

# Dziedzictwo geomorfologiczne Geoparku Świętokrzyskiego i jego znaczenie dla geoturystyki

Geomorphologic heritage of the Świętokrzyski (Holy Cross Mountains) Geopark and its importance for geotourism

Michał Poros <sup>1</sup>, Jan Urban <sup>2</sup>, Małgorzata Ludwikowska-Kędzia <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Geopark Świętokrzyski – Światowy Geopark UNESCO, [michal.poros@geonatura-kielce.pl](mailto:michal.poros@geonatura-kielce.pl)

<sup>2</sup> Instytut Ochrony Przyrody, Polska Akademia Nauk, Kraków

<sup>3</sup> Instytut Geografii i Nauk o Środowisku, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach

Zarys treści: Geopark Świętokrzyski to pierwszy Światowy Geopark UNESCO funkcjonujący w całości na terytorium Polski. Geopark położony jest w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich, na obszarze charakteryzującym się zróżnicowaną budową geologiczną, która odzwierciedla się także w specyfice rzeźby terenu. Ewolucja morfologiczna tego obszaru uwarunkowana została głównie zróżnicowaną budową litologiczną i strukturalną podłoża podczwartorzędowego oraz oddziaływaniem różnych procesów morfogenetycznych wynikających ze zmian klimatycznych zachodzących w kenozoiku. Obecne ukształtowanie terenu Geoparku stanowi wypadkową wszystkich tych uwarunkowań oraz antropopresji związanej m.in. z dawną i współczesną eksploatacją surowców mineralnych. W granicach Geoparku Świętokrzyskiego modelowym obszarem, na którym można obserwować te zależności jest Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy. Dziedzictwo geomorfologiczne rozumiane jako część dziedzictwa geologicznego związanego z formami ukształtowania terenu, decyduje o wysokim potencjale geoturystycznym tego obszaru. Praktyczne wykorzystanie tego potencjału dla zrównoważonego rozwoju społeczno-gospodarczego obszaru objętego granicami Geoparku jest przedmiotem działań realizowanych przez samorządy lokalne we współpracy z instytucjami naukowymi, organizacjami pozarządowymi oraz organami administracji publicznej.

Słowa kluczowe: dziedzictwo geomorfologiczne, dziedzictwo geologiczne, geopark, rzeźba, geoturystyka

Abstract: The Świętokrzyski Geopark is the first UNESCO Global Geopark in operation situated entirely on the territory of Poland. The location of the geopark in the south-western part of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains makes it an area of exceptional geodiversity, which is also reflected in the specificity of the relief. The morphological evolution of this area was conditioned mainly by the diverse lithological and structural features of the Quaternary substrate and the impact of various morphogenetic processes resulting from climatic changes taking place in the Cenozoic. The current topography of the Geopark is the resultant of all these conditions and anthropopressure related to the past and present exploitation of mineral resources. Within the Świętokrzyski Geopark, a model area where these relationships can be observed is the Chęciny-Kielce Landscape Park. The geomorphological heritage, understood as part of the geological heritage related to the land relief, determines the high geotouristic potential of this area. The practical use of this potential for the sustainable socio-economic development of the area covered by the Geopark is the subject of activities carried out by local authorities in cooperation with scientific institutions, non-governmental organizations and public administration bodies.

Key words: geomorphological heritage, geological heritage, geopark, land relief, geotourism

## Wprowadzenie

Rzeźba południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich objętej granicami Geoparku Świętokrzyskiego jest wynikiem trwającej od początków paleogenu morfogenezy obszaru o zróżnicowanej litologii

i specyficznej strukturze (Urban 2019). Przebieg i zapis morfogenezy stanowi wypadkową wspomnianych cech budowy geologicznej, warunków klimatycznych i środowiskowych oraz miejsca i czasu funkcjonowania procesów morfogenetycznych (Ludwikowska-Kędzia 2018b). Rzeźba strukturalna obszaru Geoparku

jest jednym z najbardziej spektakularnych przykładów tego typu rzeźby w Polsce, co podkreślone zostało przez wielu geologów i geomorfologów prowadzących badania w regionie świętokrzyskim od pierwszej połowy XX wieku (Czarnecki 1930, 1950, Lencewicz 1957, Kotański 1959, Klatka 1965, Gilewska 1972, Wróblewski 1976, Kondracki 2001). Unikatowe dziedzictwo geologiczne obejmujące zarówno budowę geologiczną jak i powiązaną z nią rzeźbę terenu było przedmiotem postulatów w zakresie ochrony oraz wykorzystania w edukacji i turystyce począwszy już od lat czterdziestych XX wieku (Czarnecki 1949, Rubinowski 1976, 1977, Rubinowski, Wójcik 1978, Wróblewski 1979). Wybitny geolog i regionalista Jan Czarnecki (1949) jako pierwszy podkreślił, że *Kielce są jedynym miastem w Europie, w którego obrębie występują wszystkie formacje paleozoiczne – od dolnego kambru skończywszy na permie*. Wspomniany badacz wielokrotnie zwracał uwagę na potrzebę ochrony dziedzictwa geologicznego i krajobrazu, a także rolę tych elementów środowiska abiotycznego w nauczaniu geologii.

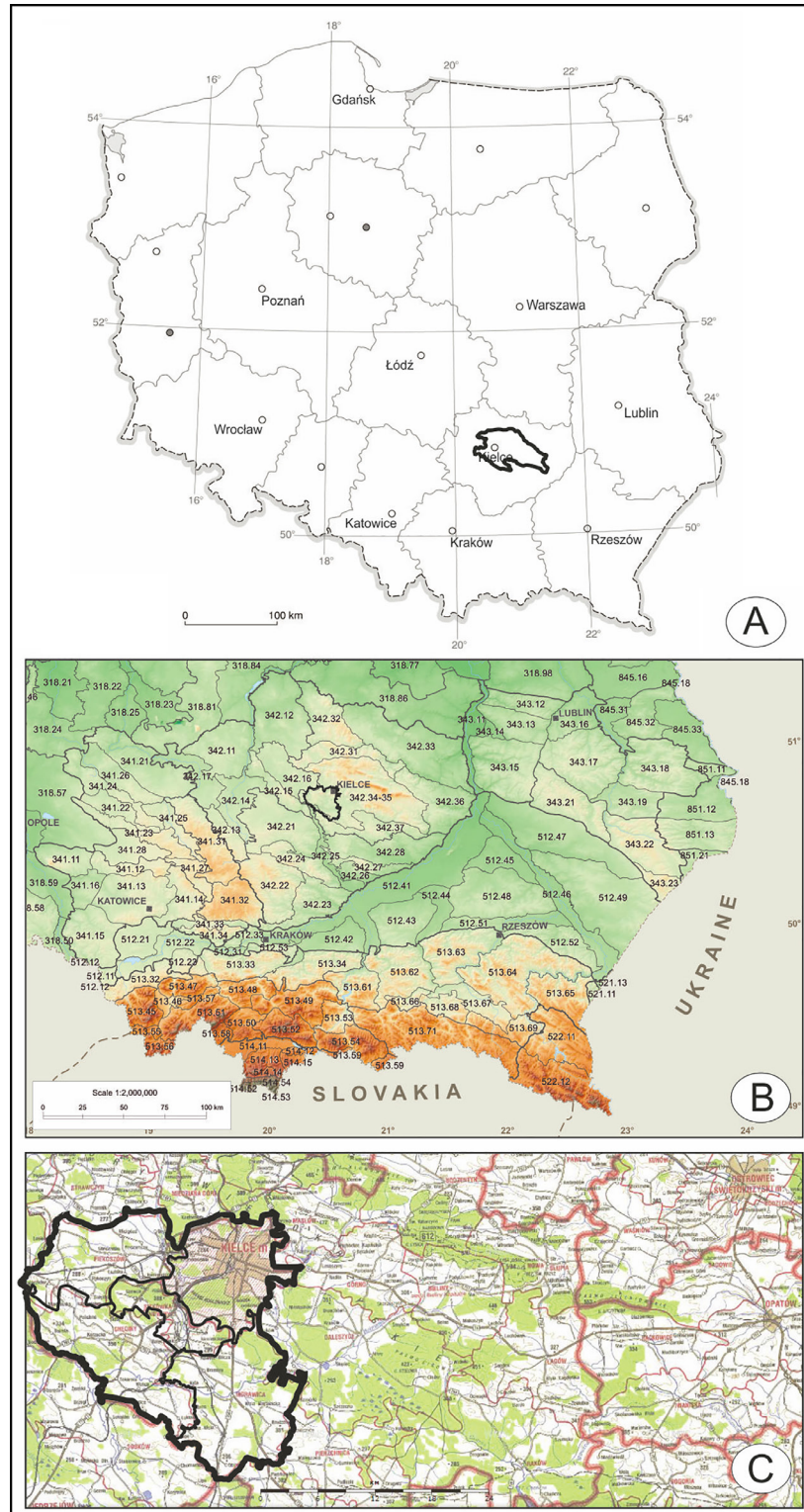
Specyfika krajobrazowa południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich wynikająca z charakterystycznej rzeźby strukturalnej uwarunkowanej budową geologiczną, a także rzeźby antropogenicznej, związanej ze znaczną koncentracją pozostałości historycznego górnictwa kruszcowego i skalnego, stanowiła podstawę opracowania założeń merytorycznych koncepcji geologicznego parku krajobrazowego (Wróblewski 1991). Koncepcja ta powstała na początku lat dziewięćdziesiątych XX wieku w Oddziale Świętokrzyskim Państwowego Instytutu Geologicznego w Kielcach, a została ostatecznie sformalizowana w 1996 r. poprzez utworzenie Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego (Wróblewski 1991, 1997, 2021 Urban, Wróblewski 1999, 2004). Idea i założenia merytoryczne Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego, jak również projekty ochrony i zagospodarowania cennych obiektów geologicznych w Kielcach, stanowiły punkt wyjścia dla późniejszych działań inicjowanych przez lokalny samorząd terytorialny we współpracy ze środowiskiem naukowym. Najważniejszym z nich było utworzenie w 2003 r. Geoparku Kielce – jednostki Urzędu Miasta Kielce ukierunkowanej na zarządzanie kieleckimi rezerwatami geologicznymi oraz promocję walorów geologicznych Kielc (Czajkowska i in. 2007). Istotnym kierunkiem działalności leżącym u podstaw utworzenia jednostki było także rozwijanie sieci współpracy z sąsiednimi gminami oraz innymi instytucjami, w celu sformalizowania inicjatywy geoparkowej wraz z jej włączeniem do sieci geoparków europejskich (od 2015 r. Światowej Sieci Geoparków UNESCO). Inicjatywy podejmowane przez Geopark Kielce miały zróżnicowany zakres administracyjno-terytorialny przejawiający się w różnorodnym nazewnictwie projektów geoparkowych (Geopark Kielce Plus, Geopark Chęcińsko-Kielecki, Geopark Świętokrzyski).

Decydujące znaczenie dla utworzenia Geoparku Świętokrzyskiego w jego obecnych granicach było sformalizowanie w 2017 r. stowarzyszenia pięciu gmin (Kielce, Chęciny, Morawica, Nowiny i Piekoszów). Geopark objął swoim zasięgiem obszar ww. gmin o łącznej powierzchni 526 km<sup>2</sup>. Poza kryteriami administracyjnymi podstawą wytyczenia granic Geoparku była specyfika dziedzictwa geologiczno-górniczego tego obszaru wyrażająca się czytelnymi związkami pomiędzy budową geologiczną a rzeźbą terenu oraz koncentracją śladów historycznego górnictwa kruszcowego i skalnego. Zależności te, tak dobrze czytelne w rzeźbie obszaru Geoparku stanowiły kluczowy element w kontekście uzasadnienia międzynarodowej rangi dziedzictwa geologicznego Geoparku Świętokrzyskiego jako kandydata do Światowej Sieci Geoparków UNESCO. Procedura aplikacyjna została sfinalizowana ostatecznie w kwietniu 2021 r. uzyskaniem statusu Światowego Geoparku UNESCO (Poros 2017).

Z uwagi na funkcjonowanie Geoparku Świętokrzyskiego w Światowej Sieci Geoparków UNESCO podstawową rolę w zarządzaniu zasobami dziedzictwa geomorfologicznego odgrywa ich ochrona, konserwacja oraz wykorzystanie w geoturystyce. Zgodnie z definicją Migonia (2012) dziedzictwo geomorfologiczne, rozumiane jako część dziedzictwa Ziemi, stanowią formy ukształtowania terenu, powstałe na skutek trwających przez miliony lat naturalnych procesów w środowisku przyrodniczym oraz zawierające zapis dawnych środowisk i wydarzeń w dziejach Ziemi. Tak rozumiane dziedzictwo geomorfologiczne mieści się w zakresie pojęciowym dziedzictwa geologicznego, definiowanego przez Urbana i in. (2021) jako: *abiotyczne elementy przyrody – fragmenty skorupy ziemskiej, jej rzeźba oraz procesy kształtujące Ziemię, które umożliwiają naukową rekonstrukcję dziejów Ziemi i życia na niej oraz zrozumienie kształtujących ją procesów, a także elementy mające istotne znaczenie dla kultury i życia intelektualnego człowieka*. Dziedzictwo geomorfologiczne obszaru Geoparku, w tym rzeźba terenu wraz z jej uwarunkowaniami geologicznymi i antropogenicznymi stanowi integralny element dziedzictwa geologicznego, którego międzynarodowa ranga potwierdzona została statusem geoparku UNESCO.

## Lokalizacja Geoparku

Obszar Gór Świętokrzyskich objęty granicami Geoparku Świętokrzyskiego zlokalizowany jest w ich południowo-zachodniej części a jego zasięg pokrywa się z granicami administracyjnymi pięciu gmin należących do stowarzyszenia (ryc. 1). W świetle podziału Polski na regiony fizycznogeograficzne wg



Ryc. 1. Lokalizacja Gór Świętokrzyskich i Geoparku Świętokrzyskiego

A – lokalizacja Gór Świętokrzyskich na mapie konturowej Polski, B – lokalizacja Geoparku Świętokrzyskiego na tle podziału Polski na jednostki fizycznogeograficzne (mapa z podziałem na jednostki fizycznogeograficzne na podstawie Solon i in. 2018; zmodyfikowane), C – Granice Geoparku Świętokrzyskiego wraz z granicami administracyjnymi gmin wchodzących w jego skład na tle mapy Gór Świętokrzyskich (mapa na podstawie map.wrota-swietokrzyskie.pl)

Fig. 1. Location of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains and the Holy Cross Mountains Geopark

A – the location of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains on the contour map of Poland, B – the location of the Holy Cross Mts. Geopark against the background of Poland's division into physiographic geographic units (map of the division into physiographic units based on Solon et al. 2018; modified), C – Borders of the Holy Cross Mts. Geopark along with administrative borders of communes included in it against the background of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains map (map based on map.wrota-swietokrzyskie.pl)

Solona i in. (2018) niemal cały obszar Geoparku znajduje się w obrębie mezoregionu Góry Świętokrzyskie (342.34-35), wchodzącego w skład makroregionu Wyżyna Kielecka (342.3), podprovincji Wyżyna Małopolska (342), prowincji Wyżyna Polska (34). Od zachodu i południowego-zachodu obszar Geoparku, graniczy z mezoregionami: Wzgórza Łopuszańskie (342.16) i Pasma Przedborsko-Małoskie (342.15) należącymi do makroregionu Wyżyna Przedborska (342.1), Doliną Nidy (342.25) należącą do makroregionu Niecka Nidziańska (342.2) oraz Pogórzem Szydłowskim (342.37) wchodzącym w skład makroregionu Wyżyna Kielecka.

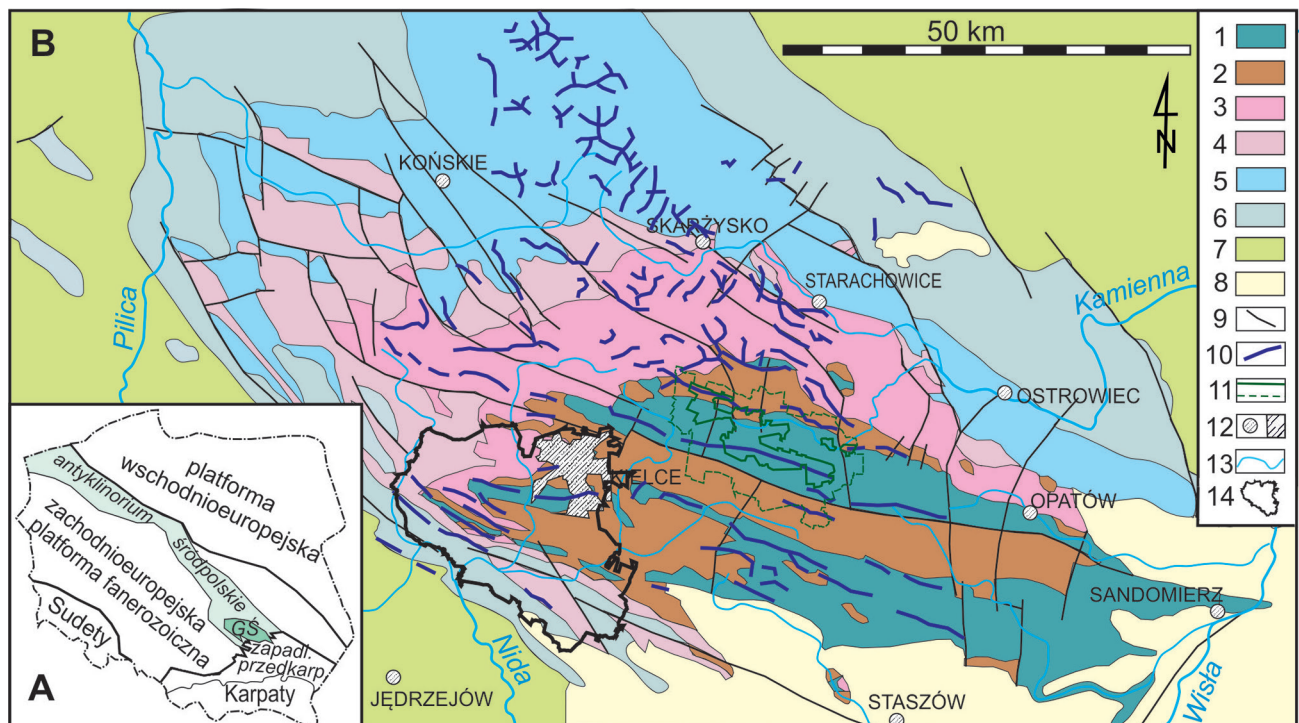
W podziale Polski na jednostki geomorfologiczne (Gilewska 1991) obszar Geoparku znajduje się

w prowincji pasa wyżyn (C), podprovincji Wyżyna Kielecka (C-III), makroregionie Wyżyna Kielecka Południowa (C-III.b), mezoregionie Góry Świętokrzyskie C-III.b.b3). Graniczy z mezoregionami Wzgórza Łopuszańskie (C-III.b.b.2) oraz Grzbiet Przedborski (C-III.b.b.1).

## Zarys budowy geologicznej

### Litostratygrafia

Na obszarze Geoparku Świętokrzyskiego występują wszystkie istotne cechy budowy geologicznej Gór



Ryc. 2. Lokalizacja Geoparku Świętokrzyskiego na tle budowy geologicznej Polski i Gór Świętokrzyskich

A – Góry Świętokrzyskie (GŚ) na tle głównych jednostek tektonicznych Polski (wg Pożaryski 1974). B – Geopark Świętokrzyskich na tle głównych elementów budowy geologicznej i rzeźby Gór Świętokrzyskich (mapa geologiczna na podstawie Wróblewski 2000a, Konon 2008; pasma wzniesień wg Wróblewski 1976); objaśnienia oznaczeń: 1 – kambry, ordowik i sylur (piaskowce, piaskowce kwarcytowe, mułowce, iłowce), 2 – dewon i karbon (piaskowce, wapień, dolomity, margle, mułowce, iłowce), 3 – perm i dolny trias (piaskowce, zlepieńce, mułowce, iłowce), 4 – środkowy i górny trias (wapień, margle, iłowce, mułowce, podrzędnie piaskowce), 5 – dolna i środkowa jura (piaskowce, mułowce, iłowce, lokalnie zlepieńce), 6 – górna jura (wapień, margle, podrzędnie iłowce), 7 – kreda (margle, podrzędnie wapień, piaskowce), 8 – neogen (wapień, iłowce, mułowce, gipsy, podrzędnie piaskowce, zlepieńce), 9 – ważniejsze uskoki, 10 – pasma wzniesień, 11 – granica Świętokrzyskiego Parku Narodowego i otuliny, 12 – ważniejsze miejscowości, 13 – rzeki, 14 – granica Geoparku Świętokrzyskiego

Fig. 2. Location of the Holy Cross Mountains Geopark against the background of the geological structure of Poland and the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains

A – Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains (GŚ) against the main tectonic units of Poland according to Pożaryski 1974. B – Holy Cross Mts. Geopark against the main elements of the geological structure and relief of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains (geological map based on Wróblewski 2000a, Konon 2008; hill ranges according to Wróblewski 1976); explanations of symbols: 1 – Cambrian, Ordovician and Silurian (sandstones, quartzite sandstones, siltstones, claystones), 2 – Devonian and Carboniferous (sandstones, limestones, dolomites, marls, siltstones, claystones), 3 – Permian and Lower Triassic (sandstones, conglomerates), mudstones, claystones), 4 – Middle and Upper Triassic (limestones, marls, claystones, siltstones, subordinate sandstones), 5 – Lower and Middle Jurassic (sandstones, siltstones, claystones, occasionally conglomerates), 6 – Upper Jurassic (limestones, marls, subordinate claystones), 7 – chalk (marls, minor limestones, sandstones), 8 – Neogene (limestones, claystones, mudstones, gypsum, minor sandstones, conglomerates), 9 – major faults, 10 – hill ranges, 11 – border of the Świętokrzyski Park National Park and buffer zone, 12 – more important towns, 13 – rivers, 14 – the border of the Holy Cross Mts. Geopark



Świętokrzyskich, z których najważniejszą jest wyjątkowa georóżnorodność, w tym mozaikowość litologiczna rozumiana jako współwystępowanie osadowych kompleksów skał krzemionkowo-klastycznych i węglanowych reprezentujących prawie wszystkie systemy stratygraficzne od kambru po czwartorzęd z wyjątkiem być może paleogenu (ryc. 2).

W odsłoniętych profilach skał osadowych zachował się zapis różnych środowisk sedymentacyjnych, warunków klimatycznych oraz procesów geologicznych i geomorfologicznych, które miały miejsce w historii geologicznej tego obszaru obejmującej okres ponad pół miliarda lat (Skompski 2012, Urban, Wróblewski 2004, Urban 2010, ryc. 3).

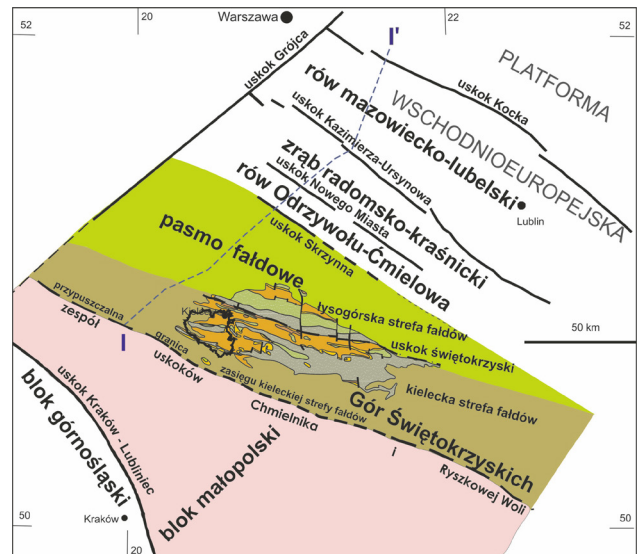
Osady czwartorzędowe są reprezentowane głównie przez kompleks utworów glacialigenicznych i/lub ich residuum, tj. diamiktony glacialne oraz glacialfluwialne serie piaszczysto-żwirowe z okresu zlodowaceń San 1 (MIS 16) i San 2 (MIS 12) (Elsterian) (Filonowicz 1965, 1968, 1971, 1973, Hakenberg 1973, 1974, Lindner 1984, 2004, Lindner 1986). Osady z okresu zlodowacenia Odry (MIS 6) są w NW części Geoparku reprezentowane głównie przez serie glacialfluwialne (strefy ekstraglacialnej), a w części centralnej i południowo-wschodniej, przez odpowiadające im wiekowo serie fluwialne. Osobną grupę stanowią osady środowiska fluwialnego (piaski, mułki, namuły organiczne, torfy), eolicznego (piaski i lessy) oraz stokowego (pokrywy stokowe) wiązane głównie z okresem zlodowacenia Wisły (MIS 5d-2) (Weichselian) i holocenem (Lindner 1984, 2004).

