. Na kontaktach warstw różnie odpornych wytworzyły się nisze i rozwinęły jamniste zagłębienia wielkości zwykle 3 do 4 cm, oddzielone kolumienkami. Rozmieszczone są one najczęściej wzdłuż płaszczyzn oddzielności poszczególnych warstewek piaskowców płytowych i grupują się zwłaszcza na wschodnich ścianach skałki (ryc. 8). Na uwagę zasługują jeszcze duże zagłębienia, prawdopodobnie miejsca po wypadnięciu toczeńców ilastych.

5. Borsuk

U podnóża charakterystycznej skałki zwanej Borsukiem, na stromo opadającym stoku, znajduje się duże skupisko różnego typu form skalnych określanych tu ogólnie jako skałki grupy Borsuka. Większe spośród nich zostaną opisane oddzielnie. Odznaczają się one malowniczymi kształtami

Ryc. 9. Szczytowa powierzchnia skałki Borsuk poprzecinana szczelinami

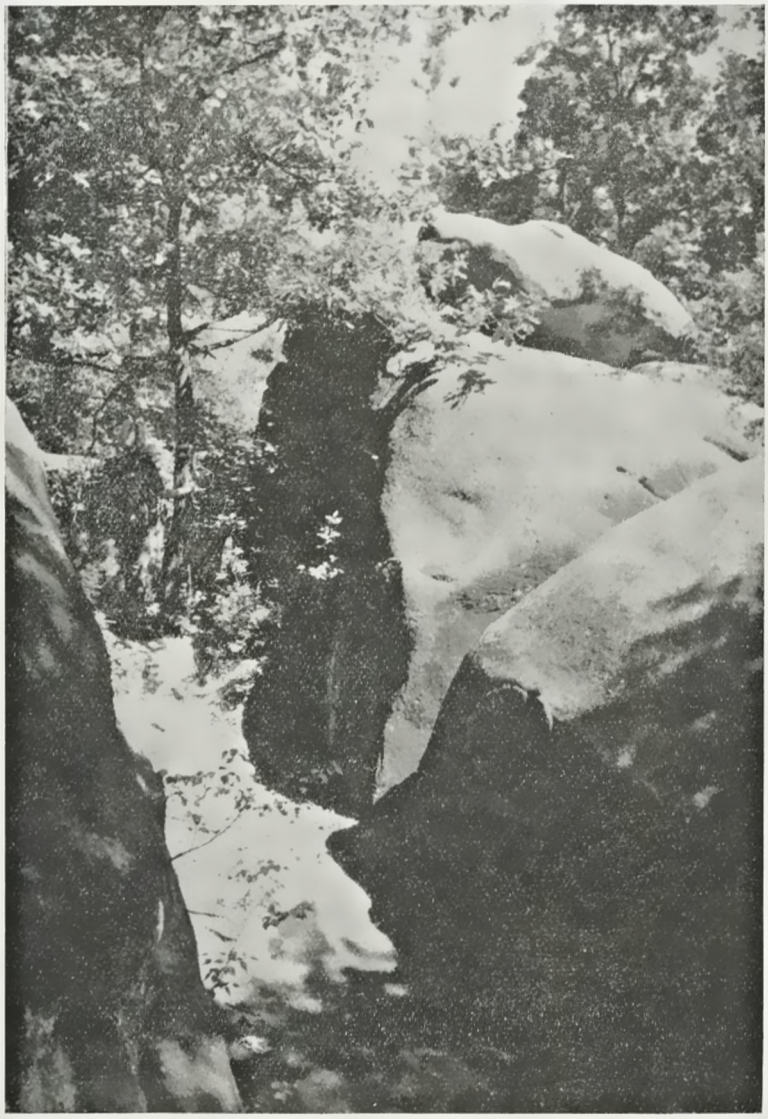
Fig. 9. Top part of the Borsuk (The Badger) rock with joints visible

Fot. Z. Alexandrowicz

http://rcin.org.pl

dzięki temu, że powierzchnie ich są silnie wymodelowane. Brak tu form graniastych, tak pospolitych dla poprzednio opisanych stanowisk.

Skałka Borsuk jest na zboczu najwyżej położona i najbardziej rozległa. Jest to platforma skalna ograniczona progami i rozczłonkowana poszerzo-



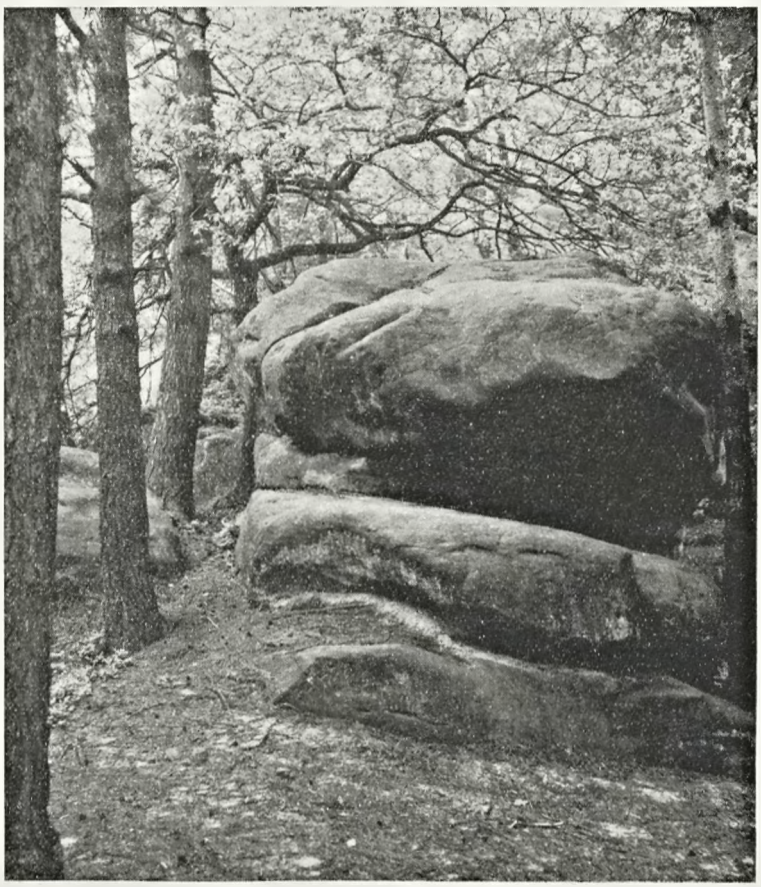
Ryc. 10. Głowa Borsuka i korytarz skalny w szczytowej partii skałki
Fig. 10. The Badger's Head and the narrow passage in the top part of the rock
Fot. S. Alexandrowicz

nymi, głębokimi szczelinami, z których największa biegnie pod azymutem 5—10° tworząc w szczytowej części Borsuka korytarz skalny (ryc. 9 i 10). Prostopadle do niej zaznaczają się mniej wyraźnie dwie szczeliny. Rozpad skałki na poszczególne bloki następuje wzdłuż sieci prostopadłych do siebie spękań. Przyczyn poszerzania szczelin można dopatrywać się w ruchach zboczowych, którym skałka zapewne podlega. W ich wyniku poszczególne części

http://rcin.org.pl

skałki ulegają powolnemu obsuwaniu się po zboczu w kierunku południowym i wschodnim.

Wschodnia część skałki jest najwyższa. Wyobraża ona głowę borsuka zbudowaną z dwóch płyt piaskowcowo-zlepieńcowatych, o łącznej grubości około 1,5 m (ryc. 10). Leżą one na ławicy o upadzie zgodnym z kierunkiem nachylenia zbocza. Dzięki tej zgodności pozostałą, rozległą powierzchnię



Ryc. 11. Jedna z licznych i charakterystycznych skałek w otoczeniu Borsuka. Formy arkadowe i nisze na kontaktach ławic

Fig. 11. One of the numerous and characteristic rocks in the neighbourhood of the Badger. Note the arcaded forms and niches developed on the bedding planes

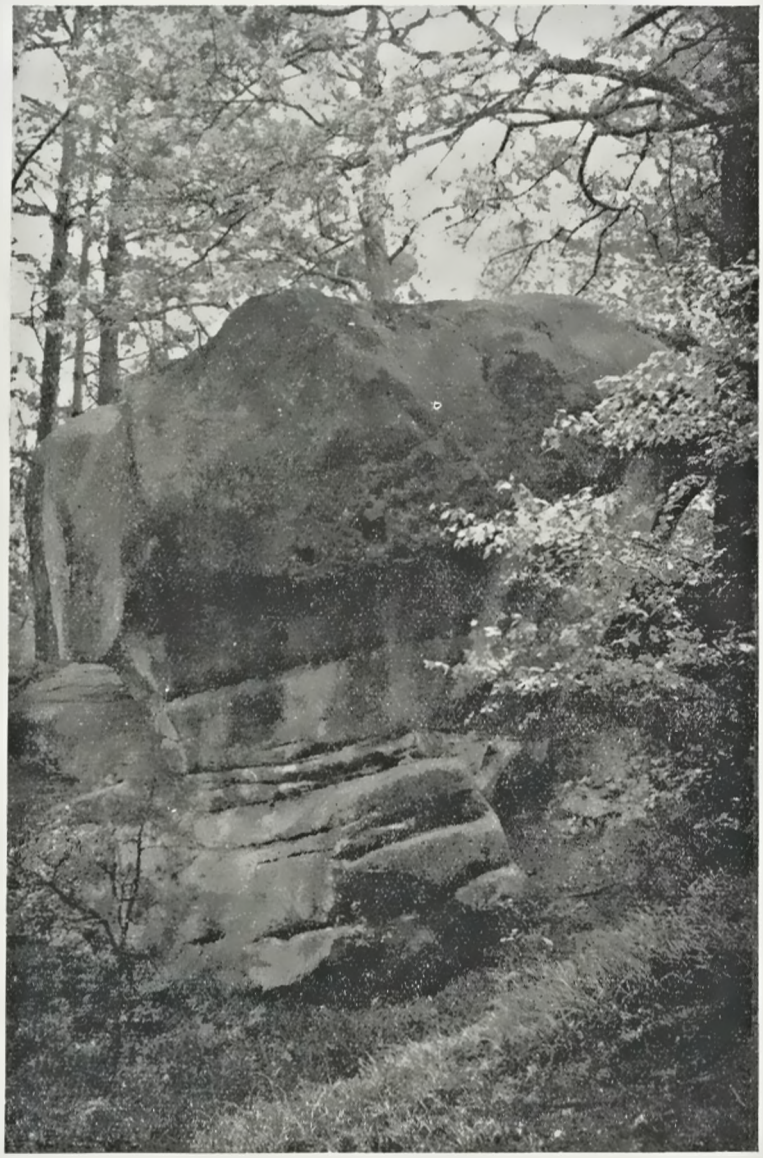
Fot. S. Michalik

szczytową skałki tworzy jedna ławica, która ku południowemu zachodowi stopniowo łączy się ze zboczem, a najczęściej opada ku niemu progami wysokości od 1 do 4 m (ryc. 9). Progi te są rozczłonkowane szczelinami, niekiedy przechodzą w nawisy. Najwyższe progi ograniczają skałkę od strony wschodniej, a zwłaszcza północno-wschodniej. Pod tak zwaną głową Borsuka, w ścianach wysokości dochodzącej do 7 m, wyróżnić można trzy ławice złożone ze zlepieńców i piaskowców. Ich bieg, kąt i kierunek upadu wynosi 120°/27°S.

Nieco na zachód od Borsuka napotykamy grzybek skalny (ryc. 11). Od opisanej skałki oddziela go rozwarta szczelina. Ma on około 5 m wy-

http://rcin.org.pl

sokości i jest zbudowany z trzech ławic. Najwyższa z nich, o miąższości 3 m, przechodzi w części południowej w głęboki nawis. Wyróżnia się on szczególnie dzięki temu, że odsłaniające się tu piaskowce są w różnym stopniu przepojone



Ryc. 12. Grzybek skalny w grupie Borsuka. Na powierzchniach górnej ławicy widoczne są powłoki żelaziste, a w obrębie nich struktury komórkowe

Fig. 12. Rock table in the Badger group. Ferrugineous coat with cellular structures is visible on the surface of the upper bed

Fot. S. Michalik

związkami żelaza. Barwa ich jest wskutek tego niejednolita: żółta, czerwona a miejscami nawet wiśniowa. Na kontakcie tej ławicy z niżej leżącą zwracają uwagę zagłębienia długości do 30 cm, wysokości 20 cm, występujące obok siebie, a oddzielone słupkami (struktury arkadowe).

http://rcin.org.pl

Skaliste zbocze ciągnie się dalej w kierunku zachodnim. Następną większą formą jest baszta wysokości 4—8 m, o kształcie nieforemnej bryły. Rozdziela ją poszerzona, pionowa szczelina, biegnąca pod azymutem 155°, która rozwinęła się w korytarz o ścianach pokrytych licznymi wyraźnymi zagłębieniami. W stropie dolnej ławicy piaskowcowej opisywanej baszty obserwuje się w wielu miejscach cały system arkad. W większych arkadach, o wysokości sięgającej nawet 0,5 m, mieszczą się mniejsze. Zagłębienia oddzielone są kolumnami bądź tylko ich fragmentami.

U podnóża baszty rozciąga się platforma wydłużona ku południowi i ograniczona przeważnie niewielkimi progami. Przylega do niej od strony zachodniej skałka w kształcie grzyba wysokości około 7 m, którego dolna i górna część zbudowana jest z piaskowca różnoziarnistego, natomiast środkowa ze zlepieńca. Do interesujących zjawisk obserwowanych tu należy zaliczyć powłoki żelaziste (ryc. 12).

Z większych form skalnych w grupie Borsuka można jeszcze wymienić przeciętą dwoma szczelinami wychodnię piaskowca długości około 30 m oraz basztę w pobliżu Borsuka. Pomiędzy basztą a przylegającym do niej nawisem jednego z progów Borsuka wypreparowane zostało w szczelinie okno wysokości 1 m i szerokości do 80 cm. Wśród przedstawionych skałek spotykamy ponadto liczne występy i bloki skalne.

6. Skałki Lisiego Wąwozu

Dolina okresowego potoku uchodzącego w pobliżu skałki Czarownica nazwana została Lisim Wąwozem z uwagi na występujące tu liczne jamy lisów. W jej górnej części, na południowym stoku grupują się niewielkie formy skalne. Głównie są to występy i progi. Na wyróżnienie zasługują dwa obiekty. Jednym z nich jest mały grzybek o szerokiej, nisko sklepionej czapie, wspartej o zbocze stroną południowo-wschodnią. Jest on wymodelowany w jednej ławicy piaskowca średnioziarnistego o miąższości około 1,50 m. Druga forma ma kształt platformy zbudowanej z piaskowców gruboziarnistych przekątnie warstwowanych i płytowych, przykrytych piaskowcem gruboziarnistym. Warstwy są pochylone w kierunku stoku, co wywołane jest przypuszczalnie osuwaniem się wychodni skał w kierunku dna wąwozu.

