

PRZEWODNIK GEOTURYSTYCZNY

PO ŚWIĘTOKRZYSKIM ŚWIATOWYM GEOPARKU UNESCO



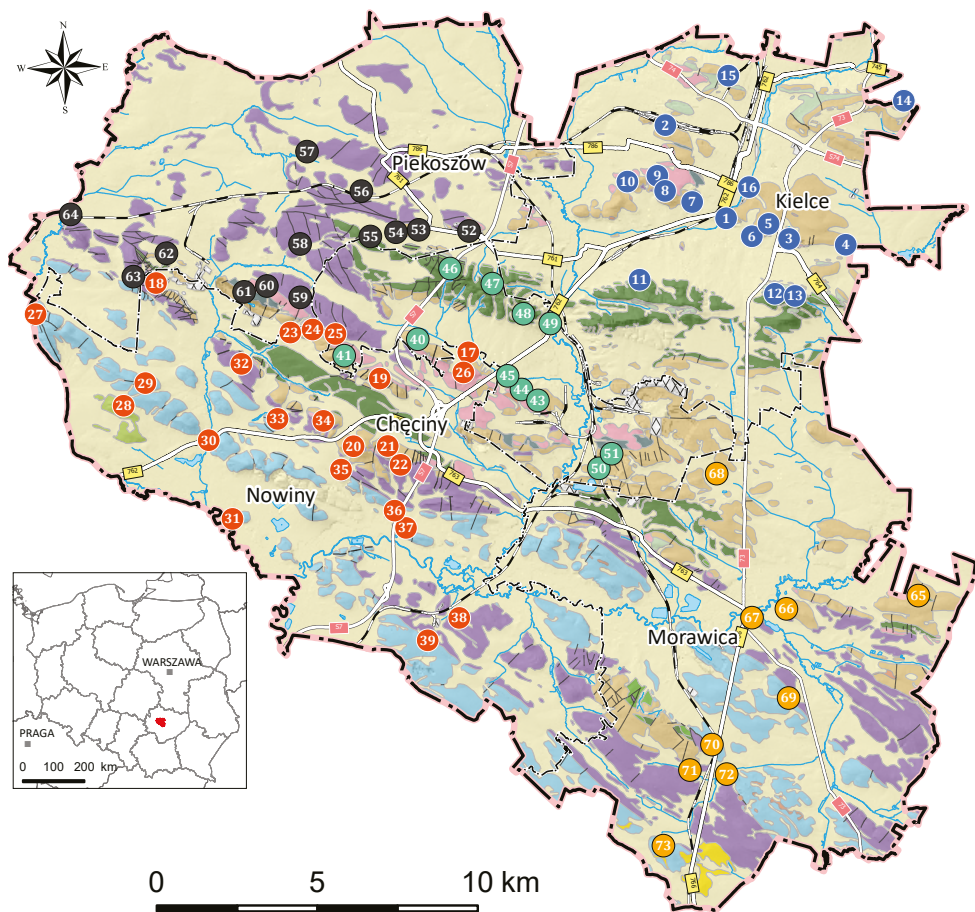
Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



NARODOWY FUNDUSZ
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ



PRZEWODNIK GEOTURYSTYCZNY PO ŚWIĘTOKRZYSKIM ŚWIATOWYM GEOPARKU UNESCO

Geologiczna mapa Geoparku Świętokrzyskiego z zaznaczonymi geostanowiskami, które zostały omówione w Przewodniku

Tekst: Anna Fijałkowska-Mader
Ewelina Bąk
Agnieszka Milianowicz
Michał Poros
Sylwester Salwa
Martyna Sutowicz-Kwiecińska
Witold Wesołowski
Zbigniew Złonkiewicz

Redakcja: Anna Fijałkowska-Mader
Recenzja: dr hab. inż. Jan Urban

Projekt graficzny: Magdalena Furca
Skład: Magdalena Furca
Opracowanie map: Witold Wesołowski, Anna Fijałkowska-Mader, Ewelina Bąk
Projekt okładki: Magdalena Furca

Zdjęcia w rycinach: inicjały autorów znajdują się w opisach zdjęć

WW – Witold Wesołowski
ZZ – Zbigniew Złonkiewicz
ŁZ – Łukasz Zarzycki
AFM – Anna Fijałkowska-Mader
JJ – Jerzy Jędrzychowski
MP – Michał Poros
JM – Jan Malec
KSG – Katarzyna Skurczyńska-Garwolińska
PK – Paweł Król
DW – Dariusz Wieczorek
RT – Raimondo Tripodi
TM – Tomasz Młyniczak
TW – Tymoteusz Wróblewski
GP – Grzegorz Pabian
KB – Karolina Bieńko
SzP – Szymon Pawlak
ZR – Zbigniew Rubinowski
JMa – Jerzy Maśkiewicz
OP – Olgierd Pedrycz
AM – Andrzej Młynarczyk
JB – Joanna Bruczyńska
PP – Patryk Ptak
JF – Jerzy Fijałkowski
AD – Anna Drzewiecka
HP – Henryk Poddębski
KP – Krzysztof Pęczalski

Zdjęcia na okładce: przód – Łukasz Zarzycki
tył – Sylwester Salwa

Wydawca: Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

Niniejszy materiał został sfinansowany ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej. Za jego treść odpowiada wyłącznie Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy. Opracowano w ramach zadania państwowej służby geologicznej „Ochrona georóżnorodności, geoedukacja i geoturystyka”.

Copyright © 2025 Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

ISBN 978-83-68623-87-1

PRZEWODNIK GEOTURYSTYCZNY PO ŚWIĘTOKRZYSKIM ŚWIATOWYM GEOPARKU UNESCO



Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska



Sfinansowano ze środków
NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
I GOSPODARKI WODNEJ



Kielce 2025

SPIS TREŚCI

PODZIĘKOWANIE _____	10
I. WSTĘP _____	11
O GEOPARKU ŚWIĘTOKRZYSKIM _____	12
HISTORIA POWSTANIA GEOPARKU _____	21
PRZESZŁOŚĆ GEOLOGICZNA OBSZARU GEOPARKU _____	22
II. MINERAŁY I SKAŁY GEOPARKU _____	39
MINERAŁY _____	41
SKAŁY _____	56
III. SKAMIENIAŁOŚCI _____	75
IV. FORMY I PROCESY KRASOWE _____	89
V. ŚLADY GÓRNICICTWA KRUSZCOWEGO _____	95
VI. DZIEDZICTWO GEOPARKU _____	99
DZIEDZICTWO HISTORYCZNO-KULTUROWE _____	100
DZIEDZICTWO PRZYRODY ŻYWEJ _____	102
DZIEDZICTWO GEOLOGICZNE - GEOSTANOWISKA _____	105
GEOLOGICZNE KIELCE _____	106
1. KAMIENIOŁOM KADZIELNIA _____	107
2. KAMIENIOŁOM NA GÓRZE ŚLICHOWICY _____	115
3. KAMIENIOŁOMY WIETRZNI I MIĘDZYGÓRZA _____	120
4. KAMIENIOŁOM W ZAGÓRZU _____	133
5. KAMIENIOŁOM SOSNÓWKA NA GÓRZE SŁONECZNEJ (PSICH GÓRKACH) _____	134
6. POZOSTAŁOŚCI PO KAMIENIOŁOMIE BARWINEK NA GÓRZE CMENTARNEJ _____	135
7. ODSŁONIĘCIE W OGRODZIE BOTANICZNYM W KIELCACH _____	137
8. GÓRA KARCZÓWKA _____	138
9. GÓRA DALNIA _____	144
10. GÓRA GRABINA _____	145



11. KAMIENIOŁOM BIESAK _____	147	39. PRZEKOP DROGOWY W WOLICY _____	215
12. KAMIENIOŁOM NA GÓRZE HAŁASA _____	151	BIAŁE ZAGŁĘBIE _____	216
13. GÓRA TELEGRAF _____	152	40. KAMIENIOŁOM SZEWCZE _____	217
14. KAMIENIOŁOM NA ŚWINIEJ GÓRZE _____	153	41. GÓRA ŻAKOWA _____	220
15. GRUCHAWKA _____	154	42. GÓRA OŁOWIANKA KOŁO SZEWCÓW _____	221
16. ŹRÓDŁO BIRUTY _____	155	43. KAMIENIOŁOM ZGÓRSKO _____	222
GEOLOGICZNY RAJ _____	157	44. GÓRA BERBERYSÓWKA _____	223
17. JASKINIA RAJ _____	158	45. KAMIENIOŁOM BOLECHOWICE _____	224
18. GÓRA MIEDZIANKA _____	162	46. ODSŁONIĘCIE NA GÓRZE BELNI _____	225
19. GÓRA ZELEJOWA _____	171	47. ODSŁONIĘCIA NA GÓRZE ZIELONEJ _____	226
20. KAMIENIOŁOM KORZECKO _____	180	48. ODSŁONIĘCIA I OSUWISKO W ZGÓRSKIM LESIE _____	227
21. GÓRA ZAMKOWA W CHĘCINACH _____	184	49. PRZEŁOM RZEKI BOBRZY W SŁOWIKU _____	228
22. ODSŁONIĘCIA W STAROCHEĆCINACH _____	191	50. PRZEKOP KOLEJOWY W KOWALI _____	229
23. KAMIENIOŁOM STOKÓWKA _____	192	51. KAMIENIOŁOM KOWALA _____	230
24. KAMIENIOŁOM NA STOKÓWECZCE _____	193	NAJDŁUŻSZE JASKINIE I NAJGŁĘBSZE ODSŁONIĘCIE _____	232
25. JASKINIA PIEKŁO POD SKIBAMI _____	194	52. KAMIENIOŁOMY W JAWORZNI _____	232
26. CZERWONA GÓRA _____	195	53. REZERWAT MOCZYDŁO _____	239
27. ODSŁONIĘCIA SKALNE I JASKINIE W REZERWACIE MILECHOWY _____	199	54. ZAGŁĘBIENIE KRASOWE W ZAGÓRZU _____	243
28. ODSŁONIĘCIE W BOLMINIE _____	200	55. KAMIENIOŁOM NA GÓRZE PLEBAŃSKIEJ _____	244
29. GRZĄBY BOLMIŃSKIE _____	202	56. KAMIENIOŁOM W PIEKOSZOWIE _____	245
30. PRZEŁOM RZEKI HUTKI _____	203	57. KAMIENIOŁOM NA GÓRZE RĘBOWEJ _____	246
31. GÓRA BZOWICA _____	204	58. LEJE I PONORY KRASOWE W RYKOSZYNIE _____	247
32. ODSŁONIĘCIE W POLICHNIE _____	205	59. KAMIENIOŁOM KOPANINY W GAŁĘZICACH _____	248
33. KAMIENIOŁOM NA LASKOWEJ GÓRZE W POLICHNIE STAWKACH _____	206	60. GÓRA SKAŁKA W GAŁĘZICACH _____	249
34. GÓRA SOSNÓWKA POD CHĘCINAMI _____	207	61. KAMIENIOŁOM OSTRÓWKA _____	250
35. ŁYSA GÓRA W KORZECKU _____	208	62. KAMIENIOŁOM NA KOZIM GRZBIECIE _____	251
36. ODSŁONIĘCIE W PODZAMCZU CHĘCIŃSKIM _____	209	63. SKAŁKA W ZAJĄCZKOWIE _____	252
37. KAMIENIOŁOM LEŚNA GÓRA _____	210	64. ODSŁONIĘCIE W WIERNEJ RZECE _____	253
38. KAMIENIOŁOM W REZERWACIE WOLICA _____	214	TERENY MARMUREM I GLINĄ SŁYNAĆCE _____	254
		65. SKAŁKA DIABELSKI KAMIEŃ W RADOMICACH _____	255

66. KAMIENIOŁOM W ŁABĘDZIWIE_____	256
67. WZGÓRZE Z KAPLICĄ ORACZEWSKICH W MORAWICY_____	257
68. KAMIENIOŁOM W BILCZY_____	258
69. KAMIENIOŁOM W WOLI MORAWICKIEJ_____	258
70. KAMIENIOŁOM W DĘBSKIEJ WOLI_____	260
71. ŹRÓDŁO W DĘBSKIEJ WOLI_____	260
72. KAMIENIOŁOM ORAZ OŚRODEK TRADYCJI GARNCARSTWA W CHAŁUPKACH_____	261
73. KAMIENIOŁOMY NA GÓRZE GOJŚĆ_____	263
VII. WYBRANA LITERATURA_____	265
VIII. GEO-SŁOWNICZEK_____	279

PODZIĘKOWANIE

Autorzy składają podziękowanie wszystkim osobom, które przyczyniły się do powstania niniejszego „Przewodnika” poprzez udostępnienie swoich zdjęć oraz podzielenie się cennymi, niepublikowanymi informacjami na temat geostanowisk: **Panu Doktorowi habilitowanemu Błażejowi Błażejowskiemu**, wybitnemu paleontologowi, pracownikowi Instytutu Paleobiologii PAN, **Panu Jerzemu Jędrzychowskiemu**, niestrudzonemu popularyzatorowi wiedzy o geologii regionu świętokrzyskiego, **Panu Doktorowi Pawłowi Królowi**, kustoszowi zbiorów przyrodniczych Muzeum Narodowego w Kielcach, **Panu Doktorowi habilitowanemu Janowi Malcowi**, wybitnemu specjalście od zagadnień dewonu świętokrzyskiego, wieloletniemu pracownikowi Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, **Panu Jerzemu Mańkiewiczowi**, wspaniałemu fotografowi, ukazującemu piękno ukryte w skałach, **Panu Doktorowi Grzegorzowi Pabianowi**, geoedukatorowi, pracownikowi Muzealnej Izby Górnictwa Kruszcowego w Miedziance, **Pani Katarzynie Skurczyńskiej-Garwolińskiej**, pracownikowi PIG-PIB w Warszawie, **Panu Tymoteuszowi Wróblewskiemu**, wieloletniemu pracownikowi Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, regionaliście i propagatorowi idei ochrony dziedzictwa geologicznego Gór Świętokrzyskich, **Panu Łukaszowi Zarzyckiemu**, dokumentującemu fotografią georóżnorodność Kielecczyny oraz **Pracownikom** Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB.

Szczególne podziękowania należą się **Panu Doktorowi habilitowanemu, inżynierowi Janowi Urbanowi**, profesorowi IOP PAN za cenne uwagi i recenzję „Przewodnika”.

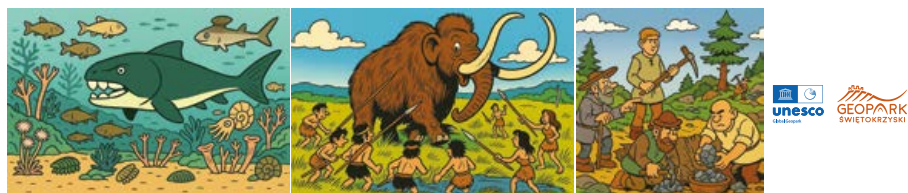
I. WSTĘP

Co to jest geopark?

Geoparkami nazywamy obszary o określonych granicach, wyróżniające się wysokimi walorami dziedzictwa geologicznego, w obrębie których znajdują się stanowiska geologiczne i geomorfologiczne (geostanowiska), posiadające wartość naukową, dydaktyczną, turystyczną czy estetyczną. Geoparki to jednak nie tylko geologia, ale również dziedzictwo historyczne i kulturowe, aspekty ekologiczne, a także lokalne społeczności i ich tradycje. Geoparki nie stanowią prawnej formy ochrony przyrody. Celem ich funkcjonowania jest promocja dziedzictwa geologicznego, zrównoważony rozwój regionalny i wzrost świadomości społecznej w zakresie dziedzictwa geologicznego. Swoją misję realizują poprzez edukację geologiczną (geoedukację) oraz rozwój geoturystyki, m.in. poprzez zagospodarowanie turystyczne i udostępnienie do zwiedzania najważniejszych geostanowisk.

O GEOPARKU ŚWIĘTOKRZYSKIM

Geopark Świętokrzyski, położony w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich, jest obszarem o wybitnych walorach przyrodniczych, kulturowych, naukowych i edukacyjnych. Na jego terenie odsłaniają się skały wszystkich okresów geologicznych począwszy od wczesnego kambru (około 540 mln lat wstecz) po osady współczesne, dokumentujące najważniejsze etapy ewolucji tej części kontynentu europejskiego. Z bogatą przeszłością geologiczną związane jest występowanie licznych surowców mineralnych, głównie rud metali oraz marmurów technicznych, wydobywanych na przestrzeni dziejów i determinujących rozwój gospodarczy a także kulturowy tego regionu (ryc. 1). Zarówno naturalne jak i sztuczne odsłonięcia umożliwiają wgląd w minione epoki geologiczne, stanowiąc otwartą, fascynującą księgę dziejów Ziemi, do przeczytania której zachęcają autorzy niniejszego *Przewodnika*.



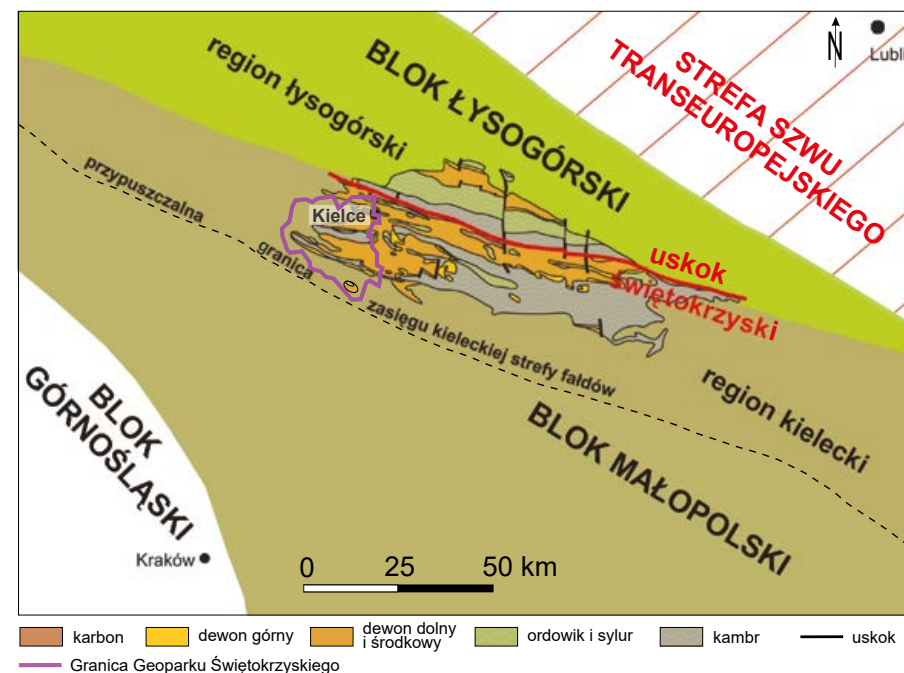
Ryc. 1. Od dewońskiego morza do geoparku UNESCO

Geopark ma powierzchnię 526 km² i obejmuje pięć miast i gmin województwa świętokrzyskiego: Kielce, Chęciny, Piekoszów, Nowiny i Morawica. Jego granice przebiegają zgodnie z granicami administracyjnymi tych jednostek administracyjnych. Największym miastem na terenie Geoparku są Kielce, zajmujące ponad 1/5 jego powierzchni. Centrum edukacyjne Geoparku znajduje się w siedzibie Geonatury Kielce – Centrum Geoedukacji w Kielcach. Jest to ośrodek informacyjno-edukacyjny wraz z wystawą prezentującą najważniejsze zagadnienia geologiczne Geoparku, zlokalizowany na Wietrzni w Kielcach, przy ul. Daleszyckiej 23.

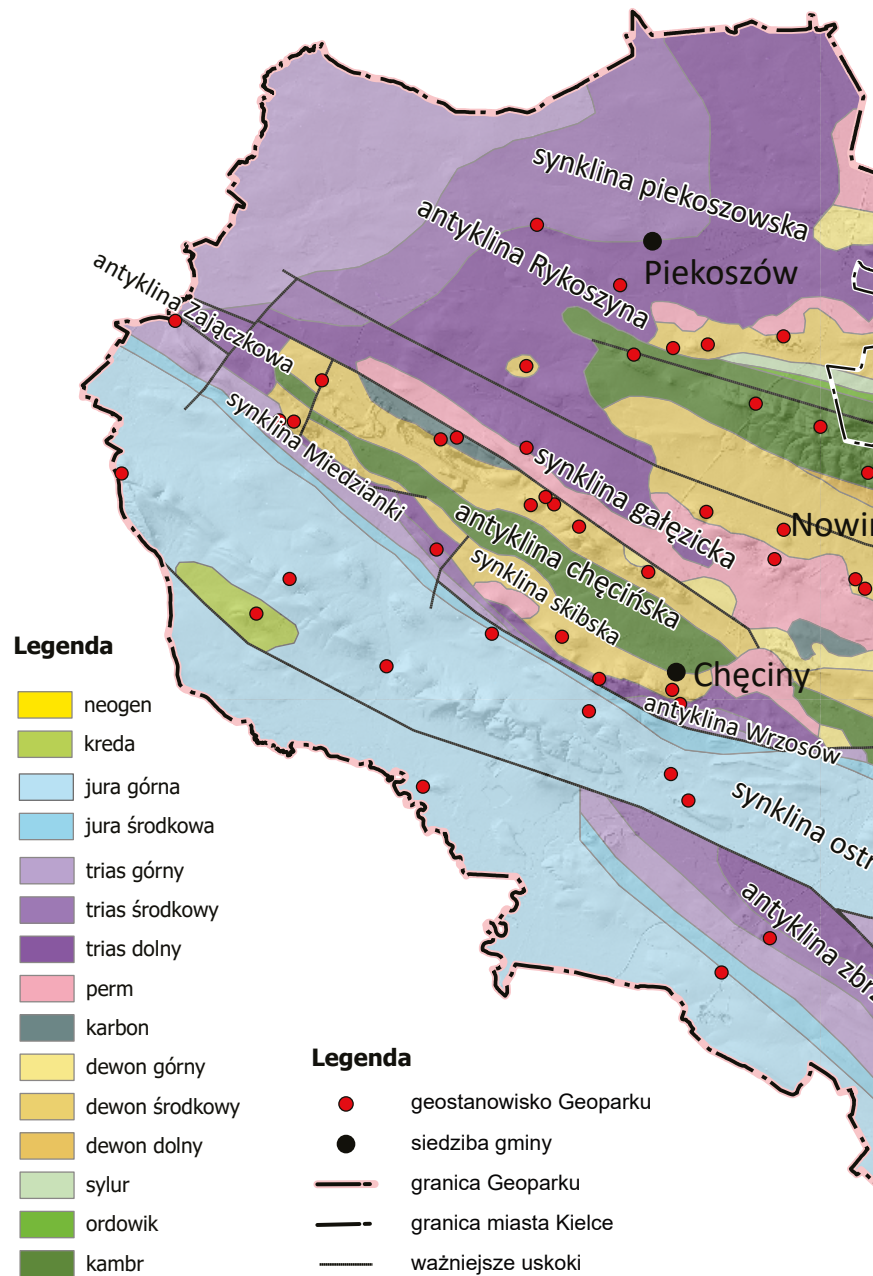
Niemal cały obszar Geoparku znajduje się w obrębie fizycznogeograficznego mezoregionu Gór Świętokrzyskich. W sensie geologicznym Geopark Świętokrzyski obejmuje południowo-zachodnią część tzw. trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich oraz południowo-zachodni odcinek jego permsko-mezozoicznego obrzeżenia. Południowa część trzonu paleozoicznego zwana jest regionem kieleckim trzonu i oddzielona jest od północnej części, zwanej regionem łysogórskim, uskokiem świętokrzyskim o przebiegu generalnie równoleżnikowym (WNW-ESE; ryc. 2). Wyżej wymienione



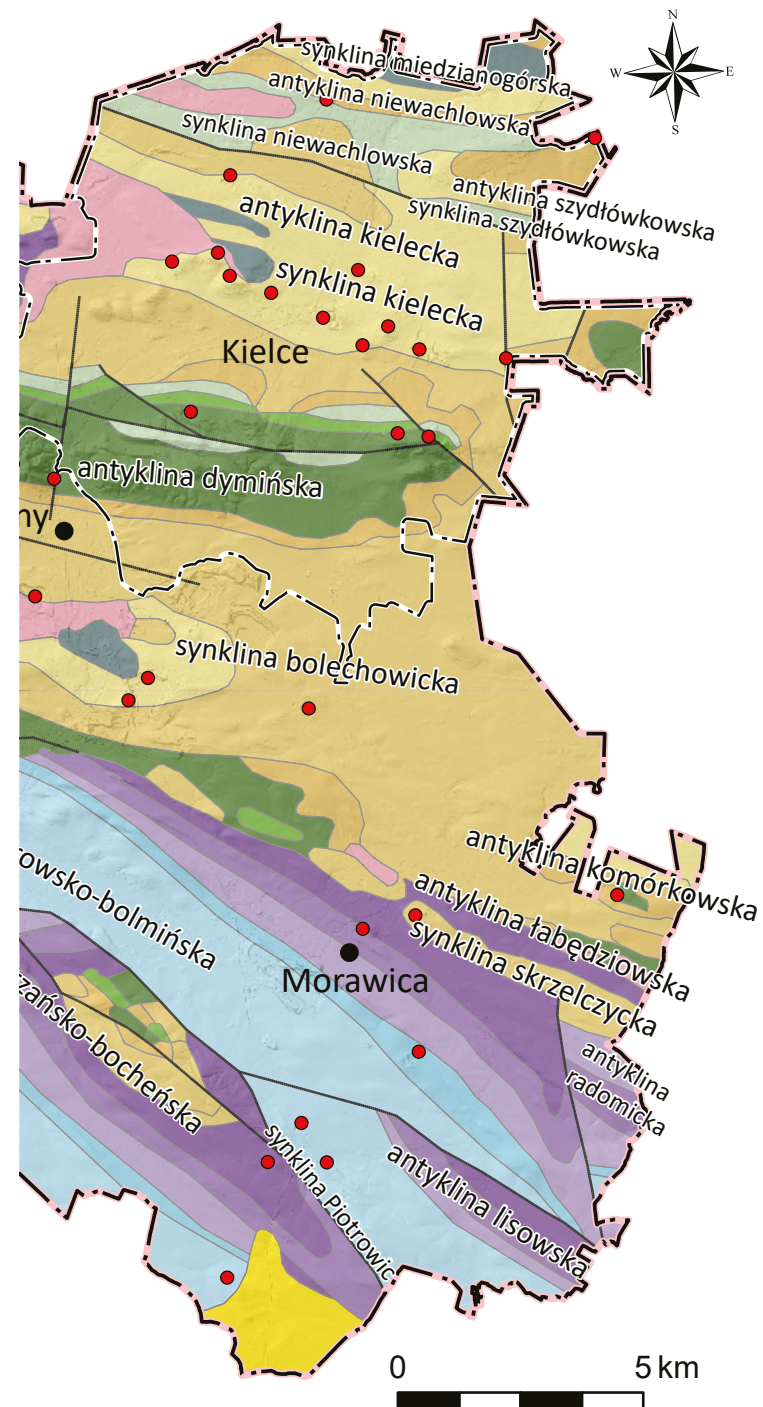
Ryc. 2. Położenie Geoparku Świętokrzyskiego na tle mapy geologicznej Gór Świętokrzyskich wg Z. Szczepanika (2016) i S. Salwy (2017); zmodyfikowane

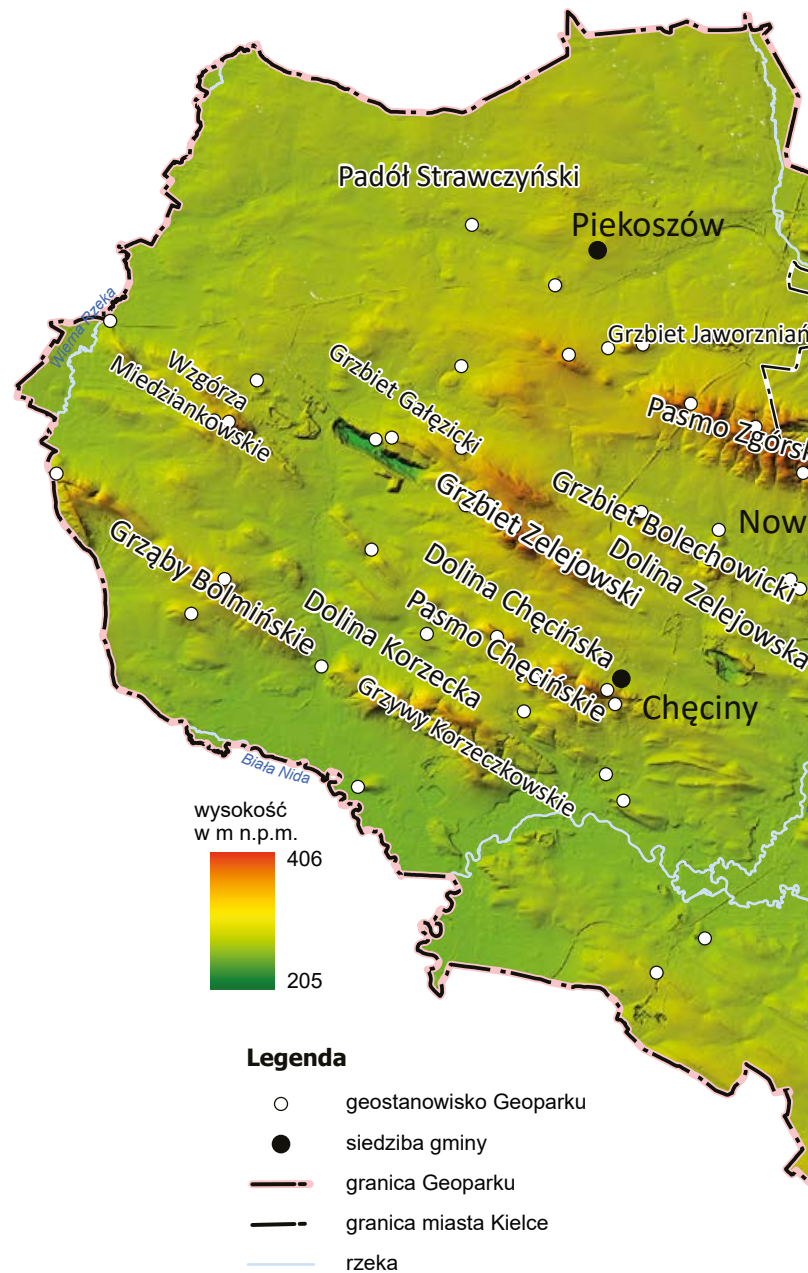


Ryc. 3. Położenie Geoparku Świętokrzyskiego na tle jednostek tektonicznych wg A. Żelazniewicza i in. (2011); zmodyfikowane

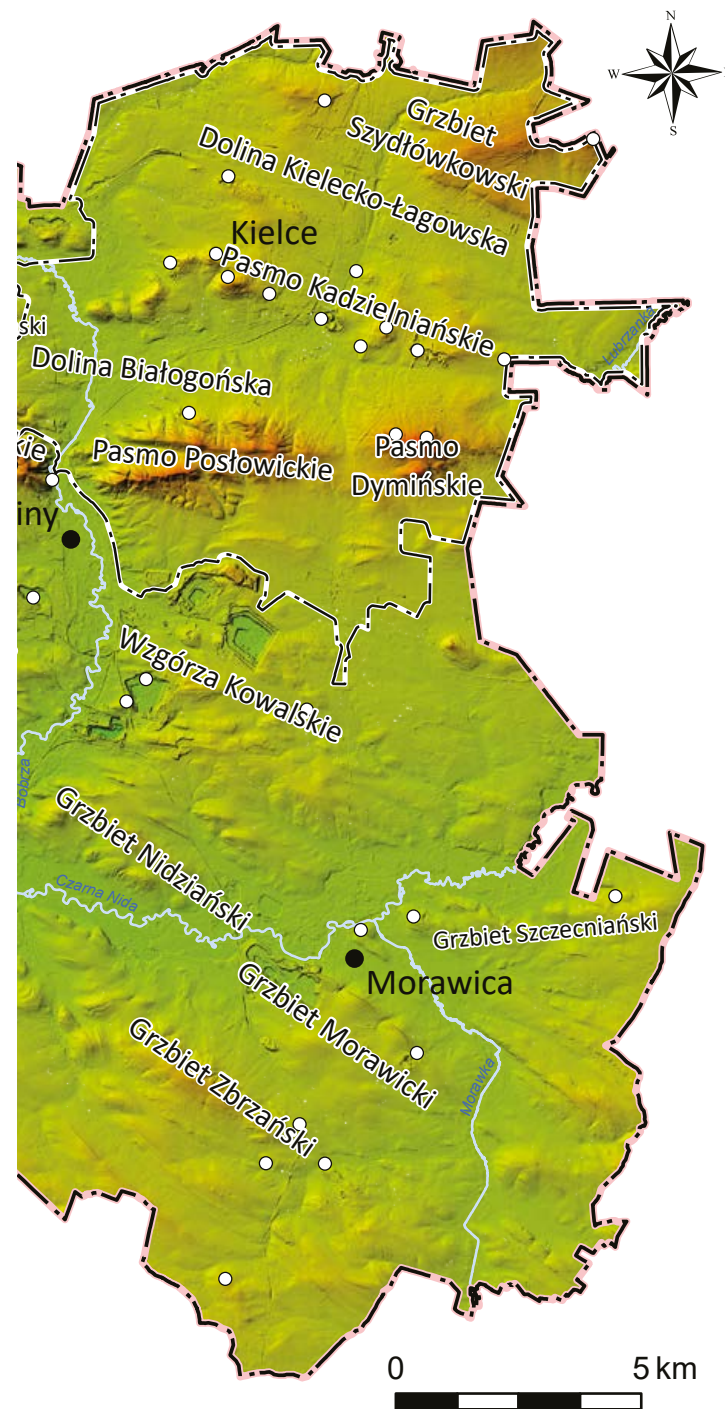


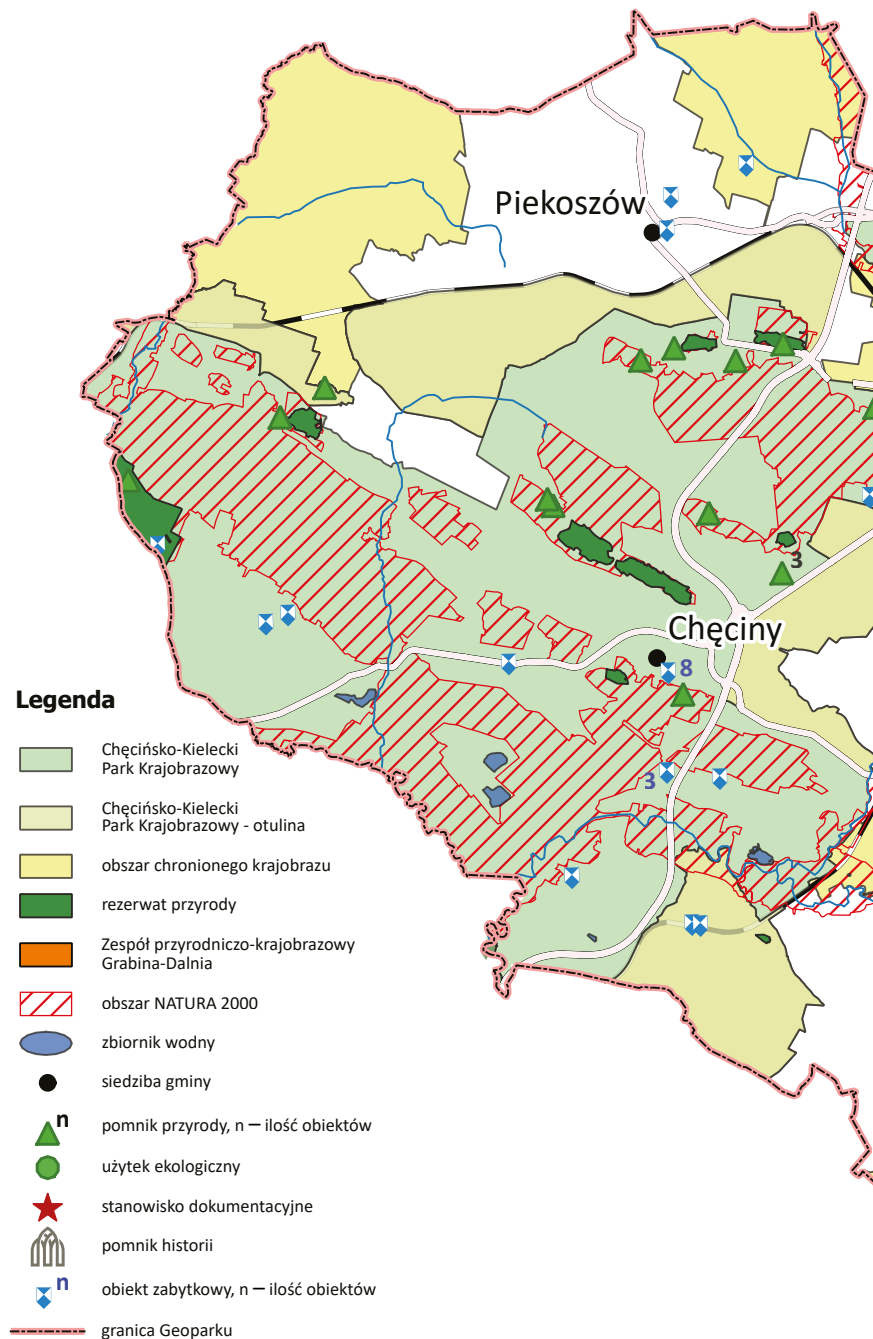
Ryc. 4. Mapa geologiczna odkryta Geoparku Świętokrzyskiego z głównymi strukturami tektonicznymi wg S. Salwy (2017)



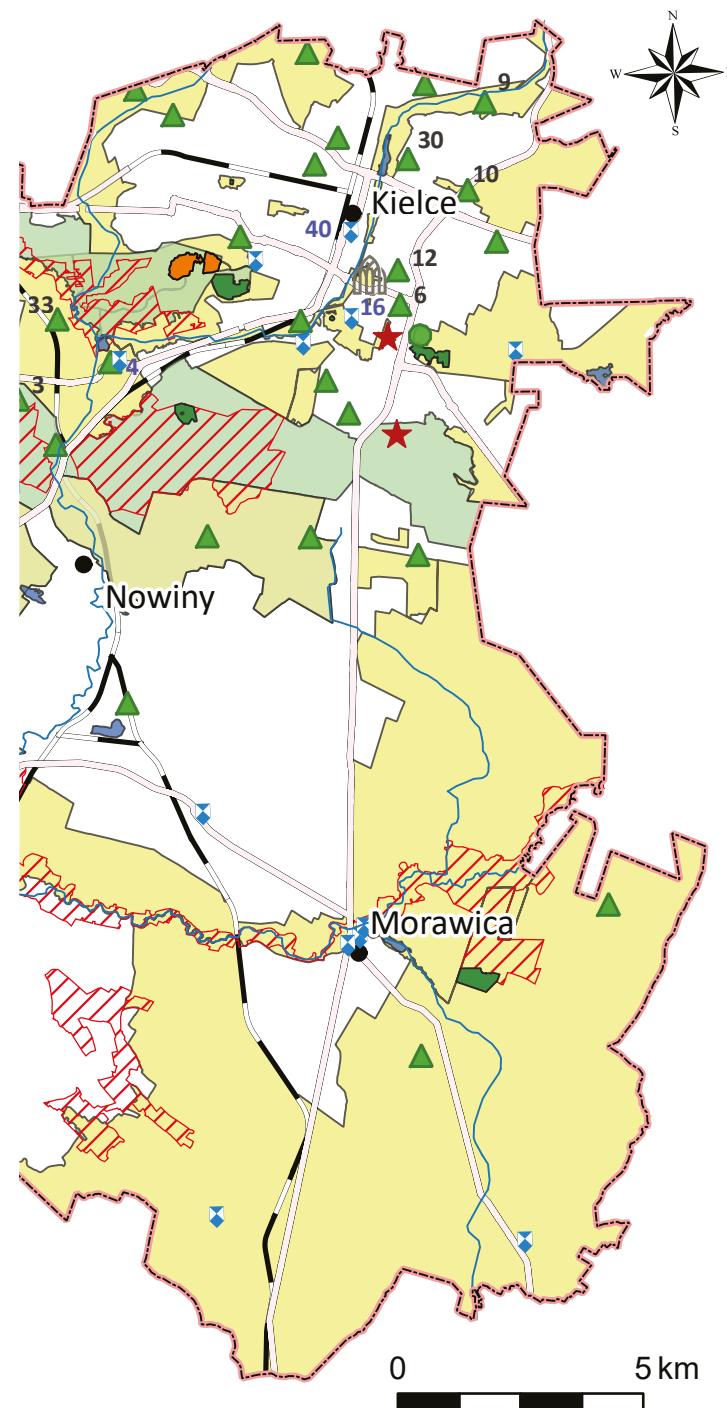


Ryc. 5. Szkic przebiegu pasm górskich i dolin na terenie Geoparku Świętokrzyskiego





Ryc. 7. Formy ochrony przyrody na terenie Geoparku Świętokrzyskiego



jednostki geologiczne leżą na strukturze tektonicznej zwanej blokiem małopolskim, będącym elementem fundamentu platformy zachodnioeuropejskiej. Na północ od bloku małopolskiego przebiega strefa szwu transeuropejskiego, łączącego platformę wschodnioeuropejską i zachodnioeuropejską (ryc. 3).

Ukształtowanie powierzchni Geoparku charakteryzuje się obecnością wąskich pasm górskich, oddzielonych strefami obniżonymi, o przebiegu WNW-ESE, która nawiązuje do fałdowej budowy geologicznej tego obszaru. Fałdy są strukturami tektonicznymi złożonymi z dwóch elementów: antykliny*¹ i synkliny*. Przebieg głównych antyklinali i synklin na terenie Geoparku pokazuje rycina 4. Pasma wzniesień występują na wychodniach skał o wysokiej odporności na wietrzenie i erozję, natomiast obniżenia tworzą się na wychodniach skał o niższej odporności na działanie czynników niszczących: wody, wiatru, słońca i mrozu a także roślinności. Do ważniejszych pasm wzniesień należą: pasmo Dymińskie, Pasma Posłowickie, Pasma, Zgórskie i Pasma Chęcińskie (ryc. 5, 6). Najwyższym szczytem na terenie Geoparku jest góra Telegraf wieńcząca Pasma Dymińskie (406 m n.p.m.).



Ryc. 6. Pasma Chęcińskie, widok od południa: po lewej stronie góry Beylina i Rzepka, po prawej – Góra Zamkowa. *Archiwum Gminy Chęciny*

Urozmaicona rzeźba terenu Geoparku stanowi wynik trwającej od paleogenu, czyli od ponad 60 mln lat, intensywnej morfogenezy – przekształcania powierzchni terenu pod wpływem procesów geologicznych (m.in. krasowych), klimatycznych i hydrologicznych. Istotną rolę odegrała także późniejsza działalność człowieka.

¹ Terminy geologiczne, oznaczone asterykiem, wyjaśnione są w rozdziale VIII. Geo-słowniczek na końcu Przewodnika.

O wyjątkowej georóżnorodności Geoparku świadczy fakt, że na jego obszarze zinventaryzowano ponad 80 geostanowisk (w *Przewodniku* opisano 73 najlepiej zachowanych i możliwych do udostępnienia), obejmujących odsłonięcia geologiczne, skałki i jaskinie a także liczne relikty dawnego górnictwa kruszcowego i skalnego. Wiele z tych miejsc objętych jest ochroną prawną jako rezerваты przyrody, pomniki przyrody lub stanowiska dokumentacyjne. Ponadto znaczna część terenu Geoparku znajduje się w granicach Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego i jego otuliny oraz obszaru chronionego krajobrazu (ryc. 7).

Jednak Geopark Świętokrzyski to nie tylko geologia – to także historia człowieka, który od ponad 50 tys. lat pozostawia tu swój ślad. Działalność ludzką na obszarze geoparku dokumentują liczne stanowiska archeologiczne, relikty dawnego górnictwa rudnego i skalnego, obiekty przemysłowe oraz zabytki architektury, do wzniesienia których wykorzystano lokalne surowce. Rozwój osadnictwa, rolnictwa i przemysłu miał duży wpływ na obecny krajobraz geoparku. Szczególne znaczenie miała eksploatacja rud ołowiu, miedzi i żelaza, a także surowców skalnych, która to odcisnęła trwałe piętno na krajobrazie i kulturze regionu. Dziś tradycje te kontynuowane są przez współczesne kopalnie (ryc. 8), cementownie i zakłady przeróbki surowców skalnych.



Ryc. 8. Kamieniołom wapieni środkowego i górnego dewonu Ostrówka w Gałęzicach. *Fot. TM*

HISTORIA POWSTANIA GEOPARKU

Idea powołania geoparku oparta była na unikatowych wartościach krajobrazowych – zarówno naturalnych jak i antropogenicznych (pozostałości dawnego górnictwa rudnego i skalnego). W 1995 r. zespół badaczy z Oddziału Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu Geologicznego, pod kierownictwem Tymoteusza

Wróblewskiego, opracował dokumentację projektową **Chęcińsko-Kieleckiego Geologicznego Parku Krajobrazowego**. Na jej podstawie w 1996 r. został utworzony Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy. Założenia merytoryczne Parku jak również projekty ochrony i zagospodarowania cennych obiektów geologicznych w Kielcach, stanowiły punkt wyjścia dla późniejszych działań inicjowanych przez lokalne samorządy terytorialne we współpracy ze środowiskiem naukowym. Najważniejszym z nich było utworzenie w 2003 r. **Geoparku Kielce** – jednostki urzędu miasta Kielce, która miała za zadanie promować walory geologiczne i zarządzać rezerwatami przyrody nieożywionej. Dzięki temu powstały takie obiekty jak **Centrum Geoedukacji** (otwarte w 2012 r.), ścieżki dydaktyczne i projekty geoturystyczne. Istotnym kierunkiem działalności Geoparku Kielce była współpraca z sąsiednimi gminami oraz innymi instytucjami, mająca na celu powiększenie obszaru geoparku i sformalizowanie jego struktury, aby mógł się ubiegać o włączenie do sieci geoparków europejskich.



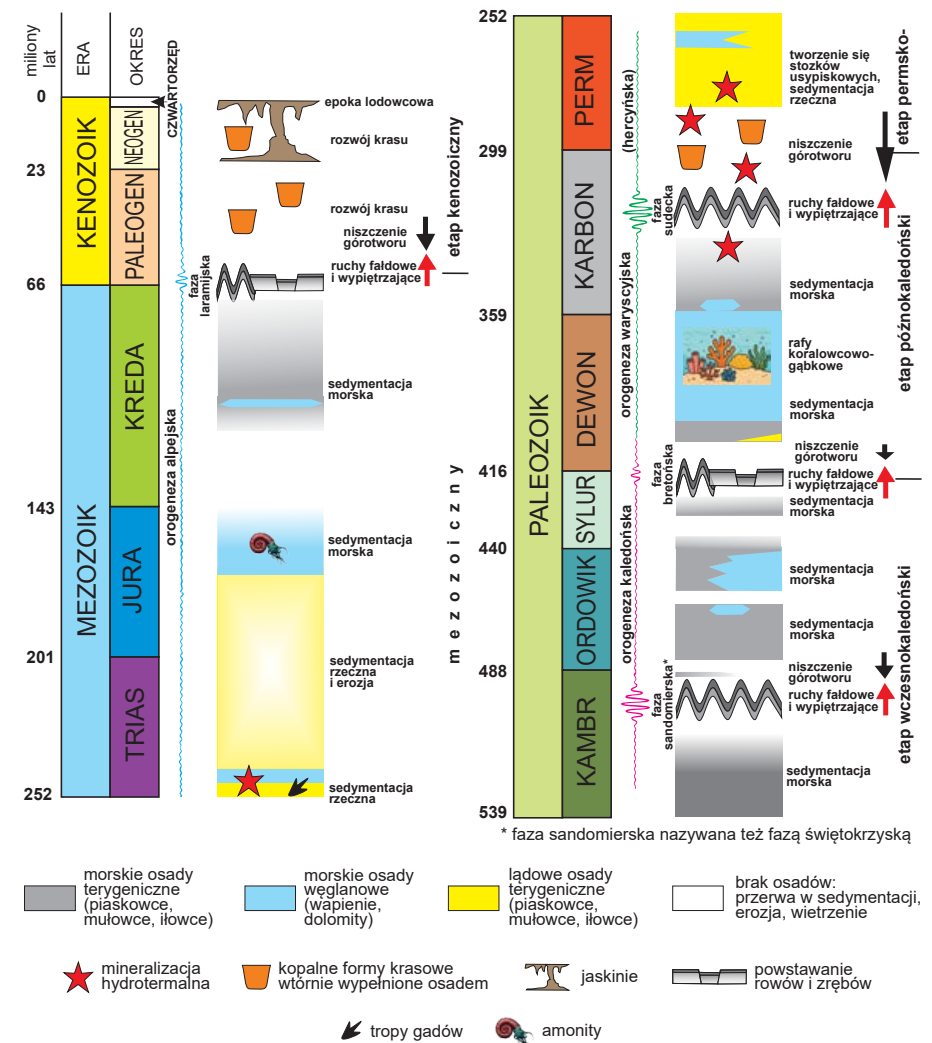
Ryc. 9. Certyfikat Geoparku Świętokrzyskiego UNESCO

W 2017 r. samorządy pięciu gmin województwa świętokrzyskiego: Kielce, Chęciny, Morawica, Piekoszów i Nowiny, utworzyły stowarzyszenie, które zainicjowało formalny proces aplikacyjny do **Światowej Sieci Geoparków UNESCO**. We wniosku aplikacyjnym został podkreślony silny związek pomiędzy budową geologiczną, formami terenu oraz dziedzictwem kulturowym i przemysłowym regionu. W **kwietniu 2021 roku** Geopark Świętokrzyski otrzymał **status Światowego Geoparku UNESCO** – jako pierwszy geopark w całości zlokalizowany na terenie Polski (ryc. 9).

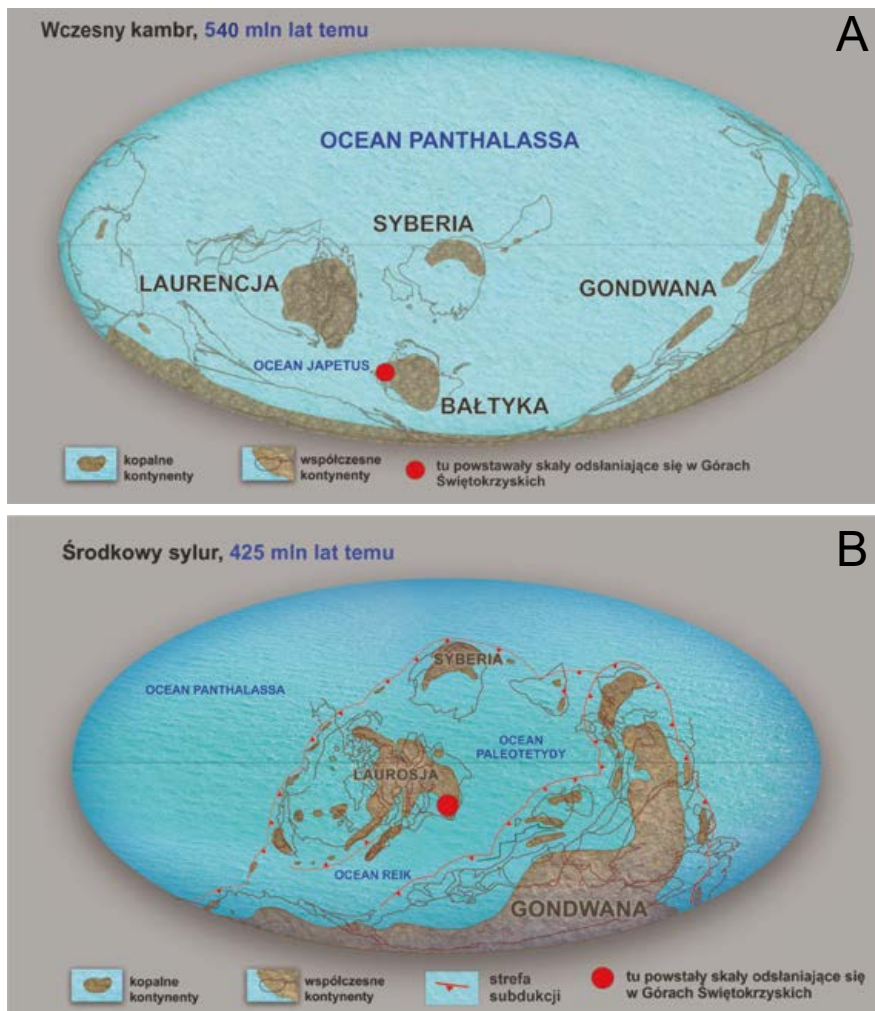
PRZESZŁOŚĆ GEOLOGICZNA OBSZARU GEOPARKU

Na historię geologiczną regionu świętokrzyskiego, w tym obszaru Geoparku, składa się wiele procesów i zdarzeń. Obszar, na którym znajdują się dziś Góry Świętokrzyskie podczas ostatnich 500 mln lat przemieścił się z rejonów chłodnych półkuli południowej, przez równik, do stref umiarkowanych na półkuli północnej, wielokrotnie zalewany był przez morza oraz poddawany był fałdowaniom i wypiętrzaniu podczas kolejnych tektonicznych ruchów górotwórczych (orogenez*).

Ruchy górotwórcze, które powodowały znaczące zmiany morfologiczne i związane z tym zmiany warunków środowiskowych, dzielą historię geologiczną Gór Świętokrzyskich na 4 etapy: wczesnopaleozoiczny, późnopaleozoiczny, permsko-mezozoiczny oraz kenozoiczny (ryc. 10).



Ryc. 10. Główne wydarzenia z dziejów obszaru, na którym znajduje się Geopark Świętokrzyski wg Urbana i in. (2011); zmodyfikowane



Ryc. 11.

A. Rozmieszczenie kontynentów we wczesnym kambrze wg Scotese (2016) oraz Świło i in. (2016); zmodyfikowane

B. Rozmieszczenie kontynentów w późnym sylurze wg Scotese (2016) oraz Świło i in. (2016); zmodyfikowane

Wczesny paleozoik (540–419 mln lat temu)

Najstarsze skały w Geoparku pochodzą z kambru. W tym czasie obszar świętokrzyski stanowił fragment szelfu paleokontynentu zwanego Bałtyką lub Baltiką (ryc. 11A). W kambrze znajdował się on w strefie podbiegunowej, skąd, podczas

ordowiku i syluru, przemieszczał się ku północy przez szerokości umiarkowane do okołorównikowych. W trakcie tej wędrówki zarówno głębokość jak i charakter zbiornika, w którym osadzały się skały obszaru świętokrzyskiego, ulegały zmianom. We wczesnym kambrze na dnie tego zbiornika gromadziły się w przeważającej mierze płytkomorskie piaski, muły oraz ły. Bytujące w osadzie organizmy bezkręgowce, pozostawiły po sobie ślady, głównie żerowania, określane mianem bioturbacji. Są to skamieniałości śladowe, zwane też ichnoskamieniałościami.

Zapis kambryjskiego okresu sedymentacji, w postaci piaskowców, mułowców i łupków ilastych, miejscami silnie zbioturbowanych (formacja z Ociesek), widoczny jest w geostanowiskach: **kamieniołom Biesak** w Kielcach; **11**²), na północnym zboczu **Góry Zielonej (47)**, na wschodnim zboczu **góry Belni (46)** oraz w **kamieniołomie na Górze Plebańskiej (55)** w Paśmie Zgórskim.

Na przełomie kambru i ordowiku (około 480 mln lat temu) nastąpiła krótkotrwała przerwa w morskiej sedymentacji związana z sandomierskimi ruchami górotwórczymi orogenezy kaledonskiej. Zapisyły się one w profilu **kamieniołomu Biesak (11)** w postaci luki stratygraficznej (braku części osadów w profilu) i niezgodności erozyjnej. Morska, płytkowodna sedymentacja powróciła we wczesnym ordowiku. Powstały wówczas piaskowce glaukonitowe, podścielone warstwą zlepieńca, leżącą na piaskowcach dolnego kambru (**kamieniołom Biesak – 11**). Przykrywają je silnie zażelazone piaskowce, które odsłaniały się w kamieniołomie Biesak (obecnie znajdują się pod lustrem wody) oraz piaskowce szamozytowe³ zawierające hematyt, które znaleźć można na hałdach szybów w **Brzezinach**. Następnie basen morski uległ zróżnicowaniu na głębszą strefę południową, w której osadzały się iłowce z graptolitami (rejon Brzeziny) i płytszą, północną, w której powstawała niedużej miąższości seria naprzemianległych iłowców, mułowców i margli. Przykryły ją płytkowodne piaskowce, tradycyjnie zwane ortidowymi (formalna nazwa: piaskowce formacji z Bukówki). Partiami są one silnie zbioturbowane i zawierają warstwy z licznymi skamieniałościami ramienionogów z rzędu Orthida (patrz rozdz. III. Skamieniałości Geoparku). Piaskowce te były wydobywane w nieistniejącym już kamieniołomie na Bukówce w Kielcach oraz w kamieniołomie Biesak. Obecnie widoczne są w południowo-zachodniej części **kamieniołomu Biesak (11)**, położonej ponad zwierciadłem wody, oraz w ścianie północnej, po zachodniej stronie przekopu, tuż nad powierzchnią jeziora. W ich obrębie

2 Numer geostanowiska jest zgodny z „Mapą geoturystyczną Świętokrzyskiego Światowego Geoparku UNESCO”.

3 Szamozyt – minerał, glinokrzemian żelaza. W postaci drobnych, kulistych ziarenek występuje w skałach osadowych pochodzenia morskiego. Powstaje także w procesach hydrotermalnych.

znajduje się cienka warstewka seledynowego bentonitu⁴. Natomiast silnie skrzemionkowane, pozbawione fauny piaskowce kwarcytowe wydobywano w **kamieniołomie** na północnym zboczu **Góry Hałasa** w Kielcach (12).

W późnym ordowiku utrzymywał się podział na głębszą strefę południową, w której osadziły się znacznej miąższości ciemnoszare iłowce z graptolitami*, przechodzące w zielonoszare iłowce i mułowce z wkładkami szarych wapieni oraz szare mułowce piaszczyste z przeławiczeniami piaskowców i zielonych iłowców, które znaleźć można w łomikach na północnym zboczu **góry Patrol**. Natomiast w strefie północnej powstawały płytkowodne wapienie z Mójczy, które nie odsłaniają się na terenie Geoparku.

We wczesnym sylurze w części południowej Geoparku, w rejonie Zbrzy osadzały się czarne iłowce krzemionkowe z wkładkami lidytów⁵. W części północnej ten okres obejmuje luka stratygraficzna*, która choć krótsza, zaznacza się też w regionie południowym. Ma ona związek z ruchami tektonicznymi orogenezy kaledońskiej.

Ciąg dalszy zapisu skalnego pochodzi z późnego syluru, kiedy to powstały szare i oliwkowe, ilaste łupki graptolitowe, czyli zawierające liczne szczątki graptolitów, wśród których dominują przedstawiciele graptolitów z rodzajów: *Monograptus*, *Pristiograptus* i *Cyrtograptus*. Lokalnie spotkać można skamieniałości małży, ramienionogów, głowonogów i liliowców (patrz rozdz. III) W łupkach występują wkładki tufitów⁶ wskazujące na wzmożoną aktywność wulkaniczną, związaną z główną fazą ruchów tektonicznych orogenezy kaledońskiej. Tufity i łupki graptolitowe były widoczne w przekopie ulicy Wojska Polskiego na Bukówce. Odsłonięcie łupków graptolitowych znajdowało się także przy źródle u podnóża północnego stoku góry Telegraf w Kielcach. Obecne niewielkie ich wychodnie zlokalizowane są w obniżeniu między południowym zboczem **góry Telegraf** (13) a Górą Dymińską. W obrębie łupków występują tu cienkie wkładki szarogłazów (patrz rozdz. II)

Najmłodsze osady syluru zobaczyć można w północnej części Kielc, przy ulicy Hubalczyków. Są to szare i zielonkawe łupki mułowcowe przeławicone szarogłazami, określanymi mianem szarogłazów niewachlowskich (Niewachłów jest północno-zachodnią dzielnicą Kielc). Spotkać w nich można fragmenty trylobitów, liliowców,

4 Bentonit – miękka osadowa skała ilasta, powstała w wyniku przeobrażenia szkliwa wulkanicznego, zawartego w popiele wulkanicznym, po jego opadnięciu na dno zbiornika wodnego.

5 Lidyt – krzemionkowa skała osadowa barwy czarnej lub ciemnoszarej, skryto- i drobnokrystaliczna.

6 Tufit – skała zbudowana głównie z materiału piroklastycznego (popiołów wulkanicznych), któremu towarzyszy piasek i minerały ilaste, powstała w środowisku wodnym.

ramienionogów, małży i koralowców (patrz rozdz. III). Na nich leżą ilaste łupki wiśniowe i szarozielone szarogłazy.

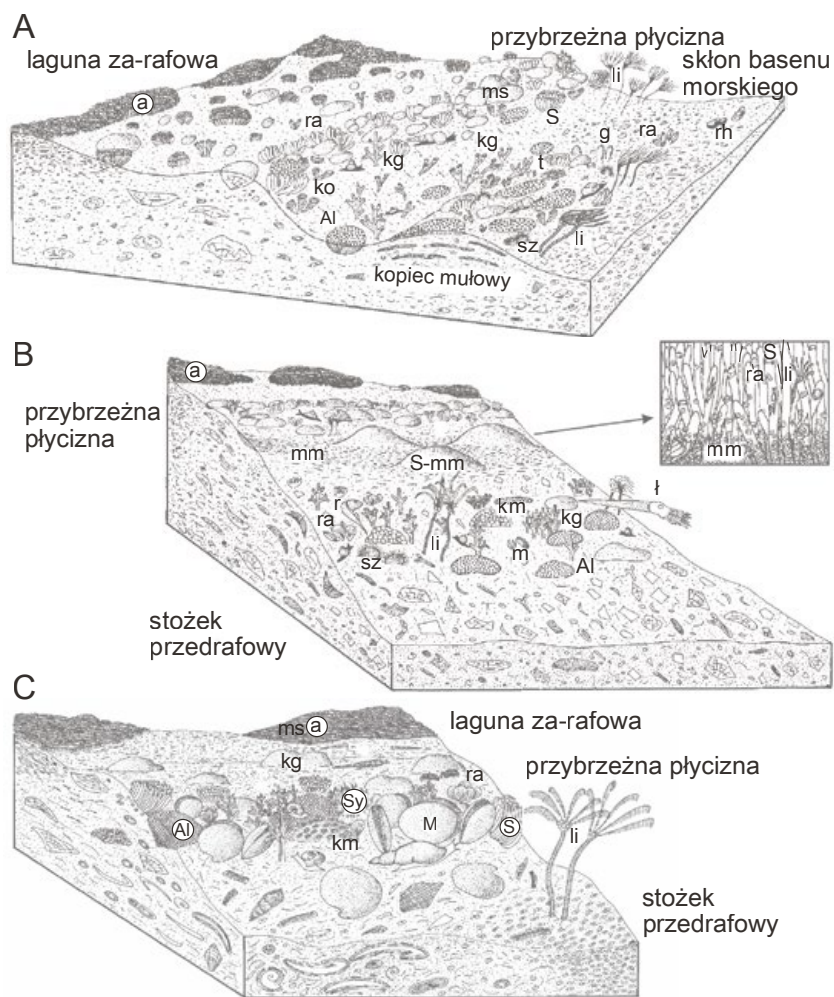
Po okresie sedimentacji morskiej, pod koniec syluru, na części obszaru świętokrzyskiego nastąpiły warunki lądowe. Były one konsekwencją wspomnianej już, głównej fazy orogenezy kaledońskiej przeszło 419 mln lat temu. Wzmożoną aktywność tektoniczną spowodowało zderzenie się dwóch dużych płyt kontynentalnych Bałtyki (dzisiejsza Europa Wschodnia) oraz Laurencji (dzisiejsza Ameryka Północna). Nastąpiło ich połączenie w nowy, duży kontynent nazwany Laurosją a rozdzielające je morze zanikło (ryc. 11B). W strefie kolizji wyżej wymienionych płyt doszło do fałdowań i wypiętrzenia, w rezultacie których powstały góry zwane kaledonidami.

We wczesnym dewonie na obszarach lądowych rozpoczęła się intensywna erozja, która powodowała obniżanie się gór i łagodzenie morfologii. Okres niszczenia kaledonidów reprezentowany jest przez lukę stratygraficzną, która na terenie Geoparku obejmuje najwyższy sylur i najniższy dewon. Zamyka on pierwszy rozdział tej historii geologicznej Geoparku.

Późny paleozoik (419–300 mln lat temu)

Z materiału pochodzącego z niszczonych gór kaledońskich powstała skała zwana zlepieńcem miedzianogórkim. Utworzona jest ona ze słabo scementowanych, miejscami wręcz luźnych, otoczków dobrze obtoczonych piaskowców kwarcytowych szarej i brunatnoczerwonej barwy. Piaszczysto-ilaste spoiwo zlepieńca ma kolor wiśniowy.

Pod koniec wczesnego oraz w środkowym i późnym dewonie obszar świętokrzyski znów został pokryty morzami. W tym czasie znajdował się on na południowym szelfie kontynentu Laurosji, położonego w strefie okołorównikowej. U schyłku wczesnego dewonu (ponad 393 mln lat temu) w płytkiej strefie morskiego przybrzeża powstawały piaskowce i mułowce z przewarstwieniami tufitów. Brunatne i wiśniowe piaskowce kwarcowe były wydobywane na górze Buk, przy północnej granicy Kielc. Znajdywano w nich fragmenty i odciski pancerzy ryb pancernych – plakodermów*. Piaskowce dolnodewońskie odsłaniają się obecnie w **kamieniołomie na Świniej Górze** (14) w północno-wschodniej części Kielc oraz budują grzędę skalną o nazwie **Diabelski Kamień w Radomicach** (65).



Ryc. 12. Rozwój rafy dymińskiej w późnym dewonie – franie (piętrze górnego dewonu), 371–379 mln lat temu, wg Krawczyńskiego (2002)

A. Wczesny-środkowy fran, **B.** Środkowy-późny fran, **C.** Późny fran. **a** – gąbki gałązkowe – amfipory, **Al** – koralowce masywne z rodzaju *Alveolites*, **g** – pozostałe gąbki, **kg** – koralowce gałązkowe (*Thamnopora*, *Thamnophyllum*), **km** – koralowce masywne, **ko** – koralowce osobnicze, **li** – ilioyce, **t** – łodziki, **M** – małże z rodzaju *Megalodon*, **m** – pozostałe małże, **mm** – maty mikrobialne, **ms** – gąbki masywne – stromatoporoidy, **r** – ryby, **ra** – ramienionogi, **rh** – ramienionogi rhynchonellidy, **S** – gąbki stromatoporoidowe z rodzaju *Stachyodes*, **Sy** – koralowce gałązkowe z rodzaju *Syringopora*, **sz** – szkarłupnie (jeżowce), **t** – trylobity.

Wraz ze stopniowym ocieplaniem klimatu i pogłębianiem się zbiornika morskiego zachodziła zmiana sedymentacji z terygenicznej* na węglanową*. W warunkach pełnomorskich, na rozległej, szelfowej, stosunkowo płytkiej platformie węglanowej powstały miąższe (dużej grubości) serie skał, należące do formacji dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali. Zawierają one wiele różnych skamieniałości, głównie gąbek (patrz rozdz. III), koralowców, ramienionogów, glonów i mszywiołów*, będących świadectwem bujnego życia organicznego. W morzu dewońskim istniały sprzyjające warunki dla rozwoju raf gąbkowo-koralowcowych. Przykładem jest rafa dymińska (ryc. 12), rozciągająca się na znacznym obszarze dzisiejszego Geoparku, w otoczeniu dzisiejszego Pasma Dymińskiego. Materiał organiczny, pochodzący z jej niszczenia, występuje w skałach dewonu środkowego i górnego, które odsłaniają się w licznych geostanowiskach na jego terenie, np. w kamieniołomach **Wietrzni i Międzygórze (3)**, **Kadzielnia (1)**, **kamieniołomie na Górze Ślichowicy (2)**, w przekopie kolejowym w **Kowali (50)**, w czynnych kopalniach odkrywkowych **Kowala (51)** i **Ostrówka (61)**, na **Wzgórzu Zamkowym w Chęcinach (21)** oraz w **kamieniołomie Korzecko w rezerwacie Góra Rzepka (20)**, wchodzącym w obręb rezerwatu Góra Rzepka, także w Chęcinach.

W późnym dewonie rozpoczął się proces stopniowego pogłębiania oraz wychładzania zbiornika a tropikalne morze, z ciepłolubnymi ekosystemami rafowymi, przekształciło się w głębszy basen ze znacznie uboższą fauną. Były to głównie nektoniczne – czyli zdolne do samodzielnego poruszania się w toni wodnej – głowonogi, pierwsze amonity: goniatyty i klimenty (patrz rozdz. III). Zapisem tych zmian, w profilach skał dewonu górnego na terenie Geoparku, jest przejście od płytkomorskich, masywnych wapieni zawierających skamieniałości gąbek i koralowców, przez wapienie głowonogowe: mantikocerasowe, cheilocerasowe i klymeniove (patrz rozdz. II), do serii cienkoławicowych margli i łupków ilastych. Najlepsze odsłonięcia tych profili występują w kamieniołomach **Kadzielnia (1)**, **Wietrzni i Międzygórze (3)**, **na Górze Ślichowicy (2)** oraz na terenie kopalni odkrywkowych **Kowala (51)** i **Ostrówka (61)**.

Pod koniec dewonu (około 372 mln lat temu) miały miejsce częste wahania poziomu morza i epizodycznie występujące warunki beztlenowe, które przyczyniły się do ogólnoświatowego kryzysu ekologicznego uznanego za jedno z największych wymierań w historii Ziemi. Zapisem warunków beztlenowych są poziomy łupków bitumicznych w obrębie serii łupkowo-marglistej. Natomiast obecność węgla w postaci sadzy w łupkach bitumicznych wskazuje na pożary, które miały miejsce na lądzie i były najprawdopodobniej wywołane działalnością wulkaniczną.

Sedymentacja, zapoczątkowana w późnym dewonie, utrzymała się na obszarze świętokrzyskim do wczesnego karbonu, kiedy nastąpiło dalsze pogłębienie zbiornika i całkowite pogrążenie platformy węglanowej. Było ono spowodowane podniesieniem się wód oceanu światowego i zatopieniem szelfu kontynentalnego Laurosji. Zapisało się ono w obszarze świętokrzyskim sedymentacją osadów marglisto-ilastych i ilasto-krzemionkowych z koncentracjami fosforytowych oraz przewarstwieniami tufitów, widocznymi w **kopalni Kowala (51)**. Obecność materiału piroklastycznego świadczy o działalności wulkanicznej na obszarach przyległych do basenu świętokrzyskiego. Krzemionka, uwalniana z osadu wulkanicznego w środowisku morskim, sprzyjała rozwojowi planktonicznych organizmów o szkieletach krzemionkowych – radiolarii. Po ich śmierci, z tych szkieletów opadłych na dno morza, tworzyła się skała zwana radiolarytem. Występuje ona w łupkach ilasto-krzemionkowych, które odsłaniały się w południowym zboczu wzniesienia Todowa Grząba w Gałęzicach. Obecnie jest to górna część północnej ściany **kamieniołomu Ostrówka (61)**.

Grzbiet Todowej Grząby zbudowany jest z wapieni organicznych przepełnionych skamieniałościami koralowców, gąbek, ramienionogów i liliowców. Stanowią one zapis płytkowodnej sedymentacji na brzegu platformy węglanowej, która zachowała się we wczesnym karbonie na południe od regionu świętokrzyskiego, poza granicami obszaru Geoparku. Ten materiał organodetrytyczny z platformy węglanowej, jako osad spływów grawitacyjnych został przetransportowany na północ, w głębsze partie basenu.

Na przełomie wczesnego i późnego karbonu, 320 mln lat temu, Laurosja zderzyła się z dryfującym ku północy kontynentem Gondwany. Kolidująca wywołała tektoniczne ruchy górotwórcze nazwane orogenezą waryscyjską. Ich nasilenie przypadło na późny karbon i wczesny perm. Spowodowały one ustąpienie (regresję) morza z obszaru świętokrzyskiego oraz fałdowanie, wypiętrzanie i spękanie (pocięcie uskoki) skał paleozoicznych. W profilu geologicznym regionu świętokrzyskiego zapisały się one dużą luką stratygraficzną (brakiem osadów), obejmującą ponad 60 mln lat (późny karbon i wczesny, miejscami też późny perm).

Orogeneza waryscyjska odegrała istotną rolę w formowaniu trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. W jej wyniku powstały główne fałdy o kierunku WNW-ESE, które obejmują synklinę kielecką, antyklinę dymińską, synklinę bolechowicką, antyklinę chęcińską i synklinę skibską (ryc. 4). Także podczas tej orogenezy utworzyły się strefy uskokowe oraz powstała mineralizacja, głównie kalcytowa, wypełniająca sieci szczelin i spękań w dewońskich skałach węglanowych. Najbardziej reprezentatywne

przykłady deformacji tektonicznych oraz mineralizacji, związane z waryscyjskimi ruchami górotwórczymi są widoczne na terenie Geoparku w geostanowiskach: m. in. kamieniołomy **Jaworznia (52)**, na **Górze Ślichowicy (2)**, **Wietrzni i Międzygórze (3)**, **Góra Zelejowa (19)**, **Korzecko w rezerwacie Góra Rzepka (20)**, **Stokówka (23)** oraz góra **Miedzianka (18)**.

Perm i mezozoik (300–66 mln lat temu)

W permie i triasie większość płyt kontynentalnych połączyła się w jeden wielki superkontynent Pangea (ryc. 13A). Obszar Geoparku stanowił wówczas część górzystego lądu, położonego na południowo-wschodnim brzegu śródkontynentalnego morza, zajmującego centralną część Europy. W permie było ono nazywane morzem cechsztyńskim, a w triasie – morzem germańskim.

W permie (252–299 mln lat temu) w warunkach klimatu suchego oraz gorącego górzysty ląd świętokrzyski był stopniowo niszczone a jego powierzchnia wyrównywana na skutek procesów denudacyjnych: wietrzenie, erozja, ruchy masowe. Dlatego też najstarsze permskie skały, jakie powstały na tym lądzie, są grubookruchowym osadem stożków usypiskowych, które tworzyły się u podnóża gór. Wpóźnym permie (252–255 mln lat temu) rozwinęła się sieć rzeczna z szerokimi strefami równi zalewowej i powstawały jeziora. Pozostawiły one po sobie ilasto-mułowcowo-piaszczyste osady aluwiane oraz węglanowe, słodkowodne. Natomiast w strefach brzegowych, okresowo zalewanych przez morze zachodziła płytkomorska sedymentacja węglanowa. W płytkich więc, przybrzeżnych zatokach (gałęzickiej i piekoszowskiej), związanych z krótkotrwałymi transgresjami morza cechsztyńskiego w późnym permie (252 mln lat temu), powstały wapienie i margle odsłaniające się w zachodniej części Geoparku (**kamieniołom na Stokóweczce – 24**, **Góra Skałka w Gałęzicach – 60**). Na brzegu zatok, u podnóża permskich gór, gromadził się żwir i gruz, który z czasem przekształcił się w zlepięncie i brekcje. Taką charakterystyczną dla obszaru Geoparku skałą jest zlepieniec zygmunowski o wapiennym lub kalcytowym spoiwie. Odsłania się on m.in. na **Czerwonej Górze (26)** i w **Gałęzicach**, zaś podobne do niego zlepięncie: w **kamieniołomie w Jaworzni (52)**, na **Górze Karczówce (8)** i **Grabinie (10)** w Kielcach.

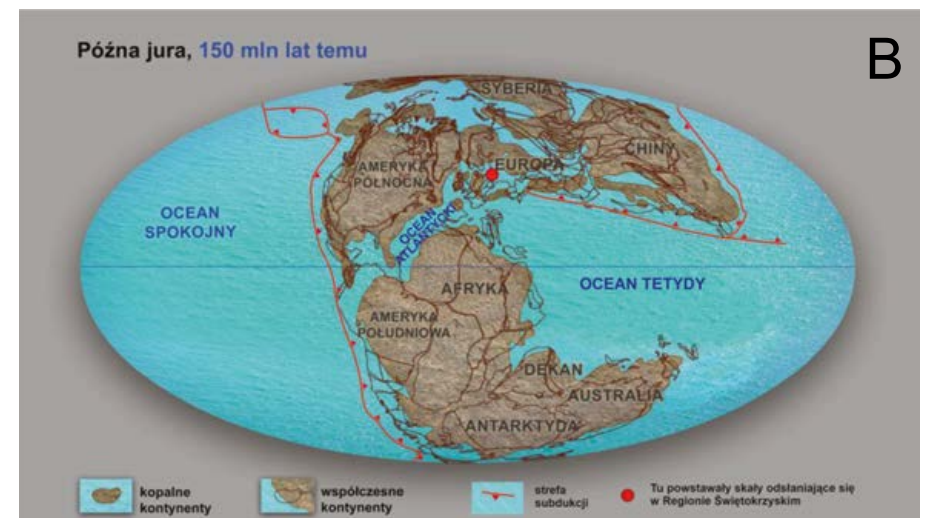
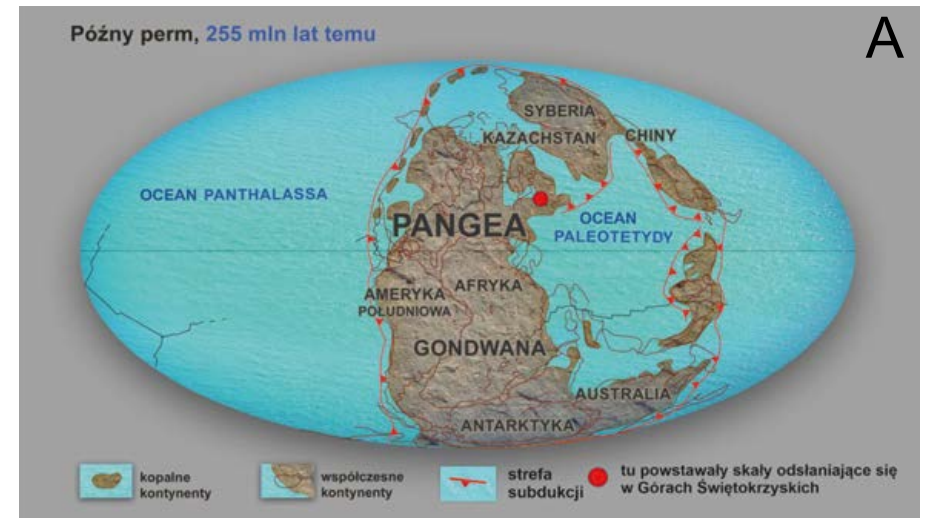
Warunki klimatyczne, panujące w permie i wczesnym triasie, sprzyjały procesom krasowym, to znaczy na powierzchni terenu tworzyły się rynny i leje krasowe,

natomiast pod jej powierzchnią – jaskinie, które później zostały wypełnione osadami późnopermskimi lub wczesnotriasowymi.

