

Stefan Cwojdzński  
Wiesław Kozdrój

# SUDETY

## PRZEWODNIK GEOTURYSTYCZNY

wzdłuż trasy drogowej  
Nysa–Złoty Stok–Kłodzko–Wałbrzych  
–Jelenia Góra



Ministerstwo Środowiska



Wykonano na zamówienie  
Ministra Środowiska  
za środki finansowe wypłacone  
przez Narodowy Fundusz  
Ochrony Środowiska  
i Gospodarki Wodnej



Państwowy Instytut Geologiczny  
Warszawa 2007

Autorzy: Stefan Cwojdzński, Wiesław Kozdrój  
Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski,  
Al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

Redaktor: Janina Małecka

Na język angielski przełożył: Krzysztof Leszczyński

Projekt okładki: Magdalena Sędek

Opracowanie typograficzne i skład: Teresa Marciak

Akceptował do druku dnia 14.11.2007  
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego  
prof. dr hab. Tadeusz M. PERYT

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa, 2007

**ISBN 978-83-7538-170-2**

Zlec. nr 48p/2007/A. Druk: Remigraf sp. z o.o.

## Spis treści

Wstęp – <i>S. Cwojdziański</i> . . . . .	5
Jak geolodzy widzą świat? – <i>S. Cwojdziański</i> . . . . .	6
Czym są Sudety w oczach geologa – <i>S. Cwojdziański</i> . . . . .	8
Zarys budowy geologicznej Sudetów i ich przedpola – <i>S. Cwojdziański</i> . . . . .	12
Zajmująca geologia: między Nysą a Jelenią Górą . . . . .	19
1. Odcinek przedsudecki (Nysa–Złoty Stok) – <i>S. Cwojdziański</i> . . . . .	19
2. Kłodzko–złotostocki masyw granitowy i jego osłona: strefa Złoty Stok–Skrzynka, jednostka bardzka (Złoty Stok–Mąkolno–Podzamek–Kłodzko) – <i>S. Cwojdziański</i> . . . . .	25
3. Metamorfik kłodzki – jednostka bardzka (Kłodzko–Gołogłowy–Łączna, Kłodzko–Bardo–Wojbórz–Gołogłowy) – <i>S. Cwojdziański</i> . . . . .	38
4. Krawędź bloku Gór Sowich – jednostka bardzka (Koszyn–Przełęcz Srebrna–Srebrna Góra–Dzikowiec–Słupiec) – <i>S. Cwojdziański</i> . . . . .	46
5. Góry Stołowe (Kłodzko–Ścinawka Dolna i Średnia–Radków–Karłów–Radków–Tłumaczów–Nowa Ruda) – <i>S. Cwojdziański</i> . . . . .	53
6. Depresja śródsudecka – część SE (Kłodzko–Słupiec–Nowa Ruda–Ludwikowice Kłodzkie–Głuszycza–Jedlina–Wałbrzych) – <i>S. Cwojdziański</i> . . . . .	58
7. Blok Gór Sowich (Ludwikowice Kłodzkie–Przełęcz Sokola–Walim–Zagórze Śląskie–Jedlina) – <i>S. Cwojdziański</i> . . . . .	63
8. Formacje wulkaniczne Gór Kamiennych (Głuszycza–Rybnica Leśna–Wałbrzych) – <i>S. Cwojdziański</i> . . . . .	70
9. Wałbrzyskie Zagłębie Węglowe (Wałbrzych–Boguszów i okolice) – <i>S. Cwojdziański</i> . . . . .	74
10. Depresja śródsudecka – część zachodnia (Wałbrzych–Kamienna Góra–Krzeszów–Lubawka–Kamienna Góra–Marciszów Górny) – <i>S. Cwojdziański</i> . . . . .	82
11. Wschodnia osłona granitów Karkonoszy – metamorfik Rudaw Janowickich i Lasockiego Grzbietu (Kamienna Góra–Marciszów–Wieściszowice–Rędziny–Czarnów–Pisarzowice–Leszczyniec–Ogorzelec–Przełęcz Kowarska–Przełęcz Okraj–Kowary) – <i>W. Kozdrój</i> . . . . .	88
12. Północna część metamorfiku Rudaw Janowickich, granitowy masyw Karkonoszy (Marciszów–Miedzianka–Janowice Wielkie–Karpniki–Jelenia Góra) – <i>S. Cwojdziański</i> . . . . .	104
Zakończenie – <i>S. Cwojdziański</i> . . . . .	112
<hr/>	
The Sudetes. Geotourist Guide . . . . .	115
Recommended literature . . . . .	226

TABELA STRATYGRAFICZNA

ERA	OKRES	EPOKA	PIĘTRO	WIEK w mln lat		
KENOZOIK	CZWARTORZĘD	holocen		0,01	alpejska	
		plejstocen		1,8		
	NEOGEN	pliocen		5,3		
		miocen		23,0		
	PALEOGEN	oligocen		33,9		
		eocen		55,8		
		paleocen		65,5		
MEZOZOIK	KREDA	górna	mastrycht	99,6		
			kampan			
			santon			
			koniak			
			turon			
		cenoman				
	dolna		145,5			
	JURA	górna		161,2		
		środkowa		175,6		
		dolna		199,6		
TRIAS	górný		228,0			
	środkowy		245,0			
	dolny		251,0			
PALEOZOIK	PERM	górný	cechsztyn	260,4	waryscojska	
		środkowy	czerwony spagowiec	270,6		
		dolny		299,0		
	KARBON	górný	stefan	318,1		
			westfal			
		dolny	wizen			
			turnej			359,2
	DEWON	górný		385,3		
		środkowy		397,5		
		dolny		416,0		
	SYLUR	przydol		418,7		
		ludlow		422,9		
		wenlok		428,2		
		landower		443,7		
	ORDOWIK	górný		460,9		
środkowy			471,8			
dolny			488,3			
KAMBR	górný		501,0			
	środkowy		513,0			
	dolny		542,0			
PROTEROZOIK	NEO-PROTEROZOIK				1000	Orogenezy: kadomska

ZŁODOWACENIA PLEJSTOCENU	
północnopolskie	
środkowopolskie	warta
	odra
południowopolskie	

# Wstęp

Turystyka samochodowa staje się coraz popularniejsza. Samochód umożliwia łatwe i wygodne dotarcie do interesujących miejscowości, atrakcji turystycznych, znanych punktów widokowych, szybkie przemieszczanie się w przestrzeni, zmianę otoczenia i krajobrazu. Umożliwia także realizację nowego typu turystyki – geoturystyki samochodowej.

**Geoturystyka** to pojęcie powstałe w latach dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku, równocześnie ze wzrostem społecznego zainteresowania historią naszej planety, geologiczną historią zwiedzanych okolic czy wreszcie po prostu ciekawością, którą budzi widoczna na trasie wędrowni skałka, mijany kamieniołom czy niezwykłego kształtu góra na horyzoncie. Zainteresowanie to rośnie także pod wpływem częstych informacji płynących z radia i telewizji o takich potężnych, naturalnych zjawiskach przyrody jak trzęsienia ziemi, fale tsunami, wybuchy wulkanów, coraz szybsze topnienie lodowców, wielkie obrywy skalne i lawiny błotne. Wszystkie te zjawiska zagrażające ludziom w dalekich krajach przyciągają uwagę wielu ludzi także w Polsce. Budzą zainteresowanie tym, co mamy pod stopami, budową geologiczną, procesami, które kształtowały i nadal kształtują powierzchnię Ziemi. Także coraz popularniejsze zawodowe lub amatorskie zbieractwo i kolekcjonowanie skał, minerałów i skamieniałości sprzyja takiemu zainteresowaniu. Połączenie takich zainteresowań z potrzebą wakacyjnego lub weekendowego wędrowania oferuje geoturystyka.

Przewodnik, który oddajemy do rąk geoturysty jest pierwszym takiego rodzaju przewodnikiem w Polsce, odpowiada on popularnym i wydawanym w wielu krajach publikacjom typu „road geology” – geologia widziana z samochodu. Dotyczy on geologii Sudetów i proponuje trasę między Nysą na przedpolu Sudetów Wschodnich a Jelenią Górą w Sudetach Zachodnich. Trasa ta, przebiegająca przez Złoty Stok, Kłodzko, Nową Rudę, Wałbrzych, Kamienną Górę i Kowary, daje możliwość zwiedzenia niezwykle ciekawych miejscowości, a także przecięcia szeregu sudeckich jednostek geologicznych, zapoznania się z ich budową i historią geologiczną, przeprowadzenia obserwacji w wybranych, najciekawszych odsłonięciach skał różnego typu i wieku, zebrania ciekawych prób. Od głównej trasy przewodnika odbiegają trasy boczne, które mogą dodatkowo zainteresować geoturystę samochodowego. I tak ma on do wyboru krótkie wycieczki w rejon Barda i Srebrnej Góry, do Parku Narodowego Gór Stołowych, w Góry Kamienne, do Krzeszowa i w Góry Krucze oraz w rejon przełomu Bobru i Góry Sokole. Dają one możliwość zapoznania się z krajobrazem i geologią innych jednostek, których ewolucja pozostawała w ścisłym związku z historią geologiczną jednostek głównej trasy, ale także zobaczenia interesujących odsłonień skalnych, obiektów górniczych i pogórnicznych, a także słynnych zabytków historycznych. Czas trwania poszczególnych wycieczek jest trudny do określenia. Zależy on w dużym stopniu od programu turystycznego przyjętego przez korzystających z prze-

wodnika. Trzeba się jednak liczyć, iż przeciętny czas trwania każdej wycieczki to około pół dnia.

Przewodnik proponuje przede wszystkim spojrzenie na krajobraz – krajobraz, który jest efektem oddziaływania czynników zewnętrznych na zespoły skał tworzących różne struktury geologiczne. Znajomość geologii jest warunkiem zrozumienia krajobrazu. Krajobraz obserwujemy zwykle z okien jadącego samochodu, ale podziwiany i rozumiany może być przede wszystkim z proponowanych punktów widokowych. Widok z tych punktów jest objaśniony z uwzględnieniem budowy geologicznej regionu, a zilustrowany w przewodniku za pomocą map reliefu, na które zrzutowana została mapa geologiczna. Seria tych map daje możliwość spojrzenia na rzeźbę terenu z geologicznego punktu widzenia, a więc nie tylko na widoczną z daleka formę, ale także w głąb, w obręb kompleksów skalnych tworzących daną formę. Znajomość budowy geologicznej z kolei umożliwia odtworzenie procesów, które decydowały o historii geologicznej regionu, a także o genezie obserwowanego dziś krajobrazu.

Kolejnym elementem przewodnika są obiekty związane z dawnym, pełnym tradycji, dolnośląskim górnictwem rud metali, węgla kamiennego, a także historycznym i współczesnym górnictwem skalnym. W ostatnich latach niektóre z dawnych obiektów górniczych zostały przystosowane do ruchu turystycznego i stanowią atrakcyjne punkty samochodowej trasy geoturystycznej.

Prezentowana w przewodniku trasa nie jest oczywiście jedyną możliwą, ani nawet najciekawszą. Sudety oferują miłośnikom przyrody nieożywionej ogromną różnorodność krajobrazów i obiektów geologicznych, które umożliwiają bystrym obserwatorom odtworzenie długiej i pasjonującej historii tej części Polski. Mam nadzieję, że w przyszłości powstaną kolejne przewodniki dotyczące innych rejonów Sudetów.

## **Jak geolodzy widzą świat?**

Geologia jest specyficzną nauką przyrodniczą. Specyficzną poprzez swoją wielowymiarowość. Geolodzy zbierają bezpośrednie informacje z powierzchni Ziemi lokalizując je w powierzchniowej sieci współrzędnych. Trzeci wymiar – w głąb skorupy ziemskiej zawdzięczają bezpośrednim obserwacjom w kopalniach i otworach wiertniczych (dziś do głębokości zaledwie 10–12 km, tj. 0,18% promienia Ziemi) oraz pośrednim danym geofizycznym.

Datowany od przełomu XIX i XX wieku stopniowy rozwój fizyki atomowej umożliwił wprowadzenie bezwzględnej skali czasu do historii geologicznej Ziemi. Dzięki coraz bardziej precyzyjnym metodom izotopowym geolodzy uzyskali możliwość w miarę swobodnego poruszania się w „czwartym wymiarze” – czasie. Określanie bezwzględnego wieku geologicznego – dające geologom tak bardzo upragniony „czwarty wymiar” – pozwala na powiązanie następstwa procesów geologicznych, które od-

tworzą się w wyniku bezpośrednich obserwacji geologicznych, ze skalą czasu. Zawsze jednak podstawą interpretacji jest sformułowana jeszcze w XIX wieku zasada aktualizmu: obserwowane dziś procesy geologiczno-fizyczne działały w podobny sposób w przeszłości geologicznej Ziemi. Dzięki tej zasadzie geolodzy potrafią odtwarzać przebieg procesów geologicznych i ich następstwa.

Współczesna geologia to także szeroko wprowadzane, nowoczesne metody badań geochemicznych, petrologicznych i mineralogicznych, oparte na wykorzystaniu skomplikowanej i dokładnej aparatury laboratoryjnej. Dają one informacje o zakresie ciśnień i temperatur, w których przebiegały procesy skałotwórcze, umożliwiają udowodnienie wspólnych źródeł pochodzenia skał oraz, razem z danymi o wieku radiometrycznym, odtworzenie przebiegu ewolucji kompleksów skalnych w jednostkach czasu bezwzględnego.

Mimo ogromnego postępu technologicznego badań laboratoryjnych podstawą wnioskowania w geologii są zawsze obserwacje terenowe. Ilościowe wyniki badań fizycznych i chemicznych muszą być jednak interpretowane na podstawie twardych faktów geologicznych – tych stwierdzanych bezpośrednio w terenie. Zasadniczym efektem pracy geologa w terenie jest powierzchniowa mapa geologiczna. Mapa taka przedstawia zasięg skał różnego typu i wieku na powierzchni Ziemi. Linia przecięcia się granic między wydzielonymi kompleksami skalnymi a powierzchnią terenu, zwana linią intersekcji, jest niezwykle ważnym narzędziem w interpretacji budowy geologicznej. Analiza intersekcyjna umożliwia trójwymiarowe spojrzenie na strukturę geologiczną, czyli odtworzenie geometrii ciał geologicznych, wyciąganie wniosków o ich miąższości, kształcie i wzajemnych relacjach przestrzennych w głębi Ziemi. W zależności od charakteru budowy geologicznej i zróżnicowania rzeźby terenu możliwe jest spojrzenie wgląd nawet do głębokości kilku kilometrów. Im większe są wysokości względne na danym obszarze, tym pewniejsze są wnioski dotyczące wglębnej budowy obszaru. Analiza intersekcyjna jest więc łatwiejsza na obszarach górskich. Dodatkowych informacji dostarczają pomiary przebiegu warstw skalnych lub różnych, kierunkowych struktur tektonicznych występujących w skałach. Razem z danymi intersekcyjnymi są podstawą wszelkich interpretacji wglębnej budowy geologicznej. Tak więc geolog, nawet pozbawiony otworów wiertniczych, nie jest bezradny w spojrzeniu w trzeci wymiar.

W przewodniku wykorzystane są szczegółowe mapy geologiczne Sudetów opracowane pierwotnie w skali 1:25 000 przez Państwowy Instytut Geologiczny w drugiej połowie XX wieku. Mapy te, zrzutowane na mapę cieniowanego reliefu, dają plastyczny obraz stosunków geologicznych na poszczególnych odcinkach trasy przewodnika. Przy opisie poszczególnych odsłoneń i punktów widokowych objaśnione są podstawowe cechy budowy geologicznej wynikające z analizy intersekcyjnej. Tym samym Czytelnik ma szansę lepszego zrozumienia budowy geologicznej i jej relacji do rzeźby terenu.

## Czym są Sudety w oczach geologa

Sudety tworzą pasmo górskie przebiegające w kierunku NW–SE wzdłuż granicy polsko-czeskiej. Stanowią one typowe góry zrębowe. Zawdzięczają swoje powstanie w dzisiejszej postaci młodym deformacjom blokowym zachodzącym w neogenie (23 mln lat temu do dziś) wzdłuż znacznie starszych uskoków oraz długotrwałym procesom wietrzenia, erozji i denudacji odsłaniających się na powierzchni skał. Zróżnicowana skala ruchów tektonicznych i różna odporność skał na niszczenie ukształtowały oglądane dziś niezwykle urozmaicone i piękne krajobrazy sudeckie. Sudety są górami o budowie mozaikowej, dobrze widocznej na mapie geologicznej (fig. 1) – na powierzchni odsłaniają się tu skały magmowe, metamorficzne i osadowe, od bardzo starych: proterozoicznych (starsze niż 550 mln lat), przez paleozoiczne (550–250 mln lat), mezozoiczne (250–65 mln lat) do kenozoicznych (65 mln lat do dziś). Deformacje tych skał i ich przeobrażenia metamorficzne odbywały się w różnych okresach aktywności tektonicznej: kadomskiej (późny proterozoik do wczesnego ordowiku), kaledońskiej (ordowik–wczesny dewon) i waryscyjskiej (najmłodszy dewon–karbon). Stąd często przytaczany błędny pogląd, że Sudety są najstarszym polskim górotworem; w rzeczywistości są to góry młode, w obrębie których odsłaniają się głęboko ścięte fragmenty znacznie starszych orogenów. Dzięki temu, w niewielkiej od siebie odległości, łatwej do przemierzenia nawet pieszo czy rowem, mamy do czynienia ze skałami różnego wieku i pochodzenia, a także z ciekawymi wystąpieniami minerałów i skamieniałości. Wszystkie one opowiadają nam o pasjonującej historii tego regionu. Trzeba tylko umieć tę historię odczytać...

Do najstarszego podłoża krystalicznego Sudetów należą gnejsy, granitognejsy i migmatyty. Wraz z innymi skałami metamorficznymi utworzonymi głęboko w skorupie ziemskiej (na głębokości 15–20 km) takimi jak amfibolity, marmury i łupki łyszczykowe występują dziś one w Górach Sowich, w Górach i na Pogórzu Izerskim, w górach otaczających Kotlinę Kłodzką, w obrębie Wzgórz Strzebińskich i Niemczańsko-Kamienieckich na przedpolu Sudetów. W Górach Kaczawskich, w rejonie Kłodzka, a także na północ od Strzegomia na przedpolu sudeckim spotykamy skały przeobrażone w znacznie płytszej, tzw. zieleńcowej strefie metamorfizmu (na głębokości 10–15 km). Są to różnego rodzaju fyllity będące przeobrażonymi mułowcami i łupkami ilastymi, metapiaskowce (czyli piaskowce zmetamorfizowane), metawulkanity jasne (keratofiry) i ciemne (zieleńce, łupki zieleńcowe), a także wapienie krystaliczne.

Skały osadowe Sudetów należą do dwóch głównych zespołów skalnych. Starsze z nich, reprezentujące dewon i karbon, występują w Górach Bardzkich oraz wypełniają obszerne zapadliska wśród wychodni skał krystalicznych: depresję śródsudecką (Wałbrzych, Nowa Ruda, Kamienna Góra) i depresję Świebodzię. Są to zlepieńce, piaskowce, szarogłazy, mułowce, łupki ilaste. W depresji śródsudeckiej ze skałami tymi związane są pokłady węgla kamiennego eksploatowane do niedawna w kopal-

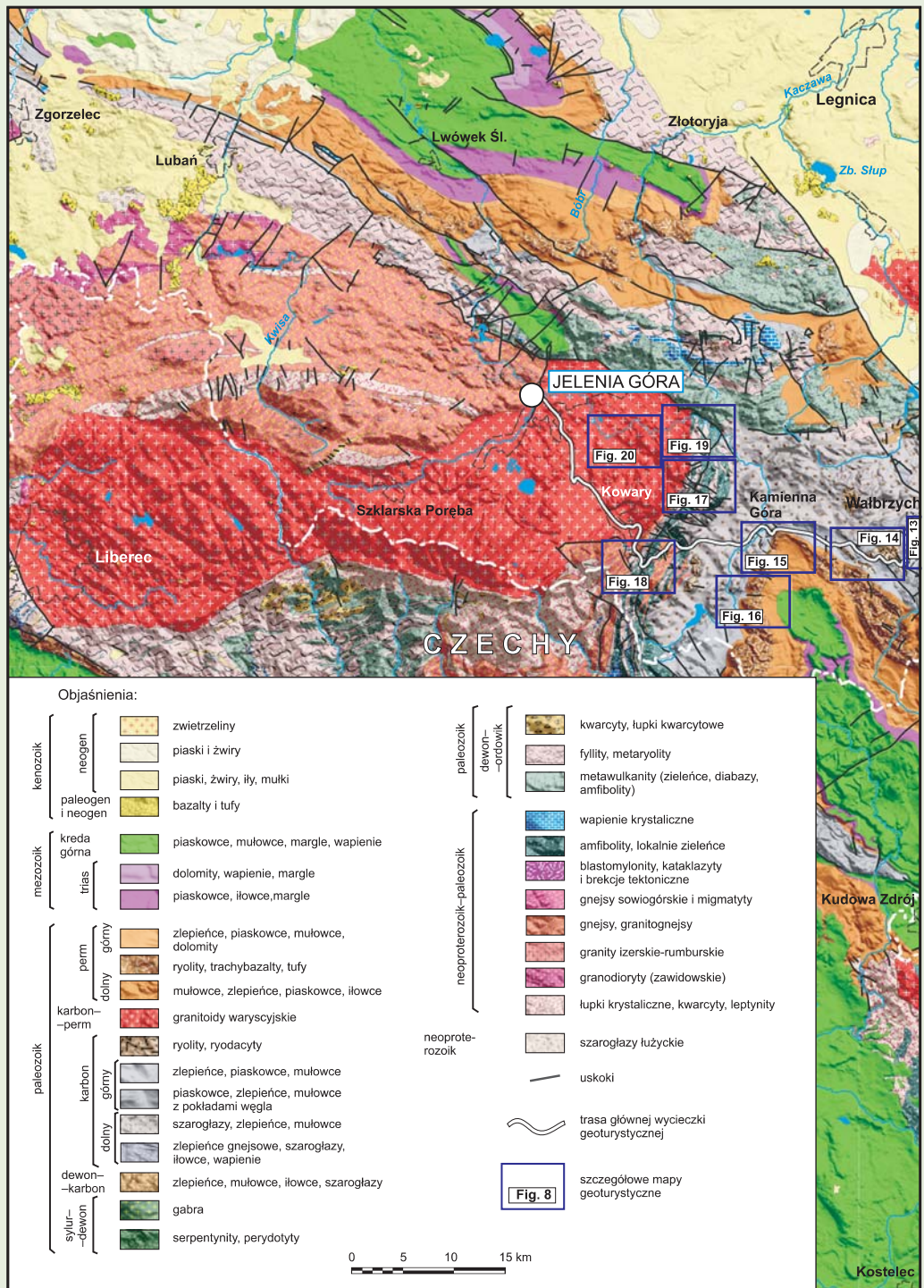


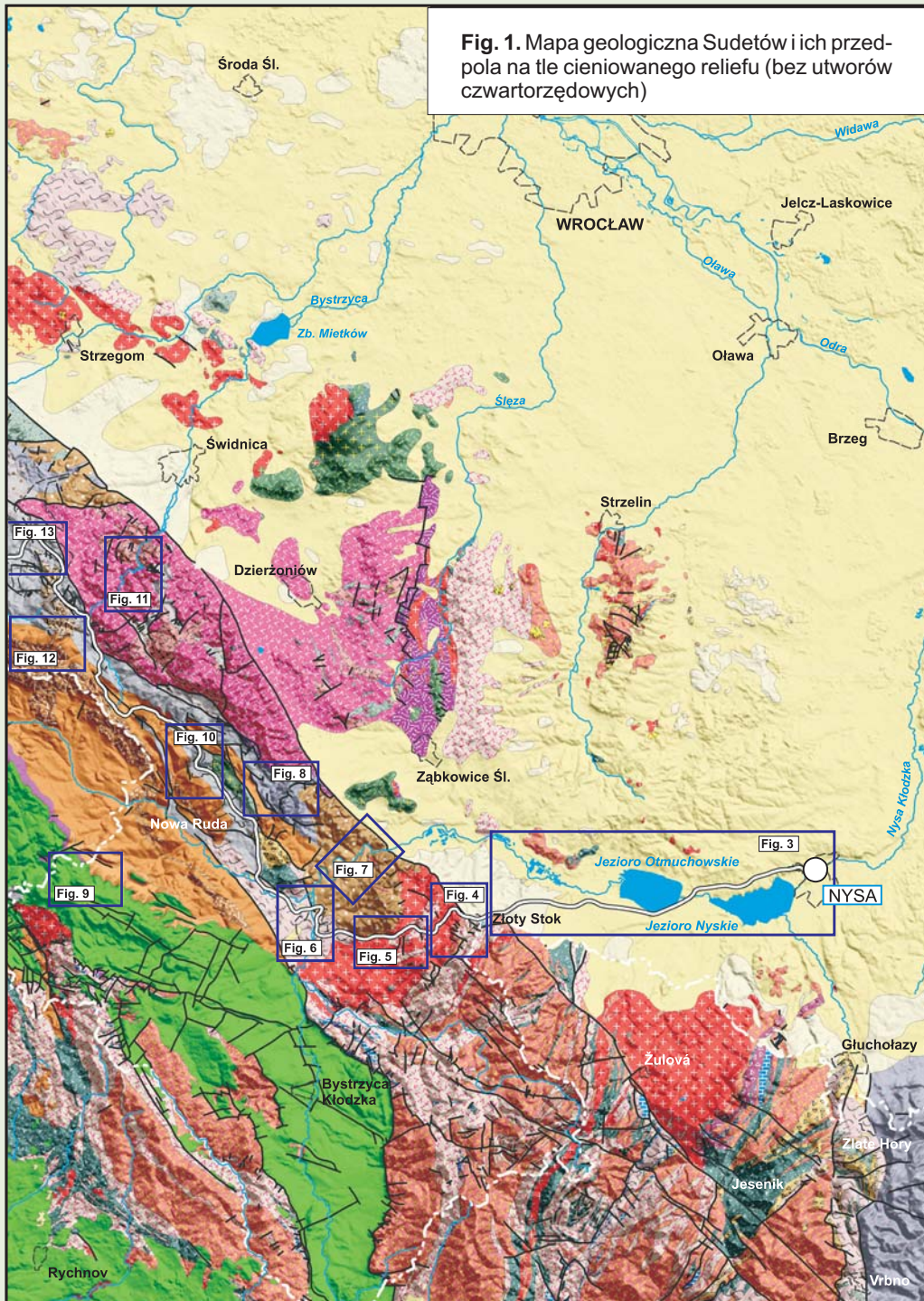
niach w Wałbrzychu i Nowej Rudzie. Paleozoiczne formacje osadowe są świadkami utworzenia na terenie Sudetów późnopaleozoicznego górotworu waryscyjskiego.

W paleozoiku powstały także dwa zasadnicze zespoły magmowych skał plutonicznych, charakterystycznych dla tej części Polski. Starsze z nich to skały ciemnozielone i czarne, ciężkie, bogate w ciemne minerały – pirokseny i amfibole nazywane, ze względu na wysoki udział magnezu i żelaza, skałami maficznymi i ultramaficznymi: gabra, perydotyty i serpentynity. Spotykamy je w rejonie Nowej Rudy–Słupca oraz w okolicach Ząbkowic Śląskich (Szklary) na przedpolu sudeckim, a przede wszystkim na Ślęży i w jej okolicach. Związane są z nimi znane i piękne minerały półszlachetne: chryzopraz i nefryt, które nadal można znaleźć w rejonach występowania tych skał.

Druga grupa skał plutonicznych to jasnoszare, średnio- i nierównoziarniste granity. Powstały one w karbonie, około 300–340 mln lat temu w wyniku wdzierania się magm granitowych w otaczające skały i ich stopniowego zastygania na głębokościach rzędu 5–10 km. Dziś tworzą one w Sudetach i na ich przedpolu duże masywy o zróżnicowanych zarysach. Granity te są eksploatowane intensywnie w wielu kamieniołomach w rejonie Strzegomia, Strzelina i Niemczy. Tworzą one także grzbiet Karkonoszy, występują w mniejszych masywach między Złotym Stokiem a Kłodzkiem, w rejonie Kudowy i w innych miejscach. Z granitami sudeckimi wiążą się jasne skały żyłowe: pegmatyty i aplity oraz ciemne – lamprofiry, a także liczne wystąpienia minerałów chętnie zbieranych przez kolekcjonerów: kryształy skaleni, kwarcu dymnego, muskowitu, zeolity, beryl, turmalin, granaty i siarczki metali.

Od permu (299 mln lat temu) rozpoczął się ostatni etap rozwoju Sudetów zwany okresem platformowym. Skały tego etapu nie są sfałdowane, zalegają na ogół poziomo, mogą być przecinane przez uskoki, a lokalnie wykazywać deformacje przyuskokowe. W dolnym permie powstały grube serie skał osadowych o charakterystycznej czerwono-brunatnej barwie, z potężnymi kompleksami skał wulkanicznych – jasnych ryolitów, o składzie chemicznym odpowiadającym granitom, szarych i ciemnoszarych andezytów oraz bardzo ciemnych, fioletowoszarych trachybazaltów, często o charakterystycznej pęcherzykowatej strukturze. Z wulkanitami permскими związane są słynne, dolnośląskie agaty. Szczególnie piękne, skałkowe formy występowania wulkanitów można obserwować w Górach Kamiennych, Wałbrzyskich i Kaczawskich. Młodsze formacje osadowe reprezentowane są w Sudetach i na ich przedpolu przez wapienie, margle i gipsy górnego permu, czerwone piaskowce i mułowce, wapienie i margle triasu, piaskowce i margle kredy górnej. Te ostatnie tworzą szczególnie piękne formy skałkowe w Górach Stołowych, występują także w okolicach Lwówka Śląskiego, Wlenia, Bystrzycy Kłodzkiej i Międzylesia. Skały osadowe mezozoiku są wynikiem kolejnych zalewów morskich (transgresji), okresów wycyfywania się mórz (regresji), osadzania utworów lądowych – rzecznych i pustynnych w warunkach zmieniającego się klimatu. Wreszcie w erze kenozoicznej cały obszar Sudetów podlegał wypiętrzeniu w stosunku do obszarów przyległych od północy (blok





przedsudecki) i od południa (północno-czeska płyta kredowa). W ostatnim okresie – w plejstocenie dotarły tu zlodowacenia kontynentalne pozostawiając nierówną pokrywę osadów lodowcowych, rzecznych, eolicznych i stokowych: rozmaitych glin, piasków, żwirów, lessów i mad.

## **Zarys budowy geologicznej Sudetów i ich przedpola**

Z geologicznego punktu widzenia na obszarze Dolnego Śląska mamy do czynienia z dwiema głównymi jednostkami tektonicznymi, ukształtowanymi w wyniku kenozoicznych ruchów blokowych. Są to od południa: **blok Sudetów**, z wyjątkiem skrawka Sudetów Wschodnich oraz obniżony w stosunku do niego progowo **blok przedsudecki**, którego powierzchnia pokryta jest płaszczem utworów kenozoicznych o zmiennej grubości do 250–300 m. Skąły starszego podłoża tworzą tu wyspowe wychodnie odznaczające się wyraźnie w rzeźbie terenu.

Wewnętrzna budowa geologiczna Sudetów i bloku przedsudeckiego jest bardzo skomplikowana (fig. 1). Zawdzięcza ona swoje powstanie ewolucji geologicznej trwającej od górnego proterozoiku po czwartorzęd. W toku tej ewolucji wyróżnić można kilka zasadniczych etapów, z którymi związane są kompleksy skalne: (1) kompleks kadomski (neoproterozoik–dolny paleozoik), (2) dolnopaleozoiczne (ordowik–dewon) kompleksy: sowiogórski, ultramaficzno-maficzny kompleks ofiolitowy oraz kompleks kaledońsko-waryscyjski, (3) górnodewońsko-karbońsko-dolnopermski synorogeniczny kompleks waryscyjski, (4) cechsztyńsko-mezozoiczno-trzeciorzędowy i (5) czwartorzędowy kompleks platformowy. Procesy typowe dla poszczególnych etapów ewolucji zaszły zarówno przestrzennie, jak i czasowo. Charakterystyczną cechą budowy geologicznej Dolnego Śląska jest jej mozaikowość. W dzisiejszym poziomie intersekcyjnym poszczególne jednostki geologiczne są oddzielone od siebie przeważnie uskokiemi o różnym charakterze. Ułatwia to wyznaczanie granic jednostek, utrudnia natomiast stwierdzenie ich wzajemnych relacji przestrzennych.

Niezależnie jednak od mozaikowatej budowy geologicznej Sudetów i bloku przedsudeckiego mamy tu do czynienia z kompleksami skalnymi wspólnymi dla poszczególnych jednostek, mimo wszelkich różnic. Zwane są one przez geologów kompleksami tektono-stratygraficznymi, ponieważ są reprezentowane przez zespoły skał zawdzięczające swoje powstanie podobnym procesom tektonicznym i metamorficznym, odbywającym się w określonym przedziale czasu geologicznego. Wydzielenie takich kompleksów jest ułatwione przez datowania radiometryczne oparte na metodach związanych z procesami rozpadu izotopów różnych pierwiastków (metoda uranowo-ołowiowa, ołów–ołów, argon–argon, potasowo-argonowa itp.), które umożliwiają osadzenie poszczególnych procesów w bezwzględnej skali czasu.

## **Kompleks kadomski (neoproterozoik–dolny paleozoik)**

Skały tego kompleksu, tworzące fragmenty krystalicznego podłoża, zostały udokumentowane w Sudetach w bloku karkonosko-izerskim, w krystaliniku orlicko-byszczyckim i krystaliniku Łądko–Śnieżnika, tworzącymi razem tzw. kopułę orlicko-śnieżnicką, w metamorfiku kłodzkim oraz w krystaliniku Wzgórz Strzebińskich na bloku przedsudeckim. Najstarsze skały są reprezentowane przez fragmenty neoproterozoicznych serii pochodzenia osadowego, czyli tzw. suprakrustalnych, w które intrudowały granitoidy, zdeformowane następnie i tworzące dziś kompleksy ortognejsów. Do serii suprakrustalnych należą m.in. skały izerskich pasm łupkowych oraz łupki z Czarnowa we Wschodnich Karkonoszach (jednostka Kowar–Czarnowa), kompleks skalny serii strońskiej w kopule orlicko-śnieżnickiej, łupki krystaliczne krystaliniku Wzgórz Strzebińskich oraz seria łupkowa metamorfiku kamienieckiego we wschodniej części bloku przedsudeckiego.

Skały kadomskiej serii suprakrustalnej były pierwotnie reprezentowane przez osady i wulkanity morskich basenów wewnątrzkontynentalnych lub szelfów. Wiek radiometryczny tych skał wynosi od 640–620 mln lat przez 560 mln lat (szarogłazy łużyckie) do 520 mln lat (niektóre skały serii strońskiej). Z kolei badania reliktyw skamieniałości ze skał serii strońskiej wskazują na wiek późnoproterozoiczno-wczesnokambryjski. Wszystkie omawiane skały podlegały metamorfizmowi regionalnemu od niskiego stopnia w przypadku szarogłazów łużyckich przez facje zieleńcowe do facji amfibolitowych. Podłoże suprakrustalnej serii kadomskiej nie jest znane.

W skały serii suprakrustalnej intrudowały ciała granitoidowe, które w następstwie bardzo silnej deformacji, tzw. zgnejsowania, zostały przekształcone w zróżnicowane strukturalnie i teksturalnie kompleksy ortognejsowe. Skały te są dziś reprezentowane przez granodioryty zawidowskie (540–533 mln lat), granity rumburskie i izerskie (514–480 mln lat) oraz gnejsy izerskie i kowarskie (500 mln lat) w bloku karkonosko-izerskim, gnejsy Wądroża Wielkiego (548 mln lat) występujące na bloku przedsudeckim wśród skał kompleksu kaczawskiego, ortognejsy i gnejsy występujące w SW części metamorfiku kłodzkiego, ortognejsy śnieżnickie i bystrzyckie oraz migmatyczne gnejsy gierałtowskie (522–488 mln lat) w skałach kopuły orlicko-śnieżnickiej i gnejsy strzebińskie (600–568 mln lat) w krystaliniku Wzgórz Strzebińskich. Dotychczasowe dane na temat ewolucji tektonicznej i metamorficznej tych skał nie zawsze pozwalają na stwierdzenie wieku zgnejsowania. Dane radiometryczne dotyczące gnejsów gierałtowskich i śnieżnickich sugerują metamorfizm tych skał o wieku około 340 mln lat.

## **Kompleks sowiogórski (dolny paleozoik)**

Trójkątny dziś w zarysie blok sowiogórski występujący w centralnej partii dolnośląskiej mozaiki tektonicznej, stanowi pod względem zarówno litologicznym, jak i strukturalnym element obcy wśród skał sąsiadujących jednostek metamorficznych. Blok ten jest natomiast związany przestrzennie z otaczającymi, a częściowo podścielającymi go, wystąpieniami skał ultramaficzno-maficznych, które tworzą tzw. kompleks ofiolitowy, złożony z gabra masywu Ślęży i serpentynitów masywu Gogółów–Jordanów.

Kompleks sowiogórski zbudowany jest z zespołu gnejsów i migmatytów z niewielkimi ciałami amfibolitów, granulitów i zserpentyzowanych perydotytów. Zarówno wiek, jak i charakter skał pierwotnych, z których powstał kompleks jest ciągle dyskutowany. Jasne granulity sowiogórskie i perydotyty uległy metamorfizmowi w dolnej skorupie w czasie około 400 mln lat, a następnie, razem z gnejsowym otoczeniem, w warunkach facji amfibolitowej i wielofazowej migmatytyzacji w czasie 384–370 mln lat. Szybkie wypiętrzanie kompleksu sowiogórskiego w górne partie skorupy jest dokumentowane radiometrycznie (Ar–Ar i Rb–Sr) na 370–360 mln lat. Dane te nie potwierdzają, długo uznawanego za pewnik, prekambryjskiego wieku kompleksu, choć taki wiek jest możliwy dla skał wyjściowych kompleksu.

Wzdłuż wschodniej krawędzi bloku sowiogórskiego rozwinęła się strefa Niemczy, w której dominują zmylonityzowane, czyli bardzo silnie roztarte mechanicznie i zrekrytalizowane gnejsy kompleksu sowiogórskiego (tzw. mylonity), wśród których występują łupki łyszczykowe z andaluzytem i kordierytem, kwarcyty i metaszarogałazy (przedrostek „meta” oznacza skałę, która uległa przeobrażeniom metamorficznym) oraz granitoidy niemczańskie. W obrębie tej strefy występują też serpentynity masywu Szklar. Zarówno geneza strefy Niemczy, jak i jej znaczenie w regionalnej geologii Dolnego Śląska są nadal przedmiotem kontrowersji. Niewątpliwie jej geneza jest ściśle związana z późną, waryscyjską ewolucją bloku Gór Sowich. Górne partie kompleksu sowiogórskiego były erodowane już w późnym dewonie dostarczając materiału klastycznego do depresji Świebodzic i basenu bardzkiego. Transgresja morska w wizenie wkroczyła na wyrównaną powierzchnię erozyjną bloku sowiogórskiego.

## **Ultramaficzno-maficzny kompleks ofiolitowy (dolny paleozoik)**

Kompleks ofiolitowy składa się z kilku odrębnych struktur pojawiających się dziś na powierzchni w masywie Ślęży, Szklar, Braszowic–Brzeźnicy i Nowej Rudy. Z litologicznego punktu widzenia składa się on z członu ultramaficznego (przekształconego w swej zasadniczej masie w serpentynity) z reliktowymi partiami perydotytów, piroksenitów i dunitów oraz członu maficznego (gabra, metagabra, amfibolity i diabazy). Nietypowo wykształcone sekwencje ofiolitowe występują w ma-

sywie Ślęży i Nowej Rudy, pozostałe dwa masywy są złożone tylko z serpentynitów (masyw Szklar) lub serpentynitów i gabr (masyw Braszowic–Brzeźnicy). Nie istnieją jednoznaczne dowody na to, iż kompleks ten stanowi fragment dna dawnego oceanu. Wiek gabr (U–Pb) określony na cyrkonach wynosi 420 mln lat (górny sylur–dolny dewon).

## **Kompleks kaledońsko-warycyjski (dolny paleozoik: ordowik–dewon)**

Skały paleozoiczne (ordowik–dewon) są reprezentowane na Dolnym Śląsku przez niemetamorficzne i zmetamorfizowane skały osadowe i magmowe związane z paleozoiczną historią warycyjską Europy Środkowej. Ich ewolucja przebiegała różnie i zakończyła się w różnych okresach czasu. Tworzą one jednostkę Leszczyńca we wschodniej osłonie masywu Karkonoszy, metamorfik kaczawski, część metamorfiku kłodzkiego, wczesnopaleozoiczne elementy litologiczne jednostki bardzkiej. Skały budujące te jednostki powstawały w niewielkich basenach utworzonych na skorupie oceanicznej lub na cienkiej skorupie kontynentalnej; świadczy o tym wysoka aktywność magmowa i obecność skał intruzywnych i wulkanogenicznych o skrajnie przeciwnym składzie chemicznym – kwaśnym i zasadowym, tworzące tzw. serie bimodalne. W skład omawianego kompleksu wchodzi osadowo-wulkanogeniczne serie ordowicko–sylursko–dewońskie reprezentowane przez różne typy fyllitów oraz przez skały wulkanogeniczne, o bimodalnym chemizmie. Stratygrafia wydzieleni litologicznych oparta jest na badaniach paleontologicznych (graptolity, konodonty, acritarchy, otwornice). Intensywny wulkanizm podmorski, o zmiennym w czasie składzie chemicznym świadczy o stopniowym rozwoju basenów na skorupie oceanicznej. Skały omówionych serii podlegały procesom metamorficznym i deformacjom związanym z ruchami orogenezy warycyjskiej. W bloku karkonosko-izerskim deformacja ta rozpoczęła się w późnym dewonie i trwała aż po wizen, metamorfik kaczawski przeszedł pierwszą fazę metamorfizmu w górnym dewonie, drugą w warunkach facji zieleńcowej, prawdopodobnie już w karbonie dolnym. Ostatni etap deformacji był związany z kształtowaniem się reliefu orogenicznego i tworzeniem zapadlisk śródgórskich, a w basenach morskich z powstaniem brekcji osadowych (tzw. melanży) na zboczach wypiętrzeń; są one dziś reprezentowane przez słabo metamorficzne mułowce dolnego karbonu, w których tkwią chaotycznie rozmieszczone bloki (olistolity) utworów ordowiku, syluru i dewonu. Faza ta łączy etap ewolucji basenów morskich Sudetów z kolejnym etapem – późnopaleozoicznego rozwoju orogenu warycyjskiego.

