

Autorzy: Stefan Cwojdziński, Justyna Pacuła

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy,  
Oddział Dolnośląski,  
al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

Opracowanie mapy geologicznej i map geoturystycznych: Andrzej Biel, Justyna Pacuła  
Projekt, redakcja oraz opracowanie typograficzne: Agnieszka Byliniak, Michał Janik

Na okładce: Róża bazaltowa w rezerwacie przyrody nieożywionej Wileza Góra  
(*fol. Justyna Pacuła*)

© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy,  
Warszawa 2015

ISBN 978-83-7863-501-7

Nakład: 3000 egz.

Druk: ARGRAF Sp. z o. o, ul. Jagiellońska 80, 03-301 Warszawa

# Spis treści

Wstęp .....	5
Jaką historię opowiada nam geologia? .....	9
Zarys budowy geologicznej zachodniej części Sudetów i ich przedpola .....	20
Zachodniosudecka kraina bogactw mineralnych .....	28
1. Spojrzenie w głąb skorupy ziemskiej Stara Kamienica–Lubomierz–Gryfów Śląski .....	30
2. Bazaltowy świat Leśna–Lubań .....	38
3. Prastare skały Łużyc Zgorzelec .....	47
4. Brunatne paliwo Pieńsk–Węgliniec (Gozdnica, Ruszów) .....	53
5. Zagłębie ceramiki i szkła Osiecznica–Nowogrodziec .....	62
6. Piaskowcowy świat niecki północnosudeckiej Lwówek Śląski .....	68
7. Podziemny, miedziowy skarb Bolesławiec .....	77
8. Niegdyś górnictwem stojący Złotoryja .....	85
9. Granitem bogaci Jawor–Strzegom .....	103
10. „Złote” nadzieje Legnickie Pole–Wądroże Wielkie .....	111
Zakończenie .....	117
Zalecana literatura .....	119



# Wstęp

Na całym świecie geologia turystyczna, czyli geoturystyka, staje się coraz bardziej popularna. W miejscach szczególnie atrakcyjnych pod względem rzeźby terenu i budowy geologicznej są tworzone geoparki, wyznaczone ścieżki geoturystyczne oraz stawiane tablice informacyjne. Wydawane są także różnorodne przewodniki przeznaczone dla turystów pieszych, rowerowych i zmotoryzowanych chcących zobaczyć i zrozumieć tajemnice ukrywane przez Ziemię. Współczesna technologia informatyczna pozwala także na uzyskiwanie informacji geologicznej z internetu bezpośrednio w telefonach komórkowych i tabletach.

W 2007 r. Państwowy Instytut Geologiczny wydał pilotażowy tom przewodnika „Sudety. Przewodnik geoturystyczny wzdłuż trasy drogowej Nysa–Złoty Stok–Kłodzko–Wałbrzych–Jelenia Góra” (Cwojdziański, Kozdrój, 2007) opracowany w ramach tematu: Geoturystyczne mapy drogowe Polski. Autorzy przewodnika w przystępny sposób umożliwili turystom zapoznanie się z geologią Sudetów wzdłuż wytyczonej trasy z licznymi nawiązaniami do najciekawszych miejsc leżących w jej pobliżu. Przewodnik, którego nakład jest już wyczerpany, jest dostępny na stronie internetowej Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (<http://www.pgi.gov.pl/pl/wydawnictwa/ksiazki/popularnonaukowe.html>).

W 2013 r. wydano kolejną pozycję o podobnej tematyce pt. „Geostrada Sudecka. Przewodnik geologiczno-turystyczny” (Stachowiak i in., 2013). Opisano w nim atrakcje geoturystyczne wzdłuż polsko-czeskiej trasy biegnącej od Bogatyni na zachodzie po Opawę na wschodzie i przekraczającej granice obu państw w 7 miejscach. Wzdłuż liczącej ponad 600 km trasy, ustawiono 21 tablic informacyjnych, na których wyjaśniono najważniejsze etapy ewolucji geologicznej wybranego regionu. Każda tablica ma swój odpowiednik w postaci ilustrowanego folderu, który jest dostępny w punktach informacji turystycznej znajdujących się na trasie Geostrady. Informacje geologiczne można znaleźć także na stronie internetowej: [www.geostrada.eu](http://www.geostrada.eu).

Nowy przewodnik, przekazywany do rąk geoturysty, przygotowano dla trasy drogową Jelenia Góra–Zgorzelec–Bolesławiec–Złotoryja–Jawor–Strzegom–Legnica, o łącznej długości ok. 300 km (fig. 1). Tak pomyślana trasa przebiega przez różne jednostki geologiczne Sudetów Zachodnich i ich przedpola. Obejmuje wiele ciekawych form rzeźby terenu oraz punktów widokowych. W jej pobliżu leżą znane i mniej znane odsłonięcia, obiekty górnicze i pogórnice, muzea, ekspozycje geologiczne, skanseny górnicze, a także zabytki kultury materialnej świadczące o wykorzystaniu kopalni skalnych w dawnych czasach. Z geologicznego punktu widzenia trasa geoturystyczna rozpoczyna się w obrębie masywu karkonosko-izerskiego, następnie przekracza tzw. uskoki śródsudeckie, dochodząc do kaczawskiego pasma fałdowo-nasunięciowego oraz niecki (depresji) północnosudeckiej. Ważna odnoga

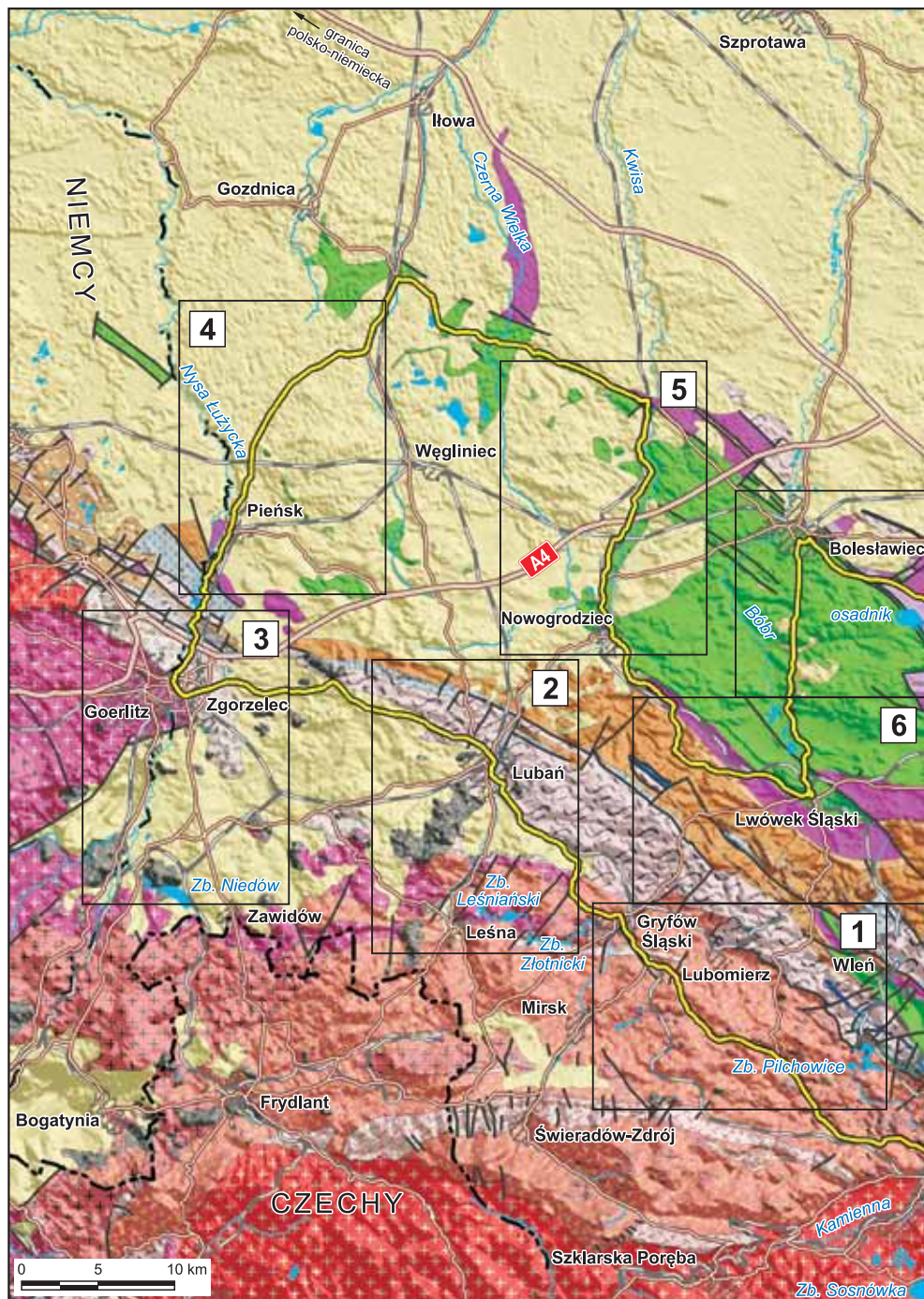
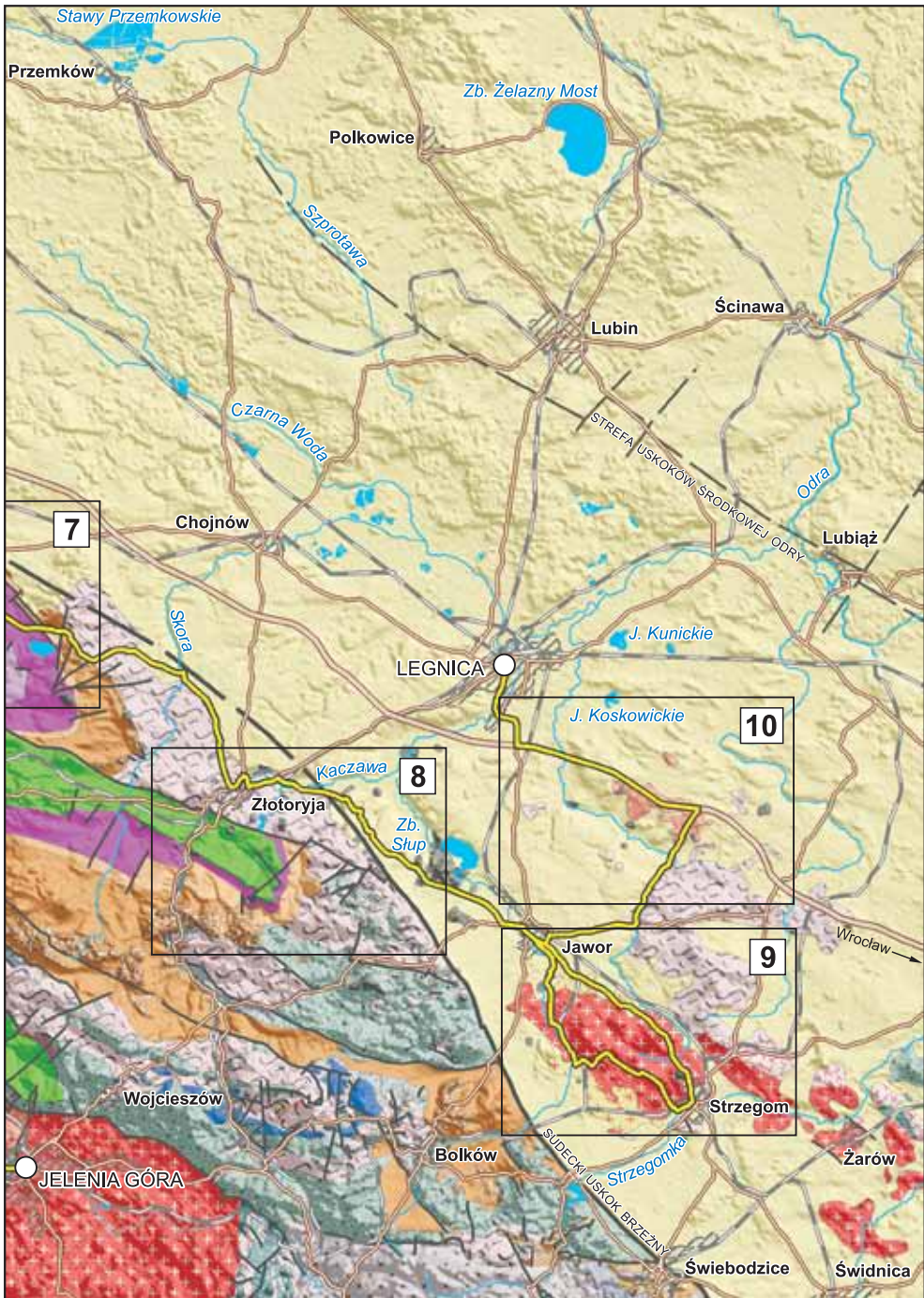


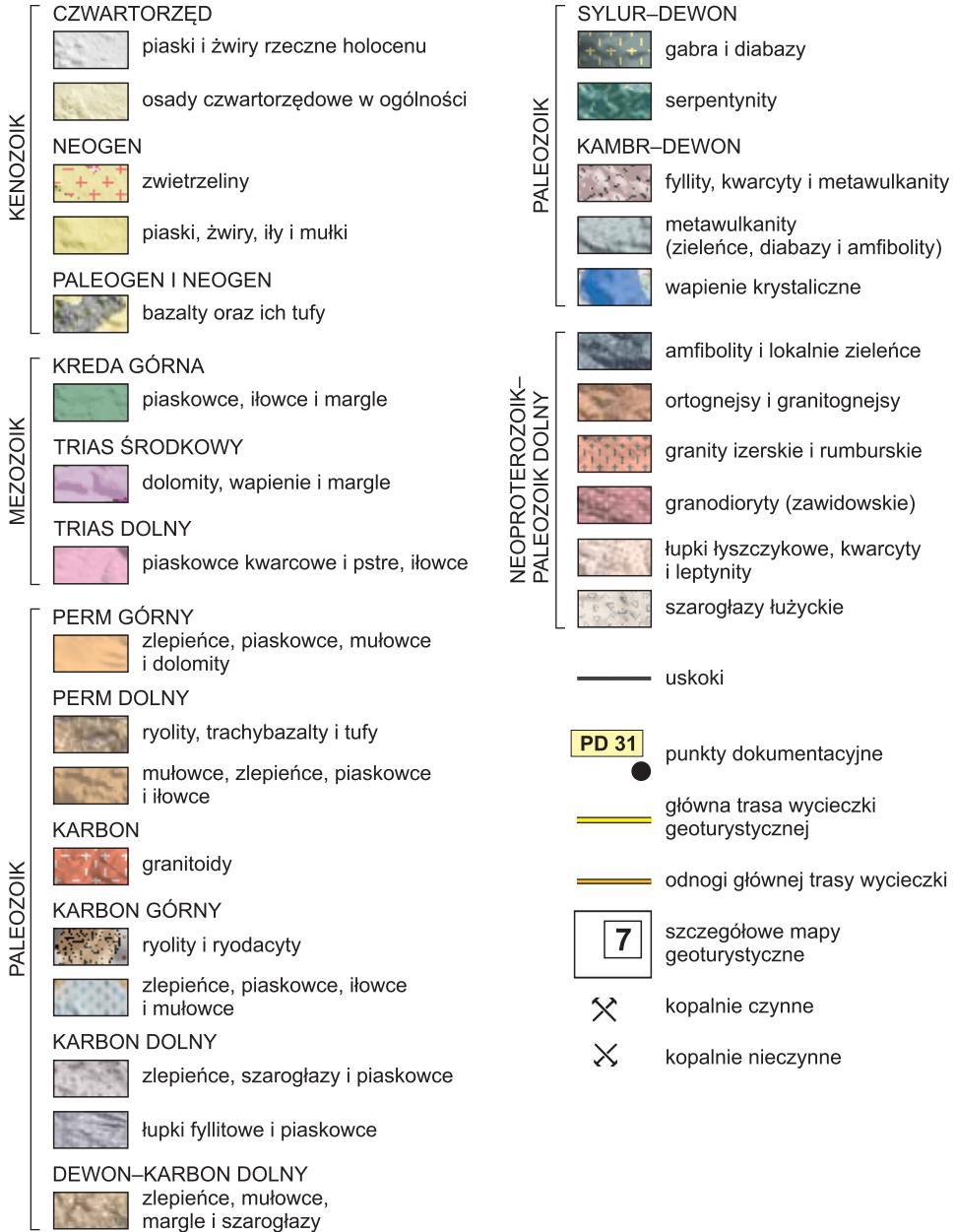
Fig. 1. Mapa geologiczna obszaru opisanego w przewodniku na tle cieniowanego reliefu





(bez utworów czwartorzędowych), na podstawie *Mapy Geologicznej Polski 1:200 000*

## OBJAŚNIENIA DO MAP GEOTURYSTYCZNYCH (figury: 1, 7–10, 12–18)



trasy biegnie od Jawora w kierunku Strzegomia, który leży już w obrębie bloku przedsudeckiego w masywie granitowym Strzegom–Sobótka. Legnica, końcowy punkt trasy przewodnika, leży w północnej części bloku przedsudeckiego w pobliżu jego kontaktu z monokliną przedsudecką, słynącą z wielkiego złoża rud miedzi i srebra eksploatowanego w rejonie Lubina i Polkowic. Na trasie będzie można zapoznać się ze skałami w różnym wieku i różnego pochodzenia. Najstarsze z nich to górnoproterozoiczne (neoproterozoiczne) szarogłazy łużyckie oraz kambryjskie i dolnoordowickie granodioryty zawidowskie i granity izerskie, a także produkty ich silnej deformacji – tzw. ortognejsy izerskie, które stanowią główną część masywu łużyckiego i karkonosko-izerskiego. Kaczawskie pasmo fałdowo-nasunięciowe daje nam okazję do zapoznania się ze skałami niskiego stopnia metamorfizmu (tzw. epimetamorfizmu) utworzonymi w wyniku przeobrażeń metamorficznych skał osadowych i wulkanicznych od kambru po późny dewon, a nawet najmłodszy karbon. Są to fyllity różnych odmian, metapiaskowce, kwarcyty, wapienie krystaliczne, zieleńce i łupki zieleńcowe, metaryolity i metatrachity oraz metatufity (przedrostek „meta” oznacza, że skała uległa metamorfizmowi regionalnemu). Granity plutonów karkonoskiego i strzegomskiego reprezentują górnokarbońską fazę intruzji plutonicznych typowych dla całej Europy Środkowej. Skały osadowe permu, triasu i kredy górnej są reprezentowane głównie przez piaskowce, zlepieńce, łupki ilaste, wapienie, dolomity, margle i anhydryty. W permie dolnym ważne są też skały wulkaniczne: ryolity, trachybazalty i ich tufy tworzące często formy odpowiadające dawnym wulkanom i strukturom subwulkanicznym, czyli umiejscowionym bezpośrednio pod wulkanami. Trasa przewodnika daje także możliwość zapoznania się z najmłodszą, kenozoiczną fazą ewolucji geologicznej całego obszaru. Reprezentują ją skały osadowe oligocenu, miocenu i pliocenu, skały wulkanicznej formacji bazaltowej oraz pokrywy osadów czwartorzędowych związanych z okresami plejstocenijskich zlodowaceń i sedymentacją rzeczną.

Przewodnik opracowano w sposób przystępny również dla osób, które nie mają kontaktu z geologią. Wszystkich miłośników turystyki geologicznej zapraszamy więc na trasę. Najpierw jednak proponujemy krótkie wprowadzenie do geologii i budowy geologicznej obszaru naszych wycieczek.

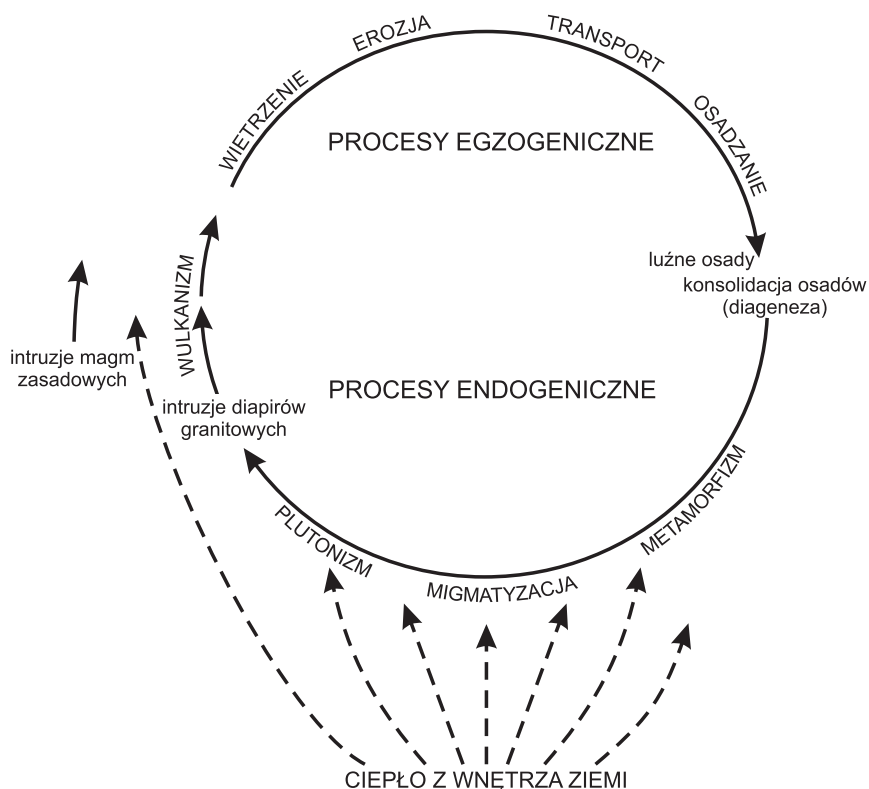
## **Jaką historię opowiada nam geologia?**

Geolodzy obserwują i badają skały i struktury powstałe bardzo dawno temu – dziesiątki i setki milionów, a czasem nawet miliardy lat temu. Jest to czas niewyobrażalnie długi, zwłaszcza dla nas, ludzi, których istnienie zamyka się w ciągu kilkudziesięciu lat, a historia ludzkości liczy od swoich początków zaledwie kilka milionów lat. Zgodnie z zasadą aktualizmu geologicznego (sformułowaną jeszcze



w I połowie XIX w.) procesy geologiczne obserwowane współcześnie przebiegały w taki sam sposób w przeszłości. Mimo że wiele faktów przemawia za stopniowymi zmianami wielu parametrów fizycznych i chemicznych w czasie ewolucji geologicznej Ziemi, to jednak podstawowe procesy geologiczne zachodziły podobnie.

Wszędzie na Ziemi ewolucja geologiczna obejmuje procesy magmowe – odpowiadające za powstanie skał wulkanicznych i plutonicznych, procesy osadzania – czyli sedimentacji, których efektem są skały osadowe, oraz procesy metamorficzne, w czasie których pod wpływem temperatury i ciśnienia w skałach osadowych i magmowych zmianom ulegają zarówno skład mineralny, jak i struktura oraz tekstura. Wszystkie te podstawowe procesy tworzą tzw. cykl geologiczny, czyli schemat krążenia skał w skorupie ziemskiej (fig. 2). Źródłem energii cyklu geologicznego jest wewnętrzna dynamika Ziemi, której podstawowym motorem są przepływy ciepła rodzącego się w jądrze Ziemi oraz na granicy jądra i płaszczca.

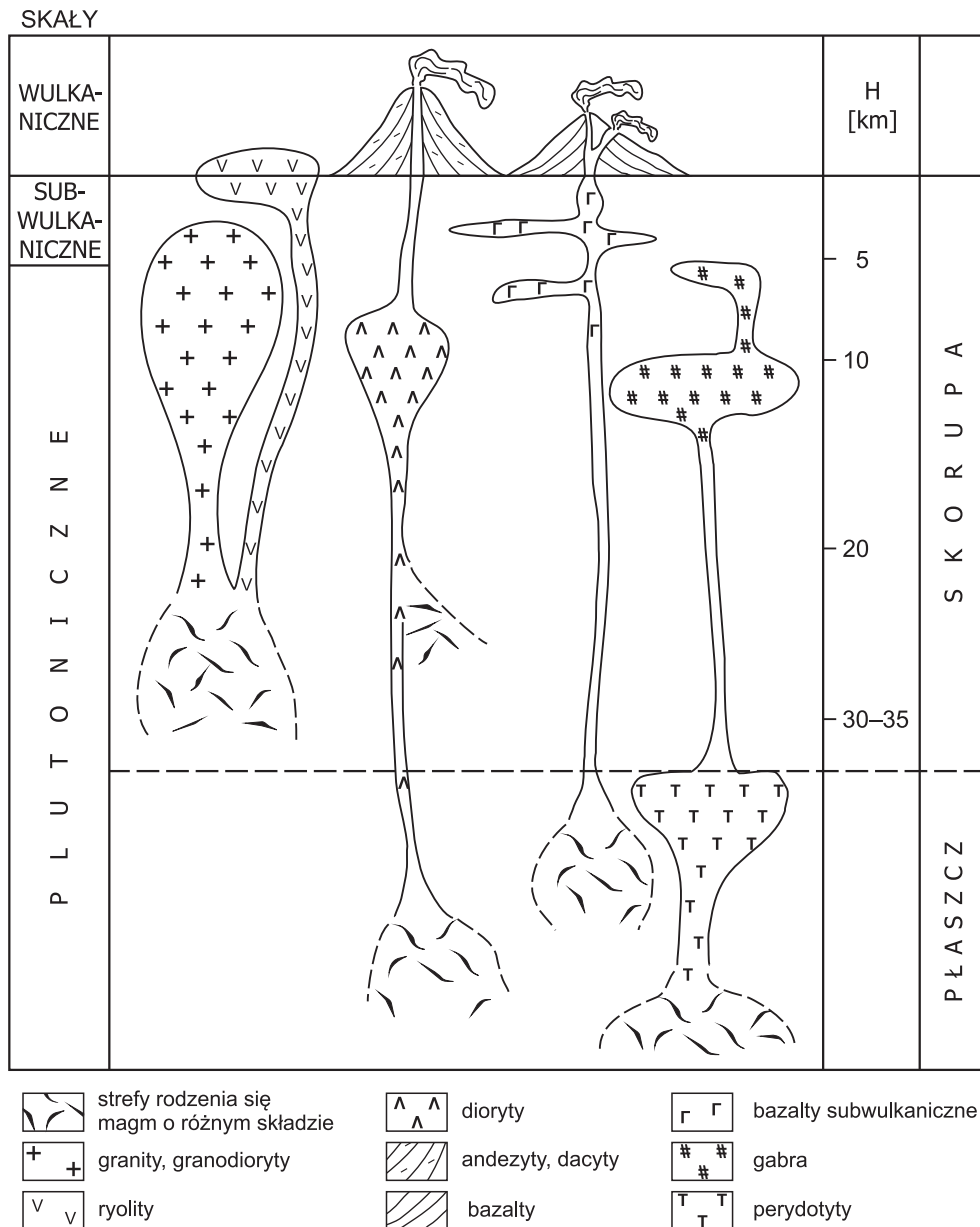


**Fig. 2.** Cykl geologiczny obrazujący krążenie skał w skorupie ziemskiej

## Magmatyzm

Magmatyzm to jeden z najważniejszych przejawów wewnętrznej aktywności Ziemi. W wyniku pojawienia się w skorupie i górnym płaszczu Ziemi anomalii termicznych, czyli stref podwyższonej temperatury, część skał budujących te partie planety ulega stopieniu, wytwarzając magmy bogate w składniki gazowe. Skład chemiczny (mineralny) magm zależy od rodzaju przetopionego środowiska skalnego, a więc głównie od głębokości, na której zachodzi proces topienia (fig. 3). W skałach górnego płaszcza wytopione magmy mają skład ultramaficzny lub maficzny (nazwa od Mg i Fe – głównych składników tych skał), natomiast w przypadku skał skorupy ziemskiej proces ich przetopienia (tzw. anateksis) prowadzi do powstawania magm sialicznych, w których dominuje krzem i glin (Si i Al). Pierwsze z nich, stygnąc i krzepnąc w obrębie skorupy ziemskiej, tworzą intruzje perydotytów i gabr, bliżej zaś powierzchni Ziemi, czyli w warunkach hipabisalnych – powstają diabazy, doleryty i skały pokrewne. Magmy sialiczne są reprezentowane przede wszystkim przez masywy granitoidowe, często osiągające gigantyczne rozmiary. Są to na ogół intruzje złożone, powstające w długich odcinkach czasu, zbudowane ze skał takich, jak: granity, granodioryty, tonality i dioryty. W Sudetach Zachodnich intruzję tego typu reprezentuje granitowy pluton Karkonoszy z granitami gruboziarnistymi, porfirowatymi, miejscami średnioziarnistymi, odznaczającymi się wielką niejednorodnością strukturalną i teksturalną. W ich drobno- i średnioziarnistym tle skalnym wyróżniają się większe, różowe, tabliczkowate kryształy skalenia potasowego – mikroklinu. Duże, automorficzne, czyli zachowujące swoje charakterystyczne, tabliczkowate kształty, kryształy skaleni potasowych są nazywane fenokryształami. W ich obrębie, przy dokładniejszym spojrzeniu, są widoczne drobne wrostki plagioklazów, kwarcu i biotytu, często ułożone równoległe do ścian kryształów. Zostały one uporządkowane w momencie krystalizacji skalenia potasowego. Z obecnością fenokryształów wiąże się zagadnienie wskaźników ruchu magmy w czasie intruzji. Kryształy te krystalizują bowiem najwcześniej i są niesione przez lepką magmę granitową w czasie jej przemieszczania się w skorupie ziemskiej. Dłuższe osie kryształów układają się zgodnie z kierunkiem ruchu magmy. Badania takich kierunków umożliwiają geologom odtwarzanie „tras” intruzji i ich wewnętrznej budowy. W tle skalnym są widoczne skalenie potasowe, plagioklasy, kwarc i biotyt. Biotyt występuje w rozproszeniu w formie pojedynczych blaszek lub drobnych skupień. Sporadycznie obserwuje się reliktywne ziarna hornblendy lub jej skupienia obrośnięte biotytem. Jako minerały akcesoryczne, czyli pojawiające się rzadko i w niewielkich ilościach, występują: tytanit, apatyt, cyrkon i monacyt.

W granitach, zwłaszcza w odmianach porfirowatych, pojawiają się smugi (szliry) biotytowe o falistym przebiegu. Struktury takie są wynikiem ruchu magmy granitowej. Obok szlirów występują liczne, kuliste lub owalne enklawy o ciemnym



**Fig. 3.** Schemat tworzenia się skał magmowych

zabarwieniu. Jedne z nich stanowią typowe enklawy pochodzące z głębszych części lub z podłoża intruzji, inne zaś to resztki nieroztopionych przez magmę skał hornfelsowych. Obok enklaw owalnych lub kulistych w granitach można spotkać także formy nieregularne, zawsze jednak o zaokrąglonych krawędziach i narożach.

W granitach można obserwować także gniazda pegmatytów – gruboziarnistych przerostów różowych i białych skaleni z kwarcem dymnym, biotytem i epidotem. Takie skały powstają w końcowych fazach aktywności intruzji i są efektem oddziaływania gorących roztworów wodnych i wykorzystywania systemu spękań przez resztki magm w skrzepniętym już granicie. W granitach występują także liczne żyły różowych, bardzo drobnoziarnistych apłitów, czyli żył o składzie granitowym, wykorzystujących jeden z kilku systemów regularnych spękań.

Erupcje wulkaniczne, które są powierzchniowym przejawem procesów magmowych, należały i do dziś należą do najbardziej atrakcyjnych, ale też potężnych i groźnych spośród zjawisk występujących na Ziemi. W głębi skorupy i płaszczka Ziemi, w wyniku przetapiania istniejących tam skał, powstają magmy, które po dotarciu na powierzchnię Ziemi noszą nazwę law lub skał piroklastycznych (tufy, tufity, bomby wulkaniczne, lapille i brekjeje). Czynnikiem decydującym w procesie topnienia skał jest wzrost temperatury, któremu może towarzyszyć lokalne obniżanie ciśnienia. Skład chemiczny (a więc także mineralny) magm zależy, podobnie jak w przypadku skał plutonicznych, od głębokości i składu środowiska skalnego, w którym powstają. Najgłębiej, bo ponad 50–60 km pod powierzchnią, powstają ciemne skały maficzne, które w wulkanach na powierzchni Ziemi są reprezentowane przez różne rodzaje bazaltów. Na głębokości rzędu 25–30 km, w obrębie skorupy ziemskiej tworzą się magmy o przejściowym składzie chemicznym (skały sialiczne). Po dotarciu na powierzchnię Ziemi i zastygnięciu są reprezentowane często przez skały z rodziny andezytów i ryolitów. Wylewy law mogą odbywać się na lądzie i w dnach mórz i oceanów. W warunkach podmorskich wulkanity stygną niezwykle szybko, formując bardzo charakterystyczne brekcejowate, pęcherzykowate struktury law poduszkowych. W warunkach lądowych struktury wulkanitów zależą od lepkości law. Lawy maficzne są mało lepkie, łatwiej tworzą rozległe pokrywy, wylewy tarczowe itp. Lawy sialiczne są bardzo lepkie, tworząc formy kopułowe, wulkany takie mają skłonność do wybuchów eksplozywnych o ogromnej sile.

W obrębie pasma kaczawskiego skały pochodzenia wulkanicznego są reprezentowane przede wszystkim przez bazalty i ich tufy, które zmienione przez metamorfizm niskiego stopnia zostały przeobrażone w diabazy, zieleńce i łupki zieleńcowe. Zieleńce i diabazy kaczawskie, reprezentujące podmorskie wylewy law maficznych, to fragmenty dna dawnego zbiornika morskiego, przekształcone przez deformacje tektoniczne. Typowe dla podmorskich wylewów law bazaltowych struktury poduszkowe są odsłonięte i znakomicie widoczne w Wąwozie Myśliborskim w Parku Krajoobrazowym Chełmy, a także u podnóża zamku we Wleniu.

Wulkanity jasne, sialiczne tworzą w obrębie fyllitów kaczawskich wkładki różnej wielkości, rzadko większe ciała. Skały te nazywano tradycyjnie keratofirami, według terminologii współczesnej zaś są zmetamorfizowane, a więc są to metaryolity i metatrachity.

W zupełnie odmiennych warunkach – lądowych – powstawały wulkanity permu dolnego. Są one reprezentowane przez maficzne trachybazalty i trachyandezyty, dawniej melafiry, oraz sialiczne ryolity, dawniej nazywane porfirami. Budują one rozległe pokrywy wulkaniczne będące efektem wylewów szczelinowych lub wulkanów tarczowych oraz intruzji zastygających na małych głębokościach (są to tzw. intruzje hipabisalne lub subwulkaniczne). Permskie wulkanity maficzne odsłaniają się przede wszystkim w licznych, nieczynnych kamieniołomach w okolicach Lubiechowej i Bolkowa. W drobnokrystalicznej masie skał występują często próżnie o średnicy 0,5–10 cm, powstałe podczas stygnięcia lawy jako pustki po ulotnieniu się gazów wulkanicznych. W efekcie późniejszych procesów krystalizowały w nich różne minerały wtórne, a ich narastanie następowało od zewnątrz ku środkowi próżni. Taką teksturę skał nazywamy migdałowcową, a formy, w których krystalizują minerały – geodami. Często proces narastania minerałów kończył się przed wypełnieniem całej przestrzeni, dzięki czemu mogły wówczas powstawać dobrze wykształcone, zwrócone ku środkowi okazałe kryształy. W geodach można odnaleźć piękne agaty, czyli pasowo zabarwione skupienia chalcedonu, a także kryształy kwarcu dymnego i ametystu, spotyka się też skupienia mlecznobiałych kryształów kwarcu i kalcytu.

Ryolity permskie są skałami masywnymi, o barwie różowo-szarej, bardzo drobnoporiastym tle skalnym, w którym są widoczne drobne, do 0,5 cm długości, kryształy skaleni i kwarcu. Z tymi skałami mogą być związane nieregularne skupienia chalcedonu i agatów. Jednym z ciekawszych obiektów, w którym występują dolnopermskie ryolity o wyraźnej oddzielności słupowej są Organy Wielisławskie w Sędziszowej.

Kenozoiczne bazalty reprezentują ostatnią fazę aktywności wulkanicznej w obrębie Sudetów Zachodnich. Są to przeważnie izolowane fragmenty kominów lub pokryw wulkanicznych, często o wyraźnej oddzielności słupowej będącej efektem stygnięcia law. Godne zwiedzenia są Czartowska Skała i Małe Organy Myśluborskie, Stożek Perkuna w Miłoszowie, a także odkrywki w obrębie Muchowskich Wzgórz (475 m n.p.m.) w północnej części Pogórza Kaczawskiego.

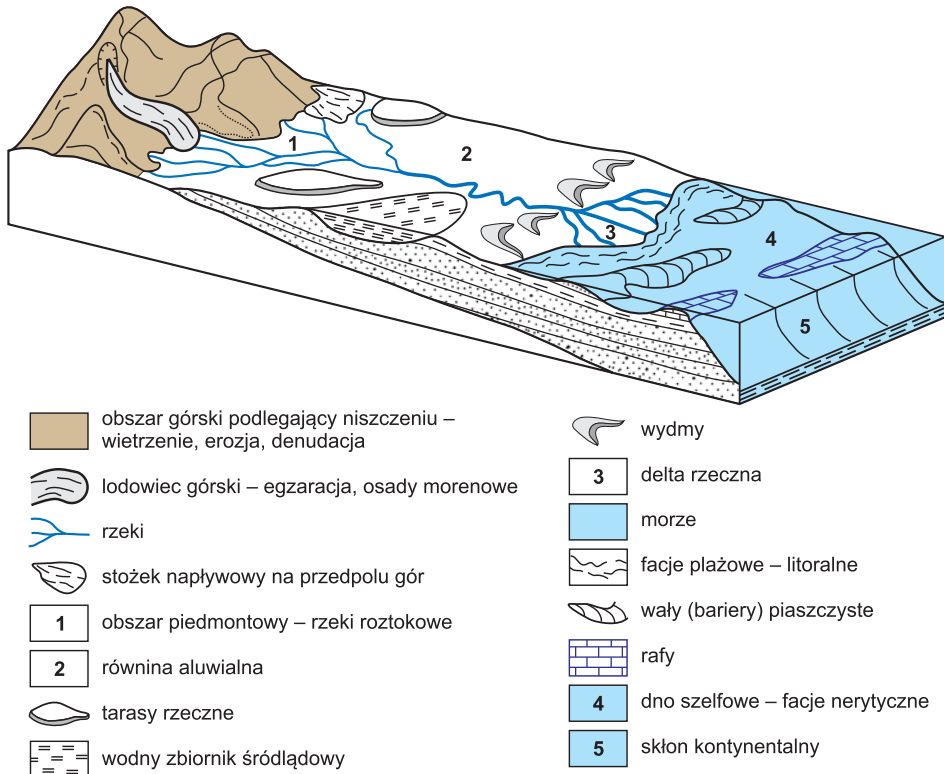
## Sedymentacja

Procesy sedymentacji prowadzą do powstawania skał osadowych. Skały te, w zależności od dominującego mechanizmu, dzielą się na okrucowe (klastyczne), czyli pochodzenia terygenicznego, ilaste oraz pochodzenia organicznego i chemiczne-



go, z których najważniejsze to skały węglanowe, ewaporaty i tzw. kaustobiolity, czyli węgiel kamienny i brunatny, torf i bituminy.

Materiałem wyjściowym do powstania skał osadowych są te partie skorupy ziemskiej, które w efekcie wypiętrzenia znalazły się w strefie przypowierzchniowej lub bezpośrednio na powierzchni, i które podlegały wietrzeniu i niszczeniu w wyniku działalności lodowców, rzek, mórz, wiatrów i procesów stokowych. Podstawowe środowiska, w których powstają skały osadowe, zaprezentowano na schemacie (fig. 4). Jednym z czynników niszczących góry, ale jednocześnie odpowiedzialnym za sedymentację są lodowce górskie lub kontynentalne, czyli lądolody. Osady związane z działalnością lodowców to blokowiska skalne, gliny zwałowe, piaski i żwiry, mułki itp. Na bezpośrednim przedpolu gór tworzą się tzw. stożki napływowe – efekt akumulacji osadów wyniesionych przez rzeki górskie lub potoki. Są to przeważnie osady blokowo-żwirowe i żwirowo-piaszczyste. W większej odległości od gór tworzą się rozległe równiny piedmontowe, po których spływają wielokorytowe,



**Fig. 4.** Schemat powstawania skał osadowych

wędrujące bocznie rzeki roztokowe. Ich osady są reprezentowane przez żwiry, piaski i mułki rzeczne.

