

Geopark Góra Św. Anny – „król-tułacz” wrócił na stolicę!

Paweł Woźniak¹, Rafał Sikora¹, Krzysztof Lason¹, Marek Markowiak¹, Janusz Haisig¹,
Joachim Szulc², Hans Hagdorn³



P. Woźniak



R. Sikora



K. Lason



M. Markowiak



J. Haisig



J. Szulc



H. Hagdorn

The St. Anne's Mountain Geopark – “The King Wanderer” is back on his throne! Prz. Geol., 59: 291–310.

Abstract. Due to numerous geological phenomena on a virtually small territory, the St. Anne's Mountain and its areas has an excellent chance to become one of the most significant geotouristic regions in Poland. The designed geopark, apart from its main goal which is to promote the earth education, will also affect the tourism and economy growth within the region. The area will enable us to look into the future of our planet through the prism of processes, which created its environment in the past. Discovering the earth mysteries, acquainting oneself with the contents of drafted plates, and close contact to geology will encourage people, especially the younger generation, to explore the adjacent surroundings and the whole world.

The St. Anne's Mountain was given national status by the Ministry of the Environment on the basis of the review, made by the Polish Geological Institute – National Research Institute Upper Silesian Branch in Sosnowiec, entitled: The St. Anne's Mountain Geopark – the documentation and suggestions on its protection. Research along with observation results on the field and laboratory works between 2008 and 2010 were included in the above mentioned review.

Keywords: St. Anne's Mountain, geopark, geotourism, geologic education

Nieożywione komponenty środowiska przyrodniczego były do niedawna całkowicie pomijane w pojawiających się waloryzacjach i operatach zasobów abiotycznych dotyczących różnych obszarów na terenie całego kraju. Stanowiska geologiczne odsłonięte w trakcie eksploatacji surowców skalnych klasyfikowano zazwyczaj jako miejsca silnie zdegradowane. Zainteresowanie wąskiej grupy hobbystów budziły jedynie te, z których można było pozyskać kolekcjonerskie okazy skał, minerałów czy skamieniałości. Sytuacja ta ulega stopniowo zmianie. Coraz częściej obszary zaniechanej eksploatacji powierzchniowej wykorzystywane są jako poligony badawcze dla uczniów techników geologicznych, studentów geologii oraz jako obiekty turystyczne, umożliwiające łączenie szeroko pojętej edukacji z przyjemnym spędzaniem czasu. Ponadto, w warunkach podnoszenia ogólnego poziomu wykształcenia społeczeństw obok typowej turystyki wypoczynkowej i krajoznawczej pojawiają się potrzeby bardziej wyrafinowane, zaspokajane przez turystykę kwalifikowaną – m.in. dynamicznie rozwijającą się geoturystykę.

Geoturystyka, od lat promowana przez geologów Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB), powoli znajduje swoje miejsce na mapie polskich działań turystycznych. Niestety, często jest postrzegana jako dziedzina wysoko specjalistyczna, niezbyt dochodowa i nudna... Całkowicie niesłusznie!

Przykłady z wielu krajów pokazują, jak – w pozornie nieatrakcyjnych regionach – rozpoznane i odpowiednio opisane stanowiska geologiczne pomagają stworzyć ofertę rekreacyjną, która przyciąga tłumy turystów i przynosi wymierne efekty ekonomiczne. Należy jednak pamiętać, że niezaprzeczalne prawo człowieka do korzystania ze środowiska naturalnego jest nierozzerwalnie związane z odpowiedzialnością za jego stan.

Wiedza o środowisku jest podstawą jego ochrony. Aby zrozumieć sens ochrony danego komponentu przyrody (kamieniołom, odkrywka, skała), konieczne jest jego poznanie oraz dostrzeżenie jego wartości. I to jest niejednokrotnie najtrudniejsze. Są oczywiście na Ziemi rzadkie stworzenia, wyjątkowe obiekty i spektakularne miejsca, o walorach których nikogo nie trzeba przekonywać – te bronią się same. Znacznie więcej jest takich, których piękno i wyjątkowość są ukryte, nienarzucające się, dyskretne, a jednak również są one niezwykle wartościowe.

Góra Św. Anny i jej okolice, z uwagi na skupienie na stosunkowo niewielkim obszarze różnorodnych zjawisk geologicznych, ma doskonale predyspozycje by stać się jednym z ważniejszych punktów geoturystycznych w Polsce. Zaprojektowany geopark oprócz spełnienia swojego głównego zadania – promocji nauk o Ziemi, przyczyni się też zapewne do zwiększenia aktywności turystycznej w regionie oraz jego rozwoju gospodarczego. Obiekt ten umożliwi

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec; pawel.wozniak@pgi.gov.pl, rafal.sikora@pgi.gov.pl, krzysztof.lason@pgi.gov.pl, marek.markowiak@pgi.gov.pl, janusz.haisig@pgi.gov.pl.

²Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2A, 30-063 Kraków; joachim.szulc@uj.edu.pl.

³Muschelkalkmuseum, Schlossstrasse 11, 74653 Ingelfingen; encrinus@hagdorn-ingelfingen.de.

spojrzenie w przyszłość naszej planety poprzez pryzmat procesów, które kształtowały jej środowisko w przeszłości. Odkrywanie tajemnic Ziemi, zaznajomienie się z treścią planowanych tablic, a także bliski kontakt z geologią w terenie pozwolą rozbudzić, szczególnie wśród młodego pokolenia, chęć poznania najbliższego otoczenia i świata. Geopark będzie też atrakcyjnym miejscem do przeprowadzenia lekcji przyrody lub geografii, które na długo zapadną młodzieży w pamięci.

Śledząc losy Góry Św. Anny na przestrzeni dziejów, zauważymy, że miała ona swoje wzloty i upadki. W całej historii było ich kilka. Po okresach dużego zainteresowania regionem – zarówno pod względem naukowym, jak i turystycznym – przychodziła zazwyczaj „posucha”... A więc góra, choć superatrakcyjna pod względem przyrodniczym, niczym król-tułacz błąkała się gdzieś w świadomości ludzkiej, szczególnie w okresach, gdy, zapomniana przez wszystkich, pokrywała się szczelnie zielonym całunem roślin. Cieszymy się, że nasze opracowanie (Woźniak i in., 2010) ponownie skierowało uwagę w jej stronę. Dziś król-tułacz wrócił wreszcie na stolicę!

Góra Św. Anny – kartka z geologicznego kalendarza...

Utwory triasowe na Górnym Śląsku rozpoznane zostały jako jedne z pierwszych w Polsce. Mają one już ponad 100-letnią historię badań, które przeprowadzono w licznych odsłonięciach o dużym znaczeniu naukowym i poznawczym. Zaowocowało to powstaniem (już od połowy XIX w.) istotnych artykułów geologicznych i paleontologicznych, z którymi związane są nazwiska najwybitniejszych badaczy – Eck (1863), Roemer (1870), Gürich (1887), Volz (1901), Wysogórski (1904), Ahlburg (1906), Różycki (1924), Assmann (1913, 1926, 1929, 1932a, b, 1933, 1944) i Siedlecki (1949, 1952).

Osady wapienia muszlowego, które we wschodniej części regionu górnośląskiego zostały poddane wtórnym przeobrażeniom, na Opolszczyźnie, a szczególnie w rejonie Góry Św. Anny, wykształcone są w postaci niezmięnionej lub przeobrażonej tylko w niewielkim stopniu. Nie powinien nas dziwić fakt, że opisane już dość dawno temu charakterystyczne cechy litologiczne tych skał do dziś stanowią podstawę regionalnej stratygrafii. To właśnie z tego obszaru pochodzą stratotypy takich wydzieleni jak warstwy gogolińskie, górażdzańskie, a także diploporowe, zwane dawniej dolomitami jemielnickimi. Stąd też pochodzą pierwsze opisy triasu górnego w typowej facji kajpru i retyku (Assmann, 1926, 1929). Wiele uwagi poświęcono także wulkanizmowi Góry Św. Anny, w którego efekcie powstały skały wylewne i piroklastyczne, oraz blokom skał triasowych i kredowych tkwiących w ich masie. Kamieniołomy na Górze Św. Anny i w Gogolinie stały się ponadto podstawą opracowanych przez Assmanna (1944) stratygrafii i paleontologii retu i dolnego wapienia muszlowego, prace te traktowano jako punkt odniesienia w badaniach analogicznych utworów w całej Polsce i we wschodnich Niemczech.

Zaniechanie eksploatacji wapieni i nefelinitów (określanych pierwotnie jako „bazalty”) w latach międzywojennych spowodowało stopniową degradację odkrywek. Duży kamieniołom przy północnym murze klasztoru Św. Anny całkowicie zasypało już na przełomie XIX i XX w. Tylko jeden, tzw. *Amfiteatr*, zagospodarowany przez Niemców jako miejsce patriotycznych zjazdów, utrzymywany był we względnie porządku. Pokrywana skutecznie i metodycz-

nie przez roślinność, Góra Św. Anny odchodziła powoli w niepamięć...

Późniejsze badania, rozpoczęte po 1945 r. i trwające głównie do połowy lat 50. XX w., koncentrowały się głównie na pracach petrograficznych. Jedno z ważniejszych opracowań dotyczących wulkanitów przedstawiła w 1967 r. Chodyniecka. Autorka zaliczyła opisywane tu wcześniej „bazalty” do nefelinitów. Dzięki badaniom paleomagnetycznym i izotopowym wykonanym w latach 70. (Kruczyk i in., 1977a, b; Birkenmajer i in., 1974a, b, 1977) stwierdzone zostały dwie fazy annogórskiego wulkanizmu oraz ustalono głębokość zalegania komory magmowej.

Po wielu latach zapomnienia Góra Św. Anny kolejny raz przypomniła o swoim istnieniu współczesnym przedstawicielom i miłośnikom szeroko pojętych nauk o Ziemi. Jej duża różnorodność geologiczna spowodowała, że w ostatnich kilkunastu latach zainteresowanie tym obszarem wzrosło, zarówno w sferze naukowej, jak i turystycznej. Pojawiły się kolejne istotne publikacje – w tym popularno-naukowe (Wielgosik & Pigulska, 2002; Niedźwiedzki & Zarankiewicz, 2007; Gołąbek, 2009) i oparte na badaniach (Hagdorn & Głuchowski, 1993; Niedźwiedzki, 1993a, b, 1994, 2000; Szulc, 2000; Birkenmajer & Pécskay, 2002). W rejonie Góry Św. Anny odbywały się także ważne konferencje geologiczne krajowe i międzynarodowe (Woźniak i in., 2005; Szulc & Becker, 2007) oraz liczne praktyki studenckie. Z myślą o turystach, staraniami pracowników Parku Krajobrazowego *Góra Św. Anny*, wytyczono kilka lat temu krótką, pilotażową ścieżkę dydaktyczną przebiegającą w obrębie kamieniołomu nefelinitów (Zarankiewicz i in., 2006).

Kilka słów o Górze Św. Anny

Góra Św. Anny – 404 m n.p.m. – położona jest w zachodniej części Wyżyny Śląskiej. Tworzy najwyższe wzniesienie rozciągającego się z północnego-zachodu na południowy-wschód Grzbietu Chełmu, którego długość wynosi ok. 20 km, a szerokość ok. 5 km (Marcinek, 1977). Grzbiet ten, znacznie wystający ponad otaczający teren, zapada na południe i zachód w kierunku doliny Odry. Jego wschodnie zbocze jest nieco mniej strome, zaś północne łagodnie przechodzi w Równinę Opolską. W zróżnicowanej morfologii grzbietu obok Góry Św. Anny znajduje się szereg mniejszych wzniesień. Do najbardziej charakterystycznych należą: położona w zachodniej części grzbietu Ligocka Góra Kamienna (326 m n.p.m.), Biesiec (350 m n.p.m.), Wysocki Las (385 m n.p.m.), Stoki (308 m n.p.m.) oraz Bukowy Bór (308 m n.p.m.).

W 1988 r. utworzono tu Park Krajobrazowy *Góra Św. Anny* o powierzchni 5,05 ha. Ponadto, sama góra wytypowana została jako 1 z 15 najcenniejszych polskich krajobrazów, proponowanych do Listy Światowego Dziedzictwa UNESCO. Administracyjnie obszar parku położony jest we wschodniej części województwa opolskiego, na pograniczu powiatów Strzelce Opolskie i Krapkowice oraz gmin Leśnica, Gogolin, Strzelce Opolskie, Zdzeszowice i Ujazd. Góra Św. Anny należy do gminy Leśnica w powiecie Strzelce Opolskie.

Wcześniejsze nazwy Góry Św. Anny to: Chełm (wzgórze, wzniesienie), Góra Chełmowa, Góra Chełmska, Wysoka Góra, Góra Św. Jerzego (od znajdującej się tu niegdyś kapliczki św. Jerzego), Święta Anna (Świętojańska, Świętoanieńska lub Annaberg) i Sankt Annaberg. Obecna nazwa pochodzi od imienia patronki kościoła i klasztoru

franciszkańskiego znajdującego się w centrum miejscowości o tej samej nazwie.

Ludzie od dawna zastanawiali się, skąd 400-metrowe wzniesienie pojawiło się w całkiem płaskiej okolicy. Dość ciekawej odpowiedzi na to pytanie udzielił poeta epicki, ksiądz Norbert Bończyk, który w swoim dziele z 1886 r. pisze, że *Góra Chelmska dlatego oderwała się w dniach Potopu od masywu Gór Olbrzymich, aby Bolesławowi Chrobremu wytyczyć drogę na zachód*. W ten sposób nabiera ona znaczenia „politycznego symbolu”, a skądinąd wiemy, że w tradycji ludowej traktowano ją jako miejsce kultu religijnego pogańskich Słowian na Śląsku (Janikowska-Skware, 1980).

Poza charakterem kultowym Góra Św. Anny zajmuje szczególne miejsce także w historii Śląska. Tutaj w 1921 r. rozegrała się zwycięska bitwa powstańców śląskich (III powstanie śląskie) z wojskami niemieckimi (Niederliński, 1981). Pomimo tego faktu góra na kolejne 24 lata znalazła się w granicach państwa niemieckiego.