## **Synorogeniczny kompleks waryscyjski (górnny paleozoik: górny dewon–dolny perm)**

W okresie obejmującym górny dewon i dolny karbon na obszarze Dolnego Śląska miała miejsce równoczesna z początkiem ruchów orogenicznych (czyli synorogeniczna) sedymentacja fliszowa w jednostce bardzkiej i w strefie morawsko-śląskiej, na wschód od właściwych Sudetów. Do synorogenicznego kompleksu waryscyjskiego należą w strukturze bardzkiej utwory wizenu w typowej facji fliszowej, w obrębie których występują fragmenty skał starszych, na bloku Gór Sowich skały osadowej pokrywy dolnokarbońskiej, w depresji Świebodzic górnodewońsko-dolnokarboński kompleks osadowy, a w depresji śródsudeckiej dolnokarboński kompleks osadowy,

Nieco później, bo w późnym karbonie i wczesnym permie, powstawały osadowe kompleksy tzw. etapu molasowego, z którym związana była wysoka aktywność wulkaniczna. Kompleksy te powstały dzięki intensywnemu rozmywaniu gór powstających równocześnie w bezpośrednim otoczeniu zapadłisk tektonicznych: w depresji Świebodzic, depresji śródsudeckiej i północnosudeckiej.

W karbonie miał też miejsce intensywny plutonizm granitoidowy. Procesowi temu zawdzięcza powstanie grupa intruzji występujących w obrębie wszystkich jednostek metamorficznych Dolnego Śląska oraz zespół skał żyłowych reprezentowanych przez mikrogranity, aplity, pegmatyty, żyły kwarcowe i lamprofiry różnych odmian. Do zespołu granitoidów należą: masyw granitowy Karkonoszy w centrum bloku karkonosko-izerskiego, masyw granitoidowy Strzegom–Sobótka intrudujący w obręb skał kompleksu kaczawskiego oraz gabr Ślęży na bloku przedsudeckim, ciała granitoidowe Niemczy w obrębie strefy Niemczy i krawędziowej partii bloku sówiogórskiego, granitoidy strzelińskie – tworzące w dzisiejszym poziomie intersekcyjnym większe i mniejsze ciała żyłowe w skałach metamorficznych krystaliniku Wzgórz Strzelińskich, masyw kłodzko-złotostocki – sierpokształtna intruzja położona na granicy między metamorfikiem wschodniej części kopuły orlicko-śnieżnickiej (Góry Złote i Krowiarki), strukturą bardzką i metamorfikiem kłodzkim, granitoidowe intruzje brzeżne kopuły orlicko-śnieżnickiej – masyw Kudowy, Nowego Hradka, granitoidy jawornickie i bialskie. Granitoidy dolnośląskie tworzą masywy plutoniczne intrudujące równocześnie z deformacją skał otaczających (synkinematyczne), odznaczające się obecnością tekstur kierunkowych zgodnych z powierzchniami kontaktów oraz plutony powstające już po deformacji (postkinematyczne). Często wytworzyły one w swojej osłonie strefy metamorfizmu kontaktowego (hornfelsy, łupki plamiste), którego zasięg w znacznym stopniu jest uzależniony od litologii skał osłony, wielkości intruzji i temperatury magmy.



## **Kompleks platformowy (cechsztyn–mezozoik–neogen)**

Z końcem czerwonego spagowca następuje zmiana warunków tektonicznych na obszarze Dolnego Śląska. Od cechsztynu rozpoczyna się platformowy etap ewolucji obszaru Dolnego Śląska. Kończą się zjawiska związane z metamorfizmem i fałdowaniem skał oraz magmatyzmem. Płytkowodnej sedymentacji morskiej w cechsztynie, triasie środkowym (wapień muszlowy) i, po długiej przerwie, w kredzie górnej oraz sedymentacji lądowej w triasie dolnym (piaskowiec pstry) towarzyszyły deformacje o zmiennym natężeniu, zachodzące wzdłuż uskoków. W okresie triasu górnego, jury i dolnej kredy cały ten obszar wchodził w skład denudowanego ładu dostarczającego materiału detrytycznego do basenu środkowoeuropejskiego. Kompleks platformowy jest przez ten okres rozdzielony na dwie części: dolną, od cechsztynu po trias środkowy, i górną – obejmującą utwory górnej kredy. Skały dolnej części kompleksu platformowego Sudetów występują dziś w obrębie depresji śródsudeckiej i północnosudeckiej.

Transgresja górnokredowa objęła znaczną część Dolnego Śląska z wyjątkiem kilku obszarów wyspowych. Skały tego kompleksu występują na obszarze depresji północnosudeckiej, depresji śródsudeckiej oraz rowu górnej Nisy Kłodzkiej. Ukształtowanie się obecnej tektoniki obu depresji oraz rowu górnej Nisy jest wynikiem deformacji blokowych zachodzących na granicy górnej kredy i paleogenu oraz w neogenie. Do kompleksu platformowego należą także skały osadowe neogenu tworzące prawie ciągłą pokrywę na bloku przedsudeckim. Neogeńskie bazalty, liczne na Dolnym Śląsku, są natomiast związane z okresem rozciągania całego tego obszaru i powstawania w skorupie głębokich pęknięć sięgających aż do górnego płaszczu Ziemi. Najmłodsze na całym obszarze są osady plejstocenu i holocenu. Pierwsze są efektem dwukrotnego pobytu lądolodu, który w czasie zlodowacenia południowo- i środkowopolskiego przekroczył brzeg morfologiczny Sudetów. Efektem procesów sedymentacji i erozji związanych genetycznie ze zlodowaczeniami i okresami ociepleń są rozległe pokrywy utworów lodowcowych – glin zwałowych, wodnolodowcowych piasków i żwirów, osadów jeziornych (iły zastoiskowe), eolicznych (lessy) i rzecznych (pokrywy tarasowe w dolinach rzek), a także utworów stokowych i zwietrzelinowych. W holocenie (ostatnie 11 000 lat) sedymentacja skoncentrowana została w obrębie dolin rzecznych. Obszary międzydolinne podlegają ciągłym procesom wietrzenia i denudacji.

Proponowana w przewodniku trasa przebiegająca od Nisy we wschodniej części bloku przedsudeckiego do Jeleniej Góry przez Złoty Stok, Kłodzko, Nową Rudę, Wałbrzych i Kamienną Górę przebiega przez wiele jednostek geologicznych, przecinając niektóre z nich, lub przebiegając po ich fragmentach (fig. 2). Od Złotego Stoku, w którym trasa przekracza sudecki uskok brzeżny są to: strefa Złoty Stok–Skrzynka będąca północnym przedłużeniem krystaliniku Łądka–Śnieżnika, granitoidowy masyw kłodzko-złotostocki, metamorfik kłodzki, depresja śródsudecka, wschodnia

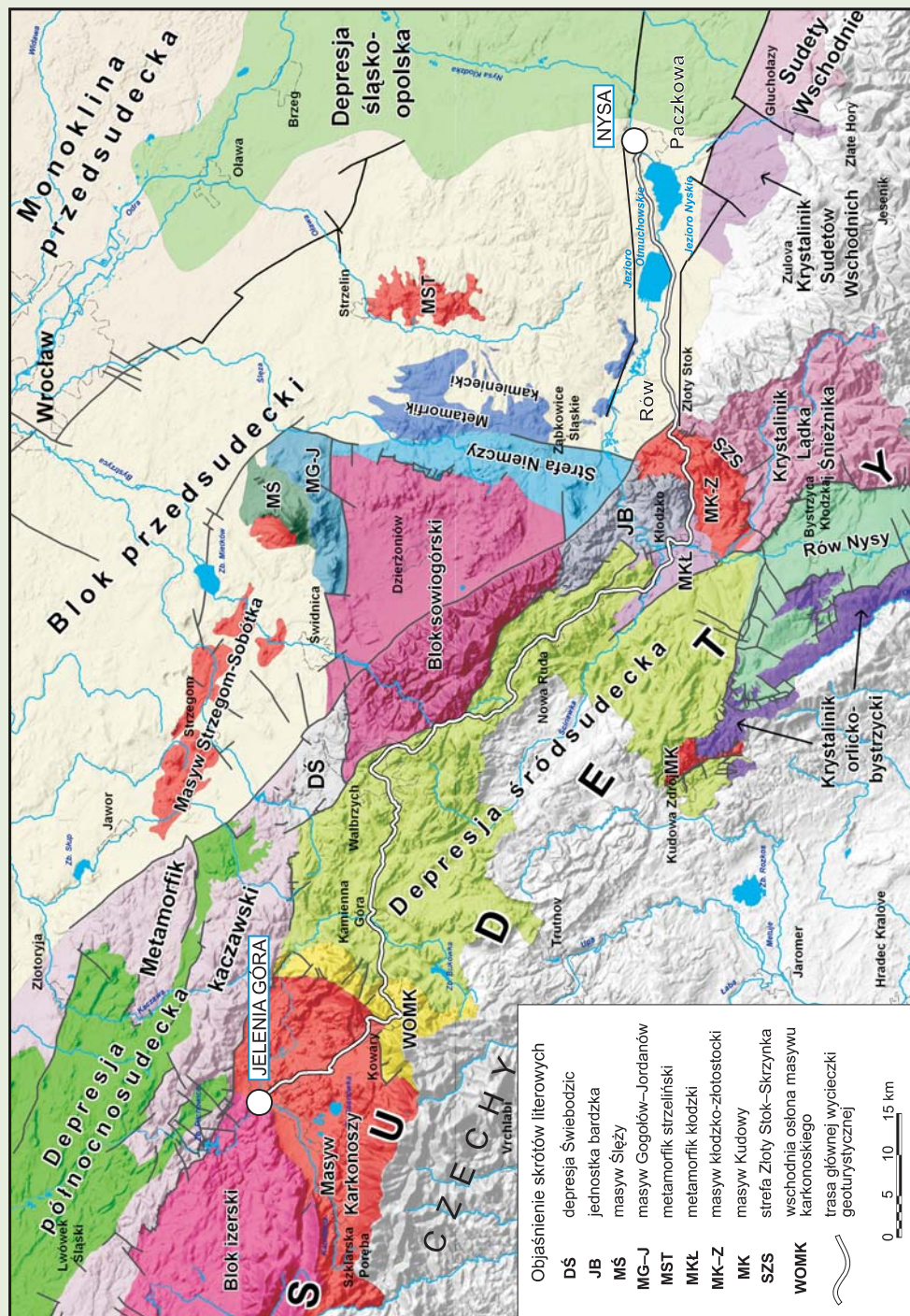


Fig. 2. Mapa jednostek geologicznych wzdłuż trasy geotektonicznej

osłona masywu Karkonoszy oraz granitowy masyw Karkonoszy. Proponowane trasy boczne prowadzą z kolei w obręb jednostki bardzkiej, skał górnej kredy Gór Stołowych i bloku sowiogórskiego. Z punktu widzenia opisanych kompleksów skalnych wycieczka, wraz z trasami bocznymi, pozwala na zapoznanie się ze skałami, minerałami i strukturami typowymi dla każdego z nich.

**Zapraszamy więc na trasę.**

## Zajmująca geologia: między Nysą a Jelenią Górą

### **1** Odcinek przedsudecki (Nysa–Złoty Stok)

*Blok przedsudecki a Sudety, wschodnia część bloku przedsudeckiego, rów Paczkowa–Kędzierzyna, ramy rowu, budowa wewnętrzna rowu, rozwój doliny rzeki na przedpolu gór – Nysa Kłodzka, zbiorniki retencyjne w dolinie Nysy*

Trasa naszej geoturystycznej wycieczki przez Sudety rozpoczyna się w Nysie – powiatowym mieście leżącym w SW części województwa opolskiego w dolinie Nysy Kłodzkiej na przedpolu Sudetów Wschodnich. Nysa jest jednym z najstarszych miast śląskich. Prawdopodobnie już w X wieku istniała tu osada. Większą rolę Nysa zaczęła odgrywać od momentu utworzenia tu w XIII wieku księstwa nysko-otmuchowskiego należącego do biskupów wrocławskich. Nysa po raz pierwszy została wzmiankowana w 1223 roku, kiedy to została ona lokowana na prawie flamandzkim, później na magdeburskim. Z początkiem XIV wieku stała się miastem stołecznym Księstwa Nyskiego. Dogodne położenie miasta na przecięciu szlaków handlowych z Pragi i Kłodzka do Opola i Krakowa, sprzyjało rozwojowi gospodarczemu miasta. Nysa liczy dziś około 50 tys. mieszkańców i jest ważnym ośrodkiem administracyjnym i gospodarczym, ale także miastem słynnym ze swoich zabytków. Warto podejść z centrum miasta ku wschodowi na wał zapory Jeziora Nyskiego. Roztacza się z niego rozległy widok na szeroką dolinę rzeki wypełnioną wodami jeziora, na pagórkowate wysoczyzny po obu jej stronach i zalesione Góry Rychlebskie ku południowemu zachodowi.



W stosunku do strukturalnych jednostek geologicznych przedgórski odcinek doliny Nysy Kłodzkiej przebiega przez południowo-wschodnią część bloku przedsudeckiego. Ten fragment doliny jest tu jednocześnie zgodny z przebiegiem neogénskich zapadlisk tworzących rów Paczkowa. Rów ten stanowi obniżony w stosunku do ram fragment podłoża krystalicznego bloku przedsudeckiego. Wypełniony jest głównie przez osady neogenu o miąższości do 300 m. Kształt i przebieg doliny Nysy Kłodzkiej między Nysą a Bardem nawiązuje ściśle do dyslokacji tektonicznych w podłożu utworów kenozoicznych.

Blok przedsudecki oddzielony jest od Sudetów uskokiem sudeckim brzeżnym i w stosunku do nich obniżony. Dolina Nysy Kłodzkiej przebiega przez fragment bloku przedsudeckiego określony jako metamorfik Doboszowic i kamieniecki. Skały metamorficzne ukazują się wyspowo na powierzchni terenu w północnym obrzeżeniu doliny. W rejonie Kamieńca Ząbkowickiego są to łupki metamorficzne, w rejonie Doboszowic gnejsy, a w rejonie Maciejowic gnejsy z intruzjami granitoidów. Na północ od Paczkowa występują amfibolity tzw. masywu Niedźwiedzia oraz intruzje granitoidów. Cały blok pocięty jest uskokami, których aktywność przejawiała się w górnej kredzie i w neogenie, kiedy to powstały liczne wylewy law bazaltowych.

Z Nysy wyruszamy ku zachodowi szosą na Otmuchów (droga 46), Paczków i Złoty Stok. Najważniejszym elementem budowy geologicznej całego tego odcinka trasy jest przedsudecka część doliny Nysy Kłodzkiej ukształtowana ostatecznie w plejstocenie, po zlodowaceniu odry. Płaskie dno doliny Nysy Kłodzkiej szerokości 2,5 do 3,5 km wypełnione jest przez młode, holocenijskie osady rzeczne: żwiry, piaski i muły zalegające na starszych żwirach i piaskach rzecznych oraz iłach i mułach neogenu. W obrębie dna doliny założone są sztuczne zbiorniki retencyjne: Jezioro Nyskie na zachód od Nysy, Jezioro Otmuchowskie między Otmuchowem a Paczkowem oraz zbiorniki wodne Kozielno i Topola (Jezioro Paczkowskie) między Paczkowem a Kamieńcem Ząbkowickim. Są one także ciekawymi obiektami turystycznymi umożliwiającymi korzystanie z plaż, sportów wodnych i wędkarstwa. Od północy i południa ograniczają dolinę rzeki pagórkowate wysoczyzny zbudowane z osadów plejstoceńskich – od północy jest to Wysoczyzna Nyska, od południa Przedgórze Paczkowskie schodzące ku dolinie poprzez Obniżenie Otmuchowskie. Od południa horyzont zamykają zbocza Gór Rychlebskich, już po czeskiej stronie granicy.

Równoleżnikowo ułożona dolina Nysy Kłodzkiej na przedpolu Sudetów, tuż za przełomem bardzkim, staje się bardzo szeroka, nawiązując na tym odcinku do ram rowu Paczkowa. Dolinie tej towarzyszą systemy tarasów rzecznych; są to spłaszczenia w kształcie półek leżące na różnej wysokości nad poziomem rzeki (n.p.rz.), zbudowane z utworów rzecznych i oddzielone od siebie przez strome krawędzie. Reprezentują one dawne równiny zalewowe. Charakterystyczną cechą osadów wszystkich akumulacyjnych poziomów tarasowych przedsudeckiego odcinka doliny Nysy

Kłodzkiej jest stosunkowo grubookruchowy, jak na rzekę przedgórską, materiał. Transport gruboziarnistych żwirów wynoszonych z Sudetów daleko na przedpole wymagał dużej siły transportowej rzeki i musiał odbywać się głównie w czasie gwałtownych wezbrań.

W przedgórskiej części doliny Nisy Kłodzkiej można wyróżnić 4 wyraźne poziomy tarasów (fig. 3). Dwa wyższe tarasy związane są ze zlodowaczeniami środkowopolskimi i wznoszą się 25 do 30 m i 12 do 17 m n.p.rz. W obrębie szerokiego dna doliny występują dwa niższe tarasy denne. Wyższy z nich wznosi się na 2–5 m n.p.rz. Tworzące go żwiry i piaski rzeczne wypełniają obszerne zagłębienie wyerodowane bezpośrednio w utworach neogenu do 25–30 m w głąb, w tym przypadku w iłach i mułach tzw. serii poznańskiej. Wyższy taras dennej Nisy Kłodzkiej powstał prawdopodobnie w czasie ostatniego zlodowacenia bałtyckiego.

Osady tarasów dennych odsłaniają się w dużych żwirowniach w obrębie doliny Nisy Kłodzkiej, poziom wody ogranicza jednak dostępność profilu do 3–4 m od powierzchni terenu. Mają one charakter masywnych żwirów pozbawionych warstwowania lub z zaznaczającym się płaskim warstwowaniem przekątnym oraz rynnowym. Utwory te wykazują słaby stopień wysortowania. Charakter serii żwirowej wskazuje więc raczej na akumulację przez rzekę roztokową, czyli spływającą wieloma rozgałęziającymi się korytami i niosącą materiał podobny jak w przypadku wyższych poziomów tarasowych.

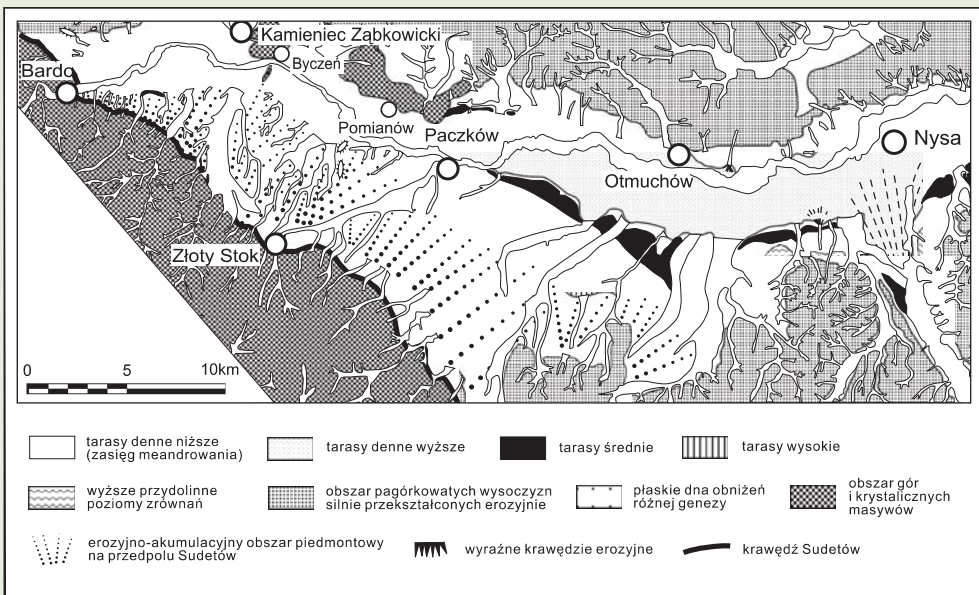


Fig. 3. Szkic geomorfologiczny doliny Nisy Kłodzkiej między Nysą a Złotym Stokiem, według B. Przybylskiego

Między Topolą a Kozielnem oraz na zachód od Otmuchowa poziomy obu niższych tarasów zbiegają się, tworząc jedno szerokie i płaskie dno doliny. Dodatkowo krawędzie terasu niższego maskowane są przez utwory akumulacji powodziowej, których miąższość w rejonie rowu Paczkowa sięga 1–2 m, a w południkowym odcinku doliny Nysy Kłodzkiej wzrasta nawet do 5 m. Cienkie pokrywy mad i ślady przepływów powodziowych zaznaczają się także na wyższym tarasie dennym. Jak wynika z roczników hydrogeologicznych i obserwacji fali powodziowej z lipca 1997 roku, poziom wód w Nysie Kłodzkiej w czasie najsilniejszych powodzi może wzrastać nawet o 8 m, co powoduje zalewanie całego dna doliny. Dzisiejsza rzeka płynie korytem wciętym w powierzchnię najniższego tarasu do głębokości 1,5–2 m w równoleżnikowym odcinku doliny. Lokalną ciekawostką, o dużym jednak znaczeniu w określaniu wieku osadów, jest obecność pni czarnych dębów w obrębie serii żwirowej w rejonie Topoli, Kozielna i Paczkowa (fot. 1). Pnie te, o znacznej grubości (do 2 m średnicy) występują na tym odcinku doliny wśród żwirów aż do głębokości 10 m. Analiza wieku próbki drewna wydobytego spod wody z głębokości 7 m wykazała wiek 7300 ( $\pm$  180) lat, tym samym dowodząc, że większa część zasypania dna doliny Nysy Kłodzkiej nastąpiła w ciągu ostatnich kilku tysięcy lat. Fakt, że pnie widoczne w stropowej części serii, do głębokości 4–5 m, tkwią w grubooczakowych osadach żwirowych wskazuje na gwałtowną depozycję osadów i katastrofalny charakter przepływów rzecznych na całej szerokości dna doliny. W rejonie Kozielna musiały istnieć w holocenie warunki dogodne do nagłej depozycji osadów wraz z niesionymi przez silny prąd pniami drzew.



**Fot. 1.** Pień kopalnego dębu w żwirach niskiego tarasu. Topola. Fot. B. Przybylski



Jadąc ku zachodowi mamy możliwość zwiedzenia dwóch, niezwykle interesujących miasteczek. Otmuchów leży na powierzchni wyższych tarasów rzeki i łagodnych zboczach Wysoczyzny Nyskiej na północnym brzegu Nysy Kłodzkiej. Jest to uroczne miasteczko z około 6 tysiącami mieszkańców o długiej i bogatej historii. Z wieży gotycko-renesansowego zamku biskupiego górującego nad miastem podziwiać można widok na miasto, widok obu jezior w dolinie rzeki i panoramy gór.

Z kolei Paczków, do którego dojeżdżamy szosą biegnącą wzdłuż południowego brzegu Jeziora Otmuchowskiego, zwany „polskim Carcassonne”, jest miasteczkiem z zachowanymi prawie w całości średniowiecznymi murami obronnymi, 4 wieżami bramnymi i basztami. Miasto, liczące dziś 8 tys. mieszkańców, leży w całości na powierzchni wyższych tarasów Nysy. Piękny jest tu też ratusz z XVI wieku i renesansowy kościół św. Jana.

Z Paczkowa możemy ruszyć bezpośrednio do Złotego Stoku (droga 46) lub, trasą okrężną, na Kamieniec Żąbkowicki przez Pomianów i Byczeń. Trasa ta, nieco dłuższa, biegnie między północną granicą doliny Nysy a pasmem Wzgórz Pomianowskich, na obszarze których mamy do czynienia z wychodniami skał krystalicznych metamorfiku Doboszowic: gnejsów doboszowickich i amfibolitów. Duży kamieniołom drobnoziarnistych gnejsów cienkolaminowanych i pręcikowych (są to gnejsy, w których agregaty kwarcowo-skaleniove tworzą wydłużone w jednym kierunku pręciki, wyznaczające kierunek przemieszczeń tektonicznych w czasie deformacji skały) możemy zwiedzić przy bocznej drodze między Pomianowem Górnym a Mrokocinem (wymaga to niewielkiego zjazdu z głównej trasy).

Na południe od szosy mijamy dwa rozległe zbiorniki wodne – zbiornik Kozielno w budowie oraz zbiornik Topola zakończony w 2002 r. i oddzielony stopniem wodnym od tego pierwszego. Oba te zbiorniki wchodzi w skład Jeziora Paczkowskiego (w budowie). Zbiornik Kozielno jest miejscem intensywnej eksploatacji kruszyw naturalnych – żwirów rzecznych z dna doliny Nysy. Dalej ku północnemu zachodowi przed Byczeniem mijamy po lewej stronie zespół stawów w Bartnikach – dziś zagospodarowane turystycznie i wędkarsko – są zagłębieniami po eksploatacji kruszyw. Dojeżdżamy do Kamieńca Żąbkowickiego, wsi leżącej u stóp rozległej, zalesionej Góry Zamkowej, na której stoi imponujący, choć w znacznym stopniu podupadły, neogotycki pałac (fot. 2). Przy szosie dojazdowej widoczne są odkrywki skał tworzących wyniesienie (fot. 3). Są to szare łupki łyszczkowe – skały zbudowane z kwarcu, biotytu i muskowitu oraz niewielkiej ilości skaleni i granatów, staurolitu, dystenu i innych minerałów typowych dla wysokiego stopnia metamorfizmu. Agregaty łyszczkowe wyznaczają powierzchnie foliacji nachylone ku zachodowi pod średnimi kątami. Odsłaniający się tu kompleks skalny należy do metamorfiku kamie-



**Fot. 2.** Wieże zamku w Kamieńcu Ząbkowickim na Zamkowej Górze. Fot. S. Cwojdziański

**Fot. 3.** Odkrywka łupków łyszczykowych metamorfiku kamienieckiego przy szosie z Byczonia do Kamieńca Ząbkowickiego. Fot. S. Cwojdziański





nieckiego, jednej z jednostek podłoża bloku przedsudeckiego. Wiek tego kompleksu nie jest jasny. Procesy metamorficzne zakończyły się tu najpóźniej w dolnym karbonie.

Przed wjazdem do samego Kamieńca skręcamy w lewo na drogę do Złotego Stoku (390) przez most na Nysie Kłodzkiej. Jedziemy po wyrównanej powierzchni wysoczyzny plejstoceńskiej pokrytej osadami lodowcowymi i wodnolodowcowymi leżącymi nad ilastymi i piaszczysto-ilastymi utworami neogenu, które odsłaniają się w erozyjnych podcięciach dolin strumieni. Z szosy roztacza się imponująca panorama Gór Złotych, z przyklejonym do nich miasteczkiem Złoty Stok, a ku zachodowi także Gór Bardzkich. Bardzo wyraźnie zaznacza się tu morfologiczna krawędź Sudetów założona na uskoku sudeckim brzeżnym.

## **2** Kłodzko-złotostocki masyw granitowy i jego osłona: strefa Złoty Stok–Skrzynka, jednostka bardzka

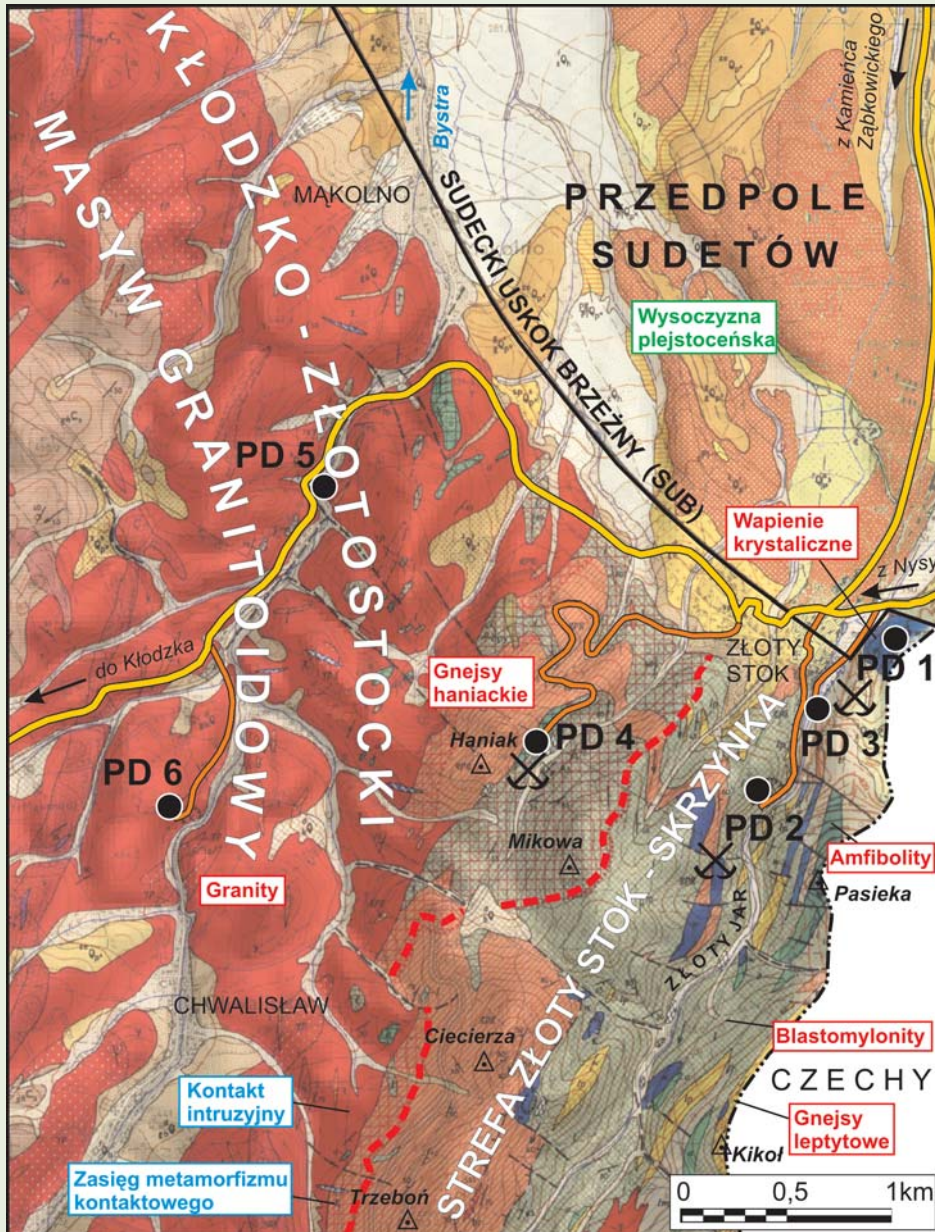
*(Złoty Stok–Mąkolno–Podzamek–Kłodzko)*

---

*Fragment kadomskiego podłoża metamorficznego, mineralizacja złota i arsenu w Złotym Stoku, waryscyjska intruzja granitowa, ostańce stropowe, problem głębokości intruzji, metamorfizm kontaktowy wzdłuż kontaktu zewnętrznego i wewnętrznego plutonu*





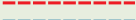











---

Szosa od Paczkowa biegnie po wyrównanej powierzchni wysoczyzny Przedgórze Paczkowskiego. Ku południowi widoczne są zalesione stoki Gór Rychlebskich po czeskiej stronie granicy, ku północy zbiorniki retencyjne w dolinie Nysy Kłodzkiej. Na wysokości wsi Kamienica szosa zaczyna wspinać się ku górze, wkraczając na północne stoki Gór Złotych. Tuż przy granicy z Czechami mamy do czynienia z pierwszymi wychodniami skał krystalicznych metamorfiku Łądko-Śnieżnika, a ściślej jego NE części wydzielanej przez geologów jako strefa tektoniczna Złoty Stok – Skrzynka (fig. 4). W wystąpieniu wapieni krystalicznych tuż przed Złotym Stokiem założony jest duży kamieniołom, w którym mieści się dziś ośrodek kempingowy i kąpielisko (punkt dokumentacyjny PD 1). Przy drodze prowadzącej do kamieniołomu obejrzeć można stare piece służące niegdyś do wypalania wapna z wapieni wydobywanych w łomie (fot. 4). Mijane wychodnie skał są interesujące także z innego punktu widzenia. Są one przesunięte ku NE w stosunku do głównej linii uskoku sudeckiego brzeżnego, który wyraźnie obcina struktury Sudetów. Przesunięcie to jest prawdopodobnie spowodowane obecnością uskoków poprzecznych o kierunku







**Fig. 4.** Mapa geoturystyczna rejonu Złotego Stoku. Fragment krystaliniku Łądko-Śnieżnika, strefa tektoniczna Złoty Stok-Skrzyna, waryscyjska intruzja granitów kłodzko-złotostockich, mineralizacja złota i arsenu w Złotym Stoku, metamorfizm kontaktowy wzdłuż kontaktu zewnętrznego i wewnętrznego plutonu. Punkty dokumentacyjne PD 1–6: Złoty Stok, Makolno, Chwalisław. Mapa geologiczna wg Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów (SMGS), ark. Złoty Stok

## OBJAŚNIENIA DO MAP GEOTURYSTYCZNYCH (fig. 4–20)


	kierunki przyjazdu i odjazdu
	trasy dojazdowe do punktów dokumentacyjnych
	dojścia piesze
	dojścia piesze szlakami turystycznymi
	
	
PODZAMEK	nazwy miejscowości
	parkingi
<i>Ciecierza</i> 	ważniejsze szczyty
 <i>Jaszkówka</i>	cieki wodne, rzeki
	schroniska turystyczne
	ruiny zamków
	granica Parku Narodowego Gór Stołowych
<b>PD 1</b> 	punkty dokumentacyjne (z numerami kolejnymi)
	punkty widokowe
	stare sztolnie i szyby górnicze
	kamieniołomy
Informacje geologiczne:	
<b>Granity</b>	ważniejsze skały
<b>Tarasy rzeczne</b>	morfologia
<b>Kontakt intruzyjny</b>	tektonika i struktury geologiczne
<b>Formacja z Glinika</b>	kompleksy i formacje skalne
<b>Perm dolny</b>	stratygrafia

**PODSTAWOWE WYDZIELENIA SKALNE**

**Czwartorzęd**

-  Tarasy rzeczne – młodsze
-  Tarasy rzeczne – starsze
-  Lessy
-  Gliny zwałowe





**Skąły osadowe kredy górnej**

-  Piaskowce, piaskowce ciosowe, margle



**Skąły wulkaniczne czerwonego spągowca**

-  Ryolity
-  Ryolity Gór Krucznych
-  Ryolity, lity
-  Tufy, tufy ryolitowe
-  Brekcje ryolitowe
-  Trachybazalty




**Skąły osadowe czerwonego spągowca**

-  Mułowce, piaskowce
-  Zlepieńce
-  Zlepieńce permu podwulkanicznego
-  Mułowce, piaskowce, zlepieńce




**Skąły plutoniczne karbonu**

-  Żyły lamprofirów
-  Żyły mikrogranitów
-  Granity karkonoskie
-  Pozostałe granity
-  Granity facji brzeżnej
-  Hornfelsy (bardzkie)
-  Hornfelsy ostańców stropowych
-  Hornfelsy Rudaw Janowickich




**Skąły osadowe karbonu górnego**

-  Formacja z Glinika: piaskowce, mułowce, zlepieńce
-  Formacja wałbrzyska: zlepieńce, piaskowce, mułowce, węgiel kamienny
-  Formacja żaclerska: zlepieńce, piaskowce, mułowce, węgiel kamienny





**Skąły osadowe karbonu dolnego**

-  Szarogłazy, mułowce
-  Kulm sowiogórski: zlepieńce, szarogłazy, mułowce
-  Kulm śródsudecki: zlepieńce, piaskowce, mułowce

**Skąły osadowe i magmowe dewonu**

-  Zlepieńce górnego dewonu
-  Łupki dewońskie: łupki krzemionkowe, łupki ilaste
-  Gabra

**Skąły epimetamorficzne (kambry – dewon środkowy)**

-  Fyllity kaczawskie
-  Fyllity kłodzkie i Rudaw Janowickich
-  Metaryolity
-  Zieleńce

**Skąły mezometamorficzne (neoproterozoik – dewon środkowy)**

-  Katakazyty gnejsowe
-  Gnejsy haniackie
-  Gnejsy i migmatyty Gór Sowich
-  Gnejsy i migmatyty skatakazowane
-  Gnejsy kowarskie
-  Blastomylonity
-  Gnejsy leptytowe
-  Gnejsy paczyńskie
-  Amfibolity północnej części Rudaw Janowickich
-  Amfibolity południowej części Rudaw Janowickich
-  Amfibolity rejonu Wieściszowic
-  Amfibolity Gór Sowich
-  Wapienie krystaliczne (marmury)
-  Łupki pirytowe
-  Łupki łyszczkowe



**Fot. 4.** Stary wapiennik w Złotym Stoku.

Fot. S. Cwojdziński

NE–SW. Na jednym z nich założona jest jedna z najpiękniejszych dolin w północnej części Gór Złotych – tzw. Złoty Jar.

Mijamy budynek leśnictwa przy szosie i zjeżdżamy w dół ku Złotemu Stokowi. To urocze miasteczko przytulone do stoków Gór Złotych słynie ze starej, jeszcze średniowiecznej tradycji górnictwa złota. Eksploatacja znanego złoża złota, a później arsenu zakończyła się tu dopiero w 1962 r., dziś dalekim kontynuatorem zakładów górniczo-chemicznych w Złotym Stoku jest Zakład Farb i Tworzyw, leżący w NE części miasta w dolinie potoku Trująca. Współczesny Złoty Stok sięga śmiało do swoich dawnych tradycji górniczych, tym razem zagospodarowując część dawnych wyrobisk kopalnianych dla celów turystycznych. Geoturystów zachęcamy do zwiedzenia miasta i kilku punktów w jego otoczeniu. Są to: nieczynny kamieniołom gnejsów i łupków blastomylonitycznych w Złotym Jarze (PD 2), główna atrakcja turystyczna – Sztolnia Gertruda i podziemna trasa turystyczna wraz z zespołem zaadaptowanych budynków pokopalnianych (PD 3) oraz hałdy pokopalniane Pola Zachodniego kopalni w Dolinie Kłodzkiej (PD 4). Do wszystkich tych punktów jest łatwy dojazd samochodem wraz z możliwością jego zaparkowania. Złoty Stok oferuje także usługi noclegowe i gastronomiczne. Liczne są tu zabytkowe obiekty związane ze starą historią miasta, a także urocze zakątki. Z południowej części miasta, leżącej na zboczu Kaplicznej Góry oraz z samej góry roztacza się piękny widok na miasto i Przedgórze Sudeckie, dolinę Nysy Kłodzkiej, wzgórze Kamieńca Ząbkowickiego, a w pogodny dzień horyzont zamykają Wzgórze Szklarskie i Dobrzenickie na północ od Ząbkowic Śląskich, na bloku przedsudeckim.



Budowa geologiczna Gór Żółtych na południe od Żółtego Stoku jest bardzo interesująca. Przebiega tu w kierunku NNE–SSW wąska strefa skał metamorficznych, zwana strefą tektoniczną Żółty Stok–Skrzynka, stanowiąca północny fragment metamorfiku łądecko-śnieżnickiego, którego skały odsłaniają się w Górach Żółtych i Białskich, w masywie Śnieżnika i w Krowiarkach. Od zachodu struktury strefy Żółty Stok–Skrzynka są ścinane przez kontakt ze znacznie młodszymi, karbońskimi granitami masywu kłodzko-żółtostockiego. Masyw ten, o charakterystycznym półksiężycowym zarysie na współczesnej powierzchni intersekcyjnej, jest wciśnięty między metamorfik łądecko-śnieżnicki na wschodzie i południu oraz metamorfik kłodzki i jednostkę bardzką na zachodzie.

Skały, które obserwować można na południe od Żółtego Stoku w licznych skałkach w Żółtym Jarze, na zboczach Mikowej, Trzebonia, Haniaka, przy szosie ze Żółtego Stoku do Łądka Zdroju, odznaczają się bardzo silnymi przeobrażeniami dynamicznymi – ulegają tzw. mylonityzacji, czyli pokruszeniu i zmieleniu ziaren mineralnych oraz ich równoczesnej lub późniejszej rekrytalizacji. Dzięki takim procesom skały metamorficzne, takie jak łupki łuszczycowe i gnejsy przeszły w tzw. blastomylonity żółtostockie. Tworzą one podstawowy zespół skalny strefy Żółtego Stoku. Są to skały drobnoziarniste, ciemnoszare, o charakterystycznej łupkowej oddzielności wywołanej przez gęsto występujące w skale powierzchnie foliacji. Tworzą je ułożone w równoległe pasemka zespoły łuszczyców (biotytu i muskowitu) „opływające” ziarniste agregaty kwarcu i skaleni (plagioklazów), na ogół z objawami strzaskania (kataklaza), ale także rekrytalizacji (blasteza). Typowo wykształcone blastomylonity można obserwować w nieczynnym dziś, dużym kamieniołomie w Żółtym Jarze, około 500 m na południe od rynku w Żółtym Stoku (dojazd ul. S. Staszica) (PD 2 – fot. 5). Kamieniołom ten, o 6 poziomach eksploatacyjnych, ma wysokość do 75 m, przy długości ściany ponad 200 m. Dziś założony jest w nim i w sąsiadującej dolinie erozyjnej Żółtego Potoku Leśny Park Przygody „Skalisko” oferujący, m.in. zjazdy na linach pomiędzy półkami skalnymi kamieniołomu. Foliacja w skałach przebiega w kierunku NNE–SSW do N–S i NNW–SSE przy stromym nachyleniu pod kątem 50–75°. Na powierzchniach foliacji obserwować można lineacje w postaci delikatnych przecinków, zmarszczkowania lub wydłużonych w jednym kierunku agregatów mineralnych. Analiza kierunku przebiegu i charakteru foliacji i lineacji w skałach metamorficznych ma dla geologów wielkie znaczenie. Pozwala ona na odtworzenie procesów deformacji, którym podlegały skały, ich następstwa wiekowego i geometrii struktur tektonicznych. W ścianie łomu widoczne są uskoki rozdzielające ją na kilka bloków. Są to struktury znacznie młodsze od tych, które powstały na etapie procesów metamorficznych w głębi skorupy ziemskiej, w warunkach wysokich ciśnień i temperatur.



**Fot. 5.** Nieczynny kamieniołom blastomylonitów w Złotym Jarze. Foliacja stromo nachylona w prawo. Widoczne liczne uskoki i spękania (PD 2). Fot. S. Cwojdziański

Uskoki są efektem rozładowywania naprężeń w płytkich strefach skorupy i deformacji sztywnych ograniczonych przestrzennie do wąskich stref. W strefach takich pojawiają się partie skał, które uległy mechanicznemu skruszeniu tworząc brekreje tektoniczne, albo wygładzone i wyślizgane lustra tektoniczne z rysami ślizgowymi, wskazującymi kierunek przemieszczeń mas skalnych. Liczne przykłady takich struktur można obserwować w kamieniołomie.

W blastomylonitach złotostockich występują liczne wkładki skał o odmiennym składzie i wyglądzie. Są to jasnoszare i zwięzłe gnejsy leptytowe o oddzielności cienkopłytkowej, ciemnozielone płytkowe amfibolity i łupki amfibolitowe oraz wapienie krystaliczne. Te ostatnie są skałami, którym warto się bliżej przyjrzeć. Ich wychodnie występują na zachodnich zboczach Pasieki i Kikoła oraz w podszczytowych partiach Mikowej i Ciecierzy. Znane są także z podziemnych wyrobisk kopalni Złoty Stok. Są to skały jasnoszare, zwięzłe, droбноziarniste lub średnioziarniste, delikatnie smugowane. Smugowanie to, wywołane przez ułożenie ziarenek grafitu lub łusek serycytu, jest prawdopodobnie śladem pierwotnego warstwowania wapieni powstałych w płytkim zbiorniku morskim, zachowanego w skale mimo późniejszych przeobrażeń metamorficznych. Takie właśnie wapienie występują w starym, już wspomnianym, kamieniołomie ponad drogą z Paczkowa do Złotego Stoku (PD 1). Dalej ku zachodowi wapieniom krystalicznym towarzyszą oryginalne, zielonawe i biało-zielonawe grubokrystaliczne skały zwane skarnami. Są one zbudowane z takich minerałów jak diopsyd, tremolit, flogopit, dolomit i kwarc.