We wczesnym triasie (247–252 mln lat temu) centralna część trzonu paleozoicznego stanowiła obszar lądowy (tzw. Ląd Świętokrzyski). Na jego brzegach gromadziły się osady znoszone przez rzeki. Obecnie są to czerwono zabarwione piaskowce, mułowce i iłowce, które określa się mianem pstrego piaskowca. Można w nich znaleźć tropy gadów. Najstarszymi skałami triasowymi na obszarze Geoparku są wiśniowe mułowce i iłowce z cienkimi przeławieniami piaskowców, nazwane formacją ze Szczukowic oraz gruboławicowe, średnioziarniste piaskowce gałęzickie. W piaskowcach tych występują otoczaki kwarcu oraz skał wulkanicznych. Osady formacji ze Szczukowic odsłaniają się w kamieniołomie **Jaworznia (52)**, natomiast wschodnie piaskowców gałęzickich znajdują się w zachodniej i południowej części Geoparku (**kamieniołomy w Jaworzni – 52, kamieniołom Kopaniny w Gałęzicach – 59, skałki w Zajączkowie – 63 i Odślonięcie w Starochęcinach – 22**). Skały triasowe wraz z permskimi i jurajskimi, wchodzi w obręb permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Permsko-triasowe skały osadowe zalegają niezgodnie na starszych (głównie dewońskich) skałach paleozoicznych. Niezgodność ta, rozdzielająca piętro waryscyjskie od alpejskiego, jest widoczna w **kamieniołomach w Jaworzni (52)**. Bardzo interesujące, z geologicznego punktu widzenia, są wapienie piaszczyste i zlepieńce wypełniające podziemne pustki krasowe o kształcie „wielkich soczew”, długości 18–30 m. Obserwować je można w systemie jaskiń Chelosiowej Jamy i Jaskini Jaworznickiej, do których wejścia znajdują się w tych kamieniołomach. Stanowią one osad podziemnej rzeki, która płynęła krasowymi kanałami prawdopodobnie we wczesnym triasie, ale kras w obrębie wapieni dewońskich rozwijał się już w permie. Permskie i triasowe jaskinie wypełnione czerwonymi glinami występują także w **kamieniołomie Międzygórz w rezerwacie Wietrznia im. Zbigniewa Rubinowskiego (3)**.

Na przełomie dolnego i środkowego triasu (około 247 mln lat temu) na obszar świętokrzyski z południa, od oceanu Tetydy, wkroczyło płytkie morze, które pozostawiło po sobie margle, wapienie i dolomity z dość licznymi skamieniałościami małży *Costatoria costata*, zaś w rejonie Piekoszowa także gipsy. Są to skały określane mianem retu. Wapienie margliste retu zobaczyć można w **kamieniołomie w Piekoszowie (56)**.

Kolejna transgresja miała miejsce w środkowym triasie i objęła swym zasięgiem znaczną część Geoparku. W środowisku otwartego, płytkiego morza szelfowego, na przestrzeni kilku milionów lat (240–247 mln lat temu) osadziły się margle i wapienie



Ryc. 13.

A. Rozmieszczenie kontynentów w późnym permie wg Scotese (2016) oraz Świło i in. (2016); zmodyfikowane

B. Rozmieszczenie kontynentów w późnej jurze wg Scotese (2016) oraz Świło i in. (2016); zmodyfikowane

z bogatą fauną małży, liliowców i ramienionogów określane jako wapień muszlowy. W oparciu o liczne i zmieniające się w profilu utworów wapienia muszlowego skamieniałości oraz zróżnicowanie litologiczne, wyróżniono w nim szereg warstw. Rozpoczynając od najstarszych są to: warstwy wolickie, warstwy faliste, warstwy

łukowskie, warstwy z *Lima striata* (należące do dolnego wapienia muszlowego), warstwy poddolomitowe, dolomitowe i naddolomitowe (środkowy wapień muszlowy) oraz warstwy z *Pecten discites* i warstwy ceratytowe (górnny wapień muszlowy). Skały wapienia muszlowego odsłaniają się w południowej oraz zachodniej części Geoparku (**kamieniołom na Górze Rębowej** w Wincentowie – 57, **kamieniołom w rezerwacie Wolica** – 38, **odsłonięcie w Wiernej Rzece** – 64, **wzgórze z kaplicą Oraczewskich w Morawicy** – 67).

Morze wapienia muszlowego stopniowo uległo wysładzeniu, a na jego miejscu powstawały rozlewiska rzeczne i tereny bagienne. Osadziły się w nich szare mułowce i ilowce z licznymi, uwęglonymi szczątkami roślin oraz piaskowce określane mianem dolnego kajpru (238–240 mln lat temu). Skały te nie tworzą wychodni w przeciwieństwie do utworów kajpru środkowego (górnny trias, którego kilkumetrowy fragment profilu odsłania się w **przekopie drogowym w Wolicy** (39)). Są to brunatnoczerwone mułowce, lokalnie z seledynowymi plamami i przeławiczeniami, mułowce piaszczyste oraz piaskowce warstwowane poziomo i przekątne a także masywne. Utwory te powstały w środowisku przybrzeżnej równi zalewowej, po której płynęły okresowe rzeki.

W późnym triasie (201–237 mln lat temu) południowa część obszaru świętokrzyskiego została wynurzona i w warunkach lądowych, trwających ponad 30 mln lat, podlegała denudacji. Ten etap zaznacza się w profilach na terenie Geoparku jako duża luka stratygraficzna, która obejmuje górną część triasu, całą jurę dolną i dolną część jury środkowej. Kontakt erozyjny brunatnoczerwonych mułowcowo-piaskowcowych osadów górnego triasu (środkowego kajpru) ze zróżnicowanymi litologicznie utworami środkowej jury zobaczyć można w **przekopie drogowym w Wolicy** (39). Utwory środkowej jury (bajos-baton, 165–169 mln lat) reprezentowane są przez ochrowej barwy mułowce i kilkumetrowej grubości kompleks żółtawych piaskowców warstwowanych poziomo i przekątnie, w górnej części wapienistych. Przechodzą one ku górze w brunatnożółte mułowce piaszczyste z fragmentami liliowców i pokruszonymi muszlami małży. Przykrywają je czarne i ciemnoszare mułowce piaszczyste w dolnej części z fragmentami amonitów. W późnej jurze środkowej (kelowej, 162–165 mln lat) powstawały gezy⁷ wapieniste z czertami⁸, koloru żółtawego, zawierające skamieniałości belemnitów (patrz rozdz. III) i ramienionogów – tzw. terebratulidów, rzadziej amonitów. W górnej ich części występuje tzw. warstwa bulasta o szarej barwie.

⁷ Geza to krzemionkowa skała osadowa zawierająca ziarna kwarcu i krzemionkę organiczną.

⁸ Czerty to osadowe skały krzemionkowe, tworzące konkretne w obrębie innych skał, przy czym ich granice ze skałą otaczającą nie są tak ostre jak w przypadku krzemieni.

W późnej jurze (143–162 mln lat temu) trwał proces otwierania się Oceanu Atlantyckiego i rozpadu kontynentu Laurazji na Amerykę Północną i Europę. Znaczną część Europy środkowej, w tym Góry Świętokrzyskie pokrywało płytkie morze (ryc. 13B), w którym osadziły się wapień i margle. Powstały one z mułu węglanowego ze zróżnicowanym udziałem szczątków bezkręgowców morskich – amonitów, belemnitów, gąbek, małży i ramienionogów. Dolna część kompleksu górnourajskiego nazywana jest wapieniami gąbkowymi a górna część – wapieniami morawickimi i siedleckimi. Skały te występują w licznych odsłonięciach w południowej części Geoparku, takich jak nieczynne kamieniołomy na **Laskowej Górze w Polichnie Stawkach** (33), **Kamieniołom oraz Ośrodek Tradycji Garncarstwa w Chałupkach** (72) i na **Górze Gojść** (73), ponadto, na **Łysej Górze w Korzecku** (35), przy Dworze Starostów Chęcińskich w **Podzamczu Chęcińskim** (36) oraz w czynnych kamieniołomach kopalni w **Siedlcach, Kopalni Wapienia „Morawica”** czy **Wapienia Wola Morawicka** (69).

Postępujące spłytenie morza zapisało się sedymentacją wapieni ziarnistych: oolitów, utworzonych głównie z ooidów – piaszczystej wielkości ziaren zbudowanych z węglanu wapnia, jak również muszlowców, utworzonych ze szczątków fauny, głównie okruchów muszli małży. Skały te odsłaniają się w przełomie Wiernej Rzeki w Bocheńcu, w **odsłonięciu skalnym i jaskiniach w rezerwacie Milechowy** (27), na **Grząbach Bolmińskich** (29), **Grzywach Korzeczkowskich, górze Bzowicy** w Mostach (31) oraz w kamieniołomie **Leśna Góra** w Podzamczu Chęcińskim (37).

Przed końcem jury nastąpiła regresja morza. Przez niemal całą wczesną kredę (około 30 mln lat) obszar świętokrzyski pozostawał denudowanym lądem, co spowodowało powstanie luki stratygraficznej.

Kolejny zalew morski, związany z rekordowo wysokim poziomem światowego oceanu, miał miejsce dopiero pod koniec wczesnej kredy, około 113 mln lat temu. Zapisem tego etapu są piaskowce widoczne w **odsłonięciu w Bolminie** (28) oraz margle i wapień zawierające krzemionkę (gezy), występujące już poza południową i południowo-zachodnią granicą Geoparku.

Kenozoik (66 mln lat – dziś)

Podczas fazy laramijskiej orogenezy alpejskiej, na przełomie kredy i paleogenu (około 65 mln lat temu) obszar świętokrzyski został objęty tektonicznymi ruchami górotwórczymi. Sfałdowaniu uległy skały obrzeżenia permsko-mezozoicznego,

natomiast w skałach trzonu paleozoicznego odnowiły się strefy spękań i uskoków, wzdłuż których bloki skalne zostały wydzwignięte do góry w postaci zrębów. Taki proces nazywamy odmłodzeniem rzeźby. Fałdy przylegające do trzonu paleozoicznego nawiązują do struktur waryscyjskich i tak: antyklina Piekoszowa stanowi przedłużenie starszej synkliny kieleckiej, antyklina Rykoszyna – przedłużenie antykliny Dymińskiej, synklina gałęzicka – przedłużenie synkliny bolechowickiej a antyklina Zajęczowa – przedłużenie antykliny checińskiej. Natomiast fałdy w południowej części Geoparku: synklina ostowsko-bolmińska, antyklina zbrzańsko-bocheńska, synklina Bizorędy i antyklina Sobkowa mają wydłużenie NW-SE (ryc. 4). W obrębie fałdów permsko-mezozoicznego obrzeżenia także można zaobserwować struktury zrębów i rowów tektonicznych.

Od czasu fazy laramijskiej centralna część Gór Świętokrzyskich (w tym obszar Geoparku) stanowiła łąd, którego rzeźbę formowały procesy denudacji. W paleogenie i neogenie w warunkach klimatu tropikalnego i subtropikalnego intensywnie rozwijały się procesy krasowe zarówno w obrębie starszych, dewońskich jak i młodszych, jurajskich, wapieni. Powstawały zagłębienia – leje **Zagórze – 54, Rykoszyn – 58**) kotły krasowe i kominy krasowe (kamieniołom Zygmuntówka na **Czerwonej Górze – 26**) wypełnione glinami oraz jaskinie (**rezerwat Milechowy – 27, Góra Miedzianka – 18**). W neogenie (2,6–23 mln lat temu) powstał najdłuższy w Górach Świętokrzyskich system jaskiń: Chelosiowej Jamy, Jaskini Jaworznickiej oraz Jaskini Pajęczej w masywie Góry Kopaczowej w **Jaworzni – 52**) a także jaskinie **Kadzielni – 1, Jakinia Raj – 17, Jaskinia pod Skibami – 25**, sztucznie powiększona przez późniejszą działalność górniczą, jaskinie na **Czerwonej Górze – 26**, jaskinie i kominy krasowe na **Miedziance – 18**)

Świadectwem tego długiego okresu wietrzenia i erozji Gór Świętokrzyskich są formy rzeźby: wzgórze, doliny leje i jaskinie krasowe, rozwinięte w dewońskich i jurajskich skałach węglanowych, oraz wypełniające je osady. Jeden z ciekawszych przykładów tych utworów stanowią tzw. gliny garncarskie wieku neogeńskiego, wypełniające leje krasowe w **rejonie Chałuppek**. Lokalnie zachowały się płyty osadów żwirowo-piaszczysto-ilastych. Obecność otoczków o średnicy kilkunastu centymetrów wskazuje na górska rzeźbę tego obszaru w neogenie.

Stopniowe ochładzanie klimatu, które rozpoczęło się w neogenie, trwało w czwartorzędzie i spowodowało nastanie w plejstocenie około 900 tys. epoki lodowcowej. W okresach zimniejszych, zwanych glacjałami, obszary północnej i środkowej Europy kilkakrotnie zostały pokryte łądolodami, które podczas ociepleń, zwanych interglacjałami, zanikały. Centrum zlodowaceń położone było w środkowej Skandynawii.

Obszar Geoparku został dwukrotnie pokryty łądolodami podczas zlodowaceń południowopolskich, a miało to miejsce około 650 i 450 tys. lat temu. łądolody te pozostawiły gliny morenowe, osady wodnolodowcowe, rzadkie głązy narzutowe (napotymane w piaskowni w Mostach), tarasy kemowe na wschodnich zboczach **Miedzianki (18)** oraz piaski jezioro-lodowcowe, odsłaniające się w piaskowni w **Polichnie (32)**.

Podczas zlodowaceń środkowopolskich i zlodowacenia północnopolskiego Góry Świętokrzyskie znajdowały się na przedpolu ówczesnych łądolodów. Podczas zlodowaceń środkowopolskich łądolód związany ze zlodowacem Odry (130–190 tys. lat) oparł się o zachodnie i północne stoki gór. Z kolei łądolód zlodowacenia północnopolskiego, sięgnął jedynie Wielkopolski, tak więc położony był w znacznym oddaleniu od regionu świętokrzyskiego.

Zlodowacenie Odry pozostawiło na obszarze Geoparku osady wodnolodowcowe, utworzone przez wody roztopowe, płynące ku południowi z wykorzystaniem ówczesnych dolin. Są to piaski oraz piaski z domieszką żwirów. Utwory te odsłonięte są w piaskowni w Mostach, gdzie w obrębie piasków wodnolodowcowych występują także warstwy i soczewy gruzu wapiennego. Utwory gruzowe znoszone były w kierunku doliny rzecznej ze stoków Grzyw Korzeckowskich.

Podczas zlodowacenia północnopolskiego – zlodowacenia Wisły (12–115 tys. lat temu) w obszarach obniżonych Geoparku dominowały procesy rzeczne, związane zarówno z erozją jak i akumulacją osadów. Natomiast na stokach pasm i wzniesień powstawały pokrywy lessowe⁹. Zobaczyć można m.in. na Grzywach Korzeckowskich, w **Zgórskim Lesie (48)** czy w **przełomie Bobrzy w Słowiku (49)**.

Najmłodsze osady na obszarze Geoparku, wieku holocenijskiego (młodsze niż 12 tys. lat) reprezentowane są przez piaski i mułki rzeczne.

Swoistą kapsułą czasu są namuliska występujące w jaskiniach. W **Jaskini Raj (19)** odnaleziono w nich pozostałości dwóch obozowisk neandertalskich sprzed 50 tys. lat. Jest to najstarszy zapis związany z aktywnością ludzką na terenie Gór Świętokrzyskich. Pojawienie się człowieka na terenie Geoparku i prowadzone przez niego prace odcisnęły swe piętno na krajobrazie. W rzeźbie terenu najbardziej widoczne są ślady górnictwa rud metali i skalnego, które rozpoczęło się w średniowieczu i, w przypadku górnictwa skalnego, trwa do dziś.

⁹ Less jest skałą złożoną z drobnych ziarenek pyłu nawiewanego przez wiatr.



Malachit i kalcyt. Miedzianka. Fot. JMa

II. MINERAŁY I SKAŁY GEOPARKU

Co to jest minerał?

Minerały to naturalne, jednorodne substancje powstałe w wyniku procesów geologicznych (np. krystalizacji magmy, wytrącania z roztworów wodnych czy wietrzenia). Każdy minerał ma określony skład chemiczny oraz strukturę krystaliczną, które decydują o jego właściwościach fizycznych.

Skład chemiczny stanowi podstawowe kryterium w klasyfikacji minerałów. Wyróżnia się m.in. takie ich grupy, jak krzemiany (oliwin $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$), węglany (kalcyt CaCO_3), siarczki (piryt FeS_2), tlenki (kwarc SiO_2) czy siarczany (baryt BaSO_4).

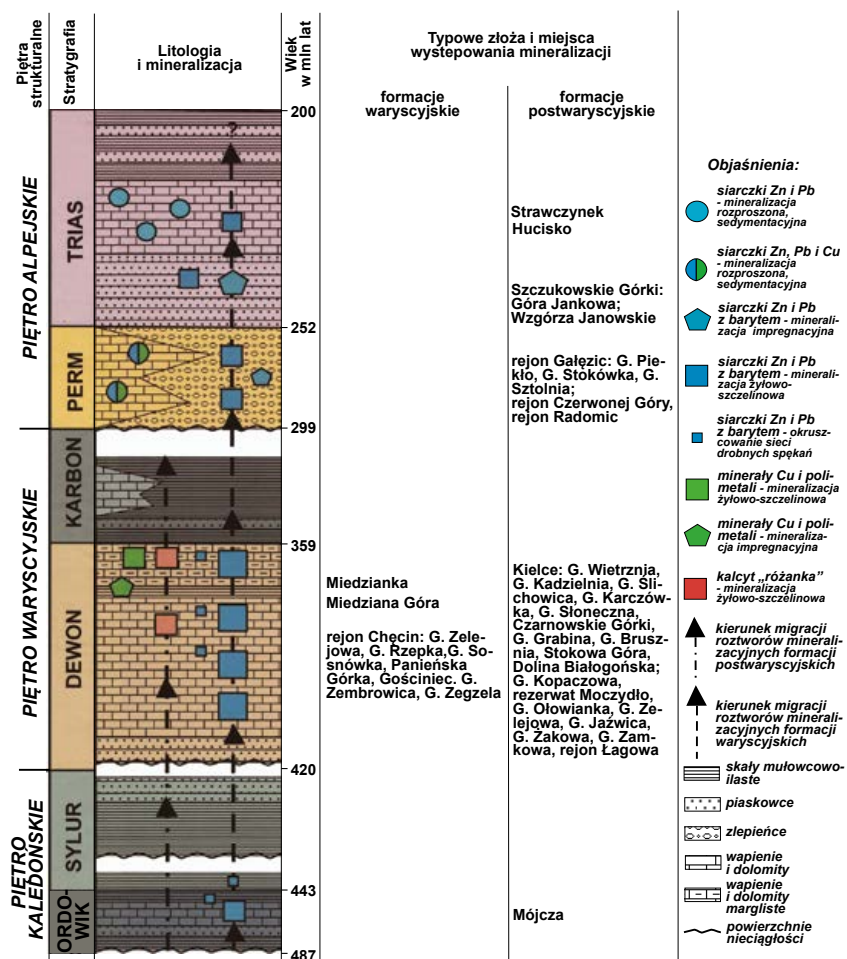
Minerały rozpoznajemy m.in. na podstawie takich cech jak: barwa i połysk, pokrój, czyli kształt, przełam i łupliwość, czyli sposób, w jaki minerał pęka, rysa (barwa sproszkowanego minerału) i twardość.

Co to jest skała?

Skała to naturalny, powstały w wyniku procesów geologicznych, zespół minerałów (rzadziej substancji organicznych, takich jak np. torf, węgiel brunatny czy kamienny). Skały nie mają stałego składu chemicznego. Odmiany tej samej skały różnią się proporcjami występujących w nich minerałów, które zależą od warunków powstania (genezy) danej skały oraz procesów, jakim skała była poddana od momentu powstania do chwili obecnej.

Skały stanowią podstawowy materiał budujący skorupę ziemską i są głównym źródłem informacji o historii geologicznej Ziemi.

Obszar, na którym zlokalizowany jest Geopark Świętokrzyski, należy do najbardziej zróżnicowanych pod względem budowy geologicznej regionów Polski. Skały występujące na jego terenie są świadectwem zdarzeń, jakie miały miejsce w erach paleozoicznej, mezozoicznej i kenozoicznej, tworząc wyjątkowy zapis historii Ziemi, sięgający ponad 500 mln lat wstecz. Zobaczyć tu można zarówno dolnokambryjskie piaskowce, bogate w skamieniałości wapienie i dolomity dewońskie, zlepieńce permskie, piaskowce triasowe czy wapienie jurajskie. Bogactwo skał wiąże się także z różnorodnością minerałów. Na terenie Geoparku spotkać można między innymi różne odmiany kalcytu, w tym najbardziej dekoracyjną „różankę zelejowską”, baryt oraz minerały rudne, zawierające ołów i miedź (ryc. 14).



Ryc. 14. Główne fazy mineralizacji w Górach Świętokrzyskich wg Z. Rubinowskiego (1971); zmodyfikowane

MINERAŁY

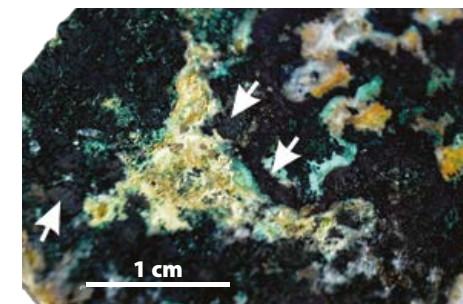
Minerały są podstawowymi „cegłkami” budującymi skały. W przyrodzie występuje ich kilka tysięcy, lecz tylko około 200 odgrywa znaczącą rolę w budowie skał litosfery. Te minerały nazywamy skałotwórczymi.

Minerałami skałotwórczymi, występującymi powszechnie na terenie Geoparku Świętokrzyskiego są: **kwarc**¹, **kalcyt** i **dolomit**. W rozdziale tym, poza minerałami spotykanymi powszechnie na obszarze Geoparku, przedstawiono także te występujące rzadziej, które mogą zainteresować Czytelników. Wiele z nich powstało w procesach hydrotermalnych w wyniku krystalizacji z gorących, zmineralizowanych roztworów wodnych. Roztwory te wędrowały wzdłuż stref spękań z głębi Ziemi ku jej powierzchni i na skutek spadku temperatury oraz ciśnienia wytrącały się z nich związki mineralne. Ze względu na temperaturę roztworów wodnych dzielimy procesy i powstałą w ich wyniku mineralizację, na nisko-, średnio- i wysokotemperaturową. Na terenie Geoparku przeważa mineralizacja niskotemperaturowa, związana z roztworami o temperaturze 100–150°C. Tak powstawały żyły kalcytowe wypełniające spękania i szczeliny w skałach węglanowych. Często spotykamy mineralizację wieloetapową, w której pierwotne żyły kalcytowe, powstałe podczas ruchów tektonicznych orogenezy waryscyjskiej, zostały wtórnie zmineralizowane siarczkiem ołowiu – **galeną**, w trakcie późniejszej, postwaryscyjskiej aktywności tektonicznej, która miała miejsce na przełomie permu i triasu. Miejsca, gdzie można spotkać te mineralizacje, wymienione są na rycinie 14.

Kolejnym, ciekawym zagadnieniem jest tworzenie się minerałów wtórnych, głównie w wyniku procesów wietrzenia. Z minerałów siarczkowych powstają na przykład minerały należące do grupy węglanów o zupełnie innym wyglądzie.

Metale rodzime

Miedź rodzima (Cu) jako pierwiastek bywa minerałem. Ma charakter-



Ryc. 15. Miedź rodzima (oznaczona strzałkami), kupryt i malachit. Laskowa. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW

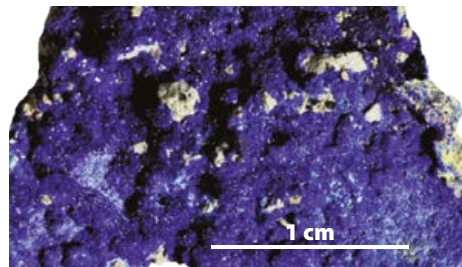
1 Grubą czcionką wyróżniono nazwy minerałów opisanych w tym rozdziale.

styczną, czerwonawą do miedzianobrazowej barwę i metaliczny połysk. Na świeżym przełamie miedź rodzima jest różowoczerwona, ale szybko pokrywa się ciemnobrunatną (ryc. 15) lub zielonkawą patyną, związaną z powstawaniem wtórnych minerałów, np. **kuprytu** czy **malachitu**. Jest kowalna i ciągliwa, co odróżnia ją od większości minerałów. Ma gęstość $8,9 \text{ g/cm}^3$ i twardość 2,5–3 w skali Mohsa.

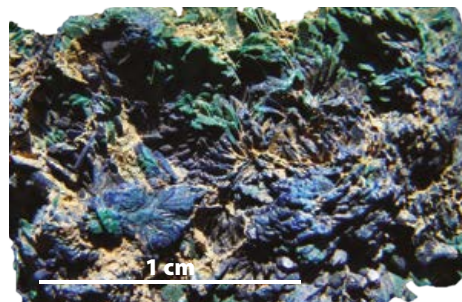
Miedź rodzima tworzy się jako minerał wtórny w strefach utleniania złóż miedzi, gdy siarczki i tlenki miedzi redukują się do czystego metalu. Bywa również produktem procesów hydrotermalnych niskiej temperatury. Często występuje wraz z **malachitem**, **azurytem**, **kuprytem**, **chryzokolą** czy **kowelinem**.

Najczęściej tworzy drobne żyłki, naloty lub drobne skupienia w obrębie innych kruszców miedzi. Występuje na **Miedziance (18)**.

Minerały z grupy węglanów



Ryc. 16. Azuryt. Miedzianka. Muz. Geol. PIG-PIB, Warszawa. Fot. KSG



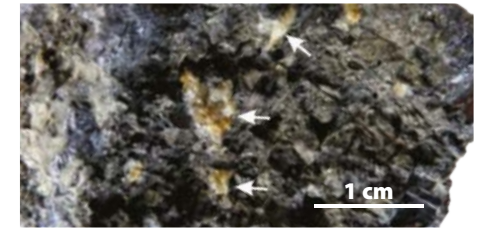
Ryc. 17. Azuryt z malachitem. Fot. TW

Azuryt $\text{Cu}_3[\text{OH}(\text{CO}_3)_2]$ – uwodniony węglan miedzi o intensywnym, ciemnoniebieskim zabarwieniu. Może przyjmować postać drobnych kryształów, naskorupień, skupień naciekowych lub proszkowatych powłok (ryc. 16). Jest miękki (twardość 3,5–4), lekko połyskliwy, czasem jedwabisty. Często występuje razem z zielonym **malachitem** (ryc. 17).

Azuryt, jako minerał wtórny, powstaje w strefach utleniania złóż miedzi w wyniku reakcji pomiędzy siarczki miedzi (np. chalkopirytem), będącymi minerałami pierwotnymi, a wodami zawierającymi węglany. Pojawia się więc blisko powierzchni, w spękaniach skał lub jako pokrycia i żyłki w strefach rudnych. Jest jednym z najbardziej

poszukiwanych minerałów ozdobnych i kolekcjonerskich regionu. Występuje głównie w rejonie **Miedzianki (18)**.

Cerusyt (PbCO_3) – węglan ołowiu, często tworzy bezbarwne lub białe kryształy, niekiedy o silnym, diamentowym połysku. Kryształy mają zwykle postać igiełkową, tabliczkową lub tworzą zbliźniaczone „gwiazdy”. Wyróżnia go wysoka gęstość i diamentowy połysk. Tworzy także zbite skupienia i naskorupienia na **galenie** (ryc. 18).



Ryc. 18. Cerusyt (oznaczony strzałkami) na galenie. Gałęzice. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce Fot. WW

Cerusyt powstaje w warunkach przypowierzchniowych, w strefach utleniania złóż siarczków ołowiu (galeny).

Występuje powszechnie na terenie Geoparku towarzysząc galenie.

Dolomit $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$ – węglan wapnia i magnezu, jest bezbarwny lub ma barwę białą, żółtawą albo różowawą. Tworzy kryształy romboedryczne, czasami tabliczkowe lub słupkowe (ryc. 19). Występuje w skupieniach ziarnistych, zbitych lub w postaci żyłek i naskorupień w obrębie wapieni i dolomitów dewońskich. Jest twardszy od **kalcytu** (3,5–4 w skali Mohsa) i w przeciwieństwie do niego reaguje burzliwie z kwasem solnym dopiero po sproszkowaniu.

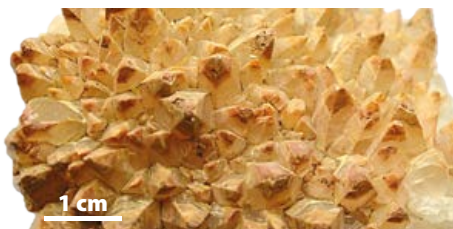


Ryc. 19. Dolomit na kalcyście; drobne, ciemne minerały to siarczki metali. Laskowa. Kolekcja S. Salwy. Fot. WW

Powstaje w wyniku procesów hydrotermalnych lub przemiany kalcytu w dolomit w procesie dolomityzacji, która zachodzi w obecności roztworów wzbogaconych w jony magnezu, albo w wyniku sedimentacji w silnie zasolonych morzach.

Jako minerał budujący skałę dolomit występuje powszechnie na terenie Geoparku w dolnej części dewońskiego kompleksu węglanowego i odsłania się w takich stanowiskach jak:

kamieniołomy **Wietrzni i Międzygórza (3)** i **Ślichowice (2)**, **Kowala (51)**, Kowala Mała, Jaźwica, **Ostrówka (61)**.



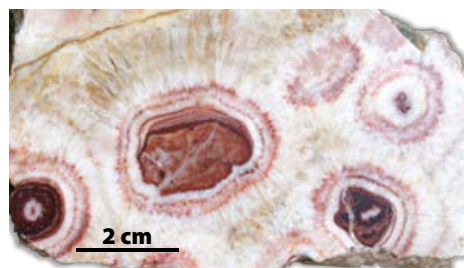
Ryc. 20. Kalcyt. Kowala. Kolekcja S. Salwy.
Fot. WW

Kalcyt CaCO_3 – węglan wapnia, najczęściej jest biały lub bezbarwny, ale może być zabarwiony na kolor miodowy, różowy, czerwony czy zielonkawy. Pokrój kryształów jest zróżnicowany od słupkowego i słupkowo-piramidalnego (ryc. 20), przez wrzecionowaty, po tabliczkowy i igiełkowy. Ma niską twardość (3 w skali Mohsa) i daje się łatwo zarysować stalowym ostrzem. Dobrze wykształcone kryształy mają formę romboedrow² i wykazują zjawisko podwójnego załamania światła. Charakteryzuje się intensywną reakcją – burzeniem z kwasem solnym (na skutek wydzielania CO_2).

Powstaje w procesach sedymentacyjnych zachodzących w zbiornikach słono- i słodkowodnych. Jest produkowany przez organizmy planktoniczne (glony, otwornice). Wytwarzają go niektóre mięczaki (np. ostrygi) do budowy zewnętrznych szkieletów, czyli skorup. W jaskiniach wytrąca się z roztworów nasyconych węglanem wapnia w formie nacieków. Kalcyt powstały w procesach hydrotermalnych, wypełnia spękania w skałach.

Powstaje w procesach sedymentacyjnych zachodzących w zbiornikach słono- i słodkowodnych. Jest produkowany przez organizmy planktoniczne (glony, otwornice). Wytwarzają go niektóre mięczaki (np. ostrygi) do budowy zewnętrznych szkieletów, czyli skorup. W jaskiniach wytrąca się z roztworów nasyconych węglanem wapnia w formie nacieków. Kalcyt powstały w procesach hydrotermalnych, wypełnia spękania w skałach.

Kalcyt jest obok **kwarcu**, najpowszechniejszym minerałem na obszarze Geoparku. Stanowi główny składnik skał węglanowych, które dominują w jego krajobrazie.



Ryc. 21. Kalcyt typu „różanka”. Kamieniołom „Zyguntówka”. Fot. WW

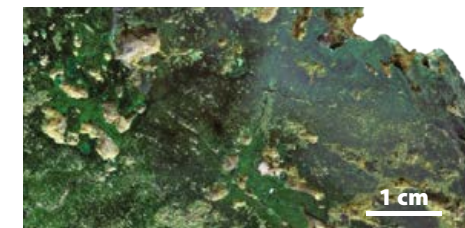
Kalcyt typu różanka – Różanka Zelejowska to lokalna, ozdobna odmiana kalcytu o charakterystycznym biało-różowo-czerwonym zabarwieniu (ryc. 21). Nazwa pochodzi od wzoru przypominającego czerwone lub różowe kwiaty róży rozrzucone na białym tle. Częstym motywem strukturalnym są żyłki w odcieniach różu,

2 Romboedr – bryła geometryczna będąca równoległościannem, którego każda ściana jest rombem. Jest to także prosta postać kryształu.

czerwieni i wiśni, układające się w efektowne, marmurowe desenie. Różowe i czerwone zabarwienie związane jest z obecnością tlenków żelaza. Ze względu na walory dekoracyjne i łatwość uzyskiwania poleru „różanka” od wieków była ceniona materiałem dekoracyjnym, należącym do marmurów chełmińskich. Określenie marmur jest w tym przypadku nazwą techniczną nie petrograficzną.

Kalcyt Różanka powstał z niskotemperaturowych roztworów hydrotermalnych. Często proces krystalizacji przebiegał wieloetapowo, gdyż poszczególne fazy krystalizacji były przerywane tektonicznym pękaniem skały i ponownym wypełnieniem szczelin roztworami. Powodowało to powstanie kilku generacji kryształów, różniących się barwą i wielkością. Kalcyt ten stanowi wypełnienie spękań i szczelin w obrębie dewońskich i permskich skał węglanowych. Największa na terenie Geoparku szczelina szerokości kilku metrów, wypełniona kalcytem Różanką, znajdowała się w szczytowej partii **Góry Zelejowej (19)** i została niemal całkowicie wyeksploatowana. Jej to skała zawdzięcza swą nazwę ózanka elejowska. Poza Górą Zelejową „różanka” występuje w stanowiskach na **Górze Miedziance (18)**, **Czerwonej Górze (26)** i w **kamieniołomie Korzecko (20)**, gdzie była też eksploatowana.

Malachit $\text{Cu}_2[(\text{OH})_2|\text{CO}_3]$ – zasadowy węglan miedzi o intensywnej, zielonej barwie i w przypadku grubszych naskorupień – o charakterystycznym, pasmowym wzorze. Jako kamień ozdobny powszechnie stosowany w jubilerstwie. Występuje w bardzo różnorodnej postaci od naskorupień (ryc. 22), impregnacji i nalotów na skałach, poprzez kuliste, nerkowate, groniaste skupienia o strukturze włóknistej, promienistej czy koncentrycznej, po igiełkowe kryształy. Jest stosunkowo miękki (3,5–4 w skali Mohsa), ma jedwabisty lub ziemisty połysk.



Ryc. 22. Malachit. Miedzianka. Muz. Geol. PIG-PIB, Warszawa. Fot. KSG

Powstaje w wyniku utleniania siarczkowych minerałów miedzi (**chalkopirytu, bornitu, chalkozynu**) w obecności wody bogatej w węglany. Podobnie jak **azuryt**, należy do minerałów wtórnych, pojawiających się blisko powierzchni terenu. Z czasem azuryt może przechodzić w malachit, stąd częste ich współwystępowanie (ryc. 17).

Powszechnie występuje na obszarze Geoparku, chociaż w niewielkich ilościach. W większych ilościach można ją napotkać na **Miedziance (18)**.



Ryc. 23. Baryt z kalcytem. Gałęzice. Muz. Geol. PIG-PIB, Warszawa. Fot. KSG

Minerały z grupy siarczanów

Baryt $BaSO_4$ – siarczan baru, najczęściej ma barwę białą, kremową i różową, czasem z delikatnymi smugami lub pasmami. Tworzy kryształy tabliczkowe, pryzmatyczne lub blaszkowe o szklistym połysku. Występuje w formie żył, skupień i impregnacji w obrębie innych skał. Jest miękki

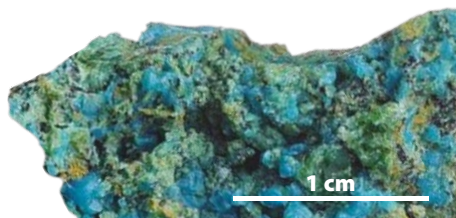
(twardość 3–3,5), ale nieco twardszy od kalcytu. Charakteryzuje się dużym ciężarem właściwym, co wyróżnia go wśród innych minerałów. Ma zdolność pochłaniania niektórych gazów oraz promieni rentgenowskich.

Baryt powstaje z niskotemperaturowych (100–150°C) roztworów hydrotermalnych, często razem z **kalcytem** (ryc. 23), **galeną** rzadziej **sfalerytem**.

Występuje w rejonie **Karczówki (8)**, na **Górze Moczydło (53)**, rejonie Gałęzic oraz Paśmie Chęcińskim.

Minerały z grupy krzemianów

Chryzokola $(CuAl)_8[(OH)_{12}(Si_4O_{10})_2] \cdot nH_2O$ – uwodniony krzemian miedzi o charakterystycznej turkusowo-niebieskiej barwie i jedwabistym lub matowym połysku. Najczęściej tworzy naskorupienia (ryc. 24), rzadziej ziarniste lub ziemiste koncentracje oraz żyłki wypełniające spękania skał. Ma zmienną twardość (2–4 w skali Mohsa, zależnie od stopnia uwodnienia).



Ryc. 24. Chryzokola. Miedzianka. Fot. AFM

Powstaje w strefach utleniania złóż miedzi, gdy roztwory zawierające krzemionkę reagują z produktami rozpadu siarczków miedzi: **chalkopirytu**, **chalkozynu**, **bornitu**. Często współwystępuje z **malachitem**, **azurytem**, **kuprytem** i innymi wtórnymi minerałami miedzi.

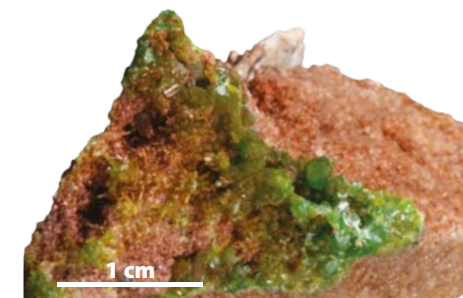
Występuje rzadko na terenie Geoparku, głównie na **Miedziance (18)**, ale także w kamieniołomie Ostrówka.

Glaukonit $(K, Na, Ca)(Fe, Al, Mg)_2[(OH)_2/(Al, Si)_4O_{10}] \cdot x nH_2O$ – uwodniony glinokrzemian potasu, sodu, wapnia, żelaza, glinu i magnezu. Ma barwę w różnych odcieniach zieleni do niebieskawej i taką samą rysę, połysk od matowego do tłustego i nierówny przełam. Występuje w postaci drobnych ziarenek o średnicy 1,5–2,0 mm przeważnie w piaskowcach i piaskach, rzadziej w skałach węglanowych. Jest miękki (2 w skali Mohsa). Powstaje w głównie w morzach szelfowych.

Na terenie Geoparku zobaczyć go można w piaskowcach dolnego ordowiku w **kamieniołomie Biesak (11)**.

Minerały z grupy fosforanów

Piomorfit $Pb_5 [Cl/(PO_4)_3]$ – chlorofosforan ołowiu o zróżnicowanej barwie: zielonej, żółtej, pomarańczowej, brązowej lub czarnej i rysie białej. Połysk jest diamentowy, tłusty. Występuje w różnorodnej formie: od igiełkowej i słupkowej, poprzez ziarniste, nerkowate i promieniste skupienia po naskorupienia (ryc. 25). Tworzy też pseudomorfozy³ po galenie. Twardość wynosi 3,5–4 w skali Mohsa.

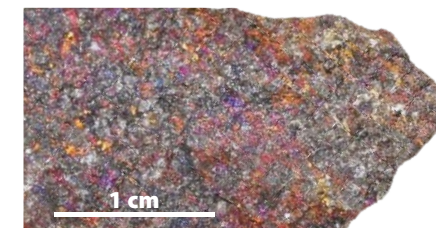


Ryc. 25. Piomorfit na piaskowcu. Szczukowskie Górkki. Muz. Geol. PIG-PIB, Warszawa. Fot. KSG

Powstaje w procesach hydrotermalnych oraz w wyniku wietrzenia siarczków ołowiu, głównie galeny. Występuje na **Miedziance (18)** i w kamieniołomie w Szczukowskich Górkach.

Minerały z grupy siarczków

Bornit (Cu_5FeS_4) – siarczek miedzi i żelaza, zwany też „pawim kruszcem” ze względu na intensywne, tęcze barwy (fioletowe, niebieskie, zielone), które



Ryc. 26. Bornit. Miedzianka. Fot. AFM

³ Pseudomorfoza to zastąpienie jednego minerału przez inny przy zachowaniu pierwotnej formy krystalicznej.

przyjmuje przy utlenianiu się. Pierwotna jego barwa to brunatnobrązowa do miedzianoczerwonej z metalicznym połyskiem (ryc. 26). Występuje w postaci ziarnistych skupień i wpryśnięć. Na przełamie ma barwę różowobrązową, co pozwala odróżnić go od chalkopiryty czy piryty. Zostawia szaroczną rysę. Jest stosunkowo miękki (3 w skali Mohsa) i kruchy. Jego gęstość wynosi $4,5 \text{ g/cm}^3$, co powoduje, że jest minerałem stosunkowo ciężkim.

Powstaje w procesach hydrotermalnych oraz w strefach cementacji złóż miedzi⁴. W strefach utleniania łatwo przechodzi w wtórne minerały miedzi, takie jak **malachit**, **azuryt** czy **chryzokola**. Często współwystępuje z **chalkopirytem**, **chalkozynem** i **galeną**.

Występuje na Miedziance (18).



Ryc. 27. Chalkopiryty w kalcycie. Miedzianka. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW

Chalkopiryty CuFeS_2 – najpospolitszy siarczek miedzi i żelaza o barwie żółtawo-żółtej z metalicznym połyskiem. Jest podobny do piryty, jednak znacznie miękki (3,5–4 w skali Mohsa). Na powierzchni często pokrywa się barwnymi nalotami w odcieniach fioletu, niebieskości i zieleni („pawie kruszec”), co sprawia, że łatwo go odróżnić od innych siarczków (ryc. 27). Jest kruchy,

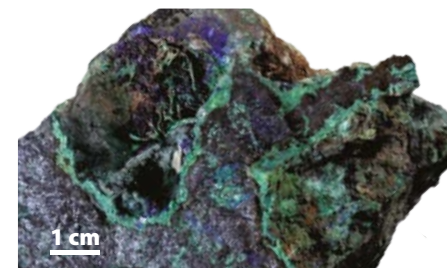
występuje w skupieniach zbitych, ziarnistych, skorupowych i w formie wpryśnięć w skale.

Powstaje głównie z roztworów hydrotermalnych. W strefach utleniania ulega rozpadowi, dając wtórne minerały miedzi, m.in. malachit i azuryt. Jako główny składnik pierwotnych złóż miedzi był przedmiotem historycznej eksploatacji w regionie świętokrzyskim, także w kopalni **Miedzianka (18)**. Występuje powszechnie w wapieniach górnego dewonu na terenie Geoparku.

Chalkozyn Cu_2S – siarczek miedzi o największej zawartości miedzi wśród minerałów rudnych, mogącej sięgać 80% wagowych. Posiada barwę od stalowoszarą do czarnej,

⁴ Strefa cementacji złoża miedzi to obszar, w którym występują wtórne minerały miedzi. Powstały one w wyniku reakcji związków mineralnych, pochodzących z przypowierzchniowych, zwietrzałych partii złoża, z niezwiertzałymi minerałami. Charakteryzują się one znacznie większą zawartością miedzi niż minerały pierwotne.

z metalicznym połyskiem (ryc. 28). Na świeżym przełamie bywa nieco jaśniejszy, z odcieniem srebrzystym. Z czasem powierzchnie chalkozynu pokrywają się tęczowymi nalotami w odcieniach niebieskiego i fioletowego. Jest dość miękki (2,5–3 w skali Mohsa) i kruchy.

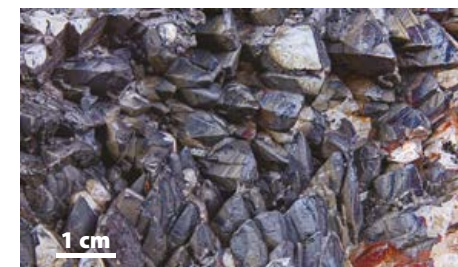


Ryc. 28. Chalkozyn z malachitem i azurytem. Muz. Geol. PIG-PIB, Warszawa. Fot. KSG

Powstaje zarówno z niskotemperaturowych roztworów hydrotermalnych (minerał pierwotny), jednak częściej z przeobrażenia **chalkopiryty** w procesach wzbogacenia siarczków miedzi w pobliżu powierzchni ziemi (minerał wtórny). W strefach utleniania może przechodzić w **malachit** i **kupryt**.

Na terenie Geoparku Występuje głównie na **Miedziance (18)**.

Galena PbS – siarczek ołowiu, zwany też błyszczem ołowiu lub ołowianką. Ma barwę stalowoszarą. Na świeżym przełamie lśni intensywnie, ale szybko matowieje na skutek utlenienia. Tworzy dobrze wykształcone kryształy sześciennie i ośmiościenne, może również występować w skupieniach zbitych (ryc. 29), ziarnistych, groniastych i naciekowych. Charakteryzuje się bardzo dużą gęstością ($7,5 \text{ g/cm}^3$), co wyróżnia ją wśród innych minerałów. Jest krucha i dość miękka (2,5–2,75 w skali Mohsa), dlatego łatwo daje się zarysować stalowym ostrzem. W reakcji z kwasem solnym uwalnia siarkowodor o nieprzyjemnym zapachu.

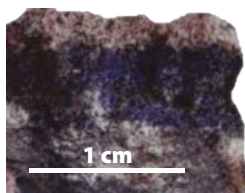


Ryc. 29. Galena i kalcyt. Ostrówka. Fot. JMa

Powstaje z niskotemperaturowych roztworów hydrotermalnych. Wraz z **barytem** i **sfalerytem** stanowi okruszcowanie świętokrzyskich żył kalcytowych. W strefach powierzchniowych ulega wtórnym przemianom, m.in. utlenieniu, dając minerał **cerusyt** (ryc. 18).

Jest najważniejszym i najbardziej pospolitym minerałem kruszczowym na obszarze Geoparku Świętokrzyskiego. Występuje zarówno w żyłach w obrębie dewońskich

wapieni i dolomitów, jak również, rzadziej, jako impregnacje w piaskowcach dolnotriasowych oraz gniazda (bryły) w strefach krasowych. To właśnie dzięki galenie, zawierającej domieszkę srebra, przez wieki rozwijało się miejscowe górnictwo kruszcowe.



Ryc. 30. Kowelin w kalcycie. Miedzianka. Fot. AFM

Kowelin (CuS) – siarczek miedzi o charakterystycznej, ciemnoniebieskiej do stalowosinej barwie, która odróżnia go od innych minerałów miedzi. Ma silny, metaliczny połysk, czasem z lekkim fiołkowym odcieniem (ryc. 30). Na powierzchni świeżego przełamania połysk jest intensywny, ale szybko matowieje. Występuje w postaci ziarnistych, kulistych i ziemistych skupień, wprysnięć i nalotów. Jest bardzo miękki (1,5–2 w skali Mohsa) i kruchy. Gęstość kowelinu wynosi około 4,6 g/cm³.

Powstaje najczęściej w strefach cementacji i utleniania złóż siarczków miedzi (np. **chalkopirytu, bornitu**). Może być także minerałem hydrotermalnym.

W granicach Geoparku występuje na **Miedziance (18)**.



Ryc. 31. Piryty na wapieniu. Kowala. Fot. WW

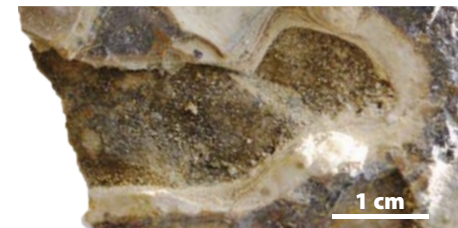
Piryty FeS₂ –siarczek żelaza, nazywany „złotem głupców”, ze względu na podobieństwo do złota – jasnożółtą, czasem z odcieniem mosiężnym, barwę i silny, metaliczny połysk (ryc. 31). Rysa jest zielonkawoczarna. Na powierzchni zwietrzałych kryształów pojawiają się brunatne lub czerwone naloty, będące efektem przechodzenia piryty

w limonit. Najczęściej tworzy sześciennie lub ośmiościenne kryształy, ale może występować też w skupieniach ziarnistych lub zbitych. Jest stosunkowo twardy (6–6,5 w skali Mohsa), ale kruchy.

Powstaje w różnych warunkach geologicznych: zarówno w niskotemperaturowych procesach hydrotermalnych, jak i procesach sedymentacyjnych (występując w skałach osadowych), zachodzących w zbiornikach, gdzie panują warunki beztlenowe, rzadziej w wysokotemperaturowych procesach magmowych.

Na obszarze Geoparku występuje powszechnie. W większych ilościach spotykamy go w ciemnych łupkach wapienno-marglistych górnego dewonu, w kamieniołomach: **Wietrzni i Międzygórze (3), Ślichowice (2), Kowala (51)** oraz w żyłach **kalcytowych i barytowych**, gdzie współwystępuje z **chalkopirytym, galeną i sfalerytem**, na przykład na **Karczówce (8)** i **Moczydle (53)**.

Sfaleryt ZnS – siarczek cynku, będący podstawową rudą tego metalu. Nazwa pochodzi od greckiego słowa *sphaleros*, czyli zwodniczy, gdyż nie przypomina innych siarczków; nie jest metaliczny, lecz biały lub kremowy jak wapień czy dolomit. Stąd wywodzi się też jego druga nazwa – blenda cynkowapochodząca od niemieckiego określenia Zinkblende, gdzie blenden znaczy oszuwiwać, mylić. Sfaleryt najczęściej przybiera barwę kremowo-żółtą, beżową (blenda karmelowa, ryc. 32) lub brunatną, może też być bezbarwny (cleiofan). Inne zabarwienia tego minerału: czerwone (blenda rubinowa), zielonkawe czy czarne (marmatyt, christofit) związane są z domieszkami żelaza. Rysa jest zielonkawoczarna. Sfaleryt ma charakterystyczny półmetaliczny połysk. Jest stosunkowo twardy (3,5–4 w skali Mohsa) i średnio ciężki (gęstość około 4 g/cm³).



Ryc. 32. Sfaleryt. Karczówka. Fot. WW

Tworzy się głównie w nisko- i średniotemperaturowych (200–300°C) procesach hydrotermalnych.

Na terenie Geoparku występuje głównie w okruszczowanych żyłach **kalcytowych i barytowych**, razem z **galeną, chalkopirytym i pirytem**.

Minerały z grupy tlenków

Hematyt Fe₂O₃ – tlenek żelaza. Jego nazwa pochodzi od greckiego słowa *haima*, czyli krew, ze względu na charakterystyczną, czerwoną barwę sproszkowanego minerału. Ma barwę wiśniowoczerwoną, stalowoszarą

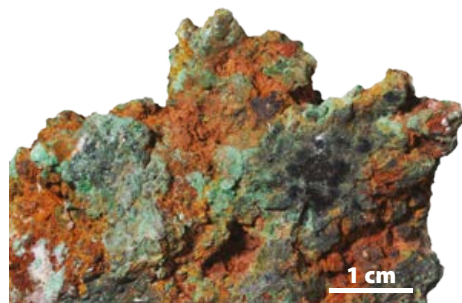


Ryc. 33. Hematyt. Brzeziny. Muz. Narodowe w Kielcach, nr inw. p_f_3285. Fot. PK

do czarnej, ale czerwono-brunatną rysę. Występuje w różnych formach: od masywnych, ziemistych po błyszczące, krystaliczne skupienia o silnym metalicznym połysku („błyszcz żelaza” czy „szkliwo żelazne”). Tworzy także polewy i naskorupienia (ryc. 33). Jest dość twardy (5,5–6,5 w skali Mohsa) i stosunkowo ciężki.

Powstaje jako produkt procesów hydrotermalnych, w wyniku utleniania siarczków żelaza (np. pirytu), a także w procesach sedymentacyjnych i wietrzeniowych. Często towarzyszy złożom rud miedzi i ołowiu. Hematyt może przekształcić się w **getyt**, główny minerał rudy żelaza – limonitu.

Występuje powszechnie na terenie Geoparku, ale w małych ilościach.



Ryc. 34. Kupryt, malachit i chalkozyn. Muz. Geol. PIG-PIB, Warszawa. Fot. KSG

Kupryt (Cu_2O) – tlenek miedzi wyróżnia się głęboką, karminową lub ceglastoczerwoną barwą (ryc. 34). W formie masywnej może być ciemnobrunatny, ale w cienkich, prześwitujących płytkach zawsze ma charakterystyczny, czerwony kolor. Rysa jest brunatnoczerwona a połysk od matowego po diamentowy. Kryształy kuprytu często przyjmują kształty sześciątów lub ośmiościanów. Minerał ma twardość 3,5–4 w skali Mohsa i gęstość około 6 g/cm³.

Kupryt jest minerałem wtórnym i tworzy się w strefach utleniania złóż siarczków miedzi (**chalkopirytu, bornitu, chalkozynu**).

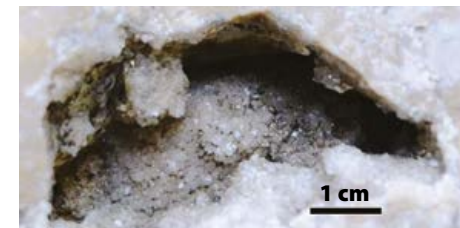
Na terenie Geoparku występuje na **Miedziance (18)**.

Kwarc (SiO_2) – dwutlenek krzemu o różnorodnym zabarwieniu (najczęściej żółtawym i mlecznym. Bezbarwna jego odmiana nosi nazwę kwarcu górskiego. Pozostawia zawsze białą rysę, ma połysk szklisty, tłusty oraz muszłowy przełam. Kryształy przybierają kształt ostrosłupów (ryc. 35), pręcików, igiełek lub tabliczek. Jest twardy (7 w skali Mohsa), nie można go zarysować stalowym ostrzem i nie burzy z kwasem solnym. Te cechy jak i brak łupliwości oraz nierówny, często muszłowy przełam, odróżniają go od kalcytu, ale podobnie jak kalcyt jest kruchy. Barwne odmiany

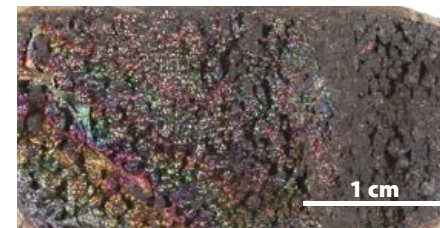
kwarcu mają własne nazwy np. kwarc żółty to cytryn, fioletowy – ametyst i należą do kamieni ozdobnych, stosowanych w jubilerstwie. Geneza kwarcu może być bardzo różna – powstaje on w wysokotemperaturowych procesach magmowych, w procesach metamorficznych, ale też w niskotemperaturowych hydrotermalnych. Może również krystalizować z krzemionki pochodzenia chemicznego lub organicznego, wytrącającej się w zbiornikach wodnych. Występuje jednak najczęściej jako ziarna powstałe w rezultacie mechanicznego niszczenia (erozji) pierwotnych postaci tego minerału.

Kwarc spotykany na terenie Geoparku Świętokrzyskiego występuje głównie w postaci ziaren luźnego piasku lub budujących piaskowce, ewentualnie otoczków w zlepniach. Rzadziej spotyka się żyły i szczotki krystaliczne w piaskowcach lub kongrecjach krzemienych (ryc. 35). Jest też składnikiem skał magmowych i metamorficznych, występujących w głazach narzutowych, przyniesionych z obszaru Skandynawii przez łądolód.

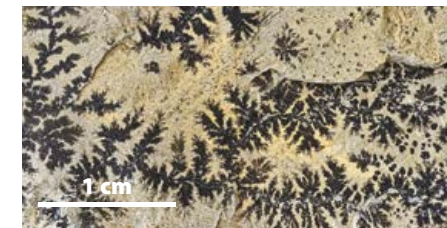
Psylomelan – mieszanina minerałów będących tlenkami manganu, o barwie czarnej, czasem stalowoszarej, z charakterystycznym metalicznym lub półmetalicznym połyskiem. Rysę ma czarną lub ciemnobrązową. Najczęściej występuje w postaci masywnych, nerkowatych lub gronowych skupień (ryc. 36) oraz czarnych, gałązkowatych nalotów przypominających drzewka, zwanych dendrytami (ryc. 37). Jest kruchy, twardy (5–6 w skali Mohsa) i dość ciężki (gęstość 4–4,5 g/cm³).



Ryc. 35. Kwarc w kongrecji krzemiennej. Chałupki. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW



Ryc. 36. Psylomelan i tlenki żelaza („pawie oczka”) na piaskowcu. Kielce, góra Telegraf. Muz. Narodowe Kielce. Fot. PK



Ryc. 37. Psylomelan – dendryty na wapieniu marglistym. Jaźwica. Fot. WW

Powstaje jako produkt wtórny wietrzenia minerałów manganu, w niskotemperaturowych procesach hydrotermalnych oraz w procesach sedymentacyjnych. Występuje powszechnie, lecz w małych ilościach na terenie Geoparku.



Ryc. 38. Getyt (goethyt) w limonicie. Chałupki. Fot. WW

Getyt jest najbardziej trwałym minerałem żelaza, który może zostać rozdrobniony i usunięty mechanicznie, ale nie ulega już dalszym przeobrażeniom chemicznym. Powstaje w wyniku utleniania innych minerałów żelaza jak **piryt** czy **hematyt** w strefach wietrzeniowych bogatych w inne minerały żelaza, często jako główny składnik rudy żelaza – limonitu, nazywanego też żelaziakiem brunatnym.

Tworzy się także w osadach jeziornych (ruda jeziorna), bagiennych (ruda bagienna) i na terenach podmokłych (ruda darniowa).

W formie bezpostaciowej w rudach żelaza występuje powszechnie na terenie Geoparku.

Minerały z grupy siarkosoli

Miedziankit (tennantyt miedziowy) $2\text{Cu}_3\text{AsS}_3 \cdot \text{ZnS}$ – siarczek arsenu i miedzi z domieszką siarczku cynku. Jest to rzadki minerał miedzi po raz pierwszy opisany z kopalni Miedzianka w Górach Świętokrzyskich. Może zawierać domieszki innych metali jak żelazo i ołów. Odznacza się barwą ciemnoszarą o silnym, metalicznym połysku

Minerały z grupy wodorotlenków

Getyt (goethyt) FeOOH – tlenek wodorotlenek żelaza o zróżnicowanej barwie od żółtej, ochrowej, czerwono-brunatnej, brunatnej po czarnobrunatną i szarą (ryc. 38) i różnorodnym połysku: od matowego, ziemistego przez metaliczny i jedwabisty, po diamentowy. Pozostawia rysę żółtą, ochrową, żółtobrunatną i brunatną. Kryształy mają kształt igiełek, słupków, pręcików lub włosków czy włókienek, najczęściej jednak występuje w formie bezpostaciowej (amorficznej). Jest stosunkowo twardy (5,0–5,5 w skali Mohsa), ale kruchy i o nierównym przełamie.

Getyt jest najbardziej trwałym minerałem żelaza, który może zostać rozdrobniony i usunięty mechanicznie, ale nie ulega już dalszym przeobrażeniom chemicznym. Powstaje w wyniku utleniania innych minerałów żelaza jak **piryt** czy **hematyt** w strefach wietrzeniowych bogatych w inne minerały żelaza, często jako główny składnik rudy żelaza – limonitu, nazywanego też żelaziakiem brunatnym.

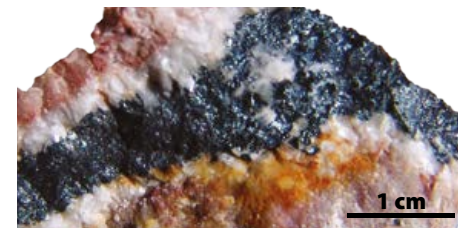
Tworzy się także w osadach jeziornych (ruda jeziorna), bagiennych (ruda bagienna) i na terenach podmokłych (ruda darniowa).

W formie bezpostaciowej w rudach żelaza występuje powszechnie na terenie Geoparku.

sku na świeżym przełamie (ryc. 39). Tworzy czworościenne kryształy. Ma twardość nie przekraczającą 4 w skali Mohsa i ciężar właściwy $4,7 \text{ g/cm}^3$.

Powstaje w procesach hydrotermalnych, wraz z kalcylem, galeną i chalkopirytem.

Na terenie Geoparku występuje na **Miedziance (18)**.



Ryc. 39. Miedziankit w kalcycie. Miedzianka. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW

Lubeckit i staszycyt

Z kopalni Miedzianka opisano nowe minerały: **lubeckit** i **staszycyt**. Obecnie nazwy te mają znaczenie historyczne, nie mniej pozostają cennym świadectwem różnorodności mineralizacji Miedzianki oraz są ważnym elementem dziedzictwa geologicznego.

Lubeckit – odmiana **psylomelanu** będąca złożonym tlenkiem miedziowo-kobalto-manganowym. Jego nazwa pochodzi od nazwiska ministra finansów Królestwa Polskiego w latach 1821–1830 – Ksawerego Druckiego-Lubeckiego, który wspierał rozwój rodzimego przemysłu i górnictwa. Lubeckit ma barwę ciemną, metaliczną, jednakże dokładne określenie koloru wymaga mikroskopowej obserwacji.

Powstaje lokalnie w strefach utleniania złóż miedzi. Jest wynikiem procesów hydrotermalnych, w których z roztworów bogatych w miedź, kobalt i mangan krystalizowały minerały tlenkowe.

Staszycyt $\text{CaCu}(\text{AsO}_4)(\text{OH})$ – synonim rzadkiego minerału konichalcytu z grupy arsenianów (zasadowego arsenianu wapnia i miedzi). Nazwany na cześć Stanisława Staszica, ojca polskiej geologii, założyciela szkoły Akademiczno-Górnicznej w Kielcach. Cechą rozpoznawczą jest obecność arsenianowych związków miedzi, ale bez szczegółowych analiz (np. rentgenoskopowych czy chemicznych) trudno go jednoznacznie odróżnić. Ma barwę od żółto-zielonej, przez zieloną do szmaragdowej, rysę jasnozieloną i połysk szklisty do tłustego. Jest średnio twardy (4,5 w skali Mohsa).

Powstaje jako produkt wtórnych przemian rud miedzi w strefie utleniania pierwotnej mineralizacji hydrotermalnej.

SKAŁY

Pod względem genezy wyróżnia się trzy główne grupy skał:

Skały magmowe – powstałe w wyniku krystalizacji magmy w głębi Ziemi (plutoniczne, np. granit) lub na jej powierzchni (wulkaniczne, np. bazalt).

Skały osadowe – tworzące się w procesie sedymentacji materiału okruchowego, chemicznego lub organicznego. Do tej grupy należą np. piaskowce, wapień, margle, zlepieńce.

Skały metamorficzne – powstałe w wyniku przeobrażenia skał magmowych lub osadowych pod wpływem wysokiego ciśnienia i temperatury (np. marmur, gnejs, łupki krystaliczne).

Na terenie Geoparku występują prawie wyłącznie skały osadowe. Skały magmowe i metamorficzne reprezentowane głównie przez granity i gnejsy pochodzące z obszaru Skandynawii występują w formie głazów narzutowych. Ponadto obecne są skały hydrotermalne żyłowe.

Wapień – informacje ogólne



Ryc. 40. Wapień mikrytowy. Górna jura, oksford. Tokarnia. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW

Wapień – skała osadowa z grupy skał węglanowych, której głównym składnikiem jest kalcyt. Powstaje najczęściej w wyniku sedymentacji mułu wapiennego i wapiennych fragmentów organizmów w zbiornikach wodnych: morzach i jeziorach oraz ich późniejszej lityfikacji¹. W skład wapieni wchodzi muszle, szkielety organizmów, glony wapienne lub ich fragmenty, drobnoziarnisty muł wapienny, kuliste ziarna wapienne o średnicy od 0,2 do 2 mm zwane ooidami oraz/lub chemicznie wytrącone kryształy węglanu wapnia. Wapień mogą zawierać również domieszki kwarcu, dolomitu czy minerałów ilastych, co

1 Lityfikacja obejmuje procesy związane z ztwardzeniem i przekształceniem się luźnego, miękkiego osadu w zwięzłą i twardą skałę.

wpływa na ich kolor i właściwości fizyczne. Barwa skały zwykle jest jasna – od bieli i szarości po kremowe lub żółtawe odcienie. Typową cechą wapienia jest gwałtowna reakcja „burzenia” z kwasem solnym, podczas której wydziela się dwutlenek węgla.

Klasyfikacja wapieni jest bardzo złożona. W zależności od wielkości składników budujących skałę, wapień dzielimy na mikrytowe oraz ziarniste. Spoiwo wapieni mikrytowych stanowią bardzo drobne, wielkości kilku tysięcznych milimetra, kryształy węglanu wapnia, których nie jesteśmy w stanie zobaczyć gołym okiem (ryc. 40). Często występującą odmianą wapienia mikrytowego jest wapień pelityczny, zbudowany z mikroskopijnych agregatów mikrytowych lub ziarenek węglanu wapnia, które stanowią spoiwo skalne.

Przykładem wapienia ziarnistego jest wapień oolitowy, zbudowany z ooidów. W tej grupie wyróżnia się także wapień organodetrytyczne, zbudowane ze skamieniałości lub ich fragmentów (wapień stromatoporoidowe, wapień amfiporowe, wapień koralowcowe, wapień krynoidowe muszlowce).

W zależności od składników towarzyszących kalcytowi, wyróżnia się wapień piaszczyste, margliste, dolomitowe, bitumiczne czy glaukonitowe. Biorąc pod uwagę środowisko powstania, wyróżniamy wapień pelagiczne (powstałe w głębokiej, oddalonej od lądu części zbiornika), wapień platformowe (powstałe na płytkich platformach węglanowych), wapień rafowe, wapień przyrafowe, wapień biohermowe* czy wapień jeziorne. W *Przewodniku* wapień zostały podzielone na podstawie ich wieku na: wapień dewońskie, karbońskie, górnopermskie, triasowe i jurajskie.

Wapień odślaniają się i tworzą wychodnie pod utworami czwartorzędowymi, na prawie połowie obszaru Geoparku. Najbardziej powszechne, wapień dewońskie zobaczyć m.in. w kamieniołomach na terenie Kielc: **Kadzielnia (1)**, **Wietrznia i Międzygórze (3)**, **Ślichowice (2)** i **Zagórze (4)**, na **Dalni (9)** i **Grabinie (10)** oraz w **Ogrodzie Botanicznym (7)**. Poza Kielcami odślaniają się na **Górze Moczyd (53)**, w **kamieniołomach w Jaworzni (52)**, **Szewcach (40)**, Bolechowicach, **Zgórsku (43)** i w **Łabędziowie (66)**. Eksploatowane są one w kopalniach w **Kowali (51)**, **Jaźwicy i Ostrówce (61)**. Budują m.in. pasma **Zelejowskie (19)** i Chęcińskie, gdzie były także wydobywane, na przykład w kamieniołomach na **Górze Zamkowej w Chęcinach (21)**, **kamieniołomie Korzecko** w rezerwacie Rzepka – **20**). Niektóre ich odmiany opisano poniżej.

Dla człowieka wapień od wieków stanowi cenny surowiec. Na terenie Geoparku od średniowiecza był wykorzystywany jako kamień budowlany (zamek w Chęcinach) i do produkcji wapna. Od XVI w. wapienie te były używane jako marmury techniczne, czyli wykonywano z nich dekoracyjne elementy architektoniczne: kolumny, posadzki, portale (np. w Pałacu Biskupów Krakowskich czy Wojewódzkim Domu Kultury w Kielcach) jak również rzeźby i galanterię kamienną. Noszą nazwy marmurów chęcińskich, kieleckich lub świętokrzyskich. Dziś służą głównie do produkcji kruszywa drogowego (Kopalnia i Zakład produkcyjny Nordkalk Miedzianka będący właścicielem kamieniołomu Ostrówka oraz Wolica; Kopalnia Wapienia „Morawica”), wapna, cementu (Cementownia Dyckerhoff w Nowinach) i nawozów mineralnych. Wykorzystywany jest jako materiał rzeźbiarski.

Wapień dewoński

Wśród wapieni dewońskich wyróżniano kilkadziesiąt odmian marmurów. Najbardziej znane to: Bolechowice, Szewce (ryc. 46), Miedzianka (ryc. 47) i Chęciny (ryc. 48). Nazwy marmurów pochodzą od nazw marmurołomów lub miejscowości, w których marmurołomy były zlokalizowane.



Ryc. 41. Wapień koralowcowy. Środkowy dewon, żywet. Kielce, Wietrznia. Fot. JJ

Poniżej opisano wapień zawierające skamieniałości, charakterystyczne dla obszaru Geoparku, które należą do formacji wapieni i dolomitów stromatoporooidowo-koralowcowych z Kowali.

Wapień koralowcowy zawiera liczne szkielety gałązkowych koralowców



Ryc. 42. Wapień amfiporowy. Środkowy dewon, żywet; Kielce, Wietrznia. Fot. JJ



Ryc. 43. Wapień stromatoporooidowy. Górny dewon, fran. Kielce, Ogród Botaniczny. Fot. AFM

z rodzaju *Thamnopora*, *Alveolites* i *Thamnophyllum*, tworzących w późnym dewonie (fran) rafę dyminińską (ryc. 12), która rozciągała się równoleżnikowo na południe od dzisiejszych Kielc i stanowiła najpłytszy fragment rozległej, dewońskiej platformy węglanowej. Wapień koralowcowe tworzyły się także wcześniej, w żywecie (ryc. 41), na obrzeżach płytkiej laguny. Poza koralami w wapieniu obecne są skamieniałości ramienionogów, głównie atrypin.

Wapień koralowcowe występują w wielu miejscach na terenie geoparku: m.in. w Kielcach w kamieniołomach **Wietrzni i Międzygórze (3)** i w **Ogrodzie Botanicznym (7)** w Kielcach, na **Ołowiance (42)**, **Miedziance (18)**, w kamieniołomach: **Kowala (51)** i **Ostrówka (61)**, w kamieniołomie zachodnim na **Górze Zamkowej (21)**, w **kamieniołomie Korzecko**



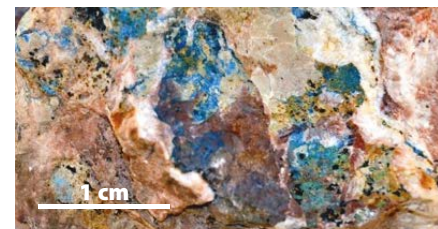
Ryc. 44. Tralka balustrady w loggii Pałacu Biskupów Krakowskich w Kielcach wykonana z wapienia bolechowickiego z widocznymi szarymi spomatoporooidami. Fot. PK



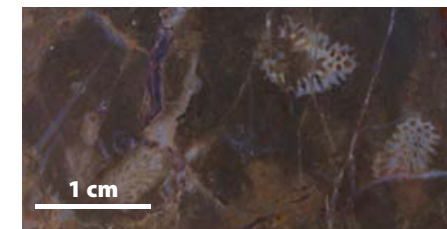
Ryc. 45. Wapień cheilocerasowy z łodzickami z rodzaju *Lysagoraceras*. Górny dewon, famen. Kielce, Kadzielnia. Fot. JM



Ryc. 46. Wapień Szewce (poler). Górny dewon, fran. Szewce. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. AFM



Ryc. 47. Wapień Miedzianka z mineralizacją malachitowo-azurytową. Górny dewon, fran. Miedzianka. Fot. WW



Ryc. 48. Wapień chęciński (poler). Górny dewon, fran. Góra Zamkowa, Chęciny. Fot. WW

(20) czy w **kamieniołomie w Bilczy (68)**. Natomiast wapień krynoidowo²-koralowcowy odślaniał się na Sowich Górkach koło Miedzianki.

Wapień amfiporowy budują głównie gałązkowe gąbki amfipory, przypominające wyglądem koralowce (ryc. 42). Tworzyły one gęste, podwodne „łąki” na dnie płytkiej laguny, która istniała w żywocie w okresie poprzedzającym powstanie rafy dymińskiej. Stanowiły także ważny element tej rafy (ryc. 12). W wapieniach amfiporowych obecne są również skamieniałości ślimaków.

Wapienie amfiporowe występują m.in. w kamieniołomach **Szewce (40)**, **Bolechowice (45)**, **Jaźwica i Ostrówka (61)**.

Wapień stromatoporoidowy zawiera różnej wielkości (o średnicy od kilku centymetrów nawet do kilku metrów) gąbki należące do grupy stromatoporoidów, określane też mianem stromatolitów stromatoporoidowych (*Actinostroma*, *Stachyodes*). Mają one kształt kopułkowy, kalafiorowaty lub talerzowaty i wewnętrzną, laniowaną strukturę (ryc. 43). Wraz z matami sinicowymi pokrywały dno starszej od rafy dymińskiej (żyweckiej) laguny i razem z koralowcami budowały tę rafę (ryc. 12). Najbardziej znanym przykładem wapienia stromatoporoidowego jest wapień (marmur) bolechowicki, w którym izolowane stromatoporoidy, głównie z rodzaju *Stachyodes* tkwią w wapienno-marglistej masie (ryc. 44). Towarzyszą im skamieniałości gruboskorupowych małży megalodonów (nie należy mylić z wymarłymi kenozoicznymi rekinami). Często spotyka się wapień **stromatoporoidowo-koralowcowe** na przykład w: ścianach Podziemnej Trasy Turystycznej na **Kadzielni (1)**, w **Ogrodzie Botanicznym w Kielcach (7)**, **przekopie kolejowym w Kowali (50)**, **kamieniołomie w Kowali (51)**, rejonie Zbrzy.

Wśród **wapieni głowonogowych**, występujących na terenie Geoparku, wyróżnia się wapień mantikocerasowy, wapień cheilocerasowy i wapień klymeniowy.

Wapień mantikocerasowy zawiera skamieniałości goniatyków z rodzaju *Manticoceras*, łodzików (patrz rozdz. III), rzadziej ramienionogów, ślimaków, koralowców i stromatoporoidów.

Wapienie mantokocerasowe występują na **Kadzielni (1)**.

² Krynoidy – elementy szkieletowe liliowców.

Wapień cheilocerasowy zawiera liczne skamieniałości głowonogów – głównie łodzików z rodzajów *Mecynoceras* i *Lysagoraceras* (ryc. 45) oraz amonitowatych, reprezentowanych przez goniatyty z rodzaju *Cheiloceras*. Pojedynczo występują skamieniałości osobniczych koralowców, ślimaków i krynoidy. Wapień cheilocerasowy jest nieco młodszy (górnym dewonem, famenem) od opisanych powyżej wapieni dewońskich i powstał w głębszym zbiorniku morskim.

Wapienie cheilocerasowe występują na **Kadzielni (1)**.

Wapień klymeniowy charakteryzuje się dominacją amonitowatych należących do klymenii (np. *Cymaclymenia*, *Clymenia*, *Costalclymenia*, *Woclumeria*) i ciemnoszarą barwą. Jest nieco młodszy od wapienia cheilocerasowego (górnym dewonem, górnym famenem) i powstał w warunkach zmniejszonej ilości tlenu w przydennej strefie morza.

Wapienie cheilocerasowe występują w Gałęzicach między Besówką a **Stokówką (23)** oraz w kamieniołomach **Kowala (51)** i **Ostrówka (61)**.

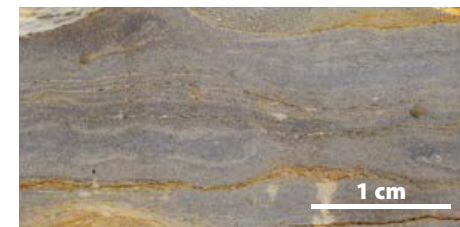
Wapienie karbońskie

Organodetrytyczne wapień dolnego karbonu, ze skamieniałościami koralowców i ramienionogów, odślaniają się w południowym zboczu Todowej Grząby w Gałęzicach, obecnie w górnej części północnej ściany kamieniołomu **Ostrówka (61)**.



Ryc. 49. Wapień krynoidowy. Dolny karbon, turniej. Gałęzice. Fot. JJ

Wapień krynoidowy utworzony jest z trochitów – drobnych, okrągłych elementów z dziurką w środku, przypominających koraliki, które budują łodygi liliowców (ryc. 49). Wapienie te powstały w płytkim morzu, którego dno pokrywały „łąki” liliowców.



Ryc. 50. Cienkolaminowany wapień cechsztyński (zgiąd). Górny perm. Góra Stokóweczka. Fot. WW

Wapienie krynowide wieku dolnokarbońskiego występują w górnej części północnej ściany kamieniołomu **Ostrówka** – Todowej Grzędzie w Gałęzicach (61).

Wapienie górnopermskie

Wapienie cechsztyńskie zobaczyć można w kamieniołomie na Stokóweczce (24; ryc. 50) i górze Skałka w Gałęzicach (60).

Wapienie triasowe



Ryc. 51. Wapień falisty. Warstwy faliste, dolny wapień muszlowy. Kamieniołom na Górze Rębowej w Wincentowie Fot. WW

Wapienie triasowe, reprezentujące górny pstry piaskowiec – ret, widoczne są w **kamieniołomie w Piekoszowie (56)** a należące do dolnego wapienia muszlowego – w **odslonięciu w Wiernej Rzece (64)**, w **kamieniołomie na Górze Rębowej** w Wincentowie (57), w **rezerwacie Wolica (38)** i na **wzgórzu z kaplicą Oraczewskich w Morawicy (67)**.