## Tektonika

Paleozoik świętokrzyski stanowi część megajednostki tektonicznej zwanej platformą zachodnioeuropejską i wchodzi w skład dwóch mniejszych jednostek strukturalnych: masywu małopolskiego i bloku łysogórskiego (Konon 2006, 2008, Pożaryski, Tomczyk 1993, Żelaźniewicz i in. 2011). Granicę pomiędzy wspomnianymi jednostkami wyznacza strefa rozłamu skorupy ziemskiej o kierunku WNW-ESE zwana uskokiem świętokrzyskim. Rozdziela ona trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich na dwa subregiony: kielecki i łysogórski (Czarnecki 1919), nazywane przez Konona (2008) odpowiednio kielecką i łysogórską strefą fałdów (ryc. 4).

Oba subregiony różnią się od siebie w zakresie litostratygrafii i tektoniki, co wynika z różnic ich historii geologicznej w czasie paleozoiku (Czarnecki 1950, Nawrocki 2006, Salwa, Jarosiński 2006, Konon 2006, 2008). Różnice te są istotne i mają odzwierciedlenie w specyfice rzeźby północnej (łysogórskiej) i południowej (kieleckiej) części Gór Świętokrzyskich (Urban 2014, 2019).

W wyniku przebudowy tektonicznej, która miała miejsce pod koniec mezozoiku, w związku z inwersją



Ryc. 4. Położenie Geoparku na tle jednostek tektonicznych (bez pokrywy permsko-mezozoicznej) południowo-wschodniej Polski (na podstawie Żelaźniewicza i in. 2011, zmodyfikowane)

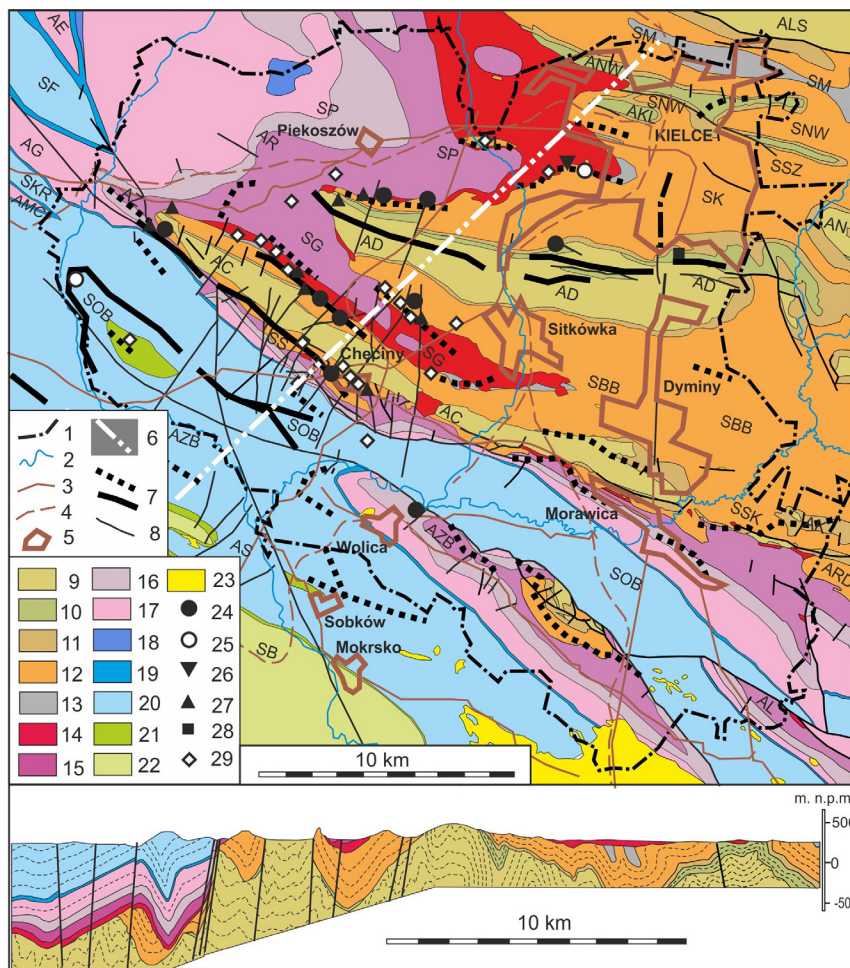
Fig. 4. The location of the Geopark against the background of tectonic units (without the Permian-Mesozoic cover) of south-eastern Poland (based on Żelaźniewicz et al. 2011, modified)

laramijską mezozoicznego basenu ryftowego (tzw. bruzdy duńsko-polskiej) Góry Świętokrzyskie stały się częścią antyklinorium środkowopolskiego (Kutek 2001, Konon 2006). W świetle podziału Polski na główne jednostki tektoniczne na powierzchni podkanozoicznej (Żelaźniewicz i in. 2011) antyklinorium środkowopolskie wydzielone jest jako jednostka piętra permsko-mezozoicznego tzw. pokrywy platformowej, w skład której wchodzi obrzeżenie permsko-mezozoiczne Gór Świętokrzyskich (ryc. 4)

W tym ujęciu trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich jest elementem paleozoicznej platformy zachodnioeuropejskiej, który został powtórnie wydzwignięty w wyniku wspomnianej inwersji laramijskiej, a następnie odsłonięty spod pokrywy skał permsko-mezozoicznych na paleogeńsko-neogeńskim etapie morfogenezy tego obszaru.

Obszar Geoparku obejmuje zachodnią część regionu kieleckiego (kieleckiej strefy fałdów wg Konona 2008) zbudowanego ze skał paleozoicznych (od kambru do karbonu) oraz południowo-zachodni fragment obrzeżenia (osłony) permsko-mezozoicznego (ryc. 5).

Fragment trzonu paleozoicznego, który znajduje się w granicach Geoparku charakteryzuje się głównie waryscyjską, a w znacznie mniejszym stopniu kaledońską tektoniką fałdową (Salwa, Jarosiński 2006, Konon 2006, 2008, Urban 2010 2019). W przypadku struktur waryscyjskich charakteryzujących się przebiegiem osi fałdów WNW-ESE największe znaczenie w budowie geologicznej obszaru Geoparku odgrywa-



Ryc. 5. Mapa i przekrój geologiczny przez Geopark Świętokrzyski na podstawie: Filonowicza, 1968, 1973b; Hakenberga, 1974; Filonowicza, Lindnera, 1987, uproszczone i zmodyfikowane)

Objaśnienia oznaczeń: 1 – granica Geoparku Świętokrzyskiego; 2 – rzeka; 3 – droga; 4 – linia kolejowa; 5 – miejscowość (kontur obszaru zwartej zabudowy); 6 – przekrój geologiczny, 7 – grzbiet lub garb, 8 – uskoki; 9–23 – wydzielenia geologiczne: 9 – kambr, 10 – ordowik i sylur, 11 – dewon dolny, 12 – dewon środkowy i górny, 13 – karbon dolny, 14 – perm górny, 15 – trias dolny, 16 – trias środkowy, 17 – trias górny, 18 – jura dolna, 19 – jura środkowa, 20 – jura górna, 21 – kreda dolna, 22 – kreda górna, 23 – paleogen lub neogen; 24–29 – stanowiska geologiczne i ich ochrona (numeracja zgodna z tab. 1): 24 – rezerwat przyrody nieożywionej, 25 – inny rezerwat o istotnych wartościach geologicznych; 26 – zespół przyrodniczo-krajobrazowy o istotnych wartościach geologicznych; 27 – pomnik przyrody nieożywionej; 28 – stanowisko dokumentacyjne; 29 – stanowisko geologiczne o wysokich wartościach naukowych nie objęte ochroną. Objasnienia skrótów literowych: AC – antyklina checińska, AD – antyklina dymińska, AE – antyklina Eustachowa, AG – antyklina Gniezdździska, AK – antyklina komórkowska, AKL – antyklina kielecka, AL – antyklina lisowska, AM – antyklina miedzianogórska, AMC – antyklina Mieczyna, AN – antyklina niestachowska, ANW – antyklina niewachłowska, AR – antyklina Rykoszyna, ARD – antyklina radomska, AS – antyklina Sobkowa, ASL – antyklina lysogórska, AZ – antyklina Zajączkowska, AZB – antyklina zbrzańsko-bocheńska, SB – synklina bizorendzka, SBB – synklina bolechowicka, SF – synklina Fanisławic, SG – synklina gałęzicka, SK – synklina kielecka, SKR – synklina Krasocina, SM – synklina miedzianogórska, SNW – synklina niewachłowska, SOB – synklina ostrowsko-bolmińska, SP – synklina piekoszowska, SS – synklina skibska, SSK – synklina skrzelczycka, SSZ – synklina szydlówkowska

Fig. 5. Map and geological cross-section through the Holy Cross Mts. Geopark based on: Filonowicz, 1968, 1973b; Hakenberg, 1974; Filonowicz, Lindner, 1987, simplified and modified)

Explanations of markings: 1 – border of the Holy Cross Mts. Geopark; 2 – river; 3 – road; 4 – railway line; 5 – locality (the contour of the densely built-up area); 6 – geological cross-section, 7 – ridge or hump, 8 – faults; 9–23 – geological divisions: 9 – Cambrian, 10 – Ordovician and Silurian, 11 – Lower Devonian, 12 – Middle and Upper Devonian, 13 – Lower Carboniferous, 14 – Upper Permian, 15 – Lower Triassic, 16 – Middle Triassic, 17 – Upper Triassic, 18 – Lower Jurassic, 19 – Middle Jurassic, 20 – Upper Jurassic, 21 – Lower Cretaceous, 22 – Upper Cretaceous, 23 – Paleogene or Neogene; 24–29 – geological sites and their protection (numbering in accordance with Table 1): 24 – inanimate nature reserve, 25 – other reserve with significant geological values; 26 – nature and landscape complex with significant geological values; 27 – inanimate nature monument; 28 – documentary site; 29 – geological site of high scientific value not protected. Explanations of letter abbreviations: AC – Chęciny Anticline, AD – Dyminy Anticline, AE – Eustachów Anticline, AG – Gniezdździska Anticline, AK – Komórki Anticline, AKL – Kielce Anticline, AL – Lisów Anticline, AM – Miedziana Góra Anticline, AMC – Mieczyn Anticline, AN – Niestachów Anticline, ANW – Niewachłów Anticline, AR – Rykoszyn Anticline, ARD – Radomice Anticline, AS – Sobków Anticline, ASL – Łysogóry Anticline, AZ – Zajączków Anticline, AZB – Zbrza-Bocheniec Anticline, SB – Bizorenda Syncline, SBB – Bolechowice Syncline, SF – Fanisławice Syncline, SG – Gałęzice Syncline, SK – Kielce Syncline, SKR – Krasocin Syncline, SM – Miedziana Góra Syncline, SNW – Niewachłów Syncline, SOB – Ostrów-Bolmin Syncline, SP – Piekoszów Syncline, SS – Skiby Syncline, SSK – Skrzelczyce Syncline, SSZ – Szydłówek Syncline

ją antyklina chęcińska, synklina gałęzicko-bolechowicka, antyklina dymińska, synklina kielecka oraz antyklina niewachłowska (Konon 2012, ryc. 5).

Występujące na terenie Geoparku skały osadowe należące do obrzeżenia permsko-mezozoicznego charakteryzują się zróżnicowaną budową strukturalną będącą wynikiem fałdowań związanych z cyklem alpejskim (Konon 2008, 2012). W części zachodniej obrzeżenia skały te ujęte są w struktury blokowe ograniczone uskokami, podczas gdy w części południowo-zachodniej przeważa tektonika fałdowa, a podrzędnie monoklinalny układ warstw skalnych (Stupnicka 1972, Urban 2010, 2019).

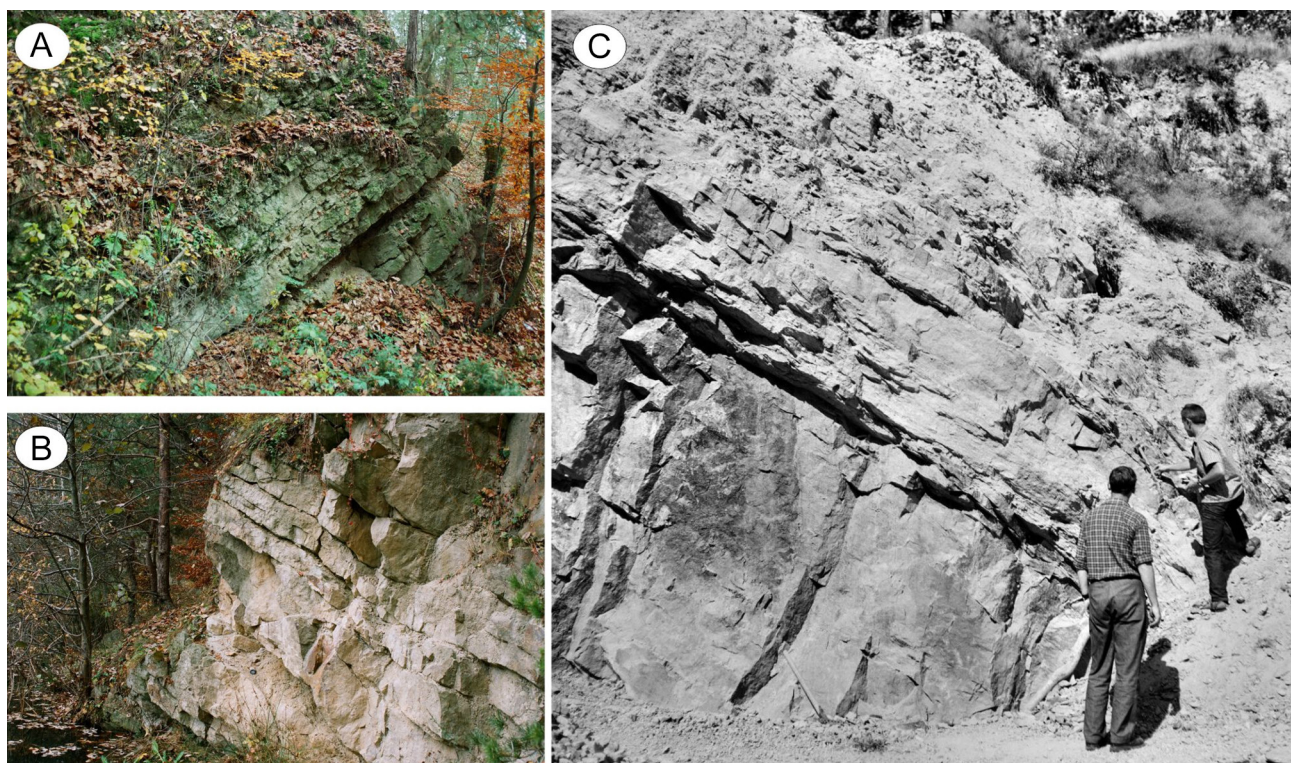
## Ewolucja geomorfologiczna obszaru Geoparku

### Okres przedkenozoiczny

Ewolucję rzeźby obszaru Geoparku Świętokrzyskiego możemy śledzić od wczesnego kambru – bo taki wiek mają najstarsze utwory osadowe występujące w jego granicach – do współczesności. Teoretycznie elementami kopalnej rzeźby są bowiem powierzchnie ławic

skał osadowych, które stanowiły w przeszłości geologicznej kolejne powierzchnie den zbiorników sedimentacyjnych (zwykle basenów morskich), w których te osady powstawały. Te zazwyczaj bardzo rozległe, płaskie i pierwotnie prawie poziome powierzchnie, jak również utwory występujące pomiędzy nimi (ławice skalne), są jednak przedmiotem badań geologii, w tym zwłaszcza takich jej dziedzin jak sedimentologia, stratygrafia i paleontologia. W konsekwencji ewolucja takich basenów sedimentacyjnych jest opisywana jako ewolucja *sensu stricte* geologiczna. Natomiast w zakresie zainteresowań geomorfologii pozostają przede wszystkim te obszary, na których działają procesy inne niż jednostajna sedimentacja, a więc tereny lądowe i dna morskie cechujące się zróżnicowaną rzeźbą i działaniem wielu różnych – denudacyjnych i/lub akumulacyjnych – procesów rzeźbotwórczych, i ewolucję takich obszarów uznaje się praktycznie za ewolucję rzeźby.

W niniejszym rozdziale główne rysy ewolucji geologicznej obszaru Geoparku Świętokrzyskiego przedstawiono w postaci profilu litostratygraficznego (ryc. 3), natomiast – zgodnie z przedstawionym wyżej rozumieniem ewolucji rzeźby – omówiono w sposób bardziej szczegółowy okresy lądowe w historii geologicznej tego obszaru.



Ryc. 6. Dzisiejszy stan odsłoneń profilu kambru (A) i ordowiku (B) w rezerwacie Biesak-Białogon w zestawieniu ze zdjęciem archiwalnym (C) prezentującym niewidoczne obecnie odsłonięcie niezgodności kątowej i erozyjnej i odwrócony układ warstw skalnych (fot A i B – J.Jędrychowski, fot. C – T.Wróblewski)

Fig. 6. The present state of the exposures of the Cambrian (A) and Ordovician (B) profile in the Biesak-Białogon nature reserve in combination with the archival photo (C) presenting the currently invisible exposure of angular and erosive inconsistencies and an inverted arrangement of rock layers (photo A and B – J.Jędrychowski, photo C – T.Wróblewski)



Okresy lądowe w historii geologicznej danego obszaru zapisane są w profilach litostratygraficznych przede wszystkim jako luki sedymentacyjne, czyli przerwy w sedymentacji oraz zdenurowane (zniszczone przez erozję i wietrzenie) fragmenty profilu. Luky te bardzo często wiążą się z fazami ruchów tektonicznych, w związku z czym dodatkowym zjawiskiem związanym z tymi lukami są niezgodności kątowe pomiędzy osadami starszymi (objętymi ruchami tektonicznymi) oraz młodszymi (nie objętymi tymi ruchami). Najstarszymi takimi okresami lądowymi zarejestrowanymi w profilu geologicznym utworów występujących na terenie Geoparku Świętokrzyskiego są etapy/fazy starokałedońskich ruchów tektonicznych w późnym kambrze oraz młodokałedońskich ruchów tektonicznych na przełomie syluru i dewonu. Podczas obu tych faz ruchom tektonicznym towarzyszyły regresje morskie i lądowe etapy kształtowania się rzeźby, ale na terenie Geoparku obecnie praktycznie nie odsłaniają się nawet niezgodności kątowe dokumentujące okresy lądowe obu tych etapów tektonicznych (Urban 2010, ryc. 6).

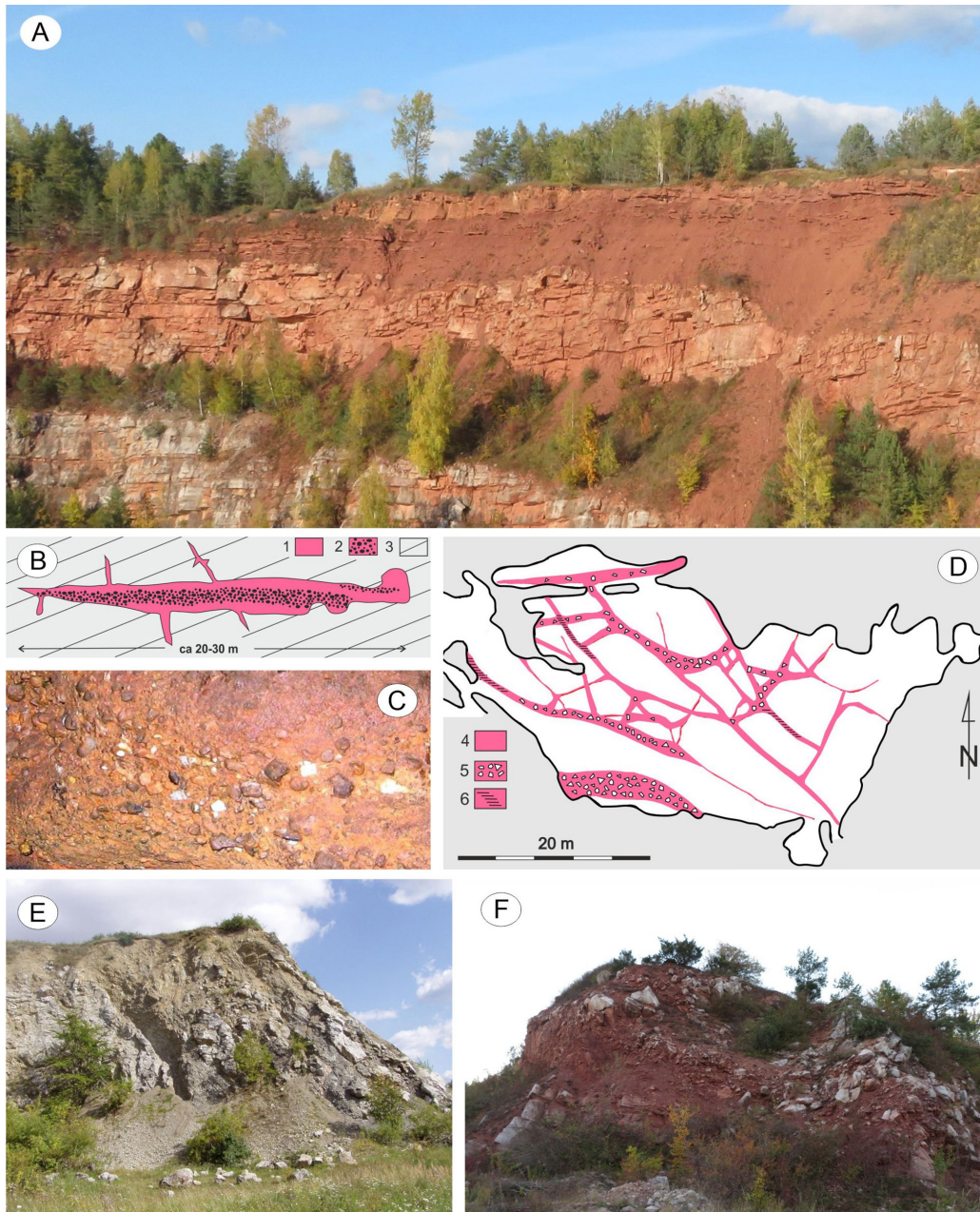
Najlepiej czytelnym w strukturach geologicznych podłoża Geoparku przedkenozoicznym etapem lądowym jest trwający około 80 mln lat okres waryscyjskich ruchów tektonicznych i górotwórczych a także ruchów potomnych, które trwały od górnego karbonu (320 mln lat temu) do najniższego triasu środkowego (240 mln lat temu). W tym czasie obecny teren Gór Świętokrzyskich był górzystym lądem, w obręb którego wciskały się od strony zachodniej wąskie zatoki morskie (Kowalczewski, Rup 1989, Wagner 1994).

Ląd ten był stopniowo wyrównywany przez denudację (wietrzenie i erozję) w warunkach gorącego oraz suchego klimatu, ale trwające do środkowego triasu ruchy tektoniczne w różnych momentach tego okresu wznosiły lub obniżały jego fragmenty. Świadectwami tego okresu oraz rzeźby ówczesnego świętokrzyskiego lądu są na terenie Geoparku Świętokrzyskiego zarówno utwory (osady) geologiczne jak i kopalne formy rzeźby powierzchni terenu (ryc. 7), w tym elementy rzeźby krasowej (wypełnione osadami kanały, szczeliny i leje krasowe). Najbardziej charakterystycznymi utworami wskazującymi na cechy rzeźby postwaryscyjskich gór są brekcje i zlepieńce górnopermskie zbudowane z fragmentów miejscowych skał, spojonych materiałem ilasto-pylasto-piaszczysto-węglanowym. Utwory te interpretowane są jako osady żwirowych, roztokowych rzek oraz lawin i spływów gruzowych deponowanych w obrębie stożków napływowych lub stożków delt (Jewuła i in. 2020). Do najbardziej znanych tego typu utworów należy zlepieńiec zygmunowski zbudowany z otoczków dewońskich skał węglanowych scementowanych wapiennym lub kalcytowym, grubokrystalicznym spoiwem (Zbroja i in. 1998), który ze względu na swoje właściwości mechaniczne (twar-

dość, bloczność) oraz walory dekoracyjne od XVII w. był wykorzystywany jako marmur techniczny i materiał kamieniarski (Gągół i in. 2020). Zlepieńiec ten odsłania się przede wszystkim w kamieniołomie Zygmunówka na Czerwonej Górze (ryc. 18 E). Stokowe zsuwy grawitacyjne przemyte miejscami przez wody, które mają obecnie charakter megabrekcji oraz brekcji, odsłaniają się w dawnych kamieniołomach a obecnie rezerwatach przyrody nieożywionej w Jaworzni koło Kielc (rezerwat przyrody Chelosiowa Jama) oraz na Wietrzni w Kielcach (rezerwat przyrody Wietrznia im. Z. Rubinowskiego) (ryc. 7 E, F). W tych dwu stanowiskach występują też krasowe świadectwa postwaryscyjskiego okresu lądowego. W Jaworzni są to kopalne (wypełnione osadami) kanały krasowe, w tym tzw. wielkie soczewy – niskie i rozległe pustki wypełnione charakterystyczną sekwencją osadów, której środkową część tworzą zlepieńce zbudowane z otoczków piaskowców krzemionkowych oraz kwarców (ryc. 7 B, C, D). Te unikatowe formy powstały najprawdopodobniej w rezultacie wzrostu agresywności korozyjnej (krasowej) wód w strefie mieszania się wód słonych (dopływających z basenu morskiego na przedpolu klifu zbudowanego z dewońskich skał węglanowych) oraz słodkich (dopływających kanałami krasowymi z odleglejszych części tego wybrzeża). Na Wietrzni natomiast takim unikatowym przejawem rzeźby postwaryscyjskiego lądu jest przekrój przez olbrzymie osuwisko, które powstało na stoku doliny krasowej w późnym permie (ryc. 7 E). Na uwagę jednak zasługują też brekcje powstałe w wyniku wietrzeniowego rozpadu wapieni w gorącym klimacie (kopalne regolity) oraz kopalne kanały i leje krasowe wypełnione czerwonymi piaskowcami lub mułowcami (Głazek, Romanek 1976, Kuleta 1999, Urban 2002, 2007, 2013, Urban, Kasza 2010).