Jednym z obiektów silnie związanym z krajobrazem Góry Św. Anny jest pomnik *Czynu Powstańczego* dłuta Xawerego Dunikowskiego. Stał on w miejscu, w którym przed II wojną światową Niemcy wybudowali mauzoleum nazistowskie (Niedźwiedzki & Zarankiewicz, 2007). Adolf Hitler, już jako kanclerz III Rzeszy, dość energicznie przystąpił do wznoszenia monumentalnych budowli, które propagowałyby siłę i potęgę narodu niemieckiego. Na Górze Św. Anny powstał w latach 1934–1938 duży kompleks architektoniczny, który składał się z amfiteatru skalnego, mauzoleum, schroniska młodzieżowego oraz otaczającego całość parku z licznymi ścieżkami spacerowymi. Autorami

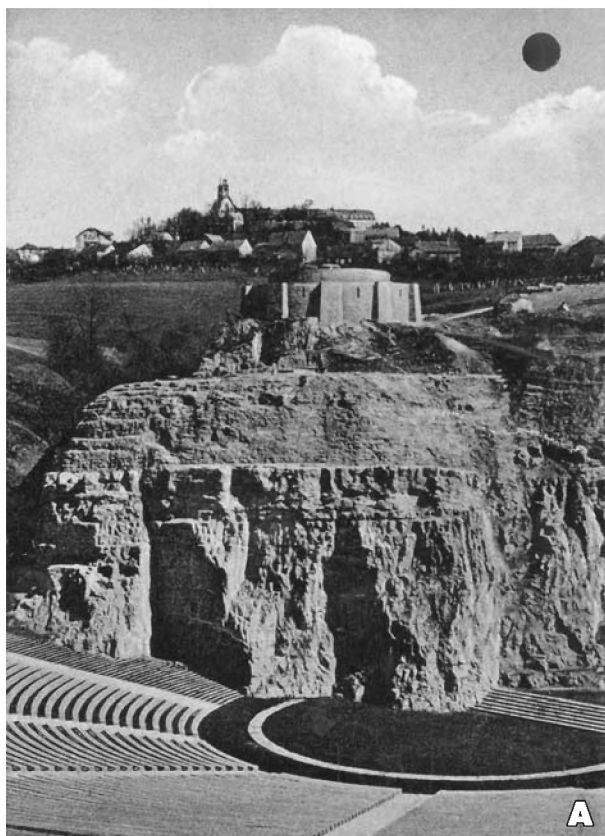
głównej części projektu byli berlińscy architekci – Franz Böhmer i Georg Petrich. Samo mauzoleum było dziełem Roberta Tischnera, który nadał mu militarny charakter. Cylindryczna budowla z potężnymi przyporami przypominała z daleka wieżę czołgu (ryc. 1A).

Wejście do mauzoleum prowadziło przez masywne drzwi od strony zachodniej. Obiekt składał się z dwóch części. Niższa, wykuta w skale nazywana była *Halą Zmarłych*. Stał w niej posąg wojownika, a w niszach bocznych umieszczone były sarkofagi z prochami niemieckich żołnierzy. Hala wyższa pokryta była kopułą z latarnią na granitowej konstrukcji. Ściany ozdobiła kolorowa (przeważnie złota) mozaika, przedstawiająca orła i swastykę. Oficjalnego otwarcia pomnika dokonano 22 maja 1938 r. (Niedźwiedzki & Zarankiewicz, 2007).

Historia niemieckiego mauzoleum kończy się 16 października 1945 r. To właśnie wtedy, podczas pierwszych po wojnie powiatowych dożynek połączonych ze Złotem Weteranów Powstań Śląskich obiekt został wysadzony w powietrze. Po wielu latach na jego miejscu stanęła rzeźba Xawerego Dunikowskiego (ryc. 1B).

Dunikowski w pierwszym projekcie zakładał wykorzystanie stromej ściany urwiska (nad którym stał później pomnik) i umieszczenie na niej płaskorzeźby przedstawiającej łuczników słowiańskich. Koncepcja dotycząca charakteru i znaczenia dzieła zmieniała się kilkakrotnie, ale po wielu latach pracy artysta zrealizował swą myśl twórczą – pomnik *Bojowników o Wolność i Demokrację*, symbol wyzwolenia Śląska (Niederliński, 1981).

Monumentalna rzeźba w charakterystyczny dla Dunikowskiego sposób opiera się na formach kształtowanych



Ryc. 1. A – Góra Św. Anny – kamieniołom *Amfiteatr*. Pocztówka z 1938 lub 1939 r. (kolekcja J. Szulca), **B** – Góra Św. Anny – kamieniołom *Amfiteatr* obecnie. Fot. M. Markowiak

Fig. 1. A – The St. Anne's Mountain – *Amfiteatr* quarry. Old postcard from 1938 or 1938 (coll. J. Szulc), **B** – The St. Anne's Mountain – *Amfiteatr* quarry – recent view. Photo by M. Markowiak

za pomocą wielkich płaszczyzn składających się na zwartą bryłę (do jej wybudowania zużyto 260 m³ granitu o wadze 782 ton). Na podeście stoją cztery filary zwieńczone architrawem. Zewnętrzne ściany pylonów pokryte są scenami ilustrującymi dzieje walk wyzwoleniczych ludu śląskiego w ciągu wieków. Przy wewnętrznych ścianach pylonów ustawiono cztery dwumetrowe postacie z granitu otaczające znajdujący się pośrodku znicz, na którym wykuty jest Śląski Krzyż Powstańczy i Krzyż Grunwaldu. Osiem głów u zbiegu pylonów przedstawia typy ludzi śląskich – głowy szlachetne, pełne zaciętości i skupienia. Wiodące z trzech stron schody łączą monument z obszernym placem (Szypowska, 1969).

Znajdujący się poniżej kamienny amfiteatr może pomieścić od 7 tys. (miejsca siedzące) do 23 tys. osób (miejsca stojące). Pierwszego uroczystego otwarcia dokonano wraz z odsłonięciem pomnika mauzoleum w maju 1939 r. Brali w nim udział przedstawiciele wysokich władz NSDAP (Niederliński, 1981). Honorowym gościem miał też być sam kanclerz III Rzeszy, ale w związku z rzekomym, planowanym na jego osobę zamachem odwołał swój przyjazd.

Obok ważnych historycznych, kulturowych i kulturowych miejsc (ok. 200 zabytków) na obszarze parku krajo-
brazowego podziwiać można bogactwo żywej przyrody, m.in. najdalej na zachód wysunięte stanowisko trzmieliny brodawkowej, 832 gatunki roślin naczyniowych, rośliny kserotermiczne, rzadkie okazy bezkręgowców, ptaków legowych, ptaków drapieżnych (od myszołowów zwyczajnych po kobuzy), 4 gatunki nietoperzy, sowy, dzięcioły oraz wiele gatunków leśnych ssaków. Zbocza Góry Św. Anny pokryte są lasem bukowym i bukowo-dębowym, spotykane są też dość znacznych rozmiarów modrzewie, zwane na Śląsku „brzymami” (Szypowska, 1969).

Duża różnorodność przyrodnicza związana jest ze specyficznym i stałym mikroklimatem (długie lato, duża wilgotność powietrza), na który wpływ ma ukształtowanie terenu parku. Niewątpliwie morfologia Góry Św. Anny powiązana jest z charakterystyczną budową geologiczną tego miejsca, a znajdujące się w obrębie parku odsłonięcia stanowią kolejną atrakcję turystyczną – ciekawe pomniki przyrody nieożywionej (geologicznej). Pod względem geologicznym Góra Św. Anny jest wyjątkowym miejscem, gdzie na małym obszarze obserwuje się morskie utwory triasu i kredy, rozwinięte na trzasku powierzchni zrównań, kalderę wulkaniczną oraz zręby i rowy tektoniczne, a także niewielkie jaskinie krasowe.

Góra Św. Anny – dokumentacja

Podstawą do nadania przez Ministerstwo Środowiska rejonowi Góry Św. Anny statutu krajowego geoparku (drugiego w Polsce) było opracowanie pt.: *Geopark Góra Św. Anny – udokumentowanie i propozycja jego ochrony* wykonane przez Oddział Górnośląski Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Sosnowcu (Woźniak i in., 2010). Przedstawiono w nim wyniki badań i obserwacji poczynionych podczas prac terenowych i laboratoryjnych wykonywanych w latach 2008–2010.

We wstępnym etapie realizacji zadania wykonano przegląd zasobów dostępnej literatury i źródeł informacji kartograficznej, tematycznie związanych z projektowanym przedsięwzięciem. Umożliwiło to przygotowanie planu działań geologicznych, które podzielone zostały na

trzy główne etapy – prace terenowe, laboratoryjne i kameralne.

W ramach prac terenowych na obszarze planowanego geoparku (powierzchnia ok. 29 km²), obejmującego Górę Św. Anny i jej najbliższe otoczenie, przeprowadzono szczegółowe zdjęcie geologiczne w skali 1 : 10 000. W celu właściwego udokumentowania mapy odwiercono ręczną sondą kartującą 216 otworów o średniej głębokości 3 m oraz – sondą mechaniczną – 27 otworów o głębokości od kilku do ok. 20 m. Otwory uzyskane za pomocą sondy mechanicznej dokumentują osady czwartorzędowe oraz ich podłoże. Ponadto wykonano 200 km marszrut.

W trakcie prac terenowych przeprowadzono wstępną wizję lokalną, podczas której sporządzono karty inwentaryzacyjne odsłoneń. Zawierają one podstawowe informacje dotyczące lokalizacji danego obiektu, jego aktualnego stanu, a także krótki opis geologiczny i ocenę walorów atrakcyjności turystycznej, naukowej i dydaktycznej. Przegląd kart inwentaryzacyjnych pozwolił wyłonić najciekawsze odsłonięcia, które włączono do planowanej ścieżki edukacyjnej. W kluczowych punktach pobrano próbki do badań petrograficznych, mineralogicznych, paleontologicznych, sedymentologicznych i geochemicznych. Wykonano również pomiary GPS i liczne fotografie dokumentacyjne oraz wytyczono przebieg szlaku edukacyjnego, a także wyznaczono miejsca posadowienia tablic informacyjnych.

Prace laboratoryjne polegały w głównej mierze na maceracji pobranych próbek skalnych oraz, w późniejszym okresie, na przygotowaniu płytek cienkich i zglądów. Próbkę poddano analizie mikrofacjalnej w celu wyróżnienia głównych komponentów utworów węglanowych, ultrastruktur i mikroskamieniałości oraz obserwacji rodzaju i stopnia zaawansowania procesów diagenetycznych – tak wczesnych, jak i późnych. Przeprowadzono także badania petrograficzne, mineralogiczne i geochemiczne skał wulkanicznych występujących w rejonie Góry Św. Anny. Ich wyniki pozwoliły odtworzyć środowisko i warunki powstawania tych skał. Podobnym badaniom poddano, kontaktujące w obrębie kamieniołomu z wulkanitami, skały osadowe. Otrzymane wyniki posłużyły do określenia genezy występującej tu mineralizacji wtórnej.

Prace kameralne polegały na oznaczaniu materiału mikropaleontologicznego oraz na przeprowadzeniu analizy mikrofacjalnej (rozpoznanie zespołów charakterystycznej fauny). Opracowano także przekroje i mapy geologiczne rejonu Góry Św. Anny w skali 1 : 10 000. Na podstawie zgromadzonej podczas badań i prac terenowych dokumentacji naukowej oraz fotograficznej zaprojektowano tablice edukacyjne. Zawierają one plan geoparku z zaznaczoną trasą ścieżki edukacyjnej i kolejnymi stanowiskami obserwacyjnymi oraz opisy poszczególnych punktów, zobrażone fotografiami, rekonstrukcjami i schematami umożliwiającymi zrozumienie treści merytorycznej. Przygotowano także projekt folderu informacyjnego, który będzie pewnego rodzaju przewodnikiem, ułatwiającym zwiedzanie planowanego geoparku.

Ponieważ geopark przeznaczony będzie dla szerokiej grupy społeczeństwa, staraliśmy się przełożyć specjalistyczne opisy geologiczne na język popularno-naukowy. Założyliśmy, że informacje zawarte w tekście stanowiącej treść tablic edukacyjnych powinny być łatwo przyswajalne, a jednocześnie prezentować wysoki poziom merytoryczny (przykłady tablic w załączniku opracowania – Woźniak i in., 2010).

Opowieści zakłute w kamieniu, czyli geologiczny potencjał Góry Św. Anny...

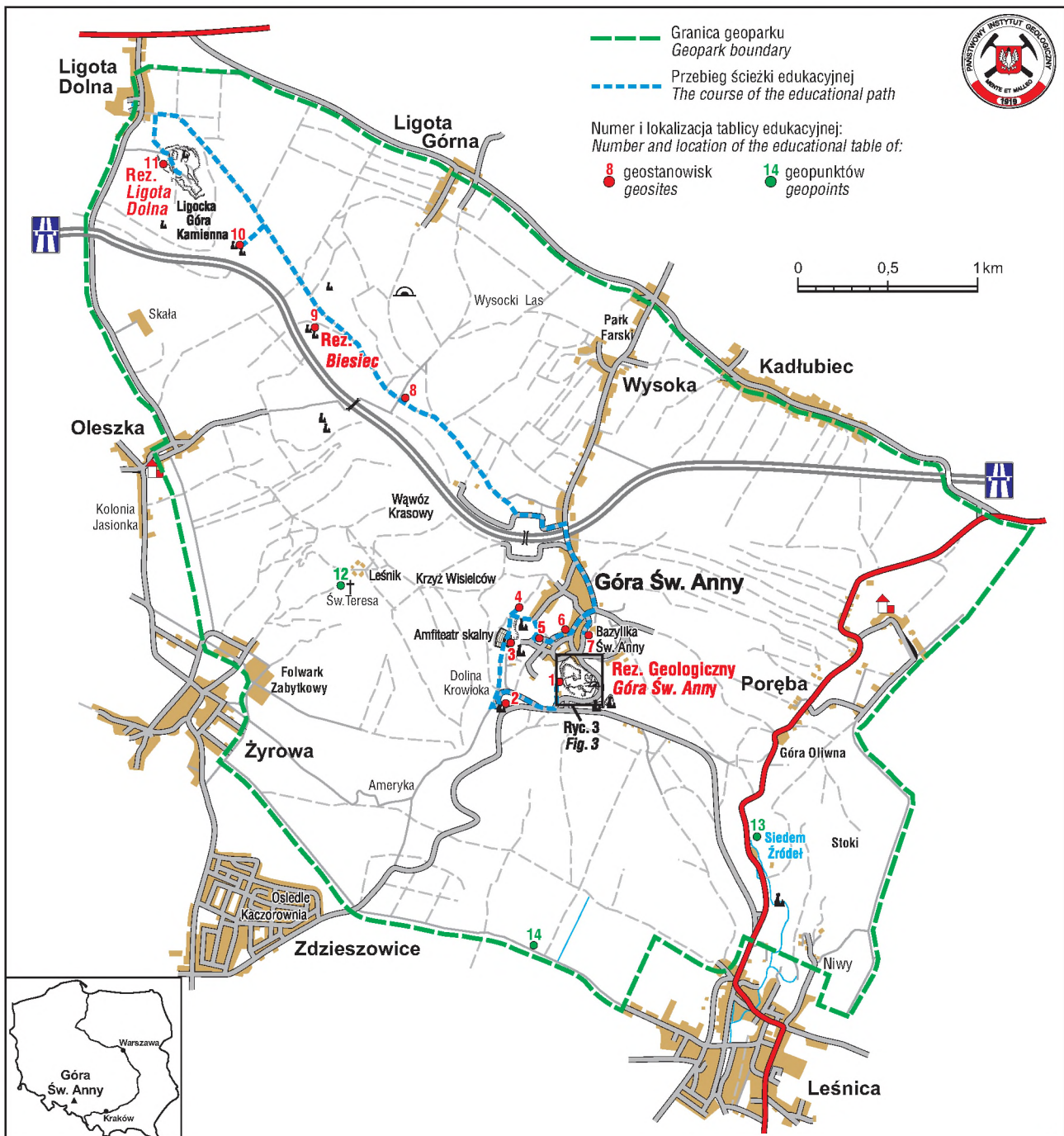
Podstawą organizacji i największą wartością planowanego Geoparku *Góra Św. Anny* jest wyjątkowość i bogactwo geologiczne tego obszaru. Odsłonięcia, wytypowane przez nas w ramach projektowanego szlaku turystycznego, stanowiąc będą istotną pomoc w edukacji geologicznej społeczeństwa – możliwe jest w nich przeprowadzenie „żywych” lekcji przyrody.

