

Paweł P. Zagożdżon



Wykorzystanie reliktyw
podziemnych robót górniczych
w polskiej części Sudetów
do celów naukowych

Paweł P. Zagożdżon

Wykorzystanie relikтів podziemnych robót górnich w polskiej części Sudetów do celów naukowych



Wydział Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii
Politechniki Wrocławskiej
Wrocław 2019

Recenzenci

Marek NIEĆ

Tadeusz A. PRZYLIBSKI

Projekt okładki

Janusz M. SZAFRAN

Fotografie na okładce

Uskok na ociosie Sztolni Starej w Różance oraz Włot pouranowej Sztolni nr 1 w Bobrowie;
fot. Katarzyna Zagożdżon

Wszelkie prawa zastrzeżone. Niniejsza książka, zarówno w całości, jak i we fragmentach, nie może być reprodukowana w sposób elektroniczny, fotograficzny i inny bez zgody wydawcy i właściciela praw autorskich.

© Copyright by Wydział Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii
Politechniki Wrocławskiej, Wrocław 2019

WYDZIAŁ GEOINŻYNIERII, GÓRNICTWA I GEOLOGII
POLITECHNIKI WROCŁAWSKIEJ

Wybrzeże Wyspiańskiego 27, 50-370 Wrocław

<http://www.wggg.pwr.edu.pl>

e-mail: wggg@pwr.edu.pl

ISBN 978-83-951536-5-5

Druk i oprawa: beta-druk, www.betadruk.pl

*Nigdy nie rób rzeczy,
które inni mogą zrobić i zrobić,
jeśli tylko istnieje coś,
czego inni nie mogą zrobić i nie zrobić.*

Amelia Earhart

Spis treści

1. Wstęp	7
2. Rys historii podziemnych robót górniczych na obszarze Sudetów i stan ich badań	11
3. Zarys budowy geologicznej Sudetów	21
4. Wybrane obiekty i obszary historycznych podziemnych robót górniczych jako obiekty badań	29
4.1. Masyw karkonosko-izerski i kaczawskie pasmo łupkowo-zieleńcowe	31
4.1.1. Góra Bielec – złoża żyłowe na kontakcie plutonu karkonoskiego i osłony metamorficznej	34
4.1.2. Szklarska Poręba – północny kontakt granitu karkonoskiego oraz złoża pirytu w wyrobiskach z XVI, XVIII i XX w.	43
4.1.3. Elementy budowy karkonoskiego masywu granitoidowego w wyrobiskach badawczych i eksploatacyjnych	58
4.1.4. Ciechanowice – zagadnienia geologiczne i górnicze w węźle strukturalnym Miedzianki-Ciechanowic	73
4.1.5. Rozdroże Izerskie – budowa wewnętrzna największej żyły kwarcowej w Sudetach	90
4.2. Masyw Gór Sowich	103
4.2.1. Obiekt Osówka – zespół żył granitów reomorficznych w gnejsach sowiogórskich	104
4.2.2. Kopalnia <i>Amalie</i> w Srebrnej Górze – struktura, okruszczowanie i hydrogeologia złoża w węźle tektonicznym uskoku śródsudeckiego i sudeckiego uskoku brzeżnego	112
4.3. Metamorfik kłodzki	124
4.3.1. Twierdza Kłodzka – profil metamorfiku kłodzkiego i system prowadzenia robót w sztolni odwadniającej zespół chodników minerskich	124
4.4. Masyw orlicko-śnieżnicki	131
4.4.1. Marcinków – elementy budowy polimineralnego złoża i współczesne procesy mineralotwórcze	131
4.4.2. Elektrownia szczytowo-pompowa w Młotach – unikatowy, rozległy obiekt podziemny z przejawami współczesnych procesów mineralotwórczych	140
4.4.3. Żłota Sztolnia – historia degradacji wyjątkowego obiektu pogórniczego	151
4.4.4. Marmury w komorach eksploatacyjnych na obszarze krystaliniku Łądko-Śnieżnika	164
4.5. Rów Nysy	172
4.5.1. Różanka – strefa uskoku ramowego rowu górnej Nysy i obszar historycznej eksploatacji rud żelaza	173
4.6. Synklinorium śródsudeckie	186
4.6.1. Kamienna Góra – szczegółowy wgląd w budowę zachodniego skrzydła niecki śródsudeckiej	187

4.6.2.	Boguszów-Gorce – profil stropowych warstw formacji z Wałbrzycha i intruzja Chelmca w sztolniowych ujęciach wód podziemnych	199
4.6.3.	Uniechów – profil horyzontu węglanowych warstw z Chelmska Śląskiego w XIX-wiecznych komorach eksploatacyjnych	208
4.7.	Struktura Świebodzic	218
4.7.1.	Podziemia Zamku Książ – szczegóły wykształcenia formacji z Książa i obraz tektoniki dysjunktywnej	219
4.7.2.	„Sztolnie Daisy” koło Lubiechowa – szczegóły budowy fragmentu jednostki Świebodzic i studium reliktów działalności górniczej	227
4.8.	Struktura Bardzka	238
4.8.1.	Sztolnia <i>Hermannloch</i> w Janowcu – studium mineralizacji pirytowej w historycznej kopalni łupków alunowych	238
5.	Historyczne sudeckie obiekty podziemne jako źródło multidyscyplinarnej wiedzy	247
5.1.	Zróżnicowanie obiektów podziemnych w Sudetach – propozycja typologii	247
5.2.	Uszczegółowienie obrazu budowy geologicznej	251
5.2.1.	Zwiększenie szczegółowości rozpoznania kartograficznego	252
5.2.2.	Uściślenie danych litologicznych	254
5.2.3.	Obserwacje elementów struktury górotworu	256
5.2.4.	Zagadnienia geologiczno-złożowe	260
5.3.	Współczesne procesy mineralotwórcze	264
5.3.1.	Gips	265
5.3.2.	Nacieki i kaltemity węglanowe	267
5.3.3.	Nacieki i precypitaty środowisk AMD	273
5.3.4.	Nacieki lodowe	283
5.4.	Wybrane zagadnienia hydrogeologiczne	284
5.5.	Relikty historycznej techniki górniczej	288
5.5.1.	Forma wyrobisk	288
5.5.2.	Relikty metod urabiania	293
5.5.3.	Inne zagadnienia związane z historyczną eksploatacją	297
6.	Podsumowanie	299
	Podziękowania	303
	Literatura	305
	Use of relics of underground mining workings located in the Polish part of the Sudety Mountains for scientific purposes	331

1. Wstęp

Dolny Śląsk, a zwłaszcza jego górską część – Sudety, to obszar wyjątkowy pod względem geologicznym – w tym złożowym, a co za tym idzie, również górniczym. Bardzo skomplikowana budowa górotworu, tzw. mozaikowa struktura, długa ewolucja geologiczna, obecność licznych nieciągłości tektonicznych, szereg faz magmatyzmu – to niektóre z czynników, które spowodowały ukształtowanie setek złóż szerokiej gamy kopalin. Przez wieki były one intensywnie rozpoznawane i eksploatowane, w dużej mierze za pomocą robót podziemnych, których relikty do dziś są doskonale zachowane. Te obiekty stanowią główną grupę opisanych tu poligonów badawczych. Geograficzne położenie Sudetów przez wiele wieków decydowało o ich wysokim geopolitycznym znaczeniu. W rezultacie powstał tu szereg często rozległych obiektów podziemnych, wykonanych za pomocą technik górniczych, ale o przeznaczeniu zdecydowanie odmiennym – w różny sposób związanych z prowadzeniem działań wojennych. Natomiast specyfika ukształtowania terenu Sudetów umożliwiła budowę różnorodnych elementów podziemnej infrastruktury przemysłowej i technicznej. Również niektóre z takich obiektów zostały tu przedstawione.

Praca przedstawia zagadnienie możliwości naukowego wykorzystania antropogenicznych obiektów podziemnych tego rodzaju, występujących na obszarze Sudetów – w wielu wypadkach nieznanych, a zazwyczaj traktowanych jako wyłącznie szkodliwe, niebezpieczne i niepotrzebne. Są one bardzo liczne (ich ogólną liczbę szacować można w tysiącach), a cechują je zróżnicowana wielkość i forma, stan zachowania i stopień rozpoznania. Dzieje wielu z nich są dobrze znane, inne są współcześnie wręcz na nowo odkrywane. Biorąc pod uwagę znaczenie kontekstu historycznego, w rozdziale drugim ukazano rys dziejów różnorodnych robót podziemnych prowadzonych na terenie Sudetów. W związku z dominującą tematyką opracowania kolejny rozdział przedstawia ogólne tło geologiczne zagadnienia – zarys budowy Sudetów. Zasadniczą część pracy to rozdział czwarty, zawierający dziewiętnaście szczegółowych opracowań poszczególnych obiektów, bądź obszarów. Przedstawione tam informacje ukazują dużą

różnorodność struktur i zjawisk badanych na poszczególnych stanowiskach. Rozdział piąty zawiera syntetyczne omówienie poszczególnych zjawisk rozpoznawanych w tych wyrobiskach, z odwołaniami do szeregu dalszych obiektów, starszych opracowań własnych oraz publikacji innych autorów.

★ ★ ★

Opracowanie obejmuje tematykę w przewadze geologiczną, za główny cel postawiono sobie możliwie szerokie nakreślenie zagadnień z tego zakresu, rozpatrywanych w charakteryzowanych obiektach podziemnych. Kopalnie, naruszając górotwór, z natury rzeczy odsłaniają go, stając się doskonałymi geologicznymi poligonami badawczymi. W Sudetach, po fazach intensywnej eksploatacji, pozostało wiele wyrobisk, zarówno odkrywkowych, jak i podziemnych. O ile pierwsze z nich są powszechnie i stale wykorzystywane w praktyce geologicznej, to dawne sztolnie rzadko stają się przedmiotem takiego zainteresowania. Oczywiście decydują tu czynniki takie jak dostępność obiektów i bezpieczeństwo prowadzenia prac badawczych. Porównując oba typy wyrobisk, jako stanowisk geologicznych można jednak wskazać istotne, niedoceniane atuty pozostałości górniczych robót podziemnych.

Po zakończeniu eksploatacji, zwłaszcza dawniejsze wyrobiska odkrywkowe ulegały wskutek oddziaływania czynników klimatycznych i pogodowych stopniowej renaturyzacji. Proces ten trwa i dziś, tak że po upływie kilku dziesięcioleci stanowiska obserwacyjne uchodzące niegdyś za klasyczne tracą czytelność. Jako przykłady podać można choćby dawne kamieniołomy marmurów w Kletnie, czy rezerwat przyrody „Róża bazaltowa” koło Złotoryi. Wyrobiska kamieniołomów współcześnie wygaszających działalność, zgodnie z przepisami, muszą podlegać rekultywacji, która w swej „czystej formie” polega na ich jak najdokładniejszej likwidacji, zamaskowaniu „szkód górniczych” – w ten sposób całkowicie traci się dostęp do górotworu. W tym kontekście dawne dostępne wyrobiska podziemne okazują się znacznie bardziej trwałymi rezerwuarami informacji geologicznej. Panujący tam stabilny mikroklimat (cechujący się właściwie stałością temperatury i wilgotności w ciągu roku oraz brakiem przemarzania na niemal całej długości wyrobisk) dobrze zabezpiecza rozcięty górotwór przed zmianami wietrzeniowymi. Daje to możliwość prowadzenia badań zarówno w wyrobiskach XX-wiecznych, jak i tych o nawet 500-letniej historii.

Sudety, ze swą skomplikowaną strukturą, są dość dobrze rozpoznane pod względem geologicznym, ale z drugiej strony, w wielu ich częściach geolodzy kartujący skarżą

się na „permanentny deficyt odsłoneń podłoża”. Również ze względu na wspomniany proces degradacji starych odkrywek warto więc zwracać uwagę na dane geologiczne, które można pozyskiwać w obiektach podziemnych. Często udostępniają one górotwór właśnie w rejonach ubogich w odsłonięcia powierzchniowe. Co więcej, możliwa jest w nich obserwacja struktur słabo widocznych lub praktycznie niedostępnych na powierzchni. Najlepszym przykładem są tu strefy uskokowe, często silnie strzaskane lub wypełnione materiałem ilastym. Rzadko w dobrym stanie zachowane są one w odsłonięciach powierzchniowych, a stan ten szybko ulega pogorszeniu, co ilustruje np. odkrywka sudeckiego uskoku brzeźnego przy drodze krajowej nr 5 w Dobromierzu. Strefy takie – wykazujące skrajnie niską wytrzymałość mechaniczną, są jednak doskonale zachowane w wielu sudeckich wyrobiskach podziemnych, umożliwiając prowadzenie detalicznych badań ich budowy.

Kluczowym czynnikiem ograniczającym możliwości wykorzystania historycznych obiektów podziemnych (w większości dawnych kopalń) do prowadzenia prac badawczych, jest kwestia bezpieczeństwa. Trzeba jednak zwrócić uwagę, że szereg takich obiektów jest dziś udostępnionych do turystycznego zwiedzania, prowadzony jest regularny monitoring ich stanu technicznego i posiadają oświetlenie, co pozwala na komfortowe i bezpieczne wykonywanie obserwacji. Znaczna część pozostałych wykazuje wysoką stabilność, porównywalną z jaskiniami, standardowo stanowiącymi przecież obiekt badań geologicznych. Jedynie ich wykonane w zwierzelinie odcinki przywlotowe oraz strefy, gdzie wyrobiska przebijają strefy uskokowe lub strefy występowania odmian skalnych o niskiej wytrzymałości (np. łupki grafitowe, czy ilaste) wymagają zachowania wyjątkowej uwagi. Bardzo zróżnicowane bywają warunki prowadzenia prac – niekiedy są dobre (w wyrobiskach suchych, przestronnych), w innych przypadkach trzeba je określić jako uciążliwe lub wręcz trudne (w wodzie o głębokości przekraczającej niekiedy 1 m, czy w ciasnych, np. częściowo podsadzonych chodnikach). Należy też wyraźnie podkreślić, że wiele dawnych wyrobisk górniczych to obiekty niebezpieczne, zarówno ze względu na ich stan techniczny, jak też np. rodzaj atmosfery kopalnianej – ubogiej niekiedy w tlen, czy zawierającej niebezpieczne koncentracje tlenków węgla, metanu albo radonu. Jakakolwiek ich penetracja, a tym bardziej prowadzenie badań są zdecydowanie niewskazane.

Te dawne wyrobiska są też w wielu przypadkach stanowiskami o wartości historycznej i charakterze *de facto* zabytkowym, ze względu na wiek oraz obecność zachowanych reliktyw techniki górniczej. Z tej przyczyny niektóre z nich obejmowane są badaniami w zakresie historii techniki i archeologii.

Badane obiekty podziemne cechują bardzo specyficzne warunki środowiskowe, na które składają się panująca ciemność, stała temperatura i wilgotność – podobne jak w strukturach krasowych, przy jednoczesnym ogromnym zróżnicowaniu składu mineralnego podłoża oraz składu chemicznego wód i atmosfery. Dlatego niekiedy stają się siedliskami umożliwiającymi rozwój wyjątkowych organizmów żywych, stanowiących przedmiot różnych studiów biologicznych.

Takie obiekty podziemne mogą więc pełnić funkcje źródeł różnorodnej wiedzy, m.in. jako „kopalnie danych geologicznych”, na co wskazywano już rozpoczynając ich badania (*Sztolnia na Górze Rudnik – kopalnia wiadomości geologicznych* – Zagożdżonowie, 1996) oraz później (Zagożdżonowie, 2005; Zagożdżon, 2016). Na ich podobne znaczenie w zakresie historii górnictwa wskazywali Madziarz i Sztuk (2005), a jako wymierny, materialny tego dowód wskazać można unikatowe pozostałości tłokowej pompy górniczej, odkryte w szybie górniczym *Hundsücken* w Gierczynie (Pol, 1999).



Do badań autor wytypował trzydzieści trzy obiekty podziemne położone w dziewiętnastu obszarach badawczych. W większości nie były one dotąd szczegółowo opisywane, w dużej części są one niewielkie, ale udostępniają interesujące i bardzo różnorodne struktury oraz procesy geologiczne. Obiekty te znajdują się na obszarze dziewięciu jednostek tektonicznych Sudetów. Pod względem genetycznym w większości są to relikty działalności górniczej (odosobnione sztolnie, czy fragmenty różnej wielkości kopalń, wyrobiska poszukiwawcze lub rozpoznawcze), inne powstały jako obiekty o przeznaczeniu militarnym lub przemysłowym (energetycznym).

Omówienia poszczególnych stanowisk obejmują charakterystyki petrograficzne szeregu skał magmowych, metamorficznych, osadowych i żyłowych, opisy kontaktów odmian skalnych, mineralizacji (w tym różnorodnej mineralizacji rudnej oraz współczesnych procesów minerałotwórczych), budowy tektonicznej górotworu i struktury złóż, licznych stref uskokowych, eksploatowanych surowców mineralnych, czy wybranych zagadnień hydrogeologicznych.

W badanych obiektach opisano zachowane relikty działalności górniczej, takie jak zróżnicowane wyrobiska oraz ślady stosowanych metod urabiania, transportu, zabezpieczenia wyrobisk, czy oświetlenia kopalń. W kilku przypadkach zwrócono uwagę na przykłady interesujących organizmów żywych zasiedlających współcześnie te obiekty podziemne.

2. Rys historii podziemnych robót górniczych na obszarze Sudetów i stan ich badań

Historia działalności górniczej na obszarze Dolnego Śląska, traktowanego jako zwarty obszar jej prowadzenia, jest od dawna badana i przedstawiana. Szereg obszer-nych dzieł ukazuje to zagadnienie całościowo (np.: Steinbek, 1857; Fechner, 1903), w większości skupiając się jednak na górnictwie kruszczowym (Festenberg-Packisch, 1881; Molenda, 1960; Dziekoński, 1972). Inne opracowania traktują o historii wydoby-cia na wybranych obszarach, stanowiących zwarte elementy rzeźby terenu. Powstały one np. dla Masywu Śnieżnika (Ciężkowski, 1989a; Ciężkowski i in., 1996), ziemi kłodz-kiej (Gluziński, 1960; Zagożdżon, 2001), Gór Sowich (Piątek i Piątek, 2000; Mączka i Stysz, 2006), czy Gór Kaczawskich (Maciejak i Maciejak, 2006; 2013a). Inne prace dotyczą historii rozwoju działów górnictwa, czy eksploatacji wybranych rodzajów złóż, albo poszczególnych dużych ośrodków wydobywczych – na przestrzeni całych dziejów lub w wybranych okresach. Wśród wielu przykładów wskazać tu można opracowania Piątków, dotyczące dolnośląskiego górnictwa węgla i rud (Piątek, 2002; Piątek i Piątek, 2002), czy Stolarczyka – na temat złóż polimetalicznych (2012). Historia eksploatacji rud cyny w rejonie Krobicy–Przecznicy omawiana była przez Madziarza i Sztuka (2006), kopalnie kowarskie – m.in. przez Adamskiego (2002), historię robót w Złotym Stoku szczegółowo przedstawili Mikoś i in. (2009), a głuchołasko-zlatohorski obszar wydoby-wania złota (dawny *Cukmantel*) opisywali m.in. Chrobak i Szymkowicz (2009). Prze-gład informacji historycznych znajdziemy też w niektórych opracowaniach geologicz-no-złożowych (np. Dziedzic i in., 1979). Obok ogólnych i szczegółowych opracowań naukowych świadomie przytoczono tu też przykłady publikacji popularnonaukowych lub turystycznych, niejednokrotnie zawierających dużo istotnych informacji podsta-wowych.

Zwłaszcza w ostatnich latach pojawiają się licznie coraz bardziej szczegółowe opra-cowania historyczne mniejszych kopalń i obszarów wydobywania. Interesującymi, zawar-

tymi źródłami takich danych są materiały do niektórych terenowych spotkań naukowych, jak np. konferencje *Uczniowie Agricoli* (Kowary, 2002 r.), czy *Europejskie dziedzictwo górnictwa złota na terenie Głucholaz i Złatych Hor* (Głucholazy, 2002 r.), *I Warsztaty Dziedzictwo i historia górnictwa* (Złoty Stok, 2016 r.) oraz cyklicznie odbywająca się konferencja *Dziedzictwo i historia górnictwa oraz wykorzystanie pozostałości dawnych robót górniczych* (history-of-mining, 2019). Opracowania z zakresu historii górnictwa charakteryzowanego obszaru często pojawiają się w czasopismach popularnych i krajoznawczych, jak *Sudety*, czy *Odkrywca*. Wreszcie jest to tematyka wiodąca w materiałach od ponad 10 lat corocznie wydawanych przez Wydział Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii Politechniki Wrocławskiej. Najpierw jako opracowanie zwarte *Dzieje Górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury* (2008–2013 r.), a później – w czasopiśmie *Hereditas Minariorum* (od 2014 r.; history-of-mining, 2019).

W związku z przedstawianym w literaturze szerokim i szczegółowym rozpoznaniem historii robót górniczych na obszarze Sudetów poniżej zarysowano tylko zagadnienie ogółu prowadzonych tu historycznych robót podziemnych – prac o charakterze typowo górniczym, choć w wielu wypadkach wykonywanych w celach absolutnie nie związanych z pozyskiwaniem kopalin, czy rozpoznawaniem złóż. Zwrócono przy tym uwagę na pewne rzadziej ukazywane kwestie dotyczące historii wydobywania i – ogólniej, robót podziemnych.



Według Quiringa (1948) najstarsze na Śląsku roboty poszukiwawcze za złotem prowadzić mieli Kreteńczycy około 2000 r. p.n.e., a następnie – w IV–III w. p.n.e. – Celtowie. Są to jednak przypuszczenia oparte na nielicznych znaleziskach archeologicznych, niekoniecznie wskazujących na prowadzenie robót górniczych, wydaje się też, że jeśli faktycznie prowadzono wówczas poszukiwania, to raczej nie wykorzystywano metod podziemnych. Innych sugestii co do wczesnego wykorzystania złóż tego rejonu dostarczają znaleziska wyrobów z brązu, zaliczanych do kultury łużyckiej i unietyckiej (II tysiąclecie p.n.e. i XIII–VI w. p.n.e.; por. Madziarz i Sztuk, 2012). W VII i VIII w. roboty w rejonie dzisiejszego Złotego Stoku mogli prowadzić Serbowie Łużyccy (por. Mikoś i in., 2009).

Najstarsze, potwierdzone pisanymi dokumentami roboty górnicze na Dolnym Śląsku – eksploatacja wtórnych złóż złota – prowadzone były w rejonie pomiędzy Boleśławcem, Lwówkiem Śląskim, Złotoryją, a Mikołajowicami, ich początki datuje się na

okres XII w. (Dziekoński, 1972). Obszar ten w większości położony jest w Górach Kaczawskich, wydobyć prowadzono głównie metodami powierzchniowymi, ale niekiedy stosowano również eksploatację podziemną – za pomocą sztolni i szybików (Dziekoński, 1972; 1977; Grodzicki, 1967). Na poły legendarne przekazy, związane z górnikiem *Laurentiusem Angelusem*, sytuują w wieku XII również początek robót górniczych na terenie Kowar (1148 r. – Zimnoch 1961; Kapałczyński 1993) oraz Miedzianki (1156 r. – Dziekoński, 1972; 1977). W wieku XII rozwiniętym ośrodkiem wydobywania złota był już rejon Głucholaz–Złatych Hor (Chrobak i Szymkowicz, 2009).

Główne ramy czasowe etapów rozwoju górnictwa na Dolnym Śląsku przedstawił Dziekoński (1972). Pierwszy z nich obejmuje okres (XII?–) XIII–XIV w. W tym czasie następował rozkwit górnictwa złota w ośrodku złotoryjskim (które na koniec przeniosło się w kierunku Legnicy). Również działalność górnicza w Złotym Stoku udokumentowana jest od XIII w. O ówczesnym znaczeniu tego obszaru decydowała produkcja złota, sięgająca niekiedy być może 10% globalnej produkcji w Europie (Dziekoński, 1972; Dziedzic i in., 1979; Mikoś i in., 2009). W wieku XIII rozkwitał też głucholasko-złatohorski ośrodek wydobywania złota (por. Jirásek i Hrabálek 2007). Pierwszy zachowany dokument, poświadczający działalność górniczą w Miedziance datowany jest na 1311 r., można więc przypuszczać, że była tam ona prowadzona co najmniej od początku XIV w. (Dziekoński, 1972; Franasik, 1977; Madziarz, 2010). Z połowy XIV w. pochodzą poświadczenia eksploatacji rud żelaza w Kowarach (Kapałczyński 1993) oraz w Kletnie (Gluziński, 1960; Ciężkowski, 1989a). Istotnym faktem jest też udokumentowanie, za pomocą metod dendrochronologicznych, XII/XIII-wiecznych robót górniczych w Srebrnej Górze (Stysz i Szychowska-Krąpiec, 2016).

Drugi okres rozwoju górnictwa Dolnego Śląska – w tym interesujących nas Sudetów, zdaniem Dziekońskiego (1972) rozpoczął się u schyłku wieku XV w., a zakończył w połowie wieku XVI. Potwierdza to zestawienie chronologii robót górniczych w Masywie Śnieżnika, przedstawione przez Ciężkowskiego i in. (1996). Te „czasy Agricoli” zaznaczyły się w Sudetach powrotem do eksploatacji w starych wyrobiskach oraz powstawaniem wielu nowych, choć często drobnych ośrodków górniczych. Dziekoński, (1972; 1977), jako najważniejszy w tym czasie obszar górniczy, wskazuje Złoty Stok, wspomina też znaczną aktywność w zakresie wydobywania rud srebra w Boguszowie (od 1530 r. – por. Krzyżanowski i Wójcik, 2008a), miedzi w Miedziance, czy cyny w rejonie Gierczyna. Pamiętać trzeba też np. o rozpoczęciu eksploatacji galeny srebrno-srebrnej w Bystrzycy Górnej (Madziarz, 2008). Początki XVI w. to także rozkwit górniczo-hutniczego ośrodka kowarskiego (Kapałczyński, 1993). Co jednak istotne w okresie tym, poza złotem i rudami metali, eksploatowano szereg innych kopalin, często dziś

zapominanych, a dających dobry pogląd na zróżnicowanie ówczesnej aktywności górniczej i przeróbczej. Na początku XVI w. rozpoczęto choćby wydobywanie pirytu dla witriolejny w Szklarskiej Porębie, czy „rud alunu” np. w Janowcu koło Barda (por. dalsze rozdziały). Od wieku XV eksploatowano też węgiel kamienny w okolicach Nowej Rudy i Wałbrzycha (Michalkiewicz, 1977; Jaros, 1984), a w wieku XVI nastąpił znaczący rozwój tej gałęzi ówczesnego górnictwa (Piątek, 1989).

Ostatni etap rozwoju górnictwa według Dziekońskiego (1972) przypadł na wiek XVIII i pierwszą połowę XIX w. I tym razem, po fazie zastoju, w pierwszym rządzie wracano do dawnych wyrobisk, jednak stare złoża w większości okazały się wyczerpane lub zbyt ubogie. Jego zdaniem skoncentrowana i bardziej stała działalność prowadzona była w nielicznych ośrodkach: Miedziance, Gierczynie, Przecznicy, a zwłaszcza Złotym Stoku, gdzie od XVIII w. zasadniczo zmieniono charakter produkcji – główną pozyskiwaną kopalnią stał się arsen (Dziekoński, 1972; Mikoś i in., 2009). Obraz taki wydaje się jednak zbyt uproszczony, trudno nie wymienić choć niektórych miejsc eksploatacji różnorodnych surowców. Od 2 poł. XVIII w. funkcjonowała kopalnia łupków pirytowych w Wieściszowicach (Krajewski, 1949). W latach 30., a potem 60. i 80. XVIII w. prowadzono szeroko zakrojone roboty na obszarze występowania osadowych rud miedzi synklinorium śródsudeckiego. Ze zmiennym powodzeniem kontynuowano je w XIX i na początku XX w. (Kaczmarek i Rożek, 2008). W roku 1867 otwarto kopalnię barytu w Boguszowie (Frasasik, 1977). W Kowarach, w roku 1811 odkryto nowe złoża magnetytu (Kapałczyński, 1993), a w połowie XIX w. rozpoczęto eksploatację fluorytu w kopalni *Rübezahl* (Adamski, 2002).

Stopniowo wzrosło znaczenie górnictwa węgla kamiennego. Wzmiankowane od XV w. i stopniowo rozwijające się w wieku XVII, w kolejnym stuleciu było już ważnym działem sudeckiego górnictwa. Kopalnie funkcjonowały w całym pasie wychodni produkcyjnego karbonu, również np. w rejonie Bożkowa (od 1740 r. – kopalnie *Frischauf* i *Francisca*), a później – Kamiennej Góry (*Louise* – około 1789–1865 r.) i Lubawki (*Liebauer Kohlenferrein* – 60. i 70. lata XIX w.; Jaros, 1984). Na przełomie XVIII i XIX w. całkowita produkcja węgla wynosiła tu około 100 000 t rocznie, zaś sto lat później było to już niemal 4,8 mln t, dostarczanych przez kilkanaście dużych kopalń, głównie jednak rozlokowanych w okolicy Wałbrzycha i Nowej Rudy (Michalkiewicz, 1977; Piątek, 1989).

Dla tego okresu, obok informacji o kopalniach rud i węgla kamiennego, rzadko pojawiają się dane dotyczące podziemnej eksploatacji innych kopalni. Być może pod koniec XVIII w., a na pewno w XIX w. na dość szeroką skalę eksploatowano skały węglanowe (marmury, wapienie, wapienie dolomityczne) z małych złóż, jako surowiec

dla lokalnego wapiennictwa (por. rozdz. 4.1.4, 4.4.4, 4.6.3). W rejonie Lwówka Śląskiego, od schyłku XVIII w. wybierano lokalnie pokłady węgla górnokredowych (Maciejak i Maciejak, 2013b), na przełomie XVIII i XIX stulecia rozpoczęto eksploatację węgla brunatnego w Turoszowie (Kwaśny, 1977). Dobry przykład różnorodności złóż eksploatowanych w tym czasie daje mała kopalnia *Schwarze Minna*, położona tuż przy sudeckim uskoku brzeźnym, gdzie najpierw pozyskiwano węgiel brunatny, a potem – trzeciorzędowy tuf, stanowiący surowiec do produkcji budowlanych materiałów wiążących (Maciejak i Maciejak, 2015). Praktycznie nie przedstawianym w literaturze zagadnieniem związanym z pozyskiwaniem surowców mineralnych za pomocą podziemnych robót górniczych, jest głębinie i eksploatacja sztolniowych ujęć wody (tzw. *Wasseröschchen*; por. rozdz. 4.6.2), które przypuszczalnie też należy wiązać z tym okresem.

W połowie XVIII w. prowadzono także roboty o charakterze górniczym przy modernizacji fortyfikacji wielkich twierdz górskich. Jak podaje Bukal (2000) do 1750 r. powstała sieć kontrminowa na przedpolu twierdzy kłodzkiej oraz, jak można przypuszczać, znajdująca się tam sztolnia odwadniająca.

Natomiast w połowie XIX w. w Sudetach rozpoczął się etap innej jeszcze aktywności, związanej ze zastosowaniem metod górnictwa podziemnego. W latach 1842–1880 prowadzono budowę linii kolejowych Zgorzelec–Wałbrzych, przedłużonej do Kłodzka oraz Wrocław–Międzyziesie, na których drążono szereg tuneli. Dalsze odcinki linii kolejowych wykonano w latach 1901–1906 oraz 1912. Łącznie powstało przy tym 18 tuneli, w większości o długości 80–400 m, ale pięć spośród nich ma długość przekraczającą 1000 m, a maksymalnie sięgającą 1601 m (Preidl, 2006).

W początkach XX w. zwiększało się znaczenie dużych kopalń. Nadal silnie rosła produkcja węgla kamiennego (Michalkiewicz, 1977). Od lat 20. podejmowano próby eksploatacji rud uranu w kopalni rud żelaza w Kowarach (por. Nieć, 2009). W połowie lat 30. szczegółowo rozpoznano złoża miedzi niecki grodzieckiej i złotoryjskiej, a później pospiesznie (w ramach przygotowań do nadchodzącej wojny) otwarto duże kopalnie *Mittlau-Grube*, *Mühlberg-Grube*, *Liebichau-Grube* i *Wahlstadt-Grube* (Paździora, 1996; Kaczmarek i Rożek, 2008).

W okresie II wojny światowej w Sudetach prowadzono intensywne roboty podziemne o różnym charakterze. Podejmowano próby eksploatacji dawniej zarzuconych złóż, jak np. w kopalni Gierczyn (Jaskólski, 1960; Szałamacha, 1982). Wydobyte w użytkowanych kopalniach często przybierało formę rabunkową, prowadzącą do przeekspluowania maszyn (por. Michalkiewicz, 1977). Od roku 1943 realizowano projekty podziemne o całkiem odmiennym charakterze, mające umożliwić zabezpieczenie newralgicznych elementów produkcji przemysłowej, przede wszystkim zbrojeniowej oraz

stworzenie sieci ukrytych stanowisk dowodzenia. Największy z nich i najlepiej znany to *Oberbauleitung „Riese”*, z terenu Gór Sowich i zamku Książ, który można wskazać jako jeden z olbrzymich projektów budowlanych III Rzeszy. Obejmuje on siedem znanych obiektów, składających się z wielkogabarytowych wyrobisk – chodników oraz hal (por. rozdz. 4.2.1). Ich łączna znana długość przekracza 8000 m, a kubatura sięga 100 000 m³ (Kruszyński, 1998). Ponadto w szeregu mniejszych miast powstawały podobne, choć nie tak rozległe obiekty, do których miała być przeniesiona produkcja. Ich przykłady znaleźć można w Kamiennej Górze (rozdz. 4.6.1), Lubaniu czy Bolkowie.

Lata powojenne to okres cechujący się dużą dynamiką podziemnych robót górniczych na terenie Sudetów – zarówno typowo eksploatacyjnych, jak i poszukiwawczych. Następował wówczas szereg zmian, zarówno pozytywnych (powrót do eksploatacji w istniejących kopalniach, intensywne poszukiwania i odkrywanie złóż, otwieranie kopalń), jak i negatywnych (wygaszanie działalności wydobywczej). Białaczewski, (1967) wyróżnił ogólnie trzy okresy prowadzenia geologiczno-złożowych prac rozpoznawczych, z których drugi (1951–55) był fazą intensywnego dokumentowania złóż, a trzeci (1956–66) – fazą kończenia tych robót.

Po zakończeniu II wojny światowej niemieckie kopalnie były przejmowane przez nowe władze i stopniowo uruchamiane. Niektóre – jak wałbrzyskie kopalnie węgla – rozpoczęły produkcję szybko, wykorzystując wiedzę nie wysiedlonych jeszcze specjalistów niemieckich (Kosmaty, 2010). Natomiast powrót do wydobywania w kopalniach miedzi synklinorium północnosudeckiego nastąpił dopiero w latach 50. XX w. (Frasnik, 1977; Kaczmarek i Rożek, 2008). Wiele zakładów górniczych znajdowało się w stanie dewastacji, tak ze względu na działania militarne, jak i nieracjonalne prowadzenie robót w stanie wojny (Białaczewski 1967).

Bezpośrednio po zakończeniu II wojny światowej dużą aktywność w kierunku poszukiwania rud uranu przejawiali Sowieci. Od roku 1947 albo 1948 prowadzili oni prace rewizyjne w starych wyrobiskach, a w latach 1950–1956 roboty poszukiwawcze z użyciem metod górniczych. W roku kolejnym zadania te przejęli Polacy (Sztuk i in., 1994; Klementowski, 2010; Solecki i in., 2011). Na obszarze Sudetów wskazano ostatecznie kilkanaście złóż, spośród których tylko kilka było eksploatowanych oraz kilkaset wystąpień mineralizacji uranowej. Największe ilości rud uranu pozyskano w Radoniowie i Podgórzu, ale wydobywanie prowadzono też w innych kopalniach (np. Kopaliny w Kletnie, Wolność w Kowarach, Dzieńmorowice), w Okrzeszynie i Grzmiącej podjęto eksploatację próbną (Borucki i in., 1967; Nieć, 2009; Miecznik i in., 2011; Solecki i in., 2011). Wszelką podziemną działalność górniczą związaną z poszukiwaniem i eksploatacją uranu zakończono w roku 1963 (Sztuk i in., 1994).

Jako przykłady podziemnych górniczych robót prospekcyjnych można wskazać poszukiwanie złóż cyny w rejonie Gierczyna, w latach 1952–1959 (Szałamacha, 1982), czy złóż hematytu w rejonie Kudowy w roku 1954 (Magda, 1960), odkrycie i udokumentowanie złoża barytu w Stanisławowie (eksploatowanego od 1957 r.; Dziedzic i in., 1979), albo prace prowadzone w Miedziance, Czarnowie czy Starej Górze. W latach 1960–1961 podziemnymi metodami górniczymi rozpoznawano złoża kwarcu żyłowego w Górach Izerskich (Szepietowska, 1984), a w latach 1964–1969 roboty rozpoznawcze wykonywano na wschodnich stokach Śnieżnika (Skurzewski, 1970; Przeniosło, Sylwestrzak, 1971a; 1971b).

Od połowy lat 50. XX w. likwidowano kopalnie kowarskie. W roku 1954 zamknięto kopalnię Liczyrzepa (dawna *Rübezahl*), a w roku 1958, po ośmiu latach funkcjonowania – Podgórze. Wreszcie w 1962 r. zlikwidowana została kopalnia Wolność, czyli dawna kopalnia żelaza *Freiheit*, w której w latach 1948–1951 eksploatowano rudy uranu, ale w ostatnim okresie powrócono do pozyskiwania magnetytu (Adamski, 2002). W roku 1959, po okresie eksploatacji rud uranu (1948–1953), a potem fluorytu, kończy się historia podziemnego górnictwa w Kletnie (Ciężkowski, 1989a). Wreszcie na rok 1961 przypada zakończenie eksploatacji i produkcji hutniczej w Złotym Stoku (Dziekoński, 1972).

Patrząc z obecnej – odległej w czasie perspektywy, w całej powojennej historii wskazać można dwa różne okresy aktywności poszukiwawczej i wydobywczej, których granicę postawić można na początku lub w połowie lat 60. Pierwszy z nich omówiono powyżej, drugi cechuje się głównie eksploatacją istniejących kopalń podziemnych, z fazami wygaszania poszczególnych ośrodków wydobywczych. Prowadzone nadal prace badawcze i poszukiwawcze (np. za złożami cyny, w rejonie Krobicy–Przecznicy, czy uranu w Grzmiącej i Wambierzycach) nie przyniosły pozytywnych rezultatów. W latach 1968–1976 zakończono wydobywanie w kopalniach Starego Zagłębia Miedziowego: Nowy Kościół, Lena i Lubichów. Niemal półtorej dekady później (1989 r.) zamknięto również – ostatnią w tym rejonie – kopalnię Konrad (Paździora, 1996).

W tym samym czasie, okresowo intensywnie roboty podziemne prowadzono na terenie Gór Bystrzyckich. Realizowano tam odosobnione, choć wyjątkowe co do celu i skali przedsięwzięcie, jakim była budowa elektrowni szczytowo-pompowej w Młotach. Działania rozpoczęto w roku 1972, a prace prowadzono w zasadzie do roku 1981 (por. rozdz. 4.4.2).

Na początku lat 90. XX wieku nastąpiła „katastrofa węglowa”, czyli gwałtowne wygaszenie zagłębia dolnośląskiego. W roku 1991 postawiono w stan likwidacji lub kończono wydobywanie w kopalniach Wałbrzych, Victoria, Thorez, Julia i Teresa, a także Nowa

Ruda. Rok później zakończono produkcję w kopalni Mieszko. W latach 1994–1998, na obszarze kopani Wałbrzych eksploatację prowadził jeszcze Zakład Wydobywczo-Przeróbczy Antracytu. Jednocześnie z jego zamknięciem zlikwidowano także ostatnią w rejonie kopalnię węgla – Bolesław Chrobry. W konsekwencji gwałtownego zamknięcia kopalń, dających zatrudnienie dużym grupom ludzi pojawił się problem, w początkowym okresie bardzo intensywnego nielegalnego wydobywania węgla z tzw. biedaszybów (Krygowska, 2016). Jak szacowano w latach 2000–2005 w ten sposób utrzymanie zapewniać sobie mogło nawet około 3000 osób.

W roku 1997 nastąpiło też zakończenie eksploatacji sudeckich kopalń barytu. Na problemy natury polityczno-ekonomicznej nałożył się wpływ katastrofalnej powodzi, skutkiem czego zamknięte i zlikwidowane zostały zakłady w Boguszowie-Gorcach oraz w Stanisławowie.

Pomysł utworzenia trasy turystycznej w historycznych wyrobiskach kopalni rud złota i arsenu w Złotym Stoku pojawił się już w roku 1964 i był inicjatywą prof. Tadeusza Dziekońskiego. W rezultacie, na krótki czas udało się udostępnić Sztolnię Książęcą. Obecnie dostępna trasa działa od roku 1996 (Szumska, Lorenc, 2008; Mikoś i in., 2009). Na obszarze Sudetów wskazać można dziś 11 takich tras, prowadzonych w dawnych wyrobiskach górniczych kopalń uranu, węgla, rud złota i arsenu, cyny i miedzi oraz fluorytu, a także w poniemieckich obiektach kompleksu Riese i podobnych (Zagożdżon i Zagożdżon, 2016). Przygotowanie i utrzymanie takich obiektów niejednokrotnie łączy się z koniecznością prowadzenia robót podziemnych, głównie zabezpieczających, ale też polegających np. na udrażnianiu wyrobisk.



Ryc. 1. Fragment malowidła ściennego z Domu Gwarków w Mniszkowie
– postacie opisywane jako hr. Fryderyk von Reden z żoną, w tle górnicy i wlot sztolni

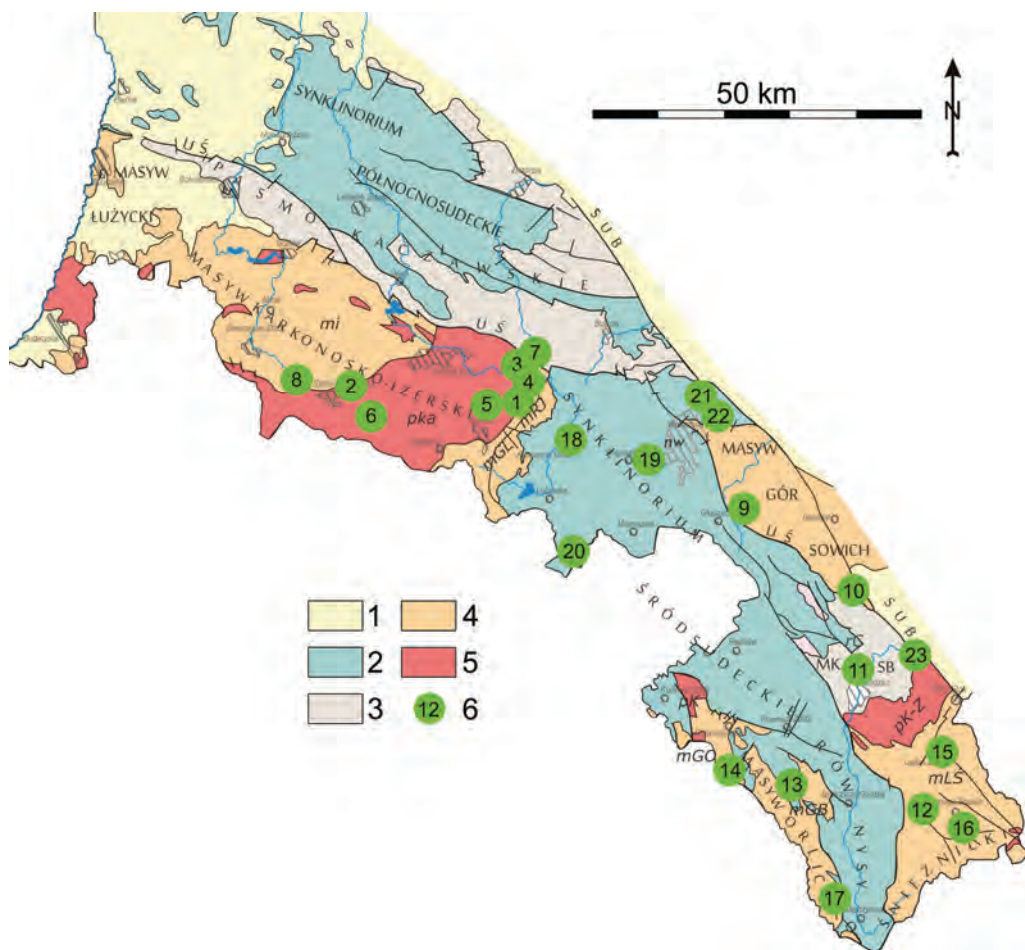
Przedstawiony, z konieczności wybiórczy i skrótowy historyczny przegląd podziemnej działalności górniczej na obszarze Sudetów zilustrować można odosobnionym niestety przykładem rodzimej ikonografii o tematyce górniczej. Jest to element wystroju wnętrza zachowanego w Mniszkowie XVIII-wiecznego Domu Gwarków, opisywany jako wizerunek hr. Fryderyka von Reden z żoną, przedstawionych na tle scen z życia ówczesnych górników (ryc. 1; por. Zagożdżon, Zagożdżon, 2009c).