Przejawy krasu kopalnego z okresu permsko-triasowego zinwentaryzowano w granicach Geoparku również również w innych dawnych kamieniołomach, w tym, w rezerwatach przyrody nieożywionej Góra Rzepka i Góra Zelejowa oraz w kilku czynnych kamieniołomach wapieni dewońskich (Trzuskawica, Kowala, Szczukowskie Górki) (Urban, Kasza 2010). Obserwacje poczynione w wyżej wspomnianych stanowiskach wskazują, że górska, okresowo wyżynna, rzeźba obszaru świętokrzyskiego, kształtowana była przez procesy erozyjne i wietrzeniowo-krasowe w warunkach gorącego i suchego klimatu, przy aktywnym współdziałaniu ruchów tektonicznych (wznoszących, obniżających lub rozczłonkowujących masywy wapienne), grawitacyjnych, a także procesów endogenicznych, takich jak np. wypływy gorących i zmineralizowanych wód (Urban 2007, 2013).

Od wczesnego triasu praktycznie do końca kredy teren dzisiejszych Gór Świętokrzyskich (w tym obszar Geoparku) znajdował się w osiowej części ba-



Ryc. 7. Przykłady paleoreliefu oraz krasu kopalnego powstałych w końcowym etapie postwaryscyjskiego okresu lądowego w stanowiskach Jaworznia oraz Wietrznia

A – powierzchnia niezgodności kątowej pomiędzy waryscyjskim i alpejskim piętnem strukturalnym będąca kopalną powierzchnią terenu w ostatnim etapie istnienia waryscyjskiego lądu w Jaworzni. B – modelowy przekrój przez tzw. wielkie soczewy w Jaworzni; objaśnienia oznaczeń: 1 – drobnoziarnisty osad węglanowy lub węglanowo-krzemionkowy, 2 – zlepniac krzemionkowy, 3 – uławicony wapień dewoński. C – zlepniac krzemionkowy z tzw. wielkich soczew, D – blokowy, grawitacyjno-dylatacyjny rozpad masywu wapiennego w pobliżu klifowego stoku widoczny w stropie Sali NPWZ w systemie Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej, objaśnienia oznaczeń: 4 – krzemionkowy materiał wypełnienia żyły klastycznej, 5 – fragmenty wapienne w wypełnieniach żył klastycznych przechodzące w brekcję, 6 – cienkoławicowa oddzielenność wypełnień żył klastycznych. E – przekrój przez kopalne osuwisko na Wietrzni, F – kopalny, wczesnotriasowy piarg stokowy (brekcja) odsłonięty w Jaworzni (fot. A, C, E, F – J. Urban)

Fig. 7. Examples of paleorelief and paleokarst formed in the final stage of the post-Variscan terrestrial period in the sites of Jaworznia and Wietrznia

A – the surface of the angular unconformity between the Variscan and Alpine structural layers being the paleosurface of the ground in the last stage of the existence of the Variscan land in Jaworznia. B – model cross-section through the so-called large lenses in Jaworznia; Explanations of symbols: 1 – fine-grained carbonate or carbonate-siliceous sediment, 2 – siliceous agglomerate, 3 – bedding Devonian limestone. C – siliceous conglomerate from the so-called large lenses, D – blocky gravitational and dilational disintegration of the limestone massif near the cliff slope visible in the ceiling of the NPWZ Hall in the Chelosiowa Jama-Jaworznicka Cave system, explanations of the symbols: 4 – siliceous material of clastic vein filling, 5 – limestone fragments in the fillings of clastic veins passing into breccia, 6 – thin-bedded separation of clastic veins fillings. E – cross-section of the fossil landslide in Wietrznia, F – Early Triassic slope paleoscrree unveiled in Jaworznia (photo A, C, E, D – J. Urban)

senu morskiego zwanej bruzdą śródpolską (Kutek, Głazek 1972). Dominująca w tym przedziale czasowym sedymentacja morska przerywana była okresami rozwoju sedymentacji lądowej (fluwialnej, jeziornej) i denudacji związanymi z pulsami regresywnymi uwarunkowanymi czynnikami klimatycznymi a także procesami tektonicznymi, m.in. wczesnokimeryjskim wynoszeniem południowej Polski (Szulc i in. 2015). W południowo-zachodnim obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich znajdującym się w granicach Geoparku udokumentowane są luki stratygraficzne obejmujące pogranicze triasu i jury (najwyższy trias, całą jurę dolną oraz najniższą część jury środkowej) oraz wczesną kredę (Kozłowska i in. 2015, Świdrowska i in. 2008, Złonkiewicz 2011). Wskazują one na przerwy w sedymentacji i dominujący udział procesów denudacyjnych we wspomnianych interwałach czasowych.

Na obszarze Geoparku znajdują się dwa reprezentatywne profile geologiczne: Wolica i Wola Morawicka, dokumentujące depozycję (fluwialną) w środowisku lądowym w późnym triasie, przerwę sedymentacyjną a następnie morską transgresję środkowojurajską na wczesnojurajski obszar lądowy (Kozłowska i in. 2015).

Morskie utwory mezozoiczne wypełniające bruzdę duńsko-polską zostały ostatecznie wypiętrzone podczas fazy laramijskiej alpejskich ruchów górotwórczych na przełomie kredy i paleogenu. W miejscu bruzdy powstało antyklinorium środkowopolskie (Stupnicka 1972, Głazek, Kutek 1976, Krzywiec 2002, Urban 2010).

### Okres kenozoiczny – paleogen i neogen

Na etapie paleogeńsko-neogeńskim rzeźba obszaru Geoparku była formowana w środowisku lądowym. Jej rozwój był determinowany głównie:

- a) procesami tektonicznymi związanymi z inwersją basenu obejmującego dzisiejsze Góry Świętokrzyskie na przełomie kredy i paleogenu, a później z tektogenezą Karpat i ich przedpola (Jarosiński i in. 2009, Jankowski, Margielewski 2015),
- b) warunkami klimatycznymi (Słodkowska, Kasiński 2016),
- c) zmianami eustatycznymi poziomu Paratetydy (Peryt 2015, Peryt, Piwocki 2004),
- d) czasem trwania poszczególnych etapów morfogenezy i oddziaływania czynników morfogenetycznych.

Ruchy tektoniczne fazy laramijskiej na przełomie kredy i paleogenu nie zmieniły zasadniczych założeń strukturalnych obszaru. W skałach trzonu paleozoicznego skutkowały reaktywacją starszych uskoku (np. Lamarche i in 1999, 2002, Dębowska 2004), natomiast w obrębie południowo-zachodniego odcinka obrzeżenia permsko-mezozoicznego spowodowały

powstanie fałdów (Stupnicka 1972, Konon, Mastella 2001), nawiązujących do kierunków struktur paleozoicznych (WNW–ESE) oraz powstanie uskoku głównie podłużnych, równoległych do osi fałdów mezozoicznych (Konon 2012). Spowodowały jednak przede wszystkim inwersję mezozoicznego basenu obejmującego dzisiejsze Góry Świętokrzyskie, czyli wyniesienie tego obszaru, który był w konsekwencji intensywnie denudowany podlegając różnego typu wietrzeniu i erozji. W efekcie działania tych procesów z obszaru obecnego trzonu paleozoicznego usunięta została pokrywa utworów permsko-mezozoicznych o miąższości rzędu kilkuset metrów (Złonkiewicz 2011) oraz nastąpił rozwój sieci rzecznej o radialnym układzie (Lencewicz 1957, Kowalski 2002).

Tektoniczne wznoszenie obszaru świętokrzyskiego kontynuowane było w okresie paleogenu i neogenu. Natężenie tego procesu było jednak zmienne w czasie i zróżnicowane pod względem przestrzennym (Kowalski 2000, Urban 2013). Okresy mniejszego natężenia a nawet braku tego ruchu należy identyfikować z kopalnymi poziomami stabilizacji bazy erozyjnej warunkującymi ewolucję dolin rzecznych oraz rozwój poziomych systemów krasowych. Poziome systemy krasowe czytelne są obecnie jako maksima krzywej relatywnego skrasowienia mierzonej w otworach wiertniczych, ale także jako horyzontalnie rozwinięte jaskinie (czyli fragmenty tych systemów krasowych dostępne dla człowieka). W granicach Geoparku, w strefie wysokości 200–300 m n.p.m., jedno lub dwa takie maksima – czyli poziome systemy krasowe – zidentyfikowano w kilku stanowiskach (rozpoznanych otworami złożach kopalni): Jaworznia, Ostrówka i Ołowianka, natomiast w stanowisku Trzuskawica – mimo intensywnie rozwiniętego krasu brak takiego maksimum, co sugeruje w tym wypadku ciągłość procesu wznoszenia. Istnienie bazy erozyjnej w Jaworzni na wysokości 250–260 m n.p.m. potwierdza dodatkowo system jaskiniowy Chelosiowej-Jamy-Jaskini Jaworznickiej o długości prawie 4 km, rozwinięty głównie w tej strefie wysokościowej (Urban, Rzonca 2009, Urban 2013). Na etapie neogeńskim ewolucja dolin rzecznych była z pewnością warunkowana także zmianami poziomu wód Paratetydy w zapadlisku przedkarpackim (por. Radwański 1969, 1973, Peryt 2015).

Rodzaj procesów morfogenetycznych, ich natężenie oraz tempo zależało również od warunków klimatycznych, które zmieniały się od klimatu tropikalnego i subtropikalnego w paleogenie po klimat umiarkowany pod koniec neogenu (i we wczesnym czwartorzędzie) (Słodkowska, Kasiński 2016). W paleogenie oraz wczesnym i środkowym neogenie sprzyjały one intensywnemu wietrzeniu chemicznemu oraz krasowieniu. Procesy te powodowały formowanie poligenicznych i polichronicznych powierzchni denudacyjnych (w tym powierzchni

o rzeźbie krasowej). Powierzchnie te dokumentowane są miejscami obecnością pokryw zwietrzelinowych (Filonowicz 1968, Hakenberg 1974), zaś na wychodniach skał węglanowych – wypełnień lejów krasowych (Urban 2013, ryc. 8). Skład mineralogiczny oraz cechy petrograficzne tych pokryw i wypeł-

nień dokumentują warunki klimatyczne (i w konsekwencji orientacyjny wiek) oraz morfogenetyczne ich powstania (por. Różycki 1972, Liszkowski 1996). Na terenie występowania skał paleozoicznych pokrywy/wypełnienia te zbudowane są najczęściej ze zwietrzelin skał permsko-triasowych, co wskazuje



Ryc. 8. Przykłady krasu kopalnego w wybranych geostanowiskach na terenie Geoparku

A – wypełnienia lejów krasowych rozwiniętych w wapieniach dewonu górnego w rezerwacie przyrody Wietrznia. B – powierzchnia krasowa rozwinięta w wapieniach dewonu górnego odsłoniętych na terenie Ogrodu Botanicznego w Kielcach (fot. A – K. Pęczalski, fot. B – J. Kubalski)

Fig. 8. Examples of paleokarst in selected geological sites in the Geopark

A – fillings of karst funnels developed in Upper Devonian limestones in the Wietrznia nature reserve. B – karst surface developed in Upper Devonian limestones exposed in the Botanical Garden in Kielce (photo A – K. Pęczalski, photo B – J. Kubalski)

na stosunkowo niewielki zasięg głębokościowy denudacji trzonu paleozoicznego w zachodniej jego części. Miejscami cechy petrograficzne wypełnień krasowych (obecność dużych otoczków) wskazują na wysokoenergetyczny transport wodny, czyli krajobraz wyżynny a nawet górski. Wypełnienia innych zagłębień (znaczny udział w nich materiału pirogenicznego transportowanego eolicznie na duże odległości) wskazują z kolei na niskoenergetyczny lokalny transport wodny, czyli znaczne wyrównanie obszaru (Urban 2013). Występowanie tak różnych wypełnień krasowych w niewielkiej odległości od siebie (np. w okolicach Trzuskawicy) jest świadectwem polichroniczności tych powierzchni oraz aktywności tektonicznej na tym obszarze.

Stanowiskiem na terenie Geoparku, w którym zaobserwowano największe zróżnicowanie litologiczne – a w konsekwencji też wiekowe, przyjmując kryteria klimatostratygraficzne Liszkowskiego (1996) – wypełnień lejów krasowych jest Kadzielnia, jednak obecnie większość tych wypełnień jest niewidoczna, pokryta roślinnością (Kozłowski i in. 1965, Urban i in. 2011a). Późnoneogeńska (lub wczesnoczwartorzędowa) powierzchnia krasowa została natomiast wyeksponowana w geostanowisku zlokalizowanym na terenie Ogrodu Botanicznego na stokach góry Karczówki w Kielcach (ryc. 8).

W efekcie paleogeńsko-neogeńskiej morfogenezy trwającej 65 mln lat wytworzyła się charakterystyczna dla obszaru Geoparku rzeźba strukturalna. Morfogeneza ta zachodziła w warunkach aktywnej tektoniki oraz zmieniającego się klimatu oddziałujących na podłoże o zróżnicowanej litologii i budowie fałdowej (Ołędzki 1976). Rzeźba ta reprezentowana jest przez regularny, rusztowy system równoległych pasm wzniesień warunkowanych litologią podłoża, które są rozdzielone obniżeniami o różnej genezie (Klatka 1965, Gilewska 1972, Ołędzki 1976, Wróblewski 1976, Kowalski 2000, Urban 2014, Ludwikowska-Kędzia 2018a, b, 2019).

### Okres kenozoiczny – czwartorzęd

W czwartorzędzie rzeźba obszaru Geoparku odziedziczona po paleogeńsko-neogeńskim etapie morfogenezy, podlegała wielokrotnej transformacji pod wpływem oddziaływania zespołu procesów glacialnych (glaciizostatycznych, glacitektonicznych, egzarcyjnych oraz akumulacyjnych łądłodów i wód lodowcowych) oraz wietrzeniowych, eolicznych, erozyjno-denudacyjnych, funkcjonujących w zmiennych warunkach klimatycznych tego okresu (por. Rasmussen i in. 2014)

W plejstocenie obszar ten pozostawał w zasięgu oddziaływania zlodowaceń południowopolskich San 1 (MIS 16) i San 2 (MIS 12) (Elsterian) oraz w strefie akumulacji ekstraglacialnej zlodowacenia Odry

(MIS 6) (Saalian) (Lindner 1984, 2004, Dzierżek i in. 2021). W przebiegu glacjacji obszaru ważną rolę odegrała urozmaicona rzeźba podłoża podczwartorzędowego (Lindner 1984). Kopalne obniżenia strukturalne, różnej genezy i wieku, były strefami szczególnie predysponowanymi do akumulacji miększej serii osadów plejstoceńskich. W ich obrębie ta poligeniczna i różnowiekowa pokrywa osadów buduje rozległe powierzchnie denudacyjne (Lindner 1984, 2004). W rzeźbie polodowcowej obszaru Geoparku zachowały się głównie formy pochodzące z etapu deglacjacji, tj. terasy kemo-we i/lub formy akumulacji szczelinowej (Radłowska, Mycielska-Dowgiałło 1972, Lindner 1984). Fakt ten wynika ze specyfiki przebiegu zlodowacenia obszaru o rzeźbie rusztowej (Ludwikowska-Kędzia 2018b).

W pozostałych zimnych okresach plejstocenu obszar Geoparku pozostawał w warunkach peryglacialnych, które sprzyjały aktywizacji różnych procesów stokowych. Dochodziło wówczas do formowania gliniasto-gruzowych, gliniasto-blokowych i piaszczysto-gruzowych pokryw kongeliflukcyjnych (Sołtysik 1998, Lindner, Bogucki 2002), także na drodze spływów grawitacyjnych (Cabalski i in. 2021). Dobrze czytelnym zapisem tego typu warunków na omawianym obszarze są także osady i/lub formy związane z okresem zlodowacenia Wisły (MIS 5d-2) (Weichselian), tj. serie eoliczne, piaski w wydmach (Jaśkowski 1996) i pokrywy lessowe (np. Lindner 1984, 2004, Lindner, Dzierżek 2019, Dzierżek, Lindner 2020), czy też glebopokrywy stokowe (Kowalkowski, Ludwikowska 1993).

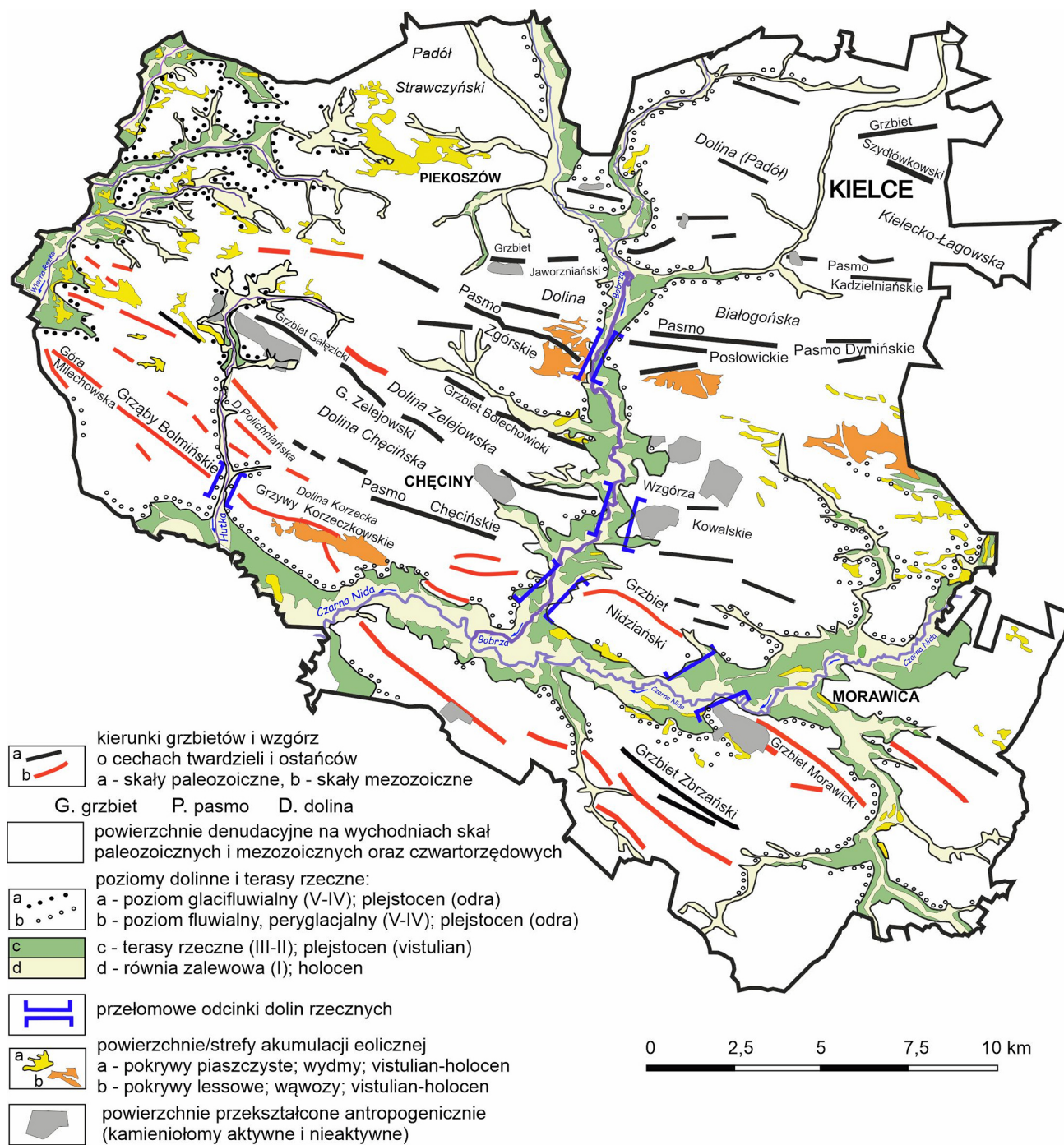
W okresach interglacialnych plejstocenu, włącznie z holocenem, rozwijały się na obszarze Geoparku różne środowiska sedymentacyjne, m.in. fluwialne (w tym stożków napływowych, stref przełomowych), eoliczne, jeziorne, z odpowiadającymi im genetycznie osadami (Lindner 1984, 2004), w holocenie warunkowane coraz silniejszą antropopresją (Krupa 2013).

Czas formowania rzeźby podczas czwartorzędowego etapu morfogenezy, tj. ok 2.6 mln lat był bardzo krótki w porównaniu z długością trwania etapu paleogeńsko-neogeńskiego. Dlatego też poligeniczność czy polichroniczność form rzeźby strukturalnej, należy rozważać w innym wymiarze interpretacyjnym niż rzeźby czwartorzędowej.

## Charakterystyka rzeźby obszaru Geoparku

### Rzeźba strukturalna

Południowo-zachodnia część Gór Świętokrzyskich znajdująca się w granicach Geoparku, jest obszarem o bardzo wyrazistej rzeźbie strukturalnej, czyli rzeź-



Ryc. 9. Szkic geomorfologiczny obszaru Geoparku (na podstawie Kotańskiego 1959; Filonowicza 1973, Hakenberga 1973, Filonowicza, Lindnera 1986)

Fig. 9. Geomorphological sketch of the Geopark area (based on Kotański 1959; Filonowicz 1973, Hakenberg 1973, Filonowicz, Lindner 1986)

bie odzwierciedlającej struktury geologiczne podłoża. Ponieważ w podłożu tym występują wyraźne fałdy o rozciągłości WNW–ESE, to rzeźba ta manifestuje się obecnością wydłużonych pasm wzniesień utworzonych na wychodniach formacji skalnych odpornych na wietrzenie i erozję w warunkach klimatu paleogeńskiego i neogeńskiego, które rozdzielone są szerokimi, wydłużonymi obniżeniami (Gilewska 1972, Wróblewski 1976, Urban 2014, ryc. 9).

Na terenie Geoparku Świętokrzyskiego zależności pomiędzy składem mineralnym, chemizmem i stopniem krystalizacji wapieni dewońskich oraz jurajskich, jak również upadem, miąższością warstw i gęstością spękań ciosowych a tendencją do tworzenia pasm wzniesień (w warunkach klimatu neogeńskiego) badał Ołędzki (1976), który stwierdził, iż twarde, dzielcowe formy rzeźby zbudowane są z czystych mineralnie, słabo spękanych i gruboławicowych oraz

stosunkowo (ale nie bardzo) grubokrystalicznych skał. Autor ten zwrócił też uwagę na podstawowe znaczenie zróżnicowania litologiczno-strukturalnego skał, których wschodnie sąsiadują ze sobą (a więc skały muszą wykazywać nachylenie lub być oddzielone uskokiemi), które decyduje o zróżnicowaniu form rzeźby, czyli obecności obniżen, wzniesień oraz stromych stoków pomiędzy nimi.

Twardzielcowe formy rzeźby na terenie Geoparku zbudowane są przede wszystkim z dolnokambryjskich piaskowców formacji z Ociesek, środkowo- i górnodewońskich wapieni i dolomitów stromatoroidowo-koralowcowych formacji z Kowali (sensu Narkiewicz i in. 1990) oraz zróżnicowanych litologicznie wapieni górnej jury (Urban 2010, 2014, 2019). Najwyższy na terenie Geoparku, górujący około 100 m nad otaczającymi obniżeniami, ciąg wzniesień należących do trzech pasm: Zgórskiego, Posłowickiego i Dymińskiego (najwyższe wzniesienia odpowiednio: Patrol – 388 m n.p.m., Biesak – 381 m n.p.m. i Telegraf – 408 m n.p.m., ryc. 9, 10), zbudowany jest z dolnokambryjskich piaskowców formacji z Ociesek, które w sensie geologicznym stanowią ośnię antykliny dymińskiej. W budowie wymienionych pasm biorą udział również krzemionkowe skały ordowiku, syluru i dolnego dewonu (Urban 2010, Urban, Fijałkowska-Mader 2019, ryc. 5, 9).