7. Piramidy

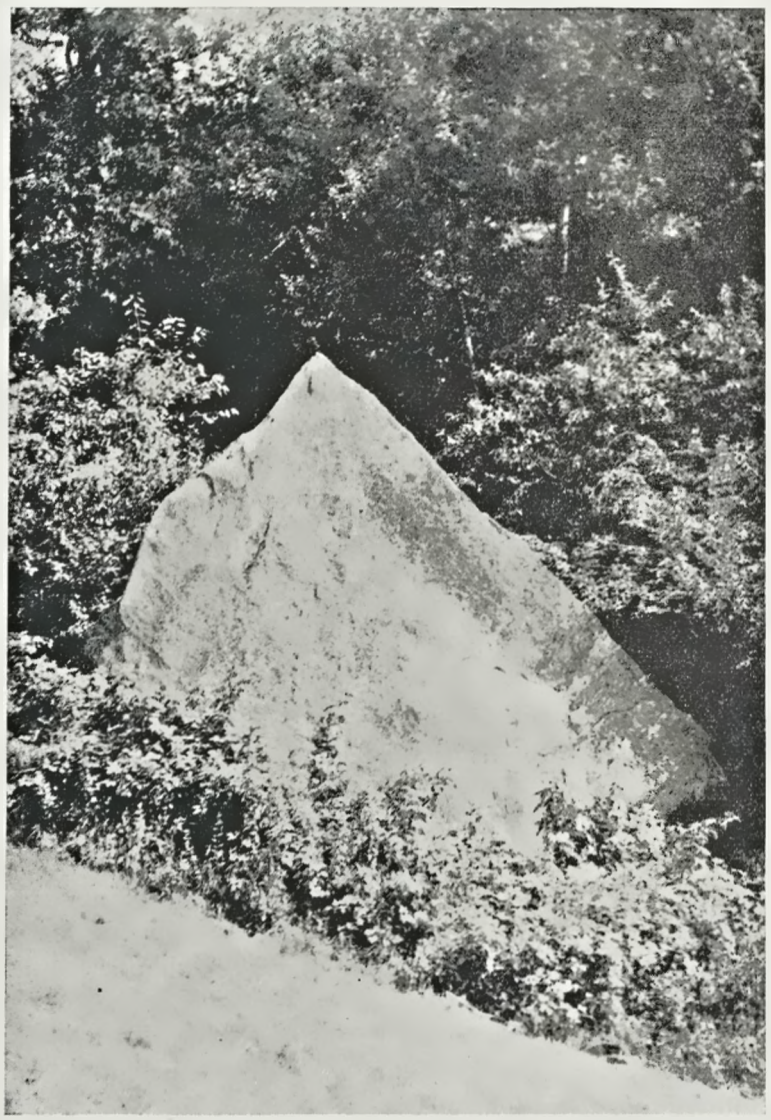
W najwyższej części Lisiego Wąwozu, na skraju lasu, znajduje się blokowisko skalne, a wśród niego dwie charakterystyczne formy zwane Piramidami (ryc. 13). Są to zaryte w podłoże olbrzymie bloki piaskowców różnoziarnistych o kształtach piramidalnych i wysokościach 5 i 4 m. Objętość jednego z nich wynosi około 80 m^3, a drugiego 60 m^3. Ściany tych głazów są płaszczyznami ciosowymi, a jedna z nich stanowi płaszczyznę uławicenia (75°/43°S). Nie posiadają one wyraźnych śladów wietrzenia.

Na wschód od Piramid leży około 20 mniejszych bloków skalnych i duża forma graniasta z rozszerzoną szczeliną, odgraniczającą zwarty blok od gruzowiska mniejszych. Widoczny jest tu wachlarzowy rozpad skały wzdłuż płaszczyzn spękań, wywołany obsuwaniem się i odchylaniem poszczególnych bloków na stromym zboczu.

Tuż ponad blokowiskiem wznosi się ambona o kształcie wydłużonym ze wschodu na zachód. Długość jej powierzchni szczytowej wynosi około

http://rcin.org.pl

6 m, szerokość 2—4 m, a wysokość ścian, stromo opadających ku zachodowi i północy, sięga do 7,5 m. Skałkę tworzą trzy ławice piaskowca, prawdopodobnie nieco obsunięte, bowiem ich biegi i upady mierzone w różnych miejscach wykazują różnice. Ściany ograniczające skałkę są w większości płaszczyznami szczelin tektonicznych. W części zachodniej obserwować można powierzchnie



Ryc. 13. Blok skalny Piramida
Fig. 13. The Pyramid — a large block
Fot. Z. Alexandrowicz

wymodelowane naturalnymi czynnikami wietrzenia. Odsłonięte tu wychodnie piaskowca różnoziarnistego i zlepieńcowatego mają barwę szarą, żółtą, różową i czerwoną. Środkową część ściany zajmują łukowato wygięte, równoległe do siebie smugi, wyróżniające się różnym zabarwieniem w odcieniach czerwonych i żółtych, zależnym od koncentracji związków żelaza. Silne za-

http://rcin.org.pl

żelazienia skały widoczne są ponadto w szczelinach i na płaszczyznach uławicenia. Powierzchnia opisywanej ściany jest nierówna, chropowata, zwłaszcza tam, gdzie występują piaskowce zlepieńcowate, z których wypreparowane są poszczególne ziarna kwarcu. Wysterczają z niej również części bardziej zlimonityzowane.

Opisana ambona jest niewielką pozostałością po dawnej, potężnej skalicy, która prawdopodobnie była wysunięta w kierunku północno-zachodnim, a której ściany, silnie eksponowane, być może przewieszone, opadały ku stromemu stokowi. Z biegiem czasu szczeliny zostały poszerzone i wzdłuż nich nastąpiło oderwanie się z calizny skały i osunięcie dużych bloków. Staczając się w dół ulegały one dalszemu rozpadowi. Dowodów na to, że odkłucia bloków skalnych następowały wzdłuż szczelin, dostarczają obserwacje nad morfologią większych bloków, które w większości są ograniczone równymi płaszczyznami, niewątpliwie pochodzenia tektonicznego. Co więcej, w oderwanych od calizny blokach dalszy rozpad następował wachlarzowo, o czym świadczą zbliżone kierunki rozciągłości warstw i rozbieżne ich upady. O pierwotnych dużych rozmiarach skałki można wnioskować z objętości poszczególnych oderwanych od niej bloków. Sumaryczna ich wielkość wynosi około 380 m^3, czyli 1000 ton. Trudno jest określić natomiast czas tego zdarzenia. Niewątpliwie nastąpiło ono po uformowaniu się dolinki, bowiem zwalisko leży w jej obrębie. Na powierzchniach ciosowych ograniczających bloki nie rozwinęły się dotychczas formy wietrzenia powierzchniowego. Rozpad musiał nastąpić zatem po okresie powstawania tych zjawisk na większą skalę.

8. Pustelnia

Skałki występujące na wschód od Piramid leżą już poza zwartym kompleksem leśnym, w obrębie niewielkich zagajników, wśród uprawnych pól. Pierwszą grupę tworzą trzy formy, z których największa, nazwana Pustelnią, ma kształt baszty o wysokości dochodzącej do 7 m i podstawie długości 12 m oraz szerokości 5 m. Zbudowana jest ona z piaskowca średnioziarnistego. Warstwy rozciągają się pod azymutem 105° i zapadają dość łagodnie ku południowi. Na powierzchniach ścian baszty zaznaczają się liczne spękania ciosowe, natomiast formy wietrzenia są tu słabo rozwinięte.

Od strony wschodniej Pustelnia ma najmniejszą wysokość (2,5 m) i łączy się z długą grzędą skalną, na której zakończeniu wychodnia piaskowca tworzy płytę, ograniczoną od północy progiem wysokości do 1,5 m. Powierzchnia tej płyty jest zarazem płaszczyzną stropową ławicy, zapadającą ku południowi.

9. Cyganka i Baszta

Posuwając się od poprzednio opisanego stanowiska w kierunku północnym wchodzimy niebawem w następny niewielki płat leśny, gdzie łatwo odnaleźć można dwie malownicze skałki. Bliższa z nich, zwana Cyganką, ma kształt baszty. Pełny profil utworów, z których skałka jest zbudowana, oglądać można w jej części północnej. Obejmuje on trzy wyróżniające się ławice. W dolnej części do wysokości około 1,5 m odsłaniają się piaskowce różnoziarniste, na ogół zlepieńcowate, które ku górze przechodzą stopniowo w średnioziarniste. Ponad nimi leży warstwa grubości około 0,5 m piaskowca

http://rcin.org.pl

drobnoziarnistego i płytowego, mało odpornego na czynniki wietrzenia, dzięki czemu wychodnie jego zaznaczają się wklęsłą powierzchnią. Wymienione utwory zapadają stromo ku południowi i łączą się ze zboczem. Główną i zarazem szczytową ławicę skałki, odsłaniającą się na wszystkich jej ścianach, tworzą piaskowce zlepieńcowate, których miąższość wynosi około 3,5 m. Wychodnie tych osadów spotyka się jeszcze na południe od baszty w formie długiego progu i platformy skalnej.

Ściany skałki są na ogół gładkie. Jedynie na stronie wschodniej rozwinęły się struktury komórkowe. Większość ścian ograniczających skałkę można uznać za płaszczyzny spękań tektonicznych, przemodelowane częściowo

Ryc. 14. Skałka Baszta
Fig. 14. The Tower rock

Fot. Z. Alexandrowicz

przez czynniki denudacji. Najbardziej odpornym kompleksem okazały się piaskowce najwyższej ławicy skałki.

Nieco poniżej Cyganki wznosi się druga duża skałka, zwana Basztą (ryc. 14). U jej podstawy od strony południowo-wschodniej rozciąga się płyta skalna szerokości około 5 m, opadająca ku północy progiem wysokości 2 m, a ku południowi dwoma stopniami wielkości 1—1,5 m. Płyta zapada w kierunku południowym pod kątem około 30°. Zrośnięta jest z nią skałka o kształcie baszty, której najwyższe, północno-zachodnie ściany mają około 10 m wysokości. Odsłaniają się tu w dolnej części piaskowce średnioziarniste i gruboziarniste, w środkowej piaskowce zlepieńcowate przechodzące stopniowo

http://rcin.org.pl

w piaskowce płytowe, a w górnej pojawiają się znowu piaskowce zlepieńcowate.

Ściana południowo-zachodnia skałki jest płaszczyzną ciosową. Zachowały się na niej resztki pokrywy limonitycznej grubości do 1 cm. Charakterystyczną cechą skałki jest łuszczenie się (eksfoliacja) jej powierzchni i dzięki temu zabarwienie piaskowców jest różne, w odcieniach rdzawych, żółtych i szarych, przy czym tą ostatnią barwą odznaczają się odsłonięte tu najbardziej wewnętrzne partie skałki. Warstwowanie utworów podkreślone jest w niektórych miejscach występowaniem małych arkad. Spotyka się także powierzchnie pokryte różnej wielkości kawernami oddzielonymi od siebie ostrymi grzędami, które niekiedy uległy częściowej likwidacji i wówczas utworzyły się większe zagłębienia o nierównym dnie.

10. Grzybek

Skałkę nazwaną Grzybkiem dzieli pionowa, poszerzona szczelina na dwie części: niższą (4 m) — północną, o kształcie graniastym, i wyższą (6,5 m) — południową, która zarysem swoim przypomina grzyb, a raczej maczugę. Dolna część skałki jest zbudowana z piaskowca różnoziarnistego, pośród którego trafiają się soczewki piaskowca zawierającego otoczaki kwarcu wielkości do 2 cm, oraz piaskowca gruboziarnistego o ziarnach do 0,5 cm. Wyżej leży piaskowiec zlepieńcowaty (ziarna do 1 cm), który stopniowo przechodzi w średnioziarnisty, miejscami wzbogacony o większe ziarna kwarcu. Występują tu również dość często konkrecje limonityczne. W najwyższej części skałki odsłaniają się znowu piaskowce zlepieńcowate. W obrębie nich obserwować można kilkumilimetrowe warstewki, wzbogacone silnie w związki żelaza. Tworzą one siedem poziomów, wyraźnie uwypuklonych w profilu skałki. Na północnych ścianach skałki można obserwować dobrze rozwinięte pokrywy (skorupy) limonityczne grubości do kilku centymetrów, o barwie brunatnoczerwonej przy powierzchni, a głębiej stopniowo przechodzącej w żółtą. Nie tworzą one jednolitej powłoki, często łuszczą się i płatami odpadają od skały. W obrębie nich, na kontaktach skał różniących się strukturą sedymentacyjną, rozwinęły się arkady, a także w niektórych miejscach różnej wielkości zagłębienia, oddzielone od siebie resztkami twardej pokrywy limonitycznej (powierzchnia komórkowa, plastrowa).

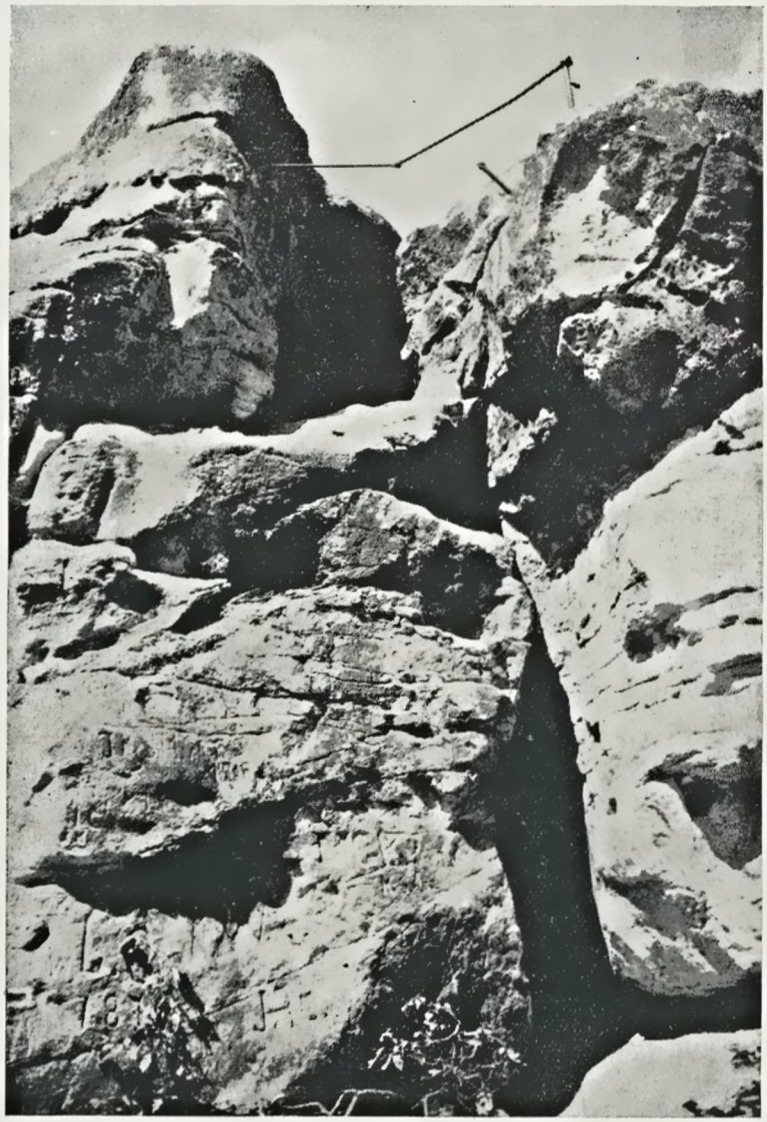
11. Skałka z Krzyżem

Ostatnią wysuniętą na wschód dużą formą skalną Skamieniałego Miasta jest tak zwana Skałka z Krzyżem. Wznosi się ona na północnym stoku kulminacyjnego wzniesienia rezerwatu. Na szczyt skałki można wejść przeciskając się w górę pionową, rozwartą szczeliną, która w dwóch miejscach rozszerza się w kuliste jamy (ryc. 15). Dolna z nich ma średnicę 0,80 m, a górna 1,50 m. Szczelina ta biegnie w głąb skałki. Ze szczytu, gdzie umieszczony jest krzyż, roztacza się szeroki widok na Pogórze Ciężkowickie. W otoczeniu skałki od strony południowej znajduje się próg skalny długości około 70 m. Jego wysokość w najwyższej części sięga do 5 m. Pomiędzy tym progiem, będącym być może fragmentem dawnego kamieniołomu, a skałką rozciąga się płaska płyta piaskowca. Kilka mniejszych progów spotykamy jeszcze na zboczu poniżej Skałki z Krzyżem. Wzdłuż drogi Ciężkowice—Staszkówka, naprzeciw ośrodka kampingowego, ciągnie się wychodnia piaskowca, na ogół

http://rcin.org.pl

mało zwięzłego, barwy żółtej, łatwo rozsypującego się na piasek. Bardziej spoiste piaskowce widoczne są w progu nad pobliskim źródłem potoku.

