

## ZAPIS LĄDOWYCH ETAPÓW HISTORII GEOLOGICZNEJ GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH W OSADACH I FORMACH KRASOWYCH – WYBRANE PRZYKŁADY

### RECORDS OF TERRESTRIAL STAGES OF GEOLOGICAL HISTORY OF THE ŚWIĘTOKRZYSKIE (HOLY CROSS) MOUNTAINS IN THE KARST FORMS AND THEIR SEDIMENTS – SELECTED EXAMPLES

JAN URBAN<sup>1</sup>

**Abstrakt.** Artykuł prezentuje trzy przykłady interpretacji zdarzeń geologicznych oraz warunków paleogeograficznych i paleośrodowiskowych dokonanych na podstawie badań form krasowych w skałach węglanowych dewonu Gór Świętokrzyskich. Pierwszy relacjonowany kierunek badań dotyczy kopalnych form krasowych w dwu stanowiskach Wietrznia oraz Jaworznia i dokumentuje późnopermską ewolucję rzeźby i jej tektoniczne odmłodzenie na początku triasu. Następne interpretacje dotyczą form krasu kenozoicznego. Analiza przestrzennego rozwoju podziemnych systemów krasowych umożliwiła określenie poziomów stabilizacji bazy erozyjnej w neogenie. Najwyższy poziom krasowy (Łagów) był zapewne związany z poziomem neogeńskiego zbiornika morskiego w zapadlisku przedkarpackim. Z kolei badania osadów piaszczystych w wypełnieniach form krasowych, w tym przede wszystkim analiza obtoczenia i kształtu ziarn, pozwoliły na wyróżnienie pięciu typów ziarn piasków o różnym pochodzeniu, w tym pochodzących z lokalnych zwietrzelin różnych skał oraz ziarn pirogenicznych. Analiza ta stała się podstawą do określenia zasięgu pokrywy dolnotriasowej, oceny rozwoju krasu w czwartorzędzie, a także do sformułowania sugestii dotyczących paleośrodowiska neogenu.

**Słowa kluczowe:** kras, perm, trias, kenozoik, paleogeografia, tektonika, Góry Świętokrzyskie.

**Abstract.** The paper presents three examples of interpretations of geological events and paleogeographic and paleoenvironmental conditions, made on the basis of studies of karst forms in Devonian carbonate rocks of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, central Poland. The first study concerns paleokarst forms in two sites: Wietrznia and Jaworznia which record the Late Permian relief evolution and its tectonic rejuvenation at the beginning of the Triassic period. The next two interpretations concern the Cenozoic karst forms. Analysis of spatial development of subsurface karst systems made possible to determine the erosional base stabilization levels during the Neogene. The uppermost karst horizon (Łagów) was most probably related to the level of one of the transgressions in the Fore-Carpathian marine basin. In turn, the study of sand sediments filling the karst forms, particularly analysis of roundness and shape of sand grains, enables to distinguish five types of sand grains of different genesis, among which are grains originated from various local weathered rocks as well as pyrogenic particles. Based on this analysis, the extent of Lower Triassic cover was determined and karst development during the Quaternary period was assessed, as well as some suggestions on the Neogene paleoenvironment were formulated.

**Key words:** karst, Permian, Triassic, Cenozoic, paleogeography, tectonics, Świętokrzyskie (Holy Cross) Mts.

---

<sup>1</sup> Instytut Ochrony Przyrody, Polska Akademia Nauk, al. A. Mickiewicza 33, 31–122 Kraków; e-mail: urban@iop.krakow.pl

## WSTĘP

Duże znaczenie badawcze stanowisk krasowych wynika z faktu rozwijania się krasu w warunkach lądowych, na terenach, na których denudacja przeważa lub równoważy sedymentację. Stąd też badania form krasowych, a zwłaszcza ich wypełnień, przynoszą podstawowe informacje o historii geologicznej, paleogeografii i paleośrodowisku obszarów, na których ewolucja nie została zapisana w klasycznych profilach geologicznych. Leje i pustki podziemne stanowią swoiste pułapki, w których gromadzą się świadectwa przeszłości lądów. Świadectwa te od dawna były wykorzystywane w badaniach geologicznych (Głazek, 1973). Badania te zyskały jednak na znaczeniu wraz z rozwojem metod umożliwiających określenie wieku skał oraz rekonstrukcje paleośrodowiskowe. Dotyczy to zwłaszcza metod wykorzystujących najnowsze techniki badawcze, takich jak badania paleomagnetyczne, analizy izotopów stabilnych, datowania izotopowe nacieków węglanowych, a także szczątków organicznych, datowania luminescencyjne nacieków i osadów, badania geochemiczne szczątków kostnych. Nie mniej ważne stają się coraz precyzyjniejsze wyniki tradycyjnych kierunków badawczych, jak biostratygrafia i paleoekologia, wykorzystujących badania szczątków fauny lądowej, których nagromadzenia często występują w jaskiniach i stanowiskach krasu kopalnego.

Badania polskich stanowisk krasowych, mające na celu rekonstrukcję warunków paleogeograficznych i paleośrodowiskowych, zostały podsumowane ostatnio w publikacjach Madeyskiej i Cyrka (2002), Hercman i in. (2004), Gradzińskiego i in. (2009), Nadachowskiego i in. (2009), Stefaniaka i in. (2009) oraz Cyrka i in. (2010). Wiele z polskich stanowisk krasowych ma ponadregionalne znaczenie naukowe

(Urban, 2004; Alexandrowicz 2006), są wśród nich również stanowiska regionu świętokrzyskiego. W dziejach geologicznych tego regionu, od czasu powstania kompleksu skał krasowiejących w dewonie, zdarzyły się dwa okresy lądowe, podczas których rozwijały się zjawiska krasowe: późnokarbońsko-wczesnotriasowy oraz kenozoiczny. W skali czasowej te etapy w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich objęły łącznie nieco ponad 150 mln lat, a więc blisko połowę czasu, który upłynął od momentu powstania krasowiejących skał dewońskich.

Celem niniejszego artykułu jest przedstawienie wybranych interpretacji paleogeograficznych i paleośrodowiskowych wynikających z niektórych kierunków badań stanowisk krasowych trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, a także wskazanie możliwości dalszych badań krasu tego regionu. Wybrano dwa przykłady interpretacji paleogeograficznych:

- interpretację ewolucji geologiczno-morfologicznej zachodniej części trzonu paleozoicznego w permie i wczesnym triasie na podstawie analizy form krasowych, tektonicznych i denudacyjnych w dwu najciekawszych stanowiskach występowania tych form: Wietrzni i Jaworzni;
- rekonstrukcję elementów ewolucji morfologicznej obszaru trzonu paleozoicznego w neogenie na podstawie analizy przestrzennego rozwoju systemów krasowych.

Przedstawiono również przykład perspektywnego kierunku badawczego wynikającego z analizy uziarnienia, składu petrograficznego i obtoczenia ziarn we frakcjach piaszczystych osadów wypełniających kenozoiczne formy krasowe.

## PRZEDMIOT BADAŃ I WYKORZYSTANE MATERIAŁY

Przedmiotem artykułu są stanowiska krasowe zdefiniowane jako kopalne lub reliktowe formy krasowe, w tym jaskinie (jako formy reliktowe) oraz – częściej – zintegrowane przestrzennie zespoły takich form i jaskiń. Stanowiska te występują w dewońskich wapieniach i dolomitach Gór Świętokrzyskich, w najgrubszej i najbardziej rozprzestrzenionej formacji dolomitów i wapieni stromatorowokoralowcowych z Kowali (opis formacji i innych jednostek litostratygraficznych dewonu: Narkiewicz i in., 1990; Szulczewski, 1995a; Narkiewicz i in., 2006). Badaniami objęto formy krasowe powstałe podczas okresu lądowego trwającego od późnego karbonu do wczesnego, a nawet środkowego triasu (zwanego dalej okresem permsko-triasowym, nie udowodniono bowiem karbońskiego wieku form) oraz podczas kenozoicznego okresu lądowego.

Stan rozpoznania krasu w Górach Świętokrzyskich był – do ostatniej dekady XX wieku – bardzo niejednorodny. Bardzo

dobrze rozpoznane i udokumentowane były dwa stanowiska krasowe: Kozi Grzbiet (Głazek i in., 1976, 1977; Kowalski, 1989; Lindner, Marciniak, 2008) oraz jaskinia Raj (Studies..., 1972; Rubinowski, 1974a). Opracowanie geologiczno-speleologiczne i paleontologiczne miał również kras Kadzielni (Kowalski, 1958; Kozłowski i in., 1965). Ponadto opisano kilka stanowisk krasu kopalnego w rejonie Chęcini i Kielca (Kotański, 1959; Majchert, 1966; Głazek, Romanek, 1976; Bełka, Skompski, 1978; Kardaś, Romanek, 1978; Motyka i in., 1993; Wierzbowski, 1997) oraz Łągowa (Walczowski, 1962). Istotne wnioski dotyczące identyfikacji form krasu permsko-triasowego i kenozoicznego sformułował Rubinowski (1967, 1971), Wójcik (1974, 1976a, b) oraz Głazek (1989). Pozycją o dużej wadze była publikacja inwentarza jaskiń świętokrzyskich (Urban, 1996), w niewielkim stopniu tylko uzupełniana w kolejnych latach (np. Kasza, Saganowski, 2006; Kasza, 2009).

Prace badawcze, których celem była kompleksowa analiza krasu kopalnego i relikowego świętokrzyskiego trzonu paleozoicznego, podjęto w latach 1992–1993. Zespół pod kierunkiem autora artykułu przeprowadził badania geologiczne form krasu kopalnego oraz specyficznych form mineralnych występujących w największym systemie jaskiniowym regionu Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka w Jaworzni koło Kielc (Kuleta, Migaszewski, 1994; Kuleta, Urban, 1996; Urban, 1996). Badania form krasowych całego terenu wychodni węglanowych skał dewonu przeprowadził autor w latach 1998–2000. W ramach obu projektów badawczych przeprowadzono następujące prace:

- analizy archiwalnych opisów rdzeni wiertniczych w obrębie węglanowych skał dewonu;
- obserwacje terenowe we wszystkich odsłonięciach węglanowych skał dewonu: kamieniołomach, innych odkrywkach, a także w jaskiniach;
- badania laboratoryjne, w tym: analizy petrograficzne mikroskopowe i makroskopowe, analizy paleomagnetyczne

związanych wypełnień krasowych, badania wieku nacieków kalcytowych metodą uranowo-torową, analizy izotopów stałych O i C, analizy sitowe oraz składu petrograficznego (w tym minerałów ciężkich) oraz innych cech ziarn niezli-tyfikowanych wypełnień form krasowych.

Niniejsza publikacja nie stanowi bezpośredniego sprawozdania z tych prac, nie jest także opisem stanowisk krasowych. Bardzo ogólne podsumowanie prac badawczych uka-zało się bezpośrednio po ich zakończeniu (Urban, 2002), później zaś zostały opublikowane wyniki badań krasu permsko-triasowego (Urban, 2007), a także analiza przestrzennego rozwoju systemów krasowych na podstawie danych z otworów wiertniczych (Urban, Rzonca, 2009). W niniejszej publikacji zostały podsumowane krótko wyniki badań, z naciskiem na te ich rezultaty, które przynoszą informacje o zdarzeniach geologicznych, paleogeografii i paleośrodowisku regionu świętokrzyskiego, bądź też mogą być wykorzystane do takich interpretacji.

## KRAS PERMSKO-TRIASOWY

### PODSTAWOWE CECHY FORM KRASOWYCH I ICH OSADÓW

Po waryscyjskich ruchach tektonicznych obszar świętokrzyski był lądem. W czasie starszych transgresji cechsztyńskich centrum regionu było półwyspem o zasięgu zbliżonym do obecnej wychodni trzonu paleozoicznego (Kowalczewski, Rup, 1989) lub grupą wysp (Kutek, Głazek, 1972; Głazek, Kutek, 1976; Świdrowska i in., 2008). Na terenie regionu świętokrzyskiego opisano 15 stanowisk z formami krasowymi z okresu lądowego po waryscyjskich ruchach tektonicznych, przy czym w wielu stanowiskach występują formy krasowe różnego typu i wieku (fig. 1). Nie udokumentowano karbońskiego wieku żadnej z tych form, natomiast cechy większości z nich sugerują permski lub wczesnotriasowy wiek. Najmłodsze reprezentują wczesny anizyk. Na podstawie litologii wypełnień form krasowych (w tym zawartości otoczków kwarcowych i lokalnego materiału klastycznego) oraz stosunku form krasowych do żył hydrotermalnych i innych formacji skalnych o określonej pozycji stratygraficznej wyróżniono dwie grupy form różniące się wiekiem (Urban, 2007):

1. Formy rozwinięte przed sedymentacją utworów pstrego piaskowca, najpewniej permskie.

2. Formy rozwinięte w czasie sedymentacji pstrego piaskowca oraz wapienia muszlowego.

Te pierwsze są reprezentowane przez następujące grupy genetyczno-morfologiczne (Urban, 2007):

- grupa I – formy krasowienia powierzchniowego, erozji i ruchów masowych, w tym strefy brekcji rezydualnej i wtórnej cementacji oraz megabrekcje;
  - grupa II – szczeliny tektoniczne o skrasowiących ścianach, wypełnione kalcytem hydrotermalnym i osadem zbudowanym głównie z klastycznego materiału węglanowego;
  - grupa III – typowe formy krasowe (kanały, komory i leje) wypełnione osadem zbudowanym głównie z klastycznego materiału węglanowego;
  - grupa IV – typowe formy krasu podziemnego i leje krasowe wypełnione chemicznym osadem węglanowym;
- Wśród form krasowych współczesnych sedymentacji pstrego piaskowca oraz wapienia muszlowego można wyróżnić następujące grupy (Urban, 2007):
- grupa V – podziemne formy krasowe wypełnione głównie wapieniem piaszczystym;
  - grupa VI – „wielkie soczewy” – obszerne, poziomo rozwinięte kanały krasowe, wypełnione charakterystyczną sekwencją osadów węglanowo-klastycznych;
  - grupa VII – formy krasu powierzchniowego oraz inne formy denudacyjne współczesne sedymentacji utworów dolnego pstrego piaskowca, czyli występujące bezpośrednio w podłożu najniższych formacji pstrego piaskowca;
  - grupa VIII – podziemne formy krasowe i żyły klastyczne wypełnione piaskowcem identycznym z utworami formacji ze Szczukowic dolnego pstrego piaskowca;
  - grupa IX – podziemne formy krasowe wypełnione utworami węglanowymi dolnego wapienia muszlowego i/lub retu.

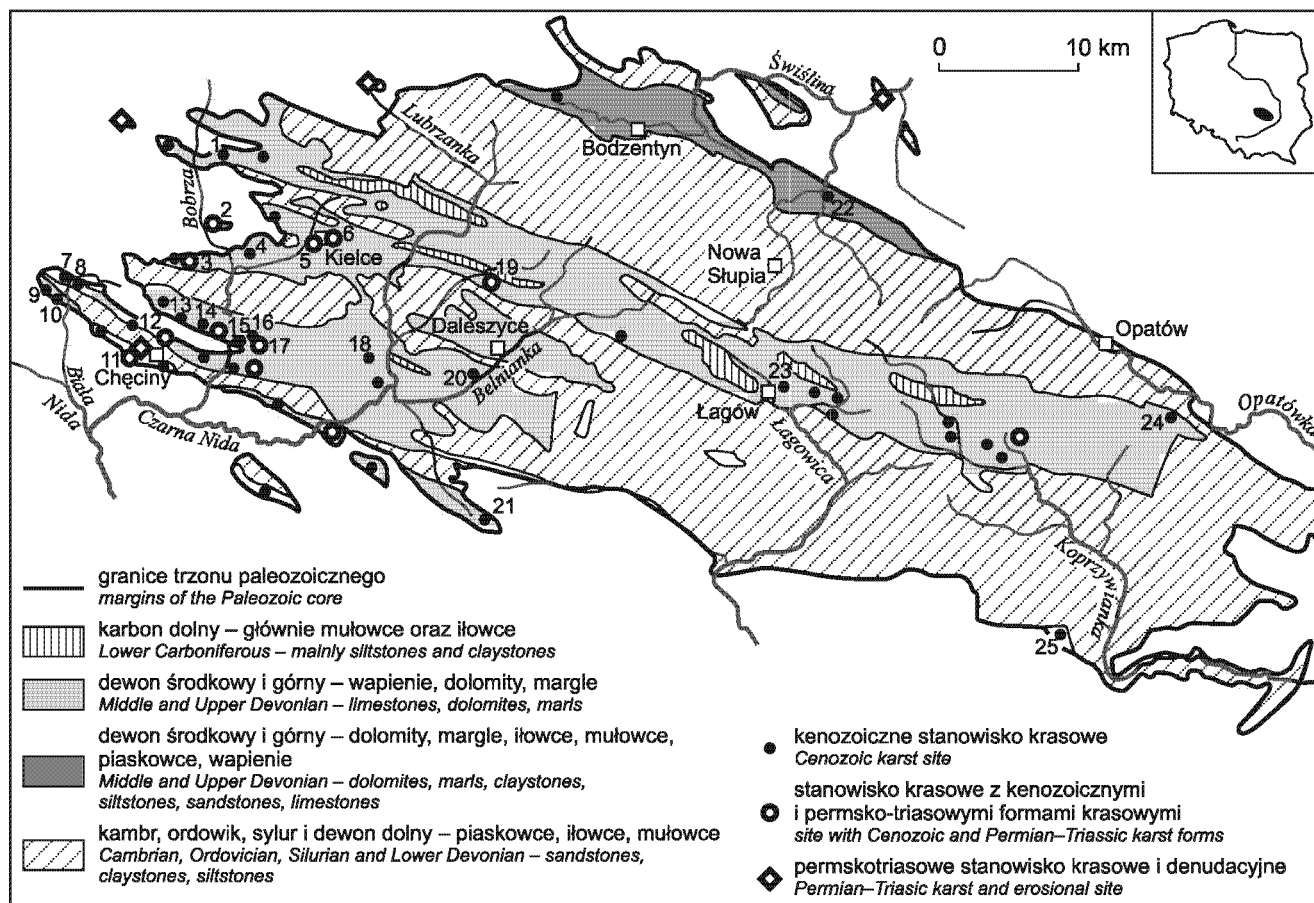


Fig. 1. Lokalizacja stanowisk krasu kopalnego i relikтового w obrębie wychodni trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich

Stanowiska wymienione w tekście i na figurach: 1 – Laskowa, 2 – Szczukowskie Góry, 3 – Jaworzna, 4 – Grabina, 5 – Kadzielnia, 6 – Wietrzna, 7 – Ołowianka, 8 – Ostrówka, 9 – Kozi Grzbiet, 10 – Miedzianka, 11 – Korzecko, 12 – Zelejowa, 13 – jaskinia Raj, 14 – Zgórsko, 15 – Trzuskawica-Osadniki, 16 – Trzuskawica-Kowala, 17 – Trzuskawica, 18 – Suków, 19 – Górnio-Józefka, 20 – Słopiec, 21 – Osiny, 22 – Skala, 23 – Łagów, 24 – Karwów, 25 – Budy-Jurkowiec

Location of the paleokarst sites in the outcrop of the Paleozoic core of the Świętokrzyskie Mts.