Generalnie cała trasa łączy dwa kamieniołomy – wapieni w Ligocie Dolnej i nefelinitów na Górze Św. Anny (ryc. 2, 3). Punkty dokumentacyjne – odsłonięcia, nieczynne kamieniołomy, ciekawe obiekty – nie są równomiernie rozłożone w obrębie projektowanego geoparku. Reprezentują one

odcinek profilu litostratygraficznego od warstw gogolińskich po holocen (ryc. 4). W związku z tym nie jest możliwe poprowadzenie trasy oraz ustawienie tablic objaśniających z zachowaniem ciągłości następstwa geologicznego poszczególnych formacji skalnych. Numery nadane przez nas poszczególnym planszom należy traktować jako propozycje ich lokalizacji, które można zmienić w fazie rzeczywistej realizacji projektu.

1. Kamieniołom nefelinitów.

1.1. Cios termiczny. Zwiedzanie planowanego geoparku proponujemy rozpocząć od najniższego poziomu kamieniołomu. W niewielkim (ok. 3 m) odsłonięciu, w obrębie nefelinitów, widoczne są mniej lub bardziej regularne kolumny, charakteryzujące się trójbocznymi lub sześci-



Ryc. 2. Mapa przebiegu ścieżki i rozmieszczenia tablic edukacyjnych (wg Woźniak i in., 2010, zmienione)
Fig. 2. Map of the path course and locations of educational tables (after Woźniak et al., 2010, modified)



Ryc. 3. Plan kamieniołomu nefelinitów (wg Woźniak i in., 2010, zmienione)
 Fig. 3. Plan of the nephelinite quarry (after Woźniak et al., 2010, modified)

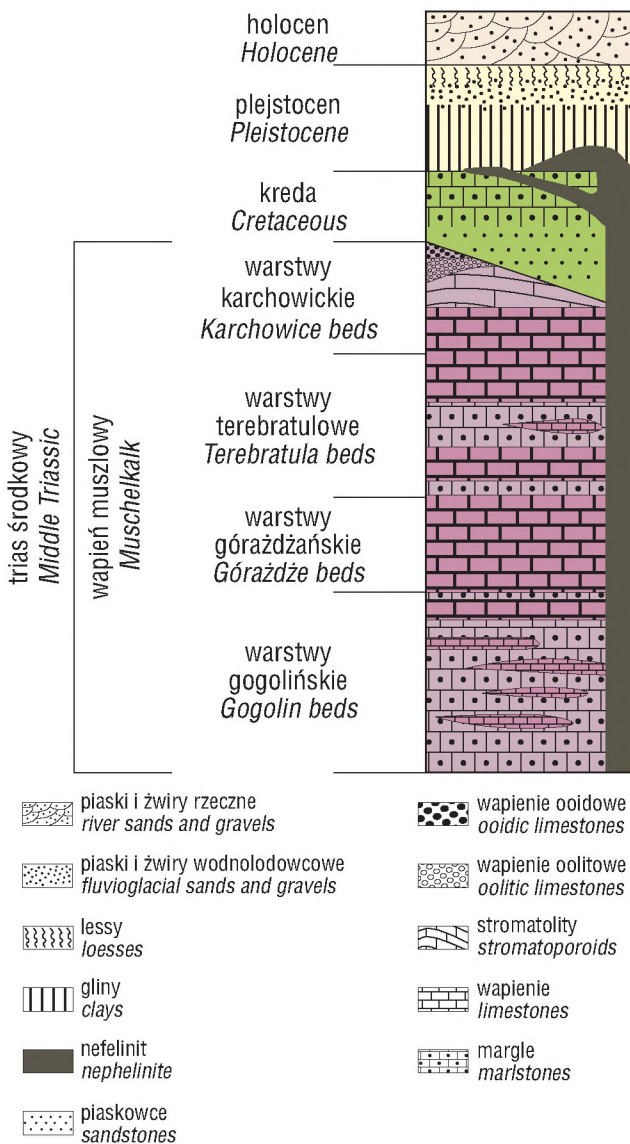
bocznymi przekrojami poziomymi (ryc. 5). Ich średnice nie są tu zbyt duże – wynoszą od 10 do 15 cm, maksymalnie 20 cm. Słupy zapadają w różnych kierunkach, pod zmiennymi kątami (od 60° do 90°). Ściana, którą możemy obserwować, to fragment odsłoniętego przewodu wulkanicznego z wyjątkowo dobrze zachowanym ciosem termicznym.

Wystąpienie termicznego ciosu słupowego w obrębie nefelinitów to zjawisko naturalne, dość często spotykane w odsłonięciach różnych skał wulkanicznych (m.in. bazaltów i ryolitów). Regularne pęknięcia (kolumny) powstają w wyniku gwałtownego ochłodzenia gorącej lawy na kontakcie z zimnymi skałami otoczenia. Lawa, stygnąc, kurczy się, a towarzyszące temu procesowi naprężenia inicjują pęknięcie na podłużne, wielokątne w przekroju poprzecznym słupy (kolumny). Kolumny takie są prostopadłe do powierzchni stygnięcia. Im większa jest odległość lawy od powierzchni kontaktu z innymi skałami (lub atmosferą), tym większa jest regularność słupów.

Nefelinit charakteryzuje się masywną teksturą oraz holokrystaliczno-porfirową strukturą (Majerowicz, 1990). W afanitowym, mikrokryształicznym cieście skalnym tkwią prakryształy piroksenów i oliwinów (wielkość do 3 mm). Oliwin występuje także w formie niewielkich druz (do 3 cm).

Ich geneza nie jest do końca wyjaśniona, choć specjalistyczne badania Chodynkiej (1967) wskazują na hydrotermalne pochodzenie tej generacji oliwinów. W partiach zwietrzałych stwierdzono powłoki serpentynu i zeolity, które są produktem wietrzenia nefelinu (Niedźwiedzki, 1994).

1.2. Piaskowce cenomanu. Z obserwacji, poczynionych przez niemieckich geologów jeszcze podczas eksploatacyjnej działalności kamieniołomu, wynika, że skały kredowe na Górze Św. Anny mają formę wielkich bloków (maksymalnie 70 m) pogrążonych w lawie nefelinitowej (dowód na zapadanie się komory wulkanicznej). Obecnie dobrze zachowany jest tylko jeden z nich – odsłonięta powierzchnia ma ok. 4 m wysokości i 3 m szerokości, ale piaskowiec ciągnie się jeszcze przez 15 m wzdłuż skarpy, pod przykryciem traw (ryc. 6). W bezpośrednim jego sąsiedztwie widoczna jest kolejna ciekawostka geologiczna – brunatna warstewka utworzona z gliny, która podkreśla strefę przeobrażeń termicznych (i chemicznych) na kontakcie z lawą nefelinitową. Piaskowce z kontaktu pod względem składu chemicznego różnią się zasadniczo od piaskowców położonych z dala od intruzji (Woźniak i in., 2010). Roztwory hydrotermalne, towarzyszące wylewom lawy, spowodowały



Ryc. 4. Uproszczony profil litostratigraficzny prezentowany w odsłonięciach Geoparku Góra Św. Anny

Fig. 4. Simplified lithostratigraphic profil showed in outcrops of the St. Anne's Mountain Geopark

wały odprowadzenie z piaskowca SiO_2 (spadek zawartości z 80,1% do 53,8%), doprowadziły natomiast znaczne ilości Na, Mn, Mg, Ni (ponad 10-krotny wzrost zawartości), Fe (5-krotny wzrost zawartości), Ba, Sr (4-krotny wzrost zawartości) oraz, w mniejszym stopniu, Al, Ti, Ca, P, Co, Cu, Ga, Hf, Nb, Rb, U, Th, V, Zn i Zr. W próbkach piaskowca z kontaktu stwierdzono także ok. 10-krotnie wyższe zawartości REE (*Rare Earth Elements*) niż w piaskowcach nieprzeobrażonych. Potwierdza to tezę, że pomagmowe roztwory hydrotermalne były zmineralizowane. Chodyniecka (1967) stwierdziła występowanie sylimanitu na kontakcie nefelinitu z piaskowcami, co pozwala wnioskować, że temperatura lawy była wysoka – ok. 1100°C.

Ustalenie wieku piaskowców (cenoman) stało się możliwe dzięki porównaniu ich pozycji z zawierającymi skamieniałości marglami i wapieniami marglistymi (datowane na turon). Występują one bezpośrednio nad piaskowcami, a więc piaskowce, jako niżejleżące (zasada superpozycji), powinny być starsze (cenoman) (Niedźwiedzki & Zarankiewicz, 2007).

Wśród bloków kredowych, zatopionych w materiale wulkanicznym, występują margle turonu. Tworzą charak-



Ryc. 5. Termiczny cios słupowy
Fig. 5. The thermal columnar joint



Ryc. 6. Blok przeobrażonych piaskowców cenomańskich z widoczną granicą zmian termicznych (linia przerywana na zdjęciu) – brunatnoczerwona otulina. Nefelinit znajduje się pod pokrywą zwietrzelinową. Ryc. 5–6 fot. R. Sikora

Fig. 6. The block of altered Cenomanian sandstones with boundary of thermal alterations (dashed line) – brown-redish envelope. Nephelinite is located beneath the weathered covering Figs. 5–6 photo by R. Sikora

terystyczny pakiet o barwie żółtej z odcieniem brązowym, zbudowany z silnie zdeformowanych i rozsypliwych skał, przeławionych cienkimi warstwami jasnoszarych ilów. W ich obrębie stwierdzono obecność makrofauny. Są to w większości silnie pokruszone jęczowce, brachiopody oraz otwornice. Odsłonięcia kredowych margli i wapieni marglistych w wyższych partiach ściany dolnego wyrobiska są obecnie niedostępne (zarośnięte, przykryte zwietrzeliną). Dzięki odkrytym przez Niedźwiedzkiego (1994) wychodniom wapieni z dobrze zachowaną fauną udało się ustalić ich wiek na górnoturoniński.

1.3. Jaspis i kontakt wapień-nefelinit. Kolejnym ciekawym miejscem zlokalizowanym w obrębie kamieniołomu jest – niepozornie na pierwszy rzut oka wyglądające – pomarańczowobrazowe odsłonięcie w wyższej części wyrobiska (ryc. 7). To największa w Polsce (ok. 2,0×0,5 m) soczewa jaspisu, sięgająca w głąb wychodni na minimum 1 m (Niedźwiedzki & Zarankiewicz, 2007). Nie ma on jednak większej wartości jubilerskiej. Wpływa na to mało efektowne zabarwienie i lokalnie występująca znaczna porowatość minerału. Mimo to, jeśli wziąć pod uwagę



Ryc. 7. Soczewa jaspisu (a) oraz strefa metamorfizmu kontaktowego (największe natężenie zmian – b) w okolicach jej występowania. Pionowa strzałka symbolizuje spadek natężenia przeobrażeń

Fig. 7. The jasper lens (a) and zone of the contact metamorphism (the most intensity – b). The vertical arrow shows the drop of alterations intensity



Ryc. 8. Wychodnie wapieni karchowickich – kamieniołom nefelinitu. Ryc. 7–8 fot. R. Sikora

Fig. 8. Outcrops of Karchowice limestones – nephelinite quarry. Figs. 7–8 photo by R. Sikora

walory przyrodnicze i naukowe jaspisu z Góry Św. Anny, należy mu się szacunek.

Jaspis tworzył się w kilku etapach w wyniku krystalizacji z niskotemperaturowych koloidów, najprawdopodobniej w pustce skalnej, która powstała na kontakcie bazaltu i wapieni już po zakończeniu erupcji wulkanicznej (Woźniak i in., 2010). Jest to skała krzemionkowa, zbudowana głównie z kwarcu krystalicznego, goethytu i podrzędnie z chalcedonu. Jak wynika z badań mikroskopowych, fragmenty charakteryzujące się teksturą kierunkową zbudowane są z kwarcu krystalicznego z domieszką goethytu, przy czym niektóre laminy są wyraźnie wzbogacone w goethyt. Z kolei fragmenty charakteryzujące się teksturą bezładną zbudowane są z kolomorficznymi skupieniami, pierwotnie chalcedonowo-goethytowymi, w których chalcedon w znacznej części uległ rekrystalizacji. W otoczeniu kolomorficznymi skupieniami krystalizował najmłodszy kwarc, często z widocznymi strukturami wzrostu.

Nieopodal soczewy zobaczyć można strefę metamorfizmu termicznego rozwiniętą na granicy nefelinitów i wapieni. Obszar zmian przebiega na odcinku o długości

ok. 1 m. W miejscu bezpośredniego kontaktu nefelinitu z wapieniem występuje białe, sypkie naskorupienie, utworzone głównie przez kalcyt i smektyt. Zmiany termiczne zanikają stopniowo ku dołowi odsłonięcia.

Strefę metamorfizmu kontaktowego obserwować można także ok. 10 m od opisywanego odsłonięcia, w wąskim wcięciu erozyjnym. Ze względu na utrudniony dostęp do obiektu oraz samo niedogodne poruszanie się w jego obrębie (mała przestrzeń wypełniona rumoszem skalnym – bloki mokre i śliskie) nie przewiduje się organizacji ruchu turystycznego w tym miejscu. Najciekawsze spostrzeżenia dotyczące tej strefy zawarte będą w treści tablicy edukacyjnej ustawionej w okolicach soczewy jaspisu. Wyniki badań rentgenostrukturalnych białej substancji pochodzącej z kontaktu nefelinitu i wapieni wskazują na jej złożony skład: kwarc, kalcyt i minerały ilaste (smektyt, kaolinit, illit) oraz chloryt. Zróżnicowany skład chemiczny skał z kontaktu (zarówno wapieni, jak i piaskowców) oraz obecność w nich podwyższonych ilości Pb, Zn, Cd, Cu, Sn, W, Ag, Th i U świadczy o tym, że wylewom lawy towarzyszyły procesy hydrotermalne powodujące mineralizację skał otaczających. Tezę tą potwierdzają wysokie zawartości As, Cu, Zn, W i Te w soczewie jaspisu uważanej za przejaw działalności hydrotermalnej (Woźniak i in., 2010).

1.4. Wapienie warstw karchowickich. Wapienie triasu środkowego odsłaniają się we wschodniej części kamieniołomu (ryc. 8). Charakter skały jest bardzo zmienny – w głównej ścianie przypomina warstwy góraždzańskie (masywne, grubo uwarstwione), a w niższych partiach wyrobiska podobny jest do wapieni gogolińskich (cieńsze warstwy, lokalnie faliste) opisanych w Dolinie Krowioka.