W oddaleniu od obszarów piedmontowych rozwija się system rzek nizinnych, na ogół meandrujących. Meandry rzeczne tworzą z czasem skomplikowany układ równin aluwialnych, któremu odpowiadają osady piaszczyste, piaszczysto-muliste, a także torfy w starorzeczach. Z dolinami rzek nizinnych wiążą się tarasy rzeczne, czyli rozdzielone przez erozję fragmenty dawnych den dolinnych. Pojawiają się one na ogół na obszarach między dolinami lub wzdłuż ich krawędzi. Są zbudowane z takich samych, okruchowych osadów rzecznych.

Na obszarach równinnych często występują płytkie zbiorniki wodne, czasem o dużych rozmiarach. Są to jeziora, laguny, odcięte zatoki morskie itp. W zależności od panującego klimatu i wielu innych czynników, w takich środowiskach powstają osady organiczne – kaustobiolity, ewaporaty albo skały ilaste. W miarę zbliżania się do wybrzeży morza pojawiają się pasy wydmy i form eolicznych zawdzięczających swoje powstanie działaniu wiatru. Są one zbudowane przeważnie z drobnoziarnistych piasków przewianych i wywiewanych z obszaru starszych piasków rzecznych lub wodnolodowcowych. Wydmy często występują także na równinach aluwialnych. W strefie przybrzeżnej ważnym środowiskiem sedimentacji są delty rzeczne – trójkątne w zarysie i często „wchodzące” w morze stożki napływowe, po których spływają licznie rozgałęziające się rzeki. Delty powstają w miejscu, w którym energia wód niosących materiał osadowy maleje do zera. Są środowiskiem, z którym są związane takie osady, jak piaski, muły i ropy. Strefa plażowa łącznie z litoralną, a więc przybrzeżna, to środowisko utworów piaszczystych, czasem piaszczysto-żwirowych. Transport materiału okruchowego przez fale i prądy morskie powoduje utworzenie szeregu płytkowodnych struktur piaszczystych typu barier i wałów. W strefach, w których dopływ materiału okruchowego jest niewielki, a woda ciepła i dobrze przewietrzana, na skraju szelfu kontynentalnego lub w jego obrębie powstają rafy. Są to budowle tworzone przez szkielety osiadłych organizmów morskich, głównie koralowców, choć w różnych epokach geologicznych także przez inne organizmy (stromatolity, gąbki i mszywioly). Przyjmuje się, że morze szelfowe ma do 200 m głębokości. Jest to tzw. strefa nerytyczna, w której sedimentacja osadów pochodzących z kontynentu (teryogenicznych) ma niewielki udział. Dominują tu wapienie detrytyczne pochodzące z rozmywania raf oraz wapienie i dolomity pochodzenia chemicznego, wytrącające się z wody morskiej. Jest to układ niezwykle dynamiczny, często się zmieniający. Szelf, zbudowany w głębszym podłożu ze skał skorupy kontynentalnej, kończy się stromym skłonem kontynentalnym, wzdłuż którego dno morskie na głębokości ok. 200 m opada stromym stokiem ku głębinom oceanicznym zalegającym na poziomie 2–3 km p.p.m. już na skorupie oceanicznej. Stoki kontynentalne, ze względu na swoje nachylenie, są powierzchniowymi, na których występują podmorskie sploty grawitacyjne. Tzw. prądy

zawiesinowe, w których zawiesina piasków i mułu z dużą szybkością sływa po stoku, odpowiadają za utworzenie się formacji fliszowych złożonych z naprzemianległych warstw piasków i mułów (piaskowców i mułowców), często o warstwowaniu frakcjonalnym. Jest to rodzaj warstwowania, w którym w obrębie jednej warstwy obserwuje się stopniowe zmniejszanie wielkości ziarna ku górze. Odpowiada to wydzielaniu się materiału okrucowego z prądu zawiesinowego.

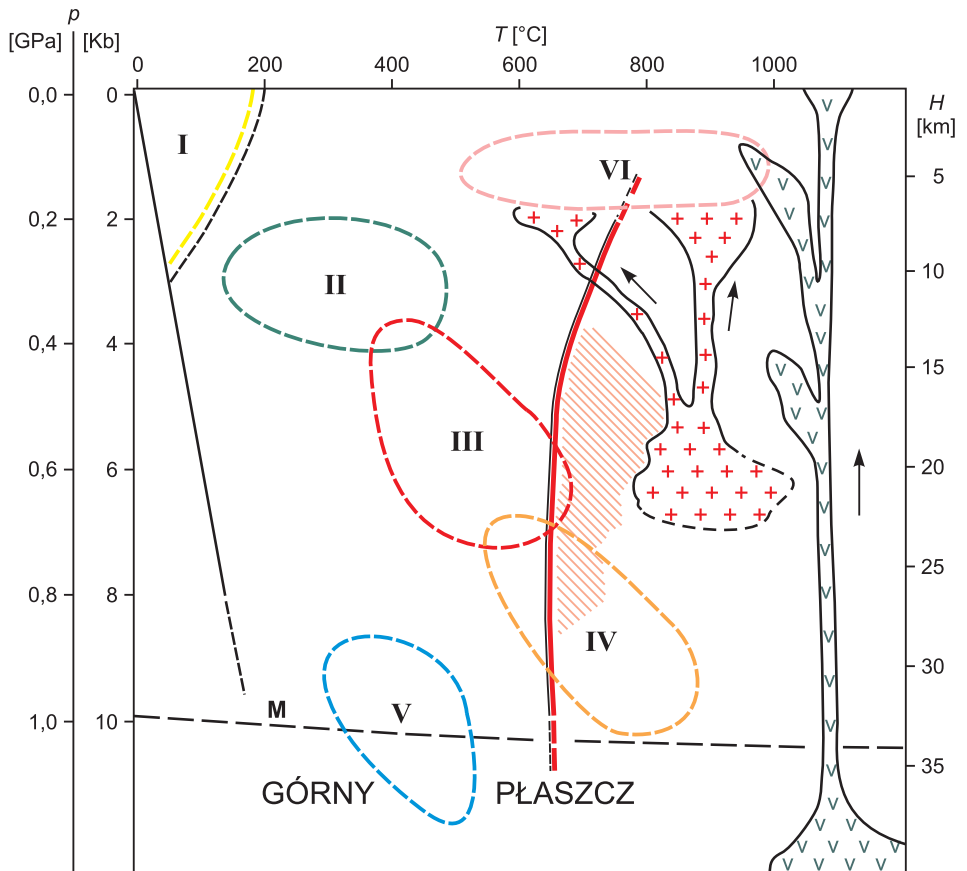
Warto pamiętać, że większość wspomnianych osadów, zwłaszcza utworzonych w starszych epokach geologicznych, przeszła proces diagenety przekształcającej luźny osad w litą skałę. Ze skałami, których środowiska powstawania przedstawiono wyżej, będzie można spotkać się wielokrotnie na trasie przewodnika w obrębie niecki północnosudeckiej i jej struktur podrzędnych.

## Metamorfizm

Terminem metamorfizm określamy wszelkie przemiany skał osadowych i magmowych zachodzące pod wpływem podwyższonej temperatury oraz ciśnienia statycznego i kierunkowego. Proces metamorfizmu jest w głównej mierze związany z pogrążeniem mas skalnych na duże głębokości w skorupie ziemskiej. W zależności od charakteru litologicznego, a zwłaszcza chemizmu skał podlegających metamorfizmowi, oraz ciśnienia i temperatury mamy do czynienia z ogromną różnorodnością skał metamorficznych. Warunki, w jakich powstają, są zdefiniowane przez tzw. facje metamorficzne (fig. 5).

Przekształcanie się luźnych skał osadowych w skały lite, czyli proces diagenety zachodzi w temp. do 200°C. Najniższy stopień metamorfizmu reprezentuje facja zieleńcowa odznaczająca się temp. 250–450°C i ciśnieniem 2–4 kb (0,2–0,4 GPa). Skały magmowe o składzie bazaltowym przechodzą w tych warunkach w zieleńce, a skały osadowe typu mułowce czy iłowce – w różne odmiany fyllitów. Typowe dla tych skał zespoły współwystępujących minerałów, czyli paragenezy, to: chloryty, aktynolit, albit, serycyt, epidot i kalcyt. Skały węglanowe w tych warunkach przechodzą w wapienie lub dolomity krystaliczne.

Skały najniższego stopnia metamorfizmu są typowe dla kaczawskiego pasma fałdowo-nasunięciowego. Są one reprezentowane głównie przez fyllity – drobnoziarniste skały o wybitnej oddzielności łupkowej stanowiące przeobrażone metamorficznie skały osadowe typu mułowce, iłowce lub drobnoziarniste piaskowce, a także przez metapiaskowce – skały średnioziarniste, w których tło skalne zostało przekształcone z udziałem serycytu i chlorytów. Skały wulkaniczne to przede wszystkim zieleńce i diabazy, czyli zmetamorfizowane skały typu law i tufów o składzie bazaltów oraz metaryolity – odpowiedniki law jasnych, bogatych w kwarc (kwaśnych). Zieleńce i diabazy są zbudowane z włóknistego amfibolu (zwanego aktynolitem), epidotu, albitu, chlorytów i kalcytu tworzącego nieregularne, cienkie



- |            |   |  |  |
|------------|---|--|--|
| <b>I</b>   | pole zakresu $pT$ procesów diagenetycznych  |  | pole procesów migmatyzacji (ultramorfizm)        |
| <b>II</b>  | pole zakresu $pT$ facji zieleńcowej (metamorfizmu regionalnego niskiego stopnia)              |  | początek procesu przetapiania skał (anateksis)   |
| <b>III</b> | pole zakresu $pT$ facji amfibolitowej (metamorfizmu regionalnego średniego stopnia)           |  | magmy granitowe (sialiczne) i drogi ich migracji |
| <b>IV</b>  | pole zakresu $pT$ facji eklogitowej (metamorfizmu regionalnego wysokiego stopnia)             |  | magmy maficzne i drogi ich migracji              |
| <b>V</b>   | pole zakresu $pT$ facji glaukofanowej (tupków niebieskich) (metamorfizmu wysokociśnieniowego) |  | powierzchnia Moho – granica skorupa/ płaszcz     |
| <b>VI</b>  | pole zakresu $pT$ facji hornfelsowej (metamorfizmu kontaktowego)                              |  |  |

**Fig. 5.** Procesy metamorficzne i magmowe na diagramie ciśnienie/ temperatura ( $pT$ ). Ciśnienie podano w różnych jednostkach wraz z odpowiadającymi głębokościami

żyłki w ciemnozielonym tle skały. Metaryolity natomiast to skały jasne, zwarte, masywne lub złupkowane, zbudowane ze skaleni i kwarcu z domieszką serycytu, chlorytu, epidotu oraz apatyty i cyrkonu. W rzeczywistości skały te są bardzo zróżnicowane w zależności od charakteru skał wyjściowych, zwanych protolitami. W przypadku skał zmetamorfizowanych w facji zieleńcowej rozpoznanie pierwotnego ich rodzaju jest stosunkowo łatwe.

Metamorfizm średniego stopnia jest reprezentowany przez fację amfibolitową. W temp. 400–700°C przy ciśnieniu 4–7 kb stabilne stają się takie minerały, jak: biotyt, skalenie potasowe, plagioklasy, hornblenda, granaty (np. almandyn) i staurolit, a także, w zakresie najwyższej temperatury facji – andaluzyt i syllimanit oraz – przy wyższym ciśnieniu – dysten. W takich warunkach powstają różne łupki krystaliczne (łyszczkowe), liczne odmiany gnejsów i amfibolitów. Warunki facji metamorficznych często w rzeczywistości nakładają się częściowo na siebie zwłaszcza w sytuacji, gdy procesy metamorfizmu trwają długo. Nakładanie się wyższej facji na niższą cechuje tzw. metamorfizm progresywny, proces odwrotny zaś to metamorfizm retrogresywny zwany też diaforezą.

Typowe łupki krystaliczne budujące pasma łupkowe w metamorfiku izerskim są właśnie takimi przejściowymi skałami metamorficznymi powstałymi wskutek przeobrażeń drobnoziarnistych skał osadowych typu iłowców i mułowców. Zbudowane są z kwarcu, muskowitu, chlorytów i drobnych ziaren granatów o różowym zabarwieniu. Ziarna granatów są „opływane” plastycznie przez warstewki łyszczkowe i są widoczne na powierzchniach foliacji jako charakterystyczne guzki. Na powierzchniach foliacji widać liniowe ułożenie minerałów, czyli tzw. lineację. Zarówno foliacja, jak i lineacja to struktury powstałe w wyniku kierunkowych nacisków tektonicznych i ruchów mas skalnych w warunkach wysokiej temperatury i ciśnienia.

Metamorfizm wysokiego stopnia to temperatura przekraczająca 750°C przy dużej rozpiętości ciśnień. Typowe dla tej facji skały to granulity zbudowane ze skaleni potasowych i plagioklazów w paragenezie z piroksenami (hipersten), granatami, biotytem i kwarcem. Granulity wysokociśnieniowe powstają przy ciśnieniu większym niż 10 kb (od 1 do 2 GPa), czyli na głębokości ponad 35 km. Takich skał na naszej trasie nie uda się zobaczyć. Występują one jednak lokalnie jako wtrącenia w kompleksach gnejsowych w Górach Sowich oraz w Górach Bialskich i Masywie Śnieżnika. Nie spotkamy także skał reprezentujących stosunkowo rzadką grupę skał wysokociśnieniowych, czyli facji łupków niebieskich zwanej też facją glaukofanową. Glaukofan jest rodzajem amfibolu, który powstaje przy ciśnieniu rzędu 0,8–1,2 GPa, co w normalnych warunkach oznacza głębokości płaszczki Ziemi przy niskiej temperaturze 200–400°C. Występowanie tego minerału stwierdzono w niektórych zieleńcach Gór Kaczawskich, jest tu jednak ono trudne do interpretacji.

Odrębnym rodzajem procesów metamorficznych odbywających się w warunkach silnej deformacji i naprężeń kierunkowych (metamorfizm synkinematyczny)



w zmiennych temperaturach typowych dla facji amfibolitowej lub zieleńcowej jest mylonityzacja. Ortognejsy izerskie są właśnie efektem takiej deformacji granitów izerskich, która trwała od środkowego dewonu po wczesny karbon (od 400 do 320 mln lat temu). Deformacja ta przebiegała głęboko w skorupie ziemskiej w temperaturze 300–500°C. W trakcie tego procesu granity ulegały „rozwalcowaniu i rozcieraniu”, w wyniku czego uzyskały charakterystyczną kierunkowość w formie struktur warstewkowych, oczkowych i soczewkowych. Gnejsy mylonityczne otaczają soczewkowate partie o zachowanej strukturze bezkierunkowej, o wyglądzie grubo- lub średnioziarnistych granitów. Są to strefy, które podlegały słabszej deformacji reprezentujące protolity, czyli skały wyjściowe w stosunku do ortognejsów. Końcowym efektem mylonityzacji są mylonity – skały, w których wszystkie składniki mineralne zostały zmielone, ułożone w charakterystyczne laminy (paseмка) i przeobrażone w minerały wtórne.

Ważne znaczenie na naszej trasie mają skały będące produktem metamorfizmu kontaktowego. Efektem tego wysokotemperaturowego (500–950°C) i niskociśnieniowego (poniżej 0,2 GPa) metamorfizmu są hornfelsy i łupki płamiste – skały powstające w otoczeniu ciał magmowych wskutek termicznego oddziaływania magm lub law. Ich skład mineralny zależy od rodzaju skały, która podlega metamorfizmowi oraz chemizmu ciała magmowego. Ze skałami kontaktowymi na trasie przewodnika spotkamy się w Zgorzelcu.

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

Największą pod względem obszaru jednostką geologiczną zachodniej części Sudetów jest masyw karkonosko-izerski przechodzący ku zachodowi w masyw łuzycycki, leżący już prawie w całości na terytorium Niemiec. Występujące w granicach masywu Góry Izerskie i Karkonosze tworzą morfologiczny kręgosłup Sudetów Zachodnich. Najwyższy szczyt Gór Izerskich – Wysoka Kopa – osiąga 1126 m n.p.m., najwyższy szczyt Karkonoszy i całych Sudetów to Śnieżka (1602 m n.p.m.). Polska część Gór Izerskich obejmuje Wysoki Grzbiet, obcięty od południa doliną Izery, oraz Grzbiet Kamienicki oddzielony od niego doliną Kwisy, oba o przebiegu WNW–ESE. Od północy Góry Izerskie przechodzą w pagórkowate Pogórze Izerskie o średniej wysokości 350–470 m n.p.m. Polska część Karkonoszy rozciąga się między przełęczą Szklarską na zachodzie a Bramą Lubawską na wschodzie, również w kierunku WNW–ESE. Od północy są one obcięte stromą krawędzią morfologiczną biegnącą między Piechowicami a Kowarami, która oddziela je od Kotliny Jeleniogórskiej.

Masyw karkonosko-izerski jest oddzielony od zachodu od masywu łużyckiego wypełnioną utworami kenozoicznymi strefą zapadlisk Żytawa–Zgorzelec o kierunku NNE–SSW, od wschodu jest ograniczony przez nieckę śródsudecką, a na północy graniczy ze strukturą kaczawską wzdłuż skomplikowanej strefy tzw. głównego uskoku śródsudeckiego. Ewolucja geologiczna masywu karkonosko-izerskiego jest ściśle związana z plutoniczną aktywnością granitową trwającą prawie 200 mln lat – jest to prawdziwy granitowy świat (Cwojdzinski, Pacuła, 2013b).

Skały, z których są zbudowane Góry i Pogórze Izerskie, odsłaniające się od Świeradowa-Zdroju aż po okolice Jeleniej Góry, należą do metamorfiku izerskiego. Są to ortognejsy, które powstały ok. 500 mln lat temu jako granity intrudujące w osłone reprezentowaną dziś przez łupki łuszczkowo-chlorytowe czterech równoleżnikowych pasm łupkowych. Od południa są to: pasmo Wysokiego Grzbietu (Szklarskiej Poręby), w którego obrębie wspomniane łupki uległy metamorfizmowi termicznemu wzdłuż kontaktu z granitami Karkonoszy, pasmo Starej Kamienicy, najlepiej rozpoznane ze względu na występującą w łupkach mineralizację cynową (kasyterytową) i kobaltową, wąskie i poprzerywane pasmo Gierałtówek–Mirsk oraz pasmo złotnickie (Złotnik Lubańskich). Wszystkie pasma łupkowe występują w środkowej części bloku karkonosko-izerskiego w strefie dominacji ortognejsów, a ich widoczny na mapie geologicznej łukowaty przebieg podkreśla takie ułożenie elementów strukturalnych metamorfiku. Łupki pasm powstały w wyniku metamorfizmu skał osadowych typu iłowce i piaskowce pochodzących z neoproterozoiku, ponad 600 mln lat temu, z możliwym przejściem do wczesnego kambru. Nie jest ostatecznie rozstrzygnięte, czy są to fragmenty osłony górnej (stropowej), czy też dolnej (spagowej) pierwotnej intruzji granitów izerskich. Granice kompleksu łupkowego z otaczającymi skałami kompleksu gnejsowego są podkreślane od południa przez wydłużone wychodnie jasnych, wzbogaconych w albit leukogranitów z wkładkami kwarcytów turmalinowych (pasmo Starej Kamienicy, pasmo złotnickie).

Ortognejsy izerskie powstały w wyniku intensywnej deformacji mylonitycznej wyjściowych granitów, w rezultacie której skała uzyskała charakterystyczną kierunkowość w formie struktur warstewkowych, oczkowych i soczewkowych. W skałach gnejsowych występują partie o zachowanej teksturze bezkierunkowej, o wyglądzie grubo- lub średnioziarnistych granitów zbudowanych ze skaleni (plagioklasy i mikroklin), kwarcu oraz biotyту i muskowitu. Reprezentują one niezdeformowane lub słabiej zdeformowane fragmenty pierwotnych granitów. Proces mylonityzacji skał izerskich zachodził 400–340 mln lat temu (od środkowego dewonu po wczesny karbon). W obrębie całego kompleksu ortognejsowo-łupkowego występują także wkładki amfibolitów oraz żyły diabazów, lamprofirów i kwarcu.

Wiele ciekawych odsłoneń skał gnejsowych należących do zespołu ortognejsów izerskich znajduje się wzdłuż brzegów jezior zaporowych Złotnickiego i Leśniańskiego w strefie przełomowej Kwisy. Podobne utwory można obserwować

w Bobrowych Skałach koło Piastowa oraz w dolinie Bobru między Jelenią Górą a Pilchowicami i w okolicach Chmielenia.

Typowe łupki łyszczykowe pasma kamienickiego odślaniają się m.in. w pobliżu starej sztolni w Czerniawie i w kamieniołomie w Orłowicach leżącym na zachód od Krobicy. Łupki te, o charakterystycznej srebrnoszarej barwie i liściastej oddzielności, są zbudowane z kwarcu, muskowitu, chlorytów i drobnych ziaren granatów o różowym zabarwieniu, o rozmiarach 2–10 mm. Wspomniane odkrywki zaprezentowano w książce „Geostrada Sudecka. Przewodnik geologiczno-turystyczny” (Cwojdzński, Pacuła, 2013a).

Dalej ku zachodowi, w strefie przełomu Nysy Łużyckiej między Działoszynem a Zgorzelcem, a także w okolicach Zawidowa, pojawiają się tzw. granodioryty zawidowskie, zwane też granodiorytami wschodniołużyckimi (liczące 540–585 mln lat), oraz granity rumburskie. Należą one już do masywu Łużyc, choć ich zdeformowane mylonitycznie odpowiedniki wchodzi w skład metamorfiku izerskiego. Bardzo ciekawą formacją skalną są szarogłazy łużyckie. Są to skały osadowe, powstałe w płytkim zbiorniku morskim, które obecnie tworzą osłonę dla młodszych od nich granodiorytów zawidowskich. Intrudowanie granodiorytów w szarogłazy łużyckie wywołało zjawisko metamorfizmu kontaktowego i utworzenie strefy hornfelsów i łupków plamistych, czyli skał powstałych pod wpływem wysokiej temperatury na kontakcie z granodiorytami. Tym samym szarogłazy łużyckie są prawdopodobnie najstarszymi skałami znanymi z bloku karkonosko-izerskiego, choć skały osadowe, z których powstały łupki pasm łupkowych Gór Izerskich, mogą być podobnego wieku (ok. 600 mln lat).

Na południe od wychodni gnejsów izerskich pojawiają się skały budujące granitowy pluton Karkonoszy. Masyw ten to potężna intruzja, która wdarła się w skały metamorficzne Gór Izerskich, Rudaw Janowickich i południowych Karkonoszy w późnym karbonie, ok. 320 mln lat temu. Granity karkonoskie pozostają jednak poza trasą naszego przewodnika. Najciekawsze ich występowanie opisano dokładniej w poprzednich przewodnikach geoturystycznych (Cwojdzński, Kozdrój, 2007; Cwojdzński, Pacuła, 2013a) i w publikacjach Karkonoskiego Parku Narodowego.

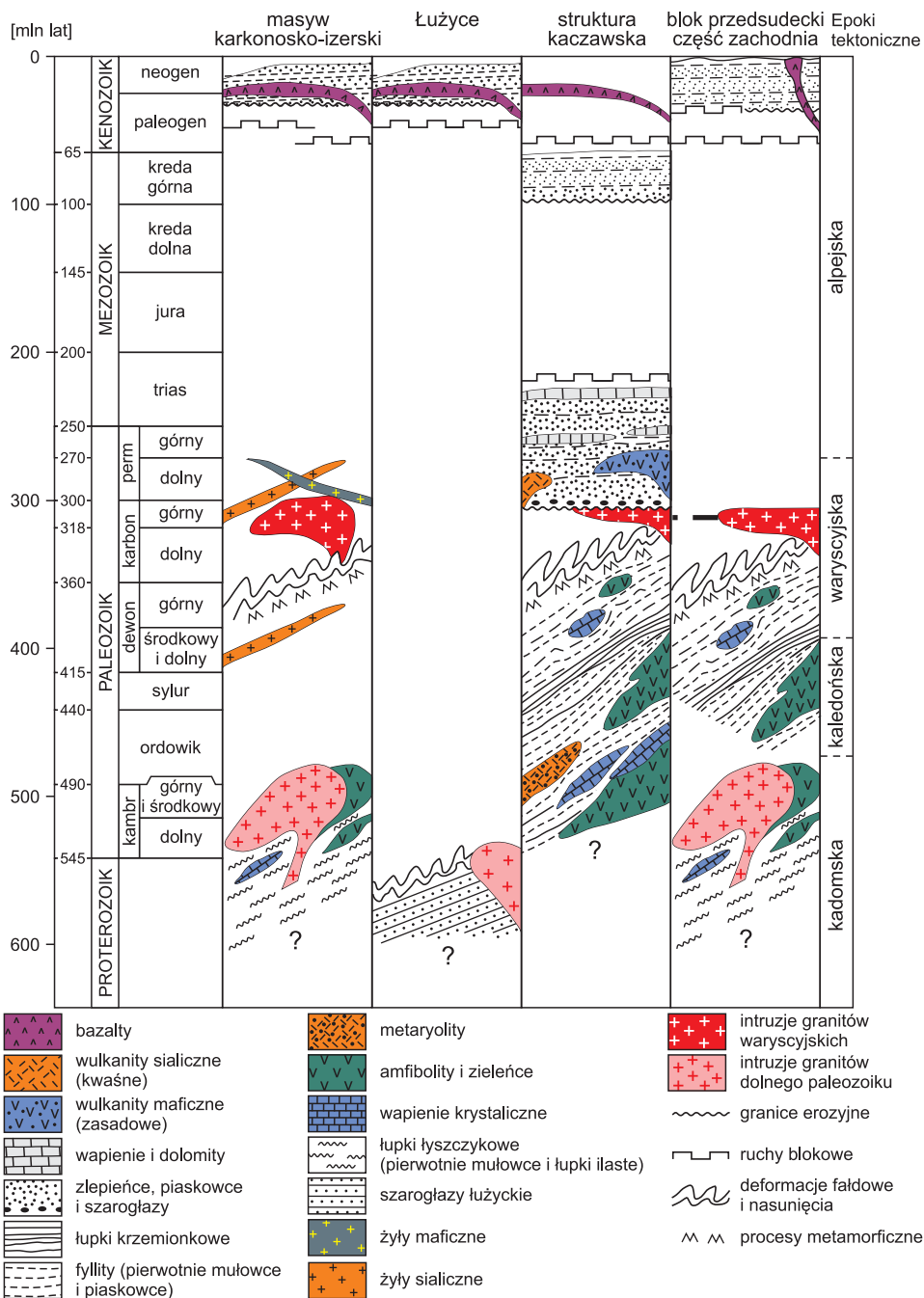
Następną jednostką geologiczną na trasie przewodnika jest sudecka część struktury kaczawskiej. Jest ona zbudowana z metamorficznego podłoża tworzącego tzw. fałdowo-nasunięciowe pasmo kaczawskie oraz z zalegającej na nim potężnej pokrywy skał młodszych, nie objętych deformacjami fałdowymi i procesami metamorficznymi. Struktura kaczawska leży na północ od masywu karkonosko-izerskiego. Między tymi jednostkami przebiega jeden z najważniejszych uskoków sudeckich – główny uskok śródsudecki. Oddziela on dwa różne światy geologiczne, których ewolucja przebiegała odmiennie, choć w znacznym stopniu równocześnie (Cwojdzński, Pacuła, 2013b). Główny uskok śródsudecki jest pod względem po-

chodzenia i kształtu skomplikowaną strefą nieciągłości, wzdłuż której od późnego paleozoiku (350 mln lat temu) trwały ruchy mas skalnych o charakterze m.in. poziomych przesunięć (uskok taki nazywamy przesuwczym). W wyniku takich deformacji powstała strefa wzajemnych zazębień skał metamorfiku izerskiego i pasma kaczawskiego. Jest ona dobrze widoczna na mapie geologicznej w rejonie Zapory Pilchowice. Jednocześnie, dzięki przesuwczym deformacjom prawostronnym (co oznacza, że skały na północ od uskoku przesuwwały się w prawo w stosunku do skał znajdujących się na południe od niego) w skorupie ziemskiej powstawała przestrzeń wykorzystana przez intruzje granitów Karkonoszy oraz zapadlisko śródsudeckie. Skały izerskie i kaczawskie powstawały w różnych warunkach metamorfizmu, z różnicą temperatury o ok. 300–400°C oraz głębokości w skorupie ziemskiej o co najmniej 5–6 km. Jest prawdopodobne, że skały pasma kaczawskiego zostały nasunięte w wyniku orogenezy waryscyjskiej na podłoże zbudowane z ortognejsów izerskich i innych skał metamorfiku izerskiego, ale nie jest to dotychczas udowodnione (fig. 6). Wyniki badań geofizycznych wskazują jednak, że podłoże pasma kaczawskiego występuje na głębokości przynajmniej 3–4 km.

Z geograficznego punktu widzenia struktura kaczawska obejmuje Góry Kaczawskie i Pogórze Kaczawskie, a w jej części zachodniej – Pogórze Izerskie. Góry Kaczawskie stanowią pasmo górskie o średniej wysokości 600–700 m n.p.m. (najwyższy szczyt to Skopiec – 724 m n.p.m.) przebiegające w kierunku NW–SE między doliną Bobru koło Wlenia a Pogórzem Bolkowskim. Od południa graniczą z Pogórzem Izerskim i Kotliną Jeleniogórską oraz, wzdłuż przełomu Bobru koło Janowic Wielkich, z Rudawami Janowickimi. Na północnym wschodzie opadają wyraźną krawędzią morfologiczną ku Pogórzem Kaczawskiemu. Zachodnia część Gór i Pogórze Kaczawskiego wokół doliny Bobru odznacza się bardzo urozmaiconą rzeźbą terenu. Różnice wysokości względnej dochodzą tu do 500 m, zmniejszając się w kierunku północno-zachodnim. Zróżnicowany relief terenu jest związany ze skomplikowaną, piętrową budową geologiczną. Jest ona wynikiem wielofazowej ewolucji geologicznej obejmującej kilka kolejnych cykli powstawania skał osadowych i magmowych w obrębie basenów różnych typów, ich przeobrażeń metamorficznych, wynoszenia ku powierzchni Ziemi oraz wietrzenia i niszczenia przez czynniki egzogeniczne, które ostatecznie formują rzeźbę terenu.

Piętrowy charakter budowy geologicznej oznacza, że struktura kaczawska jest zbudowana z kilku odrębnych zespołów skalnych rozdzielonych przez powierzchnie nieciągłości. Powstają one wtedy, gdy ulega przerwaniu cykl ewolucyjny danego zespołu skał wskutek np. wypiętrzenia, wietrzenia i erozji, a następnie rozpoczęcia na tak ukształtowanej powierzchni nowej fazy sedymentacji i działalności wulkanicznej.

Podłoże struktury kaczawskiej jest reprezentowane przez słabo zmetamorfizowane skały osadowe i wulkaniczne powstałe w obrębie zbiornika morskiego,



**Fig. 6.** Tablica korelacji procesów geologicznych na trasie przewodnika. Obejmuje masyw karkonosko-izerski, Łużyce, strukturę kaczawską i część zachodnią bloku przedsudeckiego



który rozwinął się na nieznanym podłożu w kambrze (od 540 do 500 mln lat temu) i istniał w zmiennych warunkach aż do wczesnego karbonu (do ok. 340 mln lat temu). Deformacja i przeobrażenia metamorficzne skał kaczawskich miały miejsce w okresie orogenezy waryscyjskiej na przełomie wczesnego i późnego karbonu.

Skały pochodzenia osadowego kompleksu kaczawskiego to fyllity i łupki serycytowe – zmetamorfizowane skały typu łupków ilastych, mułowców i drobnodziarnistych piaskowców, zrekrystalizowane piaskowce, czyli metapiaskowce i kwarcyty, wapienie krystaliczne genetycznie związane głównie z paleorafami oraz łupki krzemionkowe i graptolitowe powstające w głębszych partiach morza. Typowe dla pasma kaczawskiego fyllity odsłaniają się w skałkach na zboczach doliny Bobru na północ od Wlenia, także w okolicach Kaczorowa i Wojcieszowa, wapienie krystaliczne zaś są najlepiej widoczne w starych kamieniołomach w okolicach Wojcieszowa i Mysłowa.

Skały wulkaniczne to przede wszystkim zieleńce i diabazy oraz metaryolity – odpowiedniki law jasnych, bogatych w kwarc (tzw. kwaśnych). Zieleńce i diabazy są zbudowane z włóknistego amfibolu zwanego aktynolitem, epidotu, albitu, chlorytów i kalcytu tworzącego nieregularne, cienkie żyłki w ciemnozielonym tle skały. Skały te powstały jako podmorskie wylewy law bazaltowych. Świadectwem szybkiego stygnięcia lawy w tych warunkach są dobrze rozwinięte lawy poduszkowe widoczne w diabazach na Górze Zamkowej we Wleniu, tworzących podstawę murów średniowiecznego zamku.

Pierwotnie osadowe i wulkanogeniczne skały pasma kaczawskiego uległy we wczesnym karbonie (w wizenie) metamorfizmowi regionalnemu, sfaldowaniu i spiętrzeniu w ponasuwane na siebie wzajemnie pakiety zwane płaszczowinami. Ale już w późnym karbonie, ok. 300 mln lat temu, wyniesione ku powierzchni skały pasma kaczawskiego budowały podłoże nowego basenu, w którym rozpoczęła się sedymentacja zlepieńców, piaskowców i mułowców, najpierw w basenie morskim najmłodszego karbonu, a następnie – w warunkach pustynnych permu. We wczesnym permie (zwanym czerwonym spągowcem), w zapadliskach i nieckach utworzonych w wyniku rozciągania metamorficznego podłoża kaczawskiego, obok skał osadowych o charakterystycznej, czerwono-brunatnej barwie, występują wulkany reprezentowane przez jasnoróżowe ryolity oraz ciemno-brunatne lub fioletowo-szare trachybazalty. Skały te budują rozległe pokrywy (płyty) zalegające zgodnie z warstwowaniem otaczających skał osadowych. Późny perm to okres sedymentacji płytkowodnej o charakterze chemicznym. We wczesnym triasie, w zmienionych warunkach klimatycznych, powstawały pustynne utwory piaszczysto-ilaste, a w środkowym triasie, po kolejnym zalewie morskim – wapienie i margle. Następny etap ewolucji geologicznej struktury kaczawskiej był związany z późnokredowym zalewem płytkiego i ciepłego morza, które wkroczyło na zróżni-

cowane podłoże po okresie wietrzenia i erozji trwającym od środkowego triasu, a więc przez ponad 140 mln lat. Skały osadowe – zlepieńce, piaskowce, margle i mułowce – powstawały w płytkim morzu późnokredowym przez ponad 20 mln lat (od 99 do 75 mln lat temu). Często występują w nich skamieniałe muszle małży, zwłaszcza inoceramów i pektenów oraz innych organizmów morskich. Pod koniec okresu kredowego morze ustąpiło z obszaru struktury kaczawskiej.

Dziś wychodnie skał metamorficznych podłoża tworzą charakterystyczne zręby (horsty), czyli ograniczone uskokami bloki rozdzielane przez obniżone rowy, niecki i synkliny wypełnione przez młodsze utwory osadowe i wulkaniczne. Ta typowa dla struktury kaczawskiej budowa tektoniczna jest doskonale widoczna na mapie geologicznej (fig. 1). Na podłożu kaczawskich skał metamorficznych rozpościera się rozległa niecka (depresja) północnosudecka wypełniona przez wspomniane utwory osadowe karbonu górnego, skały osadowe i wulkaniczne permu dolnego oraz skały osadowe permu górnego, triasu dolnego i środkowego, a także kredy górnej. Niecka (depresja) północnosudecka to obszar dawnego, obszernego, nieckowatego zapadliska, w którym trwała sedymentacja i działalność wulkaniczna, z czasem przekształconego i zdeformowanego w wyniku ruchów blokowych trwających od permu aż po neogen. Z racji tego, że skały budujące nieckę, zwłaszcza w strefach przyuskokowych, są intensywnie zdeformowane w stosunku do tej struktury stosuje się określenie synklinorium północnosudeckie. Dłuższa oś niecki jest nachylona ku północnemu zachodowi, wskutek czego wypłyca się ona ku południowemu wschodowi i ulega rozdzieleniu na płytsze jednostki, takie jak synklina Bolesławca i Leszczyzny oraz rowy tektoniczne Lwówka, Świerzawy i Wlenia.

Trasa przewodnika w okolicach Złotoryi opuszcza Sudety i wkracza na obszar bloku przedsudeckiego. W obrębie bloku znajdują się dwa ostatnie rejony opisane w przewodniku. Blok przedsudecki stanowi dużą, neogeńską jednostkę tektoniczną o charakterze zrębu, wydłużoną w kierunku NW–SE, położoną na północny wschód od Sudetów i sięgającą aż po monoklinę przedsudecką. Jest on zbudowany przeważnie ze skał metamorficznych i magmowych starszych od permu. Skały krystaliczne bloku przedsudeckiego występują obecnie pod nieciągłą pokrywą utworów kenozoicznych. Ukształtowanie bloku, jako jednostki tektonicznej, nastąpiło w neogenie (miocen i pliocen), kiedy to został wyraźnie obniżony w stosunku do Sudetów. Co ciekawe, blok przedsudecki odsłania dziś skały, które niegdyś – w stosunku do Sudetów – leżały znacznie głębiej. Świadczy to o odwrotnej pozycji bloku w stosunku do Sudetów w przeszłości geologicznej.

W obrębie bloku przedsudeckiego, między Jaworem na zachodzie a Sobótką na wschodzie, leży drugi, co do wielkości w rejonie dolnośląskim, warysycyjski masyw granitowy Strzegom–Sobótka. Jest on wydłużony w kierunku NW–SE przy długości ok. 50 km i maksymalnej szerokości 12 km. Wychodnie granitoidów masywu (terminem granitoidy określa się ogólnie grupę skał pokrewnych granitom,

a obejmującą także granodioryty, granity monzonitowe i tonality) pojawiają się wyspowo wśród osadów kenozoicznych bloku, tworząc łagodne formy Wzgórz Strzegomskich. Największe obszarowo wychodnie granitów znajdują się w okolicach Strzegomia (strzegomska płyta granitowa) oraz na zachodnich zboczach Ślęży. W swej najbardziej zachodniej części, na zachód i południe od Jawora, masywy przylega do Sudetów wzdłuż sudeckiego uskoku brzeźnego. Nie ma bezpośrednich dowodów na pojawianie się granitoidów tego masywu po sudeckiej stronie uskoku brzeźnego. Sugestia, że może on ciągnąć się dalej pod północną częścią struktury kaczawskiej pozostają nieudowodnione. Granity masywu Strzegom–Sobótka tworzą kontakty termiczne ze wszystkimi skałami osłony metamorficznej i magmowej. Od północy od Jawora po zachodnie zbocza Ślęży granitoidy kontaktują z epimeta-morficznym kompleksem kaczawskim bloku przedsudeckiego, od południa, w rejonie Strzegomia, z podobnymi skałami Płaskich Wzgórz, wśród których pojawiają się skały, które uległy metamorfizmowi wyższego stopnia. Wreszcie na wschodzie, na zboczach Ślęży, granitoidy intrudują w skały ultramaficzno-maficzne (ultrabazytowo-bazytowe) takie jak serpentynity, gabra i amfibolity. Wzdłuż kontaktów intruzyjnych granitoidów masywu Strzegom–Sobótka obserwuje się całą gamę zjawisk kontaktowych, a więc metamorfizm termiczny skał osłony, strefy brekcji intruzyjnych, a w granitach porwaki (inaczej ksenolity – czyli fragmenty skalne wyniesione z podłoża ku górze przez magmę) skał osłony, szliry itp. Natomiast na znacznym odcinku południowe granice masywu od Płaskich Wzgórz, aż po Świdnicę przebiegają wzdłuż uskoku Strzegom–Świdnica o kierunku równoległym do sudeckiego uskoku brzeźnego. Wzdłuż uskoku Strzegom–Świdnica granity są obniżone ku południowi, w stronę zespołu młodych zapadlisk tektonicznych towarzyszących krawędzi Sudetów.