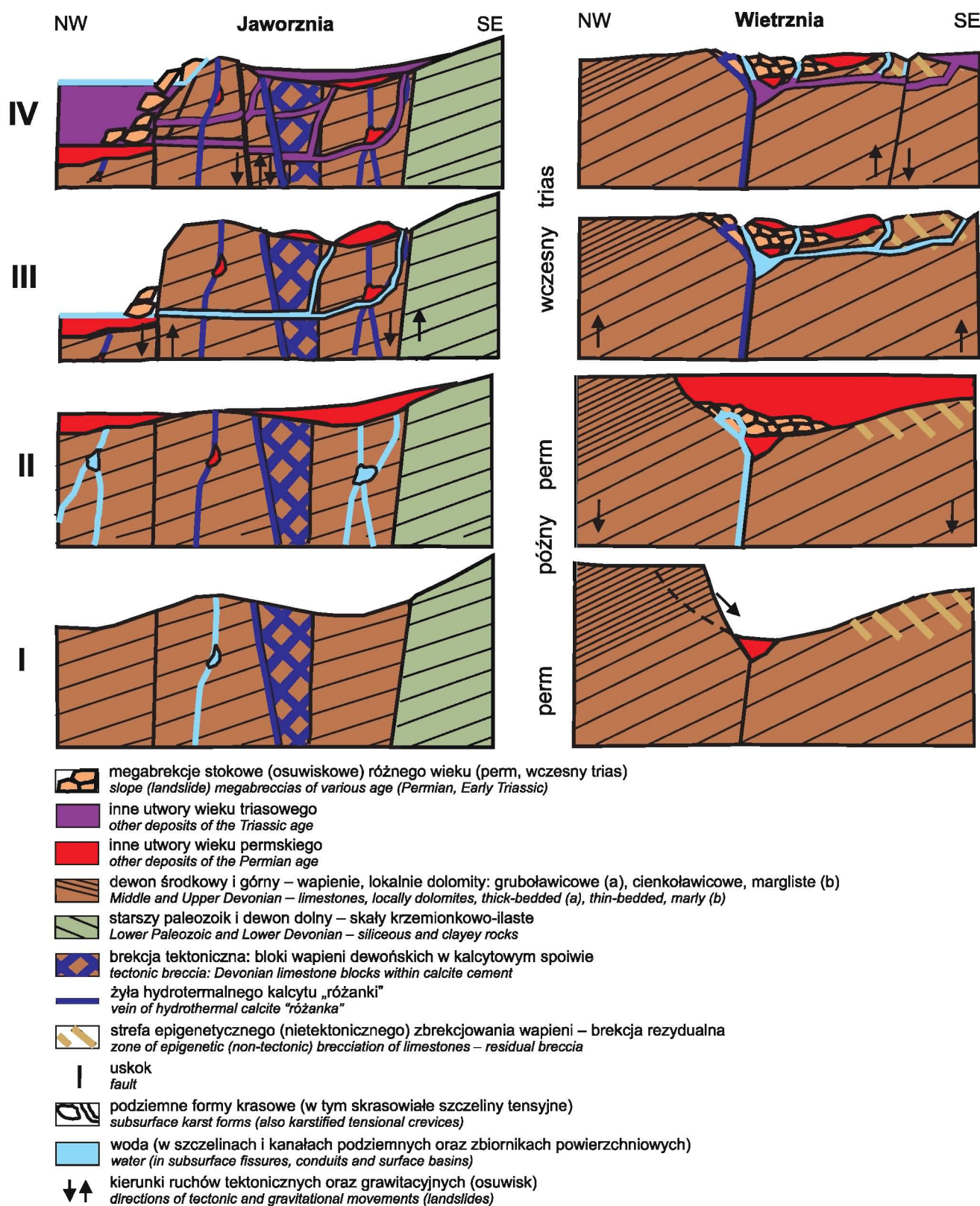
The sites mentioned in the text and figures are numbered and their names are given above

#### SEKWENCJA ZDARZEŃ DOKUMENTOWANA W STANOWISKACH KRASOWYCH: WIETRZNA I JAWORZNA

W dwu najważniejszych stanowiskach krasu kopalnego na terenie regionu świętokrzyskiego, Wietrzna i Jaworzna, są rozwinięte formy krasowe reprezentujące różne etapy ewolucji regionu, co umożliwia zrekonstruowanie sekwencji zdarzeń geologiczno-geomorfologicznych w permsko-wczesnotriasowym okresie lądowym (fig. 2–4). W sekwencji tej najstarszymi zjawiskami związanymi bezpośrednio z waryscyjskimi ruchami tektonicznymi jest wychylenie skał dewońskich, zaś w przypadku Jaworzni – również powstanie megabrekcji tektonicznej zbudowanej z dużych, nawet kilkumetrowych bloków wapiennych spojonych grubokryształicznym kalcytem, występującej w południowo-wschodniej części zachodniego kamieniołomu (fig. 2, 4).

Na Wietrzni najstarszymi paleoformami i utworami powstałymi po waryscyjskich ruchach tektonicznych związanymi z procesami egzogonicznymi, są (fig. 2 – etap I; 3A):

- Strefa brekcji rezydualnej (*rock-matrix megabreccia* – Szulczewski, 1995b) powstała w wyniku ziarnistej rekrystalizacji wapieni postępującej wzdłuż mikrospektań (fig. 3B), a następnie lokalnego grawitacyjnego przemieszczenia niektórych wapiennych elementów (fig. 3C) (Urban, 2007). Tak więc jest to raczej brekcja rezydualna zbliżona do opisanej w Zgórsku (Bełka, Skompski, 1978) niż utwór typu zlepieńca zygmuntońskiego.
- Zlepieńiec złożony ze słabo obtoczonych, kilkunastocentymetrowych otoczków wapieni.
- Przykrywająca zlepieńiec megabrekcja (brekcja złożona z wielkich bloków wapiennych, *fitted megabreccia* Szulczewski, 1995b). Stanowi ona produkt ruchu masowego, najpewniej osuwiska, na stoku wielkiego leja lub ślepej doliny krasowej, która rozwinęła się wzdłuż strefy uskokowej (fig. 3D) (Urban, 2007). Wiek megabrekcji, określony badaniami paleomagnetycznymi na młodszy niż wczesnopermska remagnetyzacja (Szaniawski, Lewandowski, 2009), wyklucza jej powstanie w rezultacie waryscyjskich ruchów tektonicznych,

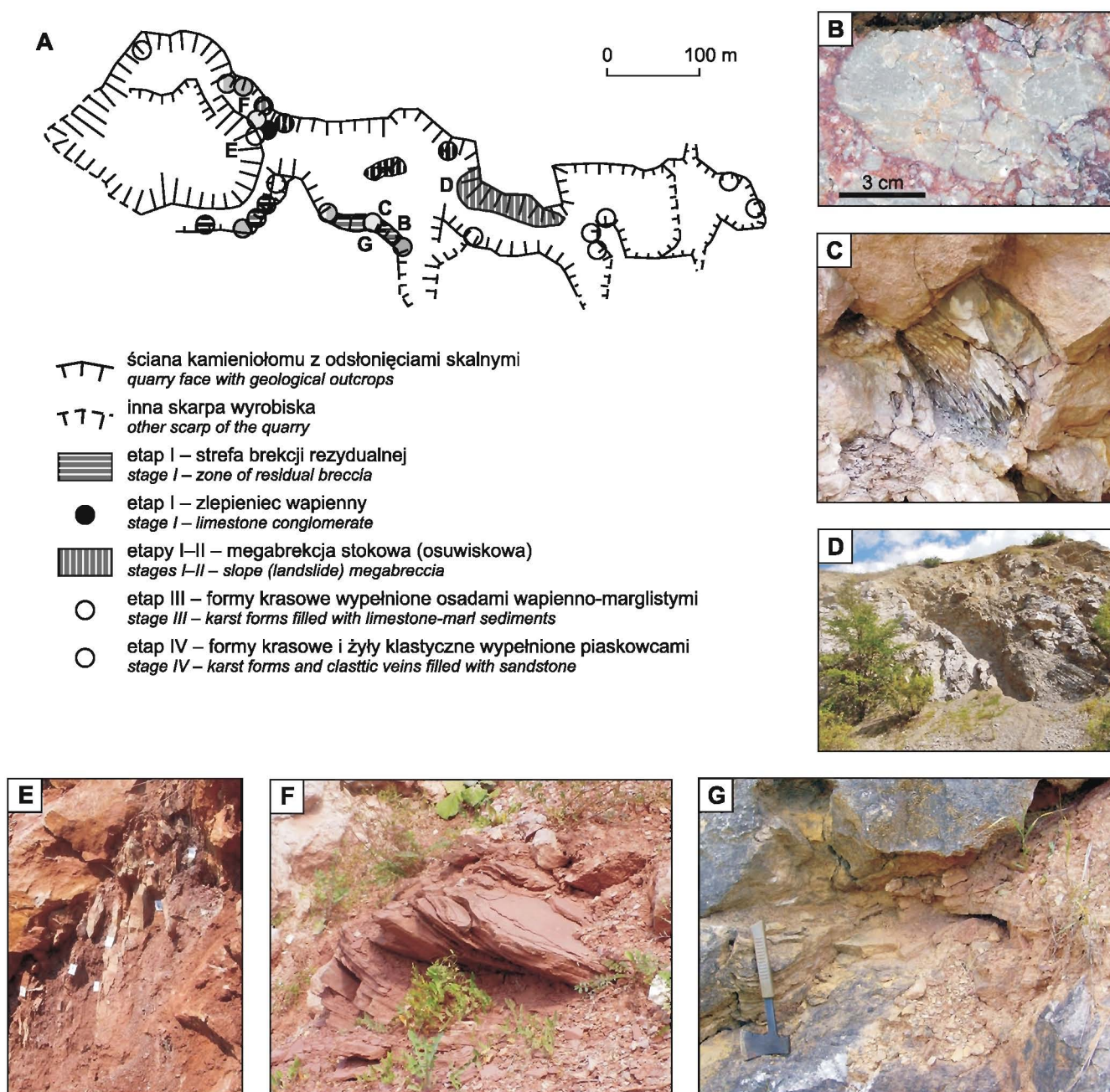


**Fig. 2. Rozwój zjawisk oraz form krasowych i denudacyjnych w stanowiskach Jaworznia i Wietrznia w permie i wczesnym triasie**

I – IV – etapy ewolucji geologiczno-morfologicznej regionu, opisane w tekście

Development of karst and erosional phenomena and forms at the Jaworznia and Wietrznia sites in Permian and Early Triassic times

I – IV – stages of geological-morphology evolution of the region, described in the text



**Fig. 3. Permsko-triasowe zjawiska oraz formy krasowe, tektoniczne i denudacyjne na stanowisku Wietrznia**

**A** – schematyczna lokalizacja obiektów, literami **B–G** oznaczono obiekty na fotografiach. **B** – strefa zbrekcjowania (grupa I) w ścianie południowej środkowego wyrobiska; niepełny rozpad wapienia jest dokumentowany brakiem kontynuacji „żyłek” czerwonego (zrekrytalizowanego) wapienia. **C** – ta sama strefa zbrekcjowania (grupa I), obecność innego litologicznie i zwietrzałego fragmentu (o średnicy około 20 cm) dokumentuje przemieszczanie materiału. **D** – megabrekcja osuwiskowa (grupa I, po prawej) wypełniająca dolinę/lej krasowy w wapieniach dewońskich (po lewej). **E** – cienkoławicowe wapień i margle późno-permskie (grupa IV) wypełniające dolną część formy krasowej, zgniecione i przechylone w strefie uskoku reaktywowanej podczas mezozoicznych lub kenozoicznych ruchów tektonicznych. **F** – cienkopłytkowe piaskowce triasu dolnego (grupa VIII) wypełniające górną część prawdopodobnie tej samej formy krasowej. **G** – żyła klastyczna wypełniona piaskowcem triasu dolnego (grupa VIII)

**Permian-Triassic karst, tectonic and erosional phenomena and forms at the Wietrznia site**

**A** – schematic distribution of the objects, letters **B–G** mark the objects shown on the photographs. **B** – brecciation zone (group I) in the south face of the central quarry; incomplete disintegration of limestone is illustrated by discontinuous “veins” of red (recrystallized) limestone. **C** – the same brecciation zone (group I), the lithologically different and weathered fragment (ca 20 cm in diameter) proves transport of rock material. **D** – landslide megabreccia (group I, right side) filling the valley within Devonian limestones (left). **E** – thin-bedded Upper Permian limestone and marl (group IV) filling the lower part of the karst form, crumpled and tilted in the fault zone reactivated during the Mesozoic or Cenozoic tectonic movements. **F** – thin-bedded Lower Triassic sandstone (group VIII) filling the upper part of likely the same karst form. **G** – clastic vein filled with Lower Triassic sandstone (group VIII)

co sugerują Lamarche i in. (2003). Rozcięcie megabrekcji przez formy krasowe z pogranicza permu i triasu (patrz niżej) i zastępowanie jej spoiwa lokalnie przez grubokrystaliczny kalcyt, zapewne hydrotermalny (fig. 2 – etap II), wskazują na brak związku brekcji z młodszymi etapami tektonogenezy.

Opisane powyżej utwory (reprezentujące formy grupy I) wskazują na górska lub wyżynną, krasową rzeźbę otoczenia Wietrzni. Pierwsze z nich mogą sugerować również rozwój epigenetycznych procesów chemicznych, np. tworzenie się wtórnej pokrywy węglanowej typu *caliche* (strefa brekcjonowania jest wykształcona podobnie jak najniższa, „przejściowa” warstwa takich pokryw – por. Esteban, Klappa, 1983), a następnie szybką erozję w miarę zwiększania się gradientu wysokościowego terenu.

W Jaworzni najwcześniejszy etap krasowy – również permski (fig. 2 – etap I) – jest związany z kalcytową mineralizacją hydrotermalną, podczas której powstały kanały i owalne kawerny krasowe (fig. 4A). Ściany tych form są pokryte grubymi naskorupieniami palisadowych i radialnie ustawionych kryształów kalcytu typu „rózanki”, podczas gdy wewnętrzna część jednej z form jest wypełniona węglanowym materiałem detrytycznym (grupa III), drugiej zaś – sparytowanym wapieniem z domieszką materiału ilastego oraz ziarn kwarcowych (grupa IV; fig. 4B) (Urban, 2007).

Następny etap ewolucji geologiczno-morfologicznej obu stanowisk (fig. 2 – etap II) to prawdopodobnie okres sedymentacji osadów, które nie zachowały się do dzisiaj. Przesłanką ich obecności w kamieniołomie na Wietrzni jest brak śladów wietrzenia megabrekcji, która zapewne już w późnym permie była chroniona przed tym procesem przez, obecnie nieistniejący, nakład. Obecność analogicznych utworów w okolicach Jaworzni (na południe od badanego stanowiska) jest udowodniona przez udział fragmentów (otoczków) słabo zdiagenezowanych piaskowców, przypominających piaskowce późnocechsztyńskiej serii terygenicznego PZt (por. Kuleta, Rup, 1980; Kuleta, Fijałkowska, 1995; Kuleta, Zbroja, 2006) w zlepieńcach wypełniających wczesnotriasowe „wielkie soczewy” (grupa VI). Obecność tych utworów oznacza względne obniżenie obszaru, złagodzenie jego rzeźby i sedymentację w obrębie współczesnej wychodni trzonu paleozoicznego.

Najstarsze generacje krasowe, przecinające grubokrystaliczny kalcyt typu „rózanki”, są związane z początkami sedymentacji typu pstrego piaskowca, zawierają bowiem otoczki kwarcu (fig. 2 – etap III) (Urban, 2007). Są one reprezentowane przez sieć niezbyt dużych rurowatych lub szczelinowatych kanałów krasowych wypełnionych wapieniem sparytowanym mniej lub bardziej piaszczystym (grupa V; fig. 4A, C) oraz tzw. „wielkie soczewy” (grupa VI) – poziomo rozwinięte niskie i rozległe formy krasowe, wypełnione charakterystyczną sekwencją utworów (od dołu):

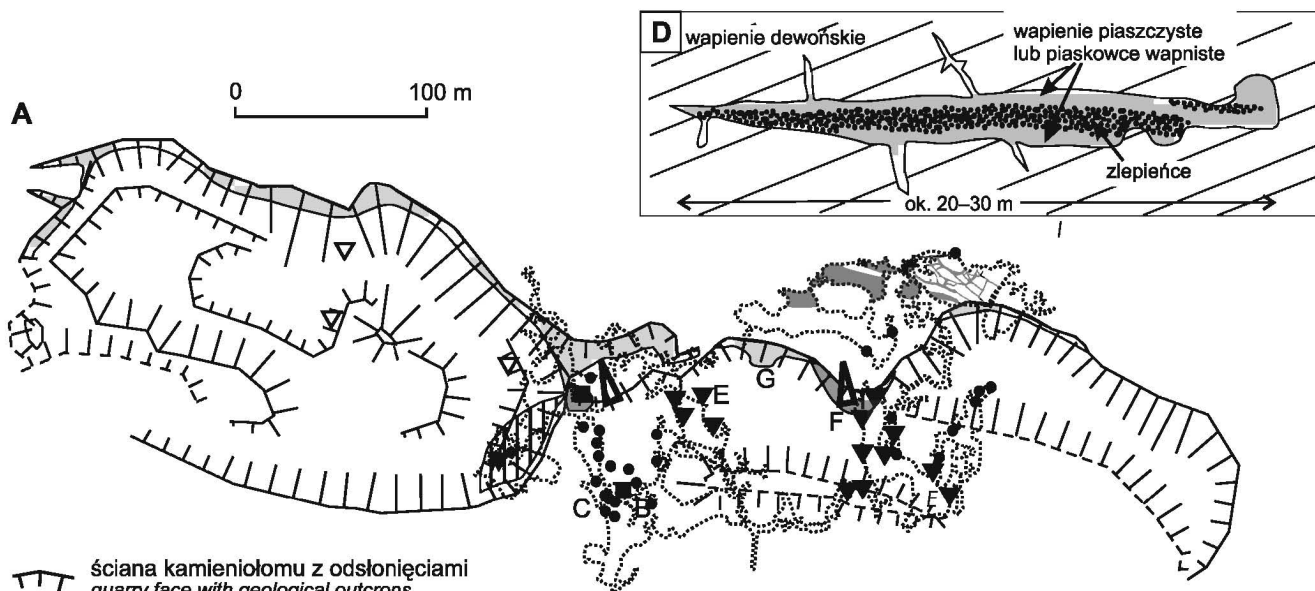
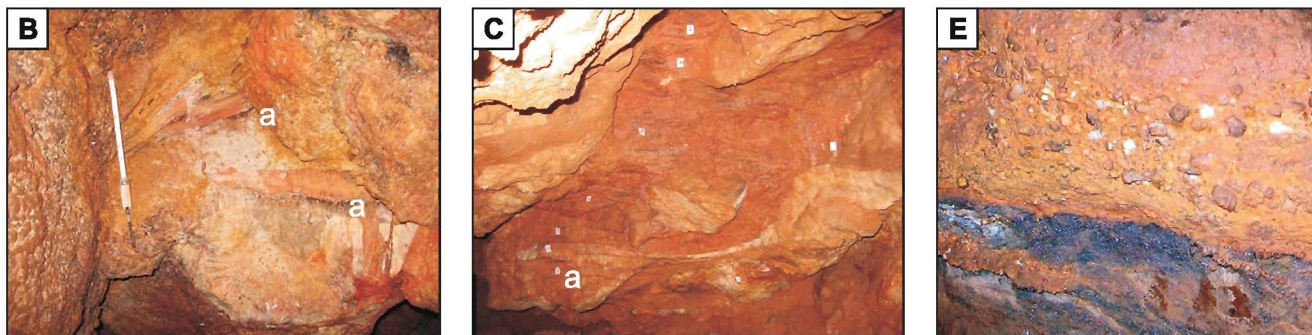
1) wapieni piaszczystych lub piaskowców wapienistych;

2) zlepieńców zbudowanych z otoczków piaskowców dolnopaleozoicznych, piaskowców typu cechsztyńskiej serii terygenicznego i kwarcu (fig. 4D, E);

3) piaskowców wapienistych, rzadziej wapieni piaszczystych (Kuleta, Urban, 1996).