Pasmo Chęcińskie (najwyższe wzniesienie – Góra Zamkowa, 360 m n.p.m.) oraz Pasmo Zele-

jowskie (najwyższe wzniesienie – Góra Zelejowa, 361 m n.p.m., ryc. 10), wznoszące się 50–80 m nad okoliczne obniżenia, które zbiegałyby się na zachodnich swych krańcach na Miedziance, gdyby istniały – zniwelowane przez eksploatację – wzniesienia Ostrówki i Ołowianki, zbudowane są z dewońskich skał węglanowych (ryc. 6). Budujące te pasma wapienie i dolomity w sensie geologicznym reprezentują stromo pochylone południowe i północne skrzydła antykliny chęcińskiej (ryc. 5). W budowie Pasma Chęcińskiego oraz wzniesień na jego wschodnim i zachodnim przedłużeniu biorą udział również wapienie środkowego triasu oraz piaskowce dolnotriasowe, podczas gdy niektóre odcinki Pasma Zelejowskiego zbudowane są z wapiennych utworów górnego permu lub piaskowców dolnotriasowych.

Grzbiet Bolechowicki (najwyższy szczyt – Czerwona Góra, 326 m n.p.m.), wznoszący się 50–70 m nad otaczające obniżenia, zbudowany jest z węglanowych skał dewonu oraz górnego permu synkliny gałęziczko-bolechowickiej (ryc. 10).

Tam gdzie nachylenie wapieni dewońskich jest mniej wyraźne, czyli przede wszystkim w synklinie kieleckiej (w zachodniej części synklinorium kielecko-łagowskiego), twarde wzniesienia zbudowane z tych skał tworzą raczej grupy wzniesień odseparowanych od siebie obniżeniami, które jednak mają nazwy typowe dla liniowych jednostek górskich: Pasmo Kadzielniańskie oraz Grzbiet Jaworzniański (Urban 2010, Urban, Fijałkowska-Mader 2019).



Ryc. 10. Charakterystyczny układ naprzemiennych, równoległych grzbietów w centralnej i południowej części Geoparku  
A – widok w kierunku NNE z wieży Zamku Królewskiego w Chęcinach. B – Zachodnia część pasma Grzywy Korzeczkowskie widoczna z okolicy Tokarni (fot. A – Ł.Zarzycki, fot. B – S.Pawlak)

Fig. 10. Characteristic arrangement of alternating parallel ridges in the central and southern part of the Geopark  
A – view towards NNE from the tower of the Royal Castle in Chęciny. B – The western part of the Grzywy Korzeczkowskie range visible from the vicinity of Tokarnia (photo A – Ł.Zarzycki, photo B – S.Pawlak)

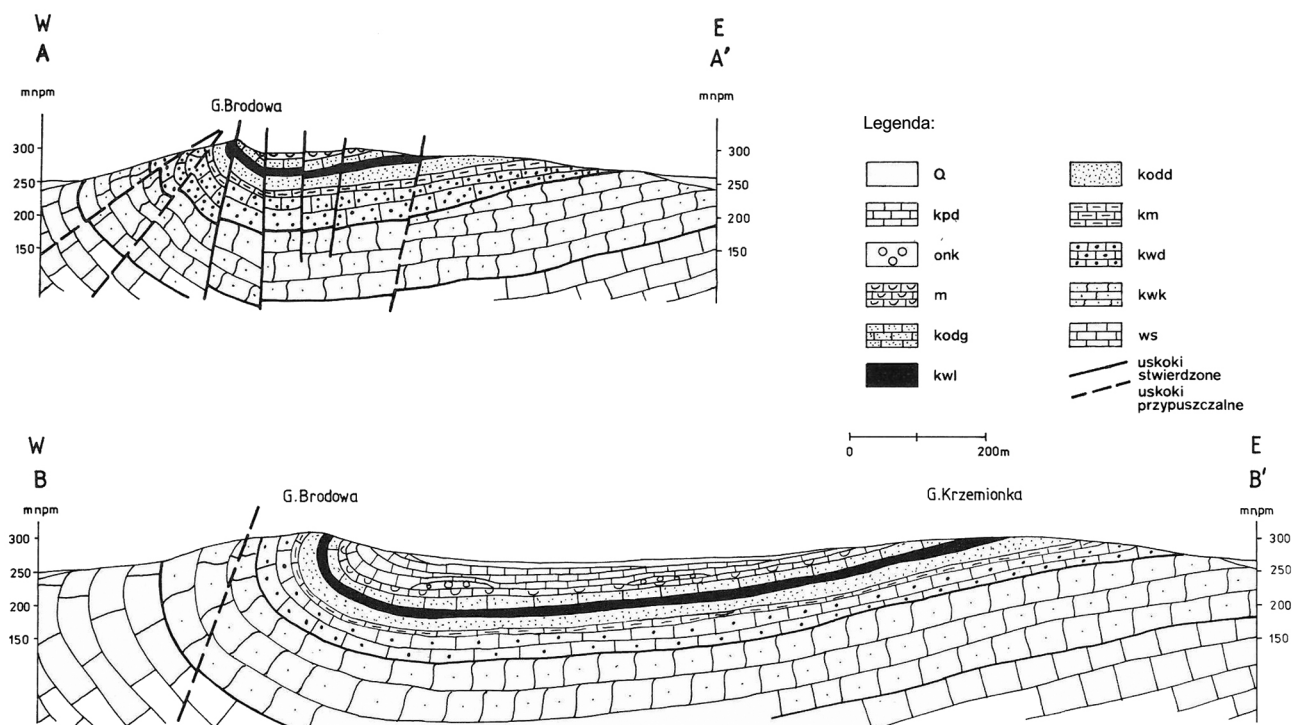
Grzbiety Grzyw Korzeckowskich (najwyższe wzniesienie – 334 m n.p.m.) Grząbów Bolmińskich (najwyższe wzniesienie – 334,6 m n.p.m.) oraz masywy Góry Milechowskiej (335 m n.p.m.) i Czubatki (325,7 m n.p.m.), które wznoszą się 50–70 m nad otaczające obniżenia w południowej części Geoparku, zbudowane są z wapieni górnourajskich skrzydeł synkliny ostrowsko-bolmińskiej (ryc. 10). W samej osi synkliny niewielki element twarżielcowy tworzą jeszcze piaskowce najwyższej dolnej kredy (Urban 2010, Urban, Fijałkowska-Mader 2019, ryc. 5). Góra Milechowska stanowi wał twarżielcowy, w kształcie podkowy, o maksymalnej wysokości rzędu 335 m n.p.m. w części grzbietowej zbudowany z odpornych na niszczenie utworów dwóch kompleksów litostratygraficznych górnej jury o niewielkiej miąższości: 1) kompleksu wapieni laminowanych z krzemieniami oraz 2) kompleksu dolnego i górnego oolitowo-detrytycznego (ryc. 11). Mało odporne kompleksy utworów górnego oksfordu oraz wapień kredowate, warstwy muszlowcowo-margliste budują strefy obniżenia pomiędzy grzbietami i najniższe fragmenty stoków (Złonkiewicz 1994).

Większość grzbietów twarżielcowych na obszarze Geoparku ma charakter izoklinalny, to znaczy nachylenie warstw w obrębie tych grzbietów jest jedno-

kierunkowe i generalnie podobne, bo stanowią one skrzydłowe elementy struktur tektonicznych. Najlepszym przykładem takiego izoklinalnego grzbietu jest Pasma Zelejowskie (ryc. 10).

Analizując rzeźbę strukturalną obszaru Geoparku warto zwrócić uwagę na jej dwojaki genetycznie charakter. W przypadku kilku elementów tektonicznych i jednocześnie pasm jest to rzeźba zgodnie odzwierciedlająca struktury tektoniczne, tzn. przebieg grzbietów pokrywa się z przebiegiem antyklin (grzbiety antyklinalne) a dolin/obniżeń z przebiegiem synklin (doliny/obniżenia synklinalne). Przykładem tej pierwszej sytuacji może być ciąg pasm: Zgórskiego, Posłowskiego i Dymińskiego, który nawiązuje do osi antykliny dymińskiej, zaś tej drugiej – obniżenia w osiowej części synkliny ostrowsko-bolmińskiej, pomiędzy pasmami zbudowanymi z wapieni górnourajskich.

W przypadku jednak kilku struktur mamy do czynienia z rzeźbą niezgodną, inwersyjną, czyli taką, w której pasma lub grupy wzniesień ciągną się w miejscu synklin (grzbiety/wzniesienia synklinalne) zaś doliny/obniżenia są uformowane/utworzone w miejscu antyklin (doliny/obniżenia antyklinalne). Przykładem pierwszego przypadku jest Grzbiet Bołchowicki, powstały w centralnej części synkliny gałę-



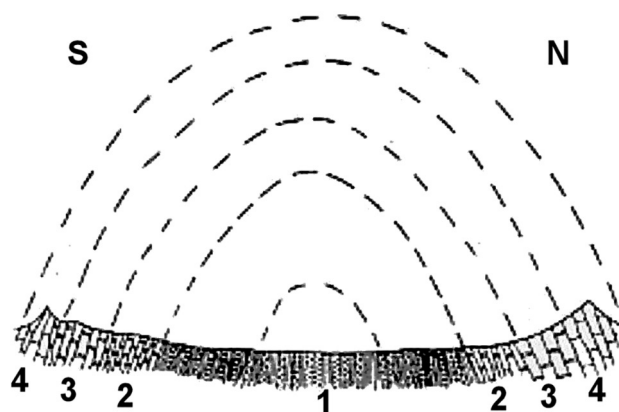
Ryc. 11. Przekroje geologiczne przez Górę Milechowską (według Złonkiewicza 1994)

Q – czwartorzęd; kpd – kompleks płytowo-detrytyczny; onk – onkolit; m – muszłowiec; kodg – kompleks oolitowo-detrytyczny, górny; kwl – kompleks wapieni laminowanych; kodd – kompleks oolitowo-detrytyczny, dolny; km – kompleks margli; kwd – kompleks wapieni detrytycznych; kwk – kompleks wapieni kredowatych; ws – wapień siedleckie

Fig. 11. Geological cross-sections through Góra Milechowska (according to Złonkiewicz 1994)

Q – Quaternary; kpd – plate-detrital complex; onk – oncolite; m – shell limestone; kodg – oolite detrital complex, upper; kwl – laminated limestone complex; kodd – oolite detrital complex, bottom; km – marl complex; kwd – detrital limestone complex; kwk – chalky limestone complex; ws – Siedleckie limestones





Ryc. 12. Model inwersyjnej Doliny Chęcińskiej (według Kottańskiego 1959)

Fig. 12. Model of the inversion of the Chęcińska Valley (according to Kottański 1959)

zicko-bolechowskiej. Natomiast klasyczny przykład doliny inwersyjnej stanowi Dolina Chęcińska utworzona na wychodniach łupkowych utworów kambru osiowej części antykliny chęcińskiej i ograniczona od południa Pasmem Chęcińskim, zaś od północy Pasmem Zelejowskim, zbudowanymi z dewońskich wapieni występujących w skrzydłach tej antykliny. Przykład tej „doliny” (bo nie jest to dolina rzeczna) został uznany za modelowy do przedstawienia mechanizmu tworzenia się inwersyjnych elementów rzeźby (Kottański 1959, ryc. 12).

Poza Doliną Chęcińską w granicach Geoparku Świętokrzyskiego zlokalizowane są inne obniżenia strukturalne. W części południowej są to Dolina Białogońska, Korzecka czy Zelejowska, a w części północnej, niewielki fragment Doliny (Padołu) Kielecko-Łagowskiej i Padołu Strawczyńskiego (ryc. 9). Podobnie jak Dolina Chęcińska są one tradycyjnie, choć błędnie, nazywane dolinami (Wróblewski 1976, Kowalski 2002, Ludwikowska-Kędzia 2018a, b, 2019). Błąd wynika z założeń ich genezy, zgodnie z którymi są efektem głównie procesów erozyjnych. Tymczasem wykazano, że ich powstanie należy wiązać z uwarunkowaniami litologiczno-tektonicznymi podłoża podczwartorzędowego i szeregiem różnych procesów fluwialno-denudacyjnych (m.in. Kowalski 2002, Ludwikowska-Kędzia 2018a). Tak więc,

obniżenia strukturalne w Górach Świętokrzyskich występują głównie pomiędzy ciągami wzniesień, nawiązując do stref występowania w podłożu podczwartorzędowym utworów o mniejszej odporności na procesy niszczące (przede wszystkim łupków ilastych, margli i mułowców, lokalnie także skał węglanowych). Są to najczęściej obniżenia synklinalne, rzadziej inwersyjne antyklinalne i/lub obejmujące strefy skrzydeł zrzuconych uskoku podłużnych. Ich zasięg, podobnie jak kierunek ich przebiegu, nawiązuje do szerokości fałdów i kierunku ich osi. Brak pełnego rozpoznania rzeźby podłoża podczwartorzędowego tych obniżenia uniemożliwia w wielu przypadkach prawidłową ocenę ich genezy, ewolucji oraz roli jaką odegrała ona w przebiegu i zapisie zlodowaceń plejstoceńskich (Ludwikowska-Kędzia 2018b). Dna i zbocza obniżenia strukturalnych w granicach Geoparku są strefami akumulacji różnowiekowych, głównie plejstoceńskich kompleksów osadów (Elsterian, Saalian, Weichselian), różnej miąższości i genezy (przede wszystkim glacygenicznymi ale także stokowych, eolicznymi i biogenicznymi) (Filonowicz, Lindner 1986, Hakenberg 1973, Sołtysik 1998, Cabalski i in. 2021).

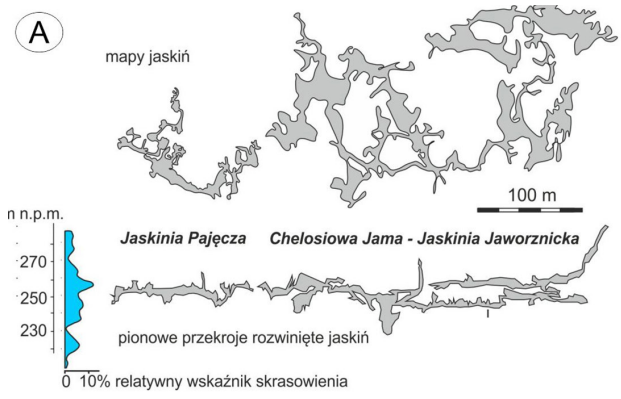
## Rzeźba krasowa

W rozdziale niniejszym omówiono te elementy krasowe, które odgrywają istotną rolę w rzeźbie (w tym także podziemnej rzeźbie) Geoparku, a więc te fragmenty podziemnych systemów krasowych, które są dostępne dla człowieka, czyli jaskinie, jak również współcześnie rozwijające się formy powierzchniowej rzeźby krasowej.

W granicach Geoparku Świętokrzyskiego zidentyfikowano dotąd 78 jaskiń a więc niemal połowę wszystkich jaskiń regionu świętokrzyskiego. Jaskinie te mają łączną długość 6885 m i są wśród nich największe jaskinie świętokrzyskie (tab. 1), których długość przekracza 200 m, w pojedynczych przypadkach sięga nawet prawie 4 km. Jaskinie o długości mniejszej niż 20 m są najliczniejsze (stanowią 80% wszystkich jaskiń). Jaskinie te występują w zdecydowanej większości w dewońskich wapieniach formacji wapieni i dolomitów stromatoporoidowo-koralowco-

Tabela 1. Najdłuższe jaskinie świętokrzyskie i jednocześnie Geoparku Świętokrzyskiego (na podstawie Urban 1996, Kasza, Urban 2015, Urban, Kasza 2020)

Nazwa jaskini	Lokalizacja	Długość	Deniwelacja
		[m]	[m]
system Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworzniczek	Jaworznia	3670	61,0
Jaskinia Pajęcza	Jaworznia	1183	25,5
system Jaskinia Odkrywców-Prochownia-Szczelina na Kadzielni	Kadzielnia	392	22,0
Jaskinia w Sztolni Zofia na Miedziance	Miedzianka	279	23,0
Jaskinia w Sztolni Teresa na Miedziance	Miedzianka	270	18,0
Raj	Dobrzączka	240	9,5



wych z Kowali (73%), w części – w wapieniach górnojurajskich, pojedyncze – w permskich zlepieńcach węglanowych.

Większość jaskiń Geoparku Świętokrzyskiego skupia się w kilku stanowiskach, które też najczęściej są miejscami dawnej eksploatacji powierzchniowej lub podziemnej. Jaskinie w miejscach dawnej eksploatacji zostały udostępnione dla człowieka, gdy wyrobiska przecięły systemy kanałów krasowych i dlatego mają nienaturalne otwory. Najwięcej jaskiń zinwentaryzowano w dawnym kamieniołomie Kadzielnia, który obecnie stanowi w części park miejski, w części rezerwat przyrody. Na Kadzielni zinwentaryzowano 25 jaskiń, w tym jeden z dłuższych systemów (tab. 1). W dawnym kamieniołomie w Jaworzni, chronionym obecnie jako rezerwat przyrody nieożywionej Chelosiowa Jama, zinwentaryzowano 11 jaskiń, w tym dwie najdłuższe w regionie (tab. 1). Na Górze Miedzianka udokumentowano 10 obiektów jaskiniowych, przy czym wszystkie większe jaskinie tego stanowiska (tab. 1) były w różnym stopniu oczyszczone z materiału namuliskowego w ramach eksploatacji rud miedzi. Innym stanowiskiem, w którym odkrywająca kopalnia wapienia odsłoniła elementy systemu krasowego (w tym 5 niewielkich jaskiń) jest rezerwat przyrody nieożywionej Wietrznia im. Z. Rubinowskiego w Kielcach. Jedynym stanowiskiem, w którym większa ilość jaskiń nie jest związana z eksploatacją, jest Góra Milechowska, zbudowana z wapieni górnojurajskich (Złonkiewicz 1994, 2016, Urban 1996 Urban, Kasza 2010, 2020, Urban i in. 2011a, b, Kasza, Urban 2015, 2016, ryc. 11).

Jaskinie występujące na terenie Geoparku mają w zdecydowanej większości genezę krasową, to znaczy powstały w rezultacie rozpuszczania skał węglanowych. Reprezentują fragmenty rozległych pod-

ziemnych systemów krasowych, które nie zostały wypełnione osadami wtórnymi (namuliskami) lub wypełnienia te zostały z nich usunięte w sposób naturalny (wymyte) lub sztuczny (poprzez eksploatację). Jaskinie te w poszczególnych stanowiskach występują na różnej wysokości, jednak mają rozwinięcie głównie poziome (ryc. 13 A). Brak związku ze współczesnymi kierunkami przepływów podziemnych i siecią rzeczną, brak naturalnych otworów, a także położenie jaskiń znacznie powyżej współczesnego zwierciadła wód podziemnych wskazuje, iż systemy krasowe powstały w okresach, gdy region miał odmienną rzeźbę zaś zwierciadło wód podziemnych i baza erozyjna położone były znacznie wyżej, w neogenie, a nawet w paleogenie. Generalnie poziomy przebieg korytarzy oraz specyficzny ich kształt (ryc. 13) wskazują, iż rozwijały się najczęściej w strefie epifreatycznej, czyli płytko poniżej zwierciadła wód (Urban, Kasza 2010, Urban i in. 2011a, b), zaś ich rozwój związany był z etapami stabilizacji bazy erozyjnej. Najbardziej skomplikowany, labiryntowy system krasowy rozwinął się w Jaworzni (ryc. 13 A, B), co spowodowane było mieszanym się wód podziemnych dopływających z różnych stron do wydłużonej równoleżnikowo serii węglanowej (Urban, Kasza 2010, Urban 2002, 2013). Dodatkowym czynnikiem wpływającym na kształt systemu krasowego, w tym pionowy zasięg korytarzy w części wschodniej systemu, była obecność w masywie form krasu kopalnego oraz kopalnych zjawisk grawitacyjnych (osuwisk) z postwaryscyjskiego okresu lądowego. Pozostałe jaskinie powstawały w warunkach w miarę jednolitego przepływu wód, w związku z czym nie tworzą aż tak dużych i skomplikowanych systemów.

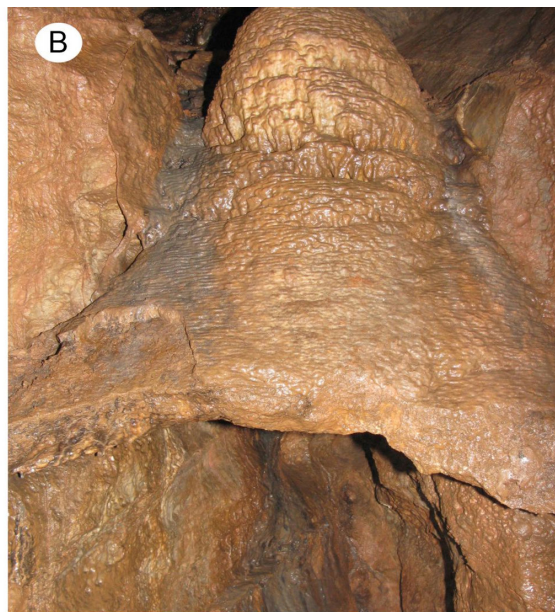
Pod koniec pliocenu lub na początku czwartorzędu systemy kanałów krasowych zostały prawdo-

### Ryc. 13. Jaskinie Geoparku Świętokrzyskiego

A – uproszczone mapy oraz rozwinięte przekroje pionowe systemu Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej i Jaskini Pajęcznej w rezerwacie przyrody Chelosiowa Jama w Jaworzni, po lewej stronie również wykres relatywnego wskaźnika skrasowienia obliczonego na podstawie profili otworów wiertniczych ze złoza Jaworzni. B – Sala Wielkobiwakowa, największa, zawaliskowa pustka systemu Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej. C – rurowaty kanał w stropie jednej z sal systemu Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej, którego położenie i kształt wskazuje na rozwój w warunkach epifreatycznych. D – korytarz Fatamorgana w Jaskini Pajęcznej o wykształceniu wskazującym na powstanie w warunkach epifreatycznych (w ścianie widoczne gliniane popiersie św. Barbary wykonane przez nieznaną speleologów). E – przekrój przez jaskinię na powierzchni uskokowej odsłoniętej na Kadzielni dobrze ilustruje jej genetyczny związek z przepływami w strefie epifreatycznej. F – kształt otworu Jaskini w Sztolni Zofia na Miedziance wskazuje na krasową genezę tej części tego wyrobiska górniczego. G – rurowaty kształt jaskini Piekło Milechowskie wskazuje, iż także jaskinie w wapieniach górnojurajskich tworzyły się w warunkach freaticznych (fot. J. Urban)

### Fig. 13. Caves of the Holy Cross Mts. Geopark

A – simplified maps (plans) and general vertical cross-sections of the Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka cave system and Jaskinia Pajęcza (Spider Cave) in the Chelosiowa Jama nature reserve in Jaworzni, on the left side also a graph of the relative karstification index calculated on the basis of the profiles of boreholes from the Jaworzni raw material deposit. B – Sala Wielkobiwakowa (Big Camp Hall), the largest cavern of the Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka cave system. C – tubular channel in the ceiling of one of the chamber of the Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka cave system, the location and shape of which indicate development under epiphreatic conditions. D – Fatamorgana gallery in the Jaskinia Pajęcza (Spider Cave), of the shape indicating its development in epiphreatic conditions (a clay bust of St. Barbara made by unknown speleologists is visible in the wall). E – cross-section of the cave on the fault surface exposed in Kadzielnia well illustrates its genetic relationship with the flows in the epiphreatic zone. F – the shape of the cave opening in the Jaskinia w Sztolni Zofia na Miedziance (Cave in the Zofia Adit in Miedzianka) indicates the karst origin of this part of the mining excavation. G – the tubular shape of the Piekło Milechowskie (Milechowy Hell) cave indicates that the caves in the Upper Jurassic limestones were also formed in phreatic conditions (photo J. Urban)



podobnie w większości wypełnione osadami wtórnymi, namuliskowymi, których materiał pochodził najczęściej ze zwietrzelin utworów permsko-triasowych przykrywających wapienie dewońskie w wielu miejscach zachodniej części regionu (w tym obszarze Geoparku). Jednak w różnych okresach zlodowaceń plejstocenijskich część z kanałów krasowych była okresowo oczyszczana z osadów i wówczas powstawały w nich duże formy naciekowe, z których część została później skorodowana lub mechanicznie zniszczona (ryc. 14), (Urban i in. 2019). Datowania kalcytowych nacieków metodą uranowo-torową wskazują, że część z nich jest starsza niż 350 000 lat, a nawet prawdopodobnie starsza niż 1,2 mln lat. Jednak zarówno na Kadzielni jak i w systemie Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej występują duże, grubokryształiczne nacieki o wieku rzędu 150 000–300 000 lat, a więc powstałe w środkowym plejstocenie, w okresie glacjałów oraz interglacjałów kompleksu środkowopolskiego. Najbardziej atrakcyjna w regionie szata naciekowa jaskini Raj (ryc. 14) jest stosunkowo młoda, bowiem jej formowanie, rozpoczęte w końcu plejstocenu, trwa do chwili obecnej.