3. Zarys budowy geologicznej Sudetów

Złożona struktura Sudetów stanowi geologiczne tło omawianych obiektów podziemnych i dostępnych w nich do badań zjawisk i struktur, dlatego poniżej przedstawiono zarys budowy wybranych jednostek tego rejonu.

Sudety stanowią jeden z elementów północno-wschodniej części masywu czeskiego. Ich struktura, ze względu na swoją złożoność i litologiczno-tektoniczną różnorodność poszczególnych jednostek, określana jest jako mozaikowa. Wskazać tu można kilkanaście podstawowych jednostek, których poziomy zasięg i nazewnictwo przedstawiane są nieco odmiennie przez różnych autorów (np. Cymerman, 2004; Żelaźniewicz i Aleksandrowski, 2008; Mazur i in., 2010; Żelaźniewicz i in., 2011). Współczesne interpretacje budowy w głębszej Sudetów, przedstawiane na przekrojach geologicznych i profilach geofizycznych można znaleźć np. w opracowaniach Żelaźniewicza i Aleksandrowskiego (2008), Mazura i in. (2010), czy Cymermana i in. (2016). W poniższym omówieniu stosowane jest zasadniczo nazewnictwo zaproponowane przez Żelaźniewicza i Aleksandrowskiego (2008) oraz Żelaźniewicza i in. (2011), ale używane są również niektóre tradycyjne, nadal szeroko stosowane terminy.

Główne trzony struktury Sudetów to rozległe masywy krystaliczne, zbudowane przede wszystkim ze skał wysoko zmetamorfizowanych, niekiedy z istotnym udziałem skał magmowych (ryc. 2). W Sudetach Zachodnich jest to rozległy masyw karkonosko-izerski, o długości około 80 km, na zachodzie zazębiający się z masywem łżyckim, na północy – poprzez główny uskoki śródsudecki, graniczący z pasmem kaczawskim, a na południu i wschodzie – z osadami synklinorium śródsudeckiego. Jego osiową część stanowi, największy na Dolnym Śląsku masyw granitowy – pluton karkonoski. W centralnej części Sudetów znajduje się południowo-zachodnia część, rozciętego sudeckim uskokiem brzeżnym, jednorodnego, głównie paragnejsowego masywu Gór Sowich. Wzdłuż długiej, południowo-zachodniej granicy kontaktuje ona z osadami synklinorium śródsudeckiego, zaś na NW i SE, z niewielkimi jednostkami – odpowiednio: ze strukturą Świebodzic i strukturą bardzką. W południowo-



Ryc. 2. Omawiane obiekty podziemne i ich zespoły na tle budowy tektonicznej Sudetów:

- 1 – pokrywa kenozoiczna, 2 – jednostki sedymentacyjne, 3 – jednostki metamorficzne niskiego stopnia, 4 – jednostki metamorficzne wysokiego stopnia, 5 – plutony kwaśne, 6 – stanowiska badawcze; główne jednostki strukturalne: MK – masyw kłodzki, SB – struktura bardzka, SŚ – struktura Świebodzić; wybrane jednostki niższego rzędu: *mGB* – metamorfik Gór Bystrzyckich, *mGL* – metamorficzny kompleks Grzbietu Lasockiego, *mGO* – metamorfik Gór Orlickich, *mi* – metamorfik izerski, *mLS* – metamorfik Łądko-Śnieżnika, *mRJ* – metamorficzny kompleks Rudaw Janowickich, *nw* – niecka wałbrzyska, *rC* – rów Czerwieńczyc; plutony: *pka* – karkonoski, *pk-z* – kłodzko-złotostocki, *pKu* – Kudowy; uskoki: SUB – sudecki brzeżny, UŚS – śródsudecki; stanowiska badawcze: 1 – Bielec, 2 – Szklarska Poręba, 3 – Bobrów, 4 – zamek Bolczów, 5 – Bukowiec, 6 – Jagniątków, 7 – Ciechanowice, 8 – Rozdroże Izerskie, 9 – Osówka, 10 – Srebrna Góra, 11 – Kłodzko, 12 – Marcinków, 13 – Młoty, 14 – Złota Sztolnia, 15 – Łądek Zdrój, 16 – Stara Morawa, 17 – Różanka, 18 – Kamienna Góra, 19 – Boguszów-Gorce, 20 – Uniemiśl, 21 – Książ, 22 – Daisy, 23 – Janowiec

-zachodniej i wschodniej części ziemi kłodzkiej, na obszarach górskich odsłaniają się skały rozległego masywu orlicko-śnieżnickiego. Rozciąga się on na pograniczu polsko-czeskim na obszarze o wymiarach około 50×60 km, ale w swej części osiowej rozcięty jest rowem Nysy, wypełnionym przez osady górnej kredy. Rozległą, tektonicznie rozczłonkowaną jednostką metamorficzną, zbudowaną ze skał przeobrażonych w niskim stopniu, jest pasmo kaczawskie. Od południa graniczy ono z masywem karkonosko-izerskim, synklinorium śródsudeckim i strukturą Świebodzic, od północy przecięte jest uskokiem sudeckim brzeżnym, który zrzuca jego utwory o kilkaset metrów. W wewnętrznej części pasma kaczawskiego ułożone jest synklinorium północnosudeckie. Najmniejszą (o długości nie przekraczającej 16 km) metamorficzną jednostką Sudetów jest masyw kłodzki – wkomponowany pomiędzy osady synklinorium śródsudeckiego i struktury bardzkiej, a od południa ograniczony plutonem kłodzko-złotostoskim.

Górotwór rozległych fragmentów Sudetów stanowią serie osadowe (ryc. 2). Dwie największe osadowe jednostki strukturalne, o założeniach warwiscyjskich, ale wypełnione sedymentami do górnokredowych włącznie, to synklinoria północno- i śródsudeckie. Pierwsze z nich, otoczone epimetamorfitami kaczawskimi, stanowi skrajną północno-zachodnią część Sudetów. Oś jednostki zapada łagodnie ku NW. Rozległe, 80-kilometrowej długości synklinorium śródsudeckie to element strukturalny dominujący w centralnej części Sudetów. Na zachodzie graniczy ono z metamorfikiem Rudaw Janowickich, wchodzącym w skład masywu karkonosko-izerskiego, na północy, na krótkim odcinku – z pasmem kaczawskim, na północnym-wschodzie – ze strukturą Świebodzic, masywem Gór Sowich, strukturą bardzką i masywem kłodzkim, zaś na południu – ze skałami metamorfiku Gór Bystrzyckich (elementu kopuły orlicko-śnieżnickiej) oraz niewielkim plutonem Kudowy. Wypełnionym osadami górnej kredy przedłużeniem synklinorium ku południowemu-wschodowi jest wspomniany rów Nysy. Kolejną jednostką geologiczną Sudetów, zbudowaną głównie ze skał osadowych, jest niewielka, wydzielana od lat 60. XX w., struktura Świebodzic. Jest ona ograniczona od północy i południa masywami metamorficznymi, odpowiednio pasmem kaczawskim i masywem Gór Sowich, od zachodu kontaktuje ze skałami synklinorium śródsudeckiego, a od wschodu obcięta jest linią sudeckiego uskoku brzeżnego. Również niewielką jednostką geologiczną tworzoną głównie przez skały osadowe i metaosadowe jest struktura bardzka. Graniczy ona z masywem Gór Sowich od północy, rowem Czerwieńczyc (elementem synklinorium śródsudeckiego) i masywem kłodzkim od zachodu oraz plutonem Kłodzko-Złoty Stok od południa.

Poszczególne elementy struktury Sudetów pozwalają na prześledzenie głównych etapów ewolucji geologicznej tego obszaru. Był to szereg różnorodnych zdarzeń o naturze tektonicznej, metamorficznej, sedymentacyjnej i magmowej. Syntetyczne ujęcie tych złożonych i często nadal nie do końca rozpoznanych zagadnień znajdujemy np. w opracowaniu Mazura i in. (2010), czy w formie uproszczonej – u Cwojdzńskiego i Kozdroja (2007).

Najstarsza znacząca faza związana jest z powstawaniem tzw. kompleksu kadomskiego, formującego się w neoproterozoiku i najniższym paleozoiku (kambr). Objął on skały o różnej genezie. Z jednej strony były to znaczne kompleksy osadowe – zazwyczaj płytkomorskie, później w większości zmetamorfizowane. Obecnie widzimy je w postaci m.in. łupkowych pasm metamorfiku izerskiego, łupków z Czarnowa w obrębie metamorfiku Rudaw Janowickich oraz głównie łupkowej serii strońskiej – jednego z głównych elementów masywu orlicko-śnieżnickiego. Ta seria suprakrustalna była iniekowana kwaśnymi magmami, utworzone w ten sposób granitoidowe plutony również uległy później metamorfozie, przekształcając się w kompleksy ortognejsowe, czy granitognejsowe. Są to obecnie np. tzw. granity izerskie, gnejsy kowarskie i zmigmatyzowane gnejsy gieraltowskie.

Jednostką o tym samym wieku suprakrustalnego protolitu, ale o odmiennych ścieżkach metamorfizmu jest masyw Gór Sowich. W dominujących paragnejsach występują w nim bowiem niewielkie ciała, które przeszły drogę zmian wysokociśnieniowych – granulitowe i perydotytowe.

Kolejna faza sedymentacji i formowania się kompleksów skał wulkanicznych dokumentowana jest obecnością wydzieli o wieku ordowicko-dewońskim. Są to zróżnicowane zespoły skalne, które formowały się w zbiornikach morskich o różnej głębokości (również głębokich, czego dowodzi obecność np. łupków graptolitowych) z silnie zaznaczającą się obecnością bimodalnych (kwaśnych i zasadowych) efuzywów. Część z nich uległa później metamorfozie o różnym stopniu intensywności. Skały kompleksu ordowicko-dewońskiego znajdujemy w Rudawach Janowickich (jednostka Leszczyńca), paśmie kaczawskim, a częściowo w masywie kłodzkim oraz w strukturze bardzkiej.

Czasem dynamicznych zmian i działania bardzo różnorodnych procesów skałotwórczych była orogeneza waryscyjska, w okresie pomiędzy górnym dewonem, a dolnym permem doprowadziła ona do uformowania obserwowanej dziś struktury Sudetów. W otwierających się basenach następowała intensywna sedymentacja utworów rzecznych, deltowych oraz fliszu. Skały o takiej genezie (górnodewońskie i dolnokarbońskie) występują w strukturze bardzkiej, strukturze Świebodzic, czy w synklinorium

śródsudeckim. Sedymentacja późnowaryscyjska (karbon–perm) miała charakter molasowy, a powstające skały osadowe często są przewarstwiane i perforowane utworami wulkanicznymi i subwulkanicznymi o składzie zarówno bazaltów, jak i riolitów. Charakterystycznym rysem działalności diastroficznej tego okresu jest silny magmatyzm. Jego konsekwencją było powstanie wielu, w tym dużych intruzji syn- i posttektonicznych (np. plutony Karkonoski, kłodzko-złotostocki, czy Kudowy), a także licznych wystąpień skał żyłowych. Formowały się one w dwóch fazach, starszej wizeńskiej i młodszej – górnokarbońskiej (jednoczesnej ze wspomnianym wulkanizmem bimodalnym). Umieszczenie największych mas magm powodowało intensywny metamorfizm kontaktowy skał otaczających. Najlepsze przykłady tych zjawisk obserwować można w otoczeniu plutonu Karkonoszy. Procesy tektoniczne miały charakter intensywnych ruchów pionowych, a także przesuwczych, m.in. formowały się duże zespoły płaszczowinowe (np. w Górach Kaczawskich, czy Sudetach Wschodnich).

Charakter ewolucji geologicznej Sudetów od cechsztynu ulega całkowitej zmianie – rozpoczyna się formowanie kompleksu platformowego, procesy diastroficzne ustępują egzogenicznym. W czasie górnego permu, triasu, górnej kredy i neogenu następowała sedymentacja w różnych środowiskach – głównie morskim (szelfowym), ale też lądowym, w tym również górnym. Przerywały ją okresy denudacji. Wtedy też na obszarze Sudetów zaznaczyła się ostatnia – oligoceńsko-neogeńska faza aktywności magmowej. Jej efektem są wystąpienia bazaltoidów, tworzące tzw. koncentracje plamowe przede wszystkim na obszarze synklinorium północnosudeckiego i pasma kaczawskiego, a także masywu karkonosko-izerskiego oraz (w najmniejszym stopniu) – kopuły orlicko-śnieżnickiej. Zjawiska uskokowe, będące przejawem tektoniki alpejskiej powodowały powstawanie struktur blokowych, ich wpływ w dużym stopniu zaznaczył się na obszarze obu synklinoriów oraz rowu Nysy, który także uformował się w tym czasie.

Większość geologów przedstawia ewolucję Sudetów z reguły w kontekście koncepcji terranów, widząc na tym obszarze ślady zamknięcia kilku oceanów, subdukcji typu A i B, obdukcji oraz wulkanicznego łuku wyspowego (Cymerman i Piasecki, 1994; Mazur i in. 2010; Cymerman 2017). Temu spojrzeniu przeciwstawiany jest model tensyjnego rozwoju Sudetów – w ramach całego Masywu Czeskiego (Koziar 2007).

Badane obiekty podziemne znajdują się w obrębie masywów karkonosko-izerskiego, Gór Sowich i orlicko-śnieżnickiego, w kaczawskim paśmie łupkowo-zieleńcowym i metamorfiku kłodzkim, a także w rowie Nysy, synklinorium śródsudeckim, strukturze Świebodzic i strukturze bardzkiej (ryc. 2). Główne problemy geologiczne badane w poszczególnych z nich przedstawiono w tab. 1.

Tabela 1. Badane obiekty podziemne i rozpoznawane w nich zagadnienia geologiczne

Jednostki strukturalne Sudetów		Badane obiekty (nr rozdziału)	Rozpoznane zagadnienia geologiczne
1	2	3	4
masyw karkonosko-izerski	jednostka Rudaw Janowickich	sztolnia na górze Bielec (4.1.1)	– przykontaktowa facja granitu karkonoskiego – magmowy, zmodyfikowany tektonicznie kontakt masywu granitowego i osłony metamorficznej – zespół stref uskokowych – mineralizacja kwarcowa oraz rudna (Fe, As, Cu i in.)
		sztolnie <i>Gesellen Glück</i> i <i>Barbora</i> w Ciechanowicach (4.1.4)	– amfibolity i łupki biotytowe jednostki Kowar – dyslokacje skośne do uskoku śródsudeckiego – mineralizacja kwarcowa, kalcytowa oraz rudna (Fe, Cu) – bariera filtracyjna
	metamorfik izerski	sztolnia S II nad Rozdrożem Izerskim (4.1.5)	– budowa strefy dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego – lamprofiry – deformacje ośrodka skalnego związane z iniekcją magmy lamprofirowej – generacje mineralizacji kwarcowej
		kopalnia pirytu <i>Friedrich Wilhelm</i> nad Szklarską Porębą (4.1.2)	– mineralizacja piritowa oraz nagromadzenia wtórnych tlenków Fe – forma gniazdowego złoża pirytu
		sztolnie poszukiwawcze kopalni <i>Hilfe Gottes</i> nad Szklarską Porębą (4.1.2)	– kontakt masywu magmowego i skał osłony, ksenolity hornfelsowe – uskoki przy powierzchni ziemi
	pluton karkonoski	sztolnia nr 2 po poszukiwaniu rud uranu w Szklarskiej Porębie (4.1.2)	– kontakt masywu magmowego i skał osłony, ksenolity hornfelsowe
		sztolnia po poszukiwaniu rud U w Bobrowie (4.1.3)	– skały masywu karkonoskiego: granit (odmiana centralna), episjenit, aplity, pegmatyt, lamprofiry, mikrogranit – liczne, różnie wykształcone uskoki – mineralizacja hematytowa
		sztolnia po poszukiwaniu rud U w Jagniątkowie (4.1.3)	– odmiany granitu karkonoskiego – strefa kontaktowa porcji intrudującej magmy – zespół stref tektonicznych
		komora eksploatacyjna koło zamku Bolczów (4.1.3)	– struktura żyły pegmatytowo-aplitowej – pozostałość złoża surowca dla szklarstwa
		komora eksploatacyjna Czerwona Jama w Szklarskiej Porębie (4.1.3)	– struktura dużego gniazdowego wystąpienia pegmatytu – odmiany pegmatytu – uskoki i zespoły spękań
		komora w Bukowcu (4.1.3)	– granit karkonoski – odmiana centralna – zjawiska wietrzeniowe

1	2	3	4
kaczawskie pasmo łupkowo-zieleńcowe		Sztolnia Wapienna w Ciechanowicach (4.1.4)	– łupki zieleńcowe i wapienie krystaliczne jednostki Dobromierza – uskoki – forma soczewowego złoża wapienia krystalicznego – bariera filtracyjna – kalcytowa szata naciekowa
masyw Gór Sowich		obiekt Osówka koło Głuszycy (4.2.1)	– odmiany gnejsów sowiogórskich – granity reomorficzne – odmiany i tektonika
		kopalnia <i>Amalie</i> w Srebrnej Górze (4.2.2)	– odmiany gnejsów sowiogórskich – obraz strefy dyslokacyjnej w południowej części masywu sowiogórskiego – mineralizacja Pb, Cu, Fe – bariery filtracyjne
meta- morfik kłodzki		sztolnia odwadniająca chodniki minerskie twierdzy kłodzkiej (4.3.1)	– łupki, fyllity i metaryolity jednostki Kłodzko–Twierdza – kalcytowa szata naciekowa
masyw orlicko-śnieżnicki	metamorfik Gór Orlickich i Bystrzyckich	Złota Sztolnia koło Zieleńca (4.4.3)	– marmury i łupki łyszczykowe metamorfiku Gór Orlickich – zjawiska krasowe w strefie kontaktu odmian skalnych – tempo sedimentacji osadów jaskiniowych
		elektrownia szczytowo- -pompowa w Młotach (4.4.2)	– gnejsy i łupki metamorfiku Gór Bystrzyckich – bogata kaltemitowa i żelazista szata naciekowa
	metamorfik Łądko-Śnieżnika	sztolnia Uranowa Średnia w Marcinkowie (4.4.1)	– łupki łyszczykowe, kwarcowo-łyszczykowe i grafitowe formacji strońskiej – struktura górotworu – bardzo bogata szata naciekowa środowiska AMD – współczesna krystalizacja gipsu – różnie zmineralizowane wody kopalniane
		komora eksploatacyjna ponad Łądkiem-Zdrojem (4.4.4)	– marmury i łupki metamorfiku Łądko-Śnieżnika – forma i jakość złoża marmuru
		komora eksploatacyjna ponad Starą Morawą (4.4.4)	– marmury i łupki metamorfiku Łądko-Śnieżnika – forma i jakość złoża marmuru
rów Nysy		sztolnia Stara w Różance (4.5.1)	– skały osadowe dolnej kredy – w tym brekcja podstawowa z kwarcem zielonym – skała chlorytowa metamorfiku Gór Bystrzyckich – uskok ramowy rowu Nysy – mineralizacja Fe
		sztolnia Transportowa w Różance (4.5.1)	– skały osadowe dolnej kredy – marmur metamorfiku Gór Bystrzyckich – zespół stref uskokowych

1	2	3	4
synklinorium śródsudeckie	obiekt Arado w Kamiennej Górze (4.6.1)	– profil formacji ze Szczawna (z dominacją zlepieńców) – struktura górotworu – uskoki – stygmara	
	wyrobiska w Górze Widok w Kamiennej Górze (4.6.1)	– profil formacji ze Szczawna – struktura górotworu	
	sztolnia Osadowa w Boguszowie–Gorcach (4.6.2)	– skały cyklotemu węglowego formacji z Wałbrzycha – struktura górotworu – uskok – nacieki kalcytowe – sztolniowe ujęcie wód podziemnych	
	sztolnia Porfirowa w Boguszowie–Gorcach (4.6.2)	– profil przykontaktowej części lakkolitu Chelmcza – wietrzenie ryodacytu – nacieki kaltemitowe i kalcytowe – sztolniowe ujęcie wód podziemnych	
	sztolnia Podkowca w Uniemyślu (4.6.3)	– profil skał węglanowych warstw z Chelmcza – uskoki – lokalne przejawy krasu – charakter i jakość eksploatowanego surowca	
	beziemienna komora w Uniemyślu (4.6.3)	– profil skał węglanowych warstw z Chelmcza – charakter i jakość eksploatowanego surowca	
depresja Świebodzie	podziemia Zamku Książ (4.7.1)	– zlepienie i piaskowce formacji z Książa – liczne strefy uskokowe – mineralizacja Fe	
	sztolnie Daisy koło Lubiechowa (4.7.2)	– zlepienie, piaskowce i mułowce formacji z Pogorzały – w tym zlepienie onkoidowy – struktura górotworu (strefa osiowa synkliny Pogorzały) – forma złoża – mineralizacja Fe – nacieki kalcytowe	
struktura bardzka	sztolnia <i>Hermannloch</i> w Janowcu koło Barda (4.8.1)	– piaskowce i łupki wizeńskiej serii osadowej – struktura górotworu – strefa uskokowa – złożo łupka alunowego – silna mineralizacja piritowa – współczesna krystalizacja gipsu	

4. Wybrane obiekty i obszary historycznych podziemnych robót górniczych jako obiekty badań

Relikty podziemnych robót górniczych na terenie Sudetów, w różnych okresach czasu i z różnym nasileniem, stają się przedmiotem badań naukowych. Były i są w nich prowadzone prace o różnym profilu – historyczno-archeologiczne, biologiczne, a zwłaszcza geologiczne – o różnej tematyce. Najstarsze z publikowanych opracowań dotyczyły zagadnień geologicznych.

Do lat 70. XX w. prowadzone były badania geologiczne w czynnych kopalniach podziemnych rud, węgla, barytu i magnezytu, a także w wykonywanych sztolniach badawczych. Na potrzeby prowadzonej eksploatacji rozpoznawano w nich budowę oraz wyjaśniano warunki występowania i genezę złóż. Obecnie zachowane wyrobiska tych kopalń oraz sztolnie poszukiwawcze traktowane są jako relikty górnictwa. Przykładowo we wspomnianym okresie, w oparciu o badania wykonane w działającej kopalni Wolność bardzo szczegółowe opracowania złoża kowarskiego przedstawiły Zimnoch (1961) oraz Mochnacka (1966; 1967). Rozpoznawane były m.in. złoża cyny w Gierczynie (Jaskólski, 1948; Jaskólski i Mochnacka, 1958), polimetaliczne złoża Stara Góra w Radzimowicach (Manecki i Młodożeniec, 1959), czy złoża barytu w Boguszowie, Jabłowie i Stanisławowie (Gruszczyk, 1952; Paulo, 1973). Szczegółowo zbadana została wówczas strefa dyslokacyjna tradycyjnie zwana nasunięciem Kletna. Prace prowadzili tam Kasza (1964) i Banaś (1965), wykorzystując dostępne jeszcze wyrobiska dawnej kopalni Kopalin w Kletnie, a także Skurzewski (1970) oraz Przeniosło i Sylwestrzak (1971a; 1971b) – w sztolniach badawczych wydrążonych we wschodnich stokach Śnieżnika.

W tym samym okresie i w latach późniejszych rozpoznawane były niekiedy również obiekty podziemne o starszym rodowodzie. Polański (1955) w opracowaniu dotyczącym petrologii krystaliniku Gór Sowich oparł się na zespole próbek pobranych ze

sztolni obiektu Osówka. Gierwielaniec (1965) charakteryzując budowę okolic Kudowy-Zdrój wykorzystał m.in. obserwacje ze sztolni w Gołaczowie i Dańczowie. Na początku lat 70. XX w. Teisseyre, wraz z Mierzejewskim i Licznorską przeprowadził obserwacje w sztolni na Bielcu (Teisseyre, 1973). Badania wyrobisk położonych w Grzbiecie Izerskim, ponad Szklarską Porębą, prowadzone przez Żabę (1979) oraz Kanasiewiczą (1984), pozwoliły na przedstawienie precyzyjnej charakterystyki kontaktu granitoidowego masywu karkonoskiego i jego osłony metamorficznej. Ciężkowscy (1982) badali wody radoczynne sztolni „Śnieżnik”. Można zauważyć, że prace takie miały raczej charakter incydentalny – poszczególni autorzy przedstawiali zazwyczaj rezultaty badań w jednym lub co najwyżej kilku wyrobiskach.

W ostatnich około dwudziestu latach zdecydowanie wzrasta ilość opracowań dotyczących historycznych obiektów podziemnych, znacznie bardziej różnorodna jest też prezentowana w nich tematyka. Prowadzone są badania biologiczne, cały czas mają one jednak charakter wybiórczy, zarówno co do ilości objętych nimi obiektów, jak i problematyki. Prezentowane opracowania dotyczą właściwie wyłącznie zagadnień chiropterologicznych i mikrobiologicznych (np. Szkudlarek i in., 2001; Chlebicki i in., 2005; Czerwik-Marcinkowska i in., 2017; Pusz i in., 2017). Regularnie pojawiają się bardzo szczegółowe opracowania inwentaryzacyjno-historyczne, w wielu przypadkach publikowane przez autorów nie związanych bezpośrednio ze środowiskiem naukowym (m.in. Krzyżanowski i Wójcik, 2008; 2012; Stysz i Mączka, 2009; 2010; Maciejak i Maciejak, 2013a; 2013b; 2015; Mączka i Stysz, 2006; 2008; Borzęcki i Wójcik, 2017). Bardzo precyzyjne dane dotyczące czasu prowadzenia robót górniczych w różnych ośrodkach uzyskiwane są metodami dendrochronologicznymi i radiometrycznymi (Szychowska-Krąpiec i in., 2006; 2014). Rejony dawnej eksploatacji i wyrobiska górnicze objęte są też rozpoznaniem archeologicznych (np. Stolarczyk, 2007). W zakresie nauk o ziemi wskazać można różne opracowania hydrogeologiczne. Marszałek ze współautorami analizuje parametry wód na terenach dawnej eksploatacji złóż rud – np. Radzimowic (Marszałek i in., 2012) i Złotego Stoku (Marszałek i Wąsik, 2000; Mickiewicz i in., 2015). Staśko i Wojtkowiak (2004), badając jakość podziemnych wód Sudetów, opróbowywali również wpływy z 4 ujęć sztolniowych. Parametry hydrogeologiczne skał w rejonie Miedzianki i Ciechanowic, w oparciu o prace wykonywane m.in. w dawnych wyrobiskach, określali Wąsik i Wąsowski (2015). Koniecznyńska (2007) badała skład chemiczny wód wypływających ze sztolni w Czarnowie oraz Miedziance i Ciechanowicach. Szerokie badania mineralogiczne fazy strefy hipergenicznej i nacieków mineralnych prezentuje Siuda i współautorzy (Parafiniuk i Siuda, 2006; Siuda i in., 2008; Siuda i Kruszewski, 2013).

Systematyczne badania dawnych obiektów podziemnych w Sudetach prowadzą od około dwudziestu lat pracownicy wrocławskiego ośrodka politechnicznego, a ich uzupełnieniem jest aktywna działalność wydawnicza w tym zakresie tematycznym (wydawnictwo *Dzieje górnictwa*, czasopismo *Hereditas Minariorum*) oraz organizacja corocznej konferencji *Dziedzictwo i historia górnictwa* (por. history-of-mining, 2018). Wspomniane badania mają charakter dwupłaszczyznowy – jednym z ich wiodących tematów jest historyczno-górnicza analiza reliktyw dawnej działalności wydobywczej (np. Madziarz i Sztuk, 2004; 2006; 2012; Madziarz, 2008; 2009a; 2009b; 2012). Natomiast badania środowiskowe dotyczą koncentracji radonu w powietrzu kopalnianym (m.in. Przylibski, 1998; 2001; 2010; 2015; Fijałkowska-Lichwa, 2014; 2015; 2016) oraz szerokiego, podstawowego geologicznego rozpoznania tych obiektów. W ramach tych ostatnich autor, w większości wspólnie z K. Zagożdżon, w okresie 1998–2018 zbadał ponad 90 sztolni i większych zespołów historycznych wyrobisk zlokalizowanych na terenie Sudetów.

Poniżej przedstawiono różnoaspektowe charakterystyki około trzydziestu takich obiektów. Zasadniczo celem przeprowadzonych w nich prac było każdorazowo wykonanie mapy geologicznej, jednak w niektórych przypadkach było to bardzo utrudnione czynnikami geologicznymi (stopień komplikacji budowy górotworu), morfologicznymi (układ i charakter wyrobisk) oraz technicznymi (warunki prowadzenia prac). W poszczególnych obiektach wykonywano podstawowe plany układu wyrobisk, profilowanie ociosów, pomiary orientacji struktur geologicznych, opróbowania petrograficzne i mineralogiczne o różnej szczegółowości, a w niektórych przypadkach również obserwacje hydrogeologiczne. Zakres prac laboratoryjnych dostosowywano do charakteru poszczególnych obiektów i występujących w nich zjawisk i struktur. Objęły one charakterystykę odmian skalnych i mineralizacji (makroskopową i mikroskopową, a także opartą o wyniki analiz rentgenostrukturalnych). Dla niektórych obiektów przedstawiono szczegółowe interpretacje tektonicznej budowy górotworu oraz wnioski co do formy eksploatowanych tam złóż. Dodatkowo dokumentowano zachowane relikty prowadzenia robót górniczych oraz obecność interesujących zbiorowisk organizmów żywych.

4.1. Masyw karkonosko-izerski i kaczawskie pasmo łupkowo-zieleńcowe

Osiową część **masywu karkonosko-izerskiego** tworzy granitowy pluton Karkonoszy. Jest on otulony przez jednostki metamorficzne, zbudowane w przewadze ze skał

typu gnejsów i łupków łyszczykowych oraz amfibolitów: rozległy metamorfik izerski na północnym-zachodzie oraz jednostki metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego na wschodzie.

Metamorfik (kompleks) izerski zbudowany jest głównie z gnejsów oczkowych (tzw. izerskich) i gruboblastycznych granitognejsów. Ponadto występują też leukogranity i leukognejsy oraz tzw. granity rumburskie i granodioryty zawidowskie. W ich obrębie wyraźnie wyodrębniają się trzy główne pasma łupków łyszczykowych o rozciągłości równoleżnikowej: Szklarskiej Poręby, Starej Kamienicy i Żłotnik Lubańskich. W jednostce tej udokumentowano dwa główne epizody tektoniczno-metamorficznej ewolucji proterozoicznej (późny wend). Wcześniejszy z nich wyznacza przede wszystkim powstanie starszych granodiorytów łużyckich (zawidowskich) (Żelaźniewicz i in., 2003). Sedymentowało też wówczas obecnie metaosadowe ogniwo metamorfiku izerskiego, czyli tzw. szarogłazy (szarowaki) łużyckie. Procesy te można datować na około 562 ± 4 Ma (por. Żelaźniewicz, 2003). W kambrze i ordowiku intrudowały magmy młodszych granodiorytów łużyckich (zawidowskich) oraz tzw. granitów izerskich (rumburskich), zmienionych później w gnejsy oczkowe (Borkowska i in., 1980; Oliver i in., 1993; por. Żelaźniewicz, 2003). Dla bloku karkonosko-izerskiego, udokumentowano ogólnie trzy etapy metamorfizmu, datowane na 400–350 Ma (facja zieleńcowa), 345–335 Ma (facja zieleńcowa, szczytowy etap metamorfozy) i 324–320 Ma (Żelaźniewicz i in., 2003). Pasma łupkowe utworzyły się głównie z protolitu skał ilastych i szarogłazów, o wieku ogólnie określonym na algoncki (czyli proterozoiczny) (Smulikowski, 1958; Kozłowski, 1974). Warunki metamorfizmu zostały określone przez Makalę (1994) jako graniczne pomiędzy facją zieleńcową i amfibolitową.

Metamorficzny kompleks Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego złożony jest z kilku jednostek strukturalnych od dawna różnie jednak wydzielanych przez poszczególnych autorów. Przykładowo Kozdrój (2003) wyróżnił tu jednostki Leszczyńca oraz Kowar–Czarnowa, zaś Mazur (1995; 2003b) – jednostki Kowar, Południowych Karkonoszy (występująca tylko na terenie Czech) i Leszczyńca. Jednostkę Kowar budują głównie ortognejsy kowarskie o wieku protolitu około 500 Ma, metamorfizowane prawdopodobnie na przełomie dewonu i karbonu (Oliver i in., 1993; Mazur, 2003b). Ponadto występuje tu pstry zespół łupkowy z wkładkami m.in. skał węglanowych i metawulkanitów, przez Teisseyre’a (1973) określanej jako formacja z Czarnowa. Jednostka Leszczyńca jest niejednorodnym zespołem skał metamagmowych. W poszczególnych jednostkach tektonicznych wschodniej osłony metamorficznej plutonu Karkonoszy udokumentowano różne ścieżki metamorfizmu, co pozwoliło na zinterpretowanie budowy tego obszaru, jako stosu płaszczowinowego (por. Mazur, 2003b).

W plutonie (masywie granitowym) Karkonoszy Borkowska (1966) opisała trzy główne odmiany skalne, są to dominujące, porfirowate granity centralne, równokrystaliczne, obserwowane przede wszystkim na głównym grzbiecie Karkonoszy granity grzbietowe oraz występujące podrzędnie granity granofirowe. Udokumentowana radiometrycznie ewolucja plutonu obejmuje okres około 350–309 Ma, przy czym zasadnicza faza intruzji ma wiek około 325 Ma (Duthou i in., 1991; Pin i in., 1987). W obrębie masywu występują liczne skały żyłowe – pegmatyty i aplity, lamprofiry (por. Awdankiewicz, 2007) i mikrogranity, a także tzw. episjenity (Lis i Sylwestrzak, 1979).

W obrębie masywu karkonosko-izerskiego opisano obiekty podziemne zlokalizowane w metamorfiku izerskim (sztolnia nad Rozdrożem Izerskim), w północnym krańcu metamorfiku Rudaw Janowickich (sztolnie w Ciechanowicach), w strefie granicznej plutonu Karkonoszy i jednostek metamorficznych (sztolnia na górze Bielec i różne wyrobiska rejonu Szklarskiej Poręby) oraz w obrębie samego masywu granitoidowego (wyrobiska komorowe po pegmatytach i sztolnie poszukiwawcze za rudami uranu).

Kaczawskie pasmo łupkowo-zieleńcowe (metamorfik, kompleks kaczawski) jest prawdopodobnie ciągłym ale litologicznie silnie zróżnicowanym zespołem skalnym o zasięgu stratygraficznym obejmującym łącznie okres od kambru do dolnego karbonu. Jest on silnie zróżnicowany strukturalnie. Wyróżniono tu jednostki o charakterze łusek tektonicznych (płaszczowin?), a także zbudowane z melanży (Baranowski i in., 1987; Haydukiewicz, 1987). Jego budowę tektoniczną przedstawił Cymerman (2002), wydzielając 16 jednostek i kilkadziesiąt domen strukturalno-kinematycznych.

Mozaikowa budowa metamorficznego piętra Gór Kaczawskich była interpretowana jako zespół nasuniętych na siebie płaszczowin (m.in. Teisseyre, 1967). Późniejsze badania wykazały wewnętrzną niejednorodność tych struktur i podział nieciągłościami tektonicznymi na liczne drobniejsze elementy – łuski tektoniczne lub bloki o jeszcze mniejszych rozmiarach (Haydukiewicz, 1987).

Za najstarsze ogniwa metamorfiku kaczawskiego większość badaczy uznaje krystaliczne wapienie wojcieszowskie, których wiek został określony na kambr (Gunia, 1967; Białek i in., 2007) oraz zespół zieleńcowy datowany radiometrycznie na około 511 i 460 Ma (Kryza i Muszyński, 1987; Kryza i in., 1992). Protolitem wspomnianych skał były prawdopodobnie muły wapienne osadzone na podwodnych, wulkanicznych elewacjach (Lorenc, 1984), tworzonych przez bazyalty i tufity bazaltowe. Skały te zostały zmetamorfizowane w warunkach facji zieleńcowej. Zespołem skalnym o niepewnej przynależności stratygraficznej, nie starszym jednak niż wczesny ordowik, są tzw. łupki radzimowickie. Jest to pstry zespół fyllitowy z łupkami krzemionkowymi i grafitowymi.

Do ordowiku zaliczane są łupki serycytowo-kwarcowe (pierwotnie głównie mułowy osad fliszowy) oraz zespół zieleńcowo-keratofirowy (Urbanek, 1978; Baranowski i in., 1987). Pelagiczne osady o wieku sylurskim są silnie krzemionkowe, obejmują metałupki krzemionkowe oraz ilaste, a także lidyty, kwarcyty i niewielkie ilości metatufitów. Osady dewońskie wykształcone są różnorodnie. Są to konodontonośne fyllity kwarcowo-serycytowe, ilaste metałupki, a także łupki graptolitowe (por. Baranowski i in., 1987). Karbon reprezentowany jest przez metałupki ilaste z przeobrażonymi wapieniami detrytycznymi, o udokumentowanym paleontologicznie wieku do górnego wizu (Chorowska, 1978) oraz metamułowce, stanowiące główny element tła melanży (Baranowski i in., 1987; Hajdukiewicz, 1987).

Jedyny badany obiekt na obszarze pasma kaczawskiego to Sztolnia Wapienna w Ciechanowicach, położona w jego skrajnej, południowej części.

4.1.1. Góra Bielec

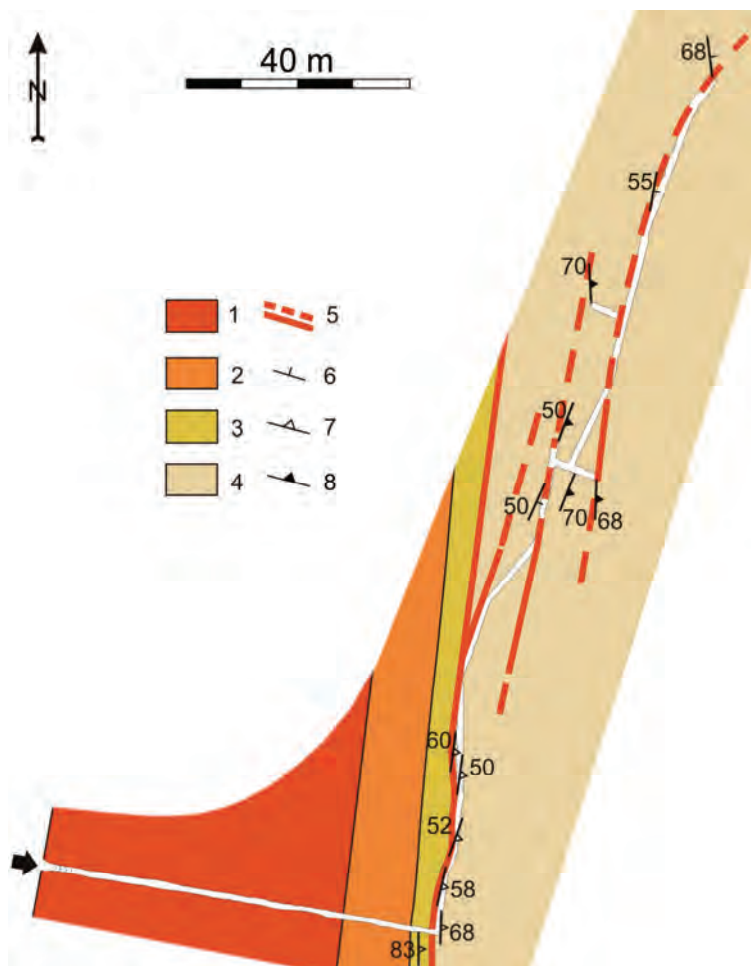
– złożę żyłowe na kontakcie plutonu karkonoskiego i osłony metamorficznej

Odosobnione wyrobisko na górze Bielec (871,3 m n.p.m.) to unikatowe w środkowej części Rudaw Janowickich stanowisko, w którym bezpośrednio można obserwować kontakt granitowego plutonu karkonoskiego z jego metamorficzną osłoną. Znajduje się ono na zachodnim stoku wspomnianego wzniesienia (na rzędnej około 825 m n.p.m.). Zostało ujęte na mapie geologicznej Berga (1938), który nie wspomina o nim jednak w objaśnieniach do mapy (1940b), podając tylko wzmiankę o istnieniu na stokach Bielca odosobnionej żyły rudnej, łączonej ze złożem w Czarnowie. Włot sztolni został przedstawiony również na polskiej mapie geologicznej Szałamachów (1988). Zaznaczono go jednak w niewłaściwym miejscu – na obszarze wychodni skał metamorficznych, a nie granitu.

Obiekt ten był wspomniany przez Teisseyre'a (1973), na początku lat 70. XX. w. Jego włot według wspomnianego autora oraz informacji ustnych udzielonych przez M. Mierzejewskiego był bardzo dobrze zachowany. W latach 1996–1998 do sztolni można się było dostać przez niewielki otwór utworzony w wyniku zapadnięcia się kilkumetrowego, początkowego odcinka wyrobiska. W tym czasie została ona opisana przez Zagożdżonów (1998b; 2006). Przedstawiono jej ogólną charakterystykę oraz wybrane elementy budowy geologicznej. Dalsze badania zostały przerwane w związku z zapadnięciem się

wlotu wyrobiska, jesienią 2005 r. obiekt był całkowicie niedostępny (por. Zagożdżon i Zagożdżon, 2006). Od niedawna wlot sztolni jest znów drożny, co umożliwiło weryfikację i uzupełnienie starszych danych.

Jest to obiekt o nieskomplikowanym układzie wyrobisk – wstępne 62 m.b. stanowi biegnąca ku wschodowi sztolnia, a dalszą część – dwa chodniki o łącznej długości około 150 m i azymucie osi 0–25°, z trzema krótkimi ślepymi przodkami (ryc. 3; Zagożdżon i Zagożdżon, 2006).



Ryc. 3. Mapa geologiczna sztolni Bielec; 1 – granit porfirowaty grubokrystaliczny, 2 – granit porfirowaty średniokrystaliczny, 3 – granit aplitowy (facja przykontaktowa), 4 – łupki łyszczykowe shornfelsowane, 5 – tektonity i utwory żyłowe w strefach uskokowych, 6 – orientacja uskoków, 7 – orientacja kontaktów, 8 – orientacja foliacji

Budowa geologiczna rejonu sztolni

Sztolnia pod górą Bielec położona jest w strefie wschodniego kontaktu plutonu karkonoskiego z jego osłoną metamorficzną. Granit określany jest tu jako porfirowaty (z fenokryształami skalenia), grubo- i średniokrystaliczny (Berg, 1938; Szałamacha i Szałamacha, 1988). Jego osłonę stanowią shornfelsowane łupki łyszczykowe (Szałamacha i Szałamacha, 1988), przez Berga (1938) określone jako andaluzytowe łupki łyszczykowe i hornfelsy andaluzytowe. Skały te zaliczane były tradycyjnie do formacji łupków z Czarnowa (Teisseyre, 1973), albo do serii Niedamirowa (por. Szałamacha i Szałamacha, 1988; 1994), zaś później – do jednostki Południowych Karkonoszy (Mazur, 2003b) lub jednostki Kowar – Czarnowa, o przypuszczalnie kambryjskim wieku (Kozdrój, 2003).

Na mapach geologicznych (Berg, 1938; Szałamacha i Szałamacha, 1988) kontakt skał magmowych i metamorficznych w tym rejonie przedstawiony jest jako intruzywny, natomiast Teisseyre (1973) wspominał, że w opisywanej sztolni jest on zmodyfikowany tektonicznie. Opracowanie Szałamachów ukazuje ponadto w obrębie granitu, w odległości około 50 m od kontaktu, przypuszczalny uskok o biegu NNE–SSW. Wyrobiska w górze Bielec położone są około 2 km na północ od złoża w Czarnowie i łączono je z tamtejszym górnictwem, bowiem Berg (1940b), omawiając je wspominał o „odosobnionej żyłę rudnej (położonej) w przybliżeniu w tym samym horyzoncie, pojawiającej się ponownie na zachodnim zboczu Bielca, tuż przy kontakcie granitu karkonoskiego”.

Złoże czarnowskie powstało w obrębie serii shornfelsowanych łupków łyszczykowych zawierających wkładki łupków grafitowych, amfibolitów oraz skał wapienno-krzemianowych i węglanowych. Strefa okruszczowana pojawiała się na kontaktach tych skał (Szałamacha i Szałamacha 1994), względnie na kontakcie łupków krystalicznych i zsylikowanych marmurów dolomitycznych (Banaś 1967). Zdaniem Berga (1940b) występowała ona w obrębie słabo zmetamorfizowanych łupków łyszczykowych. Według Konstantynowicza (1960) oraz Fedaka i Lindnera (1966) złożo miało postać stromo zapadającej żyły. Autorzy ci stwierdzili też jednak, że kontakt żyły ze skałami otaczającymi był „przeważnie tektoniczny”. Można więc przypuszczać, że była to bogato zmineralizowana strefa uskokowa.