Granitoidowy masyw Strzegom–Sobótka jest ciałem intruzyjnym o formie lakkolitu. Jest to pluton w formie grzyba o wypukłym stropie i dość równej podstawie, który wdarł się między gnejsy podłoża, a leżącą na nich młodszą serię epimeta-morficzną. Źródłem magmy granitowej mogła być przetopiona seria gnejsowa, która w postaci magmy intrudowała w wyższe partie gnejsowe oraz leżące na nich młodsze serie skalne. W stosunku do sfałdowanych i zmetamorfizowanych serii osłony plutonu, intruzja ma charakter postkinematyczny, co oznacza, że zajęła swoje obecne miejsce po deformacji skał osłony. Granity strzegomskie wykazują miejscami cechy intruzji zgodnej, natomiast miejscami wdzierają się niezgodnie w przemieszczone fragmenty skał otoczenia.

Na trasie przewodnika najmłodsze, oprócz pokryw osadów kenozoicznych, są bazalty liczące 20–30 mln lat, które tworzą fragmenty kominów i pokryw wulkanicznych. Reprezentują one najmłodsze piętro strukturalne na obszarze Gór i Pogórza Kaczawskiego oraz bloku przedsudeckiego. Kominy bazaltowe przecinają wszystkie, starsze skały.

## **Zachodniosudecka kraina bogactw mineralnych**

Skomplikowana budowa geologiczna Sudetów Zachodnich, będąca wynikiem długiej ewolucji geologicznej, jest tłem dla wielu mineralizacji rudnych, niektórych o znaczeniu nie tylko mineralogicznym, ale także złożowym. Pasjonująca jest także historia poszukiwań i eksploatacji wielu z nich już w wiekach średnich.

W metamorfiku izerskim, z rejonem Krobicy, Gierczyna i Przeczniczy łączą się dawne tradycje górnictwa rud cyny i kobaltu. Są one związane z obecnością w łupkach łyszczykowych pasma kamienickiego takich minerałów kruszcowych jak: kasyteryt, pirotyn, chalkopiryty, arsenopiryty, sfaleryt, piryty, kobaltyn i stannin. Minerale te są widoczne gołym okiem jedynie na wypolerowanych partiach niezwiertzałych łupków. Eksploatację rud cyny (kasyterytu) rozpoczęto tu już w XVI w. i prowadzono szczególnie intensywnie jeszcze w XVIII w. Dotyczyła ona przypowierzchniowych partii złoża. Kobalt, używany niegdyś głównie do produkcji farb i barwników szkła, wydobywano w XVIII w. głównie w rejonie Przeczniczy (kopalnia Anna-Maria). Na zboczach wzgórz, na południe od szosy z Krobicy do Jeleniej Góry, są widoczne do dziś liczne ślady po dawnej działalności górniczej – wyloty sztolni, ruiny zabudowań i hałdy. W Krobicy odtworzono podziemną trasę wchodzącą w skład ścieżki turystycznej „Śladami dawnego górnictwa kruszców”. W latach 70. i 80. XX w. wykonano w paśmie kamienickim wiercenia i określono zasoby rud cyny na prawie 9 mln ton o łącznej zawartości 37 tys. ton czystego metalu.

Ciekawe, choć bez znaczenia ekonomicznego i bez wpływu na środowisko, są mineralizacje uranowe zbadane w obrębie metamorfiku izerskiego w latach 50. XX w. Mineralizacja uranowa i torowa na Pogórze Izerskim została stwierdzona w skałach izerskich wzbogaconych w albit, czyli w tzw. leukogranitach wzdłuż wglębnych stref uskokowych. Jest ona typowa dla rejonu Kopańca, Starej Kamienicy, Radoniowa i Wojcieszyc. Mineralizacja polimetaliczna – złożona z minerałów wielu różnych metali oraz uranowa – żyłowa i impregnacyjna w strefach tektonicznych są efektem szeroko rozumianych procesów hydrotermalnych związanych z intruzją granitu karkonoskiego i krążeniem gorących roztworów wodnych w głębokich strefach tektonicznych.

Mineralizacja uranowa występuje w brekcjach scementowanych kwarcem i fluorytem oraz w silnie spękanych gnejsach. Partie okruszcowane mają formę gniazd lub soczew o długości do 250 m. Stwierdzono w nich obecność torbernit, metatorbernit, uranocircyt i uranothorytu – czyli rzadkich i wtórnych minerałów uranonośnych, a także uraninitu w postaci tzw. smółki uranowej, w towarzystwie autunitu, piryty, chalkopiryty i hematytu. Skały otaczające są żażelazone, co nadaje im charakterystyczną, rdzawą barwę. Mineralizacja ta nie występuje obecnie na powierzchni, podane informacje są wynikiem przeprowadzanych kiedyś prac ziemnych (wykopy, rowy, szybiki) i wierceń.

Struktura kaczawska jest z kolei tłem dla zróżnicowanych i wielofazowych procesów metalogenicznych obejmujących różne rodzaje mineralizacji rudnych: rozproszone, poligeniczne mineralizacje uranowe, mineralizacje złotonośne związane z żyłami kwarcowymi, w których występuje arsenopiryty i inne siarczki metali (Radomice, Klecza i Nieleśtno), mineralizacje polimetaliczne związane z żyłami kwarcowymi oraz żyły barytowo-kwarcowe z siarczkami metali. Większe żyły kwarcowe z bogatszą mineralizacją polimetaliczną (As, Cu, Fe, Ag i Au) pojawiają się w okolicach Radzimowic i Lipy Jaworskiej. Były one niegdyś przedmiotem eksploatacji górniczej. Żyły polimetaliczne na obszarze Gór Kaczawskich są związane genetycznie z oddziaływaniem granitów Karkonoszy bądź innych warwscyjskich intruzji podkaczawskich, w tym pnia ryolitowego Radzimowic (piryt, arsenopiryty i chalkopiryty) lub późniejszych oddziaływań termicznych wulkanitów permskich (galena, sfaleryt, syderyt i baryt). Większość znanych polimetalicznych mineralizacji rudnych koncentruje się w pasie równoległym do głównego uskoku śródsudeckiego oraz w okolicach Radzimowic, Lipy, Mysłowa i Kaczorowa. Natomiast żyły kwarcowo-barytowe są związane ze strefą uskoku śródsudeckiego (Jeżów Sudecki) oraz z rejonem złożowym Chelmea w północnej części struktury kaczawskiej.

W wielu wymienionych lokalizacjach już od średniowiecza pozyskiwano złoto, miedź, srebro, ołów i piryt. Podziemna eksploatacja była tu prowadzona pod koniec XIX i na początku XX w. Do dziś można tu znaleźć ślady działalności górniczej w postaci zapadniętych szybów, resztek sztolni i zarośniętych hałd.

Najważniejsze zarówno z historycznego, jak i współczesnego punktu widzenia są złoża metali związane ze skałami osadowymi permu górnego w depresji północnosudeckiej. Mineralizacje miedzi, ołowiu, srebra, a według ostatnich badań – także złota i platynowców występują w marglach i wapieniach cechsztynu. Miedź i ołów były tu eksploatowane od 1914 r., szczególnie intensywnie w latach 30. XX w. oraz po II wojnie światowej, już przez polskie przedsiębiorstwa w rejonie Złotoryi w kopalniach Lena, Nowy Kościół i Konrad. Zasobami metali w utworach cechsztynu, występującymi wzdłuż północno-wschodniej krawędzi niecki północnosudeckiej dalej ku północnemu zachodowi, interesuje się wspólnie polski przemysł miedziowy.

Sudety Zachodnie są także ważnym zagłębieniem surowców skalnych, zwłaszcza kamieni blocznych i łamanych, inaczej budowlanych i drogowych. Pierwsze z nich są stosowane w budownictwie w postaci foremnych płyt i bloków różnych rozmiarów, drugie przy budowie dróg i linii kolejowych w postaci okruchów i bloczków skalnych utworzonych w wyniku rozdrabniania skał w specjalnych kruszarkach. Do najważniejszych kamieni blocznych należą granity strzegomskie i karkonoskie oraz górnokredowe piaskowce ciosowe. Do produkcji kamieni łamanych są wykorzystywane głównie bazalty. Niecka północnosudecka jest też bardzo ważnym regionem wydobycia szlachetnych glin ceramicznych różnych odmian, piasków szklarskich

oraz surowców ceramiki budowlanej służących do produkcji cegieł, dachówek i innych wyrobów tzw. ceramiki czerwonej. Zmniejsza się rola podziemnej eksploatacji gipsu i anhydrytu. W przeciwieństwie do większości rud metali surowce skalne nadal odgrywają i będą odgrywać ważną rolę ekonomiczną i to w skali nie tylko regionu, ale całego kraju.

Trasa przewodnika została podzielona na 10 odcinków, które przebiegają przez rejony o odmiennej tematyce geologicznej i górniczej. Odrębność i specyfika poszczególnych rejonów znalazły swoje odbicie w jego nazwie. W obrębie każdego rejonu omówiono najważniejsze, wybrane punkty dokumentacyjne oznaczone literami PD i kolejnym numerem. W tekście znajdziemy również uwagi dotyczące dojazdu do tych punktów. Nie wszystkie punkty są obiektami geologicznymi, czasem są to obiekty pogórnice, pomniki, stare wyrobiska czy hałdy.

Nadrzędną ideą przewodnika było połączenie informacji geologicznej z historią wielowiekowego dziedzictwa górnictwa i kultury materialnej Dolnego Śląska.

Czas wyjechać na trasę!

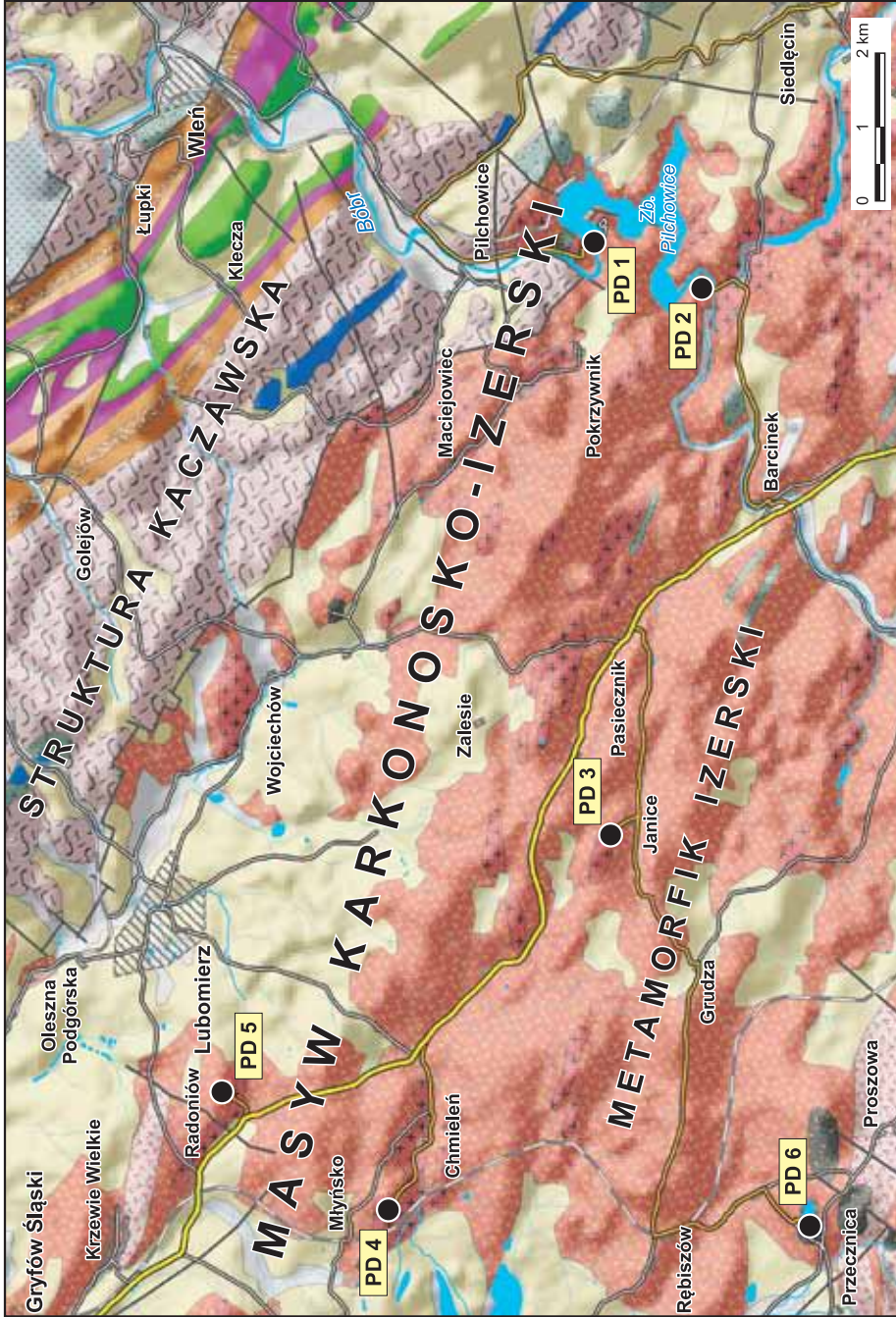
## 1 Spojrzenie w głąb skorupy ziemskiej

### Stara Kamienica–Lubomierz–Gryfów Śląski

Naszą sudecką wyprawę geoturystyczną rozpoczynamy w Jeleniej Górze, pięknym mieście położonym w Kotlinie Jeleniogórskiej, u stóp wyniosłego pasma Karkonoszy. Sama Kotlina Jeleniogórska leży w obrębie plutonu granitowego Karkonoszy, w jego części obniżonej wzdłuż uskoku. Od północy kotlina jest ograniczona pasmem Gór Kaczawskich reprezentowanymi przez widoczne z centrum miasta góry, Szybowcową i Srebrną, wchodzącymi w skład Grzbietu Małego. Budowę geologiczną rejonu można przestudiować na niezwykle ciekawym obiekcie dydaktycznym – profilu geologicznym, który znajduje się w jeleniogórskim parku miejskim na Wzgórzu Kościuszki. Zbudowano go w 1902 r. ze skał naturalnych występujących w Sudetach i ułożonych tak, żeby odtworzyć ich rzeczywisty układ w strukturze geologicznej. Ten poniemiecki obiekt, poddany renowacji, daje ogólny obraz geologii Sudetów Zachodnich i pozwala przyjrzeć się ogromnej różnorodności skał występujących w tym rejonie.

W Jeleniej Górze warto zboczyć z głównej trasy przewodnika i wybrać się przez Siedlęcín, w stronę Jeziora Pilchowickiego (fig. 7). Na północny zachód od Wzgórza Krzywoustego rozpoczyna się malowniczy przełom doliny rzeki Bóbr. Jego początkowy wąski odcinek, gdzie dno doliny jest niewiele szersze niż koryto rzeki, jest nazywany Borowym Jarem. Bóbr rozcina w tym miejscu skały krystaliczne, tworząc przełom o stromych zboczach, zamknięty zaporą spiętrzającą





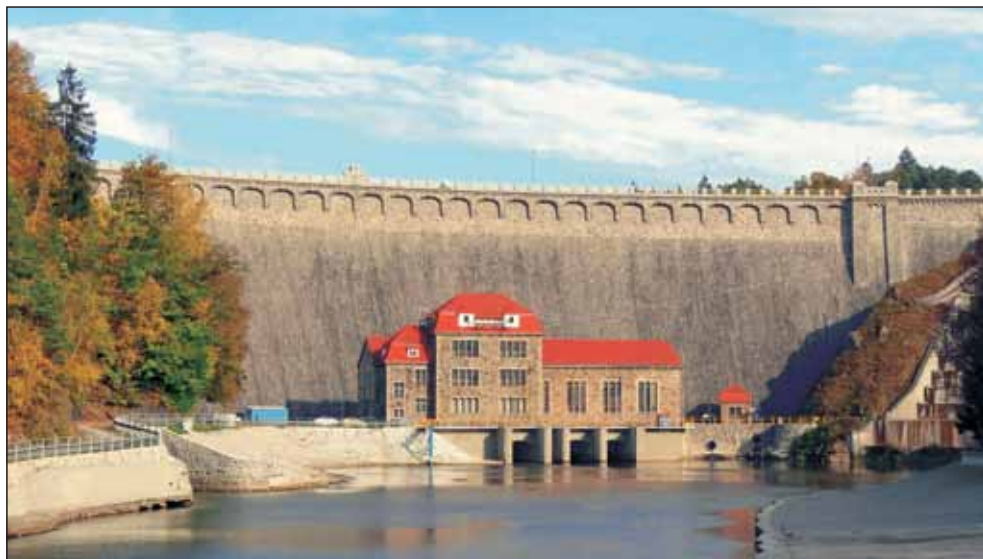
**Fig. 7.** Mapa geologiczno-turystyczna rejonu 1 – Stara Kamienica–Lubomierz–Gryfów Śląski

Jeziro Modre. Wzdłuż jego koryta prowadzi żółty szlak turystyczny z Jeleniej Góry do Siedlęcina, zielony natomiast – południowym zboczem wzniesienia Siodło (464 m n.p.m.) tuż ponad doliną. Odslaniają się tu liczne skałki o rozmaitych kształtach – strzeliste baszty, ambony, a także dłuższe odcinki skalnych murów. Zbudowane są z ortognejsów i gruboziarnistych granitów należących do północnej części masywu karkonosko-izerskiego. Wzgórza otaczające dolinę Bobru osiągają wysokości od 300 do ponad 450 m n.p.m., a bezpośrednie przewyższenia nad doliną sięgają 120 m. Przełom powstał w okresie zlodowaceń plejstocenijskich, w wyniku silnej erozji wgłębnej wód rzecznych i podlodowcowych, wykorzystujących zarówno strukturę podłoża skalnego, zwłaszcza przebieg uskoków, jak i stare przepływy rzeczne jeszcze z okresu przedlodowcowego. Z geologicznego punktu widzenia dolina Bobru przecina skały krystaliczne północnej części masywu karkonosko-izerskiego oraz południowej części struktury kaczawskiej. Między tymi dwoma jednostkami przebiega jeden z najważniejszych uskoków sudeckich – główny uskok śródsudecki. Odcinek doliny Bobru między Jelenią Górą a Siedlęcinem jest bardzo malowniczy. Na brzegach jeziora w licznych skałkach występują gruboziarniste, bezkierunkowe granity zbudowane z kwarcu, skaleni i muskowitu, o charakterystycznej, sinoszarej barwie nadawanej przez ziarna kwarcu. W wielu miejscach granity te przechodzą płynnie w ortognejsy. Między poszczególnymi odmianami ortognejsów obserwuje się przejścia stopniowe, co dowodzi, że są one wynikiem jednej, ciągłej deformacji.

W Siedlęcinie warto zwiedzić Wieżę Książęcą położoną nad rzeką Bóbr. Jest to przykład średniowiecznej warowni typu „mieszkalnej wieży”, które były popularne w XIV i XV w. Z geologicznego punktu widzenia ciekawe są mury wieży pochodzącej z XIV w., które są zbudowane z różnej wielkości bloków gnejsów, granitów izerskich i amfibolitów, czyli materiału lokalnego. Obramowania okien i portale są wyrzeźbione z piaskowców kredowych. W budynku mieści się Muzeum Wieży Książęcej.

W Siedlęcinie, po opuszczeniu doliny Bobru, wyruszamy na północ w stronę Pilchowic. W odległości ok. 2 km od centrum Pilchowic znajduje się jezioro zaporowe, które powstało w latach 1904–1912 po wybudowaniu zapory wodnej spiętrzającej wody na rzece Bóbr. Długość Jeziora Pilchowickiego wynosi ok. 7,5 km, a szerokość dochodzi miejscami do 2 km, czyniąc je największym zbiornikiem wodnym w Sudetach Zachodnich o ciągłych zmianach poziomu wody, dochodzących nawet do 7 m.

Przy zaporze (PD 1) (fot. 1) jest widoczna skałka sinoszarych ortognejsów izerskich o wysokości 12 m. Różowo-szare, warstewkowe, drobnoziarniste ortognejsy odslaniają się także poniżej zapory na północnym zboczu doliny Bobru. Samą zaporę zbudowano z foremnych bloków granitu strzegomskiego, a znajdujący się pod nią budynek elektrowni powstał z bloków ortognejsów izerskich. Dzisiaj hydroelektrow-



**Fot. 1.** Budynek elektrowni przed zaporą spiętrzającą wody Jeziora Pilchowickiego (fot. J. Pacuła)

nia nadal produkuje energię elektryczną, a zapora pełni również funkcje przeciwpowodziowe.

Obserwowane w pobliżu zapory skały krystaliczne należą do metamorfiku izerskiego, który odsłania się na przestrzeni 1,5 km wzdłuż południowego odcinka doliny Bobru. W kierunku północnym od zapory można napotkać epimetamorficzne skały struktury kaczawskiej. Odsłaniają się one w zboczu drogi prowadzącej z Pilchowic nad jezioro. Są to głównie fyllitowe łupki serycytowo-chlorytowe, o cienkopłytkowej oddzielności, z udziałem albitu i kalcytu. Występują w nich wkładki białych wapieni krystalicznych. Cała seria przebiega w kierunku NW–SE. Na mapie geologicznej jest widoczny skomplikowany przebieg kontaktu izersko-kaczawskiego i wzajemne zazębianie się skał obu jednostek. Taka struktura jest wynikiem deformacji przesuwczych wzdłuż uskoku śródsudeckiego, które, jak wynika ze szczegółowych badań, miały zmienny charakter lewo- i prawostronny. Przesunięcia te odbywały się w coraz płytszych poziomach skorupy ziemskiej, z czym wiążą się objawy coraz bardziej kruchych deformacji typu kataklazy i zbrekcjowania. Na wschód od Zapory Pilchowickiej (1 km w linii prostej) nad odnogą jeziora zaporowego znajduje się piękny, kratownicowy most kolejowy wsparty na granitowych podporach.

Po wycieczce nad Jezioro Pilchowickie wracamy do Jeleniej Góry i kontynuujemy naszą wyprawę geoturystyczną, wyjeżdżając z miasta drogą krajową nr 30 w kierunku Gryfowa Śląskiego. Biegnie ona przez pagórkowate Pogórze Izerskie, gdzie wzniesienia, sięgające 400–500 m n.p.m., są zwykle zalesione. W podłożu,



które odsłania się spod utworów czwartorzędowych na zboczach wzgórz, występują skały metamorfiku izerskiego tworzące często skałki o nazwach własnych. Przeważnie są one zbudowane z gruboziarnistych i porfirowatych, bezkierunkowych granitów izerskich, które, jako bardziej odporne na wietrzenie, tworzą wyodrębniające się skałki. W granitach można dostrzec strefy zbudowane ze skał drobniej ziarnistych o wyraźnie ukierunkowanej, soczewkowej i laminowanej teksturze – to ortognejsy izerskie. Mają one ten sam skład mineralny i chemiczny, a różnią się tylko obecnością różnie wykształconych struktur mylonitycznych. Mylonityzacja była procesem długotrwałym, który rozpoczął się jeszcze we wczesnym paleozoiku (ok. 400 mln lat temu), a zakończył przed intruzją granitów karkonoskich (320 mln lat). W skali szczegółowej mapy geologicznej między Barcinkiem a Chmieleniem granity porfirowate występują w formie wyciągniętych soczew o wymiarach kilkuset do  $1,0 \times 0,5$  km w obrębie gnejsów oczkowo-słojowych. Mimo, że granity te strukturą i teksturą przypominają granity karkonoskie, różnią się od nich zarówno barwą, jak i składem mineralnym, są także starsze o prawie 200 mln lat. Taka soczewkowa struktura zarówno w skali mapy geologicznej, jak i próbki skalnej jest cechą charakterystyczną dla kompleksów skał mylonitycznych.

Z drogi nr 30 skręcamy w prawo do Barcinka, gdzie na północny wschód od centrum wsi leży malowniczy przełom Kamienicy, lewobrzeżnego dopływu Bobru. Na trasie końcowego odcinka przełomu biegnie żółty i niebieski szlak turystyczny prowadzący na górę Stanek (350 m n.p.m.). Znajduje się tu grupa skałek o nazwie Kapitański Mostek (PD 2) (fig. 7). Na szczycie skałek mieści się zabezpieczony barierkami punkt widokowy, do którego prowadzą wykute w kamieniu stopnie. Po drugiej stronie są widoczne Wysokie Skały, a u podnóża urwiska, o wysokości kilkudziesięciu metrów, wije się przełomowa rzeka Bóbr. Skałki są zbudowane z szarych porfirowatych granitów dwuływczykowych. W drobnoziarnistym tle skalnym złożonym z sinoniebieskiego kwarcu, czarnego biotytu oraz jasnego muskowitu, są widoczne duże kryształy skalenia potasowego (mikroklinu) o średnicy ok. 5–7 cm.

Z Barcinka wracamy na drogę nr 30, z której skręcamy w lewo w drogę lokalną do wsi Janice. Na północ od wsi, w odległości 600 m, przy niebieskim szlaku rowerowym, na szczycie płaskiego wzgórza leżą rozpadające się na bloki Czartowskie Skały (PD 3) (fot. 2). Występują tu szare, porfirowe granity izerskie. Na średnioziarnistym tle złożonym z ziaren plagioklazów i sinego kwarcu występują tabliczkowate, czasem owalne tzw. fenokryształy skalenia potasowego (mikroklinu) do 5–10 cm długości. Na niektórych powierzchniach jest widoczne kierunkowe ułożenie dłuższych osi skaleni. Może to być efekt ruchu magmy granitowej w czasie intrudowania w kambrze, ok. 505–510 mln lat temu. W jednym z bloków występują ortognejsy oczkowe i soczewkowo-słojowe, w których duże soczewkowe ziarna skaleniowe są płynnie otoczone przez agregaty kwarcowo-plagioklazowe i ływczy-



**Fot. 2.** Janice, Czartowskie Skály – odkrywka porfirowych granitów iżerskich (fot. J. Pacuła)

kowe. Tym samym, wskutek deformacji mylonitycznej, fenokryształy zostały przekształcone w tzw. porfiroklasty.

Następny punkt dokumentacyjny (PD 4) leży na zachód od Chmielenia przy drodze w stronę Młyńska. Jest to stary, zarośnięty kamieniołom (fot. 3), w którego ścianie północnej odsłaniają się szare, porfirowate granity iżerskie. W południowo-zachodnim narożu łomu występują granity bardzo drobnoziarniste, ciemnoszare, na tle skalnym są widoczne ziarna skaleni do 1,5 cm długości, gniazda kwarcowe oraz blaszki biotyту do średnicy 1 cm. Występują w nich strefy, w których skała nabiera tekstury ukierunkowanej, przechodząc w gnejsy warstewkowo-soczewkowe. Jest to proces typowy dla metamorfiku iżerskiego.

Z Chmielenia kierujemy się do wsi Radoniów, leżącej po drugiej stronie szosy do Gryfowa Śląskiego. Na wschodnim skraju wsi, w obrębie kompleksu ortognejsów iżerskich, stwierdzono w latach 50. XX w. występowanie złoża rud uranu – Radoniów (PD 5).

Kilka innych wystąpień mineralizacji uranowej lub anomalii radiometrycznych, lecz bez znaczenia surowcowego, stwierdzono w Giebułtowie, Proszówce i Gryfowie Śląskim. Skałami, w których pojawia się mineralizacja uranowa są różne odmiany strukturalno-teksturalne gnejsów iżerskich. Najczęściej są to gnejsy gruboziarniste.

Złoże uranu w Radoniowie odkryto w 1952 r. na podstawie zdjęcia radiometrycznego. Anomalie radiometryczne w okolicach Radoniowa, 5 km na południowy



**Fot. 3.** Chmielęń – skałka ortognejsów izerskich, fragment starego kamieniołomu (fot. J. Pacuła)

wschód od Gryfowa Śląskiego, rozpoznano dzięki rowom i otworom wiertniczym. Na głębokości 33 m napotkano strefę tektoniczną, w obrębie której natężenie promieniowania sięgało 2200 R/godz. Strefę tę udostępniono przez szyb, który w 1954 r. stał się bazą kopalni uranu.

Skały otaczające strefę uranonośną są reprezentowane przez łupki łyszczykowo-chlorytowe pasma łupkowego Złotnik Lubańskich, zwanego również pasmem złotnickim, od południa ograniczonego przez strefę leukognejsów. W otoczeniu skał pasma występują skały kompleksu ortognejsowego reprezentowane przez gnejsy oczkowe i warstewkowe. Mineralizacja uranowa występuje w brekcji tektonicznej związanej ze strefą tektoniczną i w różowych granitognejsach. Stwierdzono tu występowanie takich minerałów, jak: smółka uranowa, torbernit, autunit, uranocircyt, oellacheryt, piryty, markasyt, hematyt, limonit, rzadko galena, ponadto występuje tu fluoryt, kalcyt i kwarc żyłowy. Mineralizacja pojawiała się w formie gniazd lub



w postaci żyłek z fluorytem. Średnia zawartość uranu w rudzie wynosiła 1000 do 2000 g/t. Zasoby geologiczne złoża, określone na 342 tony metalu zostały wyeksploatowane. Współcześnie rejon dawnej eksploatacji nie zachował istotnych jej śladów z wyjątkiem niewielkich, zarosniętych hałd na zboczu wzgórza Głębiec (421 m n.p.m.) na wschód od wsi. Radoniów jest więc dziś jedynie miejscem historycznym.

Poza zasadniczą trasą przewodnika na południe od Rębiszowa leży dawny, nieczynny już dziś kamieniołom bazaltów (fot. 4) oznaczony na mapach turystycznych jako Odarte Skały (PD 6). Na południe od tego obiektu leży czynny kamieniołom. Odkrywka bazaltów, o nieregularnej oddzielności słupowej o grubości słupów 0,5 do nawet 0,8 m, jest widoczna w północnej i zachodniej części obszernego wyrobiska. W bazaltach tkwią porwaki białych leukogranitów wyniesionych przez lawę z podłoża. Na powierzchniach spękań w bazaltach są widoczne polewy kalcytowe i zeolitowe świadczące o krążeniu w pokrywie bazaltowej w końcowej fazie erupcji gorących roztworów. Dawne wyrobisko jest obecnie wykorzystywane do zrzutu wód zanieczyszczonych zawiesiną pozostałą po kruszeniu bazaltów w czynnym kamieniołomie. Kaskadowy system spływania wód pozwala na stopniowe osadzanie się zawiesiny, a woda gromadzi się w stawie na najniższym poziomie wyrobiska.



**Fot. 4.** Odarte Skały – ściana skalna w północnej części wyrobiska bazaltów, oddzielność słupowa układająca się łukowo (fot. J. Pacuła)

## 2 Bazaltowy świat

Leśna–Lubań

Z Radoniowa jedziemy do Gryfowa Śląskiego, a stąd bocznymi drogami w stronę Złotnik Lubańskich i Leśnej. Rejon Leśna–Lubań jest położony w zachodniej części Pogórza Izerskiego. Zanim jednak wkroczymy w „bazaltowy świat” Ziemi Lubańskiej warto jest przejechać równoleżnikowy przełom Kwisy na wschód od Leśnej, który wykorzystano do budowy dwóch zbiorników zaporowych – Złotnickiego i Leśniańskiego (fig. 8). Cały ten odcinek nadaje się idealnie do obserwacji krystalicznych skał podłoża metamorfiku izerskiego: granitów, granodiorytów i ortognejsów. Szosy między Leśną a Gryfowem biegną równolegle do brzegów obu jezior, w pewnej od nich odległości, natomiast szlaki turystyczne przebiegają bezpośrednio wzdłuż ich północnych brzegów: niebieski – przy Jeziorze Leśniańskim, czerwony – wzdłuż Jeziora Złotnickiego. Cała trasa wzdłuż obu zbiorników zaporowych jest niezwykle atrakcyjna zarówno pod względem wido-kowym, jak i geologicznym. Odsłaniają się tu w licznych skałkach ortognejsy izerskie różnych odmian, przecinane przez żyły diabazów i amfibolitów. Przy wąskiej drodze asfaltowej, biegnącej od strony Złotnik Lubańskich w stronę zapory Jeziora Złotnickiego, występują piękne skałki ortognejsów izerskich o wysokości przekraczającej często 10 m. W skałkach tych w dwóch miejscach wykuto krótkie tunele (PD 7) (fot. 5). Jeden z nich wybudowano z wykorzystaniem wielkiej i równej powierzchni spękania, nachylonej ku północnemu wschodowi pod kątem 60°. Wśród ortognejsów dominują odmiany oczkowe i soczewkowe przechodzące stopniowo w drobnoziarniste gnejsy warstwowe. Te ostatnie są rezultatem silniejszej deformacji mylonitycznej.

Wszystkie rodzaje ortognejsów znad brzegów Jeziora Złotnickiego w pobliżu zapory mają zbliżony skład mineralny odpowiadający składowi zwykłych granitów. Największe ziarna (oczka i soczewki) w gnejsach tworzy mikroclin, z którym współwystępuje albit, natomiast w tle skały dominuje kwarc i oligoklaz oraz biotyt podkreślający strukturę kierunkową. Rzadko występują cyrkon, epidot, rutyl i allanit, trudne do odróżnienia gołym okiem. Foliacja w gnejsach przebiega w kierunku prawie równoleżnikowym i zapada ku N i NW pod kątem 60°. Na jej powierzchniach jest widoczne linijne ułożenie zespołów minerałów, tzw. lineacja, w niektórych miejscach wykształcona w postaci prętów skaleniowo-kwarcowych, nachylonych w kierunku północno-zachodnim. Lineacja taka wyznacza kierunek ruchu mas skalnych w trakcie deformacji. Analiza typu i kierunków struktur linijnych w skałach metamorficznych umożliwia geologom odtwarzanie przebiegu procesów deformacji, a przy wykorzystaniu badań petrologicznych i radiometrycznych – także wieku oraz warunków ciśnieniowo-temperaturowych, w jakich one przebiegały. W efekcie takich badań okazało się, że ortognejsy powstały w wyniku deformacji

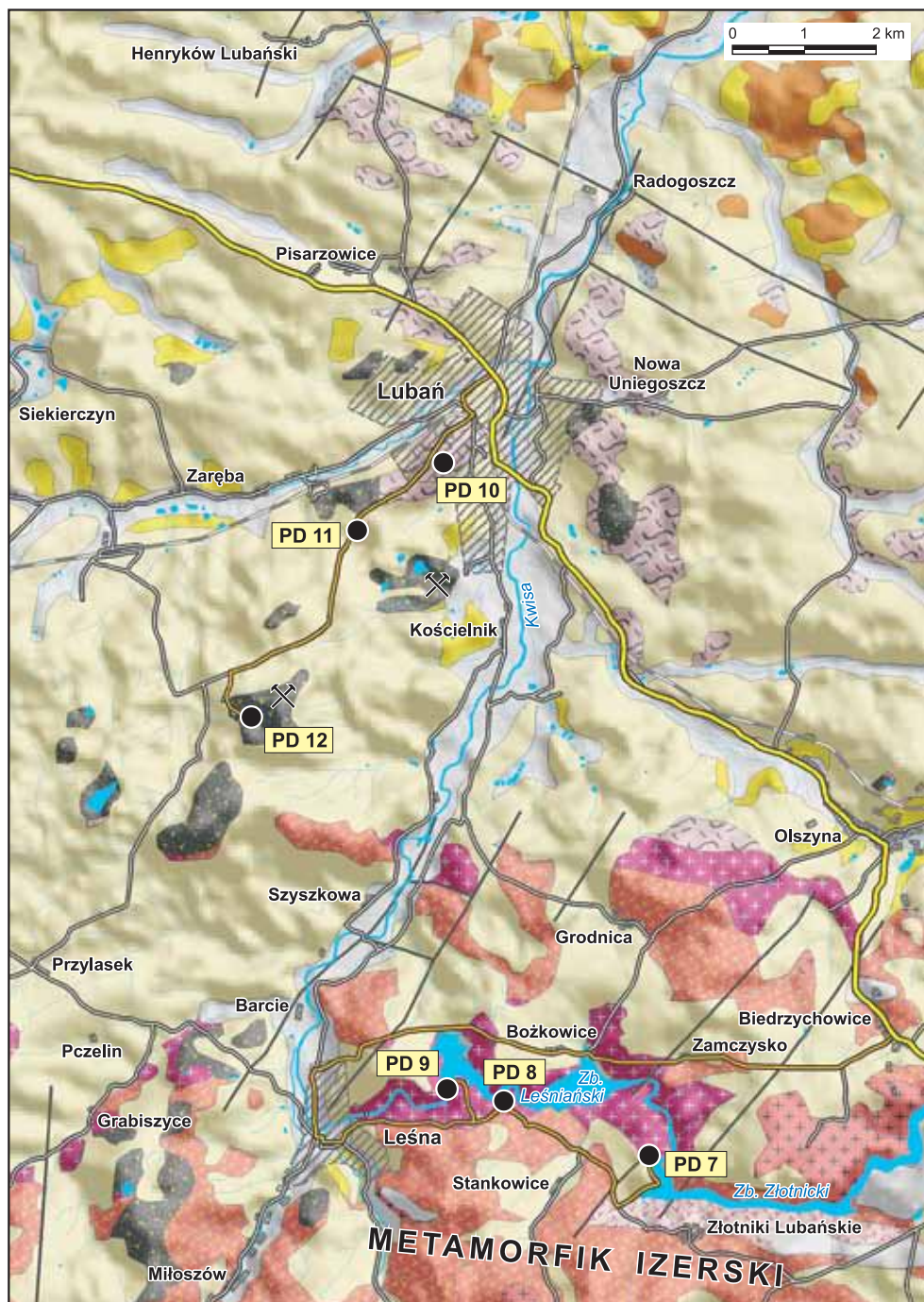


Fig. 8. Mapa geologiczno-turystyczna rejonu 2 – Leśna–Lubań





**Fot. 5.** Droga nad Jeziorem Złotnickim – tunel wykuty w ortognejsach izerskich  
(fot. J. Pacuła)

porfirowatego granitu izerskiego, która w pierwszym etapie polegała na rozciąganiu całego masywu w warunkach facji zieleńcowej, tj. w temperaturze 350–400°C przy ciśnieniu 3,5–4,0 kb, a następnie, już w płytszych poziomach skorupy, na ruchach przesuwczych wzdłuż równoleżnikowo zorientowanych powierzchni ścinań. W ortognejsach tkwią żyły (dajki) maficzne – diabazowe, zbudowane z aktynolitu, chlorytu i albitu, a niekiedy amfibolitowe (hornblenda, oligoklaz i biotyt). Żyły te przeszły deformację razem z otaczającymi skałami, a więc są od niej starsze.

Wzdłuż południowego odcinka Jeziora Złotnickiego, gdzie przebiega żółty szlak turystyczny, pojawiają się odkryvky drobnoziarnistych, szarych łupków o fylitowym połysku, zbudowanych z muskowitu, chlorytów i kwarcu. Niekiedy pojawiają się w nich większe blaszki biotyty. Skały te tworzą pasmo Złotnik Lubańskich, jedno z czterech pasm łupkowych wśród gnejsów izerskich, reprezentujących fragmenty dawnej osłony granitów i granodiorytów izerskich.

Zapora Jeziora Złotnickiego, zbudowana w latach 1919–1924, spiętrza wody Kwisy tworząc zbiornik o powierzchni 125 ha i długości ponad 8 km. Zapora ma 27,5 m wysokości, 168 m długości, 5 m grubości w koronie i 27 m w podstawie, została osadzona na ortognejsach izerskich, zbudowana z bloków ortognejsów i gra-

nitów izerskich, jej korona natomiast jest betonowa. Taki sam materiał skalny wykorzystano do budowy budynku elektrowni.

Ponad Jeziorem Leśniańskim, na jego południowym brzegu, w wyjątkowo malowniczym miejscu stoi imponujący rozmiarami i ciekawą architekturą Zamek Czocha (PD 8). Powstał w latach 1241–1247, jako warownia na granicy ówczesnego Śląska i Łużyc, przeszedł różne koleje losu i był wielokrotnie przebudowywany. W XVI w. w wyniku jednej z takiej przebudowy, powstała rezydencja renesansowa, której charakter architektoniczny zachował się do dziś. Zamek Czocha (fot. 6) jest zbudowany głównie z miejscowego materiału skalnego – słabiej obrobionych i różnych rozmiarów bloków ortognejsów izerskich, rzadziej prawie bezkierunkowych granitów izerskich, sporadycznie bazaltów i łupków krzemionkowych. Obramowania okien i drzwi wykonano z piaskowców górnokredowych sprowadzanych z odległości ok. 20 km, z obszaru niecki północnosudeckiej.