Skałka z Krzyżem ma kształt baszty o wysokości 9 m. W dolnej jej części występuje ławica grubości 2,5 m, składająca się z piaskowca różnoziar-



Ryc. 15. Poszerzona szczelina służąca jako wyjście na szczyt Skałki z Krzyżem. Na ścianach widoczne ślady niszczenia

Fig. 15. The fissure used for climbing on the top of the Rock with the Cross. Note damage of the rock visible on the walls

Fot. Z. Alexandrowicz

nistego barwy szarej, który ku górze stopniowo przechodzi w średnioziarnisty i wreszcie drobnoziarnisty o oddzielności płytowej. Środkowa ławica, grubości 2 m, rozpoczyna się również piaskowcem różnoziarnistym o ziarnach kwarcu wielkości do 5 mm, po czym następuje ujednolicenie frakcji na średnioziarnistą. Wyżej, bez stopniowego przejścia, leży piaskowiec drobnoziarnisty,

http://rcin.org.pl

płytkowy, z muskowitem, o miąższości 0,25 m. W stropie jego pojawia się 3 cm warstewka łupku piaszczystego. Trzecią z kolei, najwyższą ławicę tworzą piaskowce gruboziarniste, zawierające często pojedyncze otoczaki kwarcu wielkości do 1,5 cm, a także różnej grubości soczewkowate wkładki zlepieńców. Pomierzony bieg, wielkość i kierunek upadu warstw opisanego profilu wynosi 115°/29° SW. Piaskowce w wielu miejscach są silnie przepojone związkami żelaza. Warstewki takie wyróżniają się spośród innych większą odpornością na procesy wietrzenia i intensywnym rdzawym bądź żółtym zabarwieniem. Występują one w obrębie ławic jako nieregularne warstewki, wyklinowujące się, grubości zwykle 2—3 cm. Na ścianach skałki ujawniają się wówczas w swoim przekroju jako wyraźne elementy wystające ze skały. Ponadto w wielu miejscach zażelazienia podkreślają system spękań skały. Niektóre odsłonięte płaszczyzny szczelin pokryte są powłokami limonitycznymi, które łuszczą się pod wpływem czynników wietrzenia. Na ścianach spotyka się często konkrecje limonityczne kuliste bądź kukiełkowate, o rozmiarach do 5 cm. Niekiedy obserwować można wzajemne nakładanie się tych różnych form koncentracji związków żelaza. Dzięki selektywnemu wietrzeniu poszczególne warstwy piaskowców i zlepieńców doskonale wyróżniają się w profilu skałki. Najmniej odpornymi na wietrzenie są piaskowce płytkowe. W ławicy górnej wyraźnie oddzielają się soczewki zlepieńców. Małą odporność wykazują także osady leżące na kontakcie dwóch ławic. W miejscach tych niekiedy rozwinęły się półokrągłe zagłębienia o wysokości od 1 do 5 cm, głębokości do 4 cm, oddzielone od siebie kolumienkami (arkady). Na ścianach północnych skałki częstym zjawiskiem wietrzenia są powierzchnie komórkowe, pokryte licznymi jamkami średnicy od 1,5 do 3 cm (najczęściej 2—3 cm) i głębokości od 1 do 1,5 cm. Rozdzielają je żeberka zbudowane z piaskowca o spoiwie żelazistym.

12. Wodospad Ciężkowicki

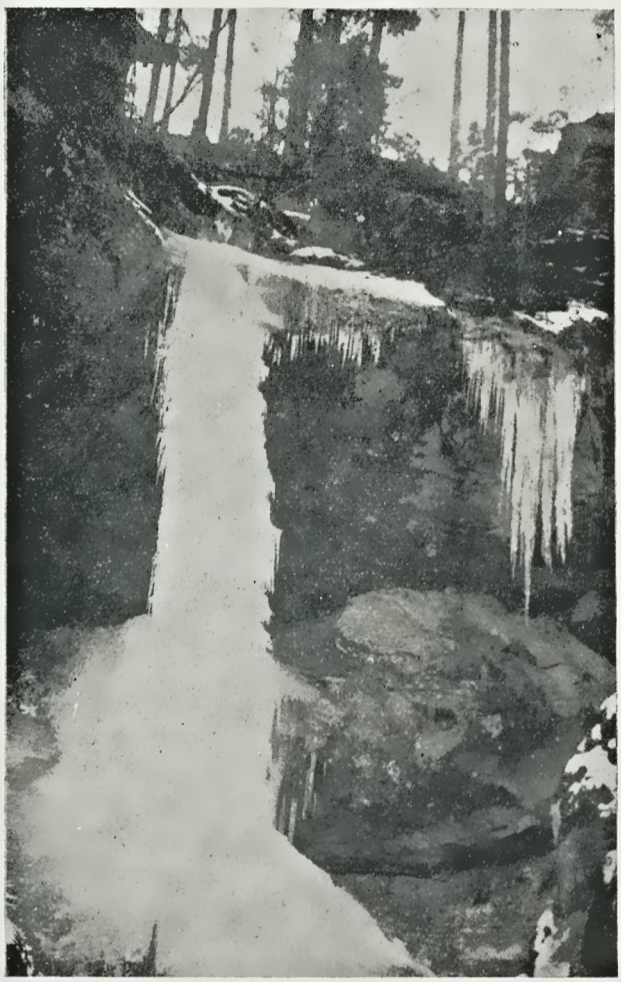
Rezerwat o nazwie Wodospad Ciężkowicki, położony w górnej części jednego z dopływów Ostruszanki w pobliżu Skamieniałego Miasta, jest skalistym wąwozem długości około 40 m, a szerokości miejscami dochodzącej do 4 m. Ograniczają go kilkunastometrowej wysokości ściany skalne. Ponad nimi na bardzo stromym zboczu rośnie las, wśród którego gdzieniegdzie wystają skały w formie ambon oraz licznych występów i progów, tworząc górne piętro skalne wąwozu. Dno doliny jest nierówne i ukształtowane w kilka progów oraz pochyłych płyt. Przejście utrudniają liczne bloki, które odpadły od ścian. Mniej więcej w połowie długości wąwozu następuje jego rozwidlenie. Wschodnia odnoga jest wąską rynną skalną wznoszącą się w górę po stromym stoku, natomiast zachodnia, główna dolina kończy się pionową ścianą wysokości około 14,5 m. Górna jej część załamuje się w formie stopnia. Źródło potoku znajduje się ponad nim. Woda spływa w dół, rozpryskując się na skalnym stopniu i kaskadowo spada na dno wąwozu z wysokości około 10 m (ryc. 16).

Próg jest zbudowany z czterech grubych ławic piaskowcowych, z których każda zawiera w stropie piaskowce łupkowe i mułowce z detrytusem flory. Zbocza wąwozu tworzą ławice piaskowców i zlepieńców nachylone ku południowi (bieg 100°, upad 25°). W dolnej części wąwozu, w pierwszej wi-

http://rcin.org.pl

docznej ławicy zlepieńca, w miejscu, gdzie tworzy ona głęboki nawis, występują toczeńce łupków oraz plastycznych iłów.

Powierzchnie odsłoniętych skał mają barwę żółtobrązową i rdzawą. Obserwuje się także koncentrację związków żelaza wzdłuż licznych spękań. Skała w partiach przypowierzchniowych jest bardzo wilgotna, krucha i łatwo rozsypuje się na piasek. W wielu miejscach rosną na niej bujnie różne gatunki mchów. Obrywy i eksfoliacja ścian są tu zjawiskami częstymi. Tworzą się



Ryc. 16. Wodospad Ciężkowicki
Fig. 16. The Ciężkowice Waterfall
Fot. W. Tomek

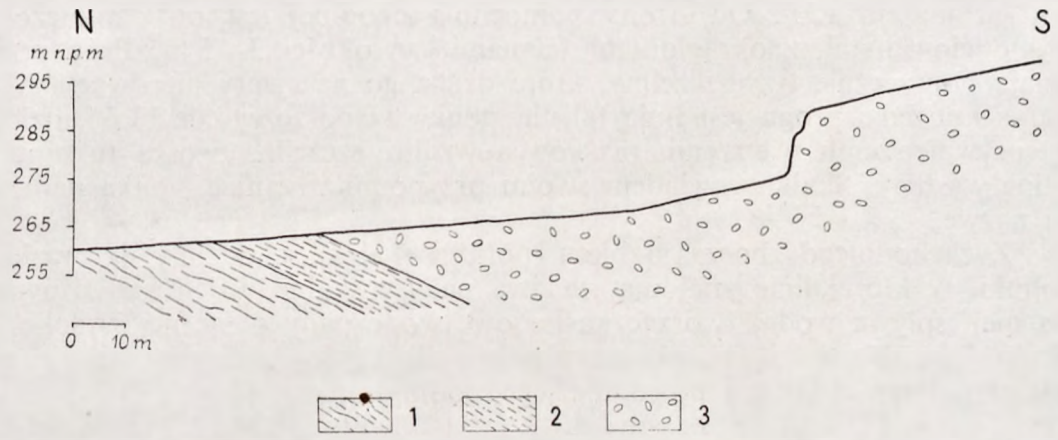
liczne nawisy, a pod nimi blokowiska oderwanych fragmentów. Obrywy następują wzdłuż płaszczyzn ciosu. Bardzo rzadko spotyka się w wąwozie ściany, wymodelowane czynnikami wietrzenia; najczęściej są to odsłonięte płaszczyzny tektoniczne.

W pomierzonych kierunkach licznych spękań, zaznaczających się w obrębie odsłoniętych piaskowców ciężkowickich, najczęściej spotykanymi są wartości 20, 60 i 120°. Odpowiadają one mniej więcej kierunkowi przebiegu

http://rcin.org.pl

wąwozu i jego rozgałęzień. Ta zgodność nasuwa przypuszczenie, że wąwóz powstał w strefie spękań i szczelin tektonicznych, które w znacznym stopniu ułatwiły pogłębianie się dna doliny, tworzenie progów i pionowych ścian.

Warstwy podścielające piaskowiec ciężkowicki odsłaniają się kilkadziesiąt metrów poniżej skalnego wąwozu. W dnie potoku i na zboczach połogiej doliny widoczne są czerwone łupki, a nieco dalej na północ starsze od nich czarne łupki warstw istebniańskich (ryc. 17).



Ryc. 17. Geologiczny przekrój podłużny przez rezerwat Wodospad Ciężkowicki: 1 — czarne łupki istebniańskie górne, 2 — łupki czerwone (IV poziom pstrych łupków), 3 — piaskowce i zlepieńce ciężkowickie (III poziom)

Fig. 17. Longitudinal geological cross-section of the reserve The Ciężkowice Waterfall: 1 — black shales (Upper Istebna Shales), 2 — variegated shales (IV-th horizon of variegated shales), 3 — sandstones and conglomerates (III-rd horizon of Ciężkowice sandstone)

13. Skałki koło Ostruszy (na Wydymaju)

Na grzbiecie w widłach następnego potoku, położonego na wschód od rezerwatu Wodospad Ciężkowicki, znajdują się blisko siebie trzy duże skałki piaskowcowe nie objęte dotychczas ochroną, częściowo już uszkodzone wskutek dzikiej eksploatacji. Piętno charakterystyczne tym skałkom nadało silnie rozwinięte tu wietrzenie wzdłuż szczelin.

Posuwając się ścieżką leśną od rozwidlenia potoku w górę grzbietu dochodzimy niebawem do pierwszej skałki, nazwanej Pagodą. Ma ona kształt trójkątnego cypla wysuniętego ku północy, gdzie osiąga największą wysokość, około 10 m. Ku południowi skałka stopniowo zrasta się ze zboczem. W budowie jej wyróżniają się trzy ławice oddzielone nierównymi płaszczyznami, które na profilu skałki zaznaczają się jako wgłębione fugi. Dolną ławicę (3 m miąższości) tworzą piaskowce nierównoziarniste, na ogół gruboziarniste, środkową (1,5 m) — zlepieńce, a najwyższą (3 m) — piaskowce gruboziarniste, miejscami zlepieńcowate. Warstwy o rozciągłości 115° zapadają ku południowemu zachodowi pod kątem około 20°. Skałkę przecinają liczne spękania i wyraźnie poszerzone szczeliny. W obrębie najniższej części górnej ławicy rozwinął się duży nawis podparty kolumną. Na północno-wschodnich ścianach skałki występują zagłębienia, niekiedy ułożone równolegle do uławicenia.

Kilkanaście metrów na południe od ambony znajduje się skałka nazwana

http://rcin.org.pl

Sfinksem. Rozpoczyna się ona progiem wysokości 1,5 m — 6,0 m, zbudowanym z dwóch ławic piaszczysto-zlepieńcowych, i ciągnie się w kierunku południowo-zachodnim. Długość jej wynosi 25 m, a szerokość około 7 m. Skałkę dzielą poprzeczne pęknięcia na cztery bloki o zaokrąglonych kształtach. Procesy selektywnego wietrzenia ujawniły tu szczególnie silnie sedymentacyjną strukturę skały oraz liczne spękania.

Trzecim dużym obiektem, najbardziej wysuniętym na południe z opisywanej grupy skalnej, jest próg, rozciągający się na długości około 40 m pod azymutem 120°. Od strony północno-wschodniej jest on ograniczony wymodelowanymi, zaokrąglonymi ścianami, wysokości 3—5 m. Próg przecinają poprzecznie trzy szczeliny, które dzielą go na cztery nierówne bloki. Zarys krawędzi progu jest linią falistą, ponieważ poszczególne bloki, dzięki intensywniejszemu wietrzeniu piaskowca wzdłuż szczelin, tworzą tu ambonalne występy. Skałka wyglądem swoim przypomina szaniec, i taką nadano jej nazwę.

Z zachodniego zbocza grzbietu, poniżej skałek, schodzimy do wąskiej dolinki, w której dnie znajdują się dwa nawisy skalne, jeden nad drugim. Po nich spływa woda, tworząc kaskadowe wodospady o łącznej wysokości około 7 m. Następnie potok przepływa wzdłuż progu, ciągnącego się na odcinku długości 20 m i powoduje jego podmywanie.

VIII. POWIERZCHNIOWE ZJAWISKA WIETRZENIA SKAŁEK

Powierzchnie skałek atakowane przez czynniki atmosferyczne (deszcz, mróz, słońce, wiatr) ulegają procesom wietrzenia chemicznego i mechanicznego. Tworzą się wówczas na nich różnego rodzaju drobne formy, które podlegają ciągłym przeobrażeniom, polegającym na ich rozwoju, starzeniu się, niszczeniu i powstawaniu nowych. Ewolucja ta zależy głównie od nasilenia czynników wietrzenia, dominacji jednych nad drugimi, czasu ich działania oraz od petrograficznego składu wietrzejącej skały, jej struktury wewnętrznej, odporności, a także — w mniejszym stopniu — od położenia obiektu względem morfologii terenu.

Rozmieszczenie form wietrzenia na powierzchniach skały jest nieregularne. Na niektórych ścianach występują one obficie, na innych rzadko bądź wcale. Zależne jest to od długości okresu, w którym powierzchnia podlegała wietrzeniu. Im był on dłuższy, tym rzeźba skałki stawała się bardziej urozmaicona; świeżo odsłonięte powierzchnie nie posiadają natomiast wyraźnych śladów wietrzenia. Zaobserwowano, że niektóre rodzaje struktur grupują się na ścianach o określonej wystawie względem stron świata, bądź na podobnych morfologicznie powierzchniach skałek. Najczęściej jednak są one związane z jakimś typem skały, jej składem petrograficznym, warstwowaniem i tektoniką (szczeliny, spękania).