Kształt i rozmieszczenie przestrzenne „wielkich soczew” odsłaniających się w ścianach pustek systemu jaskiniowego Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej oraz kamieniołomu w Jaworzni (fig. 4A) sugerują, że powstały one w strefie mieszania się wód słonych oraz słodkich i stanowią przekroje kanału podziemnej rzeki, rozwiniętego w wapiennym masywie nad brzegiem zbiornika morskiego (dyskusja tej hipotezy – Urban, 2007). Powstanie tych form należy wiązać z ingresją morską udokumentowaną sedymentologicznie przez Pieńkowskiego (1989) i potwierdzoną palinologicznie w griesbachu w Górach Świętokrzyskich przez Fijałkowską (1994).

Opisane wyżej formy krasowe grup V i VI (sieć kanałów krasowych oraz „wielkie soczewy”) dowodzą, że czynnikiem stymulującym rozwój krasu w trzonie paleozoicznym Gór Świętokrzyskich na początku triasu było zdecydowane odmłodzenie rzeźby związane z ruchami tektonicznymi (czego dowodem mogłaby być również zwiększona dostawa materiału na przedpolu trzonu paleozoicznego – Kowalczewski, Rup, 1989). Zakładając bowiem utworzenie się kanału „wielkich soczew” w wyniku mieszania się wód słodkich dopływających z łądu i słonych ze zbiornika morskiego, przyjąć należy, że kanał ten powstał w strefie halokliny, czyli mniej więcej na poziomie wód tego zbiornika, który sięgał północnego podnóża masywu wapiennego Jaworzni. Stroma krawędź tego masywu jest czytelna w budowie geologicznej obszaru Jaworzni (dokumentowana otworami wiertniczymi – Rubinowski, 1974b), zaś jej najwyższa część o charakterze kopalnego klifu odsłania się w kamieniołomie (fig. 4F, G) (Głazek, Romanek 1976; Kuleta, 1999). Przez Rubinowskiego krawędź ta interpretowana była jako uskok zrzucający północną część masywu i najpewniej jest takim uskokiem, lecz uruchomionym bezpośrednio przed rozwojem wczesnotriasowych form krasowych. Obecność kanału „wielkich soczew” dowodzi, że płaszczyna tego uskoku była jednocześnie morfologiczną powierzchnią stoku, bowiem kanał, w którym po regresji morza płynął wysokoenergetyczny ciek transportujący i osadzający żwiry (obecnie zlepieńce w sekwencji utworów „wielkich soczew”), musiał mieć otwarte ujście położone w dolnej części tego stoku, nieco powyżej bazy erozyjnej na przedpolu masywu (fig. 2 – etap III). Innym dowodem na istnienie tej powierzchni jako stoku są odsłonięcia w dużych salach północno-wschodniej części systemu Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej (fig. 4A), w których widoczna jest strefa grawitacyjnego rozbicia przystokowej części masywu oraz powierzchnia stoku pokryta wielkimi blokami wapiennymi. Minimalna wysokość stoku a jednocześnie wielkość zrzutu uskoku we wczesnym triasie mierzona jest odległością pionową „wielkich soczew” od górnej powierzchni masywu i wynosi 50 m. Nie wyklucza to faktu, że cały uskok mógł mieć większy zrzut, bowiem uruchomiony mógł być już wcześniej – podczas ruchów waryscyjskich – oraz później – np. podczas ruchów laramijskich.



- ściana kamieniołomu z odsłonięciami  
*quarry face with geological outcrops*
- inna skarpa wyrobiska  
*other scarp of the quarry*
- megabrekcja tektoniczna  
*tectonic megabreccia*
- kontur systemu Chelosiowej Jamy-Jaskinia Jaworznickiej  
*contours of Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka cave system*
- etapy I lub II – hydrotermalne formy krasowe wypełnione kalcytem i wapieniem (w systemie jaskiniowym)  
*stages I or II – hydrothermal karst forms filled with calcite and limestone (within the cave system)*
- etap III – sieć kanałów krasowych wypełnionych wapieniem piaszczystym (w systemie jaskiniowym)  
*stage III – karst conduits network filled with sandy limestone (within the cave system)*
- ▼ etap III – „wielkie soczewy”:  
*stage III – “large lenses”:*
- ▼ – odsłonięcia na powierzchni – *surface outcrops,*
- ▼ – odsłonięcie w systemie jaskiniowym – *outcrops within the cave*
- etap IV – brekcja, megabrekcja (w kamieniołomie i w jaskini)  
*stage IV – breccia and megabreccia (in the quarry and the cave)*
- etap IV – żyły klastyczne (odsłonięte w systemie jaskiniowym)  
*stage IV – clastic veins (outcropped within the cave system)*
- utwory pstrego piaskowca pokrywające wapienie dewońskie  
*Buntsandstein sediments overlying Devonian limestone*
- ▲ kierunek spadku paleostoku wapieni dewońskich  
*direction of Devonian limestone palaeoslope dipping*





**Fig. 4. Permsko-triasowe zjawiska oraz formy krasowe i denudacyjne w Jaworzni**

A – schematyczna lokalizacja obiektów (literami B, C, E, F, G zaznaczono obiekty pokazywane na fotografiach). B – forma krasu hydrotermalnego wieku permskiego (grupa IV) wypełniona gniazdami radialnych kryształów kalcytu różanki (owalne powierzchnie pokryte ostrosłupowymi końcówkami kryształów) oraz wapieniem chemicznym (warstewki w centralnej i dolnej części zdjęcia – „a”), długość taśmy – 30 cm. C – jeden z większych dolnotriasowych kanałów krasowych (wysokości około 1,5 m) wypełnionych wapieniem sparytowym (grupa V), w dolnej części przewarstwionym polewą kalcytową („a”) świadcząca o warunkach subaerycznych. D – schematyczny przekrój przez „wielką soczewę” (grupa VI, wg Urban, 2007). E – wypełnienie „wielkiej soczewy” (grupa VI): w dolnej części wapień piaszczysty lub piaskowiec wapnisty, wyżej zlepieniec o spoiwie kalcytowo-piaszczystym. F – gruboziarnista brekcja przykrywająca kopalny stok wapieni dewońskich (grupa VII). G – ilowce z wkładkami piaskowców formacji ze Szczukowic dolnego pstręgo piaskowca wypełniające kopalną dolinę lub lej (grupa VII)

#### Permian-Triassic karst and erosional phenomena and forms at the Jaworznia site

A – schematic distribution of objects (letters B, C, E, F, G mark the objects shown on the photographs). B – Permian hydrothermal karst forms (group IV) filled with bodies of radial crystals of “różanka” calcite (oval surfaces covered with pyramids of crystals’ endings) and chemical limestone (beds in the central and lower parts of the photograph – „a”), tape length – 30 cm. C – one of the largest Early Permian karst conduits (ca 1.5 m high) filled with sparite limestone (group V), in the lower part inserted with calcite flowstone („a”) evidencing subaerial environment. D – schematic cross-section of „large lens” (group VI, after Urban, 2007). E – sediments of „large lens” (group VI): sandy limestone or calcareous sandstone in the lower part, conglomerate cemented with sand-calcite material in the upper part. F – coarse-grained breccia covering paleoslope of Devonian limestones (group VII). G – claystone with sandstone inserts of the Lower Buntsandstein Szczukowice Formation, filling a paleovalley or a paleosinkhole (group VII)

←

Tektoniczne wyniesienie centralnej części trzonu paleozoicznego (i zrębów na jego przedpolu, bo pozostałości form i utworów zbliżonych do „wielkich soczew” rozpoznano też w zrębie Szczukowskich Gór) spowodowało więc zróżnicowanie wysokości terenu, a w efekcie rozwój w dewońskich skałach węglanowych krasowej sieci przepływów oraz usunięcie słabo jeszcze zdiagnozowanych osadów cechsztyńskich z obszaru wyniesionego.

Podczas gdy w Jaworzni kras związany z wczesnotriasowym odmłodzeniem rzeźby jest reprezentowany przez „wielkie soczewy” i sieć mniejszych kanałów (formy grup V i VI), na stanowisku Wietrznia etap rozwoju krasu na początku triasu jest widoczny w dużej formie, zapewne studni krasowej (w północnej ścianie kamieniołomów, fig. 3E), oraz szeregu mniejszych form. Formy te były wypełniane początkowo przez chemicznie precypitujący kalcyt (czyli sparytowy, cienkopłytkowy wapień) oraz czerwony margiel. Reprezentują więc w tej (dolnej) części grupę IV, czyli kras poprzedzający sedymentację pstręgo piaskowca (fig. 2 – etap III). Nie oznacza to jednak, że są to formy przedtriasowe, a jedynie – że sedymentacja pstręgo piaskowca rozpoczęła się tu później. W górę profilu utwory wypełniające zmieniają charakter, stając się najpierw marglisto-ilaste, w części najwyższej przechodząc w piaskowce (fig. 3F; arenity lityczne – Urban, 2007) litologicznie przypominające dolny piaskowiec pstry formacji ze Szczukowic (por. Kuleta, Zbroja, 2006). Tak więc stropowa część profilu kwalifikuje tę formę krasową do grupy VIII, czyli form zasypywanych już bezpośrednio osadami pstręgo piaskowca.

Pogrzebaniu masywu Wietrzni pod (niezachowanymi obecnie) osadami pstręgo piaskowca towarzyszyło tensyjne spękanie tektoniczne, bowiem takim samym piaskowcem (formacji ze Szczukowic) wypełnione są żyły klastyczne, które przecięły wapień (grupa VIII; fig. 2 – etap IV; 3G).

Podobne żyły klastyczne przecinają też masyw Jaworzni (Głazek, Roniewicz, 1976). Widoczne są one obecnie w północno-wschodniej części systemu Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej (fig. 4A). Żyły te są związane z grawitacyjnym rozpadem klifu oraz młodszą generacją ruchów tektonicznych, tnącą wypełnione już osadami „wielkie so-

czewy” (fig. 2 – etap IV). Najwyższą część masywu Jaworzni, zdeformowaną przez odkształcenia tektoniczno-grawitacyjne i rozcięta strukturami krasu powierzchniowego oraz formami erozyjnymi, przykrywają brekcje stokowe (fig. 4F) oraz jeziorne (nie morskie) utwory formacji ze Szczukowic (fig. 4G), w najwyższej części zaś – rzeczne piaskowce formacji z Zagnańska (Głazek, Romanek, 1976; Kuleta, 1999).

#### EWOLUCJA PALEOGEOGRAFICZNA REGIONU ZAPISANA W STANOWISKACH WIETRZNI I JAWORZNI

Sekwencja zjawisk krasowych, denudacyjnych i tektonicznych w dwu najciekawszych pod tym względem stanowiskach świętokrzyskich dobrze ilustruje ewolucję rzeźby i zdarzenia geologiczne w obrębie permsko-triasowego ładu świętokrzyskiego. Dokumentuje ona zmianę zespołu procesów kształtujących tę rzeźbę w permie – od erozji i korozji krasowej prowadzących do rozcinania terenu (fig. 2 – etap I), po lokalną sedymentację materiału drobnoklastycznego (fig. 2 – etap II). Pierwszy etap reprezentują zlepieniec i megabrekcja na stanowisku Wietrznia, natomiast drugi – materiał zlepieńców „wielkich soczew”. Taki charakter sedymentacji (stwierdzony również w kilku innych stanowiskach – Urban, 2007) sugeruje, że w tym etapie morfogenezy permski ład był niski i wypłaszczony.

Generacja krasowa w Jaworzni, wiązana z początkiem triasu, dokumentuje zdarzenie tektoniczne, które doprowadziło do odmłodzenia rzeźby (fig. 2 – etap III). Rozwój gęstej sieci krasowej, przepływ wysokoenergetycznych (transportujących żwiry) podziemnych rzek kanałami krasowymi na głębokości co najmniej 50 m pod powierzchnią masywu wapiennego oraz denudacja świeżo złożonych osadów (wtórnie deponowanych w tych kanałach) wskazują na znaczne deniwelacje terenu, które mogły powstać jedynie w wyniku ruchów tektonicznych. Świadectwem następnych, potomnych ruchów tektonicznych są żyły klastyczne występujące w Jaworzni i na Wietrzni (fig. 2 – etap IV). Wypełnienia żył klastycznych wskazują, że w czasie tych ru-

chów szczeliny były rozwierane i otwierane na powierzchni terenu. To potwierdza tensyjny charakter naprężeń w litosferze w tym okresie (por. Ziegler, 1990; Konon, 2004). Dokumentuje też otwieranie się szczelin znacznie płycej niż sugerowana przez Konona (2004 – konkluzje) głębokość 1–2 km. Rozbicie trzonu paleozoicznego na bloki uskokami zrzutowymi należy wiązać z rozwojem ryftu niecki śródpolskiej (por. Świdrowska i in., 2008).

„Wielkie soczewy” w Jaworzni mogą świadczyć w sposób istotny o zasięgu ingresji morskiej wczesnego triasu (por. Pieńkowski, 1989). Ingresja ta, związana z ogólnym podniesieniem poziomu oceanów (Weidlich, 2007), na terenie Polski objęła przede wszystkim tektonicznie obniżony obszar tego ryftu. Ślady jej zostały stwierdzone również w niemieckiej części basenu w formacji Bernburg griesbachu (Weidlich, 2007). Zakładając bardzo krótki okres trwania indu (nieco ponad 1 mln lat – Galfetti, 2007), w dolnej części którego należy lokować griesbach, można przyjąć za Pieńkowskim (1989), że ingresja ta wyznacza granicę cechsztyń–pstry piaskowiec i jest bardzo zbliżona do granicy perm–trias (por. Kuleta, Fijałkowska, 1995; Kuleta, Zbroja, 2006).

Wydaje się też, że na Wietrzni i w Jaworzni została dobrze udokumentowana tendencja zmian klimatycznych (związanych z kryzysem klimatycznym) na przełomie permu i triasu. Mimo utrzymywania się klimatu gorącego (a nawet dalszego jego ocieplenia) oraz zmniejszenia produkcji roślinnej (np. Retallack i in., 1996), rozwojowi krasu sprzyjały znaczny wzrost ilości dwutlenku węgla w atmosferze oraz ogólna intensyfikacja procesów wietrzeniowych (np.

Berner, 2002, 2006; Sheldon, 2006). Klimat ten zresztą w środkowej Europie przez większą część wczesnego triasu nie był skrajnie suchy i cechował się występowaniem pór deszczowych (Fijałkowska, 1994; Preto i in., 2010). Niska zawartość ciężkiego izotopu węgla w spoiwie utworów „wielkich soczew” ( $\delta^{13}\text{C}$ ) wynosząca od  $-10,82$  do  $-9,99\%$  (podobne wartości podają też Migaszewski i in., 1996: od  $-10,38$  do  $-9,89\%$ ), odmienna od permskich i wczesnotriasowych wód morskich (np. Payne i in., 2004) oraz świętokrzyskich kalcytów hydrotermalnych (Migaszewski i in., 1995, 1996) może wskazywać na obecność roślinności na obszarze infiltracji wód przepływających kanałami krasowymi (por. Dudziak, 1995).

Przejawem zmiany warunków klimatycznych na granicy permu i triasu jest gwałtowny rozwój systemów krasowych w obu omawianych stanowiskach pomimo odmiennej sytuacji paleogeograficznej: w Jaworzni – sieci kanałów krasowych grupy V i „wielkich soczew”, zaś na Wietrzni – formy grupy IV. Formy te w obu stanowiskach były wypełniane na początku osadami z dużym udziałem węglanów (wapień, wapień piaszczysty, margiel), które nie były typowe dla pstrego piaskowca.

Charakter i sposób zasypania młodszych generacji form krasowych, grawitacyjnych i tektonicznych w obu stanowiskach wskazuje, że powierzchnia północno-zachodniej i centralnej części trzonu paleozoicznego, pokrywana utworami pstrego piaskowca we wczesnym triasie, nie była zdenurowana i wypłaszczona, lecz cechowała się zróżnicowaniem hipsometrycznym i „młodą” rzeźbą (fig. 2 – etap IV).

## KRAS KENOZOICZNY

### PODSTAWOWE CECHY FORM KRASOWYCH I ICH OSADÓW

Obszar Gór Świętokrzyskich od początku kenozoiku był lądem i w tym czasie kilkakrotnie podlegał wznoszącym ruchom tektonicznym:

- na przełomie kredy i paleogenu podczas ruchów laramijskich, gdy wznoszony był wał śródpolski;
- na początku oligocenu, gdy powstawał wał metakarpacki;
- od wczesnego miocenu do środkowego plejstocenu – jako fleksuralne wypiętrzenie skorupy ziemskiej na przedpolu zapadliska przedkarpackiego (Głazek, Kutek, 1976; Jarosiński i in., 2009).

Kenozoiczne ruchy tektoniczne są dokumentowane deformacjami i osadami na obrzeżach regionu, zaś w jego obrębie – wcięciem dolin rzecznych (Łyczewska, 1971; Baraniecka, 1975; Mycielska-Dowgiałto, 1978; Lindner, 1986; Krysiak, 2000; Lindner i in., 2001; Piwocki i in., 2004).

Odślonięcie skał węglanowych w warunkach lądowych prowadziło oczywiście do rozwoju krasu podziemnego oraz powierzchniowego. W ramach prac badawczych zinventaryzowano 50 stanowisk krasu kenozoicznego w obrębie

trzonu paleozoicznego. Stanowiska te są reprezentowane przez systemy kanałów krasowych (np. nawierconych otworami wiertniczymi), pojedyncze jaskinie lub grupy przestrzennie skupionych jaskiń, a także pojedyncze kopalne (wypełnione osadami) formy krasowe lub częściej ich przestrzennie skupione (np. odślonięte w jednym wyrobisku) zespoły. Dotychczas w wapieniach dewońskich Gór Świętokrzyskich zarejestrowano około 80 jaskiń krasowych (z których 65 jest obecnie dostępnych) o łącznej długości około 7,2 km. Prawie wszystkie z nich powstały w stromatoporooidowo-koralowcowych wapieniach formacji z Kowali. Największym systemem jaskiniowym jest Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka o długości 3670 m i głębokości 61 m (w tym do zwierciadła wód podziemnych 54 m) w rozciętym kamieniołomami wzgórz w Jaworzni (tym samym, w którym znajdują się opisane wyżej formy krasu permsko-triasowego). Druga pod względem długości Jaskinia Pajęcza o długości 1183 m jest położona w tym samym masywie i należy do tego samego systemu kanałów krasowych. Siedem innych jaskiń regionu ma długości ponad 100 m (Urban, 1996; Kasza, Saganowski, 2006; Kasza, 2009). Pozostałe są krótsze, jednak prawie wszystkie stanowią fragmenty

dużych systemów kanałów krasowych pozbawione lub oczyszczone z osadów wypełniających te systemy. Zdecydowana większość jaskiń ma sztuczne otwory udostępnione dzięki eksploatacji kopalni skalnych (w kamieniołomach) lub kruszców (w dawnych kopalniach podziemnych). Stąd też 80% jaskiń znajduje się w obrębie czterech stanowisk, z których trzy to wzgórza rozcięte kamieniołomami: Kadzielnia (25 jaskiń), Wietrznia (7 jaskiń) oraz Jaworznia (12 jaskiń), czwarte zaś – to wzgórze Miedzianka (10 jaskiń) z licznymi wyrobiskami podziemnymi, z których część stanowią odcinki naturalnych kanałów krasowych (Urban, 1996).