Zaporę wodną Jeziora Leśniańskiego (fot. 7) zbudowano w latach 1901–1905 (PD 9). Ma ona 36 m wysokości oraz 8 m szerokości w koronie i 38 m u podstawy zapory. Zbiornik wodny o długości 7 km ma teoretyczną objętość 15 mln m<sup>3</sup> i powierzchnię 140 ha. Zapora jest posadowiona na typowych ortognejsach izerskich. Ortognejsy soczewkowe odsłaniają się przy drodze do zapory oraz w skałkach u podstawy jej brze-



Fot. 6. Zamek Czocha (fot. A. Ichnatowicz)



**Fot. 7.** Widok z zapory wodnej Jeziora Leśniańskiego na przełomową dolinę Kwisy. Widoczne skałki ortognejsów izerskich, na których posadowiono zaporę (fot. J. Pacuła)

nych części. Są to skały średnio- i gruboziarniste, szare, zbudowane z soczewkowatych „oczek” skaleniowych i skaleniowo-kwarcowych o rozmiarach do 1,5–2,0 cm. Soczewki te są rozdzielane przez warstewki zbudowane ze skaleni, kwarcu oraz lyszczyków reprezentowanych przez przeważający biotyt i podrzędny muskowit. Pod względem mineralogicznym skalenie to plagioklasy (głównie oligoklaz) oraz mikroklin i wtórny albit. Kwarc wykazuje często objawy deformacji sieci krystalicznej, która jest odpowiedzialna za – obserwowane gołym okiem – sinoniebieskie zabarwienie jego ziaren. Ułożenie agregatów mineralnych wyznacza tzw. foliację skały, która w okolicach zapory jest nachylona dość jednostajnie ku NNE pod kątem 50–60°.

Ortognejsy izerskie na brzegach Jeziora Leśniańskiego powstały ponad 500 mln lat temu. Gnejsy z okolic zapory są stosunkowo ubogie w kwarc, prawdopodobnie więc skałami wyjściowymi były granodioryty, a nie zwykłe granity.

Samą zaporę zbudowano z granitów strzegomskich, natomiast budynki elektrowni przy zaporze – z foremnych bloków ortognejsowych. Zastosowanie tego materiału skalnego, obecnie niewykorzystywanego, świadczy o jego eksploatacji i stosowaniu w budownictwie przez Niemców na przełomie XIX i XX w. Elektrownia poniżej zapory, pracująca od 1907 r., jest najstarszą czynną elektrownią wodną w Polsce.



Ciekawostką jest, że skały metamorfiku izerskiego były przez długie lata przedmiotem gorącej dyskusji naukowej polskich geologów. W czasach przedwojennych niemieccy geolodzy, należący wówczas do naukowej elity europejskiej (Cloos, Berg, Bederke i in.), nie mieli wątpliwości co do genezy ortognejsów – miały powstać przez deformacje granitów. W latach 50. XX w. w dyskusję włączyli się niektórzy przedstawiciele polskiej geologii. Na fali modnej wówczas koncepcji metasomatozy oraz naturalnego po wojnie przeciwstawiania się wnioskowi niemieckiej geologii, grupa wybitnych polskich geologów zaczęła forsować nową ideę – że nie gnejsy miały powstawać kosztem granitów, lecz odwrotnie – granity kosztem gnejsów. Proces ten miał odbywać się poprzez rekrytalizację gnejsów i wzbogacanie ich w wędrujące w stanie stałym jony potasu i sodu (metasomatoza), co wywoływało zacieranie ukierunkowanej tekstury gnejsów. Dopiero nowe metody geochemiczne i izotopowe pozwoliły na ostateczne odrzucenie tej koncepcji. Dziś jest pewne, że ortognejsy izerskie powstały kosztem granitów. Dyskusja ta była jednak bodźcem do nowych badań i przyniosła sporo osiągnięć. Jest także przykładem tego, że prawdy naukowej nie da się ukryć.

Po zwiedzeniu przełomu Kwisy jedziemy ku północy w stronę Lubania, wkraczając w „bazaltowy świat”. Podłoże skalne w rejonie Lubania jest zbudowane ze słabo zmetamorfizowanych skał kaczawskich reprezentowanych głównie przez fylity – drobnoziarniste, intensywnie złupkowane skały zbudowane z serycytu, kwarcu, chlorytów, czasem z domieszką albitu. Najważniejszą jednak formacją skalną rejonu Lubania są bazalty i inne skały pochodzenia wulkanicznego, takie jak tufy, brekcie wulkaniczne i spływy piroklastyczne. Skały te powstały w okresie oligocen–miocen (30–15 mln lat temu) w wyniku przetopienia materiału górnego płaszczu Ziemi na głębokości ok. 50–60 km, w warunkach rozciągania skorupy i wykorzystania przez podnoszące się magmy nieciągłości tektonicznych.

Magma bazaltowa odznacza się maficznym składem, co powoduje, że ma niską lepkość, wysoką temperaturę ok. 1200°C i dużą ruchliwość. Dzięki takim cechom szczelinowe wylewy law bazaltowych na powierzchnię zachodzą na ogół spokojnie.

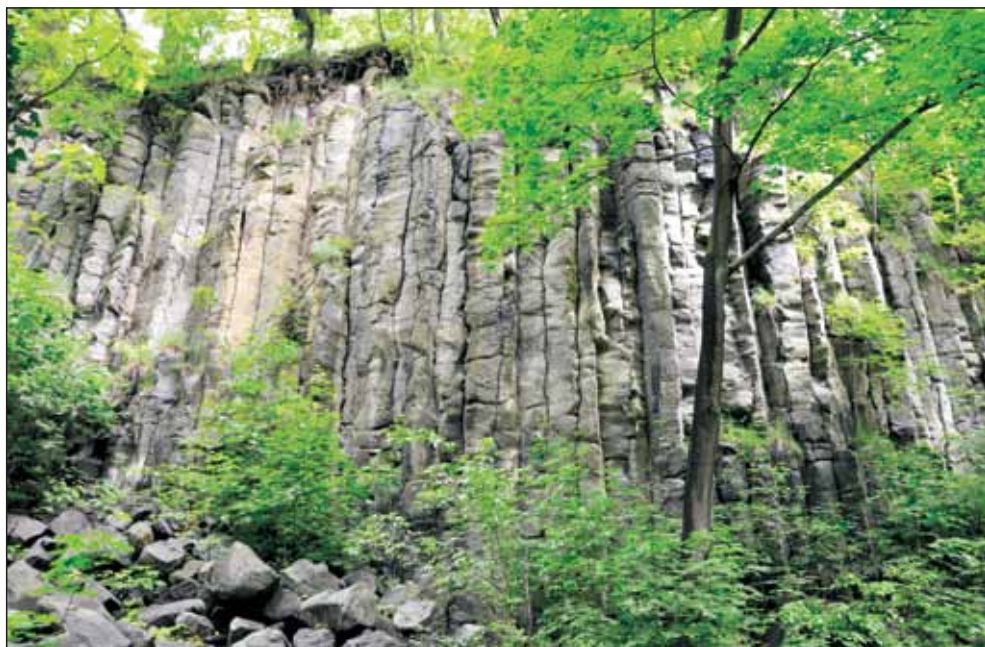
W rejonie Lubania mamy do czynienia z fragmentami potężnych pokryw lawowych i resztkami kominów wulkanicznych. Ich współczesne rozmiary świadczą wymownie o potędze kenozoicznego wulkanizmu w ewolucji tego regionu. Prawdopodobnie lubańska pokrywa wulkaniczna łączyła się z fragmentami pokryw w okolicach Leśnej. Bazalty są tu ułożone w linii o kierunku NNE–SSW, która nawiązywała prawdopodobnie do głębokiego pęknięcia skorupy ziemskiej sięgającego aż do górnego płaszczu. Najciekawszymi obiektami godnymi obejrzenia są czopy wulkaniczne wypełniające kominy dawnych stożków bazaltowych, które zostały wypreparowane ze skał otoczenia. Takimi obiektami są m.in. Stożek Światowida i Stożek Perkuna między Grabiszycami a Miłoszowem na zachód od Leśnej oraz wiele innych. W bezpośrednim otoczeniu Lubania działają cztery czynne kamieniołomy bazaltu i szereg obiektów,

w których eksploatację zakończono. Dlatego też największa w Polsce płyta bazaltowa Lubania, która jest ważnym zagłębieniem bazaltowym w skali całego kraju, jest jednocześnie dobrym poligonem do zapoznania się z petrologią i strukturami bazaltów.

Najbardziej znanym i uczęszczanym odsłonięciem fragmentu pokrywy bazaltowej jest wzniesienie zwane Kamienną Górą, położone w Lubaniu (PD 10). Współcześnie jest to bardzo malowniczy park miejski, założony w I połowie XIX w., wpisany do rejestru zabytków. Przez teren parku prowadzi interesująca ścieżka turystyczno-dydaktyczna, przy której znajdują się tablice informacyjne. Ciekawym miejscem w parku jest tzw. kocioł, czyli stary kamieniołom bazaltu (fot. 8). Odsłaniają się tu piękne, regularne słupy bazaltu bogatego w nefelin, czyli nefelinitu o wysokości ok. 9–15 m. Z uwagi na walory geologiczne w 1983 r. łom uznano za pomnik przyrody.

Na obszarze parku występuje wiele cennych drzew i innych roślin, w tym klon, jawor, buk pospolity, tulipanowiec amerykański, dąb strzepolistny, orzesznik siedmiopłatkowy, dąb szypułkowy, bluszcz pospolity oraz paprocie. Ze wschodnich zboczy wyniesienia roztacza się widok na Karkonosze i Góry Izerskie. W pobliżu góry występują budynki interesujące pod względem architektury.

Około 1 km na południe od Kamiennej Góry w Lubaniu leży kamieniołom Księginki I (fot. 9) należący do Łużyckiej Kopalni Bazaltu. Pod względem powierzchni



**Fot. 8.** Nieczynny kamieniołom bazaltów na Kamiennej Górze w Lubaniu – piękny przykład oddzielności słupowej (fot. A. Ichnatowicz)



**Fot. 9.** Panoramiczna fotografia kamieniołomu bazaltów Księginki I w Lubaniu  
(fot. J. Pacuła)

jest to największa odkrywkowa kopalnia bazaltu w Polsce, teren górniczy wynosi prawie 4 km<sup>2</sup>. Rozległy widok na kopalnię w kierunku ESE otwiera się z wąskiej szosy z Lubania do wsi Przyłasek, biegnącej przez Lubański Wielki Las. Przy krańdzi kamieniołomu jest usytuowana tablica informacyjna przystanku na ścieżce dydaktycznej (PD 11). Widać stąd rozległe wyrobisko o czterech poziomach wydobywczych, gdzie w ścianach można zobaczyć bazalty nefelinowe (nefelinity). Tworzą one trzy poziomy lawowe przedzielone pokładami tufów i brekcji wulkanicznych odpowiadającym kolejnym fazom erupcji. Aby zobaczyć je z bliska, trzeba mieć pozwolenie na wejście na teren kopalni (uzyskać je można przy wjeździe do kopalni od wschodu, od strony dzielnicy Lubania-Księginki). Same nefelinity to bazalty zbudowane z klinopiroksenów (pirokseny krystalizujące w układzie jednoskośnym) i nefelinu w drobnoziarnistym tle skały oraz fenokryształów klinopiroksenów i oliwinu. Cechą charakterystyczną nefelinitów z Księgiek jest występowanie w nich porwaków (ksenolitów) skał pochodzących z płaszcza Ziemi. Są to fragmenty perydotytów i piroksenitów, czyli skał ultramaficznych zbudowanych z ortopiroksenów (pirokseny krystalizujące w układzie rombowym), oliwinów i spineli w tym pierwszym wypadku i klinopiroksenów. Badania takich porwaków umożliwiają odtwarzanie budowy i struktury górnego płaszcza Ziemi, ponieważ pochodzą one z głębokości rzędu 50–80 km.

Na ścianach poszczególnych poziomów wydobywczych jest widoczna słupowa oddzielność bazaltów zwana także ciosem termicznym, ponieważ powstaje w wyniku ochładzania się potoków lawowych i kurczenia się stygnącej lawy. Regularność wykształcenia słupów w poszczególnych poziomach jest zróżnicowana. Na dnie kamieniołomu jest widoczny zbiornik wodny. Przemysłową eksploatację bazaltu rozpoczęto tutaj w latach 1903–1906. Wydobyć wznowiono po II wojnie światowej i od tego momentu kopalnia stała się jednym z głównych dostawców kamienia drogowe-

go w Polsce. W 2012 r. zasoby złoża wynosiły ponad 15 mln ton przy rocznej produkcji rzędu 0,9 mln ton.

Jadąc tą samą drogą przez Lubański Las w kierunku południowo-zachodnim skręcamy po ok. 3 km w drogę leśną na wschód do czynnego kamieniołomu bazaltu na Bukowej Górze (PD 12). Wielki kamieniołom o trzech poziomach eksploatacyjnych założono na złożu o zasobach ponad 96 mln ton. Rocznie wydobywa się tu prawie 1 mln ton. Na terenie kopalni istnieje zakład przeróbczy, w którym produkuje się różny asortyment kamieni łamanych – tłuczni i grysów. Na ścianach skalnych (fot. 10) o wysokości od kilkunastu do 20 m są widoczne nefelinity o wyraźnej oddzielności słupowej. Słupy o średnicach od 0,25 m do 1,5 m są przeważnie ustawione pionowo, choć znaleźć można także młodsze od głównej pokrywy wulkanicznej kominy (neki) bazaltowe, w obrębie których obserwuje się wachlarzowate ułożenie słupów. Na terenie Bukowej Góry przewiercono niegdyś 117-metrową warstwę wulkanitów w trzech kolejnych pokrywach lawowych, co jest rekordem wśród bazaltów Ziemi Lubańskiej. Wstęp do kamieniołomu wymaga zgłoszenia się do dyrekcji kopalni i uzyskania zgody właściciela. Zwykle zwiedzającym towarzyszy pracownik zakładu.



**Fot. 10.** Kamieniołom bazaltu na Bukowej Górze – ściana skalna z widoczną oddzielnością słupową w nefelinitach (fot. J. Pacuła)



## 3 Prastare skały Łużyc

### Zgorzelec

Z Lubania jedziemy drogą krajową nr 30 do Zgorzelca. W mieście tym i w jego okolicach, zarówno po polskiej, jak i niemieckiej stronie, mamy do czynienia ze skałami typowymi dla masywu Łużyc. Są to granitoidy wschodniołużyckie zwane granodiorytami zawidowskimi, o pomierzonym radiometrycznie wieku 540–580 mln lat (przełom neoproterozoiku i kambru), a więc praktycznie najstarsze granitoidy na obszarze Dolnego Śląska oraz nieco młodsze granity rumburskie. Granodioryty zawidowskie intrudowały w osłonę zbudowaną z jeszcze starszych skał osadowych formacji lużyckiej. Na terenie samego Zgorzelca możemy zapoznać się z granodiorytami zawidowskimi oraz z przeobrażonymi przez metamorfizm kontaktowy skałami formacji lużyckiej (fig. 9). Nierówna linia kontaktu przebiega w podłożu południowej części miasta w kierunku NW–SE. Na południe od niej, w strefie przełomu Nysy Łużyckiej, w parku położonym u stóp Miejskiego Domu Kultury (fot. 11) w czterech starych, mocno zarośniętych, nieczynnych już kamieniołomach (fot. 12), na



**Fot. 11.** Miejski Dom Kultury w Zgorzelcu. Przed wojną była to Górnołużycka Hala Pamięci. Zwraca uwagę piaskowcowa fasada budynku (fot. J. Pacuła)

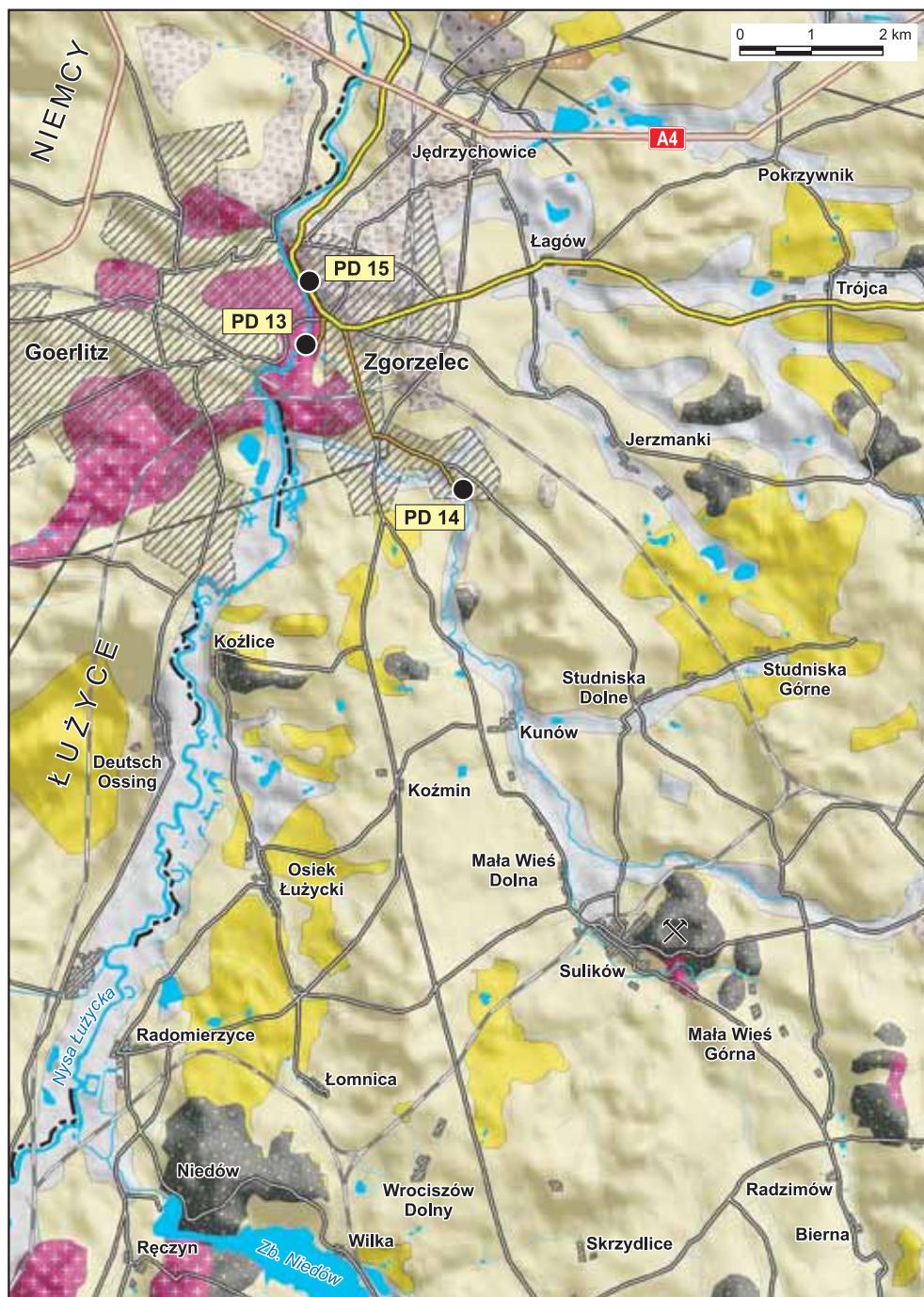


Fig. 9. Mapa geologiczno-turystyczna rejonu 3 – Zgorzelec





**Fot. 12.** Jeden z nieczynnych kamieniołomów granodiorytów zawidowskich nad Nysą Łużycką. Widoczne regularne spękania skał (fot. J. Pacuła)

przeźrzeni 350 m, pojawiają się typowe granodioryty zawidowskie z wkładkami ortognejsowymi (PD 13). W pierwszym od północy łomie, na ścianach o wysokości do 6 m, występują szare, intensywnie spękane, granodioryty średnioziarniste, nierównoziarniste, czasem porfirowate, o bezkierunkowej, masywnej teksturze. Są one zbudowane z kwarcu, plagioklazów (oligoklaz), skaleni potasowych i biotytu. Podrzędnie występują minerały wtórne, takie jak chloryty, serycyt i tytanit – tworzący się kosztem ilmenitu i rutylu. Szczegółowe badania geochemiczne i mineralogiczne pozwoliły na stwierdzenie, że granitoidy wschodniołużyckie są słabo zdyferencjonowane, co oznacza, że w czasie ewolucji magmy nie doszło do jej istotnego zróżnicowania. Temperaturę wydzielenia się stopu magmowego ze skał macierzystych określono na 800–850°C. W pierwszym łomie jest widoczne dobrze wykształcone, pionowe lustro tektoniczne przebiegające w kierunku NNE–SSW z wyraźnymi rysami ślizgowymi nachylonymi ku SEE pod kątem 70°. Tego typu struktury są wynikiem rozładowywania naprężeń tektonicznych w płytkich poziomach skorupy w warunkach deformacji sztywnej. Poszczególne bloki skalne, przesuając się względem siebie, wygładzają powierzchnię przesuwu, a rysy wskazują względny kierunek ruchu. Jeśli na lustrze tektonicznym występują także tzw. zadziory, to możliwe staje się określenie strony uskoku, w którą przesuwało się każde z jego skrzydeł. Rysy ślizgowe występują często na

powierzchniach spękań we wszystkich kamieniołomach. W północnym łomie w granitoidach tkwi 30-centymetrowej grubości żyła lamprofiru, ciemnoszarej, drobnoziarnistej skały zbudowanej ze skaleni, hornblendy i przeobrażonego augitu. Jest to jeden z lamprofirów – wogezyt – związany prawdopodobnie z magmatyzmem waryscyjskim. W środkowej części żyła jest przecięta uskokiem zapadającym ku południowemu zachodowi pod kątem  $80^\circ$  i przesunięta wzdłuż niego o ok. 40 cm. Skały żyłowe jasne – aplity i ciemniejsze – lamprofiry występują także w pozostałych łomach nad Nysą.

W kolejnych wyrobiskach o wysokości ścian 10–14 m, w granodiorytach pojawiają się wkładki gnejsowe. Jest ich coraz więcej ku południu, tak, że w ostatnim wyrobisku, zasypywanym niestety od góry śmieciami, przeważają już tylko szare gnejsy średnioziarniste. Skały gnejsowe są bardzo zróżnicowane, a przejścia do bezkierunkowych granitoidów – stopniowe. Na ogół są to gnejsy oczkowo-soczewkowe, w których warstewki łyszczykowe (biotyt i chloryty) opływają i rozdzielają soczewki, oczka i warstewki skaleni i kwarcu. Ilość skaleni jest w gnejsach zmienna, zależy od niej jaśniejsza lub ciemniejsza barwa skały. Oprócz skał gnejsowych w granodiorytach występują także partie o słabo zaznaczonej kierunkowości ułożenia składników mineralnych o charakterze granitognejsów, a także cienkie wkładki bardzo drobnoziarnistych ciemnoszarych, smużystych mylonitów. Są one zbudowane z bardzo drobnych ziaren kwarcu, rzadziej skaleni oraz smug chlorytowo-biotytowych, a także kierunkowo ułożonych igiełek rutyłu. Wszystkie te skały są typowe dla procesu deformacji mylonitycznej bezkierunkowych granitoidów, dzięki której powstają ortognejsy. Foliacja mylonityczna w ortognejsach w kamieniołomach nad Nysą przebiega przeważnie południkowo zapadając ku zachodowi pod kątem  $40^\circ$ . Podobny proces deformacji mylonitycznej jest charakterystyczny dla całego masywu izersko-łużyckiego.

W podłożu w centralnej i południowo-wschodniej części Zgorzelca występują tzw. szarogłazy łużyckie. Jest to formacja skalna dominującą na terenie Łużyc, stąd jej nazwa. Niewątpliwie jest to najstarsza formacja osadowa w Polsce dostępna na powierzchni terenu, dlatego też należy się jej szczególna uwaga. Jest złożona z różnych odmian szarogłazów, czyli piaskowców, w których obok ziaren kwarcu pojawiają się także skaleni i okruchy skał. Różne odmiany tych skał o barwie od ciemnoszarej do szarozielonej i zmiennej strukturze od psamitowej (średnioziarnistej, o ziarnach wielkości ziaren piasku) do aleurytowej (drobnoziarnistej, wielkości ziarenek mułu) tworzą wzajemnie przewarstwienia przy grubości poszczególnych warstw od 20 cm w przypadku łupków szarogłazowych do 80 cm – w szarogłazach średnioziarnistych. Takie typowe dla formacji struktury sedimentacyjne najlepiej jest obserwować w nieczynnym, lecz zagospodarowanym turystycznie, kamieniołomie w dzielnicy Ujazd (fot. 13) w południowo-wschodniej części Zgorzelca (przy ul. Widok, na skraju sztucznego zalewu Czerwona Woda) (PD 14). Jest tu widoczna



**Fot. 13.** Zgorzelec, Ujazd – kamieniołom szarogłazów łużyckich. Widoczne charakterystyczne dla formacji fliszowych warstwowanie i uławienie skał (fot. A. Ichnatowicz)

typowa dla tzw. formacji fliszowych cykliczność osadów polegająca na kolejnym powtarzaniu się w profilu serii skalnej zespołów skał o dominacji szarogłazów o grubszym i drobniejszym ziarnie. Tego typu formacje skalne tworzyły się wielokrotnie w historii Ziemi. Ich najmłodszym w Polsce reprezentantem jest dobrze znany flisz karpacki budujący Karpaty Zewnętrzne, czyli Beskidy. Skały takie powstają na ogół w szelfowych basenach morskich na przedpolu aktywnych, wypiętrzających się gór. Szarogłazy łużyckie są wynikiem takiej właśnie sedimentacji 590–560 mln lat temu, a źródłem materiału terygenicznego zaś były jeszcze starsze masywy granitoidowe.

Z kamieniołomu w Ujeździe przenosimy się do centrum Zgorzelca, gdzie skały formacji łużyckiej były penetrowane przez granodioryty zawidowskie. Skały osadowe ulegają tu metamorfizmowi kontaktowemu, czyli oddziaływaniu wysokich temperatur magmy granitoidowej. Strop granodiorytów zawidowskich zanurza się stopniowo ku NE, na co wskazuje strefowość metamorfizmu kontaktowego równoległa do przebiegu kontaktu szarogłazów z granodiorytami. Najbliżej kontaktu pojawiają się drobnoziarniste, masywne, ciemnoszare hornfelsy biotytowe. Skały te zostały spenetrowane przez apofizy i żyły granitoidowe. Typowe hornfelsy (fot. 14) przenikane przez żyłki i soczewy granitoidowe możemy obserwować w skałce o wysokości do 5 m przy ul. Struga w pobliżu skrzyżowania z ul. Daszyńskiego (PD 15). Są to skały bardzo twarde, zbudowane z przekryształizowanych agregatów kwarcu





**Fot. 14.** Zgorzelec ul. Struga – odkrywka hornfelsów w pobliżu kontaktu szarogłazów łużyckich z granodiorytami (fot. J. Pacuła)

i skaleni oraz biotyty, ale nie ma w nich typowych minerałów kontaktowych, takich jak andaluzyt czy kordieryt, prawdopodobnie ze względu na wyjściowy skład mineralny szarogłazów. W pobliżu kontaktu hornfelsy są wzbogacone w nowo wykrystalizowane skalenie. Proces taki jest nazywany feldspatyzacją, a odbywa się poprzez wędrówkę jonów potasu i sodu bez udziału fazy ciekłej. Obecność w hornfelsach izolowanych ciał granitoidowych może świadczyć o zjawisku lokalnego przetapiania szarogłazów pod wpływem ciepła dostarczonego przez pobliskie ciało granitoidowe, czyli tzw. anateksis. W strefie odsuniętej dalej od kontaktu pojawiają się tzw. szarogłazy plamiste, w których na tle skały osadowej występują nowotwory mineralne w postaci nieregularnych plamek, do 0,5 cm średnicy, zbudowane z drobnoziarnistych agregatów biotytowo-chlorytowych, a także drobne żyłki kwarcowe i kwarcowo-skaleniowe. W przeciwieństwie do hornfelsów rekrytalizacja nie zacieśnia w nich pierwotnych struktur sedymentacyjnych.

Na południe od Zgorzelca mamy do czynienia z bazaltami w Koźlicach i Tylicach. Ze skałami i strukturami wulkanicznymi zapoznaliśmy się już w rejonie Lubania. Warto tu tylko wspomnieć, że w nieczynnym kamieniołomie bazaltu w Tylicach jest widoczny termiczny kontakt pokrywy bazaltowej ze skaolinizowaną zwietrzeliną granitoidów. Na kontakcie jest widoczna 10-centymetrowa warstwa spieczonej zwietrzeliny o intensywnie czerwonej barwie.

## 4 Brunatne paliwo

### Pieńsk–Węgliniec (Gozdnica, Ruszów)

Wyjeżdżając ze Zgorzelca na północ drogą nr 351, wijącą się w dolinie Nysy Łużyckiej na powierzchni plejstocenijskiego tarasu (8–12 m nad poziom rzeki), wkraczamy w inny świat geologiczny. Na północ i północny wschód od Pieńska, aż po Węgliniec, Ruszów i Gozdnicę rozciąga się rozległa Puszcza Zgorzelecka wchodząca w skład Borów Dolnośląskich. Kraina ta jest związana z podłożem geologicznym, budowanym w większości przez piaszczyste utwory plejstocenu i holocenijskie torfowiska, spod których wyspowo pojawiają się utwory neogenu i kredy górnej (fig. 10).

Z Pieńska kontynuujemy trasę do Stojanowa. Na rozjeździe szosy 351 i bocznej drogi wiejskiej stoi dobrze zachowany pomnik z czerwonego piaskowca dolno-permskiego (PD 16), na którym umieszczono nazwiska dziewięciu żołnierzy niemieckich pochodzących ze wsi, a poległych w czasie I wojny światowej. Smutna to pamiątka, wiele jest takich na Dolnym Śląsku. Na szczęście te miejsca pamięci przestały być już niszczone. Lokalną drogą jedziemy ku wschodowi i po przejechaniu ok. 1 km wjeżdżamy w kompleks leśny, w którym znajdują się liczne ślady po dawnej eksploatacji węgla brunatnego i torfu. Na całym obszarze na wschód od Stojanowa, na powierzchni występują utwory miocenu reprezentowane przez piaski kwarcowe ze żwirami oraz ily i mułki z wkładkami węgla brunatnego. To właśnie pokłady węgla brunatnego, zalegające płytko pod powierzchnią, były wydobywane w kilku kopalniach w tym rejonie.

Na wprost skrzyżowania dróg leśnych, przy którym można zostawić samochód, znajdują się najstarsze na tym terenie ślady dawnej eksploatacji węgla brunatnego. Jest to zarośnięte lasem wyrobisko o wysokości skarp od 4 do 5 m, otoczone wieńcem starych hałd (PD 17).

Idąc w prawo docieramy do stawu Krusza (fot. 15). Jest to zalane wodą wyeksploatowane torfowisko średnie, nad jego brzegiem stoi tablica informacyjna. Woda ze stawu, odprowadzana wąskim zabudowanym strumieniem, ma charakterystyczną, rdzawą barwę pochodzącą od kwasów humusowych. Są to skomplikowane substancje organiczne powstające przy biochemicznym rozkładzie roślin.

Stosunkowo świeże ślady eksploatacji węgla brunatnego w nieczynnych już dziś kopalniach Kaławsk-Rygle I i Rygle II możemy zobaczyć w odległości ok. 1 km na północ od stawu Krusza, dotrzeć tam zaś – drogami leśnymi. Największe wyrobisko jest związane z kopalnią Kaławsk-Rygle I, które znajduje się na północ od linii kolejowej Niesky (Niemcy)–Węgliniec (PD 18). Jest to wyrobisko o wymiarach 1,40 × 0,75 km, zalane dziś wodą (fot. 16). Złoże Kaławsk-Rygle I zalega na głębokości od 25 do 45 m, a jego miąższość wynosi do 17 m, przy przeciętnej grubości 6 m.



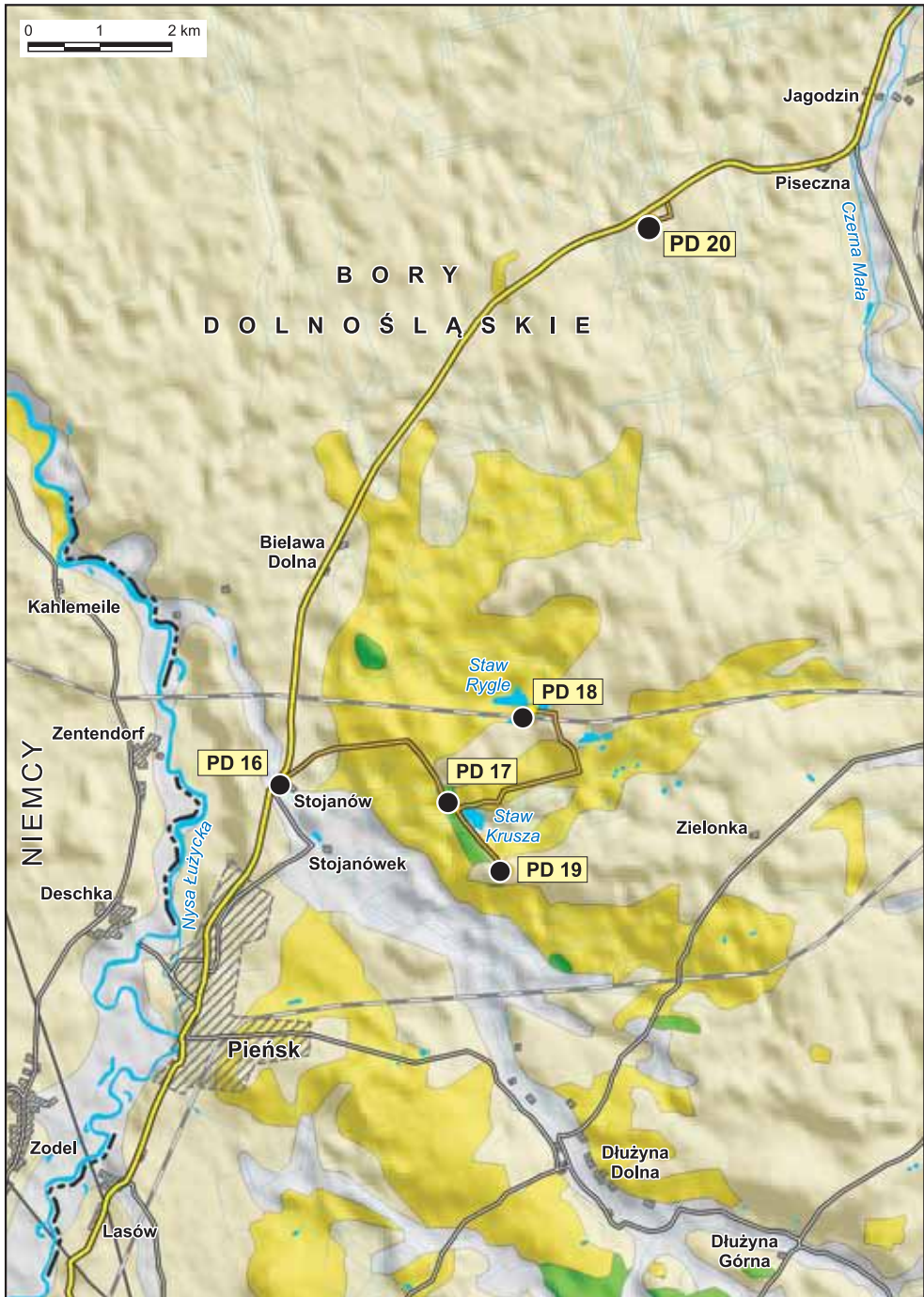


Fig. 10. Mapa geologiczno-turystyczna rejonu 4 – Pieńsk–Węgliniec



**Fot. 15.** Staw Krusza – stare wyrobisko torfu (fot. A. Ihnatowicz)

Ma ono kształt soczewki, w północnej części przewarstwianej przez ility i piaski kwarcowe.

Węgiel brunatny był tu eksploatowany jeszcze przed II wojną światową aż do lat 60., kiedy to zakończono wydobywanie m.in. z powodu niekorzystnych warunków wodnych. Do dziś jednak w bilansie zasobów surowców mineralnych Polski złożo to jest wymieniane jako zaniechane, z zasobami geologicznymi rzędu 4,1 mln ton. Warto w tym momencie uzupełnić, że zasoby znanego złoża Turów koło Bogatyni to ponad 400 mln ton, a więc 100 razy więcej. Współczesne potrzeby eksploatacji do celów przemysłowych węgla brunatnego powodują, że liczne na tym obszarze, niewielkie złoża nie budzą dziś zainteresowania. Stanowią jednak świadectwo warunków klimatycznych, jakie panowały ok. 20 mln lat temu, we wczesnym i środkowym miocenie. Wielkie, dotychczas nieeksploatowane złoża węgla brunatnego leżą bardziej na północ na terenie województwa lubuskiego oraz w rejonie Legnicy. Te ostatnie są największymi złożami węgla brunatnego w Europie. Ich ewentualna eksploatacja wiąże się jednak z ogromnymi problemami natury ekonomicznej i społecznej, stąd trwają poszukiwania innych, poza odkrywkową, metod eksploatacji surowca, np. podziemnej gazyfikacji.

W obrębie dwóch płaskich wzgórz z nieczynnymi kamieniołomami, w odległości ok. 1,5–2,0 km na południe od dawnej kopalni Rygle (PD 19), odsłaniają się twory kredy górnej w postaci średnio- i drobnoziarnistych piaskowców koniaku





**Fot. 16.** Zalana wodą kopalnia węgla brunatnego Rygle I. Problemy wywoływane napływem wód podziemnych były przyczyną zaprzestania eksploatacji (fot. A. Ihnatowicz)

o barwie żółto-szarej, wyraźnie uławiczone. Są to osady płytkiego morza, a skład opisywanych stąd skamieniałości świadczy o panującym wówczas ciepłym klimacie i bliskości brzegów zbiornika morskiego. Wychodnie utworów kredy górnej są jednak na naszym terenie rzadkie.

W dalszej drodze ku północnemu wschodowi korzystamy z tej samej szosy nr 351 w kierunku Jagodzina biegnącej przez gęste, piękne lasy Puszczy Zgorzeleckiej. Rozwinęły się one w większości na piaszczysto-żwirowych utworach plejstocen-skich tworzących rozległe pokrywy. Odpowiadają one okresowi zlodowaceń, ściślej tzw. zlodowaceniowi warty, kiedy to pokrywa lądolodu po uprzednim odsunięciu się wcześniej od Sudetów, powróciła na linię Wzgórz Trzebnickich i Dalkowskich. Na południe od aktywnego czoła lądolodu wody spływające od strony Sudetów, a jednocześnie z topniejącego lądolodu, utworzyły szeroką na ponad 10 km pradolinę, która odprowadzała ku zachodowi ogromne ilości mętnych, gęstych od zawiesiny i drobin niesionego piasku, lodowatych wód. Równocześnie od strony Sudetów płynęły rzeki roztokowe wynoszące z gór materiał skalny oraz osadzone tam w czasie wcześniejszych zlodowaceń osady wodnolodowcowe i lodowcowe. Osady te tworzyły rozległe stożki napływowe, a wody spływały pradoliną w stronę Morza Północnego. Granica między tymi dwoma seriami piasków i żwirów jest nadal nie do

końca ustalona, także na szczegółowych mapach geologicznych, zresztą, jak możemy to sami stwierdzić, trudno dziś o jej ustalenie w Borach Dolnośląskich.

Cztery kilometry przed Jagodzinem skręcamy z szosy w prawo, w drogę leśną, którą dojeżdżamy do zaznaczonego na mapach turystycznych źródła Elżbiety (PD 20) (fot.17). Skarpa o wysokości do 2,5 m jest zbudowana z utworów piaszczysto-żwirowych leżących na stropie pokładu glin zwałowych. O ich częściowym rozmyciu przez wody lodowcowe świadczy widoczny na granicy obu osadów tzw. bruk morenowy, czyli ułożone poziomo duże głazy eratyczne o długości ponad 0,5 m. W skarpie są widoczne dwie nisze źródłiskowe utworzone w ścianie dawnego wyrobiska-żwirowni przez dwa zarurowane dziś źródła, z których dalsze obudowane foremnymi blokami piaskowców permskich i kredowych. Woda z obu źródeł spływa do niewielkiego stawu. Stanowisko dobrze obrazuje zjawisko powstawania źródeł na kontakcie warstwy przepuszczalnej i nieprzepuszczalnej. Poza tym miejsce to dobrze nadaje się do leśnego odpoczynku.