Wapień falisty zawdzięcza swą nazwę falistym granicom warstw (ryc. 51), wynikającym z gruzłowego charakteru skały. Najczęściej gruzły te są formami deformacji osadu, które

powstały podczas jego sedymentacji w zbiorniku morskim. Wapienie faliste występują w warstwach falistych dolnego wapienia muszlowego, które odsłaniają się w dolnej części północno-wschodniej ściany kamieniołomu w **rezerwacie Wolica (38)**, w **kamieniołomie na Górze Rębowej (57)** oraz w **odslonięciu w Wiernej Rzece (64)**.

W wyższej części północno-wschodniej ściany kamieniołomu w **rezerwacie Wolica (38)** występują wapienie ze skamieniałościami ramienionogów, ślimaków, liliowców oraz małży reprezentujących gatunek *Plagiostoma striatum* (ryc. 75), przewodni dla najwyższego dolnego wapienia muszlowego.

Wapienie jurajskie

Wapień morawicki, zwany też wapieniem gąbkowym, jest pelityczny, koloru beżowego, charakteryzuje się obecnością szczątków gąbek oraz tuberoidów – plamistych zaciemnień, które są śladami po gnijącej materii organicznej (ryc. 52). Zawiera rozproszone skamieniałości gąbek, głowonogów (amonity głównie z rodzaju *Perisphinctes*, belemnity), jeżowców, ramienionogów, głównie z grupy rhynchonelli, i małży. Jest wieku górnourajskiego (oksford). Należy do marmurów kieleckich, a Kopalnia Wapienia „Morawica” w Morawicy stanowi ostatnie miejsce w regionie świętokrzyskim, gdzie są jeszcze pozyskiwane duże bloki wapienia, z przeznaczeniem na wyroby marmurowe.



Ryc. 52. Wapień morawicki (poler). Górna jura, oksford. Morawica. Fot. AFM

Wapień morawicki eksploatowany jest także w kopalni w Woli Morawickiej, ale wyłącznie na kruszywo. Wapienie te odsłaniają się także przy Dworze Starostów Chęcińskich w **Podzamczu Chęcińskim (36)** oraz w nieczynnych kamieniołomach: **na Laskowej Górze w Polichnie Stawkach (33)**, w Tokarni, **Dębskiej Woli (70)**, w łomach **na Górze Gojść (73)** a także w **Chałupkach (72)** przy Ośrodku Tradycji Garncarstwa.

Wapienie morawickie były i są nadal cenionym surowcem budowlanym i dekoracyjnym. Marmur Morawica był najczęściej wykorzystywaną i najbardziej popularną odmianą wapieni świętokrzyskich w ostatnim stuleciu. Wykonywano z niego głównie posadzki, okładziny ścienne, parapety, ale także drobną galanterię. Obecnie jednak znaczenie jako kamienia dekoracyjnego maleje a wykorzystywany jest głównie na kruszywo.

Wapień siedlecki wieku górnourajskiego (oksford) jest pelityczny, barwy beżowej i pozbawiony skamieniałości widocznych gołym okiem. Tworzy grube, kilkumetrowe ławice. Jest wydobywany w kamieniołomie w Wolicy. Odsłania się w nieczynnych kamieniołomach w Tokarni (w północnej ścianie zachodniego kamieniołomu) oraz w Siedlcach, skąd wziął swą nazwę.



Ryc. 53. Wapień oolitowy. Górna jura, oksford. Góra Milechowska. Fot. ZZ



Ryc. 54. Jaskinia Piekło na Górze Milechowskiej. Fot. ZZ

Wapień oolitowy wieku górnourajskiego (oksford-kimeryd) ma barwę od białej i kremowej po jasnożółtą i zbudowany jest z drobnych ziaren węglanowych zwanych ooidami (ryc. 53). Ooidy powstały w wyniku chemicznego wytrącania się kalcytu wokół jądra mineralnego lub fragmentu muszli. Proces ten zachodził płytkim szelfowym morzu o stosunkowo wysokiej energii, w strefie oddziaływania prądów dennych i falowania. Miejscami w oolitach widoczne są domieszki drobno pokruszonych muszli małży i ślimaków oraz szkieletów koralowców.

Wapień oolitowy występuje w kamieniołomie na Leśnej Górze (37), w odsłonięciach w rezerwacie Milechowy (27) oraz na Górze Bocheńskiej, Grząbach Bolmińskich (29), Grzywach Korzeckowskich i Górze Bzowicy w Mostach (31).

Skały wapienne odgrywają istotną rolę w kształtowaniu krajobrazu, ze względu na ich podatność na procesy krasowe, które prowadzą do powstawania charakterystycznych form, takich jak skałki, leje czy jaskinie (ryc. 54).

Dolomity

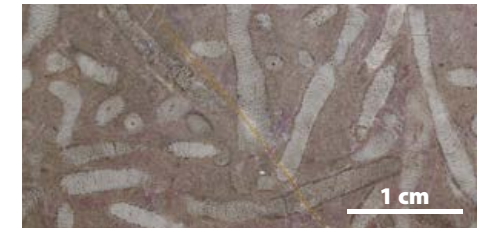
Dolomit to skała osadowa z grupy węglanowych, której głównym składnikiem jest minerał **dolomit**, któremu towarzyszą **kalcyt**, **kwarc** i minerały ilaste. Powstaje głównie w wyniku **dolomityzacji wapieni**, czyli stopniowego zastępowania jonów wapnia jonami magnezu w wyniku oddziaływania wód bogatych w magnez na skałę wapienną. Mogą to być wody morskie jak i roztwory krążące w skałach. Dolomityzacja jest procesem długotrwałym, stopniowym i wybiórczym – najpierw przemianom podlegają drobne ziarna i mikrytowa masa podstawowa, natomiast większe składniki są później przekształcane. W zależności od stopnia przemian, w dolomitach mogą być zachowane cechy teksturalne wapieni pierwotnych (sposób rozmieszcze-

nia składników w skale) lub mogą one ulegać całkowitemu zatarciu, prowadząc do powstania dolomitów jednorodnych, zwykle brubokrystalicznych, tzw. cukrowatych. Proces dolomityzacji może zachodzić więc zarówno podczas sedymentacji osadu wapiennego na dnie zbiornika morskiego jak i później jego diagenety*.

Dolomity w większości składają się w ponad 50% z dolomitu; udział kalcytu zmienia się w zależności od zaawansowania procesu dolomityzacji. Skały z 10–50% zawartością kalcytu nazywane są **dolomitami wapnistymi**, natomiast „czyste” dolomity zawierają ponad 90% minerału dolomitu.

Ze względu na zawartość innych domieszek wyróżnia się różne odmiany dolomitów: **margliste i krzemionkowe**. Dolomity mogą także zawierać minerały poboczne, takie jak bituminy, siarczki, tlenki i wodorotlenki, co wpływa na ich barwę – zwykle jasną (białą, jasnoszarą, kremową, żółtawą), czasem zielonkawą, czerwoną, brudną lub czarną.

Dolomity są twardsze i bardziej odporne na wietrzenie od wapieni. Z kwasem solnym „burzą” dopiero po sproszkowaniu. W stosunku do wapieni zawierają mniej skamieniałości. Wyjątkiem są **dolomity amfiporowe** (ryc. 55), w których licznie występują amfipory.



Ryc. 55. Dolomit amfiporowy (poler). Środkowy dewon, żywet. Kowala. Fot. WW

Na terenie Geoparku środkowodewońskie dolomity zobaczyć można w kamieniołomach **Wietrzni i Międzygórze** (3) oraz w **kamieniołomie Korzecko** (20). Są one wydobywane w **kamieniołomach Kowala** (51), Kowala Mała i **Ostrówka** (61) z przeznaczeniem głównie na kruszywo.

Margle

Margiel to skała węglanowa, pośrednia między wapieniem a iłem. Zbudowana jest z mieszaniny minerałów ilastych i węglanu wapnia (CaCO_3), przy czym udział składnika ilastego i węglanowego może się znacznie różnić w zależności od odmiany. Powstaje w wyniku osadzania się drobnych cząstek węglanu wapnia i minerałów ilastych w środowisku wodnym, a następnie ich diagenety – kompaktacji i cementacji.

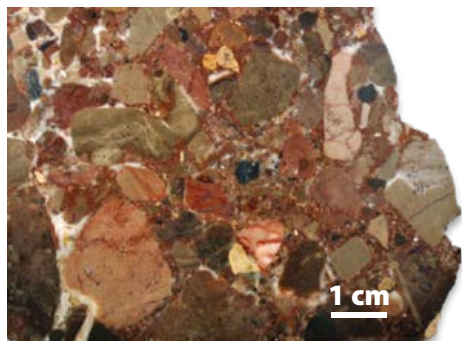
Margle charakteryzują się zwykle zmienną twardością, zależną od proporcji składników mineralnych. Barwa skały waha się od jasnoszarej, kremowej lub żółtawej po szarą i brudną. Niektóre margle zawierają skamieniałości organizmów morskich lub roślinnych.

Na obszarze Geoparku margle występują jako przewarstwienia w obrębie wapieni różnego wieku oraz w serii wapienno-łupkowej górnego dewonu – famenu, odsłaniającej się m.in. w rezerwach **Wietrznia (3)**, **Kadzielnia (1)**, **Ślichowice (2)** czy **kamieniołomie w Kowali (51)**.

Zlepieńce

Zlepieńiec to skała osadowa zbudowana z mniej lub bardziej obtoczonych fragmentów skalnych o średnicy powyżej 2 mm, związanych spoiwem mineralnym, którym może być krzemionka, węglan wapnia, minerały ilaste lub żelaziste. Powstaje w wyniku spojenia otoczków powstałych poprzez mechaniczne wietrzenie skał starszych (magmowych, osadowych lub metamorficznych). Tworzy się w warunkach morskich, rzecznych i lądowych.

Zlepieńiec zygmunowski, (zwany także *zygmuntówką*) stanowi jedną z najbardziej charakterystycznych i dekoracyjnych skał na terenie Geoparku i, obok marmuru bolechowickiego, najbardziej rozpoznawalny marmur cheński (ryc. 56). Tą grubokruchową skałę tworzą słabo obtoczone i słabo wysortowane otoczaki, najczęściej o średnicy kilku centymetrów choć zdarzają się bloki osiągające nawet do 80 cm. Są to głównie węglanowe skały dewońskie: ciemnoszare i szaro-różowe wapie-



Ryc. 56. Zlepieńiec zygmunowski. Górny perm. Czerwona Góra. Fot. WW

nie, rzadziej czarne wapień i beżowe dolomity. Skład zlepieńców ma ścisły związek z litologią osadów występujących w ich podłożu i w bezpośrednim otoczeniu. Otoczaki tkwią w ilasto-węglanowo-żelazistym spoiwie czerwono-brunatnej barwy, która pochodzi od tlenków i wodorotlenków żelaza. Lokalnie spoiwo zawiera przerosty kalcytu powstałego w procesach hydrotermalnych.

Zlepieńiec zygmunowski odznacza się niezwykłą dekoracyjnością, wynikającą z kontrastu jasnych i ciemnych otoczków oraz barwnego, zwykle czerwonego lub białego spoiwa. To właśnie ze względu na wygląd przypominający plaster „salcesonu” mieszkańcy regionu nadali mu tę potoczną nazwę. Skała od wieków znajdowała zastosowanie jako kamień ozdobny i budowlany. Najsłynniejszym przykładem jej wykorzystania jest **Kolumna Zygmunta III Wazy w Warszawie**, której trzon wykonano właśnie z tego surowca. Historia jego eksploatacji sięga XVI w., kiedy pozyskiwano go przy okazji wydobywania rud ołowiu. Prawdopodobnie najstarszym miejscem jego eksploatacji był kamieniołom Jerzmaniec na **Czerwonej Górze (26)**, wzmiankowany już w 1602 r. W XVII w. zlepieńiec trafiał do warsztatów kamieniarskich w Chęcinach. Później otwarto kamieniołom Zygmunówka, który, z przerwami funkcjonował do 1993 r. W XIX i XX w. pochodzący z niego kamień był obrabiany w fabryce „Marmury Kieleckie” w Kielcach.

Znaczenie zlepieńca zygmunowskiego wykracza poza geologię. Jest marmurem, który na trwałe zapisał się w historii sztuki i architektury Polski. Wykorzystywano go do budowy licznych elementów architektonicznych, m.in. portali, kolumn, balustrad czy płyt posadzkowych. Jego dekoracyjny charakter sprawiał, że był cennym materiałem kamieniarskim nie tylko w regionie świętokrzyskim, ale także w innych częściach kraju. Do dziś można go podziwiać w zabytkach, które łączą wartość historyczną i artystyczną z unikatowym dziedzictwem geologicznym.

Obecnie zlepieńiec zygmunowski nie jest już eksploatowany, ale stanowi ważny element dziedzictwa geologicznego regionu i charakterystyczną skałę Geoparku Świętokrzyskiego, cenioną zarówno przez geologów, jak i historyków sztuki.

Poza Czerwoną Górą zlepieńiec typu zygmunowskiego odsłania się w kamieniołomach **Bolechowice (45)**, **Zgórsko (43)**, w Gałęzicach, w kamieniołomie zachodnim w **Jaworzni (52)**, na **Karczówce (8)** i **Grabinie (10)**.

Piaskowce

Piaskowiec to jedna z najpospolitszych skał osadowych w Górach Świętokrzyskich. Powstał w wyniku osadzania się ziaren mineralnych wielkości piasku (o średnicach 0,063–2,0 mm) i ich lityfikacji w procesach diagenety – kompaktacji i cementacji. Większość ziaren stanowi kwarc, lecz obecne są także skalenie, miki oraz okruszki innych skał, zespolone spoiwem mineralnym, które może być krzemionkowe,

węglanowe, ilaste lub żelaziste, co decyduje o barwie i twardości piaskowca. W budowie piaskowców często widoczne jest charakterystyczne warstwowanie, w tym warstwowanie przekątne, będące zapisem działania dawnych prądów wodnych lub wiatrów.

W zależności od proporcji ziaren do masy wypełniającej skałę (matriks) piaskowce dzielimy na: arenity, zawierające poniżej 15% matriks i waki zawierające 15–75% matriks.

W literaturze często występuje nazwa **szarogłaz**. Jest to odmiana piaskowca, w której 25–100% materiału ziarnowego stanowią okruchy skalne, natomiast pozostałe składniki, takie jak kwarc, skalenie, miki czy minerały ilaste występują w zmiennych ilościach.



Ryc. 57. Piaskowiec zbioturbowany. Dolny kamb. Góra Belina. Fot. AFM

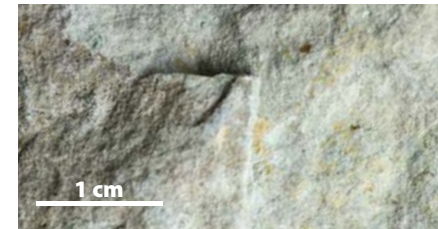
Najstarsze piaskowce wieku dolnokambryjskiego budują, wraz ze skałami ordowickimi i sylurskimi, Pasma Dymińskie, Poślowickie i Zgórskie. Zobaczyć je można w kamieniołomach **Biesak (11)**, na **Górze Plebańskiej (55)** oraz w przekopie drogi S-7 na wschodnim zboczu góry **Belni (46)**. W tych miejscach występują dwa rodzaje piaskowców: szare, gruboławicowe, bardzo twarde arenity kwarcowe oraz szare, średnio- i cienkoławicowe waki, zawierające liczne skamieniałości śladowe – bioturbacje (ryc. 57), pozostawione w miękkim osadzie przez przemieszczające się i żerujące zwierzęta bezkręgowce. Powstały one w płytkim morzu szelfowym.

Młodszy, dolnoordowicki **piaskowiec glaukonitowy**, o zielonkawym zabarwieniu, pochodzącym od minerału galukonitu, odsłania się w kamieniołomie **Biesak (11)**, ryc. 58). Powstał on również w płytkim morzu szelfowym.

Piaskowiec ortidowy (środkowy ordowik) żółto-rdzawy, na ogół średnioławicowy i zbioturbowy, zawiera pojedyncze skamieniałości ramienionogów z rodzajów *Orthambonites* (dawna nazwa *Orthis*, od której nazwano piaskowiec; ryc. 59) i *Antignonambonites*, ślimaków z rodzaju *Bellerophon* oraz fragmenty trylobitów. Miejscami występują w nim warstwy z nagromadzeniem ośródek³, odcisków muszli

³ Ośródka jest skamieniałością, będącą formą naturalnego odlewu pustych przestrzeni po zanikłych elementach twardych skamieniałości właściwych lub po częściach miękkich organizmów.

lub/i krzemionkowych pseudomorfoz po pierwotnie węglanowych muszlach ramienionogów. Stanowi osad bardzo płytkiego morza.



Ryc. 58. Piaskowiec glaukonitowy. Dolny ordowik, tremadokoło Rezerwat Biesak-Białogon. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW



Ryc. 59. Piaskowiec ortidowy z ramienionogami z rodzaju *Orthambonites*. Środkowy ordowik, daping. Kielce, Bukówka. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW

Piaskowce te były wydobywane w nieistniejącym już kamieniołomie na Bukówce w Kielcach oraz we wschodniej, zasypanej obecnie części kamieniołomu na Górze Hałasa w Kielcach. Zobaczyć je można w części kamiennej ogrodzenia oraz w fundamentach siedziby Oddziału Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Kielcach (ul. Zgoda 21).

W kamieniołomie na **Górze Hałasa (12)** odsłania się inna odmiana środkowoordowickiego piaskowca – białawego, bardzo twardego, silnie skrzemionkowanego, kwarcowego o oddzielności płytowej. Z tego piaskowca produkowano kostkę brukową. Jej pozostałości znajdują się na ulicy Wojska Polskiego między ul. Tarnowską a Centrum Geodukacji – Geonatura Kielce.

Piaskowiec szamozytowy (dolny ordowik) ma czerwonawą barwę, jest drobnoziarnisty, silnie kwarcytowy, zlewny, poziomo warstwowany (ryc. 60), zawiera minerał szamozyt⁴ i cienkie laminy hematytu. Był wydobywany w Brzezinach.



Ryc. 60. Piaskowiec szamozytowy. Dolny ordowik, tremadokoło Brzeziny. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW

Dolnodewońskie piaskowce kwarcytowe, szaro-beżowe, twarde drobnoziarniste o kostkowej oddzielności zobaczyć można w nieczynnym

⁴ Szamozyt – minerał o złożonym składzie chemicznym, glinokrzemian żelaza, glinu i magnezu.

kamieniołomie na południowym zboczu **Świniej Góry** w Kielcach (14). Jasnoszare, drobnoziarniste piaskowce dolnodewońskie, poziomo i przekątnie warstwowane odsłaniają się w grzędzie skalnej, której kulminację stanowi „**Diabelski Kamień**” (65), w lesie na północ od Radomic-Podgórze.

Piaskowiec gałęzicki wieku dolnotriasowego różni się od piaskowców paleozoicznych, opisanych powyżej, ciemnoczerwonym, niekiedy różowym zabarwieniem pochodzącym od związków żelaza, znajdujących się w ilasto-żelazistym spoiwie. Pod względem wykształcenia jest on zróżnicowany od drobno- do gruboziarnistego, lokalnie zawiera wkładki drobnoziarnistego zlepieńca kwarcowego. Widoczne są w nim warstwowania poziome i przekątne. Natomiast na powierzchniach spągowych można spotkać struktury zwane zmarszczkami lub riplemarkami, pozostawione przez falującą lub płynącą wodę (ryc. 61). Poza dominującymi (80–90%) ziarnami kwarcu, wśród ziaren obecne są skalenie, miki, okruchy innych skał, w tym magmowych, oraz minerały ciężkie.

Największy, okresowo czynny kamieniołom piaskowców gałęzickich znajduje się na górze **Kopaniny w Gałęzicach** (59). Odsłaniają się te piaskowce także w mniejszych, nieczynnych łomach w tej miejscowości. Budują grzędę skalną w **Zajączkowie** (63), widoczne są na południowym skraju **boiska KS „Piast”** (22) a także w progu skalnym w lesie na SE od boiska w **Starochęcinach** (22). Na tym terenie były także eksploatowane. Duże odsłonięcie tych piaskowców znajduje się w najwyższej części ściany zachodniego kamieniołomu w Jaworzni (52). Ponadto były wydobywane na Jankowej Górze na południe od Szczukowskich Gór.

Od wczesnego średniowiecza po czasy współczesne piaskowiec gałęzicki był wykorzystywany do celów budowlanych. Wykonane z niego elementy architektoniczne zobaczyć można m.in. w Bazylice Katedralnej w Kielcach (XII w.), Niemczówce



Ryc. 61. Piaskowiec gałęzicki z riplemarkami. Dolny trias, dolny pstry piaskowiec, ind. Gałęzice. Fot. WW



Ryc. 62. Piaskowiec. Dolna kreda, alb. Bolmin. Fot. ZZ

w Chęcinach (XVI w.), Dworze Starostów Chęcińskich w Podzamczu Chęcińskim, Pałacu Tarłów w Podzamczu Piekoszkowskim (XVII w.) oraz współczesnych kościołach w Rykoszynie i Polichnie.

Najmłodsze piaskowce, wieku dolnokredowego, odsłaniają się w **Bolminie** (35). Są kremowo-ochrowej barwy, drobnoziarniste, słabozwięzłe (ryc. 62). Tworzą ławice o zróżnicowanej miąższości warstwowane poziomo. W obrębie piaskowców występują partie silnie skrzemionkowane. Można też w nich spotkać skrzemionkowane gąbki.

Mułowce

Mułowiec to zwięzła, drobnoziarnista skała osadowa, której ziarna mają wielkość pośrednią między piaskiem a iłem (0,004–0,063 mm). Ma różną barwę w zależności od domieszek mineralnych – od jasnoszarej i beżowej, przez zielonkawą, aż po czerwoną czy brunatną. Jest masywny lub cienkolaminowany, w zależności od tempa i warunków sedymentacji. Powstaje w wyniku nagromadzenia i lityfikacji osadów mułowych, transportowanych i deponowanych w spokojnym środowisku wodnym, np. w rozlewiskach rzek, płytkich zbiornikach morskich czy formach krasowych (lejach, studniach, jaskiniach).

Na terenie Geoparku występuje powszechnie towarzysząc innym skałom m.in. w kamieniołomach **Biesak** (11), **Ślichowice** (2) czy **Kowala** (51).

Iłowce

Iłowiec to zwięzła, ilasta skała osadowa powstała w wyniku lityfikacji iłów złożonych głównie z minerałów glinokrzemianowych, takich jak illit, kaolinit czy montmorylonit⁵. Budujące ją agregaty mają średnicę poniżej 0,004 mm – co nadaje skale charakterystyczną, gładką teksturę. Jej kolor jest różny: od jasnoszarego i beżowego, przez zielonkawy, szary aż po brunatny czy czarny i podobnie jak w przypadku mułowca, zależy od domieszek innych minerałów, zwłaszcza silnie barwiących tlenków żelaza. Tak jak mułowiec, iłowiec może być masywny albo laminowany, a nawet

5 Illit – uwodniony glinokrzemian potasu i glinu, minerał o zróżnicowanej barwie, łuseczkowym pokroju, bardzo miękki (1–2 w skali Mosh'a); kaolinit – zasadowy krzemian glinu, barwę ma zbliżoną do kaolinitu, pokrój łuseczkowy i płytkowy i nieco większa twardość (2–2,5); montmorylonit – uwodniony glinokrzemian glinu, magnezu i sodu o różnorodnym zabarwieniu, łuseczkowym, płytkowym albo kulistym pokroju, bardzo miękki (1,5)

złupkowacony, czyli dzielący się na cienkie warstewki. Powstaje w warunkach spokojnej sedymentacji drobnego materiału w zbiornikach wodnych, często na dużych głębokościach. Występuje również w namuliskach krasowych. Hłowiec o wyraźnej płytkowej lub blaszkowej oddzielności nosi nazwę **łupku ilastego** (hłupku). Skała ta często zawierają dobrze zachowane skamieniałości np. graptolity (patrz rozdz. III).



Ryc. 63. Łupki graptolitowe. Środkowy sylur, wenlokoło Bukówka, Kielce. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW



Ryc. 64. Warstwa zwietrzałego bentonitu w piaskowcach. Dolny ordowik. Kielce, rezerwat Biesak-Białogon. Fot. JJ

Cienka warstwa zielonkawego bentonitu odsłania się tuż nad lustrem wody w północnej ścianie kamieniołomu w kamieniołomie **Biesak (11)**; ryc. 64). Bentonit jest wieku doolnoordowickiego i dokumentuje aktywność wulkaniczną, która miała miejsce podczas orogenezy kaledońskiej na obszarze odległym od Gór Świętokrzyskich.

Łupki graptolitowe na terenie Geoparku występują w obrębie skał wieku ordowickiego i sylurskiego (ryc. 63), ale obecnie nie odsłaniają się.

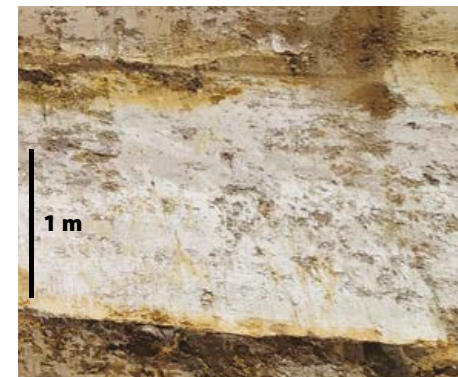
Hłupki wraz z marglami i wapieniami tworzą mięszką serię wapienno-łupkową najwyższego dewonu (famenu), która obserwowana może być w kamieniołomach **Wietrzni i Międzygórza (3)**, **Kadzielni (1)** oraz w **kamieniołomie Kowala (51)**.

Bentonity

Bentonit – ilasta skała osadowa o białej, żółtej, kremowej lub zielonkawej barwie, zbudowana głównie z ilastego minerału montorylonitu, powstała w wyniku przeobrażenia popiołu wulkanicznego w środowisku morskim.

Tufity

Tufit to skała osadowa zbudowana w przewodzie z materiału wulkanicznego, tzw. piroklastycznego (popiołów wulkanicznych), z domieszką materiału terygenicznego (piasku, łu), na ogół jasnej – białej, kremowej, seledynowej barwy, powstała w środowisku wodnym. Tufity odsłaniają się w **kamieniołomie Kowala (58)**. Napotkać je można podczas prac budowlanych, jak to miało miejsce przy poszerzaniu ulicy Wojska Polskiego na Bukówce w Kielcach, gdzie tworzą mięszki poziom w obrębie łupków syluru (ryc. 65). Były także widoczne w piaskowcach dolnego dewonu u podnóża południowego zbocza Góry Dymińskiej w Dyminach.



Ryc. 65. Warstwa tufitu w obrębie łupków. Górny sylur. Bukówka. Fot. OP

Less

Less to niezlityfikowana skała okuchowa utworzona głównie z drobnych, pylastych (średnica ziarna od 0,002 do 0,063 mm) ziaren kwarcu, rzadziej skaleni, nawianych przez wiatr w warunkach klimatu suchego w zimnych okresach czwartorzędu. W materiale pylastym lessów występują domieszki minerałów ilastych oraz kalcytu. Less ma barwę żółtawą, żółtokremową lub ochrową, jest silnie porowaty (ryc. 66). Łatwo ulega erozji wodnej, dzięki czemu powstają w lessach charakterystyczne wąwozy.



Ryc. 66. Less, czwartorzęd. Zgórski Las. Fot. WW

Lessy występują m.in. na północnym zboczu Grzyw Korzeckowskich, na północnym zboczu góry Patrol w Słowiku (49) czy w Zgórskim Lesie (48).



Koralowiec kolonijny, dewon środkowy, rezerwat przyrody nieożywionej Wietrznia im. Zbigniewa Rubinowskiego w Kielcach. Fot. JJ

III. SKAMIENIAŁOŚCI

Co to są skamieniałości?

Skamieniałości (skamieliny, fosylia) to zachowane w skałach szczątki organizmów – skamieniałości właściwe – lub ślady aktywności życiowej dawnych organizmów, które żyły miliony lat temu – skamieniałości śladowe. Najczęściej skamieniałości właściwe powstają w wyniku procesu fosylizacji (kamienienia) części szkieletowych organizmów (muszli, pancerzy, kości). Osobnym typem skamieniałości właściwych są odciski i ośródki, odwzorowujące morfologię elementów szkieletowych.

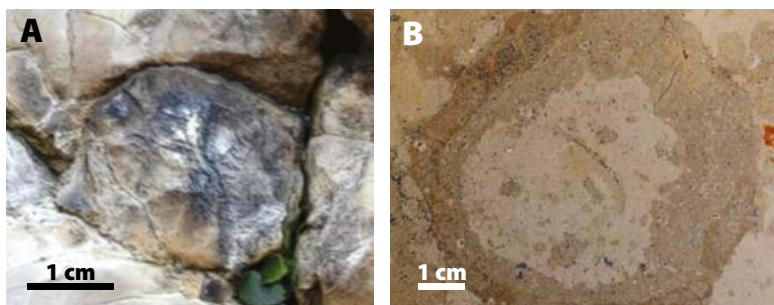
Skamieniałości są kluczowym dowodem w badaniu historii ewolucji życia oraz historii geologicznej Ziemi.

Gąbki (Porifera)

Gąbki to jedne z najprostszych organizmów wielokomórkowych. Nie mają ani tkanek, ani narządów, a większość z nich żyje w morzach. Mogą występować pojedynczo lub tworzyć kolonie, zwykle są przytwierdzone do dna. Tworzą wewnętrzny szkielet z włókien lub igieł (spikul), które mogą być zbudowane z węgla wapnia, krzemionki albo substancji organicznych. Pojawiły się w prekambry (ponad 550 mln lat temu) i żyją do dziś.

W stanie kopalnym gąbki zachowują się jako zwapniałe „mumie” o różnych kształtach – kielichowatych, gałązkowych, krzaczastych, owalnych czy talerzykowatych. Czasem występują też jako rozproszone igły wapienne lub krzemionkowe, o rozmiarach od 0,1 mm do ponad 1 mm. Skamieniałości gąbek występują licznie w górnajurajskich (oksford) wapieniach gąbkowych, do których należą wapień morawickie (ryc. 67). Odślaniają się one na **Laskowej Górze w Polichnie Stawkach (33)**, w Tokarni, **Dębskiej Woli (70)**, w łomach na Górze Gojść (73) a także w **Chałupkach (72)** przy Ośrodku Tradycji Garncarstwa.

Charakterystycznymi gąbkami dla środkowego i górnego dewonu są **stromatoporoidy** i **amfipory**.



Ryc. 67.

A. Skrzemionkowana gąbka w wapieniu morawickim. Górna jura, oksford. Chałupki. Fot. AFM

B. Przekrój poprzeczny przez gąbkę w wapieniu morawickim (poler). Górna jura, oksford, Morawica. Fot. WW

Stromatoporoidy są grupą wymarłych, wapiennych, masywnych gąbek, które żyły od ordowiku do karbonu. Charakteryzowały się kształtem przypominającym kopułę, bochenek chleba lub dysk (ryc. 12, 43). Ich wapienny szkielet zbudowany był z delikatnych struktur węglanowych – poziomych (lub współśrodkowych) lamin oraz

pionowych (lub promieniście ułożonych) słupków. Tworzyły rozległe kolonie, których średnica mogła wynosić od 1 cm do nawet 2 m, a wysokość dochodziła do 1 m. Stanowiły ważny element rafy dymińskiej.

Na terenie Geoparku powszechnie występują w skałach żywetu i franu m.in. w stanowiskach **Kadzielnia (1)** oraz **Wietrznia i Międzygórza (3)**, **Ogród Botaniczny (7)**, **Karczówka (8)**, **Grabina (10)**, w **kamieniołomie Bolechowice (45)**, **kamieniołomie Kowala (51)** czy **przekopie kolejowym w Kowali (50)**. Lokalnie stanowią główny składnik budujący skałę (np. marmur Bolechowice).

Amfipory są wymarłym rodzajem gąbek gałązkowych, zaliczanych dawniej do koralowców. Żyły od syluru do dewonu. Mają prosty, wydłużony kształt długości kilku centymetrów i średnicy poniżej jednego centymetra (ryc. 42). Wewnątrz ciała biegnie wąski kanał zwany osiowym. Czasami, na przekrojach widoczne są drobne elementy szkieletowe, rozmieszczone wokół kanału osiowego. Amfipory były istotnym składnikiem rafy dymińskiej (ryc. 12). Wapień amfiporowy środkowego i górnego dewonu odślaniają się m.in. w kamieniołomach **Wietrzni i Międzygórza (3)**, **Bolechowice (45)** Jaźwica i **Ostrówka (61)**.

Koralowce (Anthozoa)

Koralowce to jamochłony występujące wyłącznie w środowisku morskim, najczęściej w ciepłych i płytkich wodach. Żyją od ordowiku (około 490 mln lat temu) do dziś. Spotykane są zarówno jako formy osobnicze, jak i kolonijne, przytwierdzone do dna. Jama chłono-trawiąca niektórych grup koralowców podzielona jest przegrodami (tzw. septa) na oddzielne komory. Ilość tych przegród stanowi podstawę podziału współczesnych koralowców na sześciopromienne i ośmiopromienne. Koralowce sześciopromienne żyją od triasu. Wymarłymi grupami koralowców są czteropromienne **Rugosa** i **denkowce – Tabulata**. Obie te grupy pojawiły się w ordowiku i wyginęły w permie.



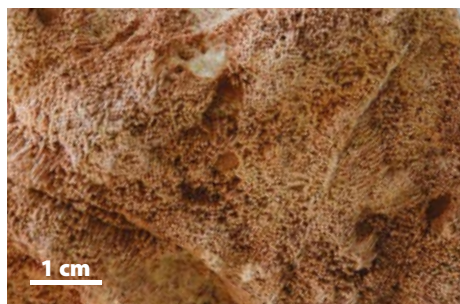
Rugosa to koralowce o wapiennym szkielecie, które zazwyczaj występowały jako formy pojedyncze, choć zdarzały się również kolonie. Ich

Ryc. 68. Kolonia koralowców czteropromiennych (**Rugosa**) z rodzaju *Hexagonaria*. Górny dewon, fran. Kamieniołom Międzygórza w rezerwacie Wietrznia im. Zbigniewa Rubinowskiego, Kielce. Fot. JJ



Ryc. 69. Gałązkowy koralowiec czteropromiennych (Rugosa) z rodzaju *Thamnophyllum*. Górny dewon, fran. Kamieniołom Kowala. Fot. JJ

szkielet zewnętrzny miał zwykle kształt rogu lub wydłużonego stożka. Charakterystyczną cechą były podłużne przegrody (septa), ułożone w sposób dwubocznie symetryczny (ryc. 68). Występowały także formy gałązkowe (ryc. 69). Koralowce Rugosa są powszechne w wapieniach środkowego i górnego dewonu oraz dolnego karbonu m.in. w kamieniołomach **Wietrzni i Międzygórze (3)**, **Kadzielni (1)**, w **odsłonięciu w Ogrodzie Botanicznym w Kielcach (7)**, na **Ołowiance (42)**, **Miedziance (18)**, w **kamieniołomach: Kowala (51) i Ostrówka (61)**, **Ostrówka-Todowa Grząba (61)**, w **kamieniołomie zachodnim na Górze Zamkowej (21)**, w **kamieniołomie Korzecko (20)** czy w **kamieniołomie w Bilczy (68)**. Stanowią główny składnik wapieni koralowcowych. Wykorzystuje się je do określania wieku skał (stratygrafii).



Ryc. 70. Kolonia koralowców Tabulata (denkowce) z rodzaju *Alveolites*. Górny dewon, fran. Wietrznia. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW

Tabulata to koralowce kolonijne, których kolonie zbudowane były z wapiennych rurek – koralitów o średnicy od 0,2 do 5 cm, oddzielonych poziomymi przegrodami zwanymi denkami lub tabulariami (ryc. 70). Kształt kolonii był zróżnicowany: od form przypominających gałązki, po masywne, bulwiaste struktury o średnicy dochodzącej do 2 m. Razem z koralowcami Rugosa budują średnio- i górnodewonskie wapienie koralowcowe.

Ramienionogi (*Brachiopoda*)

Ramienionogi, zwane również **brachiopodami**, to grupa morskich bezkręgowców znana już od okresu kambru, żyjąca do dziś. Są to zwierzęta bentoniczne, przytwierdzone do dna za pomocą tzw. nóżki. Ich ciało zamknięte jest w muszli zbudowanej z wapienia lub substancji fosforanowo-organicznej, składającej się z dwóch skorupki: większej brzusznej i mniejszej grzbietowej, co różni je od małży. Wielkość muszli

waha się od ułamka milimetra do kilkunastu centymetrów, a jej kształt jest bardzo zróżnicowany – od spłaszczonego po silnie wypukły. Często muszle są ornamentowane (ryc. 71).

Na terenie geoparku skamieniałości ramienionogów spotyka się powszechne. Licznie występują w piaskowcach ortidowych (ryc. 59), wapieniach środkowego i górnego dewonu, dolnego karbonu, wapieniach środkowego triasu – dolnego i górnego wapienia muszlowego oraz w wapieniach górnogórskich. W stropie profilu górnego wapienia muszlowego muszle *Coenothyris vulgaris* Schlotheim tworzą charakterystyczną ławicę terebratulową (ryc. 72).



Ryc. 71. Ramienionóg z rodzaju *Rhynchonella*. Górna jura, oksford. Kamieniołom Leśna Góra. Fot. AFM



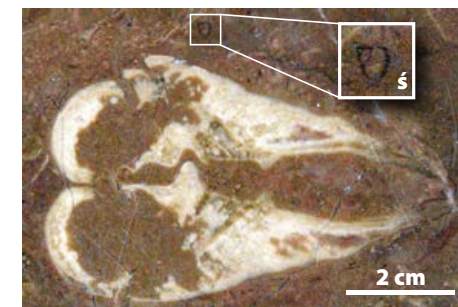
Ryc. 72. Ławica terebratulowa utworzona z muszli ramienionogów *Coenothyris vulgaris* Schlotheim. Środkowy trias, górny wapień muszlowy. Brudzów. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW

Mięczaki (*Mollusca*)

Mięczaki stanowią bardzo liczną i różnorodną grupę (typ) zwierząt bezkręgowych, które posiadają miękkie ciało, często chronione wapienną muszlą. Obejmują ślimaki, małże, głowonogi czy chitony, żyjące na lądzie i w wodzie.

Małże (*Bivalvia*)

Małże są mięczakami żyjącymi od okresu kambryjskiego. Ich ciało chro-



Ryc. 73. Przekrój przez skorupę małża z rodzaju *Prosocoelodon* (poler). Ś – przekrój przez muszlę ślimaka. Środkowy dewon, żywet. Bolechowice. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW

nione jest przez dwuczęściową, wapienną muszlę, której obie połówki – prawa i lewa – zazwyczaj stanowią swoje lustrzane odbicia, co odróżnia je od ramienionogów. Muszle złączone są zawiasem złożonym z zębów i dołków zębowych. Rozmiary muszli są bardzo zróżnicowane – od zaledwie kilku milimetrów aż do imponujących 1,5 metra długości. Kształt muszli zależy od środowiska, w którym żyje dany gatunek, a jej powierzchnia często zdobiona jest liniami przyrostu lub różnorodnymi strukturami, takimi jak guzki, kolce czy żeberka. Małże mogą skakać po dnie dzięki silnie umięśnionej nodze, która służy także do rycia i drążenia. Niektóre potrafią pływać, inne zaś trwale przytwierdzają się do podłoża lub tworzą w twardym podłożu wgłębienia, w których zamieszkują (skałotocze).



Ryc. 74. Muszlowiec utworzony głównie ze skorup małży *Costatoria costata* (Zenker). Środkowy trias, ret. Brzeziny. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW



Ryc. 75A. Małż *Plagiostoma striatum* (Schlotheim). Środkowy trias, dolny wapień muszlowy. Wolica. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW

Skamieniałości małży, w większych ilościach, na terenie Geoparku występują w wapieniach środkowego i górnego dewonu. Charakterystycznymi, dużymi okazami są przedstawiciele rodzaju rodzaju *Megalodon* (ryc. 73). W wapieniach retu (*Costatoria costata* Zenker; ryc. 74) i wapienia muszlowego (*Plagiostoma striatum* (Schlotheim); ryc. 75A), *Entolium discites* (Schlotheim); ryc. 75B), małże mają znaczenie stratygraficzne, czyli służą do określania wieku skał. Dość licznie małże występują w wapieniach górnej jury.



Ryc. 75B. Małże *Entolium discites* (Schlotheim). Środkowy trias, górny wapień muszlowy, ładyn. Starocheńcy. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW

Ślimaki należą do mięczaków żyjących od kambru. Ich ciało chronione jest przez wapienną skorupę, która ma charakterystyczny, spiralny, stożkowaty (ryc. 73, 76) czy asymetryczny kształt. Rozmiary muszli są bardzo zróżnicowane – od mikroskopijnych po osiągające nawet 60 cm. długości – i zależą od środowiska, w którym ślimaki żyją. Od amonitów różnią się jednokomorową budową muszli. Powierzchnia muszli może być gładka lub ozdobiona różnorodnymi strukturami, takimi jak kolce, guzki czy bruzdy. Ślimaki poruszają się dzięki umięśnionemu narządowi zwanemu nogą, która umożliwia im pełzanie, pływanie oraz przyczepianie się do różnych powierzchni.



Ryc. 76. Ślimak *Hessonina* sp. Środkowy dewon, żywet. Kowala. Fot. AFM

Głownogi

Głownogi żyją od kambru do współczesności. Są najbardziej rozwiniętymi mięczakami, mającymi zdolność widzenia i aktywnego pływania na zasadzie wyrzucania strumienia wody z komory skrzelowej przez lejek, którego ujście znajduje się pod otworem gębowym. Posiadają narządy wewnętrzne, takie jak serce, żołądek czy nerka. Ich otwór gębowy, zaopatrzony w szczęki, otacza wieńiec ramion służący do zdobywania pokarmu.



Ryc. 77. Głownóg *Ortoceras* sp. Przekrój poprzeczny, w którego części centralnej znajduje się rurka syfonalna. Sylur, wenlok. Kielce-Bukówka. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW

W przeciwieństwie do współczesnych, wśród paleozoicznych głownogów dominowały formy mające szkielet zewnętrzny, czyli muszlę. Ciało zwierzęcia mieściło się w najmłodszej komorze tej muszli, zwanej mieszkalną, natomiast starsze komory, tworzące tzw. frągmokon, pozostawały puste. U współczesnych głownogów z grupy łodziowatych wypełnia je mieszanina gazów zbliżona składem do powietrza. Przez wszystkie komory przechodzi splot tkanek nazywany syfonem. Otacza go rurka syfonalna. Tkanki budujące

syfon mają zdolność wydzielania wody i soli. Rolą syfonu jest stabilizacja ciała głowonoga w toni wodnej poprzez doprowadzanie lub odprowadzanie z pustych komór płynu o składzie zbliżonym do wody morskiej, który działa jak balans grawitacyjny, regulujący ciężar (wyporność) zwierzęcia.

Pod względem kształtu i wielkości (od kilku milimetrów do ponad 20 metrów) głowonogi stanowią najbardziej zróżnicowaną grupę mięczaków. Wymarłe głowonogi obejmują zarówno zwierzęta, których proste muszle przypominały wydłużone stożki, jak u ortocerasów, były gładkie, okrągłe, spiralnie zwinięte jak u klymienii i goniatytyw, albo jak u amonitów – spiralnie zwinięte i urzeźbione. Belemnity natomiast miały kształt wydłużonego stożka i wewnętrzny element szkieletowy zwany rostrum, który rzadko zachowuje się jako skamieniałość.

Głowonogi o prostych muszlach żyły głównie w erze paleozoicznej. Ich przykładami są skamieniałości z rodzajów *Ortoceras* (ryc. 77), występujące w piaskowcach sylurskich na Bukówce, i *Lysagoraceras* z wapieni cheilocerasowych Kadzielni (ryc. 45).

Amonitowate to podgromada głowonogów obejmująca **klymenie, goniatyty, ceratyty i amonity właściwe**. Cechą, pozwalającą je rozróżnić jest kształt linii przegrodowej zwanej też linią zatokową lub lobową. Jest to linia kontaktu przegrody komory ze ścianą muszli. Może być ona prosta, falista i dodatkowo liściasto rozczłonkowana.

Goniatyty i klymienie istniały stosunkowo krótko. Pojawiły się bowiem we wczesnym dewonie a wymarły w permie. Różnią się one położeniem rurki syfonalnej, która u klymienii położona jest po zewnętrznej, grzbietowej stronie muszli a u gonia-



Ryc. 78. Głowonóg, goniatyt z rodzaju *Cheiloceras*. Górny dewon, famen. Kadzielnia. Fot. AFM



Ryc. 79. Głowonóg, klymenia z rodzaju *Cosmoclymenia*. Górny dewon, famen. Kowala. Fot. WW

tytyw – po wewnętrznej, brzusznej. Przykładem goniatyw są przedstawiciele rodzaju *Cheiloceras* (ryc. 78), natomiast klymienii – rodzaju *Cosmoclymenia* (ryc. 79).

Goniatyty i klymenie mają znaczenie stratygraficzne w skałach wieku żywet-famen. Na terenie Geoparku znaleźć je można m.in. w wapieniach cheilocerasowych i łupkowo-marglistych osadach famenu w kamieniołomach **Kadzielnia (1), Wietrznia i Miedzycórza (3), Ślichowice (2), Kowala (51) i Ostrówka (61)**.

Ceratyty pojawiły się w późnym permie i wymarły z końcem triasu. Wyróżniały się silnie rozczłonkowaną linią przegrodową. Oprócz form o gładkich muszlach (ryc. 80) pojawiły się rodzaje mające muszle żeberkowane (ryc. 81). Dla profilu górnego



Ryc. 80. Głowonóg, ceratyt *Germanonautilus bidostatus* (Schlotheim). Środkowy trias, górny wapień muszlowy. Wolica. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW



Ryc. 81. Głowonóg, ceratyt *Ceratites* sp. Środkowy trias, górny wapień muszlowy. Wincentów. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB, Kielce. Fot. WW

triasu mają znaczenie stratygraficzne. Ceratyty spotkać można w wapieniach i marglach górnego wapienia muszlowego w kamieniołomach w **Wolicy (38)** i na **Górze Rębowej** w Wincentowie **(57)**.

Amonity właściwe żyły w triasie, jurze i kredzie. Wyróżniają się rozczłonkowaniem linii przegrodowej i bogatą rzeźbą muszli w postaci żeber różnej grubości i kształtu oraz guzów. Najbardziej rozpowszechnione w osadach górnej jury są amonity z rodzaju *Perisphinctes* o żeberkach rozdławiających się w połowie wysokości skrętów lub przy brzegu brzuszonym (zewnętrznym) muszli (ryc. 82).



Ryc. 82. Głowonóg, amonit *Perisphinctes* sp. Górna jura, oksford. Wola Morawicka. Fot. JJ



Ryc. 83. Rostrum belemnity z fragmentem fragmokonu. Góra jura, oksford. Morawica. Fot. JJ

Belemnity żyły od późnego triasu do końca kredy. Jak wspomniano wcześniej skamieniałość pozostała po belemnicy stanowi wydłużone, stożkowate rostrum zbudowane z kalcytu (ryc. 83). Bardzo rzadko oprócz rostrum zachowuje się fragmokon – cienka muszla podzielona komorami gazowymi, pełniąca rolę hydrostatyczną.

Na terenie Geoparku belemnity dość licznie występują w wapieniach i marglach górnej jury w kamieniołomach w **Woli Morawickiej (69)**, Morawicy, Siedlcach, Tokarni.

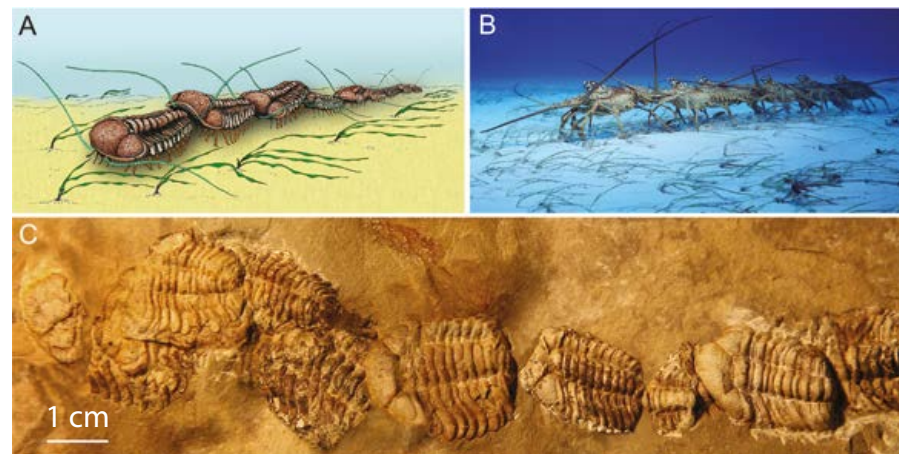
Trylobity

Trylobity to grupa stawonogów, która pojawiła się już w okresie kambryjskim, a całkowicie wymarła w permie. Ich ciało, oglądane od strony grzbietowej, było osłonięte twardym pancerzem zbudowanym z chityny i fosforanów. Pancerz ten dzielił się poprzecznie na trzy części: głowową tarczę, segmentowany tułów oraz tarczę ogonową.

Trylobity prowadziły aktywny tryb życia – poruszały się po dnie morskim lub pływały w wodzie tuż nad nim. Niektóre gatunki, pozbawione oczu, zamieszkiwały muliste osady przydenne. Dzięki badaniom paleontologów A. Kina i B. Błażejowskiego najwięcej wiemy o życiu górnodewońskich (fameńskich) trylobitów *Trimerocephalus chopini* (ryc. 84) znajdujących w kamieniołomie **Kowala (51)**. Najprawdopodobniej występował u nich dymorfizm przejawiający się w liczbie segmentów tułowia. Część osobników ma ich dziewięć a część dziesięć. Zachowane „ścieżki trylobitów wskazują, że mogły one migrować na płytkie obszary morskie w celu masowego rozmnażania i składania jaj. Podobne wędrówki są obserwowane u współczesnych stawonogów, na przykład langust. Nagła śmierć trylobitów ustawionych w szeregu mogła być spowodowana nadmiarem dwutlenku węgla i siarkowodoru w wodach przydennych.

W przypadku skał kambryjskich trylobity mają znaczenie stratygraficzne. Na terenie Geoparku pojedyncze okazy trylobitów były znalezione w skałach wieku kambryjskiego. Nieco liczniej występują w piaskowcach ortidowych wieku ordowickiego.

Spotkać je można w utworach górnego syluru, odsłaniających się w północnej części Kielc, na **Gruchawce (15)**. Najliczniej występują w marglisto-łupkowych utworach



Ryc. 84. Przykłady okresowych szeregów migracyjnych, występujących wśród wymarłych i współczesnych stawonogów: trylobitów i langust.

A. Rekonstrukcja szeregu migracyjnego trylobitów z gatunku *Trimerocephalus chopini* Kin & Błażejowski sprzed około 365 mln lat, autorstwa A. Kina i B. Błażejowskiego. Rekonstrukcji dokonano na podstawie znalezisk w kamieniołomie Kowala.

B. Przykład stosunkowo krótkiego szeregu migracyjnego, utworzonego przez sześć okazów langusty *Panulirus argus* (Linnaeus), podobnej do tej sfotografowanej przez Herrnkinda (1975, s. 828), Bimini (Bahamy).

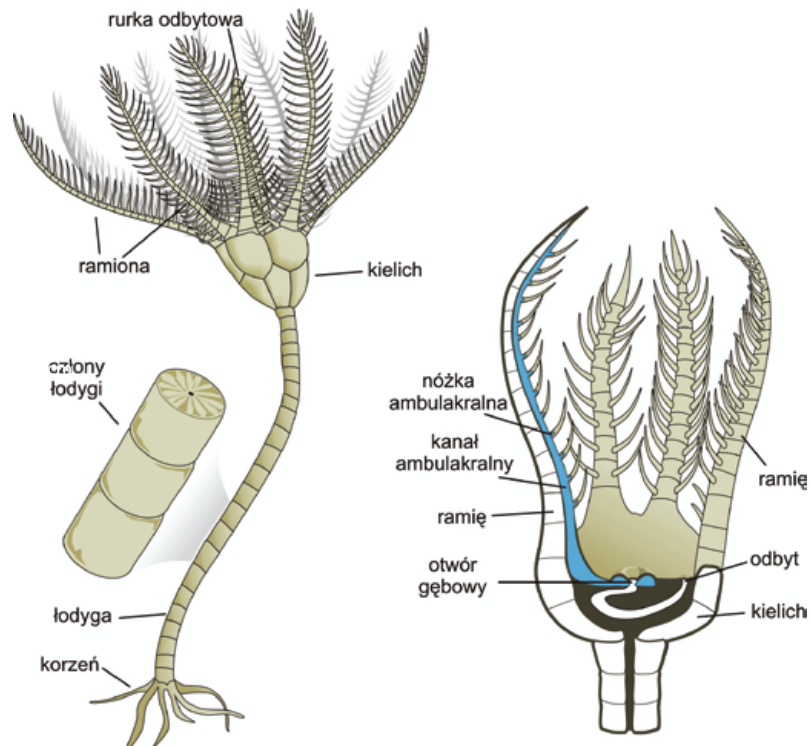
C. Typowy przykład szeregu trylobitów *T. chopini* (utworzonej przez ponad dziesięć dobrze ustawionych okazów; Kow/Ta 60) z trzeciego poziomu kamieniołomu Kowala. *Błażejowski i in., 2016*

górnego dewonu – famenu w kamieniołomie **Kowala (51)**, gdzie znaleziono ich szeregi migracyjne. Znaleźć je można także w kamieniołomach **Wietrzni i Międzygórze (3)** oraz **Kadzielni (1)**.

Liliowce

Liliowce, zwane też krynoidami, są morskimi bezkręgowcami przypominających swym wyglądem kwiaty. Należą do szkarłupni. Ich wysokość może dochodzić do 20 m., choć zwykle jest mniejsza. Żyją od kambru do dziś. W dewonie były elementem budującym dymińską rafę (ryc. 12). Większość gatunków prowadzi osiadły tryb życia, przytwierdzając się do dna morskiego, choć niektóre gatunki potrafią również swobodnie pływać. Te osiadłe tworzą podmorskie „łąki”. Ich ciało znajduje się w kielichu osadzonym na

Łodydze o zmiennej długości, od którego odchodzą pięć ramion lub ich wielokrotność. W kielichu znajduje się przewód pokarmowy, układ nerwowy i układ wodny (ambulakralny; ryc. 85), pełniący ważne funkcje życiowe: lokomotoryjną, oddechową i wydalniczą. Zarówno kielich, jak i ramiona pokryte są wapiennym pancerzykiem złożonym z drobnych płytek. Łodyga zbudowana jest z licznych segmentów zwanych trochitami, które najczęściej odnajdywane są jako skamieniałości. Mają one kształt koralików z dziurką w środku, przez którą przebiega kanał osiowy. Powierzchnie styku tych członów mają charakterystyczne ornamenty, zaś same człony różnią się kształtem.



Ryc. 85. Schemat budowy liliowców autorstwa M. Borowca i P. Woźniaka

Na terenie Geoparku trochity liliowców spotykane są w skałach wszystkich okresów geologicznych, począwszy od ordowiku. Najliczniej występują w wapieniach dolnego karbonu (ryc. 49), odsłaniających się na Todowej Grzędzie w północnej ścianie kamieniołomu Ostrówka (61) oraz w wapieniach dolnego wapienia muszlowego (**Wolica – 38**).

Graptolity

Graptolity to wymarła gromada zwierząt zaliczanych do **półstrunowców**. Żyły w okresie od **kambru** do wczesnego **karbonu**. Tworzyły kolonie zwane rabdozomami, pojedyncze osobniki w rabdozomie osłonięte były zewnętrznym szkieletem chitynowym w kształcie rurek zwanych tekami. Pierwsza teka kolonii, tzw. sikula, mieściła osobnika, który powstawał na drodze płciowej. Kolejne osobniki kolonii rozwijały się przez pączkowanie. Teki poszczególnych osobników układały się w gałązki (ryc. 63) tworząc kolonie o różnych kształtach – proste, zakrzywione czy spiralne, siateczkowate, liściaste lub drzewkowate. Były organizmami **planktonicznymi**, zasiedlającymi górne partie otwartych mórz i oceanów. Są uznawane za wskaźnik głębokowodności zbiorników wodnych, w których powstały skały zawierające te skamieniałości. Mają duże znaczenie stratygraficzne w przypadku skał ordowiku i syluru.

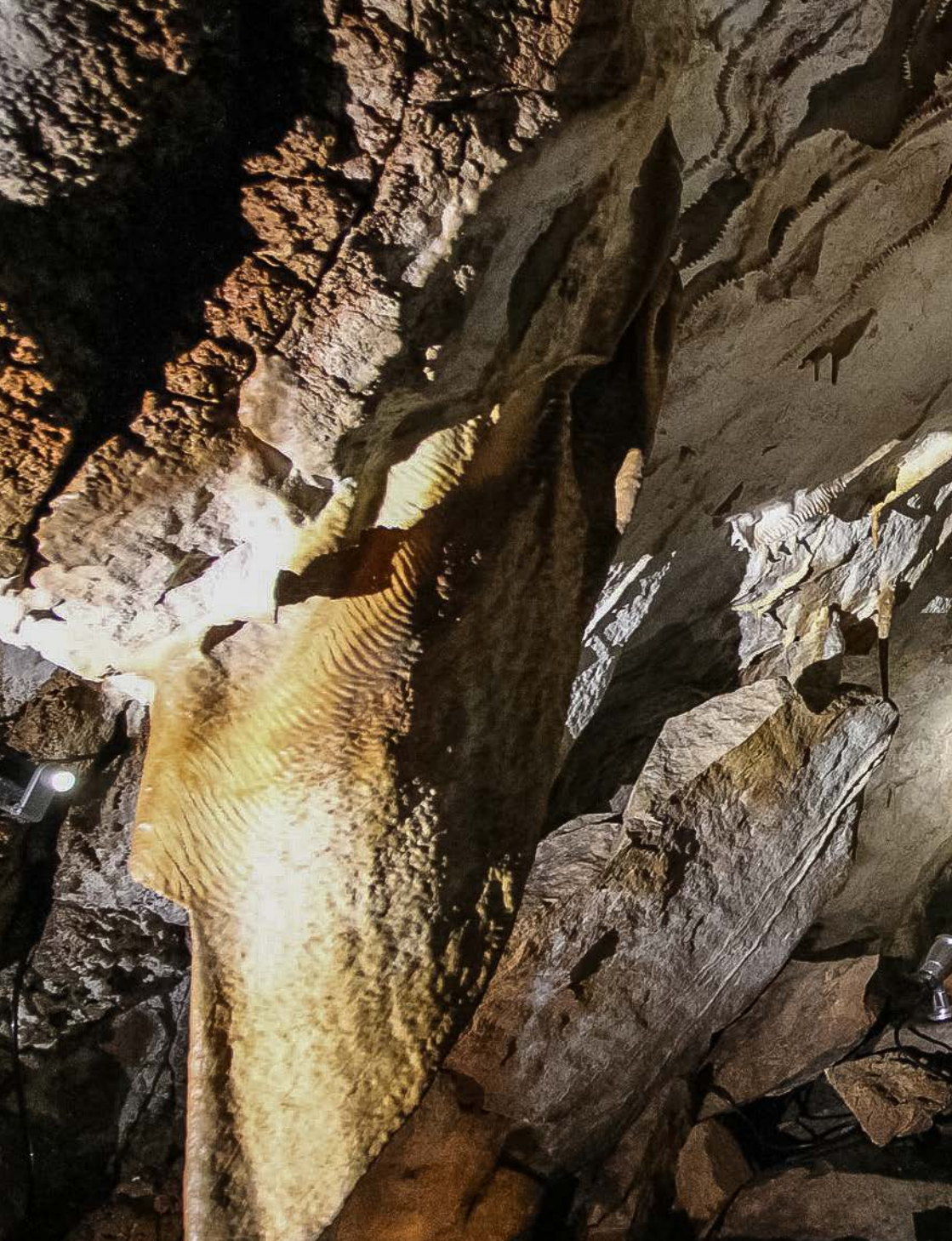
Na terenie Geoparku występują rzadko w łupkach syluru na Bukówce.

Ryby pancerne

Ryby pancerne – plakodermy to wymarła gromada ryb tarczogłowych, żyjących od późnego syluru do końca dewonu. Ryby te były morskimi drapieżnikami. Ich głowę i przednią część tułowia pokrywały płyty zbudowane z kości skórnych¹. Pancerz tułowia połączony był z czaszką za pomocą stawu. Ryby posiadały szczęki o prostej budowie (u większości plakodermów złożonej z jednej kości) uzbrojone w zęby. Kolczaste zęby zbudowane były z tkanki zębiny (zbliżonej do budującej zęby człowieka) nie osłoniętej szkliwem. Dzięki niej ryby mogły odbierać takie bodźce jak temperatura wody, jej zasolenie czy ruch. Największą rybą pancerną był *Dunkleosteus*, którego długość ciała dochodziła do 10 m.

Skamieniałościami ryb pancernych są głównie płyty pancerza lub ich fragmenty. Na terenie Geoparku zachowały się jako pustki skalne w piaskowcach dolnego dewonu (góra Buk i **Świnia Góra (14)** w Kielcach. W utworach marglisto-łupkowych górnego dewonu (famen) bardzo rzadko można napotkać płyty i fragmenty szczęk.

1. Kości skórne, zwane też pokrywowymi lub wtórnymi, powstają przy powierzchni ciała kręgowców. Mogą tworzyć elementy szkieletu zewnętrznego – skórno albo stają się elementami szkieletu wewnętrznego, jak na przykład część kości czaszki czy niektóre kości obręczy barkowej.



IV. FORMY I PROCESY KRASOWE

Co to jest kras?

To proces rozpuszczania skał przez wody powierzchniowe i podziemne, wzbogacone w dwutlenek węgla (CO_2). Jest to proces wietrzenia chemicznego, zachodzący głównie w skałach węglanowych (wapień, dolomity), siarczanowych (gipsy) i solach (sól kamienna). Występuje zarówno na powierzchni, prowadząc do powstawania m.in. lejów krasowych, jak i pod powierzchnią terenu, tworząc jaskinie.

Ponieważ procesy krasowe zachodziły w okresach lądowych, kiedy obszary wyniesione podlegały intensywnej erozji i wietrzeniu, materiał wypełniający pustki krasowe dostarcza nam cennych informacji o środowisku i organizmach, które w tych okresach żyły. Formy krasowe stanowią zatem swoiste kapsuły czasu.

Jaskinia Raj, draperia nazywana „Harfa”. Fot. ŁZ

Na terenie Geoparku formy krasowe występują głównie w skałach węglanowych środkowego i górnego dewonu, węglanowych zlepieńcach permskich oraz w wapieniach górnej jury. W mniejszym stopniu procesy krasowe zaznaczyły się w skałach węglanowych środkowego triasu – wapienia muszlowego.

W przeszłości geologicznej Geoparku można wyróżnić kilka etapów rozwoju krasu. Najstarszy, dewoński obejmował procesy krasowe zachodzące na powierzchni dewońskich skał węglanowych w okresach, kiedy były one wynurzone ponad powierzchnie morza (**Jaworznia – 52**). Najdłuższy z nich miał miejsce w karbońsko-permsko-wczesnotriasowym okresie lądowym około 240–320 mln lat temu. Był on związany z niszczeniem górotworu waryscyjskiego, w znacznej części zbudowanego z wapieni i dolomitów. Zapisem tego etapu są zlityfikowane, twarde utwory piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe, na ogół brunatnej barwy, wypełniające kanały, leje i szczeliny w obrębie wapieni, widoczne m.in. w kamieniołomach **Kadzielni (1)**, **Wietrzni i Międzygórze (3)**. Z etapem tym związane jest także powstanie kalcytu grubokrystalicznego – Różanki Zelejowskiej (**Zelejowa – 19**, **kamieniołom Korzecko – 20**) czy wapieni i piaskowców wapiennych, stanowiących wypełnienia komór i kanałów krasowych (**jaskinie Jaworzni – 52**).

Młodszy etap kenozoiczny rozpoczął się w paleogenie (około 65 mln lat temu) i trwa do dziś, przy czym nasilenie procesów krasowych miało miejsce w neogenie (1,8–23 mln lat temu). Kopalne (wypełnione osadami) i reliktowe (puste, ale pozbawione przeływu wód podziemnych) formy krasowe z tego etapu znajdują się m. in. na **Kadzielni (1)**, **Wietrzni i Międzygórze (3)**, **Grabinie (10)**, **Miedziance (18)**, **Kozim Grzbiecie (62)**, **Zelejowej (19)**, **Czerwonej Górze (26)**, górze **Rzepce** i w **kamieniołomie Korzecko (20)**.

Najbardziej spektakularnymi formami krasowymi są jaskinie. Na terenie Geoparku występuje ponad 65 różnej wielkości jaskiń i schronisk skalnych. Najbardziej znaną jest **jaskinia Raj** w Dobrzączce (**17**), utworzona w wapieniach środkowego dewonu prawdopodobnie w późnym neogenie lub wczesnym czwartorzędzie. Wyróżnia się ona bogactwem szaty naciekowej obejmującej prawie 50 tysięcy stalaktytów, stalagmitów i pojedynczych kolumn. Formy naciekowe jaskini Raj nie są stare. Zaczęły się tworzyć kilkadziesiąt tys. lat temu.

W namuliskach wypełniających jaskinię, oprócz kości drobnych kręgowców, znaleziono kości i zęby niedźwiedzia jaskiniowego, hieny jaskiniowej i nosorożca włochaatego oraz wielu innych zwierząt żyjących w okolicach jaskini podczas najmłodszego

okresu lodowcowego (gdy lądolód nie dotarł jednak do tego regionu). Bardzo interesującymi okazały się znaleziska archeologiczne, takie jak narzędzia kamienne, którymi posługiwał się człowiek neandertalski, okresowo zamieszkujący jaskinię w środkowym paleolicie (40–300 tys. lat temu).

Najdłuższe jaskinie w regionie świętokrzyskim to system Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej (długości 3670 m), Jaskinia Pajęcza (1183 m), do których wejścia znajdują się w kamieniołomie **Jaworznia (52)**, oraz Jaskinia w Sztolni Zofia na Miedziance (279 m; **stanowisko 18**). Jaskinie te utworzone są w wapieniach górnego dewonu.

Poza dwoma największymi wyżej już wymienionymi jaskiniami, w **Jaworzni (52)** znajduje się jeszcze 8 mniejszych jaskiń i schronisk skalnych należących do tego samego systemu krasowego, co te największe, tylko sztucznie oddzielonych od nich wyrobiskami kamieniołomów. W górze Miedziance występuje zaś 10 jaskiń i reprezentują one jeden z najstarszych, na terenie Geoparku, systemów krasowych ery kenozoicznej, powstały bowiem najprawdopodobniej już w paleogenie. Właśnie z procesami wietrzenia i krasowymi związane jest powstanie wtórnego złoża rud miedzi w tej górze, eksploatowanego czasach historycznych. W wyniku działalności górniczej jaskinie **Miedzianki (18)** – wspomniana już Jaskinia w Sztolni Zofia, Jaskinia w Sztolni Teresa czy Jaskinia Nowa stanowią w części naturalne kanały krasowe, które zostały oczyszczone z namulisk, poszerzone i połączone systemem sztucznych sztolni i chodników. Podobnie przekształconą górniczo, podczas prac poszukiwawczych za galeną – siarczkiem ołowiu, jest znacznie mniejsza Jaskinia **Pieć pod Skibami (25)**, powstała w wapieniach środkowego dewonu (żywet). Pięć jaskiń występuje w Górze Zelejowej, także w wapieniach środkowego dewonu, trzy natomiast w permskich zlepieńcach na Czerwonej Górze.

Miejscem, gdzie występuje największa ilość jaskiń w stosunku do powierzchni, jest **Kadzielnia (1)**. Dotychczas odkryto tu 26 jaskiń i schronisk skalnych o łącznej długości prawie 500 m. Trzy z nich: Jaskinia Odkrywców, Prochownia i Szczelina na Kadzielni udostępnione są do zwiedzania Podziemną Trasą Turystyczną. W kamieniołomach **Wietrzni (3)** zlokalizowano 5 jaskiń a w kamieniołomach na **Ślichowicy (2)**. Wszystkie one rozwinięte są w wapieniach i dolomitach środkowego i górnego dewonu.

Jaskinie, w liczbie siedmiu, utworzone w wapieniach górnej jury występują na terenie **rezerwatu Milechowy (27)** a dwie – na pobliskiej górze Czubatce w Bocheńcu.

Interesującymi formami krasu powierzchniowego są ponory, czyli miejsca, gdzie płynące na powierzchni wody znikają w zagłębieniach terenu i dalej płyną podziemnymi kanałami krasowymi. Dwa ponory znajdują się na południe od miejscowości **Rykoszyn (58)**, zaś kilka mniejszych i okresowych – w dnie lejów krasowych w miejscowości Łaziska położonej na zachód od Jaworzni.

Leje krasowe zobaczyć można w kilku miejscach na terenie Geoparku. Poza wspomnianymi już w Łaziskach, gdzie zagłębienia w powierzchni terenu mają zróżnicowaną wielkość od kilku do około 50 m średnicy i głębokość kilku metrów, duży lej krasowy znajduje się w **Zagórze (54)** położonym na zachód od Jaworzni. Przekroje przez leje krasowe widoczne są na **Kadzielni (1)** i w **kamieniołomie na górze Grabina (10)**.



Ryc. 86. Rosnące stalaktyty, Jaskinia Raj. Fot. ŁZ



V. ŚLADY GÓRNICTWA KRUSZCOWEGO

Szolnia Zofia w kopalni „Miedzianka”. Fot. ŁZ

Obszar Geoparku Świętokrzyskiego należy do najważniejszych w Polsce obszarów związanych z wielowiekową eksploatacją kruszców metali, przede wszystkim ołowiu i miedzi.

Pierwotna mineralizacja kruszczowa, na terenie Geoparku powstawała w okresie od dewonu po wczesny trias (ryc. 14). Mineralizacja pierwotna obejmuje kruszce siarczkowe (takie jak galena, chalkopiryt, sfaleryt) powstałe w wyniku procesów hydrotermalnych. Współwystępują one z grubokrystalicznym kalcytem i barytem w postaci żył w obrębie wapieni dewońskich i permskich oraz zlepieńców permskich. Tworzą także impregnacje w piaskowcach triasowych, rzadziej w permskim zlepieńcu.

Mineralizacja wtórna, rozwijająca się w kenozoiku, reprezentowana jest przez minerały węglanowe, tlenkowe i proste minerały siarczkowe (malachit, azuryt, tenoryt, chalkozyn, getyt), które utworzyły się z kruszców siarczkowych w strefach wietrzenia na skutek utlenienia i oddziaływania wód powierzchniowych. Często ma postać nalotów i naskorupień na powierzchniach spękań, ale w przypadku złóż miedzi tworzy też duże nagromadzenia wypełniające pustki krasowe, które były głównym przedmiotem historycznej eksploatacji.

Wtórne nagromadzenia brył kruszczowych, głównie galeny, powstałe w wyniku zwietrzenia (skrasowienia) wapiennych lub dolomitowych skał otaczających, występują powszechnie w glinie rezydualnej wypełniającej zagłębienia, leje, komory krasowe w obrębie paleozoicznych skał węglanowych.

Górnictwo kruszczowe rozwijało się od średniowiecza, a w przypadku kopalni miedzi w Miedziance prawdopodobnie już od czasów imperium rzymskiego. Kopalnia ta funkcjonowała najdłużej. Zamknięto ją w 1954 r. z powodu wyczerpania się złoża.

Największe gniazda i bryły galeny i najbogatsze żyły kruszczowe znajdowano na obszarze obecnych Kielc, na Karczówce, Grabinie, Stokowej Górze, Bruszni i Janowskich Górach. Z największej bryły galeny, wydobytej na Grabinie Wielkiej w 1646 r., wyrzeźbiono figurę św. Barbary, znajdującą się w kościele na Karczówce.

Szacuje się, że z obszaru Geoparku wydobyto dziesiątki tysięcy ton galeny i tony srebra. Jeśli chodzi o miedź, to w okresie I wojny światowej, tylko w roku 1917, Austriacy wydobyli ze złoża Miedzianki ponad 1000 ton kruszcu, z którego uzyskano 66 ton miedzi i 91 kg srebra.

Śladami po eksploatacji kruszców oraz ich hutnictwie na terenie Geoparku są:

- hałdy górnicze (**Miedzianka – 18, rezerwat Moczydło – 53**);
- zagłębienia i leje po szybach i szybikach (**Góra Karczówka – 8, Góra Grabina – 10**,
- **Miedzianka – 18, Czerwona Góra – 26, Góra Żakowa – 41, Góra Ołowianka koło Szewców – 42, Moczydło – 53**);
- tzw. „szpary” górnicze (**Góra Karczówka – 8, ryc. 87, Moczydło – 53**);
- sztolnie poszukiwawcze (**Miedzianka – 18, Jaskinia Piekło pod Skibami – 25, Góra Żakowa – 41**);
- odsłonięcia żył i gniazd kruszczowych (**Góra Zelejowa – 19, kamieniołom Korzecko – 20, kamieniołom Stokówka – 23, Czerwona Góra – 26**);
- przekształcone antropogenicznie doliny rzeczne, z pozostałościami hut i młynów rudnych (**przełom rzeki Hutki – 30**),
- relikty tras kolejek górniczych z I wojny światowej (Miedzianka-Rykoszyn).

Przez historyczne miejsca wydobycia galeny na Karczówce prowadzi Ścieżka Geologiczno-Kruszczowo-Górnicza. Z historią wydobycia miedzi w Miedziance można się zapoznać w Muzealnej Izbie Górnictwa Kruszcowego w Miedziance.

Zachowane relikty robót górniczych stanowią unikatowe świadectwo rozwoju górnictwa kruszczowego od średniowiecza po czasy nowożytne i okres industrialny.



Ryc. 87. „Szpara” górnicza na Karczówce.
Fot. AFM



VI. DZIEDZICTWO GEOPARKU

Loggia barokowej (1642 r.) Pałacu Biskupów Krakowskich w Kielcach, do wystroju której użyto marmurów chełcińskich. Fot. PK

DZIEDZICTWO HISTORYCZNO-KULTUROWE

Dziedzictwo kulturowe Geoparku Świętokrzyskiego tworzy niezwykle bogatą opowieść o relacji człowieka z krajobrazem, w którym żyje od tysięcy lat. To region, gdzie historia ludzka wyrasta z geologicznego fundamentu, a skały, jaskinie i wzgórza stają się naturalną sceną dla rozwoju osadnictwa, rzemiosła, religii, handlu, wierzeń i pracy. Właśnie dlatego historia tego obszaru jest nierozdzielna z jego geologią – od pradawnych schronień w jaskiniach po średniowieczne zamki i niedawno stawiane kościoły, od tradycji górniczych po współczesne rzemiosło.

Najstarsze ślady obecności człowieka odkryto przede wszystkim w jaskini Raj, która jest jednym z najcenniejszych stanowisk archeologicznych w Europie Środkowej. To tu, około 50–60 tys. lat temu, przebywali neandertalczycy pozostawiając narzędzia krzemienne, kości zwierząt i ślady ognisk. Dziś Raj jest zarówno unikatową jaskinią krasową, jak i miejscem, które pozwala dosłownie zajrzeć w głąb prehistorii.

W średniowieczu obszar Geoparku stał się terenem dynamicznego rozwoju osad, ośrodków obronnych i religijnych. Najważniejszym ich symbolem pozostaje średniowieczny (XIV w.) Zamek Królewski w Chęcinach, majestatycznie wzniesiony na wapiennej grani. Przez wieki strzegł on ważnych traktów handlowych i stanowił centrum politycznej aktywności królów i możnych. Panorama, jaka rozciąga się z jego baszt, pozwala zrozumieć, jak strategiczne było to miejsce. Równie istotna jest Karczówka w Kielcach – wzgórze z XVII-wiecznym klaszturem bernardynów, ściśle związane z historią górnictwa ołowiu. Postać św. Barbary wyrzeźbiona w wielkiej bryle galeny, do dziś przypomina o ciężkiej pracy gwarków i o tym, jak silnie życie duchowe mieszkańców wiązało się z ich codziennością zawodową.

Tradycje górnicze i kamieniarskie w całym regionie są wyjątkowo długie. Miedzianka, Zelejowa, Bolechowice czy Karczówka to miejsca, gdzie przez stulecia wydobywano rudy miedzi, ołowiu, żelaza oraz wapień wykorzystywane w architekturze i sztuce. W krajobrazie zachowały się liczne ślady tej działalności: „szpary” górnicze, leje i zapadliska w miejscach szybów, hałdy i wyrobiska. Wiele z nich jest dziś przekształconych w ścieżki geoturystyczne, punkty widokowe lub rezerваты przyrody nieożywionej, które łączą funkcje przyrodnicze, naukowe i kulturowe.

Dziedzictwo Geoparku to jednak nie tylko monumentalne obiekty zbudowane głównie z miejscowego materiału kamiennego i pozostałości kopalń, lecz także bogata kultura ludowa. W okolicznych wsiach do dziś zachowały się tradycyjne obrzędy, muzyka

i rzemiosło. W Chałupkach nadal żywe jest garncarstwo, zaś dawne techniki wytopu ołowiu czy kowalstwa oglądać można w skansenie w Tokarni. To wyjątkowe muzeum na wolnym powietrzu prezentuje codzienne życie mieszkańców regionu z przełomu XVIII i XIX w. Drewniane chałupy, dwór szlachecki, kuźnia, młyny, warsztaty rzemieślnicze i urokliwe zagrody pozwalają zrozumieć, jak wyglądał świat, w którym żyli przodkowie współczesnych mieszkańców.

Żywa jest również lokalna obrzędowość. Dożynki, Zielone Świątki, kolędowanie, procesje wielkanocne czy błogosławienie pól są tu obchodzone w formach niewiele różniących się od tych sprzed dziesiątek lat. Zespoły ludowe kontynuują tradycje śpiewu, tańca i barwnych strojów, a koła gospodyń pielęgnują kulinarne receptury i rękodzieło przekazywane z pokolenia na pokolenie. Kultura ta, choć zakorzeniona w historii, jest wciąż żywa i stanowi ważny element współczesnej tożsamości regionu.