Żyła kalcytowo-kwarcowa okruszczowana była głównie arsenopirytem, choć Petrascheck (1933) i Berg (1938) wspominają o występowaniu miejscami masywnych skupień pirotynu. W złożu odnotowano również obecność pirytu, sfalerytu, galeny, siarczków (chalkopiryt, bornit) i wtórnych węglanów miedzi, antymonitu i kasyterytu (Konstantynowicz, 1960; Fedak i Lindner, 1966; Banaś, 1967; Mochnacka, 1982). Mi-

neralizacja rudna była nieciągła, miała formę wydłużonych soczew lub żyłek (Konstantynowicz, 1960; Fedak i Lindner, 1966).

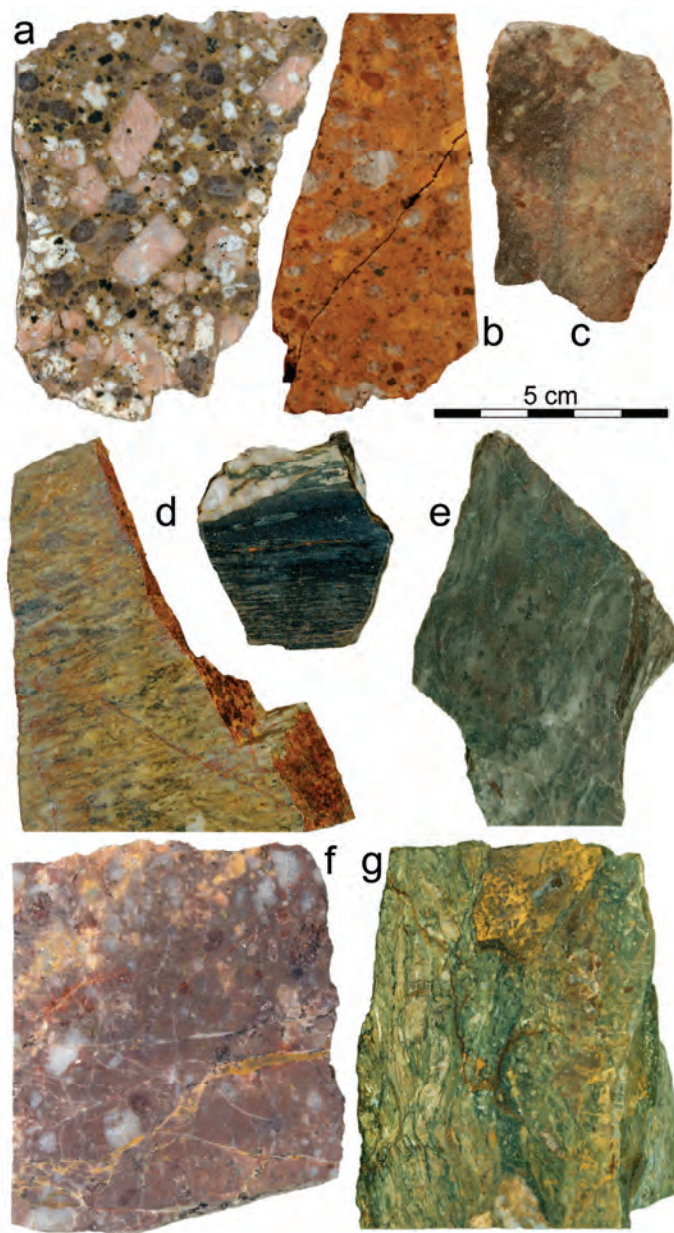
Złoże było silnie stektonizowane – okruszczowana żyła wykazywała zmiany miąższości od kilku centymetrów do 4 m. Występowały liczne uskoki poprzeczne i skośne (Berg, 1940b; Konstantynowicz, 1960; Fedak i Lindner, 1966; Banaś, 1967; Mochnacka, 1982; Szałamacha i Szałamacha, 1994). Szczeliny uskokowe i brekcje wypełniał kwarc, skałenie i kalcyt z okruszczowaniem rudnym (Szałamacha i Szałamacha, 1994; por. opracowanie Zagożdżonów, 2006).

Próbki z hałdy sztolni na Bielcu analizowali Wołkowicz i Wołkowicz (1985), wskazując obecność polimetalicznej mineralizacji hydrotermalnej z dominującym arsenopirytem, obejmującej też pirit oraz mniejsze ilości chalkopirytu, pirotynu, tenantyту i innych minerałów.

Zjawiska geologiczne obserwowane w sztolni

Na ociosach i stropie sztolni dominują **granity porfirowate** o aplitowym (bardzo drobnokrystalicznym, a nawet afanitowym), jasnobrązowym lub różowym tle skalnym. W odmianie grubokrystalicznej licznie występują charakterystyczne różowe, automorficzne fenokryształy skałenia potasowego o długości do 2 cm oraz mniejsze, często zaokrąglone osobniki białych plagioklazów, szarego kwarcu i biotyту (ryc. 4a). Odmianę średniokrystaliczną cechuje obecność jedynie częstych zaokrąglonych fenokryształów kwarcu i dość rzadkich, niewielkich hipautomorficznie wykształconych skałeni potasowych. Kryształy biotyту uległy prawdopodobnie rozkładowi i zostały zastąpione tlenkami żelaza (ryc. 4b). Fację przykontaktową stanowi **granit aplitowy** o strukturze równo- i bardzo drobnokrystalicznej lub afanitowej i lekko różowym zabarwieniu (ryc. 4c). Wszystkie te skały, według nomenklatury Borkowskiej (1966), należy określić jako granofirowe. Ich granice są przejściowe.

Oślonę metamorficzną stanowią **shornfelsowane łupki łyszczykowe**, w większości wykazujące kierunkową teksturę, niewyraźnie równoległą laminowaną lub drobnooczkową (ryc. 4d). Rzadko występują skały o chaotycznej, miejscami lekko fałdowej budowie, z relikami tekstury kierunkowej, a niekiedy wykazujące teksturę beładną (ryc. 4e). Dość często występują żyłki i soczewki wtórnego mlecznego kwarcu o rozmiarach rzędu 1 cm. Skały niezwiętrzałe mają barwę ciemnoszarą z odcieniem niebieskawym, ich zwiętrzenie przejawia się zmianą zabarwienia na żółtawe lub brązowawe. W spękania widoczne są naloty i naskorupienia o barwach brązowych i wiśniowych (limonitowe i hematytowe).



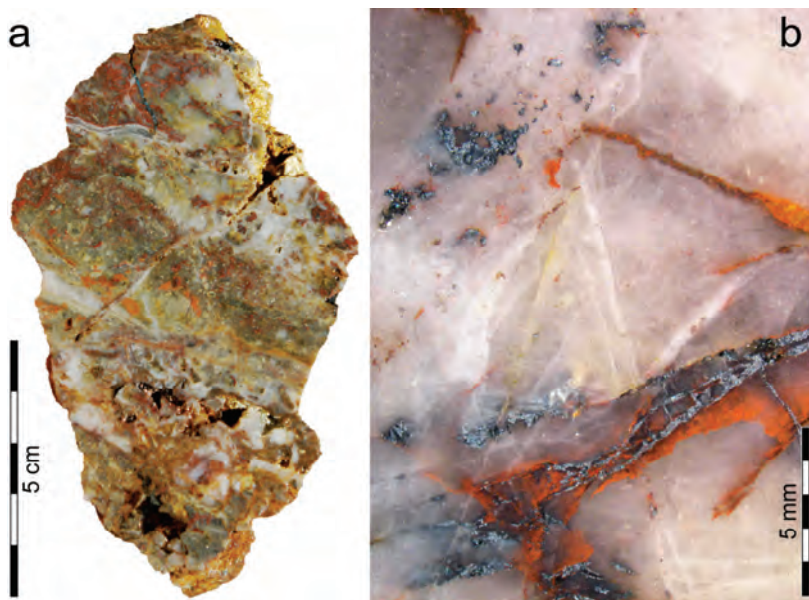
Ryc. 4. Skały występujące w sztolni pod górą Bielec; granity porfirowate z aplitowym tłem:
 a – grubokrystaliczny i b – średniokrystaliczny, c – granit aplitowy facji przykontaktowej;
 shornfelsowane łupki łyszczykowe: d – o teksturze kierunkowej, e – o zatartej teksturze kierunkowej;
 f – granit porfirowaty, średniokrystaliczny skakirytizowany,
 g – kataklazyt hornfelsowy z klastami marmuru

W stektonizowanej strefie kontaktowej występują skały **metamorfizmu dynamicznego**, scharakteryzowane jako spękanne granity porfirowate i aplitowe oraz kataklazyt skał metamorficznych. Tektonicznie i prawdopodobnie hydrotermalnie zmienione skały magmowe swoimi cechami strukturalnymi odpowiadają średniokrystalicznemu granitowi porfirowatemu (tu o wyraźnej wiśniowej barwie) oraz aplitowi facji brzeżnej (miejscami zielonkawo zabarwionemu w wyniku zmian wtórnych). Występuje w nich jednak gęsta, nieregularna sieć spękań oraz żyłek o grubości do 0,5 cm, wypełnionych materiałem węglanowym (kalcyt), miejscami z żółtym pigmentem żelazistym (ryc. 4f). Można je określić jako skakirytyzowane. W kataklazycie skał metamorficznych, wykazującym wyraźną kierunkową teksturę, wyróżnić można wydłużone strefy silniejszych deformacji (kataklazy), rozdzielne zespołami klastów mniej zdeformowanych hornfelsów oraz bardziej izometryczne fragmenty żółtawych marmurów (ryc. 4g). Soczewowate bloki skataklazowanych hornfelsów z marmurami, a rzadziej skakirytyzowanych granitów, o miąższości od kilku do około 25 cm i długości przekraczającej czasem 1 m, otoczone są strefami silniej zniszczonej skały o charakterze mączki uskokowej.

Przejawy **mineralizacji rudnej** występują w obrębie stref uskokowych. Strefy te częściowo buduje silnie skwarcowany tektonit ze strefami zbrekcjowania i kataklazy oraz szeregiem różnokierunkowych żyłek i mikrouskoków (ryc. 5a), a częściowo kwarc żyłowy. Może on być odpowiednikiem „skały jasnoszarej, zbudowanej głównie z kwarcu i serycytu”, opisaną przez Wołkowiczów (1985) z hałdy przed wlotem wyrobiska. Minerale rudne obserwowano dość rzadko, ich obecność stwierdzono w przodku chodnika pierwszego oraz końcowej części chodnika drugiego, a także na hałdzie. W materiale pochodzącym ze sztolni zidentyfikowano hematyt widoczny w obrębie skwarcowanego tektonitu przecinanego kwarcowymi żyłkami. Mineral w postaci błyszczącego żelaza tworzy miejscami liczne żyłki o grubości 0,2–1,0 mm oraz wprysnięcia o rozmiarach 0,1–2,5 mm. Hematyt skrytokrystaliczny wypełnia liczne drobne szczelinki (ryc. 5b). W próbce pochodzącej z hałdy opisano piryty oraz arsenopiryty (por. Zagożdżon i Zagożdżon, 2006), występujące w podobnie wykształconej skale. Piryty, w postaci automorficznych kryształów o wielkości do 1 mm lub skupień ziaren hipautomorficznych o rozmiarach sięgających 3 mm, gromadzi się w silniej skwarcowanych strefach kataklazytu i żyłkach kwarcowych. Arsenopiryty w większości tworzy szlirowe skupienia o szerokości 0,1–1,5 mm i długości do 3 cm lub wprysnięcia o przekroju 0,05–0,8 mm (często ułożone liniowo). Rzadko widoczny jest jako cienkie żyłki o szerokości około 0,05 mm, występujące wzdłuż granic żył kwarcowych i piryty.

Najistotniejszą strukturą tektoniczną odsłaniającą się w sztolni jest **strefa kontaktu** granitu karkonoskiego i jego osłony metamorficznej. Ma ona charakter uskoku o sze-

rokości około 0,5–1,5 m i skomplikowanej budowie wewnętrznej. Jej orientacja na odcinku 45 m, na jakim odsłania się w wyrobiskach, jest dość stała, zmienia się w zakresie 92/83–108/52 i jest niemal zgodna z foliacją przyległych shornfelsowanych łupków (88/70–112/50; por ryc. 3). W chodniku jest ona widoczna na długim odcinku zachodniego ociosu i częściowo stropu, jednak elementów jej struktury nie da się tam obserwować. Natomiast w zakończeniu sztolni, na poprzecznym przekroju możliwe są do prześledzenia detale jej budowy wewnętrznej.

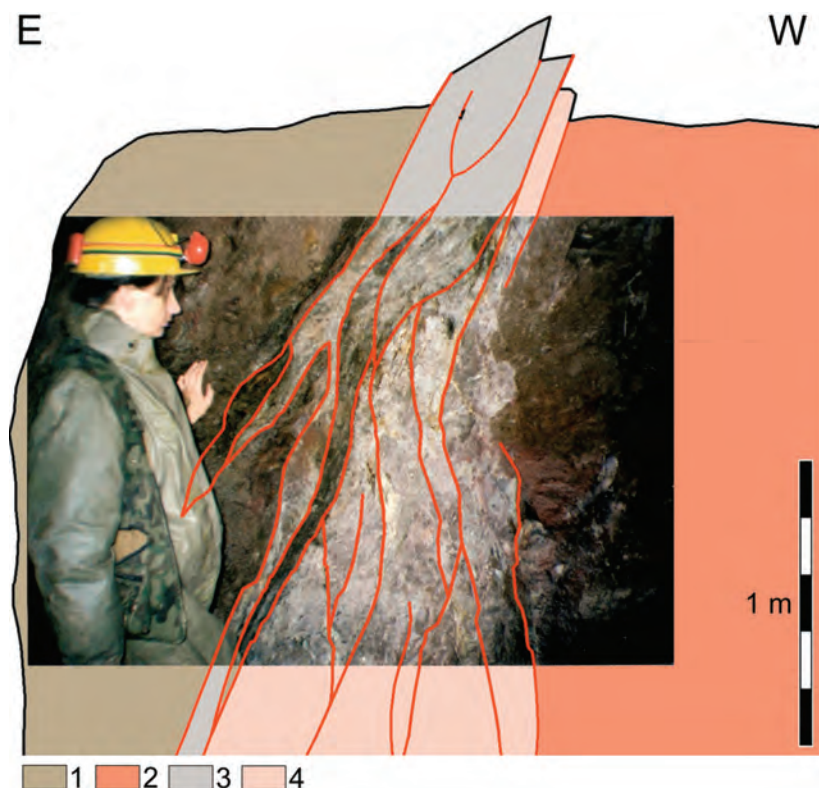


Ryc. 5. Mineralizacja stref uskokowych w sztolni pod Bielcem: a – skwarcowany tektonit, b – żyłki i wprysnięcia hematytowe w żyłę kwarcowej

Kontakt masywu granitoidowego z osłoną ma charakter ewidentnie tektoniczny, ale przemieszczenie nastąpiło wzdłuż powierzchni kontaktu magmowego lub w jego bezpośredniej bliskości. Strefę uskokową budują opisane powyżej silnie stektonizowane (skataklazowane) granity facji przykontaktowej (aplitowej) i hornfelsy. W jej obrębie wskazać można kilkanaście powierzchni poślizgu, widoczne są szersze strefy kompletnego roztarcia skał (mączka uskokowa) oraz zawarte w nich wydłużone soczewy lepiej zachowanych hornfelsów (ryc. 6).

W chodnikach obserwować można także trzy dalsze, wyraźne **strefy uskokowe**, o zmiennej orientacji powierzchni poślizgu. Wartości zmierzone to 112/50 i (uśredniona) 80/66, choć ogólnie azymut ich biegu oscyluje raczej około 10° (ryc. 3). Można stwier-

dzić, że są one zgodne z kierunkiem foliacji. Miąższość stref to około 1 m, są one niekiedy intensywnie zmineralizowane kwarem, występującym w postaci drobnych żyłek o nieregularnym przebiegu i różnej wielkości soczewek. W kwarcu miejscami widoczne są wyraźne nagromadzenia drobnych żyłek krystalicznego hematytu (por. ryc. 5b). Być może podobna strefa (strefy?) występuje w obrębie granitu, w którym miejscami notuje się zespoły wąskich szczelin, w większości wypełnionych szarym kwarcem. Znacznie gorsze warunki badań odsłonięć granitu nie pozwoliły na uzyskanie pewności.



Ryc. 6. Strefa kontaktu plutonu karkonoskiego i osłony metamorficznej: 1 – hornfelsy, 2 – granity aplitowy (facja przykontaktowa) i porfirowaty (miejscami z aplitowym tłem), tektonity: 3 – kataklazyt skał metamorficznych i mączka uskokowa, 4 – granity skakirytizowane i mączka uskokowa, zaznaczono przebieg głównych powierzchni poślizgu (fot.: 1996 r.)

Charakter i pozostałości robót górniczych

Strefa okruszcowania w rejonie Bielca została w pewnym okresie objęta pracami prospekcyjnymi, w opisywanej sztolni mogła też być prowadzona eksploatacja. Strefa

kontaktu granitu ze skałami metamorficznymi pod szczytem góry została rozpoznana szurfami, natomiast na południowym stoku – w miejscu oznaczonym przez Berga (1938) jako druga sztolnia – szeregiem trzech szybików, po których dziś pozostały charakterystyczne pingi (por. mapy.geoportal, 2018).

W związku z brakiem literaturowych informacji dotyczących czasu powstania sztolni pod Bielcem, z dużą ostrożnością można się na ten temat wypowiadać jedynie na podstawie danych pośrednich. Jak podaje Dziekoński (1972) działalność górnicza w rejonie Czarnowa (z którą Berg wiąże roboty na Bielcu) mogła rozpocząć się już w drugiej połowie XVII wieku. Z pewnością była jednak prowadzona w pierwszej połowie XVIII stulecia. Przerywana wpływem czynników ekonomicznych była wznowiana na przełomie XVIII i XIX wieku, w roku 1838 oraz na początku lat 20. XX w., po czym w roku 1925 podjęto decyzję o ostatecznym zakończeniu wydobywania (Dziekoński, 1972; Staffa, 1998; por. Zagożdżon i Zagożdżon, 2006). Roboty rozpoznawcze prowadzono tu na niewielką skalę w latach 1951–1955 (Konstantynowicz, 1960; Fedak i Lindner, 1966).

Żadnego śladu sztolni pod Bielcem nie znajdujemy na wydaniach mapy topograficznej *Messtischblatt* z lat 1892–1913, natomiast arkusze z lat 1936 i 1939 ukazują w miejscu wlotu sztolni charakterystyczny kopiec – hałdę (*Topographische Karte Blatt Kupferberg*, 1892–1939). Wlot wyrobiska jest też zaznaczony na mapie geologicznej Berga (1938). Można więc przypuszczać, że roboty górnicze w podszczytowym rejonie Bielca były prowadzone około lat 1910–1930.

Wyrobiska pod Bielcem mają bardzo charakterystyczny układ. Odcinek wstępny – sztolnia, pozwoliła na udostępnienie złoża, a chodniki biegnące ku północy drążone były dla jego rozpoznania i być może eksploatacji. Biorąc pod uwagę ich rozmieszczenie nasuwa się przypuszczenie, że pierwsza rozpoznawana strefa tektoniczna (kontakt granitu z osłoną metamorficzną) mogła okazać się płonna, stąd na dalszym odcinku chodnik poprowadzono bardziej ku wschodowi, rozcinając łącznie trzy kolejne śródformacyjne strefy uskokowe.

Na odcinkach dobrze zachowanych wyrobiska mają stałą wysokość wynoszącą około 2,2 m. Jedynie w zakończeniu chodnika, częściowo wypełnionym materiałem płonnym, spada ona do 1,6 m. Szerokość sztolni wynosi około 1,1 m, a chodniki są nieco szersze – 1,4 m. Ich profil poprzeczny jest dość nieregularny, zwłaszcza na odcinku biegnącym wzdłuż strefy kontaktowej. Zachodni ocios i strop są bardzo osłabione, co powoduje rozległe obwały.

W wyrobiskach spotyka się pozostałości otworów strzałowych o średnicy 22 mm i zachowanej długości do 33 cm, wiercone co około 40 cm. Znacznie lepiej zachowane

są te wiercone w granicie, zwłaszcza na pierwszych metrach sztolni. W wyrobiskach nie zachowała się obudowa zabezpieczająca, wydaje się jednak, że była ona stosowana zwłaszcza na najniebezpieczniejszych odcinkach. Później, w wyniku obwałów uległa zniszczeniu, a jej elementy mogły stopniowo zostać przemieszczone przez wodę. Obecnie liczne długie elementy drewniane zgromadzone są przy wlocie sztolni. Woda wypełniała bowiem przez długi okres czasu wyrobiska do wysokości przekraczającej miejscami 1 m (Zagożdżon i Zagożdżon, 2006), choć obecnie już się nie gromadzi. Sztolnię i przeważającą część chodników od 100 m.b. można określić jako bezpieczne. Stale grożący obwałami jest natomiast około 40-metrowy odcinek chodnika biegnący wzdłuż kontaktu skał magmowych i metamorficznych.

Badawcze znaczenie sztolni

Sztolnia na Bielcu jest jednym z nielicznych stanowisk w Sudetach, gdzie w oparciu o dobrze zachowane, w niewielkim stopniu zwietrzałe skały studiować można formę kontaktu karkonoskiego masywu granitowego z jego osłoną. W minionych latach był on szczegółowo opisany dla obszaru Kowar (Zagożdżonowie, 1997; 1998a; 2002; 2013). Tu jego charakter jest wyraźnie odmienny. Stanowisko to pozwala na punktowe rozpoznanie skał, które przeszły etap metamorfizmu regionalnego (powstanie łupków łyszczykowych), termicznego (shorrfelsowanie) i dynamicznego (deformacje uskoko-we strefy kontaktowej). Obecne są tu także przejawy mineralizacji rudnej, która może być łączona ze złożem w Czarnowie. W sztolni na Bielcu znajduje się ona w nieco niższej pozycji strukturalnej, poniżej poziomu skał węglanowych – soczew i pokładów marmurów dolomitycznych.

4.1.2. Szklarska Poręba – północny kontakt granitu karkonoskiego oraz złożę pirytu w wyrobiskach z XVI, XVIII i XX w.

Zespół różnych wyrobisk podziemnych, zlokalizowanych w północnej części Szklarskiej Poręby, na stokach Wysokiego Grzbietu Gór Izerskich, pozwala na prześledzenie elementów budowy strefy kontaktowej granitowego masywu Karkonoszy z osłoną metamorficzną w tym rejonie. W oparciu o przeprowadzone prace scharakteryzowano też wybrane aspekty tektoniki dysjunktywnej górotworu oraz budowę eksploatowanego tu przykontaktowego złoża pirytu – jego formę i charakter mineralizacji. Ponadto,

w przypadku największej z omawianych kopalń, przedstawiono obserwacje z zakresu stosowanej techniki urabiania oraz systemu eksploatacji.

Prace terenowe prowadzono w latach 2002–06 i 2018, w trzech grupach wyrobisk. Pomiędzy Szklarską Porębą Dolną a Górzycem, w rejonie tzw. Mniszego Lasu były to dwie sztolnie po poszukiwaniu rud uranu, położone w pobliżu tunelu na linii kolejowej. Około 500 m na wschód od szczytu Czarnej Góry (964,4 m n.p.m.) spenetrowano pozostałości kopalni kobaltu *Hilfe Gottes*, zaś 500 m na wschód od Zakrętu Śmierci – komorowe wyrobiska kopalni pirytu *Friedrich Wilhelm* (*Friedrichsgrube*).

Budowa geologiczna rejonu badanych wyrobisk

Pod względem geologicznym obszar ten znajduje się na styku dwóch rozległych jednostek tektoniczno-strukturalnych. Szklarska Poręba usytuowana jest na wychodniach skał granitowego masywu Karkonoszy, grań Wysokiego Grzbietu tworzą już polimetamorficzne skały (shornfelsowane łupki łyszczykowe) pasma łupkowego Szklarskiej Poręby, stanowiącego skrajną, południową część metamorfiku izerskiego. W ujęciu kartograficznym skały magmowe określane były jako porfirowate granity gruboziarniste (Szałamacha 1968), czyli odmiana centralna według Borkowskiej (1966). Natomiast wśród skał metamorficznych wyróżniane tu są shornfelsowane łupki łyszczykowe z drobnymi wkładkami amfibolitów i gnejsów drobnooczkowych (Szałamacha, 1968; Żaba, 1979). Kontakt obu jednostek jest w zdecydowanej większości wyraźnie magmowy (Żaba i Kuzak, 1988). W przykontaktowej strefie masywu granitowego Kanasiewicz (1984) wyróżnia granitofir, porfirowaty aplogranit z pegmatytem oraz granit zmieniony z ksenolitami. Przedstawił on też bardzo szczegółowe przekroje geologiczne, wykreślone zapewne w oparciu o obserwacje przeprowadzone w sztolniach pouranowych w Szklarskiej Porębie Dolnej. Przekroje ukazują skomplikowany układ apofiz tzw. graniu zmienionego, sięgających do kilkudziesięciu metrów w głąb osłony metamorficznej.

Wzdłuż północnej granicy masywu karkonoskiego opisywane są różne koncentracje minerałów rudnych. Sachanbiński (2005) informuje o częstym występowaniu w tej strefie magnetytu, na całym odcinku od Izerskich Garbów po Zbójce Skały. Berg (1941) wspomina o czterech złożach i innych wystąpieniach magnetytu oraz pirytu, które były niegdyś eksploatowane metodą odkrywkową i podziemną.

Jedno z takich skupień (dawne złożo) magnetytu, według Mochnackiej (1985) położone było na południe (w rzeczywistości na wschód) od Zakrętu Śmierci, w miejscu występowania dużych hałd i zapadniętej sztolni – gdzie odsłoniła się strefa rudna. Po-

wstało ono na kontakcie łupków i granitów (Krajewski, 1960a; Fedak i Lindner, 1966) lub łupków i pegmatytowej apofizy (Mochacka 1985). Szerokość strefy wzbogacenia łupka łyszczykowego w magnetyt zdaniem Muszera (2005) wynosiła jedynie 1,5 m, zaś według Krajewskiego (1960a) kilka metrów.

Magnetyt miał postać ziaren luźno rozmieszczonych w skale, jego udział wynosił przeciętnie 10%, a miejscami wzrastał do 30%. Ponadto występowały żyłki i ławice hematytu (Krajewski, 1960a; Fedak i Lindner, 1966). Mochacka (1985) zwróciła uwagę na obecność mineralizacji siarczkowej (pirotyn, piryty, chalkopiryty, sfaleryty). Eksploatacja magnetytu prowadzona była około roku 1880, robót zaniechano ze względu na niską jakość rudy (niską zawartość żelaza i domieszkę siarki w postaci pirotynu – Krajewski, 1960a; Fedak i Lindner, 1966; Muszer, 2005).

Nagromadzenia polimetaliczne opisano z Czarnej Góry. Muszer (2005) określił je jako występujące w obrębie łupków łyszczykowych rudy Fe-Co, budowane głównie przez kobaltonosny piryty, ale zawierające też pirotyn, piryty, chalkopiryty, sfaleryty, magnetyty i kobaltyny. Natomiast według Sachanbińskiego (2005) występował tam kobaltyn w postaci „zwięzłych mas z magnetytem, pirytem, pirotynem i blendą cynkową”, a także arsenopiryty.

Zarys historii eksploatacji w badanym obszarze

Obszar granitowego masywu Karkonoszy oraz jego bezpośredniego otoczenia od dawna był rozpoznawany pod kątem występowania różnych bogactw mineralnych. Przedmiotem silnego zainteresowania górniczego był rejon Szklarskiej Poręby – rozumiany szeroko, jako dolina Kamiennej oraz Wysoki Grzbiet Gór Izerskich. Część badaczy przypuszcza wręcz (za Quiringiem), że rejon pogórza karkonoskiego był penetrowany pod kątem występowania złota już przez Kreteńczyków około 2000 roku p.n.e., a później przez Celtów w IV–III w. p.n.e. Słabo udokumentowane ślady takich penetracji pojawiają się jednak dopiero dla okresu X–XI w. (por. Staffa, 2005a). W połowie XII w. rozpoczął się okres intensywnych poszukiwań kruszców i kamieni jubilerskich, początkowo przez tzw. Walończyków i Wenecjan, później również przez Włochów, Niemców z Harzu, Czechów i Ślązaków (Kulik, 1985; Staffa, 2005a). Prace te są udokumentowane dopiero dla wieku XV, w postaci zapisków w tzw. Księgach Walońskich – np. na temat skarbów w rejonie Czarnej Góry (Staffa, 1989). Pozostałością eksploatacji ametystonośnej żyły pegmatytowej ma być sztolnia „Złota Jama” ukryta pod wodospadem Kamieńczyka (Staffa, 1993a; Wiater, 2006). O zasobności masywu karkonoskiego i jego osłony świadczyć może opisanie ponad 250 przejawów mineralizacji

i 230 minerałów (Sachanbiński, 2005), z których wiele było w przeszłości eksploatowanych (Mochacka, 1985). Muszer (2005) wymienia tu wystąpienia okruszczenia Pb-Ag, a także As-Bi-Cu-Mo oraz W-U-Th-Cu-Ag. Kozłowski i in. (1975) oraz Olszyński i in. (1976) opisują polimetaliczną mineralizację w granitach aplitowych. Według Grodzickiego (2005) w żyłach kwarcu, w obrębie granitu występuje pierwotne złoto, wypłukiwane niegdyś ze złóż wtórnych, m.in. w aluwjach potoków rejonu Szklarskiej Poręby, gdzie znajdują się ślady starych wyrobisk. Złoża takie na dużą skalę eksploatowano od wieku XV do około 1865 r. między Jeżowem Sudeckim, a Dziwiszowem, a pozostałością tej działalności są leje po zapadniętych szybkach (Grodzicki, 1967).

Od połowy XVI w. do przełomu XVIII i XIX w. w Szklarskiej Porębie Dolnej eksploatowano piryt. Od lat 70. XVIII w. przetwarzano go w szeroko znanej witriolejni (zakładzie produkującym witriol, czyli stężony kwas siarkowy) Prellera (Staffa, 1989; Wiater, 2008; Wójcik i Krzyżanowski, 2010a). W połowie wieku XVIII odkryto i krótko eksploatowano rudy kobaltu (Dziekoński, 1972; Krzyżanowski i Wójcik, 2012). W drugiej połowie XIX wieku, na zachód od Zbójeckich Skał powstać miała bliżej nie znana sztolnia o długości 105 m, gdzie prowadzono eksploatację magnetytu (Staffa, 1989; Muszer, 2005).

W wielu miejscach na obszarze wychodni granitowego masywu Karkonoszy prowadzona była eksploatacja pegmatytów dla potrzeb lokalnego szklarstwa. Pozostałości takich robót znane są m.in. z terenu Szklarskiej Poręby (Krzywe Baszty, Skalna Brama – Staffa, 1989; Leszczawski, 2013), Karpacza, czy Zachełmia, również niektóre podziemne obiekty w Górach Sokolich są rezultatem eksploatacji „dużych żył pegmatytowych” (Mierzejewski, 1985). Okres aktywności górniczej w tych obiektach sięgał prawdopodobnie XVIII lub nawet drugiej połowy XIX w. (Staffa, 1989; 2005a).

W pierwszych latach po II wojnie światowej na terenie Szklarskiej Poręby, w obrębie tzw. obszaru poszukiwawczego OP-15, prowadzono poszukiwania rud uranu. Wykrycie ponad 20 anomalii emisji promieniowania γ i radonowych skutkowało decyzją o wydrążeniu w roku 1951 dwóch sztolni badawczych w pobliżu stacji kolejowej Szklarska Poręba Dolna (Sztuk i in., 1994). W roku 1975 zostały one odbudowane na zlecenie Instytutu Geologicznego (Kanasiewicz, 1984). To zdarzenie można uznać za ostatni epizod podziemnych prac górniczych w tym rejonie. Później, w związku z dużymi wartościami tła promieniowania, kontynuowano rozpoznawanie możliwości występowania w obrębie granitowego masywu Karkonoszy większych koncentracji minerałów promieniotwórczych (Lis i Sylwestrzak, 1977; 1979).

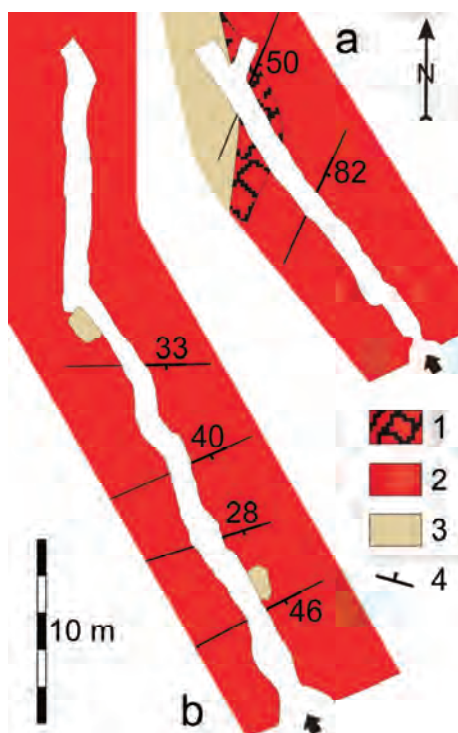
Zjawiska geologiczne w wyrobiskach na stokach Wysokiego Grzbietu

Najistotniejszym elementem budowy geologicznej, którego wygląd można przedstawić na podstawie obserwacji w omawianych wyrobiskach podziemnych jest **północny kontakt granitowego masywu Karkonoszy** z jego metamorficzną osłoną. Wyniki badań pięciu sztolni zlokalizowanych na zboczach Czarnej Góry oraz pomiędzy Szklarską Porębą Dolną a Górzyniec opisał Żaba (1979), pozwoliły mu one na przedstawienie zespołu profili oraz blokdiagramu szczegółowo ilustrujących budowę tektoniczną tego obszaru. Uproszczone mapy geologiczne czterech spośród tych wyrobisk wykonali Zagożdżonowie (2002a).

W ograniczony sposób strefa kontaktowa widoczna jest w krótkich sztolniach dawnej kopalni kobaltu *Hilfe Gottes*, wydrążonych w południowo-wschodnim zboczu Czarnej Góry. Niemniej w najniższej położonej z nich (oznaczonej przez siebie jako „A”) Żaba (1979) opisał doskonale odsłoniętą strefę brekcji intruzywnej o szerokości około 5 m. Wydaje się, że miąższość tej strefy jest silnie zmienna, a przebieg granicy intruzji granitowej i hornfelsów jest zbliżony do południkowego (ryc. 7a). Biorąc pod uwagę regionalny układ wydzielen litologicznych może to wskazywać, że mamy tu do czynienia z wyrotowanym w trakcie intruzji większym blokiem metamorficznym – ksenolitem. W sztolni położonej wyżej („B” według Żaby, 1979) można obserwować ciągły profil granitu, wykształconego w postaci różnych odmian facjalnych, a podrzędnie aplity i pegmatyty, przy czym granice wszystkich tych odmian są nieostre. Hornfels występuje jedynie w formie dwóch izolowanych ksenolitów o rozmiarach około 2 m (ryc. 7b).

Szerszy wgląd w budowę górotworu dają sztolnie poszukiwawcze za rudami uranu, położone ponad Szklarską Porębą Dolną (por. Zagożdżon i Zagożdżon, 2002a). Dla „sztolni nr 2” (por. Sztuk i in., 1994) Żaba (1979) wykreślił szczegółowy profil geologiczny, ukazujący naprzemienne występowanie granitów oraz hornfelsów. Możliwość wykorzystania wyników obserwacji powierzchniowych oraz podziemnych pozwoliła mu też na przedstawienie przestrzennego modelu budowy górotworu w rejonie Mniszego Lasu, ilustrującego skomplikowany charakter strefy kontaktowej. Zalegająca wyżej, w najwyższej części Wysokiego Grzbietu, czapa hornfelsowa uległa w wyniku oddziaływania magmy granitoidowej nadtopieniu, a intruzja wniknęła w osłonę szeregiem różnej wielkości apofiz (Żaba, 1979). Uzupełnieniem tego obrazu jest przedstawiany geologiczny plan wyrobisk „sztolni nr 2” (ryc. 8). Rozpoznanie własne obiektu dało obraz w szczegółach odmienny od nakreślonego przez cytowanego autora. Główne, widoczne na ryc. 8 wystąpienie skał metamorficznych prawdopodobnie wyklinowujące

się ku wschodowi, uległo rozszczepieniu, a jego skrajna, wschodnia część – być może wyrotowaniu spowodowanemu naporem magmy, co dokumentują obserwacje we wschodnim chodniku. Być może w związku z gorszym stanem technicznym sztolni na tym odcinku, nie natrafiono na opisany przez Żabę (1979) uskok stanowiący północną granicę hornfelsów. Jedyna znaczna struktura uskokowa o zmiennej orientacji, ale ogólnie wykazująca bieg NNW–SSE i stromy (75°) upad ku NE przecina wystąpienie skał metamorficznych w ich centralnej części. Orientacja foliacji oraz powierzchni kontaktowych ksenolitów hornfelsu (w głębszej części sztolni oraz w chodniku zachodnim) wskazują, że i one uległy różnej rotacji.



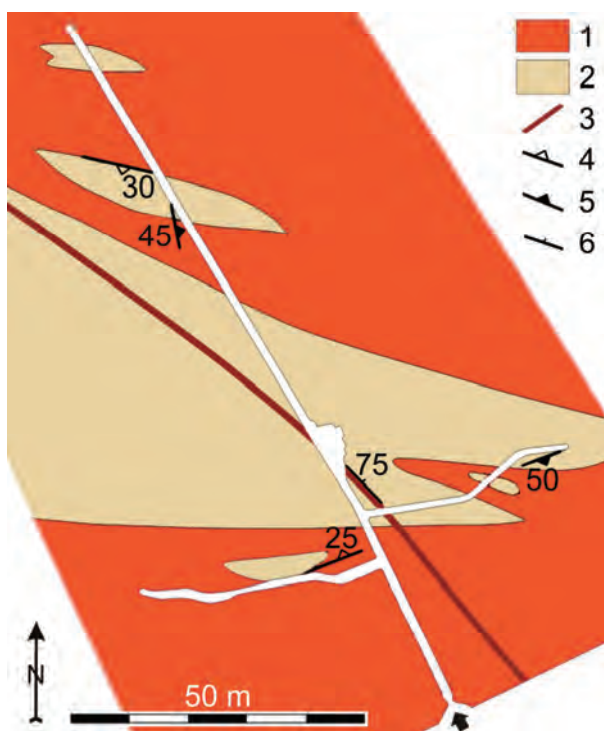
Ryc. 7. Elementy budowy geologicznej w sztolniach w Czarnej Górze:
 a – sztolnia położona niżej,
 b – sztolnia położona wyżej;
 1 – brekcja intruzywna, 2 – granit,
 3 – łupki łyszczykowe shornfelsowane,
 4 – orientacja uskoków

Druga ze sztolni pouranowych, położona pod Zbójcejskimi Skałami (582,8 m n.p.m.), została wstępnie rozpoznana geologicznie w roku 2002 (Zagożdżon i Zagożdżon, 2002a). Stwierdzono, że główne wyrobisko wydrążono przede wszystkim w obrębie hornfelsu. Granit występuje jedynie w formie apofiz o około 30-metrowej miąższości. Obecnie jej wlot jest zamknięty kratą.

Kontakt masywu granitowego z osłoną metamorficzną w niewielkim stopniu odsłania się również w dawnej kopalni pirytu *Friedrich Wilhelm* pod Zakrętem Śmierci.

Według mapy geologicznej (Szalamacha, 1968) kopalnia ta usytuowana została dokładnie na tej granicy. Skała magmowa widoczna jest miejscami na północnym odcisie zachodniej komory, poza tym obecnie we wszystkich wyrobiskach obserwuje się jedynie, różnie zorientowane i w różnym stopniu zdeformowane fałdowo hornfelsy (choć warunki badań w wielu miejscach są złe, ze względu na zakrycie ociosów żelazistymi naszkorupieniami). Mogłoby to sugerować, że wystąpienie granitu ma tu charakter apofizy, a kontakt z główną masą intruzji położony jest dalej na południe. Bardzo pomocna w tej kwestii okazuje się archiwalna mapa Bockscha (1821), na której, obok zarysu wyrobisk schematycznie przedstawiony jest zasięg występowania granitu. Skała magmowa prawdopodobnie otacza w poziomie, a także w większości podściela wystąpienie okruszczonego hornfelsu. Możemy tu więc mieć do czynienia ze znacznymi rozmiarów ksenolitem (o długości około 90 m i szerokości sięgającej 20 m). Obserwowana w kopalni powierzchnia kontaktu granitu z hornfelsem jest słabo widoczna, ze względu na zakrycie ociosów naszkorupieniami tlenków żelaza. Niemniej można stwierdzić, że przynajmniej w części jest to kontakt magmowy, o powierzchni stromo nachylonej ku północy. Miejscami został on zmodyfikowany tektonicznie – jest ścięty stromo nachylnym uskokiem o biegu NW–SE.

Ryc. 8. Elementy budowy geologicznej
sztolni nr 2 w Szklarskiej Porębie;
1 – granit porfirowaty, 2 – hornfels,
3 – uskoki, 4 – orientacja powierzchni
kontaktowych, 5 – orientacja foliacji,
6 – orientacja uskoku

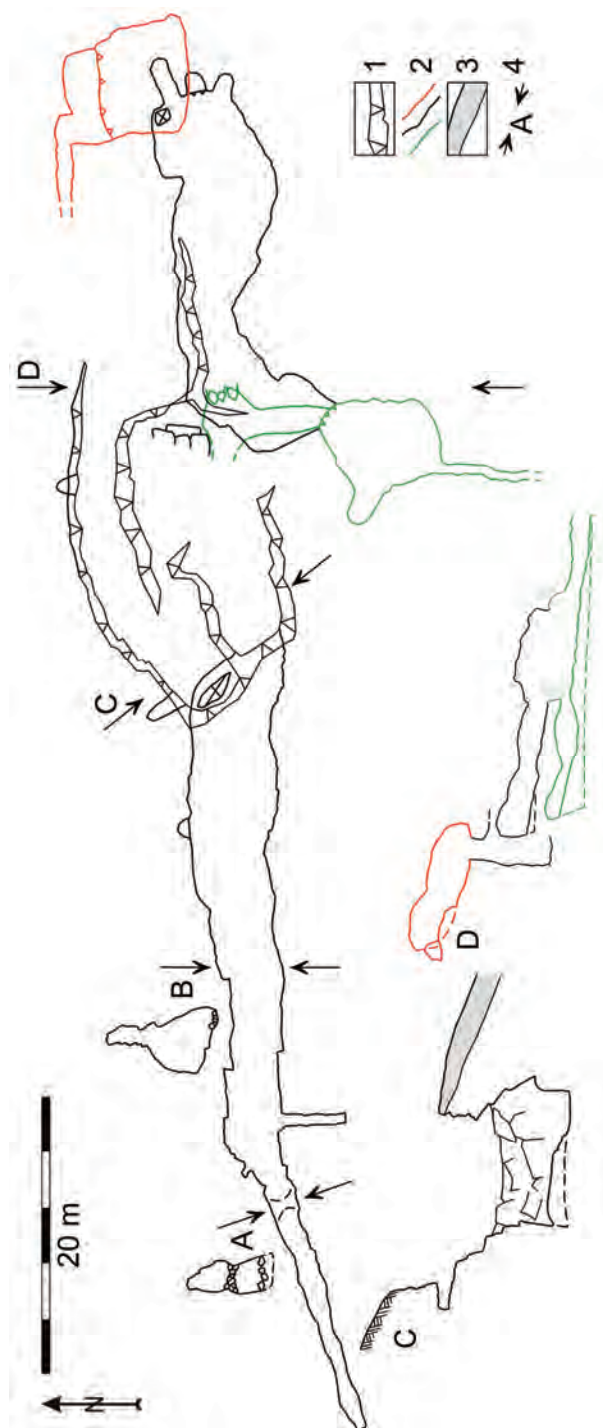


W badanych wyrobiskach występuje szereg **uskoków**. Poza wspomnianymi wyżej warto zwrócić uwagę na zespół dysjunkcji o specyficznym charakterze. W sztolniach kopalni kobaltu *Hilfe Gottes* na Czarnej Górze zidentyfikowano pięć takich struktur o swoistych cechach. Są one umiarkowanie nachylone ($33\text{--}50^\circ$), mają postać otwartych, niewątpliwie młodych szczelin o szerokości do kilku centymetrów i amplitudzie przemieszczenia sięgającej kilkunastu centymetrów. Kierunek ich upadu, zwłaszcza w przypadku wyższej ze sztolni („B”), dość dokładnie odpowiada kierunkowi nachylenia stoku. Cechy te sugerują, że uskoki mają związek z utratą spójności górotworu, powodowaną ukształtowaniem terenu i procesami morfologicznymi. Na trzech spośród tych uskoków, spodziewając się, że mogą być aktywne jako powierzchnie ześlizgu, założono w roku 2004 improwizowane repery badawcze, które jednak do roku 2018 nie wykazały przemieszczenia.