Ze skałami krystalicznymi północnej części strefy Złoty Stok–Skrzynka związane jest znane od średniowiecza złożo złota i arsenu. W pierwszym okresie, aż po wiek

XVII, zainteresowanie budziło oczywiście jedynie złoto. Eksploatację złota rozpoczęto tu już w XIII wieku, osiągnęła ona maksymalny poziom na przełomie XV i XVI wieku, kiedy to kopalnie złotostockie dostarczały 8% ogólnego wydobycia złota w Europie. Od początku XVIII wieku rozpoczęto tu eksploatację rud arsenu i produkcję arseniku. Arsenik stał się głównym produktem Złotego Stoku na wiele lat. Obok niego, do ostatnich lat pracy kopalni już po II wojnie światowej, uzyskiwano do 20 kg złota rocznie. W miarę rozwoju górnictwa eksploatacja rud została skoncentrowana w czterech polach górniczych: w polu Góry Krzyżowej na zachodnich stokach Złotego Jaru, w polu Góry Sołtysiej na wschód od tej doliny, w Polu Zachodnim pod górą Haniak i polu Białej Góry (pod grzbieciem Ciecierzy). W 1920 r. wybudowano dwukilometrowej długości sztolnię Gertruda, która połączyła wszystkie pola górnicze kopalni. Dziś jest ona częściowo udostępniona dla turystów (PD 3). Mineralizacje rudne związane są przestrzennie przede wszystkim z wapieniami krystalicznymi i skarnami. W najbogatszym z punktu widzenia mineralizacji Polu Zachodnim kopalni Złoty Stok, pod wschodnimi zboczami Haniaka i Doliną Kłodzką, obok wapieni krystalicznych, skarnów i amfibolitów występują także nieregularne ciała serpentynitów. Są to skały o barwie czarnej lub ciemnozielonej, bardzo zwięzłe, masywne i ciężkie, na ogół bezkierunkowe, zbudowane (co obserwować można dopiero pod mikroskopem) z minerałów grupy serpentynu (lizardyt i chryzotyl), oliwinu, chlorytów, talku. Zarówno skarny, jak i serpentynity są okruszczowane przez loellingit ( $\text{FeAs}_2$ ) i arsenopiryty ( $\text{FeAsS}$ ) będące nośnikami drobnorozproszonego złota, przy czym najbogatszą rudę stanowią czarne serpentynity. Okruszczowane próby blastomylonitów, skarnów i serpentynitów, często bardzo atrakcyjne, znaleźć można na hałdach Pola Zachodniego w Dolinie Kłodzkiej (PD 4). Natomiast liczne, niewielkie hałdy żużli pohutniczych stanowiących ślady działalności górniczej i hutniczej napotkać można w wielu miejscach w dolinie Złotego Jaru nawet 2–3 km na południe od Złotego Stoku. Zawartość złota w takich żużlach jest istotna z punktu widzenia nowoczesnych technologii. Jest ono jednak niewidoczne gołym okiem, mimo to próbka żużla ze Złotego Jaru może być miłą pamiątką i wspomnieniem po pracy dawnych górników i poszukiwaczy złota.



Po zwiedzeniu Złotego Stoku i jego atrakcji górniczych i geologicznych wyruszamy szosą do Kłodzka, aby już po przejechaniu 0,5 km wkroczyć w inny świat geologiczny. Szosa biegnie wzdłuż progu Sudetów, który założony jest na sudeckim uskoku brzeżnym. Krawędź Gór Żółtych obniża się, a stoki łagodnieją. Właśnie przejechaliśmy kontakt intruzyjny między skałami metamorficznymi strefy Złoty Stok–Skrzynka, a granitoidami masywu kłodzko-złotostockiego. Generalny przebieg linii kontaktu jest równoległy do struktur skał osłony metamorficznej, czyli



NNE–SSW, przy czym linia intersekcyjna kontaktu jest zrzucana stopniowo przez poprzeczne uskoki, równoległe do sudeckiego uskoku brzeżnego, ku południowemu wschodowi. Powierzchnia kontaktowa jest nachylona ku SE pod kątem 60–65°. Równoległe do kontaktu, już w obrębie skał osłony, obserwuje się zjawiska tzw. metamorfizmu kontaktowego. Ten rodzaj przeobrażeń jest związany z wysokotemperaturowym i chemicznym oddziaływaniem skał magmowych na ich osłonę. Oczywiście wykazuje on strefowość – to znaczy oddziaływania metamorficzne słabną w miarę oddalania się od powierzchni kontaktu. Przeobrażenia kontaktowe dotyczą blastomylonitów złotostockich, które są wzbogacone w skalenie i przechodzą w gnejsy warstewkowe, jasnoszare lub żółtawe zbudowane z naprzemianległych warstewek ciemnych z biotytem i kordierytom oraz jasnych – skaleniowo-kwarcowych. Takie skały spotykamy na zboczach Haniaka, a także na zachodnich zboczach Mikowej, w pobliżu PD 4. Sam grzbiet Haniaka zbudowany jest z silnie zrekrystalizowanych, jasnych gnejsów, zwanych gnejsami haniackimi, które miejscami przechodzą w skały o zatartej teksturze kierunkowej lub gruboziarniste skały pegmatytowe. Takie procesy są wynikiem metamorfizmu kontaktowego przebiegającego w wysokich temperaturach (do 700°C) w warunkach statycznych, czyli bez wpływu ciśnień kierunkowych. Także opisane wcześniej skarny należą do skał kontaktowo zmienionych. Przeobrażenia termiczne skał złotostockich są najsilniejsze w obrębie enklaw skał osłony, które tkwią w obrębie granitów. Enklawy te, widoczne na mapie geologicznej, mają przeważnie zarysy zaokrąglone lub soczewkowate i występują szczególnie często w pobliżu kontaktu z osłoną między Mąkolnem, a Chwalisławiem. Reprezentowane są wśród nich zmienione kontaktowo skały metamorficzne strefy Żłotego Stoku–Skrzynki: blastomylonity i amfibolity. Ich obecność świadczy o tym, że intrudująca magma granitowa oddziaływała dynamicznie na osłonę wynosząc z głębi jej fragmenty.



Z typowymi skałami tworzącymi masyw kłodzko-złotostocki zapoznać się można w Mąkolnie – wsi założonej w XIII wieku, a leżącej w dolinie Mąkolnicy i potoku Bystra. W okolicach wsi prowadzono w XV wieku działalność górnictw (rudę miedzi), mieściła się tu też prochnia, a od XX wieku aż do dziś działają zakłady chemiczne. Szosa do Kłodzka skręca ku południowi i biegnie przez górną część wsi. Po lewej stronie trasy, przy moście na Bystrej w stromych skałkach (PD 5) odsłaniają się typowo wykształcone granity ciemnoszare i szaroróżowe, średniokrystaliczne, partiami porfirowate. Tym ostatnim charakterystyczny wygląd nadają tabliczkowate, porfirokryształy skaleni do 2 cm długości, przeważnie ułożone dłuższymi osiami w jednym kierunku. Kierunkową teksturę granitów podkreślają też ułożone równoległe agregaty minerałów ciemnych: biotyty i amfiboli (hornblendy) oraz jasnych – kwar-

cowo-skaleniowych. Wśród skaleni plagioklasy – skalenie sodowo-wapniowe – dominują nad skaleniami potasowymi. Z punktu widzenia klasyfikacji mineralogicznej skał granitowych są to głównie granodioryty i tonality. Wszystkie skały granitopodobne określa się wspólnym mianem granitoidów. W skałce widoczna jest też żyła drobnoziarnistego, różowo-szarego aplitu. Skały tego typu wypełniają szczeliny w ochłodzonych już i skrzepniętych ciałach magmowych. Ich skład mineralny odpowiada granitom, natomiast drobnoziarnista struktura aplitów jest wynikiem szybkiego chłodzenia magmy granitowej.

Inne odsłonięcie granitoidów kłodzko-złotostockich można obejrzeć około 2 km bardziej ku południowi, po prawej stronie szosy z Mąkolna do Chwalisławia, jeszcze przed początkiem tej, założonej w XIII wieku, wsi łańcuchowej. W starym, zarośniętym lasem, kamieniołomie (PD 6) występują szare, średniokrystaliczne granity o nierównomiernym rozmieszczeniu minerałów. Minerale ciemne (zwane maficznymi od zawartości magnezu i żelaza) są reprezentowane przez plastrowate i plamiste skupienia biotyty i amfiboli (hornblendy), minerały jasne przez skalenie (plagioklasy) i kwarc. W niewielkich, akcesorycznych ilościach występują cyrkon, apatyt, tytanit, epidot – drobne ziarenka tych minerałów nie są widoczne okiem nieuzbrojonym. Granity są przecięte przez 3 żyły lamprofirów o grubości od 0,75 do 1,5 m. Lamprofiry są skałami drobnokrystalicznymi, masywnymi, o ciemnej, prawie czarnej barwie (melanokratycznymi). Powstały one zwykle w późnej fazie rozwoju ciał granitowych przez wypełnienie szczelin w skonsolidowanym masywie przez magmy genetycznie związane z granitoidami, lecz o odmiennym składzie chemicznym bogatszym w żelazo i magnez, a uboższym w krzem (geolodzy takie skały nazywają zasadowymi).



Dalsza droga prowadzi z powrotem z Chwalisławia do szosy Złoty Stok–Kłodzko. Jedziemy w kierunku Kłodzka przez kraj pagórkowaty, częściowo zalesiony, stanowiący wyraźne obniżenie między grzbietem Gór Złotych na wschodzie, a wyniosłym pasmem Gór Bardzkich na zachodzie. Obniżenie to powstało w wyniku wietrzenia i niszczenia granitoidów kłodzko-złotostockich – skał, które wykazują mniejszą odporność od skał osłony. Dzięki temu cały masyw jest dziś wyraźnie widoczny w morfologii tej części Sudetów. Jadąc szosą w kierunku wsi Laski przejeżdżamy wąską doliną potoku między wyniesieniami Kłody i Sokolca. Oba te wzgórza wyraźnie zaznaczające się w obniżeniu kłodzko-złotostockim, są zbudowane z różnych odmian hornfelsów i łupków plamistych – skał, które powstają wskutek intensywnego metamorfizmu kontaktowego. Skały te są podścielane i penetrowane przez granitoidy. Tworzą one fragmenty dawnej osłony stropowej granitów, czyli są tzw. ostańcami stropowymi. Ich ułożenie w obrębie granitów świadczy jednak o tym, iż

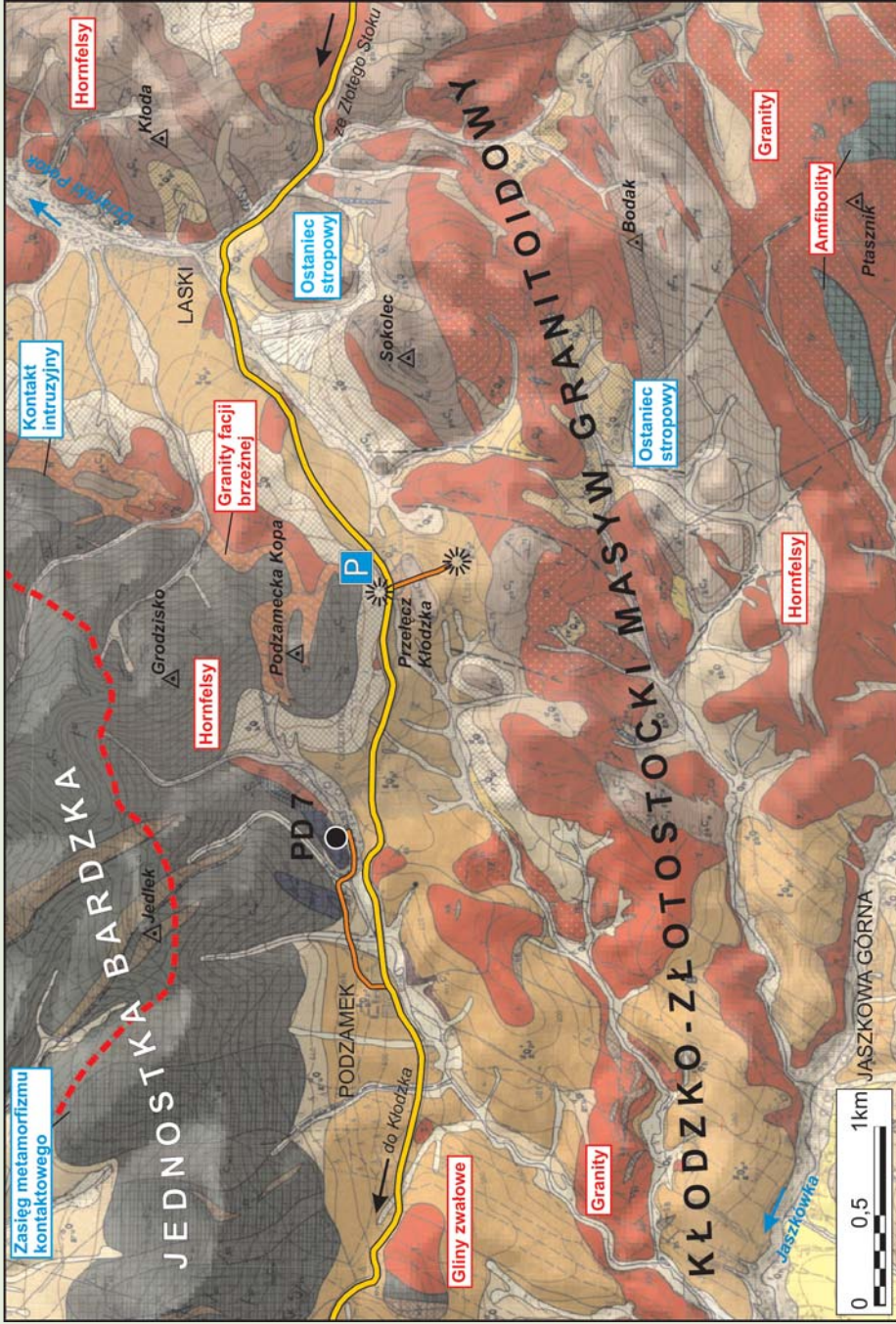


Fig. 5. Mapa geoturystyczna rejonu Laski–Podzamek. Waryscyjska intruzja granitów kłodzko-złotostockich, ostaniec stropowe, metamorfizm kontaktowy wzdłuż kontaktu zewnętrznego intruzji z jednostką bardzka, hornfelsy i łupki plamiste. Punkt dokumentacyjny PD 7: Podzamek. Mapa geologiczna wg SMGS, ark. Złoty Stok, Kłodzko

wzięły udział w ruchu mas magmowych. Nie są więc one typowymi ostańcami stropowymi, lecz fragmentami osłony, zatopionymi i zrotowanymi w magmie granitowej.

Od wsi Laski szosa wspina się stopniowo ku południowemu zachodowi ku Przełęczy Kłodzkiej (483 m n.p.m.), która stanowi dobry punkt widokowy. Na przełęczy zatrzymać się można na parkingu przy szosie, na południowym zboczu Podzameckiej Kopy. Jesteśmy tu u stóp Gór Bardzkich, które na długim odcinku tworzą zachodnią i północną osłonę kłodzko-złotostockiego masywu granitowego (fig. 5). Ładny widok ku SE i E na zalesione wzgórza zbudowane ze skał fragmentów osłony stropowej granitoidów rozciąga się z drogi w kierunku kolonii Gajek. Właśnie w rejonie Podzameckiej Kopy i Przełęczy Kłodzkiej intersekcyjna linia kontaktu granitoidów z jednostką bardzką zmienia kierunek z południkowego na równoleżnikowy. Przebieg kontaktu jest łatwy do śledzenia. Zaznacza się on wyraźnie w morfologii i podkreślony jest wyraźnym załamaniem stoków i dolną granicą lasów Gór Bardzkich (fot. 6). Linia kontaktu jest nierówna, zwłaszcza na odcinku południkowym, miejscami, na przykład w obniżeniu między Podzamecką Kopą a Grodziskiem, granitoidy wkraczają w obręb skał jednostki bardzkiej oddzielając na powierzchni fragment osłony budujący szczyt Podzameckiej Kopy od pozostałej części osłony. Jej przebieg wskazuje wyraźnie, że powierzchnia kontaktu granitoidów kłod-



**Fot. 6.** Góry Bardzkie (jednostka bardzka) kontaktują z granitoidami kłodzko-złotostockimi. Linia kontaktu przebiega wzdłuż granicy lasów. Fot. S. Cwojdziański

zko-złotostockich zapada łagodnie ku północnemu zachodowi pod osłonę bardzką. W związku z takim ukształtowaniem kontaktu intruzyjnego na granicy granitoidów i skał jednostki bardzkiej obserwować można zmiany endo- i egzokontaktowe. Te pierwsze dotyczą granitoidów, wzdłuż kontaktu z osłoną pojawiają się tzw. facje brzeżne reprezentowane przez jasne granity drobnoziarniste, bezkierunkowe złożone z kwarcu, skaleni potasowych, plagioklazów i niewielkiej ilości łuszczyków i chlorytu. Skały te powstały wskutek wzajemnych oddziaływań termicznych i chemicznych między magmą granitoidową a chłodnymi skałami osłony. Zmiany egzokontaktowe są widoczne w przykontaktowym pasie wychodni osadowych skał jednostki bardzkiej o szerokości do 1 km na Podzameckiej Kopie, Grodzisku, Jedlaku i Obszernej. Podstawowe skały jednostki bardzkiej to skały osadowe – dolnokarbońskie piaskowce szarogłazowe i mułowce z wkładkami wapieni i zróżnicowanych łupków ilastych i krzemionkowych. Skały te w rejonie kontaktu ulegają strefowym zmianom termicznym. W pobliżu kontaktu występują ciemnoszare lub czarne, bardzo drobno-kryształiczne i zwarte hornfelsy kordierytowo-andaluzytowe, często z granatami, nieco dalej – hornfelsy biotytowe oraz piaskowce i łupki, w których materiał spoiwa (tła) skały uległ słabej rekrytalizacji (serycytyzacja). W ciemnych hornfelsach pojawiają się nieregularne, oczkowe i sieciowe agregaty skaleniowo-kwarcowe. Są one wynikiem lokalnego upłynnienia łatwotopliwej frakcji jasnej (leukokratycznej) w strefie przykontaktowej.

Szczególnie interesujące skały zmienione kontaktowo możemy obserwować w starych zarośniętych kamieniołomach w Podzamku, wsi położonej na południowych stokach Grzbietu Wschodniego Gór Bardzkich. Kamieniołomy te (PD 7) są założone na dwóch wychodniach wapieni wydłużonych w kierunku NE–SW tkwiących w piaskowcach szarogłazowych. Występują tu wapienie uznawane za dolnokarbońskie, choć nigdy nie znaleziono w nich skamieniałości. W łomach założonych we wschodniej wychodni można prześledzić bezpośredni kontakt wapieni z granitoidami – w tym przypadku z granodiorytami średniokryształicznymi. Wapienie ulegają rekrytalizacji uzyskując struktury grubokryształiczne i przechodząc w ciekawy zespół skarnów – czyli skał złożonych z minerałów węglanowych (kalcyt) i glinokrzemianów wapnia. Na starych hałdach i ścianach łomów można tu znaleźć interesujące i piękne przykłady skarnów granatowych (grossularowych), piroksenowo-granatowych (z wollastonitem), granatowo-wezuwianowych, kalcytowo-granatowych i innych.

Zapoznawszy się z zagadnieniami granitoidów kłodzko-złotostockich i zjawisk kontaktowych wyruszamy dalej w stronę Kłodzka. Szosa biegnie ku zachodowi południowymi, łagodnymi stokami Gór Bardzkich. Są one przykryte płaszczem glin polodowcowych i stokowych powstałych w plejstocenie. Przed wsią Paszkówka, 4 km od Przełęczy Kłodzkiej, w prawo odchodzi skośnie wąska szosa ku NW, do schroniska Kukułka. Z tarasu przed budynkiem rozciąga się, zwłaszcza w pogodny

dzień, wspaniały widok na Kotlinę Kłodzką, samo miasto i, ku południowi, na tektoniczne zapadlisko rowu górnej Nysy Kłodzkiej i jego obramowanie: podniesione wzdłuż młodych uskoków ramowych Masyw Śnieżnika na wschodzie oraz Góry Bystrzyckie i Orlickie (na drugim planie) od zachodu.

## 3 Metamorfik kłodzki – jednostka bardzka (Kłodzko–Gologłowy–Łączna, Kłodzko–Bardo–Wojbórz–Gologłowy)

---

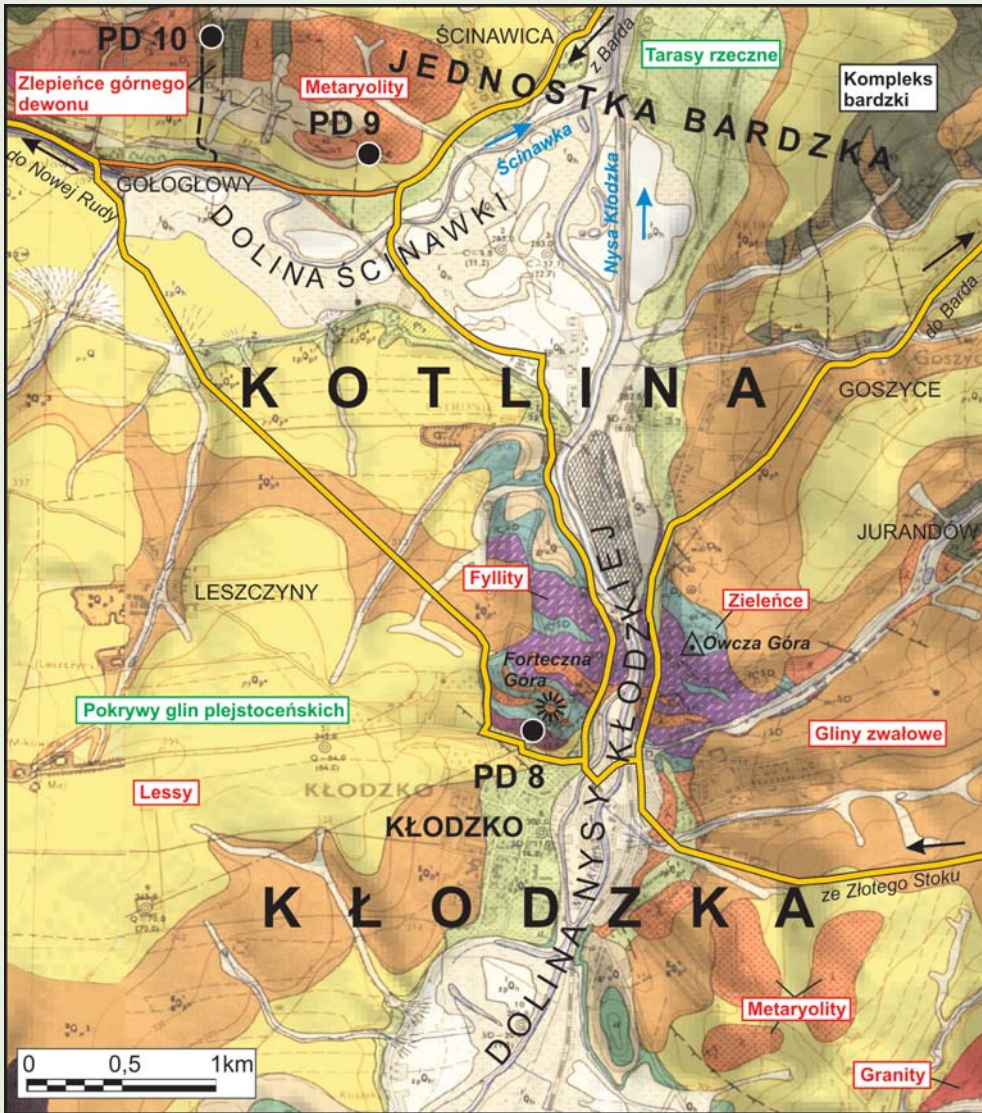
*Fragment metamorfiku kłodzkiego, kontakt z jednostką bardzką, przełom Nysy Kłodzkiej przez Góry Bardzkie, skały jednostki bardzkiej w rejonie Barda*

---

Do Kłodzka wjeżdżamy od wschodu szosą, która opada ku dolinie Nysy Kłodzkiej. Kłodzko jest historyczną stolicą i głównym ośrodkiem administracyjnym Kotliny Kłodzkiej. Jego historia sięga X wieku, w 1337 r. uzyskało prawa miejskie. Stare centrum Kłodzka, pełne zabytków, jest warte zwiedzenia. Samo miasto jest zlokalizowane w dolinie rzeki i na jej tarasach plejstocénskich w cieniu dwóch potężnych fortów z połowy XVIII wieku leżących na Górze Fortecznej i Owczej rozcinanych przez wąską, przełomową dolinę Nysy. Centrum Kłodzka, położone w obrębie dna doliny Nysy Kłodzkiej zostało w czasie powodzi w 1997 r. całkowicie zalane. Poziom wód powodziowych sięgał pierwszego piętra domów i jest do dziś widoczny na ścianach niektórych z nich (fot. 7).



**Fot. 7.** Poziom, jaki osiągnęły wody powodziowe Nysy Kłodzkiej w 1997 r. nadal widoczny na ścianach niektórych budynków w Kłodzku.  
Fot. S. Cwojdzński



**Fig. 6.** Mapa geoturystyczna rejonu Kłodzka (Kotlina Kłodzka). Fragment metamorfiku kłodzkiego, fyllity, Zieleńce, metaryolity, osadowa pokrywa górnego dewonu, kontakt z jednostką bardzką. Punkty dokumentacyjne PD 8–10: Kłodzko, Ścinawica, Gołogłowy. Mapa geologiczna wg SMGS, ark. Kłodzko

Oba wzgórza stanowią wychodnie skał należących do nowej, na naszej trasie, jednostki geologicznej – metamorfiku kłodzkiego. Wyspowe wychodnie tego metamorfiku rozciągają się od Kłodzka ku NW i zachodowi aż po Ścinawkę Dolną i Bożków (fig. 6). Metamorfik kłodzki, mimo niewielkiego rozmiaru dzisiejszych wychodni, jest niezwykle skomplikowany. Zawiera on kilka nasuniętych na siebie jedno-

stek zbudowanych z zespołów zróżnicowanych skał pochodzenia osadowego (fyllity, metapiaskowce, metazlepieńce, kwarcyty grafitowe) i osadowo-wulkanicznego (zieleńce, łupki chlorytowe, metaryolity, metatufy ryolitowe), a także amfibolitów, metagabr, metagranitów i ortognejsów. Przedrostek meta- – dodawany do nazw skał oznacza, że cały kompleks metamorfiku kłodzkiego uległ metamorfizmowi regionalnemu średniego i średnio-niskiego stopnia. Z punktu widzenia klasyfikacji warunków metamorfizmu skały te reprezentują fację epidotowo-amfibolitową i zieleńcową. W obrębie jednostki kłodzkiej przemieszane są tektonicznie elementy różnego wieku: dominują skały neoproterozoiczne (590–600 mln lat) i wczesnopaleozoiczne (490–500 mln lat), a w niektórych zespołach skał osadowych (fyllity z wkładkami wapieni krystalicznych w rejonie Małego Bożkowa) występują skamieniałości środkowego dewonu.

Bardzo interesujące odkrywki typowych skał metamorfiku kłodzkiego występują w bezpośrednim podłożu twierdzy kłodzkiej, powyżej ul. Czeskiej przy wejściu do fortów (PD 8, fot. 8). Są to łupki chlorytowo-epidotowe, szarozielone, o strukturze drobnoziarnistej, drobnołupiącej się, intensywnie zafałdowane. W łupkach tkwią soczewkowate bryły różowo-szarej skały drobnokrystalicznej zbudowanej z plagioklazów, kwarcu i jasnych łuszczaków. Gołym okiem widoczne są drobne kryształy kwarcu, tło skalne jest czasem delikatnie smugowane. Jest to metaryolit – czyli zmetamorfizowana skała wulkaniczna o pierwotnym składzie ryolitu. Z kolei łupki chloryto-

**Fot. 8.** Budiny metaryolitów w łupkach zieleńcowych w podłożu twierdzy kłodzkiej (PD 8).  
Fot. S. Cwojdziński





wo-epidotowe są metamorficznym odpowiednikiem skał wulkanicznych typu bazaltów. Cały obserwowany tu kompleks skalny wykazuje silną deformację tektoniczną, przy czym widoczna jest wyraźna różnica w reagowaniu na deformację łupków, które odkształcają się plastycznie i metaryolitów, które są znacznie bardziej sztywne i tworzą tzw. budiny, otaczane i rozdzielane przez łupki. W łupkach widoczna jest lineacja w postaci drobnych zmarszczek, jest ona ułożona w kierunku NW–SE, dłuższe osie budin są do niej równoległe. Dla geologów jest to dowód, iż cały kompleks uległ równoczesnej deformacji. Deformacja ta odbywała się w warunkach tzw. facji zieleńcowej metamorfizmu regionalnego. Oznacza to, że wyjściowy zespół skał uległ deformacji w warunkach temperatur rzędu 350–400°. Podobne skały i deformacje dysharmonijne można też obserwować pod murami twierdzy w jej części północnej.

Inne skały metamorficzne pochodzenia wulkanicznego obserwować można na północ od Kłodzka, w pobliżu Ścinawicy. Aby dotrzeć do punktu PD 9 wyjeżdżamy z Kłodzka szosą w kierunku Młynowa (ulicami Łukasieńskiego i Półwiejską) przekraczając most na Ścinawce. Na wzgórzu ponad drogą ze Ścinawicy do Gołogłowów, około 250 m na północ od szosy, w starym kamieniołomie występują szare i różowo-szare metaryolity masywne. W bardzo drobnokrystalicznym tle skały widoczne są drobne prakryształy (fenokryształy) skaleni i kwarcu, czasem ułożone kierunkowo. Takie ułożenie podkreśla fluidalną teksturę skały powstałą w wyniku płynięcia mas magmy ryolitowej. Skały są intensywnie spękane, na powierzchniach niektórych spękań znaleźć można krzaczasto rozgałęzione czarne naloty tlenków manganu tzw. dendryty.

Bez względu na wiek skał pierwotnych tworzących dziś metamorfik kłodzki, procesy metamorfizmu i deformacji zakończone tu zostały przed późnym dewonem. W rejonie bowiem Gołogłowów przy trasie z Kłodzka do Nowej Rudy stwierdzono występowanie bardzo ważnej niezgodności erozyjnej. Na ściętej erozyjnie powierzchni podłoża skał metamorfiku kłodzkiego zalegają niezgodnie skały osadowe późnego dewonu, reprezentowane przez zlepieńce i brekcje, tzw. podstawowe oraz wapienie. Są one zachowane dziś jedynie lokalnie. W skałach tych pojawiają się okruchy skał metamorficznych. Taka sytuacja geologiczna dowodzi, że główna deformacja i metamorfizm skał jednostki kłodzkiej zaszyły między środkowym, a najwyższym dewonem w stosunkowo krótkim okresie czasu. Skały podłoża metamorficznego reprezentowane przez gnejsy mylonityczne i amfibolity oraz zalegające na nich górnodewońskie zlepieńce wapieniste i ciemne wapienie są widoczne w starym kamieniołomie na północ od Gołogłowów (PD 10). Skały osadowe przebiegają południkowo, a ich ławice są dość stromo nachylone ku wschodowi (55–65°). Takie ustawienie warstw jest wynikiem nasunięcia na metamorfik kłodzki i jego platformową pokrywę węglanową skał jednostki bardzkiej.



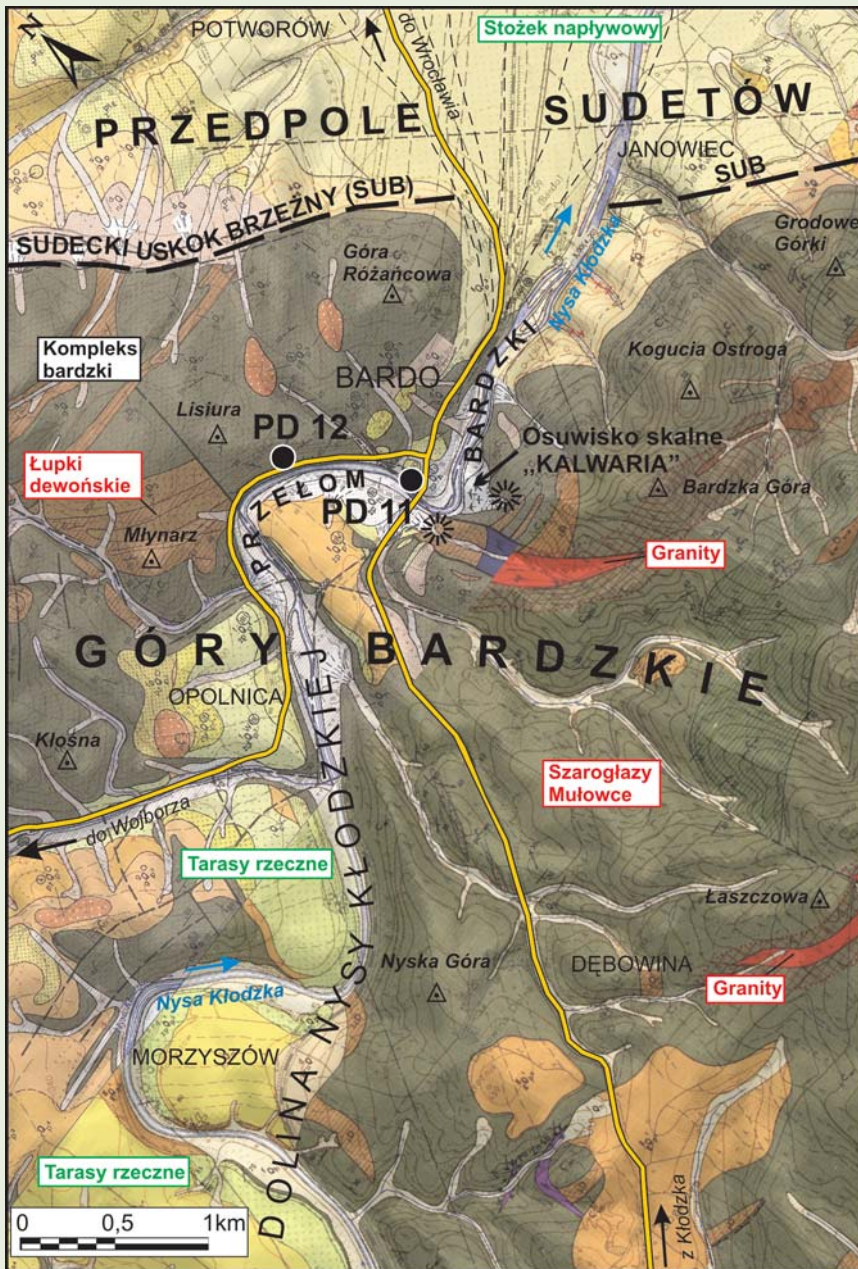


Fig. 7. Mapa geoturystyczna przełomu Nysy Kłodzkiej przez Góry Bardzkie, skały jednostki bardzkiej w rejonie Barda: szarogłazy i mułowce dolnego karbonu, olistolity. Punkty dokumentacyjne PD 11–12: Bardo Śląskie. Mapa geologiczna wg SMGS, ark. Bardo Śląskie, Kłodzko, Przyłek

Z Kłodzka wyjeżdżamy na północ koło dworca kolejowego Kłodzko Główne w kierunku Wrocławia, przez Boguszyn, do Barda Śląskiego. Droga biegnie po obszernej, wyrównanej powierzchni pokrytej plejstoceniowymi glinami zwałowymi i lessami. Po połączeniu z drogą nr 8 (Kudowa–Wrocław) po obu stronach pojawiają się zalesione grzbiety Gór Bardzkich. Zaczynają się tu wychodnie podstawowych skał jednostki bardzkiej – przewarstwiających się nawzajem szarogłazów, mułowców i łupków ilastych dolnego karbonu. Jednostka bardzka jest zbudowana z zespołu zróżnicowanych skał osadowych, nie podlegających metamorfizmowi (z wyjątkiem opisanych już procesów kontaktowych). Tworzą one Góry Bardzkie, rozcięte znanym przełomem Nysy Kłodzkiej między Kłodzkiem a Bardem Śląskim (fig. 7). Ze skałami dokumentującymi niezwykle interesującą historię geologiczną kompleksu bardzkiego zapoznamy się w środkowej części gór w przełomie Nysy oraz w rejonie Srebrnej Góry na kontakcie jednostki bardzkiej i bloku gnejsowego Gór Sowich.

Bardo Śląskie jest pięknym, niewielkim miasteczkiem (około 4000 mieszkańców), położonym malowniczo na zboczu Góry Różańcowej wznoszącej się na północ od doliny przełomu Nysy Kłodzkiej. Powstało ono już na początku XIV wieku, na miejscu znacznie starszego grodu, przy ważnym szlaku handlowym do Czech. Piękny widok na przełom Nysy i otaczające góry roztacza się z kładki nad dworcem kolejowym. Widzimy stąd głęboko wcięte zakola rzeki, która w odległości 2 km ku wschodowi wypływa z Sudetów. Nad dnem doliny widoczny jest taras zalewowy o szerokości do 150 m, od wewnętrznej strony zakoli brzegi rzeki są łagodne i płaskie, od strony zewnętrznej strome i skaliste. W kierunku południowo-wschodnim na zboczu Kalwarii (583 m n.p.m.) widoczna jest rozległa nisza osuwiska ześlizgowego, które, według starych kronik, utworzyło się w 1598 r. tarasując swobodny przepływ rzeki i doprowadzając do częściowego zalania miasta. Do dziś zachowały się ściany skalne niszy oraz częściowo pokryty dziś lasem, jezior osuwiskowy. Tego typu procesy zwane ogólnie ruchami masowymi zachodzą na stromych stokach, które zbudowane są z warstwowanych skał o różnym charakterze – np. piaskowców i łupków jak w tym przypadku – które nachylone są w kierunku nachylenia stoku. W sprzyjających warunkach pogodowych (po długotrwałych opadach) ogromne masy skalne mogą runąć grawitacyjnie w dolinę wykorzystując równoległe do warstwowania powierzchnie poślizgowe.

Dzięki pracy erozyjnej Nysy Kłodzkiej w korycie rzeki bezpośrednio na północ od starego, kamiennego mostu obserwować możemy skały budujące tę część jednostki bardzkiej (PD 11 – fot. 9). Są to piaskowce szarogłazowe z wkładkami mułowców i iłowców – cała seria reprezentuje dolny karbon. Są to skały szare lub ciemnoszare, średnioziarniste w wypadku piaskowców, aż do bardzo drobnoziarnistych iłowców, silnie spękane, a nawet strzaskane tektonicznie. Powierzchnie warstwowania zgodne z uławiceniem tych osadowych skał przebiegają w kierunku NW–SE i są nachylone ku NNE pod kątem około 50°. Kompleks tych skał, typowy dla jednostki bardzkiej, powstał na skłonie dość głębokiego zbiornika morskiego w pobliżu silnie erodowanych wybrzeży, przy udziale spływów osadów na stokach basenu pod wpływem grawitacji. Takie



**Fot. 9.** Przełom bardzki Nysy Kłodzkiej. W podcięciu erozyjnym rzeki odkrywka piaskowców szarogłazowych dolnego karbonu z wkładką dewońskich łupków krzemionkowych (PD 11). Fot. S. Cwojdziański

procesy doprowadzają do powstania tzw. fliszu. W obrębie tych skał występują wkładki zielonawych, zwięzłych łupków krzemionkowych rozpadających się przy uderzeniu na ostrokrawędziste, nieregularne bloczki. Skały te, zgodnie z wynikami badań mikroorganizmów w nich zachowanych powstały w dewonie górnym w zupełnie innym basenie morskim – głębszym i w znacznie większej odległości od brzegów. Są one rezultatem spokojnej, głębokomorskiej i powolnej sedymentacji. Ich bliski związek przestrzenny z kompleksem dolnokarbońskich skał fliszowych jest wyjaśniany przez geologów przez koncepcję tzw. kompleksu olistolitowego. Kompleksy takie powstają na zboczach basenów sedymentacyjnych w efekcie często gwałtownych, podmorskich osuwisk skalnych. W trakcie takiego procesu następuje przemieszanie skał różnego wieku i pochodzenia dając w efekcie chaotyczny zespół skał. Ze względu na taki właśnie charakter te zespoły skalne nazywane są także dzikiem fliszem lub melanżem osadowym.

Skały typowego fliszu bardzkiego możemy obserwować w Przełomie Bardzkim przy szosie z Barda do Nowej Rudy. Na przestrzeni ponad 500 m, w skałkach i w starym kamieniołomie (PD 12), odsłaniają się ciemnoszare lub czarne szarogłazy i mułowce bardzkie. Warstwy tych skał są ułożone w kierunku WNW–ESE i zapadają ku północy pod kątem 30 do 50°.

Jadąc dalej wąską drogą asfaltową przez Opolnicę na Wojbórz mamy okazję przyjrzeć się rzeźbie Gór Bardzkich, których łagodne grzbiety i kopulaste, zalesione szczyty o wysokościach 450–590 m n.p.m. są rozdzielone głęboko wciętą doliną Nysy Kłodzkiej tworzącą znany przełom. Koryto rzeki w obrębie przełomu zachowuje charakterystyczne, pętlowate meandry, a jednocześnie, w wielu miejscach jest wcięte w skały podłoża. Równocześnie w obrębie samej doliny przełomowej występują spłaszczenia tarasów rzecznych na różnych poziomach powstałe od końca trzeciorzędu poprzez plejstocen, aż po najmłodszy, najniższy taras holoceniński. Cały przełom powstał, jak się przyjmuje, w wyniku oddziaływania erozji wgłębnej rzeki w obrębie podnoszącego się bloku Gór Bardzkich między Kotliną Kłodzką a przedpołem Sudetów. Ta równowaga między ruchami tektonicznymi a erozją rzeczna trwa od górnego pliocenu do dziś, a więc przez okres co najmniej 2 mln lat. Takie przełomy nazywane są antecedentnymi, a przełom bardzki stanowi ich typowy przykład.



W Wojborzu skręcamy w lewo w kierunku Kłodzka przez Młynów. W Młynowie, jadąc na południe wzdłuż doliny Nysy Kłodzkiej, możemy obejrzeć skałki szarogłazów bardzkich nad korytem rzeki (trudno dostępne do bezpośredniej obserwacji), a także przyjrzeć się bliżej fliszowemu kompleksowi bardzkiemu w czynnym kamieniołomie produkującym drogowy kamień łamany. Wstęp do niego wymaga uzyskania zgody nadzoru (fot. 10).