W krajobrazie Geoparku szczególne miejsce zajmuje dziedzictwo przemysłowe. Dawne, duże kamieniołomy na terenie Kielc: Kadzielnia, Ślichowice i Wietrznia, przekształcone zostały w parki, rezerваты i centra edukacyjne. Między skalnymi ścianami można prześledzić historię Ziemi, ale także historię człowieka, który przez stulecia korzystał z lokalnych zasobów mineralnych. W wielu miejscach widoczne są pozostałości przemysłu wapienniczego, który w XX w. wraz z cementowym stał się filarem lokalnej gospodarki. Dzisiejsze zakłady w Nowinach kontynuują tę tradycję, jednocześnie nadając jej nowoczesny charakter.

Do najważniejszych obiektów kulturowych, które warto odwiedzić, należą Zamek Królewski w Chęcinach, Park Etnograficzny w Tokarni i dawny Pałac Biskupów Krakowskich w Kielcach. Pałac ten razem z Katedrą Kielecką są formalnie uznane za pomnik historii, jedyny tej rangi zabytek na obszarze Geoparku.

Wśród urokliwie położonych miejscowości wymienić należy Bolmin, Bocheniec czy Zgórsko. Swoiste piękno skrywają w sobie tradycyjne układy ruralistyczne okolic Morawicy i Piekoszowa, z kapliczkami, krzyżami i małą architekturą sakralną.

DZIEDZICTWO PRZYRODY ŻYWEJ

Przyroda żywa Geoparku Świętokrzyskiego jest niewiele mniej fascynująca jak jego geologia i historia. Choć region znany jest przede wszystkim z odsłoneń skalnych, jaskiń i dawnych kamieniołomów, to właśnie one stały się ostoją wyjątkowej różnorodności biologicznej. Wapienne wzgórza, doliny rzek, suche murawy, lasy bukowe i sosnowe, a także wilgotne łąki tworzą tu mozaikę siedlisk, które są domem wielu rzadkich gatunków roślin i zwierząt. To przestrzeń, w której przyroda i człowiek współistnieją od wieków, a naturalne procesy nieustannie kształtują krajobraz.

Szata roślinna Geoparku jest wyjątkowo zróżnicowana dzięki wielkiej różnorodności siedlisk i podłoży geologicznych. Na wapiennych zboczach Pasma Chęcińskiego, zwłaszcza na Górze Zelejowej, Rzepce i Miedziance, rozwijają się murawy kserotermiczne – jedne z najcenniejszych ekosystemów w skali kraju. Te ciepłolubne zbiorowiska roślinne przypominają nieco stepowe polany, pełne ziół, traw i kwitnących latem roślin o intensywnych barwach. To tutaj rosną takie rzadkości jak ostnica Jana, zawciąg pospolity, dziewięcisz beżłodygowy, sasanka łąkowa czy liczne storczyki. Murawy są także ważną ostoją motyli: modraszków, modraszków nausitous czy paziowatych, które upodobały sobie ciepłe i nasłonecznione zbocza wzgórz.

W wielu miejscach Geoparku można spotkać zbiorowiska roślinne związane z dolinami rzek. Występują one zwłaszcza w dolinach Bobrzy, Hutki, Lubrzanki i Nidy. Na wilgotnych łąkach zakwitają pełne kwiatów siedliska z kozłkiem, kaczeńcem, mieczykiem dachówkowatym czy krwiściągami lekarskim. Wiosną brzegi cieków wodnych rozświetlają zawilce, żywokosty i knieć błotna, a latem pojawia się bogactwo owadów i ptaków wodno-błotnych.

Lasy Geoparku tworzą szczególnie ważną część jego przyrodniczego dziedzictwa. Spotkać tu można zarówno buczyny karpackie, żyzne grądy, jak i świetliste bory sosnowe. Buczyny zajmują cieniste doliny i stoki wzgórz, a ich runo wiosną rozświetlają zawilce, czosnki niedźwiedzie oraz miodunki. Na bardziej suchych siedliskach dominują sosny, tworzące jasne bory przecinane skalistymi progami i grzbietami. W lasach tych żyją sarny, dziki, kuny leśne, a coraz częściej także jelenie i lisy.

Szczególnie interesującym elementem przyrody żywej są gatunki zwierząt związane z wapiennymi naturalnymi lub sztucznymi (antropogenicznymi) ścianami. W wyrobiskach na Kadzielni, Wietrzni czy Miedziance można dostrzec jerzyki, kopciuszkę, pliszki górskie i oknówki – ptaki, które przystosowały się do życia w skalnych ścia-

nach. W jaskiniach i sztolniach zimują nietoperze, m.in. nocek duży, nocek rudy i podkowiec mały, stanowiąc ważny element europejskich populacji tych owadożernych ssaków. Kamieniołomy są także schronieniem dla płazów i gadów – spotkać tu można jaszczurkę zwinkę, zaskrońca, a w wilgotniejszych obniżeniach nawet traszki i ropuchy.

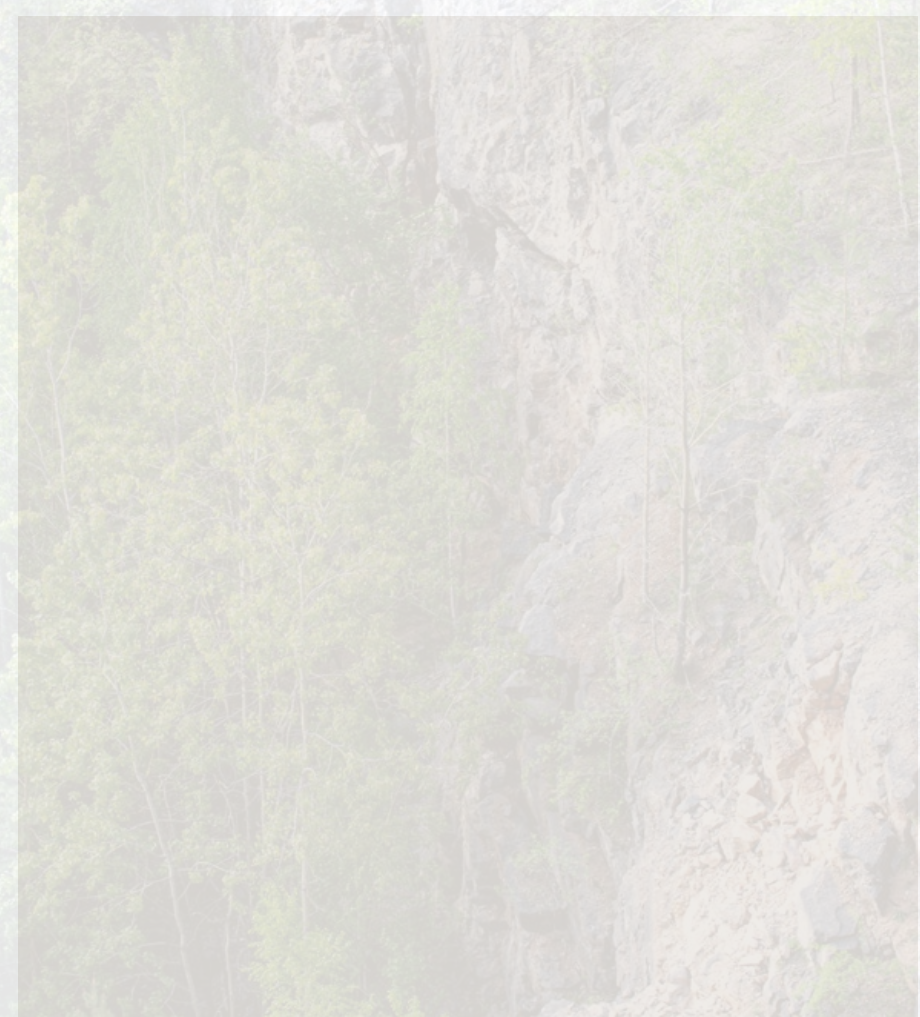
Bogactwo fauny widoczne jest również na terenach rolniczych i otwartych przestrzeniach. Na łąkach i polach można usłyszeć skowronki, kuropatwy, potrzeszcze i przepiórki. W krajobrazie rolniczym nadal obecne są dawne miedze i zakrzaczenia, które stanowią ważne korytarze ekologiczne dla małych ptaków i drobnych ssaków. Szczególnie malownicze są doliny rzeczne, stanowiące miejsca żerowania czapli siwych, bocianów, zimorodków i dzięciołów zielonych.

Znaczną część Geoparku zajmują obszary prawnie chronione – rezerваты przyrody, Chęcinsko-Kielecki Park Krajobrazowy, obszary chronionego krajobrazu, obszary Natura 2000 i użytki ekologiczne (ryc. 7). Rezerваты przyrody nieożywionej chronią nie tylko dziedzictwo geologiczne, ale także bogactwo roślin i zwierząt. W systemie jaskiniowym Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej żyją jedne z najliczniejszych w regionie kolonii nietoperzy, a unikatowe warunki jaskiniowe sprzyjają rozwojowi wyspecjalizowanych organizmów podziemnych. W rezerwatach przyrody nieożywionej na Górze Zelejowej, Miedziance i Rzepce chronione są murawy kserotermiczne oraz rzadkie gatunki storczyków i motyli. W rezerwacie Moczydło ochronie podlega mozaika siedlisk leśnych i wilgotnych łąk, a na Karczówce fragmenty cennych buczyn.

Różnorodność biologiczna Geoparku jest ściśle związana z jego zróżnicowaną rzeźbą terenu i bogactwem geologicznym. Każda skała, każde odsłonięcie i każdy fragment doliny tworzą specyficzne warunki mikroklimatyczne, które sprzyjają powstawaniu unikatowych siedlisk. Dzięki temu region jest jednym z najbardziej różnorodnych przyrodniczo obszarów w centralnej Polsce. Dawne kamieniołomy, choć na pierwszy rzut oka kojarzone z działalnością człowieka, stały się współcześnie cennymi enklawami przyrodniczymi, w których odradzają się naturalne procesy i pojawiają się gatunki rzadkie lub zagrożone wyginięciem.



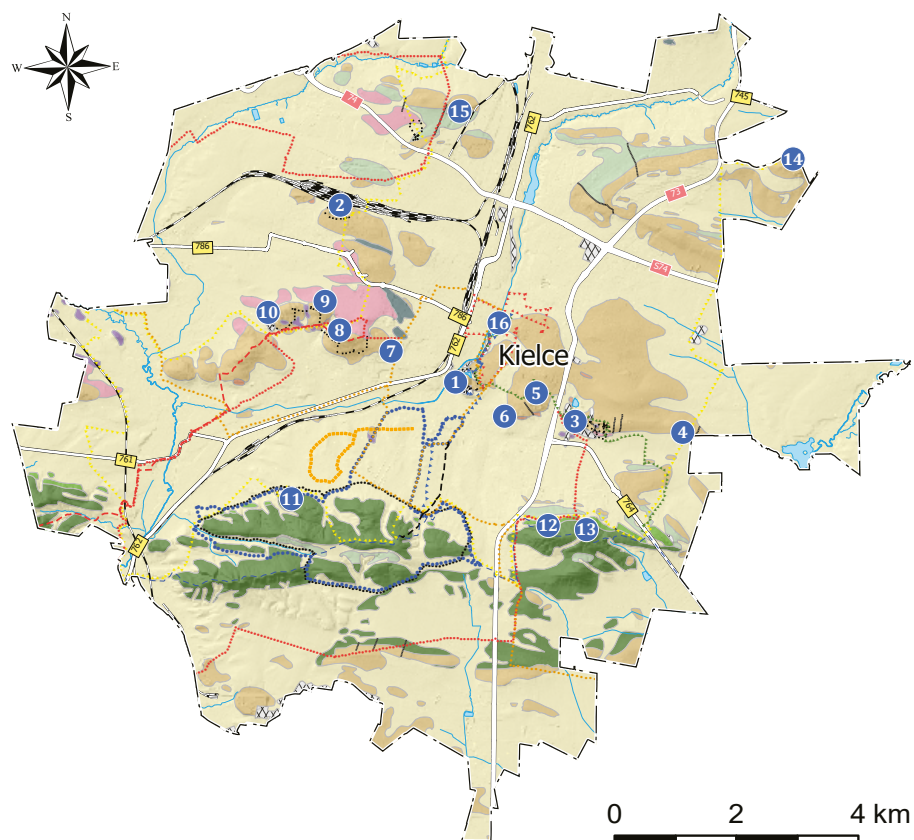
DZIEDZICTWO GEOLOGICZNE – GEOSTANOWISKA



Zachodnia ściana wyrobiska zachodniego w kamieniołomie Jaworznia, zbudowana z wapieni górnego dewonu (franu). Fot. RT

GEOLOGICZNE KIELCE

Kielce są wyjątkowym miastem nie tylko na mapie Polski, ale i Europy. Na jego terenie występują bowiem skały wszystkich okresów ery paleozoicznej, a także triasu należącego do ery mezozoicznej oraz okresów: paleogenu, neogenu i czwartorzędu ery kenozoicznej, powstałe na przestrzeni 540 mln lat. Większa część miasta położona jest na wychodni skał trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, głównie w granicach południowego (kieleckiego) regionu tego trzonu. Niektóre dzielnice zachodniej części miasta znajdują się na obszarze zachodniego odcinka permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (ryc. 2).



Ryc. 88. Mapa geologiczna Miasta Kielce z lokalizacją geostanowisk

Na terenie Kielc wytypowano 16 geostanowisk (ryc. 88), opisanych poniżej, które dają wgląd w budowę geologiczną. Ze skałami okresu dewońskiego można się zapoznać w trzech rezerwach przyrody nieożywionej: Kadzielnia (1), Rezerwacie Skalnym

im. Jana Czarnockiego (popularnie nazywanym Ślichowicami) (2) i Rezerwacie Wietrznia im. Zbigniewa Rubinowskiego (3) jak również w rezerwacie krajobrazowym Karczówka (8), natomiast ze skałami wieku kambryjskiego i ordowickiego – w rezerwacie przyrody nieożywionej Biesak-Białogon (11). Ponadto w mieście funkcjonuje Centrum Geoedukacji oraz Muzeum Geologiczne Oddziału Świętokrzyskiego Polskiego Instytutu Geologicznego-Polskiego Instytutu Badawczego, których ekspozycje również przybliżają budowę geologiczną obszaru Kielc.

1. KAMIENIOŁOM KADZIELNIA

50°51'42.21"N, 20°37'01.35"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: centrum miasta Kielce, pomiędzy ulicami: Krakowską, Aleją Legionów, Gagarina i Pakosz

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: środkowa część Pasma Kadzielniańskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Wyrobisko nieczynnego kamieniołomu „Kadzielnia” wraz z reliktem dawnej góry Kadzielni – częściowo antropogenicznym wzniesieniem zwanym Skałką Geologów

FORMA OCHRONY

Rezerwat przyrody nieożywionej Kadzielnia o powierzchni 0,6 ha utworzony w 1962 r. obejmuje tzw. Skałkę Geologów w północnej części dawnego kamieniołomu; zachodnia część wyrobiska wchodzi w obręb Kieleckiego Obszaru Chronionego Krajobrazu; Park Miejski.

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Geostanowisko udostępnione miejskimi szlakami spacerowymi: czerwonym i niebieskim oraz drogowym Świętokrzyskim Szlakiem Archeo-Geologicznym; teren dawnego kamieniołomu (poza rezerwatem) funkcjonuje jako Park Kadzielnia, udostępniony dodatkowo ścieżką geoturystyczną z tablicami informacyjnymi, Podziemną Trasą Turystyczną „Jaskinie na Kadzielni” oraz Podniebną Trasą Widokową „Tyrolki na Kadzielni”.

GEOLOGIA W SKRÓCIE

SKAŁY: wapień, margle, mułowce, iłowce

SKAMIENIAŁOŚCI: gąbki, koralowce, głowonogi, ramienionogi, ślimaki, liliowce



Ryc. 89. Skałka Geologów, którą obejmuje rezerwat przyrody Kadzielnia. Fot. WW. Archiwum Geonatury Kielce)

Skałką Geologów (wys. 295 m n.p.m., ryc. 89). W tym rozległym, głębokim wyrobisku odsłonięty został profil morskich osadów węglanowych dewonu górnego, w których rozwinęły się procesy krasowe. Od XIX w. kamieniołom stanowi przedmiot zainteresowania badaczy jako stanowisko paleontologiczne, sedimentologiczne i krasowe.

OPIS GEOSTANOWISKA

1. Skały i skamieniałości

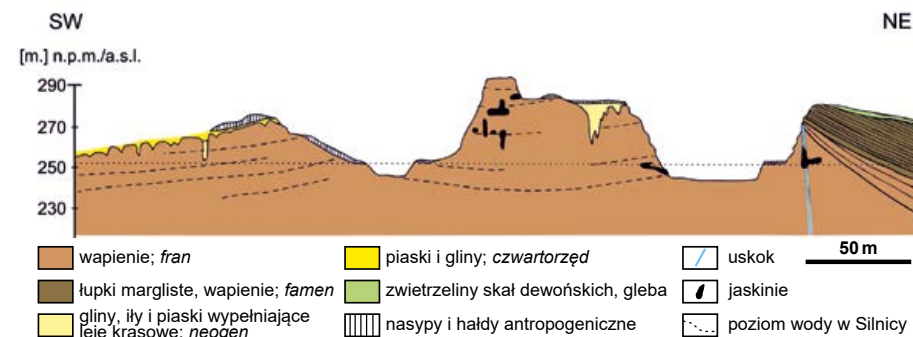
Profil dewonu górnego na Kadzielni rozpoczynają masywne (nieuławicone) wapień, tzw. wapień kadzielniański. Wapień ten budują Skałkę Geologów oraz ścianę południową i dolne partie wschodniej ściany kamieniołomu (ryc. 90). Reprezentują niższe (starsze) piętro dewonu górnego zwane franem. Wapień kadzielniański jest jasny, zbudowany ze szczątków organicznych, tkwiących w bardzo drobnoziarnistym (pelitycznym) tle. Wśród skamieniałości obecne są organizmy typowe dla późnodewońskiego, tropikalnego morza: gąbki-stromatoporoidy, koralowce, glony, ramienionogi, ślimaki, liliowce i mszywioły. Stromatoporoidy rozmieszczone są w naturalnej, przyziłkowej pozycji wzrostu. Wapień masywny w zachodniej części kamieniołomu, przechodzi w wapień uławicony (biostromalny). W momencie powstawania wapień kadzielniański tworzyły budowlę o charakterze kopca mułowego, zasiedlonego przez organizmy wymienione powyżej, który na początku późnego dewonu rozwi-

FORMY KRASOWE: jaskinie, kras kopalny

WIEK SKAŁ: górny dewon, fran-famen
WIEK FORM KRASOWYCH I WYPEŁNIAJĄCYCH JE OSADÓW: perm-wczesny trias, neogen i plejstocen-holocen

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOSTANOWISKA

Na Kadzielni, prawdopodobnie już od XVII w., wydobywano wapień dewoński. Początkowo wykorzystywano je do celów budowlanych jako kamień łamany i do produkcji wapna, a później także w przemyśle chemicznym. Eksploatacja doprowadziła do powstania kamieniołomu, rozcinającego górę Kadzielnę, której relikty stanowią ostaniec skalny, zwany



Ryc. 90. Przekrój geologiczny przez kamieniołom na Kadzielni wg Kozłowskiego i in. (1965); zmodyfikowany

nął się na skraju rozległej podmorskiej platformy węglanowej¹.

Skały należące do wyższej (młodszej) części profilu dewonu górnego odsłonięte są we wschodniej ścianie kamieniołomu, wzdłuż drogi dojazdowej do amfiteatru. Ponad wapieniami kadzielniańskimi zalegają tzw. wapień ziarniste, wapień głowonogowe – mantikocerasowe (fran) oraz cheilocerasowe i seria wapienno-marglista (należące już do wyższego piętra dewonu górnego – famenu, ryc. 91).

Wapień ziarniste zbudowane są z pokruszonych szczątków stromatoporoidów, koralowców, ramienionogów, małżoraczków, otwornic, ooidów oraz intraklastów (patrz geo-słowniczek). Wapień mantikocerasowe, poza skamieniałościami goniatytów z rodzaju *Manticoceras*, zawierają koralowce, stromatoporoidy, rzadziej muszle ramienionogów i ślimaków oraz szczątki ryb pancernych. Wapień cheilocerasowe wyróżniają się nagromadzeniami muszli łodzików z rodzaju *Lysagoraceras*



Ryc. 91. Wschodnia ściana kamieniołomu z odsłoniętym profilem dewonu górnego, pogranicze franu i famenu. Fot. TW

¹ Terminy geologiczne są wyjaśnione w geo-słowniczku na końcu *Przewodnika*

i *Mecynoceras*, rzadziej goniatytyw z rodzaju *Cheiloceras*. Miąższość tych wapieni wynosi kilka metrów. Przykrywa je seria wapienno-marglista, zbudowana z cienkoławicowych wapieni pelitycznych oraz margli i łupków ilastych, należących do famenu. Obecne są tutaj szczątki głowonogów i ryb. Skały famenu zalegają niezgodnie na starszych skałach franu, a pomiędzy nimi zaznacza się luka stratygraficzna (brak części osadów w profilu).

Opisany wyżej profil dokumentuje globalne i regionalne zdarzenia u schyłku dewonu: wahania poziomu oceanów i mórz z tendencją do stopniowego pogłębiania, ochłodzenie klimatu i spadek zawartości tlenu w wodach płytkich mórz oraz regionalne ruchy tektoniczne, które doprowadziły w konsekwencji do rozpadu i zaniku platformy węglanowej. Wahania poziomu morza podczas osadzania się wapieni pod koniec franu, powodowały przerwy w sedymentacji (luki sedymentacyjne) a nawet okresowe wynurzenia. W czasie tych wynurzeń rozwijały się procesy krasowe. Silniejsze ruchy tektoniczne miały miejsce na granicy franu i famenu. Doprowadziły one do pogłębienia morza i powstania niezgodności kątowej między skałami tych dwóch pięter. W czasie głównej fazy ruchów waryscyjskich/hercyńskich pod koniec karbonu lub na początku permu wapień kadzielniańskie zostały pocięte na bloki, poprzesuwane względem siebie, a przykrywająca je seria marglisto-łupkowa uległa pofałdowaniu. Stromo nachylona powierzchnia uskoku, powstałego w wyniku tych ruchów tektonicznych, widoczna jest na wschodniej ścianie kamieniołomu, m.in. nad wejściem do Podziemnej Trasy Turystycznej (ryc. 92). Także z tymi ruchami tektonicznymi związana jest żyłowa mineralizacja kalcytowo-kruszcowa, czyli żyły kalcytowo-barytowo-galenowe.

2. Zjawiska krasowe

Strefy spękań były bardziej podatne na procesy krasowe, które miały miejsce w permie i wczesnym triasie (245–300 mln lat temu). Powstały wówczas szczeliny, kanały, kawerny i leje wypełnione obecnie całkowicie twardym, zlityfikowanym osadem wapiennym – piaskowcem wapiennym wiśniowej i czerwonej barwy (kras kopalny).

Jednakże zdecydowana większość form krasowych Kadzielni, a przede wszystkim jaskinie, powstała znacznie później, w neogenie (kilka, kilkanaście milionów lat temu), być może również nieco wcześniej, w paleogenie. Leje krasowe i częściowo jaskinie wypełnione są piaskiem i miękkimi łożami (gliną) o różnych barwach: żółtych, ochrowych, czerwonych i wiśniowych. Kadzielnia stanowi jedno z najważniejszych i najlepiej poznanych stanowisk jaskiniowych w Polsce. To właśnie stąd



Ryc. 92. Wschodnia ściana kamieniołomu Wietrznia. Strzałka wskazuje powierzchnię uskoku.
Fot. WW

pochodzi najstarsza wzmianka o jaskiniach w Górach Świętokrzyskich – zawarta w Opisie historyczno-statystycznym miasta Kielce z 1829 roku. Tu też na początku XX w. przeprowadzono pierwsze w regionie świętokrzyskim szczegółowe obserwacje form krasowych, zaś w połowie XX w. prof. K. Kowalski odkrył i szczegółowo zbadał kości kręgowców w wypełnieniach szczelin krasowych, pochodzące z przełomu neogenu i czwartorzędzu. Do chwili obecnej na obszarze dawnego kamieniołomu udokumentowano 26 jaskiń i schronisk skalnych. Trzy z nich – Jaskinia Odkrywców, Jaskinia Prochownia oraz Szczelina na Kadzielni zostały połączone w podziemną trasę turystyczną o długości około 140 m. (ryc. 93, 94), udostępnioną zwiedzającym. Udostępnienie wymagało usunięcia wtórnych osadów, głównie glin i gruzów, wypełniających system krasowy.

Analiza położenia, kształtów, rzeźby ścian i osadów (tzw. namulisk) wskazuje, że system jaskiń Odkrywców–Prochowni–Szczeliny na Kadzielni formował się w ciepłym i wilgotnym klimacie neogenu. Wówczas szczeliny skalne i kanały krasowe były całkowicie wypełnione wodą, która rozpuszczała wapień, tworząc rozległą sieć podziemnych korytarzy. Znakomite przykłady takich dawnych kanałów krasowych można obserwować nad wejściem do Jaskini Prochownia. Kanały te rozwinęły się wzdłuż uskoku tektonicznego biegnącego przez wschodnią część kamieniołomu w kierunku północ-południe. To właśnie wzdłuż tego uskoku powstał cały zespół jaskiń udostępnionych dziś turystom. Najmłodszy rozdział w historii rozwoju krasu na Kadzielni rozpoczął się w czwartorzędzie – plejstocenie i holocenie, czyli od około



Ryc. 93. Przekrój przez system jaskiń Odkrywców, Prochownia i Szczelina wraz z przebiegiem Podziemnej Trasy Turystycznej wg A. Kaszy (2011); zmodyfikowany



Ryc. 94. Fragment podziemnej trasy turystycznej między jaskiniami Prochownią a Szczeliną na Kadzielni. *Archiwum Geonatury Kielce*

2,5 mln lat temu aż po czasy współczesne. W tym okresie uformowała się większość nacieków jaskiniowych, takich jak stalaktyty, stalagmity i polewy kalcytowe, a także namuliska wypełniające jaskinie, w których można spotkać kopalne szczątki nietoperzy. Wszystkie jaskinie kadzielińskie charakteryzują się bogatą fauną współczesną. Występują tu

liczne gatunki nietoperzy m. in.: nocek duży, nocek rudy, nocek Natterera, nocek Brandta, gacek brunatny, mroczek późny. Wapienne skały rezerwatu stanowią podłoże, na którym występują rośliny należące do muraw kserotermicznych.

3. Historia górnictwa skalnego

Początki działalności górniczej na Kadzielni sięgają, według niektórych źródeł, początków XVII w. Najstarsza udokumentowana wzmianka o funkcjonujących tu wapiennikach pochodzi z roku 1770, kiedy właścicielem tych terenów był biskup krakowski Kajetan Sołtyk. Wraz z rozwojem przemysłu i wzrostem zapotrzebowania na kamień budowlany oraz wysokogatunkowe wapno, eksploatacja wapieni na Kadzielni nabrała tempa pod koniec XIX i na początku XX w. W tym czasie nastąpiła rozbudowa zakładu wapienniczego i modernizacja infrastruktury wydobywczej (ryc. 95).

Ówcześni właściciele kamieniołomu, przedstawiciele żydowskiej rodziny Ehrlichów, zainwestowali w nowoczesne, jak na owe czasy, piece wapiennicze systemu Hoffmanna. Były to konstrukcje o wysokiej wydajności i niskim zużyciu węgla, które umożliwiały ciągłą produkcję wapna palonego. Piece te pracowały nieprzerwanie aż do wybuchu II wojny światowej. Po 1945 r. zakład został znacjonalizowany, a eksploatację kontynuowano metodami strzałowymi, sięgając poniżej poziomu zwierciadła wód gruntowych. Zaraz po zakończeniu wydobywania w 1962 r., w centralnej części kamieniołomu utworzono rezerwat przyrody o powierzchni 0,6 ha, obejmujący ostaniec skalny zwany Skałką Geologów. Ochronie podlegają w nim nie tylko, jaskinie i stanowisko paleontologiczne (kopalne szczątki zwierzęce w szczelinach krasowych), ale również stanowiska roślinności wapieniolubnej. Wartość naukową i edukacyjną ma nie tylko Skałka Geologów, ale cały kamieniołom, który dziś stanowi unikatowe stanowisko geologiczne o znaczeniu ponadkrajowym.



Ryc. 95. Widok wapienników i kamieniołomu wchodzących w skład Zakładów Wapiennych „Kadzielnia” w 1936 r. *Fot. HP. Archiwum Muzeum Historii Kielce*

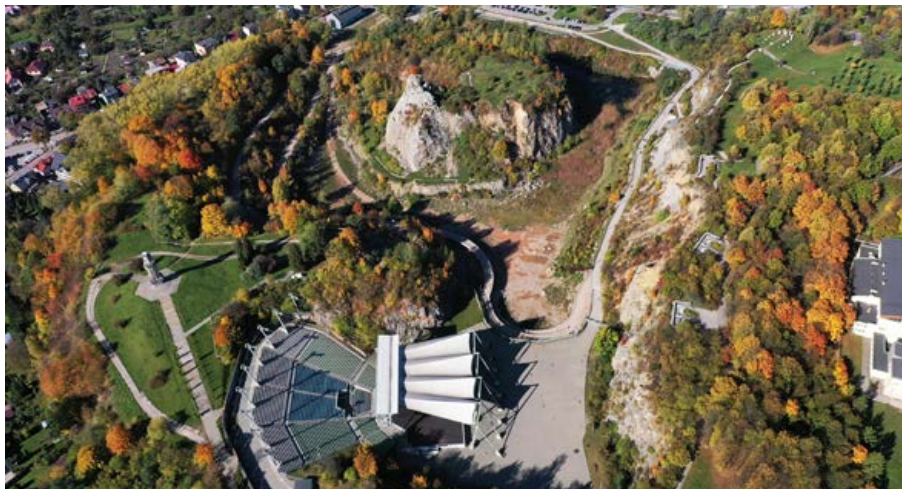
4. Informacje dodatkowe

Zaprzestanie eksploatacji, której towarzyszyło ciągłe odwadnianie wyrobiska, skutkowało wypełnieniem się najniższego poziomu kamieniołomu wodą i powstaniem Jeziora Szmaragdowego. Obecnie, w wyniku obniżenia poziomu wód gruntowych, jezioro zanika (ryc. 96).

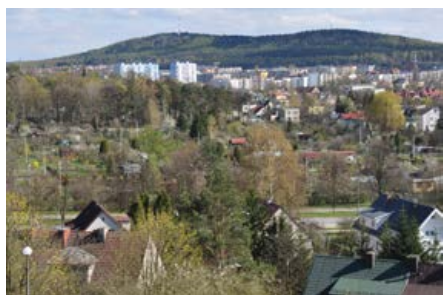
W 1971 r., w południowej części kamieniołomu zbudowano amfiteatr na ponad 5000 miejsc, a w 2010 r. zmodernizowano go, wykonując zadaszenie nad sceną oraz widownię (ryc. 97). W 1979 r., w południowo-wschodniej części Kadzielni, zwanej Wzgórzem Harcerskim, postawiono wysoki, dwunastometrowy „Pomnik Bojownikom o Wyzwolenie Narodowe i Społeczne”, wykonany z piaskowca szydłowieckiego. W latach 2018–2019, w ramach dekomunizacji usunięto z pomnika symbole władzy



Ryc. 96. Zanikające Jezioro Szmaragdowe – 2014 r. W tle góra Karczówka. *Archiwum Geonatury Kielce*



Ryc. 97. Amfiteatr Kadzielnia w Kielcach. Fot. KP. Archiwum Geonatury Kielce



Ryc. 98. Widok ze Wzgórza Harcerskiego na południową część Kielc i Pasma Dymińskie z dwoma kulminacjami: górą Telegraf (po lewej) i Górą Hałasa. Fot. WW

radzieckiej oraz Polski Ludowej a także napisy, co spowodowało, że obecnie utracił charakter pomnika i stał się rzeźbą. Spod niej roztacza się wspaniała panorama na południową część miasta Kielce, górę Karczówkę i pasma górskie: Dymińskie, Pośłowickie i Zgórskie (ryc. 98).

Powyżej wschodniej ściany kamieniołomu wykonano tarasy widokowe, z których zobaczyć można panoramę Kielc. W 2005 r. w północnej części wschodniej ściany kamieniołomu umieszczono dwie „Tablice Mojżeszowe” z symbolami dziesię-



Ryc. 99. Park linowy na Kadzielni. Fot. ŁZ

ciu Bożych Przykazań. Od 2003 r. terenem tym zarządza Geopark Kielce (obecnie Geonatura Kielce). Na Kadzielni powstał również park linowy „Tyrolka nad Kadzielnią”. Podniebna trasa liczy około 600 m i składa się z trzech tyrolek, platform widokowych oraz mostu linowego wśród koron drzew (ryc. 99).

2. KAMIENIOŁOM NA GÓRZE ŚLICHOWICY

50°53'12.03"N, 20°35'14.60"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: północno-zachodnia część miasta Kielce, w obrębie osiedla Ślichowice, pomiędzy linią kolejową Kielce – Częstochowa a ul. Kazimierza Wielkiego
FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: zachodnia część Czarnowskich Gór

INFORMACJE OGÓLNE

Kamieniołom z dwoma wyrobiskami rozcinającymi górę Ślichowicę (303 m n.p.m.)



Ryc. 100. Widok na wyrobisko zachodnie kamieniołomu Ślichowice. Fot. ŁZ

FORMA OCHRONY

Rezerwat przyrody nieożywionej: Rezerwat Skalny im. Jana Czarnockiego o powierzchni 0,55 ha utworzony w 1952 r. Rezerwat obejmuje skalną grzędę, rozdzielającą dwa wyrobiska dawnego kamieniołomu, z bardzo dobrze widocznym fałdem obalonym, będącym jednym z najlepiej znanych, podręcznikowych przykładów deformacji tektonicznych w Polsce. Przedmiotem ochrony w obrębie rezerwatu są również stanowiska roślinności kserotermicznej, rozwijającej się na wapiennym podłożu, reprezentowanej przez murawy ciepłolubne, wisienkę stepową, berberys i dziką różę.

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

geostanowisko udostępnione miejskim, żółtym szlakiem spacerowym oraz drogowym Świętokrzyskim Szlakiem Archeo-Geologicznym; przez teren rezerwatu oraz wyrobiska zachodniego prowadzi ścieżka geoturystyczna z tablicami informacyjnymi.

GEOLOGIA W SKRÓCIE

SKAŁY: wapień, margle

SKAMIENTAŁOŚCI: gąbki, koralowce, ramienionogi, liliowce

TEKTONIKA: fałdy leżące, fałdy obalone, **uskoki zrzutowe, uskoki przesuwcze, rysy tektoniczne**

MINERALIZACJA: siarczki miedzi, ołowiu i żelaza

FORMY KRASOWE: Jaskinia pod Fałdem, lej krasowy

WIEK SKAŁ: górny dewon, fran-famen

WIEK STRUKTUR TEKTONICZNYCH: orogeneza waryscyjska, późny karbon-wczesny perm

WIEK MINERALIZACJI: dewon górny-trias dolny;

WIEK FORM KRASOWYCH I WYPEŁNIAJĄCYCH JE OSADÓW: neogen

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOSTANOWISKA

Eksploatacja prowadzona w kamieniołomie od pierwszej połowy XX w. odsłoniła profil skał węglanowych z wkładkami ilastymi dewonu górnego. Skały te budują północne skrzydło synkliny kieleckiej a zarazem południowe skrzydło antykliny niewachlowskiej. Główny walor naukowy i dydaktyczny geostanowiska stanowią fałdy i uskoki dokumentujące waryscyjskie ruchy górotwórcze. Fałdy widoczne są w filarze dzielącym kamieniołom na dwa wyrobiska: większe, zachodnie, którego najniższa część zalana jest wodą (ryc. 100) i mniejsze, wschodnie. Istotny jest także profil skał z pogranicza franu i famenu (górnego dewon), dokumentujący osuwiska podmorskie, które miały miejsce na skłonie platformy węglanowej. Dodatkowe walory rezerwatu stanowią: siarczkowa mineralizacja oraz formy krasowe: jaskinia i lej krasowy.

OPIS GEOSTANOWISKA



Ryc. 101. Północna ściana wyrobiska zachodniego w kamieniołomie Ślichowice z pochylnią transportową, w której odsłaniają się warstwy z Wietrzni. B – biostroma stromatoporoidowa. Fot. ŁZ

1. Skały i skamieniałości

W wyrobiskach dawnego kamieniołomu odsłania się jeden z najbardziej kompletnych profili dewonu górnego kostomłockiej strefy sedymentacyjnej, mającej pośredni charakter pomiędzy płytkowodną sedymentacją, typową dla regionu kieleckiego a sedymentacją w głębszym morzu regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich. Najstarsze skały odsłaniają się w północnej ścianie wyrobiska zachodniego (ryc. 101). Są to średnioławicowe

wapień margliste z cienkimi wkładkami łupków marglistych. Na nich, w górnej części ściany, leży biostroma* stromatoporoidowa miąższości około 1 m. Przykrywa ją kompleks nieuławicowych i gruboławicowych wapieni ziarnistych, zawierających liczne intraklasty*, szczątki gąbek, koralowców i mszywołów. Wyżej opisane skały należą do tzw. warstw z Wietrzni. Powstały one w wyniku niszczenia rafy koralowcowo-gąbkowej, która rozwinęła się na krawędzi płytkowodnej platformy węglanowej we wczesnym etapie późnego dewonu (fran). Rafa ta, zwana dymińską, istniała na południe od dzisiejszych Kielc.

Wyższą (młodszą) część profilu, widoczną na ścianie wschodniej wyrobiska zachodniego i zachodniej wyrobiska wschodniego, tworzy miąższy kompleks przeławicających się różnych typów wapieni: pelitycznych, ziarnistych, gruzłowych, ze zlepieńcami i brekcjami śródformacyjnymi, które zaliczono do warstw kostomłockich (ryc. 102). Kompleks ten powstał na stoku platformy węglanowej, gdzie tworzyły się podmorskie osuwiska, przemieszczające materiał grubokruczowy z płytszej do głębszej strefy zbiornika morskiego. Impulsem do powstawania osuwisk były ruchy tektoniczne i towarzysząca im aktywność sejsmiczna na granicy franu i famenu, które doprowadziły ostatecznie do rozpadu tej platformy i jej zatopienia.

Górną część profilu, odsłoniętą w ścianie południowej wyrobiska zachodniego, stanowią ciemne wapień i łupki margliste (ryc. 103), powstałe w warunkach głębokiego, słabo natlenionego basenu morskiego na początku famenu.



Ryc. 102. Profil silnie zaangażowanych tektonicznie warstw kostomłockich (fran) we wschodniej ścianie wyrobiska zachodniego. Fot. ŁZ



Ryc. 103. Pionowo stojące warstwy wapieni i łupków marglistych famenu kontaktujące z wapieniami warstw kostomłockich franu w zachodniej części południowej ściany wyrobiska zachodniego. Fot. ŁZ

2. Tektonika

Skały dewonu i karbonu uległy deformacjom w czasie głównej fazy waryscyjskich ruchów górotwórczych, która miała miejsce około 270–320 mln lat temu.



Ryc. 104. Elementy tektoniczne fałdu obalonego we wschodniej ścianie wyrobiska zachodniego wg W. Treli i S. Salwy (2012)

W wyniku tych procesów powstały liczne struktury tektoniczne – od dużych, takich jak synklina kielecka i antyklina niewachlowska, po mniejsze fałdy i uskoki, doskonale widoczne w ścianach kamieniołomu. Najbardziej efektowną strukturą jest fałd obalony, złożony z dwóch antyklin rozdzielonych synkliną, widoczny w górnej części wschodniej ściany zachodniego wyrobiska (ryc. 104). Cechą charakterystyczną fałdu obalonego jest nachylona oś fałdu.



Ryc. 105. Fałd obalony w zachodniej ścianie wyrobiska wschodniego kamieniołomu Ślichowice (około 1947 r.). Muzeum Narodowe w Kielcach, MNKi/Mg/P/31

W ścianie wyrobiska wschodniego obserwować można fałd obalony (ryc. 105, 106), który w literaturze opisywany był jako fałd leżący, czyli fałd o poziomej osi. W praktyce trudno jest odróżnić fałd leżący od obalonego, jeśli oś fałdu jest nachylona pod niewielkim kątem. Fałdy leżące zobaczyć można w północnej ścianie zachodniego wyrobiska, po zachodniej stronie pochylni.



Ryc. 106. Obecny widok fałdu obalonego z ryciny 105. Fot. ŁZ

Skały odsłonięte w kamieniołomie są nie tylko sfałdowane, ale też poprzecznane licznymi uskokami zrzutowymi i pionowymi uskokami przesuwczymi, które powstały na skutek kompresji i skrócenia południowego skrzydła antykliny niewachlowskiej w czasie orogenezy waryscyjskiej.

3. Mineralizacja

Dominującą jest hercyńska i posthercyńska mineralizacja żyłowa pochodzenia hydrotermalnego. Najczęściej są to żyły kalcytowe, którym towarzyszą siarczki metali – piryt, markasyt, chalkopiryt, galena i sfaleryt, a także dolomit kwarc czy baryt. W niektórych z nich stwierdzono nawet mikroskopijne skupienia złota rodzimego. Towarzyszy jej mineralizacja syngenetyczna, sedymentacyjna, związana z powstawaniem minerałów siarczkowych, głównie pirytu, w warunkach beztlenowych panujących przy dnie pogłębiającego się zbiornika morskiego.

4. Kras

W rezerwacie znajduje się krasowa Jaskinia pod Fałdem, długości 11 m., powstała w obrębie strefy uskokowej. Obok niej odsłania się fragment neogeńskiego leja krasowego, wypełnionego łałami i piaskami o barwie kremowej i różowej z okruchami galeny. Lej rozwinął się na żyłę kalcytowej okruszczonej galeną.

5. Historia górnictwa skalnego

W okresie międzywojennym na górze Ślichowicy powstały kamieniołomy, w których do 1970 r. eksploatowano skały wapienne na potrzeby kolejnictwa i drogownictwa. Udokumentowana historia eksploatacji sięga 1929 r., choć istnieją przesłanki sugerujące, że wydobycie surowca prowadzono tu już wcześniej, zapewne na niewielką, lokalną skalę. Do wybuchu II wojny światowej złożo użytkowane było przez kilku prywatnych właścicieli. W 1949 r. zakład górniczy został upaństwowiony, a jego działalność kontynuowano w ramach Rejonu Eksploatacji Kamienia w Kielcach, podlegającego Wojewódzkiemu Zarządowi Dróg Publicznych. W tym samym roku ścianę zachodnią wyrobiska wschodniego objęto ochroną jako pomnik przyrody. Odsłonięcie, w wyniku eksploatacji, struktur fałdowych również w ścianie wschodniej wyrobiska zachodniego, spowodowało wstrzymanie prac górniczych i utworzenie rezerwatu obejmującego cały filar skalny rozdzielający wyrobiska. W 1968 r. zakończono wydobycie w wyrobisku wschodnim a dwa lata później także w zachodnim. Pozostałością po okresie eksploatacji jest pochylnia transportowa, schodząca do wyrobiska zachodniego. Zachowały się także półki skalne, stanowiące fragmenty dawnych poziomów wydobywczych.

Wszystkie opisane powyżej aspekty, czynią Ślichowice miejscem o wyjątkowej wartości naukowej i dydaktycznej, stanowiącym znakomite stanowisko do obserwacji procesów, które kształtowały ziemską skorupę na przestrzeni setek milionów lat.

6. Informacje dodatkowe

Ze szczytu Góry Ślichowickiej rozpościera się panorama Kielc i otaczających je pasm górskich: na wschodzie widoczne są Łysogóry, na północy i północnym zachodzie – Wzgórze Tumlińskie i Pasma Obłęgorskie, na południu – Pasma Kadzielniańskie z Karczówką, a dalej na horyzoncie Pasma Postowickie i Zgórskie.

3. KAMIENIOŁOMY WIETRZNI I MIĘDZYGÓRZA

50°51'14.74"N, 20°38'59.23"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: wschodnia część Kielc, w sąsiedztwie ulic: Wojska Polskiego, Poniatowskiego i Daleszyckiej

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wschodnia część Pasma Kadzielniańskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Wzgórze Wietrznia (312 m n.p.m.) rozcina system połączonych wyrobisk, przypominający wąwóz lub kanion długości 1 km, szerokości 100–300 m i głębokości 20–50 m. Idąc od zachodu tworzą go trzy nieczynne kamieniołomy: Wietrznia, Międzygórze i Międzygórze II, nazywane też Międzygórzem Wschodnim (ryc. 107).

FORMA OCHRONY

Rezerwat przyrody nieożywionej Wietrznia im. Zbigniewa Rubinowskiego (1999 r.) o powierzchni 17,95 ha (w nazwie rezerwatu upamiętniono doc. dr inż. Zbigniewa Rubinowskiego – miłośnika regionu świętokrzyskiego, geologa, ekologę i alpinistę).

Kompleks kamieniołomów na Wietrzni jest największym rezerwatem przyrody nieożywionej a zarazem największym terenem pogórnym w granicach administracyjnych Kielc. Przedmiotem ochrony są nie tylko odsłonięcia skał środkowego i górnego dewonu, lecz także stanowiska chronionych gatunków roślin i zwierząt (m.in. zanokcica skalna, berberys, gniewosz plamisty, kumak nizinny) związanych ze zróżnicowanymi siedliskami ukształtowanymi w wyniku antropogenicznego przekształcenia terenu przez działalność górniczą. Rezerwat, wraz z terenami otaczającymi, wchodzi w obręb Kieleckiej Strefy Chronionego Krajobrazu.

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

geostanowisko udostępnione jest miejskim szlakiem spacerowym koloru zielonego, biegnącym nad północnymi ścianami kamieniołomów Wietrznia i Międzygórze

i schodzącym do kamieniołomu Międzygórze II (Wschodnie), oraz szlakiem drogowym: Świętokrzyskim Szlakiem Archeo-Geologicznym. W obrębie rezerwatu, przez teren dawnych wyrobisk Międzygórze i Międzygórze II (Wschodnie) prowadzi ścieżka geoturystyczna z tablicami informacyjnymi i małą infrastrukturą turystyczną.

W południowo-wschodniej części rezerwatu zlokalizowane jest Centrum Geoedukacji – duży obiekt o charakterze turystyczno-edukacyjno-konferencyjnym.



Ryc. 107. Rezerwat przyrody Wietrznia im. Z. Rubinowskiego w Kielcach, obejmujący kamieniołomy: Wietrznia, Międzygórze i Międzygórze II (Wschodnie). Fot. AM

Dostępna jest w nim m.in. stała ekspozycja poświęcona historii geologicznej regionu świętokrzyskiego. Na dachu budynku znajduje się ogólnie dostępny Geologiczny Ogród Doświadczeń. Rezerwat Wietrznia im. Z. Rubinowskiego wraz z Centrum Geoedukacji administrowany jest przez jednostkę miejską – Geonaturę Kielce.

GEOLOGIA W SKRÓCIE

SKAŁY: wapień, margle, mułowce, iłowce, brekcje, zlepieńce, piaskowce

SKAMIAENIAŁOŚCI: gąbki, koralowce, ramienionogi, ślimaki, liliowce, trylobity

FORMY KRASOWE: jaskinie, brekcje krasowe, polewy, nacieki, kras kopalny

WIEK SKAŁ: środkowy-górny dewon, żywet-famen

WIEK FORM KRASOWYCH I WYPEŁNIAJĄCYCH JE OSADÓW: perm-wczesny trias, neogen, plejstocen-holocen

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOSTANOWISKA

Profil skał dewonu środkowego i górnego, widoczny w rezerwacie Wietrznia im. Z. Rubinowskiego jest jednym z najdłuższych profili skał tego wieku udokumentowanych w regionie świętokrzyskim. Obejmuje on miąższy, około stumetrowy kompleks wapieni i dolomitów, reprezentujący warstwy z Wietrzni. W paleogeografii morza dewońskiego rejon Wietrzni znajdował się w tzw. strefie kostomłockiej. Zajmowała ona miejsce pośrednie między płytkowodnym regionem kieleckim, do którego należał obszar rafy dymińskiej, i głębokim zbiornikiem zlokalizowanym w regionie łysogórskim, w północnej części obecnych Gór Świętokrzyskich.

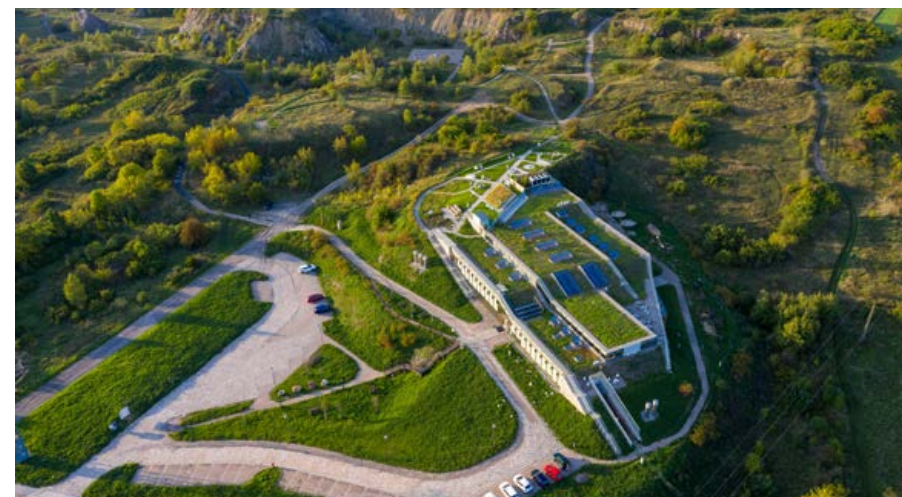
Wapienie wyróżniają się dużym zróżnicowaniem litologicznym: od pelitycznych po ziarniste, organodetrytyczne z dobrze zachowanymi koloniami koralowców. Charakterystycznymi skałami są brekcje zarówno pochodzenia tektonicznego jak i krasowego. W skałach tych zapisane jest następstwo procesów geologicznych, od nagromadzenia osadu w morzu dewońskim, przez późnopalaeozoiczne zaburzenia tektoniczne górotworu i towarzyszące im procesy hydrotermalne, po wieloetapowe wietrzenie i rozwój krasu, trwające do dziś.

OPIS GEOSTANOWISKA

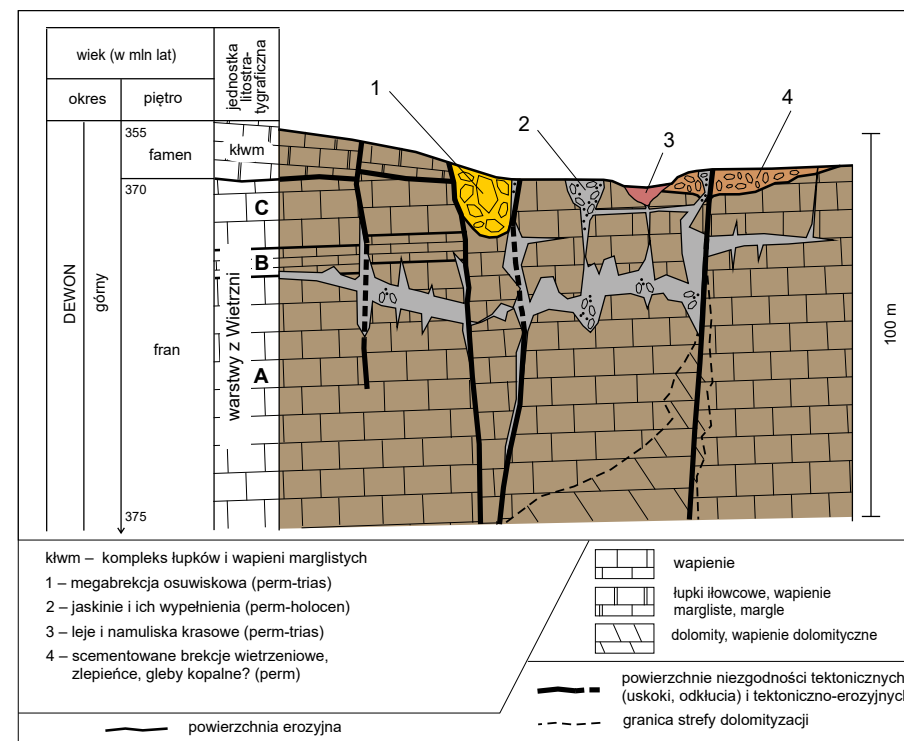
1. Skały i skamieniałości

Profil pionowy skał, należących do górnej części środkowego dewonu (żywetu) oraz górnego dewonu (franu i famenu) najlepiej odsłania się w kamieniołomie Wietrznia i Międzygórze (ryc. 108). Ma miąższość prawie 100 m i reprezentowany jest przez wapienie, dolomity i margle. W południowych ścianach wyrobisk przykrywa go kilkumetrowa warstwa wietrzeniowo-detrytycznych utworów permskich (ryc. 109).

Utwory żywetu i franu należą do warstw z Wietrzni. Tworzą je pokruszone fragmenty szkieletowe organizmów osiadłych i mięczaków, które tkwią w masie złożonej z mułu wapiennego i skamieniałych drobniotkich odchodów (ryc. 110, 111, 112). Powstały w środowiskach płytkiego i pośredniego szelfu (o głębokości kilku do kilkudziesięciu metrów). Wykształcenie osadów obserwowane w ścianach kamieniołomów pozwala, również w tak niewielkim obszarze, dostrzec zróżnicowanie głębokości morza dewońskiego i różne tempo obniżania się dna. W skali rezerwatu, wyrobiska jego środkowej części (Międzygórze) znajdowały się w strefach najpłytszych, zaś części zachodniej (Wietrznia) w najgłębszych.



Ryc. 108. Widok na kamieniołomy Międzygórze i Międzygórze II oraz budynek Centrum Geopedagogicznego. Fot. KP



Ryc. 109. Schemat litostratygiczny utworów odsłoniętych w rezerwacie Wietrznia wg Z. Żłonkiewicza (2009). Inny pogląd na wiek i charakter megabrekcji przedstawił J. Urban (2013). Jego zdaniem jest to brekcja osuwiskowa wieku permskiego



Ryc. 110. Pokruszone koralowce *Rugosa* i *Tabulata*, muszle ramienionogów, intraklasty wapienia w marglistym tle skalnym. Kompleks B. Fot. ZZ



Ryc. 111. Kolonia stromatoporoidów, oderwana od podłoża i odwrócona. Kompleks B. Fot. ZZ



Ryc. 112. Muszlowce ramienionogowe. Przekrój poprzeczny ławicy. Kompleks A. Wyrobisko Międzygórz. Fot. ZZ

Niższą część odsłoniętego profilu tworzą gruboławicowe wapienie (kompleks A), zbudowane z pokruszonych szczątków organicznych, tkwiących w mule wapiennym (ryc. 112). Osady te powstały na przedpolu raf, w dynamicznej strefie falowania, na głębokościach do około 10 m. Odsłaniają się one powszechnie w ścianach południowej części kamieniołomów, stanowiąc wyłączny typ budujących je skał. W ścianach północnych, widoczne są w najniższym poziomie wschodniej części wyrobisk Wietrzni, ponadto reprezentują niemal całość utworów odsłoniętych w Międzygórzu i Międzygórzu Wschodnim.

Przykrywają je utwory cienioki i średnioławicowe, w przewadze zbudowane z margli (kompleks B), czyli mułu węglanowego z domieszką minerałów ilastych. Osady te powstały po pogłębieniu morza, w spokojnych wodach, poniżej strefy falowania, w obszarze pośredniego szelfu. Głębokość, na której powstały można w przybliżeniu oszacować na kilkadziesiąt metrów. Do tej strefy, podczas sztormów, z nieodległych płyczn znoszone były pokruszone szczątki organiczne, głównie koralowce i gąbki-stromatoporoidy (ryc. 110, 111) oraz intraklasty wapienne. W efekcie powstały przewarstwienia o zróżnicowanym udziale szczątków organicznych i intraklastów. Utwory tego

kompleksu są dostępne do obserwacji w ścianie dolnego poziomu w północno-zachodniej części wyrobiska Wietrzni.

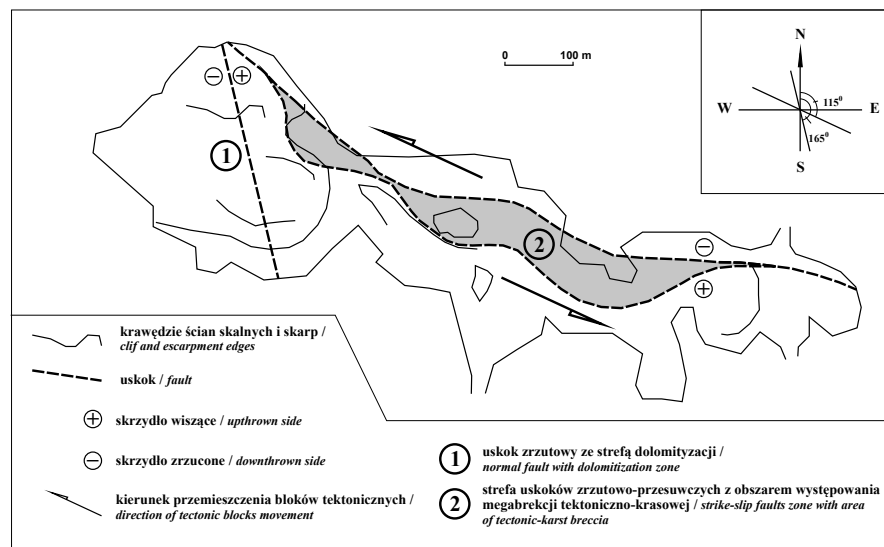
W wyrobiskach Międzygórz kompleks B nie został wyróżniony. Zaliczono natomiast do niego stropowe pare metrów profilu, odsłoniętego w północnej ścianie Międzygórz Wschodniego. We wschodniej części tego wyrobiska odsłonięto także niewielkie osuwisko podmorskie (ryc. 113).



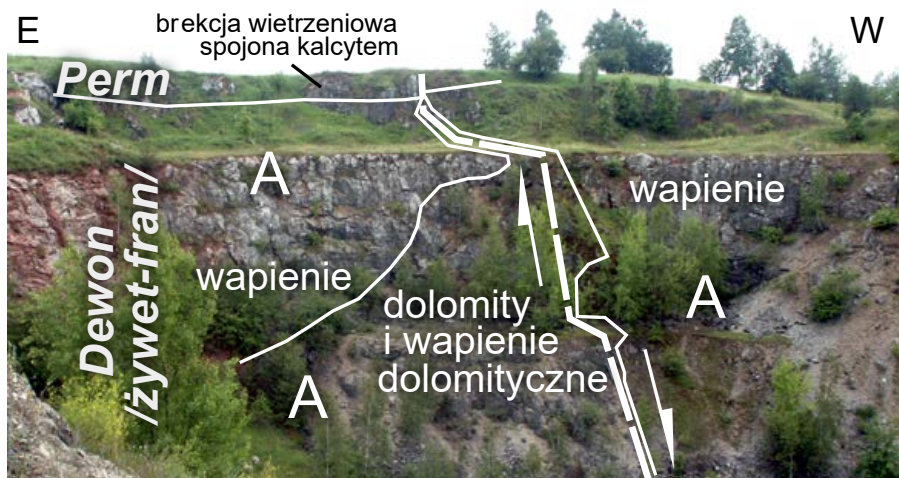
Ryc. 113. Ławice wapieni marglistych w osuwisku podmorskim. Kompleks B. Wschodnia część wyrobiska Międzygórz Wschodnie. Fot. ZZ

Powyżej leżą przeważnie średnioławicowe wapienie z wkładkami wapieni marglistych (kompleks C), zawierające rozproszone szczątki organiczne. Osady tego kompleksu tworzą wyższy poziom eksploacyjny w północnej ścianie wyrobiska Wietrzni.

Seria wapienno-marglista famenu, utworzona z cienkich warstw łupków marglistych i wapieni, odsłania się w górnych partiach północnych ścian wyrobiska Międzygórz i Międzygórz Wschodniego. Szczątki organiczne stanowią w niej rzadkość. Seria ta powstała po pogłębieniu zbiornika morskiego, na głębokim szelfie (o głębokości do około 200 m) lub na skłonie kontynentalnym (kilkaset metrów) w górnym dewonie (famenie).



Ryc. 114. Główne dyslokacje tektoniczne w rezerwacie Wietrzni wg Z. Złonkiewicza (2009). Przyjmując pogląd J. Urbana (2013) na temat osuwiskowego, a nie tektonicznego charakteru megabrekcji, uznać należy strefę 2, zaznaczoną szarym kolorem, za strefę osuwiskową, a nie strefę uskokuwą. Północna granica tej strefy byłaby zatem powierzchnią poślizgu grawitacyjnego osuwiska.



Ryc. 115. Uskok poprzeczny do osi kamieniołomu, ze strefą dolomityzacji. Wyrobisko Wietrzni. Ściana południowa. Fot. ZZ

W południowej ścianie wyrobiska Wietrzni odsłaniają się dolomity i wapień dolomityczne. Ich powstanie miało związek z uskokiem biegnącym poprzecznie do osi kamieniołomu (ryc. 114, 115). Przez to pęknięcie z głębi Ziemi wydobywały się roztwory bogate w magnez, powodujące proces dolomityzacji wapieni. Pozostaje kwestią dyskusyjną, czy proces ten przebiegał podczas sedymentacji wapieni, przybierając postać podmorskich ekshalacji, czy nastąpił dopiero później w skonsolidowanej skale.

Nawet chwilowa obserwacja ścian skalnych, pozwala dostrzec nagromadzone w nich liczne szczątki kopalnej fauny. Występowanie makrofauny, czyli szczątków fauny dostrzegalnych okiem nieuzbrojonym, ograniczone jest głównie do warstw z Wietrzni. Dominują w nich koralowce *Rugosa* (ryc. 110), od centymetrowych fragmentów pokruszonych form osobniczych i gałązkowych, po efektowne kolonie o charakterystycznej „drobnogwiazdkowej strukturze”, osiągające powierzchnię rozpostartej dłoni. Towarzyszą im podobnie wykształcone koralowce *Tabulata* (denkowce). Ponadto napotyka się gałązkowe oraz kolonijne struktury osiadłych gąbek – stromatoporoidów, wyglądem nieco podobne do kalafiorów (ryc. 111). Rzadziej występują rozproszone fragmenty szkieletowe liliowców (tzw. trochity) oraz muszle ramienionogów i małży, które lokalnie tworzą ławice muszlowców (ryc. 112). W serii wapienno-marglistej szczątki fauny są rzadkością, sporadycznie występują głównie (goniatyty), trylobity i szczątki ryb pancernych.

2. Procesy i struktury tektoniczne

Ruchy górotwórcze orogenezy waryscyjskiej, w regionie świętokrzyskim zachodzące między późnym karbonem a wczesnym permem, zaburzały pierwotne poziome ułożenie warstw. Na terenie rezerwatu warstwy wapieni z Wietrzni pochylone są ku N i NNE pod kątem 30°–50°.

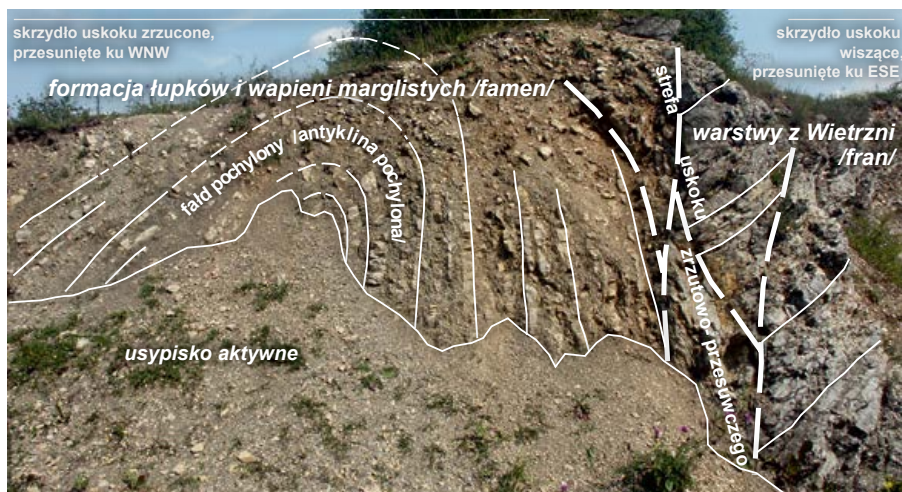
Powstały liczne uskoki poprzeczne i zgodne z osią obecnego kamieniołomu, o różnej amplitudzie przemieszczenia mas skalnych (ryc. 114). Część z nich została ponownie wykorzystana – odmłodzona w kenozoiku, podczas deformacji związanych z wieloetapową orogenezą alpejską. W wyrobisku Wietrzni, a szczególnie wyraźnie w najniższym poziomie eksploatacyjnym północnej ściany, widoczny jest uskok poprzeczny do osi kamieniołomu, zrzucający swe zachodnie skrzydło o około 10 m (ryc. 115, 116).

Cała seria wapienno-marglista została odkłuta od podłoża i przesunięta po górnej powierzchni „sztywnych” wapieni z Wietrzni. W wyniku nałożenia tych procesów, w „miękkich” osadach marglisto-iłowcowych powstały fałdy (ryc. 117).



Ryc. 116. Uskok poprzeczny do osi kamieniołomu. Widoczne przemieszczenie warstw. Wyrobisko Wietrznia. Ściana północna. Fot. ZZ

Masy skalne zostały przemieszczone wzdłuż systemu uskoku zgodnego z osią kamieniołomu i dającego śledzić się na całej długości wyrobisk. Ruchy tektoniczne bloków skalnych pozostawiły na powierzchniach przesuwu charakterystyczne rysy i zadziory, pozwalające odczytać kierunek przemieszczeń (ryc. 118).



Ryc. 117. Fałd przyuskokowy w utworach formacji łupków i wapieni marglistych. Przekop przy ścieżce w wyrobisku Międzygórze Wschodniego. Fot. ZZ

Spękanie i rozluźnienie skał w strefie tektonicznej sprzyjało rozwojowi działalności krasowej. Powstał w niej system jaskiń, z których część ulegała zawaleniu już w późnym permie lub wczesnym triasie. W efekcie w osi wyrobisk utworzyła się dolina o głębokości przekraczającej 20 m i szerokości do około 100 m (ryc. 114). Wypełnił ją gruz chaotycznie rozmieszczonych okruchów i bloków skalnych różnej wielkości, które zsunęły się po zboczach, a obecnie tworzą tzw. megabrekcję koluwalną. Brekcję pozostawiono jako nie nadającą się do eksploatacji i obecnie buduje ona m. in. filary dzielące wyrobiska oraz malowniczy ostaniec w centralnej części kamieniołomu. W ścianach wielkiego filara, zamykającego od wschodu wyrobisko Międzygórze, odsłonięty jest kontakt brekcji z ławicami wapieni (ryc. 119).



Ryc. 118. Kontakt megabrekcji z warstwami z Wietrzni w strefie uskoku przesuwczego lub powierzchni zsuwu osuwiska. Filar we wschodniej części wyrobisk Międzygórze. Fot. ZZ



Ryc. 119. Rysy tektoniczne na powierzchni przesuwu bloku wapieni. Zaznaczono kierunek przesuwu sfotografowanego bloku. Przejście między Międzygórzem i Międzygórzem Wschodnim. Fot. ZZ



Ryc. 120. Kalcytowe żyły hydrotermalne zgodne z pierwotnym warstwowaniem skały. Sąsiedztwo filara we wschodniej części wyrobiska Międzygórze. Fot. ZZ

3. Procesy hydrotermalne i mineralizacja

Syngenetyczna, równoczesna z powstawaniem osadu w zbiorniku morskim, mineralizacja miała miejsce w późnym dewonie i w jej wyniku powstały kuliste konkracje pirytowe o średnicy kilku centymetrów. We wczesnym permie pod działaniem procesów hydrotermalnych, z gorących zmineralizowanych wód krążących w górotworze, wykryzalizowały w wapieniach żyły kalcytowe. Szczególnie efektowne żyły, biegnące zgodnie z pierwotną wewnętrzną strukturą warstw skalnych, występują

w północnej ścianie, w sąsiedztwie filara zamykającego wyrobiska Międzygórza (ryc. 120). Oprócz dominujących żył bezbarwnych, białych i szarych, zróżnicowany udział związków żelaza miejscami nadaje kalcytowi odcień rdzawy lub różowy. Miejscami fantazyjny przebieg żył upodabnia je do „różanki” zelejowskiej. Sporadycznie spotyka się okruszcowanie siarczkami miedzi w postaci azurytu, bądź malachitu. Często na powierzchniach spękań tektonicznych kalcyt tworzy białe tzw. szcztotki krystaliczne, o powierzchni do ponad 1 m². Lokalnie kalcyt tworzy spoiwo zlepieńców znajdujących się w podłożu megabrekcji.

4. Wietrzenie i zjawiska krasowe

Wietrzenie w warunkach lądowych i półpustynnym klimacie permskim, spowodowało powstanie zwietrzelinowej warstwy gruzowej na urzeźbionej powierzchni dewońskich wapieni. Na przestrzeni milionów lat pokrywa ta została scementowana, tworząc brekcję wietrzeniową. Jasne, ostrokrawędziste okruszki wapieni spojone są w niej ciemniejszym czerwonym drobnokrystalicznym węglanem wapnia (ryc. 121). Brekcja dość wyraźnie widoczna jest na zwietrzałych powierzchniach, w najwyższych partiach południowych ścian rezerwatu, gdzie jej grubość sięga kilku metrów. Natomiast na świeżych powierzchniach skalnych odróżnienie jej od utworów dewońskich wymaga dużej wprawy.



Ryc. 121. Okruszki wapieni dewońskich spojone kalcytem w permskiej brekcji wietrzeniowej. Zabarwienie spowodowane zawartością tlenków żelaza. Fot. ZZ



Ryc. 122. Blok wapieni urzeźbiony krasowo w miejscu zawalanej jaskini. Kamieniołom Międzygórza, część południowo-wschodnia. Fot. ZZ

Spękania tektoniczne umożliwiły migrację wód w górotworze i powstawanie form krasowych. Na Wietrzni reprezentują one dwie generacje, charakterystyczne dla obszaru świętokrzyskiego: starszą (permsko-triasową) i młodszą (kenozoiczną). Do młodszej, kenozoicznej generacji należą niewielkie jaskinie krasowe oraz skrasowiałe powierzchnie skalne. Większa część systemu krasowego (jaskiniowego) Wietrzni uległa zniszczeniu podczas eksploatacji, a na powierzchni terenu pozostały po pustkach krasowych obniżenia zawaliskowe oraz izolowane bloki urzeźbione krasowo (ryc. 122). Otwór najdłuższy

Jaskini na Wietrzni (o długości korytarzy 60 m) znajduje się w wyrobisku Międzygórza, w zagłębieniu eksploatacyjnym.

Starszą, permsko-triasową generację reprezentują czerwone i czerwono-brązowe węglanowo-ilaste, iłowcowe lub piaskowcowo-ilaste wypełnienia kanałów i szczelin krasowych (ryc. 123). Duży udział związków żelaza nadał im czerwoną barwę. Świadczy to o wietrzeniu w warunkach klimatu tropikalnego w permie i wczesnym triasie. Osady te mogą być także związane z wczesnotriasową sedimentacją rzeczną. W południowej części Międzygórza Wschodniego, w filarze poeksploatacyjnym, widoczny jest fragment wąwozu lub leja krasowego, wypełnionego namuliskiem iłowców (ryc. 124). Ich wiek, na podstawie badań magnetycznych, datowano na późny perm/wczesny trias (około 250 mln lat).



Ryc. 123. Kanał krasowy w wapieniach, wypełniony namuliskiem z mułowców dolnotriasowych i tektonicznie przechylony w rezultacie odnowienia uskoku podczas alpejskich ruchów tektonicznych na przełomie kredy i paleogenu. Kamieniołom Wietrzni, ściana południowo-wschodnia. Fot. ZZ



Ryc. 124. Namulisko z iłów wieku późnopermskiego lub wczesnotriasowego, wypełniających wąwóz lub lej krasowy. Kamieniołom Międzygórza Wschodnie, filar poeksploatacyjny. Fot. ZZ



Ryc. 125. Kociołek krasowy w wapieniach dewońskich wypełniony polewą wapienną. Kamieniołom Wietrzni, ściana południowo-wschodnia. Fot. ZZ



Ryc. 126. Współczesna martwica wapienna w formie stalaktytów, żeber i draperii. Kamieniołom Wietrznia, ściana południowo-zachodnia. Fot. ZZ

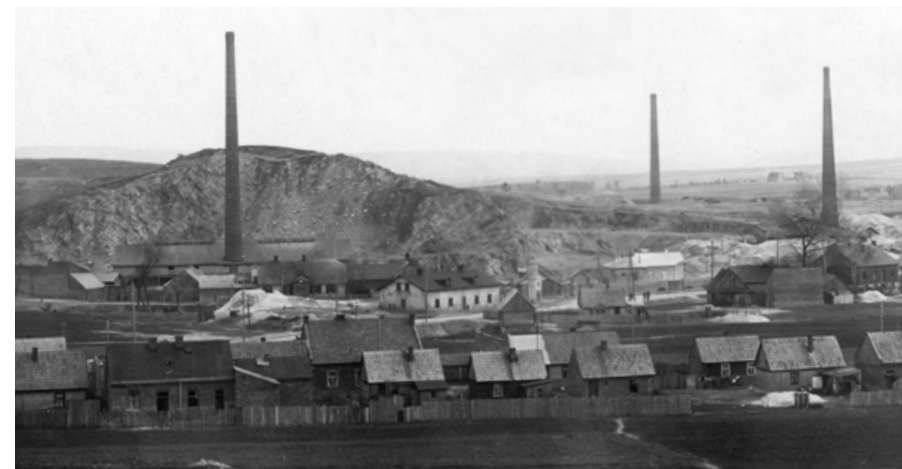
Wapienne polewy pokrywają ściany szczelin i kociołków krasowych, a drobniejsze pustki wypełniają w całości (ryc. 125). Efektowne formy naciekowe – stalaktyty i draperie barwy kremowej odsłonięto w wyrobisku Wietrzni, przy górnej krawędzi południowej ściany (ryc. 126). Na nich powstają współcześnie martwice wapienne.

5. Historia eksploatacji

Eksploatację złoża wapieni i dolomitów dewońskich rozpoczęto w latach 80. XIX w. a zakończono w 1974 r. Początkowo wydobywanie było skierowane na produkcję wapna wypalanego w piecach szybowych. Na początku XX w. zostały one zastąpione piecami kręgowymi (hoffmanowskimi) usytuowanymi przy kamieniołomie Wietrznia i Międzygórze Wschodnie (ryc. 127). Odpady eksploatacyjne (skały węglanowe ze stref tektonicznych i krasowych, przemieszane z czerwonymi glinami i piaskowcami) gromadzono w hałdach poza granicami wyrobisk. W okresie międzywojennym zwiększono wydobywanie z przeznaczeniem surowca na kruszywo drogowe oraz jako topnik w hutach żelaza. Trzy wyrobiska funkcjonujące początkowo jako oddzielne zakłady wydobywcze ostatecznie zostały połączone w jeden rozległy rejon eksploatacyjny funkcjonujący w ramach jednego zakładu górniczego.

W trzypoziomowym wyrobisku Wietrzni urobek ładowano ręcznie na wagoniki. Transport odbywał się za pomocą wyciągarki, wzdłuż południowych ścian i po pochylniach. Zachowały się resztki podkładów i kawałki szyn. W kamieniołomie Międzygórze po II wojnie światowej funkcjonowała wieża do wyciągania wagoników z poziomu eksploatacyjnego i szynami były one ciągnięte do dwóch pieców szybowych.

Z punktów widokowych, zlokalizowanych na zielonym szlaku turystycznym. rozciąga się przepiękna panorama Kielc i otaczających je pasm górskich: na południu – Dymińskiego i Posłowskiego, na północnym-zachodzie – Oblęgarskiego i Tumlińskiego, na północy – Masłowskiego i Łysogórskiego, na wschodzie widoczna jest na pierwszym planie Góra Zalasna a na drugim – Góra Otrocza, na zachodzie natomiast – Karczówka.



Ryc. 127. Zakład wapienniczy i kamieniołom Wietrznia (widok od zachodu). Widoczne trzy kominy pieców typu hoffmanowskiego do wypalania wapna; dwa bliższe należały do zakładu Wietrznia, dalszy – do zakładu Międzygórze. Prawdopodobnie lata 30 XX w. Narodowe Archiwum Cyfrowe (NAC), sygn. 3/1/0/8/1871

4. KAMIENIOŁOM W ZAGÓRZU

50°51'9.45"N, 20°40'7.94"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: wschodnia część Kielc, przy granicy miasta z gminą Daleszyce (wsią Mójcza), w pobliżu skrzyżowania ul. Zagórskiej z Proszą
FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wschodnia część Pasma Kadzielniańskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Niewielki dawny łom rozcinający wzniesienie



Ryc. 128. Górna część zachodniej ściany kamieniołomu w Zagórze. Fot. WW

FORMA OCHRONY

Kielecki Obszar Chronionego Krajobrazu

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Geostanowisko zlokalizowane w pobliżu miejskiego szlaku spacerowego koloru żółtego. Obiekt jest porośnięty roślinnością, ale ściany kamieniołomu są widoczne.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Kamieniołom, eksploatowany głównie w okresie międzywojennym przez firmę „Marmury Kieleckie”, odsłania cienko- i średnioławicowe wapienie ziarniste z intraklastami i lokalnymi brekcjami śródformacyjnymi, klasyfikowane jako wapienie detrytyczne. Są wieku górnodewońskiego. Skały te cechują się dużym zróżnicowaniem barwy oraz licznymi żyłami kalcytowymi, które decydowały o ich walorach dekoracyjnych. Skały tutaj eksploatowane były określane handlową nazwą „marmur Zagórze”. Wyrobisko położone jest w strefie tektonicznej między uskokami, co przejawia się silnym spękaniami skał. W ścianie zachowała się charakterystyczna żyła kalcytowa o grubości około 1,5 m oraz niewielka kieszka krasowa wypełniona czerwono-brunatnym osadem ilasto-piaszczystym (ryc. 128).

5. KAMIENIOŁOM SOSNÓWKA NA GÓRZE SŁONECZNEJ (PSICH GÓRKACH)

50°51'28.625"N, 20°37'57.879"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: miasto Kielce, między ul. Skalistą, Wojska Polskiego i Zakopiańską

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: centralna część Pasma Kadzielniańskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Pozostałości dawnego kamieniołomu.