Analizy składu chemicznego węglanów z Góry Św. Anny wykazały, że najczystszy chemicznie wapieniem, zawierającym najwięcej CaO (ok. 55%), a zarazem najmniej SiO₂ i domieszek innych minerałów, są wapienie warstw góraždzańskich i karchowickich, natomiast największą ilością domieszek charakteryzują się węglany warstw terebratulowych (Woźniak i in., 2010).

Choć wychodnie wapieni rozpoznane w obrębie kamieniołomu zaliczane są przez Birkenmajera (1974a) oraz Birkenmajera i Pécskay'a (2002) do warstw gogolińskich, tworzących ich zdaniem blok w nefelinitach, należy je raczej wiązać z wapieniami formacji karchowickiej (Bodzioch, 1989; Niedźwiedzki, 1994; Woźniak i in., 2005).

Osad ten reprezentuje najprawdopodobniej interwał przejściowy między warstwami terebratulowymi oraz dolną częścią warstw karchowickich. Wskazują na to znalezione w obrębie wapieni trochity liliowców *Silesiacrinus silesiacus* – znane na Śląsku dopiero od warstw karchowickich (zasięg podany wg Hagdorna i Głuchowskiego, 1993), typowa dla tej formacji obfitość skrasowiałych penetracji *Balanoglossites* (nory krabów – horyzonty spoiwego dna) i – pojawiający się dopiero od formacji karchowickiej – morfotyp *Punctospirella fragilis* o większych muszlach i wydatniejszych żebrach niż *Punctospirella fragilis*, znana z niższych utworów. Istotne są też: powszechność gąbek *Hexactinellida* ze spikulami o rozmiarach dochodzących maksymalnie do 1 mm (Bodzioch, 1989; Niedźwiedzki, 1994; Woźniak i in., 2005), brak konodontów i kontynuacja (bez niezgodności kątowej) profilu dolnego wapienia muszlowego (najwyższe warstwy gogolińskie – formacja dziewczkowska) w łomach leżących tuż poniżej badanych wychodni (50 m na południowy wschód, po drugiej stronie szosy – Niedźwiedzki, 2000). Podobny obraz wyłania się z mapy geologicznej tego regionu (Niedźwiedzki, 1994).

Nie jest to więc blok, lecz część pokrywy triasowej przebitej przez wulkanity.

Wapienie karchowickie są silnie skrasowiałe. Rozwojowi zjawisk krasowych sprzyjała duża liczba pustek i porów, z których część wypełniona jest obecnie gliną rezydualną. W opisywanej północno-wschodniej części ściany kamieniołomu rozwinęła się niewielka jaskinia. Ma ok. 5 m długości i 0,5 m wysokości (Niedźwiedzki & Zarankiewicz, 2007). Kończy się niezbadaną, wąską szczeliną, idącą ku górze. Przebieg korytarza to NE-SW. Jest to przykład jaskini szczelinowej. Dokładny wiek jej powstania nie jest znany. Najprawdopodobniej utworzyła się w trzeciorzędzie (miocen?).

1.5. Brekcja piroklastyczna. Nad południową krawędzią wyrobiska wznosi się stroma, czerwona górką. Nie jest ona jednak tworem naturalnym. Swój stożkowy kształt zawdzięcza pracownikom dawnego kamieniołomu. Eksploatowane tu kiedyś wapienie i nefeliny pokryte były warstwą tufu, który zasłaniał dojsście do podstawowego złoża. Był on zupełnie nieprzydatny, więc prace górnicze prowadzono wokół miejsca jego wystąpienia, a sam tuf pozostał w pozycji nienaruszonej. Nic lepszego nie mogło się wydarzyć. Brekcja piroklastyczna, kiedyś niepotrzebna, jest teraz jednym z ważniejszych i ciekawszych odsłoneń w całym regionie. Jest ona też niezbitym dowodem pozwalającym określić typ wulkanu, który ok. 27–15 mln lat temu formował się na Górze Św. Anny. Był to stratowulkan. Jego gwałtownym erupcjom, emitującym w powietrze pyły, gazy oraz bomby wulkaniczne, towarzyszyły także wylewy potoków lawowych.

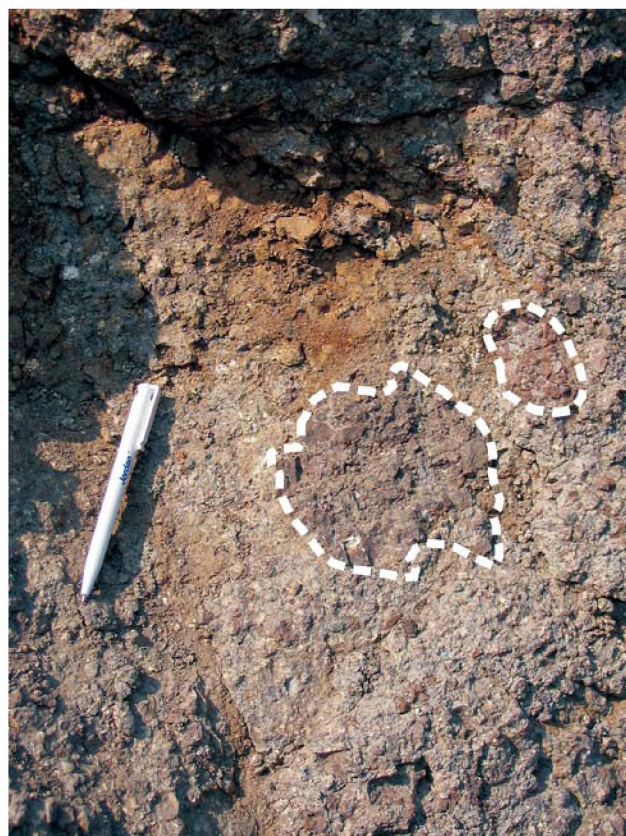
W bardzo drobnej, widocznej obecnie w odsłonięciu brunatnoczerwonej masie tufu (ziarna do 2 mm grubości) znajdują się większe kawałki porwanej lawy – ostrokrawędziste, dochodzące do 22 cm i – znacznie rzadsze – zaokrąglone (ryc. 9). Bloczki ostrokrawędziste to pochodzące z wcześniejszych wylewów fragmenty spojonej lawy, które dostały się w obręb masy tufowej najprawdopodobniej podczas ostatnich erupcji wulkanu na Górze Św. Anny, gdy wybuch rozerwał starszą pokrywę lawową. Zaokrąglone fragmenty nefelinitu, czasami wrzecionowate, są przykładem formowania się płynnej lawy w powietrzu, która, wirując w pędzie, zastyga i tworzy przypominające krople deszczu lapille lub większe bomby wulkaniczne.

Skład chemiczny brekcji tufowo-lawowej różni się wyraźnie od składu lawy nefelinitowej. W brekcji obserwuje się znacznie niższe (ok. 10-krotnie) zawartości Na niż w nefelinicie, co powoduje, że w brekcji, w przeciwieństwie do nefelinitu, K_2O przeważa nad Na_2O . Brekcja charakteryzuje się ponadto znacznie niższymi zawartościami Mg, Ca, Rb oraz niższymi zawartościami V, Sc, Y i wszystkich REE, natomiast znacznie wyższe od próbek nefelinitu są w niej zawartości Sr oraz nieco wyższe zawartości SiO_2 , P i Zr (Woźniak i in., 2010).

Obserwacja utworów piroklastycznych pod mikroskopem jest trudna ze względu na bardzo duże nagromadzenie w skale minerałów nieprzeźroczystych (tlenki i wodorotlenki żelaza). Jedynie w obrębie okruszków brekcji nefelinitowej wyróżnić można pirokseny, które stanowią też główny składnik nefelinitów opisywanych z głębszych partii intruzji, oraz magnetyt.

2. Dolina Krowioka – warstwy gogolińskie.

Dolina Krowioka to jedno z tych miejsc, które ma swój niepowtarzalny i tajemniczy charakter. W zielonej poświacie bukowych drzew ukryta jest ściana dawnego



Ryc. 9. Fragment stożka brekcji piroklastycznej z zaznaczonymi bombami nefelinitowymi. Fot. R. Sikora

Fig. 9. Fragment of the pyroclastic breccia cone with marked nephelinite bombs. Photo by R. Sikora

wyrobiska, w której oglądać możemy najstarsze na Górze Św. Anny skały wapienne – kilkumetrowy fragment (wysokość ok. 4,0–4,5 m, długość ok. 40 m) środkowej części warstw gogolińskich (poziom wapienia marglistego).

Zdecydowaną większość profilu tworzą cienkowarstwowe pelitowe wapienie oraz wapienie margliste i margle o faliście zaburzonym spągu i stropie. Charakterystyczna falistość warstw gogolińskich jest w tym przypadku wynikiem pełnienia niezlityfikowanych (luźnych) mułów wapiennych po skłonie rampy. Miąższość poszczególnych ławic wynosi średnio kilkanaście centymetrów.

Pakiet ten przeławiony jest kilkoma wkładkami wapieni bioklastycznych (wakstony, pakstony) o zmiennej lateralnie grubości. Są to dystalne tempestyty deponowane na skłonie głębokiej rampy. Do tej kategorii osadów należą także wapienie bioklastyczne (twarde i mniej uwarstwione) budujące widoczną w wyższej części odkrywki strukturę pogrążową (długość ok. 1,2 m; górna powierzchnia płaska, dolna wygięta – miseczkowata). We wcześniejszych opracowaniach miejsce to opisywane było jako struktura typu kanału erozyjnego (Woźniak i in., 2005; Niedźwiedzki & Zarankiewicz, 2007), która powstała w czasie sztormu, gdy wzburzone wody przedostające się przez grzbiet mielizny i spływające gwałtownym strumieniem w kierunku laguny żłobiły rynnę w jej miękkich osadach. Jednak, w związku z obserwacjami poczynionymi w ramach realizacji opracowania wykonanego przez Woźniaka i in. (2010), uważamy, że osady te uległy raczej deformacji w wyniku pogrążenia łachy gwałtownie zdeponowanego, gruboziarnistego materiału w obrębie niezlityfikowanych mułów wapiennych i margli (ryc. 10–12). Około 1 m poniżej horyzontu z

pograzem występuje poziom niewielkich, 30-centymetrowych uskoków syndepozycyjnych, którym towarzyszą plastyczne deformacje cienkowarstwowych wapieni, dowa-



Ryc. 10. Struktura pograżowa (zaznaczona strzałką) z widocznym przekrojem poprzecznym. Fot. R. Sikora

Fig. 10. The cross section of the immersed structure (marked with arrow). Photo by R. Sikora



Ryc. 11. Poziomy niewielkich uskoków syndepozycyjnych (zaznaczone strzałkami) zlokalizowane ok. 1 m pod horyzontem z pograzem. Fot. J. Szulc

Fig. 11. Zones of small synsedimentary faults (marked with arrows) located about 1 m beneath horizon with immersed structure. Photo by J. Szulc



Ryc. 12. Plastyczne deformacje cienkowarstwowych wapieni występujące przy powierzchni uskokowych – powiększenie ryc. 11. Fot. J. Szulc

Fig. 12. Plastic deformations of thin-bedded limestones occurred near faults surfaces – magnification of fig. 11. Photo by J. Szulc

dzące aktywności sejsmicznej tego obszaru w czasie depozycji warstw gogolińskich.

Zespół faunistyczny stwierdzony w odsłonięciu jest dość ubogi. Sporadycznie spotykane są typowe dla górnych warstw gogolińskich pojedyncze, duże osobniki małży *Plagiostoma striatum*, a także trochity liliowców. W obrębie wapieni bioklastycznych (struktura pograżowa – dolne partie) skamieniałości są liczniejsze, należą do nich głównie próżnie po rozpuszczonych ślimakach i łódkonogach (oryginalny materiał nie zachował się w stanie kopalnym). Wśród skamieniałości śladowych (ichnofosylia) dosyć częste są *Rhizocorallium commune*. Oprócz tego znaleziono *Pholeus* isp. Ubóstwo skamieniałości oraz ogólnie ciemna barwa skały sugerują, że osad ten pierwotnie powstawał w spokojnych, słabo natlenionych wodach dość głębokiego skłonu rampy.

3. Kamieniołom *Amfiteatr* – ściana główna.

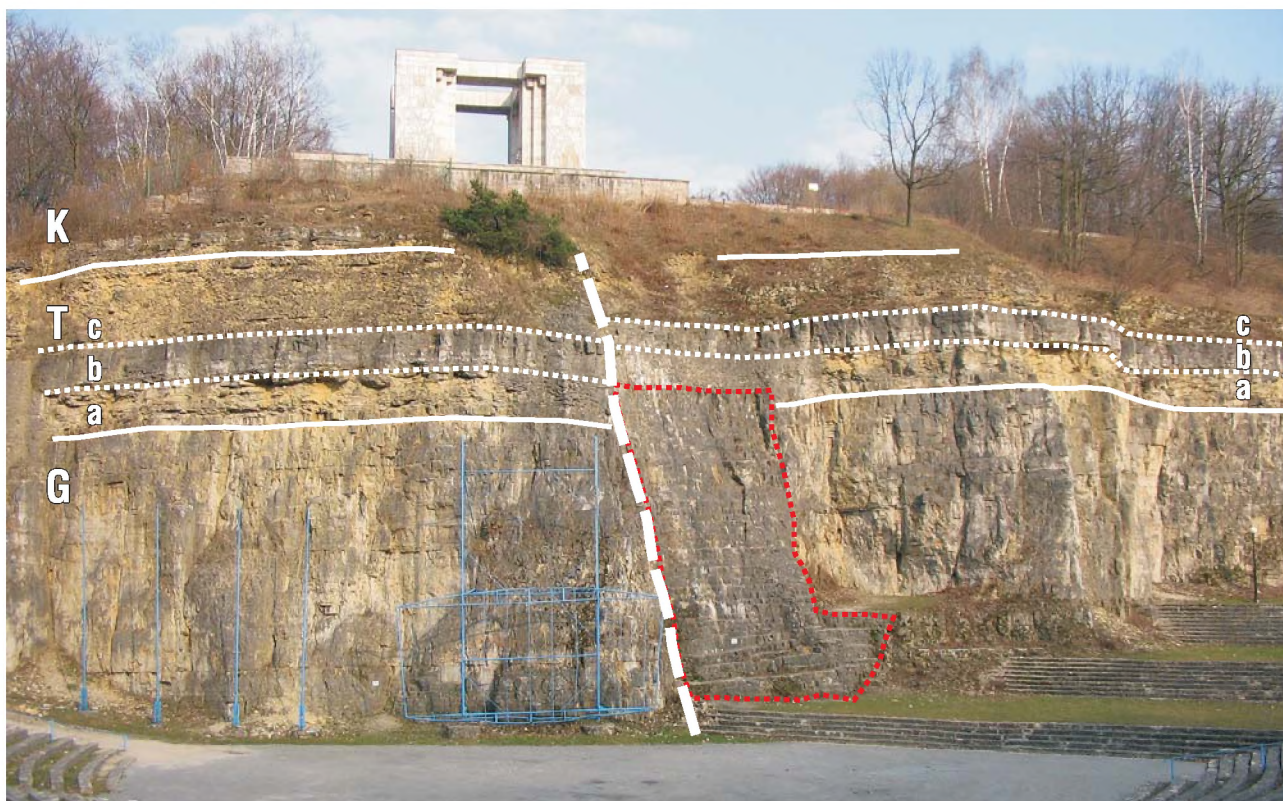
W głównej ścianie kamieniołomu widoczny jest imponujący 27-metrowy profil wapienia muszlowego (ryc. 13), który powstał przez ok. 1,5 mln lat. To jedno z najwartościowszych, najpełniejszych i najładniejszych odsłonień triasu w Polsce. Możemy tu podziwiać formację góraždzańską (bez najniższego ogniwa ziarnitu z Ligoty), formację dziewczowicką (warstwy terebratulowe – pełny profil) oraz dolną część formacji karchowickiej (warstwy karchowickie).