Mikrorelief powierzchni jest zatem zjawiskiem złożonym, zależnym jednak głównie od struktur i odporności skały. Ujawniają się wówczas wyraźnie poszczególne cechy budowy osadu. Dominacja jakiegoś czynnika klimatycznego, np. wiatru czy mrozu, działającego długotrwale, może jednakże

http://rcin.org.pl

przezwyciężyć tę predyspozycję uwarunkowaną własnościami skały i wytworzyć rzeźbę powierzchni charakterystyczną dla tego typu wietrzenia.

Przemiany chemiczne, zachodzące wskutek krążenia wód i substancji chemicznych w skale, powodują lokalne zmiany jej odporności. Mogą one doprowadzić do ługowania, czyli odprowadzenia niektórych związków chemicznych lub wprowadzenia nowych związków wywołujących cementację utworów. Procesy te zachodzą w obrębie całej skały i przybierają specyficzny charakter na jej powierzchni. Są one bezpośrednią przyczyną powstawania określonych form na powierzchniach skalnych podlegających wietrzeniu lub mają decydujący wpływ na formowanie się niektórych elementów rzeźby powierzchni skałki.

Skałki piaskowcowe okolic Ciężkowic są w różnym stopniu wymodelowane. Kształt ich jednak na ogół zależny jest od systemu głównych spękań tektonicznych. Tę zależność w sposób wyraźny obserwuje się na ścianach równych i stosunkowo gładkich. Natomiast na powierzchniach w większym stopniu wymodelowanych występują różnorodne struktury powierzchniowe, a tylko gdzieniegdzie zachowały się fragmenty płaszczyzn pochodzenia tektonicznego. Przedstawione poniżej uwagi dotyczące genezy poszczególnych rodzajów powierzchni skałek są w większości dyskusyjne. Jest to bowiem zagadnienie bardzo złożone, któremu dotychczas w literaturze światowej poświęcono niewiele miejsca.

1. Powierzchnie równe. Ściany ograniczające skałkę, słabo wymodelowane, zazwyczaj pionowe, są płaszczyznami spękań tektonicznych. Często też wzdłuż poszerzonych szczelin znajdujących się w obrębie skałki następuje jej rozczłonkowanie i rozpad na kilka części. Na pochylonych zboczach płaszczyzny szczelin układają się wachlarzowo w wyniku spełzywania grawitacyjnego poszczególnych bloków (Borsuk, Piramidy). Innym typem powierzchni równych, jakie obserwujemy na wielu skałkach, są odsłonięte stropowe płaszczyzny warstw pochylone zwykle pod kątem około 20° ku południowemu zachodowi. Tworzą one powierzchnie szczytowe, nawisy lub płyty u podnóża skałki.

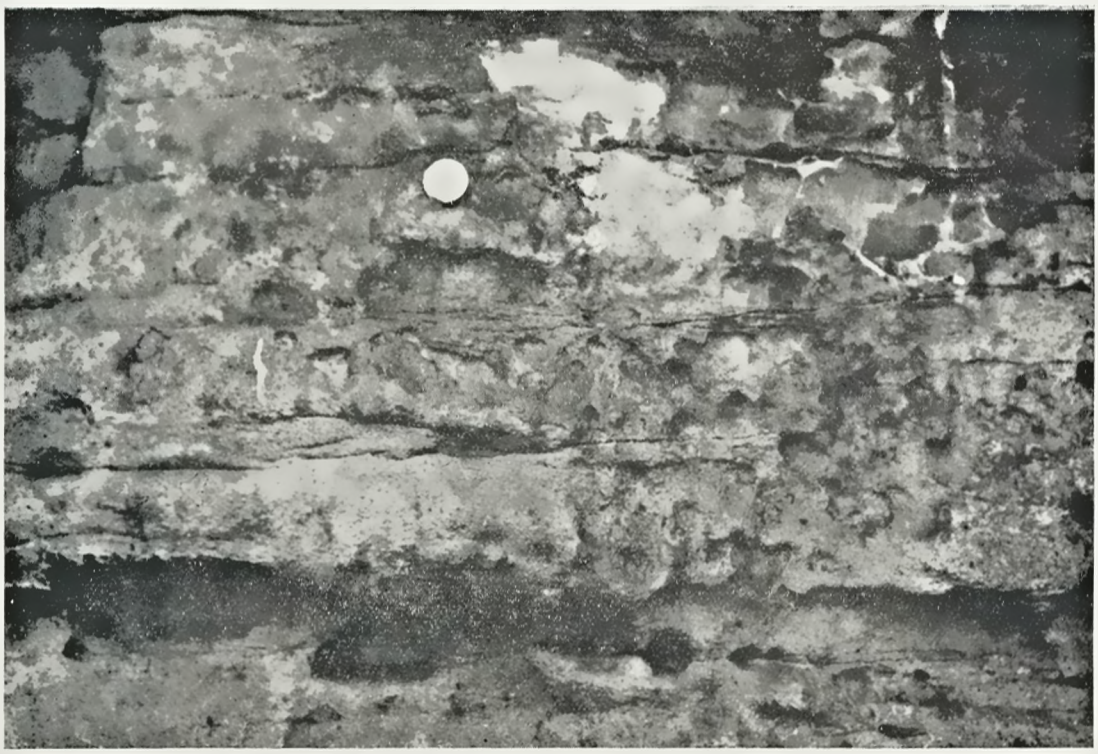
Niektóre ściany pochodzenia tektonicznego są pokryte kilkucentymetrowej grubości (na ogół około 2 cm) powłokami piaskowca o spoiwie żelazistym, które tworzą strefę cementacji przy powierzchni szczeliny. Zawartość tlenków żelaza (Fe_2O_3) jest tu znacznie większa niż w pozostałej części skałki. Dla szczególnie dobrze wykształconych powłok, znajdujących się na Ratuszu i Baszcie, uzyskano następujące procenty wagowe zawartości Fe_2O_3 z prób pobranych z zewnętrznych partii: 11,09%, 7,66%, 6,89% [1]. Wykonane podobne analizy prób z innych skałek wykazały zawartości znacznie mniejsze: 1,42%, 1,28% (Borsuk). Stopień zatem zażelazienia zewnętrznej części powłoki jest różny. W przekroju poprzecznym strefy cementacji obserwujemy barwne warstewki równoległe względem powierzchni, grubości kilku milimetrów, odznaczające się różną zawartością związków żelaza, których ilość stopniowo zmniejsza się ku wnętrzu skały, gdzie nie przekracza 1%. Rów-

[1] Analizy wykonane przez dra B. Ostrowickiego w Katedrze Mineralogii i Petrografii Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie.

http://rcin.org.pl

nocześnie zmienia się zabarwienie piaskowca od ciemnoczerwonego do szarożółtego. Granica między powłoką a resztą skały jest kolorystycznie wyraźna.

Podobne powłoki żelaziste opisane zostały przez Beegera (1958) ze szczelin kredowych piaskowców ciosowych Saskiej Szwajcarii. Autor ten stwierdził, że skała przy niektórych szczelinach jest impregnowana związkami żelaza na grubość przeważnie około 1—2 cm (lokalnie do 12 cm). Ilość Fe_2O_3 w powłoce wynosi około 60%. Utlenione związki żelaza mogą pochodzić z rozkładu pirytu, a zostały one doprowadzone do szczeliny przez krążące wody. Takie wytłumaczenie genezy powłok żelazistych można przyjąć również dla występowania tych zjawisk na ścianach skałek w okolicy Ciężkowic.



Ryc. 18. Struktury komórkowe i ślady eksfoliacji w obrębie powłoki żelazistej
Fig. 18. Cellular structures and exfoliation within a ferruginous coat
Fot. S. Alexandrowicz

Powierzchnia powłoki żelazistej nie jest gładka. Podlega ona bowiem ustawicznym procesom niszczenia, w których dużą rolę w tym przypadku odgrywają wody opadowe spływające po powierzchni skałki, a także czynniki wietrzenia fizycznego. Wzdłuż płaszczyzn poszczególnych warstewek powłoki, które mają różną spoistość oraz różne przewodnictwo i rozszerzalność cieplną, następuje płatowe łuszczenie się (eksfoliacja) i odpadanie fragmentów skorupy od ściany (ryc. 18). Do rzadkich zjawisk obserwowanych w obrębie powłoki należą nieregularne zagłębienia o płaskich dnach i ostrych brzegach. Zwykle występują one obok siebie, czasem łączą się z sobą tworząc powierzchnie komórkowe (ryc. 12, 18).

http://rcin.org.pl

2. Powierzchnie wymodelowane. Powierzchnie większości skałek są bardzo silnie przeobrażone i wymodelowane. Mają one kształty zaokrąglone i nierówne. Dzięki różnej odporności na wietrzenie uzewnętrzniają się na nich przede wszystkim cechy budowy skały oraz występują typowe formy wietrzenia, jakimi są powierzcniowe powłoki cementacyjne, struktury plastrowe

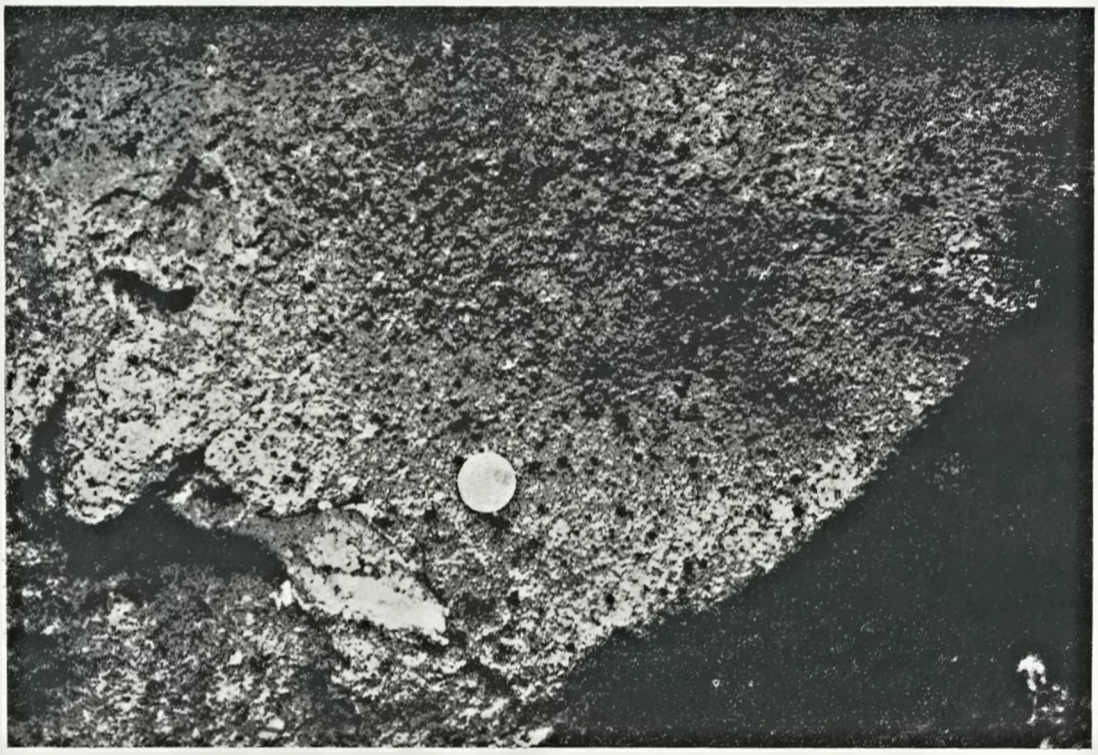
Ryc. 19. Eksfoliacja powierzchni skałki
Fig. 19. Exfoliation of the surface of a sandstone rock
Fot. Z. Alexandrowicz

(komórkowe), arkady i inne. Tworzenie się powierzchni o zaokrąglonych krawędziach i narożach z pierwotnie graniastych form skalnych następuje w wyniku wietrzenia mechanicznego i chemicznego powierzchni piaskowca. Na skutek zmian temperatury zewnętrzne części skałki ulegają rozluźnieniu, co ułatwia krążenie wód powodujących ługowanie i odprowadzanie nie-

http://rcin.org.pl

których składników mineralnych. Proces ten prowadzi do wytworzenia kory zwietrzelinowej, która osypuje się samoczynnie (rozpad ziarnisty) lub jest spłukiwana wodą deszczową (ablacja). W niektórych przypadkach kora zwietrzelinowa może się łuszczyć i odpadać płatami (eksfoliacja) od głębszej niezwietrzałej części piaskowca (ryc. 19).

Powstawanie kory zwietrzelinowej prowadzi do zmiany barwy skały oraz do zaokrąglenia krawędzi i naroży skałki, które są najsilniej atakowane przez czynniki zewnętrzne. Uwypuklają się przy tym te ławice piaskowca lub ich części, które ze względu na rodzaj spoiwa i jego obfitość są mniej podatne na wietrzenie (Kettner 1957).



Ryc. 20. Fragment szorstkiej powierzchni skałki z wystającymi ziarnami i otoczakami kwarcu
Fig. 20. Fragment of rough surface of a sandstone rock with protruding grains and pebbles of quartz
Fot. Z. Alexandrowicz

a. Odporność na wietrzenie. Piaskowce i zlepieńce ciężkowickie odznaczają się różną odpornością na działanie czynników atmosferycznych, a w związku z tym proces wietrzenia przebiega w nich niejednolicie, czyli selektywnie. W profilu skałki wyróżniają się zatem poszczególne ławice, a w ich obrębie wyraźnie uwypuklają się twardsze części. Stopień zróżnicowania rzeźby powierzchni skałki zależy od różnorodności budowy wewnętrznej skały, a więc jej właściwości petrograficznych, sedymentacyjnych i tektonicznych. W utworach piaskowcowych zasadnicze znaczenie w tym względzie ma rodzaj i ilość spoiwa, twardość poszczególnych składników oraz ich wielkość (uziarnienie). Bardzo nierówna, szorstka powierzchnia tworzy się tam, gdzie spoiwo jest mało odporne i szybko zostaje ługowane. Ziarna i otoczaki kwarcu, jako

http://rcin.org.pl

odporne, wysterczają wówczas ze ściany i z czasem z niej wypadają, bowiem proces niszczenia posuwa się coraz bardziej w głąb skałki (ryc. 20). Im materiał skalny jest bardziej niejednorodny — różny pod względem uziarnienia — tym większe nierówności będą zaznaczać się na powierzchniach podlegających wietrzeniu. W przypadku, gdy ziarna kwarcu są spojone twardym lepiszczem żelazistym, ściana ma bardziej gładką powierzchnię, a przebieg jej niszczenia jest znacznie powolniejszy.