Szczególnym zagadnieniem geologicznym, rozpoznawanym w wyrobiskach kopalni pirytu, była **forma eksploатованого złoża** oraz charakter mineralizacji. Biorąc pod uwagę typową dla dawnych wieków precyzję wybierania kopaliny, o formie złoża można wnioskować w oparciu o doskonale zachowany kształt wyrobisk. Na tej podstawie można przypuszczać, że była ona różna w części wschodniej (i prawdopodobnie środkowej) oraz zachodniej. W pierwszej z tych stref złoże tworzyło przypuszczalnie kilka odrębnych soczew lub gniazd rozwiniętych raczej w poziomie, na co wskazywałaby forma i rozmieszczenie komór (por. ryc. 9). Ciała te miały prawdopodobnie rozmiary poziome rzędu 10 m i pionowe – około 2–3 m, a cały ich zespół zapadał generalnie pod niewielkim kątem ku południowi.

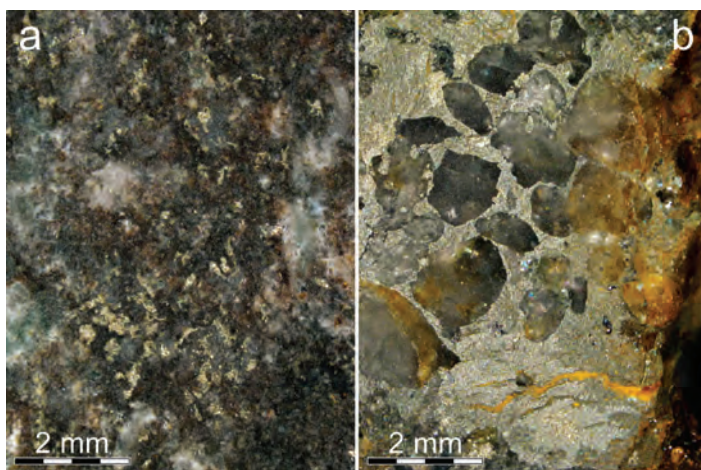
Wyrobisko komorowe w części zachodniej powstało raczej w wyniku wyeksploatowania nagromadzenia kopaliny o formie pseudopokładowej, czy stratoidalnej, zgodnej z kierunkiem strukturalnym, tj. orientacją powierzchni kontaktowej apofizy granitowej i metamorficznej osłony. Wyraźnie bowiem rzuca się w oczy jego wydłużona w pionie forma – szerokość komory maleje w południowym zakończeniu do zaledwie 1,5 m, przy wysokości sięgającej 9 m.

Kopalnia ta stanowiła zaplecze surowcowe dla witrioletni, dostarczając piryt. Według Wiatera (2008) w pewnym okresie mogły tu być pozyskiwane również rudy ołowiu i srebra. Ze względu na historyczny charakter wyrobisk wykonane opróbowanie ograniczono do minimum, tym niemniej łatwo dało się udokumentować znaczne ilości nadal występującego tu pirytu. W różnych częściach kopalni jego skupienia mają różną formę. W komorach wschodnich stwierdzono obecność rozproszonej mineralizacji impregnacyjnej, z ziarnami pirytu jednorodnie rozmieszczonymi w hornfelsie lub tworzącymi słabo zarysowane skupienia o nieostrych granicach (ryc. 10a). Nieregularne



Ryc. 9. Plan i profile poprzeczne zespołu wyrobisk dawnej kopalni pirytu w Szklarskiej Porębie: 1 – ściany skalne, 2 – wyrobiska podziemne poziomu dolnego (zielony), głównego (czarny) i górnego (czerwony), 3 – hałda, 4 – linie profili poprzecznych A–D (na profilu D poziom górny rzutowany z odległości około 15 m)

wprysnięcia siarczku mają zazwyczaj rozmiary 0,1–0,5 mm, choć miejscami występują dość liczne ziarna wielkości do 1 mm. Ich udział w objętości skały jest rzędu 5%. W środkowej części komory zachodniej napotkano bardziej zwarte formy występowania tego minerału. Tworzy on małe gniazda o wielkości około 7 mm, niekiedy z drobnymi kawernami w częściach centralnych, w których można obserwować ścianki hipautomorficznie wykształconego pirytu, pokrytego cienkimi naskorupieniami tlenków żelaza (prawdopodobnie goethytu). W innych przypadkach obserwuje się 10–15-milimetrowej wielkości przerosty kwarcowo-pirytowe. Piryt występuje w interstycjach ziaren kwarcu o rozmiarach 0,5–2 mm lub dominuje, całkowicie je otaczając (ryc. 10b). Zawartość pirytu sięga tu miejscami 20–25% obj.



Ryc. 10. Formy występowania pirytu w wyrobiskach komorowych kopalni pod Zakrętem Śmierci:
a – rozproszona mineralizacja impregnacyjna, b – zwarte nagromadzenie kwarcowo-pirytowe

W końcowej części zachodniej komory zaobserwowano silną anomalię magnetyczną, uniemożliwiającą prowadzenie pomiarów kompasem. Brak tam jakichkolwiek elementów żelaznych, natomiast rzuca się w oczy dość znaczne nagromadzenie wtórnych tlenków żelaza, w postaci nacieków i powłok, m.in. spajających bloki kamienne tworzące tzw. „mostek”. Można uznać, że są to świadectwa obecności nagromadzenia magnetytu, co koresponduje z danymi przytoczonymi przez Mochnacką (1985), Sztuka i in. (1994), Muszera (2005) i Sachanbińskiego (2005).

Objawy mineralizacji siarczkowej można obserwować również w sztolniach dawnej kopalni *Hilfe Gottes*. W wyrobisku położonym niżej („A”) rozproszone okruszcowanie jest mało intensywne. Natomiast w sztolni wyższej („B”), w silnie skwarcowanym

hornfelsie o wyraźnie kierunkowej teksturze, występują liczne nagromadzenia siarczków w postaci drobnych (do 3 cm długości) smug i szlirów, a rzadziej – skupień soczewkowych.

Relikty robót górniczych

Przedstawiane wyrobiska zlokalizowane ponad Szklarską Porębą stanowią ciekawy zespół również z górniczego i historycznego punktu widzenia. Dokumentują one różne epizody działalności eksploatacyjnej i rozpoznawania złóż z okresu ponad 400 lat.

Niewątpliwie najbardziej atrakcyjna jest tu najstarsza i najrozleglejsza, kopalnia pirytu. Jest to złożony zespół wyrobisk (podziemnych i być może reliktoowo zachowanych odkrywkowych) oraz hałd.

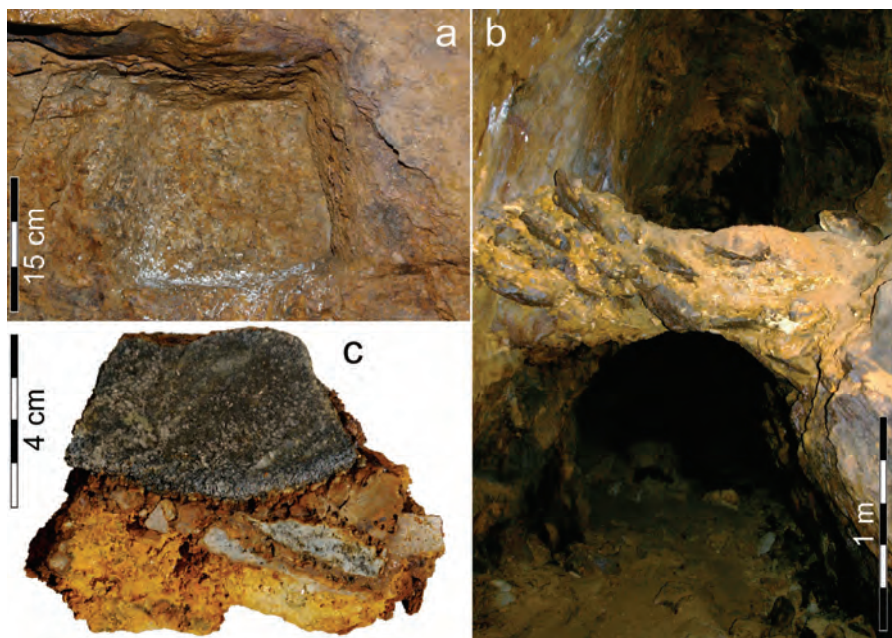
Eksploatacja pirytu ponad Zbójeckimi Skałami mogła być podjęta w początkach XVI w. Pierwsze udokumentowane wzmianki na ten temat datowane są na rok 1530 (Staffa, 1989; Wiater, 2008). Około 1550 r. rozpoczęła funkcjonowanie druga kopalnia, a od 1553 r. – witriolejnia. Pod koniec stulecia w zakładzie górniczym pracowało 60 górników. Działalność ta została przerwana podczas wojny trzydziestoletniej (Wiater, 2008). Próby eksploatacji pirytu podejmowano w latach 1735–1766, od roku 1768 kopalnia funkcjonowała pod nazwą *Friedrichsgrube* (Wiater, 2008), Dziekoński (1972) podaje nazwę *Friedrich Wilhelm*. W roku 1773 powstała witriolejnia Prellera. W tym czasie złożo udostępniały dwie sztolnie nazwane *Zur Ehre des Gottes* i *Zu des Menschen Besten*. W 70. i 80. latach XVIII w., przy zatrudnieniu 21 górników i hutników oraz ponad 30 pracowników pomocniczych prowadzono intensywną eksploatację. Produkcja sięgała wówczas 400 t pirytu rocznie, a jako kopaliny towarzyszące pozyskiwano też rudy ołowiu i srebra. W związku z wyczerpaniem złoża według Wiatera (2008) kopalnia została zamknięta na przełomie XVIII i XIX w., natomiast zdaniem Staffy (1989) po roku 1787 piryt do witriolejni dostarczano już wyłącznie z innych złóż.

Wyjątkowym materiałem dokumentacyjnym dotyczącym tej kopalni jest historyczny plan górniczy i przekroje autorstwa Bockscha (1821), zamieszczone w publikacji Wójcika i Krzyżanowskiego (2010a). Dzieło to datowane jest na 1821 r., ale wykonano je na podstawie obserwacji prowadzonych prawdopodobnie około 20 lat wcześniej. Jak zauważyli cytowani autorzy ukazany tam obraz miejscami wyraźnie odbiega od sytuacji obecnej. Niezgodności te pozwalają więc przypuszczać, że roboty górnicze prowadzono również po okresie 1800–1820, prawdopodobnie w zakończeniu komory zachodniej i w przeciwległej części kopalni – co doprowadziło do powstania najwyższej ze znajdujących się tam komór i poszerzenia niższych.

Łączna rozciągłość (E-W) dostępnych współcześnie podziemnych wyrobisk kopalni piritu przekracza 110 m, zaś rozciągłość południkowa różnych jej reliktów sięga 90 m. W podziemiach dobrze zachowane są pozostałości stosowanych technik górniczych.

Głównymi wyrobiskami są cztery, położone na trzech poziomach, izometryczne w planie lub lekko wydłużone komory w części północnej oraz około 60-metrowej długości wąska komora zachodnia. Ponadto dostępne są trzy krótkie odcinki sztolni (chodników?), w tym kilkumetrowy zalany odcinek sztolni udostępniającej dochodzącej do najniższej komory oraz siedem przodków o długości do 6 m i ślepy szybik międzypoziomowy. Centralną część dawnej kopalni stanowi obecnie rozległe rumowisko, składające się z bloków skalnych o rozmiarach sięgających 3 m (ryc. 9).

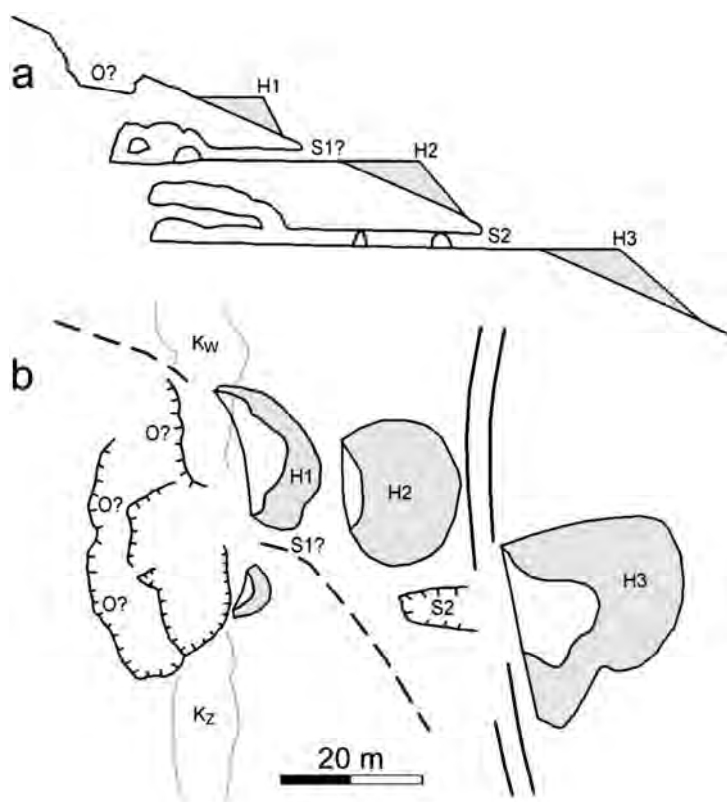
W komorze zachodniej oraz w pobliżu obecnego wlotu do komór wschodnich znaleźć można liczne pozostałości, wspomnianych przez Wójcika i Krzyżanowskiego (2010a) otworów strzałowych. Ich średnica wynosi 22 mm, a zachowane odcinki mają długość do 30 cm. Na drugim ze wspomnianych stanowisk ich zagęszczenie sięga nawet siedmiu na 1 m². W końcowej części komory zachodniej widoczne są też dość liczne



Ryc. 11. Zachowane w komorze zachodniej relikty działalności górniczej:

a – gniazdo belki podtrzymującej podest roboczy, b – „mostek” – pozostałość jednego z poziomów roboczych, c – materiał budujący „mostek” – fragmenty skalne spojęne tlenkami żelaza

(ponad 20 według Wójcika i Krzyżanowskiego, 2010a), usytuowane na dwóch wysokościach prostokątne lub trapezowe w zarysie gniazda, o dość zmiennych rozmiarach – od około 13×16 do nawet 27×34 cm (ryc. 11a). Stanowiły one podstawę konstrukcji podestów, z których prowadzono równoczesną, wielopoziomową eksploatację. Innym, dość niezwykłym reliktem tych robót jest zachowany resztkowo tzw. „mostek”. Jego rozmiary poziome to około 2×2 m, zaś grubość wynosi 50–80 cm. Powstał on prawdopodobnie w wyniku narzucenia pewnej ilości skał płonnych na drewniany podest. Z czasem elementy drewniane uległy rozpadowi, natomiast materiał skalny został w międzyczasie spojony wtórnymi tlenkami żelaza, nabierając wystarczającej wytrzymałości mechanicznej, by zachować samonośność (ryc. 11b, c).



Ryc. 12. Hipotetyczny przekrój (a) i schematyczny plan (b) centralnej części zespołu wyrobisk kopalni *Friedrich Wilhelm* (por. ryc. 9), ukazano trzy poziomy hałdy świadczących być może o trzech poziomach eksploatacji: H – hałdy, O? – zroby przypuszczalnie po robotach odkrywkowych, S – sztolnie, wskazano położenie wyrobisk podziemnych (Kw – komory wschodnie, Kz – komora zachodnia), zaznaczono przebieg drogi leśnej i ścieżki, obecnie – Szlaku Walońskiego (szczegółowe objaśnienia w tekście)

Analizując rozkład i stan poszczególnych reliktów działalności wydobywczej zaproponować można poniższą, opartą o fakty i przypuszczenia, interpretację kolejności i zakresu wykonanych robót. Faktem jest obecność trzech poziomów hałd. Najwyższy z nich mógł powstać w trakcie udostępniania lub eksploatacji najwyższej części złoža, być może w wyniku robót prowadzonych metodą odkrywkową. Ich pozostałością byłyby najwyżej położone skalne ścianki widoczne w centralnej części kompleksu oraz dwie najwyższe hałdy (lub dwa zachowane fragmenty jednej hałdy (O? i H1 na ryc. 12).

Klarowny jest obraz eksploatacji podziemnej z wykorzystaniem sztolni (S2), której pozostałości wlotu widoczne są przy leśnej drodze, ponad najniższą hałdą (H3). Jest to zalana sztolnia dochodząca do najniższej komory w części wschodniej kopalni, o krzywoliniowym przebiegu przedstawionym przez Bockscha (1821). Niewykluczone jednak, że system eksploatacji był tu bardziej złożony, na co wskazuje obecność kolejnej hałdy (H2 na ryc. 12), która mogła powstać w konsekwencji deponowania urobku płonnego przed wlotem jeszcze jednej, dziś nie zachowanej krótkiej sztolni (S1?). Sztolnia ta mogła udostępniać, trudny do precyzyjnego wskazania, pośredni poziom wyrobisk w części centralnej lub prowadzić do resztkowo zachowanego chodnika położonego przy najwyższej komorze części wschodniej (por. ryc. 9). Teza ta jest jednak dyskusyjna i wymaga dokładniejszej analizy przestrzennej układu zachowanych wyrobisk.

Eksploatacja w części wschodniej prowadzona była na kilku poziomach, ale osobnymi wyrobiskami komorowymi, natomiast w komorze zachodniej kopalinę pozyskiwano jednocześnie co najmniej trzema podpoziomami. Przypuszczalnie już po zakończeniu eksploatacji (gdyż nie są znane wzmianki na ten temat) nastąpiło zdarzenie o charakterze katastrofy górniczej. Zapadnięciu uległ strop wyrobisk komorowych w centralnej części kompleksu, prawdopodobnie w miejscu, gdzie górotwór był najsilniej naruszony robotami, a strop wyrobisk znajdował się najbliżej powierzchni terenu. W ten sposób zatarciu uległa forma wyrobisk w tej strefie – komór oraz być może wyżej położonej sztolni. W konsekwencji powstały też otwory umożliwiające dziś penetrację obiektów ziemnych.

Odkrycie złoža rud kobaltu, o zawartości metalu sięgającej 20% na zboczach Czarnej Góry miało nastąpić w roku 1767 (Dziekoński, 1972), a założona tu przez Prellera kopalnia *Hilfe Gottes* (*Hülfe Gottes*) znana jest z materiałów kartograficznych z roku 1771 (por. Krzyżanowski i Wójcik, 2012). Funkcjonowała ona przez rok, po czym roboty przerwano ze względu na techniczne problemy z urabianiem skały. Jednak już trzy lata później, z inicjatywy Schaffgotscha wznowiono prace w kopalni, teraz nazwanej *Juliane*. I tym razem działalność jej trwała zaledwie rok (Dziekoński, 1972; Krzyżanowski i Wójcik, 2012). Na podstawie archiwalnych map (*Grund und Profil Riss*

– Elster, 1771 oraz *Grund und Profil Riss von der zu Schreiberau belegen Kobalt Bergwerk die Juliane genant* – b.a., datowana na 1775 r. *vide* Krzyżanowski i Wójcik, 2012) można określić zakres wykonanych robót. Obecny stan wyrobisk kopalni został opisany przez Zagożdżona i Zagożdżon (2002a), Krzyżanowskiego i Wójcika (2012) oraz Leszczawskiego (2013).

W obu badanych sztolniach dość często natrafia się na pozostałości otworów wiertniczych. Mają one zawsze średnicę 25 mm, a w kilku przypadkach możliwe było określenie ich pierwotnej długości. Jako, że zachowały się lejkowato rozwiercone początkowe odcinki stwierdzono, że głębokość wierconych otworów wynosiła 20–23 cm.

Pochodząca z roku 1951 sztolnia pouranowa (por. Sztuk i in., 1994, Zagożdżon i Zagożdżon, 2002a) jest w większości zachowana dobrze, mimo szerokich przekrojów wyrobisk. Strop i ociosy są niestabilne jedynie przy wlocie, na skrzyżowaniu wyrobisk oraz na odcinku 45–55 m.b. sztolni, gdzie przecina ją znaczna strefa dyslokacyjna. W sztolni są dobrze zachowane ślady wierceń oraz wyrównywania ociosów za pomocą młotów pneumatycznych. Ciekawostką jest znaczna ilość widocznych na ociosach śladów pobierania prób bruzdowych, o szerokości około 20 cm i długości do 55 cm.

Badawcze znaczenie pozostałości górnictwa w rejonie Wysokiego Grzbietu

Opisane wyrobiska umożliwiają rozpoznanie elementów strefy kontaktowej granitu karkonoskiego i jego północnej, metamorficznej osłony, co w literaturze przedstawiane jest już od końca lat 70. XX w. Obserwacje podziemne pozwoliły na szczegółowe przedstawienie w nich skomplikowanej formy hornfelsowej powały, zalegającej tu ponad granitami masywu karkonoskiego oraz apofiz granitu. Wcześniejsze opracowania uzupełniono kartograficznymi odwzorowaniami zasięgu wydzielen w poszczególnych obiektach podziemnych.

Najbardziej wartościowy pod względem poznawczym jest zespół wyrobisk dawnej kopalni piryty. Co prawda wspomniana strefa kontaktowa odsłania się tam słabo, ale możliwe jest naświetlenie pewnych zagadnień geologiczno-złożowych, dotyczących formy nagromadzenia kopaliny i charakteru mineralizacji oraz stosowanego tu systemu i metod eksploatacji. Tutejsze „złożo piryty” można określić raczej jako poliminerálne (z pirytem, jako surowcem chemicznym) i polimetaliczne – z dominacją mineralizacji pirytovej, ale też z koncentracjami minerałów Pb i Ag oraz tlenkami Fe, które w sąsiedztwie tej kopalni były eksploatowane. Forma złoża mogła być dość skomplikowana, prawdopodobnie w części tworzyły je nagromadzenia gniazdowe, ku zacho-

dowi przechodzące w strefę o charakterze pseudopokładowym lub stratoidalnym. Biorąc pod uwagę informacje zawarte na planie Bockscha (1821) można przypuszczać, że intensywna mineralizacja rudna rozwinęła się w wydłużonym ksenolicie hornfelsowym, względnie płycie niemal całkowicie odspojonej od metamorficznej powały.

Wydobycie pirytu było tu prowadzone już w 1. połowie XVI w., wydaje się jednak, że późniejsza (koniec XVIII w.) intensywna działalność górnicza skutecznie zatarła relikty wcześniejszych robót. Na podstawie układu zachowanych wyrobisk można wysnuwać wnioski co do zastosowanego tu sposobu eksploatacji. Mogła być ona prowadzona (w różnych okresach czasu, a częściowo synchronicznie) generalnie na trzech poziomach: odkrywkowym i przypuszczalnie dwóch podziemnych. W okresie prosperity (1772–1787) eksploatację prowadzono jak na owe czasy intensywnie, jej poziom można oszacować na 1–2 t pirytu dziennie.

4.1.3. Elementy budowy karkonoskiego masywu granitowego w wyrobiskach badawczych i eksploatacyjnych

Dość nieliczne (zwłaszcza większe) dawne wyrobiska podziemne dają wgląd w budowę wnętrza granitowej intruzji Karkonoszy. Atutem niektórych z nich jest jednak położenie na obszarach nie obfitujących w rozległe odsłonięcia. Można w nich rozpoznawać wykształcenie i granice poszczególnych odmian litologicznych, w tym skał żyłowych, mineralizację, elementy tektoniki dysjunktywnej górotworu, czy zjawiska wietrzeniowe. Wśród pięciu wybranych obiektów najszerszy zakres zagadnień przedstawić można na podstawie badań sztolni w Bobrowie. Komory eksploatacyjne koło ruin zamku Bolczów i tzw. Czerwona Jama w Szklarskiej Porębie umożliwiają natomiast szczegółowe poznanie dużych ciał pegmatytowych.

Bobrów – zjawiska późnej ewolucji masywu granitoidowego w wyrobiskach w Górze pod Tunelem

Obiekt położony we wschodniej części wsi Bobrów, na wschodnim zboczu Góry Pod Tunelem (około 446 m n.p.m.), u podnóża stromej skarpy doliny Bobru badano w latach 2009 (Zagożdżon i Zagożdżon, 2009c) i 2018. Wyrobiska te są pozostałością robót poszukiwawczych za złożami uranu, prowadzonych w roku 1950. Prowadzone prace objęły wykonanie kilku rowów badawczych i trzech szybików, a przede wszystkim tzw. Sztolni nr 1. Sztolnia o długości 288 m biegnie ku WSW. W jej środkowej

partii wydrążonych zostało też kilka chodników, o łącznej długości 450 m, z czego obecnie (na poziomie sztolni) dostępnych jest około 200 m.b. oraz ślepy szybk o wysokości 18 m (Borucki, 1967; Sztuk i in., 1994; Zagożdżon i Zagożdżon, 2009c; ryc. 13).

Według szczegółowych opracowań kartograficznych (Berg, 1940a; Szałamacha i Tucholska, 1957) górotwór tworzą tu przede wszystkim grubokrystaliczne granity porfirowate, czyli odmiana centralna według Borkowskiej (1966). Wzdłuż grani Góry Pod Tunelem zaznaczone jest wystąpienie żyły aplitu o biegu zbliżonym do NW–SE, ponadto występują tu żyły lamprofirów (kersantytów) o biegu południkowym lub zbliżonym do NE–SW.

Obecność minerałów uranowych (torbernit i autunit – w oryginale: otunit lub otenit) w tym rejonie była sygnalizowana już w okresie budowy pobliskiego tunelu kolejowego (1865 r.) (Borucki i in., 1967; Sztuk i in., 1994), występowały one wspólnie z rozłożonym skałeniem i hematytem w postaci błyszczu żelaza (Traube, 1888; Fedak i Lindner, 1966; Sachanbiński, 2005). Na podstawie powierzchniowych robót prospekcyjnych występowanie związków uranu powiązano z żyłami aplitowymi. Według Sztuka i in. (1994) minerałem uranonośnym był okruszczujący je hematyt, w którym zawartość wspomnianego metalu dochodziła do 0,2%. Również Sachanbiński (2005) pisał o obecności łuskowatego hematytu, występującego w postaci gniazd o rozmiarach do 1 m, wspólnie ze skałeniem potasowym, torbernitem i autunitem. Inaczej ujęli to Borucki i in. (1967), wskazując, że naloty minerałów uranu, z towarzyszącym hematytem, występowały w szczelinach o orientacji 230/75. Zawartość uranu w rudzie określili oni na 0,2%, a jego całkowite zasoby w tym wystąpieniu – na zaledwie 91 kg.

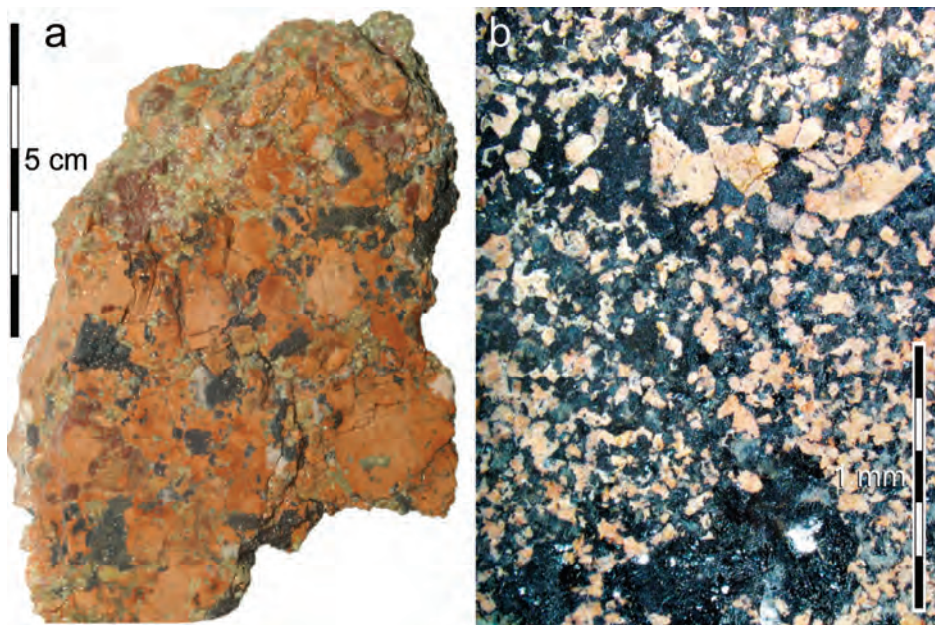
W zbadanych wyrobiskach obserwować można kilka odmian litologicznych skał budujących masyw karkonoski oraz szereg zjawisk tektonicznych i interakcje pomiędzy nimi. Dominuje tu typowy, **wysokobiotytowy granit karkonoski**, odpowiadający charakterystyce odmiany centralnej według Borkowskiej (1966). W szeregu rozległych stref jest on w różnym stopniu tektonicznie strzaskany i zwietrzały. Niekiedy skała pocięta jest licznymi nieregularnymi spękaniem, podkreślonymi występowaniem białej substancji ilastej. W innych miejscach granit jest skrajnie zwietrzały, wskutek czego jego zwięzłość jest bardzo mała, a fenokryształy skałenia o białej barwie są całkowicie rozsypliwie – w stanie zawilgoconym dają się rozetrzeć w palcach. Pierwsza strefa granitu zwietrzałego występuje na wstępnym 25 m sztolni, inne głębiej, nawet w końcowej części tego wyrobiska, tj. w odległości około 270 m od wlotu (por. ryc. 13). Część granitu określić należy jako odmianę wysokoskałeniową. Składa się ona w zdecydowanej większości z charakterystycznych hipautomorficznych i ksenomorficznych kryształów ciemnoróżowego skałenia, o wielkości do 30 mm. W jej budowie znaczący jest jednak udział ziaren mlecznego kwarcu i biotyty.



Ryc. 13. Mapa geologiczna Sztolni nr 1 w Bobrowie; 1 – granity silnie zwietrzałe, 2 – granit wysokoskaleniowy, 3 – granit porfirowaty, grubokrystaliczny, 4 – strefy uskokowe, 5 – mikrogranit, 6 – lamprofir, 7 – orientacja spękań, 8 – orientacja powierzchni kontaktowych skał żyłowych, położenie wystąpienia episenitu wskazano strzałką

W sztolni w Bobrowie występuje ponadto skała o cechach odpowiadających opisanemu z terenu masywu karkonoskiego przez Lisa i Sylwestrzaka (1979) **episjenitom** – typowym skałom towarzyszącym mineralizacji w intragranitowych złożach uranu, będącym produktem okołorudnych przeobrażeń granitu. Na opisywanym stanowisku episjenit wykazuje charakterystyczną, czerwonawą barwę, składa się głównie z dużych (5–40 mm), hipautomorficznych kryształów skalenia potasowego, o jednorodnej budowie, stanowiących nawet około 80% obj. masy skały. Ponadto występuje w nim niewielka ilość (do około 10%, miejscami 1–2%) 2–4-milimetrowej wielkości ziaren białego kwarcu oraz gniazdowe, skrytokrystaliczne skupienia minerałów o szarzielonej barwie. Prawdopodobnie tej skały dotyczył opis Lisa i Sylwestrzaka (1979), którzy określili ją jako episjenit potasowy, znaleziony „na hałdzie starej sztolni” w Trzcińsku. Zielone minerały zidentyfikowali oni jako hydromiki, pisali też o przepojeniu całej skały pigmentem hematytowym. Ta ostatnia informacja, w świetle obserwacji przeprowadzonych pod ziemią, nie znajduje pełnego potwierdzenia. Wydaje się, że hematytyzacja, miejscami bardzo intensywna, występuje jedynie w pewnych strefach episjenitu. Hematyt w postaci błyszczu żelaza tworzy nieregularne gniazda o wielkości około 2–15 mm (ryc. 14a).

Granit wysokoskaleniowy jest prawdopodobnie odmianą przejściową do episjenitu. Granice stref jego występowania są nieostre, stąd zazwyczaj trudno określić ich orientację przestrzenną. Najlepiej ciała te są odsłonięte w rejonie zespołu chodników biegnących ku północy. Można je opisać jako prawdopodobnie soczewowate, a ich układ nawiązuje do przebiegu kilku większych uskoków o orientacji NW–SE (ryc. 13). Szerokość stref waha się w zakresie 1–8 m, a długość sięga być może około 70 m. Uwagę zwracają dwie z nich. Wzdłuż pierwszej – największej, wykonano początkowe metry głównego chodnika biegnącego ku N oraz położone dalej skrzyżowanie. Strefa ta kontynuuje się z pewnością ku SSE, jednak w rejonie szybika nie daje się jej obserwować, ze względu na ciężkie warunki techniczne oraz silnie strzaskanie i zwietrzenie skał w znajdującej się tam znacznej strefie uskokowej. Najlepiej widoczne są elementy budowy drugiego z ciał granitu wysokoskaleniowego – położonego najdalej na północ. W jego przypadku prześledzić można strefę kontaktową z granitem centralnym, możliwe jest też określenie orientacji tej granicy (214/68) – równoległej do widocznego w ociosie uskoku (ryc. 13). Częściowo skała uległa silnemu zwietrzeniu, które objawia się wyraźnym pojaśnieniem i rozsypliwością. W obrębie tego ciała granitu wysokoskaleniowego znajduje się wystąpienie episjenitu, w którym widać strefę silnej rozproszonej mineralizacji hematytowej, a także dwa niewielkie (do 25 cm) gniazda hematytowo-skaleniowe, będące być może pozostałością miejsc występowania minerałów uranonośnych wspominanych przez Sachanbińskiego (2005; ryc. 14b).



Ryc. 14. Odmiany skalne związane ze strefami występowania uranu: a – episjenit z gniazdami hematytu, b – fragment gniazdowego skupienia hematytowo-skaliowego (obraz z mikroskopu stereoskopowego)

Ponadto w wyrobiskach odnotowano wystąpienia **skał żyłowych**, takich jak aplity, pegmatyty i lamprofir oraz mikrogranit. Dwie stwierdzone żyły aplitu o miąższości 20–30 cm wykazują zróżnicowaną orientację: 30/85 oraz około 102/86. Są to skały o rdzawo-różowawych i pomarańczowych barwach, ich cechy strukturalne są nieco zróżnicowane. Pierwszy z aplitów jest drobno- i równokrystaliczny, z ziarnami mineralnymi o rozmiarach około 0,2–0,5 mm (ryc. 15a). Drugi wykazuje znamiona budowy granofirowej (por. Borkowska, 1966). Jego masa skalna w większości utworzona jest przez skalenie o wielkości 0,5 do 1,5 mm oraz kwarc (0,2–1 mm), w dużej części stanowiący wrostki w skaleniach. Biotyt występuje w postaci blaszek lub skupień o wielkości 0,5–1 mm. Jednak miejscami (gniazdowo) wielkość kryształów skaleni i kwarcu rośnie do 3–5 mm (ryc. 15b). Rzadkie i niewielkie wystąpienia pegmatytu mają postać gniazd o rozmiarach do 40 cm. Część tworzących je kryształów jest wykształcona prawidłowo, są to słupkowe kryształy kwarcu o długości do 4 cm (dymne, częściowo mleczne) oraz 4–5-centymetrowe skalenie z powszechnie występującymi przerostami pismowymi.

Dwie młodsze skały żyłowe o miąższościach 1,3 i 2 m widoczne są w początkowym i końcowym odcinku sztolni. Pierwsza z nich wykazuje cechy mikrogranitu (porfiru

granitowego – por. Borkowska 1966), posiada strukturę porfirową, w szarozielonym, niemal afanitowym (składającym się z ziaren o rozmiarach do około 0,2 mm) tle skalnym występują dość liczne hipautomorficzne fenokryształy, o wielkości 1–15 mm. Są to prawdopodobnie ziarna plagioklazów – białe, szare i zielonkawe (ryc. 15c). Druga ze skał to lamprofir, o silnie zaznaczonej płytkowej oddzielności, równoległej do granic żyły. Ma on budowę afanitową do bardzo drobnokrystalicznej, rozmiary ziaren mineralnych nie przekraczają 0,3 mm. Ciemnorudą masę skalną budują przede wszystkim czerwone skalenie, a ponadto minerały ciemne w ilości rzędu 25–30% (ryc. 15d). Skała nie wykazuje zmienności w zależności od odległości do powierzchni kontaktowych. Żyły obu tych skał wykazują bieg około 25°, ale przeciwne, choć strome upady (por. ryc. 13).



Ryc. 15. Skały żyłowe w sztolni w Bobrowie, aplity: a – drobnokrystaliczny, b – o strukturze granofirowej, c – mikrogranit, d – lamprofir

Wśród wystąpień mineralnych w sztolni wymienić można przedstawione wyżej, zróżnicowane nagromadzenia hematytu w episjenitach, powszechne przejawy młodego (częściowo prawdopodobnie współczesnego) zażelazienia oraz dendryty manganowe często występujące na powierzchniach oddzielności lamprofiru.

W wyrobiskach występują liczne **uskoki i szersze strefy uskokowe** różnej skali (ryc. 13). Największa z nich widoczna jest w odległości około 90 m od wlotu sztolni i rozwinęła się prawdopodobnie wzdłuż powierzchni kontaktowej jednej z żył granitu aplitowego. Jej szerokość wynosi około 0,7–1,0 m, azymut biegu waha się w zakresie 12–26°, a kąt upadu jest bardzo stromy (80–85°) – głównie ku SE, rzadziej ku NW. Materiał skalny w obrębie strefy jest silnie strzaskany i rozsypliwy. Ze strefą tą jest prawdopodobnie związana mineralizacja uranowa, gdyż wzdłuż niej wydrążono w obu kierunkach chodniki, a także ślepy szybik. Wśród pozostałych uskoków wskazać można dwie populacje o azymutach biegu około 10–40° (16 pomiarów) oraz 120–130° (9 pomiarów). Miąższość stref deformacji jest zmienna, mieści się w granicach 0,05–1 m.

Jagniątków – obraz centralnej części masywu granitowego

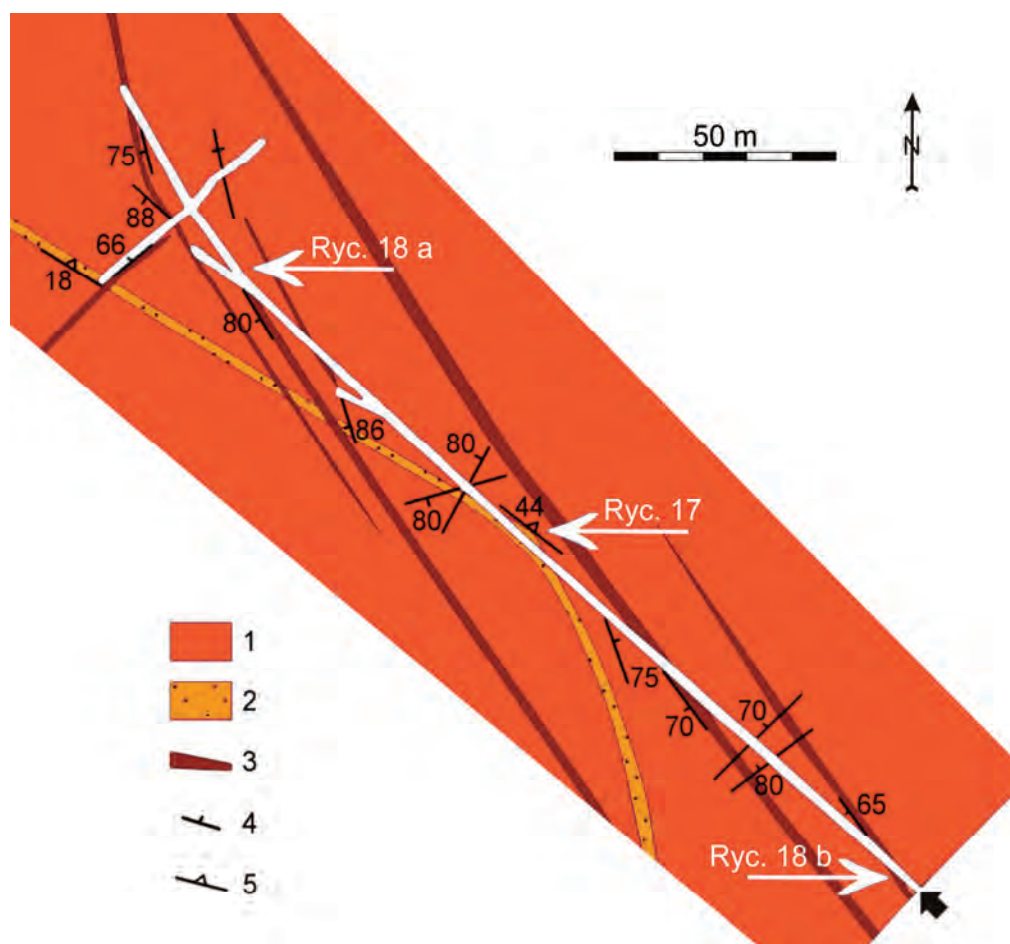
Podziemne wyrobisko w Jagniątkowie, w materiałach dokumentacyjnych również określane jako „sztolnia nr 1”, położone jest na wschodnim stoku góry Sośnik (650,2 m n.p.m.), tuż ponad ulicą Saneczkową. W roku 2007 przedstawiono jego wstępny opis geologiczny (Zagożdżon i Zagożdżon, 2007b), a dalsze prace prowadzono w latach 2016 i 2018.

To odosobnione wyrobisko podziemne powstało w latach 1954–55, w miejscu stwierdzenia silnej anomalii radiometrycznej. Borucki i in. (1967) powiązali ją z ze strefą tektoniczną o orientacji około 240/75 i towarzyszącą jej dawką „granito-porfiru”. W wypełniającej tą strefę glince tektonicznej stwierdzili oni zawartość 600–12 000 p.p.m. uranu. Roboty górnicze nie doprowadziły jednak do odkrycia bogatej mineralizacji, w związku z tym przerwano je, a wyrobisko zlikwidowano przez rozstrzelanie. Co najmniej do początku lat 90. XX wieku pozostawało ono niedostępne (Sztuk i in., 1994). Około 260-metrowej długości sztolnia biegnie w głąb górotworu ku NW, w jej końcowej części znajdują się cztery krótkie chodniki (Zagożdżon i Zagożdżon, 2007b; ryc. 16).

Górotwór buduje tu **porfirowaty granit** średnio-, a miejscami grubokrystaliczny (centralny według Borkowskiej, 1966). W pobliżu wyrobiska odnotowano występowanie aplitu i pionowej strefy „kataklazy ze skwarcowaniem” o biegu WNW–ESE (Berg, 1940a; Mierzejewski, 1980).