Jaskinie świętokrzyskie mają w większości rozwinięcie poziome, aczkolwiek występują w nich odcinki pochyłe, studnie i kominy. Nie zaobserwowano jednak odcinków poziomych, które można by interpretować jako typowe formy rozwinięte na poziomie ustabilizowanego zwierciadła wód (*cave level* – Palmer, 1987, 2007). Spotyka się jednak charakterystyczne odcinki o przekroju dziurki od klucza (*key-hole conduits*), których związek z obniżającym się zwierciadłem wód jest sugerowany przez wielu autorów (np. Lauritzen, Lundberg, 2000). Stosunkowo często obserwuje się korytarze o przekrojach zwężających się ku dołowi (*Laughöhle* – Kempe i in., 1975), miejscami również kotły stropowe. W niektórych większych jaskiniach występują duże pustki pierwotnie krasowe a obecnie często zawaliskowe. Takie cechy morfologiczne pustek krasowych mogą być interpretowane jako kras rozwijający się w warunkach freatycznych, poniżej zwierciadła wód podziemnych (por. np. Lauritzen, Lundberg, 2000; Ford, Williams 2007; Palmer, 2007). Poziomy charakter jaskiń oraz systemów kanałów krasowych – analizowanych w otworach wiertniczych – pozwala przypuszczać, że powstawały one płytko poniżej zwierciadła wód i były z nim zazwyczaj związane, w konsekwencji zaś ich rozwój był warunkowany ewolucją morfologiczną terenu (Urban i in., 1997; Urban, Rzonca, 2009; Urban i in., 2011). Można je więc zaliczyć do systemów epigenicznych *sensu* Palmer (2007).

Praktycznie wszystkie jaskinie, z wyjątkiem systemu Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznińskiej sięgającej zwierciadła wód podziemnych, są obecnie położone w strefie wadycznej, stąd też są to formy reliktowe. Ich obecne położenie przestrzenne, brak związku ze współczesną rzeźbą (w tym brak naturalnych otworów) i siecią hydrologiczną wskazuje, że stanowią fragmenty systemów powstałych w innych warunkach hydrologicznych oraz morfologicznych, w neogenie, a może nawet w paleogenie (Urban i in., 1997).

Spośród około 500 form kenozoicznego krasu kopalnego zinwentaryzowanych w badanych stanowiskach (wyrobiskach i naturalnych odsłonięciach) połowę stanowią pionowe lub stromo nachylone szczeliny, 20% to poziome lub słabo nachylone kanały krasowe, zaś pozostałe to głównie leje i studnie krasowe. Z danych wiertniczych wynika, że niektóre leje krasowe osiągają znaczne rozmiary (np. Osika, Ekiertowa, 1958, Uberna, 1962). Szczeliny krasowe rozwijają się najczęściej wzdłuż płaszczyzn ciosowych lub usko-

ków, powszechnie też są odnawiane w kenozoiku starsze, permsko-triasowe formy krasowe.

Formy krasu kopalnego są wypełnione przede wszystkim osadami gliniastymi: iłami i iłami piaszczystymi, niekiedy z domieszką gruzu lub otoczków. Rzadziej spotyka się wypełnienia piaszczyste lub nieregularne soczewki piasków w wypełnieniach gliniastych, a także soczewki lub grubsze pakiety mułkowe (Urban, 2002).

#### STANOWISKA KRASU KENOZOICZNEGO W BADANIACH PALEOGEOGRAFICZNYCH I PALEOŚRODOWISKOWYCH

Znaczenie dwu świętokrzyskich stanowisk krasowych – Kozięgo Grzbietu i jaskini Raj – dla badań paleogeograficzno-środowiskowych czwartorzędu jest powszechnie znane. Badania fauny kopalnej leja krasowego na Kozim Grzbiecie doprowadziły do pierwszego wyłomu w tradycyjnym podziale okresów glacialnych plejstocenu na obszarze Polski. Obecnie Kozi Grzbiet jest stanowiskiem stratotypowym formacji interglacialnej o tej samej nazwie (Głazek i in., 1976, 1977; Kowalski, 1989; Lindner, Marciniak, 2008). W namulisku jaskini Raj zidentyfikowano natomiast 11 warstw z kopalną fauną oraz dwa poziomy z artefaktami archeologicznymi, które dokumentują zmiany klimatu w okresie interpleniglacialnym ostatniego zlodowacenia (Studies..., 1972; Rubinowski, 1974a). Trzecim stanowiskiem, które ze względu na wyniki badań fauny kopalnej może zyskać istotne znaczenie badawcze, jest Kadzielnia (Kowalski, 1958; Urban i in., 2011a, b).

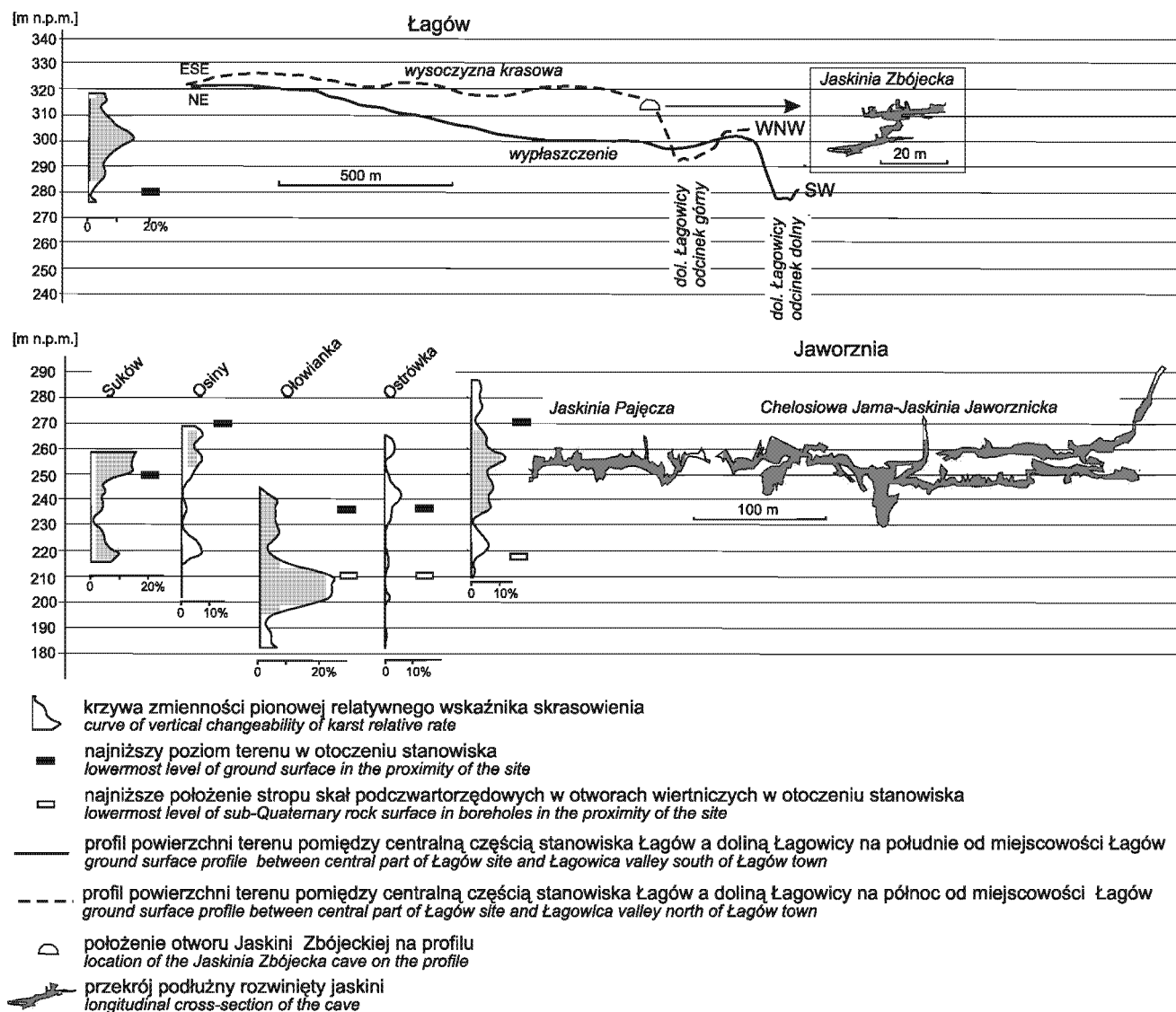
Badania innych stanowisk krasowych nie doprowadziły dotąd do odkrycia zespołów fauny kopalnej umożliwiającej tak szerokie interpretacje. Pozwoliły jednak zintensyfikować kierunki badań form krasowych, które mogą okazać się perspektywiczne do szerszych interpretacji paleogeograficznych i paleośrodowiskowych. Dwa z tych kierunków badawczych omówiono poniżej.

#### Analiza przestrzennego rozwoju systemów krasowych

Obserwacje w jaskiniach i odsłonięciach form krasu kopalnego, a przede wszystkim dane z otworów wiertniczych wykazują, że wśród kenozoicznych systemów kanałów krasowych (rozumianych podobnie jak *cave systems* Forda i Williamsa, 2007) rozwiniętych w skałach formacji wapieni i dolomitów stromatorowo-koralowcowych z Kowali można wyróżnić dwa typy (Urban, Rzonca, 2009):

- systemy wyraźnie skoncentrowane poziomo,
- systemy o szerokim pionowym rozprzestrzenieniu.

Przykładami stanowisk, w obrębie których występują poziome strefy koncentracji podziemnych form krasowych, są: Jaworznia, Łągów, Ołowianka, Suków i Ostrówka (fig. 1, 5). Koncentracje te są widoczne przede wszystkim na wykresach pionowej zmienności relatywnego wskaźnika skrasowienia, badanego w profilach otworów wiertniczych wykonanych



**Fig. 5. Wykresy pionowej zmienności wskaźników względnego skrasowienia w stanowiskach krasowych trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (wg Urban, Rzonca, 2009, zmodyfikowane)**

W przypadku stanowiska Łągów wykres został uzupełniony o dwa profile powierzchni terenu oraz przekrój podłużny Jaskini Zbójceckiej, w przypadku Jaworzni poziom skrasowienia zilustrowano przekrojami podłużnymi Jaskini Pajęczej i systemu Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka

Vertical curves of relative karst rate at the sites of the Paleozoic core of the Świętokrzyskie Mts.  
(after Urban, Rzonca, 2009, modified)

In the case of the Łągów site the graph is supplemented with two profiles of ground surface and a longitudinal cross-section of the Jaskinia Zbójcecka cave. In the case of the Jaworznia site the graph is supplemented with longitudinal cross-sections of the Jaskinia Pajęcza cave and the Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka cave system

w złożach wapieni (o takich samych nazwach jak nazwy stanowisk). Wskaźnik ten jest mierzony jako procentowy udział skrasowiałych odcinków rdzeni w sumarycznej długości rdzeni wiertniczych ze wszystkich otworów złoża w kolejnych interwałach wysokościowych (o jednakowej długości 2,5 m). Przy spełnieniu kilku warunków metodycznych, takich jak np. odpowiednia liczba i długość otworów wiertniczych oraz wystarczająca liczba form krasowych, maksima pionowych wykresów zmienności tego wskaźnika wyrażają poziomy koncentracji form krasowych (Urban, Rzonca, 2009).

W badanych stanowiskach koncentracje te mają pionowy zakres od kilku do kilkunastu metrów, wyjątkowo w Jaworzni – do 30 m (fig. 5). Sieć kanałów krasowych o horyzontalnym rozwinięciu na poziomie odpowiadającym maksymalnej wartości wykresu (250–260 m n.p.m.) jest dokumentowane przez system jaskiniowy Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej oraz Jaskinię Pajęczą (fig. 5). Z kolei w Łągowie bardzo wyraźne maksimum wykresu (295–305 m n.p.m.) koreluje się z wysokością dolnego piętra Jaskini Zbójceckiej i jest jednocześnie położone na poziomie rozległego wypłaszczenia

nia terenu leżącego ponad współczesną, głęboko wciętą doliną Łagowicy (fig. 5).

Mimo że w jaskiniach świętokrzyskich nie obserwowano kanałów krasowych typu *base level* (*sensu* Palmer, 1987), to obecność form typu *key-hole* (Lauritzen, Lundberg, 2000), m.in. w systemie Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej oraz w Jaskini Zbójeckiej w Łagowie, sugeruje, że okresowo rozwój tych systemów następował w strefie zwierciadła wód lub powyżej niej. Można też przyjąć założenie o izotropii ośrodka skalnego jakim są wapień i dolomity formacji z Kowali, czyli braku uwarunkowań litologicznych rozwoju krasu w tych skałach (Urban, Rzonca, 2009). Pozwala to sformułować tezę, że położenie zwierciadła wód – znaczone maksimami wykresów wskaźnika skrasowienia w Jaworzni, Łagowie oraz innych wspomnianych wyżej stanowiskach – jest warunkowane zewnętrznymi czynnikami morfologiczno-hydrologicznymi, czyli stabilizacją bazy erozyjnej.

Najwyższy poziom bazy erozyjnej został zarejestrowany w systemie krasowym Łagowa. Położony na wysokości około 300 m n.p.m., był on związany z wczesnym etapem rozwoju doliny Łagowicy. Okres ten mógł przypadać na etap stabilizacji poziomu morza w pobliskim basenie zapadliska przedkarpackiego w okresie badeńskiej lub sarmackiej transgresji. Morskie osady badenu występują 8 km na południe od Łagowa na wysokości 260 m n.p.m. (Walczowski, 1968), natomiast ślady wybrzeża morskiego – dalej na południowy wschód (Budy-Jurkowice) na wysokości 285 m n.p.m. (Radwański, 1973). Z kolei zgodnie z koncepcją Kowalskiego (2000), zakładającą względne obniżenie Doliny Kielecko-Łagowskiej w neogenie, poziom ten mógłby być fragmentem paleogeńskiej powierzchni zrównania.

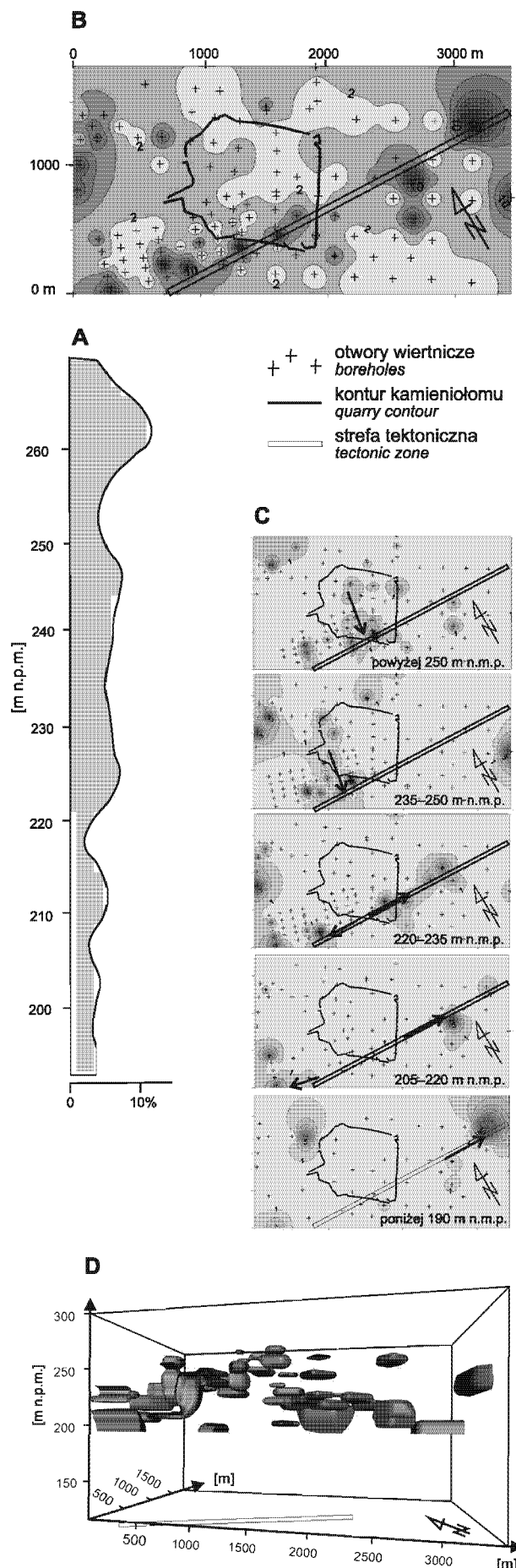
Poziom koncentracji form krasowych w Jaworzni osiąga maksimum na wysokości 255 m n.p.m., ale rozciąga się również w dół, nawet do 235 m n.p.m. Niższe wyraźne maksimum skrasowienia na tej krzywej występuje na wysokości 220 m n.p.m. Na podobnych wysokościach: 220 m n.p.m. i 250–260 m n.p.m. występują maksima krzywych skrasowienia w stanowiskach Suków oraz Osiny.

**Fig. 6. Pionowa, pozioma i przestrzenna zmienność skrasowienia w złożu Trzuskawica (wg Urban, Rzonca, 2009, zmodyfikowane)**

A – wykres pionowej zmienności względnego wskaźnika skrasowienia; B – mapa poziomej zmienności łącznej miąższości form krasowych w otworach wiertniczych (interwał izolinii miąższości – 2 m); C – mapy poziomej zmienności miąższości form krasowych w otworach wiertniczych w poszczególnych strefach wysokościowych (opis wysokości stref na mapkach); strzałkami zaznaczono główne kierunki nachylenia wiązek koncentracji form krasowych; D – blokdiagram prezentujący występowanie form krasowych w otworach

Vertical, horizontal and spatial differentiation of karst at the Trzuskawica site (after Urban, Rzonca, 2009, modified)

A – vertical curve of relative karst rate; B – map of horizontal differentiation of karst thickness in the boreholes (interval of thickness contour lines – 2 m); C – maps of horizontal differentiation of karst thickness in the boreholes in particular elevation zones (shown on the maps); arrows point principal trends of dip of karst forms' clusters; D – blockdiagram presenting the occurrence of karst forms in the boreholes



Poziomy te leżą powyżej maksymalnego wcięcia dolin w tej części regionu w podłożu podczwartorzędowe w plejstocenie (w okresie interglacjału mazowieckiego – Lindner i in., 2001). Zgodnie więc z przyjętą hipotezą znaczą one poziomy zahamowania erozji w dolinach rzecznych (stabilizacji bazy erozyjnej) w neogenie. Podobne położenie wysokościowe poziomów w Sukowie i Jaworzni może sugerować brak większych pionowych ruchów tektonicznych pomiędzy tymi stanowiskami (sugestia o takich powiązaniach pomiędzy tymi stanowiskami a leżącymi znacznie dalej na południe Osinami wydaje się mniej prawdopodobna).

Szczególnie interesujący jest przypadek położonych obok siebie, po przeciwnych stronach doliny Hutki i w tej samej jednostce tektonicznej (południowe skrzydło synkliny bolechowickiej), stanowisk Ołowianka i Ostrówka (fig. 5). To pierwsze złożo wapieni wykazuje znacznie większe skrasowienie (udział form krasowych w otworach wiertniczych wynosi 8,4%, Urban, Rzonca, 2009) niż złożo Ostrówka (udział form krasowych – 1,0%). Strefa intensywnego skrasowienia występuje w Ołowiance na poziomie 200–210 m n.p.m., podczas gdy jedyny poziom krasowy w Ostrówce pojawia się na wysokości 240 m n.p.m.. Wiarygodność wysokiego wskaźnika udziału form krasowych w Ołowiance potwierdzają opisy dużych jaskiń, które istniały w tym masywie przed jego rozcięciem kamieniołomem (por. Urban, 1996). Zdaniem J. Prażaka (inf. ustna) powodem różnicy skrasowienia może być intensywne strzaskanie tektoniczne masywu Ołowianki (co spowodowało m.in. jego żyłowe okruszczenie – por. Czarnocki, 1958; Rubinowski, 1971). Horyzont krasowy w tym stanowisku leży prawdopodobnie na poziomie najgłębszego wcięcia doliny Hutki (co sugerowane jest przez podobne najniższe położenie stropu skał podczwartorzędowych w otworach – fig. 5). Wskazuje to na pliocenijski wiek tego wcięcia, bowiem w czwartorzędzie kras rozwijał się w regionie świętokrzyskim na znacznie mniejszą skalę (patrz rozdz. Analiza cech piasków w wypełnieniach krasowych).