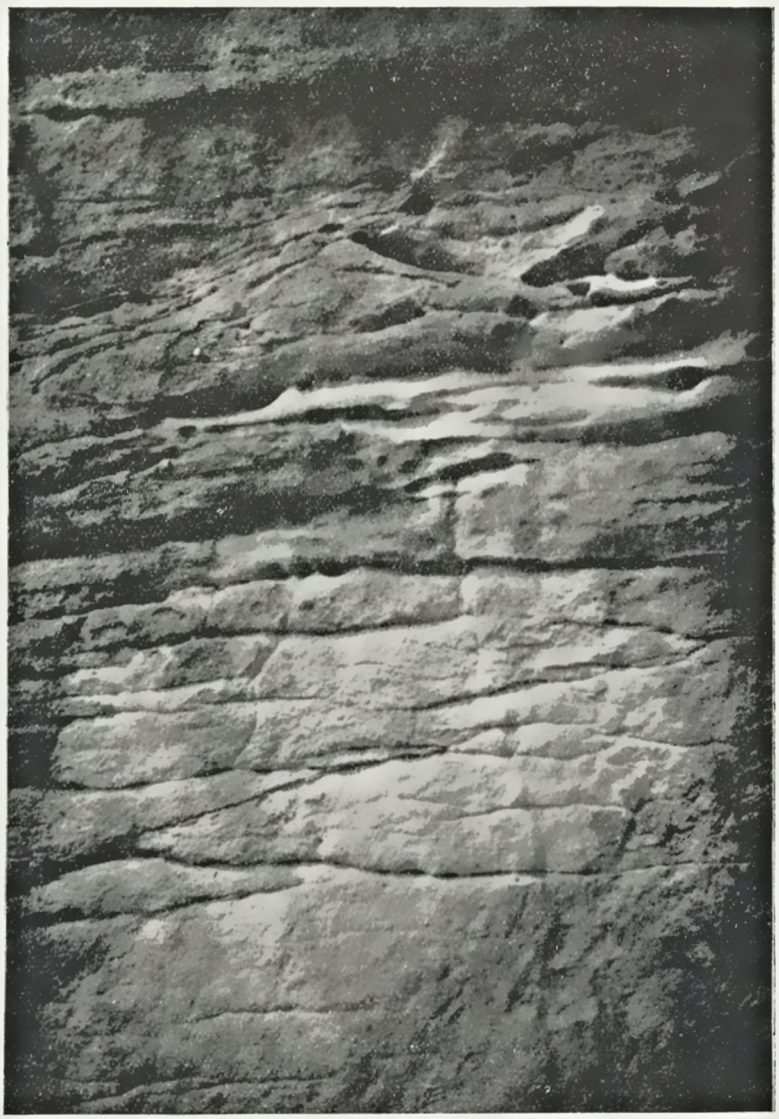
Rzeźba skałki zależy w dużym stopniu od rodzaju warstwowania. Selektywne wietrzenie podkreśla bądź ujawnia sedymentacyjne cechy skały, które często w jej niezwietrzałym stanie są trudne do zaobserwowania (ryc. 21). Piaskowce ciężkowickie pod względem struktur sedymentacyjnych są urozmaicone. Do najczęściej spotykanych tu rodzajów warstwowań należy zaliczyć przekątne i frakcjonalne. Poszczególne ich laminy zaznaczają się na powierzchni skałki dzięki swojej różnej odporności jako elementy wklęsłe lub wystające. Uwypuklone zostają również inne twardsze części osadu, np. warstewki silnie zażelazione, występujące zwykle na kontakcie dwóch ławic, lub pojedyncze konkrecje żelaziste (ryc. 21). Z czasem konkrecje mogą wypadać ze ścian, pozostawiając po sobie kuliste zagłębienia wyścielone twardą powłoką limonityczną. Spotyka się również podobnego kształtu formy, które nie posiadają takiej powłoki, natomiast można w nich obserwować materiał ilasty. Są one pozostałościami po toczeńcach, grupujących się najczęściej w niektórych poziomach kompleksu skalnego. Kuliste zagłębienia mają zwykle kilkanaście centymetrów średnicy i są na ogół rzadkim zjawiskiem. Przyjęcie ich powstawania drogą wypadania konkrecji bądź toczeńców wskutek ich mechanicznego wietrzenia wynika z przedstawionych obserwacji terenowych. Część zagłębień z zachowaną skorupą żelazistą lub też bez niej (zwłaszcza formy duże) mogła wytworzyć się dzięki selektywnemu wietrzeniu piaskowców odznaczających się nierównomiernym rozmieszczeniem spoiwa.

Na temat pochodzenia form jamisto-kulistych wypowiedziało się kilku badaczy. Petrascheck (1908) obserwował kuliste zagłębienia w piaskowcach środkowosudeckiej niecki kredowej i ich przyczynę tworzenia widział w nierównomiernym rozmieszczeniu spoiwa w obrębie skały. Świdziński (1933a) opisał tego rodzaju formy z Prządek, tłumacząc je swoistą strukturą piaskowca ciężkowickiego, która zostaje ujawniona pod wpływem wietrzenia. Ostatnio Dumanowski (1961) przedstawił interesującą hipotezę genezy omawianych zjawisk występujących w piaskowcach kredowych Gór Stołowych. Autor ten wyszedł z założenia, że struktura skały warunkuje powstanie form kulistych. Rozwijają się one bowiem tam, gdzie piaskowiec jest ubogi w spoiwo. Ten niedostatek lepiszcza w obrębie niektórych części skały wywołany został procesami, które zachodziły w okresie diagenezy osadu.

W wyniku selektywnego wietrzenia ujawniają się w skale systemy spękań tektonicznych. Wzdłuż płaszczyzn ciosu w partiach przypowierzchniowych skały zachodzi bardziej intensywne działanie czynników atmosferycznych. Spękania ułatwiają również cyrkulację wód w skale. Wody krążące w tych strefach mogą ługować niektóre składniki i w ten sposób przyczyniać się do rozluźniania spójności skały, poszerzania spękań i powstawania rozwartych szczelin. W innych przypadkach mogą one tą drogą doprowadzać związki żelaza i cementować nimi skałę przy płaszczyznach spękań. Dzięki limoni-

http://rcin.org.pl

tyzacji w wielu miejscach na silnie zwietrzałych powierzchniach skałki, system spękań ujawnia się w formie grzbiecików wysokości kilku milimetrów, zbudowanych z piaskowca o spoiwie wzbogaconym w związki żelaza. Wyraźne zgrubienia w kształcie guzów powstają w miejscach przecięcia się tych spękań



Ryc. 21. Warstwowanie i spękanie piaskowca ujawnione wietrzeniem selektywnym. Widoczne również formy arkadowe, resztki pokrywy żelazistej i wystające warstewki limonityczne
Fig. 21. Bedding and jointing of sandstone revealed by selective weathering. Note also arcaded forms, remains of a ferruginous coat and protruding limonitic layers
Fot. Z. Alexandrowicz

z warstewkami limonitycznymi, występującymi dość często w obrębie ławic piaskowca. Na ścianach skalnych mniej zwietrzałych, zacienionych i wilgotnych, np. w Wodospadzie Ciężkowickim, zażelazienia wzdłuż płaszczyzn ciosu, po obu jego stronach, zaznaczają się jako płaskie, barwne smugi szerokości kilku centymetrów. Tworzą je równoległe względem siebie warstewki

http://rcin.org.pl

o różnej skali zabarwienia, zależnej od ilości związków żelaza w spoiwie skały. Intensywność barwy od żółtoszarej do rdzawej i czerwonobrunatnej zmienia się stopniowo ku płaszczyźnie spękania.

b. Powierzchniowe formy wietrzenia. W wyniku długotrwałego działania określonych czynników wietrzenia powstają na odsłoniętych powierzchniach skałek charakterystyczne formy, a przede wszystkim powłoki cementacyjne, struktury plastrowe (komórkowe) oraz arkady. Ich obecność zależna jest od przebiegu i intensywności wietrzenia oraz od struktury skały.

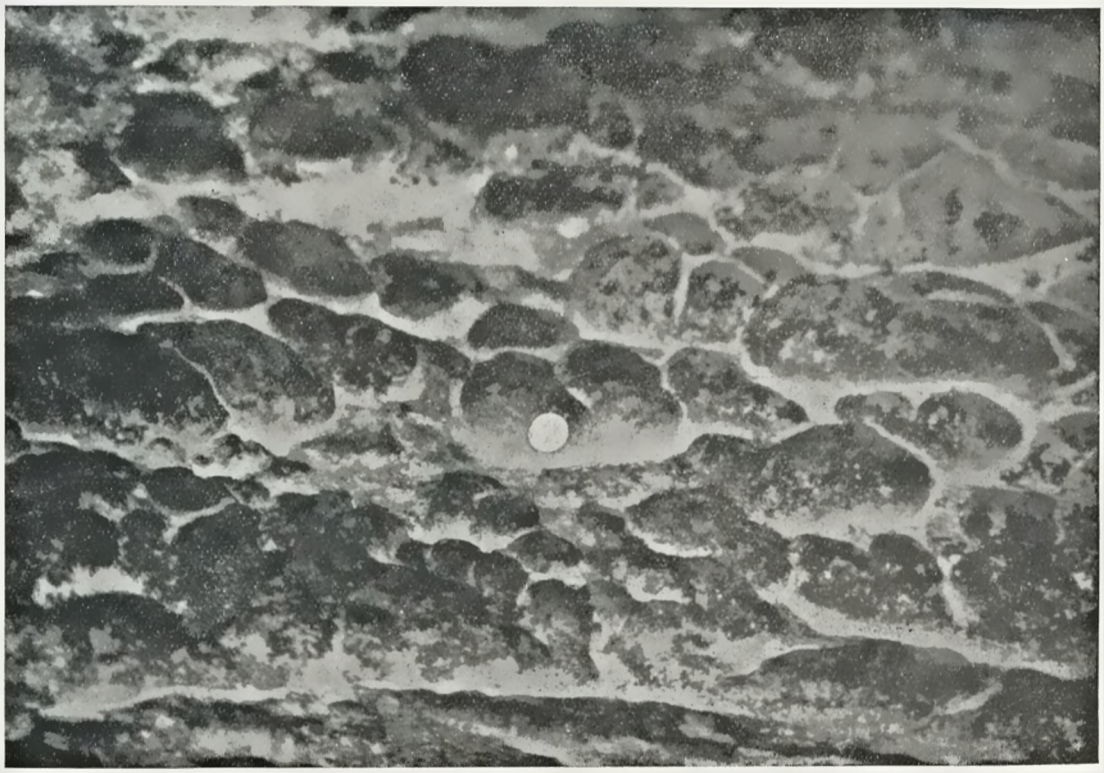
Powłoki cementacyjne występujące na ścianach skałek piaskowcowych w Karpatach fliszowych mają grubość kilku centymetrów (zwykle 2 cm) i odznaczają się większą ilością żelazistego spoiwa w porównaniu z wewnętrzną częścią skały. Najwięcej uwagi tego typu powierzchniom, zachowanym dziś fragmentarycznie, poświęcił dotychczas Klimaszewski (1932, 1947) nazywając je «skorupami ochronnymi» bądź «skorupami żelazistymi». Podobnego rodzaju zjawiska rozwijają się współcześnie na dużą skalę w obszarach pustynnych (Książkiewicz 1959, Klimaszewski 1961). Przyczynami ich tworzenia się są dwa czynniki: bardzo silna insolacja i okresowe opady. Warunki sprzyjające powstawaniu takich skorup w Karpatach istniały według Klimaszewskiego (1947), w okresie wilgotno-ciepłego, poglacjalnego optimum klimatycznego. Wówczas to woda deszczowa wsiąkająca w skałę rozpuszczała niektóre związki mineralne (np. związki żelaza), a w czasie silnej insolacji wyprowadzała je ku powierzchni skały, gdzie ulegały wytrącaniu po wyparowaniu wody. W ten sposób głębsze partie skały, pozbawione częściowo związków cementacyjnych, stawały się bardziej porowate i kruche, natomiast partie powierzchniowe, wzbogacone w dodatkowe substancje, zwiększały swoją spoistość i przybierały charakter twardej polewy, która chroniła skałę od dalszego wietrzenia.

W okolicach Ciężkowic Klimaszewski (1947) obserwował skorupę żelazistą grubości 1—2 cm, zachowaną w stanie szczątkowym na wschodniej ścianie maczugi (skałka 10—Grzybek). Występowanie jednakże tych fragmentów skorupy w jednej płaszczyźnie nasuwa przypuszczenie, że mamy tu do czynienia tylko z częściami zniszczonej powłoki żelazistej, pokrywającej płaszczyznę szczeliny. Tego rodzaju powłoki, często spotykane w Skamieniałym Mieście, tworzą opisane wyżej równe powierzchnie skałek, a ich powstawanie nie wiąże się z procesami wietrzenia (ryc. 12, 18, 21). Typowych skorup żelazistych pochodzenia wietrzennego nie udało się dotychczas stwierdzić na opisywanym terenie. Na wielu ścianach skalnych, zwłaszcza silnie zawilgoconych (np. w Wodospadzie Ciężkowickim), obserwować można natomiast kilkumilimetrowej grubości przypowierzchniową strefę silniejszej cementacji skały związkami żelaza. Pod nią znajduje się piaskowiec mało spoisty, który tworzy podobnie cienką strefę ługowania. Powłoka cementacyjna różni się od skorupy ochronnej mniejszą koncentracją związków żelaza i brakiem polewy. Świadczy ona o współczesnym procesie zmian struktury skały, zachodzących w jej części przypowierzchniowej pod wpływem przesiąkających tu wód opadowych, które rozpuszczają związki żelaza i parując doprowadzają do ich koncentracji na odsłoniętej powierzchni skały. Proces ten jednakże, wskutek umiarkowanych warunków klimatycznych (głównie słabej insolacji i małych wahań temperatur dobowych), jest zbyt powolny i nie może dopro-

http://rcin.org.pl

wadzić do wytworzenia twardej polewy. Z czasem powłoka cementacyjna łuszczy się i odpada płatami, odsłaniając mniej spoiste piaskowce strefy ługowania. Przebieg tego typu eksfoliacji skały jest odmienny od eksfoliacji zachodzącej przez odpadanie kory zwietrzelinowej.

Formami związanymi ściśle z wietrzeniem odsłoniętych ścian skałek piaskowcowych są struktury plastrowe zwane również komórkowymi, gąbczastymi, jamnistymi, ospowatymi bądź aeroxystami. W Skamieniałym Mieście są one dość liczne. Fragmenty ścian skałek pokrywa wówczas system jamek oddzielonych od siebie żeberkami (ryc. 22). Średnice tych jamek są



Ryc. 22. Powierzchnia komórkowa. Dla porównania wielkości moneta o średnicy 2,5 cm
Fig. 22. Cellular surface. The scale is indicated by the coin (2,5 cm in diameter)
Fot. S. Alexandrowicz

różne, od 1 do 15 cm, najczęściej od 2 do 3 cm. Ich głębokości w stosunku do powierzchni żeberek wynoszą zwykle od 1 do 1,5 cm. Dna zagłębień są nierówne, często w ich obrębie widać wypreparowane ziarna kwarcu lub drobne, kukiełkowate konkrecje limonityczne. Kształt poszczególnych jamek może być okrągły, owalny bądź graniasty: trójkątny, czworokątny lub wielokątny. Żeberka są zbudowane z piaskowca silnie scementowanego spoiwem żelazistym. Szerokość ich jest zmienna i niewielka (0,2—1,5 cm).

Struktury jamiste podlegają ewolucji. Dowodem na to są często spotykane fragmenty żeberek wewnątrz jamek. Prawdopodobnie wspomniane drobne konkrecje limonityczne są również śladami po zniszczonych żeberkach. Wynikiem tych przemian jest powiększanie się zagłębień przez niszczenie

http://rcin.org.pl

i obniżanie żeberek oraz łączenie się w ten sposób sąsiadujących z sobą jamek. Powstają wówczas rozleglejsze formy, w których z czasem mogą rozwinąć się mniejsze jamki (ryc. 23). Niekiedy zanikają tylko poprzeczne żeberka i jamki łącząc się tworzą bruzdy, ograniczone poziomymi ciągłymi żebrami.