**Fot. 10.** Kamieniołom szarogłazów bardzkich w Młynowie. Warstwowanie zapada w prawo pod kątem 45°. Fot. S. Cwojdziański

Stąd możemy wrócić do Kłodzka, aby zamknąć pętlę trasy Kłodzko–Bardo–Kłodzko, lub jadąc na Gołogłowy szosą wałbrzyską ruszyć w kierunku Nowej Rudy na dalszy odcinek trasy geoturystycznej. Po przejechaniu kilku km, w miejscowości Gorzuchów rozpoczyna się kolejna, bardzo interesująca odnoga prowadząca w kierunku Ścinawki Dolnej i Średniej, do Radkowa i Karłowa na terenie Parku Narodowego Gór Stołowych. Trasa ta umożliwi nam zapoznanie się z geologią Gór Stołowych zbudowanych z utworów kredy górnej.

## 4 Krawędź bloku Gór Sowich – jednostka bardzka (*Koszyn–Przełęcz Srebrna–Srebrna Góra–Dzikowiec–Stupiec*)

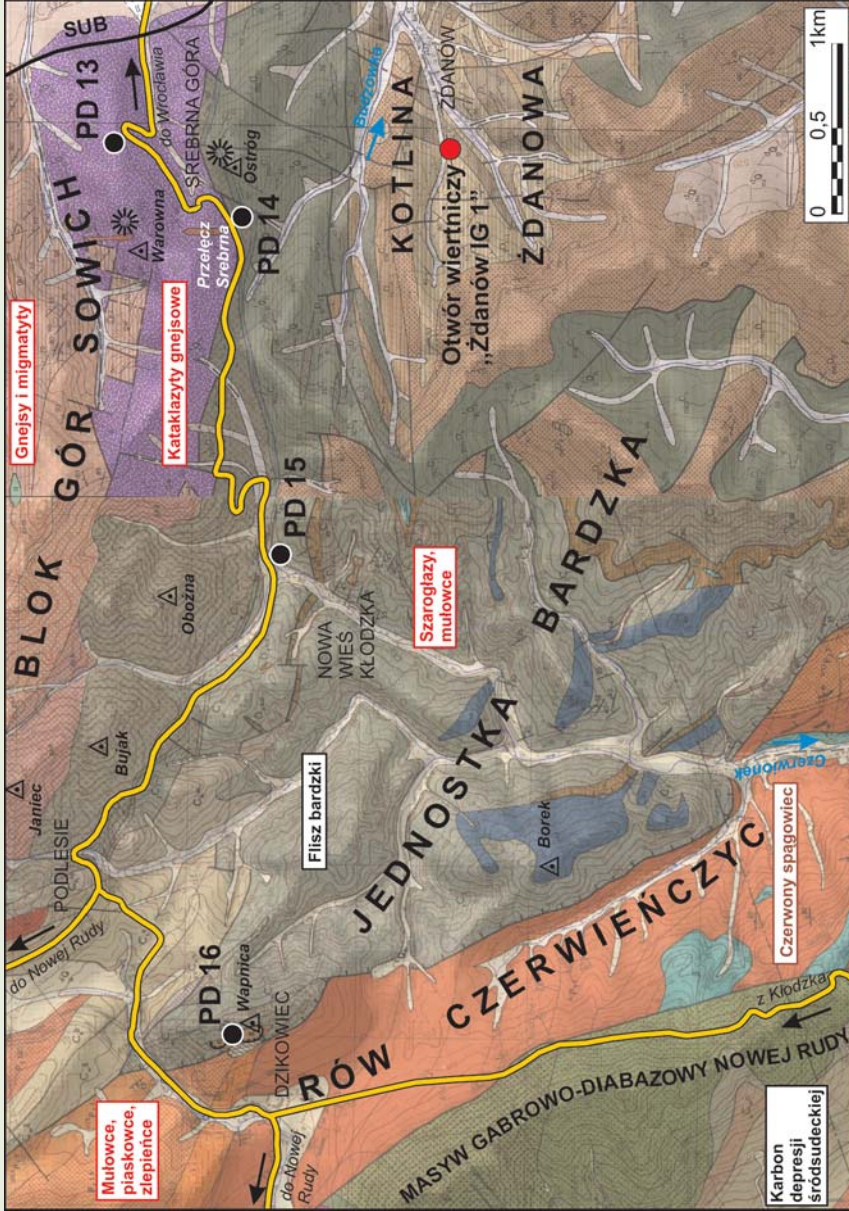
---

*Zmylonityzowane i skataklazowane gnejsy krawędzi bloku Gór Sowich, utwory osadowe Gór Bardzkich: dziki flisz dolnego karbonu, platforma węglanowa górnego dewonu, gabra i diabazy masywu Nowej Rudy, węglonośny karbon górny wschodniej części depresji śródsudeckiej*

---

Jadąc dalej w kierunku Wałbrzycha w Koszynie zbaczamy z głównej szosy na Dzikowiec i Srebrna Górę. Celem naszej wyprawy jest zapoznanie się z budową geologiczną bezpośrednich okolic tego miasteczka i Przełęczy Srebrnej (586 m n.p.m.), czyli strefy granicznej między jednostką bardzką, a znacznie starszym i zbudowanym ze skał całkowicie odmiennych blokiem Gór Sowich (fig. 8).

Srebrna Góra leży w wąskiej dolinie opadającej ku przedpolu Sudetów od strony Przełęczy Srebrnej na obszarze wychodni skał należących do bloku Gór Sowich. Jest to miasteczko o starych, jeszcze średniowiecznych tradycjach górniczych. W okolicach Srebrnej Góry już od XIV wieku prowadzono wydobywanie rud ołowiu (galeny) z dodatkiem srebra, działalność górnicza osiągnęła swoje apogeum w XVI wieku. Mimo, iż eksploatacja zamarła już dawno, do dziś na zboczach doliny oraz w okolicach Zdanowa znaleźć można stare sztolnie i niewielkie hałdy z kawałkami rud ołowiu. W połowie XVIII wieku król pruski Fryderyk Wielki zbudował tu, na górach otaczających miasteczko, potężną twierdzę blokującą przejście przez Przełęcz Srebrną (fot. 11). Te warte zwiedzenia obiekty – zwłaszcza Donżon na Warownej Górze i Fort Ostróg na górze o tej samej nazwie, na południe od Srebrnej Góry, są jednocześnie znakomitymi punktami widokowymi – ku północy na przedpolu Sudetów pokryte płaszczem utworów czwartorzędowych z widocznymi wyniesieniami zbudowanymi z krystalicznych skał podłoża bloku przedsudeckiego, ku południowemu zachodowi na Grzbiet Zachodni Gór Bardzkich i ku południowi w stronę zagłębienia Kotliny Zdanowa.



**Fig. 8.** Mapa geoturystyczna rejonu Srebrnej Góry (granica Gór Sowich i Bardzkich). Zmylonizowane i skataklazowane gnejsy krawędzi bloku Gór Sowich, utwory osadowe Gór Bardzkich: dziki filisz dolnego karbonu, platforma węglanowa górnego dewonu, gabra i diabazy masywu Nowej Rudy. Punkty dokumentacyjne PD 13–16: Srebrna Góra, Nowa Wieś Kłodzka, Dzikowiec. Mapa geologiczna wg SMGS, ark. Nowa Ruda, Bardo Śląskie



**Fot. 11.** Srebrna Góra na tle Góry Warownej z twierdzą pruską na wierzchołku. Widoczna dolina prowadząca na Przełęcz Srebrną. Fot. S. Cwojdziński

Kotlina Żdanowa, leżąca na uboczu trasy geoturystycznej, jest owalnym obniżeniem wyerodowanym w skałach dolno- i środkowodewońskich: łupkach ilastych, mułowcach, piaskowcach i łupkach krzemionkowych. W zboczu zwężonej części doliny Budzówki występują także czarne łupki sylurskie. Na powierzchniach złupkowania znaleźć można delikatne odciski graptolitów – kolonijnych organizmów morskich, ważnych z punktu widzenia stratygrafii ordowiku, syluru i dewonu. Jak wykazał, wykonany tu na przełomie lat 1970. i 1980., głęboki otwór badawczy Państwowego Instytutu Geologicznego Żdanów IG 1, na podłożu gnejsów sowiogórskich, na głębokości 1900 m zalega tu kompleks bardzki. W jego obrębie, ponad dolnokarbońskimi piaskowcami szarogłazowymi, mułowcami i iłowcami z wkładkami wapieni i zlepieńców występują, od głębokości 900 m do powierzchni Ziemi, wielkie fragmenty skał sylurskich (iłowce i radiolaryty) i dewońskich (iłowce z radiolarytami, skały krzemionkowe, piaskowce kwarcowe). Tworzą one prawdopodobnie wielką pokrywę skał, które zsunęły się grawitacyjnie ze zboczy dawnego basenu morskiego, w którym osadzał się flisz dolnokarboński.



Blok Gór Sowich zbudowany jest głównie z różnego rodzaju gnejsów i migmatytów z wtrąceniami amfibolitów – czyli skał powstałych w głębokich partiach skorupy ziemskiej (na głębokości rzędu 20–25 km) w temperaturach, które przekraczają miejscami temperaturę topnienia skał kwarcowo-skaleniovych. W takich warunkach powstają migmatyty. Gnejsy i migmatyty sowiogórskie budują całe pasmo Gór Sowich od Srebrnej Góry aż prawie po Wałbrzych. Skały krawędziowej części bloku w



rejonie Srebrnej Góry uległy bardzo intensywnej deformacji polegającej na strzaskaniu tektonicznym skały i powstaniu tzw. brekcji i kataklazytów. Tego typu deformacja odbywa się na niewielkich głębokościach, na których skały reagują w sposób kruchy na deformację. Takie strzaskane i skataklazowane gnejsy sowiogórskie możemy obserwować w odkrywce na zakręcie szosy w górnej części Srebrnej Góry (PD 13). Podobne skały występują w równoleżnikowym pasie na granicy z jednostką bardzką. Ich powstanie wiąże się z ruchami wypiętrzającymi blok Gór Sowich w stosunku do basenu bardzkiego. Ruchy te wywołały gwałtowne pogłębienie basenu i grawitacyjne zsuwanie się mas skalnych i powstanie zespołu olistolitowego Gór Bardzkich.

Skały osadowe brzeżnej, przysowiogórskiej części jednostki bardzkiej są najlepiej odsłonięte w znanym przekopie dawnej kolejki zębatej zbudowanej jeszcze na przełomie XIX i XX wieku. Przekop ten rozpoczyna się na Przełęczy Srebrnej, na południe od miasteczka, przy wiadukcie dla turystów (PD 14) i biegnie szerokim łukiem otaczającym od południa górę Ostróg. Cała trasa dawnej kolejki sowiogórskiej jest godna przejścia. W dwóch miejscach, w których trasa przecina doliny zachowały się wspaniałe, ceglane wiadukty o wysokości do 20 m. Roztacza się z nich piękny widok na Kotlinę Żdanowa i otaczające Góry Bardzkie.

W przekopie kolejki na długich odcinkach między Przełęczą Srebrną a Żdanowem dobrze odsłonięte są skały osadowe. Są to piaskowce, mułowce i iłowce występujące w ławicach o grubości od 10 do 40 cm, w całym profilu, w regularnym następstwie od skał grubiej ziarnistych w dolnej części ławic przez drobniej ziarniste, aż po bardzo drobnoziarniste iłowce w ich stropie. Grubość ławic oraz udział piaskowców w stosunku do mułowców maleje ku górze profilu. Mułowce generalnie przeważają jednak nad piaskowcami. Tego typu warstwowania zwane są warstwowaniami frakcjonalnymi, a ławice – ławicami turbidytowymi. Dobrze widoczne są one również w małej odkrywce u wylotu Nowej Wsi Kłodzkiej (PD 15). Są one typowe dla kompleksów fliszowych. Takie zespoły skał powstają w wyniku stopniowego osadzania się piasków i mułków z tzw. prądów zawiesinowych – czyli prądów wody obciążonych gęstą zawiesiną, które przemieszczając się po stokach podmorskich, stopniowo tracą prędkość, co prowadzi do osadzania się ziaren, poczynając od najgrubszych do najdrobniejszych. Każda ławica w profilu reprezentuje osobny prąd zawiesinowy. Łatwo sobie uświadomić, że takie osady mogły tworzyć się wzdłuż brzegów aktywnych tektonicznie – to znaczy tam, gdzie następowała szybka dostawa osadów z lądu, a trzęsienia Ziemi mogły ułatwiać uruchamianie grawitacyjnego ich spływania na dno basenu. Takie właśnie warunki panowały w dolnym karbonie na skraju bloku gnejsowego Gór Sowich i basenu bardzkiego. Równocześnie przewaga mułowców nad piaskowcami i powszechność warstwowań płaskorównoległych i frakcjonalnych świadczy o dość znacznej odległości, którą przebyły prądy zawiesinowe od brzegów morza. Basen bardzki sięgał wówczas znacznie dalej niż dziś – jednostka bardzka jest jedynie jego fragmentem, który

w okresie ruchów waryscyjskich, na przełomie karbonu dolnego i górnego, uległ deformacjom fałdowo-nasunięciowym.

Ciekawy geologicznie fragment przekopu leży na północ od Żdanowa, na SE zboczu Ostroga. Odsłaniają się tu utwory olistostromowe typowe dla północnej części Gór Bardzkich, czyli dziki flisz. W obrębie piaskowców, mułowców i brekcji osadowych (ostrokrawędziste fragmenty skał tkwiące w piaszczystym lub mułowcowym tle) występują bloki i płyty skał obcych takiemu środowisku sedymentacyjnemu. Są to zielone, niebieskoszare i czarne łupki krzemionkowe, krzemionkowo-ilaste i ilaste wieku dewońskiego, a także bloki piaskowców podobnych do fliszowych piaskowców dolnokarbońskich obserwowanych w południowej części przekopu. Takie chaotyczne zespoły skalne, tworzące się w wyniku grawitacyjnego zsuwania skał na podmorskich stokach, noszą nazwę kompleksów melanżowych. W omawianych odsłonięciach mamy do czynienia z typowo wykształconymi utworami tego typu. Ogólna sytuacja geologiczna świadczy o tym, że dalej ku południowemu wschodowi w obrębie dolnokarbońskich skał fliszowych (m.in. w rejonie Barda Śląskiego) występują także wielkie struktury ześlizgowe o długości wielu km, zbudowane ze skał dewońskich, a tworzące pokrywy ześlizgowe tkwiące wśród skał fliszowych.



Ze Srebrnej Góry wyjeżdżamy z powrotem poprzez Przełęcz Srebrną w kierunku Woliborza i Nowej Rudy. W Podlesiu skręcamy wąską drogą asfaltową na Dzikowiec. W połowie wsi, koło sklepu i remizy strażackiej, jedziemy nią pod wiaduktem kolejowym w kierunku Góry Wapienna. Na szczycie góry mieści się stary, znany jeszcze w XIX wieku, kamieniołom wapieni, obecnie wykorzystywany jako strzelnica sportowa (PD 16).

Z geologicznego punktu widzenia, znajdujemy się w brzeźnej, południowo-zachodniej części jednostki bardzkiej w pobliżu jej uskokowego kontaktu z rowem Czerwieńczyc. W miejscu tym na mapie geologicznej zaznaczona jest wydłużona w kierunku NNW–SSE wychodnia wapieni górnego dewonu. Na ścianie zachodniej kamieniołomu możemy bliżej przypatrzeć się skałom, które uważane są od dawna za jedno z najważniejszych w Europie Środkowej stanowisk dokumentujących przejście między dewonem i karbonem. Skały górnodewońskie z przejściem do najniższego karbonu są tu reprezentowane przez wapień: w dolnej części są to brekcje wapienne, gruboławicowe, gruzłowate złożone z fragmentów wapieni oraz okruchów i zaokrąglonych bloków gabrowych do 2 m średnicy. Wyżej leżą wapień cienkoławicowe, zwięzłe, ciemnoszare lub szaroniebieskie, a ponad nimi szare i czerwone wapień gruzłowe (fot. 12). We wszystkich odmianach wapieni występują liczne skamieniałości: ramienionogi (w tym spirifery), korale, małże, ślimaki, liliowce, a także trylobity i głowonogi z grupy klimentii. Granica stratygraficzna między najwyż-



**Fot. 12.** Kamieniołom na górze Wapnica w Dzikowcu (PD 16). Cienkoławicowe i gruzłowe wapienie najwyższego dewonu. Fot. K. Ordzik

szym dewonem a najniższym karbonem przebiega w obrębie najwyższego członu formacji wapiennej, który tworzą szare wapienie cienko- i średnioławicowe. Sytuacja obserwowana w kamieniołomie świadczy o tym, iż na granicy dewonu i karbonu w tej części Sudetów trwała płytkowodna sedimentacja węglanowa, dzięki której powstała tzw. platforma węglanowa. Jej pierwotne rozprzestrzenienie było na pewno znacznie szersze niż dziś. Istnieją przesłanki, iż leży ona także w podłożu depresji śródsudeckiej.

Na wschodniej ścianie kamieniołomu, w jej wyższej części pojawiają się skały zupełnie innej formacji. Są to leżące niezgodnie na wapieniach piaskowce dolnego karbonu o miąższości około 10 m i leżące ponad nimi zlepieńce z otoczkami i bloczkami gnejsów sowiogórskich podobne do tych, które obserwowaliśmy w przekopie kolejki w Srebrnej Górze. Na kontakcie piaskowców z wapieniami występuje nieregularna, cienka warstewka czarnych łupków piaszczysto-węglistych. Między okresem osadzania się wapieni a piaskowców i zlepieńców minęło kilka mln lat. Młodsza formacja skalna, związana z rozwojem basenu bardzkiego, osadziła się na zerodowanej powierzchni platformy węglanowej.



Z Dzikowca możemy wybrać jedną z dwóch tras. Albo jedziemy szosą do Słupca i stamtąd kontynuujemy naszą trasę w kierunku Wałbrzycha, albo jadąc ku południowi jedziemy na Koszyn, a stąd z powrotem w kierunku Kłodzka aż do Gorzuchowa. Tę drugą trasę wybieramy jeśli interesuje nas wycieczka do Parku Narodowego Gór Stołowych.

W przypadku obu tras wkraczamy prawie od razu na obszar rowu Czerwieńczyc. W rzeźbie terenu stanowi on obniżenie zamknięte między Górami Bardzkimi na wschodzie, a Garbem Dzikowca na zachodzie. Rów Czerwieńczyc, wydłużony w kierunku NW–SE, jest odnogą depresji śródsudeckiej, w obrębie której występują skały dolnego permu reprezentujące nowy, znacznie młodszy etap ewolucji geologicznej Sudetów. Ze skałami dolnego permu spotkamy się jeszcze na trasie przewodnika kilkakrotnie. Charakterystyczną cechą skał osadowych dolnego permu jest ich czerwona lub czerwono-brunatna barwa, dzięki czemu obszary zbudowane z takich skał odznaczają się charakterystyczną czerwoną barwą gleb.

Natomiast zalesiony Garb Dzikowca, wydłużony w kierunku NW–SE, zbudowany jest ze skał noworudzkiego masywu gabrowo-diabazowego. Należy on do szeregu ciał magmowych podobnego typu otaczających wieńcem blok Gór Sowich. W masywie Nowej Rudy występują drobno- i gruboziarniste skały plutoniczne o chemizmie zasadowym: gabra i diabazy. Sytuacja geologiczna obserwowana w kamieniołomie w Dzikowcu (PD 16) świadczy o tym, że gabra są starsze od górnego dewonu. Badania wieku bezwzględnego tych skał prowadzone w ostatnich latach sugerują iż krystalizowały one około 420–400 mln lat temu, czyli w późnym sylurze – wczesnym dewonie. Skały tworzące Garb Dzikowca są dziś często uważane za ofiolity – czyli fragmenty dawnej skorupy oceanicznej, która w wyniku deformacji uległa wmontowaniu w strukturę geologiczną. W NW części masywu dominują typowe, plutoniczne gruboziarniste skały gabrowe, ku SE pojawiają się skały o tym samym składzie chemicznym, ale krystalizujące znacznie płycej (czyli tzw. skały hipabisalne). Są to diabazy o strukturach ofitowych i bardzo drobnoziarnistych świadczących o szybkim stygnięciu magm. Struktura ofitowa polega na tym, że szare listewki plagioklazów o długości do 2 cm są bezładnie ułożone w ciemnym tle złożonym z augitu, hornblendy, aktyolitów i chlorytów.

Typowe gabra oliwinowe możemy obserwować w wielkim, czynnym kamieniołomie w Słupcu przy szosie z Dzikowca. Wstęp do kamieniołomu musi być oczywiście uzgodniony z pracownikami nadzoru firmy prowadzącej eksploatację. Występują tu skały grubokrystaliczne, masywne o barwie ciemnozielonej zbudowane z plagioklazów reprezentowanych przez labrador, piroksenów (diallagu) i oliwinu, z podrzędnym udziałem magnetytu, ilmenitu, chromitu i apatyty. W południowej części kamieniołomu w Słupcu występują diabazy. Są to skały drobniej ziarniste od gabry i wykazują typową strukturę ofitową. Skały gabrowe i diabazy ulegają późniejszym odkształceniom dynamicznym w strefach mylonityzacji. Takie strefy o przebiegu

południkowym, widoczne są także w kamieniołomie w Słupcu. W ich obrębie obserwujemy ciemnozielone skały o teksturze gnejsowej. Oczka strzaskanych plagioklazów są opływane przez zbitą, ukierunkowaną masę amfiboli (aktynolitu), diallagu i chlorytów.



Po zakończeniu zwiedzania kamieniołomu jedziemy w kierunku Słupca, zjeżdżając ze zboczy Garbu Dzikowca w kierunku Obniżenia Noworudzkiego. Wkraczamy tu w inny świat geologiczny – na obszar wschodniej części depresji śródsudeckiej.

## **5** Góry Stołowe (Kłodzko–Ścinawka Dolna i Średnia–Radków –Karlów–Radków–Tłumaczów–Nowa Ruda)

*Próg Radkowa, piaskowce i margle kredy górnej Sudetów Środkowych, Park Narodowy Gór Stołowych, twory osadowe pokrywy permskiej depresji śródsudeckiej*

Jadąc od strony Kłodzka w kierunku Wałbrzycha (droga 381) w Gorzuchowie wybieramy drogę w kierunku Ścinawki Dolnej i Radkowa szosą (386) biegnącą wzdłuż doliny Ścinawki. Jest to szeroka, płaskodenna dolina z wyraźnie wykształconym systemem tarasów plejstocénskich o wysokości 5 i 20 m n.p.rz. W dnie doliny, zbudowanym ze żwirów i piasków, założone są czynne obecnie żwirownie. Wśród otoczków znaleźć można piękne okazy permskich skał wulkanicznych – ryolitów i melafirów (trachybazaltów, trachyandezytów), brekcji wulkanicznych, czerwonych piaskowców permskich, amfibolitów.

W Ścinawce Średniej skręcamy ku południowemu zachodowi na Ratno i Radków znacznie węższą doliną Pośny wijącą się między łagodnymi stokami Wzgórz Ścinawskich. Wzgórze te zbudowane są czerwonych piaskowców z wkładkami zlepieńców dolnego permu (czerwonego spągowca). Stanowią one cenny materiał budowlany eksploatowany pod nazwą piaskowca budowlanego. Wiele, zwłaszcza starszych budowli (np. Most Zwierzyniecki we Wrocławiu), jest zbudowanych z tych właśnie skał. Skały te zapadają łagodnie ku SW w kierunku osi depresji śródsudeckiej. W związku z takim ułożeniem ku południowemu zachodowi ukazują się na powierzchni coraz młodsze skały permskie. W Ratnie, gdzie dolina Pośny przybiera kierunek W–E i rozszerza się nieco, na otaczających wzgórzach pojawiają się wychodnie

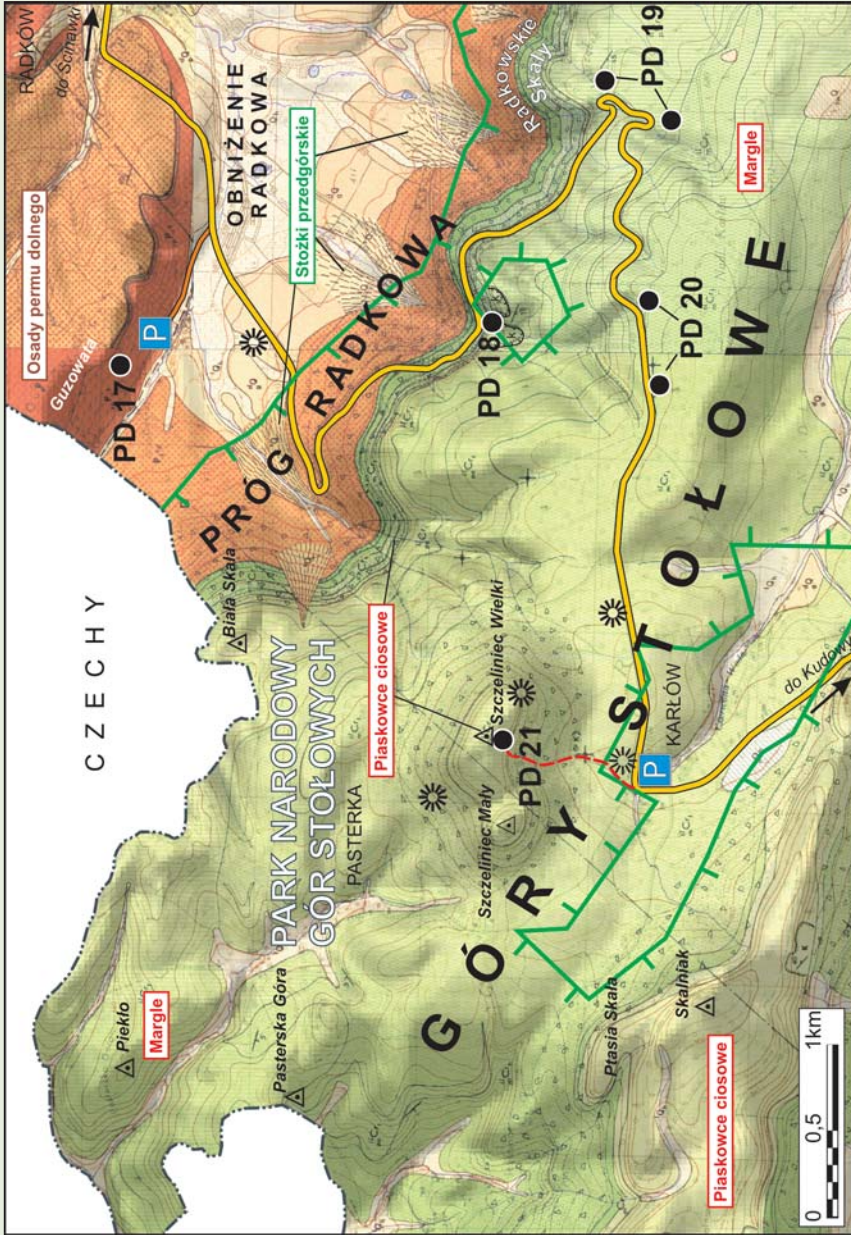


Fig. 9. Mapa geoturystyczna Gór Stołowych. Utwory osadowe pokrywy permskiej śródsudeckiej, piaskowce ciosowe, mułowce i margle kredy górnej Sudetów Środkowych, Park Narodowy Gór Stołowych, skałki piaskowcowe. Punkty dokumentacyjne PD 17–21: Radków, Guzowata, Próg Radkowa, Karłów, Szczeliniec. Mapa geologiczna wg SMGS, ark. Jeleniów, Wambierzyce, Radków

łupków ilastych i piaskowców z wkładkami wapieni młodszej części czerwonego spągowca.

Dojeżdżamy do Radkowa – pięknego, starego miasteczka położonego u stóp Gór Stołowych. Prawa miejskie uzyskał już w na początku XIV wieku, będąc osadą na szlaku handlowym z Kłodzka do Broumova, na prawie magdeburskim miasto osadzone zostało w 1418 r. Wielusetletnia historia Radkowa obejmuje wspólne dla całego Dolnego Śląska dobre i złe etapy. Dziś miasteczko w nowej krasie warte jest zwiedzenia i zapoznania się z jego historią. Jest ono także centrum przemysłu skalnego opartego na piaskowcach kredowych oraz ważnym ośrodkiem turystycznym leżącym przy granicy Parku Narodowego Gór Stołowych.

Na zachód od miasta, ponad Zalewem Radkowskim, wznosi się wzgórze Guzowata (fig. 9). Na jego południowych zboczach w licznych skałkach (PD 17) odsłaniają się skały osadowe o barwie czerwono-brunatnej reprezentujące najmłodszy czerwony spągowiec. Jest to jedno z najciekawszych odsłonień tej formacji, dające możliwość zapoznania się z genezą osadów tego okresu. W skałkach obserwujemy sekwencję osadów rzecznych stożków napływowych oraz paleospływów – upłynionych mas skalnych spływających w stanie półpłynnym po dawnych stokach. Są to chaotycznie przemieszane fragmenty i otoczaki skalne, tkwiące w masie mułowcowej lub piaszczystej, wykazującej często zaburzenia w postaci zafałdowań, nieregularnych zaburzeń, kopulastych wypiętrzeń i wgłębień (tzw. konwolucji). W górnych, stropowych partiach ławic osuwiskowych występują nieregularne wkładki węglanowych kalkarytów – czyli kopalnych horyzontów glebowych – świadczące o czasowej przerwie między poszczególnymi spływami. Ukierunkowanie struktur sedymentacyjnych dokumentuje wschodni kierunek spływów materiału skalnego, natomiast rzeczne stożki napływowe są nachylone ku NE. Sedymentacja w czerwonym spągowcu była niewątpliwie związana z lokalnymi basenami o charakterze rowów tektonicznych. Odbywała się ona w warunkach lądowych i półpustynnych, stąd dominujące czerwone zabarwienie osadów. Z formacjami dolnego permu Sudetów wiążą się też potężne kompleksy skał wulkanicznych. Zapoznamy się z nimi na dalszej trasie wycieczki.

Z Radkowa wyjeżdżamy szosą na Kudowę Zdrój (387) przez Karlów. Z szosy na środku Obniżenia Radkowa roztacza się rozległy widok na stromą, morfologiczną krawędź Gór Stołowych przebiegającą w kierunku NW–SE. Jest to tzw. Próg Radkowa o wysokości względnej ponad 200 m (fot. 13). Na stromych, zalesionych zboczach ponad wychodniami zlepieńców czerwonego spągowca pojawiają się utwory górnokredowej pokrywy osadowej Sudetów reprezentowane generalnie przez piaskowce, mułowce i mułowce wapniste (tzw. margle), tworzące naprzemianległe warstwy o miąższości 30–50 do ponad 100 m. Utwory te zalegają poziomo, stąd ich obraz interesujący jest stosunkowo prosty. Granice wychodni poszczególnych warstw są równoległe do poziomicy wysokościowych, co jest dobrze widoczne na mapie geologicznej (fig. 9). Zróznicowana odporność skał kredowych na wietrzenie i erozję jest przyczyną charakterystycznej „stołowej” rzeźby gór. Poziomo zalegające kompleksy



**Fot. 13.** Północna krawędź Gór Stołowych od strony Radkowa. Widoczne wychodnie piaskowców ciosowych turonu tworzących stoliwa wierzchołkowe. Fot. S. Cwojdziński

odpornych piaskowców kwarcowych tworzą płaskie stoliwa sterczące ponad łagodnymi stokami ukształtowanymi w miękkich mułowcach i marglach. Stratygrafia, czyli następstwo wiekowe skał górnokredowych, jest oparta głównie na występujących w nich małżach z rodzaju *Inoceramus*. Skały kredowe są wynikiem zalewów (czyli transgresji) ciepłego, płytkiego morza, które pokryło w tym czasie znaczne obszary Sudetów pozostawiając jednak liczne, obszerne wyspy (np. taką wyspę tworzyły dzisiejsze Góry Bystrzyckie i Orlickie).

Szosa, znana pod nazwą Drogi Stu Zakrętów, wspina się serpentynami na Próg Radkowa. Wkraczamy tu na obszar Parku Narodowego Gór Stołowych. W Górach Stołowych dominującą rolę odgrywają tzw. piaskowce ciosowe środkowego i górnego turonu. Najlepiej zapoznać się z nimi w czynnym kamieniołomie w Radkowie, w pięknych skałkach ponad szosą oraz na szczycie Szczelińca Wielkiego w Karłowie.

Wyrobiska kamieniołomu w Radkowie (PD 18) rozcinają próg morfologiczny utworzony z piaskowców ciosowych środkowego turonu. Mają tu one miąższość około 50 m i składają się z piaskowców kwarcowych, średnio- i gruboziarnistych, zwiezłych o barwie jasnożółtej. Charakterystyczne są tu skośne warstwowania widoczne w obrębie poziomo leżących ławic o grubości do 10–12 m. Skośne laminy nachylone są ku SW. Powstawały one w strefie przybrzeżnej dawnego morza w obrębie piaszczystych barier równoległych do brzegu, który znajdował się na północnym wschodzie. Ku południowemu zachodowi rozciągało się otwarte morze, w tym kie-



runku piaskowce zastępowane są przez mułowce i margle. Co ciekawe, w kamieniołomie w Radkowie spotkać można bloki zlepów muszlowych – skał piaskowcowych zbudowanych z ośródek małży z grupy egzogyr. Obecność takich skał świadczy o intensywnym oddziaływaniu prądów morskich, które rozmywały przybrzeżne ławice małży i przenosiły ich skorupy na nowe miejsca. Piaskowce ciosowe, eksploatowane w kamieniołomie, stanowią bardzo cenny materiał budowlany znany od dawna. Złoże w Radkowie zostało właśnie dlatego wyłączone z obszaru Parku Narodowego Gór Stołowych, aby umożliwić jego dalszą eksploatację.

Z podobnych piaskowców ciosowych o poziomych i skośnych warstwowaniach zbudowane są skałki, często o fantastycznych kształtach maczug, wież, trybun, ambon itp. występujące na północnych stokach Progu Radkowa. Grupy skałek noszą nazwy lokalne np. Radkowskie Skały, Słoneczne Skały, Skalne Grzyby. Niektóre z nich znajdują się bezpośrednio przy Drodze Stu Zakrętów (PD 19) i tu najłatwiej je obejrzeć.

Szosa wyprowadza nas na falisty płaskowyż o wysokości około 740–780 m n.p.m. zbudowany z margli turonu. Te ciemnoszare, zwarte skały rozpadające się łatwo na nieregularne, cienkie płytki można zobaczyć w dwóch starych, zarosniętych łomikach przy szosie do Karłowa (PD 20). Skały te, o charakterze mułowców, są zbudowane z węglanów (okruchów węglanowych), drobnych ziaren kwarcu oraz minerałów ilastych. Tworzyły się one w środowisku morskim, w spokojniejszej niż piaskowce wodzie, na peryferiach piaszczystych barier. W opisywanych marglach znaleźć można odciski i ośródkie małży *Inoceramus lamarcki*, niekiedy o dużych rozmiarach.

Najbardziej znaną odkrywką piaskowców ciosowych, tym razem reprezentujących najwyższy w Górach Stołowych poziom, jest szczyt Szczelińca Wielkiego (919 m n.p.m.) na północ od Karłowa (PD 21). Dochodzimy tu pieszo od parkingu w Karłowie – znanej miejscowości turystycznej. Skałki poziomo leżących ławic piaskowców ciosowych turonu tworzą tu rozległe stoliwo spękane i rozpadające się na wielkie bloki skalne (fot. 14). Poprzez cały labirynt poprowadzono czerwony szlak turystyczny, który doprowadza także do atrakcyjnych punktów widokowych na NW i SE krawędziach stoliwa Szczelińca Wielkiego. Z pierwszego z nich roztacza się wspaniały widok na obniżenie depresji śródsudeckiej, przedpole Gór Stołowych i pasma górskie Gór Bardzkich i Sowich, zamykające horyzont ku północy. Z południowo-wschodnich krawędzi stoliwa widoczne są Góry Stołowe, a dalej Góry Byszczyckie i Orlickie, a także rów górnej Nysy Kłodzkiej wypełniony osadami kredy górnej i – na horyzoncie – masyw Śnieżnika.

Z Karłowa wracamy Drogą Stu Zakrętów do Radkowa kończąc naszą geologiczną wyprawę w Góry Stołowe. Z Radkowa jedziemy boczną, wąską szosą wzdłuż granicy państwa na Tłumaczów (przejście graniczne do Czech), a następnie, wzdłuż doliny Ścinawki i jej dopływu Włodzicy, przez Włodowice do Nowej Rudy. Wzdłuż całej tej trasy, po obu jej stronach, na powierzchni łagodnych wzgórz występują skały osadowe czerwonego spagowca – świadczy o tym czerwone zabarwienie gleb. Reprezentują one



**Fot. 14.** Szczeliniec Wielki widziany od strony Karłowa. Wychodnia piaskowców ciosowych turonu. Widoczne charakterystyczne, regularne spękania (PD 21). Fot. S. Cwojdziński

północno-wschodnie skrzydło depresji śródsudeckiej. W okolicach Tłumaczowa droga przecina pasmo Wzgórz Ścinawskich – pojawiają się tu permskie wulkanity. Na północ od doliny Ścinawki w Tłumaczowie zaczyna się pasmo Gór Suchych. Góry te przebiegają wzdłuż granicy z Czechami ku północnemu zachodowi. Ich zasadniczym budulcem są wulkanity dolnego permu, będące efektem jednej z najbardziej intensywnych epok wulkanicznych w historii Sudetów. Ze skałami i formami wulkanicznymi zapoznamy się w dalszej części wycieczki, na południe od Wałbrzycha.

## **6** Depresja śródsudecka – część SE (Kłodzko–Słupiec–Nowa Ruda–Ludwikowice Kłodzkie–Głuszycza–Jedlina–Wałbrzych)

---

*Węglonośny karbon górny wschodniej części depresji śródsudeckiej, tradycje górnictwa węglowego, podziemna trasa turystyczna*

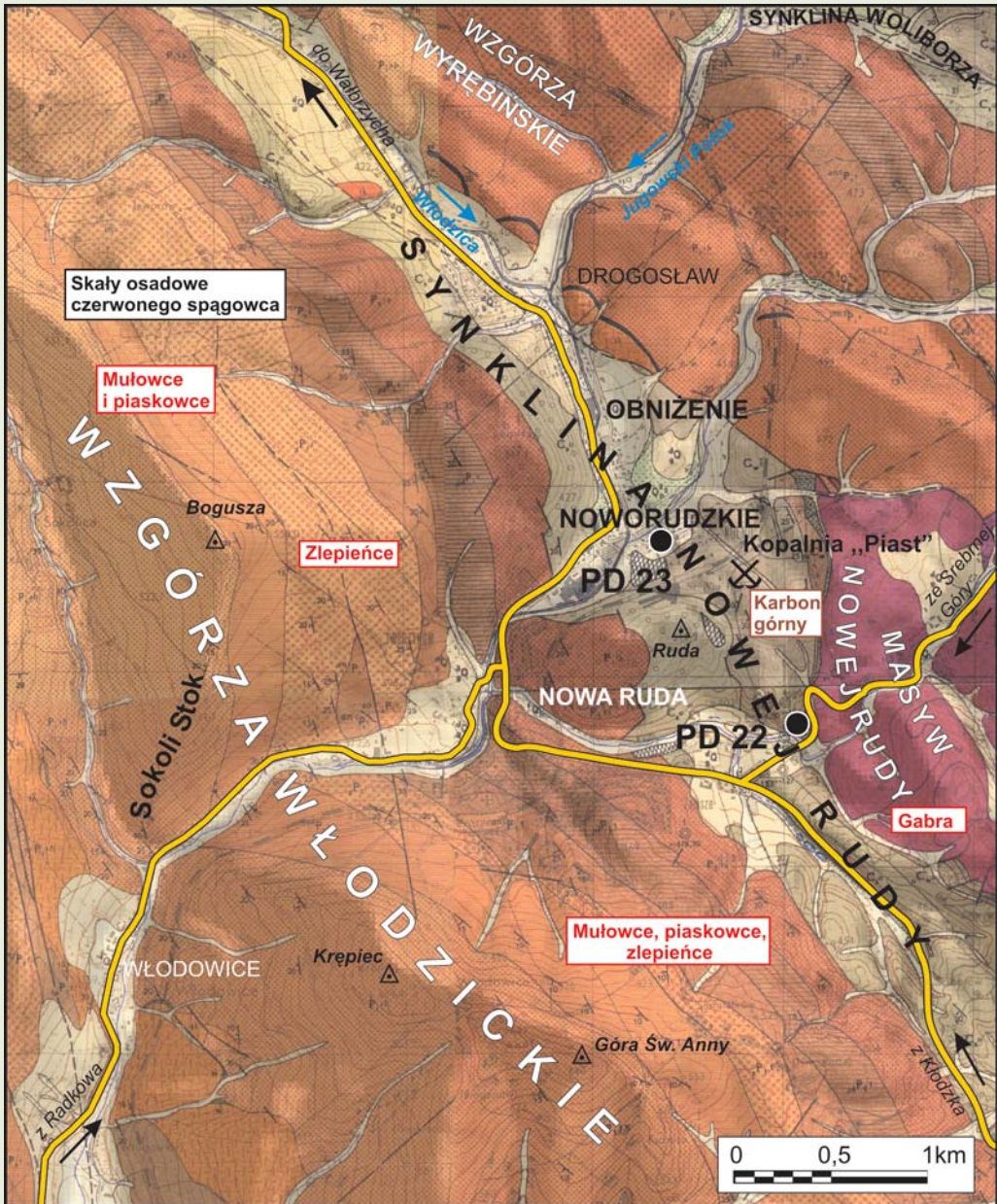
---

Do Nowej Rudy dojeżdżamy główną szosą od Kłodzka przejeżdżając wpieryw przez Słupiec, ze Srebrnej Góry przez Wolibórz od strony północno-wschodniej, albo z Radkowa od południowego zachodu przez Włodowice. Nowa Ruda leży w szerokim Obniżeniu Noworudzkim ograniczonym przez pasma Wzgórz Włodzickich, Garb Dzikowca i fragment Wzgórz Wyrębińskich.

Nowa Ruda powstała w XIII wieku jako osada górnicza. W XIV wieku otrzymała prawa miejskie. Od końca XV wieku wydobywano tu węgiel kamienny, rudy żelaza, miedź i łupki ogniotrwałe, w 1607 rozpoczęto w Słupcu eksploatację niewielkich złóż złota. Od XVI wieku zaczęły się rozwijać warsztaty włókiennicze i płóciennicze. Zniszczenia wojny trzydziestoletniej i wojen śląskich zahamowały rozwój miasta. W XIX wieku odkryto złoża węgla koksującego. W roku 1879 do Nowej Rudy dotarła kolej. Dzięki kolei wyraźnie wzrosło wydobycie węgla kamiennego oraz czerwonego piaskowca budowlanego. Po II wojnie następuje rozwój górnictwa węglowego. W roku 1954 miasto zostało powiększone przez włączenie do niego Drogosławia oraz Słupca. Nowa Ruda wraz ze Słupcem do niedawna związana była jednoznacznie z górnictwem węgla kamiennego. Wokół miasta leżą cztery złoża węgla, z których dwa były eksploatowane jeszcze w latach 1990. w kopalniach Piast i Słupiec. Złoża te związane są z utworami górnego karbonu depresji śródsudeckiej.