Do najważniejszych plejstocenijskich stanowisk paleontologicznych związanych z krasem świętokrzyskim należą: Kadzielnia 1 z przełomu neogenu i czwartorzędu, Kozi Grzbiet z interglacjałowego okresu kompleksu południowopolskiego oraz późnoplejstocenijskie stanowiska w Jaskini Raj i na Kadzielni (Kadzielnia 2) (Rubinowski 1974, Lindner, Marciniak 2008, Urban i in. 2011a, b, 2019, Dzierżek i in. 2021).

Formami krasu powierzchniowego są zagłębienia (leje) krasowe, które tworzyły się powszechnie w okresie intensywnego rozwoju krasu w neogenie. Pod koniec tego okresu zostały jednak wypełnione osadami, głównie ilasto-krzemionkowo-żelazystymi

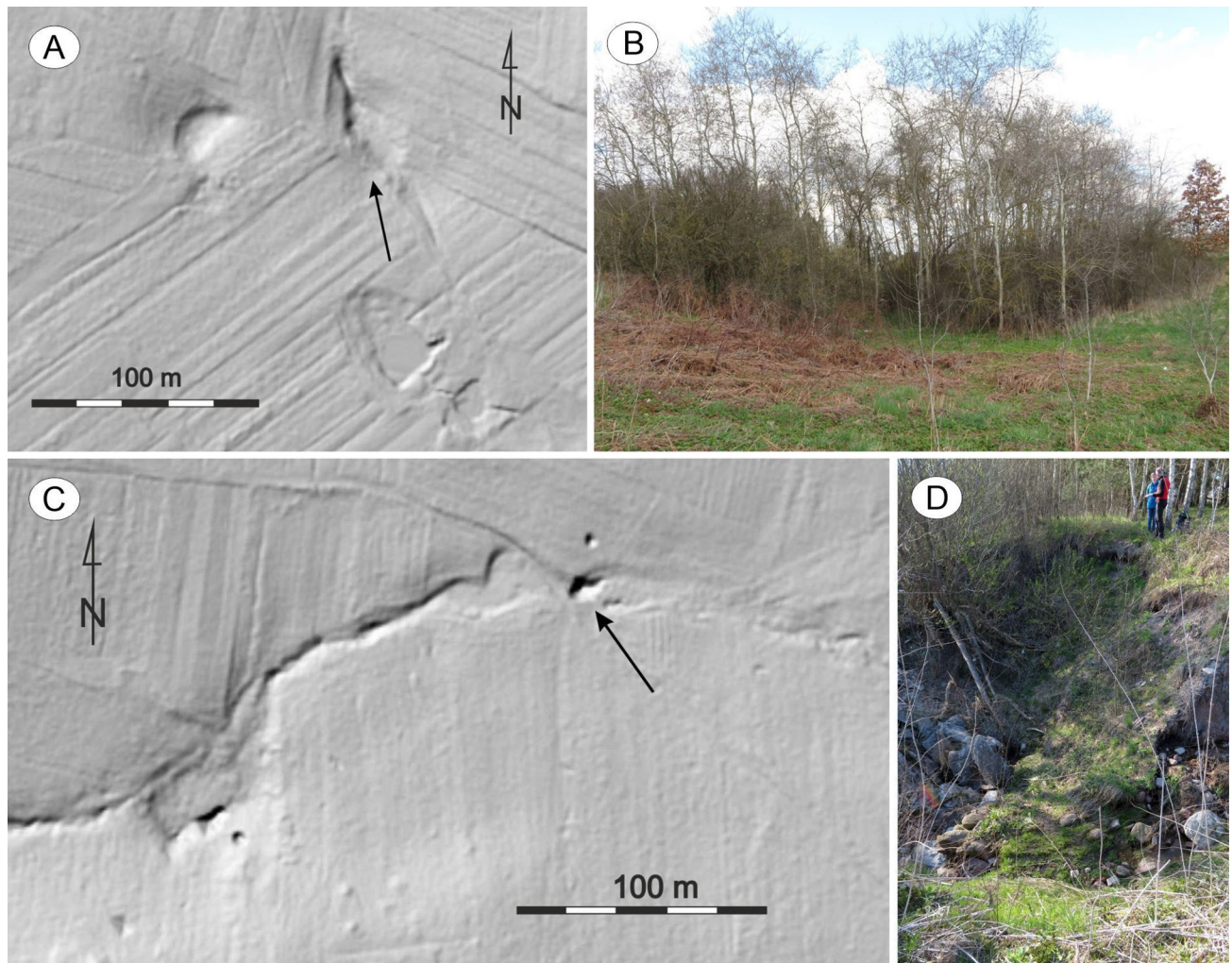
zwietrzelinami utworów permsko-triasowych i obecnie ich przekroje można obserwować w ścianach kamieniołomów. Współcześnie wyjątkowo tylko tego typu kopalne formy są odnawiane w wyniku intensyfikacji przepływów podziemnymi kanałami krasowymi i wmywania w te kanały osadów wypełniających leje. Taka intensyfikacja przepływów i – w konsekwencji – odnawianie lejów, może być związana z obniżaniem się zwierciadła wód podziemnych w obszarach lejów depresyjnych dużych wyrobisk odkrywkowych. W granicach Geoparku Świętokrzyskiego zagłębienia i leje krasowe występują przede wszystkim na wychodniach wapieni dewońskich południowego skrzydła synkliny kieleckiej, w obrębie którego rozwinął się rozległy system krasowy reprezentowany m.in. przez system Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej. Prawdopodobne jest, iż system ten w okresach glacjałowych plejstocenu prowadził wody podziemne pomiędzy doliną Hutki na zachodzie a przełomem Bobrzy w Słowiku na wschodzie (Dzierżek i in. 2021). Obecność zagłębień wskazuje, iż nie przestał być aktywny, zaś współczesna intensyfikacja przepływu może być spowodowana pogłębieniem eksploatacji złoża wapieni Ostrówka. O jego stałej aktywności świadczy grupa zarośniętych zagłębień krasowych w Jaworzni-Zagórzu, z których jedno chronione jest jako pomnik przyrody (ryc. 15 A, B). Nowe formy tego typu tworzą się kilka kilometrów na zachód w Łaziskach i na południe od Rykoszyna, nawet w miejscach, gdzie wapienie przykryte są już niewielkim nadkładem utworów triasowych (Kasza, Złonkiewicz 2016, ryc. 15 C, D). Celowe wydaje się wykorzystanie edukacyjne tych form rzeźby, zwłaszcza zagłębienia chronionego jako pomnik przyrody, położonego w pobliżu ścieżki edukacyjnej w rezerwacie przyrody nieożywionej Moczydło w Jaworzni.

Ryc. 14. Różne typy nacieków w jaskiniach świętokrzyskich

A – silnie skorodowany stary naciek w Jaskini Pajęcznej w rezerwacie przyrody Chelosiowa Jama w Jaworzni. B – zawieszony na ścianie (po wymyciu spod niego namuliska) duży, stary stalagmit w korytarzu Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej; początek wzrostu nacieku datowany jest na 260 ka, koniec wzrostu – na 160 ka (wg Urban i in. 2019). C – specyficznie skorodowane bardzo stare nacieki, zwane rozetkami w systemie Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej. D – zawieszone (po częściowym wymyciu namuliska) polewy naciekowe w systemie Jaskinia Odkrywców-Prochownia-Szczelina na Kadzielni; początek tworzenia się polewy jest datowany na 270 ka, koniec ich wzrostu – na 170 ka (wg Urbana i in. 2019). E – niewielkie, młode (zapewne holocenijskie) stalaktyty i naciekowe formy agrawitacyjne w systemie Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej. F – typowa szata naciekowa jaskini Raj, w rezerwacie przyrody nieożywionej Jaskinia Raj – masowo występujące rurkowate stalaktyty zwane makaronami. G – typowa szata naciekowa jaskini Raj – masowo występujące stalaktyty oraz rzadsze kolumny naciekowe, zaś w dnie duże stalagmity (fot. J. Urban)

Fig. 14. Various types of speleothems in the Świętokrzyskie caves

A – strongly corroded old flowstone in the Jaskinia Pajęcza (Spider Cave) in the Chelosiowa Jama nature reserve in Jaworzni. B – large, old stalagmite in the passage of Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka cave system, hung on the wall (after the mud was washed out from under it); the beginning of its formation is dated at 260 ka, the end of growth – at 160 ka ago (according to Urban et al. 2019). C – specifically corroded, very old speleothem formations, called rosettes in the Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka cave system. D – suspended (after partial washing of mud) dripstones in the Jaskinia Odkrywców-Prochownia-Szczelina na Kadzielni (Discoverers-Gunpowder-Fissure in the Kadzielnia) cave system in the Kadzielnia quarry; the beginning of the formation of the flowstone is dated at 270 ka, the end of their growth – at 170 ka (according to Urban et al. 2019). E – small, young (probably Holocene) stalactites and non-gravitational dripstones in the Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka cave system. F – typical dripstones of the Raj cave, in the inanimate nature reserve Jaskinia Raj – massively occurring tubular soda-straw stalactites. G – typical dripstone form of the Raj cave – soda-straw stalactites, rarer dripstone columns, and large stalagmites at the bottom (photo by J. Urban)



Ryc. 15. Powierzchniowe formy krasowe

A – wizualizacja numerycznego modelu terenu z widocznymi zagłębieniami krasowymi w Jaworzni-Zagórze; zagłębienie wskazane strzałką jest chronione jako pomnik przyrody nieożywionej, zaś strzałka wskazuje kierunek fotografii B. B – zagłębienie krasowe w Jaworzni-Zagórze, chronione jako pomnik przyrody nieożywionej. C – wizualizacja numerycznego modelu terenu w okolicach Góry Smarkowej na południe od Rykoszyna z widocznymi współcześnie tworzącymi się lejami krasowymi; strzałka wskazuje kierunek zdjęcia D. D – tworzący się współcześnie lej krasowy z ponorem niewielkiego cieku wodnego w dnie (fot. J.Urban)

Fig. 15. Surface karst forms

A – visualization of the digital terrain model with visible karst depressions in Jaworzni-Zagórze; the depression indicated by the arrow is protected as an inanimate nature monument, and the arrow shows the direction of photo B. B – karst depression in Jaworzni-Zagórze, protected as an inanimate nature monument. C – visualization of the numerical terrain model in the vicinity of Smarkowa Hill south of Rykoszyn with visible karst sinkholes; the arrow shows the direction of the photo D. D – a karst sinkhole that is currently forming with the plague of a small watercourse at the bottom (photo J.Urban)

## Rzeźba dolin rzecznych i erozyjno-denudacyjnych

Cechą charakterystyczną rzeźby obszaru Geoparku Świętokrzyskiego jest występowanie dolin rzecznych, nawiązujących do kratowego układu cieków, z gęstą siecią dolin erozyjno-denudacyjnych (ryc. 9).

W północno-zachodniej i zachodniej części Geoparku Świętokrzyskiego znajdują się doliny rzek Hutki i fragmenty doliny rzeki Łososiny (Wiernej Rzeki) z dopływami, należące do zlewni Białej Nidy, zaś w jego południowej i centralnej części – doliny rzek Czarnej Nidy z Bobrzą i jej dopływami: Silnicą i Hod-

czą (ryc. 9). Geometryczny układ, jaki tworzą rzeki tego obszaru, określa się mianem kratowego.

Doliny rzeczne w granicach Geoparku Świętokrzyskiego mają układ południkowy (biegną z N na S lub z S na N) i/lub równoleżnikowy (z E na W, z NE na SW), tj. poprzeczny lub skośny względem jednostek strukturalnych podłoża podczwartorzędowego, nawiązujący często do stref dyslokacyjnych (Kowalski 1975), a tym samym poprzeczny lub skośny względem wzniesień oraz obniżeń strukturalnych obszaru. Układ sieci rzecznej nie wykazuje więc związku genetycznego z planem strukturalnym obszaru (por. Kowalski 2002).

Przezienny układ pasm i obniżeń, a także różnice w ich rozmiarach, determinują zmiany szerokości den dolin rzecznych. Zwężenia są typowe dla odcinków przełomowych (głównie przełomy epigenetyczne i antecedentne) – są wówczas ograniczone skalnymi zboczami zbudowanymi z utworów paleozoicznych i/lub mezozoicznych. Szerokie dna dolin rozwijają się z kolei w strefach obniżeń strukturalnych, wypełnionych polichronicznymi i poligenicznymi kompleksami głównie osadów czwartorzędowych (ryc. 16 A).

W dnach głównych dolin rzecznych Geoparku Świętokrzyskiego zakłada się istnienie dwóch wy-

sokich poziomów dolinnych i trzech teras rzecznych (Lindner i in. 2001, Dzierżek i in. 2019, ryc. 9). Wysokie, glacyfluwialne poziomy dolinne (V–IV, tj. V poziom, o względnej wysokości 18–14 m i IV poziom, o wysokości 14–8 m) w zlewniach rzek Wiernej Rzeki (Łososiny) i Białej Nidy powstały w efekcie działalności wód proglacialnych, wiązanych ze zlodowaczeniem Odra (Lindner 1984, 2004, Dzierżek i in. 2019). Poziom V w zlewni Wiernej Rzeki występuje od 285–280 m n.p.m. do około 260 m n.p.m., natomiast IV poziom (erozyjny) na wysokości 251–246 m n.p.m. w rejonie Padołu Strawczyńskiego, a w części południowej zlewni Wiernej Rzeki jego powierzchnia



Ryc. 16. Różne typy dolin na obszarze Geoparku

A – dolina rzeki Nidy o charakterystycznym meandrowym rozwinięciu koryta i szerokim dnie. B – wąwóz rozwinięty w pokrywach lessowych na południowym zboczu Pasma Dymińskiego. C – jar rozwinięty wzdłuż uskoku rozcinającego wapień górnej jury w rezerwanie Milechowy (fot. A – S.Pawlak, fot. B, C – M.Poros)

Fig. 16. Various types of valleys in the Geopark area

A – the valley of Nida River with a characteristic meandering development of the channel and a wide bottom. B – ravine developed in loess covers on the southern slope of the Dyminy Range. C – ravine developed along a fault cutting the Upper Jurassic limestones in the Milechowy nature reserve (photo A – S.Pawlak, photo B, C – M.Poros)

znajduje się na wysokości 250–237 m n.p.m. (Dzierżek i in. 2019).

Za odpowiedniki glacyfluwialnych poziomów V i IV (w zakresie hipsometrii i wieku) uważa się poziomy dolinne w dolinach Hutki, Bobrzy i Czarnej Nidy, z tym, że przypisuje się im fluwialną genezę i formowanie w warunkach peryglacialnych, w strefie ekstraglacialnej zlodowacenia Odra (Lindner i Dzierżek 2019). Przykładowo, poziom V (zachowany miejscami fragmentarycznie) występuje w zlewniach a) Hutki, od wysokości 255–245 m n.p.m. w jej północnej części (Lindner i Kowalski 1974) do 250–245 m n.p.m. w części południowej, b) Bobrzy, od wysokości 285–270 m n.p.m. w północnej części, obniża się z 270–260 m n.p.m. do 255–252 m n.p.m. w części środkowej i do 250–238 m n.p.m. na południu, c) Czarnej Nidy, na wysokości 242–250 m n.p.m. i 248–255 m n.p.m. (Dzierżek i in. 2019). Poziom IV (erozyjny) jest zachowany fragmentarycznie.

Dwie rzeczne terasy (III–II) w dolinach Geoparku Świętokrzyskiego (o względnej wysokości odpowiednio 8–5 m i 4–2 m) powstały w okresie zlodowacenia Wisła, jako terasy włożone w rozcięcie poziomu V i IV. Najniżej położony poziom równiny zalewowej (I) w dolinach analizowanych rzek (o względnej wysokości 2–0,5 m) został uformowany w holocenie, podczas kilku faz aktywności fluwialnej, warunkowanych zmianami klimatycznymi i działalnością człowieka (Krupa 2013, 2015, Kalicki i in. 2019). Holocenijskie dno dolinne rozcinają rzeki o najczęściej meandrowym, rzadziej krętym czy prostym (głównie wskutek zabiegów hydrotechnicznych) rozwinięciu koryt (ryc. 16 A). W jego obrębie zachowały się ostańce erozyjne – pagóry meandrowe, wały brzegowe, fragmenty awulsyjnie porzuconych koryt rzecznych, starorzeczca oraz torfowiska.

Doliny erozyjno-denuwacyjne tworzą sieć dolinną rozcinającą stoki pasm i/lub zbocza dolin rzecznych. Mają cechy wąwozów, jarów, dolin wciosowych jak i nieckowatych. Typowe wąwozy rozwinęły się w strefach występowania vistuliańskich pokryw lessowych (np. Grzyw Korzeczkowskich, Pasma Zgórskiego i Dymińskiego) (ryc. 16 B), o miąższości lessu rzędu 8–12 m (Filonowicz 1968, Hakenberg 1974, Lindner 1984, 2004). Głębokie jary nawiązują najczęściej do stref występowania zaburzeń dysjunktywnych, czego przykładem mogą być jary rozcinające stoki Góry Milechowskiej (ryc. 16 C), utworzone wzdłuż uskoków zrzutowych, zrzutowo-przesuwczych, rotacyjnych, najczęściej o niewielkiej amplitudzie (nie większej niż 10 m) oraz spēkań (Złonkiewicz 1994). Obrazu sieci dolinnej dopełnia sieć dolin wciosowych i nieckowatych (ryc. 16), która rozwija się na stokach i w dnach obniżeni strukturalnych, zboczach dolin rzecznych i stokach grzbietów. Ich lokalizacja oraz cechy morfograficzne i morfometryczne potwierdzają zależność od lokalnych uwa-

runkowań litologiczno-tektonicznych podłoża i cech glebopokryw stokowych.

## Rzeźba eoliczna

W obrębie rozległych stref akumulacji glacygeniczej (głównie w obniżeniach strukturalnych) w granicach Geoparku Świętokrzyskiego oraz den dolin rzecznych tego obszaru, tj. plejstocenijskich poziomów dolinnych, vistuliańskich i holocenijskich teras rzecznych, powstały zespoły wydm, którym często towarzyszą pokrywowe piaski eoliczne. Ich lokalizacja w północno-zachodniej i południowo-wschodniej części Geoparku (ryc. 9) oraz przestrzenny układ, poza oczywistymi uwarunkowaniami litologicznymi, jest związany z kierunkiem i wzajemnym układem grzbietów oraz rozdzielających je obniżeni, a także układem sieci dolin rzecznych. Wydmy paraboliczne i wałowe osiągają nieznaczne wysokości, rzędu 2–3 m (Filonowicz 1968, 1973, Hakenberg 1973, 1974, Filonowicz, Lindner 1986, 1987), a ich formowanie w regionie świętokrzyskim (Czarnocki 1930) datuje się na późny vistulian oraz holocen (Jaśkowski 1996). Powstanie rzeźby eolicznej jest związane nie tylko ze zmianami klimatycznymi i środowiskowymi w czwartorzędzie, litologią, lokalnymi cechami rzeźby strukturalnej, ale także z neotektoniczną aktywnością podłoża podczwartorzędowego (Jaśkowski 1999).

## Antropogeniczne formy rzeźby

Historia oddziaływania człowieka na środowisko przyrodnicze obszaru objętego obecnie granicami Geoparku sięga ponad 50 000 lat. Najstarszy zapis pobytu człowieka na tym terenie stanowią ślady dwóch obozowisk neandertalczyków opisane z Jaskini Raj (Rubinowski 1974). Młodsze (niż w Jaskini Raj) stanowiska archeologiczne dokumentujące przedział czasowy od późnego paleolitu do schyłku neolitu opisano głównie z południowej części Geoparku (Mosty, Bocheniec, Lipowica, Miedzianka, Wesoła, Bizorenda, Chojny, Brzegi, Żerniki) (Jastrzębski 2010). Stanowiska te i odnalezione w nich artefakty (m.in. narzędzia krzemienne, popielnice, szczątki ozdób) dokumentują przejście od gospodarki zbieracko-łowieckiej i wędrownego trybu życia do stałego osadnictwa i upowszechnienia uprawy roślin oraz hodowli zwierząt (Jastrzębski 2010). Zmiany w sposobie użytkowania terenu związane z neolityczną rewolucją rolniczą miały na wielu obszarach pośredni wpływ na przekształcenie rzeźby terenu, m.in. poprzez zmiany warunków kształtowania odpływu i transportu materiału mineralnego na zboczu i w korytach rzecznych (Migoń 2009). Przekształcenia tego typu udokumentowane zostały m.in. w południowej części Geoparku, w dolinie Czarnej Nidy (Krupa 2013, 2015).



W kontekście antropogenicznego przekształcenia rzeźby Geoparku kluczowe znaczenie mają pozostałości historycznego górnictwa kruszcowego i skalnego oraz czynne kopalnie odkrywkowe surowców skalnych (Nita, Myga-Piątek 2006, 2010, Urban 2010, Wróblewski 1979, 1991, Pabian, Kuztał 2019). Duże nagromadzenie obiektów związanych z historycznym górnictwem i ich znaczenie dla specyfiki krajobrazu obszaru chęcińsko-kieleckiego było jednym z ważniejszych argumentów za utworzeniem w 1996 r. Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego (Wróblewski 1991, 1995, 2000a, b). Niemal cały ten obszar znajduje się obecnie w granicach Geoparku Świętokrzyskiego, stanowiąc jego najcenniejszy fragment pod względem przyrodniczym, kulturowym i krajobrazowym.

Kluczowe znaczenie pozostałości historycznego górnictwa (kruszcowego i skalnego) dla Geoparku

wiąże się z faktem dokumentowania przez nie związków człowieka (dziedzictwo kulturowe) z przyrodą nieożywioną (dziedzictwo geologiczne) oraz przemian cywilizacyjnych, w tym przemysłowych, które miały miejsce na przestrzeni co najmniej tysiąca lat (biorąc pod uwagę również starożytne górnictwo i hutnictwo żelaza) (tab. 2).