Warstwy góraždzańskie (spąg profilu) wykształcone są w postaci masywnych, średnio- i gruboławicowych alternowanych wapieni (miąższość poszczególnych warstw dochodzi do kilkudziesięciu centymetrów) – kalkarenitów, głównie onkolitowych – z różnej grubości wkładkami silnie zbioturbowanych kalcyłutytów, zawierających rzadką, ale dość dobrze zachowaną faunę małżową, ramienionogową i krynoidową. Są to przeważnie reprezentanci gatunków *Plagiostoma striatum*, *Coenothyris vulgaris* i *Tetractinella trigonella*. Ponadto w niektórych ławicach częste są zespoły ślimaków. Miąższość całego pakietu warstw góraždzańskich wynosi ok. 12 m.

Powyżej znajduje się ok. 1,5-metrowej miąższości zespół cienkowarstwowych margli i wapieni (ogniwo z Kamionki), w których występują lokalnie bardzo intensywne deformacje plastyczne. Pakiet ten rozpoczyna sukcesję warstw terebratulowych. Nie znaleziono w nim fauny szkieletowej, choć w innych odkrywkach sporadycznie występują małże i głowonogi (Niedźwiedzki, 2000). Stwierdzono jedynie obecność rzadkich kanałów *Palaeophycus*.

Na pakiecie marglisto-wapiennym leży charakterystyczna ławica kalkarenitowa o miąższości ok. 1,4 m, złożona w znacznym stopniu z trochitów liliowców, z powodu których nadano jej nazwę głównej ławicy krynoidowej (Hauptcrinoidenbank – Assmann, 1944; ogniwo enkrinitu na ryc. 13). Składa się ona z 7 do 9 amalgamowanych horyzontów burzowych, w dolnej (pelitycznej) części zdominowanych przez detrytus krynoidowy, w stropie zaś przez brachiopodowy (głównie *Coenothyris vulgaris* i *Tetractinella trigonella*). Spagową część ławicy tworzą dwa horyzonty twardego, spoistego dna (*firmground*) z kanałami *Thalassinoides*, zaś jej strop formują charakterystyczne riplemarki oscylacyjne o amplitudzie od 0,5 do 1 m. W obrębie warstwy często występują ślady ucieczki organizmów pogrzebanych przez osady kolejnego sztormu.

Ponad stropem głównej ławicy krynoidowej rozwinięta jest kilkumetrowa sekwencja ciemnych, marglistych wapieni drobnoziarnistych (pelitycznych), przelawionych horyzon-



Ryc. 13. Ściana główna kamieniołomu *Amfiteatr*. G – formacja górażdżańska (warstwy górażdżańskie), T – formacja dziewkowicka (warstwy terebratulowe), a – ogniwo margli z Kamionka, b – ogniwo enkrynitów, c – ogniwo muszlowców z Chełma, K – formacja karchowicka (warstwy karchowickie). Przerywaną czerwoną linią zaznaczono mur z bloków wapiennych. Fot. R. Sikora

Fig. 13. The main wall of the *Amfiteatr* quarry. G – Gorazdże formation (Gorazdże beds), T – Dzikowice formation (Terebratula beds), a – Kamionka marlstones member, b – encrinite member, c – Chełm coquina member, K – Karchowice formation (Karchowice beds). With dashed red line a limestone blocks wall is marked. Photo by R. Sikora

tami tempestrytów (wakstonów i pakstonów), zawierających dobrze zachowane muszlowce brachiopodowo-ostrygowe (*Coenothyris vulgaris*, *Umbrostrea crista-diformis*), małże (*Plagiostoma striatum*, *Gervillia*) i enkrynity (ogniwo muszlowców z Chełma na ryc. 13). Grubość tempestrytów zmniejsza się lateralnie z 30 do 5 cm, a niektóre z nich wyklinowują się całkowicie. Dość powszechnie występują poziomy zwężonych den z ichnoskamieniałościami – *Balanoglossites* isp. i *Thalassinoides* isp. Ku górze profilu obserwuje się sukcesywny wzrost miąższości ławic oraz stopniowe zmniejszanie się dominacji brachiopodów w zespole faunistycznym.

W najwyższej części odsłonięcia, tuż pod cokołem pomnika *Czynu Powstańczego*, występują słabo widoczne, skrasowiałe utwory warstw karchowickich. Ich podstawę tworzy 2-metrowy zestaw horyzontów spoistych i twardych den znaczących przerwy w sedimentacji, rozwiniętych w masie szarych wapieni kalcytutowych. Poziomy te rozdzielone są tempestrytami zawierającymi intraklasty pochodzące ze zerodowanych (podległych) spoistych den, w najwyższej części profilu z detrytusem gąbkowym.

W połowie długości ściany znajduje się uskok o zrzuconym (ok. 1,7 m) skrzydle północnym, co najlepiej zaobserwować można w obrębie doskonale widocznej ławicy krynoidowej (ogniwo enkrynitów z Góry Św. Anny). Przebieg uskoku w niżejległej formacji górażdżańskiej, zbudowanej z naprzemianległych ogniów wapieni pelitowych i onkoidowo-organodetrytycznych, zamaskowany jest murem z bloków wapiennych, postawionym w celu zabezpieczenia estrady przed skałami spadającymi ze strefy uskokuwej.

Oprócz ciekawego profilu litologicznego oraz bogatych zespołów faunistycznych opisanych w odsłonięciu na uwagę zasługują także struktury splayowe zlokalizowane przy schodach prowadzących na dno wyrobiska (po lewej stronie, gdy idzie się w dół lub odpowiednio po prawej, gdy idzie się w górę). Zejście do pomnika wykute jest w części wychodni skalnych, co umożliwi przeprowadzenie szczegółowych obserwacji ok. 2-metrowego, silnie zdeformowanego kompleksu cienkowarstwowanych margli i wapieni rozpoczynających sukcesję warstw terebratulowych. Tworzą one w tym miejscu bochenkowate nabrzmienia i poziomo leżące, słabo zarysowane drobne fałdy (do 1 m). Po obu stronach przekopu fałdy te nachylone są w przeciwnych kierunkach.

Odształcenia o charakterze plastycznym mają związek z systemem niewielkich uskoków synsedymantacyjnych, wskazujących na aktywność sejsmiczną w okresie formowania się osadów i kompensacyjne przemieszczanie niezlitfikowanych mułów wapiennych (zsuwanie po skłonie zagłębień w dnie morskim). W trakcie pełnienia uruchomionego osadu dochodziło do wtórnych, a czasem wstecznych przeładowań, co spowodowało powstanie bardzo złożonego układu zniekształceń.

4. Kamieniołom *Amfiteatr* – odsłonięcie za dawnymi toaletami.

To, co mogliśmy jedynie obserwować z daleka w profilu kamieniołomu *Amfiteatr*, teraz mamy praktycznie na wyciągnięcie ręki. Wychodnie warstw górażdżańskich i terebratulowych zlokalizowane w odsłonięciu za dawnymi

toaletami stanowią dalszą, zachodnią część starego wyrobiska (ryc. 14).

Szczególnie dobrze widoczna jest tu główna ławica krynoidowa, jedna ze słynniejszych i ważniejszych warstw w całym regionie. Spotykana jest od Górażdzy na zachodzie po Zbroslawice na wschodzie, obejmuje swoim zasięgiem dystans ok. 40 km. Pełni więc ważną rolę jako lokalny poziom korelacyjny. Wypełniają ją miliardy okrągłych trochitów (fragmenty łodyg liliowców). Ich masowe wystąpienie sugerować może, że w przeszłości geologicznej istniały warunki sprzyjające bujnemu rozwojowi fauny (szkarłupnie). W tym przypadku, w toni wodnej płytkich i dobrze natlenionych zbiorników rozwijały się – w szybkim

tempie i na dużą skalę – liliowce. Gdybyśmy mogli cofnąć się w czasie, na dnie morza z pewnością ujrzelibyśmy ogromne, tętniące życiem łąki liliowcowe. Dziś echem dawnego panowania szkarłupni jest jedynie 1,5-metrowa wspomniana warstwa skalna...

5. Płyty z *Rhizocorallium*.

Gdy idzie się w kierunku kamieniołomu *Amfiteatr* drogą prowadzącą spod siedziby Parku Krajobrazowego *Góra Św. Anny*, warto przyjrzeć się jasnym płytom skalnym, którymi wybrukowany jest odcinek biegnącej w dół ulicy. Są to fragmenty wapieni tworzących najniższą część profilu pełnomorskich osadów triasowych. Skąły te nie występują w odsłonięciach na Górze Św. Anny. Przywiezione zostały przez budowniczych drogi z rejonu Gogolina. Dlaczego o tym wspominamy? Ponieważ w tych skałach bez trudu dostrzec można tzw. skamieniałości śladowe (ichnofosylia). Tak to już jest, że szukamy czasami rzadkich okazów gdzieś daleko, a prawdziwe rarytasy paleontologiczne są w zasięgu naszej... nogi?

Widoczne w płytach poziomo zorientowane, u-kształtne, powyginane (przypominające labirynt) ślady są kanałami żerowiskowymi utworzonymi w pierwotnie miękkim osadzie dna przez morskie bezkręgowce (ryc. 15). Ich masowe nagromadzenie jest ważną wskazówką dotyczącą warunków środowiskowych, jakie panowały ok. 245 mln lat temu w okolicach Gogolina. Organizmy, które pozostawiły te ślady, zamieszkiwały wody o normalnym zasoleniu i stosunkowo niedużej głębokości. Oprócz krętych ścieżek *Rhizocorallium* w płytach spotykane są odlewy małży oraz pojedyncze, dobrze zachowane kości kręgowców morskich, w tym najprawdopodobniej przedstawicieli notozaurów.

6. Muszlowiec terebratulowy.

Duży fragment zlepu muszlowego (ryc. 16), wystawiony przy siedzibie Parku Krajobrazowego *Góra Św. Anny*, znaleziony został w najwyższych partiach kamieniołomu *Amfiteatr* (Niedźwiedzki & Zarankiewicz, 2007). Płyta skalna o imponującym rozmiarze 1,38 m² pochodzi z wychodni warstw terebratulowych i jest zbudowana z muszłowca tempejstowego (tzw. sztormowiec). Skała, jaką możemy dziś oglądać, powstała w czasie gwałtownego sztormu. Niezniszczone i grube muszle bezkręgowców świadczą o krótkim transporcie. Część fauny w wyniku silnego falo-



Ryc. 14. Kamieniołom *Amfiteatr* – małe odsłonięcie w ścianie północnej. H – Główna ławica krynoidowa (Hauptcrinoidenbank). Fot. J. Szulc

Fig. 14. The *Amfiteatr* quarry – small outcrop in the N wall. H – the main crinoidal layer (Hauptcrinoidenbank). Photo by J. Szulc



Ryc. 15. Kanały żerowiskowe *Rhizocorallium commune*. Fot. M. Markowiak

Fig. 15. Trace fossils of *Rhizocorallium commune*. Photo by M. Markowiak



Ryc. 16. Muszlowiec terebratulowy – powiększony fragment płyty skalnej. Fot. R. Sikora

Fig. 16. The terebratula coquina – magnificated fragment of the rock plate. Photo by R. Sikora

wania została pogrzebana na miejscu, zaś pokruszony detrytus muszlowy mogły przenieść prądy sztormowe. Redeponowany po sztormie materiał szkieletowy utworzył bruk muszlowy umożliwiający rozwój kolejnych organizmów kolonizujących niedostępne wcześniej miękkie i niestabilne dno (Walker & Diehl, 1986). Dowodem tego mogą być powierzchnie niektórych muszli ramienionogów, na których widoczne są niewielkie drażenia, będące śladem przyczepów innych osobników.

W zespole faunistycznym dominują ramienionogi *Coenothyris vulgaris* (ok. 90% widocznego materiału paleontologicznego) oraz liczne ostrygi (ostrygopodobne) *Umbrostrea crista-diformis*. Resztę stanowią małże *Plagiostoma striatum*, *Plagiostoma lineatum*, *Prospodylus ernesti*, *Pleuronectites levigatus*, *Gervillia* (Szulc, 2000). Sporadycznie spotykane są człony łodyg liliowców (*Holocrinus*) oraz fragmenty jeżowców – kolce i części pancerza (detrytus). Organizmy te zasiedlały strefę ciepłego i w miarę płytkiego, dość dobrze natlenionego morza na głębokości kilkudziesięciu metrów.

Płyta muszlowca terebratulowego ma spore szanse, aby w przyszłości stać się pewnego rodzaju symbolem geoparku, a nawet Góry Św. Anny. Należy jednak koniecznie zmienić miejsce jej lokalizacji.

7. Nefelinity.

Pierwsze potoki lawy wypłynęły na powierzchnię ziemi w rejonie obecnej Góry Św. Anny ok. 27 mln lat temu. W okresie tym skały triasowe przykryte były kilkudziesięciometrową pokrywą osadów kredowych. To właśnie na nich spoczęła podstawa „rodzącego” się wulkanu.

W dwóch odsłonięciach zlokalizowanych przy bazylice na Górze Św. Anny widoczne są doskonale pięcio- lub sześcioboczne regularne słupy nachylające się pod kątem około 30°. Ich wielkość jest różna, przeważnie mieści się w granicach 15–30 cm.

Bezpośrednio przy schodach do bazyliki słupy te zapadają na północ (ryc. 17), a w mniejszej odkrywce kierunek zapadania jest przeciwny – południe. Zmianę azymutu obserwuje się na stosunkowo niewielkim odcinku – 20 m. Zjawisko to jest typowe w głębszych częściach przewodu wulkanicznego, którym płynna lava podnosi się ku kraterowi z położonego w głębi Ziemi zbiornika magmy. To właśnie w takim miejscu teraz jesteśmy. Dzięki erozji, wiedzy i wyobraźni możemy bezpiecznie zajrzeć do wnętrza gorącego wulkanu...

Występujący tu nefelinit posiada strukturę holokrystaliczno-porfirową i masywną, bezładną teksturę (Majerowicz, 1990). W afanitowym, mikrokryształicznym cieście skalnym tkwią prakryształy piroksenów, oliwinów i nefelinów dochodzące do 3mm wielkości. W obrazie mikroskopowym najliczniejszymi minerałami tworzącymi prakryształy i ciasto skalne są pirokseny (augit). Występują one w postaci krótkich słupków, często zbliżonych, rzadziej w formie przerostów (Woźniak i in., 2010).