FORMA OCHRONY

Stanowisko dokumentacyjne „Odśnieżenia skalne na Górze Słonecznej” oraz Kielecki Obszar Chronionego Krajobrazu.

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

W pobliżu przebiega miejski szlak spacerowy koloru zielonego, obiekt zarośnięty, posiada tablice informacyjne dotyczące stanowiska dokumentacyjnego.



Ryc. 129. Widok wschodniej ściany dawnego kamieniołomu Sosnówka (wyrobisko przyszczytowe wschodnie), zbudowanej z wapieni górnego dewonu, z zaznaczoną granicą między piętrami stratygraficznymi fran i famen (przebieg granicy wg Rackiego, 1990). Fot. AFM

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Kulminacja Góry Słonecznej, ukształtowana w wyniku eksploatacji kamieniołomu Sosnówka, odsłania górnodewońskie wapienie, należące do formacji wapieni i dolomitów stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali (formacja z Kowali), w których widoczna jest granica między franem a famenem. U podnóża ściany wyrobiska we wschodnim zboczu Góry Słonecznej występują wapienie z koralowcami. ramienionogami i krynoidami, wyżej przechodzące w gruboziarniste warstwy z brekcjami i zlepieńcami, nad którymi leży kompleks skał famenu (ryc. 129). Górne partie ściany tworzą masywne wapienie niemal bez fauny, związane z późnodewońskim kryzysem biotycznym. W odsłonięciu widoczne są także żyły kalcytu oraz formy krasowe. Dawniej pozyskiwano tu dekoracyjny marmur Sosnówka.

6. POZOSTAŁOŚCI PO KAMIENIOŁOMIE BARWINEK NA GÓRZE CMENTARNEJ

50°51'20.571"N, 20°37'31.775"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: Kielce przy ul. Ks. P. Ściegiennego, pomiędzy cmentarzami Starym a Nowym

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: Pasma Kadzielniańskie

INFORMACJE OGÓLNE

Obszar dawnego zrekultywowanego kamieniołomu z odsłaniającymi się niewielkimi wychodniami skalnymi

FORMA OCHRONY

Kielecki Obszar Chronionego Krajobrazu

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Geostanowisko zlokalizowane w pobliżu parkingu, przy kieleckich nekropoliach. Na terenie obiektu zlokalizowany jest pomnik „Homo homini”.



Ryc. 130. Skałki będące pozostałością po kamieniołomie Barwinek. Fot. MP

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Skałki na Górze Cmentarnej stanowią pozostałość marmurołomu Barwinek, gdzie odsłaniają się jasnoszare wapienie kadzielniańskie formacji z Kowali ze skamieniałościami gąbek, koralowców i ramienionogów. W okresie międzywojennym pozyskiwano tu dekoracyjny marmur Barwinek. Charakteryzował się on jasnopopielatą barwą z różowofioletowym odcieniem oraz występowaniem żyłek w barwie białej, oliwkowej lub czerwonej, co nadawało mu walory estetyczne cenione w produkcji elementów wykończeniowych (ryc. 130). Surowiec ten został wykorzystany m.in. do wystroju wnętrza Sanktuarium Marszałka Piłsudskiego w Pałacu Biskupów Krakowskich. Po II wojnie światowej eksploatację zakończono ze względu na rozwój zabudowy miejskiej oraz sąsiedztwo obu cmentarzy, co ograniczało możliwości prowadzenia robót górniczych.

7. ODSŁONIĘCIE W OGRODZIE BOTANICZNYM W KIELCACH

50°51'57.67"N, 20°35'57.94"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: południowo-zachodnia część Kielc, pomiędzy ul. Jagiellońską i Karczówkowską; na terenie Ogrodu Botanicznego

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: zachodnia część Pasma Kadzielniańskiego, wschodnie zbocze góry Karczówki

INFORMACJE OGÓLNE

Skarpa w południowo-wschodnim stoku góry Karczówki, która została rozkopana podczas prac związanych z urządzaniem Ogrodu Botanicznego i powstało odsłonięcie silnie skrasowiakowych skał wapiennych.

FORMA OCHRONY

Kielecki Obszar Chronionego Krajobrazu



Ryc. 131. Odsłonięcie w ogrodzie botanicznym – widok ogólny. Fot. AFM

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

W pobliżu znajdują się szlaki rowerowe koloru czerwonego i GreenVelo. Obiekt zlokalizowany na terenie Ogrodu Botanicznego zarządzanego przez Geonaturę Kielce, w celu wejścia do ogrodu należy zakupić bilet. Na obszarze odsłonięcia przygotowano ścieżkę ze schodami, punkty obserwacyjne na platformach i tablice edukacyjne.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

W odsłonięciu można zapoznać się z wapieniami stromatoporoidowo-koralowcowymi górnego dewonu reprezentującymi typ wapieni kadzielniańskich formacji z Kowali (ryc. 131). Występują w nich skamieniałości gąbek, koralowców, ramienionogów i ślimaków. W skałach widoczne są żyłki białego i różowego kalcytu oraz formy krasowe, w tym wejście do jaskini wypełnione osadami ilastymi i blokami wapienia.

8. GÓRA KARCZÓWKA

50°52'03.09"N, 20°35'27.37"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: zachodnia część miasta Kielce, pomiędzy ulicami Podklasztorną, Świętej Barbary i Bernardyńską

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: zachodnia część Pasma Kadzielniańskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Wzniesienie góry Karczówki (340 m n.p.m.) ze śladami dawnych robót górniczych w postaci zagłębień po szybach i rowów – tzw. „szpar” górniczych

FORMA OCHRONY

Rezerwat krajobrazowy „Karczówka” o powierzchni 26,62 ha (utworzony w 1953 r.) obejmuje niemal całe wzniesienie poza pobernardyńskim zespołem kościelno-klasztornym podlegającym ochronie konserwatorskiej; Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy utworzony w 1996 r.

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA



Ryc. 132. Szczyt Góry Karczówki z klasztorem.
Fot. PP

Ważniejszych elementów geologicznych i śladów działalności górniczej. Góra Karczówka znajduje się również na trasie Świętokrzyskiego Szlaku Archeo-Geologicznego.

GEOLOGIA W SKRÓCIE

SKAŁY: wapień (środkowy-górny dewon, żywet-fran), zlepieńce (perm)

SKAMIENIAŁOŚCI: gąbki, koralowce, ramienionogi

Góra Karczówka, zwieńczona budynkami kościoła i klasztoru, stanowi malowniczy element krajobrazu zachodniej części Kielc (ryc. 132). Przez szczytową partię góry prowadzi czerwony szlak turystyczny im. Sylwestra Kowalczewskiego (Chęciny-Kielce). W 2012 r. utworzono edukacyjną Ścieżkę Geologiczno-Kruszcowo-Górniczą, umożliwiającą zwiedzającym obserwację najważ-

FORMA OCHRONY

Rezerwat krajobrazowy „Karczówka” o powierzchni 26,62 ha utworzony w 1953 r., obejmujący niemal całe wzniesienie poza pobernardyńskim zespołem kościelno-klasztornym podlegającym ochronie konserwatorskiej. W 1996 r. Karczówka została włączona do Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOSTANOWISKA

Góra Karczówka stanowi najwyższe wzniesienie Pasma Kadzielniańskiego, zbudowane głównie z wapieni dewonu górnego. Skały są silnie spękane, a szczeliny tektoniczne wypełnione żyłami kalcytowymi okruszczowanymi galeną i następnie poszerzone przez procesy krasowe. Galena była przedmiotem wielowiekowej eksploatacji, której ślady bardzo dobrze zachowały się do dziś.

Cały obszar wzgórza porastają zespoły i zbiorowiska roślinne uwarunkowane dawną działalnością górniczą, ukształtowane na siedlisku lasu wyżynnego. W drzewostanie do niedawna istotną rolę odgrywały ponad 200-letnie sosny, które obecnie w coraz większym stopniu zastępowane są gatunkami liściastymi (grab, buk). Istotnym walorem dziedzictwa kulturowego Karczówki jest XVII-wieczny pobernardyński zespół kościelno-klasztorny. W jego obrębie znajduje się unikatowa XVII-wieczna figura Świętej Barbary wykonana z jednej bryły rudy ołowiu (galeny).

OPIS GEOSTANOWISKA

1. Skały

Grzbiet góry zbudowany jest z wapieni dewonu środkowego (żywetu) i górnego (franu) ze szczątkami organogenicznymi, zatopionymi w mikrytowym tle skalnym. Wśród tych szczątków najliczniej występują stromatoporoidy (niektóre zachowane w pozycji wzrostu), rzadziej koralowce (ryc. 133), ramienionogi i ślimaki oraz stromatolity (gęsto laminowane struktury mikrobialne). Skały te należą do formacji z Kowali.



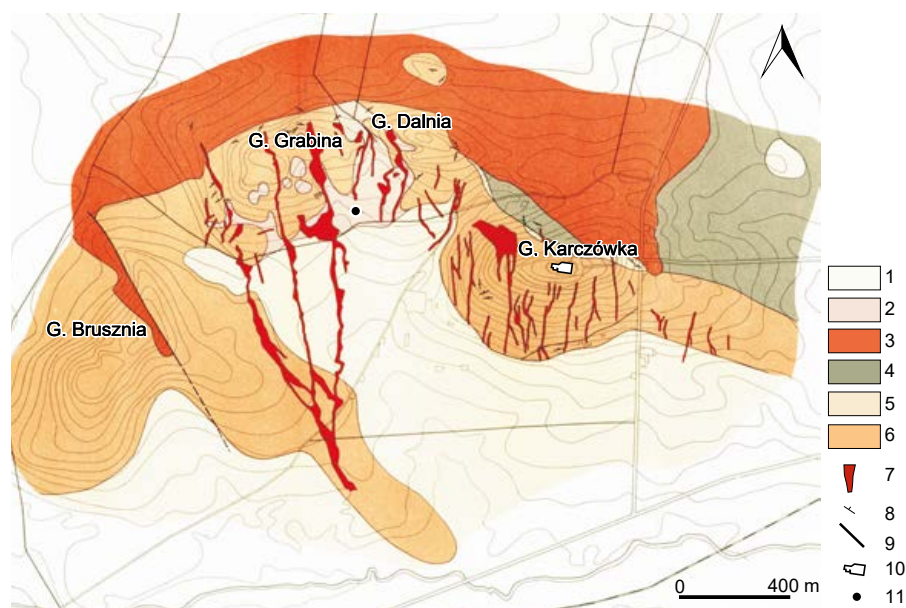
Ryc. 133. Kolonia koralowców czteropromiennych (Rugosa) w wapieniu na dziedzińcu klasztornym. Fot. ZZ

Na północno-wschodnim stoku Karczówki, (przy ulicach Podklasztornej i Bernardyńskiej), można zobaczyć wychodnie zlepieńców górnego permu, zbudowanych z mniej lub bardziej

obtoczonych fragmentów wapieni i dolomitów dewonu, spojenych czerwonym osadem węglanowo-żelazistym. Fragmenty wapienne pochodziły z niszczenia w warunkach półpustynnych wzniesień dewońskich, na przedpolu których formowane były stożki usypiskowe.

2. Tektonika, mineralizacja i kras

Wapień górnodewoński, budujący Karczówkę, przecina gęsta sieć uskoków i spękań tektonicznych, z którymi ściśle związane są zarówno procesy mineralizacji hydrotermalnej, jak i zjawiska krasowe. Spękania, wypełnione białym i różowawym kalcytem, któremu często towarzyszy kruszec ołowiu – galena oraz baryt, tworzą system żył przecinających wzgórze poprzecznie do jego rozciągłości (ryc. 134). Pojedyncze żyły osiągają do 500 m długości, a ich miąższość waha się od kilkudziesięciu centymetrów do nawet 4 m. Znacznie rzadziej pojawia się w nich piryt, chalkopiryt czy sfaleryt. Powstanie żył mineralnych związane jest z dwoma etapami mineralizacji – waryscyjskim i postwaryscyjskim. Żyły starsze, kalcytowe, pozbawione kruszców powstały w etapie waryscyjskim (późny karbon-wczesny perm). W etapie postwaryscyjskim (późny perm-wczesny trias) roztwory hydrotermalne migrowały wzdłuż odmłodo-



Ryc. 134. Mapa geologiczna Karczówki wg J. Czarnockiego (1956)

1 – czwartorzęd: piaski i gliny; 2 – trias: iły pstre; 3 – perm: zlepienie; 4 – karbon: łupki krzemionkowe; 5 – dewon (fran): łupki margliste; 6 – dewon (fran i żywet): wapień skaliste; 7 – szyby poszukiwawcze za kruszczami w obrębie żył kalcytowo-kruszcowych; 8 – upady warstw; 9 – uskoki tektoniczne; 10 – zabudowania klasztoru; 11 – lokalizacja szybu „Barbara”.

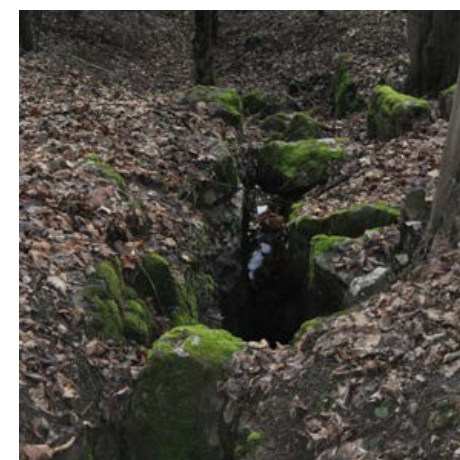
nych stref uskokowych i pęknięć wypełnionych kalcytem starszej generacji. Poza kalcytem (młodszej generacji) z roztworów tych tworzył się baryt i siarczkowe minerały metali głównie galena, w mniejszej ilości chalkopiryt i piryt. W ten sposób powstała młodsza generacja żył kalcytowo-barytowo-galenowych. Są to tzw. złoża pierwotne galeny.

Po alpejskich ruchach górotwórczych, kiedy skały dewonu zostały ponownie wypiętrzone i zniszczony został ich nadkład, znalazły się one w przypowierzchniowej strefie objętej intensywnymi procesami wietrzeniowymi, głównie krasowymi. Rozpuszczanie skał węglanowych przez wodę (krasowienie) miało najbardziej intensywny przebieg w spękanych strefach masywu, zawierających żyły kalcytowo-barytowo-siarczkowe. Szczególnie podatne na rozpuszczanie były: kalcyt oraz minerały cynku i żelaza. W skrasowiałych strefach tektonicznych pozostawały natomiast trudno rozpuszczalne minerały: galena baryt oraz ilasto-piaszczyste produkty wietrzenia – żółte i czerwone iły, gliny oraz piaski. Osady te wypełniały szczeliny i kanały krasowe powstałe w wapieniach. W ten sposób nagromadzenia fragmentów i brył galeny utworzyły tzw. złoża wtórne (w terminologii górniczej nazywane gniazdami), bogatsze i łatwiejsze do eksploatacji od złoża pierwotnego, czyli żył w obrębie twardych wapieni.

Związek tektoniki, mineralizacji i krasu z występowaniem najbogatszych, wietrzeniowo-krasowych złóż galeny eksploatowanych płytkimi wyrobiskami górniczymi jest jednym z największych walorów Karczówki wyeksponowanych na Ścieżce Geologiczno-Kruszcowo-Górniczej.

3. Ślady historycznego górnictwa kruszcowego

Ślady dawnych robot górniczych na Karczówce (ryc. 135) i pobliskich wzniesieniach, należących do zachodniej części Pasma Kadzielniańskiego: Dalni, Grabinie i Bruszni, związane są ze wspomnianymi już strefami uskoków poprzecznych, rozcinających wapień dewoński. Ślady te dokumentują różne techniki i rozmiary eksploatacji, zarówno pierwotnych jak i wtórnych złóż galeny, która miała



Ryc. 135. Ślady po eksploatacji galeny, „szpara” górnicza. Fot. MP

miejsce co najmniej od XIII w. Wydobycie prowadzone było przez górników (kopaczy) a organizacją prac zajmowali się gwarkowie, którzy uzyskiwali nadania pozwalające na założenie kopalni. Największe wydobywanie miało miejsce w okresie od XIV do XVI w. Inwentaryzacja śladów historycznego górnictwa kruszcowego w rejonie Karczówki, sporządzona przez znanego kieleckiego geologa, Jana Czarnockiego, wykazała ponad 3200 obiektów o różnej specyfice wynikającej z różnego sposobu i skali eksploatacji. Do najbardziej charakterystycznych pozostałości należą „szpary” górnicze (ryc. 135), czyli podłużne chodniki górnicze pozbawione stropu i nawiązujące przebiegiem do okruszczonych żył. Wyrobiska takie możemy oglądać w kilku punktach Ścieżki Geologiczno-Kruszcowo-Górnicy, przy czym najlepiej zachowane tego typu obiekty występują na południowym i północno-zachodnim polu górniczym Karczówki (stanowisko oznaczone jako 2 i 4 na ścieżce).



Ryc. 136. Wczesnobarokowy ołtarz główny wykonany z górnodewońskiego wapienia bolechowickiego. Drobne elementy architektoniczne (płytki i obramowania) wykonane z kalcytu Różanka Zelejowska. Fot. ZZ

4. Zabytkowy zespół kościelno-klasztorny i kamień w architekturze

Historia pobernardyńskiego, barokowego zespołu kościelno-klasztornego na Karczówce (ryc. 150) sięga pierwszej połowy XVII w. Na skalistej kulminacji Karczówki zwanej wówczas Karczem lub Karczowską Górą (od karczunku lasów przy poszukiwaniu i wydobywaniu rud ołowiu) w latach 1622–1628 wybudowany został kościół pw. Św. Karola Boromeusza ufundowany przez biskupa krakowskiego Marcina Szyszkowskiego. Fundacja miała charakter wotum dziękczynnego za ominięcie Kielc przez zarazę. W latach 1629–1631 przy kościele wzniesiono zabudowania klasztorne z przeznaczeniem na klasztor bernardynów sprowadzonych w to miejsce przez biskupa Szyszkowskiego. Wybudowano m.in. pomieszczenia gospodarcze, część mieszkalną i dzwonnice oraz wewnętrzny dziedziniec, czyli wirydarz. W obrębie tych zabudowań funkcjonował również dziedziniec gospodarczy zwany majdanem, na którym odbywało się m.in. ważenie i składowanie rudy ołowiu wydobytej przez kopaczy. W tym miejscu uiszczano także specjalny podatek zwany olborą, który stanowiła jedna dziesiąta wydobytego kruszcu lub jej ekwiwalent w gotówce.



Ryc. 137. A – rokokowy lichtarz przy ołtarzu św. Barbary wykonany ze Zlepieńca Zygmuntońskiego; B – podstawa późnobarokowej chrzcielnicy wykonana ze Zlepieńca Zygmuntońskiego. Fot. ZZ



Ryc. 138. Figura św. Barbary wyrzeźbiona z bryły galeny, wydobytej w 1646 r. Fot. ZZ

W związku z represjami carskimi po powstaniu, w 1864 r. nastąpiła kasata klasztoru. W 1957 r. został on przekazany obecnym właścicielom – księżom pallotynom.

Kościół stanowi jednonawową świątynię, do wystroju której wykorzystano marmury świetokrzyskie. Ołtarz główny wykonano z marmuru Bolechowice z detalami z Różanki Zelejowskiej (ryc. 136), kropielnice – z marmuru Bolechowice i Chęciny, natomiast lichtarz przy ołtarzu św. Barbary (ryc. 137A) i podstawę chrzcielnicy (ryc. 137B) – z marmuru Zygmuntońka. Posadzka, złożona z brązowych płytek marmuru Bolechowice i biało-szarych sudeckiego marmuru Marianna, pochodzi z lat 70. XX w.

Późnobarokowe, dwubiegowe schody balustradowe, prowadzące do kościoła wykonane są z dolnotriasowych piaskowców wąchockich i dolskich.

Najcenniejszym zabytkiem, łączących historię lokalnego górnictwa z architekturą, jest unikatowa, XVII-wieczna figura świętej Barbary wykonana z galeny (ryc. 138). Znajduje się ona w kaplicy zlokalizowanej pod dzwonnica. Historia figury wiąże się z podaniem o górniku Hilarym Mali ze wsi Niewachłów (obecnie dzielnica Kielc) i znalezisku w sąsiedztwie Karczówki (na Górze Machnowskiej – dzisiejszej Grabinie Małej) trzech brył rudy ołowiu. Największa ze znalezionych brył posłużyła do wykonania figury świętej Barbary, patronki górników. O skali znaleziska świadczy fakt, iż figura, mająca 137 cm wysokości, waży aż 1800 kilogramów.

Z dwóch pozostałych brył wykonano płaskorzeźbę Matki Bożej, która znajduje się w Bazylice Katedralnej w Kielcach oraz figurę św. Antoniego, podarowaną kościołowi pw. Podwyższenia Krzyża Świętego i św. Antoniego w Borkowicach koło Przysuchy.

Przed bramą klasztoru znajduje się taras widokowy, z którego roztacza się rozległa panorama na Kielce i otaczające je pasma górskie (idąc od zachodu): Oblęgarskie, Tumlińskie, Masłowskie i Łysogórskie.

9. GÓRA DALNIA

50°52'20.944"N, 20°34'58.646"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: zachodnia część miasta Kielce, na północ od ul. Grabinów

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: zachodnia część Pasma Kadzielniańskiego



Ryc. 139. Dalnia – powierzchniowe pozostałości po górnictwie kruszczowym. Fot. MP

INFORMACJE OGÓLNE

Wzniesienie góry Dalni z widocznymi śladami dawnego kamieniołomu

FORMA OCHRONY

Zespół Przyrodniczo-Krajobrazowy Grabina-Dalnia; Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Na szczycie góry znajdują się tablice, będące częścią ścieżki geologiczno-kruszcowo-górnicznej.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Góra Dalnia (319 m n.p.m.) wraz z sąsiadującą od zachodu Grabiną zostało objęte w 2009 r. ochroną, jako zespół przyrodniczo-krajobrazowy Grabina-Dalnia (pow. 32,6 ha). Celem ochrony jest zachowanie reliktywów świętokrzyskiego górnictwa kruszczowego oraz odsłonięć skał paleozoicznych ze skamieniałościami oraz z elementami rzeźby krasowej (ryc. 139). Dalnia zbudowana jest z wapieni dewońskich ze stromatoroidami, koralowcami, ślimakami i fragmentami liliowców. Występują wapienie ooidowe famenu, rozcięte szczeliną wypełnioną czerwonymi i zielonymi wapieniami marglistymi wieku karbońskiego oraz czerwonymi iłami wieku permskiego. Osady te zawierają dość liczne fragmenty/szczątki koralowców, trylobitów, konodontów, rzadziej głowonogów, ramienionogów, krynoidów i mszywiolów. Udokumentowane na Dalni nowe gatunki, nieodnotowane dotychczas na świecie, otrzymały nazwę związaną z ich lokalizacją, np. Globusia dalniana, Emmonsia dalniae. Dalnia jest cennym obszarem przyrodniczym z murawami kserotermicznymi. Ze wzgórza roztacza się widok na północne Kielce i Karczówkę.

10. GÓRA GRABINA

50°52'20.944"N, 20°34'58.646"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: Kielce – zachodnia część miasta, na północ od ul. Grabinów

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: zachodnia część Pasma Kadzielniańskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Teren nieczynnego kamieniołomu Czarnów z dobrze zachowanym wyrobiskiem oraz obszaru okalającego, na którym zlokalizowane są pozostałości dawnej kopalni podziemnej Barbara.

FORMA OCHRONY

Zespół Przyrodniczo-Krajobrazowy Grabina-Dalnia; Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

W pobliżu geostanowiska przebiega szlak turystyczny koloru czerwonego im. Sylwestra Kowalczewskiego (Chęciny–Kielce) oraz oznakowana Ścieżka Geologiczno-Kruszcowo-Górnicza wyposażona w tablice informacyjne i elementy małej infrastruktury turystycznej. W pobliżu przebiegają także miejski szlak spacerowy koloru żółtego oraz szlak rowerowy koloru czerwonego.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Góra Grabina (312 m n.p.m.) zbudowana jest z wapieni formacji z Kowali, reprezentujących dewon środkowy oraz niższą część dewonu górnego.



Ryc. 140. Wschodnia ściana kamieniołomu Grabina z dużym lejem krasowym na pierwszym planie. Fot. ŁZ

Historia Grabiny związana jest z działalnością górniczą. Wapienie dewońskie wydobywano tu w latach 1953–1975, w kopalni „Czarnów”. Natomiast eksploatacja galeny ma znacznie dłuższe tradycje. Pozostałością po niej jest szyb „Barbara” o głębokości około 118 m, położony na południowo-zachodnim stoku góry. W ścianach dawnego kamieniołomu odsłaniają się przede wszystkim wapień mikrytowe, którym towarzyszą warstwy wapieni o delikatnej laminacji mikrobialnej (ryc. 140). W wyżej położonych partiach wyrobiska odsłaniają się wapień ziarniste franu, zawierające drobne szczątki morskich organizmów bezkręgowych, np. koralowców i muszli małży. Nachylenie warstw skalnych oraz liczne spękania są efektem ruchów tektonicznych związanych z orogenezą waryscyjską. Na grzbiecie i zachodnich zboczach Grabiny odsłaniają się permskie zlepieńce. Zbudowane są one z otoczków jasnoszarych wapieni dewońskich tkwiących w czerwonym, marglisto-żelazistym spoiwie. Powstały w przybrzeżnej strefie zatoki morza cechsztyńskiego.

W środkowej części wchodniej ściany widoczny jest duży lej krasowy wypełniony żółtym osadem ilasto-piaszczystym, powstały w neogenie.

11. KAMIENIOŁOM BIESAK

50°50'39.31"N, 20°34'26.12"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: południowa część Kielc

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: północno-zachodnie zbocze Kamiennej Góry (321 m n.p.m.) należącej do Pasma Połowickiego

INFORMACJE OGÓLNE

Wyrobisko nieczynnego kamieniołomu Biesak wraz z dochodzącym od strony północnej przekopem dawnej drogi dojazdowej

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Kamieniołom położony jest na żółtym, miejskim szlaku spacerowym oraz Świętokrzyskim Szlaku Archeo-Geologicznym; przy kamieniołomie znajdują się tablice informacyjne.

GEOLOGIA W SKRÓCIE

SKAŁY: piaskowce (dolny kambr – oddział 2 i dolny ordowik, tremadok), piaskowce glaukonitowe i bentonit (dolny ordowik, tremadok)

TEKTONIKA: odwrócone zaleganie warstw, starsze skały kambryjskie leżące na młodszych skałach ordowickich

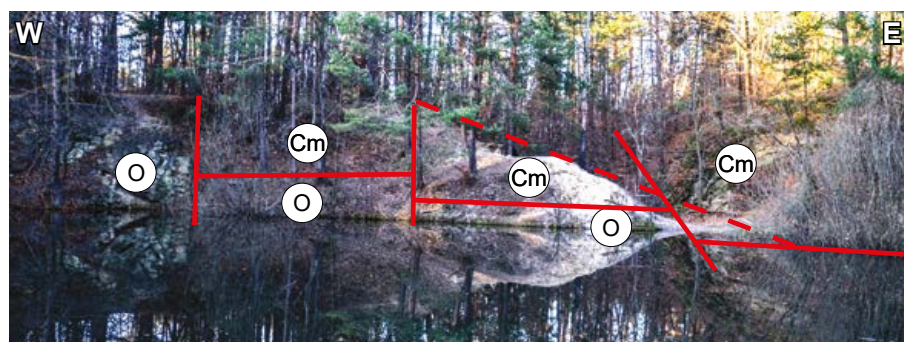
FORMA OCHRONY

Rezerwat przyrody nieożywionej Biesak-Białogon o powierzchni 13,13 ha (utworzony w 1981 r.); Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie

Antropogeniczne formy rzeźby, w tym wypełnione wodą wyrobisko, stanowią podłoże dla siedlisk różnorodnych gatunków roślin i zwierząt. Ponad 70% powierzchni rezerwatu pokrywają drzewostany boru mieszanego (sosna z domieszką buka, jodły i dębu) na siedliskach boru mieszanego wyżynnego i częściowo boru świeżego wilgotnego. W rezerwacie występuje wiele rzadkich i chronionych gatunków roślin naczyniowych oraz zwierząt (m.in. buławik wielkokwiatowy, kruszczyk rdzawoczerwony, lilia złotogłów).

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOSTANOWISKA

Odsłonięcie powstałe w wyniku wieloletniej eksploatacji piaskowców ordowickich umożliwia wgląd w budowę północnego skrzydła antykliny dymińskiej. W dostępnych do obserwacji zachodniej i północnej ścianie kamieniołomu, wypełnionego wodą, widoczne są piaskowce dolnego kambru oraz dolnego ordowiku. Niezgodne zaleganie starszych piaskowców kambryjskich na młodszych piaskowcach ordowickich (ryc. 141) dokumentuje ruchy tektoniczne, które miały miejsce pod koniec syluru i reprezentowały główną fazę kaledońskich ruchów górotwórczych, które spowodowały sfałdowanie skał wczesnopaleozoicznych.

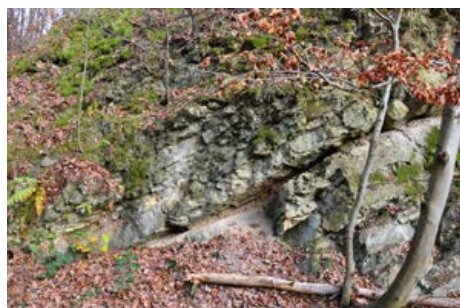


O – ordowik dolny Cm – kambryjski dolny — uskoki stwierdzone - - - uskoki prawdopodobne

Ryc. 141. Widok na północną ścianę kamieniołomu Biesak z wychodniami skał dolnego kambru i dolnego ordowiku. Widoczne jest odwrócone zaleganie warstw: utwory starszego kambru leżą na młodszych piaskowcach ordowiku. Fot. AFM

OPIS GEOSTANOWISKA

1. Skały



Ryc. 142. Piaskowce i mułowce dolnego kambru we wschodniej ścianie wąwozu w północnej części kamieniołomu. Fot. AFM

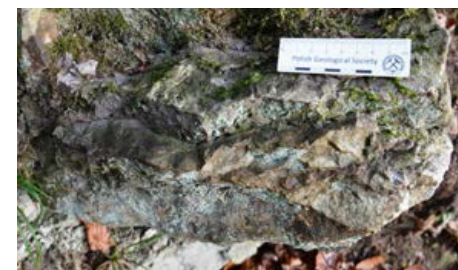
W ścianach wyrobiska oraz przekopu dawnej drogi dojazdowej, w północnej części kamieniołomu, widoczny jest profil skał osadowych pochodzenia morskiego. Są to jasnoszare cienko- i średnioławicowe (5–25 cm) piaskowce drobnoziarniste z przeławiczeniami łupków ilastych i mułowcowych, reprezentujące dolny kambryjski (ryc. 142) oraz jasnoszare, gruboławicowe, drobnoziarniste piaskowce kwarcowe z wkładkami, iłowców,

mułowców i bentonitów, należące do dolnego ordowiku (ryc. 143). Znajdywane w nich odciski bezzawiasowych ramienionogów *Thysanotos siluricus* i *Acrothele ceratopygarum* wskazują na ich wczesnoordowicki (tremadok) wiek.



Ryc. 143. Piaskowce dolnego ordowiku w zachodniej ścianie kamieniołomu. Fot. AFM

Skały te budują północne skrzydło antykliny dymińskiej (ryc. 4), dużej struktury tektonicznej w regionie kieleckim trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Skały kambryjskie, odsłonięte we wschodniej ścianie przekopu, stanowią jedną z najstarszych skał występujących na terenie Geoparku Świętokrzyskiego. Wyróżniają się one silnym zbioturbowaniem, czyli przerobieniem pierwotnego osadu przez bezkręgowce żerujące w mule i piasku, zalegającym na dnie kambryjskiego morza (ryc. 144). Piaskowce te reprezentują formację z Ociesek.



Ryc. 144. Piaskowce dolnego kambru z kanałami żerowiskowymi – bioturbacjami. Fot. AFM

Skały kambryjskie występujące w rezerwacie Biesak-Białogon tworzyły się jako osady stosunkowo chłodnego i płytkiego zbiornika morskiego położonego na krawędzi (szelfie) paleokontynentu Baltika, w pobliżu bieguna południowego. Sedymentacja morska zakończyła się przed późnym kambrem. Skały kambryjskie zostały wyniesione i sfałdowane we wczesnej fazie orogenezy kaledońskiej, zwanej fazą sandomierską a następnie podlegały niszczeniu (denudacji), w wyniku którego usunięta została część osadów kambryjskich. Kolejna transgresja morska miała miejsce we wczesnym ordowiku a zapoczątkowana przez nią sedymentacja terygenicznego osadów piaskowcowych, zachodziła również w chłodnym zbiorniku morskim. Bezpośrednio na sfałdowanych piaskowcach dolnego kambryjskiego osadziły się zlepionce złożone z otoczków piaskowców a na nich zielonkawe piaskowce glaukonitowe (ryc. 145). Obecnie granica erozyjno-sedymentacyjna między skałami kambryjskimi a ordowickimi nie odślania się. Przebiega ona w części kamieniołomu zalanej wodą.



Ryc. 145. Wychodnia piaskowców glaukonitowych tuż nad powierzchnią wody w północnej ścianie kamieniołomu. Fot. AFM



Ryc. 146. Warstwa bentonitu w obrębie piaskowców ordowickich w północnej ścianie kamieniołomu. Fot. JJ

W górnej części profilu piaskowców ordowickich występuje cienka, kilkucentymetrowa warstwa zielenkavo-żółtawego bentonitu (ryc. 146), powstałego w wyniku podmorskiego wietrzenia (tzw. halmyrolizy) materiału piroklastycznego, czyli popiołów wulkanicznych. Świadczy ona o aktywności wulkanicznej na bliżej nieokreślonym obszarze, gdyż pyły wulkaniczne są transportowane na duże odległości rzędu tysięcy kilometrów.

2. Deformacje tektoniczne dokumentujące sandomierskie ruchy górotwórcze
Skały kambru i ordowiku, widoczne w kamieniołomie, są silnie zdeformowane tektonicznie. Liczne spękania i uskoki, nachylenie warstw skalnych oraz ich odwrócony układ w północnej części wyrobiska, gdzie starsze skały kambryjskie leżą na młodszych ordowickich (ryc. 135), wskazują na znaczące naciski i naprężenia, którym

były poddawane te skały. Po ruchach fałdowych orogenezy kaledońskiej antyklina dymińska została powtórnie pofałdowana (przemodelowana) w orogenezie waryscyjskiej późnym karbonie. Następnie struktura fałdowa uległa spękanom i wzdłuż powierzchni spękań warstwy skalne uległy przemieszczeniu, tworząc uskoki. Blok skał dolnego kambru został wydzwignięty wzdłuż powierzchni uskoku ku górze i nasunięty na piaskowce ordowiku. Taka skomplikowana budowa geologiczna powoduje, że warstwy skalne widoczne w kamieniołomie nie leżą poziomo, lecz są nachycone pod różnymi kątami.

Odwrócony tektonicznie układ warstw skalnych i luka stratygraficzna pomiędzy utworami kambru dolnego i skałami dolnego ordowiku, udokumentowane w profilu w północnej części wyrobiska, są jednymi z najważniejszych wartości naukowo-edukacyjnych rezerwatu. W profilu brakuje osadów środkowego i późnego kambru

oraz najniższego ordowiku a pomiędzy wspomnianymi seriami dodatkowo zaznacza się niezgodność erozyjna i kątowna. Obecnie ten fragment profilu jest niewidoczny z uwagi na zamaskowanie zbocza zwietrzeliną oraz wypełnienie wodą najniższego poziomu wyrobiska.

3. Pozostałości historycznego górnictwa skalnego

Najważniejsze elementy ukształtowania terenu w obrębie rezerwatu Biesak-Białogon, tj. niecka wyrobiska i otaczające ją hałdy, związane są odkrywkową eksploatacją piaskowców, która była prowadzona w tym miejscu od początku XX w. do 1961 r.

Piaskowce wydobywane były głównie pod kątem produkcji kostki brukowej oraz elementów architektonicznych, które w dalszym ciągu można zaobserwować w licznych obiektach na terenie Kielc (mury, elewacje budynków, brukowane ulice).

12. KAMIENIOŁOM NA GÓRZE HAŁASA

50°50'24.261"N, 20°38'0.267"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: południowo-wschodnia część miasta Kielce, na zachód od Al. Ks. J. Popiełuszki (DK 74)

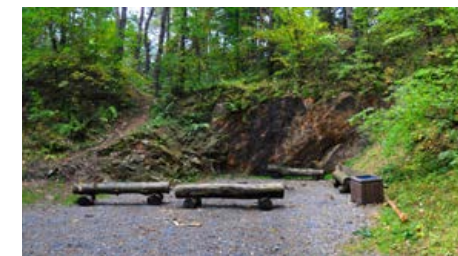
FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: północno-zachodni fragment Pasma Dymińskiego, na północnym zboczu Góry Hałasa

INFORMACJE OGÓLNE

Pozostałości dawnego kamieniołomu

FORMA OCHRONY

Stanowisko dokumentacyjne
Odsłonięcie na Górze Hałasa;
Chęcińsko-Kielecki Park
Krajobrazowy (od 1996 r.)



Ryc. 147. Ogólny widok na wyrobisko piaskowców u podnóża Góry Hałasa. Fot. WW

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

W pobliżu odsłonięcia przebiegają szlaki turystyczne – na północ miejski szlak spacerowy koloru żółtego oraz szlak rowerowy koloru czerwonego. Na południu szlak pieszy koloru niebieskiego im. E. Padechowicza (Łągów-Chęciny). Na obszarze

geostanowiska znajdują się tablice informacyjne na temat obiektu i ochrony przyrody, jak również miejsce do odpoczynku dla turystów.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Góra Hałasa (393 m n.p.m.) jest drugim pod względem wysokości wzniesieniem Pasma Dymińskiego. Północno-zachodni stok góry rozcięty jest dawnym wyrobiskiem po eksploatacji piaskowców kwarcytowych (ryc. 147). Prace górnicze przetrwały tu już w okresie międzywojennym oraz po II wojnie światowej.

W odsłonięciu widoczne są ordowickie piaskowce formacji z Bukówki, w których udokumentowano obecność ramienionogów z rodzaju *Orthis* oraz nieliczne szczątki trylobitów. Skały mają barwę jasnoszarą, miejscami z odcieniem żółtawym i brązowym i przecięte są żyłą bladoróżowego barytu.

Piaskowce ordowickie spoczywają tu bezpośrednio na osadach kambru. Między obu jednostkami występuje luka stratygraficzna obejmująca górny kambr, ale ten kontakt nie odsłania się w tym stanowisku.

13. GÓRA TELEGRAF

N 50°50'18.272"N, 20°38'30.168"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: południowo-wschodnia część miasta Kielce na południe od ul. Pod Telegrafem

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: najwyższe wzniesienie Pasma Dymińskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Góra

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Przez wzniesienie przebiega szlak pieszy koloru niebieskiego im. E. Padechowicza (Łągów-Chęciny). U podnóża biegnie miejski szlak spacerowy koloru żółtego oraz szlak rowerowy koloru czerwonego. Zimą na górze Telegraf funkcjonuje wyciąg narciarski.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Telegraf (406 m n.p.m.) jest najwyższym wzniesieniem Pasma Dymińskiego i całego Geoparku. Jego wyższe partie zbudowane są z piaskowców kambryjskich, które miejscami odsłaniają się na szczycie i zboczach, a niższe z utworów ordowickich. Całość porasta typowy dla Gór Świętokrzyskich las bukowo-jodłowy (ryc. 148). Północne zbocze Telegrafu wykorzystano do celów sportowo-rekreacyjnych: znajduje się tam około półkilometrowa trasa narciarska o niemal stu metrach deniwelacji. W sezonie zimowym funkcjonuje przy niej wyciąg orczykowy; stok jest oświetlany i – w razie potrzeby – sztucznie dośnieżany. Ze szczytu rozciąga się panorama Doliny Kielecko-Łągowskiej oraz Pasma Kadzielniańskiego z odsłonięciami na Wietrzni i Kadzielni, a dalej Grzbietu Szydłówkowskiego i Pasma Masłowskiego.



Ryc. 148. Widok ogólny na górę Telegraf.
Fot. SzP

14. KAMIENIOŁOM NA ŚWINIEJ GÓRZE

50°53'27.967"N, 20°41'41.819"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: północno-wschodnia część Kielc, przy granicy z gminą Masłów, na północ od ul. Wschodniej

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: północna część Pasma Szydłówkowskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Dawny kamieniołom na południowym zboczu Świniej Góry

FORMA OCHRONY

Kielecki Obszar Chronionego Krajobrazu (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Przez obszar przebiega miejski szlak spacerowy koloru żółtego.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Ryc. 149. Piaskowce dolnego dewonu na Świniej Górze. Fot. WW

Świnia Góra jest najwyższym wzniesieniem Grzbietu Szydłówkowskiego i jedynym miejscem w Kielcach, gdzie odsłaniają się piaskowce dolnodewońskie (ryc. 149). Na jej południowo-wschodnich stokach zachowały się wyrobiska po eksploatacji piaskowców kwarcytowych prowadzonej w latach 30. XX w., dziś częściowo zarośnięte.

W górnej części północnej ściany kamieniołomu widoczne są odsłonięte skały, wśród których dominują beżowe, drobnoziarniste piaskowce kwarcytowe tworzące ławice o grubości około 50 cm, nachylone pod kątem 45° w kierunku północnym. Specyficzne powierzchnie ciosowe prostopadłe do uławicenia powodują, że piaskowce wietrzejąc rozpadają się na charakterystyczne kostki, gromadzące się u podnóża wyrobiska. W środkowej części ściany kamieniołomu można również dostrzec lustro tektoniczne, będące świadectwem tektonicznej deformacji skał. Ze szczytu rozciąga się panorama wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Na północnych stokach zachowały się też ślady dawnego wydobywania rud żelaza w postaci lejów poszybowych i niewielkich hałd.

15. GRUCHAWKA

50°54'3.793"N, 20°36'57.038"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: północna część Kielc; na północ od Elektrociepłowni Kielce

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: morfologicznie zachodnie przedłużenie Pasma Szydłówkowskiego, na zachód od geostanowiska znajduje się góra Buk

INFORMACJE OGÓLNE

Hałdy i naturalne odsłonięcia

FORMA OCHRONY

Brak

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Przy zachodniej części obiektu przebiega szlak rowerowy koloru czerwonego.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

W północnej części Kielc, za Elektrociepłownią Kielce znajdują się odsłonięcia łupków mułowcowych i iłowcowych wieku sylurskiego. Skały te widoczne są także – jako fragmenty na hałdzie. Nie stwierdzono w nich obecności charakterystycznej dla syluru fauny graptolitowej. Hałda stanowi dobry punkt widokowy, z którego rozciąga się panorama na górę Ślichowicę, Karczówkę oraz dalsze Pasma Poślówickie i Zgórskie. Kilkaset metrów na zachód znajduje się góra Buk, zbudowana z piaskowców dolnodewońskich, gdzie w przeszłości odkrywano skamieniałości ryb pancernych. Obecnie jednak dawne wyrobisko jest silnie zarośnięte i niedostępne dla turystów.



Ryc. 150. Hałda zbudowana z mułowców i iłowców. Fot. WW

16. ŹRÓDŁO BIRUTY

50°52'9.777"N, 20°37'32.556"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: centrum Kielc przy ul. S. Staszica

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: zachodni kraniec Wzgórza Zamkowego w Kielcach

INFORMACJE OGÓLNE

Źródło stokowe

FORMA OCHRONY

Kielecki Obszar Chronionego Krajobrazu

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

W pobliżu obiektu przebiegają szlak miejski koloru czerwonego, szlaki spacerowe koloru zielonego i koloru niebieskiego oraz szlak rowerowy GreenVelo.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

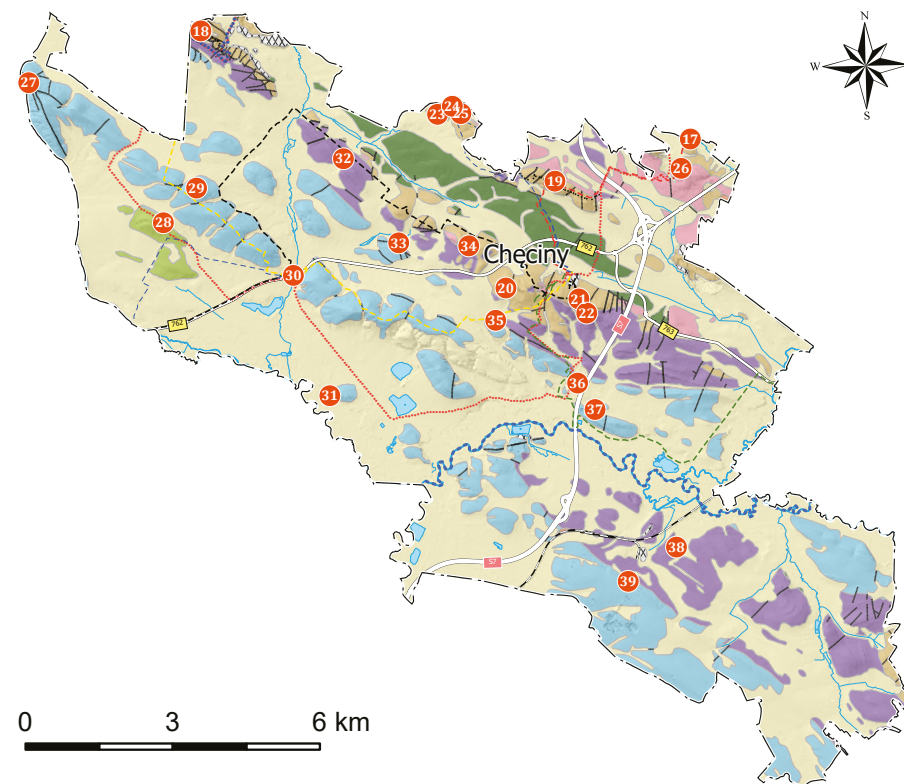


Ryc. 151. Źródło Biruty w parku miejskim w Kielcach. Fot. DW

Źródło Biruty znajduje się u podnóża Wzgórza Zamkowego w Parku Miejskim im. S. Staszica w Kielcach, przy zbiegu ulic Staszica i Solnej. Jest ono naturalnym wypływem wód dewońskiego poziomu wodonośnego, rozwiniętego w spękanych i skrasowiatałych wapieniach oraz dolomitach dewonu budujących Wzgórze Zamkowe. Nazwa źródła nawiązuje do postaci Biruty z powieści „Szyfowe prace” Stefana Żeromskiego. W bezpośrednim sąsiedztwie źródła znajduje się rzeźba „Przysięga miłości” autorstwa Ryszarda Wojciechowskiego, wykonana w 1973 r. z wapienia pińczowskiego, przedstawiająca siedzącą postać kobietą w symbolicznym geście przysięgi (ryc. 151).

GEOLOGICZNY RAJ

Obszar gminy i miasta Chęciny bez zbytej przesady można nazwać geologicznym rajem, hojnie obdarowanym przez Naturę. Przez wieki stanowił on skarbnicę kruszców z rudami ołowiu, miedzi i srebra a także dostarczał najpiękniejszych skał – marmurów chęcińskich. Tu znajduje się jedna z najpiękniejszych jaskiń Polski – jaskinia Raj i podziemna kopalnia miedzi Miedzianka oraz Muzealna Izba Górnictwa Kruszcowego. W 23 geostanowiskach na terenie gminy, możemy się zapoznać ze skałami różnego wieku od dewońskich, karbońskich i permskich, przez triasowe, jurajskie i kredowe, po kenozoiczne (ryc. 152). Wyjątkowe dziedzictwo geologiczne jest chronione w sześciu rezerwatach przyrody nieożywionej i licznych pomnikach przyrody.



Ryc. 152. Mapa geologiczna Gminy i Miasta Chęciny z lokalizacją geostanowisk

17. JASKINIA RAJ

50°49'39.74"N, 20°29'56.16"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: Chęciny, ul. Dobrzączka

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: na północnym stoku góry Malik, stanowiącej fragment masywu Czerwonej Góry należącej do Grzbietu Bolechowickiego

INFORMACJE OGÓLNE

Jaskinia krasowa

FORMA OCHRONY

Rezerwat przyrody nieożywionej Jaskinia Raj o powierzchni 7,76 ha (utworzony w 1968 r.), obejmuje dawny kamieniołom, w którym znajdował się otwór prowadzący do jaskini (ryc. 153) oraz znaczna część wzgórza Malik); Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie.

Przedmiotem ochrony w jaskini jest przede wszystkim szata naciekowa i namuliska zawierające szczątki fauny kopalnej i artefakty archeologiczne wieku plejstoceńskiego, ale także współczesna fauna nietoperzy. Korytarze i komory jaskini pełnią funkcję miejsca hibernacji kilkunastu lub kilkudziesięciu nietoperzy w sezonie zimowym. W ten sposób jaskinię zamieszkuje okresowo do 7 gatunków nietoperzy, w tym głównie nocek duży, nocek rudy, nocek Brandta.

W skład rezerwatu, oprócz jaskini, wchodzi też fragment rosnącego w jej otoczeniu około stuletniego boru sosnowego. W podszycie rosną: dąb, grab, leszczyna, berberys i kilka gatunków róż. W runie leśnym występuje wiele gatunków roślin chronionych np. wawrzynek wilcze łyko, bluszcz pospolity, widłak jałowcowaty, sasanka łąkowa i lilia złotogłów.

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Jaskinia udostępniona jest na odcinku 180 m. podziemną trasą turystyczną. Przed wejściem do jaskini znajduje się pawilon muzealny, w którym prezentowane są makiety i wizualizacje procesów i form krasowych, szczątki zwierząt plejstoceńskich oraz narzędzia krzemienne i makieta nawiązująca do śladów obozowisk neandertalskich. Pawilon połączony jest asfaltową drogą z parkingiem dla samochodów osobowych i autokarów. W pobliżu jaskini i zachodniej granicy rezerwatu przebiega czerwony

szlak turystyczny im. Sylwestra Kowalczewskiego (Kielce-Chęciny) oraz szlak rowerowy, a samo stanowisko funkcjonuje jako jeden z najważniejszych obiektów na Świętokrzyskim Szlaku Archeo-Geologicznym.

GEOLOGIA W SKRÓCIE

SKAŁY: wapienie (środkowy-górny dewon, żywet-fran)

FORMY KRASOWE: jaskinia (neogen-czwartorzęd), szata naciekowa i namuliska (czwartorzęd, plejstocen i holocen)

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOSTANOWISKA

Jaskinia Raj znajduje się w obrębie góry Malik, zbudowanej z wapieni koralowcowo-stromatoporoidowych, reprezentujących dolne warstwy sitkówczańskie formacji z Kowali, wieku środkowo- i górnodewońskiego.

Korytarze i pustki krasowe tworzą system jaskiniowy o łącznej długości 240 m, z bogatą szatą naciekową obejmującą różnorodne formy: stalaktyty, stalagmity, kolumny naciekowe (ryc. 154), draperie a także unikatowe misy naciekowe z perłami jaskiniowymi.

Jaskinia powstała w końcu neogenu lub w początkach czwartorzędu, natomiast obecne namuliska są znacznie młodsze, pochodzą z ostatnich kilkudziesięciu i kilkunastu tysięcy lat, zaś nacieki są w sensie geologicznym bardzo młode, liczą sobie nie więcej niż kilkanaście tysięcy lat i nadal się tworzą.

Jaskinia Raj stanowi jedno z ważniejszych stanowisk fauny plejstoceńskiej oraz śladów środkowo-paleolitycznej kultury mustierskiej sprzed około 50 tys. lat, powiązanej z człowiekiem neandertalskim w regionie świętokrzyskim.



Ryc. 153. Otwór prowadzący do Jaskini Raj zabezpieczony kratą w 1966 r. Przy otworze geolodzy i górnicy, którzy badali jaskinię i projektowali jej zabezpieczenie oraz udostępnienie: po prawej Zbigniew Rubinowski, w środku na pierwszym planie Ryszard Gradziński. Fot. TW



Ryc. 154. Szata naciekowa w Sali Kolumnowej. Fot. ŁZ

OPIS GEOSTANOWISKA

1. Kras podziemny

Jaskinia Raj to jedno z najpiękniejszych miejsc w Polsce, słynące z niezwykle bogatej szaty naciekowej. Składa się z trzech ciągów korytarzy, które łączą się w Komorze Wstępnej. Główny ciąg, o długości 38 m, prowadzi przez Salę Wysoką, Salę Stalaktytową i Salę Kolumnową. Największa przestrzeń jaskini – Komora Złomisk – tworzy odrębny fragment o długości 30 m. Jest też trzeci ciąg, niedostępny dla turystów, który obejmuje Salę Studentów i Korytarz Niedostępny.

To, co czyni Jaskinię Raj wyjątkową, to bogactwo kalcytowych form naciekowych. Według badań z lat 2003–2005 w całej jaskini znajduje się aż 47 518 nacieków, w tym ponad 47 tys. stalaktytów zwisających ze stropu! Największe ich skupisko – nawet 200 sztuk na 1 m² – można podziwiać w Sali Stalaktytowej. Występują tu licznie charakterystyczne „makarony”, czyli stalaktyty o kształcie rurek (pustych w środku).



Ryc. 155. Komora Złomisk z draperią o nazwie „Harfa” oraz cienkimi, rurkowatymi stalaktytami nazywanymi „makaronami”, widocznymi w górnym, prawym narożniku zdjęcia. Fot. ŁZ



Ryc. 156. Kolumna „Ewa” w Sali Stalaktytowej. Fot. WW

Oprócz stalaktytów zobaczymy w jaskini stalagmity, kolumny naciekowe, efektowne draperie przypominające zasłony, a także nacieki grzybkowe i groniaste. Szczególną atrakcją są misy naciekowe z tzw. perłami jaskiniowymi – kulistymi formami powstającymi w wodzie. Misy układają się tarasowo, tworząc malownicze „pola ryżowe”. Najbardziej charakterystyczne formy naciekowe mają własne nazwy, tak jak „Harfa” (ryc. 155) w Komorze Złomisk czy „Ewa” w Sali Stalaktytowej (ryc. 156).

Jaskinia powstała w czasie kenozoicznego okresu lądowego, w późnym neogenie lub wczesnym czwartorzędzie. Ciepłe i wilgotne warunki klimatyczne oraz krążenie wód

podziemnych w obrębie wapieni poniżej poziomu zwierciadła tych wód sprzyjało stopniowemu rozpuszczaniu tych skał i powstawaniu podziemnych kanałów i komór. Osady jaskiniowe stanowią przede wszystkim gliny, piaski, mułki oraz oderwane od stropu fragmenty wapieni. Badane dotąd w jaskini namuliska gromadziły się w niej podczas ostatniego zlodowacenia, kilkadziesiąt tys. lat temu. Bogata szata naciekowa tworzyła się jeszcze później, kiedy korytarze i komory jaskini nie były już wypełnione wodą a infiltrowała ona z powierzchni, dokładnie w okresie ostatnich kilku, kilkunastu tysięcy lat i tworzy się nadal.

2. Stanowisko paleontologiczne fauny plejstoceńskiej

W osadach nagromadzonych w jaskini Raj podczas ostatniego zlodowacenia odkryto liczne szczątki zwierząt żyjących w epoce lodowcowej. Były to gatunki doskonale przystosowane do surowych warunków klimatycznych tundry, rozciągającej się wówczas na przedpolu lądolodu. Pod względem liczby i różnorodności znalezisk jest to jedno z najważniejszych stanowisk paleontologicznych w regionie świętokrzyskim.

Wśród odkrytych szczątków znajdują się m.in. kości, zęby lub poroża mamutów, nosorożców włochatych, niedźwiedzi jaskiniowych, reniferów oraz lisów polarnych. Wybrane okazy można zobaczyć w pawilonie muzealnym przy wejściu do jaskini. Jaskinia Raj była albo schronieniem dla niektórych z tych zwierząt, albo ich kości zostały tu przyniesione przez drapieżniki lub ludzi.

3. Stanowisko archeologiczne – ślady obozowisk neandertalskich

Namuliska jaskini oraz okolice jej wejścia kryją wyjątkowe znaleziska – ślady obozowisk neandertalczyków sprzed około 50 tys. lat. To najstarsze dowody obecności człowieka na terenie Geoparku i jedne z najstarszych w regionie świętokrzyskim. Odkryte w jaskini narzędzia krzemienne wskazują, że neandertalczyki kultury mustierskiej co najmniej dwukrotnie zamieszkiwali to miejsce.

Poza narzędziami odnaleziono tu także zasieki z poroży reniferów oraz ślady sproszkowanej rudy żelaza – ochry. Ten naturalny czerwony barwnik mógł być używany do celów rytualnych, choć w przypadku jaskini



Ryc. 157. Diorama przedstawiająca obozowisko neandertalczyków, która znajduje się pawilonie muzealnym przed wejściem do jaskini Raj. Fot. AD

Raj nie zostało to jeszcze potwierdzone badaniami. W części muzealnej przy wejściu do jaskini można zobaczyć hipotetyczną rekonstrukcję obozowiska wraz z grupą neandertalczyków – to fascynująca podróż w głąb prehistorii (ryc. 157).

18. GÓRA MIEDZIANKA

50°50'49.68"N, 20°21'28.20"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: pomiędzy miejscowościami Miedzianka a Zajączków, w zachodniej części gminy Chęciny

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: masyw góry Miedzianki (355 m n.p.m.) zlokalizowany w zachodniej części Pasma Chęcińskiego określany też jako Wzgórze Miedziankowskie

INFORMACJE OGÓLNE

Skalista grań wapienna z trzema wierzchołkami (najwyższy, środkowy o wysokości 356 m n.p.m.), rozcięta wyrobiskami dwóch nieczynnych kamieniołomów oraz bardzo licznymi śladami historycznego górnictwa kruszcowego związanego z wydobyciem rud miedzi

FORMA OCHRONY

Rezerwat przyrody nieożywionej Góra Miedzianka o powierzchni 25,0 ha (utworzony w 1958 r.) Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórze Chęcińsko-Kieleckie

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Góra Miedzianka jest rezerwatem przyrody nieożywionej, udostępnionym szlakiem turystycznym koloru żółtego im. J. Brauna (Wierna Rzeka-Chęciny) oraz ścieżką dydaktyczną. Początek ścieżki znajdują się w Izbie Muzealnej Górnictwa Kruszcowego, zlokalizowanej w budynku dawnej szkoły podstawowej przy wschodniej granicy rezerwatu. W obiekcie znajduje się ekspozycja dotycząca, budowy i mineralogii złoża oraz historii górnictwa miedziowego na Górze Miedziance. Druga wystawa poświęcona jest marmurom świętokrzyskim. Przy budynku Izby znajduje się bezpłatny parking dla samochodów osobowych i autokarów. Góra Miedzianka stanowi punkt na Świętokrzyskim Szlaku Archeo-Geologicznym. W sąsiedztwie rezerwatu przebiegają także szlaki rowerowe koloru czarnego i niebieskiego.

GEOLOGIA W SKRÓCIE

SKAŁY: wapień (środkowy-górny dewon, żywet-fran)

MINERALIZACJA: kalcytowa i polimetaliczna – waryscyjska, karbońsko-permska, a także wtórna wietrzeniowo-krasowa – głównie kenozoiczna

FORMY KRASOWE: kras kopalny i reliktowy – pustki i kanały wypełnione osadami lądowymi w permie i wczesnym triasie; jaskinie, kanały, kominy wieku kilku-kilkudziesięciu milionów lat (neogen, ewentualnie paleogen) kras powierzchniowy – żłobki, szczeliny (czwartorzęd)

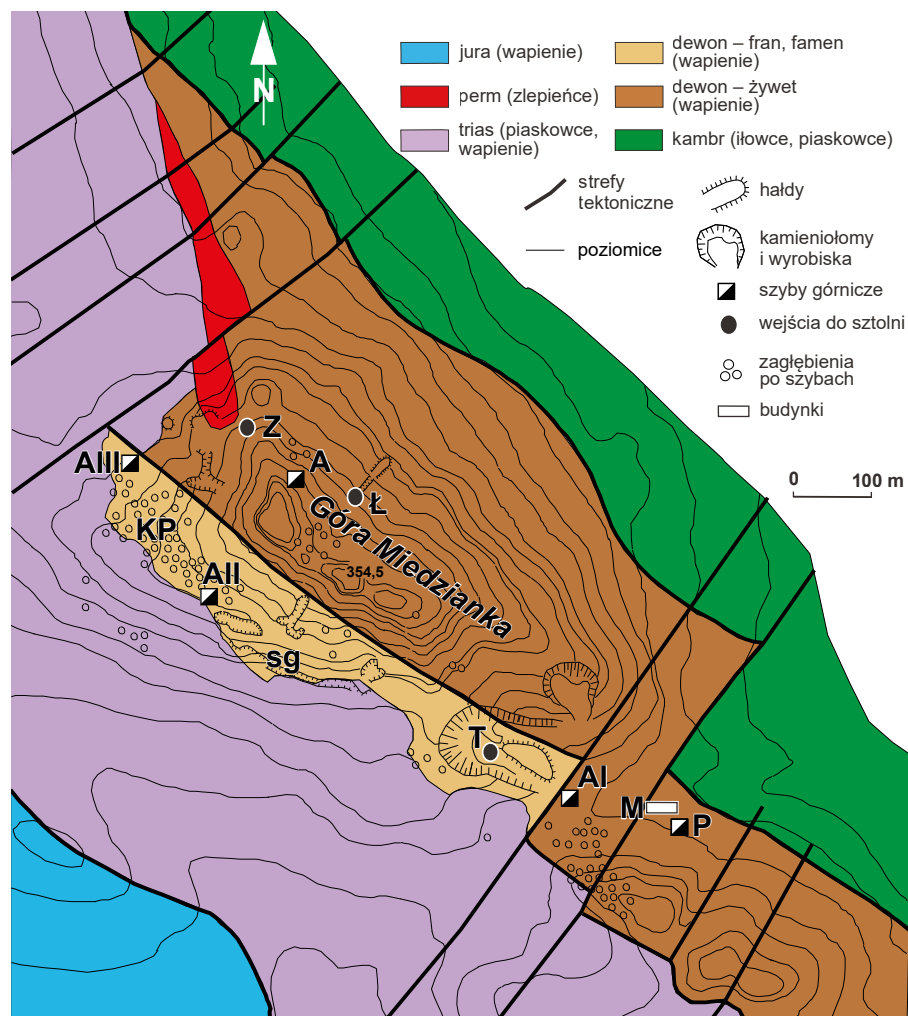
OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOSTANOWISKA

Rezerwat przyrody nieożywionej Góra Miedzianka obejmuje trójwierzchołkowy masyw góry Miedzianki stanowiący zachodni kraniec Pasma Chęcińskiego (ryc. 158). Wzniesienie zbudowane jest głównie z wapieni dewonu górnego, wchodzących w skład południowego skrzydła antykliny chęcińskiej na jej zachodnim odcinku (ryc. 159). Skały dewonu przecinają liczne uskoki i spękania zawierające mineralizację kalcytowo-polimetaliczną (siarczki miedzi, żelaza, ołowiu i cynku, minerały arsenowe) oraz kanały i pustki krasowe z mineralizacją wtórną, wietrzeniowo-krasową. Poza skałami dewońskimi na terenie rezerwatu występują lokalnie zlepieńce permu, piaskowce i iły triasu dolnego oraz piaski czwartorzędowe.



Ryc. 158. Grań Góry Miedzianki. Widok ku wschodowi: na bliższym planie po prawej stronie zabudowania wsi Miedzianka, po lewej wyrobisko kamieniołomu Ostrówka, na dalszym planie po prawej: góry Żebrowica, Sosnowica, Rzepka i Zamkowa (z ruinami zamku w Chęcinach), tworzące Pasma Chęcińskie, po lewej: Skibskie Góry i Góra Zelejowa, tworzące Pasma Zelejowskie. Pasma te stanowią skrzydła antykliny chęcińskiej, w osi której znajduje się Dolina Chęcińska. Fot. ŁZ

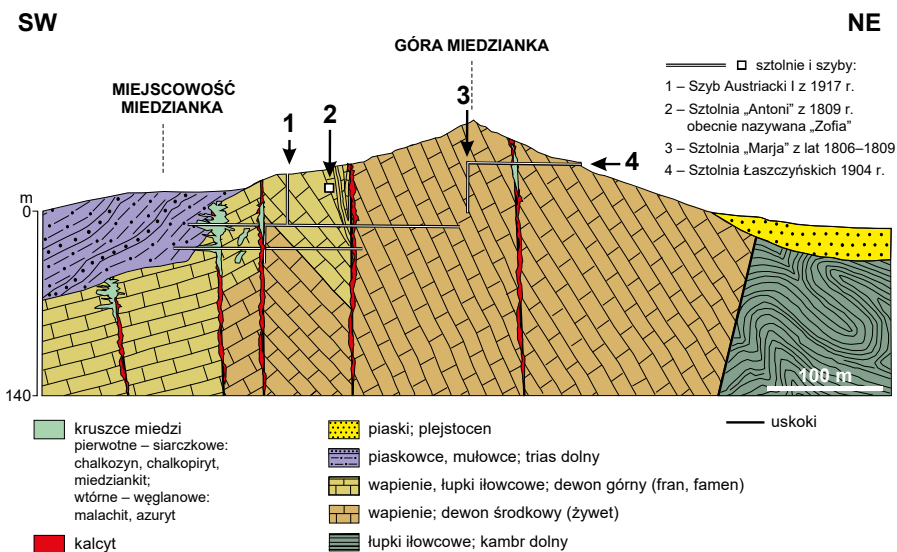
OPIS GEOSTANOWISKA



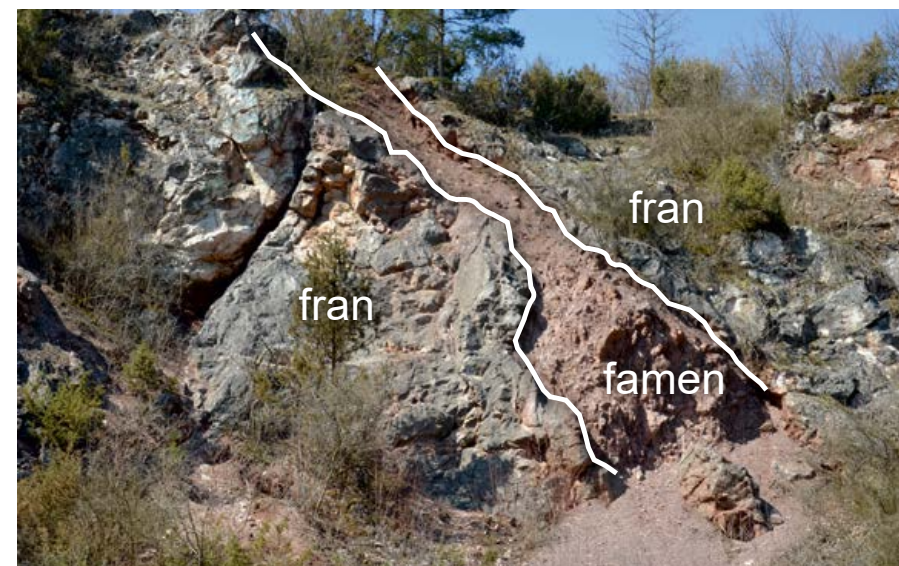
Ryc. 159. Mapa geologiczna odkryta, tzn. bez utworów czwartorzędowych, góry Miedzianki z wybranymi śladami działalności górniczej na terenie historycznej kopalni Miedzianka, wg J. Malca (2013); zmodyfikowana na podstawie T. Wróblewskiego (2018)

Oznaczenia na mapie:

A – Szyb „Antoni”, **AI-III** – Szyby Austriackie, **KP** – „Księżycowe Pole”, **Ł** – Sztolnia Łaszczyńskich, **M** – Muzealna Izba Górnictwa Kruszcowego, **P** – szyb „Piotr”, **T** – Sztolnia „Teresa”, **sg** – „szpary” górnicze, **Z** – Sztolnia „Zofia” („Antoni”)



Ryc. 160. Przekrój geologiczny przez górę Miedziankę wg Z. Rubinowskiego, (1971) i J. Malca (2013); zmodyfikowany

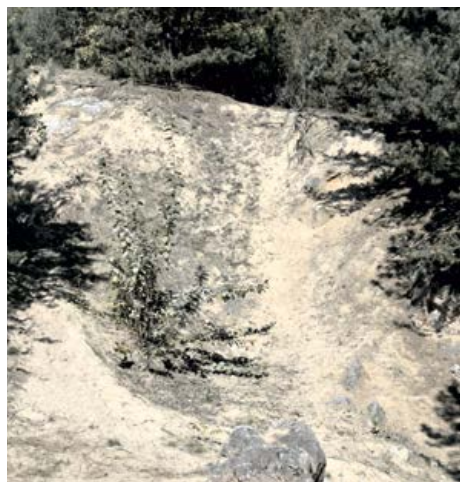


Ryc. 161. Łupki marglisto-ilaste famenu zaklinowane pomiędzy wapieniami franu. Kamieniołom południowy. Fot. JM

1. Skały i skamieniałości

Masyw Miedzianki zbudowany jest z wapieni należących do dewonu środkowego (żywetu) oraz górnego (franu i famenu, ryc. 160), wchodzących w skład południowego skrzydła antykliny chęcińskiej. Skały żywetu reprezentowane są głównie przez jasnoszare, słabo uławiczone i masywne wapienie, zawierające pojedyncze skamieniałości koralowców. Odsłaniają się one w szczytowej grani oraz w Kamieniołomie Łaszczyńskich, w południowej części wschodniego zbocza góry Miedzianki. Obecnie kamieniołom ten jest zarośnięty lasem. W kamieniołomie, w południowej części wschodniego zbocza, widoczny jest kontakt wapieni żywetu i franu. Wapienie franu, budujące południową część masywu Miedzianki, wyglądem podobne są do starszych wapieni żywetu, słabo uławiczone, zawierające skamieniałości koralowców, ramienionogów i ślimaków. Wyglądem przypominają wapienie kadzielniańskie. Łupki famenu, silnie zaangażowane tektoniczne w strefie przyuskokowej, widoczne są w kamieniołomie południowym (ryc. 161). W podziemnych wyrobiskach Miedzianki, udokumentowano także obecność skał karbońskich w postaci łupków krzemionkowych z wkładkami radiolarytów.

Najmłodszymi osadami na górze Miedziance są piaski wieku czwartorzędowego. Odsłaniają się one na wschodnim zboczu pomiędzy kamieniołomami południowym a południowo-wschodnim (ryc. 162), na wysokości 316 m n.p.m. i także były eksploatowane. Ich miąższość wynosi około 6 m i w tym miejscu stwierdzono najwyższe zaleganie czwartorzędowych piasków wodnolodowcowych w regionie świętokrzyskim.



Ryc. 162. Piaski tarasu kemowego na wschodnim zboczu Miedzianki. Fot. JM

Piaski są interpretowane jako osady tarasu kemowego zlodowacenia Sanu 2 (zlodowacenia południowo-polskie) powstałego w momencie, gdy lądolód oparł się o masyw Miedzianki. W czwartorzędzie powstały też gołoborza w przyczytowej partii północnego zbocza

2. Tektonika i mineralizacja

Wapienny masyw Miedzianki stanowi tektoniczny blok ograniczony ze wszystkich stron uskokami podłużnymi i poprzecznymi do osi antykliny chęcińskiej. W części północnej masywu skały dewońskie wykazują

upad w kierunku północnym, natomiast w części południowej – w kierunku południowym. Ponadto warstwy zapadają pod różnymi kątami w różnych częściach masywu.

W czasie waryscyjskich ruchów górotwórczych powstał system spękań równoległych do osi antykliny. Spękaniami i uskokami migrowały z głębszych partii skorupy ziemskiej roztwory hydrotermalne zawierające m.in. jony wodorowęglanu wapnia, z których powstały żyły kalcytowe, w tym kalcyt typu „różanka”. Najładniejsze przykłady żył kalcytowych możemy obejrzeć w dwóch kamieniołomach, we wschodniej części rezerwatu. Kalcyt „różanka” występuje w strefie tektonicznej, biegnącej równoleżnikowo na południowym krańcu góry Miedzianki. Oprócz kalcytowych tworzyły się także żyły barytowe.

Także z etapem waryscyjskim związana jest siarczkowa, pierwotna mineralizacja kruszcowa obejmująca: chalkopiryt (siarczek żelaza i miedzi), galenę (siarczek ołowiu), sfaleryt (siarczek cynku), tennantyt (minerał z gromady siarkosoli zawierający w swoim składzie miedź i arsen). Żyły te występują wyłącznie w obrębie wapieni dewońskich i z uwagi na nieregularny przebieg i małą grubość nigdy nie były przedmiotem eksploatacji górniczej na Miedziance.

Wtórne, a zarazem znacznie bogatsze złoża minerałów miedzi związane były z procesami wietrzeniowymi, w tym z krasem. Rozpuszczanie skał węglanowych przez wody krążące we wnętrzu wapiennego masywu Miedzianki w lądowych etapach rozwoju tego obszaru (trias oraz kenozoik) spowodowało, że jony miedzi, uwolnione z pierwotnych żył kruszczowych, weszły w reakcję z rozpuszczonym kwaśnym węglanem wapnia dając w efekcie wtórne węglany miedzi. W ten sposób powstały najbardziej charakterystyczne, a zarazem łatwo rozpoznawalne minerały z tej lokalizacji: zielony malachit i niebieski azuryt. Występują one na powierzchni w wielu miejscach rezerwatu.

W trakcie procesów wietrzenia i krążenia roztworów wodnych powstały jednak przede wszystkim wtórne siarczki miedzi: chalkozyn i kowelin a także tlenek miedzi – tenoryt. Minerały te tworzyły duże nagromadzenia przy kontakcie wapieni dewonu z łałami i piaskowcami triasu dolnego w południowej części masywu i one były głównym przedmiotem eksploatacji w historycznych kopalniach Miedzianki. W wyniku procesów krasowych znaczne nagromadzenia chalkozynu i malachitu powstały w osadach ilastych wypełniających szczeliny i jaskinie. Pozostałości po eksploatacji tych złóż widoczne są w południowej części rezerwatu w postaci „szpar” górniczych (ryc. 159).

3. Formy krasowe



Ryc. 163. Otwór wejściowy Jaskini w Sztolni Zofia (dawna nazwa „Antoni”) w zachodnim zboczu góry Miedzianki. Fot. ŁZ

Większość obiektów krasowych, występujących na terenie rezerwatu, stanowią podziemne pustki i kanały krasowe, które zostały mocno przekształcone w trakcie prac górniczych. Wydobywanie kopaliny z chodników, sztolni i szybów górniczych polegało bowiem często na wybieraniu namulisk wypełniających część pustek krasowych. W ten sposób udrażniano korytarze, ale i stopniowo zmieniano naturalną rzeźbę krasową w obrębie jaskiń.

Do największych tego typu obiektów na terenie rezerwatu należą: Jaskinia w Sztolni Zofia o długości naturalnych, krasowych korytarzy 279 m oraz Jaskinia w Sztolni Teresa, gdzie łączna długość takich korytarzy osiąga 270 m. Pierwsza z wymienionych zlokalizowana jest w zachodniej części masywu (ryc. 163), a otwór wejściowy drugiej znajduje się w obrębie starego kamieniołomu rozcinającego wapienny masyw w jego południowo-wschodniej części (ryc. 164). Wśród pozostałych obiektów krasu podziemnego, które zostały w znaczący sposób zmienione w trakcie dawnych prac górniczych, znajdują się: Jaskinia Nowa na Miedziance, Jaskinia Psia, Jaskinia Hematytowa, Schronisko Dwuotworowe oraz Schronisko z Mostem Skalnym.

Lokalnie zachowały się kanały krasowe wypełnione w całości czerwonymi i czerwono-brązowymi gliniastymi namuliskami kenozoicznymi, być może nawet paleogeńskimi.

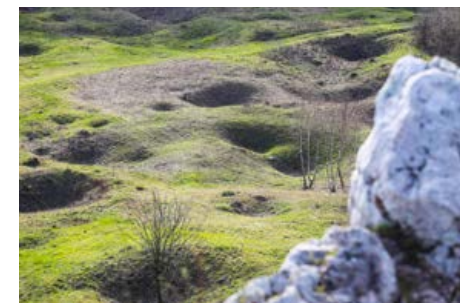
W wapiennej grani góry Miedzianki widoczne są miejscami również formy krasu powierzchniowego w postaci żłobków i szczelin krasowych. Zdecydowana większość podziemnych kanałów i pustek krasowych powstała w trakcie kenozoicznego okresu lądowego. Najmłodsze formy krasowe, w tym drobne formy naciekowe w jaskiniach związane są zapewne już z późnym plejstoceniem, a nawet holocenem.

4. Ślady górnictwa

Miedzianka to staropolska nazwa rud miedzi, która w pełni oddaje górniczą specyfikę tego miejsca związaną z ich poszukiwaniem i wydobyciem od czasów średniowiecza

do połowy XX w. Masyw góry Miedzianki znajdujący się w granicach rezerwatu stanowi teren wyjątkowego nagromadzenia podziemnych i powierzchniowych śladów historycznego górnictwa oraz elementów infrastruktury technicznej. Wśród obiektów górniczych najłatwiejszych do zaobserwowania na terenie rezerwatu znajdują się leje po dawnych szybach górniczych oraz hałdy. W znacznie mniejszym stopniu widoczne są wyrobiska szparowe oraz otwory wejściowe do sztolni i otwartych szybów górniczych. Tego typu obiekty w większości zlokalizowane są poza znakowanymi szlakami i ścieżkami, którymi można się poruszać na terenie rezerwatu.

Na Miedziance zinwentaryzowano łącznie 215 lejów po dawnych szybach górniczych. Największe ich zagęszczenie występuje w południowo-zachodniej części rezerwatu i jest nazywane „Księżycowym Polem” (ryc. 164).



Ryc. 164. Leje po szybach górniczych w południowo-zachodniej części rezerwatu, zwanej Księżycowym Polem. Fot. ŁZ

Nagromadzenia tego typu związane są z tzw. wieloszybikowym systemem eksploatacji, który stosowano od średniowiecza do XVIII w. w celu wydobycia płytkich a w miarę doskonalenia technik coraz głębszych złóż rud miedzi. Charakterystycznym elementem lejów poszybowych są tzw. warpie, czyli niewielkie hałdy otaczające pierścieniem obniżenie leja. W południowej części rezerwatu zlokalizowane są również wyrobiska typu szparowego (ryc. 159), w którym eksploatowano płytkie złoża rudy związane ze szczelinami krasowymi. Najbardziej spektakularne świadectwa górniczej przeszłości Miedzianki stanowią podziemne wyrobiska górnicze o charakterze szybów i sztolni. Największymi z nich są: Sztolnia „Zofia”, Sztolnia „Teresa” i Sztolnia Łaszczyńskich (ryc. 165).