W przypadku pozostałości górnictwa kruszcowego największe znaczenie w kontekście rzeźby terenu mają nagromadzenia śladów po eksploatacji ołowiu i miedzi (leje szybowe, wyrobiska o charakterze szpar górnicznych, hałdy) zlokalizowane w obrębie najważniejszych historycznych pól górnicznych: Karczówka-Dalnia-Grabina (ryc. 17 A, B), Moczydło, Góra Żakowa, Chęciny (Zamkowa, Rzepka, Beylina i Sosnówka) oraz Miedzianka (ryc. 17 C, D) (Rubinowski 1971, 1981, 1996, Wróblewski 1979, 1991, Pabian, Kuztał 2019). Największe nagromadzenie

Tabela 2. Pozostałości historycznego i współczesnego górnictwa kruszcowego i skalnego oraz hutnictwa w kontekście znaczenia dla rzeźby obszaru Geoparku Świętokrzyskiego (na podstawie Wróblewskiego 1979, Rubinowskiego 1981, 1996, Przychodniego 2002, 2016, Urbana 2010, Gągola i in. 2020)

Interwał czasowy	Specyfika działalności górniczej	Antropogeniczne elementy rzeźby	Reprezentatywne stanowiska
Od V w. p.n.e do V w. n.e.	Wydobycie i hutnictwo rud żelaza	Pozostałości stanowisk produkcji dymarskiej (w tym piecowisk) często współwystępujące ze śladami osadnictwa prahistorycznego	Nagromadzenie śladów po piecowiskach dymarskich w okolicy Bilczy (Bilcza-Zastawie), Morawicy, Chałupek, Lipowicy, Mostów, Tokarni
Od XVIII w. do początków XX w.	Górnictwo i hutnictwo ołowiu i miedzi	Pozostałości górnictwa kruszcowego: podziemne wyrobiska górnicze (sztolnie, szyby); powierzchniowe ślady górnictwa (leje szybowe, wyrobiska szparowe, hałdy i nagromadzenia ww. elementów w obrębie większych pól górnicznych); pozostałości zabudowy technicznej kopalń i hut ołowiu i miedzi	Obszary największej koncentracji śladów historycznego górnictwa kruszcowego: ołowiu: Karczówka-Dalnia-Grabina-Brusznia, Moczydło, Góra Żakowa, Góra Zamkowa; miedzi: Miedzianka Ślady hutnictwa ołowiu / miedzi: Polichno, Białogon, Niewachłów
Od XVI w. do połowy XX w.	Górnictwo skalne: wydobycie na małą skalę (powierzchniową) blocznych skał węglanowych o walorach dekoracyjnych, tzw. marmurów technicznych	Pojedyncze wyrobiska o małej powierzchni, najczęściej jednopoziomowe	Zelejowa. Stokówka, Szewce, Ołowianka koło Zajączkowa, Zygmuntówka na Czerwonej Górze, Bolechowice
Od XVIII w. do dziś	Górnictwo skalne: wydobycie na dużą lub bardzo dużą skalę (powierzchniową) surowców na potrzeby przemysłu wapienniczego, chemicznego, rolnictwa, hutnictwa oraz na kruszywo	Duże lub bardzo duże wyrobiska bądź zespoły wyrobisk, z więcej niż jednym poziomem eksploatacyjnym oraz zwałowiska (hałdy)	Duże, wielopoziomowe wyrobiska po nieczynnych zakładach górniczych: Kadzielnia, Wietrznia, Ślichowice, Jaworznia (góra Kopaczowa), Góra Hałasa, Biesak, Zgórsko, Zygmuntówka (od lat 70.), Bolechowice (od lat 70.), Bardzo duże, wielopoziomowe wyrobiska lub rejony eksploatacyjne czynnych zakładów górniczych: Truskawica, Kowala, Radkowice, Jaźwica, Morawica, Miedzianka (złóże Ostrówka)

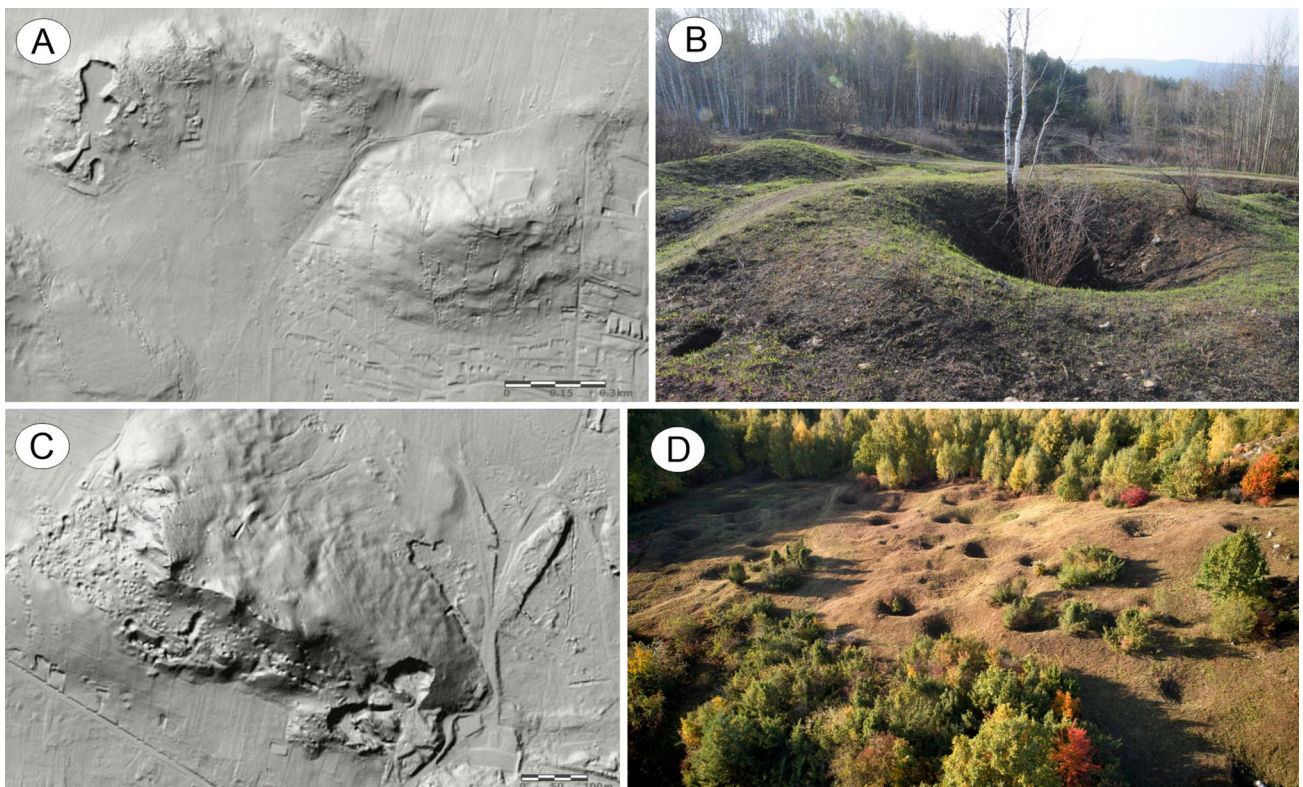
śladów historycznego górnictwa rud ołowiu (ponad 3200 obiektów powierzchniowych w postaci wyrobisk szparowych, lejów szybowych i hałd) udokumentowane zostało na wzniesieniach Karczówki, Dalni, Grabiny i Bruszni, w zachodniej części pasma Kadzielniańskiego (Wróblewski 2012).

Wszystkie wymienione pola górnicze zlokalizowane są na wzniesieniach zbudowanych głównie ze skał węglanowych dewonu środkowego i/lub górnego. Rozmieszczenie śladów górnictwa w obrębie tych pól nawiązuje do przebiegu uskoków i spękań tektonicznych (ryc. 17 A, B) oraz związanej z nimi mineralizacji hydrotermalnej i wietrzeniowej (Rubinowski 1971, 1981, 1996, Wróblewski 1979, 1991, Nita, Myga-Piątek 2006, 2010, Urban 2010).

Pozostałości historycznego górnictwa skalnego w zależności od specyfiki i skali działalności górniczej zaznaczają się w różnym stopniu w dzisiejszym krajobrazie Geoparku (Nita 2013). Wydobyte blocznych skał węglanowych (wapieni, zlepieńców, brekcji kalcytowo-wapiennych) wykorzystywanych od XVI wieku jako marmury techniczne w archi-

tekturze i kamieniarstwie, prowadzone było w licznych, ale niewielkich powierzchniowo, najczęściej jednopoziomowych kamieniołomach (marmurołomach) (ryc. 18). Odpowiednia bloczność i parametry fizyczno-mechaniczne warunkujące zastosowanie wybranych surowców do produkcji marmurów technicznych sprawiły, że miejsca ich eksploatacji związane są bezpośrednio z wychodniami konkretnych jednostek litostratygraficznych (wapienie środkowego i górnego dewonu, wapienne zlepieńce górnego permu, wapienie górnej jury) budujących twarde pasma i grzbiety (Fijałkowski 1973, Gągół i in. 2020, ryc. 18).

Należy podkreślić, iż niektóre złoża eksploatowane pierwotnie pod kątem produkcji marmurów technicznych (m.in. Zygmuntówka, Bolechowice – kamieniołom Panek, Ołowianka), w drugiej połowie XX wieku zmieniły swoje przeznaczenie na produkcję kruszyw, co pociągnęło za sobą zmianę specyfiki i skali wydobycia, a tym samym ingerencji w krajobraz. Wzmrożona eksploatacja odkrywkowa z zastosowaniem robót strzałowych spowodowała powsta-



Ryc. 17. Ślady historycznego górnictwa kruszcowego na obszarze Geoparku

A – ślady historycznego górnictwa rud ołowiu na wzniesieniach Karczówki, Dalni i Grabiny w Kielcach widoczne na wizualizacji numerycznego modelu terenu. B – leje szybowe z hałdami będące pozostałością dawnych szybów górniczych na górze Grabinie Małej. C – masyw góry Miedzianki ze śladami historycznego górnictwa rud miedzi widocznymi na wizualizacji numerycznego modelu terenu. D – skupisko lejów szybowych i hałd zwane Księżycowym polem w zachodniej części rezerwatu Góra Miedzianka (fot. B – M.Poros, fot. D – S.Pawlak)

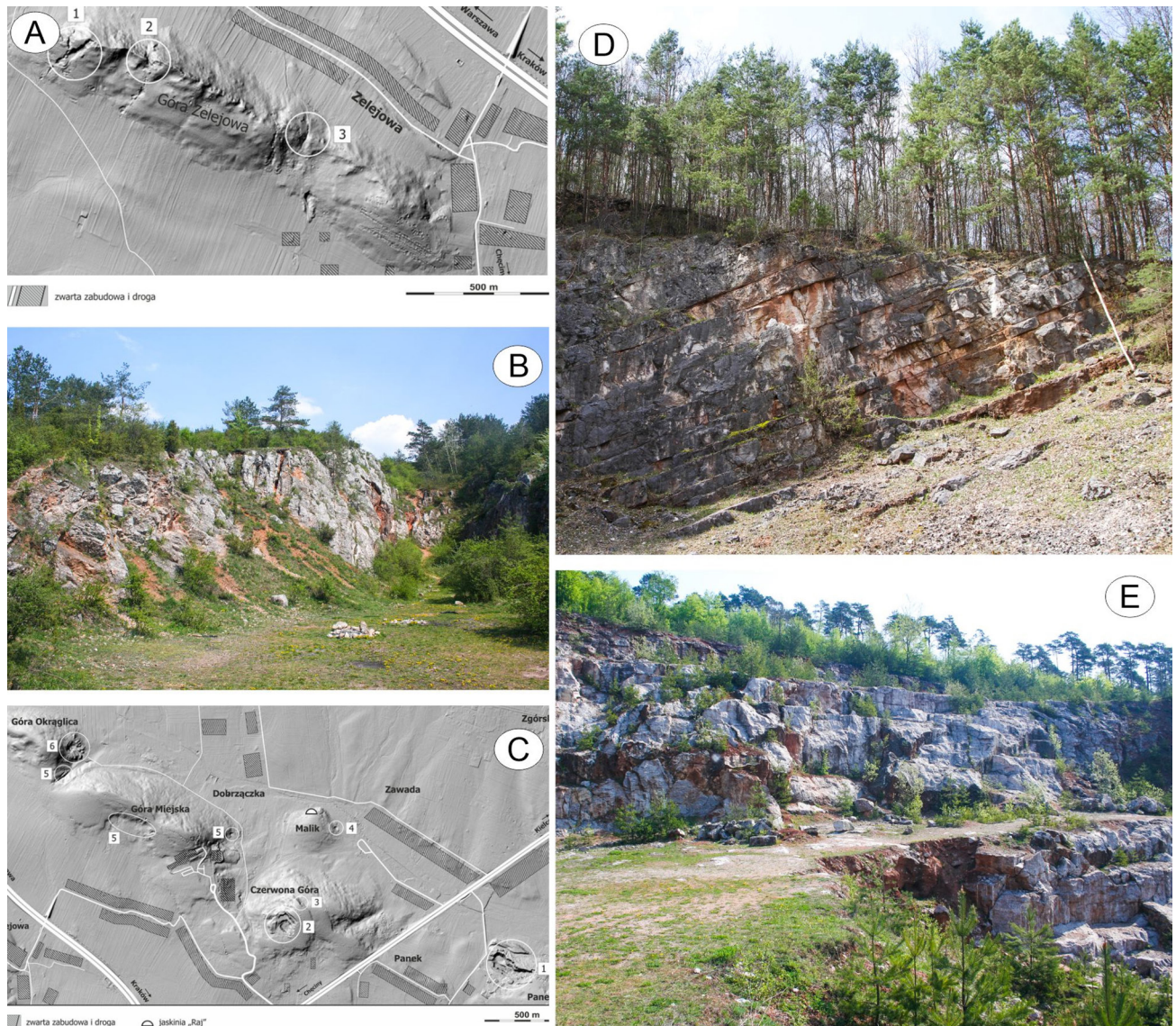
Fig. 17. Remains of historical ore mining in the Geopark area

A – remains of historical lead ore mining on the Karczówka, Dalnia and Grabina hills in Kielce visible on the visualization of the numerical terrain model. B – funnels surrounded with heaps being the remains of the former mining shafts on the Grabina Mała Hill. C – Miedzianka Hill massif with remains of historical copper ore mine visible in the digital terrain model visualization. D – a cluster of shaft funnels and heaps called the Moon Field in the western part of the Góra Miedzianka nature reserve (photo B – M.Poros, photo D – S.Pawlak)

nie w miejscu dawnych „marmurołomów” dużych wielopoziomowych wyrobisk ze zwałowiskami (hałdami) zewnętrzny.

Podobną specyfikę mają tereny pogórnice po historycznej eksploatacji surowców węglanowych prowadzonej początkowo (XVIII – XIX w.) głównie pod kątem produkcji wapna, a następnie (XX w.) również na potrzeby przemysłu chemicznego, hutniczego i drogownictwa (kruszywo). Biorąc pod uwagę udział w krajobrazie Geoparku antropogenicznych

form rzeźby związanych z historycznym górnictwem, wspomniane tereny mają największe znaczenie (Nita, Myga-Piątek 2006). Wynika ono przede wszystkim z dużej skali (wielkości) wyrobisk (średnio od 10 do 25 ha) oraz znacznego stopnia ich wyeksponowania w krajobrazie ze względu na lokalizację w obrębie pasm i grzbietów zbudowanych głównie ze skał węglanowych dewonu (m.in. Pasma Kadzielniańskie, Czarnowskie Góry, Grzbiet Bolechowicki, Grzbiet Jaworzniański). Typowy przykład stanowią kieleckie

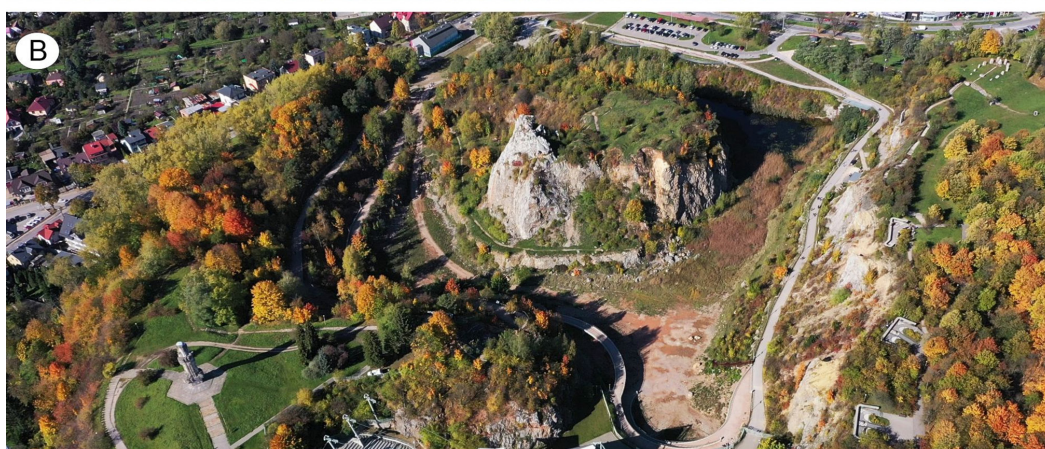


Ryc. 18. Ślady historycznego górnictwa surowców skalnych związanych z wydobywaniem marmurów technicznych na obszarze Geoparku

A – lokalizacja marmurołomów na Górze Zelejowej na wizualizacji numerycznego modelu terenu (na podstawie Gągola i in. n.d.). B – kamieniołom zachodni w rezerwacie Góra Zelejowa (pkt. 1 na ryc. A). C – lokalizacja marmurołomów w zachodniej części Grzbietu Bolechowickiego na wizualizacji numerycznego modelu terenu (na podstawie Gągola i in. n.d.). D – kamieniołom Szewce na górze Okraglicy (pkt. 6 na ryc. C). E – kamieniołom Zyguntówka na Czerwonej Górze (pkt. 2 na ryc. C) (fot. B, D, E – Ł.Zarzycki)

Fig. 18. Remains of historical rock mining related to the mining of technical marbles in the Geopark area

A – location of the marble quarries on the Góra Zelejowa (Mt. Zelejowa) on the visualization of the numerical terrain model (based on Gągol et al. n/a). B – western quarry in the Góra Zelejowa nature reserve (point 1 in Fig. A). C – location of the technical marble quarries in the western part of the Bolechowice Ridge on the visualization of the digital terrain model (based on Gągol et al. n/a). D – the Szewce quarry on the Okraglica hill (point 6 in Fig. C). E – the Zyguntówka quarry in the Czerwona Góra hill (item 2 in Fig. C) (photo B, D, E – Ł.Zarzycki)



kamieniołomy na Wietrzni, Kadzielni i Ślichowicach (ryc. 19 A, B, C) oraz wyrobisko dawnego kamieniołomu Korzecko rozcinające południowe zbocze góry Beyliny w Paśmie Chęcińskim (ryc. 19 D).

Największy stopień antropogenicznej ingerencji w rzeźbę terenu ma miejsce w przypadku czynnych zakładów górniczych funkcjonujących w południowo-wschodniej i zachodniej części geoparku. Nie spotykane wcześniej nasilenie eksploatacji odkrywkowej i przetwórstwa surowców skalnych w ostatnich 50 latach spowodowało powstanie nowego typu terenów eksploatacyjnych złożonych z wielu sąsiadujących ze sobą wyrobisk oraz zwałowisk odpadów górniczych zajmujących tereny o powierzchni od 80 do ponad 300 ha (ryc. 20). Wielkoskalowe górnictwo odkrywkowe skoncentrowane szczególnie na obszarze tzw. Białego Zagłębia (południowo-wschodnia część dzisiejszego obszaru Geoparku) spowodowało nieodwracalne zmiany w krajobrazie związane m.in. z gruntownym przekształceniem rzeźby niektórych pasm i grzbietów (m.in. Wzgórz Kowalskich, wschodniej części Grzbietu Bolechowickiego, zachodniej części Grzbietu Morawickiego) (ryc. 20 A, B). Przykład skrajnego przekształcenia rzeźby terenu w wyniku wielkoskalowej eksploatacji odkrywkowej surowców węglanowych (dolomitów i wapieni dewońskich) stanowi obszar eksploatacyjny Ostrówka-Miedzianka (ryc. 20 C, D). Eksploatacja prowadzona od lat 70 XX wieku spowodowała powstanie wyrobisk w miejscu dawnych wzniesień Ostrówki i Ołowianki należących do zachodniej części Grzbietu Gałęzickiego (ryc. 20 C, D). Powstanie głębokiego, wielopoziomowego wyrobiska eksploatującego złożę Ostrówka poniżej zwierciadła wód podziemnych, miało również decydujący wpływ na jego obniżenie, powstanie leja depresyjnego i związane z tym zmiany w sieci rzecznej, m.in. okresowy zanik górnego odcinka rzeki Hutki (Prażak i in. 2020).

Z uwagi na znaczny stopień przekształcenia rzeźby terenu, problem zagospodarowania dużych, wielopoziomowych wyrobisk po eksploatacji surowców skalnych oraz aktywnych rejonów eksploatacyjnych ma istotne znaczenie w kontekście perspektyw rozwoju geoturystyki na obszarze Geoparku.

## Znaczenie dziedzictwa geomorfologicznego w kontekście atrakcyjności geoturystycznej terenu Geoparku

Formy rzeźby stanowią integralną część krajobrazu, wchodząc tym samym w skład zasobów geoturystycznych, które po odpowiednim przystosowaniu i udostępnieniu mogą się stać walorami geoturystycznymi (Migoń 2012). Największe znaczenie mają zatem te formy ukształtowania terenu lub przejawy rzeźby kopalnej, które ze względów poznawczo-edukacyjnych, ale także estetycznych są lub mogą być udostępnione dla zwiedzających.

Biorąc pod uwagę uwarunkowania edukacyjno-estetyczne największe znaczenie dla atrakcyjności geoturystycznej Geoparku ma:

- rzeźba strukturalna,
- antropogeniczne formy rzeźby związane przede wszystkim z historycznym górnictwem skalnym (w mniejszym stopniu kruszcowym),
- rzeźba krasowa, w szczególności jaskinie,
- rzeźba fluwialno-denudacyjna obniżeń strukturalnych i fluwialna dolin rzecznych (z licznymi odcinkami przełomowymi)
- cechy strukturalne i teksturalne skał, które są zapisem ewolucji rzeźby w odległych czasowo okresach geologicznych (przejawy rzeźby kopalnej).

Z uwagi na fakt, iż obszar Geoparku jest klasycznym przykładem rzeźby strukturalnej, to właśnie ta cecha powinna być w szczególności wyeksponowana turystom odwiedzającym ten teren. Kluczowe geostanowiska, które umożliwiają jej zaprezentowanie stanowią Góra Zamkowa wraz z Zamkiem Królewskim w Chęcinach (ryc. 21 A) i rezerwat Góra Miedzianka (ryc. 21 B) a także Góra Zelejowa (zachodnia część), rezerwat Wietrznia (południowo-wschodnia część w rejonie Centrum Geoedukacji) oraz Park i rezerwat przyrody Kadzielnia (Skałka Geologów). Z wymienionych geostanowisk wszystkie (poza rezerwatem przyrody Kadzielnia) są bezpośrednio dostępne dla zwiedzających poprzez znakowane szlaki (Góra Miedzianka) (ryc. 21 B) bądź ścieżki geotu-

Ryc. 19. Dawne kamieniołomy surowców węglanowych na terenie Geoparku

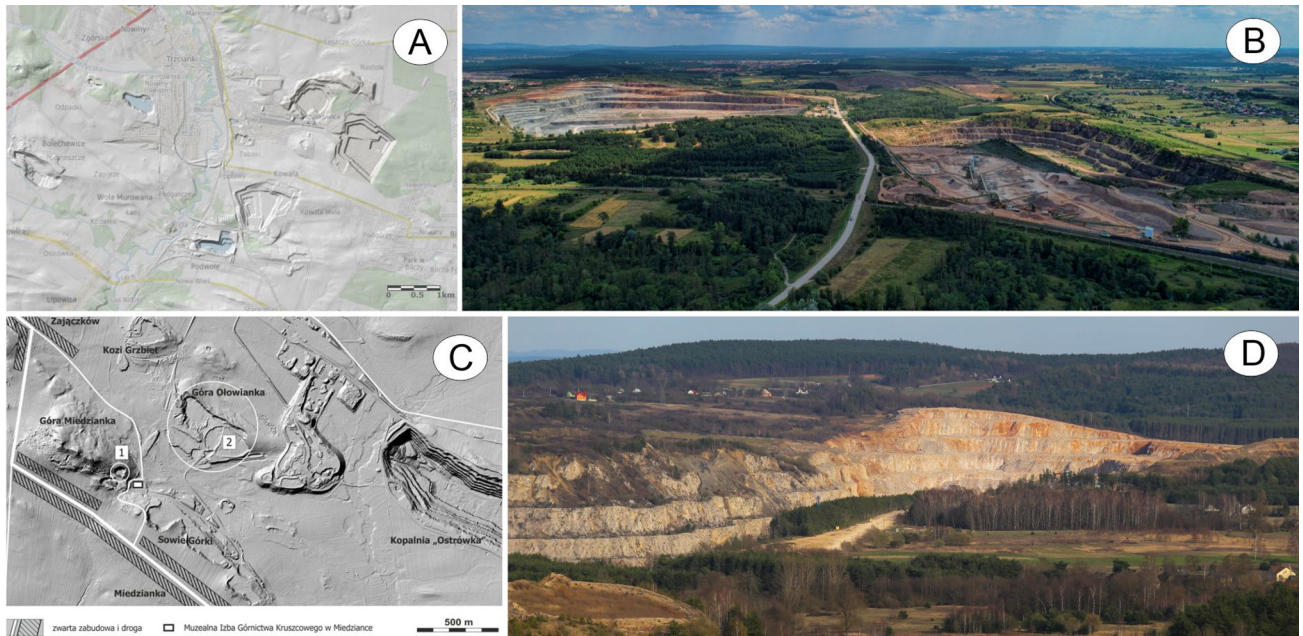
A – kamieniołomy rozcinające dawne wzniesienia góry Wietrzni i Międzygórze objęte ochroną w rezerwacie Wietrznia im. Zbigniewa Rubinowskiego. B – kamieniołom rozcinający dawne wzniesienie góry Kadzielnia, z zachowanym ostańcem zwanym Skałką Geologów objętym ochroną jako rezerwat Kadzielnia. C – kamieniołom zachodni rozcinający pozostałość wzniesienia góry Ślichowicy objętego ochroną jako Rezerwat skalny im. Jana Czarnockiego. D – kamieniołom Korzecko rozcinający południowe zbocze góry Beyliny w Paśmie Chęcińskim objęty ochroną jako rezerwat Góra Rzepka, na pierwszym planie budynek Europejskiego Centrum Edukacji Geologicznej zlokalizowany poza granicami rezerwatu (fot. A, C – S.Rakowski, fot. B – K.Pęczalski, fot. D – S.Pawlak)

Fig. 19. Former quarries of carbonate raw materials in the Geopark

A – quarries cutting through the former hills of Wietrznia and Międzygórze, protected in the Wietrznia nature reserve of Zbigniew Rubinowski memory. B – quarry cutting the former hill of Kadzielnia, with a preserved monolith called Geologists Rock, protected as Kadzielnia nature reserve. C – western quarry cutting the remnants of the Ślichowica Hill under protection as the Rock Reserve of Jan Czarnocki memory. D – former Korzecko quarry cutting the southern slope of Beylina Hill in the Chęcińskie Range, protected as the Góra Rzepka nature reserve, in the foreground the building of the European Geological Education Center located outside the reserve (photo A, C – S.Rakowski, photo B – K.Pęczalski, photo D – S.Pawlak)

rystyczne wyposażone w odpowiednie tablice informacyjne (Góra Zelejowa, Wietrznia), (ryc. 22 A, B, C). Twardzielcowe wzniesienia i grzbiety należące do pasm Dymińskiego, Postłowickiego, Zgórskiego, Ka-

dzielniańskiego, Zelejowskiego i Chęcińskiego oraz Grzyw Korzeczkowskich i Grząbów Bolmińskich – stanowią tereny, przez które przebiegają znakowane szlaki piesze (szlak czerwony Karczówka-Chęciny,



Ryc. 20. Przekształcenia rzeźby terenu spowodowane współczesną eksploatacją odkrywkową surowców skalnych na terenie Geoparku

A – wizualizacja numerycznego modelu terenu wschodniej części Geoparku ilustrująca skalę przekształcenia rzeźby terenu przez współczesną działalność górniczą. B – wyrobiska kopalni Kowala i Radkowiece rozcinające wzniesienia należące do Wzgórz Kowalskich we wschodniej części Geoparku. C – wizualizacja numerycznego modelu terenu rejonu czynnej kopalni Ostrówka i rezerwatu przyrody Góra Miedzianka. D – widok z góry Miedzianki na wyrobisko kopalni Ostrówka rozciągające się w miejscu dawnych wzniesień Ostrówka i Todowa Grząba (fot. B – S.Rakowski, fot. D – Ł.Zarzycki)

Fig. 20. Terrain transformations caused by contemporary quarrying of rock materials in the Geopark

A – visualization of the numerical terrain model of the eastern part of the Geopark illustrating the scale of transformation of the terrain by contemporary mining activities. B – workings of the Kowala and Radkowiece quarries cutting the hills belonging to the Kowalskie Hills in the eastern part of the Geopark. C – visualization of the numerical terrain model of the area of the active Ostrówka quarry and the Góra Miedzianka nature reserve. D – view from the top of Miedzianka Hill to the excavation of the Ostrówka quarry extending at the site of the former hills of Ostrówka and Todowa Grząba (photo B – S.Rakowski, photo D – Ł.Zarzycki)



Ryc. 21. Geostanowiska na terenie Geoparku umożliwiające prezentację rzeźby strukturalnej

A – widok z wieży Zamku Królewskiego na Górze Zamkowej zlokalizowanej we wschodniej części Pasma Chęcińskiego. B – widok ze szczytu góry Miedzianki zlokalizowanej w zachodniej części Pasma Chęcińskiego (fot. A – G.Pierzak, fot. B – K.Pęczalski)

Fig. 21. Geosites in the Geopark area enabling the presentation of structural relief

A – view from the tower of the Royal Castle on the Zamkowa Hill located in the eastern part of the Chęcińskie Range. B – view from the top of the Miedzianka Hill located in the western part of the Chęcińskie Range (photo A – G.Pierzak, photo B – K.Pęczalski)

szlak niebieski na odcinku Bukówka – Chęciny, szlak żółty Wiarna Rzeka – Chęciny), jednak zalesienie terenu obniża walory widokowe wielu odcinków tych szlaków.