Dojeżdżamy do dużej wsi Jagodzin. W 1969 r. odwiercono tu głęboki otwór Jagodzin 1 o głębokości 2619,2 m (najgłębszy w regionie), który umożliwił geologom wgląd w budowę zachodniej części niecki północnosudeckiej (fig. 11). Przewiercono tu pełny profil utworów platformowych permomezozoiku, żeby na głębokości



**Fot. 17.** Ujęte źródło Elżbiety. W obudowie źródła bloki różowych piaskowców triasu dolnego i jasne – kredy górnej (fot. A. Ihnatowicz)



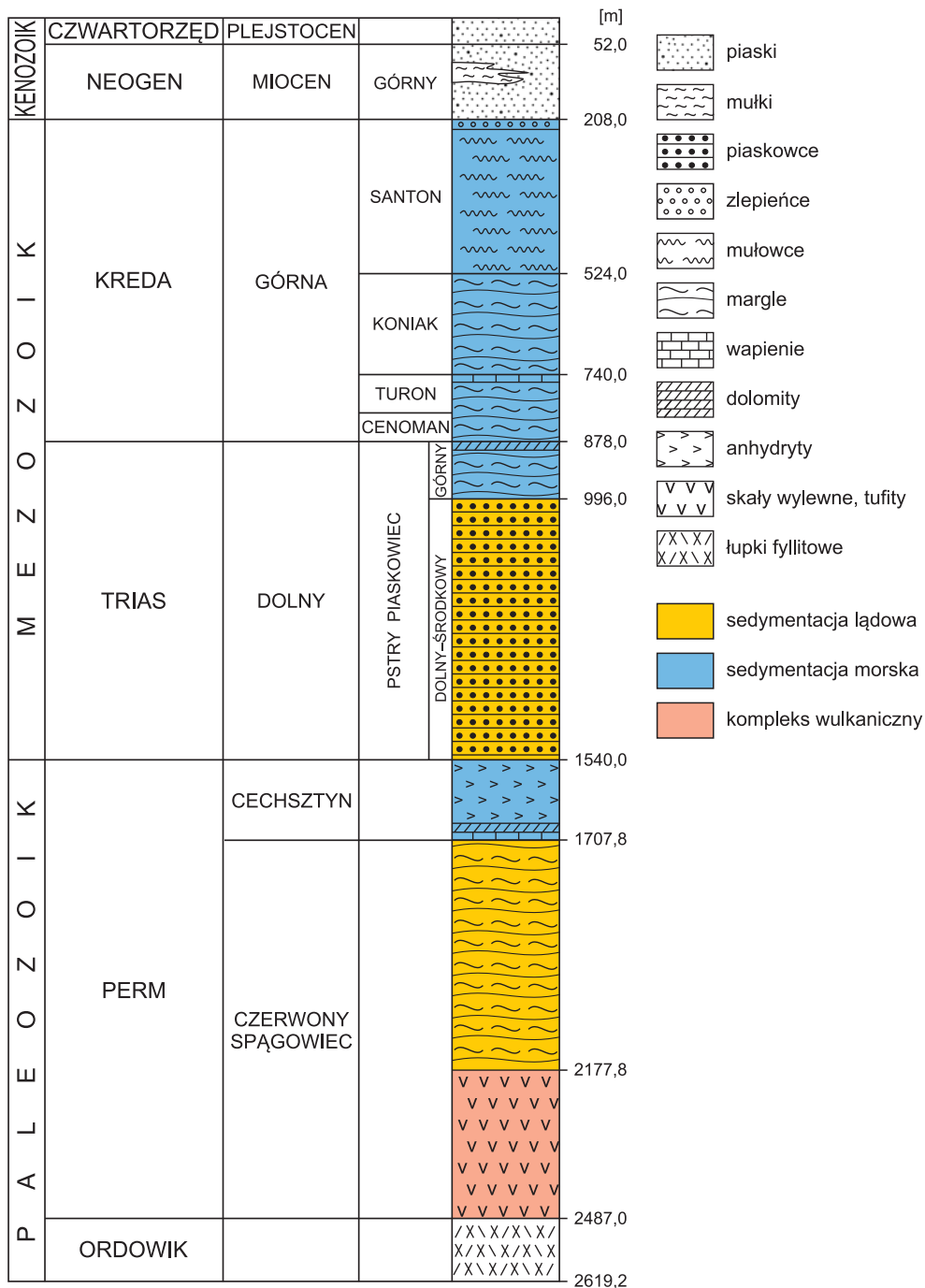


Fig. 11. Uproszczony profil otworu Jagodzin 1

2487 m dotrzeć do szarych fyllitów z wkładkami słabo zmetamorfizowanych piaskowców. Skały te reprezentują dolnopaleozoiczne pasmo kaczawskie tworzące tu podłoże młodszych serii skalnych. Serie te obejmują od dołu utwory permu dolnego – piaskowce, mułowce i zlepieńce o charakterystycznej czerwonej barwie z wkładkami skał wulkanicznych o łącznej miąższości 763 m, permu górnego – margle, wapienie, dolomity i anhydryty o miąższości 184 m, a także triasu dolnego (piaskowiec pstry – piaskowce i mułowce o barwie ceglasto-czerwonej i miąższości 544 m), a w wypadku retu – wapienie, margle, dolomity, anhydryty o łącznej miąższości 118 m) oraz – po dłuższej przerwie w sedymentacji, która trwała aż 145 mln lat – utwory kredy górnej reprezentowane przez jasne piaskowce kwarcowe, margle i mułowce. Utwory kredy górnej osiągają dużą, jak na warunki sudeckie, miąższość 670 m. Jedynie w otworze Węgliniec IG 1, odwierconym na zachód od Przewozu nad Nysą Łużycką, utwory kredy górnej mają ponad 790 m miąższości. Mimo że dziś nie ma śladu po otworze wiertniczym warto przypatrzeć się jego profilowi. Reprezentuje on niemały fragment historii ewolucji Ziemi, bo praktycznie okres, z przerwami, około 300 mln lat. Rodzaj skał i ich cechy sedymentacyjne wskazują na liczne i radykalne zmiany klimatu i środowiska. I tak we wczesnym permie, w warunkach suchych i pustynnych, mamy do czynienia z potężnym kompleksem wulkanicznym law bazaltowych i tufów o grubości 310 m – był to okres jednego z najpotężniejszych procesów aktywności wulkanicznej na całej planecie. Ale już w późnym permie, cechszynie, na obszarze niecki północnosudeckiej rozwinął się płytki, wysychający basen morski, gdzie w warunkach suchego, gorącego klimatu, tworzyły się osady chemiczne. We wczesnym triasie, ściślej w tzw. piaskowcu pstrym, po ustąpieniu morza cechsztyńskiego, panował klimat pustynny. Na przedpolu istniejących już wtedy Sudetów, w obniżających się stopniowo nieckach powstawały grube serie piaskowców zabarwione tlenkami żelaza na kolor czerwony i brunatny, a w wysychających, płytkich jeziorach – czerwone mułowce. Dziś podobne, pustynne jeziorzyska występujące na wielu pustyniach świata noszą nazwę sebha. Morze powróciło na krótko w recie, na nieco ponad 2 mln lat. Warunki sedymentacji były podobne do tych w cechszynie. Po tym okresie nastąpiła regresja morza z obszaru niecki i na długo zapanowały warunki kontynentalne. W późnej kredzie, ok. 100 mln lat temu, na obszar ponownie wkroczyło płytkie, ciepłe morze (jest to proces transgresji), w którym rozkwitło życie. Warto tu wspomnieć, że stratygraficzny podział kredy górnej na piętra bazuje przede wszystkim na występowaniu w jej utworach różnych gatunków małży z grupy inoceramów. Odległość od brzegów basenu kredowego kilkakrotnie się zmieniała, co znajduje odzwierciedlenie w rodzaju osadów reprezentujących poszczególne piętra kredy górnej. Piaskowce i piaskowce zlepieńcowate reprezentują osady powstające bliżej brzegu, margle i mułowce – w dalszej od niego odległości. Warunki morskie trwały aż do końca santonu, czyli ponad 35 mln lat. W miocenie rozpoczął się kolejny etap

sedymentacji reprezentowany przez 152-metrową warstwę piasków z wkładkami jasnych mułków i ilów. Są to osady, które powstały w korytach rzecznych i w basenach jezior śródlądowych w ciepłym, wilgotnym klimacie typowym dla neogenu w tej części kontynentu. Czwartorzęd to 52-metrowy kompleks piasków pradolinnych powstałych w szerokiej dolinie na przedpolu lądolodu, z której wody z topniejącego lodowca oraz z rzek sudeckich odpływały ku północnemu zachodowi. Panował wówczas zimny klimat peryglacjalny, a silne wiatry formowały i przemieszczały piaski wydmowe oraz szlifowały przyniesione przez lodowiec głązy, czyli eratyki tworząc tzw. graniaki.

Przykład opisanego otworu wiertniczego doskonale uświadamia, jak ważnym źródłem informacji są dla geologów wiercenia. Mają one nie tylko znaczenie ogólnopoznawcze, ale umożliwiają też określenie perspektyw złożowych związanych z konkretnymi formacjami geologicznymi.

Z Jagodzina jedziemy na północ drogą nr 296 do Ruszowa i dalej skręcamy w kierunku północno-zachodnim, w stronę Gozdnicy. Proponowana trasa stanowi odnogę głównej trasy przewodnika i wybiega poza mapę geologiczno-turystyczną (fig. 10). Warto jednak z niej skorzystać. Po przejechaniu ok. 1 km od kościoła w Ruszowie skręcamy w prawo wąską, boczną drogą i dojeżdżamy do, zaznaczonego na mapach turystycznych Borów Dolnośląskich, wyrobiska dawnej cegielni. Istnieją w tym miejscu do dziś ruiny ceglano-komina i nieliczne zabudowań. W latach 60. i 70. XX w., kiedy cegielnia działała, leżące na zachód od niej wyrobiska odsłaniały bardzo interesujący profil utworów neogenu. Obecnie są to zarośnięte wyrobiska o wysokości skarp do 6 m, a występujące tu utwory są ukryte częściowo pod osypiskiem. Odsłaniają się tam miejscami jasnoszare iły kaolinowe z otoczkami białego kwarcu. Reprezentują one utwory pliocenu, czyli najmłodszego neogenu, osadzone w obrębie rozległych jeziorzysk i koryt rzecznych w okresie od 5,3 do 2,0 mln lat temu, co zostało potwierdzone przez badania resztek roślinnych. Seria ta, opisywana przez geologów jako formacja z Gozdnicy, zalega ponad zielonymi, plastycznymi ilami poznańskimi reprezentującymi miocen. Białe żwiry kwarcowe formacji z Gozdnicy wypełniają erozyjne koryta wycięte niegdyś w podłożu ilastym przez wody spływające ku północy na powierzchni rozległej paleodelty Pranyś Łużyckiej. Z wyrobiska w cegielni opisano gatunki m.in. grzybni, orzeszków i owoców różnych drzew i krzewów, roślin kwiatowych, a także zarodnikowych, typowych dla pliocenu.

Iły poznańskie z okolicach Ruszowa, odznaczające się dobrymi właściwościami surowcowymi, były i są do dzisiaj podstawą przemysłu ceramicznego, z którego słynie rejon Nowogrodzka, Zebrzydowej i Osieczowa. Najbliższa czynna kopalnia glin kamionkowych leży 1 km na zachód od Gozdnicy, do której dojedziemy piękną, leśną drogą nr 350 (7,5 km).

Gozdnica jest położona w województwie lubuskim, w Borach Dolnośląskich. Miasto to rozwinęło się w XVIII w. wokół manufaktury ceramiczno-kamionkowej.



**Fot. 18.** Gozdnicza – widok ogólny czynnej kopalni odkrywkowej glin kaolinowych (fot. A. Ichnatowicz)

Bogate złoża iłów mioceńskich sprawiły, że w drugiej połowie XVIII wieku funkcjonowała tu największa w Europie manufaktura ceramiczno-kamionkowa. Produkcja trwała tu od początku wieku XIX aż do chwili obecnej. Głównym, współczesnym produktem zakładów ceramicznych jest cegła klinkierowa o różnych kolorach, w tym żółtym i pomarańczowym.

Rozległe wyrobisko o wymiarach rzędu  $700 \times 550$  m (fot. 18) jest najlepiej widoczne od strony szosy, natomiast po uzyskaniu zgody administracji zakładu można podejść do krawędzi wyrobiska, a nawet do jego nieczynnej, wschodniej ściany o wysokości 4–6 m. Eksploatacji podlega warstwa iłów szarych rozdzielonych poziomem iłów zielonych o łącznej miąższości ponad 13 m. Iły te są zbudowane z minerałów ilastych: kaolinitu, illitu i beidellitu oraz domieszki drobnych ziaren kwarcu, są plastyczne i tłuste w dotyku. W stropie serii złożowej zalegają jasnoszare gliny kaolinowe z wkładkami białych żwirów kwarcowych formacji z Gozdniczy oraz, jeszcze wyżej, żółto-szare piaski i żwiry czwartorzędowe. Grubość nadkładu złoża jest zmienna, średnio wynosi ok. 5 m. W złożu jest prowadzona tzw. eksploatacja selektywna – osobno wydobywa się i gromadzi na hałdach ily poznańskie, gliny kaolinowe oraz piaski i żwiry. Dawne, nieczynne wyrobiska, przeważnie zarosnięte i często z oczkami wodnymi, leżą na północ od głównej, czynnej kopalni.

Po zwiedzeniu „zagłębia” ilastego rejonu Gozdniczy wracamy do Ruszowa, a stamtąd ponownie drogą nr 350, przez Parowę do Osiecznicy. Warto zatrzymać



się w maleńkiej Parowej, miejscowości znanej z dwóch czynnych wytwórni wyrobów ceramicznych. Tradycja ceramiczna Parowej sięga początków XIX w. Dziś wyroby porcelany stołowej, fajansowe i kamionkowe zdobione ręcznie w stylu bolesławieckim można podziwiać, a także zakupić w tutejszym sklepie przy zakładzie produkcyjnym.

## 5 Zagłębie ceramiki i szkła

### Osiecznica–Nowogrodzic

W Osiecznicy docieramy do kolejnego rejonu na trasie naszego przewodnika. Obszar między Osiecznicą a Nowogrodzicem to prawdziwe zagłębie słynne ze złóż piasków szklarskich i szlachetnych glin ceramicznych. Złoża te są związane z wychodniami utworów dwóch pięter kredy górnej: santonu i koniaku (fig. 12).

Wycieczkę rozpoczynamy w Osiecznicy, miejscowości znanej jako miejsce urodzenia Abrahama Gottloba Wenera (1749–1817), jednego z twórców nowoczesnej mineralogii i geologii. Na starym domu (fot. 19), w którym urodził się Abraham G. Werner, umieszczono piaskowcową tablicę pamiątkową. W miejscowej szkole podstawowej mieści się niewielkie muzeum poświęcone pamięci tego geologa.

W zachodniej części wsi znajduje się duża, czynna kopalnia piasków szklarskich „Osiecznica II”, do której wstęp musi być uprzednio uzgodniony z administracją. W trójpoziomym wyrobisku są eksploatowane drobnoziarniste, jasnoszare i białe piaskowce koniaku. Są one zbudowane z ziaren kwarcu tkwiących w masie kaolinowej. Ich charakterystyczną cechą jest bardzo słaba zwięzłość, piaskowiec rozpada się przy pocieraniu dłonią. W podłożu serii złożowej występują piaskowce i margle starszych ogniw kredy górnej, a w nadkładzie osady piaszczysto-ilaste santonu oraz neogenu i czwartorzędu. Kopalnia jest urabiana przez strzelanie w krótkich otworach wykonanych blisko krawędzi poziomów wydobywczych, a następnie transportowana taśmociągami do nowoczesnego zakładu przerobczego. Tam, przy pomocy wody są oddzielane piaski szklarskie o wymiarach ziaren (czyli frakcji) od 0,1 do 0,5 mm, pozostałe frakcje piasków są również wykorzystywane. Produktem zakładu jest także kaolin – surowiec dla przemysłu ceramiki szlachetnej.

Na wschód od wsi znajduje się liczący 1,5 km przełomowy odcinek Kwisy. Schodzimy do niego ścieżką niedaleko domu Abrahama G. Wenera, a następnie kierujemy się ku południowi ścieżką biegnącą wzdłuż rzeki. Dolina Kwisy o stromych zboczach jest niezwykle malownicza, dostarcza także licznych wrażeń geologicznych. W początkowym odcinku przełomu w dolnej części zbocza doliny jest widoczna odkrywka jasnoszarych, średnioziarnistych piaskowców kwarcytowych (fot. 20) tworzących leżącą poziomo ławicę o grubości 0,7 m (PD 21). Bloki tych samych skał, zwanych kwarcytami bolesławieckimi, zalegają wzdłuż ścieżki i w korycie Kwisy.

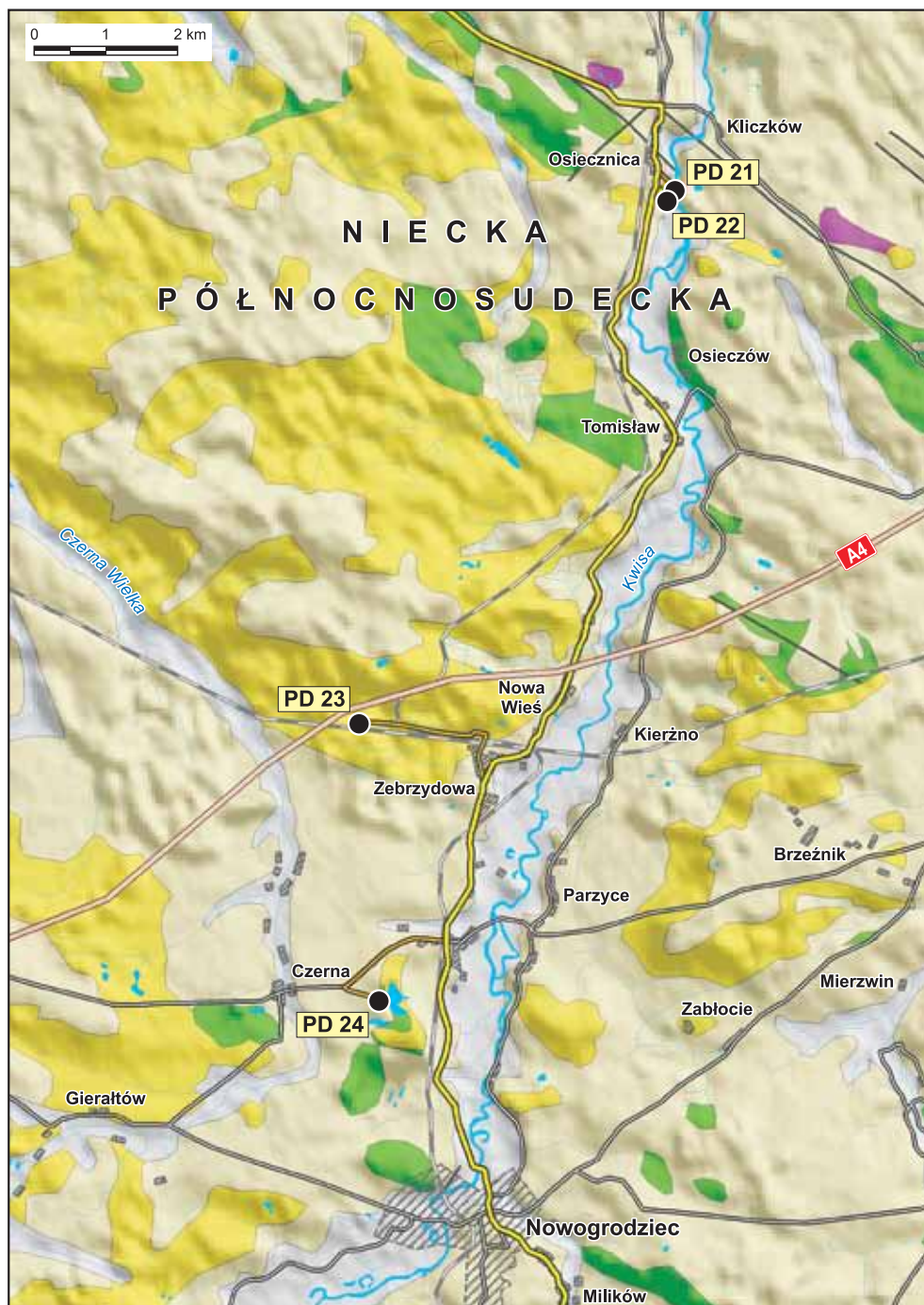


Fig. 12. Mapa geologiczno-turystyczna rejonu 5 – Osiecznica–Nowogrodzic



**Fot. 19.** Dom, w którym urodził się Abraham Gottlob Werner (fot. A. Ihnatowicz)



**Fot. 20.** Osiecznica – odkrywka miocenijskich piaskowców kwarcytowych zwanych piaskowcami bolesławieckimi w przełomie Kwisy (fot. J. Pacuła)



Kwarcyty te powstały wskutek przepojenia krzemionką białych, mioceńskich piasków kwarcowych. Proces ten, o dość tajemniczej genezie, doprowadził do powstania w obrębie piasków nieregularnych ławic i gniazd kwarcytów. Ze względu na swój czysto kwarcowy skład są one najlepszym w Polsce surowcem dla przemysłu materiałów ogniotrwałych. Skały te występują łukowatym pasem od Żarskiej Wsi i Czerwonej Wody przez Nawojów Łużycki i Nowogrodzic, po Brzeźnik, Osiecznicę i Parową. Istnieje pogląd, że krzemionka potrzebna do sylikacji piasków pochodziła z niżej zalegających piasków i piaskowców kwarcowych, w których uległa rozpuszczeniu w gorących wodach przemieszczających się w strefach uskokowych. Źródłem ciepła mogła być intensywna aktywność wulkaniczna. Z kwarcytów w okolicy Osieczowa, nieco na południe od Osiecznicy, opisano bogaty zestaw flory miocenu dolnego – pnie drzew, gałęzie i odciski liści oraz owoce roślin typowych dla pogranicza klimatu subtropikalnego i umiarkowanie ciepłego. Były to gęste lasy pełne drzew i krzewów o dużych liściach, takich jak magnolie, orzechowce, laurowce, klony itp. Fakt, że liście w kwarcytach bolesławieckich nie wykazują uszkodzeń, świadczy o tym, że proces sylikacji zachodził prawie równocześnie z osadzaniem się piasków.

W przeszłości udokumentowano 13 złóż kwarcytów o niewielkich zasobach, które praktycznie są dziś wyeksploatowane. Kwarcyty bolesławieckie są więc kopalnią o znaczeniu historycznym.

Nieco dalej w zakolu rzeki, w jej erozyjnym podcięciu o długości 50 m, odsłania się pokład węgla brunatnego o miąższości 1,3–1,5 m lekko nachylony ku północy (PD 22). Węgiel brunatny łatwo ulega wietrzeniu i bardzo rzadko pojawia się na powierzchni terenu, dlatego odkrywka ta jest wyjątkowa. Pokład węgla lignitowego (fot. 21), czyli zachowującego strukturę drewna, zalega na białych piaskach kwarcowych, w których tkwią korzeniowe partie pni drzew, niektóre o średnicy dochodzącej do 1 m. Jest to więc dowód na powstanie pokładu węgla *in situ*, czyli na miejscu. Jest to po prostu fragment lasu wczesnomioceńskiego, który rósł w tym miejscu przed 20 mln lat. Ponad odkrywką węgla na zboczu leżą potężne, czasem kilkumetrowe, bloki kwarcytowe pochodzące z pokładu odsłaniającego się powyżej. Taka sytuacja geologiczna powtarza się jeszcze raz w wyższym poziomie, drugi pokład węgla brunatnego zalega między dwoma warstwami kwarcytowymi. Omawiane skały odsłaniają się także na drugim, wschodnim brzegu rzeki.

Zanim opuścimy Osiecznicę warto odwiedzić leżący w pobliżu, na wschodnim brzegu Kwisy, piękny zamek Kliczków, w którym obecnie mieści się elegancki hotel.

Z Osiecznicy kierujemy się drogą 357 na południe i przez Tomisław dojeżdżamy do Zebrzydowej. Na zachód od wsi znajduje się jedyna na Dolnym Śląsku czynna kopalnia glin kamionkowych „Zebrzydowa-Zachód” o zasobach rzędu 4 mln ton. Eksploatowane są tu mioceńskie ily złożone z kaolinitu (do około 50% wagi) z domieszką kwarcu (do 15%) oraz illitu i montmoryllonitu. Znaczne zasoby mioceńskich ilów kaolinitowych w zachodniej części depresji północnosudeckiej są





**Fot. 21.** Pokład lignitowego węgla brunatnego odsłaniający się w zboczu doliny Kwisy. Widoczne autochtoniczne pnie mioceńskich drzew w białych piaskach kwarcowych (fot. J. Pacuła)

związane z ciepłym i wilgotnym klimatem, który panował w tej części Europy od późnej kredy aż do miocenu włącznie. W takim klimacie skały bogate w skalenie, a takimi są granity i gnejsy sudeckie, ulegały wietrzeniu i tzw. kaolinizacji, a po wymyciu z nich ziaren kwarcu, dały początek warstwom kaolinów (kaolin to skała złożona prawie wyłącznie z kaolinitu).

Dla geoturysty ciekawe może być nieczynne już dziś wyrobisko po dawnej kopalni glin ceramicznych (o wymiarach  $750 \times 500$  m) położone na zachód, w odległości ok. 1,5 km od czynnego zakładu (PD 23). Aby dotrzeć do niego, trzeba z głównej szosy skręcić w prawo przed przejazdem kolejowym, korzystając z drogi wyłożonej płytami betonowymi. W skarpach o wysokości 5–7 m tego całkowicie zalanego wodą wyrobiska (fot. 22) są widoczne jasne piaski i żwiry kwarcowe stanowiące nadkład złoża. U stóp skarpy w północno-wschodniej części wyrobiska jest widoczny pokład węgla brunatnego o miąższości 0,6–0,7 m, częściowo już zanurzony w wodzie. Pod nim, całkowicie pod wodą, leży wychodnia iłów szarych z żółtymi plamami, które były przedmiotem wydobywania. Dno zbiornika jest więc miękkie i grząskie, a mętna woda pełna ilastej zawiesiny. Trudno tu więc o kąpiel, ale otoczenie wyrobiska porastają piękne lasy zachęcające do odpoczynku.

Dalszą trasę kontynuujemy drogą 357 w kierunku Nowogrodźca i po 4,5 km dojeżdżamy do czynnej kopalni kaolinu Maria III. W wielkim 8-poziomowym wyrobisku są eksploatowane santonńskie, białe, rozsypliwe, drobno- i średnioziarniste piaskowce kwarcowe o kaolinowym spoiwie. W piaskowcach występują wkładki ilów kaolinitowych. Surowiec jest przerabiany w nowoczesnym zakładzie, w którym z piaskowców jest wmywana substancja kaolinowa, a produktem ubocznym są piaski szklarskie i budowlane. Produkt końcowy to drobne (do 1 cm) wałeczki białego zlepionego pyłu kaolinowego. Produkowany w zakładzie kaolin znajduje zastosowanie w przemyśle: ceramicznym (do produkcji ceramiki szlachetnej), materiałów ogniotrwałych, papierniczym, szklarskim i cementowym. Zwiedzanie zakładu jest możliwe tylko po uzyskaniu zezwolenia. Bardzo interesującym obiektem, leżącym na północ od czynnej kopalni, jest ogromny osadnik (fot. 23) w dawnej kopalni glin ceramicznych Maria II o powierzchni 75 ha (PD 24). Składowane są tu odpady przerobcze w postaci uwodnionego szlamu, zrzucanego do wyrobiska za pomocą specjalnych rurociągów. Niewielki zbiornik wodny leży w północnej części osadnika, natomiast reszta jego powierzchni, lekko nachylona ku zachodowi, jest pokryta wyschniętym pofałdowanym, szarym błotem. Materiał z osadnika jest stosowany do rekultywacji. Całość ma charakter ogromnego stożka napływowego, po którym spływa rzadki osad ilasty pozostający po przemywaniu kopaliny. Kopalnia Maria III jest największym i najważniejszym producentem kaolinu w Polsce. Na wizycie



**Fot. 22.** Zebrzydowa – stare, zalane wodą wyrobisko glin ceramicznych. U stóp skarpy widoczny pokład węgla brunatnego (fot. J. Pacuła)



**Fot. 23.** Nowogrodzic – osadnik na obszarze dawnej kopalni glin ceramicznych Maria II (fot. J. Pacuła)

w Nowogrodzcu kończymy trasę wycieczki po dolnośląskim zagłębiu górnictwa surowców ceramicznych i szklarskich i udajemy się do sąsiedniego rejonu Lwówka Śląskiego – prawdziwej stolicy kredowych piaskowców ciosowych. Z Nowogrodzca wyjeżdżamy szosą lokalną przez Gościszów i Niwnice w kierunku Lwówka Śląskiego.

## 6 Piaskowcowy świat niecki północnosudeckiej

### Lwówek Śląski

Lwówek Śląski, urocze miasto dolnośląskie o długiej i zawilej, jak to bywa w tej części Polski, historii, leży w obrębie południowego skrzydła niecki północnosudeckiej. Skrzydło to, jak wyraźnie widać na mapie geologicznej, jest rozcięte przez duży uskok podłużny w stosunku do osi niecki, zwany przez geologów uskokiem Świerzawa–Lwówek. Na mapie (fig. 13) jest dokładnie widoczne rozerwanie wychodni skał permu i mezozoiku i przesunięcie warstw skalnych. Efektem tej deformacji jest tzw. półród Lwówka Śląskiego – na skrzydle południowym tej struktury skały permu dolnego (czerwonego spągowca), permu górnego (cechsztynu) oraz triasu dolnego i kredy górnej zapadają łagodnie pod kątem 20–25° ku NE, natomiast od północy półród jest obcięty przez pionowy uskoki. Stąd właśnie pochodzi nazwa tej struktury.



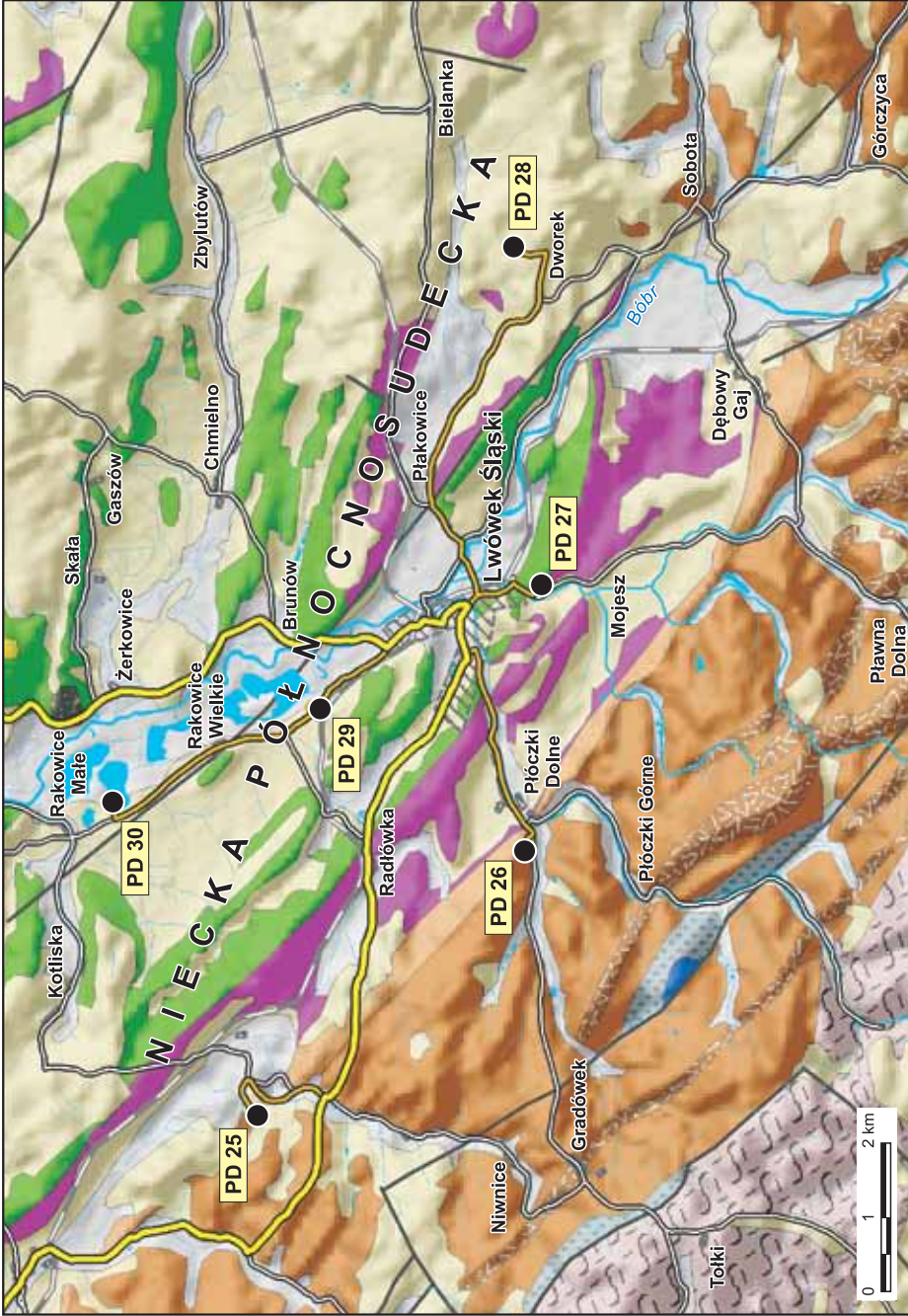


Fig. 13. Mapa geologiczno-turystyczna rejonu 6 – Lwówek Śląski



Dzięki takiej budowie geologicznej w bezpośrednim otoczeniu Lwówka mamy do czynienia ze skałami wszystkich tych formacji. Znaczącą rolę, w tym surowcową, odgrywają także młodsze, kenozoiczne osady rzeczne.

Pierwszy przystanek proponowany na naszej trasie do Lwówka to Niwnice, ok. 8 km przed Lwówkiem Śląskim. Skracamy w lewo w kierunku miejscowości Nowy Łąd. Działa tu znana od dawna kopalnia cechsztyńskich gipsów i anhydrytów. W XVIII i XIX w. była to kopalnia odkrywkowa, od 1962 r. eksploatacja odbywa się wyłącznie pod ziemią. Po dawnej, odkrywkowej eksploatacji pozostało wielkie wyrobisko na zachód od szosy (PD 25). Jest to przykład wyrobiska, które całkowicie zrehabilitowano (fot. 24). Dawne poziomy wydobywcze, oddzielone od siebie stromymi skarpami, zrównano i spłaszczone, a całość wydaje się przygotowana do nowej funkcji – być może wysypiska śmieci. W materialewałdowym wciąż można jednak zobaczyć licznie występujące bloki gipsów i anhydrytów (minerały te to siarczan wapnia, gips to siarczan uwodniony, w przeciwieństwie do anhydrytu). Skały wydobywane w kopalni Nowy Łąd są skałami monomineralnymi (czyli zbudowanymi z pojedynczych minerałów), powstałymi w wysychającym, morskim zbiorniku cechsztyńskim. Anhydryty z Nowego Łądu to skały zwięzłe, jasnoszare lub białe, o szklistym lub perłowym połysku, masywne, gipsy natomiast odznaczają się śnieżnobiałą barwą i włóknistą strukturą, powstały prawdopodobnie kosztem anhydrytów poprzez ich uwodnienie.

Złoże gipsu i anhydrytu (o zasobach geologicznych rzędu 18 mln ton) eksploatowane w kopalni Nowy Łąd jest udostępnione przez tzw. upadową, czyli nachyloną pod kątem 12° sztolnię, w której kolejka podziemna zjeżdża na głębokość 240 m. Samo złoże ma kształt pokładu o grubości do 20 m zapadającego ku NE pod kątem 25°. Produktami kopalni i zakładu przerobczego są m.in. gips budowlany, cera-



**Fot. 24.** Nowy Łąd – zrehabilitowane wyrobisko dawnej kopalni odkrywkowej gipsu i anhydrytu (fot. J. Pacuła)

miczny i szpachlowy oraz medyczny, anhydryt – stosowany w górnictwie do budowy tam i zapór przeciwpożarowych oraz mączka anhydrytowa używana w przemyśle cementowym, szklarskim i chemicznym.

Na terenie dzisiejszej kopalni zgromadzono materialne świadectwa historii górnictwa gipsów i anhydrytów w postaci lokomotywy i wagonów górniczych, zgarniarek urobku, starych prażalni i innych maszyn, które poddano renowacji. Można je zwiedzać za zgodą kierownictwa.

Po wizycie w Nowym Łądzie wracamy na szosę do Lwówka. Bezpośrednio przed początkiem wsi Płóczki Dolne, koło przystanku autobusowego, w lewo pod górę odchodzi ścieżka oznaczona czarnym szlakiem turystycznym. Po przejściu ok. 750 m możemy dotrzeć do starego, rozczłonkowanego i zarośniętego przez las kamieniołomu o głębokości do 8 m. Na mapach turystycznych jest on oznaczony symbolem jaskiń: Oaza, Krótka, Czerwona i Lisia (PD 26). W kamieniołomie występują szare, zwięzłe, drobnoławicowe wapienie piaszczyste (fot. 25). Grubość ławic waha się od 10 do 20 cm, są one nachylone ku NE pod kątem 10–20°. Reprezentują one cechsztyń, czyli tę samą formację skalną, w której miejscami pojawia się poziom anhydrytowo-gipsowy. Ponad wapieniami drobnoławicowymi leżą gruboławicowe, jasnoszare wapienie dolomityczne. Dolomit jest węglanem wapnia



**Fot. 25.** Płóczki Dolne – nieczynny od dawna kamieniołom wapieni i dolomitów permu górno-cechsztyń (fot. J. Pacuła)

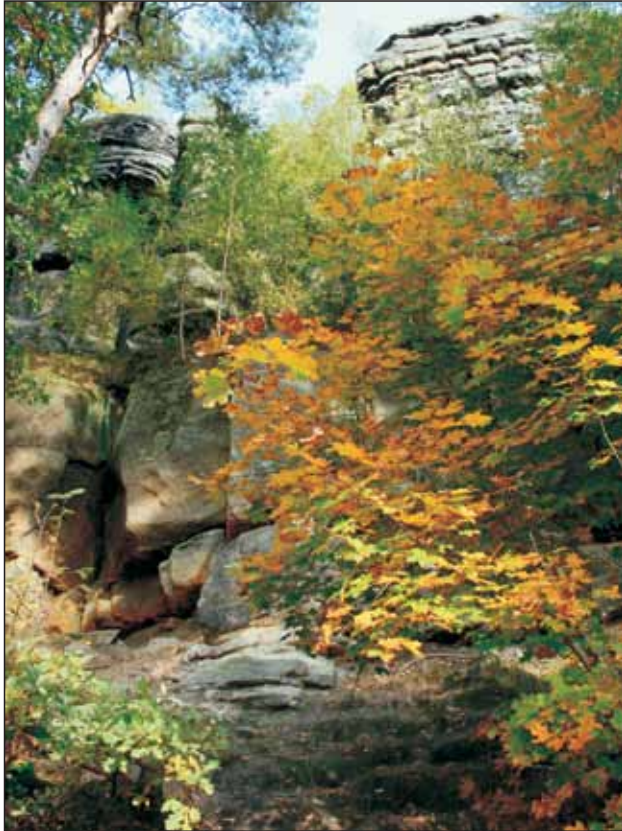
i magnezu. Skąła ta, pochodzenia chemicznego, powstaje w warunkach wysychania płytkich, słonych wód jeziornych oraz lagunowych i zwykle poprzedza wytrącanie się anhydrytów. Niewątpliwie skały występujące w kamieniołomie powstały w płytkim, szelfowym zbiorniku morskim, w ciepłym klimacie, niedaleko od jego brzegów, o czym świadczy domieszka materiałów terygenicznych. W dolnej części kamieniołomu są widoczne płytkie, owalne „dziury”, które nie są prawdziwymi jaskiniami. Prawdopodobnie są one pochodzenia krasowego, czyli powstały w wyniku rozpuszczania skał węglanowych przez wody bogate w CO<sub>2</sub>. W stropie ścian kamieniołomu, w niektórych miejscach są widoczne drobnoziarniste, czerwone piaskowce. Stanowią one przejście do następnego okresu geologicznego ewolucji tej części Sudetów – piaskowca pstrego (trias dolny).