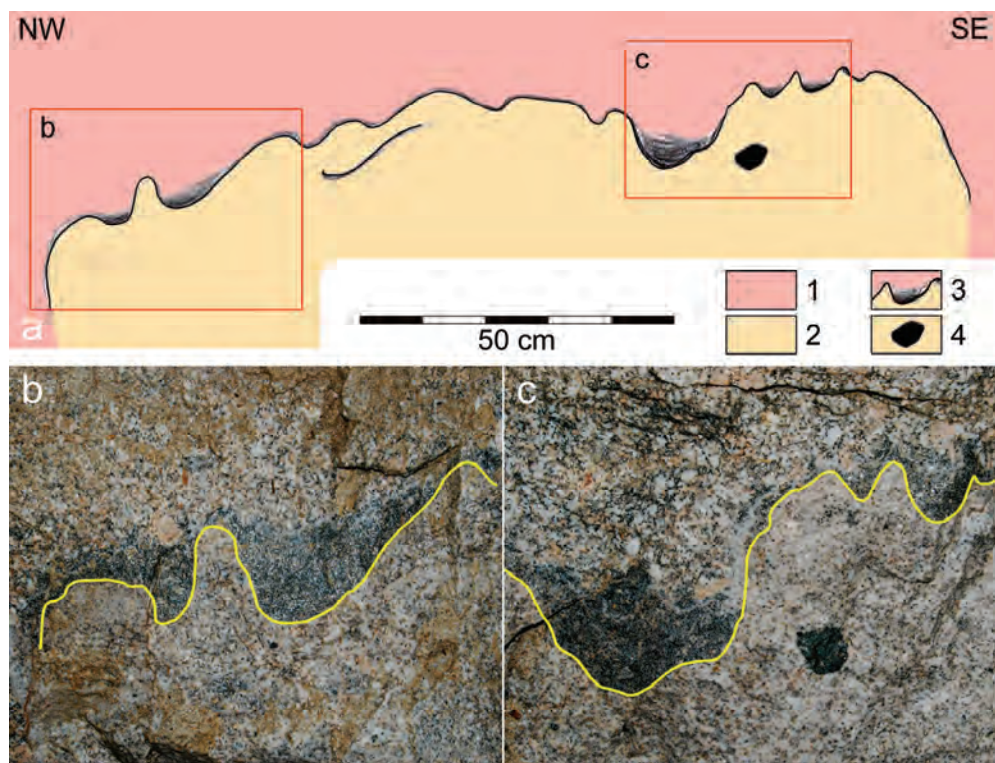
Obserwacje przeprowadzone w wyrobiskach potwierdziły absolutną dominację wspomnianego granitu, monotonnego, o stałych cechach strukturalnych (Zagożdżon i Zagożdżon, 2007b). Jedynie w dwóch miejscach obserwuje się występowanie **innych odmian skalnych**. Najłatwiejszą do spostrzeżenia cechą charakterystyczną tych stref jest obecność pakietów ciemnych szlirów biotytowych oraz wąskich wystąpień jasnego,

uboższego w biotyt granitu równokrystalicznego. Generalnie cechuje je zbliżony przebieg (NW–SE) i umiarkowany upad ku NE (por. ryc. 16), choć wykazują istotne komplikacje budowy wewnętrznej. W końcowej części chodnika południowo-zachodniego pomiary orientacji szlirów (310/35, 2/16, 20/18, 34/18, 45/23, 70/16, 150/30) wykazały obecność szerokopromiennej antyformy o biegu osi zbliżonym do NE–SW. Ciekawszą jest strefa występująca w wyrobisku głównym, w odległości 115–125 m od wlotu. W jej wschodniej części wyraźnie widoczny jest pakiet szlirów o orientacji 28/42 i 46/45,



Ryc. 16. Geologiczny plan sztolni w Jagińtkowie; 1 – granit porfirowaty, 2 – granit równokrystaliczny, 3 – strefy dyslokacyjne, 4 – orientacja stref dyslokacyjnych i uskóków, 5 – uśredniona orientacja szlirów biotytowych na kontakcie odmian granitu (ukazano położenie struktur przedstawionych na dalszych ilustracjach)

występujących w obrębie granitu centralnego. Dalej ku NW, przy spągu odsłania się natomiast około półmetrowej miąższości wystąpienie granitu równokrystalicznego. Granica obu odmian litologicznych jest wyraźnie podkreślona szlirem o specyficznej budowie, mającym charakter szeregu kieszeniowych skupień biotytu o szerokości zazwyczaj około 5 cm, ale sięgającej 15 cm (ryc. 17). Ich forma nasuwa skojarzenia ze strukturami pogrązowymi (por. Zagożdżon i Zagożdżon, 2007b). Dodatkowo, w tej strefie o obniżonych, czy kontrastowych wartościach parametrów reologicznych, doszło do powstania niewielkich wystąpień skał żyłowych: pegmatytu i aplitu. Pierwsza z nich tworzy złożone ciało o wielkości około 0,5–1 m i dość wyraźnie widocznej gniazdowej formie, z nieregularną drużą w części centralnej. Na szatę krystaliczną tej pustki skalnej, obecnie zrujnowaną przez zbieraczy minerałów, składały się kryształy kwarcu i skaleni. Kwarc tworzył automorficzne, beczułkowate kryształy, półprzezroczyste lub lekko dymne, o długości 3–10 cm (mniejsze – w postaci słupów z bipiramidą).

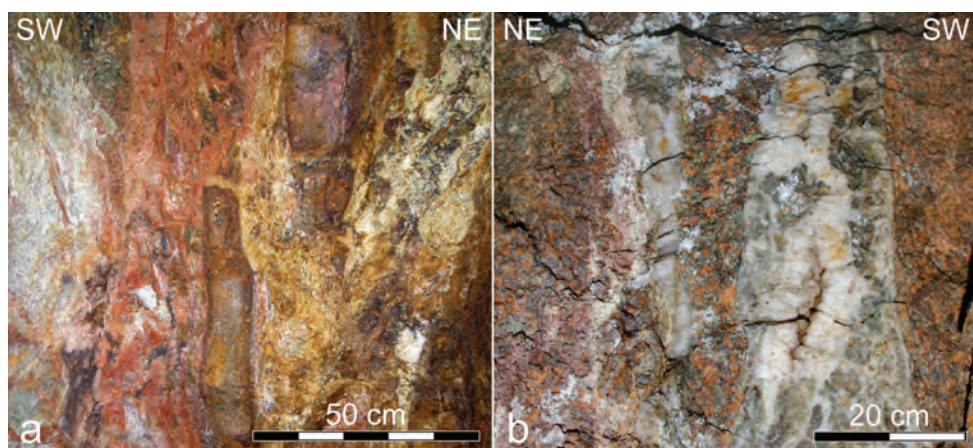


Ryc. 17. Strefa kontaktu granitu porfirowatego i równokrystalicznego z kieszeniowymi nagromadzeniami biotytu: a – schemat strefy, b, c – fotografie wskazanych fragmentów; 1 – granit porfirowaty, 2 – granit równokrystaliczny, 3 – szliry biotytowe, 4 – ciemna enklawa maficzna

Wydaje się, że w obu opisanych punktach obserwacyjnych może odsłaniać się ta sama strefa, o miąższości około 1 m, stanowiąca być może granicę różnych porcji (pulsów?) intrudującej magmy.

W wyrobiskach wyraźnie widoczny jest dominujący kierunek **deformacji uskoko- wych**, wyznaczany przez pięć stref tektonicznych o miąższości 0,4–2 m, azymutach biegu pomiędzy 322° , a 343° i upadzie $65\text{--}82^\circ$ ku SW (ryc. 16). Większość z nich wykazuje podobną budowę. Na szerokości niekiedy przekraczającej 2 m, zaznacza się strzaskanie skały, w postaci występujących co 10–20 cm powierzchni spękań lub drobnych poślizgów. W części (zazwyczaj) środkowej, wyraźnie niejednorodnej, widoczne są znamiona całkowitego zniszczenia skały, objawy kataklazy i zwietrzenia znacznej części materiału skalnego do postaci mączki uskokowej. Miejscami występują, wydłużone zgodnie z orientacją uskoku, bloki słabiej stektonizowanej skały (ryc. 18a). Poszczególne strefy uskoków wykazują wyraźne zabarwienie żółte, czerwone lub rdzawe, świadczące o zróżnicowanym charakterze zażelazienia. Odosobniona strefa uskokowa – położona tuż przy wlocie wyrobiska, ma wyraźnie odmienną budowę. Tworzy ją zespół żył kwarcowych. Otaczający je granit jest zwietrzały, ale nie uległ silniejszemu strzaskaniu (ryc. 18b).

Szereg drobnych uskoków o szerokości 1–10 cm wykazuje orientację zbieżną ze strefami uskokowymi lub prostopadłą (biegi NE–SW, upad ku NW pod kątem $66\text{--}86^\circ$). Wzdłuż drugiego z tych kierunków rozwinęła się odosobniona szersza strefa uskokowa w chodniku południowo-zachodnim (ryc. 16).



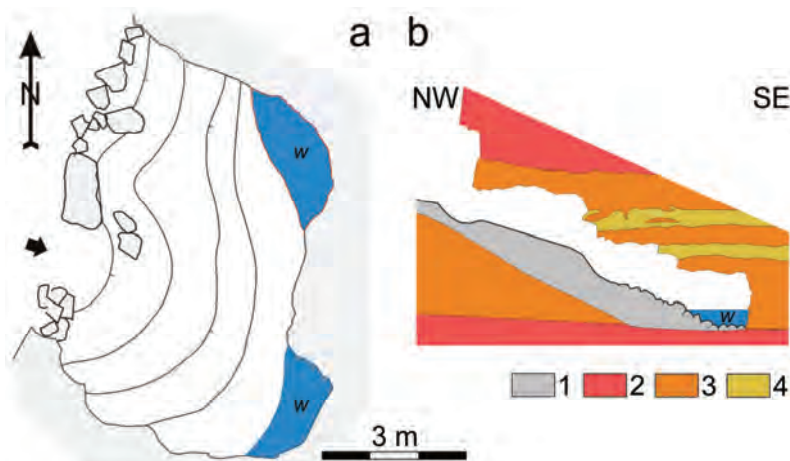
Ryc. 18. Przykłady stref uskokowych w sztolni nr 1 w Jągniątkowie: a – bloki zwietrzałego granitu w obrębie strefy kataklazy, b – uskok przy wlocie wyrobiska; widoczne żyły mlecznego i szarego kwarcu w zwietrzałym granicie porfirowatym (rzut ukośny w górę)

Pegmatyt w rejonie zamku Bolczów

W sąsiedztwie ruin zamku Bolczów ponad Janowicami Wielkimi, około 70 m na wschód od bramy wejściowej, znajduje się komora po eksploatacji pegmatytu. Wystąpienie tej skały zostało prawdopodobnie odsłonięte przy okazji pozyskiwania kamienia do wzniesienia (w XIV w.) lub odbudowy (w XV w.) zamku (por. Staffa, 1998). Włot wyrobiska położony jest bowiem w jednym z dwóch obniżzeń terenu, będących prawdopodobnie śladem eksploatacji skałkowej (*boulder field quarries*). Pozyskiwanie pegmatytu rozpocząć się musiało w późniejszym, nieokreślonym okresie.

Wyrobisko ma postać niewielkiej komory, o wymiarach poziomych 9×5 m, wysokości sięgającej około 1,5 m, konsekwentnie opadającej w głąb górotworu pod kątem $20\text{--}30^\circ$ (ryc. 19). Jej spąg jest zakryty osypiskiem i dużą ilością materiału roślinnego, a w najniższych częściach znajdują się dwa niewielkie zbiorniki wody opadowej.

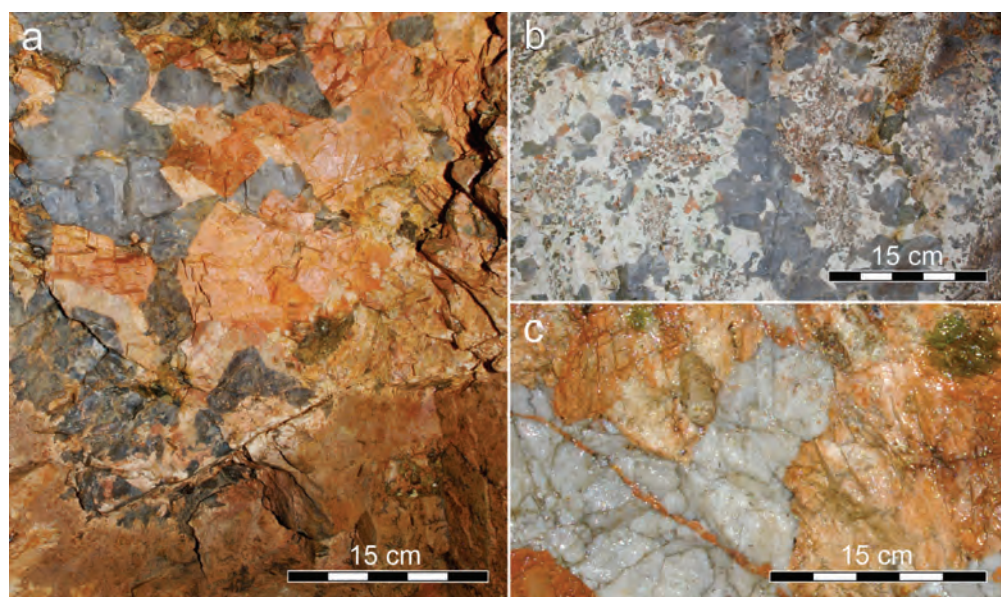
W komorze obserwować można dobrze odsłonięty zespół skał żyłowych – **pegmatytów i aplitów**, na powierzchni widocznych bardzo słabo. Wykształcone są one w postaci naprzemiennie występujących nieregularnych żył o miąższości około 20–40 cm i subhoryzontalnie przebiegających granicach (ryc. 19). Powierzchnie kontaktowe mają przebieg zatokowy, miejscami pegmatyt wchodzi głęboko w strefy aplitowe, bądź występuje w ich obrębie jako niewielkie soczewy.



Ryc. 19. Wyrobisko komorowe koło zamku Bolczów: a – plan, b – przekrój geologiczny;
1 – nasyp antropogeniczny i organiczny, 2 – granit, 3 – pegmatyt, 4 – aplit, w – woda

Pegmatyt w większości jest skałą zbudowaną ze zbitego agregatu skaleni potasowych z dość rzadko występującymi skupieniami kwarcu i nielicznymi gniazdami bio-

tytu, otoczonego wietrzeniowymi pierścieniami tlenków żelaza. Niewykluczone jednak, że jego wyeksploatowana część – faktyczne złożo – miała inny charakter. Reliktowo zachowane są bowiem gniazda pegmatytu bezłyszczkowego, zbudowanego z automorficznych skałeni o rozmiarach sięgających 13 cm i lekko mlecznego kwarcu, występujących w zbliżonych proporcjach (ryc. 20a). Wydaje się, że skład mineralny i chemiczny tej odmiany skalnej jest znacznie bardziej odpowiedni dla potrzeb produkcji szkła. Skałą otaczającą, widoczną jedynie na powierzchni ziemi, jest drobnoziarnisty granit aplitowy – odmiana granofirowa wg Borkowskiej (1966). Nie odpowiada to obrazowi na mapie Szałamachy (1956), kreślącego tu granity średniokrystaliczne, porfirowate.



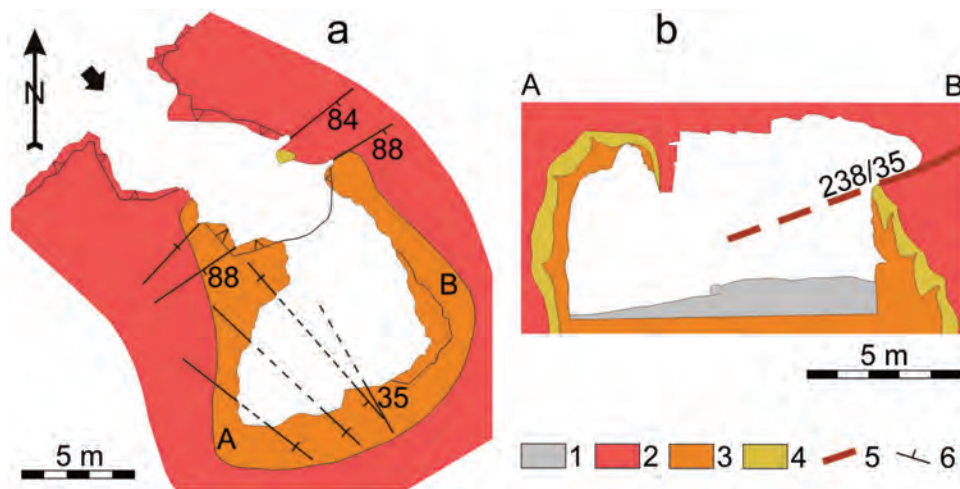
Ryc. 20. Wykształcenie pegmatytów w badanych wyrobiskach komorowych: a – Bolczów (na dole – ciemny aplit, po prawej – pegmatyt biotytowy, w centrum i po lewej – grubokrystaliczny pegmatyt kwarcowo-skałeniowy), b, c – Czerwona Jama (a – pegmatyt drobnokrystaliczny o teksturze kierunkowej, c – pegmatyt grubokrystaliczny, w prawym-górnym rogu widoczna kolonia glonowa)

Pegmatyt w Czerwonej Jamie

„Czerwona Jama” to dość dobrze znana lokalna atrakcja turystyczna, położona w Szklarskiej Porębie Średniej, ponad Muzeum Energetyki, kilka metrów ponad korytem rzek Kamiennej, przy zielonym szlaku turystycznym. Co ciekawe ten dobrze widoczny obiekt nie pojawia się na arkuszach *Meßtischblatt* (*Topographische Karte Blatt Schreiberhau*, 1906–1940) oraz mapach geologicznych (Berg, 1940a; Mierzejewski, 1980). Jest on

określany jako „sztuczna jaskinia”, utworzona w wyniku wybrania gniazda pegmatytów w pierwszej połowie XIX w. (Staffa, 1993a). Eksploatację w tej dawnej kopalni prowadzono początkowo metodą odkrywkową, tworząc, eksponowane ku NW wyrobisko o wymiarach około 5×10 m. Później wydrążono komorę eksploatacyjną o zbliżonych wymiarach poziomych i wysokości 5–6 m.

W głębszej części kamieniołomu, na ociosach komory oraz w jej końcowej części, w stropie odsłaniają się resztki **dużego wystąpienia pegmatytu**. Miało ono formę gniazdową, a jego poziome wymiary można określić na około 12×15 m (ryc. 21). Surowiec wybrano na wysokość około 5 m, ale wydaje się, że gniazdo pegmatytu kontynuuje się poniżej spągu wyrobiska. W niektórych miejscach na ociosach można prześledzić ostatnie zachowane granice ciała pegmatytowego, palczasto lub „gwiazdowo” wnikaącego w otaczający granit. W poszczególnych częściach komory pegmatyt wykazuje zmienną zawartość minerałów skałotwórczych oraz znaczne zróżnicowanie strukturalne (kryształy wielkości od kilku mm do kilkunastu cm) i teksturalne (ziarna mineralne w układzie bezładnym lub kierunkowym; ryc. 20b, c). Niemal ciągłą, choć zmiennej miąższości otulinę pegmatytu stanowi różowy granit równo- i drobnokrystaliczny. Skałą otaczającą jest granit porfirowaty, średniokrystaliczny (Berg, 1940a; Mierzejewski, 1980).



Ryc. 21. Czerwona Jama w Szklarskiej Porębie: a – plan, b – przekrój geologiczny;
1 – nasyp antropogeniczny, 2 – granit średniokrystaliczny, 3 – pegmatyt, 4 granit drobnokrystaliczny,
5 – uskoki, 6 – uskoki i strefy spękań

Gniazdo pegmatytu, w swojej wschodniej części jest ścięte połączonym uskokiem (238/35). Kilka innych, bardzo stromych lub pionowych uskokiów, w postaci zespołów

równoległych spękań o szerokości 0,7–1 m, wyznacza charakterystyczne dla masywu karkonoskiego kierunki dysjunkcji, tj. NE–SW i NW–SE (ryc. 21).

Schron w Bukowcu

Pomiędzy Bukowcem a Kostrzycą, w zboczu ponad doliną rzeki Jedlicy znajduje się nietypowy obiekt podziemny. Jest to niewielka komora o regularnym zarysie, wymiarach poziomych około 5×5 m i łukowym sklepieniu o wysokości do 2,2 m. Wokół ścian znajduje się kamienny podest (ławeczka). Pod względem geologicznym obiekt nie przedstawia niestety wartości – wykuto go w typowym grubokrystalicznym, porfirowatym granicie karkonoskim, z nielicznymi ciemnymi enklawami maficznymi. Skały te są jednak bardzo słabo widoczne, ze względu na okopcenie ich powierzchni. Dobrze widoczny jest kierunek spękania o orientacji 194/30.

Wyjątkowo nietypowa i symboliczna jest geneza tego obiektu. Pod koniec XVIII w. okoliczny teren stał się posiadłością hr. Fryderyka von Reden, wówczas nadgórniczego Śląska. W latach 1790–1800 z jego polecenia dokonano rozbudowy bukoweckiego dworu, a jednocześnie aranżacji rozległego parku krajobrazowego, z szeregiem stawów i budowli (Staffa, 1998). Niecodziennym elementem architektury parkowej stał się schron przeciwdeszczowy dla spacerowiczów, wydrążony w granicie.

Pozostałości stosowanych technik górniczych

Sztolnie poszukiwawcze za rudami uranu są typowymi pozostałościami współczesnej działalności górniczej, wyrobiskami o dużych przekrojach poprzecznych. Ich szerokość wynosi około 2 m, a wysokość zazwyczaj mieści się w przedziale 2,00–2,20 m, choć wymiary przywlotowego odcinka wyrobiska w Bobrowie wynoszą aż $3 \times 3,5$ m. Chodniki zachowują podobną wysokość, zaś ich szerokość maleje do około 1,60 m.

Widoczne są liczne pozostałości otworów strzałowych o średnicy około 38 mm (co istotne niektóre z nich wykazują tzw. „trójkątny” przekrój) i zachowanej długości sięgającej 80 cm. Zauważa się ślady wyrównywania stropów i ociosów za pomocą młotów pneumatycznych z grotami o kwadratowym przekroju. Miejscami zachowane są resztki systemu szynowej odstawy urobku.

Sztolnie w większości drążono skośnie do przebiegu głównych stref uskokowych, a wyrobiska boczne prowadzone były w większości wzdłuż stref, w których stwierdzono objawy mineralizacji uranowej (w Bobrowie – chodniki i ślepy szybik, natomiast w Jagniątkowie – tylko jeden z chodników).

W komorowych wyrobiskach po eksploatacji pegmatytów widoczne są dość nie-liczne, ale wyraźne pozostałości otworów strzałowych. Koło zamku Bolczów mają one średnicę 27 mm, w Szklarskiej Porębie – 22 mm, z wyjątkiem odosobnionego o średnicy około 40 mm. Na obu stanowiskach wykazują one zarówno symetryczne, okrągłe przekroje, jak też tzw. „trójkątne”, co jest jednak słabo widoczne w grubokrystalicznym pegmatycie.

W nietypowym obiekcie podziemnym, jakim jest komora w Bukowcu nie zidentyfikowano żadnych pozostałości technik drążenia. Na stropie i ociosach widoczne są jedynie ślady ich wyrównywania, w postaci równoległych (co około 5 cm) lub nieregularnie przebiegających płytkich bruzd.

Badawcze znaczenie wyrobisk w karkonoskim masywie granitowym

Masyw karkonoski jest w wielu rejonach bogaty w odsłonięcia skalne, w innych jednak skały podłoża są całkowicie zasłonięte pokrywami zwietrzelinowymi i szatą roślinną. Przedstawione obiekty pozwalają na uzupełnienie obrazu tej jednostki geologicznej o struktury i zjawiska niewidoczne na powierzchni ziemi.

Na szczególną uwagę zasługuje strefa episenityzacji w Bobrowie. Możliwe jest dość precyzyjne przedstawienie formy i rozmiaru tego ciała, co w przypadku wystąpień powierzchniowych jest bardzo trudne, ze względu na zakrycie terenu i dużą podatność tych skał na wietrzenie. Według Lisa i Sylwestrzaka (1979) strefy episenityzacji w granitowym masywie Karkonoszy nawiązują do kierunku NW–SE i są w różnym stopniu przestrzennie związane z uskokami o takim przebiegu. Obserwacje ze sztolni w pełni potwierdzają tą opinię. Pod względem rozmiarów wystąpienie to trzeba zaliczyć do małych.

Sztolnią w Bobrowie rozpoznawano prawdopodobnie tą samą strefę uranonośną, którą stwierdzono podczas budowy tunelu kolejowego. Okruszczowanie minerałami promieniotwórczymi ma jednak przestrzenny związek raczej ze strefami episenityzacji, rozwiniętymi wzdłuż kierunków uskokowych, a nie z żyłami aplitowymi, jak podawali Sztuk i in. (1994).

Sztolnia w Jagniątkowie to odosobnione wyrobisko podziemne, dające możliwość przesłedzenia ciągłego, ponad ćwierćkilometrowego profilu granitu.

W wyrobiskach Bobrowa i Jagniątkowa doskonale widoczne są elementy tektoniki dysjunktywnej masywu – przede wszystkim uskoki różnej skali. W pierwszym z nich wyraźnie manifestuje się główny kierunek strukturalny: NE–SW, z którym zgodna jest orientacja większości żył magmowych, a także zdecydowana większość stref uskokowych, w tym największe. Natomiast w Jagniątkowie niemal wszystkie duże strefy usko-

kowe wykazują bieg NW–SE, bez względu na czas ich powstania. Strefy uskokowe są doskonale odsłonięte, ukazując swą budowę wewnętrzną i przejawy mineralizacji.

Omówione wyrobiska komorowe udostępniają dwa odmienne pod względem formy i wewnętrznej budowy duże wystąpienia pegmatytu. Bardziej interesujące wydaje się stanowisko w Czerwonej Jamie w Szklarskiej Porębie. Tym bardziej dziwi, że nie była ona wykorzystana jako źródło informacji do szczegółowych opracowań kartograficznych (pegmatytu nie zaznaczono na mapach Berga, 1940a i Mierzejewskiego, 1980). Jej łatwa dostępność i stabilność ociosów kwalifikuje ją także do grupy obiektów o wysokich walorach edukacyjnych. Oba stanowiska ukazują komory eksploatacyjne o różnych kształtach, uzależnionych od formy złoża, charakter kopaliny był jednak prawdopodobnie bardzo zbliżony.

Przedstawione obiekty są bardzo różnorodnymi relikdami działalności górniczej. Dobrze zachowane wyrobiska komorowe koło zamku Bolczów i w Szklarskiej Porębie dokumentują prawdopodobnie późną (być może XIX-wieczną) eksploatację surowców szklarskich. Sztolnie w Bobrowie i Jagniątkowie są relikdami aktywności najmłodszej – etapu intensywnych górniczych robót poszukiwawczych za rudami uranu, prowadzonych w latach 1950–1955. Obiektem wyjątkowym pod względem przeznaczenia jest przeciwdeszczowy schron w Bukowcu, powstał on wszelako w wyniku urobienia skały, czyli z wykorzystaniem technik górniczych.

W poszczególnych wyrobiskach badanych na terenie granitowego masywu Karkonoszy napotkano w większości stosunkowo ubogie zbiorowiska organizmów żywych, jednak w sumie stanowią one dość ciekawy, zróżnicowany zespół. Jedynym zwracającym uwagę przejawem życia w Czerwonej Jamie były kilkucentymetrowej średnicy izometryczne kolonie glonowe rozwijające się miejscami w najniższej części ociosów (ryc. 20c). Wszędzie notowano obecność owadów, w komorze koło zamku Bolczów licznie występowały pająki. W sztolni w Jagniątkowie uwagę zwróciły larwy traszek górskich, zaś w sztolni nr 2 w Szklarskiej Porębie, w roku 2017 zanotowano obecność pojedynczego osobnika salamandry plamistej.

4.1.4. Ciechanowice – zagrożnienia geologiczne i górnicze w węźle strukturalnym Miedzianki-Ciechanowic

Rejon Miedzianki to jeden z najstarszych i najlepiej rozpoznawalnych obszarów historycznej działalności górniczej w Sudetach. Jego centralnym punktem była miejscowość (przez długie stulecia górnicze miasteczko) Miedzianka, a rozciągał się na obszarze

około 7 km², pomiędzy Janowicami Wielkimi na zachodzie, Ciechanowicami na wschodzie oraz Mniszkowem i Przybkowicami na południu. Eksploatacji metodą podziemną podlegały przede wszystkim rudy polimetaliczne (głównie Cu, ponadto – As, Ag, Fe), piryty do produkcji wotriolu, ale też rudy ołowiu na prawym brzegu Bobru (w Górach Ołowianych) oraz wapienie krystaliczne (Dziekoński, 1972; Stolarczyk, 2007; Zagożdżon i Zagożdżon, 2009b). Po II wojnie światowej eksploatowano na tym obszarze rudy uranu (Madziarz, 2009a).

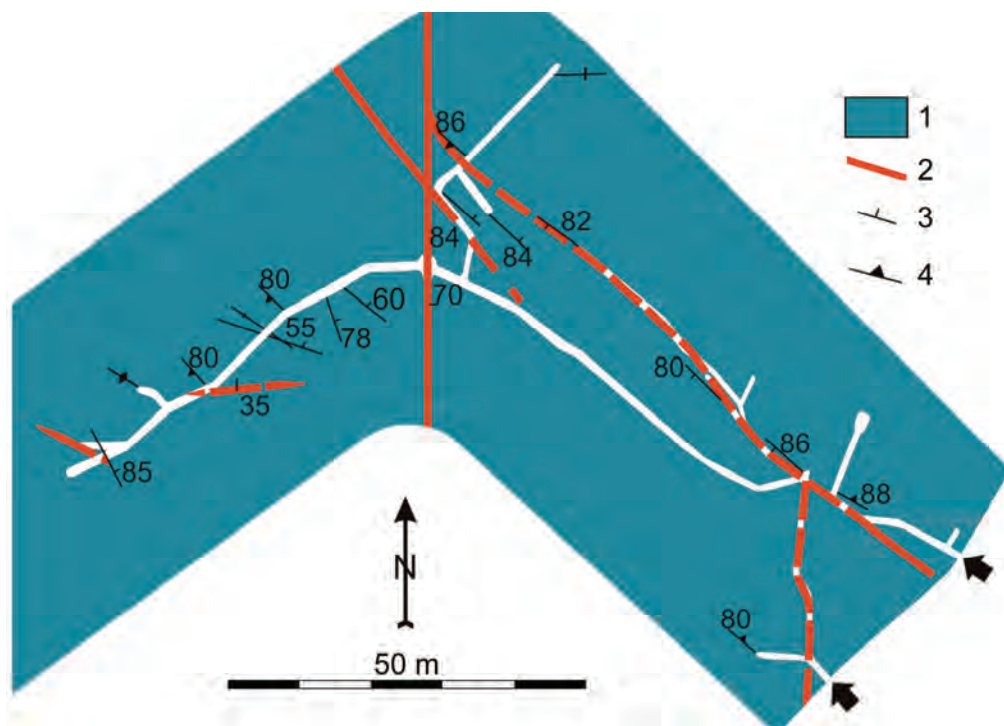
Górnictwo rozwijało się tu być może już od XII w., zaś potwierdzające to źródła pisane znane są od początku wieku XIV (Dziekoński, 1972; Madziarz, 2009a; 2010; por. Zagożdżon i Zagożdżon, 2009b). Roboty prowadzone były z różnym nasileniem i powodzeniem przede wszystkim w wieku XIV, początkach wieku XVI, na przełomie XVII i XVIII w., w latach 80. XVIII w., w połowie XIX w. i na początku XX w. Przerwy w działalności górniczej warunkowane były zarówno czynnikami polityczno-społecznymi (wojny, zarazy), jak też ekonomicznymi i geologicznymi (wyczerpywanie bogatych partii złóż). Ostatni epizod górniczy przypadł na lata 1948–1954. Związany był z wydobywaniem rud uranu, prowadzonym w sposób wyjątkowo rabunkowy, co *de facto* spowodowało zagładę Miedzianki (Fedak i Lindner, 1966; Sztuk i in., 1994; Madziarz, 2009a).

Prowadzona w tym rejonie długotrwała i różnorodna aktywność górnicza była konsekwencją powstania złóż w strefie o skomplikowanej budowie. Pod względem geologicznym jest to bowiem interesujący i złożony węzeł strukturalny. Graniczą tu ze sobą dwie duże jednostki metamorficzne (kaczawska i Rudaw Janowickich), na zachodzie znajduje się granitowy masyw Karkonoszy, zaś na wschodzie – synklinorium śródsudeckie, a na znacznym odcinku ich granicą jest najważniejsza dyslokacja Sudeków – uskoki śródsudecki (Kryza i Mazur, 1995; Aleksandrowski, 2003).

Poniżej przedstawione są dwa obiekty nietypowe dla tego obszaru. Oba położone są na północnym brzegu Bobru, a więc poza głównymi polami eksploatacyjnymi okolic Miedzianki. Mimo, że usytuowane są dość blisko siebie, to udostępniają do badań dwie różne jednostki tektoniczno-strukturalne Sudetów. Są też pozostałościami po eksploatacji zupełnie różnych kopalin. W wyrobiskach zespołu *Gesellen Glückstolle* i *Barbora* prowadzono rozpoznawanie żyłowych wystąpień rud prawdopodobnie polimetalicznych, natomiast Sztolnia Wapienna jest unikatowym w tym rejonie reliktem podziemnej eksploatacji surowca węglanowego dla potrzeb lokalnego wapiennictwa.

Włoty sztolni *Gesellen Glückstolle* i *Barbora* (dziś niedostępny) usytuowane są w skalistej skarpie na prawym brzegu rzeki Bóbr, tuż ponad korytem, przed ostatnimi ku zachodowi zabudowaniami Ciechanowic. Udostępniają one ponad 300 m.b. wyro-

bisk prowadzonych wzdłuż kierunków NW–SE i NE–SW (ryc. 22). Sztolnia Wapienna położona jest na wysokim prawym brzegu Bobru, w połowie odległości pomiędzy Ciechanowicami, a Janowicami Wielkimi, na południowym stoku bezimiennego wzniesienia o wysokości 571 m n.p.m., pomiędzy górami Brożyną i Ciechanówką. Jest ona prostoliniowym wyrobiskiem, wykonanym do głębokości około 90 m, w którego końcowej części znajduje się rozległa komora eksploatacyjna obecnie o długości 34 m (ryc. 23). Te stanowiska historycznej eksploatacji omówił krótko Madziarz (2010), zaś Zagożdżonowie (2007a; 2009b) przedstawili ich plany i elementy budowy geologicznej. Ostatnio Sztolnia Wapienna posłużyła jako poligon geodezyjny do przetestowania metody obrazowania SLAM (Wajs i in., 2018).



Ryc. 22. Mapa geologiczna sztolni *Gesellen Glück* i *Barbora*; 1 – amfibolit smużysty, 2 – strefy tektoniczne (brekcje, mineralizacja kwarcowa), 3 – uskoki, 4 – foliacja

Tło geologiczne rejonu Miedzianki

Tektoniczną oś w tym rejonie stanowi uskok śródsudecki. Jego północno-wschodnie skrzydło budują skały wchodzące w skład pasma kaczawskiego jednostki Dobromierza,

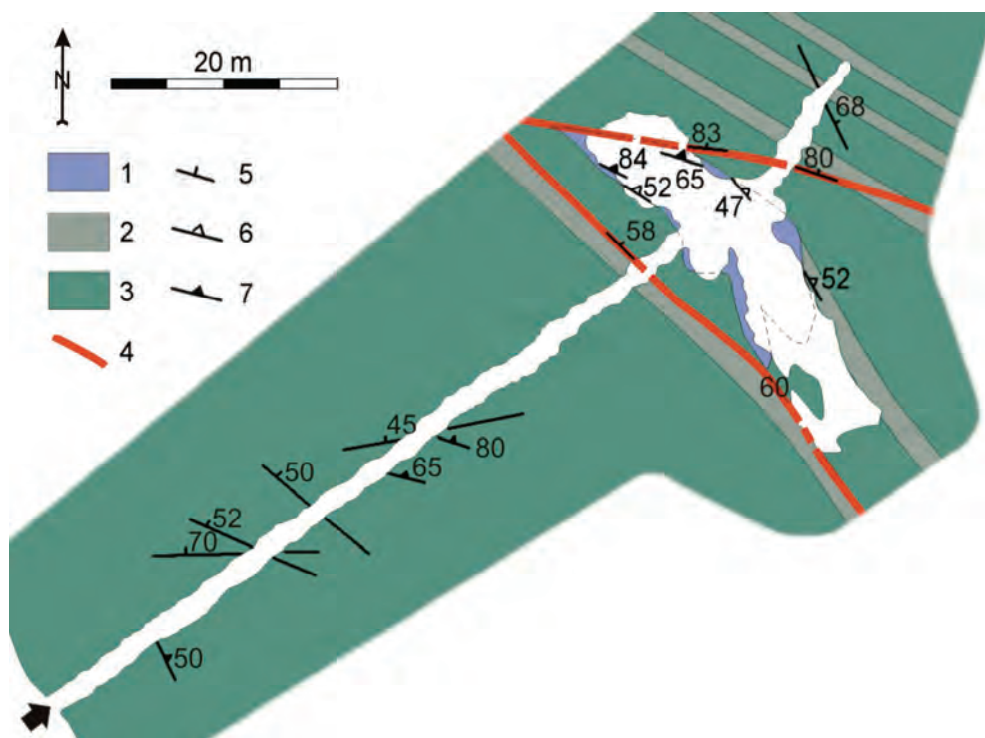
a według szczegółowej strukturalnej rejonizacji Cymermana (2002) – domeny 36. Dominującymi w niej skałami są zieleńce i łupki zieleńcowe, w znacznie mniejszej ilości występują łupki serycytowe i serycytowo-chlorytowe (Berg, 1938; 1940b; Szałamacha, 1956; 1969; Kryza i Mazur, 1995; Cymerman, 2002). Marginalne znaczenie geologiczne, ale istotne pod względem złożowym ma odosobnione wystąpienie wapienia krystalicznego (Szałamacha, 1956; Zagożdżon i Zagożdżon, 2007a). Według Cymermana (2002) foliacja zieleńców Gór Ołowianych (domeny 36) wykazuje najczęściej orientację około 24/84, skały te są zdeformowane fałdowo, a osie fałdów zapadają ku SE lub E. Aleksandrowski i in. (1997) ukazują zbliżone biegi tych skał oraz upady w granicach 40–85° ku NE i SW.

Na południowym skrzydle uskoku śródsudeckiego występuje zespół skał metamorfiku Rudaw Janowickich, ograniczony około 300 m na zachód od Miedzianki intruzją granitową, a na wschodzie, w rejonie środkowej części Ciechanowic, przykryty osadami dolnego karbonu synklinorium śródsudeckiego. W tym rejonie tworzą go smużyste metabazyty oraz łupki łyszczykowe (Kryza i Mazur, 1995), wchodzące w skład jednostki Kowar (Mazur i Aleksandrowski, 2001) lub Kowar–Czarnowa (Kozdrój, 2003). Dla fragmentu górotworu, w którym wydrążone są sztolnie *Gesellen Glückstolle* i *Barbora* J. Teisseyre (1968) przedstawił szczegółową mapę geologiczną, na której wydzielił dwa poziomy amfibolitów piroksenowych (dolny – wraz z gnejsami amfibolowo-chlorytowo-albitowymi) oraz wąską strefę występowania grupy łupków łyszczykowych. Skały te wykazują najczęściej bieg WNW–ESE i upady zarówno ku NE, jak i SW pod kątami 40–85° oraz pionowe (Aleksandrowski i in. 1997). Taką orientację biegu pakietów skalnych potwierdza również mapa J. Teisseyre’a (1968).

Uskok śródsudecki pomiędzy Janowicami Wielkimi, a Ciechanowicami ma dość skomplikowany przebieg – na różnych odcinkach zmienia się od równoleżnikowego do NNW–SSE. Co więcej na odcinku około dwóch kilometrów wyznaczono tu jego dwie strefy przemieszczeń, odległe od siebie o 250–500 m (Aleksandrowski, 2003; Aleksandrowski i in., 1997).

Pola górnicze Miedzianki, Ciechanowic i Mniszkowa położone są na obszarze wychodni skał metamorfiku Rudaw Janowickich. Wskutek nałożenia się różnych procesów geologicznych (tektonizacja, wpływ pobliskiego granitoidowego masywu Karkonoszy) doszło tam do powstania zróżnicowanego i miejscami intensywnego okruszczowania trzech typów: bezpośrednio związanego z działalnością intruzji granitu – powstałego na skutek metamorfizmu kontaktowego, późniejszego, związanego z działalnością hydrotermalną oraz wietrzeniowego (Lis i Sylwestrzak, 1986). Pierwszy z nich ma charakter mineralizacji metasomatycznej, występującej w obrębie strefy o formie soczewki zgodnej z kierunkiem foliacji. Występuje tu głównie magnetyt oraz kasyteryt, pirit,

pirotyn i sfaleryt. Mineralizacja hydrotermalna towarzyszy uskokom i ma charakter stromo zapadających ku N i S żył kwarcowych, a rzadziej kalcytowych, o miąższości sięgającej nawet 3 m. Żyły te były intensywnie okruszczowane minerałami miedzi, głównie chalkopirytem, ponadto chalkozynem, bornitem, kowelinem i tetraedrytem, z towarzyszącą mineralizacją związkami cynku, ołowiu, bizmutu, cyny, kobaltu, arsenu, kadmu i srebra, w postaci m.in. bournonitu, arsenopirytu, sfalerytu, galeny, pirytu i pirotynu (Konstantynowicz, 1960; Zimnoch, 1978; Lis i Sylwestrzak, 1986; Sztuk i in., 1994; Madziarz, 2009a; Siuda, 2012). W ostatnim, wietrzeniowym etapie mineralizacji powstawały koncentracje wtórnych minerałów uranu, a także miedzi (Lis i Sylwestrzak, 1986). Środowisko hipergeniczne tego złoża rozpoznali szczegółowo Siuda i Gołębiowska (2008; 2011) oraz Parafiniuk i in. (2016).



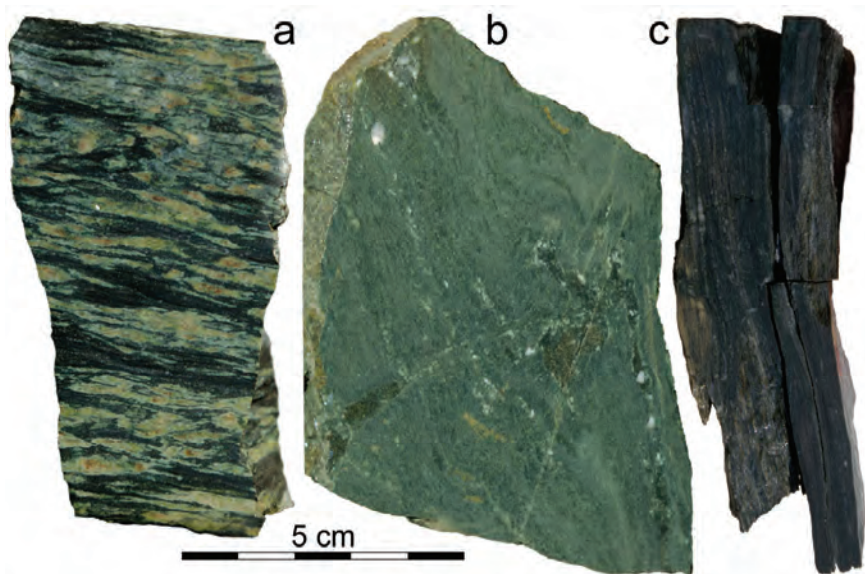
Ryc. 23. Mapa geologiczna Sztolni Wapiennej: 1 – wapień krystaliczny, 2 – łupki chlorytowo-kwarcowe z grafitem, 3 – łupki zielenicowe, 4 – strefy uskokowe, 5 – uskoki, 6 – powierzchnie kontaktu odmian skalnych, 7 – foliacja (podkład dzięki uprzejmości D. Kaszy, uzupełniony)

Złoże miedziankowskie podzielone było na trzy główne pola: zachodnie, środkowe i wschodnie. Na każdym z nich występowało odpowiednio 11, 4 i 9 ciał kruszczońskich.

Tworzyły je cztery systemy żył. Zawartość miedzi w złożu wahała się w zakresie 0,1–3,5% (Konstantynowicz, 1960; Fedak i Lindner, 1966; Konstantynowicz, 1971; Mochnacka, 1982).

Elementy budowy geologicznej wyrobisk *Gesellen Glückstolle* i *Barbora* w obszarze złożowym Miedzianki

Zespół wyrobisk *Gesellen Glückstolle* i *Barbora* znajduje się w peryferyjnej części obszaru złożowego Miedzianki, ale dobrze ilustruje jego budowę. Litologia skał występujących w tych wyrobiskach została rozpoznana wstępnie. Dominują **amfibolity laminowane**, niekiedy laminowano-oczkowe (Zagożdżon i Zagożdżon, 2009b), odpowiadające opisowi amfibolitów piroksenowych J. Teisseyre’a (1968). W mniejszych ilościach występują skały o charakterystyce zbliżonej do **amfibolitów masywnych**, opisanych w tym rejonie przez tego samego autora, a odosobniona próbka reprezentowała ciemny **łupek biotytowy** (ryc. 24). W większości przypadków skały te są niezdeformowane, ale miejscami wykazują tekstury fałdowe.



Ryc. 24. Odmiany litologiczne występujące w wyrobiskach *Gesellen Glückstolle* i *Barbora*, wyraźnie różniące się pod względem strukturalnym i teksturalnym: a – amfibolit laminowany, b – amfibolit masywny, c – łupek biotytowy

W górotworze notowana jest stała orientacja biegu foliacji – w zakresie 112–140°, upad jest jednak zmienny – zarówno ku NE, jak i SW, bardzo stromy (ponad 80°) do

pionowego (ryc. 22). Najlepiej widocznymi strukturami tektonicznymi są w tych wyrobiskach różnej szerokości **strefy uskokowe**, o złożonej budowie wewnętrznej i charakterze mineralizacji.

Wzdłuż największego z tych uskoków wydrążono sztolnię *Gesellen Glück*. Dyslokację tą można obserwować na przestrzeni około 80 m, a jej szerokość sięga miejscami 2 m. W stosunku do foliacji, której układ jest tu właściwie wertykalny (40/85, 225/86), jest ona zorientowana lekko skośnie – przy biegu zgodnym z biegiem foliacji zapada konsekwentnie ku zachodowi, pod kątem $76\text{--}82^\circ$ (ryc. 22). W obrębie tej strefy, pomiędzy wydłużonymi blokami w różnym stopniu stektonizowanego i zwietrzałego amfibolitu, wskazać można brekcje o spoiwie kwarcowym oraz szereg powierzchni poślizgu, podkreślonych nagromadzeniami minerałów ilastych (por. Zagożdżon i Zagożdżon, 2009b). Mniejsze, różnie zorientowane strefy uskokowe wykształcone są w podobny sposób, ale ich miąższość w większości nie przekracza 0,7 m. Wzdłuż nich wydrążona została niemal połowa wyrobisk zespołu *Gesellen Glück–Barbora*.