Z podziemnymi wyrobiskami związane są również większe hałdy górnicze. Do jednego z największych tego typu obiektów na terenie rezerwatu zalicza się hałda znajdująca się u wylotu Sztolni Łaszczyńskich na północnym zboczu masywu Miedzianki oraz hałda położona w sąsiedztwie Szybu Austriackiego II w zboczu południowym (ryc. 159).

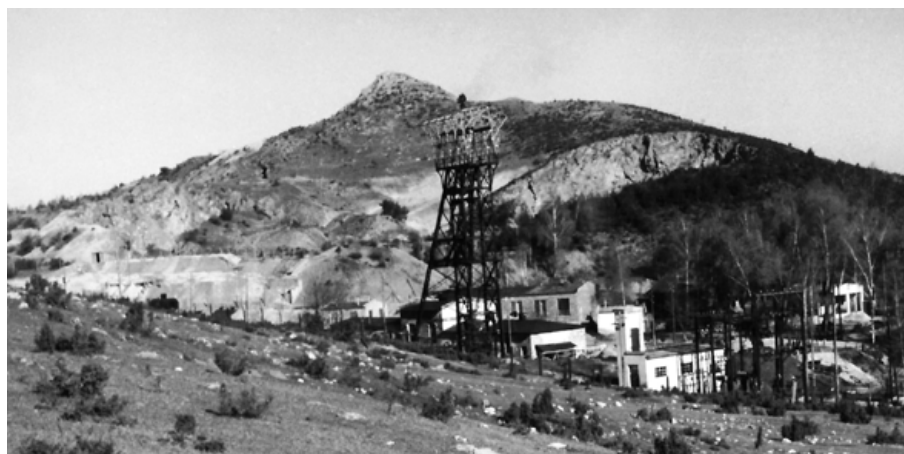
Najlepiej zachowane ślady eksploatacji i elementy infrastruktury górniczej związane są z XIX i XX-wiecznym etapami wydobycia rud miedzi zapoczątkowanymi w latach 1806–1809 przez Austriaków. Powstały wówczas sztolnie „Antoni”, „Marja” i „Teresa”.



Ryc. 165. Wejście do Sztolni Łaszczyńskich na północnym zboczu góry Miedzianki. Fot. JM

Prace górnicze kontynuowali na początku XX w. bracia Łaszczyńscy. Z tym epizodem związana jest historia spółki Towarzystwa Akcyjnego „Zofia” i opatentowania przez Stanisława Łaszczyńskiego metody elektrolitycznego otrzymywania miedzi i cynku oraz wykucie Sztolni Łaszczyńskich.

Po wybuchu I wojny światowej kopalnię przejęli Austriacy, zgłębili dwa szyby nazywane Austriackimi i praktycznie wyczerpali zasoby rudy w złożu. Po zakończeniu wojny kopalnia ponownie wróciła w posiadanie braci Łaszczyńskich. Z uwagi na nierentowność produkcji ukierunkowali się oni w stronę wydobycia wapieni w kamieniołomach zlokalizowanych we wschodniej części masywu. Ostatnie prace poszukiwawcze na



Ryc. 166. Kopalnia Miedzianka w 1956 r. tuż po zakończeniu prac poszukiwawczych. Na pierwszym planie wieża wyciągowa szybu „Piotr” i budynki kopalni. W budynku dyrekcji, widocznym za szybem „Piotr” mieści się obecnie Muzealna Izba Górnictwa Kruszcowego. Na zdjęciu widoczne są dwa kamieniołomy: po stronie prawej (północnej) – Kamieniołom Łaszczyńskich i po stronie lewej (południowej) – stary kamieniołom bezimienny. W tym kamieniołomie znajduje się wejście do Sztolni „Teresa”. Fot. ZR. Archiwum Oddz. Świętokrzyskiego PIG-PIB

Miedziance prowadzono w latach 1951–1954, eksploatując szyb „Piotr” zlokalizowany po wschodniej stronie Miedzianki (ryc. 166). Nad wspomnianym szybem zlokalizowana jest zabytkowa wieża wyciągowa (tzw. kratownica) wybudowana w 1902 r., działająca początkowo w Siemianowicach Śląskich i przeniesiona na Miedziankę w 1951 r. Obecnie, ze względów bezpieczeństwa oraz ochrony nietoperzy hibernujących w tych obiektach zimą, otwory sztolni „Zofia”, „Teresa” i Łaszczyńskich zabudowane są kratami.

Śladami po eksploatacji wapieni – marmuru Miedzianka są dwa kamieniołomy we wschodnim stoku Miedzianki (ryc. 166). Starszy, południowy, funkcjonował najprawdopodobniej już w okresie odrodzenia (XV w.). Potwierdzona eksploatacja miała miejsce w XVII w., kiedy to starosta chęciński, Stefan Bidziński podarował papieżowi Innocentemu XI stolik z blatem wykonanym z kalcytu zawierającego azuryt. Marmur Miedzianka – kalcyt z azurytem i malachitem należy, razem z Różanką Zelejowską do najbardziej dekoracyjnych odmian marmurów świętokrzyskich. W okresie międzywojennym Łaszczyńscy prowadzili wydobycie w starym kamieniołomie południowym i rozpoczęli eksploatację w kamieniołomie północnym nazywanym obecnie kamieniołomem Łaszczyńskich.

19. GÓRA ZELEJOWA

50°50'07.49"N, 20°27'27.41"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: Góra Zelejowa znajduje się w sąsiedztwie miejscowości o tej samej nazwie, położonej na terenie gminy Chęciny

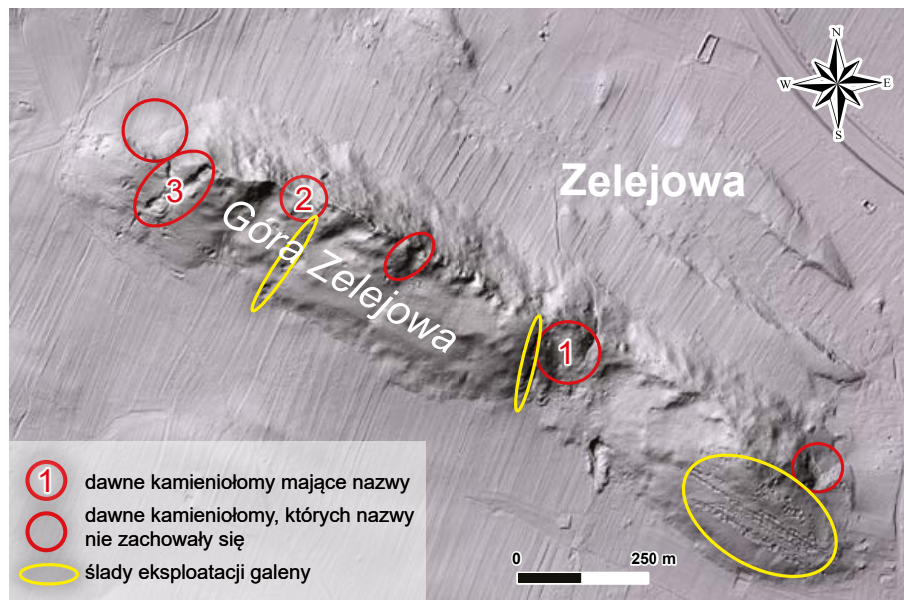
FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wschodnia część Pasma Zelejowskiego, z jego najwyższym szczytem, Górą Zelejową (372 m n.p.m.)

INFORMACJE OGÓLNE

Grań wapienna o długości ponad 1 km z kilkoma kulminacjami, rozcięta wyrobiskami dawnych kamieniołomów (ryc. 167) oraz licznymi szczelinami krasowymi

FORMA OCHRONY

Rezerwat przyrody nieożywionej Góra Zelejowa o powierzchni 67,0 ha (utworzony w 1954 r.); Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie



Ryc. 167. Numeryczny model terenu Góry Zelejowej z zaznaczonymi obszarami dawnego górnictwa. Źródło mapy: www.geoportal.gov.pl

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

rezerwat Góra Zelejowa jest udostępniony pieszym szlakiem turystycznym koloru czerwonego im. Sylwestra Kowalczewskiego (Kielce–Chęciny) oraz Ścieżką Geoturystyczną „Góra Zelejowa”, wiodącą od zachodniego krańca Góry Zelejowej przez kamieniołomy Zachodni (nr 3 na ryc. 167), Szczerba (nr 2 na ryc. 167), Wschodni (nr 1 na ryc. 167) do miejscowości Zelejowa. Ścieżka obejmuje 10 punktów obserwacyjnych z tablicami edukacyjnymi oraz wiatę turystyczną zlokalizowaną na pierwszym punkcie. Po południowej i zachodniej stronie rezerwatu przebiega również pieszy szlak turystyczny koloru niebieskiego im. E. Padechowicza (Łągów–Chęciny). Góra Zelejowa stanowi punkt na Świętokrzyskim Szlaku Archeo-Geologicznym.

W wyznaczonych miejscach rezerwatu, w obrębie kamieniołomów: Zachodniego, Szczerba i Wschodniego można uprawiać wspinaczkę.

GEOLOGIA W SKRÓCIE

SKAŁY: wapienie (górnny dewon, fran), kalcyt, w tym „rózanka” zelejowska, powstał w etapie waryscyjskim (górnny karbon) i postwaryscyjskim (górnny perm-dolny trias) i zlepieniec zygmuntownski (perm)

SKAMIENIAŁOŚCI: gąbki, koralowce, ramienionogi

FORMY KRASOWE: jaskinie, schroniska, leje, szczeliny, kieszenie krasowe wypełnione osadem permsko-triasowym (kras kopalny) oraz późniejszym – neogeńsko-czwartorzędowym i holocenijskim. Kras powierzchniowy w formie żłobków wieku plejstocenijskiego

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOSTANOWISKA

Rezerwat przyrody nieożywionej Góra Zelejowa stanowi w istocie zespół kilku stanowisk udostępnionych szlakiem i ścieżką geoturystyczną. Góra Zelejowa to przede wszystkim malownicze wzniesienie zbudowane z wapieni dewonu górnego tworzących najdłuższą grań skalną w Górach Świętokrzyskich (ryc. 168). Skały te należą do północnego skrzydła antykliny chęcińskiej i odsłonięte są w największym stopniu, w dwóch nieczynnych kamieniołomach: Zachodnim (nr 3 na ryc. 167) i Szczerba (nr 2 na ryc. 167). Zelejowa to także jedno z najważniejszych miejsc w regionie związanym z historycznym górnictwem skalnym, a w szczególności z wydobyciem dekoracyjnej odmiany kalcytu i brekcji kalcytowo-wapiennej zwanej Różanką Zelejowską.

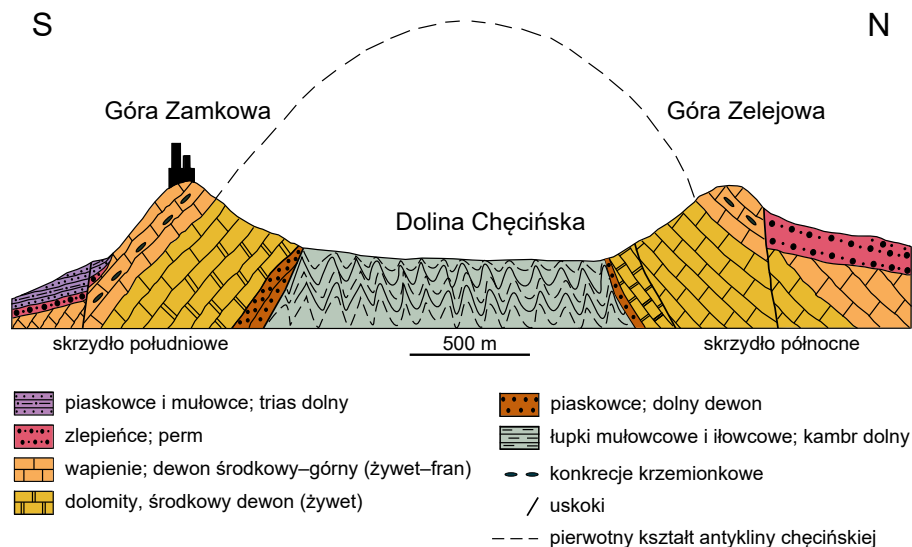


Ryc. 168. Grań Góry Zelejowej zbudowana z wapieni górnego dewonu. Fot. ŁZ

OPIS GEOSTANOWISKA

1. Skały i skamieniałości

Masyw Góry Zelejowej, należący do północnego skrzydła antykliny chęcińskiej (ryc. 169), zbudowany jest z wapieni fran, których profil widoczny jest w Kamieniołomie Zachodnim. Obejmuje on dwa kompleksy: dolny, utworzony z wapieni grubo- i średnioławicowych oraz górny – z wapieni masywnych, organodetrytycznych z licznymi stromatoporoidami i koralowcami. W obu kompleksach spotkać można cienkie warstwy ciemnych kongrecji krzemienych – rogowców. Skały dewonu reprezentują formację dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali. Powstały one w płytkim morzu na południowo-zachodnim skraju dewońskiej platformy węglanowej. Warstwy skalne są dość stromo nachylone i zapadają ku południowi.



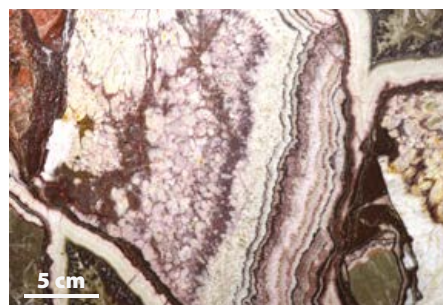
Ryc. 169. Przekrój geologiczny przez antyklinę chęciszką wg Z. Kotańskiego (1959), J. Malca (2013), zmodyfikowany

2. Tektonika i mineralizacja kalcytowa

Wapień dewoński, budujący grzę Góry Zelejowej, przecięte są w kilku miejscach strefami uskoków tektonicznych, biegnących prostopadle do rozciągłości wzniesienia. Strefy uskokowe powstały w czasie waryscyjskich ruchów górotwórczych. W okresach wzmożonej aktywności tektonicznej, zarówno w czasie późnego etapu orogenezy waryscyjskiej, jak i wczesnego permsko-triasowego etapu powaryscyjskiego, następowało przemieszczanie się z głębi skorupy ziemskiej roztworów hydrotermalnych. Na skutek spadku temperatury i ciśnienia z roztworów tych w spękania i szczelinach krystalizował kalcyt tworząc żyły kalcytowe. Spękania mogły być wielokrotnie



Ryc. 170. Wypolerowany okaz Różanki Zelejowskiej. Muz. Geol. Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB. Kielce. Fot. WW



Ryc. 171. Wypolerowana płyta Różanki Zelejowskiej na filarze w Muzeum Geologicznym Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB w Kielcach. Fot. AFM

aktywne, szczeliny poszerzały się a już istniejące żyły kalcytu pękały i proces krystalizacji powtarzał się, prowadząc do powstania w jednej strefie kilku generacji żył kalcytowych różniących się strukturą i kolorystyką. Ten wyjątkowo dekoracyjny kalcyt, nazywany Różanką Zelejowską, należy do najbardziej znanych marmurów świętokrzyskich. Nazwa pochodzi od fragmentów kalcytu, zabarwionego tlenkami żelaza (hematyt) na kolor czerwony, wokół których narastały koncentrycznie kolejne generacje kalcytu, niektóre z nich także zabarwione na czerwono, tworzące wzór małych różyczek na białym tle (ryc. 170).



Ryc. 172. Różanka Zelejowska – brekcja kalcytowo-wapienna w Kamieniołomie Zachodnim. Fot. ŁZ



Ryc. 173. Zachowany fragment żyły Różanki Zelejowskiej w kamieniołomie Szczerba ze śladami eksploatacji. Fot. ŁZ

Wielokrotna, powtarzająca się aktywność tektoniczna w obrębie uskoków i spękań doprowadzała do powstania charakterystycznych brekcji kalcytowo-wapiennych, złożonych z okruszków wapieni spojonych kilkoma generacjami kalcytu (ryc. 171). Najbardziej reprezentatywne przykłady stref uskokowych, wypełnionych żyłowym kalcytem oraz brekcją kalcytowo-wapienną, można zobaczyć w Kamieniołomie Zachodnim (ryc. 172) oraz w Kamieniołomie Szczerba (inna nazwa tego wyrobiska to Różanka; ryc. 173).

Poza mineralizacją kalcytową na Górze Zelejowej występują również żyły kalcytowo-barytowe okruszczowane galeną. Najmłodsza generacja tych żył przecina zarówno wapień dewoński jak i brekcje i zlepieńce permskie występujące w wyrobisku zachodnim oraz w północno-wschodniej części rezerwatu. Ruda ołowiu była przedmiotem eksploatacji w podziemnym wyrobisku, tzw. Kalcytowej Szparze, zlokalizowanym w wyrobisku oddzielonym wąską grzędą skalną od Kamieniołomu Zachodniego.



Ryc. 174. Wypełnienie leja krasowego osadami krasu ilasto-piaszczystymi prawdopodobnie wieku wczesnotriasowego (tzw. kras kopalny) w północnej ścianie Kamieniołomu Zachodniego. Fot. ŁZ



Ryc. 175. Żłobki krasowe w grani Góry Zelejowej. Fot. ŁZ

wym i kenozoicznym poza powstaniem form krasu kopalnego spowodowało również wypreparowanie żył mineralnych oraz skamieniałych szkieletów dewońskich organizmów rafowych (głównie gąbek i koralowców).

3. Zjawiska krasowe

Wapienna grań Góry Zelejowej niemal na całej swojej długości stanowi obszar występowania form krasu kopalnego oraz powierzchniowego.

Na północnym stoku Góry Zelejowej występuje kilka niewielkich jaskiń (największa z nich, Jaskinia z Prześwitami ma 15 m długości), które jednak tylko w części są formami krasowymi, w części zaś pustkami powstałymi w wyniku grawitacyjnego przemieszczania płyt skalnych lub typowego wietrzenia. Pozostałe obiekty mają głównie charakter schronisk skalnych o długości wahającej się od 2 do 7 m.

Kras kopalny* reprezentują przede wszystkim leje krasowe odsłonięte w Kamieniołomie Zachodnim oraz kamieniołomie Szczerba w środkowej części rezerwatu. Wypełnienia lejów krasowych stanowi czerwona osada zawierająca blaszki minerału muskowit, otoczaki kwarcu żyłowego i kwarcytów. Osady te mogły zostać naniesione do lejów krasowych przez rzeki we wczesnym triasie.

Wietrzenie krasowe wapieni dewonu górnego w okresie permsko-triasowym

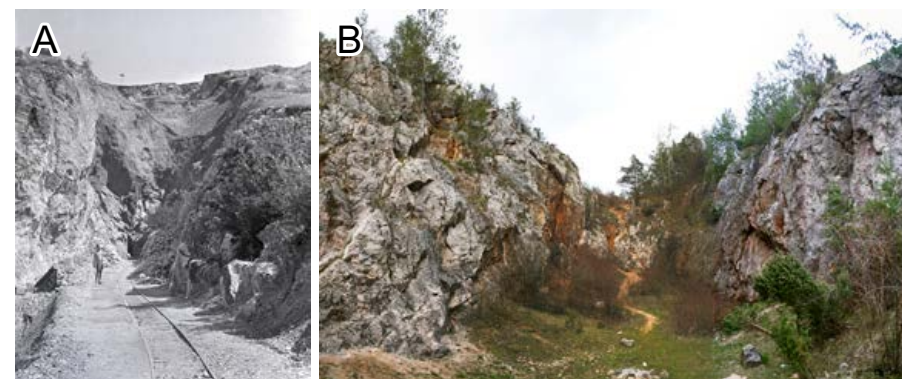
Wapienna grań Góry Zelejowej ciągnąca się na długości prawie 1 km stanowi jedno z najbardziej reprezentatywnych stanowisk krasu powierzchniowego w Górach Świętokrzyskich (ryc. 175). W środkowej i zachodniej części grani możemy obejrzeć najładniejsze przykłady szczelin i żłobków krasowych. Na grani Góry Zelejowej, do czasu jej zarośnięcia przez roślinność krzewiastą można było obserwować współczesny rozwój drobnych form krasu powierzchniowego.

4. Górnictwo skalne

Początki wydobywania Różanki Zelejowskiej sięgają XVI w., czyniąc Górę Zelejową jednym z najstarszych miejsc eksploatacji marmurów świętokrzyskich. Rozwój częcińskiego ośrodka kamieniarskiego, zapoczątkowany w epoce renesansu, kiedy kamień odgrywał kluczową rolę w architekturze i sztuce, spowodował wzrost zapotrzebowania na dekoracyjne surowce skalne. Były nimi skały węglanowe – wapienie, zlepieńce, kalcyt różanka, posiadające odpowiednią bloczność, zwięzłość, wytrzymałość oraz dające możliwość uzyskania lustrzanego poleru.



Ryc. 176. Kamieniołom Szczerba zwany też Różanką. Widok ku północy. A. Zdjęcie wykonane przez Jana Czarnockiego przed 1938 r. Muzeum Narodowe w Kielcach, MNKi/Ph/42. B. Widok obecny. Fot. ŁZ



Ryc. 177. Kamieniołom Zachodni, widok ku północy. A. Zdjęcie z lat 50/60 XX w., niedługo po zaprzestaniu eksploatacji. Fot. ZR. Arch. Oddz. Świętokrzyskiego PIG-PIB. B. Widok obecny. Fot. ŁZ

Góra Zelejowa, jako miejsce wydobycia marmurów, opisywana jest w lustracjach królewskich z 1602 i 1615 roku, oraz we wszystkich źródłach XIX i XX-wiecznych.

Na Górze Zelejowej eksploatowano w różnych okresach trzy odmiany marmurów. Najstynniejsza Różanka Zelejowska wydobywana była głównie w dwóch wyrobiskach Kamieniołomu Zachodniego oraz w Kamieniołomie Szczerba, zwanym także Różanką. Wyrobiska te mają formę wąwozów rozcinających częściowo bądź całkowicie wapienną grań Góry Zelejowej (ryc. 176, 177). Dwie pozostałe odmiany marmurów, wydobywane głównie w XX w., stanowiły jaśniejsze i nieco ciemniejsze wapienie dewońskie pocięte żyłami białego i różowawego kalcytu i nazwane zostały Zelejowa Jasna oraz Zelejowa Ciemna.

Wydobycie marmurów na Górze Zelejowej miało okresy przestoju i wzmożonej intensywności. W okresie międzywojennym kamieniołomy były eksploatowane przez firmę „Marmury Kieleckie”. W schyłkowym okresie eksploatacji, który przypadł na lata powojenne (przed wszystkim okres 1950–1953) wydobywano wszystkie trzy opisane wcześniej odmiany marmurów. Działalność kamieniołomów na Górze Zelejowej została zakończona w 1953 roku, w związku z planami utworzenia rezerwatu przyrody obejmującego niemal całe wzniesienie.



Ryc. 178. Ołtarz w Kaplicy Fodygów w kościele parafialnym pw. św. Bartłomieja Apostoła w Chęcinach z około 1625 r. Kolumny i płytki w nastawie ołtarza wykonane z Różanki Zelejowskiej, główna część nastawy – z brązowego marmuru Bolechowice. Fot. *Arianus, CC BY-SA 4.0, Wikimedia Commons*

Z uwagi na kruchość kalcytu oraz niezbyt dobrą bloczność marmuru Różanka był wydobywany w postaci mniejszych bloków, z których wykonywano niewielkie płyty okładzinowe, dekoracyjne elementy do ołtarzy bądź galanterię kamienną. Przykładami wykorzystania tego marmuru są elementy dekoracyjne ołtarza w Kaplicy Fodygów przy kościele parafialnym w Chęcinach (ryc. 178), zachowane płytki posadzki w pokojach Pałacu



Ryc. 179. Widok z grani Góry Zelejowej w kierunku południowym na Pasma Chęcinańskie z Górą Zamkową i górą Rzepką. Fot. *ŁZ*



Ryc. 180. Widok z grani Góry Zelejowej w kierunku północnym; na pierwszym planie – zabudowania miejscowości Zelejowa; na drugim planie – Grzbiet Bolechowicki z górą Okraglicą po lewej i fragmentem Góry Miejskiej po prawej; na trzecim – miejscowość Szewce; na czwartym – Pasma Zgórskie z górami (idąc od zachodu): Beliną, Pruszkową i Zieloną; na horyzoncie – Pasma Oblegorskie i Wzgórza Tumlińskie. Fot. *ŁZ*

Biskupów Krakowskich w Kielcach, elementy ołtarza w kościele Św. Karola Boromeusza na Karczówce w Kielcach, jak również elementy dekoracyjne zastosowane w opactwie cystersów w Wąchocku i apartamentach królewskich na Wawelu. Piękne przykłady płyt okładzinowych wykonanych z Różanki Zelejowskiej znajdziemy również w budynku

Muzeum Geologicznego przez Oddział Świątokrzyskim Państwowego Instytutu Geologicznego-PIB w Kielcach (ryc. 171).

Z grani Góry Zelejowej roztacza się panorama zarówno na Pasma Chęcińskie z Górą Zamkową i górą Rzepką, położone na południu jak i Grzbiet Bolechowicki oraz Pasma Zgórskie – na północy.

20. KAMIENIOŁOM KORZECKO

50°47'55.73"N, 20°26'53.64"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: Korzecko 1C, powyżej drogi z Chęcín do Korzecka

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: południowe zbocze góry Beyliny w Pasmie Chęcińskim

INFORMACJE OGÓLNE

Wyrobisko kamieniołomu w zboczu góry Beyliny

FORMA OCHRONY

Rezerwat przyrody nieożywionej Góra Rzepka o powierzchni 9,09 ha, (utworzony w 1981 r.); Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie



Ryc. 181. Widok na kamieniołom Korzecko i zlokalizowane w nim Europejskie Centrum Edukacji Geologicznej. Fot. SzP

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Nad kamieniołomem biegnie ścieżka edukacyjna wyposażona w tablice informacyjne oraz obiekty małej infrastruktury turystycznej. Kamieniołom jest punktem na Świątokrzyskim Szlaku Archeo-Geologicznym. Po południowej stronie kamieniołomu znajduje się duży obiekt o charakterze naukowo-dydaktycznym i konferencyjnym – Europejskie Centrum Edukacji Geologicznej, przy którym funkcjonuje bezpłatny parking dla samochodów osobowych i autokarów (ryc. 181).

GEOLOGIA W SKRÓCIE

SKAŁY: dolomity środkowego dewonu (żywet)

SKAMIENIAŁOŚCI: gąbki, koralowce

FORMY KRASOWE: leje krasowe (neogen, czwartorzęd)

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOSTANOWISKA

Kamieniołom dolomitu Korzecko rozciąga się na południowe zbocze góry Beyliny należącej do Pasma Chęcińskiego. Góra Beylina, zbudowana z dolomitów dewonu środkowego, stanowi południowe skrzydło niedużej waryscyjskiej struktury tektonicznej – synkliny Rzepki. Jest to południowo-zachodni kraniec trzonu paleozoicznego Gór Świątokrzyskich. Główne walory naukowe i dydaktyczne rezerwatu stanowią odsłonięcia dolomitów dewonu środkowego wraz z występującymi w ich obrębie zjawiskami tektoniki, mineralizacji i krasu. Istotną wartość mają również ślady historycznego górnictwa kruszcowego, związanego z wydobyciem rudy ołowiu (galeny). Grzbietowe partie wzniesienia, znajdujące się nad kamieniołomem, stanowią doskonały punkt widokowy na pasma i doliny znajdujące się w południowej części Geoparku Świątokrzyskiego. Poza odsłonięciem geologicznym ochronie podlega roślinność wapieniolubna (m.in. aster gawędka, dziewięciśli beżłodygowy, dziewięciśli popłocholistny, sasanka łąkowa, wężymord stepowy i zawilec wielkokwiatowy).



Ryc. 182. Odsłonięcie dolomitów w ścianie auli Europejskiego Centrum Edukacji Geologicznej. Takie same dolomity widoczne są na dolnym poziomie kamieniołomu Korzecko. Fot. ŁZ



Ryc. 183. Dolomity we wschodniej ścianie górnego poziomu kamieniołomu Korzecko. Fot. MP

OPIS GEOSTANOWISKA

1. Skały i skamieniałości

Na dwóch poziomach eksploatacyjnych dawnego kamieniołomu Korzecko występują głównie dolomity dewonu środkowego (piętro żywet), zróżnicowane pod względem struktury i kolorystyki. Przeważnie są to dolomity średnioziarniste o szarym lub żółtoszarym zabarwieniu. Na niższym poziomie występują dolomity średnio- i gruboławicowe (ryc. 182). W górnej części kamieniołomu widoczne są z kolei jasnoszare dolomity (ryc. 183) zawierające słabo zachowane szczątki gałązkowych gąbek z rodzaju *Amphipora*, przykryte warstwą margli dolomitycznych, w których występują pojedyncze koralowce tabulaty z rodzaju *Thamnopora*. Pomiędzy kamieniołomem a, położonym na północy, masywem góry Rzepki, dolomity kontaktują z wapieniami dewonu środkowego (żywet).

2. Tektonika, mineralizacja i kras

Skały dewonu środkowego odsłonięte w kamieniołomie, budujące masyw Beyliny i Rzepki, zostały po raz pierwszy zdeformowane w trakcie waryscyjskich ruchów górotwórczych (przeszło 300 mln lat temu). Powstała wówczas synklina Rzepki. Warstwy dolomitów, widoczne w kamieniołomie, stanowiące południowe skrzydło tej synkliny, zapadają ku północy (dokładnie NNE) pod kątem około 20°.



Ryc. 184. Żyła kalcytu wypełniająca pionową szczelinę tektoniczną w obrębie dolomitów. Zachodnia część ściany górnego poziomu eksploatacyjnego. Fot. DW

Uskoki i spękania przecinające dolomity dewonu, widoczne w północnej ścianie kamieniołomu, tworzyły się w różnych fazach ruchów górotwórczych. Najstarszy, waryscyjski etap dokumentują pionowe spękania i szczeliny wypełnione kalcytem (ryc. 184), miejscami o charakterze Różanki Zelejowskiej. Szczególnie grube żyły kalcytowe widoczne są na górnym poziomie eksploatacyjnym w zachodniej części ściany kamieniołomu. Występująca tu Różanka ma ciemnoczerwone i fioletowawe zabar-

wienie, pochodzące od tlenków żelaza i bywa nazywana Różanką Chęcińską w odróżnieniu od jaśniejszej, zelejowskiej.

Z permsko-triasowym etapem orogenezy alpejskiej związana jest mineralizacja siarczkowa, przejawiająca się okruszcowaniem żył kalcytowych galeną. Najmłodsze spękania i uskoki (ryc. 185), nakładające się na już istniejące struktury, powstały w czasie głównej fazy alpejskich ruchów górotwórczych, na przełomie kredy i paleogenu.

Silne spękanie masywu zbudowanego z dolomitów uaktywniło procesy krasowe i doprowadziło do powstania szczelin w strefach pionowych uskóków (ryc. 186). Unikatowym stanowiskiem krasu kopalnego w tym wyrobisku jest kanał krasowy wypełniony czerwono-brązowym piaskowcem węglanowym wieku permskiego. Młodsze, ilasto-piaszczyste wypełnienie lejów powstały w kenozoiku.

3. Górnictwo kruszcowe i skalne

Początki działalności górniczej w masywie Beyliny i Rzepki sięgają prawdopodobnie czasów średniowiecza i są związane z poszukiwaniem i wydobywaniem kruszcu ołowiu – galeny. Na północnym zboczu Beyliny, znajdującym się nieco na północ od krawędzi kamieniołomu, zachowały się liczne zagłębienia i leje po wieloszybikowym systemie eksploatacji, związanym z wydobywaniem galeny z płytko położonych złóż wietrzeniowo-krasowych.



Ryc. 185. Strefa tektoniczna, w centralnej części ściany górnego poziomu eksploatacyjnego, w której widoczne są różne generacje spękań. Fot. MP



Ryc. 186. Szczeliny krasowe w silnie spękanych dolomitach. Centralna część ściany górnego poziomu eksploatacyjnego. Fot. MP

Kolejny etap w historii górnictwa związany jest z wydobyciem kalcytu Różanki począwszy od lat 20. XX w. Złoże kalcytu eksploatowane w północno-zachodniej części masywu Beyliny nosiło nazwę „Korzecko” i stanowiło żyłę o długości 320 m i szerokości 6–12 m związaną ze strefą uskokową przecinającą dolomity dewońskie w kierunku N-S (końcowy fragment tej żyły widoczny jest na zachodnim krańcu ściany obecnego kamieniołomu Korzecko). Pozyskiwano tu głównie kalcytowe kruszywo łamane, przeznaczone do produkcji tzw. grysu szlachetnego. Śladem tej eksploatacji jest obecnie silnie zarośnięte wyrobisko, zlokalizowane na północnym zboczu masywu Beyliny, w zachodniej części rezerwatu.

Ostatni, najmłodszy etap działalności górnictwa, w latach 1970–1976, związany był z eksploatacją dolomitów na południowym stoku Beyliny, po którym pozostało duże, dwupoziomowe wyrobisko opisane wyżej. Z uwagi na wyjątkowe walory naukowe, dydaktyczne i krajobrazowe tego stanowiska niemal cały teren kamieniołomu wraz z przylegającymi wzniesieniami Beyliny i Rzepki został objęty ochroną jako rezerwat przyrody nieożywionej „Góra Rzepka”.

21. GÓRA ZAMKOWA W CHĘCINACH

50°47'52.18"N, 20°27'31.72"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: Chęciny, ul. Małogoska 7

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wschodnia część Pasma Chęcińskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Grań Góry Zamkowej i kamieniołom w zachodnim zboczu Góry Zamkowej (360 m n.p.m.).

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie; elementem geostanowiska jest średniowieczny Zamek Królewski, objęty ochroną jako pomnik historii.

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Przez południowe zbocze Góry Zamkowej prowadzi czarny szlak pieszy (Chęciny–Małogoszcz), natomiast przez zbocze zachodnie – szlak koloru zielonego (Chęciny–Daleszyce) i żółtego im. J. Brauna (Wiarna Rzeka–Chęciny). W pobliżu przebiega

szlak rowerowy koloru czerwonego. Góra stanowi również punkt na Świętokrzyskim Szlaku Archeo-Geologicznym. Na parking przy ul. Jędrzejowskiej znajdują się tablice edukacyjne.

GEOLOGIA W SKRÓCIE

SKAŁY: wapienie, wapienie dolomityczne (górnny dewon, fran)

SKAMIENIAŁOŚCI: gąbki, koralowce, ramienionogi

FORMY KRASOWE: kieszeń krasowa (neogen)

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOSTANOWISKA

Góra Zamkowa, z charakterystycznymi ruinami średniowiecznego Zamku Królewskiego, górującymi nad pobliską Doliną Chęcińską, stanowi przyrodniczo-kulturowy i krajobrazowy symbol Geoparku Świętokrzyskiego. Motyw zamku, doliny i antykliny chęcińskiej stanowił inspirację dla projektu logo Geoparku, odzwierciedlając kluczowe cechy dziedzictwa geologicznego i krajobrazu tego obszaru.

Pod względem geomorfologicznym Pasma Chęcińskie i Pasma Zelejowskie oraz znajdująca się pomiędzy nimi Dolina Chęcińska stanowią typowy przykład rzeźby strukturalnej, uwarunkowanej budową geologiczną podłoża, a w szczególności zjawiska tzw. inwersji rzeźby. Polega ono na odwróceniu ukształtowania rzeźby terenu w stosunku do jego budowy geologicznej uwarunkowanym zróżnicowaną odpornością skał na procesy denudacji (wietrzenie i erozję). Dolina Chęcińska, wraz z obrzeżającymi ją pasmami Chęcińskim i Zelejowskim, zbudowana jest głównie ze skał kambry i dewonu uformowanych w antyklinę chęcińską (ryc. 169). W jądrze antykliny, odpowiadającym mniej więcej osi Doliny Chęcińskiej, występują miękkie i mało odporne na procesy denudacji łupki mułowcowe i ilaste dolnego kambry. Skrzydła antykliny (pasma Chęcińskie i Zelejowskie) budują twardsze i bardziej odporne na erozję wapienie i dolomity dewonu środkowego i górnego. Widoczna jest asymetria w budowie antykliny, ponieważ warstwy skalne w skrzydle południowym (Góra Zamkowa) są bardziej stromo nachylone niż w skrzydle północnym (Góra Zelejowa). Utwory kambryjskie kontaktują tektonicznie (wzdłuż płaszczyzn uskokowych)



Ryc. 187. Ruiny średniowiecznego (XIII/XIV w.) Królewskiego Zamku na szczycie Góry Zamkowej w Chęcinach, zbudowanego głównie z lokalnych wapieni górnego dewonu. Fot. ŁŻ

z piaskowcami dolnego dewonu. Brak skał wyższego kambru, ordowiku i syluru jest spowodowany ich erozją podczas ruchów tektonicznych orogenezy kaledońskiej. Sama antyklina chęcińska powstała później, w orogenezie waryscyjskiej, pod koniec karbonu a została przemodelowana (np. warstwy skrzydła południowego zostały zestromione) w orogenezie alpejskiej na przełomie kredy i paleogenu.

W geostanowisku możemy zapoznać się ze skałami górnego dewonu, budującymi Górę Zamkową, które dostępne są nie tylko w odstąpieniach, ale i murach zamku, wybudowane głównie z lokalnego wapienia (ryc. 187).

OPIS GEOSTANOWISKA

1. Skały i skamieniałości

Górę Zamkową budują skały o różnej litologii. Różnice te odzwierciedlają się również w morfologii wzniesienia. Wyraźnie łagodniejsze zbocze północne wypreparowane jest w cienkoławicowych, kruchych dolomitach dewonu środkowego, natomiast grań i bardziej stromy stok południowy zbudowane są z bardziej zwięzłych i odpornych na erozję, gruboławicowych wapieni dewonu środkowego i górnego (piętra żywet i fran; ryc. 169). Warstwy nachylone są w kierunku południowym pod kątem 45°. Wchodzą w skład południowego skrzydła antykliny chęcińskiej.



Ryc. 188. Ściana południowa Kamieniołomu Zachodniego na Górze Zamkowej. Widoczne jest przejście od grubo- i średnioławicowych wapieni ziarnistych do wapieni cienkoławicowych, w których występują rogowce. Fot. ZZ

Najlepszym miejscem do obserwacji profilu skał dewonu górnego jest stary kamieniołom zlokalizowany na zachodnim zboczu Góry Zamkowej (tzw. Kamieniołom Zachodni; ryc. 188).

Profil odsłonięty w tym miejscu rozpoczyna się masywnymi i gruboławicowymi wapieniami zawierającymi skamieniałości masywnych i gałzkowych gąbek – stromatoporoidów i amfipor. Powstały one w płytkim, tropikalnym morzu na pograniczu

środkowego i późnego dewonu. Na nich leżą wapień ziarniste, zawierające pokruszone szczątki organizmów rafowych, takich jak koralowce (rodzaj *Disphyllum*), liliowce czy ramienionogi. Miejscami występują przeławiczenia muszlowców ramienionogowych, zawierające atrypidy z rodzaju *Desquamatia*, którym towarzyszą ska-

mieniałości małżów i ślimaków. Wapień ziarniste i muszlowce powstały w nieco głębszym basenie morskim, który w późnym dewonie obrzeżał od południa płytkowodną platformę węglanową z rafą dymińską. Do niego znoszony był materiał detrytyczny, pochodzący z niszczenia rafy.

W środkowej i południowej części ściany kamieniołomu widoczne są cienko- i średnioławicowe wapień ziarniste, wapień laminowany oraz faliste, zawierające miejscami przewarstwienia muszlowców z licznymi ramienionogami. Skały te tworzyły się w znacznie spokojniejszym środowisku głębszych stref basenu. W tej serii skalnej znajdziemy również cienkie wkładki różowych i kremowych skał krzemionkowych zwanych rogowcami. Skały te odsłaniają się także w grani wschodniej części Góry Zamkowej (ryc. 189). Profil dewonu górnego w kamieniołomie kończą gruboławicowe wapień zawierające (tzw. wapień pelityczne) z nielicznymi skamieniałościami ramienionogów.



Ryc. 189. Wapień górnego dewonu budujące grań skalną we wschodniej części Góry Zamkowej. Fot. ŁZ

Wymienione wyżej skały, włącznie z dolomitami budującymi północny stok Góry Zamkowej, należą do formacji z dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali. W obrębie serii skalnych przebiega granica pomiędzy dewonem środkowym (piętro żywet) a górnym (piętro fran).

Młodsza część profilu w postaci cienkoławicowych wapieni z przewarstwieniami łupków marglistych odsłania się już poza kamieniołomem, na południowym stoku wzgórza.

U podnóża Góry Zamkowej od południowej strony na skałach dewońskich leżą niezgodnie zlepieńce permu oraz piaskowce i łowce triasu dolnego (patrz

geostanowisko nr 22. Odslonięcia w Starochęcinach), należące już do obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich.

2. Krajobraz a geologia – widok z wieży chęcińskiego zamku

Wieże Zamku Królewskiego położonego na grzbiecie Góry Zamkowej (355 m n.p.m.) stanowią doskonałe punkty widokowe, z których rozpościera się panorama 360° na Góry Świętokrzyskie na północy i nieckę nidziańską na południu.

Skalista grań Góry Zamkowej, wznosząca się około 100 m nad Doliną Chęcińską, stanowi wschodni kraniec Pasma Chęcińskiego zbudowanego niemal w całości ze skał węglanowych środkowego i górnego dewonu. Pod względem geologicznym obszar ten stanowi południowy kraniec trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, na który od południa nasuwają się skały południowego obrzeżenia permsko-mezozoicznego (ryc. 2, 3).

Zróznicowana litologia i struktury tektoniczne (uskoki i fałdy) mają swe odzwierciedlenie w rzeźbie terenu. Główną cechą rzeźby Gór Świętokrzyskich jest występowanie regularnych i równoległych do siebie pasm wzniesień (ryc. 5), które odzwierciedlają przebieg wychodni skał odpornych na wietrzenie i erozję oraz wydłużenie i kierunek głównych synklin i antyklin (ryc. 4). Osie tych struktur mają wydłużenie WNW-ESE i taki też układ mają pasma wzniesień oraz rozdzielające je obniżenia strukturalne. Obniżenia związane są z wychodniami skał mało odpornych, czego doskonałym przykładem jest Dolina Chęcińska, wypreparowana w miękkich skałach mułowcowo-ilastych kambru, budujących strefę osiową oś antykliny chęcińskiej. Południowe i północne skrzydło tej antykliny tworzą bardziej odporne na wietrzenie i erozję wapień i dolomity dewonu, na których uformowały się wzniesienia Pasma Chęcińskiego i Pasma Zelejowskiego. Nierównomierne tempo niszczenia skał budujących antyklinę chęcińską spowodowało, że w miejscu dawnego wzniesienia znaczącego oś antykliny chęcińskiej powstało rozległe obniżenie.

Najlepszym stanowiskiem do obserwacji typowych rysów rzeźby otaczającego obszaru jest wschodnia wieża zamku chęcińskiego, udostępniona turystycznie jako punkt widokowy. Patrząc z niej ku północy widoczna jest na pierwszym planie rozległa Dolina Chęcińska obrzeżona Pasmem Zelejowskim a w dalszej perspektywie kolejne wzniesienia należące do Grzbietu Bolechowickiego zbudowanego ze skał węglanowych dewonu i permu (ryc. 190).



Ryc. 190. Panorama roztaczająca się ze wschodniej wieży zamku chęcińskiego w kierunku północnym z Chęcunami i Doliną Chęcińską na pierwszym planie. Fot. ŁZ

Najbardziej wyrazisty ciąg wzniesień, widocznych na północ od zamku chęcińskiego, tworzy zespół grzbietów należących do Pasm Zgórskiego, Postowickiego i Dymińskiego. Są one zbudowane głównie z piaskowców i mułowców dolnego kambru wchodzących w skład antykliny dymińskiej. W kierunku wschodnim rozpościera się widok na mniej regularne grupy wzniesień, zbudowanych ze skał krzemionkowo-ilastych kambru, ordowiku oraz podrzędnie dewonu dolnego: Grupę Otracza, Pasma Brzechowskie oraz Pasma Cisowsko-Orłowińskie. Należą one do trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich.

Kierując wzrok na południe i południowy-wschód dostrzeżemy obniżenia związane z doliną Nidy i jej dopływów, a na horyzoncie wapienne Wzgórza Sobkowsko-Korytnickie oraz garby Pogórza Szydłowskiego, zbudowane ze skał jurajskich, wchodzących w obręb południowego obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich.

Od strony południowo-zachodniej na pierwszym planie dominują ciągi wzniesień zbudowanych z wapieni jury górnej: Grzywy Korzeczkowskie i Grząby Bolmińskie. Skały te w sensie geologicznym wchodzą w skład synkliny ostrowsko-bolmińskiej i stanowią południowy fragment obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (ryc. 4). Podobne skały budują wyraźny masyw Góry Milechowskiej stanowiący zachodnie zamknięcie tego ciągu. Widok w kierunku zachodnim zdominowany jest

przez wapienne wzniesienia Pasma Chęcińskiego, z masywem góry Rzepki na pierwszym planie i góry Miedzianki na horyzoncie.

3. Średniowieczny Zamek Królewski i ślady górnictwa

Zamek Królewski, wznoszący się na wapiennej grani Góry Zamkowej w Chęcinach, stanowi klasyczny przykład średniowiecznej architektury obronnej. Do jego budowy wykorzystano lokalny wapień pozyskiwany przy równaniu partii szczytowej Góry Zamkowej oraz w kamieniołomach w zboczach góry, co powodowało jej zestromienie, wzmacniając walor obronny. Pierwsza warownia powstała prawdopodobnie już pod koniec XIII w. za panowania Wacława II, ówczesnego króla Czech i Polski. Ślady najstarszej wieży oraz pozostałości pieca z tego okresu odkryto podczas prac archeologicznych prowadzonych w starszej (górnej) części zamku. Początki chęcińskiej warowni mogą wiązać się ze strategicznym znaczeniem miejscowych złóż rudy ołowiu (galeny) zawierającej srebro, jak również położeniem na ważnym szlaku handlowym łączącym Śląsk z Rusią Kijowską.



Ryc. 191. Marmurołom w południowo-zachodniej części Góry Zamkowej, 1951 r. Fot. J.F. Muzeum Narodowe w Kielcach, MNKi/Pf/193.

Za czasów Władysława Łokietka (pierwsza połowa XIV w.) zamek chęciński stanowiły już dwie okrągłe baszty (wschodnia i zachodnia) wraz piętrowym budynkiem, w którym ze skarbcem oraz wysokimi murami obwodowymi. Za czasów Kazimierza Wielkiego (druga połowa XIV w.) warownię rozbudowano o budynek mieszkalny oraz przedbramie z kaplicą. W XV w. do istniejącego zamku górnego, dobudowano zamek dolny, zwany też przygrodkiem, który pełnił funkcje gospodarcze. Z dawnej zabudowy tej części zamku zachowała się czworoboczna wieża oraz zagłębienie wykute w skale wapiennej, które pełniło zapewne funkcję cysterny na wodę. Potop szwedzki zakończył okres świetności zamku, który stopniowo podupadał w ruinę a mury były sukcesywnie rozbierane przez okoliczną ludność. Pierwsze prace konserwatorskie, zabezpieczające strukturę zamku, podjęto w okresie międzywojennym, ale dopiero w 1967 r. zamek został uznany za zabytek a w 1988 r. ochroną objęto też najbliższe otoczenie zamku.

Za czasów Władysława Łokietka (pierwsza połowa XIV w.) zamek chęciński stanowiły już dwie okrągłe baszty (wschodnia i zachodnia) wraz piętrowym budynkiem, w którym ze skarbcem oraz wysokimi murami obwodowymi. Za czasów Kazimierza Wielkiego (druga połowa XIV w.) warownię rozbudowano o budynek mieszkalny oraz przedbramie z kaplicą. W XV w. do istniejącego zamku górnego, dobudowano zamek dolny, zwany też przygrodkiem, który pełnił funkcje gospodarcze. Z dawnej

Ślady górnictwa kruszcowego na Górze Zamkowej opisał J. F. Carosi pod koniec XVIII w. Były to liczne leje po szybach wydobywczych galeny na zachodnim zboczu i najbardziej tajemniczy, głęboki na kilkadziesiąt metrów i szeroki na ponad 1,5 m szyb, do którego wejście znajdowało się w szczytowej partii zachodniego zbocza góry. Szyb był głębiony za czasów bytności Carosiego w Chęcinach i pozyskiwano z niego kruszconośny „kamień cuchnący” (wapień bitumiczny z siarczkami żelaza, galeny i cynku). Szyb ten został zniszczony przez późniejszą eksploatację wapienia – marmuru chęcińskiego w kamieniołomie zachodnim. Marmur Chęciński wyróżniał się czerwono-brązową barwą i chmurzystą strukturą. Marmur wydobywano zarówno w zachodniej (ryc. 191) jak i we wschodniej części południowego zbocza Góry Zamkowej (ryc. 192).



Ryc. 192. Pozostałości marmurołomu w południowo-wschodniej części Góry Zamkowej. Fot. AFM

22. ODSŁONIĘCIA W STAROCHEĆINACH

50°47'38.606"N, 20°28'4.699"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: Starochęciny – odsłonięcia zlokalizowane są na terenie boiska sportowego klubu Piast Chęciny oraz w lesie około 200 m na południe od obiektów sportowych

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: na południe od wschodniej części Pasma Chęcińskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Skarpa około 1 m wysokości w południowej części boiska sportowego oraz odsłonięcia w postaci niewielkich progów skalnych na zboczu wzniesienia

FORMA OCHRONY

Część obiektu (progi skalne na południe od boiska) chroniona jako pomnik przyrody; Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie (1987 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Obiekty dostępne ale brak w pobliżu szlaków turystycznych. Na terenie boiska odśnieżenia są widoczne, ale te zlokalizowane w lesie (pomnik przyrody) są bardzo zarośnięte.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Ryc. 193. Gruboławicowe piaskowce dolnego triasu przy boisku. Fot. WW

Na południowy wschód od Góry Zamkowej w Chęcinach, na terenie miejscowości Starochęciny, odsłaniają się piaskowce dolnego triasu. W niskiej skarpie przy boisku piłkarskim widoczne są czerwono-wiśniowe, gruboławicowe piaskowce drobno- i średnioziarniste z cienkimi przewarstwieniami iłowców oraz wyraźnymi ripplemarkami (ryc. 193). Są to piaskowce gałęzickie, formacji z Zagnańska, powstałe we wczesnym

triasie jako osady rzeczne. Około 200 m na południowy wschód od boiska znajdują się, chronione jako pomnik przyrody nieożywionej, niewielkie naturalne progi skalne o wysokości 1–2 m, zajmujące powierzchnię około 150 m².

23. KAMIENIOŁOM STOKÓWKA

50°49'54.235"N, 20°25'27.986"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: przeważająca część geostanowiska zlokalizowana jest w gminie Chęciny, jedynie część północna znajduje się w gminie Piekoszów. Na północ od obiektu zlokalizowana jest wieś Gałęzice, a na zachód czynny kamieniołom Ostrówka

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: północno-zachodni fragment Pasma Zelejowskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Dawny kamieniołom zlokalizowany w zachodniej części góry Stokówki

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Przez obiekt nie przebiega znakowany szlak turystyczny, ale miejsce jest ogólnie dostępne.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

W kamieniołomie Stokówka odsłaniają się wapienie z pogranicza środkowego i górnego dewonu (żywet–fran), należące do formacji dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali. Budują one południowe skrzydło synkliny gałęzicko-bolechowickiej. Wapienie są silnie spękane a spękania wypełnione kalcytem, także Różanką Zelejowską. Największa żyła różanki była przedmiotem eksploatacji, po której pozostała szpara (ryc. 194). Obecnie w osłonięciu

widoczne są lustra tektoniczne świadczące o obecności uskoków. Kamieniołom stanowi jedno z najważniejszych miejsc wspinaczkowych na obszarze Geoparku.



Ryc. 194. Szpara rozcinająca Górę Stokówkę, powstała w wyniku eksploatacji żyły „różanki”. Fot. WW

24. KAMIENIOŁOM NA STOKÓWECZCE

50°49'56.831"N, 20°25'48.867"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: kamieniołom zlokalizowany jest na terenie gminy Chęciny, w pobliżu granicy z gminą Piekoszów. W niewielkiej odległości od geostanowiska znajduje się przysiółek Piekło

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: północno-zachodni fragment Pasma Zelejowskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Dawny łom na przełęczy między Górą Żakową a Stokówką

FORMA OCHRONY

Pomnik przyrody Stokóweczka (1987 r.); Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

W niewielkiej odległości od geostanowiska biegnie niebieski szlak pieszy im. E. Padechowicza (Chęciny–Łągów).

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Ryc. 195. Ogólny widok kamieniołomu na Stokóweczce. Fot. WW

W kamieniołomie na Stokóweczce (ryc. 195) odsłaniają się szare i różowawe wapienie krystaliczne, przeławicające się z węglanowymi zlepionkami zygmuntońskimi. Wchodzi one w skład południowego skrzydła synkliny gałęzicko-bolechowickiej. Obecne w wapieniach skamieniałości ramienionogów z rodzaju *Horridonia*, pozwoliły na określenie wieku wapieni jako górny perm. Tego samego wieku są zlepionki.

Warstwy wapieni i zlepionków przecina żyła kalcytowo-barytowa z galeną powstała w etapie postwarysycyjskiej mineralizacji.

25. JASKINIA PIEKŁO POD SKIBAMI

50°49'51.877"N, 20°25'57.637"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: zlokalizowany na terenie gminy Chęciny, w niewielkiej odległości od przysiółka Piekło wsi Gałęzice

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: północno-zachodni fragment Pasma Zelejowskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Jaskinia, ślady górnictwa i odsłonięcia skalne na północno-zachodnim zboczu Góry Żakowej

FORMA OCHRONY

Pomnik przyrody nieożywionej Jaskinia Piekło (2014 r.); Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Jaskinia leży na niebieskim szlaku pieszym im. E. Padechowicza (Chęciny–Łągów). Do jaskini prowadzi drewniany mostek. Przed jaskinią znajduje się tablica edukacyjna. Ponadto, w okolicy jaskini umieszczono drewniane figury postaci związanych z legendami świętokrzyskimi.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Jaskinia Piekło pod Skibami jest typową formą krasu podziemnego, rozwiniętą wzdłuż szczelin ciosowych w wapieniach dewońskich. Jej powstanie związane jest z neogenem. Wnętrze jaskini zdobią polewy kalcytowe oraz niewielkie stalaktyty. W jaskini i jej bezpośrednim otoczeniu zachowały się ślady dawnych poszukiwań i eksploatacji kruszców, głównie rud ołowiu i srebra. Z jaskinią Piekło pod Skibami związane są także lokalne podania i legendy, m.in. opowieści o diabłach z Piekła Skibskiego. Obiekt stanowi ważne miejsce zimowej hibernacji nietoperzy, dlatego nie powinien być odwiedzany zimą.



Ryc. 196. Główny otwór Jaskini Piekło pod Skibami. Fot. MP

26. CZERWONA GÓRA

50°49'04.44"N, 20°29'43.76"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Chęciny, na północ od DW 762, przy drodze dojazdowej do szpitala

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: Grzbiet Bolechowski

INFORMACJE OGÓLNE

Dawny kamieniołom, zlokalizowany na południowym zboczu Czerwonej Góry (328 m n.p.m.), a także w części szczytowej wzniesienia widoczny próg skalny, ze schroniskiem skalnym i jaskinią.

FORMA OCHRONY

Skarpa i jaskinia w szczytowej części wzgórza – pomnik przyrody Czerwona (1987); Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

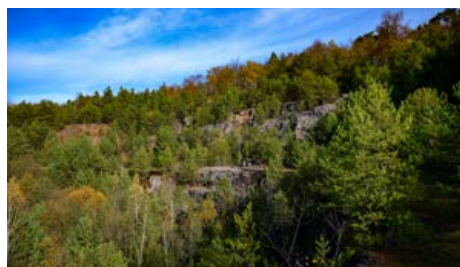
W pobliżu kamieniołomu biegnie czerwony, pieszy szlak im. S. Kowalczewskiego (Kielce-Chęciny)

GEOLOGIA W SKRÓCIE

SKAŁY: zlepieńce permu górnego

MINERALIZACJA: kalcyt (późny perm-wczesny trias)

FORMY KRASOWE: kominy, leje, kieszenie krasowe (neogen)

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOSTANOWISKA

Ryc. 197. Widok ogólny kamieniołomu na Czerwonej Górze. Fot. WW

Kamieniołom na Czerwonej Górze, zwany też Zygmuntołką (ryc. 197) jest największym i najbardziej znanym odsłonięciem technicznego marmuru świętokrzyskiego zwanego Zlepieńcem Zygmuntołką. Marmur ten jest zlepieńcem węglanowym wieku permskiego. Gruba, prawie stu-metrowa seria zlepieńców leży niezgodnie na wapieniach dewońskich budujących północne skrzydło synkliny bolechowickiej, należącej do regionu kieleckiego trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich.

Zlepieńce Zygmuntołkowe od wieków stanowiły ważne źródło kamienia dla lokalnego oraz krajowego budownictwa, zajmując poczesne miejsce wśród marmurów świętokrzyskich. Eksploatacja tego surowca zaczęła się już w czasach I Rzeczypospolitej. W latach 1642–1644 wykonano z niego pierwszą kolumnę Zygmunta III Wazy, postawioną na Placu Zamkowym w Warszawie. To właśnie od tej kolumny pochodzi nazwa zlepieńca i kamieniołomu.

OPIS GEOSTANOWISKA*1. Skały*

Liczący około 40 m profil zlepieńców, odsłonięty jest w kamieniołomie na trzech poziomach eksploatacyjnych. Stanowi on górną część kompleksu zlepieńców występujących w rejonie Czerwonej Góry, liczącego około 100 m miąższości. Zlepieńce tworzą grube ławice dochodzące maksymalnie do 6 m, pochylone pod niewielkim kątem (8–12°) w kierunku południowo-wschodnim. Są one zbudowane z mniej lub bardziej obtoczonych otoczków wapieni, rzadziej dolomitów dewonu środkowego i górnego. Są wśród nich szare i wietrzejące na szaro-czerwonawy kolor wapienie stromatoporooidowo-koralowcowe, wapienie i dolomity amfiporowe, rzadziej czarne i brunatne skały krzemionkowe wieku karbońskiego. Otoczki cementuje spoiwo wapienne, którego brunatna barwa pochodzi od domieszki tlenków i wodorotlenków żelaza (ryc. 198). Miejscami, pierwotne spoiwo zostało zastąpione kalcytem pochodzenia hydrotermalnego, który wpływa na walory dekoracyjne zlepieńców. Warstwy zlepieńców poprzecinane są także jasnymi żyłkami kalcytowymi z rozproszonymi kryształkami galeny i barytu. Lokalnie ławice zlepieńców poprzecinane są strefami uskokowymi, widocznymi w postaci luster tektonicznych.



Ryc. 198. Blok zlepieńca zygmuntołkowego z otoczkami wapieni dewońskich i żyłkami białego kalcytu, tworzącymi miejscami spoiwo otoczków. Fot. WW

Zlepieńce, widoczne w kamieniołomie, powstały w warunkach lądowych, w klimacie gorącym i suchym, w którym intensywnej erozji chemicznej i mechanicznej podlegały wzgórza zbudowane głównie z dewońskich wapieni. Oderwane od podłoża w rezultacie tych procesów fragmenty skalne gromadzone były w postaci piargów na stokach a następnie transportowane rzekami i strumieniami górskimi do podnóża waryscyjskich masywów górskich (ulegając częściowemu obtoczeniu), gdzie utworzyły stożki napływowe. Jeśli stożki te zostały przemyte przez wody i w przestrzeniach międzyziarnowych osadził się pelityczny wapień lub grubokrystaliczny kalcyt różanka, to powstała skała typu zlepieńca zygmuntołkowego. Tam, gdzie w przestrzeniach międzyziarnowych gromadził się materiał ilasto-węglanowy, zlepieńiec jest słabo związany i nie może być wykorzystany jako marmur techniczny.

2. Mineralizacja

Zlepieńce uległy spękaniu w późnym permie a szczeliny zostały wypełnione kalcytem (ryc. 198) typu Różanki Zelejowskiej. Żyły osiągają długość do kilkudziesięciu metrów przy grubości przekraczającej 0,5 m, a budujący je kalcyt ma pokrój grubokrystaliczny. Często są także kawerny z dobrze wykształconymi kryształami. W żyłach obok kalcytu występuje także baryt oraz minerały kruszcowe – głównie galena, ale także piryt i chalkopiryt.

Krystalizacja kalcytu zachodziła nie tylko w spękaniach, ale i w pustkach między ziarnami i otoczkami zlepieńca. Są takie miejsca, gdzie kalcyt stanowi spoiwo zlepieńca.



Ryc. 199. Szeroka szczelina krasowa w górnej części ściany wyrobiska. Fot. JM

W wschodniej części Czerwonej Góry znajduje się urwisko skalne, powyżej którego zlokalizowana jest jaskinia na Czerwonej Górze. Ma ona dwa otwory: górny, prowadzący do studni krasowej głębokości 4,5 m oraz dolny, połączony korytarzykami ze studnią. W pobliżu, jaskini znajduje się Studnia Gwarków, będąca niewielkim schroniskiem, połączonym ze studzienką głębokości 4 m.

4. Tradycje górnicze i kamieniarskie

Obecnie dostępny kamieniołom Zygmunówka nie jest najstarszym wyrobiskiem, w którym eksploatowano marmur. Pierwszy kamieniołom zlepieńca znajdował się

3. Procesy krasowe i formy krasowe

Strefy tektoniczne były uprzywilejowanymi drogami krążenia wód, które rozpuszczały i usuwały węglan wapnia zawarty w wapiennych otoczkach i spoiwie. W zlepieńcach odsłoniętych na wyższych poziomach eksploatacyjnych, strefy te widoczne są w postaci różnej wielkości szczelin, kanałów i kominów krasowych (ryc. 199), które wypełnione są wiśniowo-czerwonym lub brązowo-czerwonym, piaszczystym iłem wieku kenozoicznego.

Strefy tektoniczne były uprzywilejowanymi drogami krążenia wód, które rozpuszczały i usuwały węglan wapnia zawarty w wapiennych otoczkach i spoiwie. W zlepieńcach odsłoniętych na wyższych poziomach eksploatacyjnych, strefy te widoczne są w postaci różnej wielkości szczelin, kanałów i kominów krasowych (ryc. 199), które wypełnione są wiśniowo-czerwonym lub brązowo-czerwonym, piaszczystym iłem wieku kenozoicznego.

najprawdopodobniej na północnym zboczu Czerwonej Góry, w pobliżu jej szczytu (tam, gdzie jest obecna skarpa objęta ochroną jako pomnik przyrody). Zlepieńiec Zygmunowski od dawna uchodził za cenny surowiec dekoracyjny regionu, przede wszystkim ze względu na swoją barwę, twardość i efekt polerowania, ale także wysoką bloczność (możliwość pozyskiwania bloków do dalszej obróbki kamieniarskiej). Dzięki swojej dekoracyjności i wysokiej trwałości, był wykorzystywany głównie na płyty pamiątkowe, posadzki i okładziny. Spotkać go możemy w licznych obiektach sakralnych i reprezentacyjnych nie tylko w regionie świętokrzyskim (np. na Karczówce – ryc. 132, w Pałacu Biskupów Krakowskich w Kielcach – ryc. VI, czy Wojewódzkim Domu Kultury w Kielcach), ale i w całej Polsce. Do dziś zachowały się ślady po otworach wiertniczych (ryc. 200).



Ryc. 200. Ślady po otworach wiertniczych na drugim poziomie eksploatacyjnym kamieniołomu Zygmunówka. Fot. JM

Galena była również przedmiotem eksploatacji na Czerwonej Górze. Szyby wydobywcze odsłaniano w trakcie eksploatacji kamieniołomu a leje po szybach wciąż są widoczne w lesie otaczającym wyrobisko.

27. ODSŁONIĘCIA SKALNE I JASKINIE W REZERWACIE MILECHOWY

50°50'17.536"N, 20°18'27.846"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: północno-zachodnia część gminy Chęciny w pobliżu wsi Milechowy

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: północno-zachodni kraniec pasma Grzyb Bolmińskich

INFORMACJE OGÓLNE

Góra Brodowa wraz z wąwozem, Góra Milechowska

FORMA OCHRONY

Rezerwat przyrody (leśny) Milechowy o powierzchni 132 ha (utworzony w 1978 r.); największa jaskinia jest objęta ochroną jako pomnik przyrody Piekło (1954 r.);

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie.

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Na zachód od geostanowiska (ok 300 m) przebiega czarny szlak pieszy (Chęciny-Małogoszcz).

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA



Ryc. 201. Skałka wapienna w rezerwacie przyrody Milechowy. Fot. WW

Rezerwat przyrody Milechowy obejmuje zalesione wąwozy oraz grzbiety gór Milechowskiej i Brodowej, należących do zachodniej części Grząbów Bolmińskich. Wzniesienia te zbudowane są z jasnych wapieni oolitowych górnej jury (kimeryd), tworzących miejscami malownicze ściany skalne (ryc. 201) i skałki. W silnie spękanych wapieniach rozwijały się procesy krasowe, które doprowadziły do powstania jaskiń, w tym najstynniejszej na

terenie permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jaskini Piekło pod Małogoszczem (zwanej także Piekło Milechowskie). Jaskinia ta jest prostym, prawie poziomym kanałem o głównie owalnym przekroju i długości 17,5 m. Pozostałe jaskinie są znacznie krótsze, ale cechują się bardzo efektowną rzeźbą krasową i należą do najstarszych jaskiń regionu świętokrzyskiego, powstałych w neogenie a może nawet w paleogenie. Rezerwat ma jednak przede wszystkim charakter leśny – występują tu cenne zbiorowiska dąbrowy świetlistej i grądu subkontynentalnego. W drzewostanie dominują sosna i dąb, a w podszyciu m.in. leszczyna i kruszyna. Spotyka się liczne gatunki chronione, m.in. wiśnię karłowatą, wawrzynek wilczełyko, lilię złotogłówną i zawilca wielkokwiatowego.

28. ODSŁONIĘCIE W BOLMINIE

50°48'43.536"N, 20°20'45.537"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: wieś Bolmin, przy drodze Jedlnica-Bolmin. Odsłonięcie znajduje się na działce prywatnej, ale jest doskonale widoczne z drogi

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: Południowo-zachód od pasma Grząb Bolmińskich

INFORMACJE OGÓLNE

Pozostałości po łomie na południowo-wschodnim zboczu wzgórza

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Przy niebieskim szlaku pieszym im. ks. S. Konarskiego (Jedlnica-Jędrzejów). Nie można podejść do odsłonięcia bez zgody właściciela terenu. Obiekt jest widoczny ze szlaku.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

W niewysokiej ścianie skalnej można zobaczyć jasne, żółte piaskowce sprzed około 100 mln lat (dolna kreda). Skały układają się w wyraźne warstwy, miejscami tworzące naturalne stopnie i półki, a ich zróżnicowana twardość nadaje ścianie urozmaicony wygląd (ryc. 202). Piaskowce zbudowane są głównie z ziarn kwarcu, ale zawierają też zielony minerał glaukonit, który wietrzejąc żółknie i nadaje skale charakterystyczną barwę. Powstały one na dnie morza wkraczającego od północnego-zachodu na ląd świętokrzyski pod koniec wczesnej kredy. Zakończył się wówczas jeden z dłuższych okresów lądowych w historii Gór Świętokrzyskich, który rozpoczął się pod koniec jury. Widoczne w piaskowcach spęknięcia i drobne uskoki powstały w fazie laramijskiej orogenezy alpejskiej na przełomie kredy i paleogenu.



Ryc. 202. Odsłonięcie piaskowców w Bolminie. Fot. WW

Z odsłonięcia rozpościera się rozległa panorama: widać grzbiety Pasma Przedborsko-Małogoskiego, wzniesienia Gór Świętokrzyskich, Płaskowyż Jędrzejowski oraz Dolinę Nidy.

29. GRZĄBY BOLMIŃSKIE

50°49'5.996"N, 20°21'20.759"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: zachodnia część gminy Chęciny między wsiami: Bolmin, Jedlnica, Polichno i Milechowy

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: pasmo – Grząby Bolmińskie

INFORMACJE OGÓLNE

Pasma wzniesień

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Przez pasmo przebiega żółty szlak pieszy im. J. Brauna (Wierna Rzeka–Chęciny).

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Grząby Bolmińskie to malownicze pasmo Gór Świętokrzyskich, zbudowane ze skał górnourajskich i kredowych, ciągnące się na długości około 5 km. Od zachodu ogranicza je przełom Łośnej, a od wschodu przełom Hutki. Grzbiet pasma stanowi doskonały punkt widokowy na południowo-zachodnią część Geoparku Świętokrzyskiego i otaczające ją pasma wzgórz. Na północy widoczny jest maszyn góry Miedzianki, dalej Pasma Oblęgorskie i Wzgórza Tumlińskie. Ku południowi rozciąga się grzbiet Czubatki, a w dalszej perspektywie Pasma Przedborsko-Małogoskie (ryc. 203).



Ryc. 203. Widok z Grząb Bolmińskich w kierunku Bolmina. Fot. ŁZ

Grząby Bolmińskie (330 m n.p.m.) są drugim, co do wysokości wzniesieniem pasma o tej samej nazwie. Wyższa o pięć metrów jest Milechowska, ale w pobliżu jej wierzchołka nie prowadzi żaden szlak turystyczny

30. PRZEŁOM RZEKI HUTKI

50°48'7.207"N, 20°22'59.963"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: zachodnia część gminy Chęciny na wschód od wsi Jedlnica

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: przełom rzeki Hutki

INFORMACJE OGÓLNE

Przełom rzeczny między Grzębami Bolmińskimi, a Grzywami Korzeczkowskimi

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie



Ryc. 204. Rzeka Hutka w Jedlnicy. Fot. WW

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Przez przełom przebiegają: niebieski szlak pieszy im. ks. S. Konarskiego (Jedlnica–Jędrzejów), czarny (Chęciny–Małogoszcz) i żółty szlak im. J. Brauna (Wierna Rzeka–Chęciny) oraz szlak rowerowy koloru czerwonego.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Przełom rzeki Hutki (ryc. 204), dawniej nazywanej Jedlnicą, znajduje się pomiędzy Górą Jedlnicą reprezentującą Grząby Bolmińskie a Chrostynią należącą do Grzyw Korzeczkowskich. Powstanie odcinka przełomowego doliny Hutki ma związek z budową geologiczną. Między ww. górami, zbudowanymi z wapieni górnourajskich, przebiega bowiem strefa uskokowa. Spękane skały są bardziej podatne na wietrzenie i erozję. Dzięki temu rzeka Hutka, mająca swe źródła na północy, w rejonie Gałęzic, była w stanie przeciąć wzniesienie i „skrócić sobie drogę” do ujścia do Białej Nidy. Jest to klasyczny przykład zjawiska, gdzie rzeki przecinają pasma górskie, zamiast płynąć zgodnie z ich przebiegiem.

Wapienie jurajskie, z których zbudowane są okoliczne wzniesienia, nadają krajobrazowi wyraźnie skalny charakter. Można je obserwować wzdłuż żółtego szlaku pieszego, prowadzącego w stronę Grzyw Korzeczkowskich.

31. GÓRA BZOWICA

50°46'47.362"N, 20°23'35.533"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: południowo-zachodni fragment gminy Chęciny, w pobliżu wsi Mosty

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wapienne wzgórze na zachód od doliny Białej Nidy

INFORMACJE OGÓLNE

Wzgórze z odsłonięciami skał



Ryc. 205. Odsłonięcie wapieni na stoku góry Bzowicy. Fot. WW

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park
Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Około 400 m. na północny-wschód od geostanowiska przebiega czerwony szlak rowerowy. Geostanowisko zarasta i wymaga prac konserwatorskich.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Góra Bzowica ma charakter ostańca erozyjnego, który wznosi się około 30 m ponad doliną Białej Nidy. Zbudowana jest z jasnobezowych wapieni oolitowych wieku górno-jurajskiego. Miejscami w wapieniach widoczny jest detrytus muszli małżów i ramionogów. Grube, stromo nachylone warstwy tych wapieni widoczne są w zachodniej części Bzowicy – mają one do maksymalnie 2,5 wysokości (ryc. 205). Skały te należą do południowego skrzydła synkliny ostrowsko-bolmińskiej (ryc. 4). Bzowicę otaczają znacznie młodsze, czwartorzędowe osady. Na południe od Bzowicy, aż po koryto Białej Nidy, rozciąga się młodszy taras zalewowy. Jego częściowo zabagniona powierzchnia zbudowana jest z holocenijskich mad rzecznych, urozmaiconych osadami mułkowo-ilastymi oraz piaszczystymi. W płytkich obniżeniach terenu, stanowiących pozostałości starorzeczy, lokalnie rozwijają się torfy. W brzeźnych partiach doliny – na północ i wschód od Bzowicy (m.in. na obszarze zabudowy wsi Mosty) oraz na prawym (południowym) brzegu Białej Nidy – występują starsze, nadzalewowe tarasy plejstocenijskie. Pokrywają je osady piaszczysto-żwirowe, akumulowane w środkowym i późnym plejstocenie, w czasie zlodowaceń środkowopolskich i zlodowacenia północnopolskiego. Ich sedimentacja rozpoczęła się wraz z zanikiem łądolu zlodowacenia Odry i była kontynuowana podczas zlodowaceń Warty i Wisły.

dziami mułkowo-ilastymi oraz piaszczystymi. W płytkich obniżeniach terenu, stanowiących pozostałości starorzeczy, lokalnie rozwijają się torfy. W brzeźnych partiach doliny – na północ i wschód od Bzowicy (m.in. na obszarze zabudowy wsi Mosty) oraz na prawym (południowym) brzegu Białej Nidy – występują starsze, nadzalewowe tarasy plejstocenijskie. Pokrywają je osady piaszczysto-żwirowe, akumulowane w środkowym i późnym plejstocenie, w czasie zlodowaceń środkowopolskich i zlodowacenia północnopolskiego. Ich sedimentacja rozpoczęła się wraz z zanikiem łądolu zlodowacenia Odry i była kontynuowana podczas zlodowaceń Warty i Wisły.

32. ODSŁONIĘCIE W POLICHNIE

50°49'23.569"N, 20°23'54.331"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Chęciny, w północno-zachodniej części wsi Polichno przy obwodnicy Polichna

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: geostanowisko zlokalizowane na granicy zachodniego fragmentu Pasma Chęcińskiego z Doliną Chęcińską

INFORMACJE OGÓLNE

Odsłonięcie antropogeniczne wykonane podczas budowy drogi

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park
Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie



Ryc. 206. Odsłonięcie piasków w Polichnie. Fot. WW

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Przez geostanowisko przebiega czarny szlak pieszy (Chęciny–Małogoszcz).

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Odsłonięcie piasków w Polichnie znajduje się za szkołą podstawową, na przełęczy między górą Grabówką a górą Hutką. Wysoko na zboczach odsłaniają się tu osady piaszczyste zalegające na wapieniach dewońskich i triasowych. W dawnej piaskowni widoczne są poziomo warstwowane piaski drobnoziarniste, miąższości do około 4 m, (ryc. 206)

z przewarstwieniami mułków. Część badaczy interpretuje je jako piaski rzecznołodowcowe (fluwioglacjalne), związane z działalnością wód lodowcowych. Inni, na podstawie położenia geomorfologicznego, litologii i cech ziarnowych, uznają je za osady jeziorno-glacjalne powstałe w czasie zlodowacenia południowopolskiego, odkładane w zbiornikach wodnych między czołem lądolodu a wyniesionymi pasmami Gór Świętokrzyskich.

33. KAMIENIOŁOM NA LASKOWEJ GÓRZE W POLICHNIE STAWKACH

50°48'27.359"N, 20°24'50.266"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Chęciny, na południe od wsi Polichno i na północ od drogi wojewódzkiej DW 762

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: fragment Pasma Chęcińskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Kamieniołom w obrębie Laskowej Góry



Ryc. 207. Kamieniołom na Laskowej Górze.
Fot. ZZ

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park
Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Brak szlaków turystycznych w pobliżu

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Geostanowisko na Laskowej Górze w Polichnie-Stawkach obejmuje ścianę nieczynnego łomu wapieni (ryc. 207) oraz niewielkie odsłonięcia piaskowców na północ od niego. Widoczny jest tu niemal ciągły profil geologiczny skał z pogranicza jury środkowej i górnej (kelowej-środkowej oksford) długości około 35 m. Najstarsze w tym profilu są szare, twarde piaskowce wapniste wieku kelowejskiego, z zachowanymi śladami działalności bezkręgowców dennych. Na nich leżą jasne wapienie z fragmentami gąbek oraz sporadycznie amonitów wieku oksfordzkiego. Skały zostały silnie zdeformowane podczas alpejskich ruchów górotwórczych – warstwy są stromo nachylone i odwrócone, a w ścianach łomu widoczne są liczne spękania i uskoki.

34. GÓRA SOSNÓWKA POD CHĘCINAMI

50°48'24.487"N, 20°26'3.204"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Chęciny, pomiędzy miejscowościami Chęciny i Polichno

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: Pasma Chęcińskie

INFORMACJE OGÓLNE

Wzgórze, z naturalnym odsłonięciem, jaskinią oraz śladami dawnej eksploatacji

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park
Krajobrazowy (od 1996 r.);
obszar Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie



DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Przez geostanowisko przebiega czarny szlak pieszy (Chęciny–Małogoszcz).