Odmienne prezentuje się wykres pionowej zmienności wskaźnika relatywnego skrasowienia w otworach wiertniczych złoża Trzuskawica (fig. 6). Jedynie w najwyższym odcinku tego wykresu rysuje się horyzontalna strefa koncentracji form krasowych, która sytuuje się na podobnych wysokościach (260 m n.p.m.) jak górny poziom w innych omawianych stanowiskach zachodniej części regionu. Natomiast w środkowym i dolnym odcinku o długości (wysokości) około 60 m wskaźnik skrasowienia osiąga słabo zróżnicowaną wartość 5–7%. Znaczna liczba otworów wiertniczych (nieco ponad 100) o podobnej głębokości, rozmieszczonych dość regularnie na obszarze o długości około 3 km i szerokości 1,5 km, pozwala w przypadku tego złoża na wykonanie przestrzennego modelu zmienności skrasowienia (fig. 6D; Urban, Rzonca, 2009). Analiza mapy zmienności skrasowienia złoża (fig. 6B) wykazuje, że formy krasowe koncentrują się wzdłuż lineamentu o kierunku E–W przebiegającego przez jego południową część. Najprawdopodobniej linia ta jest strefą nieciągłości tektonicznej (spękań, uskoków) rozcinającą słabo sfałdowane (w tej części synkliny bolechowic-

kiej) i mało zróżnicowane litologicznie wapienie formacji z Kowali. Wiązki form krasowych w górnej części masywu obniżają się w kierunku tej strefy, by niżej bieć wzdłuż niej w przeciwną stronę: na zachód oraz wschód (fig. 6C, D). Wykluczając więc mało prawdopodobne hipotezy o tektonicznym, blokowym przemodelowaniu masywu, paragenezie kanałów krasowych oraz znacznym przekształceniu systemu w plejstocenie (Urban, Rzonca, 2009), można przyjąć, że system kanałów krasowych Trzuskawicy rozwijał się w pobliżu działu wód, skupiając się wzdłuż strefy uskokowej i nie tworząc poziomych stref koncentracji. Powodem takiego kształtu systemu krasowego może być brak stabilizacji bazy erozyjnej w okresie jego rozwoju, czyli w miarę ciągły, wznoszący ruch tektoniczny masywu Trzuskawicy w stosunku do sąsiednich obszarów, w tym przede wszystkim w stosunku do bazy erozyjnej dolin odwadniających masyw od zachodu (dolina Bobrzy) i od południowego wschodu (dolina Czarnej Nidy i jej dopływu Chodczy) (fig. 1). Rozwój systemu kanałów krasowych w Trzuskawicy jest więc jeszcze jedną przesłanką sugerującą słuszność tezy Kowalskiego (2000) o wzajemnych ruchach blokowych w obrębie trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich w neogenie.

Powyższe przykłady wskazują, że rekonstrukcja przestrzenna systemów krasowych może dostarczyć interesujących informacji o ewolucji morfologicznej centralnej części regionu świętokrzyskiego w neogenie – okresie, który nie pozostawił na tym obszarze innych dobrych świadectw umożliwiających odtworzenie jego dziejów (takich jak np. profile osadów). Kształt systemów krasowych dokumentuje poziomy paleoprzepływów, czyli pozwala na odtworzenie etapów kształtowania rzeźby. Znacznie pełniejszą informację o ewolucji rzeźby centralnej części Gór Świętokrzyskich w neogenie może jednak przynieść porównanie danych z analizy systemów krasowych z wynikami szczegółowej analizy rzeźby podłoża podczwartorzędowego w regionie.

#### Analiza cech piasków w wypełnieniach krasowych

Oprócz szczegółowych badań w dwu najbardziej znanych stanowiskach krasowych regionu: Koziego Grzbietu i jaskini Raj, nie prowadzono wcześniej (do momentu prac autora) badań petrograficznych osadów wypełniających kenozoiczne formy krasowe. Dlatego też badania tych osadów musiały objąć pełen zakres obserwacji, nie koncentrując się na konkretnych cechach czy parametrach. Ich wyniki pozwoliły jednak na wytypowanie kierunków dalszych prac badawczych, które należałoby kontynuować. Takim perspektywnym kierunkiem są badania obtoczenia, kształtu i granulometrii ziarn frakcji piaszczystych tych osadów.

Piaski oraz osady zawierające znaczny udział frakcji piaszczystych są stosunkowo rzadkie wśród wypełnień kenozoicznych form krasowych w dewońskich skałach węglanowych Gór Świętokrzyskich. Jednak tam, gdzie one występują zaobserwowano dominację ziarn kwarcowych o określonych cechach morfologicznych, które pozwoliły na wyróżnienie kilku odrębnych ich populacji (fig. 7). Klasyfikację tę potwierdzają w przypadku kilku z tych populacji

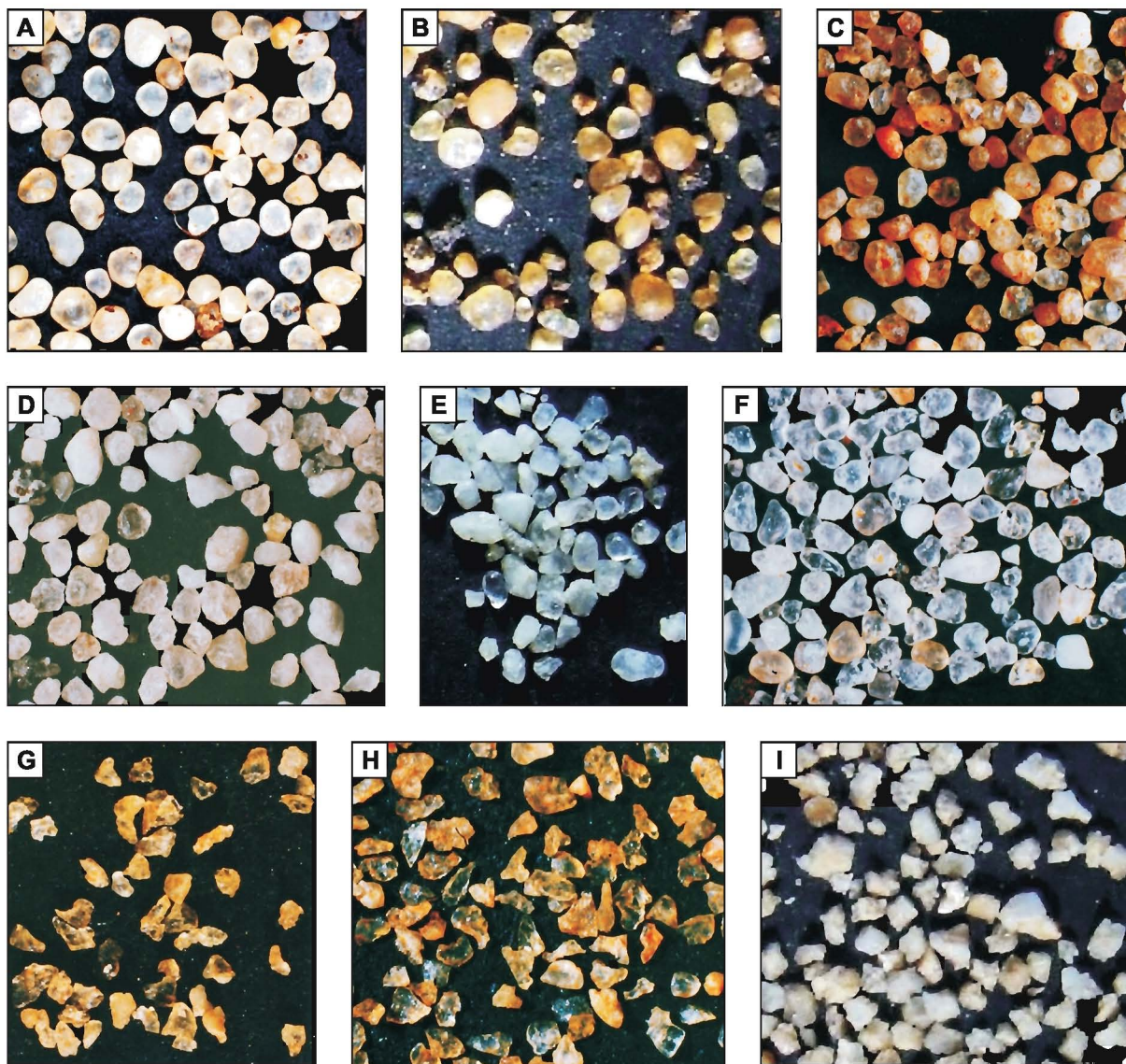
Tabela 1

**Minerały ciężkie w piaskach wypełnień kenozoicznych form krasowych trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich**  
Heavy minerals in sands of Cenozoic karst forms in the Paleozoic core of the Świętokrzyskie Mts.

Stanowisko	Skala		Laskowa-Małe Górci		Jaworznia-Góra Kopiczowa		Grabina		Kadzie- linia	Karwów	Czerw. Góra	Trzusk. -Osadn.	Trzuskawica i Kowala		Stopiec	Jurk. i Budy	Znacze- nie dia- gnozy- czne minerału
	I	III, IV (II)	II*	II*	II*	II	II*	I	II	III (IV)	II*	II III*	? (II)*	? (III)	V*	I (III, IV)*	
Dominujący (i poprzedni) typ ziarn piaszczystych	0,183	0,031	0,311	0,179	0,29	0,183	0,085	0,203	0,003	0,009	0,008	0,208	0,001	0,004	0,176	0,134	
Udział wagowy min. ciężkich **	34,0	48,5	9,0	34,0	4,4	17,0	13,1	55,3	40,9	40,6	19,5	5,0	68,9	39,7	44,0	4,9	
Min. przezroc. (% ilościowy)																	
Amfibole	0,4	0,4	0	0	0	0	0	0,6	0,9	0	0	0	3,2	0	3,6	0	Q
Andaluzyt	0,4	3,3	4,4	0	1,8	0	0	1,6	0	6,7	0	0	0	6,7	5,5	0	
Apatyt	3,5	3,7	1,9	1,5	10,5	7,1	0	6,5	0	6,7	4,8	7,0	13,1	1,0	0	0	T, Pz
Inne fosforany	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Biotyt	0	0,4	1,9	0	0	0	0	0,8	0	0	0	2,3	0	1,0	0	0	
Chloryty	0	3,7	3,8	0	0	2,7	1,2	0	10,3	1,0	30,2	4,7	6,5	6,7	1,8	0	Pz
Cyrkon	9,3	11,4	5,7	1,75	15,8	8,0	0	9,7	1,7	5,8	14,5	0	0	4,8	10,9	0	
Dysten	7,0	11,8	2,5	0	0	0,9	0	5,6	0,9	7,7	0	0	0	6,7	3,6	30,8	
Epidot	7,5	0	0	1,5	12,3	3,5	0	9,7	3,4	0	0	4,7	0	0	3,6	0	
Glaukonit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	Pz
Granaty	21,1	0,4	0	3,0	0	0	0	52,8	0	1,0	0	0	0	0	0	7,7	Q
Muskowit	36,8	40,5	64,8	69,30	35,2	61,8	91,5	3,7	66,5	52,8	26,5	60,49	34,7	50,1	52,8	0	
Pirokseny	0,4	0	0,6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,8	7,7	Q
Pistacyt	1,8	0,8	0	3,1	0	0	0	0,3	0	0	0	0	0	1,9	0	0	
Rutyl	3,5	4,9	2,5	4,6	14,0	11,5	6,1	3,7	5,1	3,8	12,0	16,11	26,1	6,7	1,8	53,8	
Staurolit	0	3,3	3,8	0	7,7	1,8	0	4,8	0	5,8	9,6	0	9,9	5,8	5,5	0	
Syllimanit	1,3	0,4	3,1	0	0	0	1,2	1,2	0	0	0	0	0	4,8	0	0	
Turmalin	7,0	13,4	3,1	3,5	10,5	2,7	0	7,5	0,9	8,7	2,4	4,7	9,7	3,8	9,1	0	
Węglały	0	1,6	1,9	0	0	0	0	0	4,3	0	0	0	3,2	0	0	0	

Q – minerały typowe dla osadów czwartorzędowych; Pz – minerały sugerujące pochodzenie materiału ze skał staropaleozoicznych; T – minerały sugerujące pochodzenie ze skał dońotriasowych;  
\* – próbki, w których liczba zliczonych przezroczytych nie przekroczyła 100; \*\* – w gramach na 10-gramową próbkę piasku

Q – minerals typical for Quaternary sediments; Pz – minerals suggesting origin of material from Lower Paleozoic rocks; T – minerals suggesting origin of material from Lower Triassic rocks;  
\* – samples in which the number of counted transparent mineral grains was less than 100; \*\* – grams in a 10-g sample



**Fig. 7.** Typy ziarn piasku w osadach wypełniających formy krasowe trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich

A – Grabina, górny odcinek profilu piasków wypełniających lej krasowy, ziarna typu I (frakcja 0,5–1 mm); B – Skała, górny fragment profilu osadów wypełniających duży lej krasowy, ziarna typu I (0,5–1 mm); C – Zelejowa, wypełnienie szczeliny krasowej, ziarna typu II (0,5–1 mm); D – Kadzielnia, ziarna typu II (0,5–1 mm); E – Łagów, wypełnienie studni krasowej, ziarna typu III z domieszką ziarn typu IV (0,5–1 mm); F – Skała, dolna część wypełnienia dużego leja krasowego, ziarna typu IV z domieszką ziarn typu III (0,5–1 mm); G i H – Trzuskawica, wypełnienie dużego leja w zachodniej ścianie kamieniołomu, ziarna typu V (0,25–0,5 mm); I – Korzecko, wypełnienie pionowej szczeliny krasowej, piasek dolomitowy (0,5–1 mm)

Types of sand grains in the sediments filling karst forms in the Paleozoic core of the Świętokrzyskie Mts.

A – Grabina site, upper part of the sequence filling a karst sinkhole grain type I (fraction 0.5–1 mm); B – Skała site, upper part of the sequence filling a large sinkhole grain type I (0.5–1 mm); C – Zelejowa site, a fill of karst fissure, grain type II (0.5–1 mm); D – Kadzielnia site, grain type II (0.5–1 mm); E – Łagów site, a fill of karst shaft, grain type III with admixture of type IV (0.5–1 mm); F – Skała site, lower part of the sequence filling a large sinkhole grain type IV with admixture of type III (0.5–1 mm); G and H – Trzuskawica site, a fill of sinkhole, grain type V (0.25–0.5 mm); I – Korzecko site, a fill of vertical karst fissure, dolomite sand (0.5–1 mm)

również badania minerałów ciężkich (tab. 1). Ponadto piaski, w których dominują niektóre populacje, wyróżniają się specyficznymi cechami uziarnienia (fig. 8).

W rezultacie tych obserwacji wyróżniono następujące typy ziarn kwarcowych:

**Typ I.** Ziarna frakcji średniej i grubej (0,25–1,0 mm), zazwyczaj okrągłe, dobrze obtoczone o powierzchniach często matowych (fig. 7A, B). Kształt i charakter powierzchni ziarn

wskazuje, że uległy one abrazji w trakcie transportu eolicznego, który jest najbardziej efektywny w procesie obtaczania ziarn piasku grubszych frakcji podczas saltacji lub wleczenia (np. Kuenen, 1960; Mycielska-Dowgiałło, Woronko, 1998; Woronko, 2001; Seppälä, 2004).

W seriach przedplejstoczeń otoczenia Gór Świętokrzyskich, np. Kotliny Sandomierskiej, Niziny Mazowieckiej, Wzniesień Południowomazowieckich, ziarna piasków frakcji



grubej i średniej są nieobtoczone lub słabo obtoczone. Obserwuje się jednak gwałtowny wzrost ich obtoczenia i zmatowienia w górnej części profilu, przy przejściu do serii plejstocenijskich (już poniżej osadów bezpośrednio glacialnych). Dobrze obtoczone ziarna pochodzenia eolicznego są dominującym składnikiem także w czwartorzędowych facjach nie związanych bezpośrednio z procesem transportu eolicznego, np. rzecznych lub lodowcowych (Kosmowska-Ceramowicz, 1966; Mycielska-Dowgiałło, 1978; Goździk i in., 2010; Woronko, Bujak, 2010). W Górach Świętokrzyskich dobrze obtoczone piaski środkowoplejstocenijskie zostały stwierdzone koło Chęcina (Radłowska, Mycielska-Dowgiałło, 1972), w studni krasowej na Kozim Grzbiecie (Głazek i in., 1976, 1977). Zmiana obtoczenia i zmatowienia ziarn była obserwowana też na pograniczu neogenu i czwartorzędu w profilach wypełnień lejów w wapieniach jurajskich w północnym obrzeżeniu regionu (Barcicki i in., 1991, 1996).

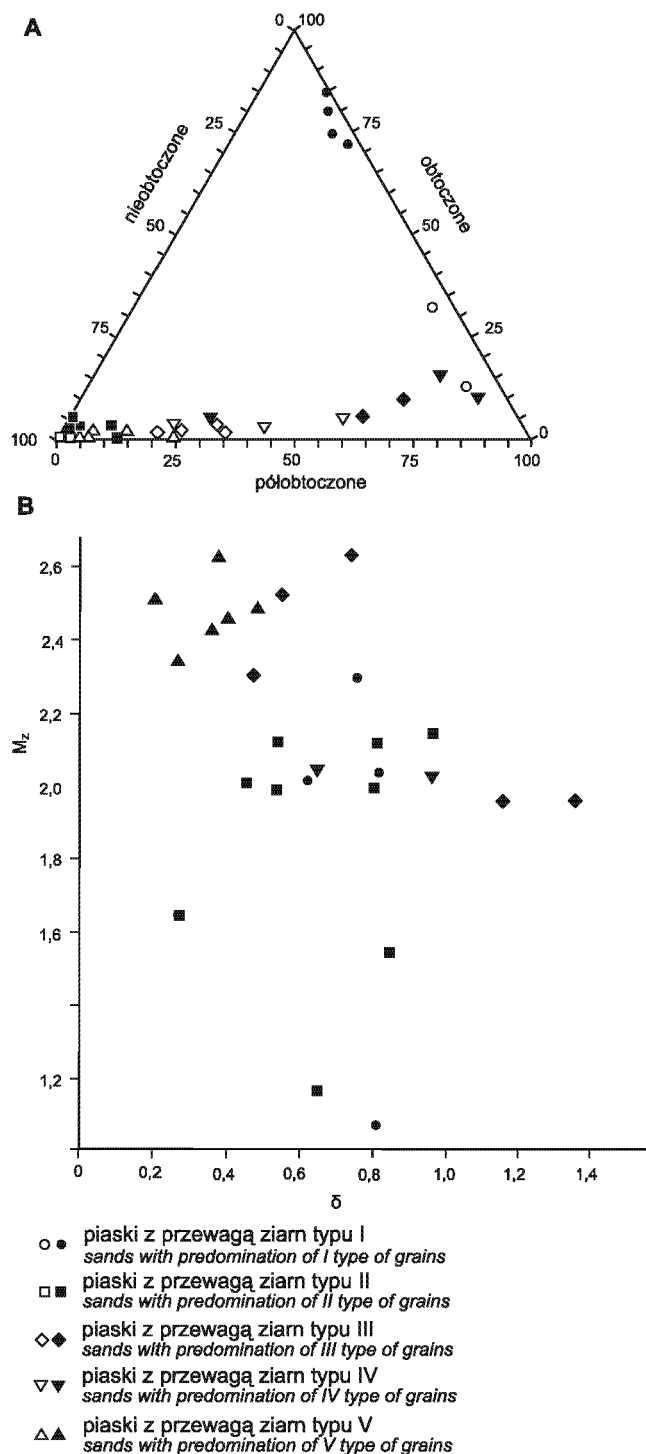
W składzie mineralnym piasków wypełnień krasowych z dominacją ziarn typowych dla abrazji eolicznej obserwuje się występowanie minerałów ciężkich nietrwałych chemicznie: granatów, amfiboli, a także piroksenów (tab. 1). Ich występowanie jest charakterystyczne dla osadów czwartorzędowych, choć niektóre z tych minerałów (np. granaty) pojawiają się już w seriach bezpośrednio preglacialnych (Mycielska-Dowgiałło, 1978; Goździk i in., 2010; Racinowski, 2010).