Piaskowiec pstry okolic Lwówka Śląskiego jest wykształcony w sposób typowy dla niecki północnosudeckiej – są to czerwone piaskowce drobno-, średnio- i nierównoziarniste z cienkimi przewarstwieniami czerwono-brunatnych mułowców. Miąższość całej formacji sięga 600 m. Odslonięcia skał występują w starych kamieniołomach wzdłuż drogi z Gryfowa Śląskiego ok. 1 km przed Lwówkiem. Struktury sedymentacyjne odnotowane w tych skałach sugerują, że osady powstawały w obrębie szerokich, wędrujących koryt rzecznych (tzw. rzek roztokowych) i delt rzecznych przy kierunku transportu z południa ku północy, czyli od strony Sudetów.

Lwówek Śląski jest znany przede wszystkim z tzw. Szwajcarii Lwóweckiej (fot. 26) – imponującego zespołu skałek i ścian skalnych zbudowanych z piaskowców ciosowych kredy górnej, ściślej cenomanu. Jest on położony na wschód od szosy z Lwówka do Pławnej (droga 297), na południe od miasta (PD 27). Lwóweckie Skały stanowią fragment skalnego grzbietu ciągnącego się w kierunku WNW–ESE, między dolinami Kwisy i Bobru. Grzbiet taki, uformowany przez skały odporniejsze na niszczenie od otoczenia, nazywany jest kuestą. Piaskowce cenomanu zalegają na czerwonych, wspomnianych już, piaskowcach triasu dolnego. Są to jednak skały zupełnie innego pochodzenia. W rejonie Lwówka Śląskiego, ok. 100 mln lat temu, istniały plaże i płytkie, ciepłe morze. Dziś dalekim śladem tych czasów są grubo- i średnioławicowe, jasnoszare i żółtawe piaskowce średnioziarniste, miejscami gruboziarniste z rozrzuconymi w piaskowcowym tle otoczkami kwarcu o średnicy od 0,3 do 0,8 cm. W obrębie ławic o miąższościach od 0,5 do 1,5 m są widoczne warstwowania frakcjonalne, przekątne i równoległe świadczące dziś o środowiskach ich sedymentacji. Takie struktury w osadach powstają w morskim środowisku przybrzeżnym w tzw. strefie litoralnej w zasięgu działania przyboju i pływów morskich. Patrząc dziś na wyniosłe baszty i turnie skalne Szwajcarii Lwóweckiej, trudno wyobrazić sobie piaszczyste plaże i szumiące morze.

Aby bliżej przypatrzeć się tym ciekawym skałom, podchodzimy pod górę ścieżką turystyczną biegnącą wzdłuż zbrocza. Pod drogą mijamy liczne baszty skalne, a w ich obrębie ambony, półki i grzyby skalne. Formowanie tych struktur

odbywało się głównie w plejstocenie, kiedy panował zimny klimat peryglacialny. Częste zamarzanie wody wpływającej w szczeliny skalne sprzyjało rozpadowi blokowemu i kształtowaniu form skałek. Niebagatelne znaczenie w tym procesie miały naturalne, regularne spękania skalne piaskowców zwane ciosem, stąd piaskowce kredy górnej (zwłaszcza cenomanu i turonu) noszą zwyczajową nazwę piaskowców ciosowych. Bardzo podobne skały występują w Górach Stołowych. Ze szczytu kuesty rozpościera się rozległy widok na pagórkowate okolice Lwówka.



**Fot. 26.** Lwówek, Szwajcaria Lwówecka – skałki piaskowców kredy górnej (baszty i ambony skalne) (fot. J. Pacuła)

Omawiane piaskowce odznaczają się bardzo dobrymi własnościami mechanicznymi, a regularny cios ułatwia pozyskiwanie bloków. Są one wydobywane w wielu kamieniołomach między Lwówkiem a Bolesławcem, gdzie czynnych jest siedem złóż, a kilka innych przygotowanych do rozpoczęcia eksploatacji. Omawiany rejon dostarcza łącznie połowę krajowego wydobycia piaskowców. O historycznym zna-



czeniu górnokredowych piaskowców ciosowych świadczą liczne, nieczynne wyrobiska, a także wiele starych, średniowiecznych budowli, w których zostały zastosowane jako budulec. O ich dobrych właściwościach rzeźbiarskich świadczą liczne figury religijne, a także krzyże pokutne, ustawiane w wielu miejscach na Dolnym Śląsku.

Odmienne tradycje górnicze, dziś już historyczne, reprezentują pola żwirów złotonośnych, które zalegają na wschód od Lwówka. Dojeżdżamy do nich drogą 364 prowadzącą do Złotoryi i zaraz po wyjechaniu z Lwówka skręcamy w drogę lokalną do Płakowic i Dworka. Samochód zostawiamy za Dworkiem pod zaznaczonym na mapie turystycznej Górnicyz Lasem (PD 28). Nie znajdziemy tu atrakcyjnych odkrywek, kamieniołomów ani obiektów górniczych. Las ten jednak stał się świadkiem historii górnictwa złota sięgającej XII w., a trwającej przez ponad 100 lat. Cały las jest usiany setkami lejów i hałd, ziemia została dosłownie zryta i wymieszana (fot. 27). Stożkowate leje to ślady dawnych, zapadniętych szybów wydobywczych. Na zboczach lejów i na hałdach można znaleźć młeczne otoczaki kwarcu, słabo na ogół obtoczone, o średnicy do 10 cm. To właśnie w żwirach zbudowanych z takich otoczaków znajdowano wprysknięcia złota. Było ich na tyle dużo, że w XIII w. powstało tu, a także na polach złotonośnych na północ od Lwówka w rejonie Włodzic Wielkich i Skały, prawdziwe zagłębie, w którym zapanowała „gorączka złota”. Dochody z górnictwa były na tyle znaczące, że w Lwówku wybudowano kilka ważnych obiektów – kościół Chrystusa-Króla, ratusz z wieżą, bruki uliczne i liczne



**Fot. 27.** Dworek, Górnicyz Las – widoczne ślady po intensywnej eksploatacji żwirów i piasków złotonośnych (fot. J. Pacuła)

domy. W 1217 r. Henryk Brodaty nadał miejscowości prawa miejskie. Dzisiejszy wygląd Górniczego Lasu jest świadectwem ogromnej pracy włożonej przez ówczesnych gwarków. Schyłek eksploatacji złota nastąpił w latach 1340–1345 po odkryciu znacznie bogatszych złóż w rejonie Wądroża Wielkiego. Zawartość złota na polach złotonośnych rejonu Lwówka wahała się w granicach 0,2 do 15 g/tonę. Łącznie w okresie od końca XII do końca XV w. w okolicach Lwówka, Bolesławca, Złotoryi i Wądroża Wielkiego wydobyto 30 ton złota. Wybijano z niego złote floreny legnickie zwane waclawami.

Przedmiotem eksploatacji była warstwa żwirów i piasków gruboziarnistych o barwie białej lub żółtawej, zalegająca na piaskowcach kredy górnej. W nadkładzie, liczącej kilka metrów serii złotonośnej, występuje warstwa plejstocenijskich piasków i żwirów o grubości od 5 do 10 m. Żwiry złotonośne są prawdopodobnie wieku mioceńskiego, osadzały się w rzekach spływających z pobliskich gór, gdzie były rozmywane skały metamorficzne z żyłami kwarcowymi zawierającymi złoto pierwotne. Tego typu złoża złota występują w rejonie Golejowa, Radomic i Kleczy.

Rejon Lwówka jest znany także z późnoplejstocenijskich żwirów rzecznych zalegających w dolinie Bobru na północ od miasta. Najbardziej znane, eksploatowane złoża leży w miejscowości Rakowice przy drodze do Bolesławca. Jadąc szosą wzdłuż zachodniego brzegu doliny rzeki przez Rakowice Wielkie, warto zatrzymać się na chwilę przy zaznaczonej na mapach turystycznych wieży mieszkalnej (PD 29). Jest to zaniedbana dzisiaj, średniowieczna budowla, jedna z kilku zachowanych na Dolnym Śląsku. Służyła jako bezpieczne miejsce zamieszkania rodzin rycerskich w niełatwych czasach średniowiecza. Wieża (fot. 28) jest zbudowana z różnych rozmiarów, słabo obrobionych bloków piaskowców kredowych. Lepiej obrobione bloki piaskowców o wymiarach rzędu  $1,0 \times 0,3$  m zastosowano w narożach wieży. Obramowania małych okien wieży są także z piaskowca.

Jadąc dalej ku północy, mijamy po prawej wjazd do wielkiej kopalni żwirów i piasków Rakowice. Eksploatacja jest tu prowadzona spod wody, a dotyczy warstwy żwirów i piasków o miąższości od 15 do 25 m. W górnej ich warstwie, o miąższości do 5 m, występują liczne pnie kopalnych dębów, czasem utrudniające eksploatację. Szerokość doliny Bobru sięga tu 1,5 km. Przebieg samej rzeki już dawno nie jest naturalny, płynie przez liczne, szerokie wyrobiska powstałe w wyniku wydobycia żwirów i piasków. Wiek żwirów doliny Bobru (fot. 29) jest dyskusyjny. Jest określany na holocen albo na odpowiednik wiekowy najmłodszego, plejstocenijskiego zlodowacenia północnopolskiego.

Bezpośredni dostęp do zakładu górniczego jest utrudniony, warto jednak pojechać 2,5 km dalej na północ do Rakowic Małych. Istnieje tu ośrodek wodny (fot. 30) założony nad zalewem Bobru (jest to dawne wyrobisko po eksploatacji żwirów) z wypożyczalnią sprzętu wodnego (PD 30). Korzystając z łodzi lub kajaka, można wypłynąć na „szerokie wody” Bobru i przyjrzeć się z bliska metodom wydobycia



**Fot. 28.** Rakowice Wielkie – średniowieczna wieża mieszkalna (fot. J. Pacuła)

kruszywa. Piaski i żwiry dolin takich rzek dolnośląskich jak Nysa Łużycka, Kwisa i Bóbr są od dawna prawdziwym zagłębieniem kruszyw naturalnych. Koncentrują się tu liczne, zasobne złoża piasków i żwirów – surowca niezbędnego w budownictwie. W większości czynnych złóż eksploatacja jest prowadzona spod wody, co ogranicza szkody powierzchniowe, ale jednocześnie w znacznym stopniu zmienia stosunki wodne.



**Fot. 29.** Rakowice Małe – żwir z doliny Bobru (fot. J. Pacuła)





**Fot. 30.** Rakowice Małe – ośrodek wodny nad rozlewiskiem Bobru powstałym po eksploatacji żwirów (fot. J. Pacuła)

Rejon Lwówka Śląskiego, bogaty w rozmaite surowce skalne, opuszczamy tą samą szosą w kierunku Bolesławca. We Włodzicach Wielkich skręcamy w prawo dojeżdżając do drogi 297 i kontynuujemy jazdę w stronę Bolesławca. Tym samym wkraczamy w kolejny rejon naszej trasy.

## 7 Podziemny, miedziowy skarb

### Bolesławiec

Po ominięciu Starych Jaroszewic jedziemy drogą 297 przez rozległy las leżący 2,5 km przed wjazdem do Bolesławca. Jest to kolejne, niestety najslabiej rozpoznane, średniowieczne pole złotonośne. Po obu stronach szosy można znaleźć ślady dawnych wykopów i szybów oraz hałdy. Seria złotonośna to żwiry i piaski kwarcowe o barwie biało-kremowej.

Od południa wjeżdżamy do Bolesławca – miasta słynącego jako stolica dolnośląskiej ceramiki. Corocznie odbywa się tutaj bolesławieckie święto ceramiki, działa także, warte zwiedzenia, Muzeum Ceramiki (przy ul. Mickiewicza 13).

Rejon Bolesławca leży w północnym skrzydle niecki północnosudeckiej w obrębie synkliny bolesławieckiej będącej jedną z wtórnych jednostek tektonicznych niecki. Na mapie geologicznej synklina ta jest zaznaczona przez łukowaty przebieg wychodni permu dolnego i górnego (cechsztynu) pstręgo piaskowca, wapienia muszlowego i kredy górnej – te ostatnie wypełniają wewnętrzną część struktury (fig. 1, 14). Południowe skrzydło synkliny bolesławieckiej jest



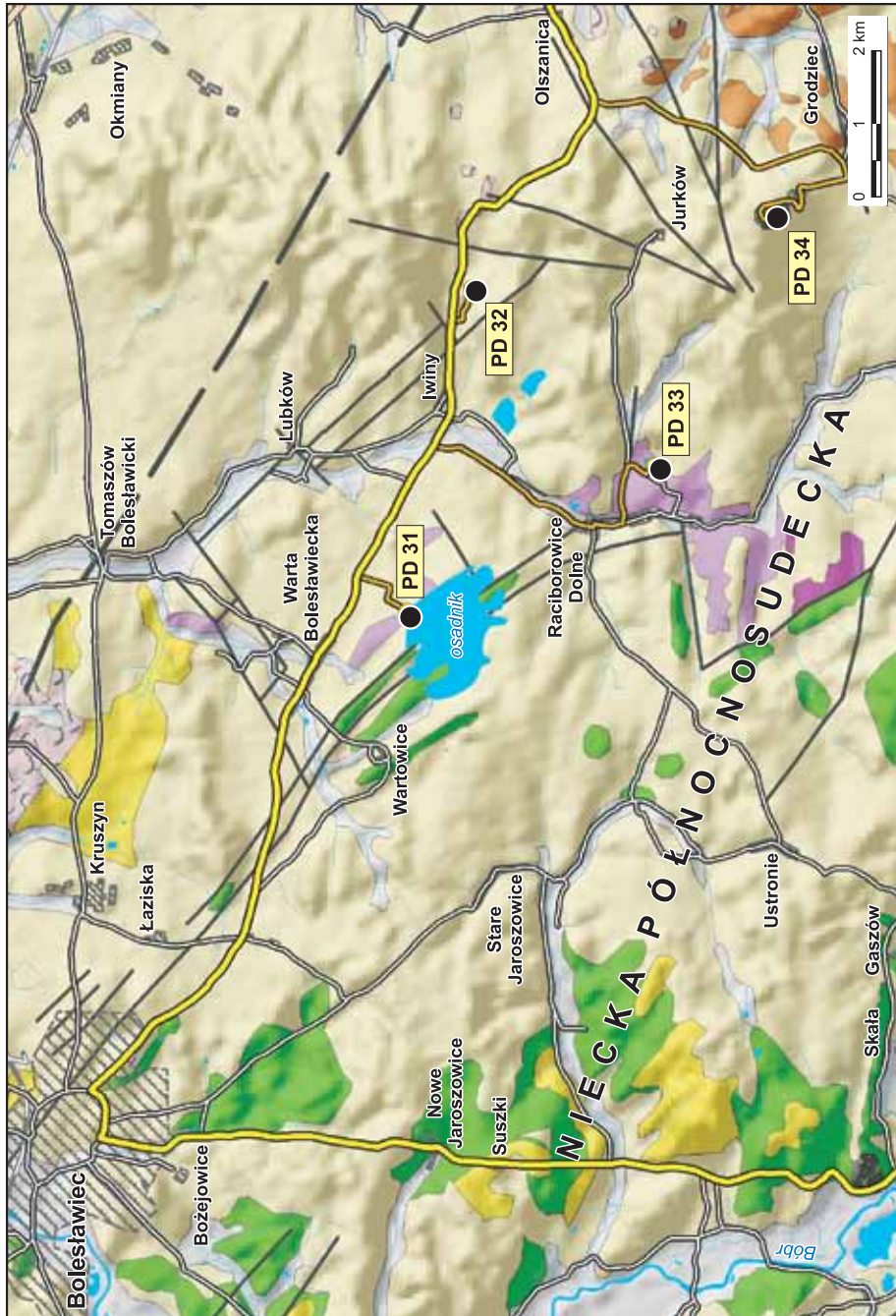


Fig. 14. Mapa geologiczno-turystyczna rejonu 7 – Bolesławiec

przecięte przez uskok podłużny względem osi niecki północnosudeckiej, przebiegający w kierunku WNW–ESE, który w rejonie Złotoryi nosi nazwę uskoku Jerzmanic. Tektonika północnego skrzydła synkliny Bolesławca jest bardzo skomplikowana. Skrzydło to jest porozcinane przez liczne uskoki podłużne i poprzeczne, które rozdzielają poprzesuwane wzajemnie bloki skalne. O całej tej strukturze wiadomo z wykonanych wcześniej otworów wiertniczych, całość bowiem jest ukryta pod utworami neogenu i czwartorzędu. W obrębie niektórych bloków na powierzchni pojawiają się niewielkie wychodnie epimetamorficznego podłoża niecki. Cała ta strefa odpowiada systemowi sudeckiego uskoku brzeźnego, który na całej swej długości oddziela skały Sudetów od bloku przedsudeckiego. Na odcinku bolesławieckim uskok ten, tak wyraźny dalej ku południowemu wschodowi, nie zaznacza się w rzeźbie terenu.

Utwory cechsztynu, wykształcone w rejonie Bolesławca w sposób typowy dla całej niecki północnosudeckiej, odnotowano na głębokościach ponad 1500 m. W otworze Bolesławiec N2 o głębokości 1557 m odwierconym na północny zachód od miasta, zostały one rozpoznane na głębokości 1433,5 m. Zalegające bezpośrednio na podłożu metamorficznym na głębokości 1548,2 m mają miąższość 114,7 m. Utwory te wykazują dwa cykle sedymentacyjne, co oznacza, że podobny profil litologiczny powtarza się dwukrotnie. Dolny cykl (zwany tradycyjnie cyklem werra) składa się z margli, iłowców marglistych, wapieni, dolomitów, które w górnej części profilu są zastępowane przez anhydryty i gipsy. Drugi, młodszy cykl (stassfurt) jest skrócony (25 m) i składa się z mułowców marglistych, dolomitów i warstwy czerwonych iłowców z gniazdami dolomitów, już na granicy z utworami triasu dolnego. Niewątpliwie utwory cechsztynu reprezentują tu brzeźną strefę zbiornika morskiego, o czym świadczy duży udział piaskowców i margli. W skali Europy basen cechsztyński sięgał od Litwy i południowo-wschodniej Polski aż po Morze Północne i środkową Anglię.

Z utworami cechsztynu wiążą się dwa ważne surowce: mineralizacje rudne metali kolorowych oraz anhydryty i gipsy. Dawne, dziś już nieczynne, zagłębienie miedziowe synkliny bolesławieckiej leży na południowy wschód od Bolesławca między Wartą Bolesławiecką a Groźcem. Utwory cechsztynu leżą tu znacznie bliżej powierzchni Ziemi, stąd tu właśnie już w drugiej połowie XVIII w. rozpoczęto wydobycie rud miedzi. Kopalnia cechsztyńskich rud miedzi Konrad w Iwinach rozpoczęła pracę w czasie II wojny światowej na 2 poziomach wydobywczych na głębokościach 140 i 180 m. W 1945 r. kopalnia została zalana wodą. Po żmudnych robotach odwodnieniowych eksploatację rud rozpoczęto ponownie w 1953 r. i od tego momentu Zakłady Górnicze Konrad pracowały nieprzerwanie do końca 1989 r., znacznie dłużej niż pozostałe kopalnie w niecce północnosudeckiej. W strukturach zakładów mieściły się też szyby w Lubichowie na północ od Iwin. Po zakończeniu eksploatacji rud miedzi w 1975 r. pozostawiono tu szyby, czynnej do dziś,

kopalni anhydrytu, podlegającej zakładom Nowy Łąd. Jest to dziś ostatnia w regionie czynna, kopalnia podziemna.

W rekordowym roku 1976 w Konradzie wydobyto ponad 1,4 mln ton rudy, a eksploatacja osiągnęła poziom 830 m. W całym okresie eksploatacji uzyskano tu 213 tys. ton miedzi w koncentracie oraz 757 ton srebra. Był to więc znaczący pod względem ekonomicznym zakład górniczy. Urobek kopalni był poddawany procesowi flotacji, czyli rozdrabniania i mielenia rud, a następnie przemywania ich wodą. W wyniku flotacji uzyskiwało się koncentrat zawierający do 30% miedzi z dodatkiem srebra. Cała reszta stanowiła odpad poflotacyjny i była gromadzona w zbiornikach poflotacyjnych (fot. 31). Kopalnia Konrad miała dwa takie obiekty: starszy, czynny do 1971 r. w Iwinach i młodszy – Wartowice. Mimo wygaszenia działalności górniczej w rejonie Bolesławca i Złotoryi obszar ten jest nadal uważany za perspektywiczny i budzi zainteresowanie KGHM-u (Kombinat Górniczo-Hutniczy Miedzi). Dotyczy to rozpoznanego niegdyś złoża Wartowice (w latach 1973–1976 wykonano tu 27 otworów wiertniczych) oraz złóż położonych dalej na północny zachód. Złoże Wartowice ma powierzchnię 22 km<sup>2</sup> i zawiera 59,0 mln ton rudy (706 000 ton Cu). Badania wiertnicze wykonywane na północny zachód od Bolesławca uświadomiły jednak prowadzącym poszukiwania złóż rud Cu, że na większości obszaru niecki utwory cechsztynu zalegają na zbyt dużej głębokości, aby mogło to stanowić przedmiot zainteresowania przemysłu miedziowego. Maksymalną głębokość spągu tych osadów określano wówczas na 1 400 m poniżej powierzchni terenu. Jedynym obsza-



**Fot. 31.** Wartowice – zbiornik odpadów poflotacyjnych dawnej kopalni miedzi Konrad (fot. J. Pacuła)

rem, z którym można było wiązać perspektywy udokumentowania nowych zasobów rud Cu, był teren położony między Iłową na północnym zachodzie, a Osiecznicą (dolina Kwisy) na południowym wschodzie. W rejonie tym, usytuowanym na granicy niecki północnosudeckiej i tzw. perykliny Żar, pod osadami kenozoiku występują niemal płasko zalegające utwory pstrego piaskowca środkowego i dolnego, zaś pod nimi osady najniższego piętra cechsztynu – cyklotemu werra o miąższości nieprzekraczającej na ogół 150 m. Stwarza to możliwości osiągnięcia skał cechsztynu na niewielkiej głębokości i to z bogatą mineralizacją siarczkową. Jak widać historia eksploatacji rud miedzi w tej części Polski jest daleka od zakończenia.

Przedmiotem eksploatacji górniczej na południowy wschód od Bolesławca był poziom skał miedzionośnych związanych z dolną, czyli spągową częścią profilu cechsztynu (cykl werra). Mineralizacja obejmuje siarczki miedzi (chalkopiryt, chalkozyn), ołowiu (galena), cynku (sfaleryt, wurcyt) i żelaza (piryt) z domieszką złota i pierwiastków renu, molibdenu i innych. Minerale te są rozproszone w piaskowcach, wapieniach, marglach i łupkach miedzionośnych. Średnia zawartość miedzi w złożu wynosi 0,5 do 1,7%. Najbogatsza mineralizacja występuje w warstwie łupków marglistych o miąższości od 0,5 do 2,1 m.

Aby zobaczyć istniejące do dziś ślady dawnej aktywności górniczej, wyjeżdżamy z Bolesławca drogą 363 w kierunku Złotoryi przez Wartę Bolesławiecką. Zaraz za wsią skręcamy w wąską drogę ku południowi w kierunku widocznego z dala wału zbiornika poflotacyjnego Wartowice (PD 31). Po betonowych schodkach wychodzimy na wał o wysokości ok. 30 m i szerokości korony ponad 5 m. Przed nami obszerna misa zbiornika odpadów poflotacyjnych o wymiarach 2,1 × 1,5 km wypełniona szaro-żółtym, drobnopiaszczystym osadem, który mimo wielu lat od zakończenia działalności, nie porósł roślinnością. W centralnej części zbiornika jest widoczny rozległy, płytki staw. Łączna długość wałów otaczających cały obiekt to 3,5 km. Dziś ten pusty i ponury obiekt jest wykorzystywany przez miłośników rajdowych motocykli i quadów.

Po obejrzeniu tego interesującego obiektu pogórniczego wracamy na szosę do Złotoryi i zmierzamy w kierunku wsi Iwiny. Na południe od szosy leżał niegdyś główny szyb, sztolnia i zakład przetwórczy kopalni Konrad (PD 32). Mimo że minęło od tego czasu wiele lat, warto zwiedzić ten obiekt. W ruinach i zarośniętych pochylniach sztolni, a także w dużej hałdzie są widoczne ślady dawnej świetności zakładu, w którym pracowało nawet 3000 ludzi. Na miejscowej hałdzie (fot. 32) o czerwono-brunatnej barwie, intensywnie rozmywanej przez wody deszczowe (jest to piękny przykład erozji tzw. ablacji deszczowej) dominują skały piaskowca pstrego (trias dolny), czerwone piaskowce i piaskowce zlepieńcowate, a także szare margle, a więc skały pochodzące z nadkładu złoża miedzi.

Iwiny stały się słynne z powodu tragicznej katastrofy z 1967 r. W nocy 13 grudnia uległ przerwaniu wał piętrzący wodę i płynne osady, o objętości 4,6 mln m<sup>3</sup>, spłynęły doliną rzeczki Bobrzyicy na odległość blisko 19 km zalewając Iwiny, Raciboro-





**Fot. 32.** Iwiny – hałda w pobliżu niedostępnych dziś sztolni i głównego szybu dawnej kopalni Konrad. Przykład erozji deszczowej (fot. J. Pacuła)

wice Dolne, Lubków Tomaszów Bolesławiecki i kilka dalszych wsi. Katastrofa ta kosztowała życie 18 ludzi i wiele zwierząt, była prawie niezauważona i nieznacznie skomentowana przez ówczesną, gomulkową prasę. Jakże inaczej byłoby dzisiaj...

Zmieniamy teraz formację skalną, którą odwiedzimy jeszcze w rejonie Złotoryi, i udajemy się w kierunku Raciborowic. Wracamy ok. 1,5 km w stronę Bolesławca i skręcamy w lokalną szosę, jadąc ok. 3 km na południe aż do skrzyżowania z drogą na Jurków, którą po 750 m dojeżdżamy do wejścia do kamieniołomu wapieni i margli Podgórze (PD 33). Jest to najatrakcyjniejsza w całym regionie odkrywka skał wapienia muszlowego reprezentowanego przez jasnoszare, drobnouławicowe wapienie i margle (fot. 33). Skały te należą do tzw. platformowego etapu rozwoju Sudetów i zalegają poziomo na starszych od nich utworach piaskowca pstrego. Występują tu różne odmiany wapieni – płytowe, cienkoławicowe – faliste, porowate, gruboławicowe z wapiennymi bułami oraz warstwy margli. W skałach tych odnotowano liczne skamieniałości: amonity, małże, ramienionogi, ślimaki, liliowce, kości i zęby ryb, otwornice. Cały zespół skalny jest wynikiem sedymentacji w ciepłym morzu, które podlegało cyklicznemu pogłębianiu i spłycaaniu. Było to morze wewnątrzkontynentalne mające połączenie z basenem Tetydy (na terenie dzisiejszych Karpat) poprzez Opolszczyznę i Górny Śląsk.

Niezwykle interesująca jest tektonika utworów wapienia muszlowego. Na ścianach kamieniołomu są widoczne wyraźne fałdy i lokalne nasunięcia świadczące o de-



**Fot. 33.** Raciborowice – fałd asymetryczny, prawdopodobnie o genezie spływowej (fot. J. Pacuła)

formacji jaką przeszły skały. Obserwowane fałdy odznaczają się zmienną geometrią od otwartych, symetrycznych fałdów szerokopromiennych, poprzez fałdy asymetryczne o wyraźnie nachylonych powierzchniach osiowych i asymetryczne fałdy dysharmonijne (fot. 33, 34). Niekiedy jest widoczne przerwanie ciągłości warstw i powstanie nachylonych nasunięć zwykle powiązanych ze strefą przegubową fałdu. Niektóre fałdy występują tylko w obrębie jednej warstwy bez śladów deformacji w skałach położonych poniżej. Tego typu struktury powstają często jeszcze w luźnym osadzie, po jego grawitacyjnym spłynięciu po paleostoku. Deformacje fałdowe z Raciborowic były przedmiotem gorących dyskusji tektoników. Ponieważ objęły one utwory triasu, a skały kredy górnej nie wykazywały sfałdowań uznano, że mogły być wynikiem działania tak zwanej górotwórczej fazy kimeryjskiej, która miała miejsce w późnym triasie. Zgodnie z innymi poglądami wszystkie deformacje tektoniczne w obrębie niecki północnosudeckiej zarówno fałdowe, jak i blokowe (uskokowe), są efektem ruchów laramijskich (na przelomie kredy i kenozoiku) oraz młodoalpejskich (paleogen, neogen). Mogą być one wywołane ruchami przesuwczymi wzdłuż uskoków o kierunku WNW–ESE.

Po zwiedzeniu kamieniołomu wracamy przez Raciborowice Dolne do drogi 363 i jedziemy w stronę Złotoryi. Około 2,5 km za Garnczarami, gdzie na południe od osiedla mieścił się niegdyś jeden z szybów kopalni Konrad, skręcamy na południe drogą lokalną w kierunku Zamku Grodziec (fot. 35). Ta imponująca, widocz-



**Fot. 34.** Raciborowice – kamieniołom wapieni i margli wapienia muszlowego (trias środkowy). Na ścianie kamieniołomu widoczne fałdy szerokopromienne (fot. J. Pacuła)



**Fot. 35.** Zamek Grodziec – główna brama wjazdowa na podwórzec zamku (fot. J. Pacuła)



na z daleka średniowieczna budowla stoi na szczycie góry (389 m n.p.m.) o tej samej nazwie (PD 34). Jadąc krętą, leśną szosą w stronę zamku we wrzynie drogowej możemy zobaczyć skały, na których zbudowano zamek. Są to mioceńskie bazalty oliwinowe tworzące fragment dawnego wulkanu, który utworzył się na podłożu skał pstrego piaskowca i permu. Typowy twardziel góry Grodziec zawdzięczał swoje powstanie odporności bazaltów na wietrzenie i erozję.

Zamek jest dziś w znacznym stopniu zrekonstruowaną i zabezpieczoną rezydencją gotycko-renesansową, jedną z najpiękniejszych na Dolnym Śląsku. Jego najstarsze fragmenty pochodzą z XII w., z czasów Henryka Brodatego. Przebudowany w II połowie XV w., kilkakrotnie zdobywany i niszczony, w XIX w. po raz pierwszy został przystosowany na potrzeby turystyki. Ciemne mury zamkowe są zbudowane z nieregularnych bloków bazaltowych, natomiast portale, obramowania okien, wykusze i kominy są wyrzeźbione z jasnych, żółtawych piaskowców kredowych. Stojąca przy głównym wjeździe na podwórzec zamkowy figura Bachusa jest wyrzeźbiona w różowym piaskowcu triasu dolnego.

Po zwiedzeniu zamku wracamy na szosę do Złotoryi (nr 363), którą docieramy do miasta od północy. Tym samym wjeżdżamy w nasz kolejny rejon geoturystyczny.

## 8 Niegdyś górnictwem stojący

### Złotoryja

Złotoryja to stare, górnicze miasteczko położone na skraju Sudetów, ściślej między Pogórzem Kaczawskim a Przedgórzem Sudeckim. Z geologicznego punktu widzenia rejon Złotoryi obejmuje fragment północnej gałęzi kaczawskiego pasma fałdowo-nasunięciowego oraz zalegające na podłożu metamorficznych skały permu i mezozoiku wschodniego fragmentu niecki północnosudeckiej (fig. 15). Te ostatnie budują tu dużą strukturę synklinalną – synklinę Leszczyny. Na mapie geologicznej jest ona podobna do poprzednio opisanej synkliny Bolesławca od południa także obcięta przez uskoczenie jermianicki. Ze skałami podłoża kaczawskiego były związane, niegdyś tu eksploatowane, rudy żelaza, miedzi i srebra, a także baryt i fluoryt, z utworami cechsztynu – rudy miedzi. Biorąc pod uwagę także pola złotonośnych żwirów i piasków, śmiało można stwierdzić, że okolice Złotoryi górnictwem kiedyś stały. Dziś miasto nawiązuje do wielowiekowych tradycji, organizując m.in. coroczne święto płukania złota. W mieście działa także Muzeum Złota (ul. Zaulek 2) przybliżające zwiedzającym tradycję, która znalazła swoje odbicie w nazwie miasta.

Samo miasto leży w strefie przelomu rzeki Kaczawy w wychodniach skał metamorficznych pasma kaczawskiego. Typowe skały kaczawskie możemy obejrzeć nad Zalewem Złotoryjskim w dużym odsłonięciu o długości 40 m i wysokości 8–10 m



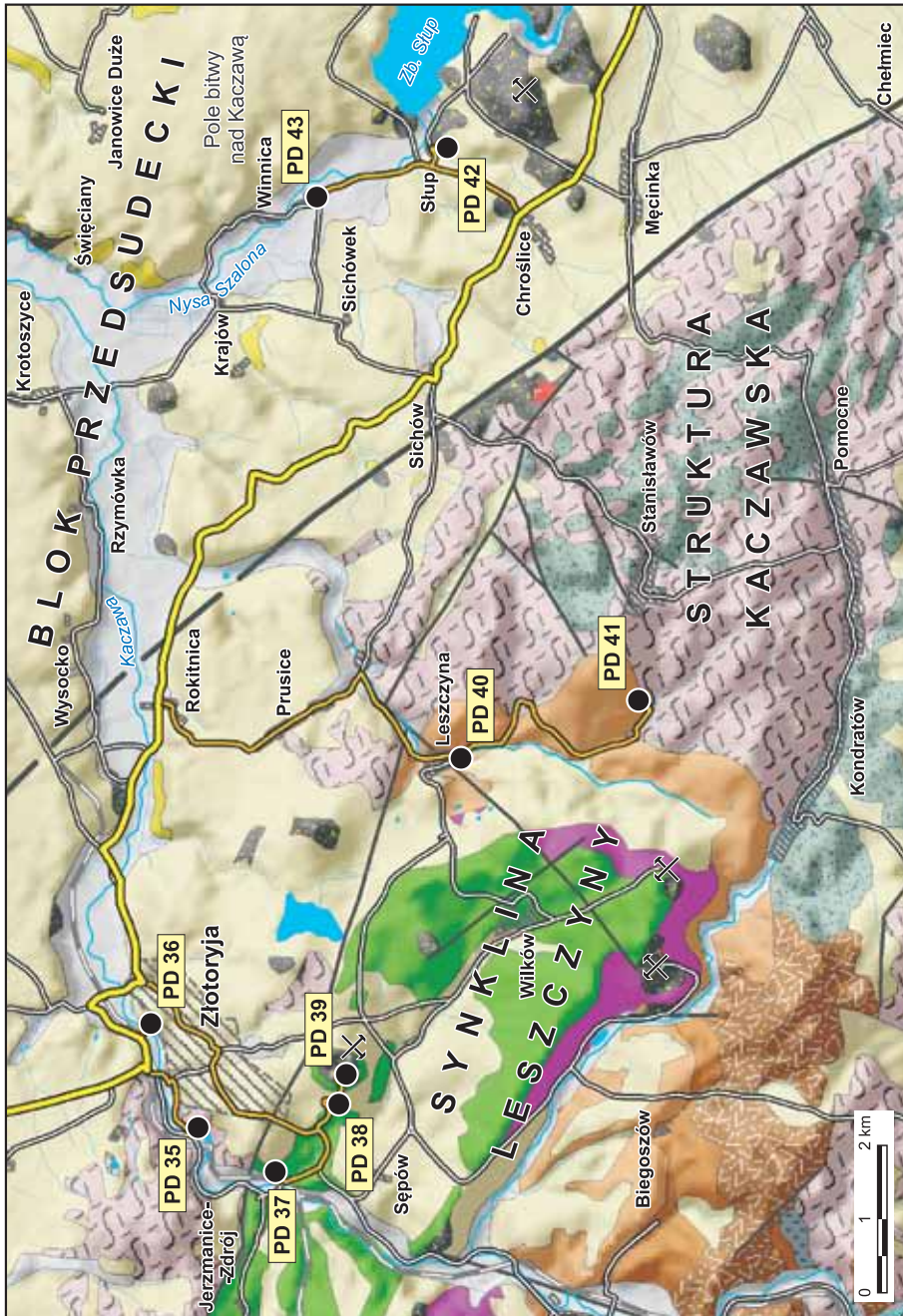


Fig. 15. Mapa geologiczno-turystyczna rejonu 8 – Złotoryja

w krawędzi zbocza doliny rzeki (PD 35). Dojeżdżamy tu ul. 3 Maja (droga 364) wzdłuż lewego brzegu Kaczawy (aż do parkingu naprzeciw zalewu) dokąd dostajemy się mostkiem nad rzeką. W odsłonięciu występują jasno- i srebrzystoszare łupki serycytowo-kwarcowe, drobnoziarniste, laminowane, z licznymi soczewkowatymi skupieniami kwarcu, ułożonymi zgodnie z przebiegiem foliacji metamorficznej. Tego typu skały powstały w warunkach facji zieleńcowej z osadowych mułowców z wkładkami drobnoziarnistych piaskowców. Są one zwykle obejmowane ogólną nazwą fyllitów (fot. 36). Wyjściowym skałom osadowym przypisuje się przeważnie wiek ordowicki (480–460 mln lat temu), natomiast metamorfizm regionalny równoczesny z deformacją fałdową zachodził w okresie deformacji waryscyjskich – późny dewon–wczesny karbon. Fyllity obserwowane w odkrywce są intensywnie sfałdowane; są to fałdy nieregularne, asymetryczne, a ich osie są nachylone ku NE pod kątem ok. 30°.



**Fot. 36.** Złotoryja – odkrywka sfałdowanych fyllitów kaczawskich ponad Zalewem Złotoryjskim (fot. J. Pacuła)



W dolnej części odsłonięcia fyllitów leżącego dalej ku południowi, na stoku, bezpośrednio ponad zalewem jest widoczne wejście do płytkiej jaskini noszącej nazwę Lisia Jama.

Zupełnie inne skały metamorficzne odsłaniają się w północnej części miasta w pobliżu i w samym wnętrzu, udostępnionej dla turystów, Sztolni Złota Aurelia (fot. 37). Aby tu dotrzeć, wracamy ul. 3 Maja aż do mostu nad Kaczawą, a następnie ulicami Garbarską i Stromą do Bolesława Chrobrego (PD 36). Naprzeciw wejścia do sztolni znajduje się parking. Mimo swej atrakcyjnej nazwy sztolnia nie ma nic wspólnego z eksploatacją, ani z poszukiwaniami złota. Została ona wykuta w kaczawskich diabazach złupkowanych z wkładkami łupków zieleńcowych i była poprowadzona wzdłuż okruszczonych przez minerały rudne, zwłaszcza miedzi, żył kwarcowych. Sztolnia ma ok. 100 m długości, liczne, boczne odgałęzienia i zmienną wysokość od 1,2 do 2,5 m. Od poziomych korytarzy poprowadzono w górę pionowe szyby, jeden z nich o wysokości 27 m sięga do powierzchni terenu. W niektórych bocznych odgałęzieniach są widoczne na ścianach skalnych gniazda granitowo-pegmatytowe świadczące o wpływie ciała granitowego, którego jednak na powierzchni w tej części Pogórza Kaczawskiego nie zaobserwowano.



**Fot. 37.** Złotoryja, Kopalnia Aurelia – rozwidlenie podziemnych korytarzy w sztolni. Na ścianach skalnych zbudowanych z łupków zieleńcowych występują wykwitły wodorotlenków żelaza (fot. A. Ichnatowicz)

Same diabazy tworzą w fyllitach owalne lub soczewkowate wkładki (widoczne na mapie geologicznej). Są to zmetamorfizowane razem z otaczającymi fyllitami, skały wulkaniczne typu law i tufów bazaltowych, w obecnej postaci są one zbudowane z aktynolitu, chlorytów, epidotu lub zoizytu oraz albitu i kwarcu. Są skałami masywnymi, ciemnozielono-szarymi, gęsto i nieregularnie spękany. W odmianach silniej zdeformowanych nabierają tekstury kierunkowej, przechodząc w łupki o tym samym składzie mineralnym.