Rejon noworudzki leży w brzeżnej części NE fragmentu depresji śródsudeckiej, która ulega tu rozczłonkowaniu na kilka podrzędnych struktur zbudowanych z utworów karbonu górnego i dolnego permu. Są to: synklina Woliborza przylegająca bezpośrednio do bloku Gór Sowich, wspomniany już rów Czerwieńczyc oraz synklina Nowej Rudy. Wszystkie one są wydłużone w kierunku NW–SE i rozdzielone przez strefy wypiętrzeń skał podłoża (fig. 10). Skały karbonu górnego zalegają tu na podłożu zbudowanym ze zwietrzałych gabr i diabazów masywu Nowej Rudy. Wietrzenie skał podłoża dokonywało się w warunkach klimatu ciepłego i wilgotnego. Jego efektem są czerwone łupki ilaste zwane argillitami, boksyty, czyli ważne rudy glinu (aluminium) oraz stalowoszare lub niebieskawe, bardzo drobnoziarniste łupki ogniotrwałe o muszlowej oddzielności zbudowane z minerałów ilastych z grupy kaolinitu oraz wodorotlenków – diasporu i bemitu. Bloczki tych ciekawych skał znaleźć dziś można na hałdach kopalń w Nowej Rudzie i Słupcu. Seria węglonośna rejonu Nowej Rudy–Słupca jest reprezentowana przez kompleks utworów ilasto-piaszczystych o miąższości do 180 m, należących do tzw. formacji żaclerskiej uznawanej za westfal. Są to piaskowce, zlepieńce i mułowce z pokładami węgla o maksymalnej grubości do 2,5 m. W rejonie dawnej kopalni Piast w Nowej Rudzie było to 7 pokładów, w kopalni Słupiec – 9 pokładów węgla. Nachylenie warstw w kopalniach było zmienne od 15° aż do 90°, pokłady były poprzecinane przez liczne, różnokierunkowe uskoki. Skomplikowana tektonika utrudniała eksploatację i była jedną z przyczyn zamknięcia kopalń. Ponad seriami węglonośnymi zalegają osady najwyższego karbonu – piętra westfału i stefanu formacji z Glinika – głównie piaskowce i zlepieńce z wkładkami łupków ilastych, jeszcze wyżej – grube formacje osadowe i osadowo-wulkaniczne czerwonego spągowca. Wschodnie ich warstw, łagodnie nachylone ku SW, tworzą Wzgórza Włodzickie.

Nowa Ruda i Słupiec to dziś z punktu widzenia geoturysty przede wszystkim pozostałości górnictwa węglowego. Godne uwagi są hałdy pogórnice – szczególnie



**Fig. 10.** Mapa geoturystyczna okolic Nowej Rudy. Węglonośny karbon górny wschodniej części depresji śródsudeckiej, tradycje górnicze, hały pogórnice, podziemna trasa turystyczna w dawnej kopalni węgla Nowa Ruda. Punkty dokumentacyjne PD 22–23: Nowa Ruda. Mapa geologiczna wg SMGS, ark. Nowa Ruda, Radków, Ludwikowice Kłodzkie, Jugów

wielka hałda w Słupcu przy szosie z Kłodzka w pobliżu zabudowań dawnej kopalni, a także w samej Nowej Rudzie. Na hałdach warto rozejrzeć się za okazami odcisków roślin karbońskich w węglistych łupkach ilastych, za wspomnianymi już argillitami i łupkami ogniotrwałymi, a także za pniami skrzemieniałych drzew.

Na powierzchni warstwy zaclerskie możemy obserwować w odkrywcę przy za-  
kręcie szosy schodzącej od Woliborza ku Nowej Rudzie (PD 22). Widoczne są tu zlep-  
pieńce górnej, stropowej części formacji. Skład otoczków jest monotony – domi-  
nują tu kwarc, kwarcyty, rzadkie są otoczaki gnejsów. Występują w nich także okru-  
chy skrzemieniałego drewna. Skład zlepieńców świadczy o tym, że stanowią one kil-  
kakrotnie przetwarzane wcześniej zdeponowane osady. Takie zlepieńce złożone  
głównie ze składników odpornych na wietrzenie i erozję nazywamy zlepieńcami doj-  
rzałymi.

Z bogatą, ponad 500-letnią historią górnictwa węglowego w rejonie nowo-  
rudzkim, najstarszego górnictwa węglowego w Polsce, zapoznać się można przy oka-  
zji wizyty na ul. Obozowej 4, gdzie mieści się Podziemna Trasa Turystyczna „Kopal-  
nia węgla” (PD 23 – fot. 15). Obejmuje ona podziemne wyrobiska górnicze o długości  
700 m, wydzielone ze zlikwidowanej kopalni, zabezpieczone obudową górniczą, wy-  
konane w naturalnym górotworze, w którym, przy zachowaniu ich pierwotnego cha-  
rakteru, przedstawione są wszystkie procesy produkcyjne głębinowej kopalni węgla  
kamiennego. Na powierzchni jest to budynek z salami wystawowymi oraz z oryginalną  
dyspozytornią jako centralnym punktem informacji i kierowania ruchem kopal-  
ni. W udostępnionej części kopalni kursuje przewożąca turystów podziemna kolejka



**Fot. 15.** Szyb kopalni w Nowej Rudzie. Obecnie Muzeum Górnictwa oferujące możliwość podziemnej trasy górniczej (PD 23).  
Fot. K. Ordzik

będąca wielką atrakcją obiektu. Ciekawe ślady dawnego górnictwa węglowego można też zobaczyć poza trasą przewodnika, bliżej krawędzi Gór Sowich, między Przygórzem a Jugowem oraz między Ludwikowicami Kłodzkimi a Jugowem. Tu mieścił się szyb „Wacław”.



Nowa Rudę opuszczamy szosą na Wałbrzych (381) przez Ludwikowice Kłodzkie, Świerki, Głuszycę, Jedlinę Zdrój. Szosa biegnie najpierw doliną Włodzicy między Wzgórzami Włodzickimi a Wyřbiańskimi, a na odcinku między Świerkami a Głuszycą wzdłuż północnych stoków Gór Suchych. W górach tych odsłaniają się skały tzw. formacji wulkanicznej Gór Kamiennych. Ta potężna grupa skał magmowych o różnym charakterze petrograficznym, której zawdzięczają swój dzisiejszy wygląd Góry Krucze, Czarny Las, Pasma Lesistej i Góry Suche wchodzące w skład Gór Kamiennych, powstała w czerwonym spągowcu. Tworzą one rozległe pokrywy wulkaniczne zalegające zgodnie z otaczającymi skałami osadowymi o grubościach od 100 do 200 m. Ciemne skały wulkaniczne o składzie zbliżonym do bazaltów nazywane były tradycyjnie melafirami, skały jasne, z kwarcem – porfirami kwarcowymi. Współczesne nazewnictwo skał formacji wulkanicznej Gór Kamiennych jest znacznie bardziej złożone – występują tu takie skały jak trachybazalty, trachyandezyty, lity i ryolity oraz tufy, tufity i brekcje piroklastyczne o zróżnicowanym składzie chemicznym.

Wielki, czynny kamieniołom wulkanitów leży na południe od wsi Świerki. Po uzyskaniu zgody pracowników nadzoru warto rzucić okiem na występujące tu skały. W wyrobisku występuje pokład trachyandezytów o grubości do 60 m. Są to skały zwarte, masywne, o barwie szarofioletowej lub ciemnoszarej, bardzo drobnoziarniste lub afanitowe (tzn. tak drobnoziarniste, że niemożliwe jest wyróżnienie poszczególnych minerałów gołym okiem), czasem o strukturze porfirowatej – wówczas na afanitowym tle skały widoczne są drobne kryształki plagioklazów. W stropowych partiach pojawiają się odmiany pęcherzykowate (z pustymi porami) i migdałowcowe, w których owalne pory są wypełnione przez krzemionkę lub węglany wapnia (kalcyt, aragonit). Skały występujące w kamieniołomie w Świerkach zbudowane są z plagioklazów wapniowych, piroksenów (augitu), amfiboli (hornblendy), niewielkiej ilości kwarcu i resztek oliwinu. Są one interpretowane jako potoki lawowe, czyli lawy wylewające się bezpośrednio na dawną powierzchnię, lub jako formy subwulkaniczne tworzące zgodne z otaczającymi skałami osadowymi płytkie intruzje. Ta druga interpretacja może być prawdziwa, ponieważ w kamieniołomie obserwuje się miejscami zarówno pod, jak i nad wulkanitami skały laminowane, pochodzenia osadowego, bardzo intensywnie żałelazone, spieczone i skrzemionkowane. W skałach tych występują warstwy czerwonych lub zielononiebieskich jaspisów – krzemionkowych ka-

mieni ozdobnych. W samych wulkanitach można znaleźć czasem buły chalcedonu, nawet do 0,5 m długości.

Na dalszej trasie w stronę Wałbrzycha, 6 km dalej ku północnemu zachodowi, 1 km na zachód od Głuszycy Górnej na stokach góry Ostoja leży duży, nieczynny kamieniołom melafirów (PD 24, fig. 12). Zaobserwować tu można ciekawe zjawiska związane z dolnopermskim wulkanizmem. W wyrobisku odsłania się kilka ciał trachyndezytów otoczonych i rozdzielanych przez skały złupkowane o wyglądzie czarnych fyllitów z rojami żył kalcytowych i z soczewkowymi bryłami andezytów do 2 m średnicy. W stropowej części kamieniołomu występują brekcje wulkaniczne złożone z zaokrąglonych lub kanciastych brył wulkanitów w masie tufów. Częste są tu konkrecje dolomityczne. Cały odsłaniający się tu kompleks wulkanogeniczny zawdzięczał swoje powstanie wdzieraniu się magmy poprzez kanały produkowane wcześniej przez rozprężające się gazy wulkaniczne, które równocześnie rozdrabniały materiał wulkaniczny, tworząc brekcje.

Po obejrzeniu kamieniołomu jedziemy dalej w stronę Wałbrzycha przez Głuszycę i Jedlinę Zdrój. Szosa wkracza tu w zróżnicowane i silnie rozczłonkowane Góry Wałbrzyskie. W ich obrębie, w nieckowatej Kotlinie Wałbrzyskiej, leży Wałbrzych, główne miasto regionu, w którym nadal żywe i widoczne są tradycje górnictwa węglowego.

## 7

### Blok Gór Sowich

*(Ludwikowice Kłodzkie–Przełęcz Sokola  
–Walim–Zagórze Śląskie–Jedlina)*

*Gnejsy i migmatyty kompleksu sowiogórskiego, wiek procesów metamorficznych i migmatytyzacji, sztolnie walimskie, jezioro zaporowe w Zagórze Śląskim, żyły barytowe*

Wycieczka do Zagórze Śląskiego w serce Gór Sowich rozpoczyna się w Ludwikowicach Kłodzkich, w których skręcamy w prawo drogą na Sokolec i Walim. Szosa biegnąca wąską doliną Sowiego Potoku przecina Wzgórza Wyrebińskie zbudowane z osadowych skał czerwonego spągowca (piaskowce, zlepieńce i łupki ilaste) i górnego karbonu (zlepieńce, piaskowce i łupki z węglem kamiennym) nachylone łagodnie ku SW, a więc w kierunku osi depresji śródsudeckiej. Za kotlinowatym obniżeniem wsi Sowina, gdzie był niegdyś zlokalizowany szyb „Kazimierz” kopalni węgla kamiennego, trasa wycieczki wkracza na obszar Gór Sowich. Wkraczamy tu ponownie w świat zupełnie odmiennych skał powstałych na głębokościach rzędu 20–25 km,

a więc w dolnych partiach skorupy ziemskiej, tam gdzie panujące temperatury i ciśnienia umożliwiają całkowitą rekrytalizację, uplastycznienie, a nawet lokalne upłynnienie skał. W takich warunkach powstały gnejsy i migmatyty sowiogórskie.

Są to skały średniokrystaliczne, o barwie jasnoszarej, mniej lub bardziej wyraźnie ukierunkowane. Zbudowane są one z jasnych agregatów kwarcowo-skaleniovych rozdzielanych przez cieńsze, ciemne laminy biotytowe, z domieszką takich minerałów jak kordieryt, sillimanit, hornblenda i granaty. W różnych odsłonięciach na trasie wycieczki mamy do czynienia z różnymi odmianami gnejsów i migmatytów – te ostatnie odznaczają się grubszymi i bardziej nieregularnymi laminami jasnymi, a miejscami wręcz teksturą bezkierunkową. Taka skała wyglądem przypomina granit, a niekiedy grubokrystaliczny pegmatyt. Pegmatyty sowiogórskie tworzą nieregularne gniazda i żyły o nieostrych granicach. Znaleźć w nich można piękne agregaty turmalinu, kryształy berylu i muskowitu. W obrębie gnejsów i migmatytów pojawiają się także amfibolity, skały ultramaficzne, zwykle reprezentowane przez serpentynity oraz granulity – rzadkie skały zbudowane z kwarcu, skaleni, granatów i dystenu, których powstanie wiąże się z metamorfizmem wysokich ciśnień.

Długotrwała i wielofazowa ewolucja geologiczna kompleksu sowiogórskiego zakończyła się na pewno przed późnym dewonem. Otoczkaki gnejsów występują w zlepieńcach tego wieku w depresji Świebodziec przylegającej do północno-zachodniej krawędzi bloku Gór Sowich. Natomiast w obrębie samego bloku na podłożu gnejsów zalegają płaty osadowych skał dolnego karbonu – zlepieńców, piaskowców szarogłazowych i łupków ilastych powstałych w płytkim morzu, które w tym czasie pokrywało obszar bloku sowiogórskiego. Ponieważ wyniki badań wieku izotopowego procesów metamorficznych w samych gnejsach i migmatytach wskazują na ich aktywność w okresie 385–370 mln lat, czyli jeszcze na początku dewonu górnego. Taka sytuacja wymusza wręcz przyjęcie bardzo szybkiego wypiętrzenia bloku Gór Sowich z głębokości około 10–12 km na powierzchnię Ziemi.



Po przekroczeniu krawędzi bloku Gór Sowich jedziemy szosą przez Sokolec – znaną wieś wypoczynkową – i wspinamy się na Przełęcz Sokolą (754 m n.p.m) – rozległe obniżenie między masywem Sokoła a głównym grzbieciem Gór Sowich. Z przełęczy rozpościera się piękny widok na kopulaste, zalesione szczyty Gór Sowich, a nieco powyżej leży znane schronisko turystyczne. Zjeżdżamy szosą w dolinę Walimki i jedziemy przez wieś Rzeczka, która jest miejscowym centrum narciarstwa. Około 1 km przed Walimiem zatrzymujemy się na parkingu przez Muzeum Sztolni Walimskich. Jest to jeden z najciekawszych i najbardziej tajemniczych obiektów militarnych na terenie Gór Sowich w tzw. kompleksie Rzeczki.





**Fot. 16.** Główne wejście do podziemnych wyrobisk Muzeum Sztolni Walimskich. Wokoło skalne ściany zbudowane z sowiogórskich gnejsów migmatycznych. Fot. S. Cwojdziński

Od 1943 roku w rejonie Gór Sowich Niemcy prowadzili zakrojone na szeroką skalę i z ogromnym rozmachem prace budowlane pod wspólnym kryptonimem „Riese” („Olbrzym”). Budowa nie została nigdy ukończona, a jej pozostałością jest szereg podziemnych kompleksów i budowli naziemnych. Do dziś nie jest jasne ich przeznaczenie. Niezwykłość tych obiektów od lat przyciąga w rejon Dolnego Śląska rzesze badaczy i poszukiwaczy przygód. Sztolnie w zboczu Ostrej należą do najlepiej udostępnionych (fot. 16). Dają one także możliwość obejrzenia gnejsów i migmatytów sowiogórskich.

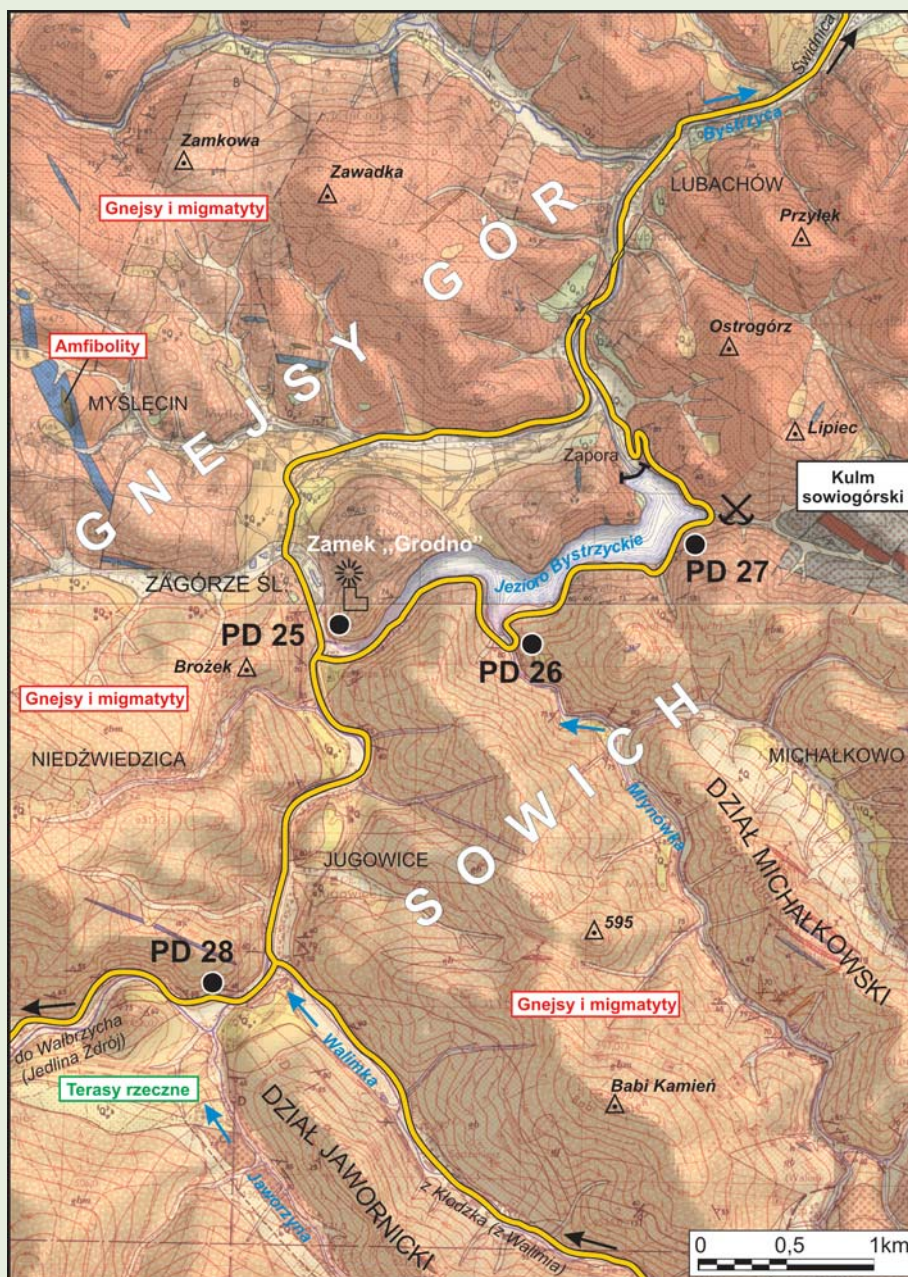
Odsłaniają się one w sztucznych ścianach skalnych przy wejściu do sztolni Muzeum Sztolni Walimskich, a także w skarpie szosy biegnącej do Walimia naprzeciw sztolni. Występują tu migmatyczne gnejsy średniokrystaliczne, smużyste lub laminowane, ciemnoszare. Przy głównym wejściu do sztolni gnejsy przecięte są przez żyłę jasnego, średnioziarnistego granitu zbudowanego z kwarcu, skaleni, muskowitu i skupień włóknistej odmiany sillimanitu zwanej fibrolitem. Wszystko wskazuje na to, że granit ten jest efektem przetopienia gnejsów w temperaturze około 650°C, a powstała magma wdarła się w zalegający wyżej zespół gnejsowo-migmatyczny. W ścianie skalnej przy szosie możemy obserwować z kolei fałdowe deformacje gnejsów migmatycznych o charakterystycznych zgrubieniach jasnych lamin w strefach przegubów fałdów. W osiach przegubów widoczne są cienkie żyłki kwarcowo-skaleniowe.



Dalsza droga prowadzi przez Walim – wieś gminną, założoną w 1305 r., o starych tradycjach górniczych (rudę srebra), a także włókienniczych i sukienniczych, zwłaszcza od XVIII i w XIX wieku. Kontynuujemy naszą podróż doliną Walimki (szosa 383) w stronę Jugowic i Zagórza Śląskiego. W Jugowicach skręcamy ku północy doliną Bystrzycy (fig. 11). Po obydwu stronach doliny liczne są skałki gnejsowe. Tuż przed Zagórzem Śląskim, w miejscu, w którym rzeka skręca ku NE opływając górę, na której mieści się jeden z najstarszych, pochodzący bowiem z XI wieku zamków śląskich, zamek Grodno, za mostem na Bystrzycy sterczy skałka gnejsowa (PD 25). Występują tu typowe gnejsy oligoklazowo-biotytowe (oligoklaz to jeden z plagioklazów, czyli skaleni sodowo-wapniowych), zmigmatyzowane o teksturach warstewkowych, a także miejscami fałdowych. Obok głównych składników skałotwórczych: kwarcu, oligoklazu, biotyty i muskowitu skały te zbudowane są z mikroklinu (skałen potasowy), dystenu, granatu i sillimanitu. Ten ostatni – glinokrzemian glinu – jest uznawany za metamorficzny odpowiednik minerałów ilastych – stąd skały zawierające ten minerał uznawane są za tzw. skały „para”, czyli metamorficzne odpowiedniki skał osadowych. Dlatego też większość gnejsów i migmatytów sowiogórskich uznawana jest za zmetamorfizowane skały osadowe wieku neoproterozoicznego do dolno-paleozoicznego. Istnieją jednak także dane świadczące o tym, iż cały kompleks sowiogórski jest pochodzenia „orto” – czyli stanowi przeobrażone skały magmowe głównie typu granitów. Dyskusja trwa.

Zamek Grodno jest nie tylko niezwykle interesującym obiektem historycznym, ale także wspaniałym punktem widokowym. Prowadzi do niego droga od strony centrum Zagórza Śląskiego. Ruiny zamku Grodno, położone są na cyplu skalnym góry Chojna nad rzeką Bystrzycą w Górach Sowich. Według tradycji założenie zamku łączy się z osobą Bolka I, księcia świdnicko-jaworskiego. Zamek gotycki został wzniesiony zapewne przez Bolka II w pierwszej połowie XIV wieku. Zbudowany jest z bloków miejscowych gnejsów sowiogórskich na planie wieloboku, z dziedzińcem, dwoma budynkami mieszkalnymi i dwiema wieżami: donżonem od zachodu i wieżą bramną od południa. W wieku XV był we władaniu rycerzy-rozbójników. Zamek został rozbudowany w XVI wieku w stylu renesansowym, a od roku 1774 opuszczony i stopniowo niszczący. Dziś, częściowo zrekonstruowany, stanowi atrakcję turystyczną.

Ze szczytu wieży zamkowej otwiera się rozległy widok na Pogórze Wałbrzyskie na północy i północnym zachodzie, na zalesione grzbiety Gór Sowich z Wielką Sową ku NE. W kierunku zachodnim, za pobliskimi grzbietami Gór Czarnych zbudowanymi jeszcze z gnejsów i migmatytów sowiogórskich, widoczne są postrzępione pasma Gór Wałbrzyskich utworzone z wulkanitów dolnego permu i otaczające od południa i zachodu Kotlinę Wałbrzyską. Wyraźnie widoczna jest różnica w rzeźbie gór zbudowanych z wulkanitów i łagodnych, kopulastych form Gór Sowich. W głęboko wciętej dolinie Bystrzycy pod zamkiem widoczne jest Jezioro Bystrzyckie utworzone w latach 1912–1917 przez budowę zapory w Lubachowie o wysokości 44 m (fot. 17).



**Fig. 11.** Mapa geoturystyczna okolic Jeziora Bystrzyckiego (Góry Sowie). Gnejsy i migmatyty kompleksu sowiogórskiego, sztolnie walimskie, jezioro zaporowe w Zagórzcu Śląskim, żyły barytowe. Punkty dokumentacyjne PD 25–28: Zagórze Śląskie, Jugowice. Mapa geologiczna wg SMGS, ark. Walim, Zagórze Śląskie



**Fot. 17.** Widok na zaporę Jeziora Bystrzyckiego w Zagórz Śląskim. Fot. S. Cwojdziański

Interesujące wystąpienia gnejsów sowiogórskich i skał im towarzyszących możemy napotkać na trasie wokół Jeziora Bystrzyckiego. Trasa ta biegnie wąską, asfaltową drogą, z której otwierają się ładne widoki na jezioro i otaczające je zalesione wzgórza o wysokości 450–510 m n.p.m. W skałkach i starych, niewielkich kamieniołomach wzdłuż południowego brzegu jeziora występują migmatyty o teksturach warstewkowych (stromatytowych) oraz migmatyty nieregularnie żyłkowane tzw. flebity (fot. 18). Przy ujściu potoku Młynówka do jeziora oraz 300 m dalej, na prawo od szosy w starym kamieniołomie (PD 26) widoczne są migmatyty ze skupieniami syllibianitu. Około 500 m dalej, kilkadziesiąt m na wschód od restauracji położonej nad brzegiem jeziora z widokiem na zaporę, obserwujemy skałkę migmatytów (PD 27), w których pojawiają się jaśniejsze granulity. Na jasnokremowym, kwarco-



**Fot. 18.** Typowy, sowiogórski gnejs migmatyczny. Nad Jeziorą Bystrzyckim. Fot. S. Cwojdziański

wo-skaleniowym tle skały widoczne są różowe kryształki granatów i niebiesko-zielonawe ziarna dystenu, nawet do 1 cm długości. Nieco dalej, w bocznej dolince widoczne są ślady dawnych robót górniczych – na niewielkich hałdach znaleźć można okruchy barytu okruszcowanego siarczkami cynku (sfaleryt) i ołowiu (galena). Ładne okazy barytu – siarczanu baru – o dużym ciężarze właściwym, występują często w osadach potoków górskich dolin w całej okolicy między Zagórzem a Jedliną. Są one pozostałością po dość licznych żyłach barytowych o kierunku NW–SE, występujących w gnejsach. Były one, a właściwie stowarzyszone z barytem minerały ołowiu, srebra i cynku, przedmiotem eksploatacji górniczej już od średniowiecza. W dalszej drodze warto zatrzymać się na chwilę, aby wejść na koronę zapory wodnej, skąd rozpościera się widok w dół doliny Bystrzycy na Lubachów. Widoczne są tam niewielkie półki plejstocenijskich tarasów rzecznych.



Po obserwacjach geologicznych i objechaniu południowych brzegów Jeziora Bystrzyckiego zjeżdżamy na główną szosę z Zagórze do Świdnicy w Lubachowie. Stąd możemy zawrócić na południe w stronę Zagórze, gdzie są dobre warunki do noclegu lub kontynuować wycieczkę w górę doliny Bystrzycy w stronę Jedliny Zdroju (droga 383). Jadąc ku Jedlinie i w perspektywie do Wałbrzycha, na południowym krańcu Jugowic, za mostem na Bystrzycy, po północnej stronie szosy w starym kamieniołomie i pobliskich skałkach (PD 28) możemy raz jeszcze przyjrzeć się typowym, sowiogórskim gnejsom migmatycznym zbudowanym z kwarcu, oligoklazą, biotytu i sillimanitu z podrzędnym udziałem granatów. Miejscami, na tle tak wykształconych gnejsów występują grubsze, jasne żyłki skaleniowo-kwarcowe o charakterystycznych, nieregularnych zafałdowaniach, czasem wijące się wręcz węzowato lub o soczewkowatych zgrubieniach i przewężeniach. Takie struktury migmatyczne zwane są ptygmatytami. Są one typowe dla procesu migmatytyzacji, czyli częściowego wytapiania łatwiej topliwych składników ze skały (są to zwykle skalenie i kwarc), zachodzącego równocześnie z deformacją w warunkach znacznego uplastycznienia całego kompleksu.

W dalszej drodze wjeżdżamy do Jedlinki, gdzie dojeżdżamy do głównej drogi z Nowej Rudy do Wałbrzycha (droga 381) i skręcamy w prawo w kierunku Wałbrzycha – głównego do niedawna ośrodka górnictwa węglowego na Dolnym Śląsku, lub jedziemy w lewo, w kierunku Głuszycy, aby na początku tej miejscowości skręcić szosą (380) w kierunku Rybnicy Leśnej i Unisławia Śląskiego. Pierwsza z tych tras prowadzi nas do centrum niecki wałbrzyskiej wypełnionej węglonośnymi osadami karbonu, druga – w świat dolnopermickich skał osadowych i pokryw wulkanicznych północno-wschodniego skrzydła depresji śródsudeckiej.

## 8 Formacje wulkaniczne Gór Kamiennych (Głuszycza–Rybница Leśna–Wałbrzych)

---

*Wulkanizm dolnego permu, cykle wulkaniczne, skały kwaśne i zasadowe – wulkanizm bimodalny, różne formy ciał wulkanicznych*

---

Droga (380) prowadzi nas wąską, przełomową doliną potoku Rybna stanowiącą granicę między Górami Wałbrzyskimi, do których należy Rybnicki Grzbiet na północy a Górami Suchymi na południu. Większość wyniosłości na całym obszarze tworzą wychodnie odpornych skał wulkanicznych, które tworzą zasadniczy szkielet rzeźby terenu. Wychodnie skał osadowych karbonu górnego i czerwonego spągowca budujące obniżenia terenu, tworzą pasy o kierunku NW–SE między Łomnicą a Grzmiącą (Obniżenie Górnej Bystrzycy) do WNW–ESE między Rybnicą Leśną a Unisławiem (Wyżyna Unisławska) (fig. 12).

Ciała wulkanitów Rybnickiego Grzbietu oraz gór na południe od przełomu Rybnej (Jeleniec Mały) układające się w południkowy pas są zbudowane z kwaśnych wulkanitów typu ryolitów i ryodacytów, a także tufów ryolitowych i brekcji piroklasycznych, a więc produktów gwałtownych wybuchów wulkanicznych. Ciała te reprezentują system kanałów wulkanicznych przebijających otaczające skały karbonu górnego (namuru i westfalu) lub płytkie intruzje, stąd uważane są za górnokarbońskie. Cały kompleks wulkanitów jest poprzecinany systemem uskoków. Prawdopodobnie uskoki te przynajmniej częściowo tworzyły drogi podnoszenia się magm.

Typowe ryolity obserwować można przy szosie z Głuszycy do Rybnicy Leśnej w strefie przełomowej potoku i nieco dalej ku zachodowi przed Rybnicą Leśną (PD 29). Warto zatrzymać się w Rybnicy Małej skąd (z dwóch różnych miejsc) biegną ku południowi szlaki turystyczne (czerwony i niebieski) w kierunku szczytu Jeleniec Mały i ruin zamku Rogowiec. Droga piesza zajmuje około 30 minut. Sam zamek jest najwyższym położonym obiektem tego typu w Polsce. Ze szczytu góry roztacza się wspaniały widok na całą okolicę – Góry Wałbrzyskie i Kamienne. Na grzbiecie góry i jej stokach liczne są skałki ryolitów i tufów ryolitowych. Charakterystyczne dla całej okolicy jest znaczne przemodelowanie stoków gór przez liczne osuwiska.

Około 750 m dalej ku zachodowi w zboczach na północ od szosy odsłaniają się skały osadowe najmłodszego ogniwa karbonu górnego – tzw. formacji z Glinika (PD 30). Reprezentują one najwyższą część piętra westfal oraz stefan. Są to piaskowce i mułowce z wkładkami zlepieńców oraz zalegające wyżej zlepieńce. Osady odznaczają się zróżnicowanymi barwami – są czerwono-brunatne, różowe, szarzielone, kremowe lub plamiste. Zlepieńce są złożone z otoczków bardzo różnych skał – dlatego nazywane są polimiktycznymi. Są wśród nich także okruchy skał wulkanicznych.

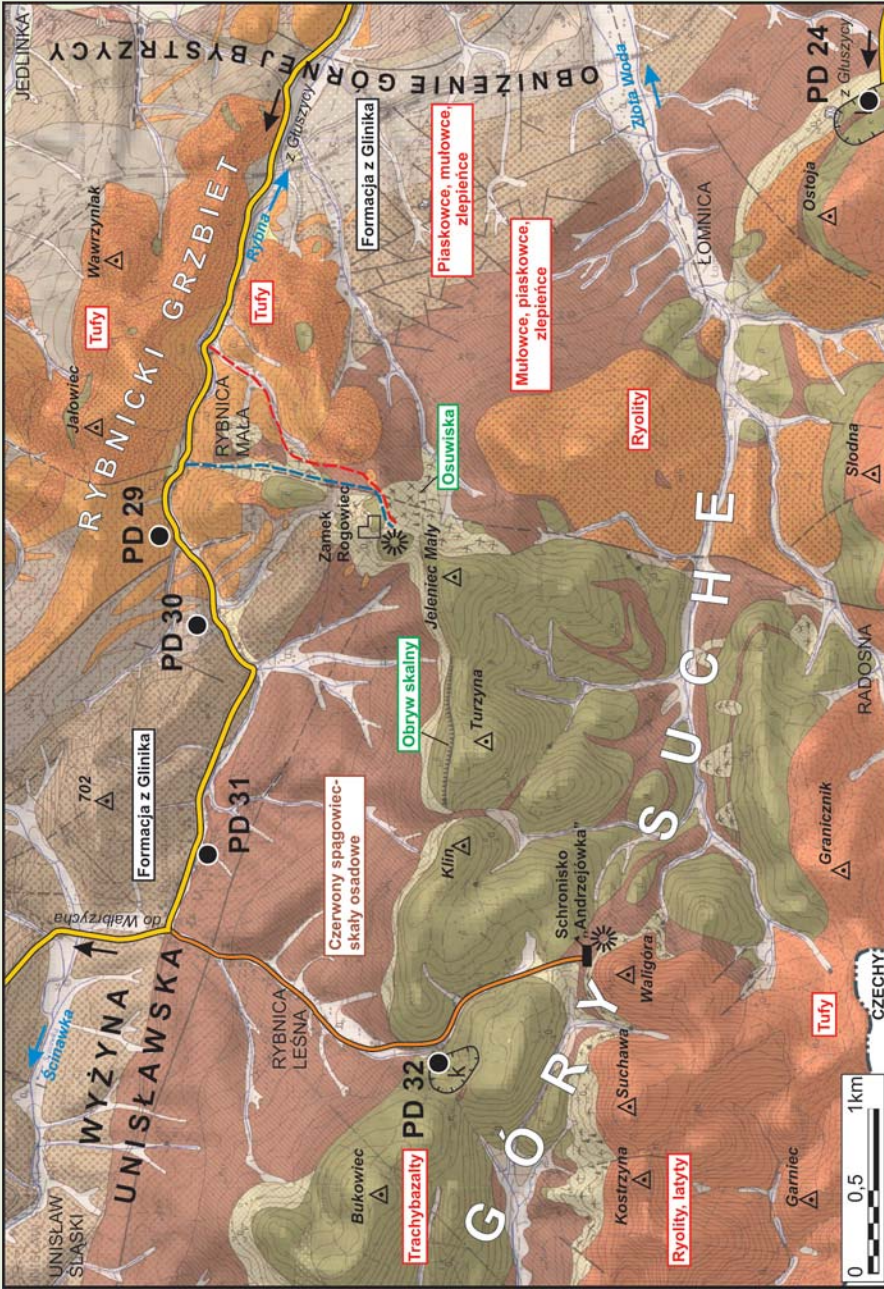


Fig. 12. Mapa geoturystyczna okolic Rybnicy Leśnej (Góry Suche). Wulkanizm dolnego permu, cykle wulkaniczne, skały kwaśne i zasadowe – wulkanizm bimodalny, różne formy ciał wulkanicznych, Punkty dokumentacyjne PD 24, 29–32: Rybnica Mała, Rybnica Leśna, schronisko „Andrzejówka”. Mapa geologiczna wg SMGS, ark. Jedlina Zdrój

Ostatni odcinek szosy do Rybnicy Leśnej przebiega równoległe do granicy intersekcyjnej skał najwyższego karbonu po prawej i dolnego czerwonego spągowca po lewej stronie drogi. Już w samej wsi Rybnica Leśna, w podcięciu erozyjnym południowego brzegu potoku Rybna (PD 31) odsłaniają się ciemnoszare mułowce i iłowce pochodzenia jeziornego. Są to tzw. łupki antrakozjowe, jeden z ważnych horyzontów litologicznych sudeckiego czerwonego spągowca. Należą one do formacji skał osadowych, których powstanie poprzedzało fazę intensywnego wulkanizmu.

W Rybnicy Leśnej, na skrzyżowaniu dróg do Wałbrzycha i Unisławia Śląskiego skręcamy na południe, przez wieś w stronę pasma Gór Suchych. Po 2 km jazdy wśród łagodnych wzgórz zbudowanych z piaskowców, mułowców i iłowców dolnego permu (czerwonego spągowca) o charakterystycznej czerwobrunatnej barwie, wjeżdżamy między góry Bukowiec i Klin, należące do pasma Gór Suchych.

Z geologicznego punktu widzenia skały tworzące Góry Suche należą do formacji wulkanicznej Gór Kamiennych wieku dolnopermskiego, występującej w obrębie depresji śródsudeckiej. Formacja wulkaniczna Gór Kamiennych, zazębiająca się częściowo z osadami czerwonego spągowca i dająca z nimi kontakty termiczne, składa się z członu skał zasadowych typu trachybazaltów oraz członu skał obojętnych i kwaśnych reprezentowanych przez lityty, ryolity, ryodacyty oraz tufy ryolitowe.

Po prawej stronie szosy widoczny jest wielki, czynny kamieniołom złoża Rybnica I (PD 32 – fot. 19) założony w potężnej pokrywie trachybazaltów masywnych, zalegającej na podłożu iłowców i mułowców z wkładkami piaskowców dolnego czerwonego spągowca między górami Bukowiec, Klin, Gomólnik i Jeleniec. Płyta wulkanitów zapada łagodnie ku południowi pod kątem 25–30° i osiąga dziś grubość od 80 do 120 m. Jest to prawdopodobnie płytka, pokładowa intruzja subwulkaniczna wdzie-

**Fot. 19.** Fragment czynnego kamieniołomu trachybazaltów (melafirów) w Rybnicy Leśnej (PD 32). Fot. A. Ilnatowicz





rająca się w obręb kompleksu osadowego formacji ze Słupca. Brak jest dowodów na istnienie w tym rejonie kominów wulkanicznych lub kanałów doprowadzających magmę. Ku wschodowi trachybazalty subwulkaniczne przechodzą stopniowo w stropie w kilka pokryw typu potoków lawowych przełamujących się z czerwonymi łożcami. Na północnych stokach pasma Gór Suchych występuje tendencja do grawitacyjnych obsunięć blokowych skał wulkanicznych poprzez wyciskanie plastycznego podłoża osadowego (np. na północnym stoku Turzyny), a także tworzenia się osuwisk i blokowisk (np. w rejonie Jeleniec–Rogowiec).

Z petrograficznego punktu widzenia skały wulkaniczne złoża Rybnica I, zwane potocznie melafirami, są reprezentowane przez trachybazalty augitowe, które w klasyfikacji petrograficznej skał wulkanicznych odpowiadają andezytom. Są to skały masywne, o strukturze afanitowej lub drobnoziarnistej, rzadko pęcherzykowej, o barwie ciemnoszarej do szaroróżowej, w stanie zwietrzałym – brązowo- lub czerwonoszarej. W ich skład mineralny wchodzi plagioklasy, ortoklaz, piroksen (augit), hornblenda, niekiedy przeobrażony oliwin i niewielkie ilości kwarcu. Są one intensywnie spękane i przecinane przez strefy dyslokacyjne o grubości do 2–3 m, w obrębie których skała jest zbrekcjonowana.

Po zwiedzeniu kamieniołomu, za koniecznym zezwoleniem nadzoru, udajemy się dalej, aż do Hali pod Klinem i znanego schroniska „Andrzejówka”. Jest to piękne, śródgórskie zrównanie, z którego rozciąga się ku południowi rozległy widok na główny grzbiet Gór Suchych. Masyw Waligóry i Suchawy – najwyższych w Górach Suchych – zbudowany jest z ryolitów i litytów kwarcowych. Takie płynne przejścia są typowe dla skał magmowych, w których nawet niewielkie różnice w składzie mineralnym upoważniają już petrografów do nadawania skałom odmiennych nazw. Natomiast wydłużony wzdłuż granicy polsko-czeskiej grzbiet Gór Suchych, o łącznej długości 50 km, jest zbudowany z tufów ryolitowych. Pokrywa tufów sięga 300 m miąższości i zapada lekko ku SW. Są to skały szaroczerwone lub czerwone, masywne lub warstwowane, często porowate z licznymi okruchami skał wulkanicznych, a także metamorficznych i szkliska wulkanicznego (tufy wiroklastyczne). Ich miąższość i wymiary wychodni świadczą o tym, jak potężne były dolnopermskie zjawiska wulkaniczne w tej części Sudetów. Był to świat całkowicie odmienny od dzisiejszego – świat wulkanów, gwałtownych wybuchów gazowo-pyłowych, potoków lawowych, intensywnych procesów masowych typu osuwisk, spływów błotnych, gwałtownej erozji. Góry Kamienne, w skład których wchodzi Góry Suche są dalekim odbiciem tych czasów.

Wracając z „Andrzejówki” jedziemy z powrotem przez Rybnicę Leśną i kierujemy się w stronę Wałbrzycha. Po drodze przed skrzyżowaniem z drogą Unisław Śląski–Glinik Stary, ze wzgórza (kota 666) rozciąga się piękny widok na nieckę wałbrzyską i miasto Wałbrzych ku północy i łańcuch Gór Suchych na południu. Przez Glinik Nowy (droga 377) wjeżdżamy do miasta i rozpoczynamy wycieczkę po Wałbrzychu i jego okolicach lub też udajemy się w kierunku Kamiennej Góry (droga 367).