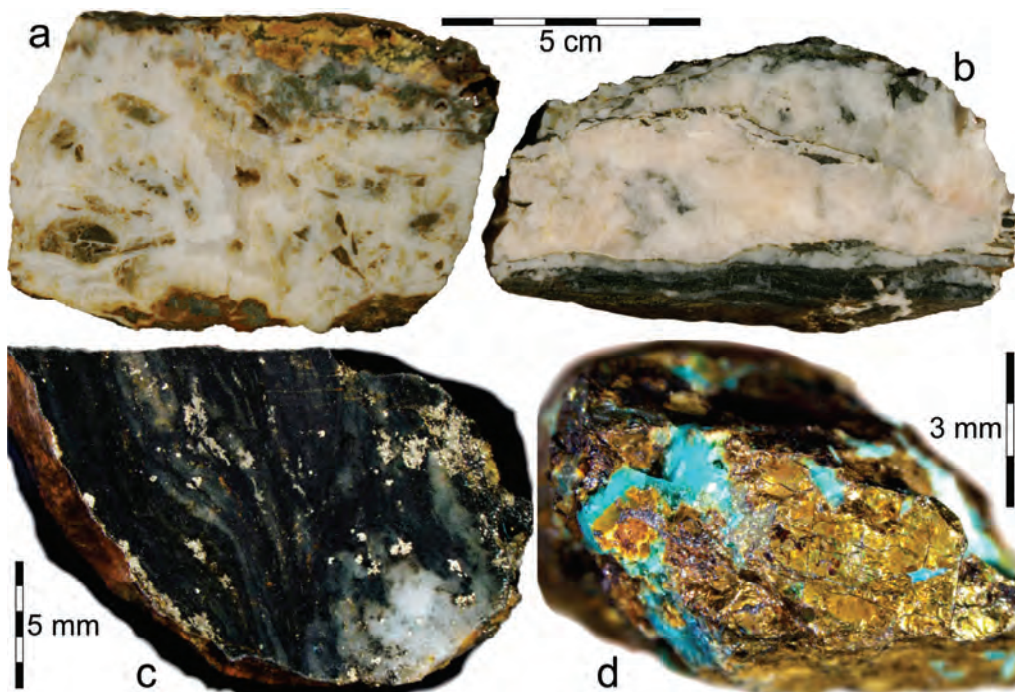
Drobne uskoki wykazują zmienną orientację (ryc. 22; Zagożdżon i Zagożdżon, 2009b). Uwagę zwraca jeden z nich, przecinający najdalszy ku północy chodnik, w odległości około 2 m przed przodkiem. Mimo niewielkiej miąższości strefy poślizgu, stanowi on wyraźnie widoczną barierę filtracyjną. Ociosy po jego stronie SW są wilgotne, natomiast w całym zakończeniu wyrobiska występują silne wykapy ze stropu, a woda intensywnie ścieka po ociosach.

W części stref uskokowych występują znaczne nagromadzenia kwarcu i kalcytu. Mineralizacja miała charakter wieloetapowy – w żyłach kwarcowych obserwuje się co najmniej 2–3 generacje tego minerału, zaś w kalcytowych, występują też drobne, młodsze żyłki mlecznego kwarcu (ryc. 25a, b).

Występowanie **minerałów rudnych** odnotowano w obrębie amfibolitu laminowanego oraz w niektórych strefach uskokowych. W pierwszym przypadku ma ono postać rozproszonych nagromadzeń wprysnięć pirytu o rozmiarach 0,1–1,0 mm. Występują one w skale wykazującej znamiona skwarcowania (liczne małe gniazda i soczewki), tworząc miejscami skupienia wydłużone zgodnie z laminacją skały. W głównej strefie tektonicznej i mniejszych, towarzyszących jej uskokach stwierdzono okruszczowanie siarczkami żelaza i minerałami miedzi. Piryt i markasyt występują w postaci drobnych wprysnięć, czasem tworzących małe gniazdowe skupienia w obrębie brekcjowatych żył kwarcu (ryc. 25c). Na odosobnione ziarno mineralne, o wielkości około 8 mm, zbudowane głównie z chalkopirytu natrafiono w sąsiedztwie żyłki kalcytowej (por. Zagożdżon i Zagożdżon, 2009b). W postaci nalotów występują w nim też kowelin i prawdopodobnie bornit, zaś w formie cienkich naskorupień

– chryzokola (ryc. 25d). W strefach uskokowych częste są znamiona hematytyzacji i limonityzacji.

Po zakończeniu działalności górniczej na niewielką skalę zaczęły się formować nacieki kalcytowe. Mają one postać krótkich (do 1,5 cm długości) stalaktytów występujących na stropie chodnika łączącego obie sztolnie, prowadzonego wzdłuż strefy uskokowej z żyłami kalcytowymi. Nacieki są suche, co wskazuje, że proces ich formowania zamarł lub jest epizodyczny.



Ryc. 25. Mineralizacja w strefach uskokowych: a – żyła kwarcowa – kwarc mleczny (częściowo spajający brekcję) i młodszy – półprzezroczysty, b – żyła kalcytowa, z podrzędnym kwarcem; c – powiększenie strefy rozproszonej mineralizacji pirytem, d – drobne skupienie chalkopirytu i wtórnych minerałów miedzi w żyłce kalcytovej

Obraz budowy geologicznej górotworu, uzyskany na podstawie badań wyrobisk *Gesellen Glückstolle* i *Barbora* (ryc. 22) wykazuje wysoką zgodność ze szczegółową mapą przedstawioną przez J. Teisseyre'a (1968). Opierając się na tej publikacji można też powiązać opisane uskoki z szerszym obrazem istniejącego tu węzła tektonicznego. Około 100 m ku północy od skrajnych wyrobisk wyznaczony został przebieg uskoku śródsudeckiego o azymucie biegu około 100–110°. Skośnie do niego przebiegają linie

uskoków określonych przez Teisseyre'a jako „przemieszczające go skośne dyslokacje”. Jeden z takich uskoków, o zmierzonej orientacji 90/70, przecina najdłuższy chodnik *Gesellen Glückstolle* w połowie jego długości. Ma on charakter około 1-metrowej szerokości strefy strzaskania skał bez znamion wtórnej mineralizacji. Znacznie lepiej odsłonięta jest dyslokacja o biegu NW–SE – największa z obserwowanych, a odpowiadająca „ślizgom wzdłuż warstw” J. Teisseyre'a (1968). Prawdopodobnie wzdłuż drugiej takiej struktury, słabo jednak widocznej pod ziemią, rozpoczęto drążenie sztolni *Barbora*.

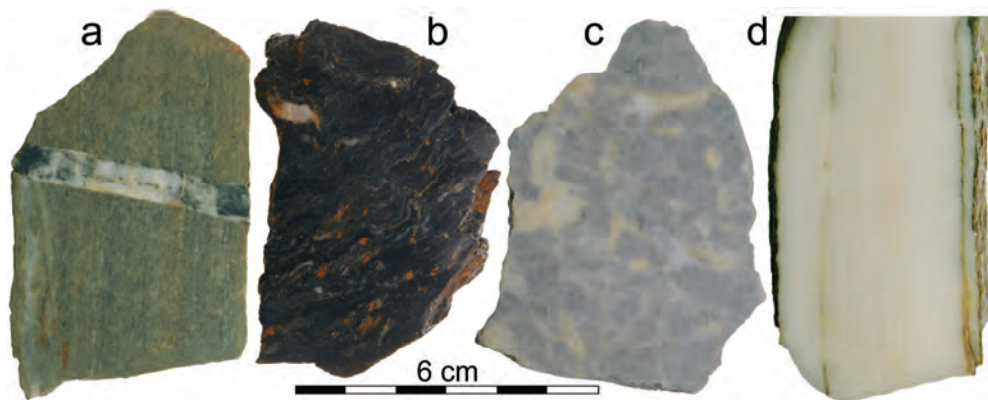
Elementy budowy geologicznej Sztolni Wapiennej

W Sztolni Wapiennej, położonej zaledwie około kilometra ku NW od *Gesellen Glückstolle*, obserwujemy całkiem odmienną sytuację geologiczną. Występuje tu soczewa wapieni krystalicznych zalegająca zgodnie w obrębie zieleńców (Szałamacha, 1969), jej miąższość Berg (1938) określał na nie większą niż 3–4 m. Według opracowań powierzchniowych skała ta ma barwę białą do żółtawej lub szarozielonkawej i wykazuje strukturę afanitową lub bardzo drobnoblastyczną (Berg, 1938; Szałamacha, 1969). Według J. Teisseyre'a (1968) czysty wapień występuje rzadko w odsłonięciach znaczących przebieg soczewy, częściej zawiera on liczne laminy epidotowe i epidotowo-chlorytowe, charakterystyczne prawdopodobnie dla facji brzegowej – przejściowej do zieleńców osłony. Teisseyre (1973) podaje natomiast, że w niewielkim wyrobisku odkrywkowym soczewa została niemal zupełnie wyeksploatowana, a zachowała się jedynie jej osłona w postaci fyllitów chlorytowo-wapiennych. Południową część soczewy udostępnia Sztolnia Wapienna.

Wyrobisko jest założone w słabo zmetamorfizowanych skałach jednostki Dobromierza metamorfiku kaczawskiego. Łącznie dostępny jest w nim do obserwacji około 80-metrowej długości profil **łupków zieleńcowych**, przedzielanych w końcowej części cienkimi wkładkami łupka chlorytowo-kwarcowego z grafitem. Skały zieleńcowe są ogólnie bardzo drobnoblastyczne. Zbudowane są głównie z agregatu chlorytowego i plagioklazów, dość znaczny jest udział ziaren kwarcu oraz rozproszonych tlenków żelaza. W wielu miejscach skały te są wyraźnie skalcytyzowane – minerały węglanowe występują w postaci drobnych, nieregularnych gniazd i smug. Bardzo często występują też żyłowe nagromadzenia kalcytowe, kwarcowe i kalcytowo-kwarcowe kilku generacji, o grubości 0,5–10 mm. Skupienia starsze mają postać wydłużonych zespołów soczew, silnie zdeformowanych tektonicznie, z widoczną rotacją ziaren i strukturami typu domina. Żyłki młodsze, zgodne lub niezgodne, mają ostro zarysowane granice i prostoliniowy przebieg (ryc. 26a).

W wąskich, około 1–2-metrowych strefach, występuje ciemna, niemal czarna skała, określona jako **łupek chlorytowo-kwarcowy** z grafitem. Wykazuje ona drobnoblastyczną, miejscami porfiroblastyczną strukturę. Wyraźnie zaznaczają się w niej laminy kwarcowe i chlorytowe – te drugie z powszechnie występującymi przejawami zmarszczkowania tektonicznego, z licznymi ciemnymi smugami grafitu i znaczną ilością innych minerałów nieprzezroczystych w postaci odosobnionych izometrycznych ziaren lub skupień o formie gniazd i smug. Również w niej występują liczne drobne żyłki i soczewki kwarcu zgodne z foliacją (ryc. 26b).

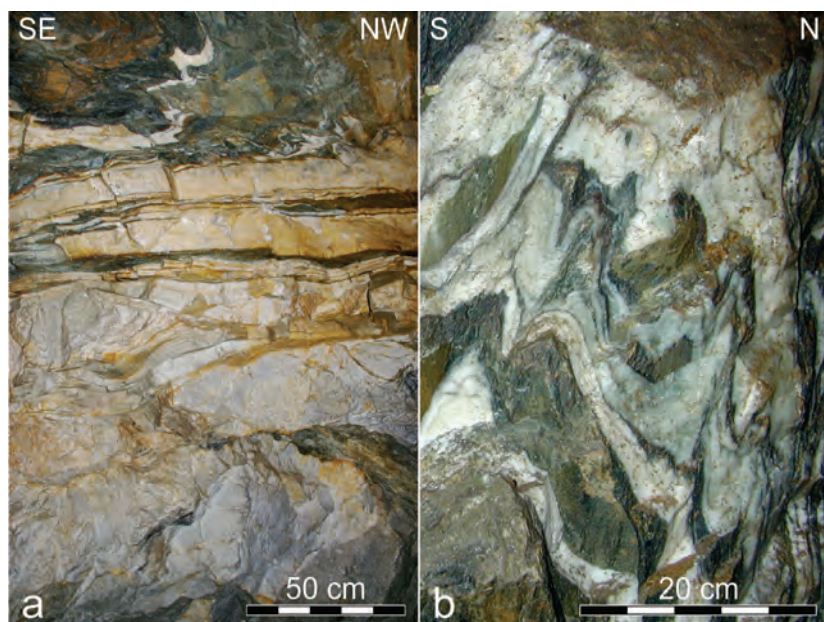
W obrębie rozległej komory, na większości powierzchni ociosów i stropu, odsłaniają się pozostałości wyeksploatowanej soczewy **wapienia krystalicznego**. Wzdłuż biegu ciała to można obserwować na odcinku około 30 m, ale biorąc pod uwagę rozmiary całej komory, łącznie z jej SE częścią, obecnie w znacznym stopniu zawaloną, wydaje się, że było ono rozpoznane na odcinku o co najmniej 10 m dłuższym. Zmierzona miąższość soczewy zmienia się w zakresie 0,7–5 m. Zalega ona zgodnie, choć wykazuje zmienną orientację powierzchni kontaktowych, w jej obrębie wydzielono dwie podstawowe odmiany litologiczne. Pierwsza z nich, dominująca, to krystaliczny wapień masywny o jasnoszarej barwie i bezkierunkowej teksturze (ryc. 26c). Może on odpowiadać litotypowi A, wyróżnionemu przez Lorenca (1984). Druga odmiana to wapień laminowany – białło-żółtawy, o wyraźnej kierunkowej teksturze, wyrażonej układem cienkich lamin minerałów krzemianowych (być może litotyp B₁, albo facja przykontaktowa skał węglanowych, wspomniana przez Lorenca, 1984; ryc. 26d; por. Zagożdżon i Zagożdżon, 2007a).



Ryc. 26. Odmiany litologiczne występujące w Sztolni Wapiennej: a – łupek zielencowy, b – łupek chlorytowo-kwarcowy z grafitem, c – wapień krystaliczny szary, d – wapień krystaliczny biały, laminowany

Jedną z najistotniejszych struktur geologicznych w tym obiekcie jest doskonale odsłonięta **strefa kontaktowa** łupków zielencowych i wapieni krystalicznych. W centralnej części komory eksploatacyjnej w stropie odsłania się pofałdowany ciemnozielony, skalcytyzowany łupek chlorytowy, graniczący z krystalicznym wapieniem laminowanym o miąższości do około 0,6 m (ryc. 27a). Niżej pojawia się, budujący wewnętrzną część soczewy, wapień masywny, najpierw w postaci bochnowatych struktur (soczew niższego rzędu) o rozciągłości do kilku metrów i miąższości około 0,8 m, a dalej tworzący jednorodną masę. W wielu miejscach deformacjom uległ jednak cały zespół przykontaktowy (łupki z laminami wapnistymi i wapień laminowany), co utrudnia precyzyjne przedstawienie przebiegu tej granicy w całej komorze (ryc. 27b).

W skali mapy foliacja skał występujących w Sztolni Wapiennej wykazuje stały bieg od NW–SE (w części początkowej sztolni i w komorze) do WNW–ESE (w środkowej części sztolni – ryc. 23). Podobne wartości mają wyniki pomiarów orientacji powierzchni kontaktu soczewy wapienia i łupków zielencowych. W strefie tej – w obrębie łupków zielencowych, występują natomiast mezofałdy, wskazujące na wystąpienie śródfoliacyjnych poślizgów, które przemieszczały serię łupkową ku SE (ryc. 27a).



Ryc. 27. Strefa kontaktu łupków zielencowych (powyżej) i wapieni krystalicznych:
a – widoczny zasięg odmian wapieni, b – deformacje fałdowe strefy kontaktowej
(fot. K. Zagożdżon)



Ryc. 28. Drobný uskok stanowiący barierę filtracyjną, w końcowej części Sztolni Wapiennej; po prawej widoczny intensywny rozwój kalcytowej szaty naciekowej (fot. K. Zagożdżon)

W Sztolni Wapiennej występują dwie znaczne **strefy uskokowe**, o miąższości do około 80 cm. Orientacja pierwszej z nich (około 50/50) jest niemal zgodna z foliacją, druga (15/80) ścina skośnie wydzielenia litologiczne – łupki, a także soczewę wapienia. Mniejsze uskoki wykazują orientację zbliżoną do tych stref tektonicznych. Wyjątkiem jest niewielki uskok (o miąższości zaledwie 8–15 cm), położony tuż przed końcem sztolni, niemal prostopadły do większości innych dyslokacji. Mimo ograniczonych rozmiarów ma on tu znaczenie decydujące dla stosunków wodnych, pełni bowiem rolę bariery filtracyjnej, podobnie jak uskok opisany na przodku *Gesellen Glückstolle*. Jego rola jest jednak znacznie lepiej uwidoczniona, w związku z intensywniejszym dopływem wody oraz obecnością w górotworze znacznych ilości kalcytu. Skała budująca zachodnie skrzydło dysjunkcji jest właściwie sucha i dobrze widoczna, natomiast na skrzydle drugim zachodzi intensywna krystalizacja szaty naciekowej na całej powierzchni stropu, ociosów i spągu (ryc. 28; Zagożdżon i Zagożdżon, 2007a).

To nagromadzenie kalcytu jest najistotniejszym przejawem mineralizacji w sztolni, nadającym krótkiemu jej odcinkowi charakter korytarza jaskiniowego. Kalcyt pokrywa ociosy oraz rozdrobniony materiał skalny zalegający na spągu około 1–2-centymetrowej grubości, grubokrystaliczną polewą. Na spągu utworzyły się też niewielkie misy martwicowe.

Przedstawiony kartograficzny obraz górotworu w Sztolni Wapiennej wymaga uzupełnień, zwłaszcza w kwestii przebiegu granic soczewy wapienia krystalicznego. Warto jednak zwrócić uwagę na wykreślone strefy uskoku. Pierwsza z nich (południowo-zachodnia) ma prawdopodobnie charakter zbliżony do głównej strefy tektonicznej w *Gesellen Glückstolle*, wykazując identyczny bieg, choć inny upad, warunkowany odmienną orientacją foliacji. Byłaby to więc również powierzchnia śródformacyjnych poślizgów, w tym przypadku – na kontakcie łupków zielencowych i wkładki grafitowych łupków chlorytowo-kwarcowych. Druga ze stref, jak wspomniano, ścina skośnie pakiet skalny. Co istotne, w jej północnym skrzydle, widocznym w najdalszej części komory nie odsłania się już wapień krystaliczny. Może to wskazywać, że całe wystąpienie skał węglanowych, na skutek zadziałania procesów tektoniki dysjunktywnej może mieć tu raczej charakter szeregu soczew. Jako wskazówkę w tej kwestii można potraktować wzmiankę J. Teisseyre’a (1968) o istnieniu zespołu wyrobisk, albo ciągu małych kamieniołomów, powstałych być może w wyniku precyzyjnego wybierania takich ciał.

Obserwacje dotyczące techniki górniczej

Oba przedstawiane obiekty (zwłaszcza Sztolnia Wapienna) są interesujące również z punktu widzenia historii górnictwa i techniki górniczej. W tym zakresie stanowią mogą interesujące zaplecze badawcze i edukacyjne.

Zdaniem Madziarza (2010) *Gesellen Glückstolle* jest obiektem stosunkowo młodym, drażonym w początkach XX w., jak dowodzi załączony przez niego fragment archiwalnego planu górniczego tak właśnie datowanego. Na starszych planach (por. Dziekoński, 1972, Madziarz, 2010) w tym rejonie zaznaczana była jedynie pobliska XVIII-wieczna sztolnia *Fröhliche Anblick*. *Gesellen Glückstolle* należeć miała do gwarectwa *Dorothea*, a powstała jako wyrobisko poszukiwawcze (Madziarz, 2010). Niewielka sztolnia *Barbora*, której wlot położony jest około 30 m na SW od *Gesellen Glückstolle*, powstać musiała jednocześnie z nią. Trzeba jednak zaznaczyć, że Siuda i Borzęcki (2014) przedstawiają zarówno *Fröhliche Anblick*, jak i *Gesellen Glückstolle* na szkicu sporządzonym według mapy Websky’ego z roku 1853.

Sztolnia Wapienna nie jest zaznaczona na historycznych planach i mapach. Według Madziarza (2010) pochodzi ona z przełomu XIX/XX w lub z „pierwszej połowy” (początku?) XX w. Natomiast J. Teisseyre (1968) podaje za, datowanymi na 1912 r. objaśnieniami do arkusza *Kupferberg* mapy geologicznej Berga, że soczewa ta była eksploatowana w XIX w. (informacji takiej nie znaleziono jednak w objaśnieniach Berga 1938). Tak też datowany jest pobliski wapiennik, zaopatrywany w surowiec z tego złoża. Ponad wlotem Sztolni Wapiennej zlokalizowano zawalony wlot innej

sztolni (Zagożdżon i Zagożdżon, 2007a), zaś Madziarz (2010) informuje o śladach trzech takich wyrobisk.

W przypadku ciechanowickich kopalń dość jednoznacznie określić można funkcję poszczególnych wyrobisk. W zespole *Gesellen Glückstolle* – *Barbora* wyrobiska o biegu NW–SE (przede wszystkim obie sztolnie, ale również łączący je południkowy chodnik) służyły rozpoznaniu po biegu (najpierw od wychodni) żył rudonośnych, być może nabierały też charakteru wyrobisk eksploatacyjnych. Odcinki chodników poprzeczne do tamtych pełniły prawdopodobnie funkcję czysto poszukiwawczą. Nowych żył szukano na kierunku prostym do biegu foliacji. Inny, ze względu na całkiem odmienny charakter kopaliny i złoża, układ wyrobisk znajdujemy w Sztolni Wapiennej. Ponad 70-metrowej długości sztolnia udostępniająca i transportowa prowadzi do komory eksploatacyjnej o skomplikowanym kształcie, wynikającym z formy złoża, a także późniejszych procesów degradacji obiektu podziemnego (zawalenie się części stropu). Kilkunastometrowy chodnik na przedłużeniu sztolni był niewątpliwie wyrobiskiem poszukiwawczym, którego głębinienia zaprzestano, ze względu na silny dopływ wody. W przypadku obu zespołów wyrobisk w dobitny sposób widać ściśle uzależnienie kierunku i charakteru prowadzonych robót górniczych od warunków geologicznych: struktury górotworu, formy złóż, zawodnienia itd.

Dobra dostępność sztolni i chodników oraz względnie dokładna znajomość okresu ich powstania pozwoliły na precyzyjne określenie ich wymiarów poprzecznych i potraktowanie tych danych jako reperowe przy rozważaniach dotyczących zmienności formy (profilu poprzecznego) wyrobisk w czasie. Wyrobiska główne (*Gesellen Glückstolle* i główny chodnik biegnący ku NW, a potem ku SW) mają szerokość 0,8–1,0 m. i wysokość 1,8–2,0 m. Wysokość chodników bocznych jest właściwie taka sama, zaś szerokość wyraźnie mniejsza: 0,7–0,8 m. W środkowej części *Gesellen Glückstolle* wykonano ponadto dobrze do dziś zachowany wąski nadsiewłom, na wysokość około 3,5 m ponad strop sztolni, której wysokość w tym miejscu rośnie do 2,6 m. Powierzchnie ociosów i stropu wyrobisk są nierówne, nie wykończone, stąd poprzeczny ich profil – przy stałych wymiarach liniowych – jest bardzo zmienny (por. rozdz. 5.5.1).

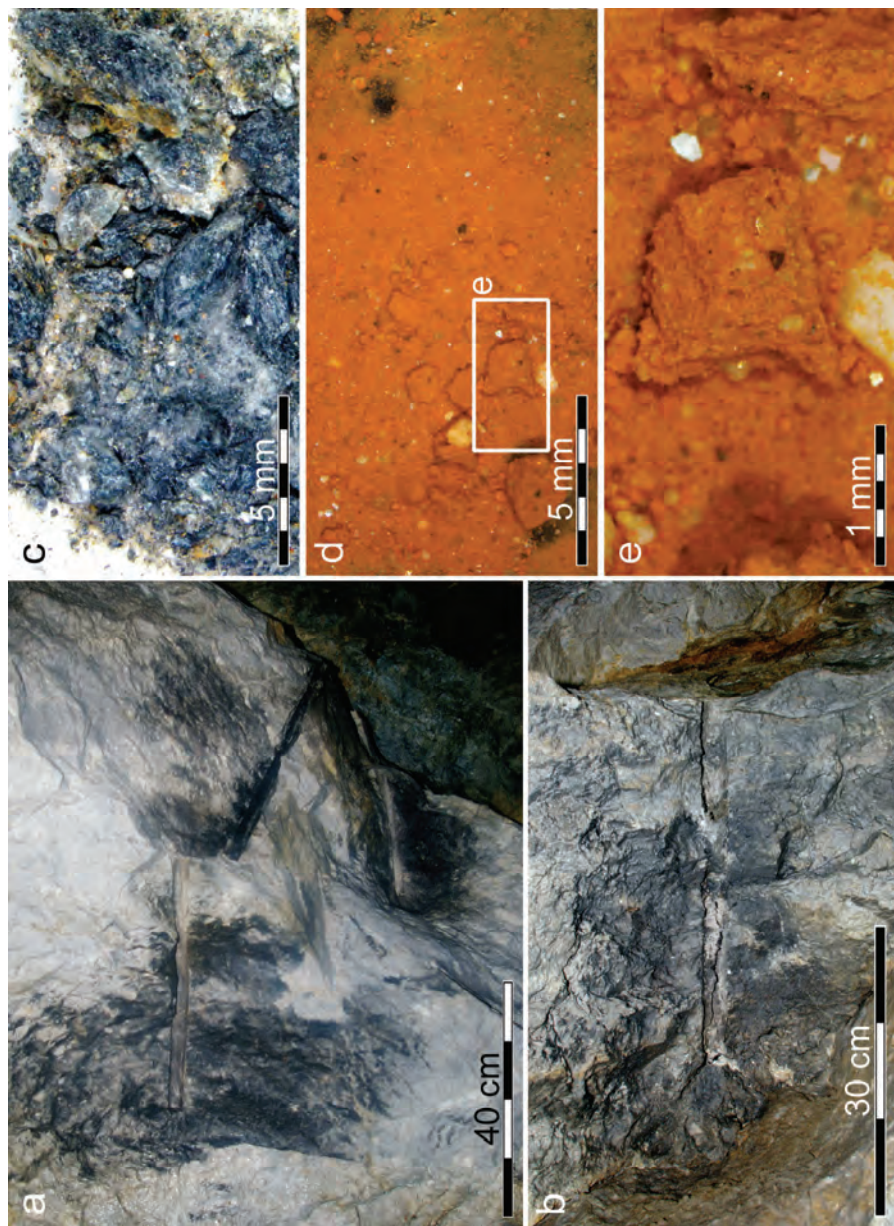
Wymiary Sztolni Wapiennej określono na podstawie modelu przestrzennego (Wajs i in. 2018). Jej średnia wysokość wynosi 2,4 m (od 1,85 do 2,5 m), zaś szerokość – 1,8 m (od 1,5 do 2,2 m). Długość dostępnego obecnie odcinka komory eksploatacyjnej to 34 m, jej szerokość waha się w przedziale 3–8 m, a wysokość sięga 5 m (Zagożdżon i Zagożdżon, 2007a).

Najciekawszym zagadnieniem dotyczącym techniki górniczej, rozpoznawanym w ciechanowickich wyrobiskach, są relikty urabiania skały za pomocą materiałów wy-

buchowych (por. Madziarz, 2010). Na przodku sztolni *Barbora* natknięto się na odosobnioną resztkę otworu strzałowego o średnicy 22 mm. W wyrobiskach *Gesellen Glückstolle* notowano również nieliczne takie pozostałości, ale o średnicach około 25 i 30 mm. Natomiast bogaty i wyjątkowo kompletny zespół znalezisk opisano ze Sztolni Wapiennej. W komorze eksploatacyjnej zespoły „fajek” są doskonale widoczne na jasnych, wapiennych ociosach, wyraziście zaznaczają się wokół nich okopcenia, powstałe w rezultacie stosowania czarnego prochu (ryc. 29a). Wszystkie otwory mają średnice 22 mm, a zachowane ich odcinki sięgają 52 cm. W sztolni występują natomiast pozostałości „fajek” o średnicy 27 mm i zaledwie 15 mm. Przekroje poprzeczne otworów są zarówno okrągłe, jak i wyraźnie „trójkątne”.

Uwagę zwracają dwa z nich, pierwszy zlokalizowany jest w komorze, a obserwować można jego całą długość (38 cm; ryc. 29b). W swoim środkowym odcinku zawiera on bardzo dobrze zachowane znaczne ilości przybitki. W tym przypadku są to zwierciny powstałe podczas drążenia otworów. Obraz uzyskany pod mikroskopem stereoskopowym pozwala stwierdzić, że jest to mieszanina ziaren mineralnych od frakcji pylastej do wielkości około 5 mm. Wykazują one stałe cechy, są właściwie jednorodne pod względem składu petrograficznego. Wśród większych z nich łatwo zidentyfikować można wydłużone fragmenty łupków zieleńcowych o długości do 5 mm oraz rzadko występujące mniejsze, izometryczne ziarna kwarcu (ryc. 29c). Na podstawie długości najgłębszego, nie wypełnionego przybitką odcinka otworu strzałowego (20 cm) można wnioskować o masie stosowanych ładunków wybuchowych. W tym przypadku wyniosła ona (przyjmując przybliżoną gęstość czarnego prochu w otworze równą $1,79 \text{ g/cm}^3$ – informacja ustna M. Madziarza) około 140 g. Wynik wydaje się wiarygodny, biorąc pod uwagę informację przytoczoną przez Piątek (1995) o stosowaniu w dawnym górnictwie ładunków prochowych o masie 200 g.

Drugi ze wspomnianych otworów, o średnicy 27 mm, znajduje się w pobliżu wlotu sztolni i zachowany jest resztkowo, na odcinku zaledwie 26 cm. Na połowie jego długości widoczne są pozostałości przybitki innego rodzaju. Jest to rozsypliwa ruda substancja, w zdecydowanej większości składająca się z bardzo drobnych ziaren, o rozmiarach około 0,01 mm. Około 10% obj. stanowią jasne izometryczne fragmenty, ostrokrawędziste lub bardzo dobrze obtoczone, zidentyfikowane jako kwarc oraz drobne blaszki jasnego łyszczyka (ryc. 29d). Znaczącą część próbki stanowią również rude, ostrokrawędziste ziarna o wielkości do 2–3 mm. Przy znacznie większym powiększeniu można stwierdzić, że zbudowane są one z wymienionych wyżej składników. Ich budowa i barwa sugerują, że powstały w wyniku rozkruszenia elementów ceramiki budowlanej (ryc. 29e).



Ryc. 29. Relikty robót strzałowych w Sztolni Wapiennej; a – okopcenia wokół otworów strzałowych na odcisie komory eksploatacyjnej, b – zbliżenie jednego z otworów z resztką przybitki; zachowane przybitki w obrazie binokularowym: c – zwierzchni łupka zielenćowego, d – prawdopodobnie mielona cegła, e – zbliżenie drugiej z próbek przybitki

Niejasna jest kwestia metody transportu urobku, zastosowanej w *Gesellen Glückstolle*. Jest to obiekt stosunkowo młody, tymczasem profil poprzeczny wyrobisk (mała szerokość) nie wskazuje na korzystanie z transportu szynowego, prawdopodobnie odstawę urobku realizowano ręcznie, z pomocą tacek. W przypadku Sztolni Wapiennej kwestia ta jest oczywista. Na początku wyrobiska komorowego bardzo dobrze widoczny jest fragment torowiska, o którym wspomniał Madziarz (2010). Zastosowano szyny o szerokości główki 35 mm i wysokości około 52 mm, których rozstaw wynosi 44 cm.

Specyfiką *Gesellen Glückstolle* i sztolni *Barbora* jest brak hałd, co jednak nie dziwi, biorąc pod uwagę, że ich wloty usytuowane są tuż przy korycie rzeki Bóbr. W przypadku Sztolni Wapiennej przedstawić można przypuszczalną kolejność robót. Urobek pozyskiwany w trakcie wykonywania sztolni gromadzono na doskonale widocznej, dość rozległej hałdzie przed wlotem wyrobiska. Później rozpoczęto wybieranie marmuru w komorze – najpierw ku NW lub w dwóch kierunkach. W części północnej złożo zostało jednak (szybciej?) wyczerpane, w związku z tym w późniejszym okresie lokowano tam materiał płonny pochodzący być może z drugiej części komory, a na pewno uzyskany w trakcie drażenia krótkiego chodnika rozpoznawczego na przedłużeniu sztolni.

W obu zespołach wyrobisk można wskazać przykłady występowania naturalnych zagrożeń górniczych. Bardzo znaczące, choć miniaturowe są dwa uskoki, stanowiące wydajne bariery filtracyjne. Wydaje się, że w obu przypadkach ich przebicie wymusiło przerwanie robót. Dopływ wody, choć niewielki w skali bezwzględnej, tu był rodzajem katastrofy, uniemożliwiającej dalsze prowadzenie wyrobisk, z wykorzystaniem posiadanych środków (proch czarny). W południowo-wschodniej części komory Sztolni Wapiennej, prawdopodobnie już po zakończeniu eksploatacji, nastąpiły rozległe obwały skał stropu. W wyniku tego pierwotny spąg jest niewidoczny – zakryty blokami skalnymi o masie rzędu nawet 15 t. Mniejsze obwały następowały na odcinkach wyrobisk przeciętych dużymi uskokami.

Badawcze znaczenie wyrobisk w Ciechanowicach

W Ciechanowicach opisano dwa stosunkowo niewielkie zespoły wyrobisk, jednak ich znaczenie poznawcze można określić jako istotne, zwłaszcza w przypadku Sztolni Wapiennej. Udostępnia ona do badań niemal 100-metrowy ciągły, nie zwietrzały profil skalny łupków zieleńcowych oraz wapienia krystalicznego, co na obszarze Gór Ołowianych jest niespotykane. W obu zespołach obserwuje się ciekawe zjawiska tektoniczne, najlepiej widoczne są powierzchnie poślizgów śródformacyjnych, równoległe lub niemal równoległe do uskoku śródsudeckiego, w *Gesellen Glückstolle* zawierające mineralizację rudną. Ponadto uwagę zwracają drobne uskoki, stanowiące jednak szczelne bariery fil-

tracyjne, piętrzące wodę w głębszej części górotworu. Sztolnie dobrze ilustrują wybrane zagadnienia geologiczno-złożowe, takie jak rodzaj i forma żyłowej mineralizacji rudnej oraz forma i zmienność soczewowego złoża wapienia krystalicznego.

W Sztolni Wapiennej rozwinęła się w swoista nisza ekologiczna, będąca (jak wykazały prowadzone w latach 2015–2016 badania mykologiczne) rezerwuarem grzybów strzępkowych, w tym owadobójczych, należących do takich rodzajów jak np. *Isaria* czy *Beauveria* – pasożytniczych organizmów, które przystosowały się do infekowania i porażania owadów (Pusz i in., 2018). Wykazują one zdolność biotransformacji związków z grupy flawonoidów, które mogą pozwolić na uzyskiwanie substancji prozdrowotnych lub leków (m.in. Kozłowska i in., 2017a; 2017b).

Trzecia grupa zagadnień, szeroko reprezentowanych w wyrobiskach Ciechanowic, dotyczy dawnej techniki górniczej – od formy wyrobisk i sposobu urabiania skał, przez transport urobku, po występujące zagrożenia geologiczno-górnice.

Taka koncentracja zagadnień przyrodniczych i historyczno-technicznych oraz ryzyko zaburzenia panujących w sztolni warunków mikroklimatycznych (w wyniku wzmożonej ingerencji – eksploracja, turystyka ekstremalna), mogącego doprowadzić do nieodwracalnych zmian, szczególnie na poziomie mikrobiologicznym, skutkowało podjęciem kroków w celu zabezpieczenia obiektu. Obecnie decyzją Rady Gminy Marciszów (Uchwała, 2017) Sztolnia Wapienna, jako pierwszy w Sudetach obiekt nie wykorzystywany komercyjnie, została objęta ochroną w postaci stanowiska dokumentacyjnego.

W przyszłości w Sztolni Wapiennej możliwe będzie np. precyzyjne opisanie zmienności skał serii łupkowej oraz soczewy wapienia i określenie stratygraficznej pozycji tej soczewy w stosunku do rozległych wystąpień wapieni w rejonie Wojcieszowa, czy określenie tempa przyrostu szaty naciekowej w obiekcie antropogenicznym. Monitorowany będzie stan środowiska, możliwe będzie szczegółowe opisanie zachowanych reliktywów techniki górniczej. Pierwszym etapem docelowej, szczegółowej dokumentacji obiektu było zobrazowanie jego formy. Dość skomplikowany układ wyrobisk pozwolił na wykorzystanie ich jako poligonu geodezyjnego dla przetestowania metody SLAM (*simultaneous localization and mapping*) (Wajs i in., 2018).

4.1.5. Rozdroże Izerskie – budowa wewnętrzna największej żyły kwarcowej w Sudetach

Sztolnia nad Rozdrożem Izerskim położona jest około 1000 m na południe od tego węzła komunikacyjnego i 200 m ku S od starego kamieniołomu kwarcu (tzw. odkrywki

Nadzieja). Szeroki, doskonale widoczny wlot wyrobiska znajduje się ponad silnie zarośniętą hałdą. Ze sztolni następuje stały, dość intensywny wypływ wody. Wyrobisko, określane w dokumentacji geologicznej złoża kwarcu jako sztolnia S II, biegnie ku SW, ma ponad 200 m długości, a ponadto obejmuje 7 krótkich chodników wydrążonych prostopadle do jego biegu (ryc. 30).

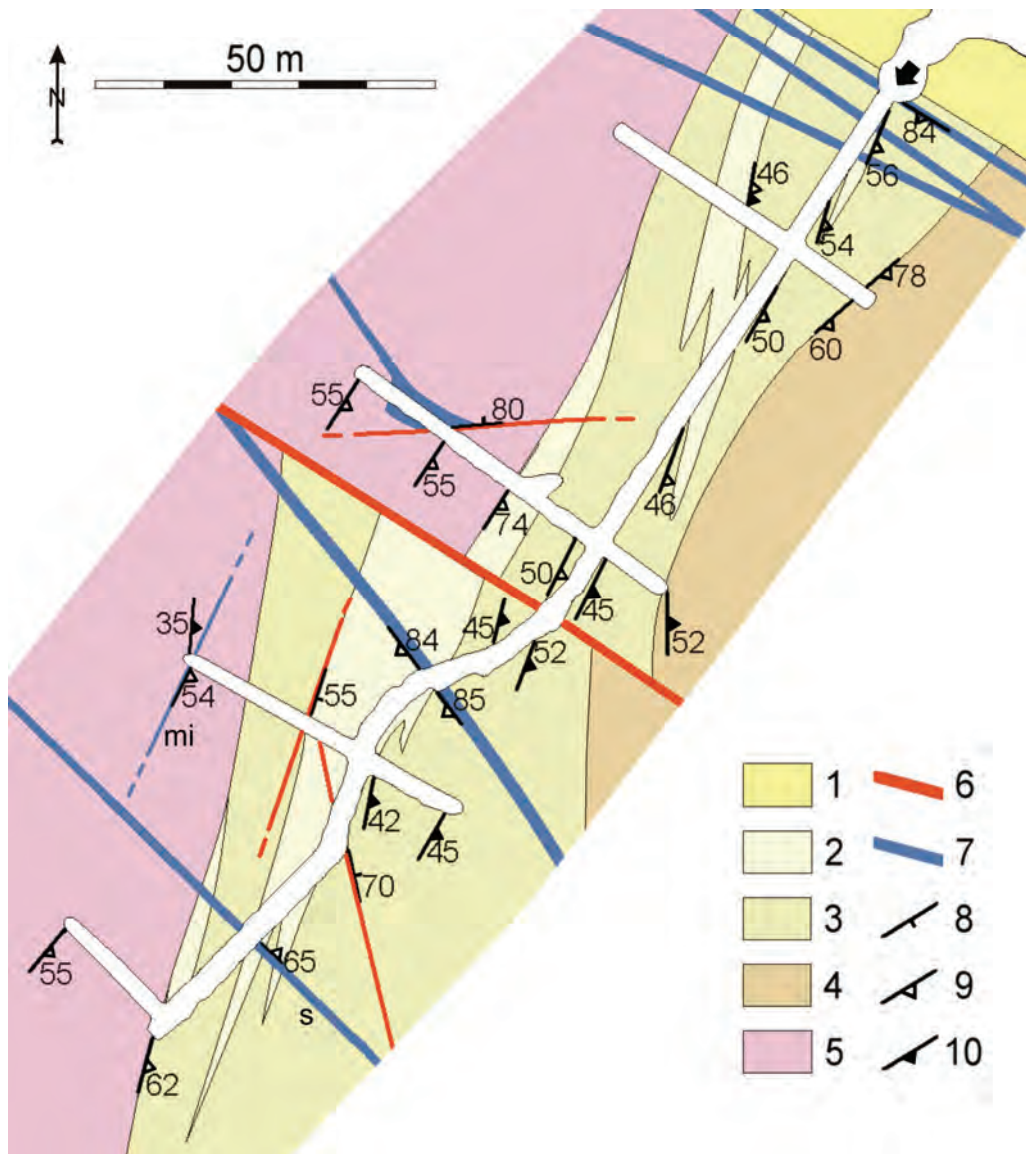
Na tle innych omawianych obiektów ten jest bardzo młody – wykonany został w latach 1960–61, jako wyrobisko rozpoznawcze, dla zbadania niżej położonej części wyjątkowej w skali Dolnego Śląska złożonej żyły kwarcu. Żyła ta była eksploatowana do roku 2005 w kopalni „Stanisław” na Izerskich Garbach. Została rozpoznana szeregiem wkopów badawczych i udostępniona dwoma kamieniołomami oraz dwiema sztolniami – w tym omawianą (Szepietowska, 1984; por. Zagożdżon i Zagożdżon, 1999).

Wyrobisko to było wstępnie rozpoznane geologicznie (Zagożdżon i Zagożdżon, 2009d), a w latach 2015–2016 prowadzono w nim monitoring mikromykologiczny (Pusz i in., 2018).

Budowa geologiczna rejonu

Sztolnia S II nad Rozdrożem Izerskim jest zlokalizowana w obrębie metamorfiku Gór Izerskich. Według podstawowego zdjęcia geologicznego (Szałamacha i Szałamacha, 1968) w otoczeniu sztolni występują gnejsy drobnolaminowane, leukognejsy i granitognejsy po stronie zachodniej, poniżej żyły oraz shornfelsowane łupki kwarcowo-łyszczykowe na wschodzie (Lewowicki, 1965). Wspomniana jednostka geologiczna, na odcinku około 8,5 km, od rejonu Wysokiej Kopy (1127 m n.p.m.) do góry Jastrzębiec (792,4 m n.p.m.), jest przecięta silnie skwarcowaną (zabliżoną według Koziara, 1973) strefą dyslokacyjną Rozdroża Izerskiego (Szałamacha i Szałamacha, 1966), określaną dawniej jako żyła kwarcowa (np. Morawiecki, 1954; Lewowicki, 1965). Na NE stoku Izerskich Garbów (1043,6 m n.p.m.), w bezpośredniej bliskości strefy dyslokacyjnej zaznaczona została niemal kilometrowej długości żyła lamprofiru, opisanego przez Szałamachę i Szałamachę (1968) jako ciemnozielona lub szarozielonkawa skała, przypominająca amfibolit lub kersantyt.

Szerokość strefy dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego określana jest na 100–300 m (Szałamacha i Szałamacha, 1966; 1971). Szerokość żyły kwarcowej sięgać ma 200 m (Morawiecki, 1954), ma ona złożoną budowę – obok żyły głównej występują boczne (Lewowicki, 1965; 1967). Według Szepietowskiej (1984) miąższość żyły kwarcowej wraz z otaczającymi ją skałami skwarcowanymi, stanowiącymi złoża kwarcu wynosi zaledwie około 50 m. Strefa dyslokacyjna i żyła kwarcu zapada ku SE zazwyczaj pod kątem 40–90° (Szałamacha i Szałamacha, 1971; Koziar, 1973).