Mimo że w sztolni Aurelia nigdy nie występowało złoto, to skały epimetaformiczne Gór Kaczawskich, a zwłaszcza występujące w nich żyły kwarcowe, były źródłem złota pierwotnego, które w wyniku długotrwałych procesów wietrzenia, erozji i osadzania piasków i żwirów na przedpolu gór utworzyło złoża złota wtórne, czyli okrucowego. W średniowieczu okolice Złotoryi słynęły z licznych kopalń tego minerału (tzw. złoto rodzime jest minerałem). Dziś nieliczne ślady po dawnej aktywności górniczej w postaci lejów po zasypanych szybkach i hałd występują na wschód i północny wschód od miasta, już na obszarze bloku przedsudeckiego, po obu stronach ul. Legnickiej w kierunku Kopacza. Obejmują one Górę Mieszcząską na południowej krawędzi doliny Kaczawy oraz północną krawędź doliny między zabytkowym mostem na ul. Legnickiej, a starą żwirownią koło przejazdu kolejowego na wschód od Rokitek. Góra Mieszcząska stanowi dziś rozległe, zalesione, spłaszczone wzgórze o wysokości względnej ok. 40 m. Na powierzchni dominują tu utwory plejstoceny: gliny zwałowe oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe. Pliocenyjskie piaski i żwiry kwarcowe tworzą warstwę złotonośną na głębokości 20–30 m pod wzgórzem, natomiast płytko, lub na powierzchni terenu pojawiają się w erozyjnych krawędziach dolin Złotego Potoku i Kaczawy. Ta sama warstwa złotonośna występuje płytko na powierzchni niskiego tarasu Kaczawy na lewym brzegu rzeki. Charakterystyczną cechą tych osadów jest obecność otoczaków mlecznego kwarcu o rozmiarach od 0,5 cm (żwirek) do nawet 20 cm. Otoczaki mlecznego lub żółtawego kwarcu o charakterystycznym, tłustym połysku mają często na powierzchni drobne wżery i kawery powstałe po wylugowaniu mniej odpornych minerałów. Dzięki temu łatwo je rozpoznać. Małe są jednak nadzieje, żeby na tym tle dostrzec gołym okiem złością, maleńką blaszkę złota. W materiale skalnym, obok dominującego kwarcu, spotyka się okruchy i bloczki granitognejsów izerskich i granitów karkonoskich, fyllitów oraz piaskowców kredowych. Obecność skał pochodzących z obszaru izersko-karkonoskiego świadczy o tym, że źródłem złota w piaskach i żwirach były zwietrzałe pokrywy jego złóż pierwotnych. Mleczne otoczaki kwarcu możemy znaleźć w podcięciu wzdłuż ul. K. Miarki i w jej przedłużeniu, a także na polach na niskim tarasie Kaczawy na północnym brzegu rzeki. Biorąc do ręki polny kamień, pamiętajmy o dawno zapomnianych górnikach, ich nadziejach, gdy przystępowali do pracy i dolnośląskich gorączkach złota.



Oba rejonu wzdłuż brzegów Kaczawy były miejscami najwcześniejszej, bo rozpoczętej jeszcze na przełomie XI i XII w., eksploatacji złota. W 1211 r. osiedle górnicze uzyskało prawa miejskie, w ten sposób narodziła się dzisiejsza Złotoryja. W swoich najlepszych latach w rejonie miasta wydobywano od 20 do 50 kg złota rocznie. Udziałowcami w wydobywaniu byli książęta legniccy, ale także klasztor cysterski z Lubiąża i fundacja katedry wrocławskiej. Złoto z utworów osadowych było uzyskiwane poprzez przemywanie pokruszonego żwiru w drewnianych rynnach, czyli klasyczną metodą stosowaną do dzisiaj. Czasem stosowano także skóry owcze wykładane na dnach cieków wodnych. Drobną ziarnką złota były zatrzymywane w futrze, które następnie było suszone i spalane.

W późniejszych czasach nie zapomniano o złocie w Złotoryi. Prace poszukiwawcze, choć bez większego powodzenia, prowadzono tu w XVIII i w połowie XIX w. Jak się ocenia w ciągu wieków wydobyto w tym rejonie w sumie ok. 5 ton tego kruszcu.

Czas na zupełną zmianę utworów geologicznych. Wyjeżdżając ze Złotoryi drogą 364 na południe wzdłuż koryta Kaczawy, docieramy do Jerzmanic-Zdroju, gdzie zaraz za torem kolejowym widzimy potężną ścianę skalną o wysokości 25–30 m i długości 300 m. To Krucze Skały, jedno z najbardziej spektakularnych odsłoneń piaskowców kredy górnej (turon środkowy) w tej części Sudetów (PD 37). Potężna, pionowa ściana skalna (fot. 38) zbudowana z grubo- i średnioziarnistych



**Fot. 38.** Krucze Skały – ściana skalna w starym kamieniołomie gruboławicowych piaskowców górnokredowych (fot. J. Pacuła)

żółto-szarych piaskowców ciosowych stanowi właściwie pojedyncze spękanie. Piaskowce zalegają niemal poziomo, wykazując rekordowo grube uławicenie, grubość niektórych ławic dochodzi do 6 m. W obrębie ławic są widoczne warstwowania frakcjonalne (czyli w dolnej części ławic materiał jest grubiej ziarnisty niż w ich górnych częściach), a także ślady ripplemarków, czyli piaszczystych zmarszczek tworzących się u podnóża plaż na płytkim, piaszczystym wybrzeżu. Działa tu wyraźnie prawo aktualizmu geologicznego. Znając więc dzisiejsze cechy sedimentologiczne piaskowców, możemy być pewni, że powstawały one niedaleko brzegu kredowego morza na granicy falowania sztormowego i plaży, w świecie, w którym żaden jeszcze człowiek nie mógł korzystać z uroku plaż i ciepłego morza. Warto o tym pomyśleć, kiedy będziemy patrzeć na piaskowcową ścianę skalną...

Cios w piaskowcach ma charakter ortogonalny, tzn., że pionowe spękania skalne przebiegające w azymucie  $340^\circ$  i  $80^\circ$  są w stosunku do siebie prostopadłe, towarzyszą im spękania horyzontalne. Spękania te dzielą skałę na wielkie, kilkumetrowe bloki. Wiele z ich powierzchni jest pokryte przez rysy ślizgowe i zadziory świadczące o deformacji kompleksu skalnego po jego lityfikacji (czyli zamienieniu w litą skałę). Także na powierzchniach ławic są widoczne rysy ślizgowe i ślady przesunięć poziomych. Struktury te powstały w wyniku laramijskich i młodoalpejskich deformacji blokowych. W podstawie ściany skalnej, przy lokalnej drodze jest widoczne obudowane przez bloki piaskowców źródło z niemieckim napisem „Felsenquelle”, czyli Skalne Źródło (fot. 39). Piaskowce górnokredowe z Jerzmanic-Zdroju wypełniają centralną część synkliny (niecki) Leszczyny.

Z Kruczych Skał w Jerzmanicach-Zdroju zmierzamy lokalną szosą ku południowemu wschodowi i po 400 m dojeżdżamy do drogi 328. Skręcamy w kierunku Złotorii aż do leśnego parkingu na zakręcie szosy. Prowadzi stąd zielony szlak spacerowy, którym po ok. 40 min. marszu docieramy do ścieżki poprowadzonej w pobliżu krawędzi czynnego kamieniołomu bazaltów Wilcza Góra. Wcześniej, na stoku wzgórza, poniżej drogi leśnej odsłaniają się leżące poziomo uławiczone piaskowce ciosowe turonu z ciekawymi zagłębieniami wietrzeniowymi opisywanymi na mapach turystycznych jako Wilcza Jama (PD 38) (fot. 40).

W kamieniołomie (PD 39) są odsłonięte bazanity, stanowiące odmianę bazaltów, czarne, bardzo drobnoziarniste (afanitowe) skały wulkaniczne, w których masywne tło skalne jest zbudowane z oliwinów, klinopiroksenów, skaleni i nefelinu z drobnymi, rozmieszczonymi nierównomiernie, czasem ułożonymi kierunkowo fenokryształami oliwinu i klinopiroksenów. Takie ukierunkowanie wskazuje na kierunek płynięcia lawy. Bazanity Wilczej Góry tworzą pionowy komin wulkaniczny o średnicy ok. 500 m przebijający leżące w podłożu skały osadowe synkliny Leszczyny – permu, triasu dolnego i kredy górnej, stąd w bazanitach występują porwaki. Inną charakterystyczną cechą tych skał jest obecność w nich ksenolitów skał górnego płaszczka Ziemi. Są to perydotyty, bardzo ciemne (ultramaficzne) skały złożone



**Fot. 39.** Źródło skalne przy kamieniołomie w Jerzmanicach-Zdroju (fot. A. Ichnatowicz)

głównie z oliwinów i piroksenów. Na Wilczej Górze są to głównie ich dwie odmiany – harzburgity i lherzolity. Obecność takich ksenolitów świadczy o tym, że magmy bazaltowe rodziły się na głębokościach płaszczowych, czyli ok. 55–60 km.

Badania wieku radiometrycznego (metodą K-Ar) wykazały, że tutejsze bazanity mają ok. 20 mln lat, powstały we wczesnym miocenie – epoce bardzo intensywnej aktywności wulkanicznej w tej części Europy. Współczesne ślady tej intensywnej „epoki ogniowej” w Górach i na Pogórzu Kaczawskim są objęte przez geoturystyczny program „Kraina Wygasłych Wulkanów”.

Najbardziej rzucającą się w oczy cechą bazaltów jest ich bardzo dobrze wykształcona oddzielność słupowa. Sześciokątne, regularne słupy bazaltowe są w istocie ciosem termicznym, powstającym na etapie stygnięcia lawy. Najpiękniej wykształcony przykład oddzielności słupowej, tzw. róża bazaltowa w górnej części wyrobiska, od 1959 r. została objęta ochroną w rezerwacie przyrody (fot. 41)





**Fot. 40.** Złotoryja, Wilcza Góra – jaskinie w piaskowcach górnekredowych  
(fot. J. Pacuła)



**Fot. 41.** Złotoryja, komin bazaltowy w rezerwacie przyrody nieożywionej Wilcza Góra  
(fot. J. Pacuła)





**Fot. 42.** Widok na północny zachód ze zbocza Wilczej Góry na górę Grodziec (fot. A. Ichnatowicz)

Z powodu wyczerpywania się zasobów, oszacowanych na ok. 2 mln ton, eksploatacja bazaltów w kamieniołomie prawdopodobnie wkrótce się zakończy. W północnej części wyrobiska spod pokrywy bazaltów odsłaniają się miejscami osadowe skały górnokredowe. Po zakończeniu wydobywania w kamieniołomie ma zostać założony skansen geologiczny – kolejna atrakcja turystyczna w rejonie.

Jedziemy lokalnymi drogami przez Sępów, Wilków i Wilków-Osiedle w stronę Leszczyny. Na południe od Wilkowa, na zboczach wzgórz Trupień i Łysanka pracują dwa kamieniołomy bazaltów objęte wspólną nazwą złoża Krzeniów; także tu występują bazanity liczące 18,7–19,6 mln lat. Zarówno pozycja geologiczna, jak i charakter petrograficzny tych skał są bardzo podobne do tego co było na Wilczej Górze.

Do Leszczyny wjeżdżamy od północy, to tutaj, wśród zalesionych, malowniczych wzgórz jest położony dawny ośrodek górnictwa i hutnictwa miedziowego bazującego na utworach dolnego cechsztynu. Dziś istnieje tu skansen górnictwa miedziowego Ciche Szczęście (PD 40), w którym są prezentowane tradycje górnicze regionu, pamiątki po dawnych kopalniach i hutach, organizowane imprezy turystyczne, w tym znane „Dymarki Kaczawskie” prezentujące widzom dawne metody wytopu metali. Przed wejściem do skansenu stoją dwa odrestaurowane XIX-wieczne wapienniki, które służyły dawniej do wypalania wapna z wapieni cechsztyńskich odsłaniających się powyżej na stokach Dużego Młynika (fig. 16). W przeszłości skałę wapienną transportowano z kamieniołomu na szczyt wapienników pomostem transportowym. Historię wapienników i sposób wypalania wapna przedstawiono na tablicy nr 1 stojącej w ich pobliżu (fot. 43). Od skansenu do zboczy

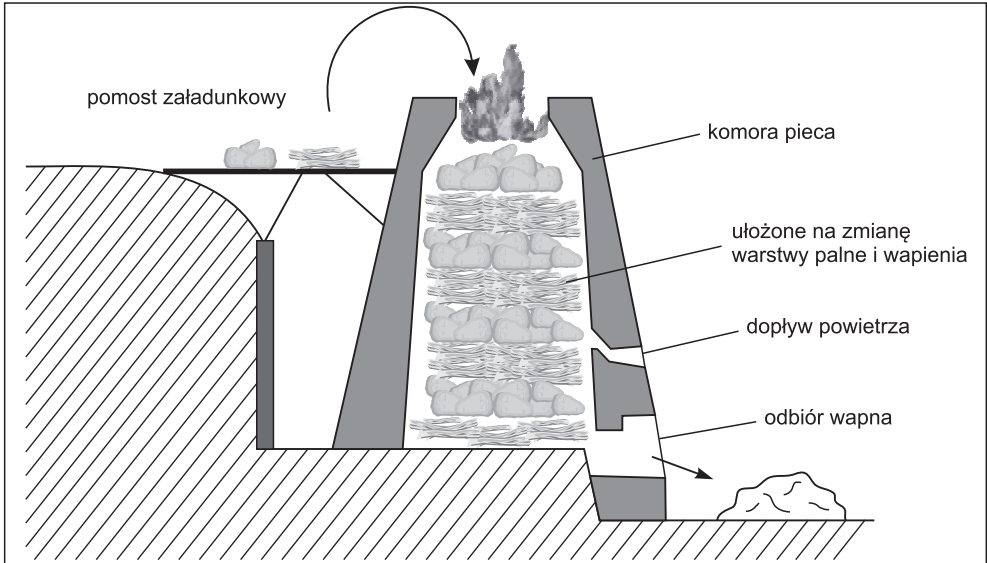


Fig. 16. Schemat pieca wapienniczego



Fot. 43. Leszczyna – piec wapienniczy w skansenie górnictwa i hutnictwa miedzi Ciche Szczęście (fot. J. Pacuła)

wzgórza Duży Młynik biegnie 3,5-kilometrowa ścieżka dydaktyczna. Na całej jej długości, przy różnicy wzniesień 80 m, na zboczu znajduje się kolejno 17 tematycznych tablic informacyjnych. Są one ustawione w miejscach związanych w większości z odsłonięciami skał lub relikdami dawnego górnictwa i hutnictwa. Warto udać się tą trasą na ok. 1,5 godzinną wycieczkę.

Na zboczach wzgórza znajdują się odkrywki i nieczynne kamieniołomy reprezentujące profil permu i jego metamorficzne podłoże zbudowane z fylitów kaczańskich. Perm jest reprezentowany przez czerwone piaskowce permu dolnego (czerwonego spągowca) oraz utwory osadowe permu górnego – cechsztynu. Piaskowce permu dolnego przechodzą stopniowo ku górze w jasnoszare piaskowce zwane tradycyjnie białym spągowcem o miąższości 1,5 m. To odbarwienie wynika z wpływu płytkiego, ciepłego morza cechszyńskiego na piaskowce, leżące na jego dnie. Wyżej, ponad białym spągowcem, ostro kontaktując z podłożem, zalegają wapień, dolomity i margle cechsztynu dolnego o łącznej miąższości 25–35 m (cyklotem werra). To właśnie z tymi utworami jest związana mineralizacja miedzi. W stropie pojawiają się ponownie czerwone i pstre piaskowce z wkładkami mułowców i iłowców, które odpowiadają wyższym poziomom cechsztynu. Skały występujące we wschodniej części synkliny Leszczyny powstały w zbiorniku morskim, w jego brzeżnej części, gdzie był wyraźny wpływ materiału dostarczanego ze strony lądu. Dolomity są także efektem sedymentacji w lagunach.

Mineralizacje rudne, występujące w skałach cechsztynu dolnego, obejmują cienkie przewarstwienia wapieni i margli z podwyższoną zawartością miedzi, ołowiu i cynku. Tzw. margle ołowionośne zalegają nad warstwą margli miedzionośnych. Średnia zawartość miedzi wynosiła 0,5–0,6%, lokalnie przekraczała 1% wagowy. Zainteresowanie wydobywaniem rud miedzi datuje się tutaj od XIV w., kiedy to książę legnicki Waclaw wydał pierwszy przywilej na poszukiwanie i wydobywanie rud miedzi. Pierwsze wytopy tego metalu miały miejsce już w 1429 r., natomiast w XVI w. pracowało tu kilka kopalń. Trudno jest jednak porównywać ówczesne kopalnie z tym, do czego jesteśmy przyzwyczajeni. W 1738 r. w dwóch sztolniach pracowało 12 górników, a troje ludzi zajmowało się wzbogacaniem rudy. W 1863 r. uruchomiono większą kopalnię i hutę Ciche Szczęście. Wykorzystano przy tym stare wyrobiska oraz wydrążono nowe. W hucie pracowały trzy piece, półproduktem był tzw. kamień miedziowy o zawartości czystej miedzi do 47%, w hutach Saksonii wytapiano z niego czystą miedź i srebro.

Obiekty związane z dawną eksploatacją znajdują się na trasie dydaktycznej. Trasa ta rozpoczyna się ok. 500 m na południe od skansenu, gdzie szlak odchodzi w górę od szosy. W tym miejscu znajdują się resztki huty Ciche Szczęście. Na tablicy nr 2 opisano zasady działania huty, budowę pieców i uzyskiwane produkty. Wyraźnym śladem po działalności hutniczej są nagromadzenia czarnych, porowatych żużli pohutniczych. Stanowią one właściwie jedyny ślad po pracy huty,

którą zamknięto w 1883 r. Dalsza trasa ścieżki prowadzi w górę stoku aż do ściany skalnej o długości 120 m i wysokości do 8 m, w której odsłaniają się wapienie i dolomity cechsztynu dolnego. Stosunki geologiczne wyjaśniono na tablicy nr 3 prezentującej także profil osadów cechsztynu w niecce. W luźnych bloczkach skalnych u podnóża ściany są widoczne naloty niebieskiego azurytu i zielonego malachitu. Są to wtórne minerały miedzi będące wynikiem wietrzenia bornitu, chalkozynu i chalkopirytu, czyli głównych minerałów pierwotnych. Tablica nr 4 jest umiejscowiona w pobliżu ruin wapiennika zbudowanego na początku XIX w. Wyjaśniono na niej metody wypalania wapna z wapieni cechsztyńskich wydobywanych w pobliskich łomach. W dalszej drodze ku górze dochodzimy do obiektów będących efektem znacznie młodszej aktywności geologiczno-górnicznej. Tablica nr 5 – „Szybik poszukiwawczy” – jest poświęcona pracom rozpoznawczym prowadzonym na obszarze całej niecki leszczyńskiej w latach 30. XX w. W wyniku tych prac rozpoczęto budowę kopalni miedzi, której działalność po II wojnie światowej kontynuowała kopalnia Lena. W latach 1941–1943 roczne wydobywanie wynosiło ok. 750 tys. ton rudy. Zaslepiiony obecnie szybik, leżący w pobliżu tablicy, został wykonany aż do poziomu margli miedzionośnych; dzięki niemu można było pobrać próbki rudy.

W naszej dalszej drodze ścieżką leśną, w pobliżu kolejnych dwóch tablic nr: 6 – „Czerwone Wzgórze” i 7 – „Wapień podstawowy”, możemy obejrzeć stare kamieniołomy wapieni dolnego cechsztynu – zwanego wapieniem podstawowym (fot. 44). Są to skały leżące pod serią miedzionośną, stąd ich nazwa. Wapień te są jasnoszare, masywne, zwarte, wyraźnie uławicone, przy czym grubość ławic jest zmienna od 5–10 cm do ponad 1 m. Warstwy wapieni są łagodnie (15°) nachylone ku południowemu wschodowi, czyli w kierunku osi synkliny (niecki) Leszczyzny. Skały, które oglądamy na trasie ścieżki dydaktycznej reprezentują przybrzeżną część cechsztyńskiego zbiornika morskiego, który rozciągał się od Litwy przez obszar Polski i dalej na zachód.

Cechą szczególną tej strefy przybrzeżnej są mineralizacje rudne, najbogatsze w rejonie Lubina i Głogowa (tablica nr 10). Tablica nr 11 – „Widok” leży w pobliżu płaskiego wierzchołka Dużego Młynika, skręcamy stąd ku zachodowi w kierunku licznych śladów dawnego górnictwa podziemnego. Zobrazowano je na tablicy nr 12, na której objaśniono także średniowieczne sposoby głębiania szybów i wydobywania rudy. Na obszarze tym prawdopodobnie już w XIII w. rozpoczęto prace górnicze, czego dowodem dzisiaj są ślady po lejach zapadliskowych ponad zapadniętymi szybikami i liczne, zarośnięte hałdy. Cechsztyń górny jest reprezentowany przez różowo-szare, warstwowane piaskowce arkozowe, które w przeszłości były wydobywane w starym kamieniołomie mijanym na trasie. Szczegółowe informacje o wyrobisku i skałach znajdziemy na tablicy nr 13 – „Kamieniołom piaskowca arkozowego”. Z tego miejsca schodzimy po stoku, dochodząc do tablicy nr 14 –





**Fot. 44.** Leszczyna – kamieniołom cechsztyńskiego wapienia podstawowego na stokach Dużego Młynika (fot. J. Pacuła)

„Sztolnia «Charakter»”. W pobliżu jest widoczny ukierunkowany równoleżnikowo, porośnięty lasem rów prowadzący do zawalonej sztolni. Sztolnia ta jest jednym z najstarszych obiektów pogórnich na stoku wzgórza. Prawdopodobnie czynna już w XIII w., była później wielokrotnie odbudowywana i wykorzystywana, ostatni raz w ramach kopalni Ciche Szczęście pod koniec XIX w.

Poniżej wlotu sztolni leży hałda (czyli warpa) sztolni „Charakter”, na której zalegają liczne bloki i bloczki margli i wapieni, czasem z drobnymi nalotami malachitu i azurytu. Na tablicy nr 15 „Margle miedzionośne” zaprezentowano i omówiono profil utworów miedzionośnych Leszczyny. Ścieżka dydaktyczna skręca na północny zachód, ciągnąc się znowu pod górę aż do tablicy nr 16 „Kopalnia Ciche Szczęście”. Widocznym śladem dawnej kopalni jest szyb wentylacyjny zabezpieczony drewnianym daszkiem z odtworzonym kołowrotem. Latem 2014 r. cała ta konstrukcja była uszkodzona i groziła zawaleniem. Obok są widoczne także inne ślady po kopalni, w tym hałdy u wylotu sztolni. Według informacji na tablicy kopalnia Ciche Szczęście swoim zasięgiem podziemnym obejmowała większość obszaru wzgórza Duży Młynik. Ostatnim obiektem na naszej trasie jest stary, zarośnięty lasem kamieniołom uławiconych wapieni i dolomitów cechsztynu środkowego o wysokości ścian skalnych do 15 m. Występujące tu

skały zalegają ponad marglami miedzio- i ołowionośnymi. Ku górze profilu skalnego rośnie udział dolomitów. Na powierzchniach ławic i spękań wapieni i dolomitów można zobaczyć cienkie naloty, a czasem drobne kryształki azurytu i malachitu – wtórnych minerałów miedzi. Z kolei żelazo i mangan, wchodzące w skład minerałów rudnych, tworzą na powierzchniach spękań krzaczaste wykwitki zwane dendrytami. Lokalną sytuację geologiczną omówiono na tablicy nr 17 „Kamieniołom wapienia dolomitycznego”. Jest to ostatni punkt naszej wyprawy w głąb czasu geologicznego, do świata istniejącego ok. 260 mln lat temu, a także do świata gwarków, górników i hutników sprzed wielu wieków.

Po drugiej stronie szosy, naprzeciw skansenu, na lewym brzegu Prusickiego Potoku ciągną się resztki zabudowań, sztolni, zakładu flotacyjnego oraz szybu kopalni niemieckiej z lat 40. XX w. oraz późniejszej, polskiej kopalni Lena, zamkniętej ostatecznie w 1973 r. Od skansenu w Leszczynie czerwony szlak turystyczny prowadzi nas do Stanisławowa – przed laty ważnego centrum wydobycia barytu i fluorytu. Złoże to, odkryte w latach 50. XX w., było eksploatowane w okresie 1957–1997 w Zakładzie Górniczym Stanisławów, eksploatacja podziemna dotarła do głębokości 200–250 m. Przerwano eksploatację z przyczyn ekonomiczno-organizacyjnych, pomimo istnienia nadal dużych zasobów. Zakład wzbogacania surowca znajdował się w Boguszowie, w rejonie Wałbrzycha, ok. 100 km od kopalni.

Złoże Stanisławów tworzyła wiązka rozgałęziających się żył zmiennej grubości od 0,5 do 8,0 m, zwykle jednak nieprzekraczającej 2–3 m, o długości ok. 1300 m, na ogół zgodnych z ułożeniem otaczających skał epimetamorficznych. Ciągłość złoża potwierdzono wierceniami do głębokości 650–800 m. Żyły przebiegały w kierunku NW–SE i były nachylone pod kątem 70° ku SW. Rozpoznane zasoby złoża to ok. 10 mln ton, z czego wydobyto nieco ponad 1 mln ton.

Głównym składnikiem złoża w Stanisławowie był baryt (65–85%), fluoryt (5–20%) i kwarc (5–10%), które tworzyły wstęgowe skupienia, na ogół równoległe do ścian żył. Składniki drugorzędne to syderyt (manganosyderyt), kalcyt, hematyt, galena, chalkopiryt, piryt, markasyt, sfaleryt i tetradryt. W zespole minerałów rudnych jedynie getyt i minerały manganu tworzyły większe nagromadzenia. Dziś bloczki barytu, czasem z minerałami rudnymi, możemy znaleźć na splantowanych i zarośniętych hałdach. Po samej kopalni nie ma dziś śladu, jedyną zachowaną pamiątką jest wózek górniczy z napisem „Kopalnia barytu Stanisławów” ustawiony przy drodze z Sichowa do Stanisławowa.

Ok. 500 m na wschód czerwony szlak zaprowadzi nas do zrujnowanych, kamiennych pieców i ruin zabudowań (PD 41). Na mapach turystycznych zaznaczono tu ruiny wapiennika (fot. 45). Ponieważ jednak wokół tych obiektów leżą liczne bloki żużli pohnutycznych, podobnych do tych z Leszczyny, a w kaczawskich skałach epimetamorficznych nie ma tu wychodni wapieni krystalicznych, istnieje prawdopodobieństwo, że są to ruiny pieców służących niegdyś do wypalania rudy.



Fot. 45. Ruiny starego pieca w Stanisławowie (fot. A. Ichnatowicz)

Nieco bardziej ku północy, na północnym zboczu Rosochy (465 m n.p.m.), przy szlaku turystycznym z Leszczyny do Stanisławowa, można zobaczyć ślady po eksploatacji żył hematytowych. W przeszłości było tu eksploatowane złożenie hematytu Wilcza złożone z dwóch żył południowej i północnej. Żyłę południową, o zmiennym biegu E–W do NE–SW, rozpoznano i wyeksploatowano do głębokości 175 m. Odznaczała się ona zmienną grubością 1,5–7,0 m. Żyła północna złoża jest ułożona w kierunku N–S, zapada w kierunku zachodnim pod kątem 70–90° skośnie w stosunku do ułożenia fyllitów i metadiabazów kaczawskich. Stwierdzona długość żyły to 585 m, z czego do eksploatacji górniczej nadawały się tylko grubsze (0,5–3,0 m) jej odcinki.

Główne składniki żył to hematyt, syderyt, dolomit ankerytowy, baryt i kwarc oraz w niewielkich ilościach piryt i tetraedryt. W wydobywanej rudzie zawartość Fe wynosiła 40–50%, Mn – 1,1%. Minerale wtórne reprezentują getyt i lepidokrokit. Złożenie hematytu Wilcza eksploatowano w latach 1851–1855 i 1860–1867. Próby wznowienia wydobywania rud żelaza podjęto w czasie II wojny światowej. Dziś w pobliżu drogi z Leszczyny można zobaczyć wyloty dwóch, obmurowanych sztolni, a na hałdach znaleźć bryłki hematytu, syderytu i barytu, czasem z chalkopirytom i tetraedrytem.

Cały rejon między Stanisławowem a Chelmcem i Męcinką, zbudowany ze skał metamorficznych – fyllitów, zieleńców i diabazów, był kiedyś ośrodkiem górnictwa



rud metali, czynnym z przerwami od przełomu XV i XVI w do drugiej połowy XIX w. Kopalnie były skoncentrowane głównie na zachód od Chełmca w dolinie Staruchy. W rejonie tym występują rudy siarczkowe w żyłach syderytowo-barytowo-kwarcowych. Żyły te przebiegają na ogół w kierunku NW–SE i zapadają pod kątem 60–70° ku SW. W rejonie tym udokumentowano 14 żył kruszcowych, z których trzy są kilkusetmetrowej długości. W ich otoczeniu pojawiają się przeważnie różne odmiany fyllitów kaczańskich, często też wydłużone soczewki diabazów.

W zróżnicowanym składzie mineralnym żył do głównych minerałów należy zaliczyć kwarc i syderyt oraz, jako towarzyszące, baryt i dolomit. Mineralizacje rudną żył reprezentują: chalkopiryt, galena, piryt, sfaleryt, tetraedryt, gersdorffit, kobaltyn, bizmutyn, bizmut rodzimy i hematyt. Dziś ślady dawnego górnictwa są słabo zauważalne. Na stokach doliny Staruchy są to lejkowate zapadliska nad dawnymi szybami, wyloty zawałonych sztolni i zarośnięte hałdy.

Cały ten rejon leży poza główną trasą przewodnika i jego zwiedzenie zależy od decyzji geoturysty.

Nasza główna trasa prowadzi z Leszczyny przez Prusice do Sichowa, gdzie wjeżdżamy na drogę 363 w kierunku Jawora. Po przejechaniu 2,5 km skręcamy w lewo do miejscowości Słup. Tym razem nasza wizyta w tym rejonie nie będzie miała charakteru czysto geologicznego, mimo to warto poświęcić na nią trochę czasu. Słup to wieś o bardzo interesującej historii. Już w 1177 r. stała się ona własnością klasztoru cystersów z Lubiąża i dzięki ich aktywności gospodarczej osiągnęła status lokalnego centrum ekonomicznego. Najciekawszym zabytkiem w Słupie jest pochodzący z początku XVIII w kościół pw Wzniesienia Najświętszej Marii Panny słynący ze sklepiennych malowideł (PD 42). Bardzo ciekawy jest kościół wraz z otoczeniem z punktu widzenia petrograficznego – czyli skał, z których zbudowane są różne elementy architektoniczne. Mimo że sam kościół jest otynkowany, na narożach budynku są widoczne foremne bloki czerwonych piaskowców perm-skich, natomiast portale i obramowania okien są wykonane z jasnokremowych piaskowców górnokredowych. Kamienny mur wokół kościoła oraz niewielki budynek ossuarium są zbudowane z płaskich płyt bazaltowych, natomiast kaplica naprzeciw wieży kościoła, renesansowe płyty nagrobne i cztery krzyże pokutne stojące pod murem – z piaskowców kredowych (fot. 46). Z kolei mały plac przed kościołem jest wyłożony współczesną kostką z granitów strzegomskich. Różne więc okresy historii mają tu swojego skalnego reprezentanta.

Cysterska historia tych okolic jest związana także z ruinami cysterskiej siedziby (grangia) w miejscowości Winnica (fot. 47) ok. 2 km na północ od Słupa (PD 43). Imponujące ruiny budynku są zbudowane z płaskich bloków bazaltowych z niewielkim udziałem cegieł, a pięknie rzeźbiony portal i obramowania okien z piaskowców kredy górnej. Na murach są widoczne resztki tynku. Niestety, cały obiekt jest zrujnowany, wewnątrz niedostępne i zarośnięte, a stropy pozapadane.





**Fot. 46.** Krzyże pokutne pod kamiennym murem przy kościele NMP w miejscowości Słup (fot. J. Pacuła)



**Fot. 47.** Winnica – ruiny siedziby (grangii) cysterskiej (fot. J. Pacuła)

Smutny to świadek świetnej przeszłości. Przez Słup i Winnice biegnie dolnośląski szlak Cystersów.

Zmierzając w stronę Jawora, można od północy objechać sztuczny zbiornik Słup zbudowany w latach 1974–1978 na Nysie Szalonej w celu zabezpieczenia wody pitnej dla Legnicy. Na północ od dzisiejszego akwenu wodnego leżą pola, na których w sierpniu 1813 r. odbyła się słynna, największa na Dolnym Śląsku, bitwa między napoleońską armią francuską dowodzoną przez marszałka Macdonalda a wojskami pruskimi i rosyjskimi generała Blüchera (bitwa nad Kaczawą). Upamiętniają ją dwa pomniki w postaci kolumn wykonanych z granitu. Na polach tych zginęło wówczas wielu dzielnych ludzi.

Jadąc w stronę Jawora, opuszczamy rejon Złotoryi i rozpoczynamy naszą wycieczkę w kierunku Strzegomia – stolicy polskiego granitu.

## 9 Granitem bogaci

### Jawor–Strzegom

Na obszar strzegomskiej płyty granitowej wjeżdżamy od strony Jawora drogą 374. Rejon ten to prawdziwa stolica polskiego granitu, pagórkowaty krajobraz jest silnie zmieniony przez długoletnią eksploatację surowców skalnych, z daleka są widoczne ściany skalne kamieniołomów, hałdy odpadów poeksploatacyjnych, ramiona urządzeń dźwigowych i taśmociągi. Na 58 udokumentowanych tu złóż granitu aż 37 podlega stałej eksploatacji, a 2 – eksploatacji okresowej. Surowiec skalny rejonu Strzegomia odznacza się bardzo korzystnymi parametrami górnictwymi i technicznymi. Produkowane są z niego zarówno elementy foremne, czyli tzw. kamienie budowlane, jak i kruszywa łamane o różnych rozmiarach, czyli kamienie drogowe.

Masyw Strzegom–Sobótka jest zróżnicowany litologicznie, czyli pod względem struktur i składu mineralnego. Główne typy petrograficzne to granity hornblendowo-biotytowe i biotytowe, występujące przeważnie w zachodniej części masywu, oraz granity dwułuszczkowe i granodioryty biotytowe – dominujące w części wschodniej. Różnice w składzie granitoidów sugerują różne pochodzenie magm i różne drogi ich ewolucji w obu częściach masywu. Takie intruzje plutoniczne nazywamy złożonymi (fig. 17).

Granity hornblendowo-biotytowe stanowią odmianę przeważającą w rejonie Strzegom–Zimnik–Paszowice. Są to skały równo-, średnio- do gruboziarnistych o teksturze bezładnej. Lokalnie pojawiają się struktury porfirowate z fenokryształami skaleni. W składzie mineralnym dominuje kwarc, skalenie potasowe, plagioklasy, hornblenda i biotyt, akcesorycznie występują cyrkon, apatyt, ortyt, tytanit, rutyl, monacyt, ksenotym i tlenki Fe. Także w strefie występowania granitów hornblendowo-



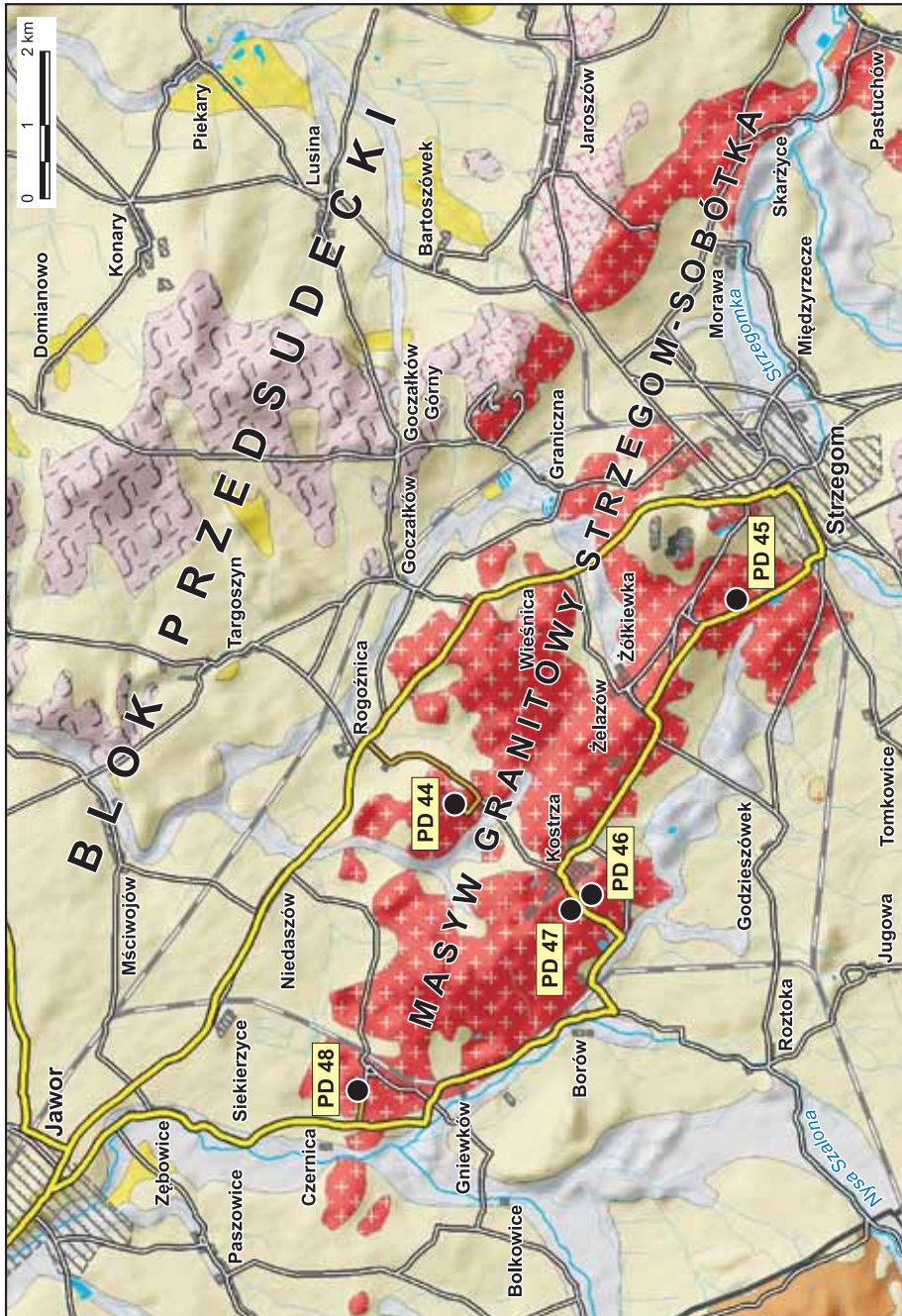


Fig. 17. Mapa geologiczno-turystyczna rejonu 9 – Jawor–Strzegom

-biotytowych obserwuje się liczne ich odmiany strukturalne, a także mineralne. Granity z Zimnika są pozbawione hornblendy, a z kolei granity z kamieniołomu Wieśnica są znacznie bogatsze w biotyt niż typowe granity hornblendowo-biotytowe. W granitach strzegomskich częste są szliry i żyły aplitowe, a także druzy i żyły pegmatytowe słynne z zespołów rzadkich, często pięknie wykształconych kryształów minerałów takich jak: kwarc dymny, skalenie, turmalin, ale także epidot, stilpnomelan, cynwaldyt, monacyt, ksenotym, fluoryt i inne. Z młodszej fazy mineralizacji pochodzą naszkorupienia barwnych zeolitów, zwłaszcza chabazytu i stylbitu (desminu). Charakterystyczne dla tych granitów są liczne drobnoziarniste, endogeniczne, czyli pochodzące z głębszych poziomów skorupy, enklawy maficzne, o elipsoidalnym bądź kulistym kształcie i wymiarach od 5 do ponad 100 cm. Odznaczają się składem odpowiadającym diorytom, kwarcowym diorytom i tonalitom. Obok nich często występują, zwłaszcza w strefach kontaktowych, ksenolity skał osłony – hornfelsów i łupków, do średnicy 1 m, o ostrych kontaktach z otaczającymi granitami.