8. Leje krasowe – okolice *Trzech Buków*.

W okolicach skrzyżowania leśnego *Trzy Buki*, choć może tego nie widzimy, występują w podłożu wapienie i margle triasu środkowego podatne na krasowienie. Świadczyć o tym mogą liczne, okrągłe lub eliptyczne zagłębienia w kształcie misy, czyli leje krasowe. Nie wypełnia ich woda – są suche. W obrębie ich den istnieją otwarte, drożne kanały, którymi wody opadowe i roztopowe odprowadzane są w głąb ziemi. Duży wpływ na rozwój lejów ma budowa

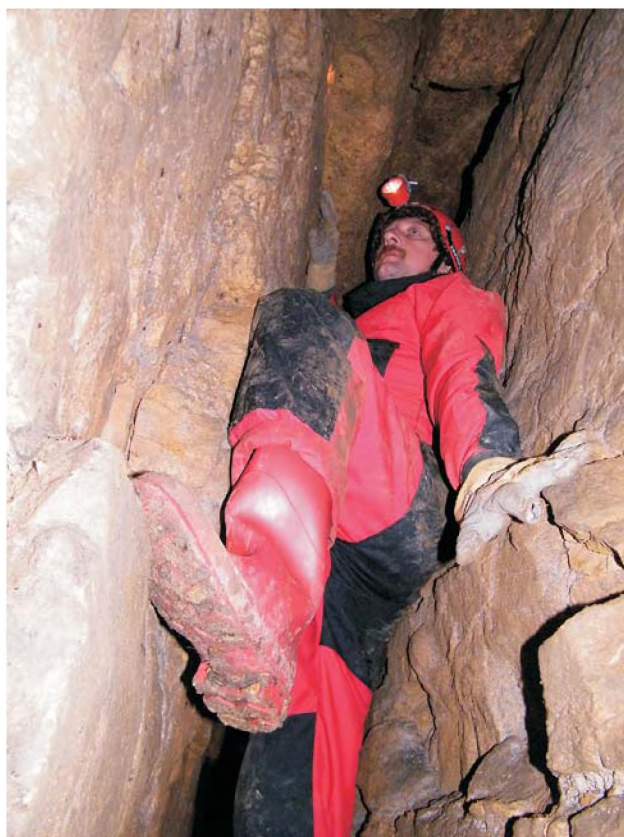
geologiczna obszaru. Powstają one najczęściej w strefach tzw. wzmoczonej infiltracji, charakteryzujących się występowaniem podziemnych próżni czy też stref uskokowych.

Oprócz lejów w okolicy rezerwatu *Biesiec* rozwinęła się Jaskinia Chełmska – największa w rejonie Góry Św. Anny. Ma ona charakter typowej jaskini szczelinowej powstałej przez krasowe rozmycie uskoku o południkowym przebiegu – ciąg główny NE-SW (ryc. 18). Składa się z dwóch komór. Górna jest dość mocno zniszczona, a jej strop zamykają gliny z fragmentami zwietrzliny i dużego



Ryc. 17. Cios termiczny – odsłonięcie przy schodach bazyliki. Fot. R. Sikora

Fig. 17. The thermal joint – outcrop close to basilica stairs. Photo by R. Sikora



Ryc. 18. Jaskinia Chełmska – przykład typowej jaskini szczelinowej powstałej przez krasowe rozmycie uskoku o południkowym przebiegu. Fot. M. Markowiak

Ryc. 18. Chełmska cave – the example of the typical fracture cave originated from karstic erosion of the fault. Photo by M. Markowiak

gruzu wapiennego. W dolnej komorze rozwinęła się wąska studnia (głębokość 4 m) wypełniona w najniższym punkcie namuliskiem i gruzem skalnym (Boda, 1990). Długość dostępnych korytarzy wynosi ok. 12 m (wraz z partiami niedostępnymi dla człowieka długość może zwiększyć się do ok. 23 m). Szerokość korytarzy jest zmienna i waha się w granicach od 0,2 do 1,2 m, przy czym średnia wysokość to ok. 4 m. Brak typowej szaty naciekowej.

Jeśli porównać Jaskinię Chełmską pod względem cech morfologicznych oraz charakteru wypełniających ją osadów (gliny z okruskami skały macierzystej) z innymi formami krasowymi omawianego regionu, to można uznać, że powstała ona w paleogenie. Sprzyjał temu gorący i wilgotny klimat, jaki wówczas panował. Jaskinia Chełmska rozwinęła się w ulegających krasowiению wapieniach zaliczanych do warstw górażdżańskich.

9. Biesiec – warstwy górażdżańskie.

Jednym z ciekawszych punktów na mapie atrakcji przyrodniczych okolic Góry Św. Anny są wschodnie skały, które pojawiają się w szczytowych partiach wzniesienia na obszarze rezerwatu *Biesiec*. W tym malowniczym, cichym i spokojnym miejscu zapisane zostały w skałach wydarzenia zgoła odmienne – dynamiczne i dramatyczne! Jakże? Aby odpowiedzieć na to pytanie, trzeba poszperać w „kamiennym archiwum Ziemi” i sprawdzić jakie były kiedyś prognozy pogody dla triasu.

W ścianach odsłonięcia zauważyć można charakterystyczny geologiczny przekładaniec (ryc. 19). Tworzą go prawie poziomo leżące ławice, z których jedne są mocno „zmielone” (bioturbacje), a drugie prawie jednorodne i przekątnie laminowane. Średnia miąższość poszczególnych warstw jest zmienna – 50 cm (maksymalnie 70 cm) w przypadku stref zbioturbowanych oraz 25 cm w obrębie wapieni laminowanych.

Warstwy bioturbacyjne powstawały nawet przez tysiące lat w warunkach spokojnej depozycji (osady ładnej pogody), ale w odsłonięciu zobaczyć też można efekt działania gwałtownych, krótkotrwałych sztormów – kopułowe warstwowanie przekątne (osady burzowe).

I jeszcze jedna ciekawostka. W 2000 r. geolodzy z Oddziału Dolnośląskiego PIG-PIB we Wrocławiu, Janusz



Ryc. 19. Wkładka tempeptytu ze spągami erozyjnym (przekątnie warstwowana) wśród drobnoziarnistych, gruzłowych osadów ładnej pogody. Fot. M. Markowiak

Fig. 19. The tempestitite bed with erosive bottom (diagonal bedding) among fine-grained, knobby sediments of fine weather. Photo by M. Markowiak

Badura i Bogusław Przybylski, znaleźli w okolicach *Bieśca* ząb mamuta (Niedźwiedzki & Zarankiewicz, 2007). Jest to najprawdopodobniej mleczak, który wypadł młodemu osobnikowi podczas pierwszego wymiany zębów. Odkrycia dokonano w piaskach zasypanej dolinki, które przywieziono tu z pobliskich wyrobisk jeszcze przed 1945 r. w ramach prac przygotowawczych pod budowę autostrady Wrocław–Kraków (projekt ten zrealizowano dopiero pod koniec XX w., obecna A-4).

10. Ligocka Góra – odsłonięcie warstw górażdżańskich.

Wschodnie warstw górażdżańskich odsłaniają się w szczytowych partiach zalesionego wzniesienia stanowiącego przedłużenie Ligockiej Góry Kamiennej w kierunku wschodnim. Podobnie jak w stanowisku znajdującym się na terenie rezerwatu *Biesiec*, tworzą zwarty pakiet leżących prawie poziomo, chaotycznie przekątnie warstwowanych wapieni ziarnistych (osady sztormowe) oraz intensywnie zbioturbowanych gruzłowatych wapieni drobnoziarnistych (osady ładnej pogody). Jest jednak coś, na co warto zwrócić w tym miejscu szczególną uwagę. Na granicach wapieni bioturbacyjnych (intensywnie „zmielonych”) i laminowanych widoczne są czasami proste struktury, przebiegające prawie pionowo (rzadziej ukośnie) względem powierzchni ograniczającej daną ławicę. Osiągają niekiedy długość 12–15 cm. Twory te przypominają nam o dość dramatycznych wydarzeniach, które rozegrały się tu wiele milionów lat temu.

Pamiętajmy, że twarda skała, jaką widzimy obecnie, była kiedyś miękkim, bogatym w substancje organiczne dnem zbiornika morskiego. Przez tysiące lat ryły w nim i kopały niestrudzenie wieloszczety. Efekt ich pracy widoczny jest w „zmielonych”, grubych ławicach wapieni bioturbacyjnych. Nie zawsze jednak morze było spokojne. Trwający kilka dni sztorm niszczył dość skutecznie dno i przykrywał je bardzo szybko naniesionym osadem. Nie była to komfortowa sytuacja dla wieloszczetów. Pogrzebane żywcem, pozbawione powietrza mułojady rozpaczliwie starały się wydostać na powierzchnię. Niektórym się udało, innym niestety nie... Świadczą o tym widoczne w masie skalnej drogi ewakuacyjne tych organizmów, czyli kanały ucieczkowe (ryc. 20).

11. Kamieniołom w Ligocie Dolnej.

Kamieniołom w Ligocie Dolnej założony został jeszcze przed II wojną światową. Intensywną działalność górniczą prowadzono tu w latach 70. i 80. XX w. – wydobywano wapienie na potrzeby drogownictwa i przemysłu wapienniczego (Niedźwiedzki & Zarankiewicz, 2007; Gołąbek, 2009). Prace górnicze prowadzone były w kierunku południowym (wcinano się w zbocze wzniesienia). Eksploatację zakończono w 1994 r.

W opuszczonym obecnie kamieniołomie widoczne są 10-metrowa sukcesja górnych warstw gogolińskich (poziom dolny) oraz maksymalnie 8 m spągowej części warstw górażdżańskich (poziom górny). Powodem, dla którego warto odwiedzić to miejsce, są bardzo dobrze zachowane, duże struktury pokrywające spąg górnego poziomu wyrobiska, czyli strop wkładek osadów sztormowych, ujęty w charakterystyczne riplemarki.

Profil warstw gogolińskich (formacja gogolińska) tworzą cienko uwarstwione (miąższość od 2 do 4 cm) osady margliste przelawiczone horyzontami drobnoziarnistych wapieni o wyraźnie zmiennej grubości (z lekko zaburzonymi faliście powierzchniami dolnymi i górnymi poszczególnych war-

stewek). Wkładki wapieni mają z reguły ograniczony (do rozmiaru 1-metrowej rynny) zasięg lateralny, normalną gradację ziarna (przykładowo od intraklastów o średnicy 1–2 cm do pelitu) oraz charakterystyczne i dobrze widoczne warstwowanie kopułowe (HCS – *hummocky cross stratification*) wskazujące na ich burzową genezę.

Generalnie w całym odsłonięciu obserwuje się spadek udziału margli na rzecz wapieni w miarę przesuwania się w górne części profilu. Poza tym warto nadmienić, że w spągowych partiach widocznych w obrębie kamieniołomu warstw gogolińskich występują wkładki margliste z dobrze zachowanymi odciskami napławionych roślin lądowych, które nie pojawiają się już wyżej. W wyższej części odsłonięcia powszechnie spotykane są małże bentoniczne, głównie z gatunku *Plagiostoma striatum*, oraz łodziki (mniej liczne) reprezentujące formy nektoniczne.

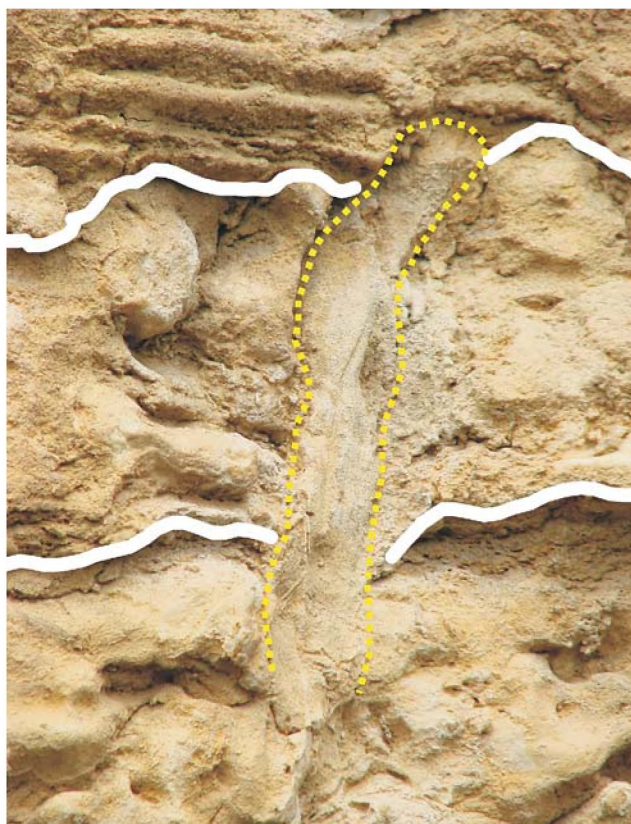
Warstwy gogolińskie przechodzą nagle w kalkarenitowe wapienie należące do warstw górażdzańskich. Zmieniają się dość wyraźnie kolor skały (jest jaśniejszy) i grubość poszczególnych ławic. Próbkę zawierają bogaty, pokruszony materiał biogeniczny – muszle i onkoidy.

Utwory warstw górażdzańskich (poziom górny kamieniołom) zdominowane są przez kalcysiltyty i kalkarenity warstwowane przekątnie (najczęściej kopułowo). Strop wkładek tempestytowych ujęty jest w charakterystyczne riplemarki – symetryczne, pokrywające znaczną powierzchnię spągu poziomu górnego (ryc. 21). Tworzą one długie (miejscami do 12 m), faliście powyginane grzbiety o przebiegu zbliżonym do linii N-S, z lekkim odchyleniem na E (od 10° do 15°). Ich wysokość dochodzi do kilku centyme-

trów, a widoczne czasami rozstępy do kilkudziesięciu centymetrów. Jeśli uwzględnić wysokość i amplitudę riplemarków oraz grubość ziarna w ich obrębie, można przyjąć, że są one „produktem” falowania oscylacyjnego – typowego w schyłkowej fazie sztormu, sięgającego dna na głębokości ok. 15–20 m pod powierzchnią wody.

Generalnie sukcesja widoczna w kamieniołomie w Ligocie Dolnej jest typowa dla TST-HST (*transgressive system tracts – highstand system tracts*), gdzie warstwy gogolińskie odpowiadają TST, zaś warstwy górażdzańskie są utworami charakterystycznymi dla HST. W kategorii analizy rozwoju transgresji morskiej omawiana sukcesja jest zapisem fazy transgresji postępującej na głębokiej rampie węglanowej (warstwy gogolińskie) oraz fazy stabilizacji poziomu morza (HST) stowarzyszonego ze stopniowym wypełnianiem osadami i spłyceniem zbiornika do głębokości umożliwiającej oddziaływanie falowaniu burzowemu. Warstwy górażdzańskie zbudowane są ze zbioturbowanych, drobnoziarnistych wapieni (kalcylutyty, kalcysiltyty), przeławiconych przekątnie warstwowanymi kalkarenitami, najczęściej zwieńczonymi riplemarkami oscylacyjnymi. Charakter warstwowania przekątnego (HCS) jednoznacznie w tym przypadku wskazuje na falowanie i prądowanie sztormowe jako główny czynnik sedymentacji.