Podsumowaniem tych obserwacji jest wniosek, że wysoki stopień obtoczenia ziarn oraz obecność nietrwałych minerałów ciężkich we frakcji piaszczystej są cechami diagnostycznymi dla czwartorzędowych osadów wypełniających formy krasowe w regionie świętokrzyskim (Urban, Kicińska, 2001; Urban, 2006).

**Typ II.** Ziarna frakcji średniej i grubej, izometryczne, jednak o nierównych powierzchniach, na których występują ostre załamania (krawędzie, naroża) oddzielające mniej lub bardziej wyraźne odcinki spłaszczone i błyszczące bądź zespoły drobnych, równoległych do siebie płaszczyzn (fig. 7C, D).

Opisywane formy ziarn powstały w wyniku diagenetycznej regeneracji kwarcu (miejscami również korozji) na ich powierzchniach. Ziarna te pochodzą z utworów triasu dolnego, ściślej – dolnego pstręgo piaskowca, na co wskazują następujące cechy: 1) podobny stan rekrytalizacji kwarcu na powierzchniach ziarn w osadach pstręgo piaskowca; 2) podobna wielkość, kształt i zaokrąglenie, czyli pierwotne obtoczenie ziarn; 3) podobny skład frakcji psefitowej; 4) brak obtoczenia ziarn kwarcowych wskazujący na transport z pobliskich płatów pstręgo piaskowca i wielu wypełnień krasowych zawierających takie ziarna kwarcowe; 5) obecność fragmentów skał pstręgo piaskowca w niektórych osadach zawierających takie ziarna (opis petrograficzny skał pstręgo piaskowca – patrz. Kuleta, 1976, 1993; Kuleta, Rup, 1976; Barczuk, 1979; Kuleta, Zbroja, 2006).

Piaski wypełnień krasowych z ziarnami powszechnie noszącymi ślady regeneracji pochodzą z formacji pstręgo piaskowca z Zagnańska (por. Kuleta, Zbroja, 2006), na co może wskazywać sąsiedztwo występowania (Górno-Józefka) oraz wyłącznie piaszczysty charakter wypełnień krasowych



**Fig. 8. Obtoczenie i uziarnienie wybranych wypełnień kenozoicznych form krasowych trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich**

A – diagram obtoczenia ziarn frakcji 0,5–1 mm (symbole czarne) oraz frakcji 0,25–0,5 mm (symbole białe); B – wykres zależności średniej średnicy ( $M_z$ ) i współczynnika wysortowania ( $\delta$ ) piasków

Roundness and granulometry of selected sand fills of Cenozoic karst forms in the Paleozoic core of the Świętokrzyskie Mts.

A – diagram of grain roundness of fraction 0.5–1.0 mm (black symbols) and fraction 0.25–0.5 mm (white symbols); B – graph of mean grain size ( $M_z$ ) versus standard deviation ( $\delta$ ) of sands

(Grabina). W odróżnieniu od tych piasków, w ilasto-piaszczystych wypełnieniach stanowiących redeponowany materiał należący pierwotnie do niższej, łupkowo-piaskowcowo-zlepieńcowej formacji ze Szczukowic jedynie część ziarn ma powierzchnie zrekrystalizowane, część zaś – w zależności od frakcji – jest obtoczona (bardzo gruba frakcja psamitowa), półobtoczona (frakcje gruba i średnia) lub słabo obtoczona (frakcje drobne). Inaczej jednak niż w przypadku piasków eolicznych, maksimum obtoczenia przypada w tym wypadku na frakcje bardzo grube.

Osady piaszczyste, w których dominują ziarna pochodzące z pstrego piaskowca, charakteryzują się występowaniem przede wszystkim stabilnych minerałów ciężkich. Minerale te, takie jak: turmalin, cyrkon i rutil, dominują także wśród minerałów ciężkich piaskowców dolnotriasowych. W zespole tych minerałów występuje ponadto apatyt, zaś podrzędnie lub śladowo: granaty, staurolit, dysten, amfibole (por. Barczuk, 1979; Kuleta, Zbroja, 1980). Najbardziej charakterystycznym minerałem tego zespołu wydaje się apatyt, który pojawia się w – pierwotnie zwietrzelinowych, redeponowanych z pstrego piaskowca – osadach studni krasowej na Kozim Grzbiecie (Głazek i in., 1976, 1977), a także w pochodzących z pstrego piaskowca piaskach stanowisk opisywanych w ramach relacjonowanych tu badań (tab. 1).

**Typ III.** Zwykle słabo lub bardzo słabo obtoczone ziarna frakcji przeważnie średniej i grubej o wielościennym kształcie i ścianach wyciętych wzdłuż nieregularnych przełamów (fig. 7E, F). Zbudowane są one z mlecznego kwarcu, który wykazuje mniej lub bardziej wyraźną strukturę ziarnistą, stanowi więc przekrystalizowany i zsylikowany drobnoziarnisty piaskowiec lub mułowiec. Podobieństwo litologiczne do drobnoziarnistych odmian skał krzemionkowych dominujących w utworach dolnodewońskich i górnokambryjskich sugeruje lokalne pochodzenie ziarn, czego dowodem może być obecność w niektórych stanowiskach otoczków pochodzących z dolnopaleozoicznych piaskowców kwarcytowych. Wśród minerałów ciężkich tych piasków prawie wyłącznie występują minerały stabilne (tab. 1), co również potwierdza tezę o ich pochodzeniu z piaskowców dolnopaleozoicznych, choć trudno uznać to za cechę diagnostyczną. Piaskowce kambryjskie zawierają bowiem zespół stabilnych minerałów ciężkich, wzbogacony o glaukonit (w dolnej części profilu) i sporadycznie apatyt (por. Turnau-Morawska, 1955; Michniak, 1962). Efektem rozkładu materiału dolnodewońskich wkładek tufitowych może być chloryt.

**Typ IV.** Ziarna przeważnie frakcji średniej i grubej, szklistego lub lekko mlecznego kwarcu o kształtach izometrycznych lub lekko wydłużonych (dyskoidalnych, prostopadłościennych) i zróżnicowanym obtoczeniu – od słabo obtoczonych po półobtoczonych i obtoczonych (fig. 7E, F). Ściany słabiej obtoczonych ziarn wycięte są wzdłuż przypadkowych, muszlowych przełamów, co sugeruje brak bezpośredniego związku ze zwietrzelinami pstrego piaskowca (tzn. ziarna te nie powstały w wyniku obtoczenia ziarn typu II). Powierzchnie ziarn – nawet niezbyt dobrze obtoczonych – są jednak błyszczące, co różni je zdecydowanie od ziarn czwartorzędowych typu I.

Cechy opisywanej populacji ziarn kwarcowych pozwalają na jej ogólne odróżnienie od innych typów ziarn, są jednak zbyt mało charakterystyczne by ją precyzyjnie zdefiniować. Dlatego też ta populacja piasku może w rzeczywistości reprezentować materiał pochodzący z różnych źródeł. Ziarna półobtoczonych, błyszczących są charakterystyczne dla abrazji w strefie wybrzeża morskiego (plaży – por. Pettijohn i in., 1972; Mycielska-Dowgiałło, 1984; Mycielska-Dowgiałło, Woronko, 1998). Stosunkowo dobre obtoczenie ziarn notowane jest w utworach paleogeńskich i dolnoneogeńskich okolic Warszawy (Kosmowska-Ceramowicz, 1979). Znacznie słabiej obtoczone są ziarna serii preglacjalnych Mazowsza i Kotliny Sandomierskiej pochodzące najpewniej ze zwietrzelin skał świętokrzyskich (Kosmowska-Ceramowicz, 1966; Mycielska-Dowgiałło, 1978; Woronko, Bujak, 2010).

**Typ V.** Ziarna stanowiące połamane, ostrokrawędziste lub słabo obtoczone fragmenty przezroczystego, szklistego kwarcu frakcji średniej (0,25–0,5 mm, ta populacja piasków ogranicza się praktycznie jedynie do tej frakcji). Ziarna te mają kształt płytek (łusek), rzadziej nieregularnych czworokątów, słupków lub ostrosłupów. We wszystkich próbkach występują także ziarna kwarcu o bardzo nieregularnych kształtach, w tym formy rogalikowo wygięte. Ściany ziarn wycięte są wzdłuż muszlowych, płaskich, miejscami zadziorowatych przełamów. Ich krawędzie są ostre lub lekko zaokrąglone. Dla płaskich ziarn charakterystyczne są krawędzie o nierównych, łukowatych, niekiedy ząbkowanych konturach. Powierzchnie tych ziarn pokryte są wgłębieniami pozbawionymi zwykle ostrych krawędzi. Mają one szklisty lub tłusty połysk (fig. 7G, H).

Opisane wyżej ziarna nie stanowią zwietrzelin piaskowcowych skał regionu świętokrzyskiego, nie noszą bowiem śladów diagenetycznej regeneracji i korozji jak ziarna pochodzące z utworów dolnego triasu, zaś ich przezroczystość wyklucza pochodzenie z drobnotetrycznych skał krzemionkowych, takich jak dolnopaleozoiczne piaskowce lub mułowce kwarcytowe. Wyglądają one jak produkt mechanicznego pęknięcia czystego, niezwiędzłego kwarcu. O takich ziarnach nie wspominają publikacje dotyczące kenozoicznych serii lądowych (rzecznych) z otoczenia regionu świętokrzyskiego (por. Krysowska-Iwaskiewicz, 1966; Kosmowska-Ceramowicz, 1966, 1979; Mycielska-Dowgiałło, 1978; Goździk i in., 2010; Woronko, Bujak, 2010). Podobne ziarna kwarcu pojawiają się jednak w obrębie osadów morskiego badenu w zapadlisku przedkarpackim. W osadach tych ziarna zostały opisane w kilku stanowiskach na Śląsku, koło Krakowa i na przedpolu Gór Świętokrzyskich przez Alexandrowicza (1957), który przypisuje im pochodzenie wulkaniczne, pirogeniczne. Fragmenty kwarcu występują powszechnie, aczkolwiek w niewielkich ilościach (zwykle mniej niż 5%, maksymalnie 17%) w poziomach tufitowych w osadach zapadliska przedkarpackiego (Parachoniak, 1962; Kubica, 1992; Bukowski i in., 2010). Ziarna kwarcu o takich samych kształtach występują w dolnomiocenicznych tufitach osadów rowu Kleszczowa w środkowej Polsce (Lorenc, Zimmerle, 1993). Najbliższym punktem, w którym stwierdzono takie ziarna kwarcu w morskich utworach badenu są

Krzyżanowice koło Pińczowa (Alexandrowicz, Parachoniak, 1956).

Ziarna typu V pod względem rozmiaru mieszczą się w granicach uziarnienia materiału z Krzyżanowic i przypominają go brakiem obtoczenia, kształtem oraz przezroczystością. Podobna jest również orientacja optyczna słupkowych ziarn opisywanych przez S. Alexandrowicza (1957). Po sprowadzeniu wyników obserwacji orientacji optycznej słupkowych ziarn w mikroskopie polaryzacyjnym do zakresu 0–90°, krzywa obrazująca kąt pomiędzy wydłużeniem ziarn a ich krystaliczną osią optyczną osiąga wyraźne maksimum w przedziale 30–60° oraz mniejsze w przedziale 85–10°. Taka prawidłowość może być spowodowana specyfiką krystalizacji kwarcu, a następnie jego termicznym pękaniem po eksplozji wulkanu. Istnieją więc dość pewne przesłanki, że – podobnie jak sugerował to już S. Alexandrowicz (1957) – dla ziarn badeńskich, również ziarna kwarcu typu V mają pochodzenie pirogeniczne.

W obu badanych próbkach minerałów ciężkich z piasków z dominacją ziarn typu V stwierdzono wysoką zawartość andalazytu w stosunku do innych badanych piasków, w jednej zaś – obecność amfiboli i piroksenów (tab. 1).

Charakterystyczną cechą wszystkich badanych próbek piasków z dominacją ziarn typu V jest ich dobre wysortowanie. Piaski te w znacznej części reprezentują frakcję 0,125–0,25 mm (49,6%–88,8%). Ich średnia średnica ( $M_z$  – parametry wg Folk, Ward, 1957) przyjmuje wartości w przedziale 2,33–2,63, zaś wysortowanie ( $\sigma_1$ ) 0,23–0,49 (fig. 8). Tak dobre wysortowanie nie jest cechą typową dla pirogenicznego kwarcu w poziomach tufitowych miocenu (Alexandrowicz, 1957), co oznacza, że zostały one wysortowane w procesach wtórnego, lokalnego transportu. Rozkład uziarnienia jest prawie identyczny z podanymi przez Glenniego (1970) oraz Folka (1971) dla wydm pustynnych stref tropikalnych, ale brak wyraźnej abrazji sugeruje krótki transport eoliczny. Wskaźnik wysortowania mniejszy niż 0,3 i ujemny wskaźnik skośności obserwowany w większości próbek zdominowanych przez ziarna typu V może wskazywać na udział procesów plażowych w sortowaniu przed transportem eolicznym do rejonu lejów krasowych (por. Folk, 1971). Możliwe jest więc, że ważnym etapem sortowania, w którym odprowadzane był grubo ziarna, był transport w zawieszynie w przybrzeżnej strefie falowania.

Ciekawostką jest występowanie w pojedynczych kenozoicznych formach krasowych piasków dolomitowych (Korzecko na Rzepce, Laskowa – fig. 7I; 9) oraz śnieżnobiałych piasków wapiennych (Zgórsko). Proces spiaszczenia częściowej występuje w przypadku dolomitów, które zwykle mają strukturą sparytowaną, krystaliczną (por. Jakucs, 1977) niż wapieni, które zwykle muszą najpierw ulec rekryształizacji (por. Dżułyński, Rudnicki, 1986).

#### Interpretacje występowania różnych typów piasków w wypełnieniach form krasowych

Analiza występowania i rozmieszczenia geograficznego wypełnień form krasowych z udziałem frakcji piaszczystych

zdominowanych przez poszczególne, opisane wyżej typy ziarn, pozwoliła na sformułowanie kilku wniosków dotyczących paleogeografii i paleośrodowiska kenozoiku centralnej części Gór Świętokrzyskich.

Piaski zawierające matowe i dobrze obtoczone ziarna kwarcu (typ I) zostały znalezione jedynie w kilku formach krasowych rozrzuconych w różnych częściach regionu, w tym w osadach niektórych jaskiń (Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka, fig. 9). W przypadku kopalnych form krasowych piaski te występują w niewielkich szczelinach lub studniach (np. stanowisko Budy-Jurkowice, fig. 9), bądź też w najwyższych częściach lejów krasowych, ponad innymi piaskami lub osadami gliniastymi (Skała, Zgórsko). Tak rzadkie występowanie wypełnień czwartorzędowych wskazuje, że krasowa rzeźba wychodni węglanowych skał dewońskich w Górach Świętokrzyskich powstała przede wszystkim w neogenie, zaś jej przemodelowanie w czwartorzędzie było ograniczone (aczkolwiek procesy przemiany systemów krasowych przez wody glacialne mogły mieć znaczenie dla ich odpreparowania i oczyszczenia z osadów – Urban, 2002; Urban, Rzonca, 2009).

Piaski i gliny piaszczyste, w których przeważają ziarna typu II, mają często czerwone lub brązowoczerwone zabarwienie, podobne do utworów pstrego piaskowca, z których pochodzą i nawet były opisywane jako „kras permsko-triasowy” (np. Kotański, 1959). Miejscami jednak piaski zbudowane głównie z ziarn typu II mają zabarwienie białe, które – zdaniem Liszkowskiego (1996) – może wskazywać na paleogeński lub wczesnomiocenijski wiek wietrzenia, transportu oraz sedymentacji. Osady, w których dominują ziarna piaszczyste typu II zdecydowanie przeważają w północno-zachodniej części wychodni trzonu paleozoicznego, na zachód od linii Górno-Sitkówka (fig. 9). Można sądzić, że linia ta określa minimalny pierwotny zasięg pokrywy klastycznych utworów triasu dolnego na terenie trzonu paleozoicznego.

Na obszarze na wschód od linii Chęciny-Sitkówka-Górno występują piaski, w których składzie pojawiają się ziarna różnych typów. Najbardziej charakterystyczne są piaski zdominowane przez ziarna pirogeniczne (typu V), które wypełniają pojedyncze leje w kamieniołomach Truskawica, Truskawica-Kowala oraz studnię krasową w Słopcu (fig. 9). Kwarc pirogeniczny, przynoszony na teren Gór Świętokrzyskich w stosunkowo małej ilości, mógł stać się istotnym (rozpoznawalnym) składnikiem osadów, akumulowanym w formach krasowych w warunkach małej dostawy innego materiału piaszczystego, a więc: 1) słabej dezintegracji piaskowcowych skał regionu (czyli niewielkich możliwości erozyjnych) oraz 2) krótkiego eolicznego transportu, jak również 3) bliskości wybrzeża morskiego (te ostatnie dwa założenia wynikają z analizy uziarnienia piasków – patrz wyżej). Takie warunki sugerują, że osady te mogły być akumulowane w lejach krasowych w okresie badenu lub sarmatu, gdy leje te znalazły się w strefie nieodległej od wybrzeża morskiego, na terenie o wysokiej bazie erozyjnej (podpartej przez poziom wód tego morza). W badenie panował jednocześnie stosunkowo suchy klimat (VII faza klimatyczna

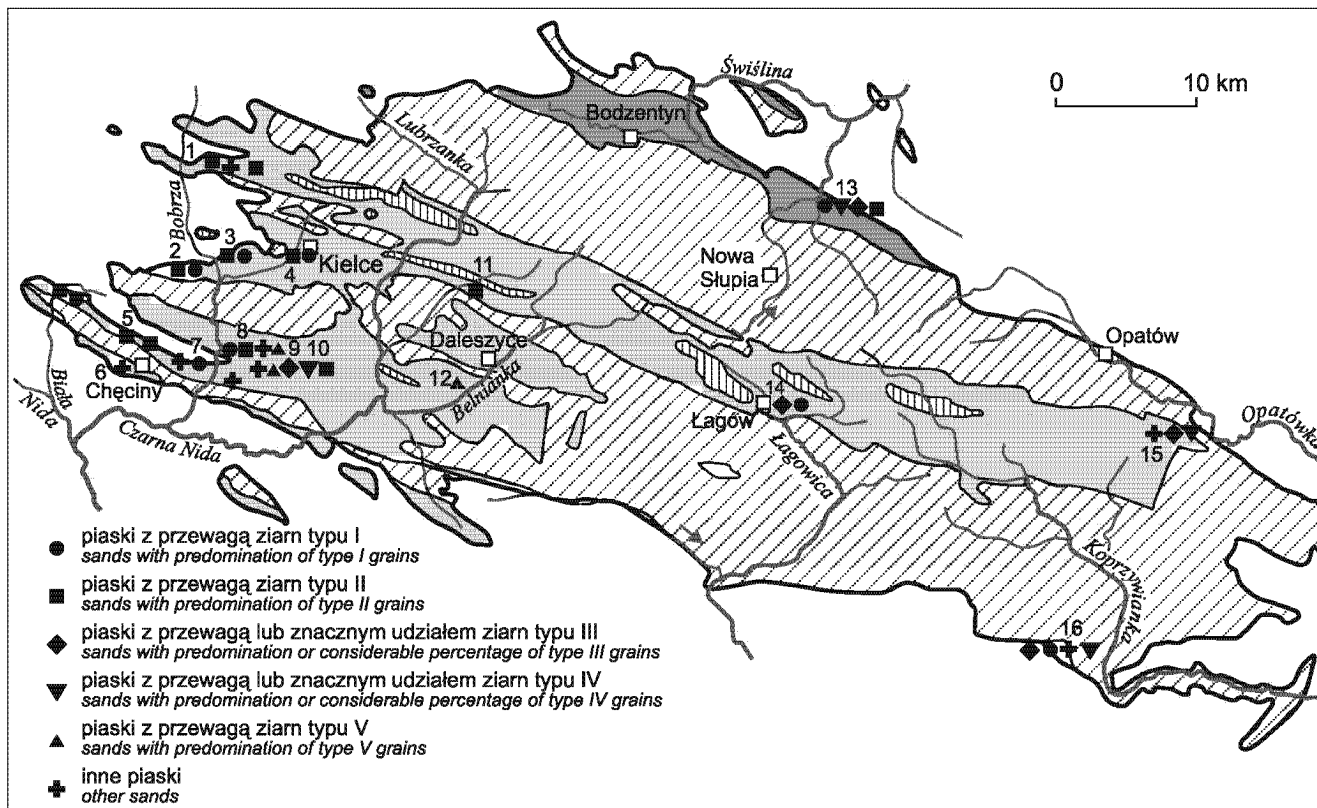


Fig. 9. Zróżnicowanie piasków występujących w kenozoicznych formach krasowych trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich

Lokalizacja stanowisk wymienionych w tekście: 1 – Laskowa, 2 – Jaworznia (Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka), 3 – Grabina, 4 – Kadzielnia, 5 – Zelejowa, 6 – Korzecko, 7 – Zgórsko, 8 – Osadniki, 9 – Trzuskawica-Kowala, 10 – Trzuskawica, 11 – Górnio-Józefka, 12 – Słopiec, 13 – Skała, 14 – Łagów, 15 – Karwów, 16 – Budy-Jurkowice

Differentiation of sands from the Cenozoic karst forms in the Paleozoic core of the Świętokrzyskie Mts.