Ryc. 23. Powierzchnia komórkowa. W obrębie dużych form widoczne są mniejsze
Fig. 23. Cellular surface. Small pits are present within the large ones
Fot. S. Alexandrowicz

Opisywane struktury grupują się na ścianach północnych, spotyka się je także po stronie północno-wschodniej i południowo-wschodniej. Nie stwierdzono ich natomiast w obrębie powierzchni wystawionych ku zachodowi. Ściany świeże, niezwietrzałe, np. w Wodospadzie Ciężkowickim, nie posiadają takich struktur. Szczególnie dobrze są one rozwinięte na odosobnionych skałkach wierzchowinowych Skamieniałego Miasta. Znajdują się zarówno

http://rcin.org.pl

na ścianach wymodelowanych, np. pod nawisami, jak także często w obrębie żelazistych powłok przy szczelinach. W tym ostatnim przypadku jamki mają płaskie dna, ostre brzegi o przebiegu nieregularnym, a oddzielające je żeberka są również płaskie i stanowią resztki powłoki żelazistej (ryc. 12, 18). W niektórych miejscach zaobserwowano zależność występowania struktur komórkowych od systemu gęstych zlimonityzowanych spękań skały. Na przecięciu się takich spękań z powierzchnią skałki powstaje siatka żeberek, pomiędzy którymi piaskowiec słabo scementowany jest mniej odporny na czynniki wietrzenia.

W literaturze dotyczącej genezy omawianych powierzchni jamistych zaznaczają się trzy grupy poglądów. Pierwsza z nich przypisuje zasadnicze znaczenie w powstawaniu tych zjawisk korazji eolicznej, druga wietrzeniu mechanicznemu, a trzecia procesom chemicznym i krystalizacyjnym pod wpływem czynników wietrzenia. Świdziński (1933a) rozważył możliwość i słuszność tych poglądów dla wyjaśnienia genezy powierzchni gąbczastych, występujących na ścianach Prządek. Zdaniem tego autora powstania struktur jamistych karpackich skałek piaskowcowych nie można wytłumaczyć procesami korazji eolicznej, jak również odnieść ich do innych warunków klimatycznych. Duży udział w ich tworzeniu mają wody opadowe przesiąkające skałę oraz sama jej struktura (Klimaszewski 1932, 1935, Świdziński 1933a).

Z ostatnich prac dotyczących omawianego problemu na uwagę zasługują wyniki badań terenowych i chemicznych uzyskane przez Lentschig-Sommer (1960), które są rozwinięciem hipotezy Beyera (1912). Terenem obserwacji były skałki piaskowców kredowych w dolinie rzeki Łaby. Autorka nie stwierdziła zależności występowania struktur jamistych *(Wabenwerwitterung)* od wpływu gazów i dymów z sąsiednich fabryk, pokrycia roślinnością, stron świata ani od poziomów stratygraficznych piaskowców. Struktury plastrowe nie występują na powierzchniach silnie zawilgoconych. Formy te związane są w wielu przypadkach z warstwowaniem skały. Tworzenie się ich według Lentschig-Sommer jest wynikiem współczesnego wietrzenia chemicznego i fizycznego. Szczególną rolę odgrywa tu wietrzenie chemiczne, dzięki któremu w pierwszym stadium powstają wykwity ałunowe i gipsowe oraz następuje rekrystalizacja tych związków w piaskowcu, powodująca osłabienie spójności skały i tworzenie się jamek. Ewolucja struktur plastrowych polega na stopniowym powiększaniu się małych dziurek i jamek w formy coraz to większe i zanikaniu niektórych żeberek, co w końcowym efekcie może prowadzić do wytworzenia gładkiej ściany lub systemu żeber o poziomym przebiegu.

Potwierdzenie większości obserwacji przedstawionych przez Lentschig-Sommer (1960) można znaleźć w Skamieniałym Mieście. Być może niektóre białe, niewęglanowe naloty spotykane tu na ścianach kilku skałek są wykwitami ałunowymi i gipsowymi. Wydaje się jednak, że powierzchnie jamiste można uznać za zjawisko poligeniczne. Kettner (1957) przypisuje dużą rolę w powstawaniu podobnych form, które nazywa aeroxystami, wewnętrznym, diagenetycznym różnicom petrograficznym skały. Uzewnętrzniają się one pod wpływem różnych czynników: wiatru, przesiąkającej wody, deszczu, mrozu, roślinności, procesów utleniania, ługowania i innych. Na podstawie obserwacji powierzchni jamistych w Skamieniałym Mieście można pogląd Kettnera

http://rcin.org.pl

uzupełnić, przyznając również duże znaczenie w ich powstawaniu mikrotektonice skały oraz jej strukturze sedymentacyjnej.

Innymi bardzo charakterystycznymi i częstymi zjawiskami związanymi z procesami wietrzenia powierzchni skałek piaskowcowych w Skamieniałym Mieście są formy jamiste, sklepione łukowato w kształcie arkad, oddzielone od siebie poprzecznymi żeberkami bądź kolumnami (ryc. 24). Rozmiary tych arkad są bardzo różne. Na ogół spotyka się małe formy o wysokości od 1 do 5 cm, długości od 5 do 8 cm i głębokości od 4 do 6 cm. Trafiają się jednakże dość często struktury drobniejsze lub bardzo duże (długości około

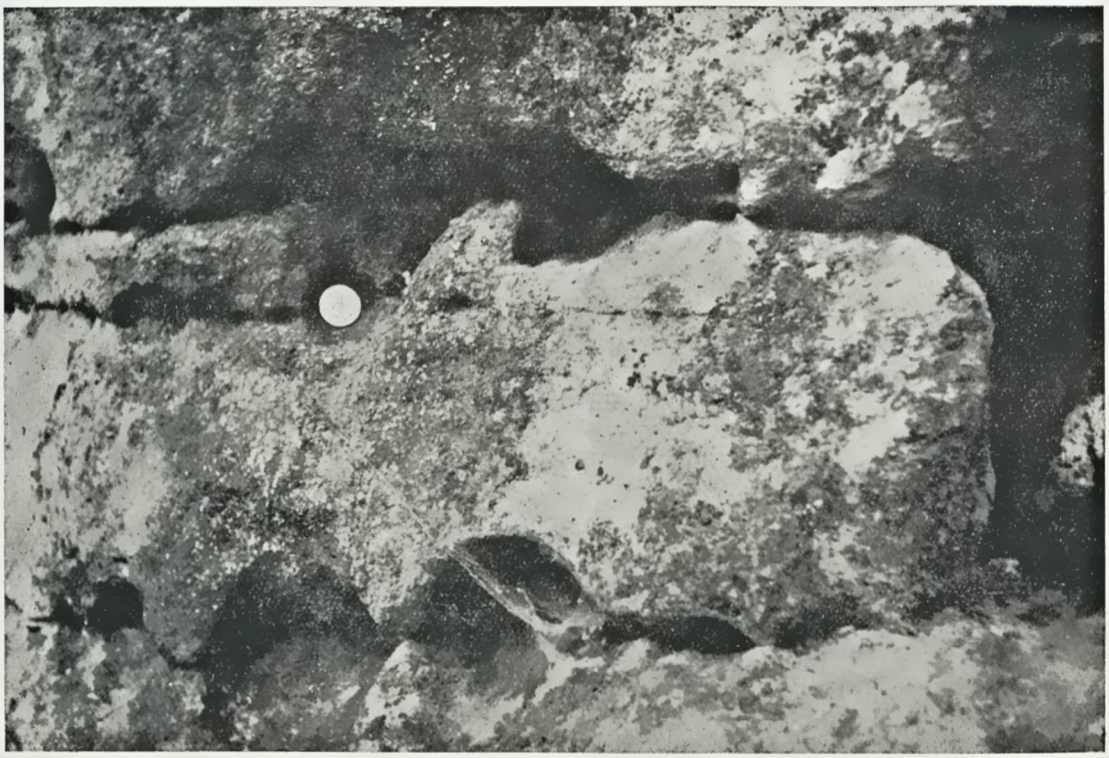
Ryc. 24. Łańcuchowe występowanie struktur arkadowych w piaskowcu
Fig. 24. Arcaded structures in sandstone
Fot. Z. Alexandrowicz

50 cm). Grzbieciki bądź kolumny oddzielające poszczególne jamki są zbudowane z piaskowca o spoiwie żelazistym. Wykonane analizy chemiczne prób piaskowców pobranych z kolumny i łuku arkady wykazały trzykrotną różnicę zawartości Fe_2O_3. W pierwszym przypadku skała zawierała bowiem ponad 3% substancji żelazistej, a w drugim ułamek procenta.

Podobnie jak opisane struktury komórkowe, również i arkady podlegają ciągłemu rozwojowi. Małe formy przeobrażają się w większe. W dalszym etapie wewnątrz arkad powstają mniejsze, drugoplanowe formy (ryc. 25). Od bocznych ścian jamek oddzielają się żeberka i tworzą wolne kolumny podpierające arkadowe nisze, które powstają z połączenia jamek na zapleczu tych słupków. Taki przebieg rozwoju struktur arkadowych może doprowadzić

http://rcin.org.pl

z czasem do wytworzenia głębokich nisz i okien skalnych z chwilą, gdy kolumny ulegną zniszczeniu bądź zachowa się jedna z nich (ryc. 11). Wszystkie stadia rozwoju struktur arkadowych można obserwować w Skamieniałym Mieście. Szczególnie dobrze są one rozwinięte na ścianach skałek silnie wymodelowanych. Na powierzchniach pionowych pochodzenia tektonicznego struktury te nie zaznaczają się. Najliczniej występują one na ścianach wschodnich, południowych i południowo-wschodnich. Pojedyncze formy trafiają się rzadko, a ich zgrupowania tworzą układy łańcuchowe o przebiegu zgodnym z uławiceniem bądź warstwowaniem skały, przy czym kolumny są zawsze



Ryc. 25. Pierwszo- i drugoplanowe struktury arkadowe w zlepieńcu
Fig. 25. First-order and second-order arcaded structures in a conglomerate
Fot. Z. Alexandrowicz

prostopadłe do powierzchni sedymentacyjnych (ryc. 21, 24). Spotyka się je więc wzdłuż granicy między dwoma ławicami lub wzdłuż płaszczyzn oddzielności warstewek, zwłaszcza w obrębie piaskowców płytowych. W tym ostatnim przypadku (np. na wschodniej ścianie Warowni górnej) nie ma łańcuchowego układu arkad, ale zajmują one fragment powierzchni, tworząc tu system małych zagłębień podobny do powierzchni jamistych (ryc. 8).

Ogólną przyczyną powstania opisanych form arkadowych jest różna odporność skały na czynniki wietrzenia. Piaskowiec silniej scementowany utworzył żeberka i kolumny, pomiędzy którymi skała mniej spoista została następnie usunięta. Nie jest wykluczone, że w różnicowaniu się odporności skały na procesy wietrzenia mogły odegrać pewną rolę przemiany chemiczne prowadzące do powstania ałunu i gipsu oraz ich krystalizacji, podobnie jak

http://rcin.org.pl

w przypadku powierzchni plastrowych. Ścisły związek występowania form arkadowych z uławiceniem i warstwowaniem skały nasuwa przypuszczenie, że powstają one w tych miejscach, w których krążenie wód w skale jest ułatwione (ryc. 21, 24). Klimaszewski (1932), opisując tego typu struktury jako «formy koronkowe», pierwszy zwrócił uwagę na tę zależność. Wspomniany autor uważał, że woda opadowa wsiąka w piaskowiec, porami przedostaje się do fugi międzywarstwowej czy szczeliny i stąd ucieka na zewnątrz, a działając w tych miejscach erozyjnie na skałę, doprowadza do powstawania arkadowych zagłębień. Rozmiary zagłębień według Klimaszewskiego (1932) zależą głównie od wielkości szczeliny oraz od kierunku upadu warstwy. Liczniejsze są one na ścianach eksponowanych w kierunku upadu warstwy. W Skamieniałym Mieście w wielu przypadkach nie stwierdzono wyraźnej zbieżności występowania na granicy ławic piaskowcowych struktur arkadowych z kierunkiem nachylenia tych warstw. Nie jest to jednak właściwy obszar do obserwacji tej zależności, bowiem ławice piaskowców i zlepieńców zalegają tu pod niewielkimi kątami (ryc. 2). Czeppe (1952), opisując podobne formy z Gór Stołowych, uznaje je za wynik chemicznego działania wody krążącej wzdłuż fug międzywarstwowych.

Należy przyjąć jeszcze inne okoliczności, które by mogły decydować w procesie powstawania arkad. W czasie krążenia wód opadowych w wyniku ich descenzji związki żelaza znajdujące się w obrębie ławicy są rozpuszczane i mogą zostać odprowadzone do powierzchni spągowej ławicy. Tutaj ulegają one strąceniu. Silniejsza cementacja piaskowca tymi związkami następuje w strefach większej cyrkulacji wód, czyli w obrębie spękań. W strefach tych formują się zatem kolumny, ku dołowi zwężające się i silniej scementowane, a ku górze stopniowo rozszerzające się i przechodzące w skałę budującą strop arkady. Taka ich forma może wskazywać na descenzyjny charakter omawianego zjawiska.

IX. GENEZA SKAŁEK

W Karpatach fliszowych formy skalne pochodzenia naturalnego spotyka się tylko w obrębie niektórych kompleksów litologiczno-stratygraficznych (Klimaszewski 1947). Skałki znane są z obszarów wychodni warstw godulskich (np. Malinowska Skała w pasmie Baraniej Góry), istebniańskich (skałki Beskidu Śląskiego i Małego), ciężkowickich (skałki Pogórza), magurskich (formy skalne Beskidu Krynickiego) i warstw krośnieńskich (Kamień Liski i skałki w Bieszczadach). Uformowały się one w utworach gruboziarnistych, zlepieńcowatych i gruboławicowych, odznaczających się zmienną ilością spoiwa i jego nierównomiernym rozmieszczeniem. Tego typu piaskowce i zlepieńce są zwykle porowate i przepuszczalne, co w znacznym stopniu ułatwia krążenie wód i wtórne przemiany diagenetyczne. Brak skałek na terenie występowania bardzo twardych piaskowców o spoiwie krzemionkowym (np. w warstwach lgockich). Piaskowce silnie scementowane, o stosunkowo stałym składzie petrograficznym zachowały się wobec czynników denudacji w sposób jednolity; budują one najczęściej wyniesienia lub grzbiety górskie ciągnące się wzdłuż biegu warstw.

http://rcin.org.pl

Warunki sprzyjające utworzeniu się różnorodnych form skalnych istniały jedynie w tym kompleksach piaskowcowych, które odznaczały się zmienną twardością i odpornością na działalność czynników zewnętrznych i nierównomiernym scementowaniem. W obrębie ławic i zespołów ławic zbudowanych z takich piaskowców wyodrębniają się lokalne skupienia skały zwięzłej, rozmieszczone nieregularnie wśród utworów o mniejszej spoistości. Czynniki prowadzące do takiego zróżnicowania cech litologicznych piaskowców odegrały dużą rolę w procesie tworzenia się skałek. W czasie diagenezy osadów fliszowych, w obrębie grubych ławic piaszczystych następowała lokalna koncentracja związków mineralnych, powodujących powstawanie konkrecji cementacyjnych różnych rozmiarów. W przypadku dużej obfitości spoiwa konkrecje te rozrastały się i obejmując całą masę piaszczystego materiału tworzyły piaskowce o mało zróżnicowanym charakterze. W miejscach, gdzie ilość wziązków cementujących była nieznaczna, uformowały się pojedyncze formy konkrecyjne lub ich zgrupowania, tkwiące wśród słabo spojonych osadów. W ten sposób już w czasie diagenezy piaskowców ciężkowickich (a także niektórych innych piaskowców fliszu karpackiego) powstały strefy, z których w późniejszym okresie wymodelowane zostały naturalne formy skalne. W takim ujęciu karpackie skałki piaskowcowe należy uznać za twardziele (wypreparowane twardsze części skały), a nie za ostańce (część ławic skalnych oszczędzonych przez denudację).

W procesie formowania opisywanych form skalnych istniały prawdopodobnie trzy stadia: 1. nierównomierna diageneza piaszczystego osadu i utworzenie się piaskowców konkrecyjnych, a więc stref predysponowanych do powstania skałek, 2. wypreparowanie tych stref dzięki procesom denudacji, 3. modelowanie skałek pod wpływem czynników wietrzenia i erozji (głównie ablacji deszczowej).