Kamieniołom w Ligocie Dolnej odkrywa przed nami jeszcze jedną geologiczną ciekawostkę. Wapienie triasu pocięte są w kilku miejscach lejami krasowymi. Największy z nich znajduje się w północnej części wyrobiska (poziom dolny). Forma ta rozwinęła się w ścianie zbudowanej ze średnio- i cienkoławiconych wapieni w wyniku



Ryc. 20. Jeden z dobrze widocznych – szczególnie na zwietrzałych powierzchniach granic ławic bioturbacyjnych i laminowanych – kanałów ucieczkowych. Fot. J. Szulc

Fig. 20. One of the escape canals – especially visible on the weathered surfaces of the boundaries between bioturbated and laminated layers. Photo by J. Szulc



Ryc. 21. Kamieniołom w Ligocie Dolnej – strop wkładek tempestytowych, ujęty w charakterystyczne riplemarki. Fot. R. Sikora

Fig. 21. The Ligota Dolna quarry – the roof of tempestites beds with characteristic ripples. Photo by R. Sikora

ich rozpuszczania przez roztwory krążące wzdłuż naturalnych pęknięć i szczelin, w warunkach dosyć wilgotnego i ciepłego klimatu. Leje wypełnione są czerwonawymi osadami typu *terra rosa*, złożonymi z ziaren kwarcu i mieszanek ilasto-organicznej (Woźniak i in., 2010). Zawierają także koncentracje wodorotlenków Fe (limonitowe). Czasem mają one kształt gładkich kulek i stąd wzięła się ich nazwa – rudy bobowe. W lejach epizodycznie formowały się małe zbiorniki wodne z bogatą makro- i mikroflorą. To właśnie szczątki roślin pozwalają określić wiek ich powstawania. Tworzyły się tu w miocenie.

12. Leje krasowe – okolice dawnego PGR-u *Leśnik*.

Wykształcona w wyniku działalności tektonicznej i procesów krasowych rzeźba okolic dawnego PGR-u *Leśnik* została w plejstocenie zamaskowana skałami osadowymi naniesionymi przez lodowiec podczas zlodowacenia południowopolskiego (kompleks południowopolski) i środkowopolskiego (kompleks środkowopolski – zlodowacenie odry). Po deglacjacji została ona ponownie odsłonięta i do dziś wyraźnie eksponuje się w krajobrazie. Ponowne zasypianie form wcześniejszych nastąpiło w okresie peryglacjału na przełomie plejstocenu i holocenu. W warunkach wiecznej zmarzliny uformowały się rozległe pokrywy osadów lessowych, które wypełniły częściowo struktury erozyjne (krasowe) i denudacyjne (polodowcowe).

Wszystkie znajdujące tu leje krasowe są suche. Liniowe ułożenie lejów, szczególnie dobrze widoczne w przypadku obiektów zlokalizowanych w obrębie gruntów ornych, jest związane z ułożeniem występujących głębiej szczelin i/lub uskoków. Mają one przebieg zbliżony do południkowego (NE-SW) – charakterystyczny dla całej sieci uskokowej mezoregionu Chełm należącego do Wyżyny Śląskiej.

Ponadto kierunek ten naśladują dość głębokie doliny i wąwozy krasowe rozwinięte na całym obszarze rezerwatu *Lesiska*. Czasami osiągają one znaczne rozmiary – ok. 200 m długości. Powstawaniu dolin oprócz pęknięć i rozpadlin w podłożu sprzyja także sam charakter skał – łatwo krasowijące wapienie.

13. Wywierzysko *Siedem Źródeł*.

Miejsce o nazwie *Siedem Źródeł* to największe źródła krasowe znajdujące się na obszarze Parku Krajobrazowego *Góra Św. Anny*. Krystalicznie czysta woda o stałej temperaturze 9,4°C wypływa licznymi kanałami krasowymi (wydajność od 20 do 30 l/s) u podnóża ściany skalnej, zbudowanej z wapieni zaliczanych do retu.

Jar krasowy z wywierzyskiem *Siedem Źródeł* jest elementem geomorfologicznym południowego stoku Garbu Chełma. Na stromo wznoszącym się (na wysokość 170 m), odkrytym lasem terenie znajdują się głównie płytkie niecki oraz zadarnione wąwozy i parowy. Następuje stąd szybki odpływ wód opadowych i roztopowych poprzez dobrze przepuszczalne podłoże wapienne. Woda przedostaje się w głąb górotworu przez szczeliny, kawerny i pory wtórne. Porowate struktury wapienia komórkowego powstały po rozpuszczeniu i częściowym zastąpieniu kryształów ewaporatów (halitu i gipsu) kalcym. Tylko nielicznymi głębokimi dolinami woda odpływa w sieci cieków powierzchniowych – przykładem jest omawiane miejsce.

Opisany teren jest ważnym ogniwem w kształtowaniu się warunków występowania wód podziemnych w utworach węglanowych triasu dolnego. Morfologicznie wyniesiony obszar wododziałowy kształtuje ciśnienia wody w zbiorniku, natomiast wychodnie skał węglanowych pozwa-

lają na jego zasilanie poprzez bezpośrednią infiltrację wód opadowych systemem szczelinowo-krasowo-porowym. Obecność źródeł i cieków powierzchniowych świadczy o wodonośności zbiornika w lokalnej strefie drenażu. Wywierzysko *Siedem Źródeł* należy do najzasobniejszych na terenie parku.

Formowane czynniki przepływu wód podziemnych w strefie Garbu Chełma wpływają na zasobność regionalnego zbiornika wód podziemnych w utworach triasu, który, zgodnie z podziałem na jednostki hydrogeologiczne Polski (Paczyński, 1995), należy do regionu śląsko-krakowskiego (XII) i mieści się w granicach subregionu triasu śląskiego (XII₁). Szczególnego znaczenia w tym miejscu nabiera ochrona wód podziemnych. Cały teren parku krajobrazowego, w tym również opisywanego miejsca, jest strefą zasilania Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) nr 333 i 335, które pełnią priorytetową rolę w zaopatrzeniu mieszkańców województwa opolskiego w wodę komunalną (Kleczkowski, 1990). Rejon ten posiada naturalną, wysoką podatność na zanieczyszczenia z powierzchni terenu, w związku z czym należy do obszarów wysokiego zagrożenia antropopresją. Park Krajobrazowy *Góry Św. Anny* jest obszarem prawnie chronionym, a stosowane na jego obszarze działania zabezpieczają również wody podziemne przed zanieczyszczeniem.

Okolice Poręby to nie tylko źródła! Natura skrywa przed nami jeszcze jeden prawdziwy geologiczny skarb – martwicę. To rzadki przykład wapieni słodkowodnych, unikatowy nawet w skali całego kraju.

Martwica buduje tu typowy próg wapienny, który powstawał od ok. 8 do 2 tys. lat temu (Woźniak i in., 2010). Samo odsłonięcie ma wyraźny soczewkowaty kształt. Zbudowane jest z masywnych, ale porowatych, kruchych i sypkich jasnoszarych wapieni organogenicznych. W ścianie odsłonięcia doskonale zachowały się liczne odciski pni, liści i gałęzi drzew liściastych (ryc. 22). Spotykane są też charakterystyczne gąbczaste „wiechy” glonowe.

Martwica wapienna powstała z wód płynących poprzez wytrącanie węglanu wapnia w strefie wzmoczonej turbulencji, np. przy źródłach lub wodospadach, pod wpływem gwałtownych zmian ciśnienia lub temperatury. Mogło to być też miejsce, w którym uformowała się naturalna przegroda powodująca spiętrzenie potoku – przykładowo zaklinowana sterta pni tamująca nurt, cementowana i wzmacniana dodatkowo przez wapienne inkrustacje mat glonowych porastających zanurzone w wodzie kłody drzew.

14. Głazy narzutowe.

To stosunkowo nieodległa historia, jeśli wziąć pod uwagę tzw. czas geologiczny. Jakieś 630 tys. lat temu, nasuwając się stopniowo od Skandynawii, na Opolszczyznę dotarł wreszcie lądolód zlodowacenia południowopolskiego (kompleks południowopolski). Nawet *Góra Św. Anny* nie oparła się jego rozrastającej się masie. Przez pewien czas zniknęła z powierzchni Ziemi, przykryta grubą warstwą lodu... Po cofnięciu się lodowca kolejny jego atak nastąpił ok. 300 tys. lat temu (tzw. zlodowacenie odry), ale wydaje się, że tym razem czubek góry wystawał ponad powierzchnię lodu (Niedźwiedzki & Zarankiewicz, 2007).

W czasie schyłkowej fazy obu zlodowaceń z lodu wytapiały się wielkie masy osadu przyniesionego z dna Bałtyku i Skandynawii, w tym potężne głazy, głównie granitowe, zwane głazami narzutowymi. Uwężone pierwotnie w zimnym ciele lodowca, podlegały bardzo powolnemu szlifowaniu i obtaczaniu. Wśród nich znajduje się również



Ryc. 22. Odciski liścia – najprawdopodobniej leszczyny. Fot. R. Sikora
Fig. 22. The leaf print – probably hazel. Photo by R. Sikora

materiał wyrwany z Góry Św. Anny (pseudoełatyki) – największy fragment nefelinitu ma ok. 1,6 m średnicy.

Większe skupiska pseudoełatyków, które zlokalizowano i opisano, nie są uformowane w sposób naturalny. Okazy najprawdopodobniej usunięto z okolicznych gruntów ornych i umieszczono przy poboczach dróg polnych (ryc. 23). Z tego powodu nie można ustalić dokładnej odległości, na jaką zostały przesunięte przez lodowiec. Zakłada się, że dystans ten wynosi ok. 2 km na południe od kamieniołomu nefelinitu na Górze Św. Anny (Woźniak i in., 2010).

Nie tylko geologia...

Najstarszym surowcem skalnym wykorzystywanym przez człowieka na Opolszczyźnie były krzemienie, występujące przede wszystkim w żwirach i glinach polodowcowych (Niedźwiedzki & Zarankiewicz, 2007). Ponieważ krzemień łupie się w dowolnym kierunku, daje ostrą krawędź przełamu i jest dość rozpowszechniony, zaczęto wytwarzać z niego prymitywne pięściaki, a z czasem wymyślną broń i narzędzia.

Pierwsze artefakty południowej Opolszczyzny odkryte zostały w rejonie Raciborza i są datowane na ok. 200 tys. lat. Z obszaru Góry Św. Anny znane są wytwory krzemienne pochodzące ze środkowego paleolitu – odkrycie w okolicy wsi Zakrzów.

W czasie budowy autostrady A-4 odsłonięto w rejonie Wysokiej szereg stanowisk archeologicznych z późnego paleolitu (Masojć & Bronowicki, 2003). Znalezione w nich liczne ostrza, drapacze, rylce, wiórowce, zgrzebła i odłupki związane z tzw. kulturą oryniacką. Rozwijała się ona w Europie ok. 45 tys.–20 tys. lat temu. W okresie tym pojawiają się przedmioty ozdobne, figurki kobiece znane dziś pod nazwą „paleolitycznej Wenus”, malarstwo jaskiniowe, kult grzebania zmarłych i pierwsze trwałe domostwa.

Na terenach dzisiejszej Polski rozwojowi kultury oryniackiej i nasileniu migracji sprzyjało ocieplenie się klimatu i cofanie lodowca. Dzięki temu *Homo sapiens sapiens* wypierali powoli i zastępowali ludność neandertalską. Polskę południową zasiedlały liczne gromady ludzi, zakładające osady na otwartym terenie, a nie – jak było wcześniej – w jaskiniach i grotach.

Ludność zamieszkująca okolice Garbu Chełma dotarła tu prawdopodobnie z Moraw i Dolnej Austrii. Wcześniej znane było też stanowisko kultury oryniackiej ze wzgórza Ligocka Góra Kamienna (Kurz, 1930), ale zostało ono całkowicie zniszczone w wyniku eksploatacji wapieni w kamieniołomie w Ligocie Dolnej.

Podsumowanie

Góra Św. Anny pod względem geologicznym jest miejscem wyjątkowym. Na stosunkowo małym obszarze (29 km²) występują tu liczne, dobrze zachowane odsłonięcia, w któ-



Ryc. 23. Pseudoeratyk – fragment dużego bloku nefelinitu o średnicy ok. 1,6 m. Fot. R. Sikora

Fig. 23. The pseudoerratic – fragment of the big block of nephelinite – diameter about 1,6 m. Photo by R. Sikora

rych znajdujemy ciekawe skamieniałości, obserwujemy różne typy skał, charakterystyczne poziomy korelacyjne, stratotypy, przejawy metamorfizmu termicznego, termiczny cios słupowy, deformacje ciągłe i nieciągłe oraz efekty działalności wulkanicznej (stratowulkan), wód atmosferycznych (kras powierzchniowy i podziemny), a także lodowców.

Obszar ten spełnia wszystkie warunki pozwalające na utworzenie geoparku – ma zdefiniowane granice, zawiera liczne obiekty o dużych walorach geologicznych – wartościowe w geoturystyce i szeroko pojętej edukacji – które zostały udokumentowane w ramach wykonanego opracowania (Woźniak i in., 2010). Ale turystyka to także poznanie innych ludzi, ich dziejów i zabytków. Za ustanowieniem w rejonie Góry Św. Anny geoparku przemawiają również dodatkowo atuty przyrodnicze, historyczne (w tym liczne stanowiska archeologiczne) oraz kulturowe – to właśnie tu przenikały się od wieków kultury polska i niemiecka. Planowanemu przedsięwzięciu sprzyja też dobrze rozwinięta baza noclegowa (Dom Pielgrzyma, Schronisko Młodzieżowe, Zajazd *Pod Górą Chełmską* i in.) i turystyczno-informacyjna (siedziba Parków Krajobrazowych *Góra Św. Anny*, Punkt Informacji Turystycznej).

Utworzenie geoparku przyczyni się do wykorzystania stanowisk geologicznych w celach edukacji przyrodniczej w regionie, poprawi poziom nauczania w zakresie nauk o Ziemi i ochrony środowiska. Przykładowo, lekcje prowadzone z wykorzystaniem ścieżki dydaktycznej, w której uwypuklone zostaną przede wszystkim zagadnienia georóżnorodności i przemian środowiska w historii geologicznej regionu, staną się też pewnego rodzaju promocją odpowiedzialnych postaw wobec wykorzystania środowiska i antropogenicznej ingerencji.

Ze wszystkich opisanych obiektów geologicznych na szczególną ochronę zasługują stożek brekcji piroklastycznej i soczewa jaspisu, a bezwzględną ochroną należy otoczyć martwicę wapienną w Leśnicy. Mimo wysokiej oceny naukowej i dydaktycznej wychodni martwicy proponujemy nie włączać jej do projektowanej ścieżki edukacyjnej w ramach Geoparku *Góra Św. Anny* i utajnić miejsce jej lokalizacji. Powinno to przynajmniej częściowo ograniczyć jej nielegalną (rabunkową) eksploatację prowadzoną przez nieodpowiedzialnych kolekcjonerów skamieniałości. Informacje dotyczące najciekawszych fragmentów odsłonięcia zostaną

zawarte w treści przygotowywanej tablicy edukacyjnej, którą planuje się ustawić w okolicach wywierzyska *Siedem Źródeł*.