Sites mentioned in the text are numbered and named – see above

neogenu – Ważyńska, 1998) warunkujący ubogą pokrywą roślinną, co przekłada się na możliwość transportu eolicznego. Na baden i sarmat przypada też druga i trzecia faza neogeńskiego kwaśnego wulkanizmu w Karpatach wewnętrznych (Machek i in., 1990), którego efektem mogła być produkcja kwarcu pirogenicznego (np. w badenie dacyty formacji rohorskiej, w sarmacie porfiry kompleksu Baniska).

W formach krasowych położonych bezpośrednio na wschód od Chęciny, w kamieniołomie Trzuskawica oraz dawnych łomach w jego okolicy (stanowisko Trzuskawica-Osadniki) występują też piaski oraz piaski ze żwirem zbudowane z ziarn i otoczek piaskowców pochodzących z utworów dolnego triasu (typ II) oraz dolnego paleozoiku (typ III; fig. 9). Otoczki piaskowców dolnopaleozoicznych w stanowisku Trzuskawica-Osadniki osiągają znaczne rozmiary (do 20 cm), co świadczy o wysokiej energii rzek transportujących je z odległych o kilka kilometrów na południowy wschód wschodni tych skał. Taki skład ziarnowy osadów wskazuje, że wypełnienie tych form krasowych nastąpiło w warunkach wyraźnych różnic hipsometrycznych, gdy obszar ten miał relief wyżynny lub nawet górski, a więc w innej sytuacji paleogeograficznej niż wypełnienie form piaskami o pochodzeniu pirogenicznym. Ziarna pochodzące z piaskowców

paleozoicznych (typ III) stanowią jednak też domieszki w piaskach zdominowanych przez ziarna pirogeniczne w stanowisku Trzuskawica-Kowala, co sugeruje, że obszar wschodni tych skał pełnił również wówczas podrzędną rolę alimentacyjną. We wschodniej części regionu świętokrzyskiego wkładki piaszczyste w wypełnieniach krasowych były stosunkowo często spotykane (Bobrowski, 1939; Uberna, 1962), lecz w okresie badań prowadzonych przez autora, wypełnienia piaszczyste odsłaniały się w czterech stanowiskach: Skała, Łagów, Karwów i Budy-Jurkowice (fig. 9). Piaski tych wypełnień są zbudowane z mieszaniny ziarn, wśród których można wyróżnić ziarna i niekiedy otoczki (Karwów) pochodzące z piaskowców dolnopaleozoicznych (typ III) oraz ziarna błyszczące półobtoczone, rzadziej obtoczone (typ IV). Ziarna typu IV mogą być dowodem na obecność morza na tym terenie w okresie maksymalnego zasięgu zbiornika morskiego w badenie-sarmacie, ewentualnie w eocenie (to pierwsze jest bardzo prawdopodobne w przypadku Karwowa sąsiadującego z badeńską zatoką opatowską). Możliwe mogło być również wywiewanie ziarn plażowych i przenoszenie w głąb łądu w czasie istnienia jednego lub obu zbiorników morskich (Łagów, Skały).

## PODSUMOWANIE

Przedstawione powyżej trzy kierunki badawcze charakteryzują możliwości wykorzystania wyników badań krasu kopalnego i reliktoowego, rozwiniętego w dewońskich skałach trzonu paleozoicznego, do interpretacji paleogeograficznych i paleośrodowiskowych omawianego regionu Gór Świętokrzyskich. Pierwszy zaprezentowany kierunek badań – analiza form krasu oraz innych form denudacyjnych perm-skotriasowego okresu lądowego w dwu najciekawszych stanowiskach – dokumentuje etap starzenia się rzeźby w późnym permie oraz jej radykalne odmłodzenie w wyniku ruchów tektonicznych na przełomie permu i triasu (na początku triasu). Analiza ta pozwoliła też na odtworzenie zdarzeń poprzedzających pogrzebanie północno-zachodniej części trzonu paleozoicznych osadami we wczesnym triasie.

Dwa następnie scharakteryzowane kierunki badań dotyczą kenozoicznego okresu lądowego w historii Gór Świętokrzyskich. Analiza przestrzenna systemów kanałów krasowych dokumentuje etapy stabilizacji bazy erozyjnej w kenozoicznej ewolucji rzeźby regionu. Pozwala też na stwierdzenie, że w poszczególnych częściach regionu ta ewolucja przebiegała w różny sposób. Najstarszy taki etap, związany prawdopodobnie z badeńską transgresją w zapadlisku przedkarpackim, został zapisany na wysokości 300 m n.p.m. w rejonie Łągowa, niższe – na wysokościach 250–260 m n.p.m. oraz 210–220 m n.p.m. – w kilku stanowiskach zachodniej części regionu. Interpretacja tych poziomów będzie znacznie pełniejsza, gdy możliwe będzie porównanie ich położenia z wynikami szczegółowej rekonstrukcji topograficznej podłoża podczwartorzędowego.

W rezultacie badań osadów piaszczystych w wypełnieniach kenozoicznych form krasowych wyróżniono kilka grup genetycznych tych osadów. W konsekwencji możliwe

było wskazanie linii Górnio–Sitkówka–Chęciny jako granicy minimalnego zasięgu pokrywy osadów pstrego piaskowca na obszarze obecnej wychodni trzonu paleozoicznego, które były utworami alimentacyjnymi dla jednego z typów piasków. Możliwa była również rekonstrukcja niektórych kierunków transportu materiałów zwietrzelinowych. Udokumentowano zróżnicowanie rzeźby obszaru w neogenie – od rzeźby wyżynnej lub nawet górskiej po krajobraz nizinny. Identyfikacja czwartorzędowego materiału w wypełnieniach krasowych pozwoliła na potwierdzenie neogeńskiego wieku rzeźby krasowej Gór Świętokrzyskich i niewielkiego zakresu jej zmian w czwartorzędzie.

Najciekawszym aspektem analizy osadów piaszczystych jest odkrycie ziarn pirogeniczných w tych osadach. Dalsze szczegółowe badania sekwencji osadów piaszczystych z tymi ziarnami w wypełnieniach mogą umożliwić rekonstrukcję warunków ich gromadzenia się w formach krasowych i, w konsekwencji, środowiska ich transportu. Badania petrograficzne kwarców pirogeniczných i towarzyszących im minerałów mogą natomiast doprowadzić do identyfikacji miejsca ich pochodzenia oraz momentu ich powstania.

Bardzo interesujące powinny być także wyniki badań mikrostruktur powierzchni ziarn kwarcowych, zarówno pirogeniczných, jak i innych. Zweryfikują one hipotezy o genezie poszczególnych typów ziarn oraz umożliwią rekonstrukcję warunków ich sedymentacji.

*Artykuł referuje wyniki badań wykonanych w znacznej części w latach 1998–2000 w ramach grantu promotorskiego Komitetu Badań Naukowych nr 0657/PO4/98/14, realizowanego pod kierunkiem śp. prof. Jerzego Głazka.*

## LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S., 1957 — Piroklastyczne kwarcie w tortonie okolic Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, **115**: 27–61.
- ALEXANDROWICZ S., PARACHONIAK W., 1956 — Tufity mioceńskie w okolicach Pińczowa nad Nidą. *Acta Geol. Pol.*, **6**, 3: 301–325.
- ALEXANDROWICZ Z., 2006 — Framework of European geosites in Poland. *Nature Conserv.*, **62**: 63–87.
- BARANIECKA M.D., 1975 — Zależność wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niżu Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **288**: 5–97.
- BARCICKI M., CICHOSZ-KOSTECKA A., GOŹDZIK J., MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., PRÓSZYŃSKA-BARDAS H., 1991 — Wiek i geneza osadów leja krasowego w Mirówku w świetle badań sedymentologicznych. *W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych* (red. A. Kostrzewski), **1**: 23–34. Wydaw. Nauk. UAM, Poznań.
- BARCICKI M., CICHOSZ-KOSTECKA A., KWAPISZ B., MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., SKAWIŃSKA-WIESER K., 1996 — Rozwój leja krasowego w Maziarzach koło Iłży w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. *W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych* (red. A. Kostrzewski), **2**: 25–38. Wydaw. Nauk. UAM, Poznań.
- BARCZUK A., 1979 — Studium petrograficzne utworów pstrego piaskowca w północno-wschodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Archiw. Miner.*, **35**, 2: 87–155.
- BELKA Z., SKOMPSKI S., 1978 — Zgórsko quarry. *W: Symp. on Central European Permian. Guide of Excursions, Part 2: Zechstein of the Holy Cross Mts.* (red. T.S. Piątkowski, K. Wagner): 74–80. Inst. Geol., Warszawa.
- BERNER R.A., 2002 — Examination of hypotheses for the Permian-Triassic boundary extinction by carbon cycle modeling. *Proc. of Nat. Acad. of Sciences*, **99**: 4172–4177.
- BERNER R.A., 2006 — GEOCARBSULF: a combined model for Phanerozoic atmospheric O<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub>. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **70**: 5653–5664.
- BOBROWSKI W., 1939 — Badania glin na obszarze świętokrzyskim wykonane w 1938 r. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **15**: 85–102.

- BUKOWSKI K., DE LEEUW A., GONERA M., KUIPER K.F., KRZYWIEC P., PERYT D., 2010 — Badenian tuffite levels within the Carpathian orogenic front (Gdów–Bochnia area, southern Poland): radioisotopic dating and stratigraphic position. *Geol. Quart.*, **54**, 4: 449–464.
- CYREK K., SOCHA P., STEFANIAK K., MADEYSKA T., MIROSLAW-GRABOWSKA J., SUDOŁ M., CZYZEWSKI Ł., 2010 — Palaeolithic of Biśnik Cave (Southern Poland) within the environmental background. *Quatern. Intern.*, **220**, 1/2: 5–30.
- CZARNOCKI J., 1958 — Marmury świętokrzyskie. W: Surowce mineralne w Górach Świętokrzyskich. Surowce skalne. *Pr. Inst. Geol.* **21**, 3: 100–116.
- DUDZIAK A., 1995 —  $^{13}\text{CO}_2/^{12}\text{CO}_2$  pedosfery. *Prz. Geol.*, **43**, 12: 1023–1026.
- DŻUŁYŃSKI S., RUDNICKI J., 1986 — Karst corrosion features of disaggregated limestones controlled by diffusion bands. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **56**: 109–115.
- ESTEBAN M., KLAPPA C. F., 1983 — Subaerial exposure environment. W: Carbonate depositional environments (red. P.A. Scholle i in.). Amer. Assoc. of Petrol. Geol., **33**: 1–55.
- FIJAŁKOWSKA A., 1994 — Palynostratigraphy of the Lower and Middle Buntsandstein in north-western part of the Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, **38**, 1: 59–96.
- FOLK R.L., 1971 — Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson desert, Northern Territory, Australia, 1. *Sedimentology*, **16**: 5–54.
- FOLK R.L., WARD W.C., 1957 — Brazo river bar, a study in the significance of grain parameter. *J. Sediment. Petrol.*, **27**: 3–26.
- FORD D., WILLIAMS P., 2007 — Karst geomorphology and Hydrology. Wiley & Sons, Chichester.
- GALFETTI T., BUCHER H., OVTCHAROVA M., SCHALKTEGGER U., BRAYARD A., BRÜHWILER T., GOUEMANT N., WEISSERT H., HOCHULI P.A., CORDEY F., GOUDUM K., 2007 — Timing of the Early Triassic carbon cycle perturbations inferred from new U-Pb ages and ammonoid biochronozones. *Earth and Planet. Sci. Letters*, **258**: 593–604.
- GLENNIE K. W., 1970 — Desert sedimentary environments. Development in Sediment., 14. Elsevier, Amsterdam–London–New York.
- GLĄZEK J., 1973 — Znaczenie zjawisk krasowych dla rekonstrukcji paleogeograficznych i paleotektonicznych. *Prz. Geol.*, **21**, 10: 517–523.
- GLĄZEK J., 1989 — Paleokarst of Poland. W: Paleokarst: a systematic and regional review (red. P. Bosak i in.): 77–105. Elsevier, Amsterdam–New York.
- GLĄZEK J., KUTEK J., 1976 — Postwaryscyjski rozwój tektoniczny obszaru świętokrzyskiego. W: Przew. 48 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Starachowice, 24–26.09. 1976 (red. W. Pożaryski, J. Głazek): 14–51. Wyd. Geol., Warszawa.
- GLĄZEK J., LINDNER L., WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ T., 1976 — Interglacial Mindel I/Mindel II in fossil-bearing karst at Kozi Grzbiet in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **26**, 3: 377–393.
- GLĄZEK J., LINDNER L., WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ T., 1977 — Geologiczna interpretacja stanowiska fauny staroplejstocenijskiej Kozi Grzbiet w Górach Świętokrzyskich. *Kras i Speleol.*, **1**, 10: 13–28.
- GLĄZEK J., ROMANEK A., 1976 — Jaworznia. Punkt IIIB-4. W: Przew. 48 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Starachowice, 24–26.09. 1976 (red. W. Pożaryski, J. Głazek): 240–247. Wyd. Geol., Warszawa.
- GLĄZEK J., RONIEWICZ P., 1976 — O żyłach klastycznych pstręgo piaskowca w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **24**, 8: 459–463.
- GOŹDZIK J., KENIG K., SKÓRZAK A., 2010 — Zmiany kształtu ziaren kwarcowych oraz składu mineralnego piaszczystych osadów miocenu, pliocenu i niższego czwartorzędu w rowie Kleszczowa. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 438: 33–50.
- GRADZIŃSKI M., HERCMAN H., KICIŃSKA D., BARCZYK G., BELLA P., HOLÚBEK P., 2009 — Kras tatrzański – rozwój wiedzy w ostatnich trzydziestu latach. *Prz. Geol.*, **57**, 8: 674–684.
- HERCMAN H., MIROSLAW-GRABOWSKA J., MADEYSKA T., 2004 — Zapis zmian środowiska ostatnich 150 000 lat w osadach jaskiń Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. W: Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. T. 1. Przyroda (red. J. Partyka): 83–88. Wyd. Ojcowski PN, Ojców.
- JAKUCS L., 1977 — Morphogenetics of karst regions. Akademiai Kiado, Budapest.
- JAROSIŃSKI M., POPRAWA P., ZIEGLER P.A., 2009 — Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geol. Quart.*, **53**, 1: 3–26.
- KARDAŚ R., ROMANEK A., 1978 — Zelejowa – western quarry. W: Symp. on Central European Permian. Guide of Excursions, Part 2: Zechstein of the Holy Cross Mts. (red. T.S. Piątkowski, K. Wagner): 58–60. Inst. Geol., Warszawa.
- KASZA A., 2009 — Nowe odkrycia w jaskiniach Kadzielni. *Jaskinie*, **1**, 54: 30–31.
- KASZA A., SAGANOWSKI M., 2006 — Jaskinia Pajęcza – eksploatacja Partii Ropnych. *Jaskinie*, **4**, 45: 31–33.
- KEMPE S., BRANDT A., SEEGER M., VLADI F., 1975 — “Faceten” and “Laugdecken”, the typical morphological element of caves developing in standing water. *Ann. de Spéléologie*, **30**: 705–708.
- KONON A., 2004 — Successive episodes of normal faulting and fracturing resulting from progressive extension during the uplift of the Holy Cross Mts., Poland. *Journ. of Struct. Geol.*, **26**: 419–433.
- KOSMOWSKA-CERAMOWICZ B., 1966 — Osady preglacjalne dorzecza środkowej Wisły. *Pr. Muz. Ziemi*, **9**: 223–297.
- KOSMOWSKA-CERAMOWICZ B., 1979 — Zmienność litologiczna i pochodzenie okrucowych osadów trzeciorzędowych wybranych rejonów północnej i środkowej Polski w świetle wyników analizy przeźroczystych minerałów ciężkich. *Pr. Muz. Ziemi*, **30**: 3–73.
- KOTAŃSKI Z., 1959 — Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. T. 1 i 2. Wyd. Geol., Warszawa.
- KOWALCZEWSKI Z., RUP M., 1989 — Cechstyn w Górach Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **362**: 5–39.
- KOWALSKI B.J., 2000 — Stanowisko I. Kraiński Grzbiet. Morfogeneza i warunki rozwoju rzeźby paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich w neogenie. W: Geologia i geomorfologia Gór Świętokrzyskich – kontrowersje i nowe spojrzenie. Konf. Nauk., Wólka Milanowska 16–19.05.2000 r. (red. B. Jaśkowski, R. Sołtyś): 61–69. WSP, Kielce.
- KOWALSKI K., 1958 — An Early Pleistocene fauna of small mammals from the Kadzielnia Hill in Kielce (Poland). *Acta Palaeont. Pol.*, **3**, 1: 1–47.
- KOWALSKI K. (red.), 1989 — Historia i ewolucja lądowej fauny Polski. *Folia Quatern.*, **59/60**: 1–278.
- KOZŁOWSKI S., RADWAN J., WÓJCIK Z., 1965 — Rezerwat geologiczny na Kadzielni w Kielcach. *Ochr. Przyrody*, **31**: 117–160.