Pierwsze stadium miało miejsce po osadzeniu się utworów fliszowych a przed ich sfałdowaniem. Po wydźwignięciu się Karpat nastąpił w pliocenie i plejstocenie okres kształtowania się ich rzeźby (Klimaszewski 1952, Starkel 1957). Wówczas w obrębie powierzchni denudacyjnych doszło do erozyjnego wypreparowania twardszych skał w formie bloków (stadium drugie). W obecnym stanie wiedzy o rozwoju morfologii Karpat nie można dokładnie określić czasu tego wydarzenia. Prawdopodobnie wyodrębnienie się form skalnych następowało na różnych terenach w różnych okresach pliocenu i plejstocenu. Szczegółowa analiza morfogenezy obszarów występowania skałek dałaby podstawę do rozwiązania tego zagadnienia. W literaturze znajdujemy natomiast niewiele poglądów kontrowersyjnych dotyczących wieku i warunków utworzenia się skałek piaskowcowych w Karpatach. Kuźniar (1923, 1929) powstanie tych zjawisk łączył z okresem suchego klimatu, jaki panował w pliocenie. Motyka (1927) postulując ochronę skałek ciężkowickich wyraził zdanie, że obecny ich wygląd jest głównie wynikiem działania wiatru w czasie «pomiędzy jedną a drugą fazą lodowcową». Klimaszewski (1947) uważał, że formowanie skałek trwało od ostatniego zlodowacenia włącznie do poglacjalnego optimum klimatycznego, z którym wiązał utworzenie się skorup żelazistych. Istnienie jednakże tego typu skorup, w świetle obserwacji skałek okolic Ciężkowic, jest problematyczne. Nieco uwagi sprawom wieku skałek okolic Komborni (koło Krosna) poświę-

http://rcin.org.pl

cił Koszarski (1962). Uformowanie się skałek według tego autora nastąpiło tu w młodszym plejstocenie.

Ostatnie, trzecie stadium formowania się skałek, w którym nastąpiło najintensywniejsze modelowanie ich powierzchni, przypadło na postglacjał i trwa do dziś (Klimaszewski 1947, Koszarski 1962). Na temat czynników modelujących skałki w Karpatach wypowiedziało się wielu badaczy. Łoziński (1909) uważał, że proces wietrzenia piaskowców ma charakter głównie mechaniczny. Klimaszewski przypisuje w tym względzie duże znaczenie różnym czynnikom wietrzenia, a zwłaszcza działaniu wody deszczowej. Według Szaflarskiego (1933) zasadniczym elementem rzeźbotwórczym jest wiatr i pędzone nim krople deszczu, bowiem z obserwacji tego autora wynika, że podcięcia ścian są największe od strony podwietrznej (skałki okolic Dobczyc). Zdaniem Świdzińskiego (1933a) i Koszarskiego (1962) w modelowaniu skałek dużą rolę odegrały procesy wietrzenia mechanicznego.

Obecna morfologia skałek piaskowcowych jest wynikiem długotrwałego działania różnych czynników wietrzenia, erozji i ruchów masowych. Tempo modelowania skałek i naturalnego ich niszczenia zależało od nasilenia tych czynników i odporności skały. W dużym stopniu ułatwiały ten proces spękania tektoniczne, wzdłuż których z czasem następował rozpad skałki. Z tego też względu ogólne zarysy skałek odpowiadają często układowi płaszczyzn głównych spękań.

X. UWAGI O OCHRONIE PRZYRODY OKOLIC CIĘŻKOWIC

Okolice Ciężkowic są najbardziej atrakcyjnym turystycznie obszarem ziemi tarnowskiej, głównie dzięki dużemu zgrupowaniu skałek piaskowcowych, malowniczemu położeniu miasteczka i jego architektonicznym zabytkom. Rezerwaty skalne znajdujące się obok siebie, tuż na południe od Ciężkowic, będące zarazem najbliższymi terenami leśnymi tej miejscowości, spełniają rolę parku podmiejskiego. Zwłaszcza rezerwat Skamieniałe Miasto w lecie jest miejscem częstych wycieczek turystycznych i przechadzek coraz liczniejszych wczasowiczów, spędzających urlopy w Ciężkowicach. Zainteresowanie omawianymi okolicami wzrosło w ostatnich latach w związku z wykrytymi tu wodami mineralnymi, bogatymi w jod i siarkę. Planuje się ujęcie tych wód i budowę zakładów leczniczych. Stare miasteczko, niegdyś na prawach miejskich, utraconych w latach trzydziestych bieżącego stulecia, ma obecnie duże możliwości ponownego rozkwitu. W następstwie tego należy spodziewać się tu olbrzymiego nasilenia ruchu wczasowego i turystycznego. Przyroda rezerwatów w obecnym stanie jej zabezpieczenia zostanie wówczas bardzo poważnie narażona na zniszczenie. Już dziś bowiem zbyt często spotyka się tu wydeptane płaty runa leśnego, połamane krzewy oraz skałki uszkodzone, pokryte napisami i obdarte z roślinności naskalnej.

Dla zachowania najpiękniejszych elementów krajobrazu okolic Ciężkowic, z myślą o przyszłości tej miejscowości jako uzdrowiska, należy już przystąpić do odpowiedniego urządzenia tych terenów, zwiększenia opieki zwłaszcza nad rezerwatami i ustalenia zasad ruchu turystycznego w ich obrębie.

http://rcin.org.pl

Obecnie zwiedzanie rezerwatów jest dowolne i nie kontrolowane. Wprawdzie trasa została wytyczona znakami turystycznymi, jednakże większość zwiedzających nie kieruje się nimi, wydeptuje własne ścieżki i dociera na szczyt każdej skałki. Stwierdzono również, że granice rezerwatów są słabo oznaczone. W Skamieniałym Mieście znajdują się tylko dwie tablice informujące, że jest to obszar prawnie chroniony, a w Wodospadzie Ciężkowickim jedna, ustawiona niewłaściwie tuż nad wysoką ścianą skalną wąwozu. Poza tym brak tablic objaśniających wartości przyrodnicze rezerwatów.

W związku z postępującym niszczeniem przyrody rezerwatów w wyniku podanych przyczyn należy wykonać tu odpowiednie prace i wprowadzić pewne ograniczenia. W pierwszej kolejności trzeba wytyczyć na nowo i wyraźnie oznaczyć trasy zwiedzania, poza którymi nie będzie wolno się poruszać. Ścieżki umiejętnie wyznaczone w lesie powinny docierać pod każdą większą skałkę. Mogą one prowadzić na szczyt skałki jedynie w przypadku łatwego wejścia na nią i przy odpowiednim zabezpieczeniu. Szlak wiodący do Wodospadu Ciężkowickiego, a zwłaszcza na początku od strony zachodniej, wymaga szczególnie starannego oznakowania, bowiem w tym miejscu łatwo jest pomylić ścieżkę i znaleźć się niespodziewanie nad urwistą krawędzią wąwozu. Turystycznie udostępnione powinny być również skałki występujące koło Ostruszy (na Wydymaju), w lesie na południowy wschód od wodospadu. Spośród nich trzy największe formy należałoby otoczyć opieką prawną, uznając je za pomniki przyrody.

Następną ważną czynnością do wykonania jest oznaczenie granic rezerwatów za pomocą licznych tablic informacyjnych. W czasie zwiedzania proponuje się ruch dwukierunkowy, od strony zachodniej i wschodniej, a przy wejściach ustawienie tablic objaśniających, które zawierałyby krótki opis przyrodniczy danego rezerwatu, plan sytuacyjny z nazwami poszczególnych skałek lub ich grup oraz obowiązujące przepisy dla zwiedzających.

Zachowanie się turystów na terenach chronionych powinno być często sprawdzane, zwłaszcza przez miejscowych członków społecznej organizacji Straży Ochrony Przyrody. Konieczne jest wprowadzenie zasady obowiązkowego oprowadzania wycieczek zbiorowych przez przewodników PTTK, tym bardziej że placówka taka istnieje w Ciężkowicach. Największe bowiem szkody czynią w rezerwatach większe grupy zwiedzających bez odpowiedniej opieki. W celu popularyzacji i ułatwienia poznania rezerwatów okolic Ciężkowic, zwłaszcza turystom indywidualnym, należałoby wydać nowy przewodnik, bowiem dawny (Tomek 1963) został już całkowicie wyczerpany.

Zakład Ochrony Przyrody PAN w Krakowie.

PIŚMIENNICTWO

Alexandrowicz Z. 1963a. Skałka Fliszowa na Żarze w Beskidzie Małym (The flysch rock on the hill Żar in the Beskid Mały range). *Ochr. Przyr.* **29:** 255—268.

Alexandrowicz Z. 1963b. Baszta skalna na Żarze w Beskidzie Małym. *Chrońmy Przyr. ojcz.* **19**, 2: 45—47.

http://rcin.org.pl

Alexandrowicz Z. 1963c. Najpiękniejszy zabytek przyrody nieożywionej w Beskidzie Małym. *Chrońmy Przyr. ojcz.* **19**, 3: 42—44.

Alexandrowicz Z. 1963d. Skałki fliszowe w rezerwacie «Madohora». *Chrońmy Przyr. ojcz.* **19**, 6: 47—49.

Alexandrowicz Z. 1964a. Zwalisko skalne na zachodnim stoku Madohory. *Chrońmy Przyr. ojcz.* **20**, 2: 49—52.

Alexandrowicz Z. 1964b. Ruinowe skałki fliszowe w okolicy Krzeszowa. *Chrońmy Przyr. ojcz.* **20**, 3: 48—49.

Alexandrowicz Z. 1964c. «Diabelski Kamień» w Beskidzie Małym. *Chrońmy Przyr. ojcz.* **20**, 4: 39—42.

Beeger H. D. 1958. Zu einem Vorkommen von Nadeleisenrz im Elbasandsteingebirge. *Jb. Staatl. Mus. Mineral. Geol.*: 97—99.

Beyer O. 1912 (1911). Alaun und Gips als Mineralneubildungen und als Ursachen der chemischen Verwitterung in den Quadersandsteinen des sächsischen Kreidegebietes. *Ztschr. d. deutsch. geol. Gesell.* **63:** 429—467.

Bieda F. 1930. Sprawozdanie z badań geologicznych przeprowadzonych w lecie 1929 w okolicy Ciężkowic, ark. Pilzno. *Pos. nauk. Państw. Inst. Geol.* **27:** 24—25.

Bieda F. 1932. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1931 na ark. Pilzno—Ciężkowice. *Pos. nauk. Państw. Inst. Geol.* **33:** 30—32.

Birecki T. 1964. Budowa geologiczna synkliny Bobowej (The geological structure of the Bobowa syncline). *Prace geol. Komis. Nauk. Geol. PAN* **21.** Kraków.

Czarnowski A. 1961. Skałki na Kotylniczym Wierchu. *Wierchy* **30:** 271.

Czarnowski A. 1964. Skały Beskidu Sądeckiego. *Wierchy* **33:** 77—78.

Czeppe Z. 1936. Niezbadane groty na Bukowcu. *Młody Geograf* **5**, 1, (20): 8—11.

Czeppe Z. 1952. Z morfologii Gór Stołowych (Morphology of the Stołowe Mountains). *Ochr. Przyr.* **20:** 236—254.

Drzał M. 1955a. «Kamień» pod Leskiem. *Chrońmy Przyr. ojcz.* **11**, 5: 52—53.

Drzał M. 1955b. Skałki na wzgórzu Wieprzyk Las koło Ciężkowic. *Chrońmy Przyr. ojcz.* **11**, 6: 37—39.

Dudziak J. 1958. W dwudziestolecie utworzenia rezerwatu skalnego «Kamienie Brodzińskiego». *Chrońmy Przyr. ojcz.* **14**, 5: 34—35.

Dudziak J. 1959. Nowe zabytki przyrody nieożywionej w Beskidzie Śląskim. *Wierchy* **28:** 265—266.

Dudziak J. 1960. Kornuty — rezerwat skalny w Beskidzie Niskim. *Chrońmy Przyr. ojcz.* **16**, 1: 45—47.

Dudziak J. 1962. Skałki piaskowcowe na Żurawnicy w Beskidzie Małym. *Wszechświat* 4: 97—99.

Dumanowski B. 1961. Forms of spherical cavities in the Stołowe Mountains. Studies on geology of the Sudetic Mountains. *Zesz. nauk. Uniwer. Wrocław.* Ser. B: **8:** 123—137.

Fusek 1932a. Grupa skał tzw. «diabelskich kamieni» w gminie Folusz (pow. jasielski). *Ochr. Przyr.* **12:** 179.

Fusek 1932b. «Kornuta», skały najwyższego szczytu Magóry, na terenie wsi Przegonina. *Ochr. Przyr.* **12:** 179.

Grzybowski J. 1921. Piaskowiec ciężkowicki (Grès de Ciężkowice). *Kosmos* **46:** 222—226.

Guzik K., Pożaryski W. 1949. Fałd Biecza (Biecz anticline). *Biul. Państw. Inst. Geol.* **53:** 3—33.

Jaskólski S. 1939. Wstęp do charakterystyki petrograficznej niektórych seryj ropnych polskich Karpat Fliszowych (Einführung in die petrographische Charakteristik gewisser ölführenden Schichtenfolgen der polnischen Flyschkarpathen). *Biul. Państw. Inst. Geol.* **23:** 1—97.

Jurkiewicz H. 1958. Zespoły mikrofauny ze skał fliszowych fałdu Bóbrki (Karpaty krośnieńskie). *Zesz. nauk. Akad. Górn.-Hut.* **15**, 2: 23—46.

Jurkiewicz H. 1959. Poziomy otwornicowe paleogenu wschodniej części jednostki śląskiej (Microfaunal correlation in the Palaeogene of the eastern part of the Silesian nappe). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* **29** (1960), 3: 235—263.

Jurkiewicz H. 1967. Otwornice paleogenu podmenilitowego polskich Karpat środkowych (Foraminifers in the Sub-Menilitic Palaeogene of the Polish Middle Carpathians). Z badań strat. -paleont. w Polsce **4**. *Biul. Państw. Inst. Geol.* **210:** 5—128.

http://rcin.org.pl

Kettner R. 1957. Všeobecná geologie. 2. Česk. Akad. Věd, Praha.

Klimaszewski M. 1932. «Grzyby skalne» na pogórzu karpackim między Rabą a Dunajcem (Mushroomshaped rocks in the subcarpatian hills). *Ochr. Przyr.* **12:** 64—70.

Klimaszewski M. 1934. Grzyby skalne — osobliwości przyrody martwej. *Ziemia* **24**, 1, 2: 34—36.

Klimaszewski M. 1935. «Kamień» koło Szczyrzyca (Curious rock near Szczyrzyc). *Ochr. Przyr.* **15:** 242—246.

Klimaszewski M. 1939—1946. Podział morfologiczny południowej Polski (Morphological division of Southern Poland). *Czasop. geogr.* **17:** 133—182.

Klimaszewski M. 1947. Osobliwości skalne w Beskidach Zachodnich. *Wierchy* **17:** 57—71.

Klimaszewski M. 1952. Zagadnienia plejstocenu południowej Polski (The problems of the Pleistocene in Southern Poland). Z badań czwartorzędu w Polsce **1**. *Biul. Państw. Inst. Geol.* **65:** 137—267.

Klimaszewski M. 1961. Geomorfologia ogólna. Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.

Konarski E. 1964. Stosunki geologiczne rejonu Ciężkowic. *Przegl. geol.* 3: 130—134.

Kondracki J. 1965. Geografia fizyczna Polski. Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.

Koszarski L. 1956. Observations on the Sedimentation of the Ciężkowice Sandstone near Ciężkowice (Carpathian Flysch). Bull. Acad. Pol. Sci. Cl. 3, **4,** 6: 393—398.