## 9 Wałbrzyskie Zagłębie Węglowe (*Wałbrzych–Boguszów i okolice*)

---

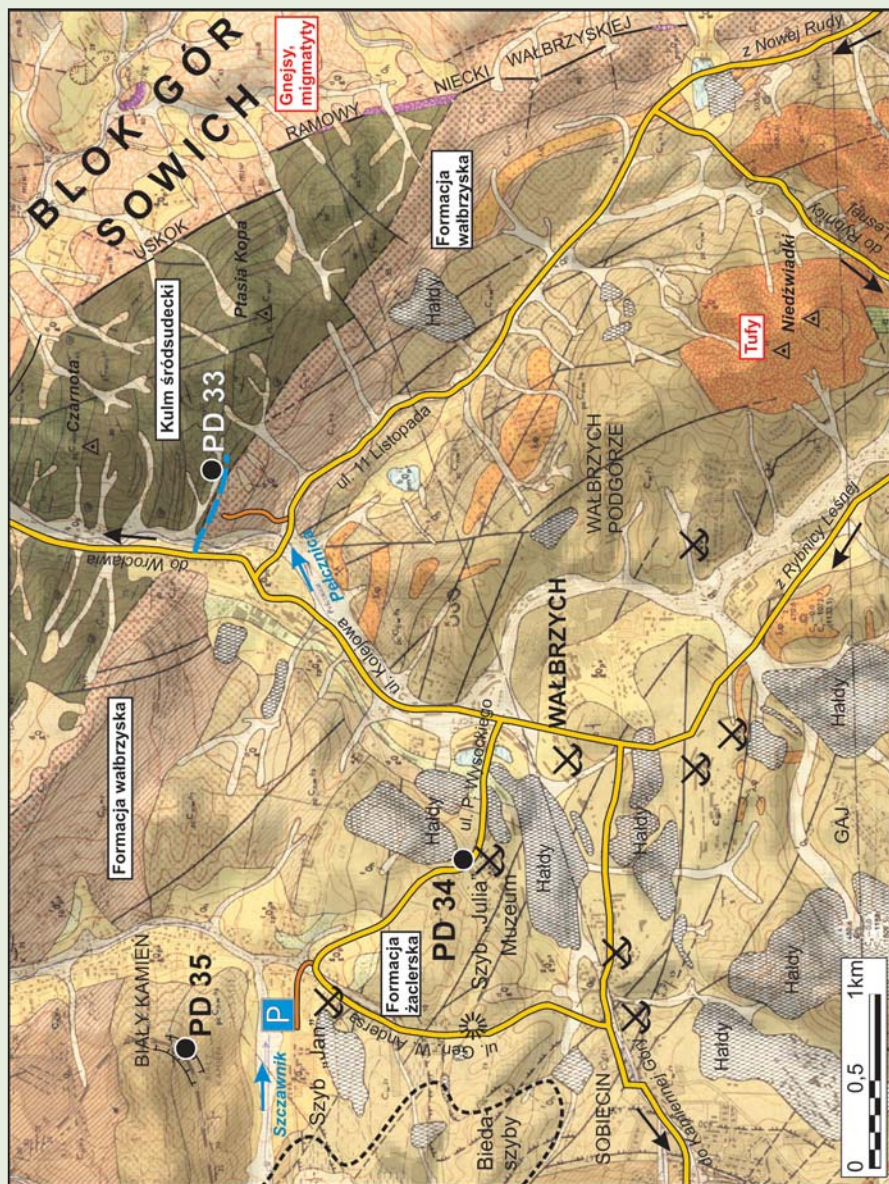
*Niecka wałbrzyska, węglonośne formacje osadowe karbonu górnego, tradycje górnictwa węgla kamiennego, hałdy wałbrzyskie, wulkanizm górnokarboński, złoża barytu w Boguszowie*

---

Do Wałbrzycha jeżdżamy od strony Jedliny Zdroju. Miasto to liczy obecnie około 120 tysięcy mieszkańców. Osada została tu założona w 1305 roku, prawa miejskie uzyskała ok. 1400 roku. Największy rozkwit przeżywał Wałbrzych w XIX wieku, wraz z rozwojem przemysłu, głównie górnictwa i koksownictwa. Do niedawna stanowił duży ośrodek przemysłowy, centrum administracyjne województwa wałbrzyskiego oraz ośrodek z 3 czynnymi kopalniami węgla, obecnie, po zamknięciu kopalń, stolica zaczyna powoli odzyskiwać rangę centrum nowoczesnego przemysłu.

Z geologicznego punktu widzenia Wałbrzyskie Zagłębie Węglowe leży w centrum owalnej w zarysie niecki wałbrzyskiej stanowiącej odnogę depresji śródsudeckiej (fig. 13). Nieckę od bloku Gór Sowich oddziela system uskoków ramowych. Utwory osadowe karbonu tworzą pasmowe wychodnie otaczające łukowo Wałbrzych i zapadające pod średnimi kątami ku centrum niecki. Skały te są poprzecinane licznymi uskokami, które zawsze bardzo komplikowały warunki eksploatacji pokładów węgla. Charakterystyczną cechą niecki wałbrzyskiej jest występowanie licznych skał wulkanicznych o chemizmie kwaśnym wzdłuż jej wschodniego skrzydła. Są to ryolity oraz tufy i brekcje ryolitowe, które tworzą wzgórze w południowo-wschodniej części Wałbrzycha. Z ryolitów zbudowane są też zwarte masywy Chełmca i Trójgarbu zamykające od zachodu nieckę wałbrzyską. Chełmiec i niższy Mniszek wyrastają nad Boguszowem, dalszym celem wycieczki w depresji śródsudeckiej.

Najstarsze w niecce wałbrzyskiej są lądowe osady dolnego karbonu reprezentowane przez tzw. kulum śródsudecki: zlepieńce, piaskowce, mułowce i łupki ilasto-mułowcowe z licznymi fragmentami roślin, o charakterystycznej szarej i szarozielonej barwie. Graniczą one z uskokami oddzielającymi je od gnejsów sowiogórskich i w strefie przyuskokowej są zestromione, zapadając ku centrum niecki pod kątem 60–70°. Skały te powstawały głównie w wizenie (młodsze piętro dolnego karbonu) w śródgórskim zapadlisku otoczonym silnie erodowanymi łańcuchami górkami. Była to więc sedimentacja typu przedgórskiego – wzdłuż krawędzi gór powstawały rozległe stożki napływowe, które łączyły się w jednolitą pokrywę osadów formowanych przez płytkie, szerokie koryta rzek. Dopiero pod koniec wizenu nastąpił zalew płytkiego morza pozostawiającego osady piaszczysto-zlepieńcowate i mułowcowe. Geolodzy oceniają, iż sumaryczne obniżenie dna basenu śródsudeckiego w karbonie dolnym sięgnęło 5–7 km. Było to więc zapadlisko o ogromnej dynamice.



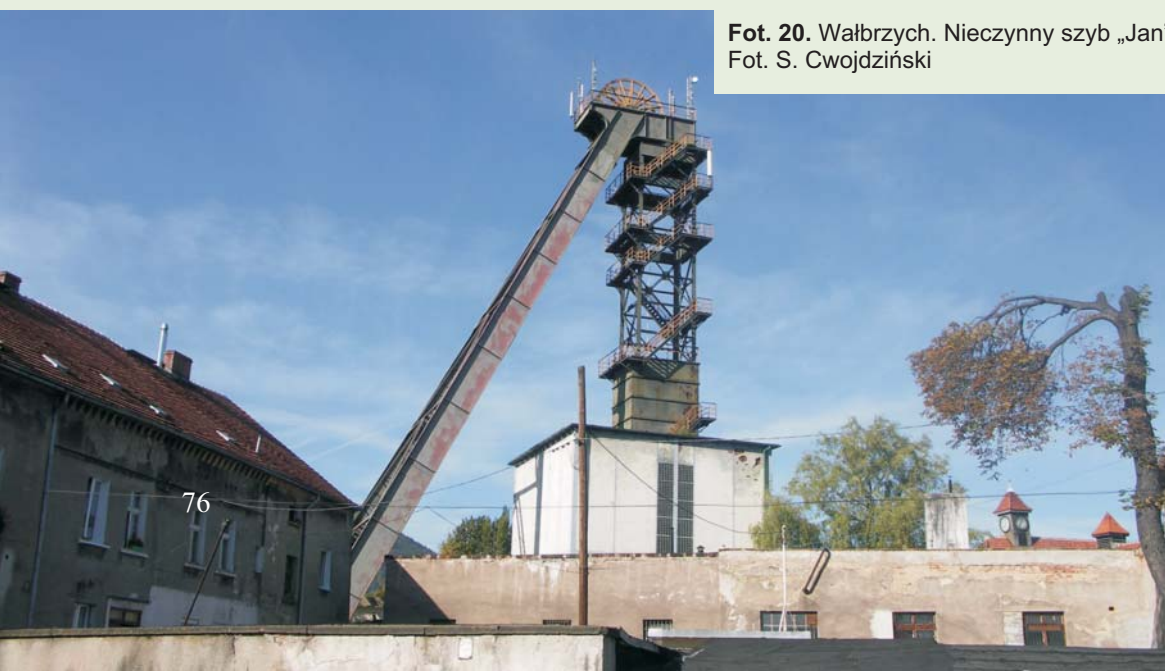
**Fig. 13.** Mapa geoturystyczna rejonu Wałbrzycha (Dolnośląskie Zagłębie Węglowe). Niecka wałbrzyska, skały osadowe karbonu dolnego, węglonośne formacje osadowe karbonu górnego, tradycje górnictwa węgla kamiennego, haldy wałbrzyskie, biedaszyby. Punkty dokumentacyjne PD 33–35: Wałbrzych, Biały Kamień. Mapa geologiczna wg SMGS, ark. Wałbrzych, Boguszów

Utwory kulmu śródsudeckiego można obserwować w skałkach u stóp północno-zachodniego zbocza Ptasiej Kopy w NE części Wałbrzycha (PD 33). Prowadzi do nich niebieski szlak turystyczny od strony ul. Pocztovej, bocznej w stosunku do ul. 11 Listopada, którą wjechaliśmy do centrum miasta od strony Jedliny Zdroju (droga 381). Dolina ta nosi nazwę Głęboki Wąwóz. Odślaniają się tu osady górnej części profilu formacji ze Szczawna – zlepieńce oraz dominujące mułowce, łupki mułowcowe i iłowce. Mułowce wykazują barwę od szarej przez zielonkawą do brunatnej. Twardsze odmiany mułowców charakteryzują się zdecydowanie wyższą zawartością kwarcu i łuszczaków, bardziej miękkie mają domieszkę materiału ilastego.

Osady karbonu górnego, najważniejsze dla niecki wałbrzyskiej z powodu swej węgloności, wypełniają jej wnętrze. Osiągają tu one największą w całej depresji śródsudeckiej miąższość, sięgającą 2000 m. Zbudowane są one z osadów lądowych pochodzenia rzeczno- (zlepieńce, piaskowce, mułowce) i bagienne (węgle kamienne, węgliste łupki ilaste) reprezentujących dwie formacje, starszą zwaną formacją wałbrzyską i młodszą – formację żaclerską. W obu występują liczne pokłady węgla kamiennego.

Ostatnią tonę węgla wydobyto w Wałbrzychu pod koniec czerwca 1998 roku. Od tamtej pory uległo likwidacji wiele obiektów, które miały niegdyś związek z wałbrzyskim górnictwem. Zlikwidowano większość wież szybowych. Nie istnieją już konstrukcje szybów „Pokój”, który stał na trasie między Rusinową a Jedliną Zdrój, „Krakus” – w lesie powyżej wałbrzyskiej dzielnicy Nowe Miasto, „Jadwiga” – pomiędzy Sobięcinem a Kuźnicami, „Barbara” stojąca w samych Kuźnicach oraz szyb główny kopalni „Victoria”. Nie istnieją już także, najkrócej stojący w okolicy, szyb „Kopernik” na południe od Sobięcina oraz szyb „Wanda”. Ocalały natomiast szyby „Irena” przy ul. Emilii Plater (Sobięcín), „Jan” (fot. 20), „Tytus” (Biały Kamień), „Teresa” (Rusinów), „Chwalibóg” (Stary Zdrój), „Staszic” i „Eugeniusz” (Podgórze) oraz „Chrobry” i „Matylda” na ulicy Bethovena. Istnieje jeszcze kilka budowli stano-

Fot. 20. Wałbrzych. Nieczynny szyb „Jan”.  
Fot. S. Cwojdziański



wiących pamiątki po przemyśle wydobywczym w Wałbrzychu. Na terenie dawnej kopalni „Thorez” (szyby „Julia” i „Sobótka”) czynne jest Muzeum Przemysłu i Techniki (PD 34) (ul. Piotra Wysockiego), które, choć godne zwiedzenia, nie oferuje niestety możliwości zjazdu do dawnej kopalni. Dobrze zaznaczającymi się w terenie pamiątkami po górnictwie węglowym są liczne hałdy wałbrzyskie. Część z nich została w ostatnich latach zrehabilitowana i zamieniona na tereny zielone, część nadal pozostaje typowymi hałdami. Są one interesujące dla zbieraczy skamieniałości karbońskich roślin – można na nich znaleźć piękne odciski liści paproci, pni lepidodendronów i sygilarii, czasem fragmenty ich skamieniałych pni.

Dobrze odsłonięte skały formacji wałbrzyskiej i żaclerskiej widoczne są we wkopie nieczynnej obecnie linii kolejowej na zachód od dzielnicy Biały Kamień. Docieramy tu ulicą 11 Listopada i Kolejową przez centrum miasta, a następnie ul. Piotra Wysockiego, zwiedzając po drodze Muzeum Przemysłu i Techniki przy szybie Julia, a zwłaszcza jego górniczą część. Dojechawszy do ul. Generała Andersa zostawiamy samochód na parkingu przy ul. Piasta i pieszo zmierzamy na wzgórze ponad Białym Kamieniem.

W przekopie kolejowym (PD 35) występują kilkumetrowej miąższości serie skalne złożone z powtarzających się cyklicznie członów od dołu: zlepieńiec drobno- lub średnioziarnisty, piaskowiec, mułowiec i mułowiec z łupkiem węglistym. Ponad tym zespołem, który odpowiada stropowej części formacji wałbrzyskiej leżą grubooczkowe zlepieńce z wkładkami piaskowców, należące do tzw. warstw z Białego Kamienia, czyli najniższej z kolei części formacji żaclerskiej. Skały obu formacji zalegają zgodnie, natomiast widoczne są między nimi znaczne różnice w składzie petrograficznym. Zlepieńce białokamięńskie są znacznie bogatsze w otoczaki różnych skał, a w piaskowcach pojawiają się liczne okruchy skaleni. Taki skład skał osadowych świadczy o tym, że rozpoczął się wówczas nowy etap rozwoju niecki wałbrzyskiej polegający na wzmożonych ruchach tektonicznych na obszarach ram basenu. W przekopie kolejowym, dalej ku NW koło Konradowa, odsłonięty jest kolejny profil warstw skalnych formacji wałbrzyskiej o miąższości rzędu 40 m. W odkrywcę tej obok typowego zespołu piaskowców zlepieńcowatych, zlepieńców, mułowców i iłowców o zmiennej grubości ławic można obserwować pokład węgla kamiennego o grubości około 0,5 m. Wychodnie pokładów węgla na powierzchnię ziemi zaznaczone są na mapie geologicznej między łukiem dawnej linii kolejowej a Sobięcinem. Ich na ogół niewidoczne na powierzchni wychodnie pojawiają się na zachód i północny zachód od miasta. Są one dzisiaj obiektem nielegalnej eksploatacji przez dawnych górników wałbrzyskich w tzw. biedaszybach (fot. 21).



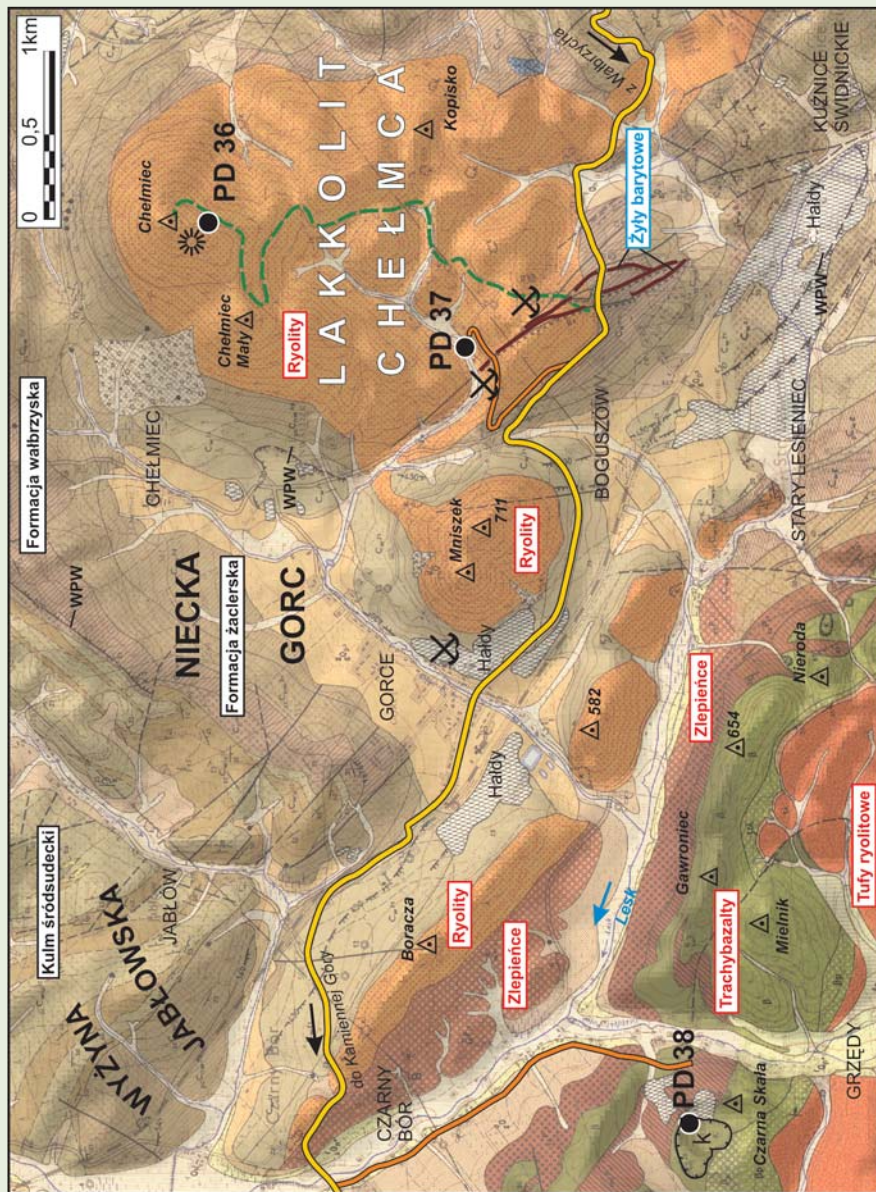


**Fot. 21.** Biedaszyb w zachodniej części Wałbrzycha.  
Fot. A. Ihnatowicz

Po zapoznaniu się z typowym profilem skał formacji wałbrzyskiej i dolną częścią formacji żaclerskiej ruszamy na południe ulicą Generała Andersa w kierunku Sobięcina (droga 375). Po drodze mamy punkt widokowy, z którego można podziwiać przemysłową ciągle jeszcze panoramę miasta z licznymi wzniesieniami hałd na pierwszym planie, a ku zachodowi wysoki szczyt Chełmca. W Sobięcinie skręcamy w ul. 1 Maja (droga 367) w kierunku Kamiennej Góry.

Zatrzymujemy się w Boguszowie. To małe miasteczko położone na południowych stokach Chełmca ma także długą, choć już przebrzmiałą historię tradycji górniczych. Do początku lat 1990. wydobywano tu węgiel kamienny w szybach „Witold” (Gorce) i „Barbara” (Kuznice Świdnickie) należących do Kopalni Węgla Kamiennego „Victoria” oraz baryt. Tradycje związane z wydobyciem surowców były kontynuowane przez setki lat począwszy od roku 1499 do 1994, okres prawie 500 lat ciągłego wydobycia zakończył się wraz z decyzją o zamknięciu kopalń.

Geologia okolic Boguszowa jest zdominowana przez wystąpienia skał wulkanicznych, które tworzą wyniesienia: masyw Chełmca (869 m n.p.m.) i Mniszka (711) na północ od miasta (fig. 14). Obniżenia między wychodniami wulkanitów zbudowane są z bardziej miękkich i łatwiej ulegających wietrzeniu skał osadowych karbonu dolnego i górnego, wykształconych identycznie jak w rejonie Wałbrzycha. Najciekawszym obiektem geologicznym jest masyw Chełmca. Ta silnie rozczłonkowana góra, stanowiąca jeden z najwyższych szczytów w obrębie depresji śródsudeckiej, jest zbudowana z ryodacytów – kwaśnych skał wulkanicznych o nieco większej od ryolitów zawartości plagioklazów. Tworzą one płytką, tzw. hipabisalną intruzję w obrębie osadowych skał karbonu górnego. Wskutek takiej jego pozycji wulkanity Chełmca są także uznawane za górnokarbońskie. Skały otoczenia intruzji zostały spiętrzone przez intruzję w wy-



**Fig. 14.** Mapa geoturystyczna okolic Boguszowa. Wulkanizm górnokarboński: lakkolity Chelmcza, niecka Gorc, złoża barytu w Boguszowie, wulkany dolnopermskie: trachybazalty, ryolity, tufy. Punkty dokumentacyjne PD 36–38: Chelmiec, Boguszów, Grzędy. Mapa geologiczna wg SMGS, ark. Boguszów, Mioszów.

rażną na mapie geologicznej kopułę. Okalają one jądro kopuły coraz szerszymi współrodkowymi pasami. Strop kopuły jest dziś zerodowany, dzięki czemu odsłania się jej ryodacytowe jądro odporniejsze na erozję od otoczenia. Obraz intersekcyjny wskazuje na to, iż masyw Chełmca tworzy lakkolit, czyli ciało magmowe w kształcie grzyba, częściowo zgodne z ułożeniem warstw otaczających. Od lakkolitu Chełmca w kierunku SW odgałęzia się mniejsza intruzja Mniszka o podobnej geometrii, ku SE natomiast dajka ryodacytów przecina niezgodnie skały górnokarbońskie.

Chełmiec jest tak interesującym obiektem geologicznym, iż warto poświęcić czas na wejście na jego szczyt, na którym stoi wieża widokowa oferująca wspaniały widok na całą, rozległą okolicę (PD 36). Osiągnięcie szczytu jest najłatwiejsze z centrum Boguszowa zielonym szlakiem turystycznym. Można się tam także dostać od strony Osiedla Grunwaldzkiego. Po drodze, zarówno w blockach skalnych na zboczach, jak i w kilku starych, niewielkich kamieniołomach obserwować można typowe ryodacyty Chełmca. Są to skały o barwie różowo-szarej, o bardzo drobnoziarnistym tle skalnym, w którym widoczne są niewielkie kryształy skaleni (są to ortoklasy) i ciemnego biotyty. Taka struktura skały świadczy o szybkim zastyganiu magmy w płytkich, przypowierzchniowych partiach skorupy ziemskiej. Drobne kryształki wykrystalizowane w magmie jeszcze przed jej szybkim skrzepnięciem zwane są prakryształami. Ryodacyty są zwykle nieregularnie spękane.

Patrząc ze szczytu Chełmca w kierunku południowym widzimy zalesione pasmo Gór Kamiennych zbudowanych ze skał wulkanicznych czerwonego spągowca, ku wschodowi otwiera się widok na Kotlinę Wałbrzyską zamkniętą na horyzoncie przez Góry Sowie, a od SE przez ostre grzbiety Niedźwiadków, Wołowca i Borowej, także zbudowane głównie ze skał wulkanicznych, tym razem górnego karbonu. Z kolei ku NW widoczny jest rozległy masyw Trójgarbu, podobna do Chełmca intruzja ryolitowa w otoczeniu skał karbonu dolnego. Daleko, na horyzoncie zachodnim, widoczne w pogodny dzień jest pasmo Rudaw Janowickich. Będzie ono celem jednej z kolejnych wycieczek.

Na zachód od Chełmca skały węglonośne karbonu górnego tworzą lokalną nieckę Gorc. Tu właśnie był kiedyś zlokalizowany szyb „Witold”. Natomiast na południe od Boguszowa, na zboczach grzbietu Boracza, wzgórze 582 i innych bez nazw, na zachód i południe od miasta przebiega granica geologiczna utworów karbonu górnego z utworami czerwonego spągowca reprezentowanymi przez skały osadowe i wulkaniczne. Jeszcze dalej na południe, za doliną potoku Lesk, kolejne grzbiety wydłużone w kierunku NW–SE, zbudowane z zasadowych skał wulkanicznych – trachybazaltów, budują Pasma Lesistej wchodzące w skład Gór Kamiennych.

Z lakkolitem Chełmca związana jest znana od dawna mineralizacja barytowa. Strefa złoża barytu ciągnie się wąskim pasem o kierunku NW–SE i długości ponad 2 km i jest związana z brekcjami wulkanitów. Główna żyła barytu o średniej grubości 1,5 m była stwierdzona do głębokości 700 m. Baryt współwystępuje tu z fluorytem



oraz siarczkami miedzi (chalkopiryt), cynku (sfaleryt) i ołowiu (galena), które jednak nie miały w naszych czasach znaczenia przemysłowego. Kopalnia barytu została zamknięta w połowie lat 90. Mimo to warto podjechać na miejsce głównego szybu kopalni w dolinie rozcinającej SW zbocza Chełmca (ul. Młodzieży Polskiej) (PD 37). Dziś szyb i towarzyszące mu zabudowania już nie istnieją, ale na okolicznych hałdach znaleźć można ciekawe okazy barytu i przeobrażonych, wybielonych i zbrekcyjowanych ryodacytów.



Po zwiedzeniu masywu Chełmca i okolic kontynuujemy naszą podróż ku zachodowi szosą (367) w kierunku Kamiennej Góry. Po drodze warto jest zjechać z trasy w Czarnym Borze, aby podjechać do wielkiego, czynnego kamieniołomu w Grzędach, około 2,5 km na południe od głównej szosy. W kamieniołomie (PD 38), do którego wstęp wymaga zgody nadzoru górniczego, obserwujemy ciemnoszare afanitowe, masywne skały wulkaniczne o składzie chemicznym trachyandezytów. Tworzą tu one potężną płytę o miąższości do 70 m zapadającą łagodnie ku SW. W kamieniołomie obserwować można zgodny kontakt wulkanitów z leżącymi poniżej piaskowcami i mułowcami, które w pobliżu kontaktu wykazują zbrekcowanie i wybielenie, co świadczy o intruzywnym charakterze pokładu. Podobne zjawiska stwierdza się w stropowej części pokładu wulkanitów. W samych wulkanitach, w dolnej części płyty przeważają lawy masywne, w partii górnej są to lawy wezykularne i migdałowcowe. Te pierwsze są przepelnione pęcherzykami będącymi efektem szybkiego odgazowania lawy, w przypadku wypełnienia pęcherzyków przez minerały wtórne takie jak kalcyt, zeolity, chalcedon itp., mówimy o migdałach. Wulkanity są intensywnie spękane, w pobliżu kontaktu ze skałami osadowymi oddzielność jest cienkopłytkowa, równoległa do kontaktu, w partiach centralnych płyty przeważają spękania pionowe a oddzielność jest blokowa lub grubopłytkowa. Niezwykle interesujące są pionowe „żyły” piaskowców i brekcji o grubości do 5 m, przecinające wulkanity (np. w południowej części łomu). Są one rezultatem oddziaływania na jeszcze miękkie skały osadowe, podgrzanych przez lawy wód porowych, które spowodowały upłynnienie piasku, który tworzy „żyły” w trachyandezytach.

Z Grzędów wracamy na szosę i kontynuujemy podróż w stronę Kamiennej Góry.

## 10 Depresja śródsudecka – część zachodnia (Wałbrzych–Kamienna Góra–Krzeszów –Lubawka–Kamienna Góra–Marciszów Górny)

*Oś depresji śródsudeckiej, kompleks wulkaniczny Gór Kruczych, osadowe formacje czerwonego spagowca pod- i nadwulkaniczne, kreda górna depresji*

Droga biegnie na północ od łańcucha wyniesień najpierw Pasma Lesistej, a następnie Czarnego Lasu. Oba zbudowane są ze skał wulkanicznych czerwonego spagowca – głównie trachybazaltów masywnych tworzących rozległe pokrywy wśród skał osadowych. Natomiast na północ od szosy rozciąga się pagórkowata kraina z dominującymi łagodnymi wzgórzami i szerokimi dolinami rzek. Są to Wyżyna Jabłowska i Obniżenie Leska, które zawdzięczają swoją rzeźbę mało odpornym na wietrzenie skałom osadowym dolnego i górnego karbonu.

Bezpośrednio przed Kamienną Górą z zakrętu szosy roztacza się widok na miasto leżące w obszernym obniżeniu doliny Bobru i na stokach Gór Kruczych. Na zachodzie widoczne jest rozległe pasmo Rudaw Janowickich i potężne wyniosłości Karikonoszy. Już na początku XIII wieku, na górze wznoszącej się w widłach Bobru i Zadny, wybudowano zameczek strażniczy, którego lokalizacja związana była z istnieniem traktu handlowego wiodącego przez Bramę Lubawską. Pod koniec pierwszej połowy XIII wieku Kamienna Góra pojawiła się w dokumentach śląskich, a prawa miejskie osada uzyskała w czasach księcia Bolka I w 1292 r. Jest to więc miasto o starej historii, wielu zabytkach, zwłaszcza w obrębie Starówki, ale także o znanych tradycjach przemysłu włókienniczego; mieści się tu Muzeum Tkactwa Dolnośląskiego. Kamienna Góra jest też świetną bazą wypadową dla turystyki pieszej, rowerowej i samochodowej.

Budowa geologiczna rejonu Kamiennej Góry–Krzeszowa–Lubawki jest zdominowana przez charakterystyczny łuk wychodni skał karbonu i permu dolnego podkreślony w rzeźbie terenu przez pasma Gór Kruczych i Czarnego Lasu, zbudowane głównie z odpornych, dolnopermskich skał wulkanicznych (fig. 15). Zmiana kierunku wychodni z NW–SE do NNE–SSW, która dokonuje się obok Kamiennej Góry, jest wynikiem budowy tektonicznej depresji śródsudeckiej – oś depresji zanurza się łagodnie ku południowemu wschodowi, a jej skrzydła zapadają ku wnętrzu struktury pod kątem około 15°. Skały dolnego karbonu pojawiają się na powierzchni po obu stronach doliny Bobru; wśród zlepieńców i piaskowców gruboziarnistych widać występujące charakterystyczne pasmowe wkładki mułowców i piaskowców drobnoziarnistych. Skały osadowe karbonu górnego, zalegające zgodnie na starszych osadach i reprezentowane przez typowe zlepieńce, piaskowce i mułowce z pokładami węgla kamiennego formacji wałbrzyskiej i żaclerskiej, nie są obecnie dostępne do bezpośred-

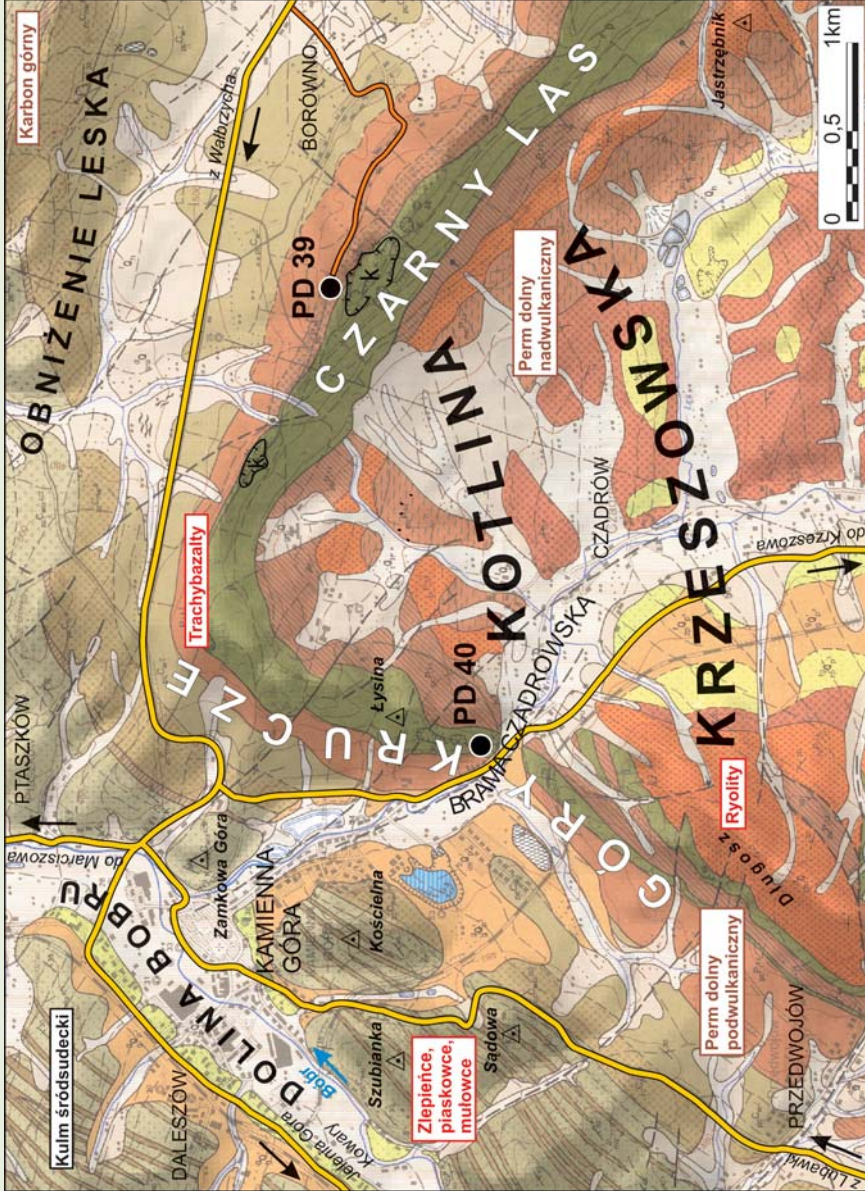
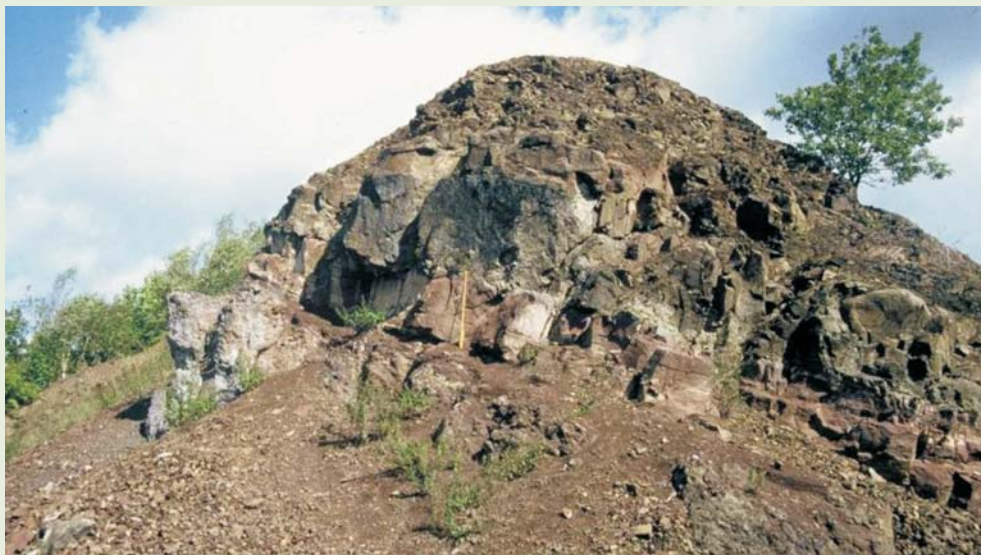


Fig. 15. Mapa geotetyczna rejonu Kamiennej Góry (Góry Kruce, Czamy Las). Os depresji śródsudeckiej, trachybazalty Czarnego Lasu, osadowe formacje czerwonego spagowca pod- i nadwulkaniczny. Punkty dokumentacyjne PD 39–40: Borówno, Kamienna Góra – Czadrowek. Mapa geologiczna wg SMGS, ark. Kamienna Góra, Lubawka

niej obserwacji. Główny grzbiet Gór Kruczych tworzą wychodnie skał kompleksu wulkanicznego Gór Kamiennych, tego samego, który poznaliśmy już w rejonie Rybnicy Leśnej. W skład tego kompleksu wchodzi zarówno skały zasadowe – głównie trachybazalty i trachyandezyty, jak i skały kwaśne – ryolity i brekcje ryolitowe. Ku południowi udział skał kwaśnych rośnie, w okolicach Lubawki są one dominujące. Wulkanity tworzą potężny, ciągle poziomy występujący w otoczeniu skał osadowych czerwonego spagowca, których wychodnie widoczne są na zewnątrz (kompleks podwulkaniczny) i wewnątrz (kompleks nadwulkaniczny) łuku wulkanitów.

Trachybazalty odsłaniają się w kamieniołomie w Borównie (PD 39). Tworzą tu one gruby pokład o miąższości 50 m. Są to masywne skały o barwie czarnej lub ciemnofioletowoszarej, afanitowe z drobnymi prakryształami plagioklazów (labrador). Szczególnie złożoną budowę wewnętrzną tych skał można obserwować w 3 nieczynnych kamieniołomach na zboczu góry Łysina w Kamiennej Górze (PD 40), na północnym zboczu przełomu Zadnej przez Góry Krucze, zwanym Bramą Czadrowską (fot. 22). Występują tu 3 potoki lawowe, szczególnie dobrze widoczne w północnym kamieniołomie. Między potokami zalegają tufy oraz osadowe piaskowce i mułowce. W obrębie potoków lawowych występują trachybazalty masywne, pęcherzykowate i migdałowcowe, a także brekcje wulkaniczne złożone z ostrokrawędzistych okruchów i bloczków wulkanitów i piaskowców zlepionych materiałem tufowym. Charakterystycznym zjawiskiem typowym dla opisywanych skał są fragmenty skał osadowych podłoża w obrębie law oraz tzw. dajki klastyczne, czyli stwardniały piasek i muł tworzący żyły w lawach. W stropowych partiach potoków la-



**Fot. 22.** Brekcjowate lawy trachybazaltowe z przewarstwieniem tufów i piaskowców w północnej części nieczynnego kamieniołomu w Kamiennej Górze (PD 40). Fot. M. Awdankiewicz

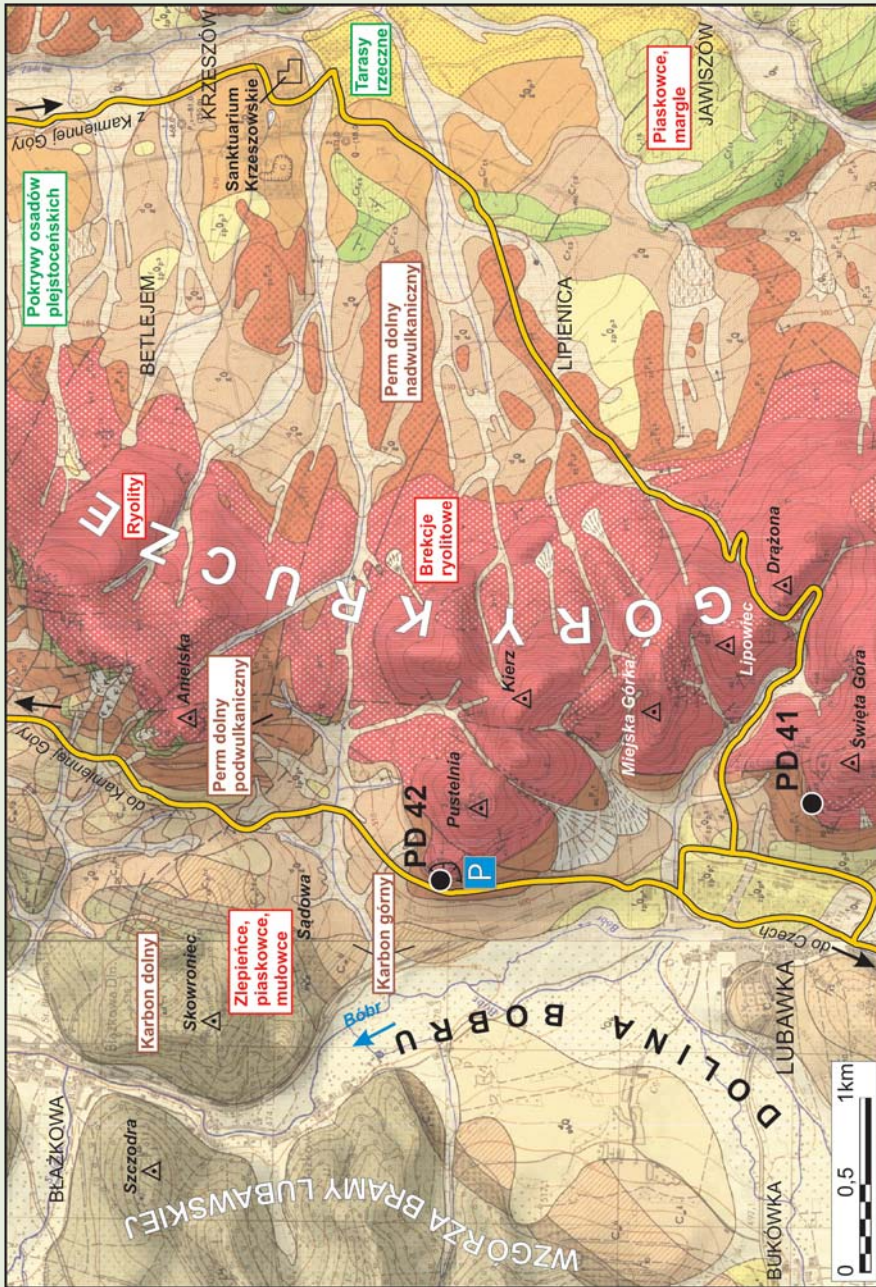
wowych spotyka się skupienia wtórnych minerałów, stanowiących efekt oddziaływania gorących roztworów powulkanicznych – chalcedonu, karneolu, kalcytu, a nawet agaty. Cała sytuacja geologiczna obserwowana w łomach na stoku Łysiny wskazuje na to, iż reprezentują one zbocze dolnopermskiego wulkanu tarczowego, którego centrum, według badań geologicznych, leżało na SE od dzisiejszego odsłonięcia.



Po zwiedzeniu kamieniołomów ruszamy na południe w kierunku Krzeszowa drogą biegnącą w górę doliny Zadorny. Zaraz za Bramą Czadrowską wjeżdżamy w rozległe obniżenie Kotliny Krzeszowskiej, której dno zbudowane jest osadowych skał młodszej części czerwonego spągowca – mułowców, piaskowców i zlepieńców, a także fanglomeratów kompleksu nadwulkanicznego. Te ostatnie są skałami osadowymi, gruboziarnistymi, zbudowanymi z nieobtoczonych i nieuporządkowanych fragmentów różnych skał tkwiących w piaszczystym tle. Skały takie powstają w obrębie rozległych stożków napływowych w pobliżu rozmywanych wyniosłości terenu. W tym wypadku fanglomeraty powstawały w wyniku rozmywania starszych pokryw wulkanicznych. Rozległe są też w kotlinie pokrywy osadów plejstoceńskich: glin, piasków i żwirów o niewielkiej miąższości.

Dojeżdżając do Krzeszowa, 8 km od Kamiennej Góry, już z daleka podziwiać możemy wieżę słynnego, barokowego opactwa cysterskiego z pierwszej połowy XVIII wieku. Ten, jeden z najcenniejszych w Polsce zespołów budowli barokowych, obejmuje 2 kościoły, Mauzoleum Piastów Świdnicko-Jaworskich, 32 kaplice Kalwarii rozmieszczone na zachód od Krzeszowa na łagodnych stokach Gór Kruczych oraz Betlejem – pałacyk na wodzie – letnia rezydencja opatów. Najpiękniejszy widok na Krzeszów z Karkonoszami w tle rozpościera się spod Góry św. Anny na Wzgórzach Krzeszowskich – 2 km na wschód.