Ryc. 30. Mapa geologiczna sztolni S II nad Rozdrożem Izerskim: 1 – rumosz i zwietrzelnina, 2 – kwarc żyłowy, 3 – skała kwarcowo-skalniowa, 4 – shornfelsowany łupek łyszczykowy, 5 – gnejs, 6 – uskoki, 7 – lamoprofiry (głównie kersantyt, mi – minetta, s – spessartyt), 8 – orientacja stref uskokowych, 9 – orientacja powierzchni kontaktowych odmian skalnych, 10 – orientacja uskoków

Poprzeczną zmienność strefy dyslokacyjnej opisywał Lewowicki (1965), przedstawiając m.in. jej szczegółowe profile w obu kamieniołomach i sztolniach. Precyzyjny

opis przedstawili Szałamachowie (1971). Według ich charakterystyki czysty kwarc, w kilku odmianach barwnych, buduje głównie środkową część strefy dyslokacyjnej, zanikając ku NE i SW na rzecz skał określonych jako blastomylonity kwarcowe. W kierunku północno-zachodnim pojawiają się smugowane skały kwarcowe, początkowo z większym udziałem kwarcu, a potem z coraz grubszymi laminami serycytowymi i kwarcowo-serycytowymi. Dalej położone są mylonityczne gnejsy cienkolaminowane, przechodzące w gnejsy izerskie. W kierunku południowo-wschodnim ze skałami wysokokwarcowymi kontaktują strefy zielonkawych, amfibolowo-diopsydowych skał wapienno-krzemianowych, za którymi pojawiają się shornfelsowane łupki łuszczkowe pasma Szklarskiej Poręby (Szałamacha i Szałamacha, 1971). Istnieje również wyraźna zmienność wykształcenia strefy tektonicznej obserwowana wzdłuż jej biegu, Szałamachowie (1966; 1968) stwierdzili, że w jej NE części występują wyłącznie wysokokwarcowe skały blastomylonityczne, a brak jest żyłowego kwarcu.

Zdaniem Lewowickiego (1965) żyła kwarcowa wchodzi w granit karkonoski i stanowi wypełnienie jednej ze szczelin systemu ciosowego granitu, ale opinię tę zdecydowanie odrzucili Szałamachowie (1966). Jako starszą od granitów określa ją również Morawiecki (1954). Koziar (1973) zinterpretował ją jako żyłę typu siodłowego, wykształconą w przegubie antykliny.

O skali strefy dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego świadczy jej poziomy zasięg, szerokość, a także, wyraźna w obrazie kartograficznym, wielokilometrowa amplituda przemieszczenia skrzydeł uskokowych. Na odcinku około 4 km stanowi ona granicę zespołu gnejsowego na zachodzie i łupków łuszczkowych na wschodzie (por. Szałamacha i Szałamacha, 1968). Zdaniem Szałamachów (1966) jest to głęboka strefa uskokowa, która ułatwiła migrację ku górze mediów płynnych i gazowych. Spowodowało to uruchomienie znacznych ilości krzemionki, a w konsekwencji przeobrażenie skał w obrębie strefy dyslokacyjnej. Ich zdaniem główna masa kwarcu powstała w wyniku mylonityzacji i późniejszych hydrotermalnych oraz metasomatycznych zmian otaczających skał. Były to procesy o dużym nasileniu, co spowodowało powstanie specyficznego środowiska skalnego z zespołem odmian litologicznych przepojonych kwarcem i szeregiem odmian kwarcu (Szałamacha i Szałamacha, 1971). Według Lewowickiego (1965) zmiany metasomatyczne polegające na przemianie skaleni w serycyt i muskowit oraz intensywnej sylikacji, prowadzące m.in. do częściowego zatarcia struktur pierwotnych, zachodzić miały w warunkach hydrotermalnych średnich temperatur. Proces miał charakter metasomatycznego wypierania łatwiej rozpuszczalnych minerałów i zastępowania ich dostarczaną koloidalną krzemionką. Wskazują na to relikty tekstury kierunkowej zachowane w silnie skwarcowanych skałach (Lewo-

wicki, 1967). Źródła roztworów autor ten szukał jednak niesłusznie w granitowym masywie karkonoskim.

Według Morawieckiego (1954) żyła kwarcowa wielokrotnie podlegała naciskom tektonicznym, co powodowało powstanie szeregu spękań i szczelin, a w końcowym etapie krystalizację drobnych kryształów kwarcu i limonitu.

W obrębie strefy dyslokacyjnej notowane były różne przejawy mineralizacji. Na jej peryferiach, w łupkach łyszczykowych i gnejsach, oraz na kontaktach żył kwarcowych i skał otaczających obserwowano rutyl oraz tlenki i siarczki Fe (Lewowicki 1965; 1967). Według Morawieckiego (1954), Borkowskiego (1959) i Lewowickiego (1967) różnorodne zabarwienie kwarcu jest wynikiem obecności związków Fe (różowawe), Cu (fioletowe), czy domieszek minerałów ilastych.

Żyłowe złoża kwarcu na Izerskich Garbach zakwalifikowano do grupy o najwyższej zmienności (Borkowski 1959). Wydzielono w nim łącznie pięć odmian barwnych (Borkowski, 1959; Szałamacha i Szałamacha, 1971), o zawartości krzemionki 91,39–99,77% (Morawiecki, 1954; Borkowski, 1959; Lewowicki, 1965; 1967; Szałamacha i Szałamacha, 1971; Szepietowska, 1984). Stwierdzono, że z głębokością oraz ku północy (w sztolni S II) żyła się zwęża, a jakość złoża spada – maleje zawartość kwarcu i wzrasta udział tlenków szkodliwych (Lewowicki, 1967).

Foliacja skał otaczających strefę dyslokacyjną Rozdroża Izerskiego dość konsekwentnie wykazuje bieg WNW–ESE i upady umiarkowane do stromych, ku północy. Natomiast w jej obrębie foliacja jest generalnie zgodna z biegiem i upadem strefy. Opisano w niej dwa przechodzące w siebie kierunki: o biegu 60–70° i upadzie 70–80° ku SE oraz o biegu 10–20° i upadzie 40–45° ku SSE. Strefa dyslokacyjna pocięta jest szeregiem poprzecznych uskoków o reżimie prawoskrętnym i amplitudach przemieszczenia poziomego przekraczających niekiedy 100 m (Szałamacha i Szałamacha, 1968; 1971; Szepietowska, 1984).

Wyniki obserwacji geologicznych w sztolni

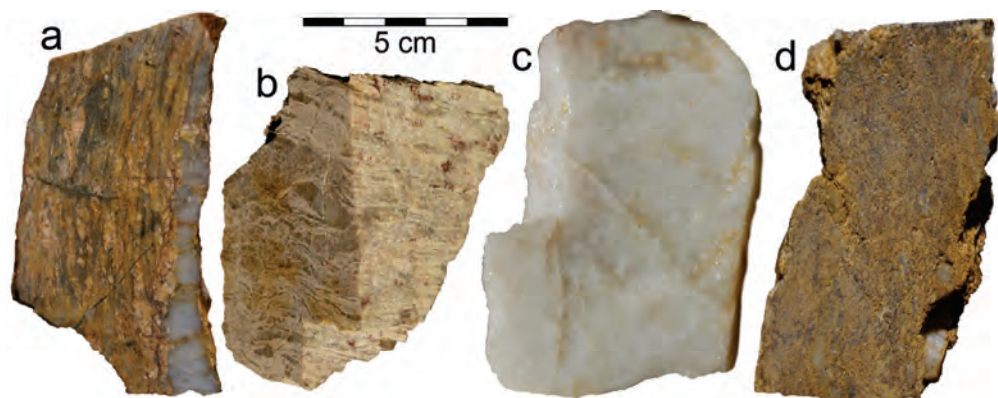
W badanej sztolni występuje urozmaicony zespół skał, w większości cechujących się dużym udziałem kwarcu. Często rozgraniczenie ich jest trudne, ze względu na stopniowe zmiany cech strukturalnych i zawartości tego minerału. Na obrzeżu strefy okwarcowanej występują gnejsy i shornfelsowane łupki łyszczykowe.

Gnejsy wykazują w przewodzie tekstury drobnosłojowe, rzadziej są to skały oczkowo-słojowe. Miąższość lamin zazwyczaj wynosi około 1 mm, niekiedy sięga 3 mm. W różnych ilościach występują rozciągnięte soczewy lub laminy wtórnego kwarcu o większej

grubości (ryc. 31a). Miejscami obserwuje się strefy o wyraźnym zielonym zabarwieniu, wskazującym na chlorytyzację skały. Niektóre fragmenty gnejsu wykazują znaczne nasilenie objawów skwarcowania. Wyraźnie wzrasta w nich udział kwarcu, jednak tekstura skały pozostaje niezmieniona, dobrze widoczne są również laminy skaleniowo-łyszczykowe.

Shornfelsowany łupek łyszczykowy jest skałą o wyraźnej oddzielności łupkowej. W większości wykazuje rude zabarwienie, silne zwiótrzenie i niską wytrzymałość (ryc. 31d). W sztolni nie stwierdzono obecności, wymienianych przez Szałamachów (1971), skał wapienno-krzemianowych.

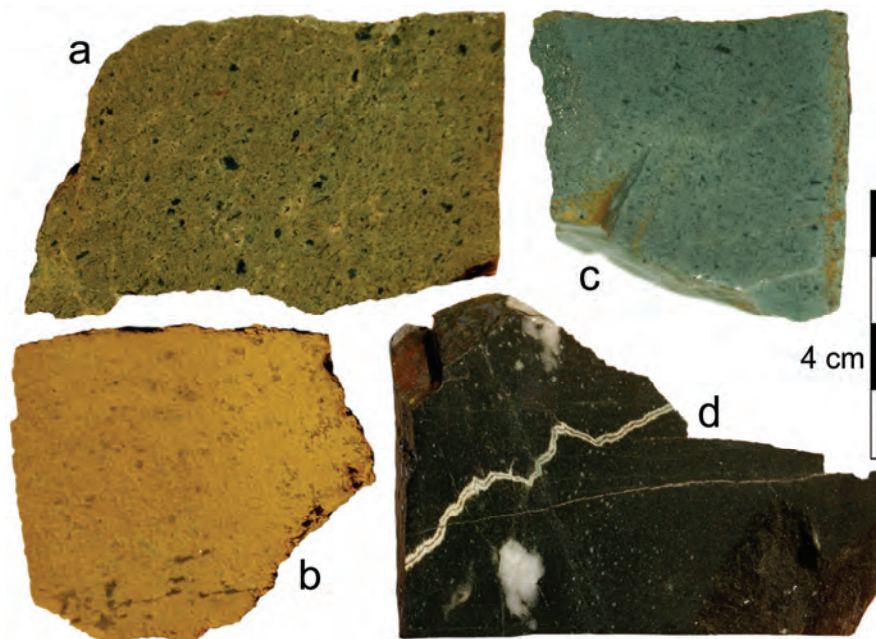
W strefie okwarcowanej wyróżniono **skałę kwarcowo-skaleniową** (odpowiednik skał kwarcowych, smugowanych u Szałamachy i Szałamachy 1966). Charakteryzuje się ona zmiennym udziałem kwarcu (we względnej równowadze ze skaleniem lub wyraźnie dominującego) oraz reliktowo zachowaną teksturą gnejsową, zazwyczaj wyrażoną jedynie delikatnymi, rzadkimi warstewkami skaleniowymi. Na ociosach wyrobisk tekstura ta jest często wyraźnie widoczna na powierzchniach oddzielności równoległych do granic strefy dyslokacyjnej. Natomiast obserwowane na powierzchniach poprzecznych nagromadzenia kwarcu często mają pokrój prętowy (ryc. 31b). W skałe tej właściwie nie notuje się występowania łyszczyków. **Kwarc żyłowy** występuje przeważnie w wewnętrznej części strefy okwarcowanej, mniejsze jego soczewy usytuowane są przy granicy z gnejsami (ryc. 30). Ma on zazwyczaj barwę białą z nielicznymi żółtymi smugami, jest jednorodnym nagromadzeniem ziaren kwarcu o rozmiarach około 0,5–1 mm (ryc. 31c).



Ryc. 31. Podstawowe odmiany skalne wyróżnione w sztolni S II nad Rozdrożem Izerskim: a – gnejs słojsowy, b – skała kwarcowo-skaleniowa, c – kwarc żyłowy, d – łupek łyszczykowy, shornfelsowany

Nie opisywanymi w literaturze skałami występującymi w obrębie strefy dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego w sztolni S II są **lamprofiry**. Natrafiono na osiem ich żyło-

wych wystąpień, różniących się orientacją, cechami petrograficznymi oraz stopniem zwiertzenia. Pierwsza z odmian, dominująca, to skała o strukturze porfirowej i kierunkowej – fluidalnej teksturze, wyrażonej ułożeniem wydłużonych ciemnych fenokryształów. W próbkach lekko zwiertzałych tło skalne jest barwy zielonej, o różnych odcieniach, zaś w całkowicie zwiertzałych skałach w pobliżu wlotu wyrobiska – intensywnie żółte (ryc. 32a, b). W obrazie mikroskopowym zaznacza się obecność drobnokrystalicznego chlorytu i plagioklazu w tle oraz wyraźnie kierunkowy układ fenokryształów chlorytowych, w większości będących pseudomorfozami po minerale blaszkowym (prawdopodobnie po biotycie), nielicznie występują zwiertzałe fenokryształy plagioklazu. Cechy te pozwalają na zaklasyfikowanie skały jako kersantyt. Druga odmiana makroskopowo zbliżona jest do poprzedniej, jednak analiza mikroskopowa wykazuje, że jest to inny rodzaj lamprofiru. Liczne nagromadzenia chlorytowo–serycytowe są pseudomorfozami po amfibolach (częściowo po biotycie), tło skalne jest w przewadze zbudowane z plagioklazów. Skała jest więc prawdopodobnie silnie zwiertzałym spessartyt (ryc. 32c). Jest ona intensywnie zmineralizowana pirytem. Ostatnia z wyróżnionych odmian lamprofiru to skała o niemal czarnej barwie, makroskopowo afanitowa



Ryc. 32. Lamprofiry ze sztolni nad Rozdrożem Izerskim: kersantyt a – niezwiertzały, b – bardzo silnie zwiertzały, c – spessartyt, d – minetta

i wykazująca bezładną teksturę (ryc. 32d). Pod mikroskopem zauważa się jednak wyraźnie kierunkowy układ blaszek ciemnej miki w jej drobnoziarnistym, „kaszowatym” tle, można ją zaklasyfikować jako minettę. W skale występują ksenolity kwarcu o wielkości 2–10 mm, w różnym stopniu termicznie nadtrawione przez stop maficzny oraz drobne (0,5–1,0 mm), w większości sferoidalne agregaty kwarcowo-skaleniowe, które są prawdopodobnie silnie zasymilowanymi ksenolitami. Ponadto obserwuje się dużą ilość wydłużonych ziaren minerałów nieprzezroczystych występujących w rozproszaniu, tworzących szlirowate nagromadzenie o falistym przebiegu lub gromadzących się w obrębie żyłek minerałów krzemianowych przecinających skałę.

W głębszej części sztolni występują nieliczne, cienkie (około 3-centymetrowej grubości), ale wyraźnie zaznaczające się na ociosach żyłki **pegmatytowe**. Są to skały o strukturze średniokrystalicznej, zbudowane głównie z ziaren skaleni oraz kwarcu, o rozmiarach 1,5–10 mm. W niewielkiej ilości występują łuszczyki, często koncentrujące się wzdłuż granic żył.

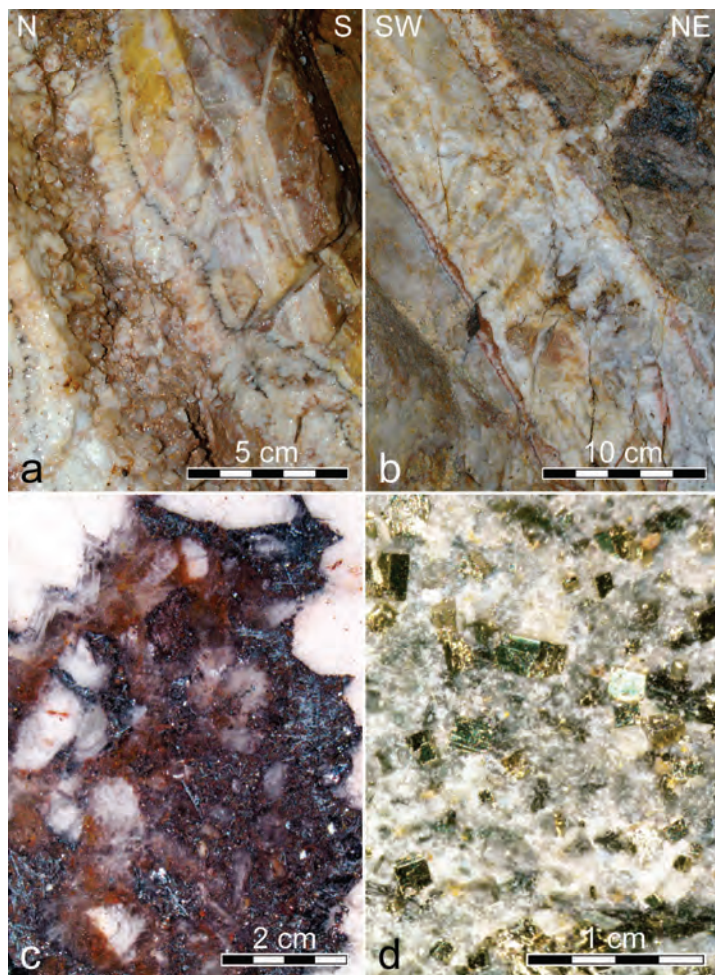
W sztolni obserwować można różnorodne przejawy **późnej mineralizacji kwarcowej**, występującej w obrębie głównej masy szarego, dominującego kwarcu. Są to kontrastowe żyłki kwarcu mlecznego o niewyraźnie zaznaczonych granicach i zróżnicowanym przebiegu. Ponadto obserwowane są różnej miąższości i różnie zorientowane żyłki o granicach ostrych, w wielu przypadkach wielogeneracyjne, zawierające drobne druzdy kwarcu mlecznego i kryształu górskiego (ryc. 33a), a także tektoniczne brekcje gnejsowe i kwarcowe spojone kwarcem (ryc. 33b).

Spośród minerałów rudnych w obrębie kwarcu żyłowego odnotowano hematyt w postaci błyszczu żelaza, narosły na powierzchni kryształów wypełniających drobne druzdy (ryc. 33c). Charakter mineralizacji został potwierdzony analizą rentgenograficzną, na dyfraktogramie identyfikowany na podstawie dziesięciu wyraźnych refleksów (Zagożdżon i Zagożdżon, 2009d). Hematyt występuje też jako pigment niektórych brekcji oraz tworzy cienkie, drobnokrystaliczne warstewki w obrębie szczotek kwarcowych.

W najgłębiej położonej żyłce lamprofirowej (spessartyt; ryc. 30) występują znaczne ilości dobrze wykształconego pirytu. W masie skalnej jego kryształy są drobniejsze (0,03–0,18 mm) i względnie rzadko rozmieszczone. W postaci kryształów o większych, stałych rozmiarach (około 0,25 mm) minerał ten koncentruje się wzdłuż niektórych kierunków spękań (ryc. 33d).

Obserwacje terenowe oraz analiza ukazanej mapy geologicznej (ryc. 30) pozwalają na przedstawienie pewnych wniosków **strukturalnych**. Obserwowane tu wydzielienia litologiczne wykazują dość stałą orientację – wartość azymutu upadu foliacji i powierzchni kontaktowych mieści się zazwyczaj w przedziale 100–120°, a jego kąt upadu

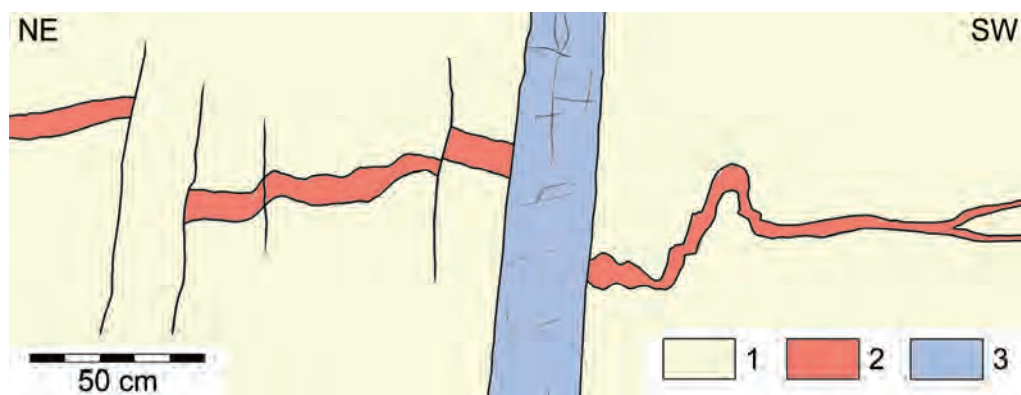
zazwyczaj oscyluje wokół $50\text{--}55^\circ$, co odpowiada sytuacji ukazanej przez Szałamachę i Szałamachę (1968) oraz Szepietowską (1984). Szerokość strefy dyslokacyjnej – zawartej pomiędzy gnejsami na NW, a łupkami shornfelsowanymi na SE, wynosi zaledwie około 50 m. Skupienia czystego kwarcu, o szerokości 2–17 m, mają postać wydłużonych soczew, otoczonych skałą kwarcowo-skalieniową, o bardzo zmiennych proporcjach obu tych składników mineralnych. Długość soczew oszacować można na około 200 m.



Ryc. 33. Wybrane przejawy mineralizacji w sztolni S II: a – żyła kwarcowa z zaznaczonymi wieloma etapami krystalizacji, miejscami kryształy automorficzne, b – brekcja tektoniczna – fragmenty szarego kwarcu żyłowego spojęne młodszym kwarcem mlecznym, c – hematyt w druzie kwarcowej, d – skupienie automorficznych kryształów pirytu na powierzchni oddzielności spękania spessartytu

Świadectwem złożoności procesów formujących strefę dyslokacyjną Rozdroża Izerskiego są wspomniane przejawy późniejszej, żyłowej mineralizacji kwarcowej. Była ona wieloetapowa i długotrwała, i może stanowić temat odrębnego opracowania. Najstarszymi są powszechnie występujące zespoły żył o nieostrych granicach, wypełnionych jednorodnym masywnym kwarcem mlecznym. Wspólnie z główną masą kwarcu żyłowego, wypełniającego strefę dyslokacyjną Izerskich Garbów przecinane są one wszystkimi innymi żyłami kwarcowymi np. zawierającymi szczotki kryształów automorficznych, a także brekcjami spajanymi kwarcem, utworzonymi w zupełnie odmiennych warunkach fizycznych. Najmłodsze żyły kwarcowe tną też (zazwyczaj zgodnie) niektóre wystąpienia lamprofirów i częściowo wypełniają różnokierunkowe strefy uskoku.

Drobne żyłki pegmatytowe wykazują bardzo zmienną orientację. Jej pomierzone wartości wynoszą 140/80, 48/40, a w końcowej części sztolni, w pobliżu niewielkiej żyły lamprofirowej, zmienia się ona gwałtownie od horyzontalnej do wykazującej orientację 130/30. Widoczny na tym stanowisku zespół drobnych struktur tektonicznych okazuje się interesującą, wyraźnie czytelną ilustracją zjawisk związanych z mechanicznym oddziaływaniem intruzji magmowej (lamprofirowej) na otaczające skały. Na przestrzeni około 2 m obserwuje się deformacje żyły pegmatytowej o różnym charakterze (kruche i plastyczne, ruchy przesuwcze i poprzeczne skracanie), amplitudzie i zwrocie (ryc. 34).



Ryc. 34. Szkic deformacji żyłki pegmatytowej w sąsiedztwie dajki spessartytu, ilustrujących charakter naprężeń powstających podczas intruzji lamprofiru (końcowa część sztolni nr 2): 1 – kwarc żyłowy, 2 – pegmatyt, 3 – spessartyt

Żyły lamprofirowe są pozostałością kolejnej fazy procesów tektoniczno-magmowych. W zdecydowanej większości wykazują one bieg NW–SE do WNW–ESE i strome upa-

dy zarówno ku NE, jaki i SW, są więc zorientowane poprzecznie do strefy dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego. Ich miąższość zmienia się w zakresie 0,2–2,0 m. W sposób niepewny określono orientację żyły lamprofirowej w najdłuższym z chodników biegnących ku NW. Jest ona przypuszczalnie ścięta i zdeformowana przy uskoku (ryc. 30). Ten system żył buduje prawdopodobnie w przewodze kersantyt, a podrzędnie spessartyt, przy czym trzy dajki widoczne w odległości do 15 m od wlotu sztolni wykazują objawy bardzo silnego zwietrzenia. Trzecia odmiana litologiczna tworzy zaledwie dwie, cienkie żyły (o miąższości około 10–20 cm). Na mapie ukazano je schematycznie, jako ciało o biegu zbliżonym do południkowego i upadzie około 50° ku wschodowi (ryc. 30). Warto zwrócić uwagę na fakt całkowicie odmiennej orientacji większości żył zauważonych w sztolni S II, w stosunku do wystąpienia zaznaczonego na mapie Szałamachów (1968). Jedynie bieg dwóch ostatnich jest zgodny z orientacją lamprofiru widocznego na tej mapie.

W sztolni S II występuje szereg różnoskalowych struktur dysjunktywnych. Największa z nich, przecinająca główne wyrobisko w odległości około 90 m od wlotu, to niemal pionowa strefa uskokowa o miąższości około 2 m i biegu NW–SE, a więc poprzeczna do biegu żyły kwarcu. Charakter przemieszczenia jej skrzydeł nie jest oczywisty, może to być zrzutowy uskok normalny, zrzucający skrzydło północne. Dyslokacja ta azymutem biegu i skalą odpowiada strukturom przedstawionym na arkuszu szczegółowej mapy geologicznej (Szałamacha i Szałamacha, 1968) i w dokumentacji geologicznej złoża (Szepietowska, 1984). Niezgodne z obrazem prezentowanym w tych opracowaniach jest jednak jej położenie. Zgodnie z bardziej precyzyjną mapą Szepietowskiej górotwór jest przecięty dużym uskokiem tuż przed pierwszym skrzyżowaniem sztolni i chodników. Struktury takiej nie zauważono jednak na ociosach, być może należy ją korelować z żyłami lamprofirów na początkowym odcinku sztolni. Nie jest jednak możliwe stwierdzenie, czy w tym miejscu nastąpiły przesunięcia.

W centralnej części zespołu wyrobisk występuje kilka mniejszych, ale wyraźnie widocznych uskoków, o różnej orientacji i wykształceniu. Na pewnych odcinkach stanowią one granice wydzieleni litologicznych, miejscami następują wzdłuż nich dość intensywne wykroplenia wody.

Zagadnienia dotyczące działalności górniczej

W rejonie Izerskich Garbów kwarc stanowił przedmiot zainteresowania prawdopodobnie od XIII w., jako surowiec do produkcji szkła, poszukiwano tu także złota (Staffa, 1989; Firszt, 2002). Żyła kwarcowa Izerskich Garbów, w rejonie podszczytowym

była eksploatowana odkrywkowo w bliżej nieokreślonym czasie. Morawiecki (1954) podaje za Bergiem (1926 *vide* Morawiecki, 1954), że surowiec pozyskiwano z niej dla potrzeb lokalnego szklarstwa „od niepamiętnych czasów”. Pozostałością tej działalności były trzy małe kamieniołomy wspomniane przez Morawieckiego i określone jako od dawna nie użytkowane. Są one przedstawione na arkuszach *Meßtischblatt* (oznaczone jako *Quarz St. Br.*) wydawanych w latach 1885–1942 (*Topographische Karte Blatt Flinsberg*, 1885–1906; *Topographische Karte Blatt Bad Flinsberg*, 1935–1942). Późniejsza działalność kopalni „Stanisław” spowodowała ich zniszczenie.

W wyniku przeprowadzenia prac badawczych (od 1953 r.) i udokumentowania złoża, w roku 1958 rozpoczęto eksploatację żyły kwarcowej pod szczytem Izerskich Garbów. Na początku lat 60. XX w. przeprowadzono dodatkowe prace dokumentacyjne z wykorzystaniem górniczego rozpoznania powierzchniowego (szurfy, szybiki) oraz podziemnego, w którego wyniku wydrążono sztolnię S I, położoną na rzędnej 1021,94 m n.p.m. (później zniszczoną eksploatacją odkrywkową) oraz sztolnię S II (854 m n.p.m.). Te wyrobiska badawcze początkowo przewidywano także do prowadzenia eksploatacji kwarcu w okresie zimowym, gdy warunki atmosferyczne uniemożliwiały działalność odkrywki, położonej na wysokości ponad 1000 m n.p.m. (Borkowski, 1959; Szepietowska, 1984). Działalność w mniejszym kamieniołomie na północnym stoku Izerskich Garbów prawdopodobnie rozpoczęto na początku lat 70. XX wieku (został określony jako „uruchomiony niedawno” przez Koziara, 1973), zaś w latach 80. był już zarzucony (Szepietowska, 1984). Wydobywanie w kopalni „Stanisław” na Izerskich Garbach rosło do roku 1997, później stopniowo je redukowano. Wstrzymanie produkcji nastąpiło w 2005 r., a w złożu pozostawiono około 1,35 mln. t zasobów kwarcu (Gientka i in., 2007).

Opisywana sztolnia S II jest więc bardzo młodym reliktem górnictwa. Jej drążenie rozpoczęto pod koniec roku 1960, do grudnia wykonując około 25% prac. Pozostałe roboty zakończono do 11 listopada 1961 r. (Szepietowska, 1984, por. Zagożdżon i Zagożdżon, 1999). Wyrobisko cechuje wyjątkowo duży przekrój poprzeczny, jej szerokość wynosi około 3,8 m, a wysokość 2,65–2,85 m.

W sztolni znajdują się duże ilości porzuconych elementów wyposażenia górniczego. Są to przede wszystkim liczne betonity zalegające na spągu, ponadto resztki strzałowych przewodów elektrycznych, kilkanaście metalowych lutni, stalowa rura odwadniająca, a nawet, zachowany w końcowej części sztolni odcinek szyn i zwrotnica. Miejscami na spągu widoczne są resztki drewnianej obudowy zabezpieczającej, a w dwóch strefach, gdzie górotwór jest bardzo niestabilny – stalowe stojaki. Na ociosach prawie nie notuje się pozostałości wierceń strzałowych, co jest konsekwencją prowadzenia wyrobisk w specyficznych skałach – wysokokwarcowych, a więc kruchych i silnie spękanych.

Poznawcze znaczenie badanych wyrobisk

Biorąc pod uwagę postępującą degradację odsłonięć w obu nieczynnych kamieniołomach założonych w żyłę kwarcowej Izerskich Garbów, sztolnia S II pozostaje wysokiej jakości stanowiskiem udostępniającym do różnokierunkowych badań fragment tej wyjątkowej w Sudetach struktury. W szeregu chodników dobrze widoczny jest pełny profil poprzeczny – od niżejległych gnejsów do hornfelsów pasma łupkowego Szklarskiej Poręby. Na odcinku około 200 m strukturę można też śledzić wzdłuż jej biegu. Skały w większości są niezwietrzałe, a poza wydzieleniami strefy dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego występuje tu szereg odmian lamprofirów i pegmatyty. Mineralizacja rudna nie jest intensywna, ale różnorodna. Dobrze wykształcone są znamiona wieloetapowych deformacji, w tym tektonity związane z dyslokacjami różnej rangi i wieku. Sztolnia S II nad Rozdrożem Izerskim wydaje się obiektem wartym głębokiego i różnokierunkowego rozpoznania geologicznego.



Ryc. 35. Workowata struktura organiczna ze sztolni S II nad Rozdrożem Izerskim (szerokość obiektu około 1 cm)

Obiekt jest godny badawczego zainteresowania również jako środowisko życia, jak dotąd systematycznie rozpoznane tylko w zakresie mikromykologicznym. Na początkowych metrach licznie występują owady, w części środkowej obserwowano nietopierze, a miejscami na zalegających w wodzie, rozkładających się elementach drewnianej obudowy, bujnie rozwijają się ryzomorfy, penetrujące szczelinami górotwór do wysokości około 1,5 m. Na starych belkach niekiedy obserwuje się też dobrze wykształcone grzyby kapeluszowe. Znalaziskiem nie odnotowanym w żadnym innym obiekcie były

niewielkie workowate struktury organiczne (ryc. 35), o nieokreślonym na razie pochodzeniu. Były one zawieszone na ociosach w pobliżu wlotu sztolni, jednak wyłącznie na podłożu zwietrzałych lamprofirów.

4.2. Masyw Gór Sowich

Masyw Gór Sowich (inaczej: blok gnejsowy, kra gnejsowa Gór Sowich, kompleks sowiogórski) przed długi okres był uznawany za „najgłębszą jednostkę struktury tektonicznej SW Polski” (Oberc, 1972), którą traktowano jako strukturalną oś („masę oporową”) Sudetów i przypisywano wiek proterozoiczny, a nawet archaiczny.

Pod względem litologicznym krystaliczne piętro masywu Gór Sowich ma bardzo jednorodną budowę. Zdecydowanie dominują w nim gnejsy i migmatyty (około 95% według Żelaźniewicza, 1987), ponadto występują granulity i metabazyty oraz bardzo niewielkie ilości metamorficznych skał węglanowych i wapienno-krzemianowych.

Szczegółowy opis sowiogórskich skał krystalicznych przedstawił Kryza (1981). Wśród gnejsów wydzielił on przede wszystkim teksturalne odmiany łusczkowe, smużyste i słojoye, a ponadto, rzadziej występujące masywne – bardzo drobnoziarniste, oczkowe, grubosoczewkowe oraz guzkowe. Żelaźniewicz (1987) typologię tą uzupełnił o odmianę laminowanych gnejsów łusczkowych i gruboziarnistych gnejsów warstwowych. Wśród migmatytów Kryza (1981) wydzielił natomiast dwie główne odmiany – flebitową i homofaniczną z pięcioma pododmianami oraz szereg innych odmian, występujących bardzo rzadko. Autor ten przedstawił też szczegółowy opis cech innych skał krystalicznych występujących w obrębie masywu sowiogórskiego – metamorficznych oraz magmowych – reomorficznych.

Najstarszą fazą geologicznej ewolucji rejonu sowiogórskiego był etap sedimentacji, w którym, w zróżnicowanym pod względem facjalnym zbiorniku osadowym gromadziły się mułowce i piaskowce (waki skalenioawe, szarogłazy) z wkładkami margli i zasadowych skał wulkanogenicznych (por. Kryza, 1981; Żelaźniewicz, 1987). Był to prawdopodobnie osad typu fliszowego, a jego wiek określany jest na neoproterozoik (późny ryfej) – środkowy kambr (czyli około 1000–520 Ma; Gunia, 1985; Żelaźniewicz, 1987; Żelaźniewicz i Aleksandrowski, 2008). Protolit przeszedł wieloetapową ewolucję tektono-metamorficzną (pięć zasadniczych faz), w wyniku której, w okresie około 384–370 Ma (Żelaźniewicz, 2003), a więc u schyłku dewonu, powstał zróżnicowany kompleks gnejsowo-migmatyczny z udziałem granulitów i metabazytów (Cwojdzński i Żelaźniewicz, 1995). Gnejsy i migmatyty sowiogórskie utworzyły się w warunkach metamorfizmu

nisko- i średniociśnieniowego, zaś podrzędnie występujące granulity i metabazyty są rezultatem metamorfizmu wysokociśnieniowego (por. Żelaźniewicz, 2003). Miejscami procesy te posunęły się aż do granicy ultrametamorfizmu i anateksis, a tworzące się granitowe magmy reomorficzne przemieszczały się ku górze, tworząc w obrębie gnejsów żyły granitowe (Żelaźniewicz, 1987), o wieku około 380 Ma (Marheine i in., 2002).

W obrębie masywu Gór Sowich badano rozległy obiekt Osówka koło Głuszycy oraz kopalnię *Amalie* w Srebrnej Górze, udostępniającą strefę silnie stektonizowanego południowego krańca tej jednostki geologicznej.

4.2.1. Obiekt Osówka – zespół żył granitów reomorficznych w gnejsach sowiogórskich

Rozległy obiekt podziemny, będący kolejnym stanowiskiem badawczym funkcjonuje dziś pod nazwą Osówka („Podziemne miasto Osówka”), jest on zlokalizowany w połowie odległości pomiędzy Rzeczką a Głuszcą Górną, na południowym stoku góry Osówka (715,7 m n.p.m.). Obiekt ten był wcześniej szczegółowo rozpoznany i omówiony pod względem geologicznym (Sienicka, 2009; Sienicka i Zagożdżon, 2010). Tu skoncentrowano się na zagadnieniu żyłowych wystąpień wtórnych, reomorficznych granitów, które na tym stanowisku wykształcone są w sposób unikatowy.

Na obszarze Gór Sowich w wielu miejscach prowadzona była działalność górnicza. Eksploatowano przede wszystkim rudy Ag (galenę srebronośną) i polimetaliczne, a później (w tych samych wyrobiskach) baryt, tworzący zasadniczą masę żył mineralnych. Relikty takich robót znane są m.in. ze Srebrnej Góry (por. rozdz. 4.2.2), okolic Bystrzycy Górnej (Madziarz, 2008; 2009b; Stysz i Mączka, 2010), czy Przełęczy Walimskiej (sztolnia Silberloch). Znacznie lepiej rozpoznawanymi obiektami podziemnymi na tym obszarze są jednak pozostałości rozległego, hitlerowskiego, nieukończonego kompleksu. Osówka jest jednym z jego największych elementów, położonym na północ od wsi Sierpnica, koło Głuszycy Górnej.

Od roku 1943 na obszarze Gór Sowich prowadzone były intensywne roboty przy realizacji wojskowego projektu o kryptonimie „Riese” (niem. olbrzym). Jego lokalizacja na tym obszarze była konsekwencją kilku kluczowych czynników, takich jak korzystne położenie na dalekim zapleczu frontów II wojny światowej, obecność wykwalifikowanej siły roboczej w regionie i rozwiniętej sieci kolejowej w sąsiedztwie masywu górskiego oraz korzystnej budowy geologicznej (wytrzymały i stabilny górotwór). *Oberbauleitung* „Riese” obejmował budowę 6 (znanych) obiektów na terenie Gór Sowich

i pod Zamkiem Książ. Nadzór nad budową sprawowała początkowo *Schlesische Industriegemeinschaft AG*, a później specjalistyczna Organizacja Todt. Szybkie postępy Armii Czerwonej na froncie wschodnim spowodowały zatrzymanie prac, a obiekty kompleksu „Riese” zostały porzucone i częściowo zamaskowane (Cera, 1998; Kruszyński, 1998; Aniszewski, 2006; por. Sienicka i Zagożdżon, 2010). Według danych archiwalnych w ramach projektu Riese wydrążono ponad 200 tys. m³ wyrobisk, z czego jednak obecnie znane jest niecałe 100 tys. m³ (Kruszyński, 1998). Zagadnienia związane z techniką prowadzenia robót górniczych oraz organizacją prac przedstawił Kosmaty (2006).

Obiekt Osówka (*Säuferrhöhen*) obejmuje około 1700 m.b. wyrobisk o różnym charakterze, mających łącznie kubaturę około 26000 m³ (Kruszyński, 1998). Pozwoliło to na zorganizowanie kilkusetmetrowej trasy turystycznej. Jest on udostępniony dwiema sztolniami, a jego zasadnicza część składa się z ortogonalnie rozmieszczonych komór (hal) i przecinek. Wyrobiska te mają bardzo duże rozmiary – szerokość 2,5–9 m, wysokość sięgającą 8 m i długość do 150 m.

Szczegółowe prace terenowe pozwoliły na przedstawienie precyzyjnej mapy geologicznej Osówki oraz omówienie budowy górotworu (Sienicka, 2008; Sienicka i Zagożdżon, 2010). Obiekt ten, ze względu na jego formę – duże rozmiary i regularny układ wyrobisk – można było wykorzystać jako ciekawy geologiczny poligon badawczy (Sienicka, 2012; Zagożdżon, 2016; Zagożdżon i Zagożdżon, 2013). Ostatnio przeprowadzono tu też rozpoznanie mikromykologiczne, porównując stwierdzony tu skład gatunkowy grzybów mikroskopowych z obiektami jaskiniowymi oraz wskazując na zagrożenie ze strony tych organizmów dla okazów podziemnych ekspozycji (Pusz i in., 2014). Obserwacje omówione poniżej prowadzono w latach 2017–2018.

Budowa geologiczna górotworu Osówki

Pod względem geologicznym obiekt Osówka położony jest na skraju gnejsowego masywu Gór Sowich, około 500 m od jego południowo-zachodniej krawędzi, za którą odsłaniają się westfalskie utwory synklinorium śródsudeckiego. Według mapy Grocholskiego (1962) wyrobiska wykonane zostały w obrębie „gnejsów biotytowych zmigmatyzowanych, częściowo o uziarnieniu granitowym”, a dochodzą do drobno-łuseczkowych gnejsów biotytowo-plagioklazowych, częściowo zmigmatyzowanych (zaliczonych przez tego autora do grupy paragnejsów i migmatytów). W opracowaniu Polańskiego (1955) wydzielono tu wyłącznie paragnejsy i gnejsy migmatyczne – serię monotonną, choć obejmującą kilka odmian różniących się pod względem strukturalnym i teksturalnym. Warto zaznaczyć, że Polański podaje, iż główna część próbek

pobranych na jednym ze szczegółowo analizowanych przez niego obszarów, pochodzi z „dwóch sztolni (...) założonych w NW zboczu dolinki potoku Pijanica (Säufewasser)”. Dziś potok ten nosi nazwę Kłobia, a wspomniane sztolnie to właśnie wyrobiska wlotowe Osówki. Żelaźniewicz (1987) kreśli w tym rejonie naprzemienne strefy występowania gnejsu łusczkowego i aplitowego o biegu NW–SE, a także zespół uskoku o biegu NE–SW (prostopadłych do krawędzi masywu Gór Sowich), nie uwidoczniionych na innych przedstawieniach kartograficznych. Foliacja na mapie Grocholskiego (1962) ma bieg około 300° i zapada stromo ku SW (80°) lub pionowo.

Szczegółowe zdjęcie geologiczne obiektu Osówka (Sienicka, 2009; Sienicka i Zagożdżon, 2010) pozwala na punktowe uszczegółowienie informacji dotyczących budowy górotworu. W wyrobiskach zdecydowanie dominuje szary **gnejs biotytowy**, wykazujący miejscami objawy migmatytyzacji. Jest to skała o strukturze średnioblastycznej, o wielkości ziaren do 2 mm, oraz masywnej, laminowanej teksturze, niekiedy wykazująca oddzielność łupkową. Zawartość minerałów ciemnych oscyluje około 30%, w plagioklazach powszechne są znamiona wietrzenia (Sienicka i Zagożdżon, 2010). W niewielkiej ilości, w postaci wąskich wkładek występuje ciemny, drobnoblastyczny, miejscami afanitowy **gnejs smużysty**, o wielkości ziaren zazwyczaj do 0,5 mm i teksturze masywnej. W jego składzie znaczący, sięgający 40%, udział mają minerały ciemne, przeważnie biotyt. Ponadto podrzędnie obserwuje się gnejs masywny, bardzo drobnoblastyczny, miejscami afanitowy oraz rozsypki. Stwierdzono również występowanie tektonicznie strzaskanego migmatycznego gnejsu biotytowego, występującego w pobliżu większych stref dyslokacyjnych (Sienicka, 2009; Sienicka i Zagożdżon, 2010).

Foliacja gnejsów oraz powierzchnie kontaktowe wymienionych wydzieli litologicznych wykazują zbliżone azymuty biegu – $116\text{--}145^\circ$ (w większości $120\text{--}132^\circ$), ale azymuty upadu są zmienne, ku NE, ku SE oraz pionowe, co potwierdza ogólny obraz przedstawiony przez Grocholskiego (1962) i Żelaźniewicza (1987). Jednak dokładniejsza analiza sytuacji strukturalnej w obiekcie Osówka wykazuje strefowość występowania różnych kierunków upadu foliacji. Wydaje się, że zespół gnejsowy może tu być zdeformowany do postaci stojących, w większości wąskopromiennych fałdów, co nawiązywałoby do strukturalnego obrazu masywu Gór Sowich, przedstawionego przez Żelaźniewicza (1987).

Granity reomorficzne

Zjawiskiem budzącym większe zainteresowanie w Osówce mogą być zespoły żyłowych wystąpień skał o cechach granitów. Zdaniem Żelaźniewicza (1987) te tzw. granity

sowiogórskie powstały w wyniku procesów o zasięgu lokalnym, związanych z dyferencjacją metamorficzną, a nie częściowego nadtapiania. Ich geneza jest więc reomorficzna, a nie magmowa. Taka, szeroko znana w literaturze żyła, określana jako dajka, przedstawiana nawet jako jedna z największych atrakcji geologicznych Dolnego Śląska (Słomka i in. 2006), znajduje się u wejścia do innego, również udostępnionego turystycznie obiektu kompleksu Riese – „Rzeczki” („Muzeum Sztolni Walimskich”) w Walimiu. Pobrany z niej materiał skalny datowano radiometrycznie, otrzymując wiek około 380 Ma (Marheine i in., 2002), odpowiadający okresowi metamorfozy protolitu gnejsów sowiogórskich, określonego na około 384–370 Ma (por. Żelaźniewicz, 2003). Stanowisko to uznać można za podręcznikowy przykład żyły ze względu na dobre jej wykształcenie, stałą orientację oraz dostępność.