Koszarski L. 1962. Skałki piaskowców istebniańskich w okolicy Krosna (The rocks of the Istebna sandstones in the vicinity of Krosno — Flysch Carpathians). *Chrońmy Przyr. ojcz.* **18**, 6: 17—31.

Koszarski L. 1963. Wycieczka W-I-1 w przewodniku: Wewnętrzne Karpaty. Praca zbior. pod red. S. Wdowiarza i W. Nowaka. Karp.-Bałk. Geolog. Asoc. Kongr. **4:** 65—78.

Kowalski K. 1954. Jaskinie Polski (Les cavernes de la Pologne). **3**. Wyd. Państw Muz. Arch. Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.

Książkiewicz M. 1959. Geologia dynamiczna. Wydawn. Geol. Warszawa.

Kuźniar C. 1923. Sprawozdanie z badań geologicznych w okolicach Dobczyc. *Pos. nauk. Państw. Inst. Geol.* **5:** 1—2.

Kuźniar C. 1929. W sprawie dyluwium i morfologii doliny Raby. *Wiad. Geogr.* **7:** 71—72.

Lentschig-Sommer S. 1960. Petrographische Untersuchung der Wabenverwitterung des Elbsandsteins. *Jb. Staatl. Mus. Mineral. Geol.*: 111—126.

Łoziński W. 1909. Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. *Bull. Acad. Sci. Pol.* Cl. Sci. math. nat. **1:** 1—25.

Mach H. 1932. Okazy przyrody w powiecie bocheńskim i okolicy. *Orli Lot* 13: 39—42.

Motyka J. 1927. „Miasto Skamieniałe". O skałkach ciężkowickich i ich ochronie. *Ziemia* **12,** 7: 100—104.

Nyka J. 1965. Diabelskie Kamienie. *Ziemia*. Publikacja zbiorowa. Wyd. Pol. Tow. Tur.-Kraj.: 224—225.

Pagaczewski S. 1948. Skamieniałe Miasto. *Ziemia* **39**, 3: 66—68.

Pagaczewski S. 1960. Skamieniałe Miasto. *Przyr. Polska* 7: 15.

Petrascheck W. 1908. Die Oberflächen und Verwitterungsformen im Kreidegebiet von Adersbach und Wekelsdorf. *Jb. d. K. K. Geol. Reichs - Anstalt.* **58.**

Radomska-Świdzińska L. 1932. Na Prządkach i Odrzykoniu. *Ziemia* **22**, 7: 199—207.

Rouppert K. 1922. Kamień-grzyb w Bigoszówce. *Ochr. Przyr.* **3:** 73.

Sosnowski K. 1948. Ziemia Krakowska. Przewodnik wycieczkowy. 2. Wyd. Pol. Tow. Tatrz. Kraków.

Starkel L. 1957. Rozwój morfologiczny progu Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą (Morphological development of the escarpment of the Pogórze Karpackie between Dębica and Trzciana). *Prace geogr. PAN* **11**.

Szaflarski J. 1933. Grzyby skalne w okolicy Dobczyc w dolinie Raby. *Ziemia* **23,** 12: 227—229.

Świdziński H. 1932. Projekt rezerwatu «Prządki» pod Krosnem (Projet de la réserve «Prządki» près Krosno). *Ochr. Przyr.* **12:** 58—64.

Świdziński H. 1933a. «Prządki» — skałki piaskowca ciężkowickiego pod Krosnem («Prządki» — groupe de rochers près de Krosno, Karpates). *Zabytki Przyr. nieożyw.* **2:** 94—125

Świdziński H. 1933b. «Kamień Liski» w Glinnem koło Leska (Liska) («Kamień Liski» —

http://rcin.org.pl

rocher de L sko — couches de Krosno, Glinne près de Lesko, Karpates). Ibidem: 126—128.

Świdziński H. 1933c. «Diabli Kamień» (g. Kosiniska) skałka piaskowca magórskiego koło Folusza (p. Jasło) («Diabli Kamień» — «La Pierre du Diable» Grès de Magóra, près de Folusz, district de Jasło, Karpates). Ibidem: 129—131.

Świdziński H. 1934. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1933 na ark. Brzostek i Pilzno. *Pos. nauk. Państw. Inst. Geol.* **39:** 17—18.

Świdziński H. 1935. Wyniki badań geologicznych na obszarze fałdu Brzanka—Liwocz i antykliny Rzepienników (ark. Pilzno). *Pos. nauk. Państw. Inst. Geol.* **42:** 13—14.

Świdziński H. 1936a. Budowa geologiczna Kornut. Rozdz. w pracy: Sulma T., Kornuty — rezerwat na Łemkowszczyźnie (Kornuty bei Gorlice als Naturschutzgebiet). *Ochr. Przyr.* **16:** 57—73.

Świdziński H. 1936b. Dalsze badania w okolicach Ciężkowic. *Pos. nauk. Państw. Inst. Geol.* **45:** 13—14.

Świdziński H. 1937. Wyniki zdjęć geologicznych wykonanych w r. 1936 między Gromnikiem i Zakliczynem ark. Pilzno. *Pos. nauk. Państw. Inst. Geol.* **48:** 16.

Świdziński H. 1947. Słownik stratygraficzny Północnych Karpat Fliszowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.* **37:** 5—124.

Świdziński H. 1953. Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. Rozdział w: Regionalna Geologia Polski. *Karpaty* tom 1, zeszyt 2 (Tektonika): 362—422. Praca zbior. pod red. M. Książkiewicza. Wyd. Pol. Tow. Geol. Warszawa.

Tomek W. 1949. Rezerwat «Skamieniałe Miasto» w Ciężkowicach koło Tarnowa. *Chrońmy Przyr. ojcz.* **5**, 9/10: 35—40.

Tomek W. 1952. Projektowany rezerwat «Diable Skały» w Bukowcu. *Chrońmy Przyr. ojcz.* **8**, 2: 20—27.

Tomek W. 1963. Ciężkowice i okolica. Przewodnik. Wydawn. Liter. Kraków.

Walczak W. 1937. Jaskinia w Bukowcu. *Wierchy* **15:** 224—229.

Walter H., Dunikowski E. 1882. Geologiczna budowa naftonośnego obszaru zachodniogalicyjskich Karpat. Cz. I. *Kosmos* **7**.

Walter H., Dunikowski E. 1883. Geologiczna budowa naftonośnego obszaru zachodnio-galicyjskich Karpat. Cz. II. *Kosmos* **8**.

Wdowiarz S., Jucha S. 1963. Wycieczka W-II-2 w przewodniku: Wewnętrzne Karpaty. Praca zbior. pod red. S. Wdowiarza i W. Nowaka. Karp.-Bałk. Geolog. Asoc. Kongr. **4:** 100—116.

Zerndt J. 1924. Petrografia piaskowców z okolic Ciężkowic (Petrographische Studien über Karpathen-Sandsteine der Umgegend von Ciężkowice — südlich Tarnów). *Bull. Acad. Pol. Sci. et Let.* Sèr. A: 195—218.

SUMMARY

Sandstone rocks are rare in the Polish Flysch Carpathians. The most beautiful groups of them are protected in seven nature reserves, and 17 other small groups or single rocks have been declared Nature Monuments (data as of the 1st January 1970).

The published papers on the flysch sandstone rock forms are scarce, and chiefly popularising-descriptive. In the scientific literature the origin of such phenomena was discussed by Kuźniar (1923, 1929), and Klimaszewski (1932, 1935, 1947), the forms produced by weathering were described by Klimaszewski (1932, 1935, 1947) and Świdziński (1933a), the geological structure of areas of occurrence of these sandstone rock forms was described by Świdziński (1933a, b, c, 1936a), Koszarski (1962) and Alexandrowicz (1963). The petrography and sedimentation of the rock-forming sandstones was described by Koszarski (1956, 1962, 1963) and Alexandrowicz (1963).

The present paper is concerned with geological and morphological observations of sandstone rocks occurring south of Ciężkowice (distr. Tarnów) — (Fig. 1). They are there protected in two reserves: Skamieniałe Miasto (Stone City) and Wodospad Ciężkowicki (Ciężkowice Waterfall), covering a total area of 16.67 ha.

On the basis of observations of Koszarski (1963) and the present author, the following

http://rcin.org.pl

formations were distinguished in the geological profile of the area of Ciężkowice: Upper Cretaceous sandstones and conglomerates of the Istebna Beds, and a Palaeogene series consisting of Upper Istebna shales, thick-bedded Ciężkowice sandstones, green shales and thin-bedded sandstones of the Hieroglyphic Beds, and variegated and red shales forming intercalations among the Ciężkowice sandstones and the Hieroglyphic Beds (Figs 2, 3, Table I). These formations are exposed within an anticlinal structure known as the Biecz—Ciężkowice fold.

The area of Ciężkowice is the type-locality for the Ciężkowice sandstones. The stratigraphic position of the formation in this area has been established by Grzybowski (1921). The micropalaeontological investigations of Jurkiewicz and field observations of the present author indicate that the sandstones and conglomerates forming these rocks belong to the third sandstone horizon in the Ciężkowice sandstone formation (Fig. 2, Table I). This horizon consists of thick-bedded sandstones and conglomerates, often displaying graded bedding and cross-stratification. The lithology is very variable. Quartz is the principal mineral constituent of these rocks, while feldspars, mica and heavy minerals form minor constituents, totalling c. 10%. The amount of clayey, clayey-ferrugineous and siliceous cement is small (c. 1.6%).

Thirteen kinds of rock forms have been distinguished and defined in the described area according to shape, size and relation to the substratum and slopes. The rocks occur in thirteen groups, eleven of which are situated within the Skamieniałe Miasto (Stone City) reserve. The most numerous amongst the large rocks are towers (isolated rock forms), while pulpits (connected with the substratum by the base and one side) and rock tables are rare. These rock groups are listed below in their order from west to east (Fig. 1):

1. Czarownica (The Witch) — a rock tower 4—13 m high (Fig. 5);
2. Ratusz (The Town Hall) — a pulpit, the largest rock in the Stone City;
3. Grunwald (name of a famous battlefield) — a large tower bissected by a narrow passage 17 m long (Figs 6, 7);
4. Warownie (Fortresses) — large towers prismatic in shape, built of sandstone showing interesting sedimentary structures;
5. Borsuk (The Badger) — a group of rocks with strongly modelled surfaces (Figs 9, 10, 11, 12);
6. Skałki Lisiego Wąwozu (The Rocks of the Fox Ravine) — small rocks occurring on a valley slope;
7. Piramidy (The Pyramids) — two large blocks by disintegration of a larger rock form (Fig. 13);
8. Pustelnia (The Hermitage) — a tower standing among smaller rocks;
9. Cyganka i Baszta (The Gypsy Woman and the Tower) — large towers on top of the hill, with strongly modelled surfaces (Fig. 14);
10. Grzybek (The Mushroom) — a rock 6.5 m high, of a characteristic shape;
11. Skałka z Krzyżem (The Rock with the Cross) — a large tower with one of the finest prospects in the area (Fig. 15);
12. Wodospad Ciężkowicki (The Ciężkowice Waterfall) — a gorge 40 m long, with nearly vertical walls — protected as a nature reserve (Figs 16, 17);
13. Skałki koło Ostruszy (The Ostrusza Rocks) — a group of rocks situated outside the protected area.

The surface of the sandstone rocks of the Ciężkowice area are modelled by weathering, and their shape is determined usually by the system of principal joints. The enlargement of joints results in the dissection of rock, forming thus narrow passages (The Badger — Figs 9, 10) or rock falls (The Pyramids, Fig. 13). The faces of joint fractures are sometimes covered by a ferrugineous layer usually c. 2 cm thick. Such layers were formed by concentration of iron oxides (Fe_2O_3), the content of which amounts to 7—11%, while the rock under such a layer contains usually less than 1% of Fe_2O_3. The ferrugineous layers are subject to exfoliation in the course of weathering (Fig. 18). Small depressions of the type of cellular structures are often present in ferrugineous layers (Figs 12, 18).

The modelling of rock surfaces is due to selective weathering of beds differing in resistance to weathering processes. The sedimentary structures, fracture zones, strongly cemented layers and limonite concretions are accentuated in the process of rock surface modelling (Fig. 21). Circular depressions of various sizes often visible on rock surfaces are formed by falling out of ferrugineous concretions or clay balls. The falling out of single grains and pebbles produces uneven, rough surfaces (Fig. 20).

http://rcin.org.pl

The long action of weathering processes produces characteristic forms of the rock surface, such as cementation layers, cellular (honeycomb) structures and arcaded structures. The cementation layers are several mm thick and are formed by concentration of iron compounds at the surface of the rock due to weathering processes. The forming of cementation layers is slow in temperate climate because of small insolation and small differences of day and night temperatures. Therefore, thick cementation layers typical of arid areas cannot be formed. Exfoliation removes the cementation layer and exposes the fresh rock to weathering (Fig. 19).

Honeycomb structures present on the modelled surfaces of rock consist of a system of pits of various size (mostly reaching 2—3 cm in diameter; Figs 12, 22, 23). Their evolution consists in the disappearance of ribs separating the pits, and the coalescence of the neighbouring pits into larger depressions. Within the latter, new small pits are formed. The honeycomb structures are polygenic and display a similarity to forms described by Świdziński (1933a), Kettner (1957), and Lentschig-Sommer (1960).

The arcaded structures develop at the bedding planes. They consist of arched cavities, separated by ribs or columns broadening upwards, formed of ferrugineous sandstone (Figs 21, 24, 25). The cavities grow by coalescence, and inside such larger cavities second-order arcaded structures may be formed. Deep niches and rock windows are the ultimate forms of evolution of the arcaded structures (Figs 11, 25). The formation of the arcaded structures is probably related with the infiltration of atmospheric waters which dissolved the iron compounds in teh porous rock and concentrated them at the base of sandstone beds.

The sandstone rocks were formed in the Flysch Carpathians only in these sandstone complexes in which the rocks are varying in hardness and resistance to weathering due to non-homogeneous cementation. During the diagenesis of the sediments in such sandstones, the cement was locally concentrated, what resulted in the formation of single or grouped concretionary forms amongst less strongly cemented rocks. These hard rocks were then exhumed by denudation. Therefore, the sandstone rock forms in the Flysch Carpathians are regarded as monadnocks, and not as buttes. The monadnocks were individualized in the form of blocks in the Pliocene and Pleistocene, during the evolution of the morphology of the Carpathians (Klimaszewski 1952, Starkel 1957). The modelling of the surface of these rocks began in post-glacial times and continues in the present.

The town of Ciężkowice with many historical buildings is a small recreation center lying in the Carpathian foothills. Perspectives of its further development are based upon the recent discovery of rich mineral waters. The described rock forms constitute the principal touristic attraction of the Ciężkowice area. The development of tourism in this area creates the necessity for proper equipment of the nature reserves and their surroundings. Legal protection should be extended to the Ostrusza Rocks, which should be declared Nature Monuments.

The Nature Conservation Research Centre of the Polish Academy of Science, Kraków.

Translated into English by Rafał Unrug.

TREŚĆ

I. Wstęp 281
II. Główne kierunki badań nad skałkami piaskowcowymi 282
III. Ogólna charakterystyka terenu 283
IV. Rozwój poglądów na budowę geologiczną okolic Ciężkowic 285
V. Przekrój geologiczny przez Ciężkowickie Skamieniałe Miasto i jego okolice . . 287
VI. Klasyfikacja form skalnych w Karpatach 292
VII. Morfologia i budowa geologiczna form skalnych okolic Ciężkowic 293
VIII. Powierzchniowe zjawiska wietrzenia skałek 314
IX. Geneza skałek 327
X. Uwagi o ochronie przyrody okolic Ciężkowic 329
Piśmiennictwo 330
Summary 333

http://rcin.org.pl