Granity biotytowe są drugą odmianą litologiczną granitów zachodniej części masywu. Najwięcej odnotowano ich w kamieniołomie Graniczna. Są to skały średnio- i gruboziarniste, równoziarniste lub porfirowate, o teksturze bezkierunkowej. Skład mineralny mają typowy dla granitów – kwarc, plagioklasy, skałen potasowy, biotyt oraz minerały akcesoryczne. Nie ma w nich ksenolitów i enklaw endogenicznych, natomiast często występują żyły aplitowe oraz gniazda i żyły pegmatytów. Piękne okazy minerałów pegmatytowych ze Strzegomia i okolic są ozdobą niejednej kolekcji mineralogicznej.

Wiek granitów strzegomskich określono metodą rubidowo-strontową (Rb/Sr) zastosowaną na biotycie na  $324 \pm 7$  mln lat, chociaż wiek monacytu i ksenotymu z tych skał określono metodą uranowo-ołowiową (U/Pb) na  $309,1 \pm 0,8$  mln lat i  $306,4 \pm 0,8$  mln lat. Granodioryty biotytowe są datowane na  $308,4 \pm 1,7$  mln lat. W zachodniej części masywu granity hornblendowo-biotytowe, które powstały w wyniku przetopienia fragmentów skorupy ziemskiej, intrudowały ok. 280 mln lat temu. Badania wieku cyrkonów w tych skałach dały rezultat  $302,9 \pm 2,2$  mln lat, natomiast w granitach biotytowych –  $307,2 \pm 4,4$  mln lat. Dane radiometryczne sugerują także szybki proces chłodzenia masywu.

W skałach granitoidowych masywu na ogół nie zaznaczają się lineacje z płynięcia magmy, oprócz stwierdzanego lokalnie kierunkowego ułożenia enklaw. Są natomiast widoczne wyraźnie deformacje sztywne w postaci licznych spękań, zwanych ciosem granitowym. Jeszcze w 1922 r. znany geolog niemiecki Hans Cloos wyróżnił wśród nich trzy podstawowe systemy: pionowe spękania „S” o kierunku NE–SW – będące wynikiem nacisków kompresyjnych, również pionowe spękania „Q” – opisane jako cios tensyjny, czyli z rozciągania o kierunku NW–SE do NNW–SSE oraz spękania „L” – cios pokładowy, zbliżony do poziomego, lub o małych nachyleniach. Oprócz tych trzech systemów Cloos wyróżnił dwa dodatkowe podrzęd-



ne systemy spękań skośnych (diagonalnych): jedno o kierunku zbliżonym do N–S (tzw. diagonalne, prawe) i drugie prawie prostopadłe do nich o kierunku W–E (tzw. diagonalne, lewe). To właśnie typowa dla granitów strzegomskich oddzielność ciosowa umożliwia w kamieniołomach uzyskiwanie bloków, najbardziej cenionego produktu regionu. Szczeliny spękań „S” są przeważnie zaciśnięte i słabo zmineralizowane (naloty limonitu lub strzegomitu). Natomiast szczeliny spękań „Q” są rozwarłe i zwykle silnie zmineralizowane. Występujące w granitach utwory żyłowe, jak pegmatyty, aplity i żyły kwarcowe oraz silnie zmineralizowane szczeliny wykazują związek z kierunkami ciosu „Q” i diagonalnego prawego lub mają zbliżone do nich biegi. Również występujące w granitach strefy rozkruszenia skał, czyli kataklazy i przeobrażeń hydrotermalnych wykazują podobne kierunki. Spotykane niekiedy rysy ślizgowe zwykle występują na spękaniach „Q” i diagonalnych prawych, przy czym zapadają płasko w kierunkach zbliżonych do N i S.

W obrębie masywu Strzegom–Sobótka mamy do czynienia z pneumatolityczno-hydrotermalną mineralizacją molibdenitową i wolframitowo-kasyterytowo-molibdenitową (w procesie mineralizacji biorą udział gorące gazy i roztwory wodne) oraz z hydrotermalną mineralizacją kwarcowo-siarczkową. Granity zachodniej części masywu są od dawna znane z mineralizacji rudnych związanych zarówno z samymi granitami (mineralizacje rozproszone), jak i z żyłami i gniazdami pegmatytowymi oraz ze strefami spękań, uskoków i żył kwarcowych, które reprezentują późną, pointruzyjną fazę ewolucji masywu. Wśród minerałów kruszcowych przeważają molibdenit i chalkopiryt, rzadszy jest piryt, a zupełnie sporadycznie występują kasyteryt, hibneryt i magnetyt.

Minerały kruszcowe pojawiają się także w postaci rozproszonych impregnacji w strefach silnie zmienionych granitów, w formie naskorupień na powierzchniach spękań. Wraz z molibdenitem w formie impregnacji występują piryt, chalkopiryt oraz w mniejszej ilości galena, sfaleryt, chalkozyn, markasyt, bizmut rodzimy, bizmutynit oraz minerały z grupy siarkosoli bizmutu i ołowiu. Ostatnio, za pomocą metody ren-osm (Re-Os), określono wiek molibdenitu z Borowa na  $297 \pm 2$  mln lat. Prace poszukiwawcze nie przyniosły tu jednak rezultatów i mineralizacje rudne masywu, choć interesujące, są tylko wskaźnikami procesów mineralizacyjnych.

Naszą wycieczkę w rejon Strzegomia rozpoczynamy od Muzeum w Rogoźnicy (PD 44) założonym na terenie dawnego, nazistowskiego obozu koncentracyjnego Gross Rosen, przez który przeszło w latach 1940–1945 ponad 125 tys. więźniów. Większość z nich pracowała w pobliskim, dziś już nieczynnym, zalanym częściowo wodą kamieniołomie (fot. 48). Praca ponad siły kosztowała bardzo wiele istnień ludzkich, musimy o tym pamiętać (fot. 49), patrząc na kamieniołom z drogi biegnącej ponad jego krawędzią. Na ścianach kamieniołomu są widoczne regularne spęknięcia, szczególnie oddzielność pozioma jest bardzo wyraźna. Ponad kamieniołomem są widoczne pozostałości urządzeń wydobywczych i pomostów. Samym



**Fot. 48.** Kamieniołom granitu, w którym pracowali więźniowie obozu koncentracyjnego Gross Rosen (fot. A. Ihnatowicz)



**Fot. 49.** Tablica pamiątkowa poświęcona ofiarom obozu koncentracyjnego Gross Rosen (fot. J. Pacuła)

granitom przyjrzeć się można dokładniej w wielkich blokach rozmieszczonych przy drodze prowadzącej z kamieniołomu do muzeum. Są to typowe granity strzegomskie, średnio- i nierównoziarniste, jasnoszare. Występują w nich owalne, ciemnoszare, drobnoziarniste enklawy o średnicy 19–15 cm, o składzie diorytów kwarcowych lub tonalitów. Wokół nich są widoczne jasne obwódki skaleniowe będące efektem reakcji chemicznej między enklawą a otaczającym granitem.

Po powrocie na drogę 374 skręcamy w stronę Strzegomia. Kolejne kilka kamieniołomów to czynne zakłady górnicze, do których wstęp, z wyjątkiem specjalnych wycieczek, jest zabroniony. Możemy jednak przyjrzeć się im i prowadzonej w nich eksploatacji z dostępnych punktów widokowych, do tego celu wybrano kilka kamieniołomów, Żółkiewka I i II, Borów 1 oraz Czernica. Ze Strzegomia wyjeżdżamy przez Strzegom Grabinę i przejazd kolejowy w pobliżu czynnego kamieniołomu granitu Grabinex. Po prawej stronie drogi, ok. 2 km od centrum Strzegomia leżą jeden za drugim kamieniołomy Żółkiewka I i II (PD 45). Przy drodze znajdują się punkty widokowe umożliwiające obejrzenie obu obiektów (fot. 50), budowy kamieniołomów i sposobu eksploatacji bloków skalnych. W górnej części ścian jest widoczna warstwa nadkładu złożonego z luźnych utworów czwartorzędowych (gliny i piaski) oraz warstwy zwietrzałych granitów odznaczających się brunatno-żółtym zabarwieniem. Aby dotrzeć do litej, cennej skały cały nadkład musi być usunięty. Od momentu usunięcia



Fot. 50. Strzegom – widok ogólny kamieniołomu Żółkiewka II (fot. A. Ichnatowicz)

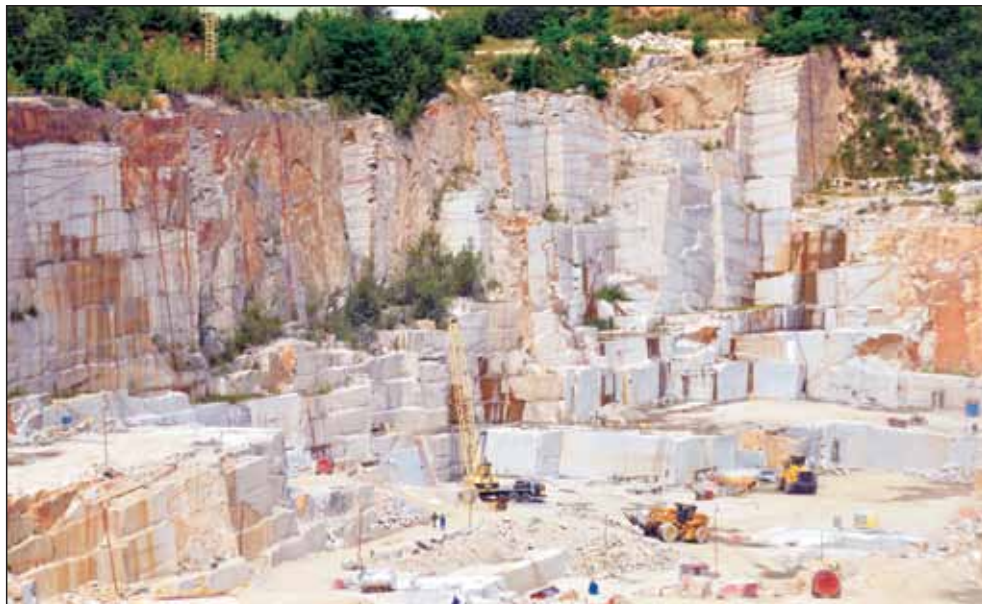
nadkładu rozpoczyna się eksploatacja właściwa. W kamieniołomach można zobaczyć tarasowaty system urabiania. Stopniowo powstają półki skalne, z których krawędzi są odspajane monolityczne bloki skalne. W zależności od gęstości spękań i możliwości maszyn transportowych wymiary tych bloków mają średnio  $2,7 \times 1,5 \times 1,5$  m, a wagę 16–18 ton. Objętość bloków skalnych możliwa do wydobywania ze złoża jest nazywana blocznością i określana w procentach. Bloczność granitów strzegomskich waha się w granicach 15–53%, co oznacza, że w tych granicach zmienia się objętość bloków w stosunku do objętości całego złoża. Parametr ten jest na płycie strzegomskiej na ogół bardzo korzystny. Odsparanie bloków odbywa się poprzez gęste nawiercanie otworów pionowych, a także poziomych. Do uzyskanych otworów wsuwa się tzw. kliny hydrauliczne, które poprzez zmianę objętości powodują pęknięcie skały wzdłuż linii odwiertów i uzyskanie luźnego bloku. Takie bloki możemy podziwiać przy drodze, po jej lewej stronie. Na niektórych są widoczne ślady odwiertów. Możemy tu przyjrzeć się strukturze granitu, a także gniazdom pegmatytowym. Na dnie kamieniołomu Żółkiewka II są widoczne rzępa – prostokątne baseny, w których gromadzą się wody opadowe i z ewentualnych wysięków szczelinowych.

Jadąc dalej przez Żelazów do Kostrzy, można zobaczyć inne, czynne kamieniołomy. Największy z nich Borów 2 leży na południe od tej wsi (PD 46). Do jego wnętrza (fot. 51) można spojrzeć od strony południowej w kierunku NW lub od strony NE ku SW, dostęp do punktów widokowych prowadzi ścieżką wokół ścian łomu. Ściany skalne kamieniołomu mają miejscami ponad 25 m wysokości, wyraźny jest regularny cios pokładowy i system spękań pionowych, prostopadłych w stosunku do siebie, czyli ortogonalnych, eksploatację prowadzi się podobnie jak w opisanych wcześniej zakładach górniczych. Poza wyrobiskiem jest widoczny zakład przetwórczy, w którym produkuje się foremne elementy skalne. Złoże Borów jest największym w całym regionie, jego zasoby przekraczają 130 mln ton przy rocznym wydobyciu rzędu 230 000 ton.

Po drugiej, zachodniej stronie szosy jest zlokalizowany nieczynny kamieniołom granitów (PD 47) z dobrym widokiem od strony zachodniej. Kamieniołom jest zalany wodą, dzięki czemu stanowi obiekt atrakcyjny widokowo (fot. 52). Występują w nim typowe, nierównoziarniste, jasnoszare granity biotytoowo-hornblendowe. Możemy je obserwować w blokach ułożonych ponad krawędzią wyrobiska.

Ostatni z wybranych przez nas kamieniołomów leży 2 km na wschód od wsi Czernica (PD 48). Dobry punkt widokowy od strony południowej na wyrobisko o głębokości do 30 m leży przy drodze ze wsi do stacji kolejowej PKP Czernica. Zwraca tu uwagę gruba warstwa zwietrzliny i zwietrzałych granitów ponad litą skałą, a także widoczna za wyrobiskiem hałda materiału nadkładu. Po zaprzestaniu wydobycia takim materiałem wypełnia się wyrobisko w celu jego tzw. rekultywacji. Inne sposoby rekultywacji starych kamieniołomów to kierunek wodny lub leśny. Problem zagospodarowania starych wyrobisk w rejonie Strzegomia będzie z czasem na-





**Fot. 51.** Borów – sposób urabiania bloków skalnych w czynnym kamieniołomie  
(fot. A. Ilnatowicz)



**Fot. 52.** Borów – zalany wodą nieczynny kamieniołom granitu  
(fot. A. Ilnatowicz)

rasał. Jak wynika z doświadczeń z wieloma, starymi, ponemieckimi kamieniołomami w Sudetach i na bloku przedsudeckim, jeśli nie zostały wcześniej zniszczone, stają się one z czasem obiektami cennymi przyrodniczo ze specyficzną florą i fauną.

Zanim opuścimy rejon Strzegomia powinniśmy sobie uświadomić, że granity nie są jedynym bogactwem mineralnym jego okolic. W kenozoiku, w warunkach ciepłego i wilgotnego klimatu, w zagłębieniach terenu kosztem granitów tworzyły się zwietrzelinowe pokrywy kaolinowe. Ponieważ kaolin tworzył się kosztem skaleni, w zwietrzelinach takich pozostawały okruchy kwarcu, niepodlegające wietrzeniu. W momencie gdy zwietrzelina została przemyta przez płynące wody, wówczas czysty kaolin, zwany kaolinem osadowym, tworzył złoża cennych glin ceramicznych i surowców ogniotrwałych. Największe złożo kaolinów osadowych i rezydualnych na Dolnym Śląsku zostało odkryte między Godziszówką a Tomkowicami na południowy zachód od Strzegomia. Złożo to, rozpoznane dzięki odwiertom, ma ok. 20 m miąższości i zasoby ponad 36 mln ton. Zalega ono pod kilkunastometrową pokrywą utworów czwartorzędowych, nie jest więc widoczne na powierzchni. Patrząc na szeroko rozłożone w tym miejscu pola warto pamiętać o zalegającym pod nimi bogactwie.

Z Czernicy udajemy się wąską, lokalną drogą ku północy w stronę Jawora i stąd drogą 373 w kierunku Luboradza. Tym samym opuszczamy tak ważny i interesujący pod względem górnictwa skalnego rejon Strzegomia i jedziemy w stronę Wądroża Wielkiego.

## **10** „Złote” nadzieje Legnickie Pole–Wądroże Wielkie

Rejon Legnickiego Pola–Wądroża Wielkiego leży w centralnej części bloku przedsudeckiego. Mamy tu do czynienia z najbardziej wysuniętymi ku północy odsłonięciami metamorficznego podłoża bloku (fig. 18). Aby dotrzeć do tego rejonu, skręcamy w lewo w Luboradzu, jadąc wąską, lokalną drogą ku północy. Po drodze na zboczu wzgórza Skalica (199 m n.p.m.) przed wsią Skąła występują typowe dla tej części bloku przedsudeckiego, fyllity, metałupki ilaste i metałupki szarogłazowo-ilaste. Te pierwotnie osadowe skały przeszły przeobrażenia metamorficzne niskiego stopnia. Objawiają się one poprzez pojawienie się gęstego złupkowania, dzięki któremu niektóre odmiany tych skał tworzą tzw. łupki dachówkowe, niegdyś popularne pokrycia dachów domów. Skały te można obserwować w starym kamieniołomie położonym za Jenkowem, ok. 7,7 km na wschód od Luboradza.

Przez Skąłę i Mierczyce dojeżdżamy do Wądroża Wielkiego. Tuż za doliną Wierzbiana droga prowadzi lekko ku górze – wjeżdżamy na wyniesienie całkiem odmienne geologicznie od otoczenia. Jest to wydłużona w kierunku WNW–ESE wychodnia



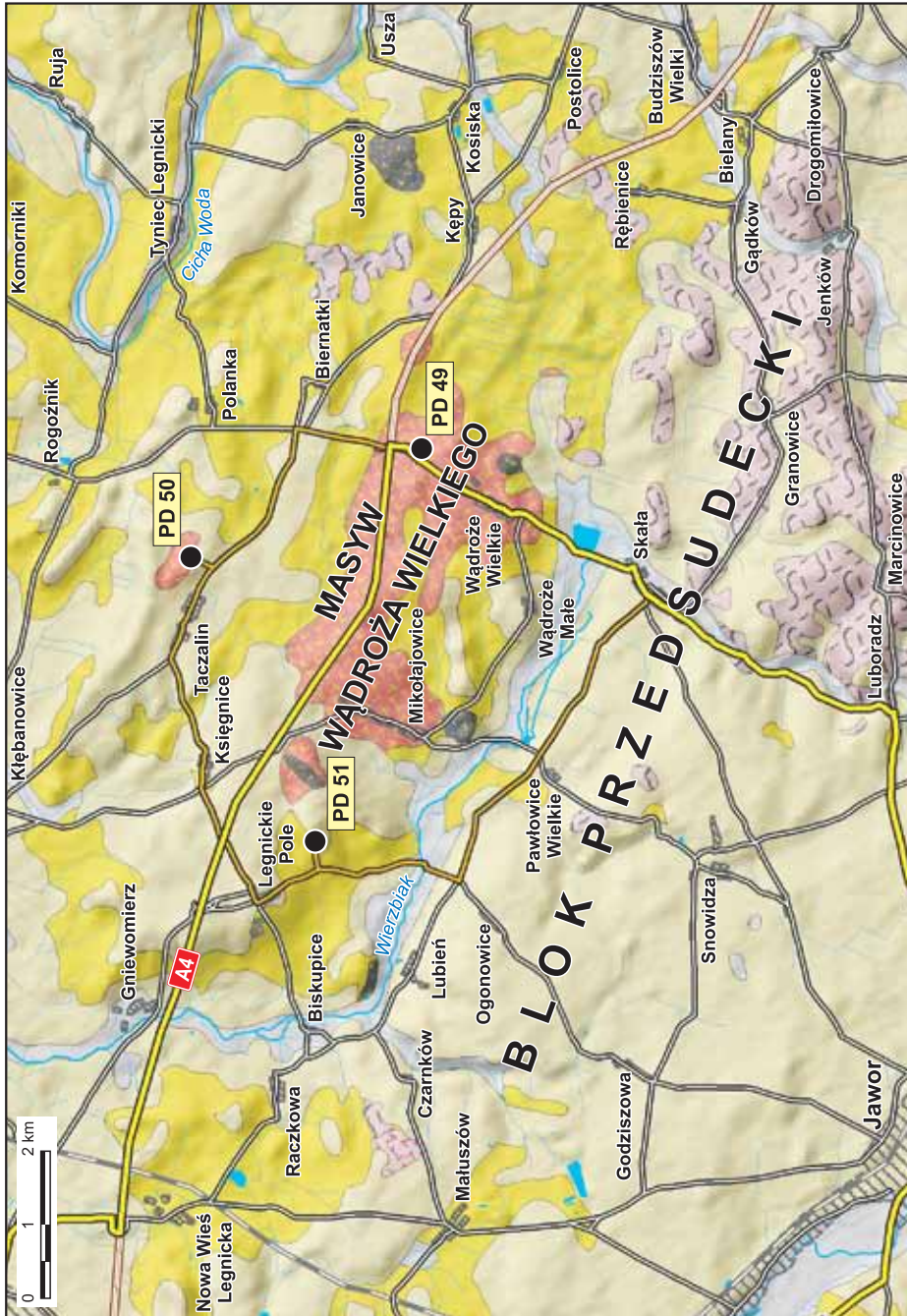


Fig. 18. Mapa geologiczno-turystyczna rejonu 10 – Legnickie Pole–Wądroże Wielkie

gruboziarnistych gnejsów oczkowych zwanych gnejsami Wądroża Wielkiego, których wiek ustalono na ok. 540 mln lat. Wychodnia ta ma 6 km długości i do 3 km szerokości. Gnejsy te kontaktują ze skałami osłony poprzez późne, kruche uskoki. Ich wyspowa pozycja między epimetamorficznymi seriami skalnymi bloku jest nadal do końca niewyjaśniona. Pod wieloma względami odpowiadają one ortognejsom izer skim, od których wychodni są oddalone o blisko 40 km. Niektóre dane geofizyczne wskazują jednak, że takie skały mogą budować podłoże struktury kaczańskiej.

Z gnejsami Wądroża Wielkiego możemy się zapoznać w północnej części wsi, w pobliżu zjazdu na autostradę A4. Znajduje się tu duży, stary, zalany wodą kamieniołom (fot. 53), w którego ścianach skalnych o wysokości 4–5 m nad lustrem wody pojawiają się szare lub żółto-szare gruboziarniste gnejsy oczkowe o niewyraźnie wykształconej foliacji (PD 49). Linijne ukierunkowanie minerałów na powierzchniach foliacji jest nachylone pod niewielkimi kątami ku SE.

Ostatnia ku północy wychodnia gnejsów leży w pobliżu Taczalina na Wzgórzu Kwarcowym (170 m n.p.m.) na północ od autostrady A4, pod którą przejeżdżamy przejazdem. Wzgórze to, jak sama nazwa wskazuje, jest założone na potężnej żyłce kwarcowej o długości prawie 1 km i szerokości wychodni 35 m (PD 50). Żyła ta, przebiegająca w kierunku NW–SE, zapada ku SW pod kątem 70°. W 1972 r. udokumentowano tu złożę kwarcu żyłowego przeznaczonego do produkcji żelazokrzemu, porcelany oraz mączki kwarcowej dla przemysłu farb i lakierów i przemysłu chemicznego. Mimo tak szerokich zastosowań eksploatacja jest tu prowadzona okre-



**Fot. 53.** Zalany wodą, nieczynny kamieniołom ortognejsów w Wądrożu Wielkim (fot. A. Ichnatowicz)





**Fot. 54.** Taczalin – eksploatowany okresowo kamieniołom kwarcu (fot. J. Pacuła)

sowo w północno-zachodniej części złoża, natomiast jego południowo-wschodnia część jest wyłączona z produkcji górniczej i częściowo zalana wodą (fot. 54). Ponad skarpami wyrobiska możemy znaleźć bloczki białego kwarcu średnioziarnistego, czasem z przerostami dużych ziaren tego minerału. Obecne zasoby kwarcu w Taczalinie są oceniane na 500 tys. ton, przy niewielkiej produkcji rocznej. Od strony autostrady złoża to jest widoczne z daleka dzięki dużej, białej hałdzie.

Jest ciekawostką, że podobne, choć znacznie mniejsze żyły kwarcowe, licznie występujące w obrębie gnejsów Wądroża Wielkiego, są uważane za źródło złota pierwotnego, którego złoża wtórne były od wieków przedmiotem zainteresowania i eksploatacji w tym rejonie. Ze złożami tymi jeszcze do niedawna, bo do lat 80. XX w. były wiązane nadzieje złożowe. Stąd tytułowe „złote nadzieje”.

Z Taczalina jedziemy przez Księginice do Legnickiego Pola, znów pod autostradą. Na rozległych polach wokół Taczalina stoją liczne elektrownie wiatrowe – znak nowych czasów, choć niekoniecznie dekoracja krajobrazu. Legnickie Pole jest łatwe do rozpoznania z daleka dzięki wieżom znanego kościoła barokowego. W 1241 r. odbyła się w tej okolicy słynna bitwa księcia legnickiego Henryka Pobożnego z Mongołami. Była to jedyna bitwa w historii Polski, w której piastowskie rycerstwo polskie i śląskie było posiłkowane przez zastęp rycerzy krzyżackich. W bitwie tej zginęło także wielu gwarków z rejonu Lwówka Śląskiego i Złotoryi. We wsi znajduje się muzeum bitwy legnickiej. Kilometr na południowy wschód od wsi w kierunku Strachowic, po lewej stronie szosy, rozciąga się pierwsze w rejonie pole

złotonośne. Przy szosie stoi tablica informacyjna o prowadzonych tu w latach 70. XX w. badaniach archeologicznych. Właściwe pole piasków i żwirów złotonośnych leży ok. 1 km ku wschodowi i obejmuje zalesione wzgórze Sosnowica (172 m n.p.m.) (PD 51). Dziś śladami dawnej eksploatacji są lejkowate doły (fot. 55) o średnicy do 7 m i głębokości do 3,5 m, na ich zboczach występują ostrokrawędziste bloczki kwarcowe do 10 cm średnicy. Są to zapadnięte wyloty szybów, w których pobliżu są widoczne zwały przemytych materiałów złotonośnych. Aby przebić się przez osady plejstoceniowe i dotrzeć do piasków i żwirów złotonośnych, szybiki takie musiały mieć przynajmniej 15 m głębokości. Podobne pole złotonośne leży na zachód od Wądroża Wielkiego, resztki starych wyrobisk pozostały jedynie w niewielkim lesie, na polach zostały one dawno zaorane. Jedynym śladem po dawnej eksploatacji są liczne, ostrokrawędziste bloczki i ziarna białego kwarcu.

Wydobycie złota w rejonie Legnickiego Pola–Wądroża Wielkiego rozpoczęło się w I połowie XIV w, kiedy to złoża w okolicach Lwówka Śląskiego i Złotoryi były na wyczerpaniu i trwało zaledwie ok. 30 lat. Przyczyną kryzysu było zalewanie wyrobisk przez wody podziemne, o czym wspominają źródła historyczne. W XVIII w. prowadzono prace rozpoznawcze, określono m.in. zawartość złota od 0,043 do 0,059 g/t. Odwierty wykonane tu w 1924 r. pozwoliły stwierdzić, że nie



**Fot. 55.** Charakterystyczne, zarośnięte leje po zapadniętych szybikach na dawnym polu złotonośnym na wzgórzu Sosnowica (fot. J. Pacuła)

istnieje jeden horyzont złotonośny, lecz że piaski i żwiry złotonośne tworzą izolowane partie. Co ciekawe, zainteresowanie złotem okrucowym z rejonu Legnickiego Pola trwało aż po lata 80. XX w., kiedy to projektowano nowy cykl badań, nigdy jednak niezrealizowany.

Nadal trwa dyskusja dotycząca genezy okruszcowania złotem. Białe i kremowe piaski i żwiry złotonośne zawierają znaczną ilość słabo obtoczonych okruców kwarcu, co świadczy o krótkim transporcie. Jednocześnie są często przewarstwiane przez wkładki kaolinów i glin – to także przemawia za koncepcją pochodzenia złota z pobliskiego masywu gnejsowego Wądroża, który w paleogenie i neogenie podlegał intensywnemu wietrzeniu chemicznemu. Z masywu tego są znane liczne żyły kwarcowe będące prawdopodobnie efektem waryscyjskiej aktywności hydrotermalnej. Masyw gnejsowy Wądroża i wschodnie granitów strzegomskich dzieli nieco ponad 6 km. Mechanizm powstawania złóż złotonośnych można obserwować na południe od Wądroża Wielkiego, na wschód od szosy do Mierczyc. Sterczy tu wypreparowana przez wietrzenie gnejsów żyła kwarcowa, w której na wschodnich stokach nagromadziły się pokrywy złotonośnych żwirów kwarcowych, niegdyś intensywnie wydobywane w przyległej dolince. Takie i podobne fakty świadczą o tym, że pokrywy złotonośne z rejonu Wądroża, Legnickiego Pola i Mikołajowic są pochodzenia lokalnego i różnią się genetycznie od złóż złota z okolic Lwówka Śląskiego i Złotoryi.

## **Legnica**

Kończymy wizytę w tym ostatnim rejonie naszej geoturystycznej wyprawy. Z Wądroża Wielkiego, korzystając z autostrady, jedziemy do Legnicy. Chociaż samo miasto leży w obrębie bloku przedsudeckiego, jest dziś słusznie uważane za stolicę polskiej miedzi. Proponujemy, żeby zakończyć wycieczkę w legnickim Muzeum Miedzi (ul. Partyzantów 3). Mieści się ono w niepowtarzalnym, barokowym gmachu dawnego pałacu opatów cysterskich (zbudowanym w latach 1726–1728), który razem z pobliskimi budynkami Akademii Rycerskiej, Kolegium Jezuickiego i kościoła św. Jana tworzy piękny zespół architektoniczny położony obok rynku. Na naszej trasie geoturystycznej mogliśmy się przekonać jak bardzo w dawnych czasach było aktywne górnictwo rud metali: miedzi, ołowiu, srebra, złota w Górach i na Pogórzu Kaczawskim. Nic więc dziwnego, że pobliska Legnica – siedziba książąt legnickich – była znana z przerobu miedzi i brązu, a od średniowiecza także z wydobywania miedzi. Muzeum posiada znaczący zbiór minerałów miedzi z całego świata, zabytki techniki z zakresu górnictwa i hutnictwa miedzi, kolekcje różnorodnych przedmiotów użytkowych i artystycznych z miedzi i jej stopów – narzędzia i broń, proste naczynia oraz sprzęty gospodarcze. Interesująca jest ekspozycja rozmaitych wytworów sztuki odlewniczej, kowalskiej i kotlarskiej, a także kolekcje dawnej i współczesnej rzeźby z brązu oraz zbiór miedziorytów.

Muzeum Miedzi już od dwudziestu lat prezentuje zbiory polskiego złotnictwa współczesnego, w tym prace z okresu międzywojennego i powojennego. W muzeum jest także dział związany z historią miasta od czasów prehistorycznych po współczesne pamiątki po armii radzieckiej.

Około 22 km na północ od miasta, w Lubinie rozpoczyna się obszar KGHM – największego w Europie i jednego z największych na świecie producentów miedzi i srebra. Złoże lubińskie pod względem budowy, wieku i zespołu minerałów rudnych jest podobne do cechsztyńskich złóż miedzi w niecce północnosudeckiej. Jest ono związane z kompleksami skał permu monokliny przedsudeckiej, czyli rozległej struktury, w obrębie której warstwy skalne są nachylone w jednym kierunku, ku NE pod niewielkim kątem 10–15°. Tym samym poziom rudonośny w zagłębiu KGHM zanurza się konsekwentnie i w okolicach Głogowa występuje na głębokości ponad 1,1–1,2 km.

## **Zakończenie**

Geoturystyczna trasa naszej wycieczki prowadziła przez zachodnią część Sudetów i Przedgórze Sudeckiego. Jest to obszar o niezwykle skomplikowanej, wielofazowej ewolucji geologicznej trwającej ponad 600 mln lat, w takim bowiem przedziale wiekowym mieszczą się skały tutaj występujące. Nasza trasa prowadziła przez różne regiony geograficzne, o pięknych krajobrazach i bogatej przyrodzie żywej. Bory Dolnośląskie, Góry i Pogórze Kaczawskie, Pogórze Izerskie to krainy o ogromnej wartości przyrodniczej, które odznaczają się także przebogatym dziedzictwem historycznym i kulturowym. W niemal każdym miasteczku czy mieście, ale także w wielu innych miejscach na naszej trasie, spotykamy się z historią, której materialnym dziedzictwem jest architektura. A z architekturą kościołów, ratuszy, starych kamieniczek, zamków czy pałaców wiąże się materiał skalny, z którego zostały one zbudowane. W naszym przewodniku często zwracamy na to uwagę. Jest to bowiem z jednej strony świadectwo kunsztu pradawnych kamieniarzy, ale także informacja o typach skał stosowanych w różnych rejonach w poszczególnych epokach. Nie wszystkie bowiem skały były eksploatowane jednocześnie, wiele zależało od miejscowych warunków geologicznych, odległości wychodni, trudności transportowych. Zwraca uwagę fakt, że cegła w budownictwie pojawia się na Dolnym Śląsku znacznie później, nie było tu bowiem odpowiednich złóż. W ten sposób geologia ściśle się wiąże z historią ludzkiej działalności.

Przejawem skomplikowanej historii tych ziem jest także dziedzictwo geologiczno-górniczne, kolejny, ważny temat naszego przewodnika. Najstarsze informacje o wydobywaniu złota w tym regionie sięgają XI w., w XII i XIII w. miały tu miejsce



prawdziwe „gorączki” tego kruszcu. Nieco później rozpoczęto eksploatację rud metali: miedzi, srebra, ołowiu i żelaza. Szczególnie interesująca jest historia pozyskiwania miedzi w tzw. starych zagłębiach miedziowych w rejonach Bolesławca i Złotoryi. Przewodnik prowadzi geoturystów poprzez rozpoznawalne do dziś ślady dawnego górnictwa, a także ruiny zabudowań i resztki wyrobisk podziemnych związanych z eksploatacją cechsztyńskich rud miedzi oraz barytu, zakończoną tu dopiero pod koniec XX w. Informacje o górnictwie są nierozzerwalnie związane z budową i ewolucją geologiczną regionu.

Wreszcie współczesne górnictwo skalne. Na trasie wycieczki odgrywa ono dzisiaj ogromną rolę, w przypadku granitów, piaskowców, bazaltów i surowców ceramicznych leżą tu najważniejsze złoża w kraju. W przewodniku omawiamy ich geologiczną pozycję, nawiązania do różnych etapów ewolucji geologicznej, a także sposoby eksploatacji. Prowadzimy geoturystów do wybranych obiektów związanych z działalnością górniczą, zawsze zwracając uwagę na problem dostępu do czynnych kopalń.

Dzisiaj region, w którym pokonujemy trasę przewodnika, korzysta w dużej mierze z tradycji górniczych i geologicznych. W Lwówku Śląskim odbywa się coroczne lipcowe Lwóweckie Lato Agatowe połączone z imprezami mineralogicznymi, wycieczkami i wykładami. Bolesławiec słynie ze swojego sierpniowego święta ceramiki, a Złotoryja – z zawodów w płukaniu złota. Miejscowi mieszkańcy przywiązują coraz większą wagę do tradycji historycznych, w tym także geologiczno-górnicznych.

Mamy nadzieję, że warto było ruszyć na wyprawę w głąb czasu i historii tej części Sudetów i ich przedpola.

*Stefan Cwojdzinski i Justyna Pacuła*

## Zalecana literatura

- CIEŹKOWSKI W., WOJEWODA J., ŻELAŻNIEWICZ A. (red.), 2003 — Przewodnik do wycieczek LXXIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Cieplice Śląskie-Zdrój, 11–13.09.2003 r. Wind, Wrocław.
- CWOJDZIŃSKI S., KOZDRÓJ W., 2007 — Sudety. Przewodnik Geoturystyczny wzdłuż trasy drogowej Nysa–Złoty Stok–Kłodzko–Wałbrzych–Jelenia Góra. PIG, Warszawa.
- CWOJDZIŃSKI S., PACUŁA J., 2013a — Atrakcje geoturystyczne Geostrady zachodniosudeckiej. *W: Geostrada sudecka. Przewodnik geologiczno-turystyczny* (red. A. Stachowiak, S. Cwojdziniński, A. Ihnatowicz, J. Pacuła, S. Mrazova, D. Skacelova, J. Otava, V. Pecina, M. Rejchrt, Z. Skacelova, J. Vecera): 19–84. PIG-PIB, Warszawa.
- CWOJDZIŃSKI S., PACUŁA J., 2013b — Geostrada sudecka. Folder 2 – Góry Izerskie i Karkonosze – granitowy świat. Folder 3 – Uskok śródsudecki – geologiczna granica światów. Folder 4 – Piętrowa budowa geologiczna – co to jest i jak powstaje. Folder 5 – Ślady dawnych wulkanów w Górach Kaczawskich. PIG-PIB, Warszawa.
- DZIEDZIC K., KOZŁOWSKI P., MAJEROWICZ A., SAWICKI L. (red.), 1979 — Surowce mineralne Dolnego Śląska. Zakład Narodowy im. Ossolińskich, PAN. Wrocław, Warszawa, Kraków, Gdańsk.
- GROCHOLSKI A., WIŚNIEWSKI E., 1995 — Przewodnik geologiczny po Parku Krajobrazowym „Chełmy” na Pogórzu Kaczawskim. PIG, Wrocław.
- JANECZEK J., KOZŁOWSKI K., ŻABA J., 1991 — Zbieramy minerały i skały. Wydaw. Geol., Warszawa.
- KNAPIK R., MIGOŃ P., 2013 – Georóżnorodność i geoturystyczne atrakcje Karkonoskiego Parku Narodowego i jego otuliny. KPN, Jelenia Góra.
- KNAPIK R., RYBSKI R., SZUSZKIEWICZ A., 2011 — Minerały polskich Karkonoszy. KPN, Jelenia Góra.
- KONSTANTYNOWICZ E. (red.), 1971 — Monografia przemysłu miedziowego w Polsce. Wydaw. Geol., Warszawa.
- KOZŁOWSKI S., 1986 — Surowce skalne Polski. Wydaw. Geol., Warszawa.
- KOŹMA J., CWOJDZIŃSKI S., SROGA C., 2013 — Perspektywiczne zasoby złóż surowców skalnych w Polsce. Środowiskowe uwarunkowania w ich wykorzystaniu. Poltegor-Instytut – Instytut Górnictwa Odkrywkowego, Wrocław–Kraków.
- MACIANTOWICZ M., KOŹMA J., 2014 — Łuk Mużakowa. Po obu stronach Nysy Łużyckiej. Geopark. przewodnik geologiczno-turystyczny. Łęknica. Chroma. Drukarnia Krzysztof Raczkowski. Żary.
- MACIEJAK K., MACIEJAK K., 2006 — Złotoryja i okolice. Wydaw. TMZZ, Złotoryja.
- MACIEJAK K., MACIEJAK K., 2006 — Na tropach dawnego górnictwa Gór i Pogórza Kaczawskiego. Goldcentrum, Złotoryja.
- MIGOŃ P., 2012 — Granit – od magmy do kamienia w służbie człowieka. W granitowym świecie zachodnich Sudetów. KPN, Jelenia Góra.
- MIGOŃ P., 2012 — Karkonosze – skały i krajobraz. KPN, Jelenia Góra.
- MIKULSKI, S. 2007 — The late Variscan gold mineralization in the Kaczawa Mountains, Western Sudetes. PGI Special Papers, 22.

- PIĄTEK E., PIĄTEK Z., RUSEWICZ H., 2004 — Tropami śląskiej miedzi. Złotoryjskie Towarzystwo Tradycji Górniczych, Towarzystwo Miłośników Ziemi Lubińskiej, Złotoryja–Lubin.
- STACHOWIAK A., CWOJDZIŃSKI S., IHNATOWICZ A., PACUŁA J., MRAZOVA S., SKACELOVA D., OTAVA J. PECINA V., REJCHRT M., SKACELOVA Z., VECERA J., 2013 — Geostrada sudecka. Przewodnik geologiczno-turystyczny. PIG-PIB, Warszawa.
- STAFFA M., MAZURSKI K., PISARSKI G., CZERWIŃSKI J., 2000a — Słownik geografii turystycznej Sudetów. 6. Góry Kaczawskie. Wydawnictwo I-BIS s.c., Wrocław.
- STAFFA M., MAZURSKI K., PISARSKI G., CZERWIŃSKI J., 2000b — Słownik geografii turystycznej Sudetów. 7. Pogórze Kaczawskie. Wydawnictwo I-BIS s.c., Wrocław.
- ŻELAŻNIEWICZ A., WOJEWODA J., CIĘŻKOWSKI W. (red.), 2011 — Przewodnik do wycieczek LXXXI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Żagań 23–25.09.2011 r. Wind, Wrocław.