Proponowaną w opracowaniu wykonanym przez Woźniaka i in. (2010) ścieżkę edukacyjną poprowadzono z wykorzystaniem istniejących dróg oraz szlaków turystycznych i rowerowych, a także ścieżek przyrodniczych. Aby umożliwić użytkowanie trasy, należy jednak wykonać prace związane z umieszczeniem informacji o jej przebiegu w terenie. Ostateczne oznakowanie (w tym oznaczenie dojść do niektórych odsłoneń) musi być wykonane w porozumieniu z pracownikami Parku Krajobrazowego *Góra Św. Anny* i przedstawicielami PTTK. Realizacja zadania wymaga również przeprowadzenia wiążących uzgodnień z właścicielami terenów, przez które – zgodnie z założeniami – będzie przebiegać szlak.

Ścieżka przystosowana jest do ruchu pieszego. Poruszanie się na rowerze nie jest zabronione, jednak może sprawiać trudność, gdyż szlak prowadzi nieraz stromymi podejściami. Na wędrowkę najlepiej wyruszyć w wygodnym i mocnym, zakrywającym kostkę obuwiu. Unikniemy wówczas skaleczeń o ostre krawędzie skał i kamieni. Warto również zabrać ze sobą prowiant. W okolicach kapliczki Św. Huberta (Ieje krasowe – okolice *Trzech Buków*) można urządzić odpoczynek w istniejącym już, przygotowanym w tym celu miejscu z paleniskiem i ławkami. Całkowita długość trasy wynosi ok. 10 km (*Góra Św. Anny*–*Kamieniołom* w *Ligocie Dolnej* i powrót do punktu wyjścia). Czas zwiedzania to ok. 7 godzin. Treści poszczególnych tablic informacyjnych mają charakter zamknięty. Dzięki temu zwiedzanie możemy rozpocząć właściwie w dowolnym miejscu i dzielić je na etapy (np. *jednodniowe*), biorąc pod uwagę czas, jakim dysponujemy, oraz indywidualne możliwości kondycyjne.

Ścieżka przeznaczona jest przede wszystkim dla młodzieży szkolnej, studentów nauk przyrodniczych, nauczycieli oraz turystów pragnących poszerzyć swoją wiedzę geologiczną o odwiedzanym regionie. Mamy nadzieję, że lekcje przyrody czy też geografii przeprowadzone na planowanym szlaku edukacyjnym przyczynią się do promowania odpowiedzialnych postaw wobec środowiska przyrodniczego, szczególnie wśród najmłodszych przedstawicieli naszego społeczeństwa. Proponujemy też, aby ścieżka objęta została opieką przez społeczność uczniowską (szkołę) z okolic *Góry Św. Anny*. Wpłyne to również na zmianę postawy miejscowej ludności wobec dziedzictwa przyrodniczego i wzbudzi poczucie tzw. patriotyzmu lokalnego.

W projekcie przewidziano wykonanie i postawienie 18 tablic informacyjnych o wymiarach 72 × 100 cm oraz 2 większych – tzw. tablic głównych (200 × 110 cm). Pierwsza z tablic zawierać będzie plan kamieniołomu nefelinitu z zaznaczoną trasą zwiedzania, a także informacje dotyczące historii badań geologicznych prowadzonych w rejonie *Góry Św. Anny* oraz krótką notę biograficzną Paula Assmanna. Przygotowana przez nas wersja (zaktualizowany tekst i odświeżona szata graficzna) może zastąpić czarno-białą tablicę, która znajduje się obecnie przed wejściem do wyrobiska. Na drugiej tablicy przedstawione zostaną mapy geologiczne rejonu objętego granicami geoparku. Dobrym miejscem jej lokalizacji mogłaby być ściana boczna budynku siedziby Parku Krajobrazowego *Góra Św. Anny*. Ostateczną decyzję dotyczącą posadowienia w/w tablicy musi jednak podjąć dyrekcja parku.



Ryc. 24. Logo Geoparku Góra Św. Anny – projekt
Fig. 24. Logo of the St. Anne's Mountain Geopark – project

Powierzchnię podstawowych tablic informacyjnych podzielono na kilka obszarów. Są to pola, w których umieszczone będą: logo geoparku, nazwy poszczególnych punktów, numery kolejnych tablic, uproszczony plan całej ścieżki, treść merytoryczna, słownik pojęć i terminów, skład autorski, część informacyjno-reklamowa.

Uzupełnieniem tablic edukacyjnych jest przygotowany przez nas folder, który wspomagać będzie turystów w zwiedzaniu geoparku. Oprócz uproszczonej mapy z zaznaczonymi punktami dokumentacyjnymi zawierać będzie krótkie opisy wyznaczonych odsłoneń i obiektów. Ma on charakter reklamowy – fragmenty przygotowanych tekstów mają zachęcić wszystkich do odwiedzenia poszczególnych miejsc, w których turyści uzyskają pełną informację dotyczącą danego obiektu.

Geopark powinien mieć swoje logo, które kojarzyć się będzie jednoznacznie z miejscem jego lokalizacji. W naszym projekcie (Woźniak i in., 2010) staraliśmy się połączyć trzy najważniejsze elementy związane z rejonem Góry Św. Anny. Są to wulkan i liliowiec oraz młotek geologiczny (ryc. 24), który podkreślić ma charakter obiektu i zachęcić do jego zwiedzania szczególnie miłośników szeroko pojętych nauk o Ziemi.

Pełne zagospodarowanie turystyczne geoparku będzie procesem długotrwałym, obejmującym wiele płaszczyzn i aspektów działania. Warto jednak podjąć się tego zadania, gdyż obszar ten jest wymarzonej miejscem do uprawiania różnych form turystyki. Tu w każdym kamieniu życie utrwaliło pasjonujące historie. Trzeba tylko nauczyć się je odczytywać. Zapraszamy więc do korzystania z tej otwartej dla każdego „księgi przyrody”, której pradzieje zapisane są seriami skał na Górze Św. Anny.

Literatura

AHLBURG J. 1906 – Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. Preuss. Geol. Landesanst., N.F., 50, Berlin.
ASSMANN P. 1913 – Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie des ober-schlesischen Muschelkalks. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst., 34, Berlin.
ASSMANN P. 1926 – Die Tiefbohrung „Oppeln”. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst., 46, Berlin.

ASSMANN P. 1929 – Die Tiefbohrung Leschna und ihre Bedeutung für die Stratigraphie der ober-schlesischen Trias. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst., 50, Berlin.
ASSMANN P. 1932a – Erläuterungen zu Blatt Leschnitz. Geol. Karte von Preussen., 52, Berlin.
ASSMANN P. 1932b – Die Stratigraphie der Oberschlesischen Trias. Der Buntsandstein. Jb. Preuss. Geol. Landesanst.
ASSMANN P. 1933 – Die Stratigraphie der ober-schlesischen Trias. Teil I. Der Buntsandstein. Jahrb. Preuss. Geol. L.-A. (für 1932). 53. Berlin.
ASSMANN P. 1944 – Die Stratigraphie der ober-schlesischen Trias. Der Muschelkalk. Abh. Reichsanst. Bodenforsch. N. F., 208: 1–124, Berlin.
BIRKENMAJER K. 1974a – Góra Św Anny – kamieniołom nefelinitu. [W:] Przewodnik XLVI Zjazdu PTG, Opole 12–17.09.1974, Warszawa.
BIRKENMAJER K. 1974b – Trzeciorzędowa formacja bazaltowa okolic Opola. [W:] Przewodnik XLVI Zjazdu PTG, Opole 12–17.09.1974, Warszawa.
BIRKENMAJER K., JELEŃSKA M., KĄDZIOLKO-HOFMOKL M. & KURCZYK J. 1977 – Age of deep-seated fracture zones in Lower Silesia (Poland), based on K-Ar and paleomagnetic dating of Tertiary basalts. Ann. Soc. Geol. Pol., 47: 545–552.
BIRKENMAJER K. & PÉCSKAY Z. 2002 – Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. Bull. Pol. Ac. Sci., 50: 31–50.
BODA P. 1990 – Dokumentacja wytypowanych obiektów geologicznych na terenach Opolskich Parków Krajobrazowych. Maszynopis, Zespół Opolskich Parków Krajobrazowych, „Góra Św. Anny”.
BODZIOCH A. 1989 – Biostratigraphy and sedimentary environment of the echinoderm-sponge biostromes in the Karchowice Beds, Middle Triassic of Upper Silesia. Ann. Soc. Geol. Pol., 59: 331–346.
CHODYNIECKA L. 1967 – Bazalt z Góry Św. Anny. Prace Miner., 8: 1–56.
ECK H. 1863 – Karte des Triasgebietes zwischen Krappitz, Stubendorf, Himmelwitz und Leschnitz. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., 56., Berlin.
GOŁĄBEK W. 2009 – Na ścieżce geoturystycznej wokół Góry Św. Anny. Geografia w szkole, 3/2009: 19–30.
GÜRICH G. 1887 – Über den Borschowitzer Mergelschiefer. Jahresber. Schles. Ges. f. Vaterl. Cultur., 64, Breslau.
HAGDORN H. & GLUCHOWSKI E. 1993 – Palaeobiogeography and stratigraphy of Muschelkalk Echinoderms (Crinoidea, Echinoidea) in Upper Silesia. [W:] Hagdorn H. & A. Seilacher (red.) Muschelkalk, Schöntaler Symp. 1991, Stuttgart, 165–176.
JANIKOWSKA-SKWARA J. 1980 – Góry Śląsk i Zagłębie Dąbrowskie. Panorama turystyczna. Krajowa Agencja Wydawnicza, Warszawa.
KLECZKOWSKI A.S. (red.) 1990 – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, skala 1 : 500 000, z objaśnieniami. AGH, Kraków.
KRUCZYK J., KĄDZIAŁKO-HOFMOKL M., JELEŃSKA M., BIRKENMAJER K. & ARAKELYANTS M.M. 1977a – Palaeomagnetism and magnetic properties of Tertiary basaltic rocks from Góra Św. Anny and Ligota Tułowicka, Lower Silesia. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., 111: 3–17.
KRUCZYK J., KĄDZIAŁKO-HOFMOKL M., JELEŃSKA M., BIRKENMAJER K. & ARAKELYANTS M.M. 1977b – Tertiary polarity events in Lower Silesian basalts and their K-Ar age. Acta Geophys. Pol., 25: 184–191.
KURZ H. 1930 – Eine altsteinzeitliche Siedlung auf dem Ellguther Tafelberg. Altschlesien, 3: 48–50.
MAJEROWICZ A. & WIERZCHOŁOWSKI B. 1990 – Petrologia skał magmowych. Wyd. Geol., Warszawa
MARCINEK K. (red.) 1977 – Przewodnik po Polsce. Wyd. Sport i Turystyka, Warszawa.
MASOJC M. & BRONOWICKI J. 2003 – The Chełm Massif area – an Aurignacian settlement enclave in South-Western Poland. Prz. Archeol., 51: 49–76.
NIEDERLIŃSKI W. 1981 – Szlakiem powstań śląskich. Krajowa Agencja Wydawnicza, Katowice.
NIEDŹWIEDZKI R. 1993a – Wiek powierzchni zrównań na Grzbiecie Chełma (Śląsk Opolski). Czas. Geogr., 64: 339–342.
NIEDŹWIEDZKI R. 1993b – Warunki sedimentacji osadów dolnego wapienia muszlowego w rejonie Góry Św. Anny. Prace Geol.-Miner. Acta Univ. Wratisl., 36: 61–77.
NIEDŹWIEDZKI R. 1994 – Nowe dane o budowie geologicznej Góry Św. Anny (Śląsk Opolski). Ann. Soc. Geol. Pol., 63: 333–351.

- NIEDŹWIEDZKI R. 2000 – Litostratygrafia formacji górażdżańskiej i formacji dziewkowiickiej na Śląsku Opolskim. *Prace Geol.-Miner. Acta Univ. Wratisl.*, 71: 1–72. Wrocław.
- NIEDŹWIEDZKI R. & ZARANKIEWICZ M. 2007 – Zanim Góra Św. Anny wynurzyła się z morza. Skamieniałości, jaskinie i drogie kamienie wokół sanktuarium św. Anny. Ścieżka dydaktyczna w rezerwacie geologicznym. Studio Graphito, Oborniki Śląskie.
- PACZYŃSKI B. (red.) 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski 1 : 500 000 Część II – Zasoby, jakość i ochrona wód podziemnych. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ROEMER F. 1870 – *Geologie von Oberschlesien*. Breslau.
- RÓŻYCKI F. 1924 – Stratygrafia wapienia muszlowego w północnej części Zagłębia Dąbrowskiego. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 2: 431–489.
- SIEDLECKI S. 1949 – Zagadnienia stratygrafii morskich osadów triasu krakowskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 18: 191–243.
- SIEDLECKI S. 1952 – Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą (ze specjalnym uwzględnieniem stratygrafii wapienia muszlowego). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 60: 230.
- SZULC J. 2000 – Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of The Tethys Ocean. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 70: 1–48.
- SZULC J. & BECKER A. (red.) 2007 – International Workshop on the the Triassic of Southern Poland. Pan-European Correlation of the Epi-continental Triassic, 4th Meeting. September 3–8. Jagiellonian University, Cracow.
- SZYPOWSKA M. 1969 – Góra Św. Anny. Wydawnictwo Sport i Turystyka, Warszawa.
- VOLZ W. 1901 – Cenoman und Turon am Annaberger in Ober-Schlesien. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 53: 42–48.
- WALKER K.R. & DIEHL W.W. 1986 – The effect of synsedimentary substrate modification on the composition of paleocommunities: paleoecologic succesion revisited. *Palaios*, 1: 65–74.
- WIELGOSIK B. & PIGULSKA E. 2002 – Park Krajobrazowy „Góra Św. Anny”. Przewodnik przyrodniczo-turystyczny. Zarząd Opolskich Parków Krajobrazowych w Ładzy.
- WOŹNIAK P., SIKORA R. & NIEDŹWIEDZKI R. 2005 – Góra Św. Anny oraz cementarzysko triasowych gadów w Krasiejowie – możliwości wykorzystania aspektów geologicznych w turystyce. [W:] Jureczka J., Buła Z. & Żaba J. (red.) *Materiały konferencyjne 76. Zjazdu Naukowego PTG, Rudy k/Rybnika*: 233–242.
- WOŹNIAK P., SIKORA R., LASOŃ K., MARKOWIAK M., HAISIG J., SZULC J. & HAGDORN H. 2010 – Geopark Góra Św. Anny – udokumentowanie i propozycja jego ochrony. *Arch. Państw. Inst. Geol., Sosnowiec-Warszawa*.
- WYSOGÓRSKI J. 1904 – Die Trias in Oberschlesien. *Z. Deutch. Geol. Ges.*, 56: 260–264.
- ZARANKIEWICZ M., PRUS P. & NIEDŹWIEDZKI R. 2006 – Druga młodość historycznych kamieniołomów Góry Św. Anny (Śląsk Opolski). *Prz. Geol.*, 54: 206–207.