W kontekście atrakcyjności geoturystycznej Geoparku kluczową rolę odgrywają również antropogeniczne formy rzeźby, a w szczególności nieczynne kamieniołomy (ryc. 22 A, B, C). Stanowią one przedmiot zainteresowania geoturystyki z uwagi na a) walory estetyczne (krajobraz pogórnicy), b) zastosowanie w edukacji (dobre odsłonięcia profili oraz struktur geologicznych będących zapisem odległych warunków rozwoju i cech rzeźby obszaru ich powstania), c) w turystyce i rekreacji (miejsca uprawiania różnych form turystyki aktywnej) a także d) jako przykłady różnorodnych relacji pomiędzy człowiekiem a przyrodą nieożywioną. Ten ostatni aspekt ma szczególne znaczenie w kontekście rozumienia geoturystyki jako rodzaju turystyki stojącej na pograniczu turystyki przyrodniczej i kulturowej (Migoń 2012). Pozostałości dawnego górnictwa skalnego i kruszcowego stanowią najważniejsze obiekty funkcjonujące w sieci reprezentatywnych geostanowisk Geoparku. Przykłady najlepiej zagospodarowanych obiektów tego typu stanowią nieczynne kamieniołomy pozostałe po wydobyciu wapieni (w tym marmurów technicznych) oraz dolomitów dewońskich, zlokalizowane w obrębie pasm: Kadzielniańskiego (Wietrznia, Kadzielnia), Zelejowskiego (kamieniołom Szczerba, kamieniołom

zachodni na Górze Zelejowej, kamieniołom Stokówka), Chęcińskiego (kamieniołom Korzecko w rezerwacie Góra Rzepka) oraz Grzbietu Bolechowickiego (Zygmuntówka, Szewce), (Stawicki 2003, Poros 2011, 2017, ryc. 20 D, 22 A, B, C).

W przypadku pozostałości historycznego górnictwa kruszcowego Geoparku istotne znaczenie ma możliwość zaprezentowania specyfiki zmian przekształcenia rzeźby terenu w zależności od rodzaju eksploatowanych złóż i rozwoju technik górniczych na przestrzeni kilkuset lat (Rubinowski 1981, 1996, Wróblewski 1979). Modelowy przykład stanowią ślady historycznego górnictwa rud ołowiu zlokalizowane na Karczówce, Dalni i Grabinie (ryc. 23 A) oraz w rezerwach Moczydło (ryc. 23 B) i Góra Żakowa. Podobne znaczenie w kontekście górnictwa rud miedzi ma rezerwat Góra Miedzianka (ryc. 17 C, D). Wszystkie wymienione obiekty (poza rezerwatem Góra Żakowa) są udostępnione dla celów geoturystycznych przede wszystkim ścieżkami tematycznymi oraz w przypadku Miedzianki obiektem o charakterze muzealnym ukierunkowanym na pokazanie budowy geologicznej, mineralogii i historii górnictwa (Izba Muzealna Górnictwa Kruszcowego w Miedziance). W przypadku śladów górnictwa kruszcowego udostępnianie na potrzeby geoturystyki wiąże się przede wszystkim z przygotowaniem i konserwacją (oczyszczenie, wyekspozowanie i regularna wycinka zakrzewień) oraz odpowiednią interpretacją



Ryc. 22. Przykłady udostępnienia geoturystycznego dawnych kamieniołomów na terenie Geoparku

A – tablice na ścieżce edukacyjnej im. J. Kapuścińskiego w kamieniołomie Kadzielnia. B – punkt przy ścieżce edukacyjnej w kamieniołomie zachodnim na terenie rezerwatu Góra Zelejowa. C – budynek Centrum Geoedukacji – głównego obiektu informacyjno-muzealnego Geoparku Świętokrzyskiego, wraz z siecią ścieżek geoturystycznych i punktów widokowych na terenie rezerwatu Wietrznia w Kielcach (fot. A, B – M.Poros, fot. C – K.Pęczalski)

Fig. 22. Examples of geotourist availability of historical quarries in the Geopark

A – panels on the educational trail of J. Kapuściński memory in the Kadzielnia quarry. B – point by the educational path in the western quarry in the Góra Zelejowa nature reserve. C – building of the Geoeducation Center – the main information and museum facility of the Holy Cross Mts. Geopark, along with a network of geotourist paths and viewpoints in the Wietrznia nature reserve in Kielce (photo A, B – M.Poros, photo C – K.Pęczalski)

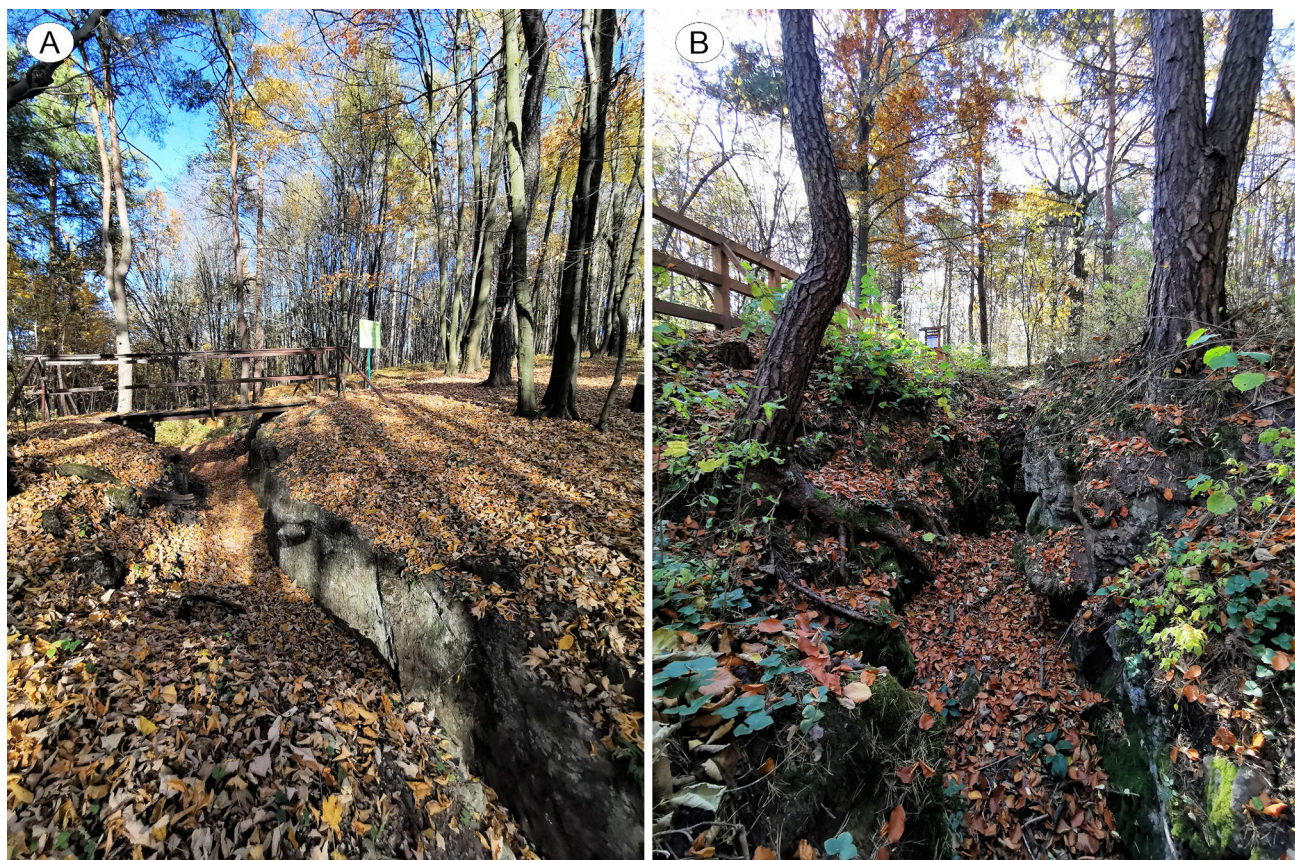
merytoryczną tego typu stanowisk (tablice ilustrujące budowę geologiczną i genezę złóż oraz historię ich wydobycia). Reprezentatywny przykład stanowi w tym przypadku ścieżka geoturystyczna eksponująca ślady historycznego górnictwa ołowiu w rezerwacie Moczydło (ryc. 23 B).

Jaskinie są bardzo ważnym elementem dziedzictwa geomorfologicznego Geoparku, które w różny sposób jest już wykorzystywane w działalności edukacyjnej. Od około 50 lat udostępniona turystycznie jest jaskinia Raj, od około 10 lat turyści zwiedzają też Podziemną Trasę Turystyczną na Kadzielni o zupełnie innym charakterze edukacyjnym. Na szlaku turystycznym znalazły się także jaskinie Piekło Skibskie i Piekło Milechowskie (ryc. 13 G). Największe systemy jaskiniowe Geoparku w Jaworzni oraz na Miedziance z różnych względów nie mogą zostać zaadoptowane do zwiedzania, jednak powinny zostać przygotowane materiały edukacyjne dotyczące ich znaczenia naukowego i przyrodniczego (Rubinowski 1974, Urban, Kasza 2010, Urban i in. 2011a, Kasza, Urban 2016).

Rzeźba fluwialno-denuwacyjna i fluwialna ma istotne znaczenie w kontekście atrakcyjności krajo-

brazowej Geoparku, ale powinna odgrywać również ważną rolę w geoturystyce. Geostanowiska zlokalizowane w dolinach rzecznych (m.in. Bobrzy, Czarnej Nidy i Wiernej Rzeki), obniżeniach strukturalnych (m.in. Doliny Białogońskiej i Doliny Chęcińskiej) czy jarów i wąwozów (m.in. na zboczach Pasma Dymińskiego i Zgórskiego oraz w rezerwacie Milechowy) stanowią miejsca możliwe do wykorzystania w turystyce i edukacji geologicznej pod warunkiem dostępności oraz odpowiedniej interpretacji w terenie. Na chwilę obecną wymienione lokalizacje nie mają jeszcze pełnego zagospodarowania geoturystycznego (w szczególności tablic edukacyjnych prezentujących genezę poszczególnych typów/form rzeźby i jej różnorodne uwarunkowania) i jako takie stanowią wyłącznie składową zasobów geoturystycznych Geoparku.

Wreszcie unikatową cechą Geoparku jest obecność i przynajmniej częściowa dostępność edukacyjna odsłonięć skał osadowych, których cechy strukturalne i teksturalne są zapisem rozwoju rzeźby w odległych czasowo okresach geologicznych. Stanowiska tego typu nie są liczne, ale przy zapewnieniu odpowiedniej informacji oraz ilustratywności mogą



Ryc. 23. Przykłady udostępnienia geoturystycznego śladów historycznego górnictwa kruszcowego na terenie Geoparku  
A – stanowisko z wyrobiskiem szparowym na ścieżce geologiczno-kruszcowo-górnicznej w rezerwacie przyrody Karczówka w Kielcach.  
B – stanowisko z wyrobiskiem szparowym na ścieżce edukacyjnej w rezerwacie Moczydło koło Jaworzni (fot. A, B – M.Poros)

Fig. 23. Examples of remains of historical ore mining adapted to geotourism purpose in the Geopark  
A – site with a rift excavation on the geological-ore-mining path in the Karczówka reserve in Kielce. B – site with a rift excavation on the educational path in the Moczydło nature reserve near Jaworzni (photo: A, B – M.Poros)



stanowiąc bardzo ważny element edukacji w zakresie ewolucji rzeźby analizowanego obszaru. Najlepiej reprezentowane są w tej grupie geostanowiska, w których widoczne są elementy rzeźby postwaryscyjskiego okresu lądowego obejmującego późny karbon, perm i najniższy trias oraz kenozoicznego okresu lądowego. Elementy permskiej rzeźby krasowej i osuwiskowej, regolity i brekcje zboczowe z tego okresu a także wczesnotriasowe formy krasowe można obserwować na trasie ścieżki edukacyjnej w rezerwacie Wietrznia im. Z. Rubinowskiego w Kielcach (ryc. 7 E). Kopalny stok, związane z nim struktury osuwiskowe oraz osady stokowe, jak również podziemne systemy krasowe a także krasowe powierzchnie terenu pokryte utworami fluwialnymi z okresu permsko-triasowego odsłaniają się w rezerwacie Chelosiowa Jama w Jaworzni (ryc. 7 F). Mniej kompleksowe ślady rzeźby z tego okresu, zwłaszcza formy krasowe, znane są z wielu innych stanowisk, m.in. w rezerwach Góra Rzepka, Góra Miedzianka oraz na Górze Zamkowej w Chęcinach (Głazek, Romanek 1976, Kuleta 1999, Urban 2002, 2007, 2013). Problematyka mezozoicznego etapu morfogenezy obszaru Geoparku, a w szczególności akumulacji i denudacji w warunkach lądowych na pograniczu triasu i jury powinna zostać wyeksponowana poprzez udostępnienie stanowisk Wolica i Wola Morawicka.

Z kolei przykładami reliktovej i kopalnej rzeźby kenozoicznego okresu lądowego są systemy jaskiniowe (ich kształt i położenie hipsometryczne) oraz wypełnione osadami kanały, leje i inne powierzchnie krasowe odsłonięte w kamieniołomach. Kanały, a zwłaszcza leje odsłonięte są przede wszystkim w czynnych wyrobiskach i stąd ich ograniczona dostępność dla odwiedzających Geopark. Dostępnym stanowiskiem, gdzie były one szczegółowo opisywane i są jeszcze widoczne jest Park i rezerwat przyrody Kadzielnia (Kozłowski i in. 1965, Urban 2002, 2013). Z kolei przykład stanowiska, w których wyeksponowano dla celów edukacyjnych kopalną, neogeńską powierzchnię krasową stanowi Ogród Botaniczny zlokalizowany na wschodnim zboczu Góry Karczówki w Kielcach (ryc. 8 B).

## Podsumowanie

Podstawowym celem Geoparku Świętokrzyskiego funkcjonującego jako Światowy Geopark UNESCO (UNESCO Global Geopark) jest ochrona, utrzymanie i wykorzystanie unikatowego dziedzictwa geologicznego (w tym rzeźby) dla zrównoważonego rozwoju lokalnego opartego na geoturystyce. Geoturystyka łączy doznania estetyczne wynikające z atrakcyjności wizualnej różnych form i zjawisk geologicznych/geomorfologicznych ze świadomym poznawaniem

dziedzictwa geologicznego (w tym geomorfologicznego), a także interakcji pomiędzy światem przyrody nieożywionej, ożywionej i człowiekiem. W tym kontekście krajobraz (w tym rzeźba terenu jako jego główna składowa) będący wypadkową warunków naturalnych (geologicznych, geomorfologicznych, biologicznych, klimatycznych) i antropogenicznych stanowi najważniejszy element potencjału geoturystycznego danego obszaru, decydując o jego atrakcyjności geoturystycznej. W przypadku obszaru Geoparku Świętokrzyskiego atrakcyjność ta wynika przede wszystkim z wyjątkowej różnorodności geologicznej i geomorfologicznej, w tym nagromadzenia antropogenicznych form rzeźby odzwierciedlających interakcje pomiędzy przyrodą nieożywioną a człowiekiem w okresie co najmniej 800 lat.

W kontekście rozwoju geoturystyki, jako perspektywicznej dźwigni lokalnej gospodarki na obszarze Geoparku, kluczowe znaczenie ma sposób udostępniania geostanowisk ilustrujących przykłady różnorodnych form ukształtowania terenu. Turystyczne zagospodarowanie takich miejsc (w szczególności obiektów chronionych lub znajdujących się na obszarach chronionych) powinno być z jednej strony podporządkowane celom związanym z ochroną przyrody i krajobrazu, z drugiej zaś gwarantować dostępność i bezpieczeństwo zwiedzania wraz z udogodnieniami i informacjami umożliwiającymi turystom przyswojenie wiedzy geologicznej i geomorfologicznej na temat tych obiektów.

Charakterystyczną cechą Geoparku Świętokrzyskiego jest dominacja antropogenicznych form rzeźby jako najlepiej zagospodarowanych obiektów geoturystycznych tj. nieczynnych wyrobisk po odkrywkowej eksploatacji surowców skalnych oraz miejsc związanych z historycznym górnictwem kruszczowym. Udostępnienie turystyczne, w tym odpowiednia, przystępna dla turystów interpretacja specjalistycznej wiedzy w kontekście pozostałych form i typów rzeźby powinna być jednym z ważniejszych aspektów działalności Geoparku w perspektywie najbliższych lat. Wzbogacenie oferty Geoparku o nowe obiekty geoturystyczne prezentujące problematykę związaną z genezą różnych typów rzeźby pozwoli na lepsze zrozumienie przez turystów krajobrazowego fenomenu, który obok wyjątkowej georóżnorodności był kluczowym elementem uzasadniającym międzynarodową rangę tego obszaru.

## Wkład autorów

Michał Poros – sekcje: Wprowadzenie, Lokalizacja Geoparku, Zarys budowy geologicznej, Antropogeniczne formy rzeźby, Znaczenie dziedzictwa geomorfologicznego w kontekście atrakcyjności geoturystycznej terenu Geoparku; Jan Urban – sekcje: Okres prekenozoiczny, Okres kenozoiczny – pale-

ogen i neogen, Rzeźba strukturalna, Rzeźba krasowa; Małgorzata Ludwikowska-Kędzia – sekcje: Okres kenozoiczny – paleogen i neogen, Okres kenozoiczny – czwartorzęd, Rzeźba dolin rzecznych i erozyjno-denudacyjnych, Rzeźba eoliczna.

## Podziękowania

Autorzy składają podziękowania recenzentom za cenne i wnikliwe uwagi dotyczące manuskryptu artykułu, które w istotny sposób przyczyniły się do jego modyfikacji. Dziękują również panu Andrzejowi Kaszy za udostępnienie aktualnych danych dotyczących inwentaryzacji jaskiń na terenie Geoparku Świętokrzyskiego.

## Literatura

- Cabalski K., Dzierżek J., Kowalczyk S., 2021. Middle Pleistocene debris flows in the low mountains: Geological and georadar surveys at the Mosty site (Holy Cross Mountains, Poland). *Quaternary International* 589(10): 25–38. DOI: [10.1016/j.quaint.2021.03.002](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.03.002).
- Czajkowska E., Urban J., Wróblewski T., 2007. Geopark Kielce – potencjał geoturystyczny i praktyczne możliwości jego wykorzystania. *Sympozja i Konferencje 2005–2007, Zespół Parków Krajobrazowych Woj. Śląskiego, Będzin*: 31–38.
- Czarnocki J., 1919. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Stratygrafia i tektonika paleozoicznych utworów Gór Świętokrzyskich. Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego* 28: 77–81.
- Czarnocki J., 1930. Granice Gór Świętokrzyskich oraz podział regionalny tego obszaru. W: K.Pawłowska (red), *Stratygrafia Gór Świętokrzyskich. Plejstocen. Prace Instytutu Geologicznego* 76-1/7: 29–38.
- Czarnocki J., 1949. W sprawie ochrony krajobrazu i obiektów naukowych w granicach miasta Kielc. *Wiadomości Muzeum Ziemi* 4: 313–320.
- Czarnocki J., 1950. Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 1: 1–404.
- Dębowska U., 2004. Wybrane problemy tektoniki i mineralizacji skał dewonu w zachodniej części antykliny chełcińskiej: Góra Miedzianka, Góry Świętokrzyskie. *Przegląd Geologiczny* 52/9: 920–926.
- Dzierżek J., Lindner L., 2020. Stratigraphy and conditions of accumulation of the younger loesses (Vistulian) in the Holy Cross Mountains area, Poland. *Studia Quaternaria* 37(2): 109–120. DOI: [10.24425/sq.2020.133755](https://doi.org/10.24425/sq.2020.133755).
- Dzierżek J., Lindner L., Cabalski K., 2019. Quaternary valley levels and river terraces in the western part of the Holy Cross Mountains. *Studia Quaternaria* 36(2): 109–118. DOI: [10.24425/sq.2019.126383](https://doi.org/10.24425/sq.2019.126383).
- Dzierżek J., Lindner L., Cabalski K., Urban J., Cyglicki M., 2021. The maximum ice sheet extent and its retreat in the western part of the Holy Cross Mountains, Poland, during the Sanian 2 Glaciation/MIS 12 based on geological data and analysis of karst phenomena. *Acta Geologica Polonica* 71(2): 199–217. DOI: [10.24425/agp.2020.132264](https://doi.org/10.24425/agp.2020.132264).
- Fijałkowsky E. i J., 1973. Historia eksploatacji marmurów w Górach Świętokrzyskich. *Zeszyty Przyrodnicze Muzeum Świętokrzyskiego* 1: 1–78.
- Filonowicz P., 1965. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Morawica. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Filonowicz P., 1968. Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Morawica. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Filonowicz P., 1971. Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Kielce. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Filonowicz P., 1973. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Kielce. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Filonowicz P., Lindner L., 1986. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Piekoszów. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Filonowicz P., Lindner L., 1987. Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Piekoszów. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Gągoł J., Król P., Urban J., 2020. Złoża i kopalnie eksploatowane przez “Marmury Kieleckie”. W: J.Główka, J.Szczepański (red), *Z dziejów Marmurów Kieleckich (1876–2016)*. Kieleckiego Towarzystwo Naukowe: 137–205.
- Gągoł J., Urban J., Król P. (n.d.). Marmury Kieleckie. Online: <https://www.marmurykieleckie.pl/> – 01.04.2022.
- Gilewska S., 1972. Wyżyny Śląsko-Małopolskie. W: M.Klimaszewski (red), *Geomorfologia Polski, t. 1*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 232–339.
- Gilewska S., 1991. Rzeźba. W: L.Starkel (red), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 248–296.
- Głazek J., Kutek J., 1976. Powaryscyjski rozwój geotektoniczny obszaru świętokrzyskiego. W: W.Pożaryski, J.Głazek (red), *Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Starachowice, 24–26.09.1976*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 14–51.
- Głazek J., Romanek S., 1976. Jaworzniak. Punkt IIIB-4. W: W.Pożaryski, J.Głazek (red), *Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Starachowice, 24–26.09.1976*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 240–247.
- Hakenberg M., 1973. Mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Chęciny. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Hakenberg M., 1974. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Chęciny. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 1–86.
- Jankowski L., Margielewski W., 2015. Pozycja tektoniczna Roztocza w świetle historii rozwoju zapadliska przedkarpackiego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 462: 7–28.
- Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P.A., 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geological Quarterly* 53(1): 3–26.
- Jastrzębski C., 2010. Zabytki kultury przemysłowej W: Świercz A. (red.) *Monografia Checińskiego-Kieleckiego Parku Krajobrazowego, Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce*: 346–353.
- Jaśkowski B., 1996. Geneza i wiek wydm Gór Świętokrzyskich w świetle datowań <sup>14</sup>C i TL. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, I331, Seria Matematyczno-Fizyczna, 88, Geochronometria* 14: 31–46.
- Jaśkowski B., 1999. Związek późnowistulianских procesów wydmotwórczych w regionie świętokrzyskim z neotektoniczną aktywnością podłoża. *Przegląd Geologiczny* 47: 1032–1026.
- Jewuła K., Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2020. The Permian-Triassic boundary in continental sedimentary succession at the SE margin of the Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). *Geological Magazine* 157(11): 1767–1780. DOI: [10.1017/S0016756820000047](https://doi.org/10.1017/S0016756820000047).
- Kalicki T., Frączek M., Przepióra P., Kusztal E., Kłusakiewicz E., Małęga E., 2019. Late Quaternary geomorphology and geoarchaeology in the rivers of the Holy Cross Mountains region, central Europe. *Quaternary Research* 91: 584–599. DOI: [10.1017/qua.2018.55](https://doi.org/10.1017/qua.2018.55).
- Kasza A., Urban J., 2015. Zjawiska i formy krasowe na terenie kieleckich rezerwatów geologicznych. W: W.Wesołowski (red), *Ogólna i Regionalna Ochrona Przyrody, t. 36–37. Zarząd Okręg. LOP, Kielce*: 69–80.