Ryc. 208. Widok z góry Sosnówki na Górę Zamkową. Fot. PK

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Góra Sosnówka, położona na Grzbiecie Chęcińskim na zachód od Chęcin, zbudowana jest głównie z masywnych wapieni dewońskich. W obrębie tych skał występuje Schron Polichniański, będący niewielką formą krasową rozwiniętą wzdłuż naturalnych szczelin skalnych. Schron skalny to płytka wnęka lub krótka próżnia w skale, mniejsza i prostsza od jaskini, pozbawiona rozbudowanego systemu korytarzy. Góra Sosnówka znana jest z historycznej eksploatacji. Już w XVI w. wymieniana była w lustracjach królewskich jako potencjalne miejsce wydobycia marmurów. W kolejnych stuleciach uwagę kamieniarzy zwracały ciemne wapienie, przypominające odmianę Ołowianki. Próby eksploatacji surowca blocznego prowadzono tu jeszcze w okresie międzywojennym, jednak z uwagi na silne spękanie skał i niewielkie zasoby szybko je zarzucono. Do dziś na północnym stoku widoczne są ślady dawnych robót, a ze szczytu rozciąga się szeroki widok m.in. na Miedziankę, góry Rzepkę i Zamkową (ryc. 208). Wzgórze Sosnówka porośnięte jest roślinnością kserotermiczną z licznymi gatunkami chronionymi i rzadko występującymi.

35. ŁYSA GÓRA W KORZECKU

50°47'35.02"N, 20°26'29.724"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Chęciny, południowo wschodnia część wsi Korzecko

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: na północ od głównego pasma Grzyw Korzeczkowskich

INFORMACJE OGÓLNE

Wzgórze z pozostałościami dawnego kamieniołomu oraz jaskinią

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar Natura 2000 Wzgórze Chęcińsko-Kieleckie

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Przy szlaku pieszym im. J. Brauna (Wiarna Rzeka–Chęciny)

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Łysa Góra w Korzecku stanowi ostaniec denudacyjny zbudowany z szarych wapieni pelitycznych wieku górnourajskiego (oksford). Wapienie mają drobnokrystaliczną budowę i powstały z mułu węglanowego zdeponowanego w płytkim morzu. Skały są silnie spękane i nachylone, co wiąże się z przebiegiem strefy nasunięcia tektonicznego między Chęcunami a Miedzianką. Nasunięcie to powstało w rezultacie ruchów tektonicznych orogenezy alpejskiej.

Na północnym i południowo-zachodnim zboczu widoczne są ściany i progi skalne, będące śladami dawnej eksploatacji wapienia (ryc. 209). U podnóża ściany, wśród bloków skalnych znajduje się niewielkie krasowe Schronisko Szklarków. Skałki oddzielają masyw góry od płytkiej doliny wypełnionej plejstoceńskimi piaskami.



Ryc. 209. Wapienie górnourajskie na stoku Łysej Góry. Fot. WW

36. ODSŁONIĘCIE W PODZAMCZU CHĘCIŃSKIM

50°46'57.503"N, 20°27'52.128"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Chęciny, odsłonięcie zlokalizowane na terenie Regionalnego Centrum Naukowo Technologicznego

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: na wschód od pasma Grzyw Korzeczkowskich

INFORMACJE OGÓLNE

Odsłonięcie antropogeniczne przy dawnym Dworze Starostów Chęcińskich z XVII w.

FORMA OCHRONY

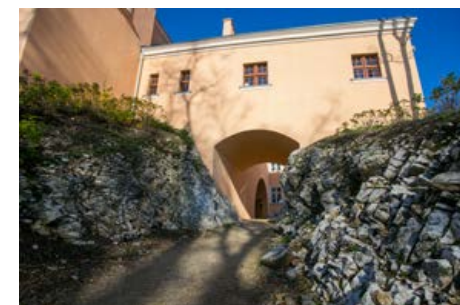
Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Zarówno odsłonięcie, jak Dwór Starostów Chęcińskich są dostępne do zwiedzania. W pobliżu przebiega zielony szlak pieszy (Chęciny–Daleszyce).

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Wzdłuż drogi, po obu stronach budynku oraz w bramie dworu, widoczne są ścianki skalne zbudowane z jasnoszarych i beżowych wapieni wieku górnourajskiego. Są to wapienie pelityczne z wyraźnymi, ciemniejszymi plamkami. Miejscami w wapieniach widoczne są ciemniejsze konkretne krzemienne. Stromo nachylone warstwy należą do północnego skrzydła synkliny ostrowsko-bolmińskiej powstałej podczas głównej fazy alpejskich ruchów górotwórczych. Wapienie tworzą grzbiet skalny, na którym posadowiono Dwór.



Ryc. 210. Odsłonięcie wapieni górnourajskich przy Dworze Starostów Chęcińskich w Podzamczu Chęcińskim. Fot. ŁZ

37. KAMIENIOŁOM LEŚNA GÓRA

50°46'35.72"N, 20°28'00.97"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: Gmina Chęciny, na granicy wsi Podzamcze i Starochęciny, na zachód od drogi S7

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: morfologiczne przedłużenie w kierunku wschodnim pasma Grzywy Korzeczkowskich

INFORMACJE OGÓLNE

Kamieniołom rozcinający wzniesienie Leśnej Góry (255 m n.p.m.)

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

w pobliżu kamieniołomu przebiega szlak pieszy koloru zielonego (Chęciny–Daleszyce).

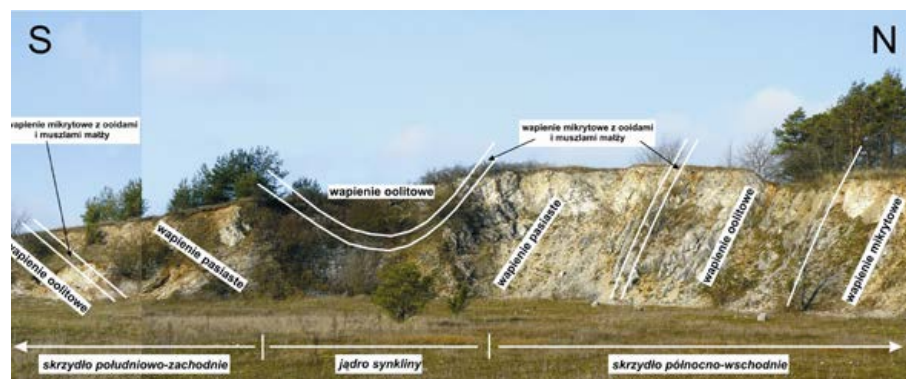
GEOLOGIA W SKRÓCIE

SKAŁY: wapień mikrytowe, wapień oolitowy, muszłowce, górnej jury, kimeryd

SKAMIENIAŁOŚCI: małże, ramienionogi

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOSTANOWISKA

W kamieniołomie odsłonięty jest przekrój przez osiową część synkliny ostrowsko-bolmińskiej (ryc. 4). Zbudowana jest ona z wapieni górnourajskich, należących do piętra kimeryd (ryc. 211). Synklina stanowi zapis głównej fazy alpejskich ruchów



Ryc. 211. Przekrój przez synklinę ostrowsko-bolmińską widoczny w zachodniej ścianie kamieniołomu Leśna Góra. Fot. ZZ

górotwórczych, zwanej kimeryjską, która miała miejsce pod koniec kredy. Wapienie są zróżnicowane pod względem litologicznym. Oprócz dominujących wapieni oolitowych, występują wapień mikrytowe i pasiaste. W obrębie wapieni oolitowych są wkładki muszłowców utworzonych ze skorupek małżów.

Grzbietowe partie Leśnej Góry, zlokalizowane ponad wyrobiskiem, stanowią dobry punkt widokowy na okoliczne wzniesienia oraz dolinę Czarnej Nidy.

OPIS GEOSTANOWISKA

1. Skały i skamieniałości

W zachodniej ścianie kamieniołomu odsłaniają się dwa kompleksy wapieni oolitowych (oolitów): dolny, starszy (ryc. 212) i górny, młodszy rozdzielone wapieniami pasiastymi (ryc. 213). W spągu i stropie wapieni pasiastych leży cienka warstwa wapieni mikrytowych z pojedynczymi ooidami i nagromadzeniami skorup małży o charakterze muszłowca (ryc. 214). Dolny kompleks oolitów podścielają wapień pelityczny. Widoczne są one także w południowej ścianie kamieniołomu. Synklina kontynuuje się w kierunku wschodnim. Widoczna jest także we wschodniej ścianie kamieniołomu oraz, już poza nim, na grzbiecie Leśnej Góry jako rzeźba strukturalna.

Blizsze obejrzenie tych skał dostarczy nam nieco więcej informacji o ich specyfice i środowisku w jakim się tworzyły. W przypadku wapieni pelitycznych, poza nielicznymi skamieniałymi, w tym szczątkami muszli małży, nie dostrzeżemy żadnych większych ziaren organicznych i nieorganicznych. Skały te zbudowane są z mikroskopijnych kryształków węgla wapnia (kalcytu), które stanowią tło skalne. Wapień oolitowy (ryc. 215) natomiast, zbudowane są z bardzo drobnych, ale widocznych nieuzbrojonym okiem ziaren, o koncentrycznej budowie, zwanych ooidami.



Ryc. 212. Warstwy dolnego kompleksu wapieni oolitowych widoczne w północnej części zachodniej ściany kamieniołomu. Fot. ZZ



Ryc. 213. Wapień pasiasty odsłaniający się w centralnej części ściany zachodniej kamieniołomu. Fot. ZZ



Ryc. 214. Muszlowiec małżowy, odsłaniający się w centralnej części zachodniej ściany kamieniołomu. Fot. ZZ



Ryc. 215. Wapienie oolitowe odsłaniające się w centralnej części ściany zachodniej kamieniołomu. Fot. ZZ

Wapienie pasiaste zawdzięczają swą nazwę naprzemianległym, cienkim warstewkom wapieni pelitycznych i wapieni oolitowych.

Wyżej opisane skały powstały w płytkim i ciepłym morzu na obszarze rozległej płytczyny –platformy węglanowej. Było to środowisko wysokoenergetyczne, w którym ooidy, czyli ziarna „piasku wapiennego” były przemieszczane przez falowanie i sztormy. Morze to znajdowało się w północno-zachodniej strefie brzegowej Oceanu Tetydy, w podzwrotnikowej strefie klimatycznej (ryc. 13B). Jednym z najbardziej znanych, współczesnych przykładów takiego środowiska jest Wielka i Mała Ławica Bahamska.

Zróznicowanie litologiczne wapieni wskazuje na zmienność warunków środowiskowych wynikającą z wahań

głębokości we wspomnianym zbiorniku morskim. Płytsze i bardziej energetyczne środowiska zapisały się w postaci wapieni oolitowych, a w nieco głębszych i spokojniejszych warunkach gromadziły się osady, z których powstały wapienie pelityczne i pasiaste.

2. Tektonika

Warstwy wapieni górnourajskich, odsłonięte w zachodniej ścianie kamieniołomu, są spękane oraz sfałdowane tworząc wklęsłą część fałdu – synklinę. Jest to centralna –osiowa część synkliny w kształcie wąskiej rynny o stromo nachylonych skrzydłach. Oś synkliny biegnie mniej więcej równoległe do kierunku grzbietu Leśnej Góry, a zachodnia ściana kamieniołomu przecina ten fałd poprzecznie do jego osi. Część osiowa, nazywana jądrem synkliny, zbudowana jest z wapieni oolitowych. Warstwy w skrzydle północnym synkliny wykazują znacznie większe upady niż w skrzydle południowym, co wskazuje na asymetryczny charakter fałdu. Opisywana synkliny oraz spękania w obrębie wapieni są zapisem głównej fazy laramijskiej alpejskich

ruchów górotwórczych, która doprowadziła do wypiętrzenia obszaru świętokrzyskiego pod koniec kredy.

3. Geologia i krajobraz – panorama ze wzniesienia Leśnej Góry

Grzbiet Leśnej Góry stanowi dobry punkt widokowy na okoliczne wzniesienia i obniżenia, znajdujące się na styku różnych obszarów o odmiennej budowie geologicznej. W kierunku północnym i północno-zachodnim widzimy na dalszym planie wzniesienia Góry Zamkowej, Beyliny i Rzepki (ryc. 216). Stanowią one wschodnią część Pasma Chęcińskiego zbudowanego ze skał trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Na pierwszym planie widoczne są natomiast wzniesienia zachodniej części Grzyw Korzeczkowskich, zbudowanych z utworów górnej jury, wchodzących w skład obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich.



Ryc. 216. Widok od strony wschodniej na kamieniołom Leśna Góra (ściana zachodnia i południowa) oraz otaczającą panoramę ze Wzgórzami Korzeczkowskimi na pierwszym planie i górami Zamkową oraz Rzepką-Beyliną, na drugim. Fot. ZZ

Od południa i wschodu poza wspomnianą doliną widoczne są również wzniesienia Pogórza Szydłowskiego i Płaskowyżu Jędrzejowskiego. Pierwsze z wymienionych zbudowane są ze skał neogenu przykrywających obrzeżenie permsko-mezozoiczne, podczas gdy Płaskowyż Jędrzejowski uformowany jest w utworach kredy stanowiących wypełnienie niecki miechowskiej.

38. KAMIENIOŁÓM W REZERWACIE WOLICA

50°45'4.064"N, 20°29'26.582"E



Ryc. 217. Wapienie faliste w kamieniołomie w Wolicy. Fot. WW

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Chęciny, wschodnia część miejscowości Wolica
 FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: na południe od doliny Czarnej Nidy

INFORMACJE OGÓLNE

Dawny kamieniołom zlokalizowany na wzgórzu

FORMA OCHRONY

Rezerwat przyrody nieożywionej Wolica o powierzchni 2,81 ha (2000 r.), otulina Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Wstęp na teren rezerwatu możliwy jest tylko po wyznaczonych ścieżkach.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Rezerwat Wolica (2000 r.) to niewielkie, lecz bardzo cenne geostanowisko chroniące odsłonięcie wapieni niższej części profilu środkowego triasu – dolnego wapienia muszlowego (anizyk–ladyn). W wysokich (do 15 m), miejscami pionowych, ścianach dawnego kamieniołomu widoczny jest jeden z najważniejszych profili dolnego wapienia muszlowego w regionie świętokrzyskim, opisywany przez wielu badaczy. Odsłaniają się tu zróżnicowane litologicznie wapienie: wapienie pelityczne, wapienie ziarniste, bogate w szczątki małży, ramienionogów i liliowców, muszlowce oraz charakterystyczne wapienie zwane falistymi (ryc. 217). Dolna część kamieniołomu jest obecnie zalana wodą. Poniżej zwierciadła wody znalazła się unikatowa warstwa z kośćmi ryb triasowych.

39. PRZEKOP DROGOWY W WOLICY

50°44'41.024"N, 20°28'42.276"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: południowa część gminy Chęciny, na drodze dojazdowej do kamieniołomu Siedlce z zakładu górniczego w Wolicy
 FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich

INFORMACJE OGÓLNE

Odsłonięcia antropogeniczne w przekopie drogowym



Ryc. 218. Fragment odsłonieć w przekopie drogowym w Wolicy. Fot. MP

FORMA OCHRONY

Otulina Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

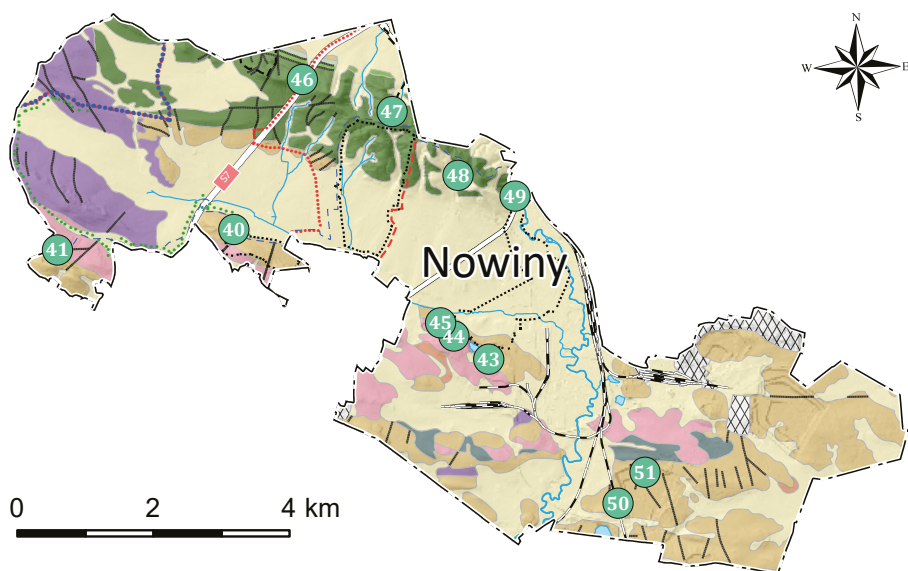
Obiekt zlokalizowany jest na obszarze czynnego zakładu górniczego. Zwiedzanie musi być poprzedzone uzgodnieniem wejścia z zarządzającym terenem.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Przekop drogowy w Wolicy to jedno z najciekawszych odsłonieć geologicznych południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Wzdłuż drogi technicznej widoczny jest niemal ciągły, około 35-metrowy, profil skał od górnego triasu (kajper) po górną jurę (oksford). Odsłonięcie pozwala prześledzić wyraźną zmianę środowisk – od lądowych, czerwonych osadów rzecznych triasu (ryc. 218), poprzez piaski stref przybrzeżnych, aż po morskie iły i wapienie jury. Szczególnie czytelny jest kontakt trias–jura, dokumentujący środkowojurajską transgresję morską. Warstwy zapadają ku południowemu-zachodowi i tektonicznie należą do południowego skrzydła antykliny Zbrzy.

BIAŁE ZAGŁĘBIE

Gmina Nowiny jest bardzo ważnym obszarem na geologicznej mapie Gór Świętokrzyskich. Występujące tu złoża skał węglanowych: wapieni i dolomitów, były przedmiotem wielowiekowej eksploatacji (np. marmur Bolechowice). Jej nasielenie miało miejsce w latach 60. XX w., kiedy wybudowano Kombinat Cementowo-Wapienniczy „Nowiny” (obecnie Dyckerhoff Polska) i obszar gminy stał się centrum Białego Zagłębia. Obecnie nieczynne kamieniołomy są sukcesywnie udostępniane do ruchu turystycznego (np. kamieniołom Szewce – 40). Z naukowego punktu widzenia najcenniejszym, unikatowym w skali europejskiej, jest profil skał z pogranicza dewonu i karbonu, odsłonięty w czynnym kamieniołomie Kowala (51), niedostępnym do ruchu turystycznego. Z dziedzictwem geologicznym gminy można zapoznać się w dwunastu geostanowiskach (ryc. 219).



Ryc. 219. Mapa geologiczna Gminy Nowiny z lokalizacją geostanowisk.

40. KAMIENIOŁOM SZEWCY

50°49'44.95"N, 20°28'36.02"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: kamieniołom zlokalizowany na terenie gminy Nowiny, na końcu leśnej drogi stanowiącej przedłużenie ulicy Dobrzączka w kierunku zachodnim
FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: północno-wschodnie zbocze góry Okrąglica położonej w zachodniej części Grzbietu Bolechowickiego

INFORMACJE OGÓLNE

Niewielki kamieniołom rozcinający północno-wschodnie zbocze góry Okrąglica (320 m n.p.m.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Kamieniołom udostępniony jest ścieżką edukacyjną, jak również stanowi jeden z punktów Świętokrzyskiego Szlaku Archeo-Geologicznego. Około 200 m od wyrobiska przebiega niebieski szlak turystyczny, przy którym umieszczone są znaki kierunkowe wiodące do kamieniołomu.

GEOLOGIA W SKRÓCIE

SKAŁY: wapień mikrytowe, wapień organodetrytyczne górnego dewonu (fran)
SKAMIEŃIAŁOŚCI: gąbki-amfipory, koralowce, ramienionogi

FORMA OCHRONY

Pomnik przyrody nieożywionej o nazwie „Kamieniołom Szewce na górze Okrąglica” (2013); Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOSTANOWISKA

Nieczynny kamieniołom Szewce stanowi pozostałość po wydobyciu wapieni, z których produkowano marmur Szewce. W jego zachodniej ścianie widoczny jest profil wapieni dewonu górnego (piętro fran), reprezentujących formację dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali. W wapieniach występują liczne skamieniałości gąbek (amfipory), koralowców i ramienionogów. Skały, zapadające pod kątem 20–25° w kierunku południowym (ryc. 220), wchodzi w skład północnego skrzydła synkliny bolechowickiej (ryc. 4).



Ryc. 220. Zachodnia ściana kamieniołomu Szewce, w której odsłaniają się wapienie górnego dewonu. Fot. ŁZ

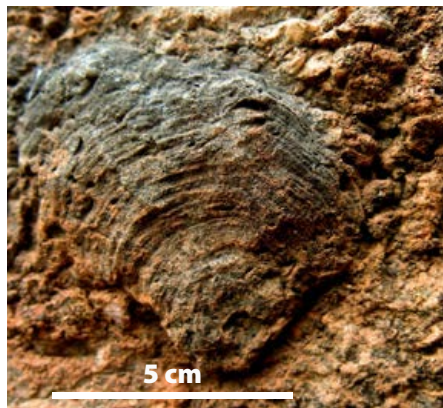
OPIS GEOSTANOWISKA

1. Skały i skamieniałości

W dolnej części odsłonięcia przeważają wapienie zawierające pokruszone fragmenty gąbek gałązkowych z rodzaju *Amfipora* (ryc. 221). Miejscami są one tak liczne, że skałę można nazwać wapieniem amfiporowym. W wyższej części odsłonięcia zobaczyć można także masywne gąbki – stromatoporoidy, występujące zarówno w pozycji życiowej jak i oderwane od podłoża (ryc. 222). Miejscami stromatoporoidy przykryte są ciankolaminowanymi, kopalnymi matami mikrobialnymi. Oprócz gąbek spotkać można nieliczne fragmenty koralowców czteropromiennych i pojedyncze skorupy ramienionogów.



Ryc. 221. Zwiędnięta powierzchnia wapienia amfiporowego. Procesy wietrzeniowe wypręparowały fragmenty gąbek-amfiporów z tła skalnego. W dolnej części zdjęcia widoczne są stromatoporoidy w pozycji życiowej. Fot. ZZ



Ryc. 222. Stromatoporoid wypreparowany ze skały przez procesy wietrzeniowe. Fot. ZZ

Opisane powyżej wapienie powstały w bardzo płytkim morzu na skraju platformy węglanowej. Początkowo gromadziły się w nim szczątki płytkomorskich organizmów przyniesione przez fale i prądy morskie. Z czasem energia wód zmalała, dno zasiedliły masywne gąbki, które następnie zostały przykryte matami mikrobialnymi.

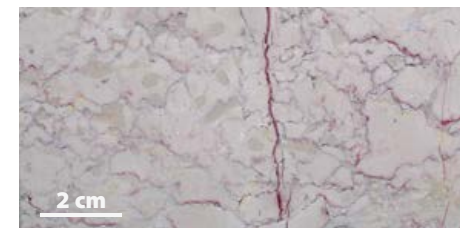
2. Tektonika

Wapienie, odsłaniające się w kamieniołomie, budują północne skrzydło synkliny bolechowskiej. Na silne zaangażowanie tektoniczne skał wskazują spękania, uskoki i lustra tektoniczne*. Szczególnie dobrze wyeksponowany jest poziomy uskok przesuwczo-zrzutowy, powodujący przesunięcie warstw w skrzydle zrzuconym o 130 cm ku północy. Szczelina tego uskoku została miejscami wypełniona i zablizniona grubokrystalicznym kalcytem, który tworzy białe żyły szerokości kilku centymetrów.

3. Historyczne górnictwo skalne

Wydobycie w kamieniołomie na Okrąglicy mogło być prowadzone już w okresie od XVII do XIX w., kiedy wzniesienie znajdowało się w granicach rozległego obszaru miasta Chęciny. Góra Okrąglica jako miejsce eksploatacji marmuru Szewce pojawia się w ofercie fabryki Marmury Kieleckie” na przełomie XIX i XX w. Wydobycie w kamieniołomie prowadzono z przerwami do lat 60. XX w.

Marmur Szewce wyróżniał się, wśród innych marmurów chęcińskich, jasną barwą z lekkim różowym lub fioletowym odcieniem oraz obecnością „gałązek” amfiporów (ryc. 223). Odcień ten nadają mu cienkie żyły biało-różowego i fioletowego kalcytu.



Ryc. 223. Wypolerowana płytka marmuru Szewce. Muz. Geol. Oddz. Świętokrzyskiego PIG-PIB w Kielcach. Fot. AFM

Ponadto surowiec ten bardzo dobrze poddawał się obróbce a z uwagi na swoją związłość i znaczną odporność na czynniki atmosferyczne nadawał się do wykorzystania nie tylko na płyty ścienne, ale także schody, posadzki oraz elementy architektoniczne ekspozowane na wolnym powietrzu. Przykładem jego wykorzystania jest kolumna pod figurą św. Nepomucena (XIX w.) przy Bazylice Katedralnej w Kielcach czy płyty okładzinowe w Wojewódzkim Domu Kultury w Kielcach. Jest on także ekspozowany na filarze w Muzeum Geologicznym Oddziału Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu Geologicznego-PIB w Kielcach.

41. GÓRA ŻAKOWA

50°49'37.469"N, 20°26'19.297"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Nowiny, na zachód od wsi Zelejowa

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: Pasma Zelejowskie

INFORMACJE OGÓLNE

Obszar Góry Wsiowej i Żakowej z licznymi śladami dawnego górnictwa kruszcowego i skalnego, w tym szybów i „szpar” górniczych



Ryc. 224. „Szpara” górnicza w rezerwacie Góra Żakowa. Fot. MP

FORMA OCHRONY

Rezerwat przyrody nieożywionej Góra Żakowa o powierzchni 50,4 ha (1999 r.); Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Od południa, zachodu i wschodu geostanowisko obiega szlak pieszy koloru niebieskiego im. E. Padechowicza (Chęciny-Łagów). W pobliżu rezerwatu przebiega też zielony szlak rowerowy. Wstęp na teren rezerwatu możliwy jest tylko po wyznaczonych ścieżkach.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Góra Żakowa to rezerwat przyrody chroniący unikatowy krajobraz geologiczny i ślady dawnego górnictwa. Wzgórze zbudowane jest z wapieni środkowego i górnego dewonu (żywet-fran). Odślaniają się one w starych łomach, szybkach i szczelinach skalnych a także w rzadszych naturalnych ściankach skalnych. W wapieniach można zobaczyć skamieniałości organizmów morskich, m.in. gąbek, koralowców i ramienio-nogów. Miejscami wapień przykryte są młodszymi zlepieńcami permskimi. W skałach występują żyły kalcytu z udziałem barytu i galeny, która była przedmiotem wielowiekowej eksploatacji. Do dziś zachowały się liczne ślady podziemnej działal-

ności górniczej: szyby, sztolnie „szpary” górnicze, leje poszybowe (ryc. 224). Teren rezerwatu stanowi ponadto cenne siedlisko roślinności kserotermicznej.

42. GÓRA OŁOWIANKA KOŁO SZEWCÓW

50°50'18.847"N, 20°27'47.268"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Nowiny, na południe od miejscowości Szewce i na zachód od drogi ekspresowej S7

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wzniesienie znajduje się w dolinie pomiędzy Pasmem Zelejowskim na południu, a Pasmem Zagórskim na północy

INFORMACJE OGÓLNE

Wzgórze z licznymi śladami górnictwa – „szpary” górnicze

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

W pobliżu brak jest szlaków turystycznych. Obiekt wymaga prac mających na celu lepsze wyeksponowanie śladów górnictwa.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Na Ołowiance odślaniają się wapień dewoński (ryc. 225). Planowano uruchomienie dużego kamieniołomu wapieni, jednak inwestycji nie zrealizowano. Zachowały się jedynie ślady niewielkiego łomu oraz odślonięcia wapieni ze skamieniałościami. Widoczne są także relikty dawnego górnictwa kruszcowego, dokumentujące poszukiwania rud ołowiu.



Ryc. 225. Łom wapieni na Ołowiance. Fot. GP

43. KAMIENIOŁOM ZGÓRSKO

50°48'41.942"N, 20°31'49.122"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Nowiny, na granicy administracyjnej wsi Bolechowice i Wola Murowana, w pobliżu Cementowni Nowiny

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wschodni kraniec Grzbietu Bolechowickiego

INFORMACJE OGÓLNE

Kamieniołom rozcinający wschodnie zbocze góry Berberysówki

FORMA OCHRONY

Zachodnia część geostanowiska w otulinie Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Ścieżka dydaktyczna ekologicznego klubu 4H z Zespołu Szkół Ponadpodstawowych w Nowinach

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

W kamieniołomie odsłaniają się górnodewońskie (fran) wapienie formacji dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali (ryc. 226), zawierające liczne skamieniałości gąbek – stromatoporoidów, małży oraz koralowców Rugosa. W północno-zachodniej ścianie wyrobiska odsłaniają się także młodsze zlepieńce permskie, które stanowią wypełnienie formy erozyjnej, prawdopodobnie doliny rozcinającej wapienie dewonu. Ta kopalna dolina jest świadectwem istnienia na tym terenie gór, które powstały po waryscyjskich ruchach górotwórczych w późnym kar-



Ryc. 226. Widok ogólny na kamieniołom w Zgórsku. Fot. WW

bonie i wczesnym permie. Dolina ta rozcięła te góry a następnie została zasypana blokami wapiennymi. Eksploatacja prowadzona była do 1984 r. Obecnie trwają prace nad udostępnieniem kamieniołomu ścieżką edukacyjną.

44. GÓRA BERBERYSÓWKA

50°48'48.698"N, 20°31'17.577"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Nowiny, na północ od wsi Bolechowice

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wschodnia część Grzbietu Bolechowickiego

INFORMACJE OGÓLNE

Góra z widocznymi śladami górnictwa

FORMA OCHRONY

Geostanowisko w otulinie Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Ścieżka dydaktyczna ekologicznego klubu 4H z Zespołu Szkół Ponadpodstawowych w Nowinach



Ryc. 227. Widok z Berberysówki na kamieniołom w Zgórsku. Fot. GP

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Góra Berbersówka to wzniesienie zbudowane z gruboławicowych wapieni górno-dewońskich oraz zlepieńców permu północnego skrzydła synkliny gałęzicko-bolechowskiej. Wzniesienie porasta cenna roślinność kserotermiczna o charakterze stepowym. W przeszłości była terenem intensywnego górnictwa kruszcowego. Od drugiej połowy XIV w. wydobywano tu rudę ołowiu, którą następnie przetapiano w hucie w Woli Murowanej nad Bobrzą. Do dziś zachowały się słabo czytelne ślady powierzchniowych wyrobisk po wydobyciu rud ołowiu.

Wzniesienie porasta roślinność kserotermiczna o charakterze stepowym. Ze szczytu roztacza się szeroki widok na kamieniołomy Bolechowice i Zgórsko (ryc. 227) oraz na pasma Chęcińskie i Zgórskie.

45. KAMIENIOŁOM BOLECHOWICE

50°48'58.574"N, 20°30'57.59"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Nowiny, na północ od wsi Bolechowice

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wschodnia część Grzbietu Bolechowskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Odślonięcie sztuczne (kamieniołom)

FORMA OCHRONY

Odłupina Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Obiekt zlokalizowany jest na obszarze czynnego zakładu górniczego. Zwiedzanie musi być poprzedzone uzgodnieniem wejścia z zarządzającym terenem.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Kamieniołom Bolechowice to jedno z najważniejszych miejsc eksploatacji dewońskich wapieni dekoracyjnych – marmurów świętokrzyskich (chęcińskich) odmiany Bolechowice (ryc. 228). Odślaniają się tu wapień dewonu środkowego i górnego, należące do górnych warstw sitkówczańskich formacji z Kowali, przykrytych przez detrytyczne warstwy stromatoporoidowe, oraz w najwyższej części profilu – wapień ziarniste. Skały zawierają liczne szczątki gąbek-stromatoporoidów, którym

towarzyszą koralowce, szkarłupnie, ślimaki oraz charakterystyczne skamieniałości dużych małży megalodonów. Obecne są również formy biogenicznego pochodzenia, związane z działalnością bakterii i prostych glonów, dające maty glonowe, oraz kuliste onkoidy. Wapień bolechowickie mają barwę szarobrazową, szaoliwkową, oraz jasnobrazową, niekiedy z różowawym odcieniem. Waloru dekoracyjnego dodają żyłki kalcytowe. Wapień ten, już na przełomie XVI i XVII w., wykorzystywano jako cenny kamień dekoracyjny w architekturze sakralnej i świeckiej. Skała ta była wysoko ceniona ze względu na swoją trwałość oraz możliwość uzyskania efektownego połysku po wypolerowaniu. Marmur bolechowicki został wykorzystany m.in. w Pałacu Biskupów Krakowskich w Kielcach, Wojewódzkim Domu Kultury im. Józefa Piłsudskiego w Kielcach. Kamieniołom znajduje się obecnie na terenie okresowo czynnego zakładu górniczego.



Ryc. 228. Widok zachodniej, historycznej części kamieniołomu Bolechowice. Fot. TM

46. ODSŁONIĘCIE NA GÓRZE BELNI

50°50'52.2"N, 20°29'25.9"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Nowiny, przy drodze technicznej drogi ekspresowej S7 pomiędzy wsiami Jaworzniak (na północy) i Szewce (na południu)

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: Pasma Zgórskie, wschodnie zbocze góry Belni



Ryc. 229. Odsłonięcie na Górze Belni. Fot. AFM

INFORMACJE OGÓLNE

Przekop drogowy

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórze Chęcińsko-Kieleckie

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Przez obiekt przebiega szlak rowerowy koloru czerwonego.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

W przekopie drogowym na wschodnim zboczu Góry Belni znajduje się długie, około 150-metrowe odsłonięcie skał kambryjskich (ryc. 229). Widoczne są tu głównie silnie zbioturbowane mułowce oraz iłowce, miejscami przeławiczone piaskowcami formacji z Ociesek. Utwory te budują jądro antykliny dymińskiej. Skały te osadziły się w płytkim morzu około 500 mln lat temu. W skałach można zaobserwować cienkie żyły kwarcu oraz charakterystyczne skupienia tzw. turgitu – iryzujących, tęczowo połyskujących tlenków i wodorotlenków żelaza.

47. ODSŁONIĘCIA NA GÓRZE ZIELONEJ

50°50'44.15"N, 20°30'42.447"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Nowiny, na południe od miejscowości Janów

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: Pasma Zgórskie

INFORMACJE OGÓLNE

Północne zbocze Góry Zielonej (około 360 m n.p.m.) z naturalnym wąwozem

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórze Chęcińsko-Kieleckie

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Przez geostanowisko przebiega czarny szlak pieszy im. T. Wągrowskiego (Piekoszów–Pasma Zgórskie).

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

W niewielkiej dolince, w szczytowej partii północnego zbocza Góry Zielonej, w miejscu rozwidlenia wąwozu, odsłaniają się skały kambryjskie (ryc. 230). W stromym progu skalnym, o wysokości 4–6 m, widoczne są bardzo jasne, niemal białe piaskowce formacji z Ociesek, powstałe ponad 500 mln lat temu w środowisku płytkiego morza. Skały te tworzą grube warstwy z widocznymi śladami bioturbacji. Piaskowce pocięte są regularnym systemem spękań ciosowych, powodującym rozpadanie się warstw na „kostki”, przypominające wyglądem kostki brukowe. Spękania ułatwiły wodzie spływającej po stoku erozję i wyżłobienie malowniczego, kilkustopniowego progu wodospadowego. Latem ciek zanika, ale po większych opadach tworzy efektowną kaskadę.



Ryc. 230. Piaskowce dolnego kambru z ciosem „kostkowym”. Fot. WW

48. ODSŁONIĘCIA I OSUWISKO W ZGÓRSKIM LESIE

50°50'8.53"N, 20°31'25.246"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Nowiny, na północ od miejscowości Zgórsko

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: Pasma Zgórskie

INFORMACJE OGÓLNE

Południowe zbocze góry Patrol z naturalnymi odsłonięciami lessu, geostanowisko obejmuje też nieaktywne osuwisko.

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórze Chęcińsko-Kieleckie; na obszarze geostanowiska zlokalizowane jest gradzisko objęte ochroną konserwatorską.

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

W pobliżu (około 300 m na północ) przebiega niebieski szlak pieszy im. E. Padechowicza (Chęciny – Łągów).

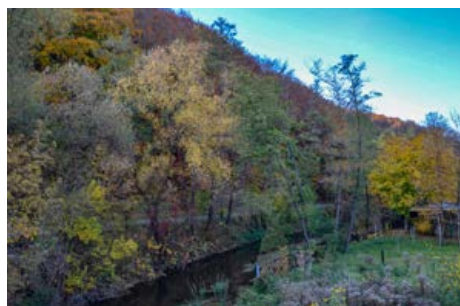
KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Ryc. 231. Formy osuwiskowe na zboczach góry Patrol. Fot. DW

Na południowych i wschodnich stokach grzbietu Pasma Zgórskiego widoczne są naturalne odsłonięcia lessu widoczne w formie wąwozów oraz rozcięć erozyjnych. Ponadto na południowym zboczu Góry Patrol zlokalizowane jest nieaktywne osuwisko skalno-zwietrzelinowe, dziś porośnięte lasem (ryc. 231). Forma osuwiskowa ma wyraźną górną skarpę i łagodną powierzchnię jezora koluwalnego, częściowo wyrównaną przez człowieka już w średniowieczu. Podłoże zbudowane jest z kambryjskich łupków mułowcowych oraz iłowców, co sprzyjało rozwojowi ruchów masowych. Nad osuwiskiem zachowały się relikty wczesnośredniowiecznego grodziska, które wykorzystywało naturalne ukształtowanie terenu.

49. PRZEŁOM RZEKI BOBRZY W SŁOWIKU

50°49'58.118"N, 20°32'7.772"E



Ryc. 232. Malowniczy przełom Bobrzy na Słowiku u podnóża góry Patrol. Fot. JB

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie

Na południowych i wschodnich stokach grzbietu Pasma Zgórskiego widoczne są naturalne odsłonięcia lessu widoczne w formie wąwozów oraz rozcięć erozyjnych. Ponadto na południowym zboczu Góry Patrol zlokalizowane jest nieaktywne osuwisko skalno-zwietrzelinowe, dziś porośnięte lasem (ryc. 231). Forma osuwiskowa ma wyraźną górną skarpę i łagodną powierzchnię jezora koluwalnego, częściowo wyrównaną przez człowieka już w średniowieczu. Podłoże zbudowane jest z kambryjskich łupków mułowcowych oraz iłowców, co sprzyjało rozwojowi ruchów masowych. Nad osuwiskiem zachowały się relikty wczesnośredniowiecznego grodziska, które wykorzystywało naturalne ukształtowanie terenu.

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: granica miasta Kielce i gminy Nowiny, droga wojewódzka nr 762

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: przełom pomiędzy pasmami Zgórskim i Posłowickim

INFORMACJE OGÓLNE

Przełom rzeki Bobrzy z widocznymi odsłonięciami skał, głównie na stokach Pasma Zgórskiego

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Przez geostanowisko przebiega niebieski szlak pieszy im. E. Padechowicza (Chęciny-Łągów), miejski szlak spacerowy koloru żółtego oraz czerwony szlak rowerowy.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Przełom rzeki Bobrzy w Słowiku to wyraźna forma rzeźby, w której rzeka poprzecznie przecina pasma górskie Gór Świętokrzyskich (ryc. 232). Przełom rozwija się pomiędzy Pasmem Zgórskim, reprezentowanym przez Góry Trupień i Patrol, a Pasmem Posłowickim, z Górą Kolejową. Bobrza nie płynie zgodnie z układem grzbietów, lecz wcina się w nie z północy na południe, tworząc klasyczne wcięcie przełomowe. Ma ono związek z budową geologiczną, gdyż w tym miejscu przebiega duża strefa uskoku, rozcinająca antyklinę dymińską. Strefę tę, bardziej podatną na erozję, wykorzystywała rzeka, tworząc przełom. W skarpach nad korytem rzeki odsłaniają się jasne osady lessowe. Pod nimi występują starsze skały podłoża – kambryjskie łupki mułowcowe i iłowce.

50. PRZEKOP KOLEJOWY W KOWALI

50°47'31.008"N, 20°33'20.254"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Nowiny, przy linii kolejowej nr 73 Sitkówka–Busko Zdrój w sąsiedztwie kamieniołomu Kowala; dojście od strony północnej, od wsi Kowala

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: rejon Wzgórz Kowalskich

INFORMACJE OGÓLNE

Przekop kolejowy

FORMA OCHRONY

Pomnik przyrody bez nazwy (1987 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Odsłonięcie zlokalizowane przy linii kolejowej, dlatego należy zachować szczególną ostrożność w jego eksploracji; tylko dla doświadczonych turystów.



Ryc. 233. Profil wapieni górnego dewonu w przekopie kolejowym w Kowali. Fot. WW

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

W zachodniej skarpie przekopu kolejowego, na odcinku o długości około 230 m, odsłania się ciągły profil wapieni górnego dewonu o miąższości ponad 80 m (ryc. 233). Skały te powstały w górnym dewonie (fran) i należą do formacji dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali. Zapadające ku północy warstwy wchodzą w obręb północnego skrzydła synkliny gałęzicko-bolechowskiej. Idąc wzdłuż przekopu z południa na północ, można obserwować coraz młodsze utwory. Odsłonięcie pokazuje stopniową zmianę środowiska – od płytkiego morza z rafami gąbek i koralowców, przez wapień osadzone w spokojniejszych warunkach, aż po osady głębszego morza. W skałach występują liczne skamieniałości, m.in. koralowce, stromatoporoide, ramienionogi i liliowce, co czyni to miejsce jednym z najcenniejszych profili dewonu w regionie.

51. KAMIENIOŁOM KOWAŁA

50°47'45.453"N, 20°33'41.016"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Nowiny, na południe od miejscowości Kowala

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: Wzgórza Kowalskie

INFORMACJE OGÓLNE

Czynny kamieniołom

FORMA OCHRONY

Brak

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Obiekt znajduje się na obszarze czynnego zakładu górniczego; zwiedzanie musi być poprzedzone uzgodnieniem wejścia z zarządzającym terenem.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Kamieniołom Kowala jest jednym z największych odsłonień górnodewońskich skał w Górach Świętokrzyskich (ryc. 234). Widoczne są w nim wapień franu z licznymi, silnie zrekrystalizowanymi szczątkami stromatoporoidów i koralowców. Wapień należy do południowego skrzydła synkliny gałęzicko-bolechowskiej i reprezentują formację dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali. Jest to miejsce, gdzie formacja ta została po raz pierwszy opisana.

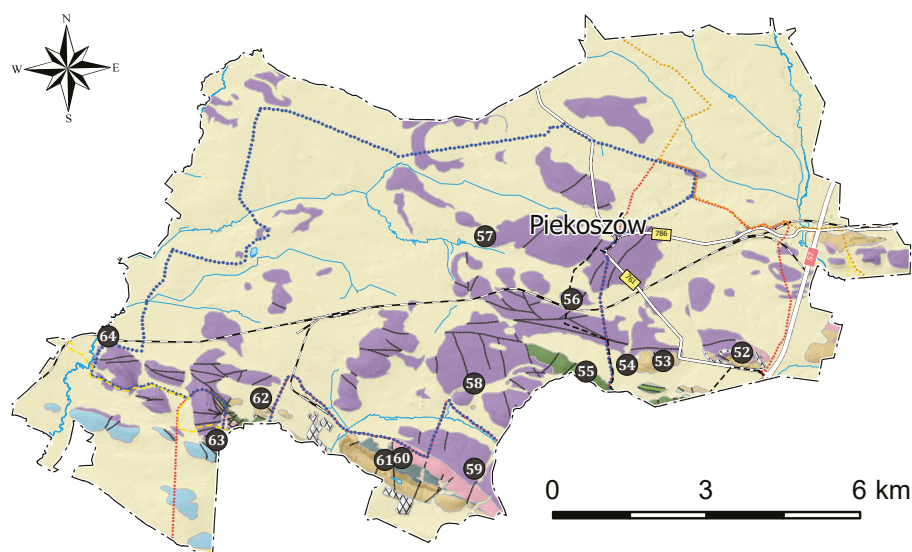
W profilu kamieniołomu, obok wapieni franu, odsłaniają się również młodsze utwory dewonu – famenu. Są to margle, wapień margliste i czarne łupki bitumiczne z poziomami tufitowymi. Występują w nich liczne skamieniałości m.in. głowonogów (klimenie, goniatyty), często spirytywizowane oraz trylobitów, ze „ścieżkami trylobitów” przedstawionymi w rozdziale Skamieniałości. Profil dokumentuje przejście od płytkowodnej platformy węglanowej do głębszego basenu. Towarzyszyły temu ważne wydarzenia biotyczne i środowiskowe późnego dewonu o charakterze katastroficznym. Były to epizody beztlenowe i związane ze wzrostem zawartości siarkowodoru w strefie przydennej morza. Wiązały się z zaburzeniem cyrkulacji wód w zbiorniku morskim i okresowo powodowały masowe wymieranie organizmów. Stąd w skałach mamy tak duże nagromadzenie skamieniałości. Na skałach górnego dewonu leżą zgodnie czarne łupki krzemionkowe dolnego karbonu. Lokalnie, z niezgodnością kątową, przykrywają je zlepieńce permskie.



Ryc. 234. Widok ogólny kamieniołomu Kowala. Fot. TM

NAJDŁUŻSZE JASKINIE I NAJGŁĘBSZE ODSŁONIĘCIE

Teren gminy Piekoszów jest również bardzo interesującym obszarem pod względem budowy geologicznej i zjawisk geologiczno-geomorfologicznych, które tu występują. Podobnie jak na obszarach sąsiednich, miała tu miejsce historyczna eksploatacja kruszców, głównie galeny oraz marmurów. W rezerwacie Chelosiowa Jama (52) znajduje się jeden z najdłuższych w kraju system jaskiń, natomiast kamieniołom Ostrówka (61) należy do najgłębszych kopalni odkrywkowych w regionie świętokrzyskim. Na terenie tej gminy znajduje się północna część Góry Miedziarki wraz ze szczytem. Najważniejsze dziedzictwo geologiczne gminy zostało opisane w 13 geostanowiskach (ryc. 235).



Ryc. 235. Mapa geologiczna Miasta i Gminy Piekoszów z lokalizacją geostanowisk

52. KAMIENIOŁOMY W JAWORZNI

50°51'33.15"N, 20°30'01.22"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: Jaworznia Fabryczna, przy drodze wojewódzkiej nr 761

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: Góra Kopaczowa we wschodniej części Grzbietu Jaworzniańskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Dwa duże wyrobiska w południowym zboczu Góry Kopaczowej wraz z łączącą je ścianą skalną oraz hałdami

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Kamieniołom jest udostępniony fragmentarycznie (punkt widokowy nad północną ścianą wyrobiska zachodniego) edukacyjną ścieżką przyrodniczą. Na południe od geostanowiska przebiega czarny szlak pieszy im. T. Wągrowskiego (Piekoszów–Pasma Zgórskie), na wschód od geostanowiska – czerwony szlak rowerowy. Poruszanie po rezerwacie przyrody możliwe jest jedynie po wyznaczonych trasach. Jaskinie w rezerwacie Chelosiowa Jama, obejmującym kamieniołom w Jaworzni, nie są udostępnione do zwiedzania.

GEOLOGIA W SKRÓCIE

SKAŁY: wapień wieku około 375 mln lat (górnym dewon, fran), zlepieńce i brekcje wieku około 250 mln (górnym perm, dolnym trias) oraz mułowce, iłowce, piaskowce (dolnym trias)

FORMY KRASOWE: kopalne, późnopermskie i wczesnotriasowe kanały, doliny oraz leje krasowe całkowicie wypełnione piaskowcami, zlepieńcami i (mega)brekcjami węglanowymi oraz kalcytami naciekowymi (odsłonięte w ścianach kamieniołomów oraz w ścianach istniejącego systemu krasowego), ale także i przede wszystkim najdłuższy w Górach Świętokrzyskich system jaskiń złożony z kanałów i komór wieku kilku-kilkunastu milionów lat (neogen), częściowo wypełnionych osadami o zróżnicowanej litologii

FORMA OCHRONY

Rezerwat przyrody nieożywionej Chelosiowa Jama o powierzchni 25,83 ha (utworzony w 1997 r.); część obiektu jest objęta ochroną również jako pomnik przyrody o nazwie Kamieniołom Jaworznia (od 1987 r.); Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie.

Głównym celem ochrony określonym w aktach prawnych ustanawiających rezerwat jest „zachowanie ze względów naukowych i dydaktycznych unikatowego zespołu form krasowych podziemnych i powierzchniowych z różnych okresów geologicznych”. Ponadto jaskinie stanowią miejsce hibernacji 7 gatunków nietoperzy: nocek duży, nocek rudy, nocek Natterera, nocek Bechsteina, nocek wąsatek, nocek Brandta i gacek brunatny, będących pod ochroną.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOSTANOWISKA

Rezerwat przyrody nieożywionej Chelosiowa Jama obejmuje zespół połączonych wyrobisk nieczynnej kopalni wapieni dewońskich, która funkcjonowała do lat 80-tych XX w. Eksploatacja odkrywkowa prowadzona w rozległych wielopoziomowych wyrobiskach rozcięła południowe zbocze Góry Kopaczowej. Odsłonięty tu został profil skał węglanowych dewonu górnego z bogatymi i zróżnicowanymi formami krasowymi, brekcje i zlepieńce z przełomu permu i triasu oraz seria utworów piaskowcowo-mułowcowo-ilastych reprezentujących trias dolny. Najbardziej spektakularnym zapisem procesów krasowych i geologiczną wizytówką rezerwatu jest najdłuższy w regionie świętokrzyskim system jaskiniowy Chelosiowa Jama–Jaskinia Jaworznicka liczący ponad 3,6 km długości.

OPIS GEOSTANOWISKA

1. Skały

W ścianie północnej wyrobiska zachodniego widoczny jest kontakt pomiędzy szarymi wapieniami dewonu górnego (franu) a czerwonymi mułowcami i piaskowcami dolnego triasu, określanymi mianem pstrego piaskowca (ryc. 236). Wapienie należą do formacji dolomitów i wapieni stromatoporoidowo–koralowcowych z Kowali. Układ i struktury warstw wapieni, zawierających liczną ale ubogą w gatunki faunę kopalną (głównie stromatoporoidy i amfipory) wskazują, że poziom wód stosunkowo płytkiego morza ulegał dość gwałtownym wahaniom: dno morskie było okresowo gwałtownie wynurzane i wówczas rozwijały się w słabo związłym mule wapiennym najstarsze w regionie procesy krasowe, po czym było stopniowo zatapiane i zbiornik się pogłębiał. Przykład takich struktur, zwanych cyklami loferskimi, można zobaczyć we wschodniej części ściany łączącej kamieniołomy.

Warstwy skalne, nachylone pod kątem około 30° ku północy, wchodzą w skład północnego skrzydła antykliny dymińskiej. Ta duża struktura tektoniczna została utworzona w orogenezie waryscyjskiej. Podczas niej powstała także brekcja (megabrekcja) tektoniczna zbudowana z dużych, ostrokrawędzistych bloków wapieni spojonych grubokrystalicznym, białym kalcytem typu różanki. Brekcja ta występuje w południowo-wschodnim narożu zachodniego kamieniołomu i związana jest z uskokiem przecinającym południową jego ścianę.

Na wapieniach dewonu, niezgodnie leży kompleks utworzony z cienkich warstw mułowców, iłowców i piaskowców niekiedy zlepieńcowatych koloru czerwono-brunatnego. Utwory te należą do formacji ze Szczukowic najniższego triasu. Kompleks ten przykrywają wiśniowo-różowe, gruboławicowe piaskowce formacji z Zagnańska,

nazywane piaskowcami gałęzickimi również wieku dolnotriasowego. Skały wieku triasowego są nachylone pod kątem około 10° na północ.

Zlepieńce zazębiają się z piaskowcami i mułowcami formacji ze Szczukowic. Zacząć chyba należałoby tak: W kierunku południowym i wschodnim mułowcowo-iłowcowo-piaskowcowe utwory najniższego triasu przechodzą lateralnie (poziomo) w zlepieńce i brekcje zbudowane z fragmentów wapieni słabo spojonych czerwonym materiałem ilasto-piaszczystym (ryc. 237, 238). Lokalnie widać, że zlepieńce te leżą na wapieniach dewońskich obciętych silnie nachyloną powierzchnią ze śladami skrasowienia. Stanowią one bowiem utwory stokowe, nagromadzone grawitacyjnie na zboczu masywu obciętego uskokiem, który powstał na przełomie permu i triasu.

Pomiędzy skałami trzonu paleozoicznego i osłony permsko-mezozoicznej zaznacza się niezgodność kątowa i erozyjna oraz luka stratygraficzna obejmująca część późnego dewonu, karbon oraz niemal cały perm. Wspomniana niezgodność i brak zapisu geologicznego z tak długiego okresu czasowego (około 130 mln lat) są pamiątką waryscyjskich ruchów górotwórczych oraz lądowego okresu w historii geologicznej obszaru świętokrzyskiego, w czasie którego dominowały pro-



Ryc. 236. Północna ściana wyrobiska zachodniego kamieniołomu w Jaworzni z widocznym kontaktem wapieni górnego dewonu i utworów mułowcowo-iłowcowo-piaskowcowych dolnego triasu. Fot. RT



Ryc. 237. Pozostawiony fragment ściany wyrobiska zbudowany ze zlepieńców wieku triasowego. Fot. RT



Ryc. 238. Megabrekcja wietrzeniowo-grawitacyjna w ścianie wschodniej części kamieniołomu w Jaworzni, położonej między wyrobiskiem wschodnim i zachodnim. Fot. ŁZ

cesy denudacyjne (wietrzenie, krasowienie, erozja, ruchy masowe). W tym okresie znaczna część zapisu skalnego została zniszczona, a zerodowaną i lokalnie (jak jest to w Jaworzni) pochyloną powierzchnię sfałdowanych wapieni dewońskich pokrył rumosz skalny, który w czasie permu i najstarszego triasu przekształcił się w brekcje i zlepieńce odsłonięte w ścianie przekopu łączącego dwa wyrobiska. Stanowią one zapis grawitacyjnego przemieszczania się po wapiennym stoku bloków i gruzu powstałych na skutek wietrzenia wapieni dewońskich. We wczesnym triasie, w warunkach suchego zwrotnikowego klimatu, na wyrównanym już terenie zachodniej części łądu świętokrzyskiego rozwinęła się sieć rzeczna z rozległymi równiami zalewowymi. Na nich osadziły się mułowce, iłowce i podrzędnie piaskowce formacji ze Szczukowic. Natomiast gruboławicowe piaskowce gałęzickie, zawierające lokalnie żwir kwarcowy i otoczaki magmowych skał wylewnych, nie spotykanych w Górach Świętokrzyskich, są osadem koryt rzek roztokowych.

W skałach należących do obu wymienionych formacji zostały znalezione liczne skamieniałości śladowe, w tym tropy wczesnotriasowych kręgowców, dokumentujące rozwój organizmów lądowych po największym wymieraniu w historii życia na Ziemi, które przypadło na schyłek permu (nieco ponad 251 mln lat temu).

2. Kras

W skałach węglanowych dewonu górnego, znajdujących się w granicach rezerwatu Chelosiowa Jama występuje jeden z najbogatszych w Polsce zespołów różnowiekowych form krasowych. Reprezentują one kras kopalny i reliktowy (ryc. 238).

Rezerwat przyrody Chelosiowa Jama wyróżnia się najdłuższym systemem jaskiniowym w regionie świętokrzyskim, który tworzą Chelosiowa Jama i Jaskinia Jaworznicka. Łączna długość korytarzy tego systemu wynosi 3 670 m, a deniwelacja (różnica wysokości między najniżej a najwyżej położonym punktem) 61 m. Druga co do wielkości jaskinia na terenie rezerwatu i jednocześnie w regionie świętokrzyskim, Jaskinia Pajęcza, ma długość 1 183 m, przy deniwelacji wynoszącej 25,5 m.

Różnowiekowe formy krasowe w rezerwacie Chelosiowa Jama (ryc. 239) dokumentują lądowe okresy w historii geologicznej obszaru dzisiejszych Gór Świętokrzyskich, kiedy skały węglanowe były wystawione na działanie procesów krasowych.

Kras Jaworzni dzieli się na dwie duże grupy:

1. Kras kopalny, całkowicie wypełniony zlityfikowanymi osadami wieku permsko-triasowego, w tym:

- a) permskie komory wypełnione grubokrystalicznym kalcytem typu "różanka"
 - b) tzw. "wielkie soczewy" wypełnione zlepieńcami i piaskowcami znaczące koryto podziemnej rzeki, z najniższego triasu,
 - c) kanały krasowe wypełnione piaskowcami wapiennymi (kalklitytami) z najniższego triasu,
 - d) szczeliny wypełnione piaskowcami formacji ze Szczukowic w przestrzeniach pomiędzy olbrzymimi blokami grawitacyjnego rozpadu zbocza wapiennego masywu. Formy te odsłaniają się w ścianach kenozoicznych jaskiń, rzadko na powierzchni, w ścianach kamieniołomów.
2. Kras reliktowy, neogeński reprezentowany przez system krasowy, którego elementami są Chelosiowa Jama-Jaskinia Jaworznicka, Jaskinia Pajęcza oraz 8 innych, mniejszych jaskiń rezerwatu. Osady, które częściowo wypełniają (pokrywają dna) tych jaskiń są czwartorzędowe, ale bardzo różnowiekowe, bo system był przemywany przez wody najprawdopodobniej lodowcowe. I są tam nacieki zawieszane na ścianach, pochodzące z okresu zlodowaceń środkowopolskich ale także nacieki późnoplejstoceńskie oraz holoceniowe, namuliska ilasto-gliniaste z domieszką tlenków żelaza i manganu pochodzą z czasów ostatniego zlodowacenia. Innym typem osadów są bloki i gruzu zawaliskowe powstające w rezultacie zawalania się stropów komór krasowych.

Wymienione osady i formy krasowe stanowią niezwykle cenny zapis zdarzeń i procesów, które kształtowały lądowy obszar zachodniej części trzonu paleozoicznego po waryscyjskich ruchach górotwórczych, w permie oraz na początku triasu. Kolejny okres lądowy w geologicznej historii regionu, który zapisał się w postaci form i osadów krasowych na terenie rezerwatu to kenozoik, a w szczególności okres zwany neogenem (2,58–23 mln lat temu). Z tym etapem wiąże się powstanie wspomnianych już jaskiń: systemu Chelosiowej Jamy-Jaskini Jaworznickiej, jaskini Pajęczej oraz 8 mniejszych jaskiń udokumentowanych w granicach rezerwatu. Przed rozcięciem Góry Kopaczowej wyrobiskiem kamieniołomu jaskinie te tworzyły jeden system krasowy.

W ostatnim okresie ery kenozoicznej – czwartorzędzie jaskinie podlegały różnorodnym przemianom związanym



Ryc. 239. Szczelina krasowa w południowej ścianie kamieniołomu zachodniego. Fot. RT

z wielokrotnym gromadzeniem się i następującym po nim niszczeniem osadów namuliskowych i nacieków kalcytowych, m.in. bardzo rzadkiej i ważnej naukowo „kaszki kalcytovej” i „róż kalcytowych”.

Odwiedzając rezerwat Chelosiowa Jama zobaczymy na powierzchni jedynie niektóre z wymienionych wyżej form i osadów krasowych. W ścianach kamieniołomu doskonale widoczne są leje i kieszenie krasowe (ryc. 239), wypełnione czerwono zabarwionymi osadami (namuliskami) permsko-triasowymi lub kenozoicznymi.

3. Ślady górnictwa i przemysłu wapienniczego

Zespół dawnych kamieniołomów, rozcinających południowy stok Góry Kopczonej, oraz nagromadzonych przy nich hałd to pozostałość po odkrywkowej eksploatacji górniczej skał węglanowych prowadzonej w tym miejscu od XIX w. Znaczna część wydobywanego surowca była przetwarzana na wapno w zlokalizowanych tuż przy kamieniołomach piecach wapienniczych. Pierwsze piece szybowe stanęły w Jaworzni pod koniec XIX w. staraniem prywatnego przedsiębiorcy. Po II wojnie światowej, kiedy zakład upaństwowiono, stare piece zostały rozebrane a na ich miejscu w 1956 r. postawiono baterię sześciu nowych pieców szybowych opalanych gazem. Nowe piece pracowały przez 10 lat i poza jednym, zachowanym jako zabytek techniki do dzisiaj (ryc. 240) również zostały wyburzone. Na podkreślenie zasługuje fakt, że jest to jedyny ocalały historyczny piec do wypału wapna w regionie świętokrzyskim. W sychłkowej fazie eksploatacji prowadzono wydobywanie metodami strzałowymi na trzech poziomach wydobywczych, ale niesprzyjające warunki złożowe oraz przede wszystkim bliskość zabudowań wsi zadecydowały o jego zakończeniu w latach 70. XX w.



Ryc. 240. Pozostałości pieca do wypalania wapna w pobliżu kamieniołomu. Fot. ŁZ

Podczas prowadzenia eksploatacji natrafiano na stare szyby górnicze związane z poszukiwaniami galeny na Górze Kopczonej. Sama nazwa góry świadczy o starych tradycjach górniczych, gdyż kopacz był dawnym górnikiem.

53. REZERWAT MOCZYDŁO

N 50°51'35.314"N, 20°28'41.025"

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: w pobliżu Szkoły Podstawowej im. Jana Pawła II w Jaworzni

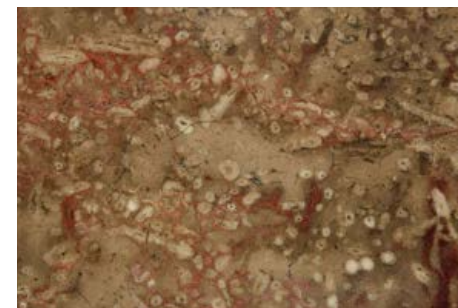
FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: Góra Moczydło (317 m n.p.m.) w zachodniej części Grzbietu Jaworzniańskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Wzgórze Moczydło (317 m n.p.m.) ze śladami po szybach i „szparach” górniczych

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Geostanowisko udostępnione jest ścieżką edukacyjną pn. „Rezerwat przyrody nieożywionej „Moczydło” z tablicami edukacyjnymi. Dojście do obiektu z parkingu zlokalizowanego przy szkole podstawowej w Jaworzni. Poruszanie po rezerwacie przyrody jest możliwe tylko po wyznaczonych trasach.



Ryc. 241. Wypolerowana płytka wapienia amfiporowego z kamieniołomu zlokalizowanego w południowo-zachodnim zboczu góry Moczydło. Fot. JJ

GEOLOGIA W SKRÓCIE

SKAŁY: wapień, dolomity środkowego i górnego dewonu (żywet-fran), zlepieńce permskie, mułowce, piaskowce dolnego triasu

SKAMIENIAŁOŚCI: gąbki, koralowce, ramienionogi

MINERALIZACJA: żyły kalcytowo-barytowe okruszczowane galeną, związane z etapem waryscyjskim

FORMY KRASOWE: kieszenie i leje krasowe, w których tworzyły się złoża wietrzeniowo-krasowe, związane zarówno z krasem kopalnym (perm-dolny trias), jak i późniejszym neogeńskim

FORMA OCHRONY

Rezerwat przyrody nieożywionej Moczydło o powierzchni 16,35 ha (utworzony w 1995 r.); Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar siedliskowy Natura 2000 Wzgórze Chęcińsko-Kieleckie

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOSTANOWISKA

Rezerwat przyrody nieożywionej Moczydło powstał w celu zachowania wychodni i odsłoneń skał dewonu, permu i triasu, przede wszystkim zaś związanych z nimi pozostałości historycznego górnictwa kruszcowego związanego z poszukiwaniem i wydobyciem rudy ołowiu – galeny. Istotnym elementem dziedzictwa górniczego na terenie rezerwatu są również pozostałości po wydobyciu wapieni.

Początki górnictwa kruszcowego na tym terenie sięgają prawdopodobnie czasów średniowiecza, natomiast najstarsze udokumentowane wzmianki o eksploatacji w tym miejscu rud ołowiu pochodzą z początków XVII w. Wydobycie rudy ołowiu, prowadzone do początków XX w., pozostawiło po sobie liczne ślady, które nawiązują do przebiegu stref tektonicznych z żyłową mineralizacją hydrotermalną oraz związanych z nimi form krasowych.

OPIS GEOSTANOWISKA

1. Skały i skamieniałości

Góra Moczydło zbudowana jest z wapieni, wapieni dolomitycznych i dolomitów środkowego i górnego dewonu (piętra żywet-fran), należących do formacji dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali. Ich warstwy, zapadające pod kątem 30° ku północy, wchodzi w skład północnego skrzydła antykliny dymińskiej. Skały te odsłaniają się w „szparach” górniczych we wschodniej części rezerwatu oraz w dawnych kamieniołomach zlokalizowanych w południowo-zachodnim i północno-zachodnim zboczu góry Moczydło. Występują w nich skamieniałości gąbek gałązkowych z rodzaju *Amphipora* (ryc. 241), masywne gąbki – stromatopory, pojedyncze koralowce czteropromienne i muszle ramienionogów.

W północnej części rezerwatu na wapieniach dewonu niezgodnie leżą zlepieńce węglanowe wieku permskiego. Są one przykryte kompleksem naprzemianległych czerwono-wiśniowych mułowców, iłowców i piaskowców należących do formacji ze Szczukowic wieku dolnotriasowego. W miejscach, gdzie nie ma zlepieńców, utwory formacji ze Szczukowic leżą bezpośrednio na skałach dewońskich z wyraźną niezgodnością kątową, skały triasowe zapadają bowiem na północ pod kątem 15°. Środowisko, w jakim te skały utworzyły się, zostało omówione przy poprzednim geostanowisku – 52. Kamieniołom w Jaworzni.

2. Tektonika, mineralizacja i kras

Skały węglanowe budujące górę Moczydło są silnie spękane a większe strefy spękań mają kierunek zbliżony do południkowego. Spękania te, powstałe w orogenezie wary-

scyjskiej, w wyniku procesów hydrotermalnych, zostały wypełnione głównie kalcytem, z mniejszym udziałem barytu. W późniejszym okresie, spękania te uaktywniły się (zostały odmłodzone) i powtórnie objęte procesami hydrotermalnymi. W ich wyniku powstały nie tylko młodsze generacje kalcytu i barytu, ale także galena, która stanowiła przedmiot eksploatacji. Tego typu mineralizacja żyłowa związana jest głównie ze spękaniem poprzecznymi wapieni dewońskich i węglanowych zlepieńców permu, najlepiej widocznymi we wschodniej części góry Moczydło. Wydzielono tu siedem stref kruszconośnych o długości do 350 m i głębokości rozpoznania do 30 m.

Wapienie i przecinające je żyły kalcytowo-barytowo-galenowe, podlegały intensywnemu krasowieniu w trakcie lądowych okresów w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich. Efektem tego procesu było powstanie pustek, szczelin, zagłębień i lejów krasowych wypełnionych lądowymi osadami ilastymi zabarwionymi przez związki żelaza na czerwony kolor. W wypełnieniach form krasowych gromadziły się również te minerały, które nie uległy rozpuszczeniu w procesie krasowym, w tym minerały ilaste, tlenki i wodorotlenki żelaza, a przede wszystkim siarczek ołowiu czyli galena. Tak nagromadzone w szczelinach krasowych gniazda (bryły) galeny tworzyły tzw. krasowe złoża tej kopaliny, które były chętnie eksploatowane przez historycznych górników (gwarków, kopaczy), bowiem nie musieli oni urabiać twardych skał wapiennych a jedynie gliny i grzyzy wypełniające szczeliny krasowe.

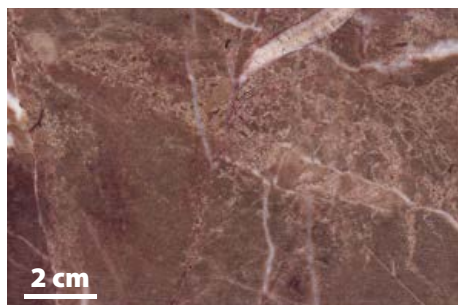
3. Ślady górnicze

Wzgórze Moczydło stanowi jedno z najważniejszych historycznych pól górniczych na terenie Geoparku, związanych z poszukiwaniem i wydobyciem rudy ołowiu (galeny). Pozostałością po dawnym górnictwie kruszcowym są leje po zapadniętych szybach górniczych, hałdy oraz „szpary” górnicze (ryc. 242) i – praktycznie obecnie niedostępne – podziemne wyrobiska



Ryc. 242. „Szpara” górnicza po eksploatacji galeny we wschodniej części rezerwatu. Fot. AFM

górnicze. Niemal wszystkie ślady górnictwa skoncentrowane są wzdłuż siedmiu stref żyłowych związanych z uskokami tektonicznymi przecinającymi wapień dewoński budujące górę Moczydło. Eksploatację prowadzono głównie systemem wieloszybikowym i szparowym (przed XVIII w.) oraz głębszymi szybami (XIX-XX w.) wzdłuż



Ryc. 243. Marmur Jaworznia. Fot. PK

(od miejsca załadunku marmuru na wagony kolejowe, ryc. 243). W pierwszej połowie XIX w. na południowo-zachodnim i północno-zachodnim stoku góry Moczydło funkcjonowały duże kamieniołomy, które dostarczały surowiec do fabryki firmy „Marmury Kieleckie” a później firmy Franciszka Czarnowskiego, też z Kielc. Okres największego wydobycia przypadł na lata 20 XX w.



Ryc. 244. Kapliczka pamięci Zbigniewa Rubinowskiego – geologa działającego na rzecz ochrony przyrody regionu świętokrzyskiego. Fot. AFM

wspomnianych stref. Najlepiej zachowane „szpary” górnicze są udostępnione ścieżką edukacyjną.

Dziedzictwo górnicze na terenie rezerwatu reprezentują również pozostałości historycznego górnictwa skalnego, związanego z wydobyciem wapieni dewońskich do produkcji marmuru Jaworznia, zwany również Piekoszów

Na terenie rezerwatu znajduje się niewielkich rozmiarów drewniana kapliczka (ryc. 244) poświęcona pamięci docenta dr. inż. Zbigniewa Rubinowskiego – geologa, pracownika Oddziału Świętokrzyskiego PIG-PIB w Kielcach. Badał on genezę i budowę złóż rud metali nieżelaznych w Górach Świętokrzyskich m.in. na Moczydło. Był on także prekursorem idei geoparków w Polsce i rzecznikiem ochrony dziedzictwa geologicznego. Dzięki jego zaangażowaniu utworzony został Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy, który, w swych założeniach był geoparkiem. W oparciu o ten park krajobrazowy funkcjonuje Geopark Świętokrzyski.

Drugą osobą, z którą wiąże się teren Moczydła, jest niemiecki inżynier górniczy, Jan E. Ullman, który w pierwszej połowie XIX w. był naczelnikiem górnictwa Królestwa Polskiego a następnie osiadł w Jaworzni i prowadził kopalnię rud ołowiu na Moczydło.

Po śmierci w 1831 r. został pochowany w ewangelickiej kaplicy wybudowanej w szczytowej partii tego wzgórza, ale kaplica uległa zniszczeniu. Kamień z inskrypcją poświęconą jego pamięci ustawiony został przed Szkołą Podstawową w Jaworzni.

54. ZAGŁĘBIENIE KRASOWE W ZAGÓRZU

50°51'33.375"N, 20°28'4.787"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Piekoszów, wieś Zagórze pomiędzy przysiółkami Stanisławice i Garbatówka

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: zachodnia część Grzbietu Jaworzniańskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Zagłębienie krasowe na końcu doliny

FORMA OCHRONY

Pomnik przyrody o nazwie Zagłębienie Krasowe w Zagórze (1987 r.); Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Na zachód od geostanowiska przebiega czarny szlak pieszy im. T. Wągrowskiego (Piekoszów–Pasma Zgórskie) oraz niebieski szlak rowerowy.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Zagłębienie krasowe w Zagórze to pomnik przyrody położony w płytkiej, słabo zaznaczającej się w rzeźbie, dolinie na zachodnim skraju Grzbietu Jaworzniańskiego. Obiekt ma postać wydłużonego, nieregularnego leja krasowego, powstałego w wapieniach środkowego i górnego dewonu. Dno zagłębienia, o wymiarach około 100×30 m, tworzą dwie lejokowate depresje rozdzielone płytszym odcinkiem (ryc. 245). Maksymalna głębokość formy wynosi około 3,5 m. Zagłębienie jest efektem długotrwałych procesów krasowych, zachodzących w spękanych wapieniach stromatoporooidowo-koralowcowych, związanych z infiltracją wód opadowych.



Ryc. 245. Widok ogólny zagłębienia krasowego. Fot. MP

55. KAMIENIOŁOM NA GÓRZE PLEBAŃSKIEJ

50°51'25.038"N, 20°27'32.49"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Piekoszów, na południe od przysiółka Stanisławów

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: północne zbocze Pasma Zgórskiego



Ryc. 246. Zachodnia ściana kamieniołomu.
Fot. KB

INFORMACJE OGÓLNE

Kamieniołom na północnym zboczu Góry Plebańskiej

FORMA OCHRONY

Pomnik przyrody nieożywionej o nazwie Odślonięcie Skał Kambru Dolnego na Górze Plebańskiej (2002 r.); Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Na wschód od geostanowiska przebiega czarny szlak pieszy im. T. Wągrowskiego (Piekoszów–Pasma Zgórskie) oraz niebieski szlak rowerowy.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Geostanowisko obejmuje nieczynny, stokowo-wgłębny, kamieniołom piaskowców kambryjskich. W południowej i zachodniej ścianie, osiągającej do 8 m wysokości, odsłaniają się piaskowce dolnego kambru formacji z Ociesek. Są to szare, średnio- i gruboławicowe piaskowce drobno- i średnioziarniste, przewarstwione mułowcami (ryc. 246). W warstwach piaskowców widoczne są bardzo silne bioturbacje, czyli świeżo osadzony na dnie kambryjskiego morza piaszczysty osad został przetworzony przez żerujące w nim organizmy bezkręgowce i później dopiero uległ lityfikacji. Wyrobisko o długości około 70 m i szerokości 20 m powstało na początku XX w. podczas budowy linii kolejowej Kielce–Częstochowa.

56. KAMIENIOŁOM W PIEKOSZOWIE

50°52'18.503"N, 20°27'10.598"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: pomiędzy centralną częścią Piekoszowa a stacją kolejową

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wzgórze na północ od Pasma Zgórskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Dawny kamieniołom w północnej części wzgórza

FORMA OCHRONY

Brak

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Obiekt bardzo zarośnięty. Na zachód od geostanowiska przebiega czarny szlak pieszy koloru im. T. Wągrowskiego (Piekoszów–Pasma Zgórskie).

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

W ścianach kamieniołomu odsłaniają się osady środkowego triasu – retu, reprezentowane przez zróżnicowane litologicznie wapień i margle o łącznej miąższości kilku metrów (ryc. 247). W górnej części odsłonięcia występują cienkoławicowe, jasnoszare wapień przeławiczone marglami i iłowcami marglistymi, niżej wapień drobnokrystaliczny i krystaliczny, miejscami brunatno-rdzawe z żyłkami kalcytu oraz porowate wapień margliste. W skałach bardzo licznie zachowały się skamieniałości, głównie małże, ramienionogi (lokalnie tworzące warstwy muszlowców), amonity i detrytus roślinny.



Ryc. 247. Wschodnia ściana kamieniołomu.
Fot. KB

57. KAMIENIOŁOM NA GÓRZE RĘBOWEJ

50°52'52.146"N, 20°25'57.241"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Piekoszów, miejscowość Wincentów

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wzgórze na północ od Pasma Zgórskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Dawny kamieniołom na południowym zboczu wzgórza

FORMA OCHRONY

Brak

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Kamieniołom dostępny jest ścieżką prowadzącą na południe od świetlicy wiejskiej w Wincentowie.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Kamieniołom na Górze Rębowej w Wincentowie (ryc. 248) to jedno z najlepiej dostępnych na terenie Geoparku odsłoneń utworów środkowego triasu, należących do wydzielenia zwanego wapieniem muszlowym. W kilku wyrobiskach widoczne są niemal poziomo ułożone ławice wapieni pelitycznych i organodetrytycznych, należących do warstw falistych i łukowskich dolnego wapienia muszlowego. Zbudowane są głównie z mułu wapiennego i szczątków małży, ramienionogów i liliowców. Spotkać można pojedyncze skamieniałości amonitów. Wpienie powstały w ciepłym, płytkim morzu szelfowym.



Ryc. 248. Widok ogólny jednego z wyrobisk. Fot. WW

58. LEJE I PONORY KRASOWE W RYKOSZYNIE

50°51'23.435"N, 20°25'31.51"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Piekoszów, miejscowość Rykoszyn na północny-wschód od cmentarza parafialnego

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: dolina na wschód od Pasma Zgórskiego i na północ od Pasma Zelejowskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Ponory na końcu doliny

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

W pobliżu przebiegają szlaki rowerowe koloru niebieskiego i czerwonego.



Ryc. 249. Ponor w Rykoszynie. Fot. ZZ

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Zespół aktywnych form krasowych położonych na południe od wsi Rykoszyn, u podnóża Góry Smarkowej. Rozwinęły się one w wapieniach dewońskich formacji z Kowali, przykrytych cienką pokrywą piaskowców dolnego triasu lub/oraz piasków czwartorzędowych. W dolinkach i obniżeniach terenu występują leje krasowe o średnicy od kilku do kilkunastu metrów i głębokości do około 8 m, często zakończone ponorami przechwytyjącymi okresowe ciekę powierzchniowe (ryc. 249). W ich ścianach widoczne są odsłoneńcia wapieni dewońskich oraz rumosz piaskowców triasowych.

59. KAMIENIOŁOM KOPANINY W GAŁĘZICACH

50°50'31.000"N, 20°25'26.000"E



Ryc. 250. Jedna ze ścian kamieniołomu Kopaniny. W dolnej części widoczne są pionowe ślady po klinach, służących do odspajania bloków skalnych. Fot. WW

W kamieniołomie odsłaniają się intensywnie czerwone piaskowce tzw. gałęzickie wieku dolnotriasowego, należące do formacji piaskowców z Zagnańska. Piaskowce tworzą grube równoległe ławice (ryc. 250). Są średnio- i gruboziarniste, miejscami pojawiają się w nich wkładki zlepieńców i mułowców. Miejscami w piaskowcach widoczne jest przekątne warstwowanie. Czerwona barwa skał związana jest z obecnością związków żelaza. Piaskowce powstały w warunkach lądowych, jako osad koryt rzek roztokowych.

Skały te od wieków były wykorzystywane jako materiał budowlany, m.in. w XVII wiecznym pałacu Tarłów w Podzamczu Piekoszewskim.