Na południe od Krzeszowa rozpoczyna się kolejny, nowy świat geologiczny (fig. 16). Wkraczamy tu w obszar wschodni skał kredy górnej, o wieku i wykształceniu litologicznym podobnym to tego, z jakim mieliśmy do czynienia w Górach Stołowych. Skały osadowe kredy górnej reprezentujące piętra cenoman i turon są najlepiej odsłonięte w obrębie Krzeszowskich Wzgórz na wschód od Krzeszowa i w Zaworach na południe od tej miejscowości. Rysunek intersekcyjny utworów kredowych – głównie piaskowców kwarcowych i glaukonitowych (glaukonit to minerał z grupy uwodnionych łyszczyków o charakterystycznej zielonej barwie powstający w środowisku morskim) jest odmienny od intersekcji utworów karbonu i permu. Granice wschodni skał są równoległe do izohyps, co świadczy o horyzontalnym przeważnie zaleganiu warstw. Utwory kredy, będące wynikiem płytkiego zalewu morskiego, zostały osadzone po długiej przerwie, trwającej od dolnego triasu (ponad 140 mln lat) na starszym podłożu. Stanowią one najmłodszy poziom skał wypełniających depresję śródsudecką.



**Fig. 16.** Mapa geoturystyczna rejonu Krzeszów–Lubawka (Góry Krucze, Kotlina Krzeszowska). Kompleks wulkaniczny Gór Kruczych (ryolity, tufy i brekcje ryolitowe), osadowe formacje dolnego permu, kreda górna depresji śródsudeckiej (piaskowce ciosowe, mułowce, margle). Punkty dokumentacyjne PD 41–42: Lubawka. Mapa geologiczna wg SMGS, ark. Lubawka, Szczepanów

Z Krzeszowa ruszamy ku zachodowi, boczną, wąską, asfaltową drogą przez Lipienicę na Lubawkę. Początkowo łagodne stoki w momencie wjechania w zalesione Góry Krucze szybko stromieją, a droga wspina się serpentynami na główny grzbiet między Lipowcem a Drażoną. Cały grzbiet górski stanowi wychodnię kompleksu wulkanicznego Gór Kruczych o formie płyty, grubości około 300 m, zapadającej łagodnie ku wschodowi (fig. 16). W rejonie Lubawki występują jedynie ryolity reprezentowane przez skały masywne, brekcje wulkaniczne i piaskowce „ryolitowe”. Niekiedy skały te są opisywane jako trachity, zwłaszcza, gdy udział kwarcu jest w nich niewielki, jednak skład chemiczny tych skał odpowiada ryolitom.

Typowe ryolity masywne występują w kilku starych kamieniołomach na zachodnich zboczach Świętej Góry (PD 41) w Lubawce. Są to skały o barwie szaro-różowej lub różowo-fioletowej o afanitowym lub bardzo drobnoziarnistym tle skalnym, na którym widoczne są liczne, nieregularnie rozsiane tabliczkowe prakryształy skaleni – sanidynu (wysokotemperaturowa odmiana skaleni potasowych) i albitu. Tło skalne składa się z plagioklazów, sanidynu, kwarcu, biotyty i hematytu. Ryolity są intensywnie spękane – występuje w nich cios pokładowy, równoległy do podłoża pokrywy wulkanicznej oraz cios pionowy. W kamieniołomach widoczny jest kontakt wulkanitów z leżącymi poniżej skałami osadowymi kompleksu podwulkanicznego. Miejscami pojawiają się brekcje wulkaniczne zbudowane z lekko zaokrąglonych i ostrokrawędzistych bloków ryolitowych do 50 cm średnicy, spojonych przez kalcytowy lub barytowy cement. Ryolity Gór Kruczych stanowią złożoną, asymetryczną budowę wulkaniczną, której centrum leżało prawdopodobnie dalej na południu, na zachód od Chełmska Śląskiego. Ku północy, wzdłuż grzbietu gór maleje ilość masywnych law ryolitowych, a pojawia się więcej tufów.

Jadąc ku północy z Lubawki do Kamiennej Góry (droga 371) zatrzymujemy się na parkingu przydrożnym założonym w nieczynnym kamieniołomie na zboczu Pustelni (PD 42). Możemy tu obserwować ryolity laminowane o oddzielności cienkopłytkowej, równoległej do struktur fluidalnych w skale. Struktury fluidalne będące efektem płynięcia lawy w czasie erupcji, są podkreślane przez kierunkowe ułożenie prakryształów skaleni i wyraźne smugowanie skały wywołane przez naprzemianległe ułożenie warstewek jaśniejszych i ciemniejszych. Sprzed kamieniołomu roztacza się szeroka panorama Rudaw Janowickich i Karkonoszy. Na pierwszym planie, poza szeroką, płaskodenną doliną Bobru widoczne są niewysokie Wzgórza Bramy Lubawskiej, aż po ostro zarysowaną krawędź pasma Rudaw Janowickich. Towarzyszą one zachodnim zboczom Gór Kruczych, po obu stronach doliny Bobru, aż po Kamienną Górę. Zbudowane są one z najstarszych, dolnokarbońskich skał osadowych reprezentujących wczesny etap kształtowania się depresji śródsudeckiej na przedpolu młodego wówczas orogenu waryscyjskiego Wschodnich Karkonoszy – zlepieńców i piaskowców z wkładkami mułowców.

# **11** Wschodnia osłona granitów Karkonoszy – metamorfik Rudaw Janowickich i Lasockiego Grzbietu

*(Kamienna Góra–Marciszów–Wieściszowice–Rędziny–Czarnów  
–Pisarzowice–Leszczyńiec–Ogorzelec–Przełęcz Kowarska  
–Przełęcz Okraj–Kowary)*

---

*Metamorfik Rudaw Janowickich: kompleks wulkaniczny Leszczyńca (łupki pirytonośne, amfibolity, łupki kwarcowo-chlorytowo-albitowe, gnejsy paczyńskie), jednostka Kowar–Czarnowa (łupki łuszczycowe, gnejsy kowarskie, formacja rudonośna, mineralizacja polimetaliczna i uranowa)*

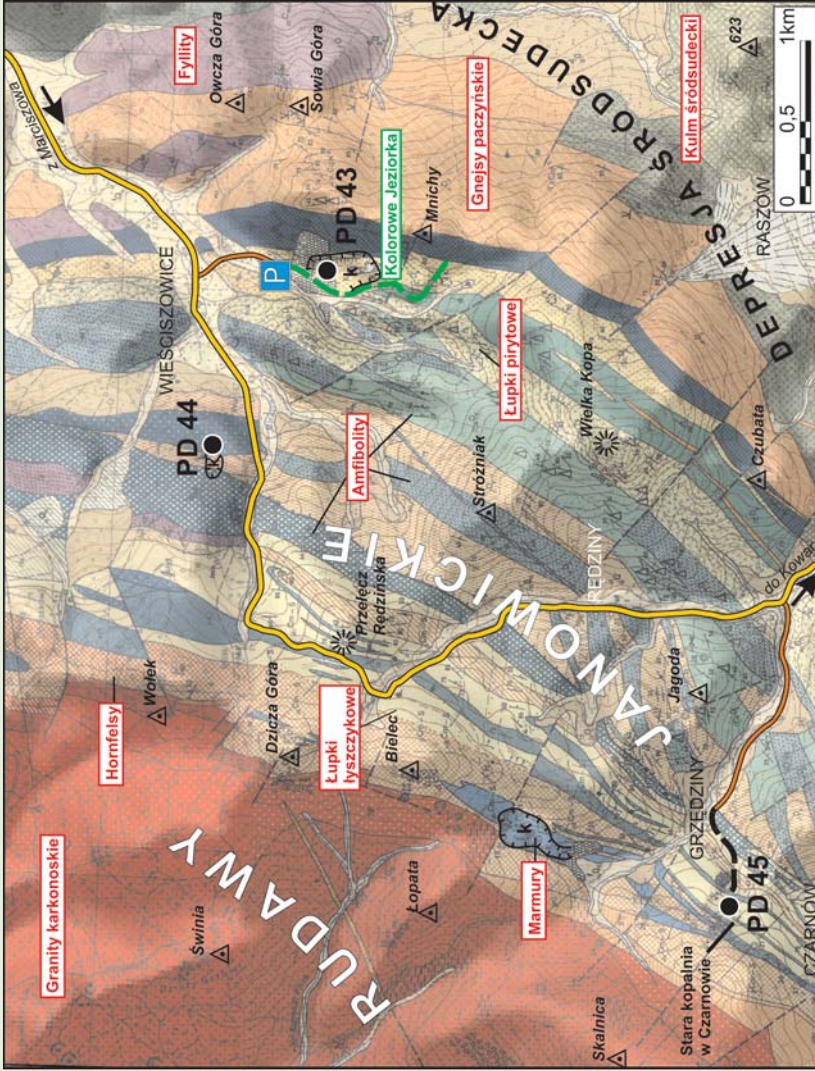
---

Trasę wycieczki rozpoczynamy w Kamiennej Górze, skąd jedziemy na północ drogą nr 371, wzdłuż doliny Bobru do Marciszowa. Po minięciu, po lewej stronie, stacji PKP w Marciszowie skręcamy na południe, przejeżdżamy pod wiaduktem i na rozwidleniu dróg wybieramy lokalną drogę prowadzącą do Wieściszowic. W miarę płaski dotychczas teren Kotliny Marciszowskiej zbudowanej w podłożu z dolnokarbońskich skał osadowych niecki śródsudeckiej zaczyna być bardziej pagórkowaty, droga systematycznie wznosi się w górę.

Wkraczamy tu na obszar innej jednostki geologicznej zbudowanej z odmiennych, bardziej odpornych na erozję skał. Jest to tzw. blok karkonosko-izerski składający się z zajmującego jądrową pozycję górnokarbońskiego granitu Karkonoszy i otulających go starszych – neoproterozoicznych i wczesnopaleozoicznych – skał metamorficznych. Wschodnią osłonę granitu będącą przedmiotem niniejszej wycieczki, tworzy tzw. metamorfik Rudaw Janowickich określany też w literaturze mianem krystaliniku wschodnich Karkonoszy. Jest to prawie południkowo przebiegający pas skał o zmiennej szerokości od 2 do 10 km rozciągający się od Miedzianki na północy po Niedamirów na południu. Ich kontynuacją w kierunku południowo-zachodnim są utwory Gór Rychorskich i południowych Karkonoszy, leżące w całości już po stronie czeskiej.

W centrum wsi Wieściszowice, przy lokalnym sklepie, skręcamy w lewo, w wąską i dość stromą drogę, która po kilkuset metrach zakończona jest wygodnym parkingiem (fig. 17). Trzymając się oznaczeń zielonego szlaku turystycznego prowadzącego na szczyt Wielkiej Kopy (871 m n.p.m.) wchodzimy na obecnie zalesiony teren górniczy dawnej kopalni łupków pirytonośnych (PD 43). Znajduje się tu wyjątkowa osobliwość przyrodnicza tego rejonu – tzw. Kolorowe Jeziorka, które od barwy wody zwane są Purpurowym, Błękitnym (Lazurowym) i Zielonym. Widok pierwsze- go z nich – Jeziorka Purpurowego ukazuje nam się już po kilkudziesięciu metrach po





**Fig. 17.** Mapa geoturystyczna rejonu Wieściszowice–Rędziny–Czarnów (środkowa część Rudaw Janowickich) Metamorfik Rudaw Janowickich: kompleks wulkaniczny Leszczyńca (łupki pirytowe, amfibolity, łupki kwarcowo-chlorytowo-albitowe, gnejsy pacyzyńskie), jednostka Kowar–Czarnowa (łupki tyszczkowe, gnejsy kowarskie). Punkty dokumentacyjne PD 43–45: Wieściszowice, Czarnów. Mapa geologiczna wg SMGS, ark. Janowice Wielkie, Pisarzowice



**Fot. 23.** Wieściszowice, Purpurowe Jezioro (PD 43) w starym łomie łupków pirytowych. Fot. W. Kozdrój

lewej stronie ścieżki, wypełnia ono dno dawnego kamieniołomu (fot. 23). Swój unikalny rdzawy kolor woda zawdzięcza związkom chemicznym, które powstają wskutek wietrzenia i rozkładu pirytu czyli siarczku żelaza ( $\text{FeS}_2$ ), stanowiącego główny przedmiot dawnej eksploatacji. Woda w Jeziorku Purpurowym jest w istocie słabym roztworem kwasu siarkowego, należy więc unikać z nią kontaktu. Wydobycie pirytu oraz towarzyszących mu minerałów miedzionośnych bornitu i chalkopirytu rozpoczęło się w Wieściszowicach w XVII wieku i trwało do roku 1925. Technologia pozyskiwania rud żelaza polegała na mechanicznym rozdrabnianiu skał w zainstalowanych przy wyrobiskach kruszarkach i ręcznym oddzielaniu kruszców na stołach płuczkowych. Pozostałe po tym procesie skały płonne były składowane na hałdach, widocznych dzisiaj na zachód od drogi dojazdowej. Według szacunkowych danych, w latach 1852–1925 wyprodukowano tu ponad 200 tys. ton koncentratu, przy średniej zawartości 13%  $\text{FeS}_2$ .

Uzyskany koncentrat rud był następnie transportowany do usytuowanych 2 km na północny zachód zakładów przerobczych, które w XIX wieku znane były jako Zakłady Morgensterna. Początkowo rudy służyły tam do produkcji siarczanów żelaza, miedzi oraz siarki, a od roku 1869 do czasu zamknięcia zakładów do wyrobu kwasu siarkowego, z którego wytwarzano następnie nawozy sztuczne (superfosfat) oraz farby. W latach powojennych 1947–1954 na złożu pirytów w Wieściszowicach prowadzono nowe prace badawczo-poszukiwawcze. Pomimo, że w wykonanej dokumentacji geologicznej złoża (obejmującej obszar na północ od dzisiejszych wyrobisk) oszacowano zasoby pirytu na 3,9 mln ton, negatywnie oceniono możliwość podjęcia ich eksploatacji. Miało to związek z odkryciem w Polsce dużych złóż siarki rodzimej, wobec czego zaniechano dalszego rozpoznania i badań pirytów wieściszowickich.

Purpurowe Jezioro leżące na wysokości 560 m n.p.m. wypełnia częściowo dno największego wyrobiska pokopalnianego zwanego dawniej „Hoffnung” (Nadzieja). Wyrobisko to rozciąga się południkowo na przestrzeni ok. 450 m przy średniej szerokości ok. 100 m. Lokalizacja kamieniołomu na stromym stoku powoduje, że jego ściana wschodnia ma wysokość do 150 m, podczas gdy ściana zachodnia od 10 do 40 m. W ostatnich latach działalności kopalni prowadzono eksploatację poprzez drążenie sztolni. Wlot do jednej z nich, obecnie zalanej wodą, widoczny jest w północno-wschodnim narożu jeziora.

Łupki pirytonośne mają jasne, żółtoszare, lokalnie rdzawe zabarwienie i odznaczają się dobrze rozwiniętą foliacją metamorficzną, często zaburzoną przez liczne fałdy. Pod względem petrograficznym można je określić jako łupki chlorytowo-serycytowo-kwarcowe. Widoczne w nich laminki lub silnie wydłużone soczewki zbudowane z kwarcu i zwietrzałych skaleni są poprzedzielane pasemkami minerałów łuszczykowych – serycytu i chlorytu, które powodują, że skała jest dobrze łupliwa i krucha. Dobre do bezpośredniej obserwacji miejsce to znajdująca się w północnej, nie zalanej wodą części wyrobiska, grupa skałek z wydrążonym w środku dziesięciometrowym tunelem.

Charakterystyczną cechą łupków jest rozproszona impregnacja pirytem, którego zawartość w skale jest zmienna: w partiach bogatszych osiąga 12–30%, lokalnie nawet 70%, natomiast w skałach uboższych – około 5–6%. Przeciętna zawartość pirytu w złożu wynosi 16%. Piryty, którego nazwa pochodzi od greckiego *pyr* – ogień oraz *pyrites* – iskrzący, występuje w formie regularnych, złociście połyskujących pojedynczych kryształów o kształcie sześciangu (największe osiągają średnicę 6 mm), wielokryształowych przerostów lub nieregularnych skupień. Wygląd migotliwych, drobnych ziarenek pirytów przypomina do złudzenia nagromadzenia złota, stąd też określa się go potocznie „złotem głupców”. Prosty test pozwala nam ostudzić nadmierne emocje: piryty jako minerał twardszy niż złoto nie ulega zarysowaniu nożem.

Łupki chlorytowo-serycytowo-kwarcowe z pirytem tworzą kilkukilometrowej długości pokład stromo zapadający ku wschodowi. Stanowi on część o wiele większej jednostki geologicznej zwanej kompleksem wulkanicznym z Leszczyńca, zbudowanym prawie wyłącznie z przeobrażonej podczas procesów metamorficznych, zachodzących pod wpływem gorących roztworów magmowych skał tzw. serii spilitowo-keratofirowej. Człon spilitowy tej serii tworzą ciemnozielone skały określane jako amfibolity. Powstały one z wulkanitów zasadowych (jak np. bazyalty), natomiast człon keratofirowy tworzą jasne, zielonkawobiałe lub żółtawe łupki wywodzące się z pierwotnych wulkanitów kwaśnych (np. ryolitów). Jedną z takich skał – macierzystą dla łupków pirytonośnych – są właśnie kwaśne wulkanity typu tufów i tufitów, których sedymentacja odbywała się w środowisku morskim. Ta podwodna aktywność wulkaniczna odpowiedzialna za utworzenie kilkukilometrowej grubości pokrywy skał jednostki Leszczyńca trwała na tym obszarze od górnego kambru po dolny ordo-

wik, czyli ok. 510–490 mln lat temu. Emanacja gazów wulkanicznych stowarzyszona z krążeniem roztworów na styku gorących skał wulkanicznych z wodą morską sprzyjała wydzielaniu siarczków metali a więc, w złożu wieściszowickim, impregnacji strefy rudnej pirytem.

Seria spilitowo-keratofirowa jednostki Leszczyńca przez bardzo długi okres, aż do pogranicza dewonu i karbonu (ok. 360 mln lat temu), stanowiła dno dawnego basenu morskiego w erze paleozoicznej wypełnianego osadami. W dolnym karbonie w całych Sudetach miała miejsce tzw. orogeneza waryscyjska, podczas której skały tworzące jego dno oraz przykrywające je sedymenty doznały zróżnicowanej deformacji, fałdowań i metamorfizmu regionalnego. Utworzył się wówczas stos spiętrzonych, jedna na drugą, jednostek tektonicznych. Część kompleksów skalnych uległa głębokiemu pograżeniu i doznała silnych przekształceń metamorficznych, które zmieniły wygląd i skład mineralny skał wyjściowych. Przeobrażenia tego typu obserwowane w skałach kompleksu wulkanicznego Leszczyńca pozwalają określić maksymalne warunki ich pograżenia na strefę facji amfibolitowej, czyli ciśnienia ok. 5–7 kbar przy temperaturze powyżej 550°C. Widoczne dziś w skałach złupkowanie jest właśnie efektem tych transformacji polegających na silnym sprasowaniu skał, które skutkowało zniszczeniem pierwotnych, bezkierunkowych struktur magmowych, ich spłaszczeniem i rozwojem pasemek łuszczyków, które określa się mianem foliacji metamorficznej.

Pod koniec dolnego karbonu jednostka Leszczyńca została wydzwignięta w płytkie strefy skorupy ziemskiej. Podczas tego wynoszenia skały uległy silnemu sfałdowaniu i spękaniu, co sprzyjało rozwojowi licznych szczelin i żył mineralnych. Liczne przejawy tych procesów dostrzegamy również w łupkach pirytonośnych. W górnym karbonie po zachodniej stronie metamorfiku Rudaw Janowickich intrudowały granity Karkonoszy, które przenikały i podgrzewały skały osłony, co sprzyjało rozwojowi pomagmowej mineralizacji polimetalicznej. Widoczne dzisiaj w Wieściszowicach przejawy tej mineralizacji to niewielkie, skośnie przecinające złupkowanie żyłki z siarczkaami: Fe, Cu, Zn i Pb lub okruszczone nimi żyły kwarcowe i kwarcowo-skaleniowe. Spotyka się w nich takie minerały jak: chalkozyn, bornit, sfaleryt, galena, syderyt, markasyt i chalkopiryt.

Do wyjątkowo efektownych zjawisk, które bezpośrednio możemy oglądać w złożu łupków pirytonośnych, zwłaszcza w rejonie wspomnianego wcześniej tunelu, są wykwity i naskorupienia nowych minerałów hipergenicznych, które powstały współcześnie z przeobrażenia siarczków. Należą do nich białe skupienia igielkowego pickeringitu, groniaste, żółte naskorupienia copiapitu i slavkitu oraz czerwonego fibroferrytu (prosimy o zachowanie ich wystąpień w nienaruszonym stanie).

Kontynuując wycieczkę idziemy kilkaset metrów w górę szlakiem zielonym, początkowo wzdłuż krawędzi kamieniołomu, a następnie leśną ścieżką i docieramy do dawnego wyrobiska „Nowe Szczęście”. Znajduje się tu Jeziorko Niebieskie, wypełniające większe wyrobisko o wymiarach 150 x 40 m. Wzdłuż jego zachodniego,

płaskiego brzegu znajduje się miejsce z ławkami i stołami, doskonale do zorganizowania krótkiego wypoczynku. Lazurowa barwa jeziora wydaje się w tym przypadku nie pochodzić od związków chemicznych, lecz od glonów rozwijających się w czystej, prześwietlanej wodzie, stale dostarczanej przez mały ciek wodny.

Aby dostać się do trzeciego, Zielonego Jeziora należy w dalszym ciągu podążać na południe szlakiem zielonym. Po przejściu, wciąż do góry, ścieżką leśną ok. sześciuset metrów trzeba skręcić w prawo od szlaku. Po następnych kilkudziesięciu metrach ukaże się nam, położone na wysokości 560 m n.p.m., zalane wodą wyrobisko o wymiarach  $65 \times 40$  m, głębokie na 20 m, zwane dawniej „Gustav Grube” (Jama Gustawa). Jezioro to nie jest tak wizualnie efektowne jak dwa poprzednie i jeśli ktoś nie posiada zbyt wiele czasu może zakończyć wycieczkę na wodami Jeziora Błękitnego.



Po zwiedzeniu Kolorowych Jezior wracamy do parkingu i jedziemy z powrotem do głównej drogi. Na skrzyżowaniu skręcamy w lewo i po przejechaniu ok. jednego kilometra po prawej stronie asfaltowej szosy znajdujemy duży, półkolisty plac z przystankiem autobusowym. Zostawiamy tam samochód i udajemy się, położoną najdalej na zachód drogą, do nieczynnego dziś kamieniołomu amfibolitów w Wieściszowicach (PD 44). Wydobywany tu w latach 1971–1990 w postaci bloków surowiec skalny był na miejscu kruszony na różne frakcje i wykorzystywany jako kamień budowlany i drogowy.

Po przejściu ok. 300 m docieramy do środkowej części dużego wyrobiska. Na południowej skarpie kamieniołomu widoczne są prawie pionowo ustawione, naprzemianległe pakiety ciemnozielonych amfibolitów przeławicających się z jasnymi, białozielonkawymi łupkami kwarcowo-chlorytowo-albitowymi. Cała sekwencja jest silnie spękana i pocięta licznymi uskokami. Podobnie jak poprzednio opisane łupki pirytonośne jest ona fragmentem wulkanicznej serii spilitowo-keratofirowej jednostki Leszczyńca. Poszczególne warstwy mają zwykle miąższość od kilku cm do kilku metrów, choć lokalnie zdarzają się laminki kilkumilimetrowe. Ich w miarę stała grubość i regularny, równoległy przebieg przypominający warstwowanie w skałach osadowych pozwala przypuszczać, że mamy tu do czynienia z utworami pochodzącymi od pierwotnych, zasadowych i kwaśnych tufów lub tufitów. Utwory tego typu określa się mianem wulkanoklastyków. Są to skały powstałe poprzez depozycję w środowisku wodnym wielkiej ilości małych drobin materiału wulkanicznego wyrzuconych wcześniej z wulkanów oraz klastycznego materiału terrygenicznego powstającego z erozji innych skał. Ponieważ skały te uległy przeobrażeniom metamorficznym podczas orogenezy waryscyjskiej nazwę skały pierwotnej poprzedza się przedrostkiem „meta-”. I tak ciemne amfibolity można zdefiniować jako meta-wulkanoklastyki zasadowe, a jasne łupki jako meta-wulkanoklastyki kwaśne.

Amfibolity zbudowane są w zmiennych proporcjach z chlorytu, aktynolitu, skaleni (prawie wyłącznie albitów), epidotu, klinozoizytu, kwarcu, jasnych łyszczyków, stilpnomelanu, węglanów i minerałów rudnych. W podrzędnych ilościach występuje hornblenda. O mieszanej, wulkaniczno-osadowej genezie tych skał świadczą miejscami dobrze zachowane, niewielkie skupienia plagioklazów z relikdami struktury trachitowej (co jest typowe skał magmowych) oraz jasne laminki materiału klastycznego zawierające obtoczone drobiny kwarcu i skaleni (co jest cechą rozpoznawczą skał osadowych). Widoczna w amfibolitach, jak i w laminowanych łupkach kwarcowo-albitowo-chlorytowych, foliacja metamorficzna stanowi strukturę rozwiniętą z pierwotnych powierzchni sedymentacyjnych.

Jasne łupki kwarcowo-albitowo-chlorytowe mają strukturę drobnolaminowaną lub tworzą jednolite, grubsze i przy tym masywne ławice pozbawione wewnętrznej laminacji. Zasadniczą masę skały tworzy agregat bardzo drobnych ziaren kwarcu i skaleni. Dość często w laminach spotyka się większe skalenie (albity) o charakterze porfiroklastów. Podkreślające foliację ciemniejsze laminy łyszczykowe zbudowane są z brązowego chlorytu, aktynolitu, jasnego łyszczyku, epidotu, skaleni i obfitych minerałów rudnych. Na zachód od opisywanego wyrobiska, na wyższym poziomie kamieniołomu przebiega w kierunku N–S ważna linia uskokowa oddzielająca kompleks wulkaniczny Leszczyńca od utworów jednostki Kowar–Czarnowa. Przejawia się ona jako 30-metrowa strefa silnie pokruszonych skał.



Po powrocie do miejsca postojowego wyruszamy samochodem w dalszą podróż. Jedziemy dość stromo w górę na zachód, a następnie na południe w kierunku Rędzin. Po przebyciu ok. 2,5 km docieramy do lokalnego spłaszczenia terenowego położonego u podnóża Dziczej Góry (891 m n.p.m.). Przy dobrej pogodzie rozpościera się stąd doskonały widok ku północy na Góry Kaczawskie, ku wschodowi na nieco niżej położoną Przełęcz Rędzińską i położony za nią szczyt Wielkiej Kopy, a w dalszym planie ku SE na depresję śródsudecką i Góry Krucze.

Dalej szosa prowadzi w dół, do wsi Rędziny. Przy końcu tej miejscowości skręcamy na zachód w boczną drogę, prowadzącą do Grzędzin i dalej do Czarnowa. Po przebyciu ok. 1,5 km od rozwidlenia zatrzymujemy się po lewej stronie szosy nieopodal budynku stacji transformatorowej. Stąd idziemy polną drogą na zachód i po ok. 300 m docieramy do hałdy dawnej kopalni rud polimetalicznych – głównie arsenopirytu – „Evelinens Glück” (Szczęście Eweliny) w Czarnowie (PD 45).

Rozpoczęcie działalności górniczej na tym złożu datuje się na połowę XVIII wieku i trwało z przerwami do roku 1925. Podobnie jak w Złotym Stoku wydobywane tu rudy z arsenopirytem wzbogacano otrzymując koncentrat o zawartości 25–32% As, z którego produkowano arsenik. Stosowany był on w tamtych czasach do wyrobu bar-

wionego szkła, farb, do konserwacji skór i drewna oraz jako trutka na gryzonie. W procesie wzbogacania uzyskiwano dodatkowo rudy umożliwiające pozyskiwanie metali: Cu, Pb, Ag i Au. Ocenia się, że w koncentracji tym mogło być nawet do 2–4 g/t złota oraz 60–80 g/t srebra. W latach najintensywniejszej eksploatacji na początku XX wieku ze złoża w Czarnowie urabiano średnio od 500 do 1000 ton rudy rocznie. Wydobycie prowadzono na dziesięciu poziomach, o łącznej głębokości do 300 m, połączonych pionowym szybem i dwiema poziomymi sztolniami, którymi urobek transportowano na powierzchnię. W latach pięćdziesiątych XX wieku kopalnię odwodniono i wykonano nową dokumentację złożową, według której istniejące zasoby rudy arsenowej oszacowano na 205 tys. ton, w tym zawartość czystego arsenu na ok. 21,5 tys ton. Wznowienia produkcji, z uwagi na brak ekonomicznej opłacalności, jednakże nie podjęto. Niemniej, wykonane w latach 1990. w rejonie Czarnowa badania geologiczne udokumentowały perspektywiczne złoża cyny oraz wciąż interesujące koncentracje złota.

Hałda usytuowana jest u wylotu głównej sztolni kopalni, która jest dziś zasypana i niedostępna do obserwacji. Sztolnia zagłębiała się ku zachodowi w zbocze góry na około 200 m, gdzie sięgała do głównego ciała rudnego. Ciało to ma postać pociętej poprzecznymi uskokami, stromo ustawionej, kilkumetrowej grubości żyły kwarcowej o długości 500 m. Rozciąga się ona na kierunku NE–SW pośród otaczających ją skał wapienno-krzemianowych (erlanów) i łupków łyszczykowych. Kilka zawartych w żyłe stref okruszcowania zawierających głównie arsenopiryt lub pirotyn ma kształt soczewek o maksymalnej miąższości do 4 m, średnio ok. 40 cm. Minerale te w postaci rozproszonej występują też w ościennych erlanach i łupkach. Oprócz nich spotyka się tu także wiele innych kruszców takich jak sfaleryt, galena oraz podrzędnie: chalkopiryt, piryt, bornit, antymonit, markasyt, kasyteryt, bizmut rodzimy, bizmutynit, tenantyt, kubanit, kowelin, chalkozyn, getyt, limonit, rutil i leukoksen. Występujące tu złoto ma postać rodzimą lub formę niewielkich drobin elektrum (roztworu stałego Au i Ag w proporcji ok. 80 i 20%), tkwiących jako wrostki w arsenopirycie.

Choć wyrobiska dawnej kopalni są dziś niedostępne to wiele z wymienionych minerałów można wciąż znaleźć uważnie przeglądając materiał skalny zgromadzony na hałdzie. Przy większej dozie szczęścia można napotkać tu bardzo ładne okazy okruszcowania polimetalicznego, ale także łupki łyszczykowe i erlany, oraz w mniejszej ilości dolomity krystaliczne i amfibolity. Skały te należą do drugiej części metamorfiku Rudaw Janowickich tzw. jednostki Kowar–Czarnowa.

Dominujące w jednostce Kowar–Czarnowa łupki łyszczykowe powstały z piaszczysto-ilastych skał osadowych. Sedymentacji skał klastycznych towarzyszyła lokalnie depozycja skał węglanowych, jej świadectwem są dzisiejsze biało-zielonkawe dolomity krystaliczne oraz erupcje zasadowych skał wulkanicznych, której pozostałościami są zielonkawe, smużyste amfibolity. Wiek tej serii skalnej możemy określić jedynie w przybliżeniu na przedział czasowy obejmujący górną część neo-

proterozoiku i najniższy paleozoik – kambry, czyli ok. 660–500 mln lat temu. W okresie tym życie organiczne było jeszcze bardzo ubogie i prawie nie pozostawiło po sobie skamieniałości faunistycznych. Do wyjątków należą znalezione we wkładkach dolomitów krystalicznych po czeskiej stronie jednostki Kowar–Czarnowa pojedyncze, milimetrowej wielkości okazy skorupki przypominających dolnokambryjskie formy *Archeocyatha* (wymarłe organizmy pośrednie między koralowcami a gąbkami, które żyły w strefach przybrzeżnych ciepłych mórz). Górną granicę wieku dawnych serii osadowych wyznaczają datowania przenikających je skał pochodzenia magmowego. Należą do nich drobne wkładki leptytów, białożółtych, laminowanych skał stanowiących niegdyś małe iniekcje skał typu ryolitów oraz większe nawet kilkukilometrowej grubości przeławicenia gnejsów kowarskich, powstałych dzięki deformacji dużych intruzji granitów porfirowatych. Uzyskane dzięki badaniom geochronologicznym dane pozwalają określić wiek intruzji tych skał na górny kambry–dolny ordowik.

Skały jednostki Kowar–Czarnowa w dobie orogenezy waryscyjskiej uległy silnym, regionalnym przeobrażeniom metamorficznym w warunkach facji amfibolitowej. Lokalnie, jak w południowej jej części, na pograniczu polsko-czeskim pojawiają się skały opisywane jako łupki niebieskie (ang. *blueschists*), zawierające minerały, które wskazują na oddziaływanie bardzo wysokich ciśnień (do 10 kbar), odpowiadających warunkom na głębokości ok. 25–30 km. Deformacja skał była tak intensywna, że doprowadziła do całkowitego zatarcia pierwotnych struktur z okresu ich depozycji, takich jak np. warstwowanie sedymentacyjne. Widoczne obecnie ukierunkowanie składników mineralnych czy to w łupkach łuszczycowych, dolomitach krystalicznych czy amfibolitach jest nową foliacją, powstałą wskutek tektonicznego, kierunkowego ścinania, czyli tzw. mylonityzacji. Proces ten, którego mechanizm można w sposób uproszczony zobrazować poślizgiem talii kart, spowodował rozrtarcie pierwotnych składników, uruchomienie roztworów oraz rekrytalizację nowych zespołów, czyli paragenez mineralnych. Zielonkawo-brązowe, laminowane erlany są właśnie takimi nowymi skałami, które powstały na styku kontrastujących pod względem składu chemicznego łupków łuszczycowych i amfibolitów z dolomitami krystalicznymi, wskutek przenikania i wymiany roztworów mineralnych. Takie sąsiedztwo, a zwłaszcza obecność dawnych maficznych skał wulkanicznych, często już zawierających rozproszoną mineralizację kruszców metali, sprzyjała podczas metamorfizmu tworzeniu nowych złóż. Pod koniec dolnego karbonu serie skalne jednostki Kowar–Czarnowa uległy sfałdowaniu, wypiętrzeniu ku powierzchni ziemi i spękaniu.

Formowanie się złoża z polimetaliczną mineralizacją w Czarnowie miało charakter kilkuetapowy. Choć za decydujący czynnik genetyczny uznaje się oddziaływanie hydrotermalnych roztworów pomagmowych granitów Karkonoszy, które intrudowały w górnym karbonie, to początki formowania się żyły kwarcowej mogą sięgać okresu wcześniejszej mylonityzacji, kiedy uwalniana z niszczonej mineralizacji krzemionka rekrytalizowała w wolnych przestrzeniach skalnych. Krążenie młodszych roztworów pomagmowych, ułatwione intensywnym spękaniem, było dość długo-



trwałe. Oznaczenia wieku bezwzględnego galeny z Czarnowa wykazały wartości 250–210 mln lat, co przemawia, że aktywność hydrotermalna trwała tu jeszcze w triasie, czyli w początkowym okresie ery mezozoicznej.

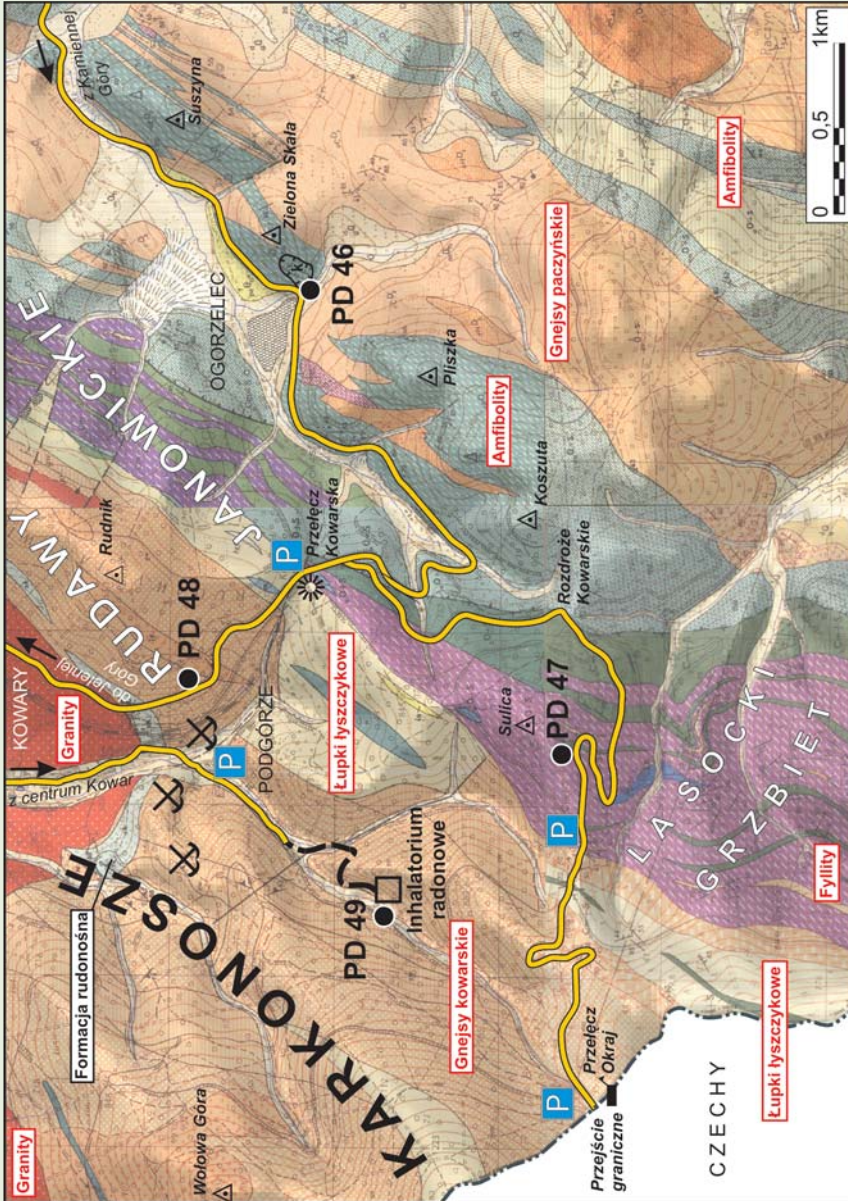


Po zwiedzeniu hałdy w Czarnowie udajemy się do Pisarzowic i dojeżdżamy do głównej drogi łączącej Kamienną Górę z Kowarami (367). Skręcamy w prawo, mijamy miejscowości Szarocin, Leszczyniec i docieramy do Ogorzelca (fig. 18). Na jednym z zakrętów, po lewej stronie drogi widzimy bramę wjazdową do czynnego kamieniołomu amfibolitów i gnejsów w Ogorzelcu (PD 46). Zaraz po minięciu bramy parkujemy samochód przy budce strażniczej. Za zgodą dyżurującej tam osoby dokonujemy krótkiego, ogólnego obejrzenia wyrobiska. Ze skraju wyrobiska rozpościera się doskonały widok całego, kilkupoziomowego kamieniołomu (fot. 24). Wydobywa się tu rocznie ok. 350 tys. ton surowca skalnego przerabianego na zwykły kamień łamany oraz kruszywa, w tym wysokogatunkowy grys amfibolitowy, służący do wyrobu mieszanek mineralno-asfaltowych.

Najbardziej interesującą rzeczą w kamieniołomie w Ogorzelcu jest obecność wśród dominującej masy ciemnozielonych amfibolitów, licznych nieregularnych, rozgałęziających się wtrąceń jaśniejszych, biało-zielonkawych skał określanych jak tzw. gnejsy paczyńskie.

Amfibolity reprezentują dawne wulkanity zasadowe wchodzące w skład opisanej wcześniej serii spilitowo-keratofirowej jednostki Leszczyńca, lecz mają trochę inny charakter niż w Wieściszowicach (patrz PD 44). Wywodzą się one głównie z pierwotnych, grubych potoków lawowych lub pokładowych intruzji bazaltowych. W miejscach nie objętych młodszym złupkowaniem, amfibolity są masywne, drobnoziarniste i odznaczają się bezładnym ułożeniem składników mineralnych. Amfibolity tego typu przechodzą stopniowo w odmiany o teksturach kierunkowych-smużystych lub laminowanych, które wyznaczają strefy objęte silniejszą deformacją tektoniczną.

Przecinające amfibolity gnejsy paczyńskie obserwowane w Ogorzelcu są w miarę słabo zdeformowanymi skałami magmowymi. Stanowią piękny, jedyny w skali całych Sudetów, przykład intruzji pozwalający na obserwowanie bezpośrednio w odsłonięciu różnorodnych form iniekcji magm w skały osłony. Najgrubsze partie ciała magmowego dochodzą tu do kilkudziesięciu metrów, natomiast rozchodzące się od niego mniejsze, palczaste rozwidlenia o charakterze żył (tzw. apofiz) mają od kilku m do kilkunastu cm (fot. 24). Oznaczenia geochronologiczne dowodzą, że magmy te wniknęły na przełomie kambru i ordowiku, czyli ok. 500 mln lat temu dowodząc pośrednio, że otaczające je zasadowe skały wulkaniczne (amfibolity) muszą być od nich starsze.



**Fig. 18.** Mapa geoturystyczna okolic Kowar (Rudawy Janowickie – część południowa). Kompleks Leszczyńca: amfibolity, gnejsy pacyżyńskie, kompleks Kowar–Czarnowa: ortognejsy kowarskie, łupki lyszczyczkowe, formacja rudonośna, mineralizacja polimetaliczna i uranowa. Punkty dokumentacyjne PD 46–49: Ogorzelec, Rozdroże Izerskie, Kowary. Mapa geologiczna wg SMGS, ark. Pisarzowice, Kowary, Czepliel, Szczepanów



**Fot. 24.** Wschodnia ściana czynnego kamieniołomu w Ogorzelcu (PD 46). Wśród amfibolitów widoczne są jaśniejsze partie zbudowane z gnejsów paczyńskich. Fot. W. Kozdrój

Dzięki badaniom składu mineralnego i chemicznego gnejsów paczyńskich ich utwory wyjściowe określa się jako średnioziarniste leukotonality lub plagiogranity o wysokiej zawartości sodu. Do pierwotnych, magmowych składników gnejsów należą głównie plagioklasy i kwarc, a w mniejszej ilości reliktowa hornblendą, ilmenit, skałen potasowy i jasna mika. Podczas metamorfizmu warwscyjskiego w części skał magmowych poddanych silniejszemu naciskowi tektonicznemu rozwinęły się powierzchnie foliacji. Zaznaczają się one kierunkowym spłaszczeniem i rozciągnięciem starszych minerałów oraz rozwojem pasemek złożonych z nowych składników: jasnych łuszczyków, chlorytów, zojzytów, aktynolitów i charakterystycznych niebiesko-zielonych amfiboli. Do najmłodszych minerałów należy wtórny kalcyt.

Wyjeżdżając z kamieniołomu w Ogorzelcu skręcamy w lewo i podążamy dalej drogą, aż na Przełęcz Kowarską, gdzie usytuowany jest duży parking, na którym możemy zrobić krótki postój. Z przełęczy roztacza się dobry widok ku wschodowi na Obniżenie Kamiennej Góry oraz ku północnemu zachodowi na wschodnie krańce Karkonoszy i Kotlinę Jeleniogórską.