- Kasza A., Urban J., 2016. Rezerwat „Chelosiowa Jama”, system jaskiniowy Chelosiowa Jama – Jaskinia Jaworznicza oraz jaskinia Pajęcza w Jaworzni (przedsympozjalna sesja terenowa). W: J.Urban (red), Materiały 50 Sympozjum Speleologicznego, Kielce-Chęciny, 20–23.10.2016, Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków: 13–17.
- Kasza A., Złonkiewicz Z., 2016. Stanowisko C 1. Rykoszyn – leje krasowe i ponory w wapieniach dewońskich reprodukowane w piaskowcach triasowych. W: J.Urban (red), Materiały 50 Sympozjum Speleologicznego, Kielce-Chęciny, 20–23.10.2016, Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków: 41–43.
- Klatka T., 1965. Geomorfologia Gór Świętokrzyskich. Roczniki Gleboznawcze 15: 129–162.
- Kondracki J., 2001. Geografia regionalna Polski. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 1–441.
- Konon A., 2006. Młodopaleozoiczna ewolucja strukturalna Gór Świętokrzyskich. W: S.Skompki, A.Zylińska (red), Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich. 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Materiały Konferencyjne, Ameliówka k/Kielce, 28–30.06.2006 r., Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 82–104.
- Konon A., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. Przegląd Geologiczny 56(10): 921–926.
- Konon A., 2012. Tektonika pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich W: S.Skompki (red), Góry Świętokrzyskie. 25 najważniejszych odsłoneń geologicznych. Uniwersytet Warszawski Wydział Geologii, Warszawa: 29–36.
- Konon, A., Mastella, L., 2001. Structural evolution of the Gniezdzińska syncline – regional implications for the Mesozoic margin of the Holy Cross Mountains (central Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 71: 189–199.
- Kotański Z., 1959. Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich, T. 1. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Kowalczyński Z., Rup M., 1989. Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 362: 5–39.
- Kowalkowski A., Ludwikowska M., 1993. Katena gleb na południowym stoku Góry Plebańskiej w zlewni rzeki Bobrzyckiej, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Monitoring Środowiska Regionu Świętokrzyskiego 1: 101–108.
- Kowalski B.J., 2000. Stanowisko 1. Kraiński Grzbiet. Morfogeneza i warunki rozwoju rzeźby paleozoicznego trzonu Gór Świętokrzyskich w neogenie. W: B.Jaśkowski, R.Sottysik (red), Geologia i geomorfologia Gór Świętokrzyskich – kontrowersje i nowe spojrzenie. Konferencja Naukowa, Wólka Milanowska, 16–19.05.2000, Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Kielcach, Kielce: 61–69.
- Kowalski B.J., 2002. Geneza układu sieci rzecznej w Górach Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach 7: 315–351.
- Kowalski W.R., 1975. Tektonika zachodniego zakończenia antykliny checińskiej i otaczających ją struktur obrzeżenia mezozoicznego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego 45: 45–61.
- Kozłowska M., Barski M., Matyja B.A., 2015. Stanowisko 5. Wolica 2. W: S.Skompki (red), LXXXIV Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Chęciny, 9–11 września 2015 r. Wydawnictwa Państwowego Instytutu Geologicznego PIB, Warszawa: 124–132.
- Kozłowski S., Radwan J., Wójcik Z., 1965. Rezerwat geologiczny na Kadzielni w Kielcach. Ochrona Przyrody 31: 117–160.
- Krupa J., 2013. Naturalne i antropogeniczne procesy kształtujące dno doliny Czarnej Nidy w późnym wistulianie i holocenie. *Folia Quaternaria* 81(1): 5–174.
- Krupa J., 2015. Natural and anthropogenic channel pattern changes in the mid-mountain Valley during the Late Glacial and Holocene, Polish Uplands. *Quaternary International* 370: 55–65. DOI: 10.1016/j.quaint.2014.12.045.
- Krzywiec P., 2002. Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms, and its relationships to the Alpine-Carpathian collision. *EGU Stephan Mueller Special Publication series* 1: 151–165.
- Kuleta M., 1999. Nowe dane o osadach pstręgo piaskowca w synklinie piekoszowskiej – kamieniołom Jaworznia. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego* 55(7): 141–144.
- Kutek J., 2001. The Polish Permo-Mesozoic Rift Basin. In: Ziegler P.A., Cvazza W., Robertson A.H.P., Crasquin-Soleau (ed.), *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Peri-Tethys Memoir* 6, Mémoires du Muséum National d’Histoire Naturelle, Paris, 186: 213–236.
- Kutek J., Głazek J., 1972. The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geologica Polonica* 22(4): 603–653.
- Lamarche J., Bergerat F., Lewandowski M., Mansy J. L., Świdrowska J., Wieczorek J., 2002. Variscan to Alpine heterogeneous palaeo-stress field above a major Palaeozoic suture in the Carpathian foreland (southeastern Poland). *Tectonophysics* 357: 55–80.
- Lamarche J., Mansy J.L., Bergerat F., Averbuch O., Hakenberg M., Lewandowski M., Stupnicka E., Świdrowska J., Wajsprych B., Wieczorek J., 1999. Variscan tectonics in the Holy Cross Mountains (Poland) and the role of structural inheritance during Alpine tectonics. *Tectonophysics* 313: 171–186.
- Lencewicz S., 1957. Hercyński masyw Gór Świętokrzyskich i jego pokrywy. W: Pisma wybrane z geografii fizycznej Polski. PWN, Warszawa: 157–188.
- Lindner L., 1984. The Holy Cross Mts. Region (Region Świętokrzyski). W: S.Sokolowski, J.E.Mojski (red.), *Budowa geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, część 3b, Kenozoik – czwartorzęd*, 33–35, 65–73, 113–145, 255–286, 326–330. Wydawnictwo Geologiczne.
- Lindner L., 2004. Zarys stratygrafii plejstocenu regionu świętokrzyskiego w świetle nowych danych. *Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach* 13: 7–31.
- Lindner L., Bogucki A., 2002. Pozycja wiekowa środkowo- i późnoplejstocenijskich zjawisk peryglacjalnych w środkowowschodniej Europie. W: B.Jaśkowski (red), *Zagadnienia peryglacjalu Polski i obszarów sąsiednich. Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach* 8: 81–106.
- Lindner L., Dzierżek J., 2019. Pleistocene deposits in the western part of the Holy Cross Mountains. *Studia Quaternaria* 36(2): 75–85. DOI: 10.24425/sq.2019.126381.
- Lindner L., Marciniak B., 2008. Propozycja interglacjalnych stanowisk stratotypowych dla środkowego plejstocenu Polski. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 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. *Geological Quarterly* 45(4): 387–395.
- Liszkowski J., 1996. Poligeniza rzeźby obszarów wyżynnych Polski w świetle analizy reliktowych pokryw wietrzeńowych. *Acta Geographica Lodziensia* 71: 165–178.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2018a. Plejstocen Doliny Kielecko-Łagowskiej. W: M.Ludwikowska-Kędzia, M.Wiatrak (red). *Plejstocen Gór Świętokrzyskich. XXV Stratygrafia Plejstocenu Polski*, Huta Szklana, 3–7.09.2018: 178–180.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2018b. Litologia, geneza i stratygrafia osadów czwartorzędowych w południowej części Gór Świętokrzyskich. *Instytut Geografii Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach*: 1–203.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2019. Zarys morfogenezy południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich – założenia metodologiczne. W: J.Urban (red), *Rzeźba strukturalna Gór Świętokrzyskich i Poniżnia – stan badań i perspektywy badawcze. VII Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej, Chęciny, 26–28.09.2019*, Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce: 13–17.
- Małec J., 2006. Sylur w Górach Świętokrzyskich. W: S.Skompki, A.Zylińska (red): 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka k. Kielce, 28–30 czerwca 2006 r., materiały konferencyjne, 36–50.
- Migoń P., 2009. Geomorfologia. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 1–461.
- Migoń P., 2012. Geoturystyka. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 1–196.

- Narkiewicz M., Racki G., Wrzolek T., 1990. Litostratygrafia dewonkiej serii stromatoporooidowo-koralowcowej w Górach Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny* 34(3): 433–455.
- Nawrocki J., 2006. Paleogeografia Gór Świętokrzyskich we wczesnym paleozoiku. W: S.Skompki, A.Zylińska (red): 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006 r., materiały konferencyjne, 9–13.
- Nita J., Myga-Piątek U., 2006. O potrzebie ochrony wyrobisk górniczych dla podniesienia walorów krajobrazowych i celów dydaktycznych obszarów eksploatacji surowców skalnych na przykładzie rejonu chęcińsko-kielckiego. *Technika Poszukiwań Geologicznych* 45(1): 47–56.
- Nita J., Myga-Piątek U., 2010. Georóżnorodność i geoturystyka w terenach poeksploatacyjnych na przykładzie regionu chęcińsko-kielckiego. *Geoturystyka* 3–4: 51–58.
- Olędzki J., 1976. Wpływ zróżnicowania budowy geologicznej na rzeźbę w Górach Świętokrzyskich. *Prace i Studia Instytutu Geografii Uniwersytetu Warszawskiego* 17, Geografia Fizyczna 6: 1–66.
- Pabian G., Kusztal P., 2019. Zmiany rzeźby spowodowane działalnością górniczą na przykładzie gminy Sitkówka-Nowiny. W: J.Urban (red), Rzeźba strukturalna Gór Świętokrzyskich i Poniaż – stan badań i perspektywy badawcze. VII Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej, Chęciny 26–28.09.2019, Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce: 33–35.
- Peryt T., 2015. Miocen świętokrzyskiego brzegu Paratetydy. W: W.Mizerski (red), Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedimentacyjnych. 74 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 9–11.09.2015r., Chęciny: 68–70
- Peryt T.M., Piwocki M., 2004. Budowa geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, część 3a, Kenozoik – paleogen, neogen. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 1–368.
- Poros M., 2011. Skąły formacji dolomitów i wapieni stromatoporooidowo-koralowcowych z Kowali jako główny element georóżnorodności i narzędzie edukacji geologicznej na obszarze projektowanego Geoparku Chęcińsko-Kielckiego. W: W.Trela, S.Salwa, A.Fijałkowska-Mader (red), VI Świętokrzyskie Spotkania Geologiczno-Geomorfologiczne, Ameliówka k. Kielc, 17–18.05.2011, Rekonstrukcje środowisk depozycyjnych na podstawie badań sedimentologicznych, geochemicznych i stratygraficznych. Materiały Konferencyjne Państwowego Instytutu Geologicznego, Oddział Świętokrzyski, Kielce: 93–98.
- Poros M., 2017. Part B. Geological heritage. W: M.Poros (red), Geoland of the Holy Cross Mts. Geopark. Application Dossier for membership in the UNESCO Global Geoparks. *Mater. Arch. Geopark Kielce, Kielce*: 14–30.
- Požaryski W., 1974. Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. W: W.Požaryski (red), Budowa geologiczna Polski t. IV, Tektonika cz. 1. Niż Polski: 24–34.
- Požaryski W., Tomczyk H., 1993. Przekrój geologiczny przez Polskę południowo-wschodnią. *Przegląd Geologiczny* 41: 687–695.
- Prażak J., Bruczyńska J., Kaczor-Kurzawa D., Młyńczak T., 2020. Zmiany warunków wodnych wskutek działalności górniczej w rejonie Gałęzice – Bolechowice – Borków w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny* 68(4): 233–236.
- Przychodni A., 2002. Ośrodek starożytnej metalurgii żelaza nad Nidą W: Hutnictwo świętokrzyskie oraz inne centra i ośrodki, Kielce: 45–60.
- Przychodni A., 2016. Ancient metallurgy on the Nida river as a potential enclave of bloomer centre in the Świętokrzyskie Mountains (Holy Cross Mountains) W: T.Kalicki, M.Frączek, P.Przepióra (red), Evolution of the river valleys in Central Europe. Field Guide. Kielce-Suchedniów FLAG Fluvial Archives Group, Biennial Meeting, 12–18.09.2016, Kielce, 91–93.
- Radłowska C., Mycielska-Dowgiałło E., 1972. Uwagi o deglacjacji zachodniej części Gór Świętokrzyskich (w okolicach Chęciny). *Przegląd Geograficzny* 44: 650–672.
- Radwański A., 1969. Transgresja dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich (strefa zatok i ich przedpola). *Acta Geologica Polonica* 19: 1–164.
- Radwański A., 1973. Transgresja dolnego tortonu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica* 23: 375–434.
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Val-lalonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 106: 14–28. DOI: 10.1016/j.quascirev.2014.09.007.
- Różycki S.Z., 1972. Plejstocen Polski Środkowej, Wyd. II. Państwowe Wydawnictwo Naukowe: 1–315.
- Rubinowski Z. (red), 1974. Badanie i udostępnienie jaskini Raj. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Rubinowski Z., 1971. Problemy ochrony środowiska przyrodniczego związane z rozwojem przemysłu wydobywczego w województwie kieleckim. *Problemy Regionu Kieleckiego. Studia i Materiały* 1: 71–77.
- Rubinowski Z., 1976. O ochronę środowiska przyrodniczego obszaru chęcińsko-małoskiego w Górach Świętokrzyskich. *Prace Muzeum Ziemi* 25: 119–131.
- Rubinowski Z., 1977. Ochrona i racjonalne wykorzystanie cennych pod względem naukowo-dydaktycznym profilów geologicznych na obszarze miejskim Kielc. *Studia Kieleckie* 1(77): 61–75.
- Rubinowski Z., Wójcik Z., 1978. Odsłonięcia geologiczne Kielc i okolic oraz problemy ich ochrony i zagospodarowania. *Prace Muzeum Ziemi* 29: 95–121.
- Salwa S., Jarosiński M., 2006. Ewolucja strukturalna dolnopaleozoicznego kompleksu Gór Świętokrzyskich – zarys problematyki. W: S.Skompki, A.Zylińska (red), Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich. 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Materiały Konferencyjne, Ameliówka k/Kielc, 28–30.06.2006 r., Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 78–81.
- Skompki S. (red), 2012. Góry Świętokrzyskie. 25 najważniejszych odsłoneń geologicznych. Uniwersytet Warszawski Wydział Geologii, Warszawa: 1–160.
- Słodkowska B., Kasiński J.R., 2016. Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. *Przegląd Geologiczny* 64(1): 15–25.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica* 91(2): 143–170.
- Sołtyś R., 1998. Peryglacialna zwierzetlina gliniasta Doliny Chęcińskiej w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny* 64(5): 456–458.
- Statutes of the International Geoscience and Geoparks Programme, 2015. UNESCO Global Geoparks (<https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000260675.page=4>): 1–16.
- Stawicki H., 2003. Kształtowanie krajobrazu wyrobisk poeksploatacyjnych w górnictwie skalnym. W: Kształtowanie krajobrazu terenów poeksploatacyjnych w górnictwie. Materiały Międzynarodowej Konferencji, AGH, Politechnika Krakowska, Kraków: 25–42.
- Stupnicka E., 1972. Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Geologiczny Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego* 14: 21–103.
- Szulc J., Becker A., Mader A., 2015. Perm i Trias – nowe otwarcie w historii Gór Świętokrzyskich. W: S.Skompki (red), LXXXIV Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Chęciny, 9–11 września 2015 r. Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego PIB, Warszawa: 11–27.

- Szulcowski M., 1994. The Holy Cross Mountains during the Devonian and Carboniferous. Excursion Guidebook, The Holy Cross Mountains, 19–33 Europrobe, Trans-European Suture Zone Workshop, Kielce, September 24<sup>th</sup> – October 1<sup>st</sup>.
- Świdrowska J., Hakenberg M., Poluktovič B., Seghedi A., Višňakov I., 2008. Evolution of the Mesozoic basins on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania). *Studia Geologica Polonica* 130: 1–130.
- Urban J. (red), 1996. Jaskinie regionu świętokrzyskiego. Polskiej Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa: 1–322.
- Urban J., Kasza A., 2010. Jaskinie i stanowiska krasowe. W: A.Świercz (red), *Monografia Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego*, Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce: 73–92.
- Urban J., 2002. Kras kopalny trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Polskie Towarzystwo Geologiczne, Instytut Geologii Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu* 11: 53–69.
- Urban J., 2007. Permian to Triassic paleokarst of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mts., central Poland. *Geologia, Akademia Górniczo-Hutnicza Kraków* 33(1): 5–50.
- Urban J., 2010. Dziedzictwo geologiczne. W: A.Świercz (red), *Monografia Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego*, Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce: 31–72.
- Urban J., 2013. Zapis lądowych etapów historii geologicznej Gór Świętokrzyskich w osadach i formach krasowych – wybrane przykłady. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 454: 77–102.
- Urban J., 2014. Cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich oraz południowo-wschodniej części Niecki Nidziańskiej. *Przegląd Geologiczny* 62(1): 44–50.
- Urban J., 2019. Podstawowe cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich i Poniżnia – stan badań i wyzwania badawcze. W: J.Urban (red), *Rzeźba strukturalna Gór Świętokrzyskich i Poniżnia – stan badań i perspektywy badawcze. VII Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej, Chęciny 26–28.09.2019*, Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce: 9–12.
- Urban J., Fijałkowska-Mader A., 2019. Stanowisko, 1.1. Chęciny, zamek: rzeźba strukturalna południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich widziana z wież chęcińskiego zamku.. W: J.Urban (red), *VII Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej „Rzeźba strukturalna Gór Świętokrzyskich i Poniżnia – stan badań i perspektywy badawcze”, Streszczenia referatów i posterów, przewodnik sesji terenowych. Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce: 63–73.*
- Urban J., Hercman H., Ochman K., Kasza A., 2019. Record of the Pleistocene karst sites of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains region – a review. *Studia Quaternaria* 36(3): 87–108.
- Urban J., Kasza A., 2020. Ochrona dziedzictwa geologicznego w rezerwatach Gór Świętokrzyskich – cztery przykłady. *Chrońmy Przyrodę Ojczystą* 76(2): 28–49.
- Urban J., Kasza A., Ochman K., Hercman H., 2011b. Kenozoiczny kras Kadzielni. W: M.Ludwikowska-Kędzia, M.Wiatrak (red), *Geologia i geomorfologia regionu świętokrzyskiego*, Instytut Geografii Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 9–28.
- Urban J., Kasza A., Ochman K., Malec J., 2011a. Jaskinie Kadzielni. *Urząd Miasta Kielce – Geopark Kielce*, Kielce: 1–93.
- Urban J., Ludwikowska-Kędzia M., Chwalik-Borowiec A., Kasza A., Pasierb B., Wiatrak M., Wałek G., 2019. Uwarunkowania strukturalne krasowej rzeźby południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich oraz Poniżnia (sesja terenowa). W: J.Urban (red), *Rzeźba strukturalna Gór Świętokrzyskich i Poniżnia – stan badań i perspektywy badawcze. VII Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej, Chęciny, 26–28.09.2019*, Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce: 117–161.
- Urban J., Migoń P., Radwanek-Bąk B., 2021. Dziedzictwo geologiczne. *Przegląd Geologiczny* 69(1): 16–20.
- Urban J., Rzonca B., 2009. Karst systems analysed in borehole logs. Devonian carbonates of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Central Poland. *Geomorphology* 112: 27–47. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.04.024.
- Urban J., Wróblewski T., 1999. Representative geosites of the Góry Świętokrzyskie (Holy Cross Mts.) and Nida Basin, Central Poland. *Polish Geological Institute Special Papers* 2: 61–70.
- Urban J., Wróblewski T., 2004. Chęciny-Kielce landscape park – an example of officially not proclaimed geopark. *Polish Geological Institute Special Papers* 13: 131–136.
- Wagner R., 1994. Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 146: 1–71.
- Wróblewski T. (red), 1995. Chęcińsko-Kielecki (Geologiczny) Park Krajobrazowy. Dokumentacja projektowa. Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce (unpublished).
- Wróblewski T., 1976. Rzeźba Gór Świętokrzyskich. *Roczniki Świętokrzyskie, Kieleckie Towarzystwo Naukowe* 5: 9–22.
- Wróblewski T., 1979. Problematyka pozostałości chęcińskiego górnictwa kruszcowego w świetle konserwatorskiej ochrony przyrody i turystycznego zagospodarowania. *Studia Kieleckie, Kieleckiego Towarzystwo Naukowe* 1 (21): 67–79.
- Wróblewski T., 1991. Potrzeba powołania geologicznego parku krajobrazowego w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny* 35: 527–528.
- Wróblewski T., 1997. Dokumentacja projektowa geologicznego parku krajobrazowego w Górach Świętokrzyskich. *Posiedzenie Naukowe PIG* 53: 129–131.
- Wróblewski T., 2000a. Ochrona georóżnorodności w regionie świętokrzyskim. *Wydawnictwa Państwowego Instytutu Geologicznego Warszawa*: 1–88.
- Wróblewski T., 2000b. Nowy park krajobrazowy w Górach Świętokrzyskich – jego proveniencja i geologiczna specyfika. W: I.Janowski (red), *Uwarunkowania i funkcje turystyki na obszarze Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego*. Instytut Geografii Akademii Świętokrzyskiej, Kielce: 9–18.
- Wróblewski T., 2012. Śladami dewonizacji morza i kieleckich gwarków. *Urząd Miasta Kielce, Kielce*: 1–53.
- Wróblewski T., 2021. Od geologicznego parku krajobrazowego do geoparku globalnego (1991–2021). *Przegląd Geologiczny* 69(5): 287–293.
- Zbroja S., Kuleta M., Migaszewski Z., 1998. Nowe dane o zlepnicach z kamieniołomu „Zygmuntówka” w Górach Świętokrzyskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 379: 41–59.
- Złonkiewicz Z., 1994. Budowa geologiczna i zjawiska krasowe na Górze Milechowskiej koło Małogoszcza w Górach Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny* 42, 7: 553–557.
- Złonkiewicz Z., 2011. Co z tą bruzdą? – czyli jurajski basen epikontynentalny widziany z niecki Nidy. W: A.Zieliński A. (red), *Znane fakty-nowe interpretacje w geologii i geomorfologii*. Instytut Geografii Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach: 89–103.
- Złonkiewicz Z., 2016. Stanowisko C 2. Rezerwat „Milechowy” – kras i jaskinie w wapieniach górnourajskich. W: J.Urban (red), *Materiały 50 Sympozjum Speleologicznego, Kielce-Chęciny, 20–23.10.2016*, Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków: 43–52.
- Złonkiewicz Z., Kasza A., 2016. Kras w obrębie permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. W: J.Urban (red), *Materiały 50 Sympozjum Speleologicznego, Kielce-Chęciny 20–23.10.2016*, Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków: 169–174.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszcypko N., Ślęczka A., Żaba J., Żytko K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. *Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław*: 1–64.