- KRYSIK Z., 2000 — Tectonic evolution of the Carpathian Fore-deep and its influence on Miocene sedimentation. *Geol. Quart.*, **44**, 2: 137–156.
- KRYSOWSKA-IWASZKIEWICZ M., 1974 — Badania mineralogiczno-petrograficzne kenozoicznych osadów lądowych na Wyżynie Krakowskiej. *Pr. Miner. PAN, Oddz. Kraków*, **35**: 1–69.
- KUBICA B., 1992 — Rozwój litofacjalny osadów chemicznych badenu w północnej części zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **83**: 1–63.
- KUENEN P.H., 1960 — Experimental abrasion. 4: Eolian action. *Journ. Geol.*, **68**: 427–449.
- KULETA M., 1976 — Petrografia pstręgo piaskowca w północnym i zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrz.*, Kielce.
- KULETA M., 1993 — Środowiska sedimentacji dolnego i środkowego pstręgo piaskowca w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrz.*, Kielce.
- KULETA M., 1999 — Nowe dane o osadach pstręgo piaskowca w synklinie piekoszowskiej – kamieniołom Jaworzna. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **55**, 7: 141–144.
- KULETA M., FIJAŁKOWSKA A., 1995 — Zmiana środowisk sedimentacji na granicy permu i triasu w południowej Polsce. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **51**, 3: 114–115.
- KULETA M., MIGASZEWSKI Z., 1994 — Wstępne wyniki badań utworów kalcytowych z Chelosiowej Jamy w Jaworzni koło Kielc. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **50**, 2: 117–118.
- KULETA M., RUP M., 1976 — Uziarnienie piaskowców dolnego triasu w zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **20**, 4: 972–973.
- KULETA M., RUP M., 1980 — Problem granicy cechsztyń-piaskowic pstry w zachodnim obrzeżeniu gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **24**, 4: 972.
- KULETA M., URBAN J., 1996 — Litologia wypełnień postwaryscyjskiego krasu kopalnego w Jaworzni koło Kielc. *W: Mat. 30. Symp. Sekcji Speleol. Pol. Tow. Przyrod.*, Kielce–Bocheniec 18–22.10.1996. Kraków: 32–33.
- KULETA M., ZBROJA S., 2006 — Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich. *W: Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich. 77. Zjazd Nauk Pol. Tow. Geol., Ameliówka k. Kielc, 28–30.06.2006 (red. S. Skompski, A. Żylińska): 105–125. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- KUTEK J., GŁAZEK J., 1972 — The Holy Cross area, central Poland in the Alpine cycle. *Acta Geol. Pol.*, **22**, 4: 603–652.
- LAMARCHE J., LEWANDOWSKI M., MANSY J.-L., SZULCZEWSKI M., 2003 — Partitioning pre-, syn- and post-Variscan deformation in the Holy Cross Mountains, eastern Variscan foreland. *W: Tracing tectonic deformation using the sedimentary record (red. T. McCann, A. Saintot). Geol. Soc. Spec. Publ., London*, 208: 159–184.
- LAURITZEN S.-E., LUNDBERG J., 2000 — Solutional and erosional morphology. *W: Speleogenesis. Evolution of karst aquifers (red. A.B. Klimchouk i in.): 408–426. Nat. Spel. Soc., Huntsville.*
- LINDNER L., 1986 — Eoplejstocen – region świętokrzyski. Mezoplejstocen – region świętokrzyski. *W: Budowa geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia cz. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd (red. St. Sokołowski): 65–73, 113–145. Wydaw. Geol., Warszawa.*
- LINDNER L., MARCINIĄK B., 2008 — Propozycja interglacialnych stanowisk stratotypowych dla środkowego plejstocenu Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **428**: 35–54.
- LINDNER L., MASTELLA L., SEMIL J., 2001 — Evolution of the Mid to Late pleistocene river network in the southeastern part of the Holy Cross Mts. *Geol. Quart.*, **45**, 4: 387–395.
- LISZKOWSKI J., 1996 — Poligeniza rzeźby obszarów wyżynnych Polski w świetle analizy reliktowych pokryw wietrzniowych. *Acta Geogr. Lodziensia*, **71**: 165–178.
- LORENC S., ZIMMERLE W., 1993 — Miozäne Kaolin – Kohlen-tonsteine aus dem Braunkohlen-Tageban von Bełchatów, SW von Łódź. *Zeit. Deutsch. Geol. Gessellschaft*, **144**, 1: 187–223.
- ŁYCZEWSKA J., 1971 — Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. *Pr. Inst. Geol.*, **64**: 5–104.
- MACHEK P., RACLAVSKA H., JEDLIČKA J., RACLAVSKÝ K., 1990 — Středoslovenske vulkanity. *Vys. Šk. Baňska v Ostrave, Ostrava.*
- MADEYSKA T., CYREK K., 2002 — Cave fillings – a chronicle of the past. An outline of the Younger Pleistocene cave sediments study in Poland. *Acta Geol. Pol.*, **52**, 1; 75–96.
- MAJCHERT H., 1966 — Kras kopalny w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Pr. Muz. Ziemi*, **9**: 132–145.
- MICHNIAK R., 1962 — Prekambr i kambr wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *W: Przewodnik 35. Zjazdu Pol. Tow. Geol., Kielce 16–19.09.1962 (red. H. Żakowa): 7–21. Warszawa.*
- MIGASZEWSKI Z., HAŁAS S., DURAKIEWICZ T., 1995 — Paleotemperatury minerałów węglanowych i barytów na przykładzie Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **43**, 12: 1011–1016.
- MIGASZEWSKI Z., HAŁAS S., DURAKIEWICZ T., 1996 — Wiek i geneza mineralizacji kalcytovej w Górach Świętokrzyskich w świetle badań litologiczno-petrograficznych i izotopowych. *Prz. Geol.*, **44**, 3: 275–281.
- MOTYKA J., PRAŻAK J., ZAPAŁA Z., 1993 — Strefowość zjawisk krasowych w kamieniołomie „Trzuskawica” i w jego otoczeniu (Góry Świętokrzyskie, region kielecki). *Kras i Speleol.*, **7**, 16: 64–78.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., 1978 — Rozwój rzeźby fluwialnej północnej części Kotliny Sandomierskiej w świetle badań sedimentologicznych. *Rozpr. UW*, **120**: 1–167.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., 1984 — Cechy morfoskopowe na powierzchniach ziarn kwarcu z piasków plażowych różnych regionów klimatycznych świata. *W: „Analiza powierzchni ziarn kwarcowych...” Mat. spotkania roboczego, Warszawa 3–4.12.1984. Warszawa: 1–10.*
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., WORONKO B., 1998 — Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. *Prz. Geol.*, **46**, 12: 1275–1281.
- NARKIEWICZ M., RACKI G., SKOMPSKI S., SZULCZEWSKI M., 2006 — Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich. *W: Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich. 77. Zjazd Nauk Pol. Tow. Geol., Ameliówka k. Kielc, 28–30.06.2006 (red. S. Skompski, A. Żylińska): 51–77. Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- NARKIEWICZ M., RACKI G., WRZOŁEK T., 1990 — Litostratygrafia dewońskiej serii stromatoroidowo-koralowcowej w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **34**, 3: 433–455.
- NADACHOWSKI A., ŻARSKI M., URBANOWSKI M., WOJTAŁ P., MIĘKINA B., LIPECKI G., OCHMAN K., KRAWCZYK M., JAKUBOWSKI G., TOMEK T., 2009 — Late Pleistocene environment of the Częstochowa Upland (Poland) reconstructed on the basis of faunistic evidence from archaeological cave sites. ISEZ, PAN, Kraków.

- OSIKA R., EKIERLOWA E., 1958 — Geologia oraz okruszcowanie osadów środkowego dewonu i trzeciorzędu we Wzdole Kamieńcu. *Biol. Inst. Geol.*, **144**: 1–78.
- PALMER A.N., 1987 — Cave levels and their interpretation. *Nat. Spel. Soc. Bull.*, **49**: 50–66.
- PALMER A.N., 2007 — Cave geology. Cave Books, Dayton.
- PARACHONIAK W., 1962 — Mioceńskie utwory piroklastyczne przedgórzia Karpat polskich. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN*, **11**: 1–77.
- PAYNE J.L., LEHRMANN D., WEI J., ORCHARD M.J., SCHRAG D.P., KNOLL A.H., 2004 — Large perturbations of the carbon cycle during recovery from the end-Permian Extinction. *Science*, **305**: 506–509.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R., 1972 — Sand and sandstone. Springer, New York.
- PIEŃKOWSKI G., 1989 — Sedymentologiczne kryteria wyróżniania granicy cechsztyń/pstry piaskowiec oraz perm/trias w Polsce. *Prz. Geol.*, **37**, 5: 237–244.
- PIWOCKI M., BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2004 — Niż polski i jego południowe obrzeżenie. Neogen. *W: Budowa geologiczna Polski, t. I Stratygrafia, cz. 3a. Kenozoik: paleogen, neogen* (red. M. Peryt, M. Piwocki): 71–118. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PRETON, KUSTATSCHER E., WIGNALL P.B., 2010 — Triassic climates — state of art and perspectives. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **290**, 1–4: 1–10.
- RACINOWSKI R., 2010 — Główne przezroczyste minerały ciężkie w osadach czwartorzędowych Polski. *Biol. Państw. Inst. Geol.*, **438**: 33–50.
- RADŁOWSKA C., MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., 1972 — Uwagi o deglacji zachodniej części Gór Świętokrzyskich (w okolicach Chęcín). *Prz. Geogr.*, **44**, 4: 649–672.
- RESTALLACK G.J., VEEVERS J.V., MORANTE R., 1996 — Global coal gap between Permian–Triassic extinction and Middle Triassic recovery of peat-forming plants. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **108**: 195–207.
- RUBINOWSKI Z., 1967 — Uwagi o wieku krasu kopalnego Kadzieln. *Kwart. Geol.*, **11**, 2: 461–462.
- RUBINOWSKI Z., 1971 — Rudy metali niezłaznych w Górach Świętokrzyskich i ich pozycja metalogiczna. *Biol. Inst. Geol.*, **241**: 1–166.
- RUBINOWSKI Z. (red.), 1974a — Badanie i udostępnienie jaskini Raj. Wyd. Geol., Warszawa.
- RUBINOWSKI Z., 1974b — Rudonośność osadów dewonu, permu i triasu w synklinie piekoszowskiej. *Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Oddz. Świętokrz.*, Kielce.
- SEPPÄLÄ M.K., 2004 — Wind as geomorphic agent in cold climates. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- SHELDON N.D., 2006 — Abrupt chemical weathering increase across Permian–Triassic boundary. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **231**: 315–321.
- STEFANIAK K., TYC A., SOCHA P. (red.), 2009 — Karst of the Częstochowa Upland and of the Eastern Sudetes: palaeoenvironments and protection. *Stud. Faculty of Earth Sciences, UŚ*, **56**: 455–475.
- STUDIES on Raj cave near Kielce (Poland) and its deposits. *Folia Quatern.*, **41**: 1–148.
- SZANIAWSKI R., LEWANDOWSKI M., 2009 — Paleomagnetic age constrains indicate post-Variscan origin of massive breccia in Wietrznia quarry (Holy Cross Mts., central Poland). *Geol. Quart.*, **53**, 1: 3–26.
- SZULCZEWSKI M., 1995a — Depositional evolution of the Holy Cross Mts. (Poland) in the Devonian and Carboniferous — a review. *Geol. Quart.*, **39**, 4: 471–488.
- SZULCZEWSKI M., 1995b — Stop 4. Wietrznia. *W: Development of the Variscan basin and epi-Variscan cover at the margin of the East European Platform/Pomerania, Holy Cross Mts., Kraków Upland/ XIII International Congress. Carboniferous–Permian. August 23 – August 27, 1995* (red. M. Lipiec, M. Malec i in.): 26–28. Pol. Geol. Inst., Warszawa.
- ŚWIDROWSKA J., HAKENBERG M., POLUKTOVIČ B., SEGHEDI A., VIŠNÁKOV I., 2008 — Evolution of the Mesozoic basins on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania). *Studia Geol. Pol.*, **130**: 1–130.
- TURNAU-MORAWSKA M., 1955 — Znaczenie analizy minerałów ciężkich w rozwiązywaniu zagadnień geologicznych. *Acta Geol. Pol.*, **5**, 3: 363–388.
- UBERNA T., 1962 — Zjawiska krasowe w dolomitach środkowodewońskich okolic Winnej koło Łagowa. *Prz. Geol.*, **10**, 12: 648–650.
- URBAN J. (red.), 1996 — Jaskinie regionu świętokrzyskiego. Pol. Tow. Przyj. Nauk. o Ziemi, Warszawa.
- URBAN J., 2002 — Kras kopalny trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Streszcz. Ref. Wygl. na Posiedz. Oddziału Poznańskiego w 2001 r.*, Pol. Tow. Geol., **11**: 53–69.
- URBAN J., 2004 — Caves and karst sites of Poland as a contribution to geological heritage of Central Europe. *Pol. Geol. Inst. Special Papers*, **13**: 89–96.
- URBAN J., 2006 — Criteria of distinguishing the Neogene karst fills from the Quaternary ones in the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mts., central Poland. *W: 12. Kwartér, Brno, 30.11.2006. Sbornik abstrakt* (red. M. Ábelová, M. Ivanov): 29–30.
- URBAN J., 2007 — Permian to Triassic paleokarst of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mts., Central Poland. *Geol. AGH*, **33**, 1: 5–50.
- URBAN J., KICIŃSKA D., 2001 — O pożytkach naukowych z obserwacji piasków wypełnień krasowych. *W: Mat. 35. Symp. Sekcji Speleol. Pol. Tow. Przyrod.*, Bartkowa 26–28.10.2001, Kraków: 45–46.
- URBAN J., KASZA A., OCHMAN K., HERCMAN H., 2011a — Kenozoiczny kras Kadzieln. *W: Geologia i geomorfologia regionu świętokrzyskiego* (red. M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak): 9–28. Inst. Geogr., UJK, Kielce.
- URBAN J., KASZA A., OCHMAN K., MALEC J. 2011b — Jaskinie Kadzieln. Urząd Miasta Kielce – Geopark Kielce, Kielce.
- URBAN J., RZONCA B., 2009 — Karst systems analyzed using borehole logs – Devonian carbonates of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Central Poland. *Geomorph.*, **112**: 27–47.
- WALCZOWSKI A., 1962 — Zjawiska krasowe w utworach paleozoicznych okolic Łagowa. *Prz. Geol.*, **10**, 9: 457–460.
- WALCZOWSKI A., 1968 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łagów. Wyd. Geol., Warszawa.
- WAŻYŃSKA H. (red.), 1998 — Palynology and palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **160**: 1–45.
- WEIDLICH O., 2007 — Permian to Triassic mass extinction and earliest Triassic recovery overlooked? New evidence for a marine origin of Lower Triassic mixed carbonate-siliciclastic sediments (Rogenstein Member). Germany. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **252**, 1/2: 259–269.
- WIERZBOWSKI H., 1997 — Regionalne interpretacje geologiczne na podstawie badań pstręgo piaskowca z wypełnień krasowych okolic Chęcín. *Prz. Geol.*, **45**, 7: 707–710.



- WORONKO B., 2001 — Znaczenie analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej w interpretacji genetycznej osadów czwartorzędowych. *W: Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu* (red. E. Mycielska-Dowgiałło): 33–38. WGiSR UW, Warszawa.
- WORONKO B., BUJAK L., 2010 — Mikrorzeźba powierzchni ziaren kwarcowych frakcji piaszczystej osadów preglacialnych serii kozienickiej jako wskaźnik warunków transportu o depozycji w południowej części Niziny Mazowieckiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **438**: 137–154.
- WÓJCIK Z., 1974 — Denudacja krasowa w trzeciorzędzie na terenie środkowej i południowej Polski. *Pr. Muz. Ziemi*, **22**: 149–168.
- WÓJCIK Z., 1976a — Formy krasu kopalnego obszarów wyżynnych i górskich w Polsce oraz ich znaczenie paleogeograficzne. *Pr. Muz. Ziemi*, **25**: 75–89.
- WÓJCIK Z., 1976b — Formy krasu kopalnego i ich ochrona w Polsce. *Pr. Muz. Ziemi*, **25**: 133–157.
- ZIEGLER P.A., 1990 — Geological atlas of Western and Central Europe. Shell Intern. Petrol. Maatschappij. B.V., Geol. Soc., London.

## SUMMARY

The paper presents three examples of interpretations of geological events and paleogeographic and paleoenvironmental conditions, made on the basis of studies of karst forms in Devonian carbonate rocks of the Świętokrzyskie Mountains (Fig. 1), central Poland. The first related case concerns investigations of paleokarst, Permian–Early Triassic and possibly the Late Carboniferous forms/sediments in two sites: Jaworznia and Wietrznia (Fig. 2). The following types of objects were recorded in these sites:

1. Residual breccia, carbonate conglomerate and megabreccia filling a paleodoline/paleovalley (Fig. 3), which were formed due to relatively intensive erosion, karstification and mass movements in an area of mountainous morphology during Late Carboniferous (?), (Early?) Permian times.

2. Underground karst forms filled with a sequence of sediments composed of chemically precipitated carbonates (limestone, coarse crystalline calcite) and grading upward to siliclastic rocks (sandstone, conglomerate), as well as paleorelief (landforms) covered with clastic rocks (sandstone, conglomerate and megabreccia) (Fig. 4). These forms document a flattening and lowering of the paleorelief in Late Permian time and its subsequent rejuvenation and acceleration of erosion, karstification and gravitational processes due to tectonic vertical movements at the beginning of the Triassic. However, the last event of this succession of processes was ultimate burial of the area by Lower Triassic sediments (Fig. 2).

The next two areas of the study concern the Cenozoic paleokarst (Fig. 1). The first one is an analysis of spatial development of subsurface karst systems based on interpretation of borehole logs' descriptions (more than 500 logs of cored boreholes drilled in deposits prospected and proved as mineral reserves were examined). The vertical changes of relative karst rate (counted as the percentage of summed length of karstified sections in the logs of borehole drilled at a particular interval of elevation) display the levels (elevations) of the maximum karstification or its lack in the studied areas. The occurrence of the apparent maxima of vertical karst rate curves indicates karst concentration horizons, which can be usually (under specified conditions) interpreted as horizons of erosion base stabilization during the Neogene. The

highest karst horizon, lying at the elevation of 300 m a.s.l. at the Łagów site, in the central part of the region, was most probably related to the level of one of the marine transgressions in the Fore-Carpathian Basin (Fig. 5). The karst horizons at the levels 250–260 m and 210–220 m a.s.l. in several sites of the western part of the region can be reasonably interpreted after a comprehensive reconstruction of the sub-Quaternary morphology of this area (Fig. 5). Lack of a similar horizon at the Truskawica site (Fig. 6) might have been caused by a continuous vertical movement of this part of the region (tectonic block) in relation to surrounding valleys.

The second area of research concerns the fills of the paleokarst forms: usually sinkholes and underground conduits. The study of sand sediments filling the karst forms, particularly analysis of roundness and shape of sand grains, enables to distinguish five types of quartz grains of different genesis (Figs. 7, 8): **Type I** – well-rounded and usually matt grains abraded by the wind during the Quaternary; **Type II** – principally isometric (“round”) grains displaying traces of recrystallisation — originating from weathered Triassic rocks; **Type III** – sub-angular and irregular, often “milky” (composed of very fine particles) grains, probably supplied from weathered Paleozoic sandstones and quartzitic sandstones; **Type IV** – sub-angular to sub-rounded, often dully grains, which might have been shaped and abraded in a coastal zone of Paleogene or Neogene marine basins in the peripheral parts of the region; **Type V** – quite angular and very irregular grains most likely of pyrogenic origin (products of volcanic explosions in the Inner Carpathian belt during the Neogene). The Quaternary age of sands composed of type I sand grains as well as the origin of type II sand grains are confirmed by heavy minerals' analysis (Tab. 1). Based on this analysis, the Quaternary fills can be definitely distinguished from the older ones. The extent (towards the east) of the Lower Triassic cover (currently partly eroded) in the region was determined as far as the line connecting the sites Górnio, Sitkówka and Chęciny. Some suggestions on the Neogene paleogeography, such as directions of paleotransport and extent of marine basins, were also formulated (Fig. 9).