Z parkingu kierujemy się na południe drogą nr 368 i po kilkuset metrach, na Rozdrożu Kowarskim, skręcamy w prawo w drogę prowadzącą do przejścia granicznego na Przełęczy Okraj. Po minięciu pierwszego dużego zakrętu w prawo o 180° jedziemy uważnie i na drugiej pętli, po jej prawej stronie, zjeżdżamy na mały placik usytuowany u wylotu leśnej drogi na południowych zboczach góry Sulica. Tuż za tym wyjazdem, wzdłuż północnej skarpy szosy asfaltowej na przestrzeni ok. 50 m odsłaniają się łupki łuszczykowe jednostki Kowar–Czarnowa tworzące stromo ustawione pakiety o przebiegu południkowym i wschodnim upadzie (PD 47). Dokładny wiek tych łupków jest nieznan, przypuszczalnie neoproterozoiczno-kambryjski.

Łupki odznaczają się doskonale rozwiniętą foliacją mylonityczną utworzoną przez laminki srebrzysto-zielonkawych, połyskliwych minerałów blaszkowych – muskowitu i chlorytu – rozdzielające laminki zbudowane głównie z kwarcu i skaleni. Foliacja ta jest miejscami, zwłaszcza w części zachodniej, wyraźnie zafałdowana przez młodsze, asymetryczne fałdki o stromo zanurzających się osiach.

Ukierunkowanie skały wyrażone obecnością foliacji przy pobieżnej ocenie może być błędnie uznane za laminację odziedziczoną po warstwowaniu sedymentacyjnym. Nawet przy użyciu szkła powiększającego wyraźnie widać, że laminki te są w rzeczywistości nieciągle i stanowią silnie rozciągnięte skupienia mineralne charakterystyczne dla mylonityzacji w warunkach deformacji plastycznej (podatnej). Dowodzi to, że skały te zostały poddane bardzo silnym odkształceniom dynamicznym. W łupkach widoczne są często, nawet gołym okiem, białożółtawe, okrągłe lub soczewkowate drobinki skaleni (albitów) o charakterze blastycznym. Skalenie tego typu powstają poprzez wzrost w warunkach metamorficznych, powstały one w warunkach wysokich temperatur, lecz jeszcze przed głównym etapem deformacji.

Na obserwowanych w łupkach powierzchniach foliacji widoczne są niekiedy równoległe ułożone pasemka łyszczyków i rozciągnięte szeregi ziaren kwarców lub skaleni wyznaczające lineację ziarna mineralnego. Z kierunku i kąta nachylenia lineacji oraz przy pomocy innych struktur zwanych wskaźnikami kinematycznymi możemy stwierdzić, że w badanym odsłonięciu transport tektoniczny polegał na przesuwanie mas skalnych z zachodu na wschód.

Dzięki nowoczesnym badaniom geochronologicznym zastosowanym do pobranych ze skał drobin łyszczyków możemy też w miarę dokładnie określić moment ich krystalizacji i ochłodzenia, czyli czas metamorfizmu skał i formowania się w nich foliacji. Dla łyszczyków łupków jednostki Kowar–Czarnowa uzyskano za pomocą oznaczeń izotopów metodami rubidowo-strontową i argonową wieki pomiędzy 345 i 320 mln lat, co dowodzi, że maksimum natężenia ruchów tektonicznych przypadało na piętro wizen, czyli górną część dolnego karbonu.

Po obejrzeniu łupków łyszczykowych, można udać się kilkaset metrów dalej na zachód do leśnego parkingu, wygodnego do zrobienia krótkiego postoju i wypoczynku, lub jeszcze wyżej, do odległego o 2,5 km schroniska na Przełęczy Okraj.

Aby dotrzeć do następnego punktu naszej wycieczki geologicznej należy wrócić tą samą drogą 368, minąć Przełęcz Kowarską i po około 1,5 km zatrzymać się na nie-dużym parkingu – wyasfaltowanej zatoczce, po lewej stronie drogi. Interesujące nas odsłonięcie (PD 48) znajduje się dokładnie po jej przeciwnej stronie. Widoczne tu stare wyrobisko ma postać długiej na ok. 50 m i wysokiej do 5 m ściany, skąd okresowo pozyskiwano materiał skalny do budowy dróg. Jest to jednocześnie jedna z lepszych odkrywek tzw. gnejsów kowarskich. Tworzą one duże, kilkukilometrowej grubości i kilkunastokilometrowej długości ciało należące, podobnie jak oglądane w poprzednim punkcie łupki łyszczykowe do jednostki Kowar–Czarnowa. Z gnejsów zbudowa-

ne są najwyższe partie południowej części Rudaw Janowickich (m.in. szczyt Rudnik) oraz wschodnie krańce Karkonoszy (Wołowa Góra i Izbica).

Geneza gnejsów kowarskich jest magmowa. Powstały one z przeobrażenia gruboziarnistych granitów, które intrudowały w serie łupkowe na przełomie kambru i ordowiku. Oglądając ściany wyrobiska zauważamy, że gnejsy posiadają szereg odmian teksturalnych odzwierciedlających różny stopień odkształcenia tego samego pierwotnego granitu. Na krańcach południowych występują najsłabiej zdeformowane granitognejsy. Widoczne w nich duże, do kilku cm średnicy, okazy jasnych kryształów skałeni potasowych dowodzą, że skałami wyjściowymi były tu gruboziarniste, porfirowate granity. W pozostałej części łomu obserwuje się odmiany obrazujące dalsze etapy ich stopniowej deformacji. Są to: gnejsy oczkowe, słojuowo-oczkowe i w końcu gnejsy laminowane stanowiące odmianę poddaną najsilniejszej mylonityzacji. Efektem odkształcania granitów w warunkach metamorficznych było niszczenie starszych składników mineralnych, ich rekrytalizacja i rozwój powierzchni foliacji, podkreślonych pasemkami nowo powstałych łyszczyków. Skład mineralny gnejsów kowarskich określają głównie: kwarc, skaień potasowy (ortoklaz, mikroklin), plagioklaz, albit, muskowit i biotyt oraz w mniejszym zakresie apatyt, turmalin, magnetyt, cyrkon i granat. Jasne, drobnoziarniste laminki są kwarcowo-skałeniowe i zawierają soczewkowate porfiroklasty skałeni potasowych. Ciemniejsze laminki łyszczykowe zbudowane są przeważnie z blaszek jasnego łyszczyka (muskowitu) z nielicznym czarnym biotytem ulegającym chlorytyzacji.

Na powierzchniach foliacji doskonale widoczna jest tzw. lineacja czyli prostolinijne, równoległe do siebie ślady rozartych przez naciski tektoniczne ziaren skałeni, kwarców i łyszczyków. Z orientacji przestrzennej foliacji i lineacji zapadających tu pod stromymi kątami ku wschodowi oraz asymetrii oczek skałeni, dzięki którym możemy określić kierunek ruchu mas skalnych w czasie deformacji waryscyjskiej wiemy, że odbywał się on z zachodu na wschód, czyli podobnie jak w łupkach łyszczykowych opisanych w poprzedniej lokalizacji (PD 47).

W środkowej części wyrobiska, przy jego górnej krawędzi występuje niewielka wkładka drobnoziarnistych, ciemnozielonych amfibolitów biotytowych, wywodzących się z dawnych żył zasadowych. Przy bliższej obserwacji zauważymy, że amfibolity także wykazują się drobną łupliwością świadczącą, że uległy wraz z gnejsami podobnej deformacji.



Dalsza trasa wycieczki wiedzie główną drogą w dół do Kowar oddalonych o ok. 5 km. W połowie drogi możemy zatrzymać się na krótki postój na małym parkingu. Osobliwością tego miejsca, oprócz usytuowania w dawnym kamieniołomie granitów karkonoskich, jest obecność stałego źródła szczelinowego, skąd można pobrać dosko-

nałej jakości wodę pitną. Po dojechaniu do Kowar warto zwiedzić jego starówkę z licznymi zabytkowymi kamienicami, klasycystycznym ratuszem i gotyckim kościołem parafialnym pod wezwaniem Najświętszej Marii Panny.

Kowary są miejscowością, która swe początki datowane na XII wiek i szybki rozwój w okresie średniowiecza zawdzięcza wydobywaniu i przetwórstwu rud żelaza (magnetytu). Apogeum eksploatacji miało miejsce w XVI wieku, kiedy Kowary stały się jednym z głównych na Dolnym Śląsku centrów hutnictwa żelaza, kowalstwa i rusznikarstwa. W XVII wieku, po wojnie trzydziestoletniej, aktywność górnicza zamarła, a podstawą rozwoju miasta stało się tkactwo i włókiennictwo. Podejmowane w XVIII i XIX wieku próby wznowienia eksploatacji, w tym rud ołowiu zawierających srebro, nie zakończyły się jednak powrotem prosperity. Dopiero po pierwszej wojnie światowej rozpoznano i wydobywano tu bogatsze rudy polimetaliczne, z których, oprócz żelaza, pozyskiwano głównie srebro, a także arsen, nikiel i kobalt. Dodatkowo, pod koniec lat dwudziestych natrafiono tu na rudy uranu, które okazały się w nieodległej przyszłości surowcem o strategicznym znaczeniu. Począwszy od 1935 Niemcy hitlerowskie zintensyfikowały wydobywanie w Kowarach rud żelaza i uranu. W okresie „zimnej wojny”, w latach 1947 do 1956 rudy uranu w Kowarach były wydobywane na cele zbrojeniowe Związku Radzieckiego. Ta utajniona działalność odbywała się równolegle z oficjalną eksploatacją rud żelaza pod szyldem polskiego przedsiębiorstwa „Kowarskie Kopalnie”, przemianowanego następnie na Zakłady Przemysłowe R1. Ze względów ekonomicznych wydobywanie rud żelaza zaniechano ostatecznie w roku 1960. Ocenia się, że przez cały historyczny okres aktywności górniczej w Kowarach wydobyto ok. 3 mln ton rudy Fe oraz około 90 ton rudy uranowej.

Okruszcowanie magnetytowe i polimetaliczne złoża w Kowarach ułożone jest przede wszystkim w tzw. formacji rudonośnej tworzącej długą na 2 km, prawie pionowo ułożoną soczewkę na pograniczu gnejsów kowarskich i granitu Karkonoszy. Formacja ta osiąga miąższość do 200 m i obejmuje zespół różnorodnych skał. Główną masę stanowią skały metamorficzne: wapienie krystaliczne (marmury), skały wapieniowo-krzemianowe (erlany), gnejsy granatowo-epidotowe, łupki łyszczkowe, łupki amfibolowe i łupki chlorytowe. Utwory te należą, podobnie jak skały kruszczośne z rejonu Czarnowa, do jednostki Kowar–Czarnowa. Wskutek termicznego oddziaływania granitu Karkonoszy część skał formacji rudonośnej została dodatkowo zmieniona w hornfelsy i tzw. skarny.

Geneza samej mineralizacji rudnej jest również złożona i wieloetapowa. Jej najważniejszy minerał, magnetyt, czyli tlenek żelaza ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), tworzy w formacji rudonośnej soczewkowate ciała, wydłużone zgodnie z foliacją skał metamorficznych, co wskazuje, że powstał on z przeobrażenia koncentracji żelaza zawartych w dawnej serii osadowo-wulkanicznej. Pewną rolę złożotwórczą odegrały tu również intruzje pragranitów kowarskich. Do drugiej generacji kruszców (Fe, U, As, Cu, Pb, Zn, Bi, Ni, Co, Ag,) obserwowanych w formacji rudonośnej, należą rudy siarczkowe i arsenowe

w formie soczew, gniazd i żył, które częściowo objęte były deformacjami fałdowymi podczas orogenogenezy warwicyjskiej. Najmłodsza jest kontaktowo-metasomatyczna mineralizacja polimetaliczna i uranowa, związana z intruzją granitów Karkonoszy i emanacjami pomagmowymi. Mineralizacja ta wykorzystuje system spękań i uskoków. Koncentruje się więc w przecinających zarówno formację rudonośną, jak i gnejsy kowarskie, żyłach kwarcowych i węglanowych oraz brekcjach barytowo-fluorytowo-kalcytowych.

Z centrum Kowar jedziemy drogą na południe do dzielnicy Podgórze. Po drodze, po minięciu mostku nad potokiem Jedlica, zauważymy po jej obu stronach zarośnięte hałdy górnicze dawnych kopalni „Wolność” i „Wulkan”. W Podgórzu, po lewej stronie drogi znajdują się parkingi, gdzie zostawiamy samochód i udajemy się już pieszo, prowadzącą przez las ścieżką, do „Sztolni Kowarskich”, w których zorganizowano podziemną trasę turystyczną (PD 49). Wejście do sztolni usytuowane jest przy hotelu „Jelenia Struga” i posiada dobrze zorganizowane miejsca do wypoczynku i oczekiwania w kolejce do zwiedzania.

Udostępniona w 2000 r. trasa o długości ok. 1200 m jest częścią wydrążonego w tym rejonie systemu chodników dawnego pola górniczego „Podgórze”, na którym Zakłady R-1 prowadziły poszukiwania i wydobywanie smółki uranowej. Dobre zachowanie sztolni pod względem technicznym zawdzięcza się temu, że po zamknięciu zakładów górniczych wybudowano w niej dla potrzeb Uzdrowiska Cieplice komorę inhalacyjną do prowadzenia leczenia radonowego. Podczas zwiedzania, będąc we wspomnianej komorze, warto zwrócić uwagę na doskonale odsłaniające się w ścianach gnejsy kowarskie i towarzyszące im ciemne wkładki amfibolitów. Bardzo interesujące są także prezentowane przez przewodnika unikalne miejsca występowania żył z mineralizacją uranową.

Po zwiedzeniu sztolni wracamy samochodem przez Kowary do głównej szosy (367) i jedziemy w kierunku Jeleniej Góry przez Mysłakowice doliną Jedlicy. Po prawej stronie mijamy Wzgórza Karpnickie, a w Mysłakowicach zjeżdżamy do Kotliny Jeleniogórskiej. Całej trasie towarzyszą z obu stron doliny wychodnie granitów karkonoskich.

# 12 Północna część metamorfiku Rudaw Janowickich, granitowy masyw Karkonoszy

*(Marciszów–Miedzianka–Janowice Wielkie–Karpniki–Jelenia Góra)*

*Przełom Bobru, uskoki śródsudecki, kontakt metamorfiku Rudaw Janowickich z granitami karkonoskimi, mineralizacja polimetaliczna w Miedziance, granit karkonoski, skałki, Kotlina Jeleniogórska*

W Marciszowie, po przejechaniu mostu na Bobrze, mamy do wyboru – opisaną już trasę w kierunku Wieściszowic przez Rudawy Janowickie, bądź ku zachodowi w kierunku Janowic Wielkich i Jeleniej Góry. Szosa ta biegnie północnymi stokami Rudaw Janowickich równolegle do przełomu Bobru (fot. 25). Ten typowy przełom antecedentny, podobny pod względem pochodzenia do przełomu bardzkiego Nysy Kłodzkiej, wykorzystuje strefę jednego z najważniejszych uskoków – tzw. uskoku śródsudeckiego. Ta skomplikowana strefa uskokowa o kierunku WNW–ESE oddziela dziś na powierzchni blok karkonosko-izerski na południu, od jednostki kaczańskiej na północy. Między Marciszowem a Janowicami Wielkimi Przełom Janowicki oddziela Góry Ołowiane zbudowane z zieleńców kaczańskich (są to zmetamorfizowane w facji zieleńcowej skały typu bazaltów) od południkowo ukierunkowanych wychodni Rudaw Janowickich (fig. 19). Skały metamorficzne Rudaw Janowickich, reprezentowane tu przez gnejsy pacyńskie i różne amfibolity jednostki Lesz-

**Fot. 25.** Widok z szosy Marciszów–Miedzianka w kierunku przełomu Bobru i Gór Ołowianych. Fot. S. Cwojdzński





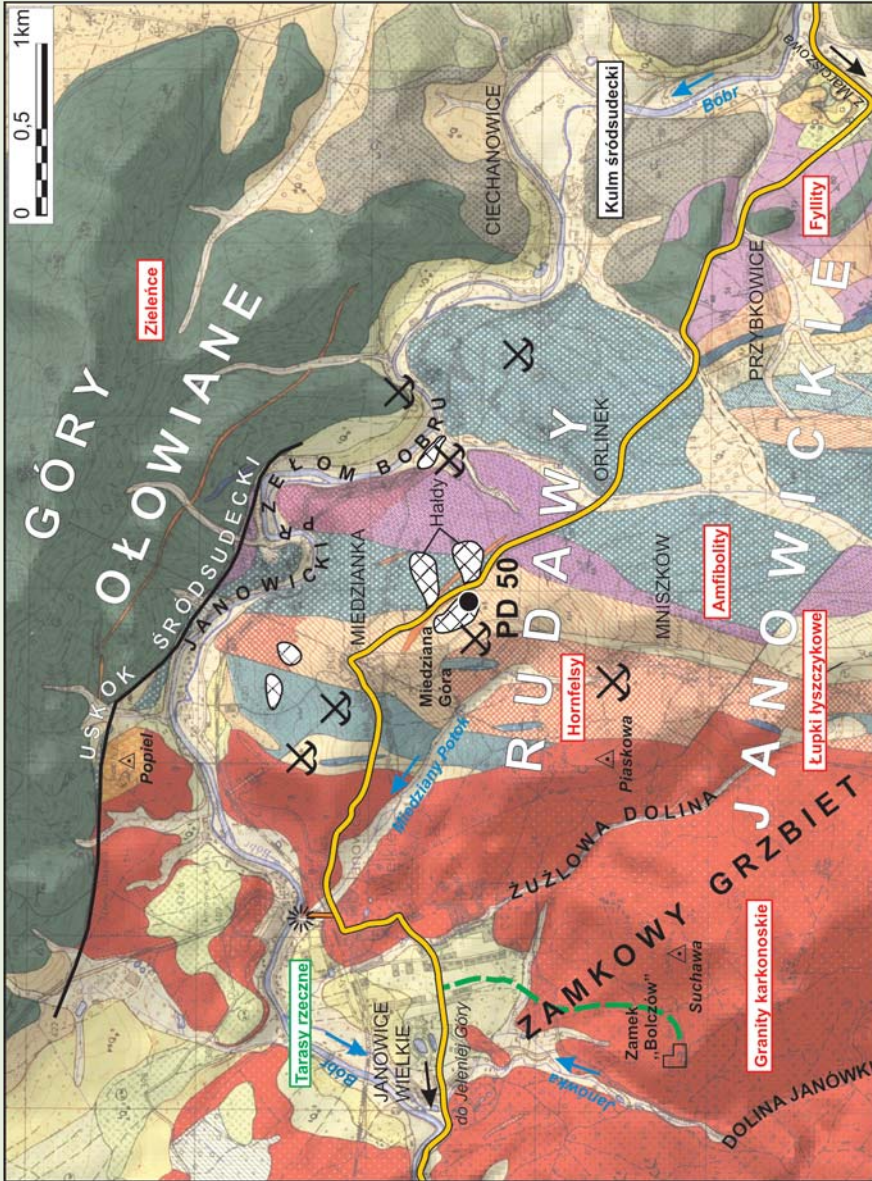


Fig. 19. Mapa geoturystyczna rejonu Miedzianki–Janowice Wielkich (Rudawy Janowickie – część północna). Przełom Bobru, uskoki śródsudecki, kontakt metamorfiku Rudaw Janowickich z granitami karkonoskimi, mineralizacja polimetaliczna w Miedziance. Punkt dokumentacyjny PD 50: Miedzianka. Mapa geologiczna wg SMGS, ark. Janowice Wielkie

czyńca oraz łupki łyszczykowe jednostki Kowar–Czarnowa kontaktują z granitami karkonoskimi wzdłuż południkowo zorientowanej linii biegnącej między Miedzianką a Janowicami Wielkimi.

Granity te należą do największego w Sudetach masywu granitowego Karkonoszy powstałego w wyniku górnokarbońskiego magmatyzmu plutonicznego. Procesowi temu zawdzięcza powstanie cała grupa intruzji granitowych występujących w obrębie wszystkich jednostek metamorficznych Dolnego Śląska oraz zespół skał żyłowych reprezentowanych przez mikrogranity, aplity, pegmatyty, żyły kwarcowe i lamprofiry różnych odmian. Magmy granitowe masywu Karkonoszy zastygały na ogół na głębokościach rzędu 5–10 km. Wiek granitów jest określany metodami izotopowymi na około 325–330 mln lat. Umiejscowienie się zasadniczej masy plutonu zachodziło więc we wczesnym karbonie górnym, choć, według niektórych podziałów stratygraficznych, rozpoczęło się jeszcze w karbonie dolnym – wizenie. Południowa część plutonu tworzy dziś najwyższe w Sudetach pasmo górskie Karkonoszy, natomiast jego NE część jest tektonicznie obniżona i tworzy podłoże rozległej Kotliny Jeleniogórskiej. Ta część plutonu karkonoskiego podlegała intensywnemu wietrzeniu i erozji, zwłaszcza w neogenie, w plejstocenie pokryta została płaszczem utworów lodowcowych, stokowych i rzecznych.

Charakterystyczną cechą granitów karkonoskich stanowiących podłoże Kotliny Jeleniogórskiej jest występowanie w ich przypowierzchniowej warstwie pokryw zwietrzelinowych – regolitów. Osady tego rodzaju znajdują się w przystropowej części wietrzejących skał granitowych. Tworzą niekiedy ciągłe przejścia od litego, niezwiertzałego granitu, poprzez granit silnie zwiertzały, aż po luźny osad ziarnisty, określany mianem kaszy granitowej. Tylko miejscami, wskutek większej odporności na wietrzenie, pozostały wyniosłości usiane przez turnie i baszty skalne, z których słyną Zamkowy Grzbiet, Janowickie Garby, Wzgórza Karpnickie, a przede wszystkim Sokole Góry.

Przebieg linii kontaktu granitów z ich osłoną w Rudawach Janowickich jest prawie zgodny z przebiegiem foliacji w skałach metamorficznych, ale szczegóły obrazu intersekcyjnego świadczą o tym, że granity ścinają struktury skał osłony. W rejonie Janowic Wielkich i na południe od nich powierzchnia kontaktu zapada ku wschodowi pod kątem 40–45°, natomiast foliacja w osłonie jest nachylona ku E pod kątem 60–70°. Granity w momencie intrudowania oddziaływały na skały osłony zarówno przez wysoką temperaturę, rzędu 700–750°C, jak i chemicznie poprzez działanie gorących par i roztworów mineralnych. Efekty takiego procesu kontaktowego są widoczne w całym paśmie Rudaw Janowickich. Bezpośrednio w strefie egzokontaktu, czyli na zewnątrz od granitów, występują hornfelsy, w których starsze struktury metamorficzne zostały zatarte przez rekrytalizację skaleni i kwarcu, a także pojawiły się minerały typowe dla przemian wysokotemperaturowych, odbywających się jednak w znacznie niższych ciśnieniach, kordieryt i andaluzyt. Ale skały osłony także od-

działają na intrudujące, gorące magmy granitowe wywołując w nich zmiany endokontaktowe, choćby przez chłodzenie magmy, która w tej sytuacji krzepnie szybciej dając drobniej ziarniste odmiany granitów tzw. facji brzeżnych. Takie granity o charakterystycznych przerostach kwarcowo-skaleniovych, zwane granitami granofirowymi występują wzdłuż kontaktu w Janowicach Wielkich i w przełomie Bobru.

Najwyraźniej jednak oddziaływania kontaktowe granitów karkonoskich na osłone metamorfiku Rudaw Janowickich odzwierciedlają się w strefach mineralizacji rudnych. Wcześniej już zapoznaliśmy się ze złożami w Czarnowie i Kowarach, na trasie przez północną część gór przecinamy znaną od średniowiecza strefę złożową Miedzianka–Ciechanowice. Strefa ta złożona jest z 3 pól – zachodniego koło Miedzianki, środkowego między Miedzianką a Mniszkowem oraz wschodniego między Ciechanowicami a Orlikiem. Wszystkie te pola były kiedyś połączone systemem podziemnych chodników i wyrobisk. Żyły rudne, o grubości od 0,1 do 3 m, zbudowane głównie z kwarcu, amfiboli i chlorytów, sporadycznie kalcytu, występują przeważnie w obrębie amfibolitów, czasem łupków łuszczkowych. Głównym minerałem rudnym jest chalkopiryt (siarczek miedzi), któremu towarzyszą chalkozyn, bornit, kowelin, tetradryt, a także magnetyt (tlenek Fe), sfaleryt, galena, arsenopiryt, piryt i pirotyn. Najważniejszym metalem uzyskiwanym w czasach historycznych w omawianym złożu była miedź, a podrzędnie także arsen i srebro – świadczy o tym nazewnictwo geograficzne całej okolicy: Miedzianka, Miedziana Góra, Miedziany Potok, Hutniczy Grzbiet, Żużłowa Dolina, Góry Ołowiane itp. Górnictwo rud i hutnictwo osiągnęły tu swój rozkwit w XVI wieku, a po okresie upadku w XVII wieku, odrodziło się ponownie na krótko w połowie wieku XVIII. Wyrobiska zeszyły wówczas do głębokości 80–110 m. Próby opłacalnej eksploatacji podejmowano tu jeszcze kilkakrotnie w XIX i XX wieku, ale bez powodzenia. Dziś na całym tym obszarze napotkać można liczne ślady dawnej aktywności górniczej i hutniczej. Są to stare, pozawalane sztolnie i liczne na ogół pozarastane hałdy, a także hałdy żużli pohutniczych. Podziemne wyrobiska są niedostępne. Najciekawsze pod względem mineralogicznym hałdy kopalniane są zgromadzone po obu stronach szosy do Miedzianki, około 500 m przed tą miejscowością (PD 50). Można tu znaleźć bloczki zarówno skał płonnych, bez mineralizacji: amfibolitów, łupków łuszczkowych, hornfelsów, porfirów, kwarcu, jak i skał zmineralizowanych przez siarczki. Często w okolicach drobnych wprysnięć siarczków miedzi rozwijają się zielone i niebieskie skupienia minerałów wietrzeniowych – malachitu i azurytu.



Ze strefy złożowej Miedzianki jedziemy do Janowic Wielkich – malowniczej wsi gminnej położonej na południe od przełomu Bobru. Ładny widok na część przełomu



**Fot. 26.** Przełęcz Karpnicka – typowa skałka granitu karkonoskiego o zaokrąglonych wskutek wietrzenia krawędziach (PD 51).  
Fot. S. Cwojdziński

oferuje most nad rzeką w centrum Janowic. Same Janowice Wielkie leżą już na karkonoskim masywie granitowym – ściślej w jego wschodniej, przykontaktowej części.

Dalsza droga ku zachodowi biegnie wzdłuż doliny Bobru pozostawiając na południu zalesione wzgórza Hutniczego Grzbietu, Zamkowego Grzbietu i Janowickich Garbów zbudowane z granitów. Liczne są tu malownicze skałki granitowe (fot. 26). Godne odwiedzenia są też ruiny zamku Bolczów z XIV wieku na zachodnim zboczu Suchawy, dokąd dojechać możemy z centrum Janowic zielonym szlakiem turystycznym. Zamek jest znakomicie wbudowany w otaczające skałki granitowe. Stanowi on też świetny punkt widokowy na Rudawy Janowickie.



Kręta szosa prowadzi nas teraz ku południowi ku Przełęczy Karpnickiej między Janowickimi Garbami i Sokolimi Górą (fig. 20). Na samej przełęczy jest parking leśny. Z przełęczy, zielonym szlakiem turystycznym w ciągu 20 minut docieramy do schroniska „Szwajcarka” na SE zboczach Sokolich Gór, skąd w ciągu 20–30 minut możemy osiągnąć szczyt Krzyżnej Góry i Sokolika. Z obu roztaczają się piękne widoki na całą okolicę – Rudawy Janowickie, Karkonosze i Kotlinę Jeleniogórską. Na całej trasie i wokół obu szczytów mamy możliwość zapoznania się bliżej z granitami karkonoskimi. Tworzą tu one liczne skałki. Skałki Sokolich Gór stanowią typowe, granitowe turnie, często o strzelistych wierzchołkach. Wysokość ścian wynosi od kilku do 60 m, niektóre jednak sięgają nawet ok. 90 m. Skałki te służą jako drogi wspinaczkowe umożliwiające naukę i doskonalenie różnych technik poruszania się po skałach.

Pod względem petrograficznym granit karkonoski jest granitem biotytowym zaliczonym do monzogranitów, w mniejszym stopniu do granodiorytów. Pod względem

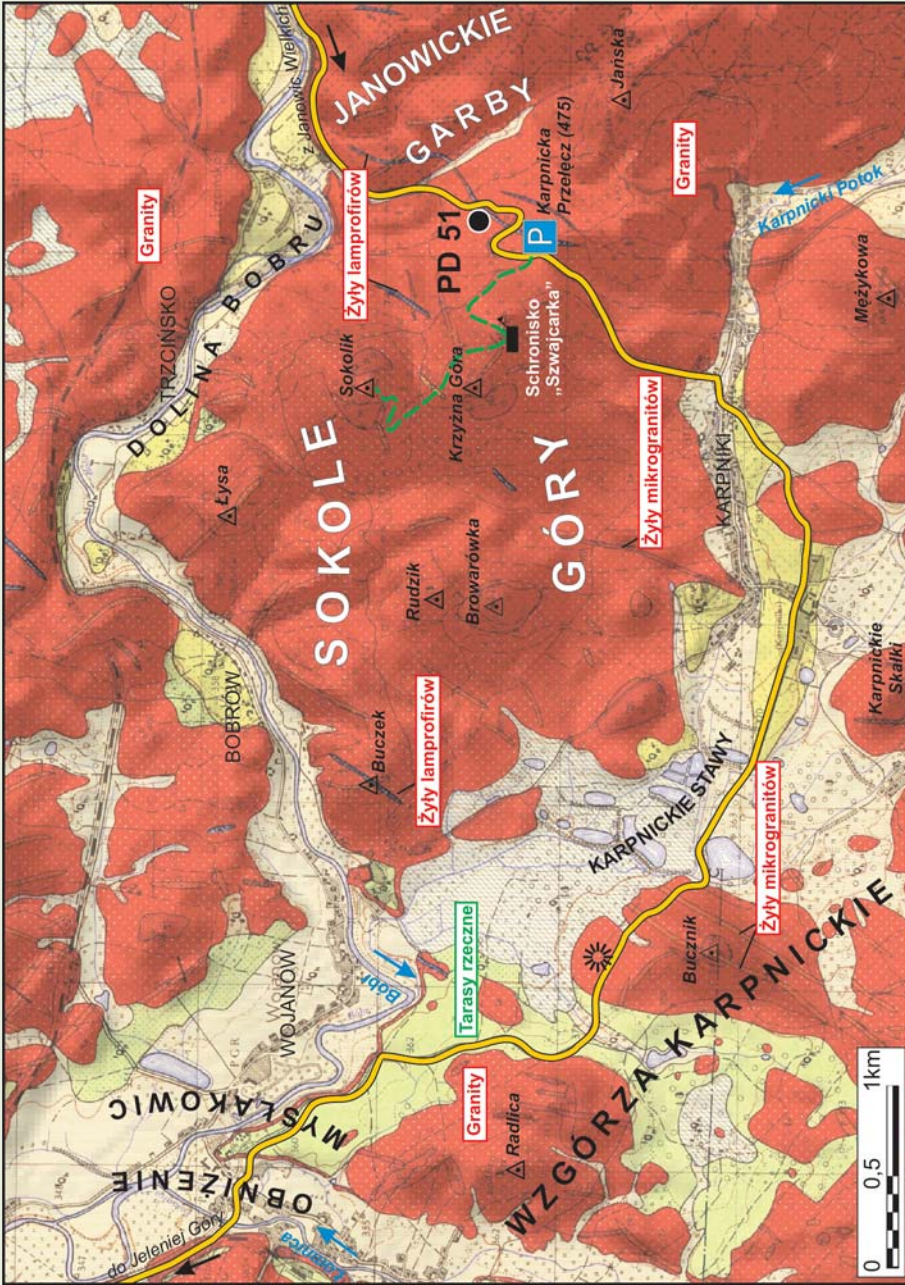


Fig. 20. Mapa geoturystyczna rejonu Janowice Wielkie–Karpniki (Sokole Góry). Granity karkonoskie, skałki granitowe, Kotlina Jeleniogórska. Punkt dokumentacyjny PD 51: Karpnicka Przełęcz. Mapa geologiczna wg SMGS, ark. Janowice Wielkie, Jelenia Góra–Wschód

struktury skały granitu Karkonoszy dzielą się na trzy główne typy: granity grubo- i średnioziarniste, porfirowate, granity równo-, drobno- i średnioziarniste oraz tzw. granity granofirowe. Typowe granity są skałami masywnymi, barwy szarej, szaroróżowej, beżowej lub różowej o oddzielności blokowej lub rzadziej kostkowej. Wykazują typowy, granitowy skład mineralny: kwarc, plagioklasy, skalenie alkaliczne, biotyt, sporadycznie chloryt i tlenki żelaza. Duże prakryształy skalenia potasowych są poprzerastane drobnymi wrostkami plagioklazów i kwarcu.

Wzdłuż zachodnich stoków Rudaw Janowickich w obrębie Janowickich Garbów, Starościńskich Skał i Świniej Góry występują granity drobnoziarniste, porfirowate, miejscami grubo- i średnioziarniste, obok typowo wykształconego granitu porfirowatego spotyka się tu odmiany drobniej ziarniste z niewielką ilością tabliczkowatych porfirokryształów różowych skalenia, dochodzących do 1,5 cm. Często trudno jest postawić wyraźną granicę pomiędzy typowymi granitami porfirowatymi, gruboziarnistymi a granitami drobnoziarnistymi ze sporadycznymi porfirokryształami. Także rozmiary ziaren tła skalnego są zmienne, od struktur gruboziarnistych po drobnoziarniste. Pomiedzy tłem skalnym a porfirokryształami może być wyraźny skok wielkości ziarna lub też przejścia stopniowe. Na obszarze tym granity gruboziarniste porfirowate występują razem z granitami drobnoziarnistymi, tworząc południkowo ukie-runkowaną wychodnię o szerokości 1,5 do 2 km, ułożoną równolegle do intruzyjnego kontaktu masywu Karkonoszy z osłoną metamorficzną Rudaw Janowickich. W bardzo licznych skałkach i starych kamieniołomach można zaobserwować typową dla tych skał zmienność strukturalną i petrograficzną. Występują w nich na przykład granity drobnoziarniste z pojedynczymi, rzadko pojawiającymi się dużymi, tabliczkowatymi, czyli automorficznymi ziarnami skalenia kontaktujące z granitami gruboziarnistymi, porfirowatymi. Miejscami w opisywanych granitach dochodzi do dużego nagromadzenia porfirokryształów skalenia, w partiach rozdzielanych przez strefy ich pozabawione, o charakterze szlirów aplitowych.

W granitach, zwłaszcza w odmianach porfirowatych, pojawiają się szliry biotytowe często współwystępujące z enklawami endogenicznymi i ksenolitami (skialitami). Szliry są to ciemniejsze i drobniej ziarniste pasma, często przebiegające faliście lub fałdowo i przechodzące stopniowo w otaczające granity. Często są one przestrzennie związane z kulistymi lub owalnymi enklawami o ciemnym zabarwieniu, cechującymi się inną niż skała macierzysta odpornością na wietrzenie. Enklawy endogeniczne to ciała skalne, starsze od zasadniczej masy granitów, ale pochodzące z głębszej partii zbiornika magmowego lub skał magmowych wcześniej zakrzepłych z tej samej magmy. Są to enklawy mikrogranitoidowe o znacznym udziale biotytytu. W wyniku płynięcia magmy enklawy te są rozpuszczane i mechanicznie rozdrabniane, przechodząc w pasmowe szliry. Ksenolitami nazywamy natomiast fragmenty skał osłony wyrwane i transportowane przez magmę. Są to np. ksenolity hornfelsów z wyraźnie zachowaną teksturą łupkową. W obydwu przypadkach średnica enklaw waha

się w granicach od 0,20 do 0,70 m. Obok form owalnych lub kulistych spotkać można nieregularne, zawsze jednak o zaokrąglonych krawędziach i narożach. Świadczy to o silnym chemicznym i mechanicznym oddziaływaniu magmy granitowej w czasie jej ruchu.

Jednocześnie, analiza kierunków przebiegu struktur powstających w granitach w czasie ich intrudowania (czyli tzw. struktur synintruzyjnych) umożliwia odtworzenie wewnętrznej budowy intruzji, wyciągnięcie wniosków o kierunkach przepływu magmy, miejscach wydobywania się jej z głębi skorupy, sposobach oddziaływania mechanicznego na skały osłony. Odtworzona na tej podstawie wewnętrzna budowa masywu granitowego Karkonoszy jest bardzo skomplikowana. Między innymi granity tworzą dużą kopułę o kierunku NNE–SSW ciągnącą się wzdłuż dzisiejszego grzbietu Rudaw Janowickich. Kopuła ta stanowi jądro intruzji o podobnym kierunku. Jest ona otulona powłokami szlirowymi: wewnętrzną, z przewagą szliarów biotytowych i zewnętrzną ze szliarami skał aplitowych. Oczywiście tak wielkie struktury nie są bezpośrednio widoczne w odkrywkach. Ich odtworzenie jest wynikiem analizy regionalnej.

Do postintruzyjnych elementów tektoniki masywu należą systemy żył magmowych oraz spękania i strefy mylonityczno-kataklastyczne. Tradycyjnie wydziela się tu 3 główne systemy spękań, w nawiązaniu do ułożenia dłuższych osi kryształów skałeni i szliarów w granicie: pionowe spękania poprzeczne, czyli ustawione prostopadłe do kierunku ruchu magmy, o kierunku NNE–SSW, wykorzystane przez późniejsze skały żyłowe, pionowe spękania podłużne o kierunku NW–SE oraz spękania poziome stowarzyszone ze szliarami.

W skałkach Sokolich Gór częste są pionowe lub stromo nachylone żyły aplitowe. Żyły te do 0,5–0,7 m grubości, rozciągają się najczęściej w kierunkach NNE–SSW, N–S, NW–SE oraz NE–SW. Występowanie niektórych żył aplitu zaznacza się w morfologii terenu. Aplity jako skały bardziej odporne na wietrzenie niż granity, tworzą zwykle grzbiety, mogą też odpowiadać za istnienie skałek granitowych. Liczne są również żyły lamprofirowe.

Istnieje także system regionalny pionowych spękań ścinających o kierunkach NE–SW i NW–SE obejmujący cały blok karkonosko-izerski. Są to powierzchnie, wzdłuż których zachodziły przemieszczenia bloków skalnych. Z takimi ruchami odbywającymi się w płytkich poziomach skorupy ziemskiej, wiążą się systemy rys ślizgowych. Często możemy obserwować je na skałkach granitowych. Kierunek rys wyznacza jednoznacznie kierunek przemieszczania się bloków skalnych względem siebie. Na ogół rysy są ukierunkowane poziomo. Wszystkie rodzaje spękań wpływają na kształt skałek granitowych, co łatwo zaobserwować w Sokolich Górach.

Po zwiedzeniu tych gór zjeżdżamy z Przełęczy Karpnickiej i wjeżdżamy do Karpnika. Karpniki są starą XIII-wieczną wsią leżącą u stóp Krzyżnej Góry. W XVIII wieku

należały do Hohenzollernów i za panowania króla Prus Fryderyka Wilhelma III kwitło tu życie towarzyskie. Pojawiała się śmietanka pruskiej arystokracji i artyści z całej Europy. Posiadłość znana była z niezwykle bogatego wyposażenia i otaczającego parku. Dziś niewiele pozostało ze świetności Karpnik. Zamek po wojnie uległ ograbieniu i dewastacji.

Z Karpnik jedziemy szosą ku Jeleniej Górze szerokim, kotlinowatym obniżeniem między Wzgórzami Karpnickimi a Sokolimi Górami, wypełnionym namułami i torfami i odwadnianym przez Karpnicki Potok. W obniżeniu założone są znane od dawna stawy rybne. Od Łomnicy Dolnej jedziemy wzdłuż doliny Bobru z systemem tarasów rzecznych i koło lotniska sportowego wjeżdżamy do Jeleniej Góry – pięknego miasta, stolicy powiatu leżącego nad Bobrem, w centrum Kotliny Jeleniogórskiej na przedpolu Karkonoszy. Z wielu miejsc w mieście i jego okolicach roztacza się imponująca panorama tego pasma. Jelenia Góra jest także stolicą ruchu turystycznego na obszarze Karkonoszy, Gór Izerskich, Gór Kaczawskich, także czeskich Karkonoszy Południowych. Tu kończy się nasza geoturystyczna wyprawa przez Sudety.

## Zakończenie

Trasa, którą przemierzaliśmy od Nysy po Jelenią Górę, prowadziła nas przez rozmaite jednostki geologiczne Sudetów. Kolejno były to: blok przedsudecki z przedgórskim odcinkiem doliny Nysy Kłodzkiej, północny fragment metamorfiku Gór Żółtych, granitoidowa intruzja kłodzko-żłotostocka, metamorfik kłodzki, jednostka bardzka, górnokredowa pokrywa Gór Stołowych, gnejsy i migmatyty bloku sowiogórskiego, depresja śródsudecka z węglowymi zapadliskami Nowej Rudy i niecki wałbrzyskiej, wulkaniczne formacje Gór Kamiennych, metamorfik Rudaw Janowickich i wreszcie masyw granitowy Karkonoszy. Z każdą z tych jednostek i formacji skalnych wiąże się odrębna, skomplikowana, ale i pasjonująca historia geologiczna. Jednocześnie, ewolucja poszczególnych jednostek odbywała się w bliskich związkach przestrzennych i przyczynowych. Jednym z celów przewodnika było uświadomienie geoturystom tych związków na tle bogactwa skał, minerałów i struktur obserwowanych w odkrywkach. Nie mniej istotna była próba ukazania ścisłego związku między rzeźbą terenu a budową geologiczną, ściślej odpornością skał. Rozmaitość krajobrazów sudeckich zawdzięcza swoje powstanie różnorodności skał i struktur tworzących Sudety. Ludzka cywilizacja i historia działały się w tym krajobrazie i wśród tych właśnie skał. Dlatego w przewodniku wspomniano też krótko o mijanych na trasie ważniejszych miejscowościach, zabytkach, tradycjach górniczych. Oczywiście wiadomości te wymagają pogłębienia w zwykłych przewodnikach turystycz-



nych. Mamy nadzieję, że oddawany w ręce geoturysty przewodnik geologiczny uświadomi Czytelnikom piękno geologii i głęboki sens poznawania dziejów Ziemi.

**Podziękowania.** Autorzy wyrażają swoją wdzięczność Andrzejowi Bielowi i Magdalenie Czyżowskiej za graficzne opracowanie map geoturystycznych oraz autorom wykorzystanych fotografii: Adamowi Ihnatowiczowi, Karolinie Ordzik, Bogusławowi Przybylskiemu i Markowi Awdankiewiczowi. Bogusławowi Przybylskiemu dziękujemy także za zgodę na wykorzystanie fragmentów jego pracy doktorskiej przy opisie stosunków geologicznych w dolinie Nysy Kłodzkiej na przedpolu Sudetów.