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Piekoszków, na wschód od wsi Gałęzice

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: Grzbiet Gałęzicki

INFORMACJE OGÓLNE

Kamieniołom

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Obiekt jest okresowo eksploatowany; w pobliżu brak szlaków turystycznych.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

W kamieniołomie odsłaniają się intensywnie czerwone piaskowce tzw. gałęzickie

60. GÓRA SKAŁKA W GAŁĘZICACH

50°50'37.154"N, 20°24'17.685"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Piekoszków, pomiędzy zabudowaniami wsi Gałęzice, a kamieniołomem Ostrówka

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: Grzbiet Gałęzicki

INFORMACJE OGÓLNE

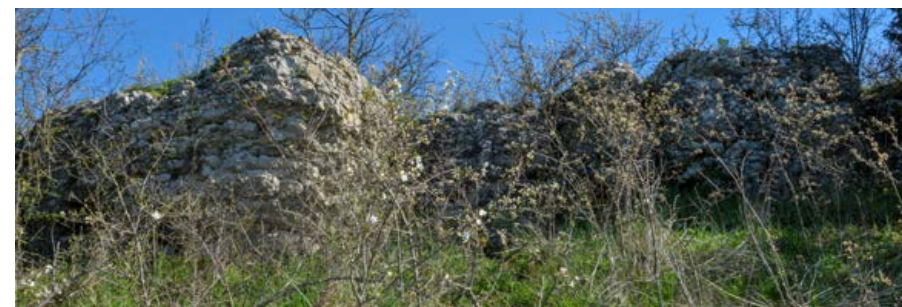
Grzęda skalna

FORMA OCHRONY

Brak

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

W pobliżu przebiegają szlaki rowerowe koloru niebieskiego i czerwonego.



Ryc. 251. Grań góry Skałki zbudowana z wapieni gruzłowych. Fot. WW

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Po północnej stronie drogi u podnóża góry Skałki, na jej południowym zboczu, widoczna jest zwietrzelina oraz fragmenty ławic ciemnoszarych i brunatnych wapieni bitumicznych o grubości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów (ryc. 251). Po rozbiciu, skały wydzielają zapach ropy. Są to wapienie wieku górnopermskiego. Spotyka się w nich odciski ramienionogów i małży, szczątki roślin. Powyżej leżą brunatne i jasnoszare wapienie o strukturze gruzłowej. Wapienie te powstały w płytkiej zatoce morza cechsztyńskiego, zwanej zatoką gałęzicką. W wapieniach występują drobne skupienia galeny o metalicznej barwie i połysku.

Wapienie gruzłowe tworzą wyraźną grań (ryc. 251).

61. KAMIENIOŁOM OSTRÓWKA

50°50'36.17"N, 20°24'0.81"E



Ryc. 252. Północna ściana kamieniołomu Ostrówka. Na horyzoncie Góra Miedzianka.
Fot. AFM

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Piekoszów,
na południe od wsi Gałęzice

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: Grzbiet
Gałęzicki

INFORMACJE OGÓLNE

Wyrobisko kamieniołomu

FORMA OCHRONY

Brak

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Obiekt zlokalizowany na obszarze czynnego zakładu górniczego. Zwiedzanie musi być poprzedzone uzgodnieniem wejścia z zarządzającym terenem.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Stanowisko znajduje się w północnym skrzydle antykliny chęcińskiej i jest jednym z najlepiej znanych profili przejścia od późnego dewonu do wczesnego karbonu. Profil ten odsłania się w północnej, nieczynnej ścianie kamieniołomu Ostrówka (ryc. 252). W ścianie tej widoczne są jasne, masywne wapienie dewońskie (fran) z gąbkami i koralowcami, przykryte cienką warstwą ciemnych wapieni famenu z głownogami i liliowcami. Wyżej zalegają czarne łupki dolnego karbonu (turnej i wizen), miejscami z kongrecjami fosforanowymi. Profil dokumentuje przejście od płytkiego morza rafowego do głębokiego, słabo natlenionego basenu i był szczegółowo badany. W związku z tym ma dużą wartość naukową, natomiast ze względu na brak praktycznie możliwości – ze względów formalnych i bezpieczeństwa – dotarcia na ścianę by dokonać obserwacji, nie ma praktycznie wartości edukacyjnych.

62. KAMIENIOŁOM NA KOZIM GRZBIECIE

50°51'12.897"N, 20°22'6.519"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Piekoszów,
na wschód od wsi Zajęczków

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: na
zachodnim przedłużeniu Grzbietu
Gałęzickiego

INFORMACJE OGÓLNE

Dawny kamieniołom w zachodniej
części Koziego Grzbietu

FORMA OCHRONY

Pomnik przyrody o nazwie Kamieniołom Kozi Grzbiet w Zajęczkowie (od 1987 r.); otulina Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Obiekt zarośnięty, co utrudnia dotarcie do ścian kamieniołomu. W pobliżu przebiegają szlaki rowerowe koloru niebieskiego i czerwonego.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Na terenie dawnego kamieniołomu na Kozim Grzbiecie odsłaniają się górnodewońskie (fran) wapienie (ryc. 253) należące do formacji dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali. W zachodniej części kamieniołomu widoczne są ślady mineralizacji, m.in. zapełniona, masywna żyła galeny, jak również żyła grubokrystalicznego kalcytu kremowej barwy, wykształconego w formie dużych romboedrów. Miejsce to ma jednak wyjątkowe znaczenie paleontologiczne, gdyż w leju krasowym odsłoniętym w ścianie kamieniołomu zachowały się osady plejstoceny z bogatą fauną, które pozwoliły wydzielić i datować interglacjał Koziego Grzbietu (około 700–550 tys. lat temu). Stanowisko to odegrało kluczową rolę w rekonstrukcji zmian klimatu i stratygrafii plejstocenu w Polsce i jest obecnie chronione jako pomnik przyrody. Obecnie jednak materiał wypełniający lej został w całości wybrany i stanowisko ma znaczenie jedynie historyczne.



Ryc. 253. Odsłonięcie wapieni wieku górnodewońskiego na Kozim Grzbiecie. Fot. WW

63. SKAŁKA W ZAJĄCZKOWIE

50°50'50.675"N, 20°21'13.135"E



Ryc. 254. Skałka piaskowca gałęzickiego z widocznym warstwowaniem przekątnym i poziomym, podkreślonym przez procesy wietrzenia. Fot. WW

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Piekoszów, niedaleko drogi ze wsi Zajączków do wsi Miedzianka

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: zachodnia część Pasma Chęcińskiego określana też jako Wzgórza Miedziankowskie

INFORMACJE OGÓLNE

Skałka

FORMA OCHRONY

Pomnik przyrody nieożywionej

o nazwie Skałka w Zajączkowie (od 1987 r.); Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.); obszar Natura 2000 Wzgórza Chęcińsko-Kieleckie

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

W niewielkiej odległości (150 m) od szlaku pieszego koloru żółtego im. J. Brauna (Wierna Rzeka-Chęciny). W pobliżu przebiegają również szlaki rowerowe koloru niebieskiego i czerwonego.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Na zachód od drogi Miedzianka-Zajączków, w zagajniku, znajduje się grzęda skalna utworzona z czerwonych piaskowców gałęzickich dolnego triasu. Największa ze skałek ma około 2 m wysokości i 4 m szerokości (ryc. 254). W skałce widoczne są struktury sedymentacyjne: w dolnej części dużej skałki wyraźne warstwowanie przekątne, w wyższej – poziome. W otoczeniu skałki, na odcinku około 50 m, występują mniejsze skałki zbudowane z różno- i gruboziarnistych piaskowców, miejscami zlepieńcowatych, z otoczkami kwarcu. Piaskowce te powstały we wczesnym triasie jako osady rzeczne. Dzisiejsze formy skałkowe są wynikiem późniejszego, kenozoicznego wietrzenia i erozji. Ochroną pomnikową objęta jest cała grzęda na długości 60 m i szerokości 20 m, w obrębie której zlokalizowana jest główna skałka oraz mniejsze bloki i występy skalne.

Na zachód od grzędy skalnej znajdował się niewielki kamieniołom tych piaskowców, obecnie bardzo słabo widoczny.

64. ODSŁONIĘCIE W WIERNEJ RZECE

50°51'55.09"N, 20°19'25.401"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: miejscowość Wierna Rzeka w gminie Piekoszów

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: zachodnia część Pasma Chęcińskiego określana też jako Wzgórza Miedziankowskie

INFORMACJE OGÓLNE

Odsłonięcie antropogeniczne

FORMA OCHRONY

Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy (od 1996 r.)

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Przy obiekcie przebiega niebieski szlak rowerowy.



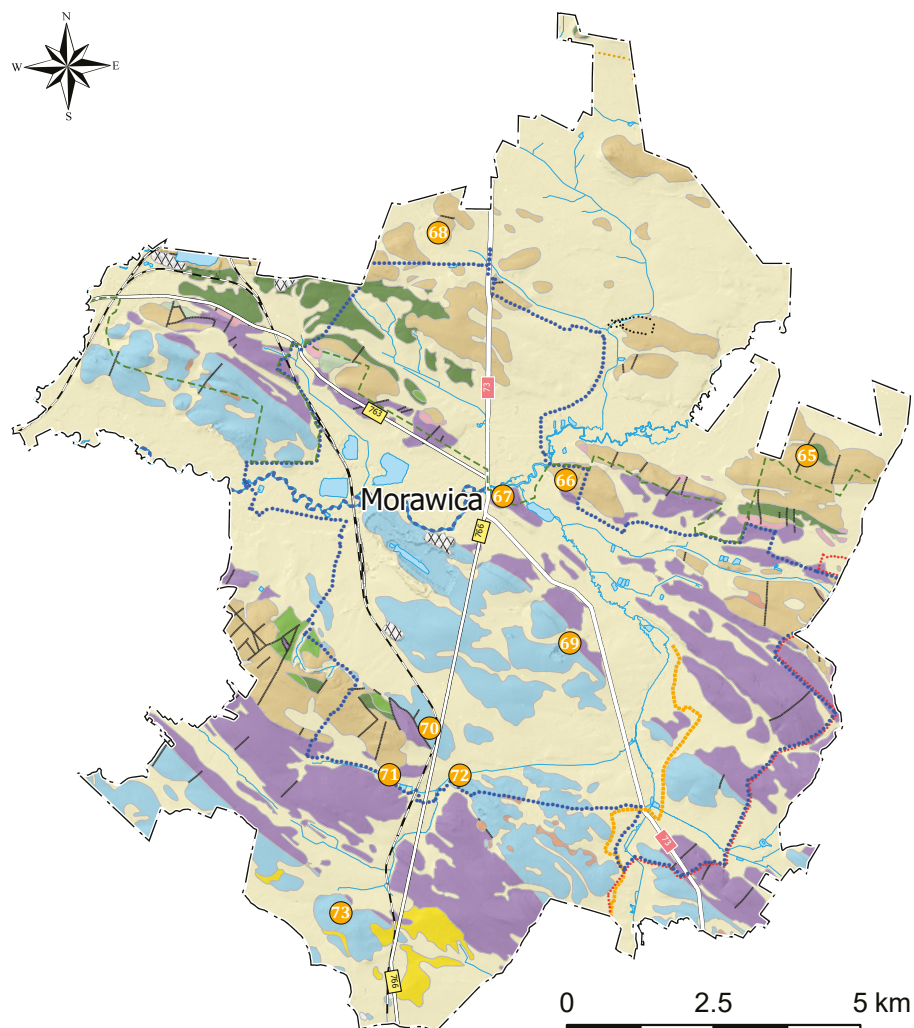
Ryc. 255. Wapienie gruzłowe w odsłonięciu we Wiernej Rzece. Fot. AFM

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Odsłonięcie jest skarpią przy drodze Piekoszów-Gnieździska, w miejscowości Wierna Rzeka. W skarpię widoczne są szare i beżowe wapienie środkowego triasu – dolnego wapienia muszlowego (dolny anizyk). Wapienie są średnio- i gruboławicowe, miejscami mają teksturę gruzłową, charakterystyczną dla tzw. warstw falistych (ryc. 255). W wapieniach bardzo czytelne są struktury tektoniczne: liczne pionowe spękania wypełnione kalcytem powstałe w czasie orogenezy alpejskiej. Na powierzchni spękań widoczne są lustra tektoniczne (patrz VIII. Geo-słowniczek). W szczelinach wykształciły się także drobne formy krasowe.

TERENY MARMUREM I GLINĄ SŁYŃĄCE

Pomimo, że na terenie gminy i miasta Morawica znajduje się najmniej geostanowisk (9) w stosunku do innych gmin należących do Geoparku Świętokrzyskiego, to jej budowa geologiczna jest bardzo ciekawa. Można tu spotkać skały wszystkich okresów ery paleozoicznej a także triasu i jury środkowej oraz górnej. Tradycje garncarskie, oparte na miejscowych glinach, sięgają starożytności. Na terenie gminy znajduje się ostatnia, w regionie świętokrzyskim kopalnia pozyskująca kamień bloczny do produkcji marmuru Morawica, należącego do marmurów świętokrzyskich.



Ryc. 256. Mapa geologiczna Miasta i Gminy Morawica z lokalizacją geostanowisk

65. SKAŁKA DIABELSKI KAMIEŃ W RADOMICACH

50°45'15.543"N, 20°41'44.097"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: północno-wschodnia część gminy Morawica, przy granicy z gminą Daleszyce, na wschód od drogi Radomice–Marzysz

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: Radomicki Las na południe od doliny Czarnej Nidy

INFORMACJE OGÓLNE

Naturalna forma skałkowa, nieco zmieniona przez próby eksploatacji

FORMA OCHRONY

Pomnik przyrody nieożywionej o nazwie Diabelski Kamień (2020 r.); Chmielnicko-Szydłowski Obszar Chronionego Krajobrazu

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Około 400 m na południe od geostanowiska przebiega szlak pieszy koloru zielonego (Chęciny–Daleszyce).



Ryc. 257. Diabelski Kamień. Fot. AFM

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Skałka Diabelski Kamień znajduje się na niewielkim, zalesionym wzniesieniu (ryc. 257). Tworzy ją niska, około 30-metrowa grzęda zbudowana z piaskowców dolnego dewonu. W obrębie grzędy wyróżniają się dwie niewielkie ambony skalne, lepiej odsłonięte dzięki dawnej eksploatacji kamienia. Piaskowce mają jasną barwę, są drobno- i średnioziarniste oraz wykazują wyraźne warstwowanie przekątne. Skałki pocięte są siecią spękań, które decydują o ich kształcie. Na ich powierzchni wypreparowane zostały przez wietrzenie struktury osadowe świadczące o sedimentacji w dynamicznym środowisku wodnym. Obecna forma skałki powstała w wyniku długotrwałego wietrzenia i erozji, szczególnie intensywnych w plejstocenie.

66. KAMIENIOŁOM W ŁABĘDZIOWIE

50°45'2.084"N, 20°38'21.276"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Morawica, w granicach wsi Łabędziów

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wzgórze pomiędzy dolinami Czarnej Nidy i Morawki



Ryc. 258. Północna ściana kamieniołomu w Łabędziowie. Fot. AFM

INFORMACJE OGÓLNE

Dawny kamieniołom

FORMA OCHRONY

Chmielnicko-Szydłowski Obszar Chronionego Krajobrazu

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

W okolicy (około 200 m.) przebiegają szlak pieszy koloru zielonego (Chęciny–Daleszyce) od strony północnej i na zachodzie szlak rowerowy koloru niebieskiego.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

W kamieniołomie odsłaniają się wapienie środkowego dewonu (żywet). W północno-zachodniej ścianie widoczne są grubo- i średnioławicowe wapienie (ryc. 258) ze skamieniałościami m.in. dużych małży stringocefali, ramienionogów i głowonogów z rodzaju *Orthoceras*. Miejscami występują laminowane wapienie glonowe oraz zapewne młodsze czerwone wapienie, związane z dawnymi (prawdopodobnie karbońsko-permskimi) procesami krasowymi.

Skały są poprzecinane uskokami i spękaniem, wzdłuż których rozwinęły się żyły kalcytowe, brekcje oraz lustra tektoniczne. Szczególną cechą kamieniołomu są liczne szczeliny i kanały krasowe rozwinięte wzdłuż uskoków i spękań wypełnione glinami, które dokumentują wieloetapowy rozwój krasu od permu po neogen. Wydobywane tu wapienie, znane jako marmur Łabędziów, charakteryzujące się delikatną, różową barwą, należały do cenionych marmurów świętokrzyskich.

67. WZGÓRZE Z KAPLICĄ ORACZEWSKICH W MORAWICY

50°44'57.037"N, 20°37'18.761"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: północna część miasta Morawica

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wzgórze nad doliną Czarnej Nidy

INFORMACJE OGÓLNE

Wzgórze z antropogenicznymi odsłonięciami w południowej części

FORMA OCHRONY

Podkielecki Obszar Chronionego Krajobrazu

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Przy obiekcie w południowej części przebiega szlak pieszy koloru zielonego (Chęciny–Daleszyce).



Ryc. 259. Zbocze wzgórza z widocznymi wychodniami wapieni triasowych i murek wykonany z wapieni jurajskich. Fot. WW

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Wzgórze w Morawicy, zwane kaplicznym, zbudowane jest z wapieni i margli środkowego triasu (wapienia muszlowego), które miejscami odsłaniają się na jego zboczach. Natomiast u jego podnóża uwagę zwraca kamienny murek zbudowany z jurajskich wapieni morawickich (ryc. 259), w których łatwo dostrzec można liczne skamieniałości, zwłaszcza amonity.

Na szczycie wzniesienia znajdują się ruiny kaplicy pw. Niepokalanego Poczęcia Najświętszej Maryi Panny, z 1840 r. Kaplica pełniła funkcje religijne do II wojny światowej, kiedy została zniszczona w styczniu 1945 r. podczas ostrzału artyleryjskiego. Zachowane fragmenty murów są dziś zabytkiem.

68. KAMIENIOŁOM W BILCZY

50°47'23.088"N, 20°36'27.593"E



Ryc. 260. Fragment południowej ściany wyrobiska Fot. WW

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Morawica, północna część miejscowości Bilcza
FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wschodnia część Wzgórz Kowalskich

INFORMACJE OGÓLNE

Dawny kamieniołom w zachodniej części góry Trzuskawicy

FORMA OCHRONY

Brak

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Na obszarze geostanowiska zlokalizowana jest tablica informacyjna oraz wiata z miejscami siedzącymi.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Niewielki, nieczynny kamieniołom w Bilczy, znany lokalnie jako Skałka, a dawniej Gołe Górki. Eksploatowano w nim wapień dewońskie. Najlepiej czytelne odsłonięcia zachowały się we wschodniej i południowej części dawnego wyrobiska (ryc. 260). Skały są poprzecinane żyłami kalcytu, a miejscami można w nich znaleźć nieliczne skamieniałości, głównie gąbek i koralowców.

69. KAMIENIOŁOM W WOLI MORAWICKIEJ

50°43'35.169"N, 20°38'14.202"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Morawica, na południowy zachód od miejscowości Wola Morawicka

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wschodni fragment Grzbietu Morawickiego

INFORMACJE OGÓLNE

Kamieniołom

FORMA OCHRONY

Chmielnicko-Szydłowski Obszar Chronionego Krajobrazu

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Kamieniołom należy do czynnego zakładu górniczego i wstęp do niego jest możliwy jedynie po uzgodnieniu z zarządzającym terenem.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

W kamieniołomie Kopalni Wapienia Wola Morawicka odsłaniają się gruboławicowe wapień górnojurajskie (oksford). Ławice mają miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 2 m (ryc. 261). Jasnoszare i beżowe wapień zbudowane są z mułu węglanowego, czyli są pelityczne. Obecne są w nich fragmenty gąbek, struktury mikrobialne oraz ciemniejsze plamy pochodzące od gnijącej materii organicznej, rzadziej muszle belemnitów, amonitów, małży i ramienionogów. Wapień, wchodzące w obręb północnego skrzydła synkliny ostrowsko-bolmińskiej (ryc. 4), zapadają łagodnie ku południowemu zachodowi i są poprzecinane regularną siecią spękań.

Wapień morawicki, znany również pod nazwą marmur Morawica, ze względu na wysoką bloczność, zwięzłość oraz dekoracyjną barwę („kawa z mlekiem”) był cennym surowcem budowlanym i dekoracyjnym. Jest on eksponowany w reprezentacyjnych wnętrzach obiektów użyteczności publicznej, kulturalnej oraz sakralnej, m.in. w Zamku Królewskim w Warszawie, na Wawelu czy Pałacu Prezydenckim.

W zagajniku położonym na północny-wschód od kamieniołomu znajduje się pomnik przyrody nieożywionej o nazwie Odsłonięcie Skał Górnego Triasu i Środkowej Jury w Woli Morawickiej. Obecnie jest on zapełniony i silnie zarośnięty.



Ryc. 261. Fragment południowej ściany kamieniołomu w Woli Morawickiej. Fot. ZZ

70. KAMIENIOŁOM W DĘBSKIEJ WOLI

50°42'47.285"N, 20°36'0.546"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Morawica, wieś Dębska Wola na północ od ul. Szlacheckiej

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: północno-wschodnia część Grzbietu Zbrzańskiego



Ryc. 262. Fragment ściany północnej i wschodniej w kamieniołomie w Dębskiej Woli. Fot. WW

INFORMACJE OGÓLNE

Dawny kamieniołom

FORMA OCHRONY

Chmielnicko-Szydłowski Obszar Chronionego Krajobrazu

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Obiekt znajduje się na działce prywatnej, jest częściowo zrehabilitowany.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Na północ od zabudowań Dębskiej Woli zachowały się pozostałości dawnego kamieniołomu eksploatującego wapień jurajskie. W północnej części wyrobiska odstawiają się niemal pionowo ustawione warstwy wapieni, poprzecinane licznymi żyłami kalcytu. Skały te miejscami przybierają orzechowo-wiśniowe zabarwienie (ryc. 262). Na przełomie XIX i XX w. surowiec ten wykorzystywano głównie do produkcji wapna. Do dziś w pobliżu kamieniołomu zachowały się ruiny historycznego pieca wapienniczego.

71. ŹRÓDŁO W DĘBSKIEJ WOLI

50°42'24.647"N, 20°35'34.871"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Morawica, na południe od zabudowań Dębskiej Woli, przy drodze ze stacji kolejowej Dębska Wola do Kawczyna

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: południowo-wschodnia część Grzbietu Zbrzańskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Źródło typu stokowego

FORMA OCHRONY

Chmielnicko-Szydłowski Obszar Chronionego Krajobrazu

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

W pobliżu przebiega szlak rowerowy koloru niebieskiego.



Ryc. 263. Źródło w Dębskiej Woli. Fot. WW

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

W południowej części Dębskiej Woli znajduje się niewielkie źródło, wyróżniające się jednak na tle innych obiektów hydrologicznych regionu.

W przeciwieństwie do większości

źródeł na obszarze Geoparku, nie zostało ono ocembrowane ani przekształcone przez człowieka, dzięki czemu zachowało pierwotny, naturalny charakter. Wypływ wody związany jest z krasowo-szczelinowym poziomem wodonośnym rozwiniętym w wapieniach i dolomitach dewonu środkowego. Widoczny jest bezpośrednio z podłoża, a jego forma dobrze ilustruje naturalne warunki krążenia wód podziemnych w skałach węglanowych regionu (ryc. 263). W miejscu, gdzie zwierciadło wód przecina się z powierzchnią terenu następuje wypływ wody na powierzchnię. Źródło stanowi cenny, choć niepozorny element lokalnego dziedzictwa przyrodniczego i dobry przykład obiektu, w którym procesy hydrogeologiczne można obserwować w niemal niezmiętej postaci.

72. KAMIENIOŁOM ORAZ OŚRODEK TRADYCJI GARNCARSTWA W CHAŁUPKACH

N 50°42'19.768"N, 20°36'33.086"

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: gmina Morawica, przy drodze prowadzącej z Morawicy do miejscowości Kije i Pińczów

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wschodnia część Grzbietu Zbrzańskiego

INFORMACJE OGÓLNE

Nieczynny, częściowo zasypany kamieniołom w zboczu bezimiennego wzniesienia

FORMA OCHRONY

Chmielnicko-Szydłowski Obszar Chronionego Krajobrazu



Ryc. 264. Kamieniołom wapieni górnej jury przy Ośrodku Tradycji Garncarstwa w Chałupkach. Fot. WW

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

Geostanowisko znajduje się w bezpośrednim sąsiedztwie Ośrodka Tradycji Garncarstwa w Chałupkach, który posiada odpowiednią infrastrukturę turystyczną, włącznie z parkingiem.

GEOLOGIA W SKRÓCIE

SKAŁY: wapień

WIEK SKAŁ: górna jura (oksford)

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOSTANOWISKA

Nieczynny kamieniołom zlokalizowany przy Ośrodku Tradycji Garncarstwa w Chałupkach (ryc. 264) odłania profil wapieni górnej jury, które były przedmiotem lokalnej eksploatacji na potrzeby produkcji wapna oraz podrzędnie jako kruszywo. Wapień górnojurajski występujący w rejonie Chałupek budują północne skrzydło synkliny Piotrowic. Są one jasnokremowe, gruboławicowe o oddzielności płytowej. Zawierają liczne skamieniałości gąbek (często skrzemionkowanych) i glonów. Wapień powstały w dość głębokim zbiorniku morskim, który znajdował się na północnym obrzeżu oceanu Tetydy, w strefie klimatu zwrotnikowego.

Wapień zostały sfałdowane w fazie laramijskiej orogenezy alpejskiej na przełomie kredy i paleogenu. W paleogenie i neogenie podlegały intensywnym procesom krasowym. W obrębie wapieni powstały głębokie leje krasowe wypełnione glinami o różnej barwie. W glinach występuje limonit, otoczaki wapieni i krzemieni oraz mułki i ropy lokalnie zawierające lignit (odmiana węgla brunatnego o dobrze zachowanej strukturze drewna). Obecność tego składnika oraz pozioma laminacja ropy wskazuje na tworzenie się tych osadów na terenie jeziorno-bagiennym.

Na bazie tych glin jako surowca ceramicznego powstał i rozwinął się duży ośrodek garncarski w rejonie Chałupek, który funkcjonował już w okresie imperium rzymskiego. W latach 70. XX w. lokalne złoża glin uległy wyczerpaniu i surowiec dowożono z innych regionów Polski. Ostatni warsztat garncarski w Chałupkach został zamknięty w 1993 r. Dla zachowania wielowiekowych tradycji garncarskich utwo-

rzono w 1998 r. Ośrodek Tradycji Garncarstwa, w którym udostępniona jest wystawa prezentująca proces produkcji wyrobów ceramicznych, tradycje tego rzemiosła oraz produkty rękodzieła ceramicznego. Poza interesującą ekspozycją Ośrodek oferuje warsztaty garncarskie.

73. KAMIENIOŁOMY NA GÓRZE GOJŚĆ

50°41'8.992"N, 20°34'50.156"E

LOKALIZACJA

ADMINISTRACYJNA: południowa część gminy Morawica, na południe od miejscowości Drochów Górny

FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA: wzgórze na południe od Grzbietu Zbrzańskiego



Ryc. 265. Widok na jeden z łomów na górze Gojść. Fot. WW

INFORMACJE OGÓLNE

Grupa nieczynnych kamieniołomów na zachód i północ od Góry Gojść

FORMA OCHRONY

Chmielnicko-Szydłowski Obszar Chronionego Krajobrazu

DOSTĘPNOŚĆ TURYSTYCZNA

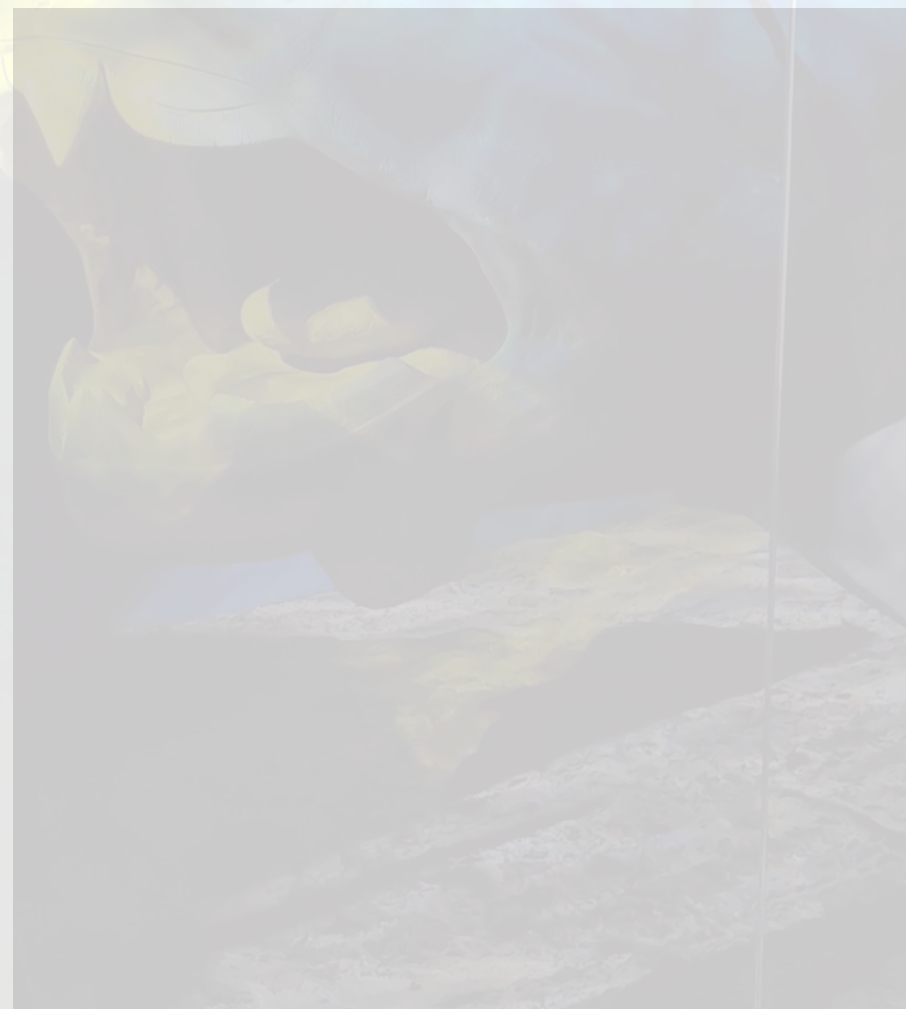
Obiekt jest dostępny, ale brak w pobliżu szlaku turystycznego.

KRÓTKI OPIS GEOSTANOWISKA

Na południowych i zachodnich stokach góry Gojść zachowały się niewielkie, nieczynne łomiki wapieni jurajskich. Odłaniają się tu jasnoszare, cienkoławicowe wapień margliste o wyraźnej, płytkowej oddzielności, a miejscami także wapień masywne, silnie spękane (ryc. 265). W skałach tych występują liczne amonity, na podstawie których wapień zaliczono do warstw jasnogórskich najniższego oksfordu. Są to osady pelagicznego, głębszego morza jurajskiego. Eksploatacja wapieni obejmowała zachodnie stoki góry i była intensywna w XIX w., m.in. w związku z działaniem pobliskiego pieca wapienniczego.



VII. WYBRANA LITERATURA



Bąbel M., Olszewska-Nejbert D., Barski M., Bieńkowska-Wasiluk M., Głowniak E., Górka M., Jarzyna A., Kozłowska M., Leonowicz P., Łątka T., Łoziński M., Segit T., Wysocka A., Łukawski C., 2025. *Inverted relief and geoheritage values of the Leśna Hill (Holy Cross Mts., Poland) – a re-evaluation of the underestimated geosite.* *Geomorphology*, 489, 109926

Bijak G. (red.), 2005. *Fauna dewonu.* http://gr.introne.com/teoria/str_dewon_fauna.htm.

Błażejowski B., Brett C.E., Kin A., Radwański A., Gruszczyński M., 2016. *Ancient animal migration: a case study of eyeless, dimorphic Devonian trilobites from Poland.* *Paleontology*, 59 (5): 743–751.

Carosi v. J.F., 1781. *Podróże po polskich prowincjach, obserwacje mineralogiczne i inne dodatkowe opisy tych ziem. Tom 1* (tłumaczenie E. Martyna) [W:] Michta J. (red.), *Dzieje Karczówki w Kielcach w latach 1624–2024.* T. 8, cz. 2, J.F. Carosi, *Podróże po polskich prowincjach, obserwacje mineralogiczne i inne dodatkowe opisy tych ziem* (tom 1, wersja polska i niemiecka). Wyd. APLA, Kielce, 2018.

Czarnocki J., 1919. *Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich* Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, 28: 77–81.

Czarnocki J., 1932. *Mniej znane zabytki geologiczne Gór Świętokrzyskich.* *Ochrona Przyrody*, 12: 74–81.

Czarnocki J., 1938. *Ogólna Mapa Geologiczna Polski 1: 100 000, Arkusz 4. Kielce.* Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Czarnocki J., 1949. *W sprawie ochrony krajobrazu i obiektów naukowych w granicach miasta Kielce.* *Wiadomości Muzeum Ziemi*, 3: 313–320.

Czarnocki J., 1958. *Marmury świętokrzyskie.* *Prace Instytutu Geologicznego* 21, *Prace geologiczne*, 5(3): 100–116.

Dzierżek J., Olszewska-Nejbert, Aleksandra Majecka, Teodorski A., 2023. *Rzeźba i budowa geologiczna okolic Chęciny – przewodnik do wycieczek geologicznych.* [W:] Bujak Ł., Szymanek M. (red.), *Zlodowacenia i interglacjały w Polsce – stan obecny i perspektywy badań.* Europejskie Centrum Edukacji Geologicznej, Chęciny, 16–18 czerwca 2023 r., s. 7–120. Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

Fijałkowska-Mader A., Pabian G., Król P., 2018. *Ośrodek Tradycji Garncarstwa w Chatupkach (Góry Świętokrzyskie) jako obiekt geoturystyczny.* *Geotourism*, 54–55 (3–4): 27–36 **Fijałkowsky E. i J., 1967.** *Nowe dane o geologii miasta Kielc i okolicy.* *Rocznik Muzeum Świętokrzyskiego*, 4: 343–424.

Fijałkowsky E. i J., 1973. *Historia eksploatacji marmurów w Górach Świętokrzyskich.* *Zeszyty Przyrodnicze Muzeum Świętokrzyskiego*, 1.

Filonowicz P., 1965. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Morawica.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Filonowicz P., 1968. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Morawica.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa

Filonowicz P., 1973a. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kielce.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Filonowicz P., 1973b. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kielce.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Filonowicz P., Lindner L., 1986. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Piekoszów.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Filonowicz P., Lindner L., 1987. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Piekoszów.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Gągol J., Król P., 2021. *Zagadki szybu „Barbara”.* *Studia Muzealno-Historyczne*, 13: 23–49.

Gągol J., Król P. *Marmury kieleckie.* <https://www.marmurykieleckie.pl>

Gągol J., Król P., Urban J., 2016. *Złoże i kopalnie eksploatowane przez „Marmury Kieleckie”.* [W:] Głównka J., Szczepański J. (red.), *Z dziejów Marmurów Kieleckich (1876–2016), Kieleckie Towarzystwo Naukowe*, Kielce, 2020: 137–237

Głazek J., Romanek A., 1976. *Punkt IIIB-4 – Jaworznia – kontakt piaskowca pstrego z wapieniami żywetu, dolnotriasowe zlepieńce, żyły klastyczne i uskoki synsedymantacyjne.* [W:] Pożaryski W. (red.), *Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Starachowice, 24–26 września 1976, s. 240–246.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Głównka J., Szczepański J., 2020. *Z dziejów Marmurów Kieleckich (1876–2016).* *Kieleckie Towarzystwo Naukowe*, Kielce.

Górnica M., Józwiak M., Kasza A., Urban J., 2006. *Przewodnik sesji terenowych.* [W:] Szelerewicz M., Urban J. (red.), *Materiały 40. Sympozjum Speleologicznego, Sitkówka-Nowiny 20–22 października 2006 r. Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika*, Kraków, s. 7–22.

Hakenberg M., 1973. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850).* Instytut Geologiczny, Warszawa.

- Hakenberg M., 1974.** *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. ark. Chęciny (850).* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Hakenberg M., 1976.** *Punkt IIIA-8 – Bolmin – odsłonięcie piaskowców albu.* [W:] Pożaryski W. (red.), Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Starachowice, 24–26 września 1976, s. 226. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Hakenberg M., Kutek J., Matyja B.A., Mizerski W., Rutkowski J., Stupnicka E., Świdrowska J., Trammer J., 1976.** *Problem IIIA – Stratygrafia, wykształcenie litologiczne i tektonika mezozoiku południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.* [W:] Pożaryski W. (red.), Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Starachowice, 24–26 września 1976, s. 185–202. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa
- Janowski I. (red.) 2000.** Uwarunkowania i funkcje turystyki na obszarze Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego. Materiały z sesji naukowej 22–24.05.1998. Instytut Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach. Kielce.
- Jewuła K., Fijałkowska-Mader A., Salwa S., 2022.** *Walory geoedukacyjne i geoturystyczne kamieniołomu Zygmunówka na Czerwonej Górze (Góry Świętokrzyskie).* Przegląd Geologiczny, **70** (1): 25–33.
- Jewuła K., Urban J., Trela w., Kasza A., 2023.** *Przystanek 1. Kamieniołom w Jaworzni.* [W:] Bojanowski A., Jarzynka A., Wróblewski W. (red.), POKOS 8. Polska Konferencja Sedymentologiczna, Chęciny, 5–7 września 2023 r., Materiały Konferencyjne: 76–83. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków.
- Jędrzychowski J., 2011.** *Skały i minerały regionu świętokrzyskiego.* Wyd. Georaj, Kielce.
- Jędrzychowski J., 2014.** *Kamień w architekturze Regionu Świętokrzyskiego.* Wyd. Georaj, Kielce.
- Jędrzychowski J., 2016.** *Świętokrzyski raj geologiczny. Przewodnik dla miłośników geoturystyki.* Wydawnictwo Georaj, Kielce.
- Jędrzychowski J., 2020.** *Tajemnice podziemnego świata.* Wyd. Georaj, Kielce
- Kasza A., Selerski B., 2008.** *Rezerваты przyrody w Kielcach. Przewodnik dla turystów i wycieczek szkolnych.* Wyd. Agencja JP, Kielce.
- Kasza A., Selerski B., 2012.** *Pieszne wycieczki geologiczne po rezerwatach przyrody w Kielcach.* Wyd. Agencja JP, Kielce.
- Kasza A., Urban J., 2016.** *Przedsympozjalna sesja terenowa – rezerwat “Chelosiowa Jama”, system jaskiniowy Chelosiowa Jama–Jaskinia Jaworzni oraz Jaskinia Pajęcza w Jaworzni.* [W:] Urban J. (red.), Materiały 50. Jubileuszowego Sympozjum Speleologicznego, Kielce-

- Chęciny 20–23 Października 2016 r. 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:] Urban J. (red.), Materiały 50. Jubileuszowego Sympozjum Speleologicznego, Kielce-Chęciny 20–23 października 2016 r. Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika, Kraków: 41–43.
- Kondracki J., 2009.** *Geografia regionalna Polski.* Wydawnictwa Naukowe PWN, Warszawa.
- Konon A., Mastella L., Piątkowska A., 2004.** *Odzworowanie struktur tektonicznych starszego podłoża w czwartorzędowej rzeźbie południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich.* [W:] Sołtysik R. (red.) Czwartorzęd obszaru Polski na tle struktur starszego podłoża. Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach, 13: 33–42.
- Konon A., Sidorczuk M., 2012.** 3.9. *Struktury tektoniczne i formy krasowe w dolomitach Góry Rzepki.* [W:] Skompski S. (red.), *Góry Świętokrzyskie. 25 najważniejszych odsłoneń geologicznych.* Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Warszawa, s. 73–75.
- Konon A., Wankiewicz A., 2012.** 3.11. *Struktury tektoniczne i zjawiska sedymentacyjne w dewonie Ślichowic* [W:] Skompski S. (red.), *Góry Świętokrzyskie. 25 najważniejszych odsłoneń geologicznych.* Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Warszawa, s. 73–75.
- Kotański Z., 1959.** *Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich 1, 2.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Kotański Z., 1968.** *Z plecakiem i młotkiem w Góry Świętokrzyskie.* Przewodnik geologiczny dla turystów. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Kowalczewski Z., 1972.** *Wybrane problemy dziejów kruszcowego górnictwa i hutnictwa na tle warunków geologicznych w Górach Świętokrzyskich.* [W:] Dzieje i technika świętokrzyskiego górnictwa i hutnictwa kruszcowego. Kieleckie Towarzystwo Naukowe. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa: 57–78.
- Kowalczewski Z., Żylińska A., Szczepanik Z., 2006.** *Kambry w Górach Świętokrzyskich.* [W:] Skompski S. Żylińska A. (red.), *Procesy i zdarzenia w historii Geologicznej Gór Świętokrzyskich.* 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006. Materiały konferencyjne: 14–27. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kozłowska M., 2012.** 3.14. *Perm kamieniołomu Zygmunówka.* [W:] Skompski S. (red.), *Góry Świętokrzyskie. 25 najważniejszych odsłoneń geologicznych.* Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Warszawa, s. 94–97.

Kozłowska M., Barski M., Matyja B.A., 2015. *Stanowisko 5. Wolica 2.* [W:] Skompski S. (red.), Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych: 124–131. Materiały 84 Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Chęciny, 9–11.09.2015. Wyd. PIG-PIB Warszawa.

Kozłowski S., Radwan J., Wojcik Z., 1965. *Rezerwat geologiczny na Kadzielni w Kielcach.* *Ochrona Przyrody*, 31: 117–160.

Koźma J., Poros M., Radwanek-Bąk B., Tarkowska J., Urban J., 2023. *Światowy geopark UNESCO jako narzędzie promocji ochrony przyrody oraz wsparcia społeczności lokalnych – polskie przykłady.* [W:] Dąbrowski P., Zawilińska B. (red.), Społeczne funkcje obszarów chronionych. Biblioteka Górska t. 35. Oficyna Wydawnicza „Wierchy”, Kraków, s. 69–102.

Król P., Urban J., Garus R., 2010. *Zabytki górnictwa i hutnictwa Staropolskiego Okręgu Przemysłowego w dolinie górnej Bobrzy.* Agencja JP. Kielce.

Król P., Urban J., 2025. *“Marmury Kieleckie”.* Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce.

Kuleta M., Zbroja S., 2006. *Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich.* [W:] Skompski S., Żylińska A. (red.), Procesy i zdarzenia w historii Geologicznej Gór Świętokrzyskich. 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006. Materiały konferencyjne: 105–125. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa

Krawczyński W., 2002. *Frasnian gastropod synecology and bio-events in the Dyminy reef complex of the Holy Cross Mountains, Poland.* *Acta Paleontologica Polonica* 47 (2): 267–288.

Król P., Fijałkowska-Mader A., 2023. *Historia czarnowskich kamieniołomów w Kielcach.* *Przegląd Geologiczny*, 71 (11): 587–600.

Król P., Pabian G., Fijałkowska-Mader A., 2019. *Zarys historii górnictwa skalnego w rejonie Sitkówki (Góry Świętokrzyskie) w I połowie XX w.* *Przegląd Geologiczny*, 67 (9): 758–766.

Lemann U., Hiller G., 1987. *Bezkręgowce kopalne.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Lindner L., 2004. *Zarys stratygrafii plejstocenu regionu świętokrzyskiego w świetle nowych danych.* [W:] Sołtysik R. (red.) Czwartorzęd obszaru Polski na tle struktur starszego podłoża. *Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach*, 13: 7–32.

Łuczyński P., 2012. *3.10. Kadzielnia – dewońska budowla węglanowa.* [W:] Skompski S., (red.). *Góry Świętokrzyskie. 25 najważniejszych odsłoneń geologicznych.* Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Warszawa, s. 76–79.

Łuczyński P., 2023. *Przystanek 3. Kadzielnia.* [W:] Bojanowski A., Jarzynka A., Wróblewski W. (red.), POKOS 8. *Polska Konferencja Sedymentologiczna, Chęciny, 5–7 września 2023 r.,* Materiały Konferencyjne: 43–49. *Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków.*

Łuczyński P., 2023. *Przystanek 4. Ołowianka.* [W:] Bojanowski A., Jarzynka A., Wróblewski W. (red.), POKOS 8. *Polska Konferencja Sedymentologiczna, Chęciny, 5–7 września 2023 r.,* Materiały Konferencyjne: 50–58. *Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków*

Malec J., 2006. *Sylur w Górach Świętokrzyskich.* [W:] Skompski S. Żylińska A. (red.), *Procesy i zdarzenia w historii Geologicznej Gór Świętokrzyskich.* 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006. *Materiały konferencyjne: 36–50.* Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Malec J., 2013. *Punkt wycieczkowy 3.3 (GŚw. 3.3) Góra Miedzianka.* [W:] A. Fijałkowska-Mader (red.), *Wycieczki. Góry Świętokrzyskie.* https://geoportal.pgi.gov.pl/zrozumiec_ziemie/wycieczki/swietokrzyskie_1/dzien_III/punkt_3_3

Matyja B.A., Mizerski W., 1976. *Punkt IIIA-6 – Tokarnia – kamieniołom w wapieniach Oksfordu.* [W:] Pożaryski W. (red.), *Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Starachowice, 24–26 września 1976, s. 217–219.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Matyja B.A., Stupnicka E., 1976. *Punkt IIIA-1 – Dębska Wola – kamieniołom wapieni jurajskich.* [W:] Pożaryski W. (red.), *Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Starachowice, 24–26 września 1976, s. 202–204.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Miczulski S., 1972. *Początki rozwoju górnictwa i hutnictwa kruszcowego w rejonie Kielc od końca XVI w.* [W:] *Dzieje i technika świętokrzyskiego górnictwa i hutnictwa kruszcowego.* Kieleckie Towarzystwo Naukowe. Wydaw. Geol. Warszawa: 79–99.

Migoń P., 2012. *Geoturystyka.* Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.

Mityk J., 1995. *Góry Świętokrzyskie.* Wyd. Szkolne i Pedagogiczne, Warszawa.

Narkiewicz M., Racki G., Skompski S., Szulczewski M., 2006. *Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich.* [W:] Skompski S. Żylińska A. (red.), *Procesy i zdarzenia w historii Geologicznej Gór Świętokrzyskich.* 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006. *Materiały konferencyjne: 51–77.* Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Nita J., Myga-Piątek U., Poros M., Wesołowski W., Sutowicz-Kwiecińska, 2010. *Geożnorodność i geoturystyka geoturystyka w terenach poeksploatacyjnych na przykładzie regionu checińskiego-kieleckiego.* *Geoturystyka*, 3–4: 51–58.

- Paulewicz M., 1992.** Chęcińskie górnictwo kruszcowe (XIV do poł. XVII w.). Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce.
- Poros M., Urban J., Ludwikowska-Kędzia M., 2021.** *Dziedzictwo geomorfologiczne Geoparku Świętokrzyskiego i jego znaczenie dla geoturystyki.* Landform Analysis 40: 71–107 doi: 10.12657/landfana-040-004.
- Poros M., Wesołowski W., Sutowicz-Kwiecińska M., 2024.** *Geopark Świętokrzyski. Przewodnik geologiczno-turystyczny.* Geopark Świętokrzyski, Kielce.
- Racki G., 1990.** *Frasnian/Famennian event in the Holy Cross Mts, Central Poland: stratigraphic and ecologic aspects.* Lecture Notes in Earth Sciences 30: 169–181.
- Racki G., Baliński A., 1998.** *Late Frasnian Atrypida (Brachipoda) from Poland and the Frasnian-Famennian biotic crisis.* Acta Palaeontologica Polonica 43: 273–304.
- Racki G., Głuchowski E., Wrzosek T., 1989.** *Zdarzenie na granicy fran-famen w regionie świętokrzyskim a najważniejsze grupy bentosu.* Przegląd Geologiczny 11: 546–551.
- Racki G., Narkiewicz M., 2000.** *Tektoniczne a eustatyczne uwarunkowana rozwoju sedymentacji dewonu świętokrzyskiego.* Przegląd Geologiczny 48: 65–76.
- Rakociński M., Pisarzowska A., Palarz M., Rakocińska J., 2023.** *Sesja terenowa A: Zapis środkowopaleozoicznych zdarzeń biotycznych na południowym szelfie Eurameryki.* [W:] Bojanowski A., Jarzynka A., Wróblewski W. (red.), POKOS 8. Polska Konferencja Sedymentologiczna, Chęciny, 5–7 września 2023 r., Materiały Konferencyjne: 5–25. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków.
- Rembalski A., Suliga I. (red.) 2023.** *Tradycje górnicze Miedzianki. Łaszczyńscy.* Świętokrzyska Grupa Przemysłowa INDUSTRIA S.A. Kielce.
- Rubinowski Z., 1971.** *Rudy metali żelaznych w Górach Świętokrzyskich i ich pozycja metalogiczna.* Biuletyn Instytutu Geologicznego 247.
- Rubinowski Z. (red), 1974.** *Badania i udostępnienie Jaskini Raj.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Rubinowski Z., 1976.** *O ochronę środowiska przyrodniczego obszaru chęcińsko-małego 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., 1981.** *Rudy metali na obszarze chęcińskim.* [W:] Żakowa H. (red.). Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce 6–8.09.1981. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, s. 183–188.
- Rubinowski Z., 1995.** *Geologia, minerały i górnictwo złóż kruszców ołowiu typu karczówkowskiego w okolicach Kielc.* [W:] Olszewski J.L. (red.), Karczówka. Historia. Literatura. Architektura. Przyroda, s. 93–103. Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce.
- Rubinowski Z., Wójcik Z., 1978.** *Odślonięcia geologiczne Kielc i okolic oraz problemy ich ochrony i zagospodarowania.* Prace Muzeum Ziemi, 29: 95–121.
- Rubinowski Z., Wróblewski T., 1976, 1986.** *Jaskinia Raj.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Ryka W., Maliszewska A., 1982.** *Słownik petrograficzny.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Salwa S., 2017.** *Góry Świętokrzyskie.* [W:] Nawrocki J., Becker A. (red.), Atlas geologiczny Polski, s. 32–33. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- Senkowiczowa H., 1957.** *Wapień muszlowy na południowym zboczu Gór Świętokrzyskich między Czarną Nidą a Chmielnikiem.* Biuletyn Instytutu Geologicznego, 122: 5–81.
- Senkowiczowa H., 1959.** *Ret i wapień muszlowy w okolicy Chęciny.* Biuletyn Instytutu Geologicznego, 159: 53–105.
- Senkowiczowa H., 1961.** *Ret i wapień muszlowy na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.* Biuletyn Instytutu Geologicznego, 167
- Senkowiczowa H., 1970.** *Trias (bez utworów retyku).* [W:] Rühle W. (red.), Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 56: 7–48
- Scotese Ch. R., 2016.** Tutorial: PALEOMAP PaleoAtlas for GPlates and the PaleoData Plotter Program. <http://www.earthbyte.org/paleomap-paleoatlas-for-gplates/>
- Skompski S., 2012.** *Góry Świętokrzyskie. 25 najważniejszych odślonięć geologicznych.* Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Warszawa.
- Skompski S., 2012.** *Paleozoik okoli Gałęzic.* [W:] Skompski S. (red.), *Góry Świętokrzyskie. 25 najważniejszych odślonięć geologicznych.* Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Warszawa, s. 90–93.
- Słomka T., Kicińska-Świdarska A., Doktor M., Joniec A. (red.), 2006.** *Katalog obiektów geoturystycznych w Polsce.* Wyd. Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków.

- Sowa R., 2013.** *Chęcińsko-Kielecki Park Krajobrazowy*. Wyd. Zespół Świętokrzyskich i Nadnidziańskich Parków Krajobrazowych, Kielce.
- Stupnicka E., Stempień-Sałek M., 2001.** *Poznajemy Góry Świętokrzyskie. Wycieczki geologiczne*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Szczałubowie D. i W., Garus R., Pernal J., Mędrzak D., Kasza A., Selerski B., 2008.** *Rezerваты przyrody w Kielcach. Przewodnik dla turystów i wycieczek szkolnych*. Agencja JP, Kielce.
- Szełęg E., 2023.** *Minerały i skały Polski*. MULTICO Oficyna Wydawnicza, Warszawa.
- Szulc J., 2015.** *Stanowisko 4. Wolica I.* [W:] Skompski S. (red.), Ekstensja i inwersja powaryjskich basenów sedimentacyjnych 123. Materiały 84 Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Chęciny, 9–11.09.2015, s. 123. Wyd. PIG-PIB Warszawa.
- Szulczewski M., 1981.** *Dewon środkowy i górny zachodniej części Gór Świętokrzyskich*. [W:] Żakowa H. (red.), Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 6–8 września, 1981, Kielce, s. 68–82. Wyd. Geol., Warszawa.
- Szulczewski M., 1989.** *Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu i famenu Gór Świętokrzyskich*. Przegląd Geologiczny 11: 551–557.
- Świercz A. (red.), 2010.** *Monografia Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego*. Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy Jana Kochanowskiego w Kielcach, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce.
- Świdrowska J., 1976.** *Punkt IIIA-7 – Leśna Góra – kamieniołom w wapieniach kimerydu*. [W:] Pożaryski W. (red.), Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Starachowice, 24–26 września 1976, s. 219–225. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa
- Świło M., 2016.** *Cykl folderów Historia Ziemi: Kambr, Sylur, Perm, Jura, Paleogen*. Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- Trammer J., 1976.** *Punkt IIIA-5 – Wolica – kamieniołom wapienia muszlowego*. [W:] Pożaryski W. (red.), Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Starachowice, 24–26 września 1976, s. 214–217. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Trela W., 2006.** *Ordowik w Górach Świętokrzyskich: zapis stratygraficzny i sedimentacyjny*. W:] Skompski S. Żylińska A. (red.), Procesy i zdarzenia w historii Geologicznej Gór Świętokrzyskich. 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Ameliówka k. Kielc, 28–30 czerwca 2006. Materiały konferencyjne: 29–35. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa

- Trela W., Salwa W., 2012.** *Ścieżki geoturystyczne Kielc*. Instytut Geografii Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce.
- Trela W., Salwa W., Garus R., 2012.** *Przewodnik geoturystyczny po terenie LGD Dorzecze Bobrzy*. Agencja JP s.c., Kielce.
- Urban J., 1990.** *Ochrona obiektów przyrody nieożywionej w Krainie Gór Świętokrzyskich*. Rocznik świętokrzyski Kieleckiego Towarzystwa Naukowego, 17: 47–79.
- Urban J. (red.), 1996.** *Jaskinie regionu świętokrzyskiego*. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Warszawa.
- 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., 2010.** *5.1. Dziedzictwo geologiczne*. [W:] A. Świercz (red.). *Monografia Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego*. Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy Jana Kochanowskiego w Kielcach, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, s. 31–72.
- Urban J., Fijałkowska-Mader A., 2019.** *Stanowisko 1.1. Chęciny, zamek: rzeźba strukturalna południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich widziana z wież chęcińskiego zamku*. [W:] Urban J. (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, s. 63–73.
- Urban J., Gałoj J., 2008.** *Geological heritage of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains (Central Poland)*. Przegląd Geologiczny, 58(8/1): 618–628.
- Urban J., Hercman H., Ochman K., Kasza A., 2019.** *Record of the Pleistocene at karst sites of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains region – a review*. *Studia Quaternaria* 36, 3: 87–108.
- Urban J., Kasza A., 2010.** *5.2. Jaskinie i stanowiska krasowe*. [W:] A. Świercz (red.). *Monografia Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego*. Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy Jana Kochanowskiego w Kielcach, Kieleckie Towarzystwo Naukowe, s. 73–92.
- Urban J., Kasza A., 2020.** *Ochrona dziedzictwa geologicznego w rezerwach Gór Świętokrzyskich – cztery przykłady*. *Chrońmy Przyrodę Ojczystą*, 76(2): 28–49
- Urban J., Kasza A., Ochman K., 2024.** *Jaskinie Gór Świętokrzyskich i ich znaczenie dla badań naukowych*. [W:] Konferencja popularno-naukowa z okazji Jubileuszu 60-lecia Odkrycia Jaskini Raj 1964–2024. Kielce, 10 października 2024 r. Fundacja Łysogóry, Kielce, s. 16–39.

- Urban J., Kasza A., Ochman K., Malec J., 2011.** *Jaskinie Kadzielni*. Urząd Miasta Kielce, Kielce.
- Urban J., Kasza A., Ochman K., Malec J., Wołoszyński M., 2013.** *Kadzielnia i jej jaskinie*. Przewodnik geoturystyczny. Manufaktura Geoturystyczna, Warszawa.
- Urban J., Wróblewski T., 2004.** *Chęciny-Kielce Landscape Park – an example of officially not proclaimed geopark*. Polish Geological Institute Special Papers, 13: 131–146.
- Waksmundzki B., 2012.** 3.8. *Antyklina chęcińska – od Góry Zamkowej do Góry Miedzianki*. [W:] Skompski S. (red.), *Góry Świętokrzyskie. 25 najważniejszych odsłonięć geologicznych*. Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Warszawa, s. 64–72.
- Wróblewscy T. i E., 1996.** *Góry Świętokrzyskie*. Mapa geologiczno-krajoznawcza 1:200 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Wróblewski T., 1962.** *Złoża miedzi w Miedziance k. Chęcín*. Przegląd Geologiczny, 10 (11): 584–588.
- Wróblewski T., 1979.** *Problematyka pozostałości chęcińskiego górnictwa kruszcowego w świetle konserwatorskiej ochrony przyrody i turystycznego zagospodarowania*. Studia Kieleckie, 1(21): 67–79.
- Wróblewski T., 2000.** *Ochrona georóżnorodności z regionie świętokrzyskim z Mapą chronionych obszarów i obiektów przyrody nieożywionej 1:200 000*. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.
- Wróblewski T. (red.), 2003.** *Ochrona przyrody nieożywionej w Górach Świętokrzyskich*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Wróblewski T., 2004.** *Rezerwat „Góra Miedzianka” jako osobliwa przestrzeń przyrody i historii*. [W:] Grysa K. (red.), 4 Kielecki Festiwal Nauki. Prezentacje. Kielce: 50–52.
- Wróblewski T., 2007.** *Obiekty przyrody nieożywionej w Kieleckim Obszarze Metropolitalnym*. Geopark Kielce.
- Wróblewski T., 2008.** *Rezerwaty przyrody nieożywionej na terenie miasta Kielce*. Geopark Kielce.
- Wróblewski T., 2012.** *Śladami dewońskiego morza i kieleckich gwarków*. Urząd Miasta Kielce.
- Wróblewski T., 2014.** *Kruszce Karczówki i ich kopalnie*. Kieleckie studia muzealno-historyczne, 6: 11–28

Wróblewski T., 2018. *Miedzianka*. [W:] Fijałkowska-Mader (red.), Zbigniew Rubinowski (1929–1977). Kielce, 11.10.2017 r. Materiały posesyjne: 143–188. Kieleckie Towarzystwo Naukowe, Kielce.

Wróblewski T., 2021. *Od geologicznego parku krajobrazowego do geoparku globalnego (1991–2021)*. Przegląd Geologiczny, 69(5): 287–293.

Złonkiewicz Z., 2005. *Zjawiska geologiczne w Rezerwacie Przyrody Nieożywionej „Wietrznia im. Zbigniewa Rubinowskiego”*. [W:] Grysa K. (red.), V Kielecki Festiwal Nauki 16–26 września 2004. Prezentacje Festiwalowe. KTN. Kielce, 55–57.

Złonkiewicz Z., 2011. *Zjawiska geologiczne w rezerwacie przyrody nieożywionej wietrznia im. Zbigniewa Rubinowskiego w Kielcach*. [W:] Trela W., Złonkiewicz Z. (red.), *Perspektywy rozwoju geoparków w regionie świętokrzyskim*, s. 87–104. Kiel. Tow. Nauk., Kielce.

Złonkiewicz Z., 2016. *Stanowisko C 2. Rezerwat przyrody „Milechowy” – kras i jaskinie w wapieniach górnourajskich*. [W:] Urban J. (red.), *Materiały 50. Jubileuszowego Sympozjum Speleologicznego, Kielce-Chęciny 20–23 października 2016 r. Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika*, Kraków: 43–52.

Złonkiewicz Z., 2021a. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850)*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Złonkiewicz Z., 2021b. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850)*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Złonkiewicz Z., Fijałkowska-Mader A., 2018. *Kamień w architekturze zespołu kościelno-klasztornego na Karczówce w Kielcach (Góry Świętokrzyskie)*. Przegląd Geologiczny, 66 (7): 421–435.

Złonkiewicz Z., Fijałkowska-Mader A., Król P., 2025. *Charakterystyka geologiczna i historia eksploatacji wapieni górnego dewonu na wzgórzu Wietrznia w Kielcach*. Przegląd Geologiczny, 73 (1): 108–120.



VIII. GEO-SŁOWNICZEK

Centrum Geoedukacji, model rafy dewońskiej. Fot. WW

ALUWIA – rodzaj luźnego, młodego geologicznie materiału skalnego (głina, muł, piasek, żwir) o charakterze zawiesiny, transportowanego przez wody płynące na obszarach zalewowych.

ANTYKLINA – wypukła część (połowa) fałdu, w której warstwy skalne wygięte są ku górze. W centralnej części antykliny, zwanej jądrem, występują skały najstarsze, w części zewnętrznej, zwanej skrzydłami – skały najmłodsze.

BIOHERMA – forma skalna soczewkowatego kształtu, wielkości od jednego do kilku metrów, utworzona z nieuławiconych wapieni, zawierających liczne szczątki osiadłych organizmów morskich: koralowców, gąbek, glonów.

BIOKLAST – drobny fragment twardego elementu szkieletowego głównie zwierząt bezkręgowych – całe lub pokruszone muszle, pancerzyki oraz fragmenty budowli organicznych takich jak rafy.

BIOSTROMA – wapień zawierający liczne szczątki osiadłych organizmów morskich (koralowców, gąbek, glonów) i występujących – w odróżnieniu od biohermy – w formie warstwy bądź zespołu warstw.

BREKCJA – skała grubookruchowa składająca się z ostrokrawędzistych fragmentów innych skał, spojonych drobnoziarnistym lepiszczem.

BREKCJA ŚRODFORMACYJNA – inna nazwa – śródwarstwowa, skała okruchowa powstała w wyniku erodowania (niszczenia) i powtórnego osadzenia materiału, który utworzył się jako osad prawie w tym samym czasie, kiedy miała miejsce erozja.

CHALCEDON – skrytokrystaliczna odmiana kwarcu o różnym zabarwieniu i najczęściej muszlowym lub równym przełamie, półprzezroczysta. Jego odmianami są takie kamienie dekoracyjne, jak różnobarwny agat, czerwony karneol, czarny onyks czy zielony chryzopraz.

DENUDACJA – zespół procesów geologicznych takich jak erozja, wietrzenie, ruchy masowe, które prowadzą do niszczenia powierzchni skorupy ziemskiej, czego efektem jest usunięcie wyniesień, wyrównanie bądź obniżanie powierzchni Ziemi.

DRAPERIA – naciek jaskiniowy przypominający kształtem zasłonę bądź firanę, związający ze stropu, ściany lub występu skalnego w jaskini.

EROZJA – ogół procesów na powierzchni Ziemi, związany z niszczeniem, usuwaniem i transportem materiału skalnego przez wiatr, wodę, siły grawitacji i lodowce. Różni się od procesu wietrzenia tym, że obejmuje też procesy transportu zerodowanego materiału, niekiedy na znaczne odległości.

GEOSTANOWISKO – geostanowisko to element dziedzictwa geologicznego obejmujący fragment skorupy ziemskiej lub jej powierzchni o określonych granicach. Dziedzictwem geologicznym są elementy przyrody nieożywionej o unikatowej wartości dla społeczeństwa.

GŁAZ NARZUTOWY – prosty fragment skalny o wielkości głazu lub bloku, czyli o średnicy rzędu co najmniej kilkudziesięciu centymetrów, przyniesiony w dane miejsce przez lądolód lub lodowiec.

GRAPTOLITY – gromada wymarłych, planktonicznych zwierząt kolonijnych należących do półstrunowców. Pojedyncze osobniki osłonięte były zewnętrznym, rurkowatym szkieletem, zwanym teką, zbudowanym z chityny (złożony wielocukier, składnik budulcowy pancerzy skorupiaków). Teki poszczególnych osobników kolonii tworzyły gałązki o różnych kształtach – prostych, spiralnych, siateczkowatych czy drzewkowatych. Zdecydowana większość graptolitów żyła w ordowiku i sylurze.

INTRAKLAST – element skały osadowej odróżniający się od otoczenia, będący fragmentem skonsolidowanego osadu oderwanego od dna zbiornika, przemieszczonego przez prąd wody i ponownie osadzony w tym samym zbiorniku.

INWERSJA RZEŹBY – proces polegający na odmiennym ukształtowaniu powierzchni w stosunku do budowy geologicznej, np. występowanie dolin w miejscu wypukłych form tektonicznych.

KANAŁ KRASOWY – podziemna pustka krasowa o liniowym przebiegu (wydłużeniu), która może (ale nie musi) być drogą przepływu wód

KONKRECJE – skupienia określonego materiału geologicznego tkwiącego w skale, powstałe w wyniku wytrącania się minerałów wokół jakiegoś obiektu w skale. Często mają kształt jajowaty lub kulisty.

KONODONTY – mikroskamieniałości w formie zębokształtnych płytek o różnych kształtach, wielkości 0,2–3 mm, zbudowanych z fosforanu wapnia. Stanowiły one elementy aparatu gębowego wymarłych zwierząt morskich – konodontów, należących do strunowców, które swym kształtem przypominały współczesne minogi. Długość ich ciała wynosiła kilka centymetrów. Konodonty żyły od wczesnego kambru (około 540 mln lat) do późnego triasu (około 220 mln lat) i były one głównie organizmami planktonicznymi.

Powszechność występowania elementów konodontowych, ich duża liczebność i szybka zmienność w czasie spowodowały, że są one wykorzystywane do określania wieku skał jako skamieniałości przewodnie w okresie od ordowiku do końca triasu.

KRAS KOPALNY – ogół form krasowych powstałych w minionych epokach geologicznych, współcześnie wypełniony młodszymi osadami i w związku z tym, nie spełniający już roli, którą kras zwykle spełnia w skorupie ziemskiej, czyli nie jest drogą krasowego krążenia wody.

KRAS RELIKTOWY – paleokras, to zespół form krasowych, które powstały w przeszłości geologicznej w innych warunkach klimatycznych i przy innym poziomie wód, a obecnie są nieaktywne, często suche i znajdują się powyżej obecnego poziomu wód gruntowych, będąc pozostałościami dawnych systemów jaskiniowych i rzeźby terenu w skałach węglanowych.

LEJ KRASOWY – forma krasowa o charakterze zagłębienia na powierzchni terenu, powstała w wyniku rozpuszczania skał przed wodę lub ich zawalania się nad podziemnymi pustkami krasowymi. Kopalne leje krasowe wypełnione są osadami.

LITOKLAST – drobny fragment innej skały (magmaowej, osadowej, żyłowej lub metamorficznej tkwiący w skale osadowej).

LUKA STRATYGRAFICZNA – termin w geologii oznaczający brak w profilu geologicznym osadów określonego wieku. Brak ten związany jest z erozją (niszczeniem warstwy skalnej) lub zatrzymaniem procesu sedymentacji (gromadzenia się osadu) w określonym przedziale czasu.

LUSTRO TEKTONICZNE – to rodzaj struktury ślizgowej o gładkiej, często lśniącej, powierzchni, powstałej w wyniku przesuwania się mas skalnych względem siebie po płaszczyźnie uskoku tektonicznego przy dużym nacisku i tarcu.

MAŁŻORACZKI – gromada skorupiaków o niewielkich rozmiarach (0,5–5 mm), których ciało pokrywa dwuczęściowy pancerzyk, zachowujący się jako skamieniałość. Pojawiły się w kambrze i żyją do dziś zarówno w wodach słonych i słodkich, a także na lądzie w wilgotnym środowisku.

MARTWICA WAPIENNA – skała wapienna powstająca w wyniku wytrącania się węglanu wapnia z wód źródłanych, zarówno zimnych jak i gorących, pod wpływem gwałtownego spadku ciśnienia lub temperatury (w przypadku wód gorących).

MATA MIKROBIALNA – cienka, zwykle wielowarstwowa powłoka zbudowana z kolonii drobnoustrojów: sinic (cyanobakterie) lub prymitywnych, jednokomórkowych organizmów podobnych do bakterii tzw. archeonów. Powstaje na dnie płytkich zbiorników wodnych.

MATERIAŁ PIROKLASTYCZNY – produkty erupcji wulkanicznej różnej wielkości wyrzucone w powietrze i osadzające się na powierzchni terenu w różnej odległości od miejsca erupcji, niekiedy wiele kilometrów od tego miejsca.

MEGABREKCJA – skała (brekcja) złożona z bardzo dużych fragmentów innych skał, tkwiących w drobnoziarnistym materiale; może być efektem procesów osuwiskowych.

MINERALIZACJA HYDROTHERMALNA – wytrącanie się minerałów z gorących roztworów wodnych w szczelinach i spękaniach skalnych.

MISA NACIEKOWA – forma naciekowa o kształcie zagłębienia na dnie jaskini, powstała w wyniku odgazowania z roztworów dwutlenku węgla.

MSZYWIOŁY – typ wodnych, głównie morskich, kolonijnych zwierząt bezkręgowych. Tworzą różnokształtne kolonie, o wysokim stopniu organizacji, zwane zoariami. Pojedyncze osobniki mają w części głowowej aparat czułkowy, tzw. lofofor, pełniący funkcję organu oddechowego i filtrującego wodę. Mszywioły żyją od ordowiku do dziś.

NIEZGODNOŚĆ EROZYJNA – brak ciągłości warstw skalnych, związany z erozją (niszczeniem warstwy skalnej). Może wskazywać, że osadzanie materiału skalnego nie było procesem ciągłym np. starsza warstwa skał narażona była na erozję przez pewien czas, zanim nastąpił proces gromadzenia się osadu młodszego.

NIEZGODNOŚĆ KĄTOWA – położenie różnowiekowych kompleksów skalnych pod różnym kątem względem siebie.

OROGENEZA – długotrwały proces związany z tektonicznymi ruchami górotwórczymi, liczący setki milionów lat, zachodzący przede wszystkim na granicach płyt litosfery, tworzący m.in. pasma górskie.

OTWORNICE – jednokomórkowe organizmy należące do ameboidów (królestwo protista), których ciało osłania skorupka, okrągłego, stożkowatego lub dyskooidalnego kształtu, zbudowana z węglanu wapnia (otwornice wapienne), krzemionki, ziarenek piasku (otwornice aglutynujące) lub substancji organicznej. Wielkość otwornic wynosi od 0,1 do kilku milimetrów. Żyją od kambru do dziś w wodach zarówno jako formy planktoniczne – utrzymujące się w toni wodnej jak i bentoniczne, na dnie zbiorników. Skorupki form kopalnych są mikroskamieniałościami.

OSADY KLASTYCZNE – materiał składający się z fragmentów starszych okruchów minerałów i skał oderwanych od innych utworów geologicznych w wyniku procesu wietrzenia fizycznego.

PLATFORMA WĘGLANOWA – obszar dna płytkiego, szelfowego lub epikontynentalnego, ciepłego morza strefy zwrotnikowej lub podzwrotnikowej, w którym ma miejsce bujny rozwój życia organicznego i odbywa się sedymentacja osadów węglanowych.

POLA RYŻOWE – rodzaj nacieków jaskiniowych mających postać płytkich, tarasowato ułożonych miseczek usytuowanych jedna nad drugą i przypominających wyglądem pola ryżowe.

PONOR – forma terenu charakterystyczna dla obszarów krasowych, o kształcie otworu bądź korytarza wydrążonego przez wodę. Miejsce, gdzie wody strumieni (rzek, potoków) wpływają pod powierzchnię terenu znikając w podziemnych systemach jaskiniowych.

POLA RYŻOWE – rodzaj nacieków jaskiniowych mających postać płytkich, tarasowato ułożonych miseczek.

PROCESY KRASOWE – zespół procesów, związanych z rozpuszczeniem skał węglanowych (wapień, dolomit), siarczanowych (gips) i soli (sól kamienna) przez wodę zawierającą dwutlenek węgla. Ma charakter podziemny i powierzchniowy. Efektem tych procesów jest powstawanie różnorodnych form krasowych.

REGRESJA – proces wycofywania się morza z zalanego terenu w wyniku obniżenia poziomu wód morskich lub tektonicznego podnoszenia się terenu.

RÓWNIA ZALEWOWA – najniższy, zwykle płaski poziom doliny rzecznej, narażony na zalania powodzią sezonowymi.

RYBY PANCERNE – tarczowce, plakodermy to gromada kopalnych ryb, które żyły od późnego syluru do samego końca dewonu. Zaliczane są do najstarszych reprezentantów ryb. Miały chrzęstny szkielet osiowy oraz strunę grzbietową. Głowę oraz większą część tułowia osłaniał silny pancerz złożony z dużych płyt.

RYSA TEKTONICZNA – forma urzeźbienia powierzchni skalnej, spowodowana tarciem przesuujących się bloków skalnych, wydłużona w kierunku osi ruch.

RZĘKA ROZTOKOWA – rzeka rozgałęziająca się na kilka koryt, z wyspami i mieliznami. Rzeki roztokowe charakteryzują dużymi wahaniami poziomu wód.

SEDYMENTACJA – proces związany z gromadzeniem się osadów na dnie zbiornika wodnego lub na lądzie, w wyniku którego powstają skały osadowe.

SEDYMENTACJA TERYGENICZNA – proces geologiczny polegający na osadzaniu się materiału skalnego i mineralnego (ziaren, okruchów), pochodzącego z niszczenia skał na lądzie, transportowanego następnie przez wodę, lodowce i/lub wiatr, oraz gromadzącego się w zbiornikach wodnych (morzach, jeziorach). Są to osady teryge-

niczne, które po scementowaniu przekształcają się w skały okruchowe, takie jak piaskowce czy łyły.

SEDYMENTACJA WĘGLANOWA – proces geologiczny polegający na powstawaniu osadów skał węglanowych (wapieni, dolomitów, margli) pod wpływem procesów biologicznych i fizykochemicznych zachodzących w morzach i jeziorach.

SKAŁA (OSAD) KLASTYCZNA/DETRYTYCZNA – skała składająca się z fragmentów starszych skał (litoklastów, oderwanych od innych utworów geologicznych w wyniku procesu erozji albo wietrzenia) lub zwięzłych elementów organicznych (bioklastów: fragmentów szkieletów lub skorupki).

SKAMIENIAŁOŚCI PRZEWODNIE – skamieniałości charakteryzujące się wąskim zasięgiem stratygraficznym, czyli krótkim okresem występowania, przy jednocześnie szerokim rozprzestrzenieniu geograficznym, dzięki czemu można je wykorzystać do określania wieku skał osadowych, w których występują. Przykładem takich skamieniałości są graptolity lub konodonty*.

SKAMIENIAŁOŚCI ŚLADOWE – ichnoskamieniałości to ślady działalności życiowej organizmów jak żerowania, przemieszczania się czy robienia kanałów lub korytarzy w miękkim osadzie albo twardej skale.

STALAGMITY – rodzaj nacieków jaskiniowych, które wznoszą się z dna jaskini ku górze, w wyniku gromadzenia się węglanu wapnia wytrącającego się ze zmineralizowanych roztworów wodnych.

STALAKTYTY – rodzaj nacieków jaskiniowych zwisających ze sklepienia jaskini, powstałych w wyniku wytrącania się węglanu wapnia ze zmineralizowanych roztworów wodnych.

STREFA SUBDUKCJI – obszar, gdzie dwie płyty tektoniczne zbiegają się i jedna z nich, zazwyczaj cięższa płyta oceaniczna, zanurza się pod drugą (oceaniczną lub kontynentalną), wsuwając się do płaszcza Ziemi. Prowadzi to do intensywnych zjawisk sejsmicznych (trzęsień ziemi) i wulkanicznych, tworzenia głębokich rowów oceanicznych oraz łuków wysp wulkanicznych.

SYNKLINA – wklęsła część (połowa) fałdu, w której warstwy skalne wygięte są do dołu.

SZELF – część płyty kontynentalnej zalana stosunkowo płytkim morzem.

TARAS KEMOWY (TERASA KEMOWA) – forma rzeźby terenu o kształcie półki obciętej z jednej strony zboczem (skarpią), powstała w wyniku nagromadzenia się utworów wodnolodowcowych, najczęściej piasków i żwirów, w obniżeniu pomiędzy

łądolodem a stokiem wzniesienia. Zbocze tarasu wyznacza miejsce, z którego znikł łądolód.

TRANSGRESJA – proces wkraczanie morza na ląd, związany z podniesieniem się poziomu wód morskich lub tektonicznym obniżaniem się powierzchni terenu.

USKOK – pęknięcie skorupy wzdłuż, którego nastąpiło wzajemne przesunięcie mas skalnych. W wyniku pionowego, pochyłego lub poziomego przemieszczenia się skał w wyniku ruchów tektonicznych.

USKOK PRZESUWCZY – uskoki, na którym przemieszczenie zachodzi równoległe do rozciągłości powierzchni uskokowej.

USKOK ZRZUTOWY – uskoki, na którym przemieszczenie zachodzi w płaszczyźnie pionowej.

WIETRZENIE – proces geologiczny, polegający na fizycznym lub chemicznym rozpadzie skał w wyniku zmian termicznych na powierzchni Ziemi, chemicznego działania wody, powietrza lub organizmów żywych.


ZŁOŻE – naturalne nagromadzenie kopaliny (skały i/lub minerału), które może być przedmiotem eksploatacji.

Legenda

Wydzielenia geologiczne - stratygrafia:

	czwartorzęd
	neogen
	paleogen-neogen
	kreda
	jura
	trias
	perm
	karbon
	dewon
	sylur
	ordowik
	kambr

-  Geostanowisko Geoparku na terenie Gminy i Miasta Chęciny
-  Geostanowisko Geoparku na terenie Miasta Kielce
-  Geostanowisko Geoparku na terenie Miasta i Gminy Morawica
-  Geostanowisko Geoparku na terenie Gminy Nowiny
-  Geostanowisko Geoparku na terenie Miasta i Gminy Piekoszów

 forma antropogeniczna – hałda, nasyp

 zbiornik wodny

Chęciny siedziba gminy

 granica gminy

 droga krajowa


 droga wojewódzka


 linia kolejowa


 rzeka

 uskoki


 szlaki piesze

 szlaki miejskie i spacerowe

 szlaki rowerowe

 ścieżka dydaktyczna lub edukacyjna

 szlak jeździecki

 szlak kajakowy

Legenda do geologicznej mapy Geoparku Świętokrzyskiego



**Państwowy Instytut Geologiczny
Państwowy Instytut Badawczy**

Oddział Świętokrzyski
ul. Zgoda 21
25-378 Kielce
www.pgi.gov.pl/kielce

ISBN 978-83-68623-87-1