W Osówce podobne żyły występują tymczasem masowo. Są to głównie sille granitów reomorficznych tworzące roje, wykazujące wyraźne zróżnicowanie petrograficzne i różny stopień tektonicznego zaangażowania. Największe ich skupienia znajdują się w pobliżu wlotów obu sztolni, a także w północno-wschodniej części kompleksu (Sienicka i Zagożdżon, 2010). Łącznie wskazać można około 50 żył, o zróżnicowanych formach. Obiekt w Osówce traktować więc należy jako bez porównania lepszy poligon badawczy niż odosobniona żyła w Walimiu.

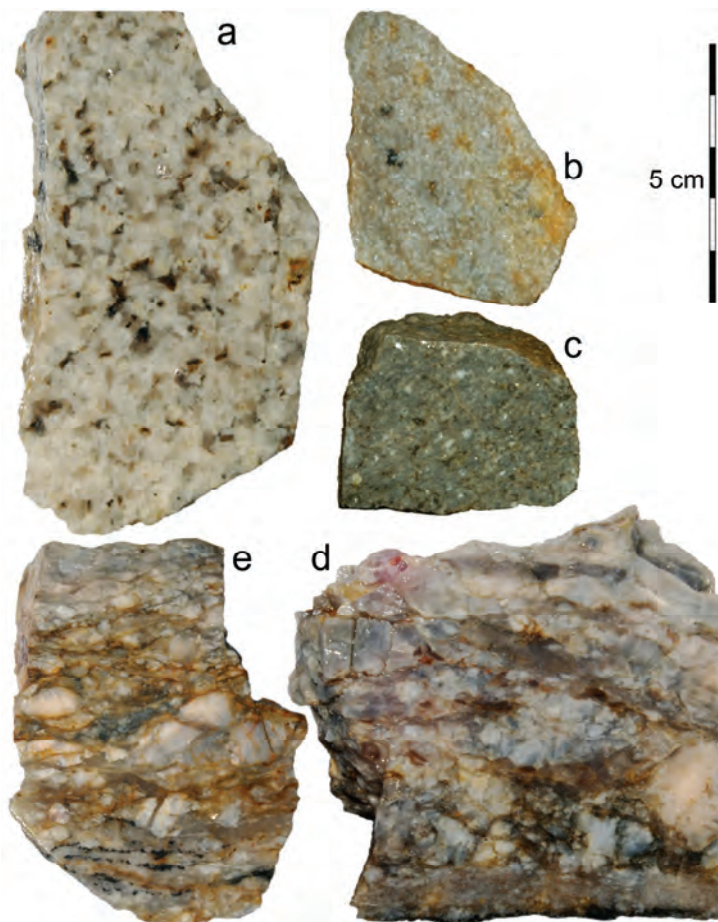
Skały tworzące sille są najczęściej określane ogólnie jako granity reomorficzne, ale ich szczegółową charakterystykę znajdujemy u Żelaźniewicza (1987), który opisał je jako nierównoblastyczne, o składzie granodiorytu, wykazujące objawy kataklazy. Sienicka (2009) oraz Sienicka i Zagożdżon (2010) wskazali wśród nich trzy odmiany strukturalne różniące się przede wszystkim rozmiarami ziaren mineralnych. Są to granity gruboblastyczne (z ziarnami o wielkości sięgającej 7–10 mm; ryc. 36a), średnio- (1–7 mm) i drobnoblastyczne – aplitowe (ziarna do 2 mm; ryc. 36b, c). W obrębie wystąpień odmiany gruboblastycznej spotyka się miejscami gniazda pegmatytów z dużymi blaszkami muskowitu i makroskopowo dostrzegalnymi skupieniami granatów (por. Sienicka i Zagożdżon, 2010).

W przypadku tzw. reomorficznych granitów Osówki warto jednak zwrócić uwagę na kilka dodatkowych faktów. Wśród tych skał żyłowych, obok odmian o cechach budowy charakterystycznych dla granitów (ziarnista struktura, w przewodzie bezkierunkowa tekstura) wyróżnić można też skały o budowie kierunkowej, wykazujące wyraźne przejawy intensywnej kataklazy (ryc. 36d, e).

Wśród skał **drobnoblastycznych** wyróżniono dwie odmiany. Obok zbliżonej do leukokratycznego granitu aplitowego, występuje też podrzędnie odmiana ciemna, znajdująca się w wyjątkowej pozycji strukturalnej. Skały te, w obrazie mikroskopowym

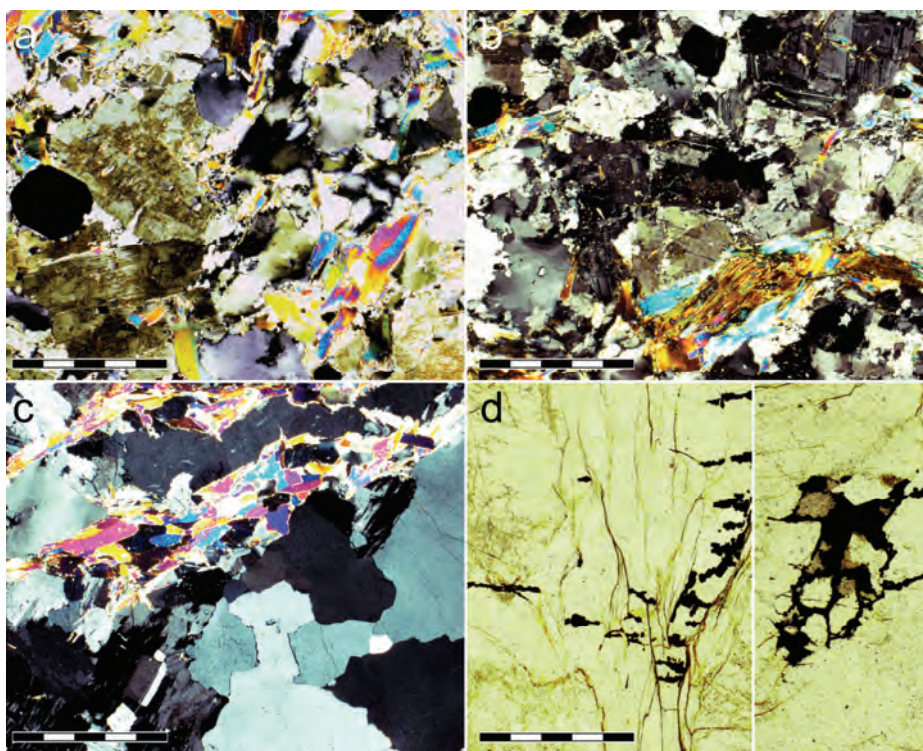
wykazują strukturę drobno- i nierównoblastyczną, składają się z ziaren o rozmiarach w zakresie 0,05–1,2 mm (ryc. 37a, b). Odmianę ciemną cechuje obecność biotyту, a także znaczna ilość minerałów nieprzezroczystych wypełniających interstycja pomiędzy blastami minerałów skałotwórczych oraz tworzących drobne żyłki. Wyraźnie większa jest tu zawartość granatów.

Skały **średnioblastyczne** wykazują budowę dwudzielną. Można w nich wskazać obszary o teksturze niemal bezładnej, składające się z dużych ziaren skaleni i kwarcu o rozmiarach od około 0,2 mm do ponad 15 mm oraz mniejszych blaszek muskowitu.



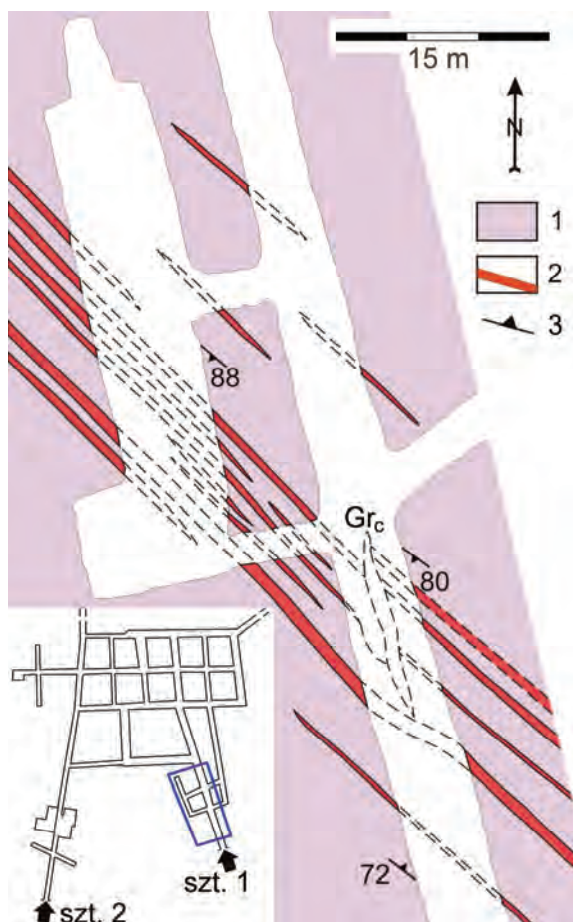
Ryc. 36. Główne odmiany litologiczne skał żyłowych występujących w Osówce; granity:
a – gruboblastyczny, b, c – drobnoblastyczne – odmiana jasna i ciemna,
d, e – skały o strukturach kataklastycznych

Pomiędzy nimi wyraźnie zaznaczają się wąskie strefy kataklastyczne, o wyraźnej kierunkowości, w większości zbudowane z kwarcu i blaszek muskowitu o rozmiarach 0,2–0,4 mm (ryc. 37c). Skały te są wyraźnie uboższe w granaty, natomiast w pewnych strefach występują w nich nagromadzenia turmalinu. W dość znacznych ilościach obserwuje się także różnorodne skupienia minerałów nieprzezroczystych. Tworzą one różnej wielkości wypełnienia interstycjów, a także żyłki koncentrujące się w strefach skataklazowanych. Najdrobniejsze z nich są równoległe do przebiegu tych stref i częste w skupieniach muskowitowych – pomiędzy blastami oraz w drobnych szczelinach z łupliwości. Inne, bardziej miększe żyłki i wydłużone zespoły wprysnięć są prostopadłe do stref kataklazy, wypełniając zluźnienia powstałe w trakcie późniejszych naprężeń. Niekiedy obserwuje się niewielkie gniazda mikrobrecji spojonych minerałami nieprzezroczystymi (ryc. 37d).



Ryc. 37. Budowa granitów reomorficznych Osówki w obrazie mikroskopowym; skały drobnoblastyczne: a – jasna, b – ciemna, c – skała średnioblastyczna z wyraźną kierunkową teksturą kataklastyczną, d – wystąpienia minerałów nieprzezroczystych w skałe średnioblastycznej – różnie zorientowane żyłki, wprysnięcia, spoiwo mikrobrecji; a–c – nikole skrzyżowane, d – nikole równoległe, skala – 1 mm

Skały żyłowe w obiekcie Osówka występują w bardzo **zróznicowanych formach**, co było ogólnie opisane przez Sienicką (2009) oraz Sienicką i Zagożdżona (2010). Najczęściej tworzą żyły o stałej lub zmiennej miąższości, ponadto występują jako soczewy i gniazda, niekiedy wykazują znamiona silnych deformacji. Miąższość żył waha się w zakresie od kilku do około 80 cm, długość najmniejszych z nich wynosi około kilku metrów, najdłuższe śledzić można na odcinkach około 130 m. Żyły występują pojedynczo lub w zespołach, zazwyczaj są to struktury zgodne – sille, rzadziej – dajki tnące foliację pod różnymi kątami. Soczewy o wydłużonych formach, zgodne, towarzyszą zespołom silli, w innych przypadkach soczewy o bardziej krępych formach, często niezgodne, występują w odosobnieniu. Najlepiej wykształcony zespół takich ciał występuje w pobliżu wlotu sztolni nr 1 (wschodniej). W jej obrębie oraz w wyrobiskach bocznych (niewykończona hala – wartownia, por. Sienicka i Zagożdżon, 2010; ryc. 38)



Ryc. 38. Geologiczny szkic wystąpienia żył granitów reomorficznych w pobliżu wlotu sztolni nr 1 obiektu Osówka; 1 – gnejs biotytowy, miejscami migmatyczny, 2 – sille granitów reomorficznych, Gr_c – dajka lub soczewa ciemnego granitu drobnoblastycznego (w stropie); wskazano położenie badanej strefy na planie obiektu

możliwe jest ciągle śledzenie poszczególnych żył na odcinkach około 30-metrowych, badanie ich wewnętrznego zróżnicowania i stopnia deformacji. W poszczególnych żyłach można tam obserwować zmienność cech petrograficznych w różnych punktach. Próbkę pobraną z jednej z nich opisano jako granit średnioblastyczny (o cechach identycznych jak w próbce na ryc. 36a) oraz kataklazyt (36e). Wydaje się, że w tym przypadku doszło po prostu do częściowej kataklazy granitu. Z sąsiedniej żyły pobrano natomiast próbki ukazane na ryc. 36b i d, a więc drobnoblastyczny leukogranit oraz kataklazyt utworzony ze skały wyraźnie gruboblastycznej.

Skały żyłowe są rezultatem kilku etapów procesów metamorficzno-intruzyjnych, jednak dla przedstawienia szczegółowej ich charakterystyki konieczne jest wykonanie dalszych badań. Co najmniej dwufazowości tych zjawisk dowodzi widoczna na tym samym stanowisku w stropie dajka lub soczewa granitu ciemnego (ryc. 36c, 37b, 38), przecinająca zespół silli, przedstawiona przez Zagożdżonów (2013). O złożoności tych procesów i ich rozciągłości w czasie można też przypuszczać w oparciu o obserwacje odkształceń poszczególnych utworów żyłowych, charakterystycznych zarówno dla warunków duktylnych, jak i kruchych. Niektóre z silli zostały zdeformowane plastycznie, uległy budinażowi (Sienicka i Zagożdżon, 2010 – fot. 4), w innych zaznaczył się wyłącznie wpływ deformacji nieciągłych.

Poznawcze znaczenie obiektu w Osówce

„Podziemne miasto Osówka” to jedna z najlepiej znanych podziemnych atrakcji turystycznych Dolnego Śląska. Dzięki doskonałemu wyeksponowaniu górotworu może też być wykorzystywana jako ciekawe stanowisko geoturystyczne (Sienicka, 2009; Koźma i in., 2011; Grudzińska i Kasza, 2014). Tu zostaje ona jednak przedstawiona przede wszystkim jako doskonały dla celów badawczych i edukacyjnych obiekt odsłaniający złożony zespół granitów reomorficznych.

Wydaje się, że często stosowane wobec wystąpień granitów reomorficznych masywu Gór Sowich określenie „dajki” nie jest odpowiednie, gdyż jak stwierdzono na przykładzie dużej ich próby widocznej w wyrobiskach Osówki, w większości mają one charakter żył zgodnych – silli, a ponadto również soczew. W składzie mineralnym tych skał, poza podawanymi w literaturze skaleniami, kwarcem i łyszczykami, odnotowano miejscami biotyt i granaty, a także dość znaczne ilości minerałów nieprzezroczystych.

Przeprowadzone obserwacje wskazują na istnienie kilku generacji tych skał żyłowych, różniących się cechami petrograficznymi, stopniem zaawansowania procesów kataklastycznych oraz charakterem deformacji. Zróżnicowanie petrograficzne widoczne jest też w poszczególnych żyłach.

4.2.2. Kopalnia *Amalie* w Srebrnej Górze – struktura, okruszczowanie i hydrogeologia złoża w węźle tektonicznym uskoku śródsudeckiego i sudeckiego uskoku brzeżnego

Srebrna Góra to miejscowość powszechnie kojarzona z historyczną działalnością górniczą i najstarszy taki ośrodek w Górach Sowich. Pierwsze dokumenty poświadczające prowadzenie robót górniczych pochodzą z wieku XIV, natomiast najnowsze badania dendrochronologiczne wykazały, że były one wykonywane już na przełomie XII i XIII w. (Stysz i Szychowska-Krąpiec, 2016). Intensywne wydobywanie prowadzono w połowie wieku XVII (Wójcik i Drab, 2016).

Rozpoznaniem geologicznym objęto obiekt położony około 100 m na NE od Przełęczy Srebrnej. W dokumentacjach archeologicznych jest on określany jako stanowisko Srebrna Góra 3 (dokumentacja Wojewódzkiego Urzędu Ochrony Zabytków: AZP 91–25, stan. 9) i wpisany jest do rejestru zabytków. Działalność wydobywcza była w tym miejscu prowadzona prawdopodobnie co najmniej od poł. XVIII w. (Krzyżanowski i Wójcik, 2008b), ale wyrobisko to funkcjonuje w literaturze pod nazwą kopalnia *Amalie*, która działała tu od 1858 r., a przedmiotem eksploatacji były rudy ołowiu (*Historia*, 2015; Stysz i Szychowska-Krąpiec, 2016; Wójcik i Drab, 2016).

W roku 1911 obiekt ten prawdopodobnie był przygotowywany do ruchu turystycznego, a później rozpatrywano możliwość ujęcia wód wypływających z wyrobiska do zasilania lokalnej sieci wodociągowej. Współcześnie, po kilku latach poszukiwań i robót udostępniających, kopalnię otwarto w listopadzie 2015 r. (por. *Historia*, 2015; Krzyżanowski, 2016; Kobyłańska i in., 2016). Tworzy ją zespół niemal ortogonalnie przebiegających wyrobisk poziomych o łącznej długości około 185 m. Jest to sztolnia o azymucie biegu początkowo około 180°, a dalej 205° oraz zespół chodników o kierunku NW–SE, usytuowanych na dwóch poziomach. W kopalni znajdują się też trzy ślepe szybiki (ryc. 39). Kopalnia udostępniona jest przez współcześnie wykonany szybik i 12-metrowy kręty chodnik.

Obiekt ten został rozpoznany pod kątem historyczno-górniczym, archeologicznym i przyrodniczym (por. *Historia*, 2015; Puszczyński i in., 2015; Kobyłańska i in., 2016; Stysz i Szychowska-Krąpiec, 2016; Wójcik i Drab, 2016).

Budowa geologiczna otoczenia kopalni

Kopalnia zlokalizowana jest w strefie wyjątkowo ciekawej pod względem budowy geologicznej. Jest to południowy skraj masywu Gór Sowich (gnejsowej kry sowiogór-

skiej), stanowiący rozległą, zwartą strefę występowania skał metamorfizmu dynamicznego, gdzie spotykają się dwie najważniejsze dyslokacje Sudetów: sudecki uskoki brzeżny i uskoki śródsudecki. Na szczegółowych mapach geologicznych w skali 1:25000 strefa ta ma długość (w kierunku E–W) około 3,5 km i szerokość do 1,5 km. Tworzące ją skały zostały określone jako kataklazyty, brekcje i mylonity gnejsowe (Oberc i in., 1994) lub skataklazowane paragnejsy biotytowo-oligoklazowe (Wójcik, 1956). W opracowaniu Grocholskiego (1961) opisano tu dominujące kataklazyty paragnejsowe i migmatytowe, a w mniejszej ilości kataklazyty granitognejsowe. Natomiast na szkicu geologicznym Żelaźniewicz (1987) przedstawia na tym obszarze gnejsy aplitoidowe, a dopiero dalej na północ – na wysokości Fortu Rogowego – brekcje.

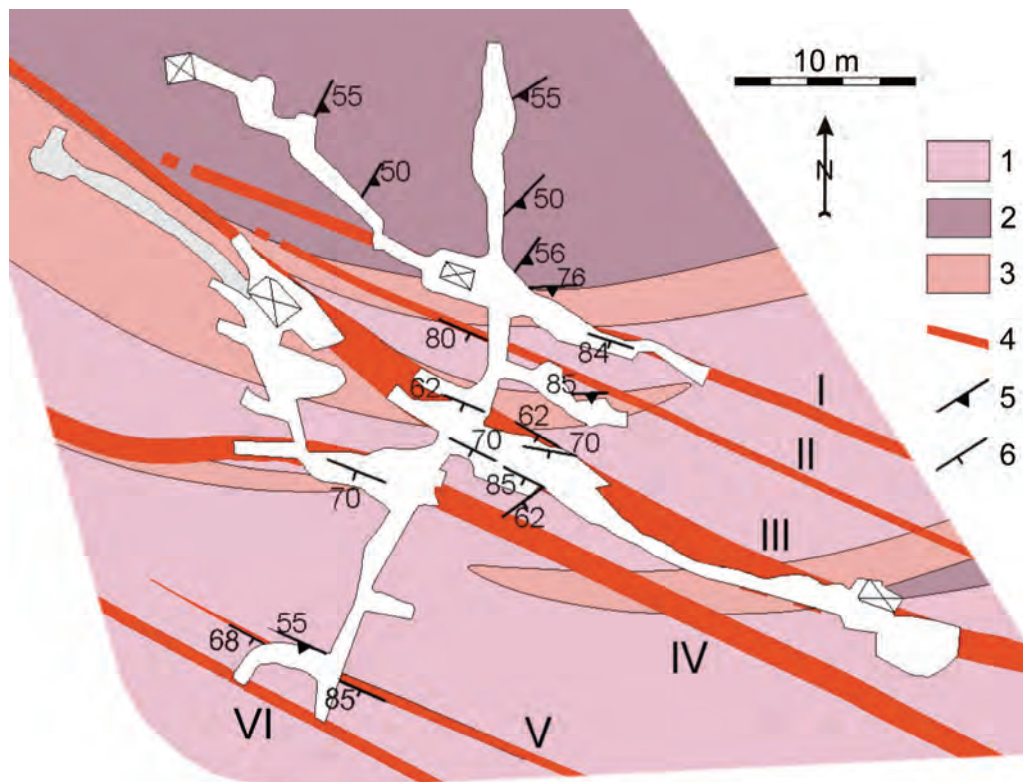
Południowo-zachodnią i południową część brzeżnej strefy gnejsowego masywu Gór Sowich (nazwaną strefą tektoniczną rejonu Srebrnej Góry) Grocholski (1961; 1967) określił jako poligeniczną, utworzoną na skutek nałożonych na siebie procesów tektonicznych, wskazując etap wcześniejszej, regionalnej kataklazy/mylonityzacji gnejsów oraz etap kruchego niszczenia brzegu kry gnejsowej z brekcjowaniem. Pierwszy z etapów zaznacza się w strefach wielokrotnie odnawianych uskokiach o biegu w przybliżeniu zgodnym z krawędzią bloku gnejsowego. Drugi jest prawdopodobnie związany z dyslokacjami prostopadłymi do krawędzi tej jednostki. Na wschód od Przełęczy Srebrnej stwierdzono występowanie mylonitów, a także fragmentów żył aplitowych i mineralizacji barytowej, potwierdzających złożoną, tektoniczną genezę tej strefy (Grocholski, 1961).

Pacholska (1978) stwierdziła tu obecność rozległej strefy brekcji tektonicznych, natomiast Żelaźniewicz (1987), m.in. w odniesieniu do tego rejonu, pisze o tzw. strefach ciągłego ścinania i mylonityzacji, generalnie o biegu WNW–ESE i intensywności deformacji rosnącej w kierunku południowym. Jego zdaniem poślizgi mogły następować wzdłuż powierzchni stromo nachylonych i mieć charakter dekstralny.

Orientacja foliacji (dosł.: „biegów i upadów warstw” – Oberc i in., 1994) w pobliżu badanej sztolni, w obrębie strefy występowania skał o genezie dynamometamorficznej, jest bardzo zmienna. Jej bieg bywa zarówno południkowy, jak i równoleżnikowy, a kąty upadu zmieniają się w zakresie 20–85°. Na mapie Pacholskiej (1978) azymut biegu foliacji w rejonie kopalni *Amalie* wykazuje wartość około 60–80°, a zapada ona ku SE pod kątami 60–75°.

Na południu odsłania się zespół osadowych skał wczesnokarbońskich, przy samym kontakcie reprezentowanych przez ogniwa formacji zlepieńców sowiogórskich, a dalej przez kilkudziesięciometrowej miąższości warstwę formacji bardzkich wapieni detrytycznych oraz miąższy zespół piaskowców i pelitów formacji Srebrnej Góry. Warstwy te zapadają ku południowi pod kątami 30–60° (Oberc i in., 1994).

O występowaniu w rejonie Srebrnej Góry galeny ze śladami srebra w żyłach kwarcowych i barytowych pisał Traube (1888). Fedak i Lindner (1966) opisali w tym rejonie obecność zmineralizowanych srebronośną galeną, chalkopirytem i arsenopirytem hydrotermalnych żył barytowych, kalcytowych, a także pegmatytów. Wójcik i Drab (2016) przedstawili wyniki badań SEM i spektroskopii EDX próbki mineralnej pobranej w kopalni *Amalie*, również wykazujące obecność galeny srebronośnej.



Ryc. 39. Mapa geologiczna kopalni *Amalie* w Srebrnej Górze; 1 – gnejsy smużyste, 2 – migmatyty flebitowe, 3 – migmatyt homofaniczny (nebulit), 4 – strefy uskokowe, 5 – orientacja foliacji, 6 – orientacja uskoków, I–VI – numeracja stref uskokowych (na podkładzie planu S. Kostki, zmodyfikowane; kolorem szarym zaznaczono wyrobisko poziomego)

Obserwacje przeprowadzone w kopalni

Badana kopalnia znajduje się zaledwie około 100 m na północ od granicy kry gnejsowej Gór Sowich i karbońskich serii osadowych. Znajdujemy w niej dobrą ilustrację struktury egzotycznego górotworu – rozległej strefy tektonicznej. Widoczne w wyrobi-

skach skały są w większości silnie strzaskane i zwietrzałe, a ich powierzchnie bardzo często pokrywa substancja ilasta – mączka uskokowa. Niemniej możliwe było wykonanie systematycznych prac geologiczno-kartograficznych prowadzących do pewnych wniosków strukturalnych i geologiczno-złożowych. Kopalnia daje też możliwość przedstawienia wyników ciekawych obserwacji hydrogeologicznych.

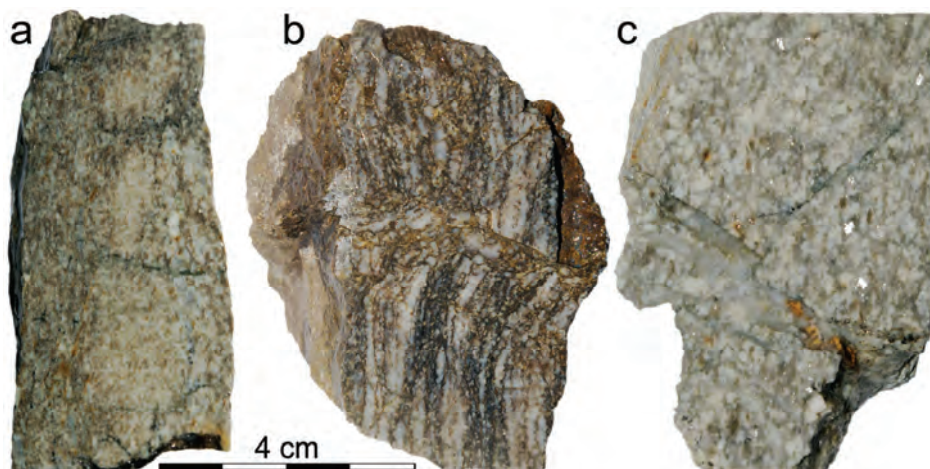
Głównym, rzucającym się w oczy rysem budowy geologicznej w kopalni *Amelie* jest zespół dużych, doskonale wykształconych uskokuw o biegu WNW–ESE, wzdłuż których, wybierając nagromadzenia minerałów rudnych, drążono chodniki. Dyslokacje te tworzą łącznie rozległą strefę uskokuwą o szerokości około 24 m. Występują one w obrębie górotworu, w którym na podstawie badań w sztolni, nawiązując do nomenklatury Kryzy (1981) i Żelaźniewicza (1987), wydzielono trzy podstawowe odmiany skał. Są to gnejsy smużyste oraz migmatyty flebitowe i nebulity – migmatyty homofaniczne (ryc. 39).

Gnejsy smużyste wykazują strukturę drobnoblastyczną, zbudowane są z ziaren o wielkości zazwyczaj około 0,5–1 mm. Składają się ze słabo wyodrębnionych, dość szerokich (0,5–1,5 cm) ciemnych i jasnych lamin o nieostrych granicach (ryc. 40a). Można wśród nich wyróżnić odmianę biotytową i (przeważającą) muskowitową. Dominują one w centralnej i południowej części kopalni (ryc. 39). **Migmatyty flebitowe** (ryc. 40b) charakteryzują się występowaniem wyraźnych naprzemiennych lamin o miąższości od 1 do 7 mm – biotytowych (melanosom) oraz kwarcowo-skaleniovych (leukosom – niekiedy przyjmujących formę soczewek). Strukturę skały można określić jako średnioblastyczną, z ziarnami wielkości około 1–2 mm (w leukosomie – do 3–4 mm). Występuje ona w skrajnych północnych wyrobiskach. **Nebulity** o cechach migmatytu homofanicznego tworzy jednorodna, ziarnista masa składająca się z dobrze wykształconych tabliczkowych blastów skalenia rozmieszczonych w kwarcowym tle z nielicznymi blaszkami biotytu. Struktura skały jest zazwyczaj średnioblastyczna (0,5–3 mm; ryc. 40c), rzadko gruboblastyczna (do 4–5 mm), natomiast tekstura bezkierunkowa lub niekiedy – reliktoowo zachowana słabo kierunkowa. Skały te często wykazują objawy stektonizowania, w postaci kilkumilimetrowej miąższości stref mylonityzacji. Nebulity występują prawdopodobnie w postaci stosunkowo wąskich stref (soczew) o miąższości rzędu 2–5 m, w równoleżnikowym pasie w centralnej części kopalni (ryc. 39).

Ponadto w kopalni licznie występują różnorodne skały, które zbiorczo można określić mianem **tektonitów**. Przede wszystkim stanowią one wypełnienie stref wspomnianych dużych dyslokacji. Brekcje składają się z klastów mlecznego kwarcu o wielkości 1–16 mm spojonych lepiszczem również kwarcowym, ale przepojonym związkami żelaza, z licznymi, drobnymi dendrytami (ryc. 41a). Katakazyty zbudowane są

z kataklastów różnych odmian gnejsów o rozmiarach do 18 mm, ułożonych chaotycznie i zatopionych w ciemnej, afanitowej masie o bezkierunkowej teksturze. Występują w nich zespoły żyłek kwarcowych o miąższości rzędu 1–10 mm, o ostrych lub nieostrych granicach (ryc. 41b). Substancja mineralna w znacznej części wypełniająca strefy uskoków, określana w warunkach terenowych jako mączka uskokowa, ma postać nagromadzenia reliktowych fragmentów strzaskanych, zwietrzałych skał otoczenia, zatopionych w białej ilastej masie z nielicznymi blaszkami jasnych łuszczyków i ziarnami kwarcu o rozmiarach poniżej 0,1 mm (ryc. 41c). Niekiedy udaje się dostrzec, że jest to również brekcja tektoniczna, jednak zbudowana ze skrajnie słabo związanych klastów spojonych wyjątkowo słabym, ilastym spoiwem – mączką uskokową.

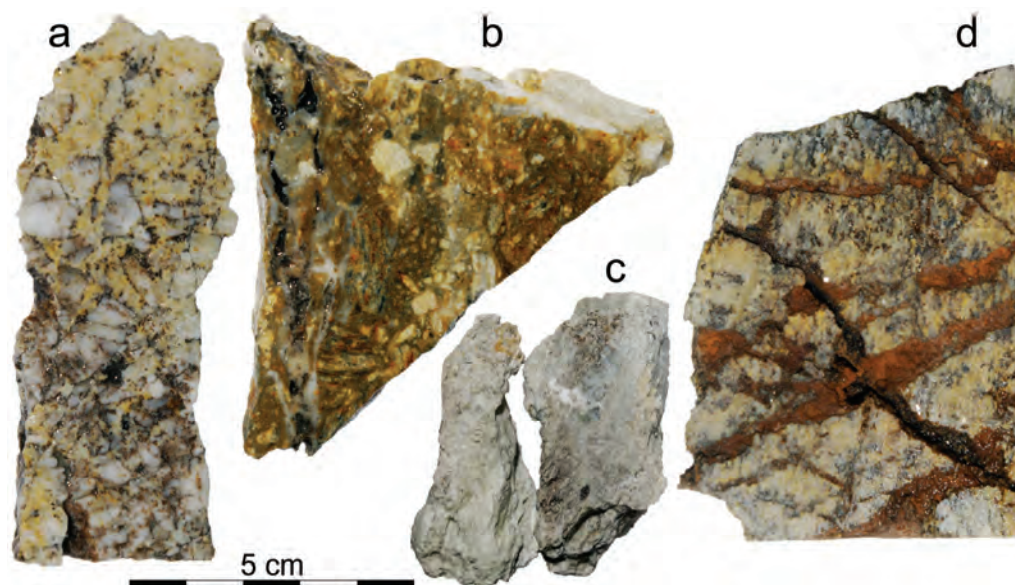
Lokalnie objawy brekcjowania i kataklazy widoczne są również w wąskich strefach w gnejsach (ryc. 40b). Świadectwem młodych deformacji ośrodka skalnego, zachodzących w warunkach całkowicie sztywnych są obserwowane miejscami kakiryty, zachowujące pewną zwięzłość, mimo obecności dwóch kierunków szczelin, wypełnionych rozsypliwą żelazistą substancją mineralną (ryc. 41d).



Ryc. 40. Odmiany skalne dominujące w kopalni *Amalie*: a – gnejs smużysty, b – migmatyt flebitowy ze strefą kakirytyzacji i zbrekcjowania, c – nebulit (migmatyt homofaniczny)

Obserwowana w kopalni **mineralizacja** jest dość złożona i powstawała wieloetapowo. Reprezentowana jest przede wszystkim przez różnorodne nagromadzenia kwarcu, rzadko występuje kalcyt, stwierdzono obecność chalkopirytu, galeny i malachitu, powszechnie występują tlenki żelaza i dendryty manganowe.

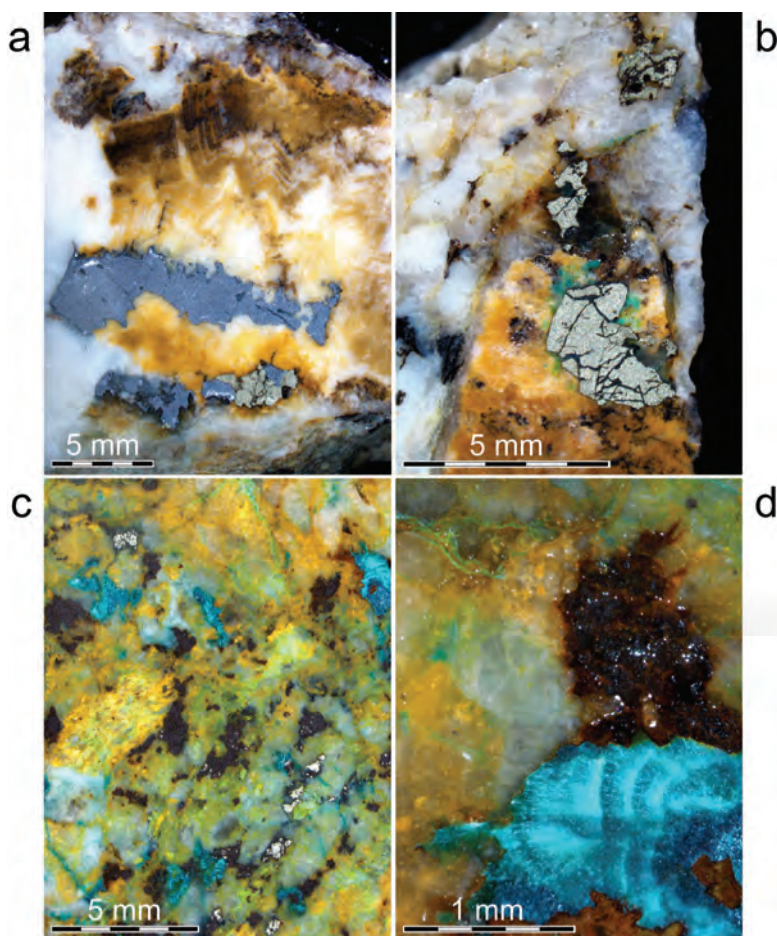
Nagromadzenia kwarcu mają różną formę. Występujące w kopalni skały często wykazują objawy silifikacji, w strefach uskokowych oraz ich bezpośredniej bliskości często znajdują się gniazda masywnego mlecznego kwarcu. Mineral ten stanowi też spoiwo brekcji tektonicznych (niekiedy kwarcowych). Ta różnorodność form kwarcu wskazuje na wieloetapowość zachodzących tu ruchów tektonicznych, połączonych z migracją krzemionkowych roztworów mineralnych.



Ryc. 41. Tektonity: a – brekcja kwarcowa, b – kataklazyt, c – materiał wypełniający szerokie strefy uskokowe – mączka uskokowa z reliktowo zachowanymi fragmentami gnejsów, d – skakirytizowany nebulit z żyłkami rozsypliwych tlenków żelaza

Mineralizacja rudna jest obserwowana sporadycznie (por. *Historia*, 2015), pobrano zaledwie trzy próbki, w których zidentyfikowano minerały tego rodzaju. Wszystkie znaleziono w obrębie głównego uskoku (nr III na ryc. 39), w pobliżu sztolni. Dwie pierwsze to fragmenty soczewki kwarcowo-kalcytowej o szerokości do 2 cm z nagromadzeniami chalkopirytu i galeny (ryc. 42a, b), które występują w postaci wydłużonych gniazd (do 1,5 cm) lub hipautomorficznych kryształów i wprysnięć o wielkości 0,2–4 mm. Trzecią próbkę stanowi część gnejsowo-kwarcowej brekcji tektonicznej, spojonej kwarcem młodszej generacji oraz chalkopirytem (zachowane reliktowo wprysnięcia o wielkości do 1 mm) i produktami jego wietrzenia (drobne żyłki, naskorupienia i impregnacje malachitowe; ryc. 42c, d). W strefach uskokowych, zwłaszcza w miejscach

silnie skwarcowanych, powszechnie występują większe żyłki i gniazda wypełnione ciemnorudym (w stanie wilgotnym niemal czarnym), rozsypliwym materiałem mineralnym zbudowanym z tlenków żelaza (ryc. 41 d).



Ryc. 42. Przejawy mineralizacji rudnej: a – poprzeczny przekrój żyłki kwarcowo-kalcytovej z gniazdami galeny i chalkopirytu, b – izometryczne skupienia chalkopirytu, c – gnejsowo-kwarcowa brekcja tektoniczna z pierwotną i wtórną mineralizacją miedziową, d – powiększenie naskorupienia malachitowego z widocznymi fazami przyrostu

Obserwacje przeprowadzone za pomocą mikroskopu stereoskopowego na szlifowanych powierzchniach próbek pozwalają na przedstawienie przypuszczalnego **następstwa faz mineralizacji**. Za najstarszą należy uznać mineralizację kwarcową

– utworzoną w kilku etapach. Wyraźnie zaznacza się prawdopodobnie najpóźniejsza generacja tego minerału, w postaci szczotek drobnych (o rozmiarach rzędu 0,5 mm), często idealnie przezroczystych kryształów oraz spoiwa brekcji tektonicznej. Synchronicznie z nią rozpoczął się etap mineralizacji siarczkowej – krystalizował chalkopiryt I (ryc. 42b). Z początkiem krystalizacji kalcytu nastąpiła też druga faza mineralizacji rudnej (chalkopiryt II i galena I), a w jej trakcie – trzecia faza okruszczowania (galena II; ryc. 42a). Ostatni etap mineralizacji związany jest z warunkami wietrzeńowymi. Ich wpływ lokalnie spowodował silny rozpad chalkopiryty i utworzenie bogatej mineralizacji malachitowej w postaci delikatnych impregnacji wokół ziaren chalkopiryty lub naskorupień ukazujących do pięciu faz przyrostu (ryc. 42c–d). Zarówno skały, jak i strefy występowania kwarcu oraz kalcytu często wykazują żółte lub rude zabarwienie, wynikające z przepojenia tlenkowymi związkami żelaza. Dodatkowo, zwłaszcza w strefach bogatych w mączkę uskokową obserwować można liczne, drobne dendryty manganowe. Współcześnie, na odsłoniętych przekrojach uskoków (nr V i VI – ryc. 39) tworzy się mineralizacja kalcytowa w postaci cienkich polewnaciekowych.

Strukturę górotworu charakteryzuje zmienność orientacji foliacji i układu wystąpień poszczególnych odmian gnejsów, a także występowanie dużych stref uskokowych. **Foliacja** gnejsów i migmatytów flebitowych wykazuje znaczne zróżnicowanie orientacji pomiędzy skrajnymi północnymi wyrobiskami (około 130/53), a pozostałą częścią kopalni (azymut upadu około 185°, kąty upadu w granicach 55–85°). Kopalnia *Amalie* jest ciekawym przykładem historycznego obiektu górniczego, którego forma (przebieg większości wyrobisk) jest ściśle uzależniona od układu zespołu struktur dysjunktywnych, w obrębie których prowadzono eksploatację. Opisano pięć **stref uskokowych** (I–V na ryc. 39), orientacja ich azymutu upadu zmienia się w zasadzie w granicach 20° (190–210°), za wyjątkiem anomalnego uskoku IV (z orientacją azymutu upadu pomiędzy 174° i 218°). Kąty upadu (konsekwentnie ku SW) w większości przyjmują wartości 68–85°, poza uskokiem III z wartościami pomiędzy 62° a 90°. Zmienny kąt upadu powierzchni uskoku III jest dobrze widoczny zwłaszcza w komorze powstałej w wyniku odpadania skał stropowych tuż przy głównej sztolni. Miąższość poszczególnych uskoków zmienia się w szerokich granicach – w większości wynosi 0,2–1 m, jedynie w przypadku uskoku nr III osiąga około 2,6 m. Szerokość mniejszych dyslokacji zmienia się niekiedy dość gwałtownie, jak w przypadku uskoku V, gdzie na przestrzeni niecałych 5 m maleje z 0,7 do 0,2 m. Wewnętrzna budowa uskoków jest bardzo zróżnicowana, współwystępują w nich, w zmiennych proporcjach tektonity opisane powyżej, zaznacza się różnorodna mineralizacja. Cechy te dowodzą wieloetapowości ruchów

tektonicznych, które zachodziły w tych strefach. Większe uskoki składają się z szeregu stosunkowo wąskich stref poślizgu wypełnionych mączką uskokową oraz zespołów wydłużonych, często wyoblonych bloków skał silnie zwietrzałych, rozsypliwych, ale z zachowanymi reliktoowo pierwotnymi teksturami, co najlepiej jest widoczne w przypadku uskoku III (ryc. 43).



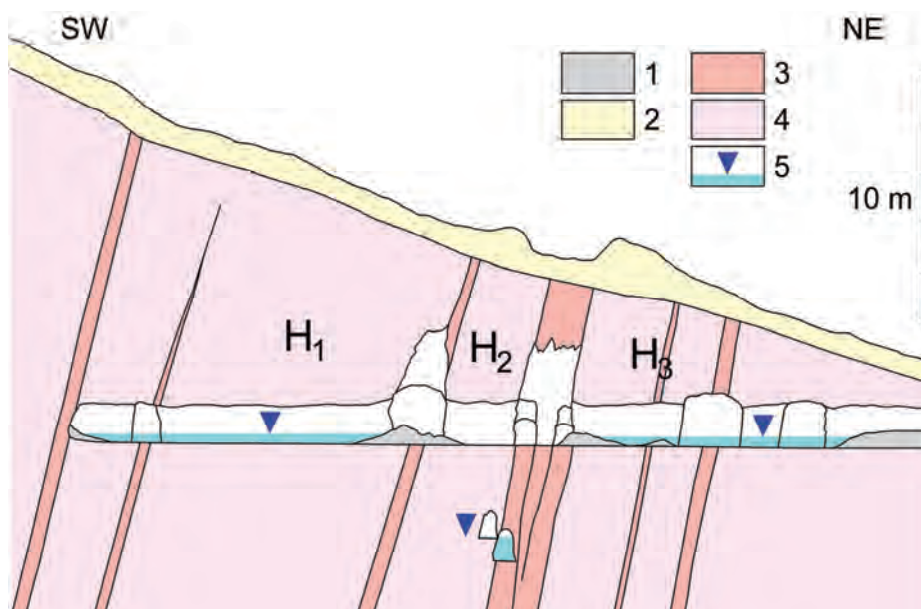
Ryc. 43. Przekrój poprzeczny największego uskoku w komorze eksploatacyjnej, centralnej części kopalni *Amalie*, widoczne powierzchnie poślizgów tektonicznych oraz zwietrzałe bloki skalne w obrębie uskoku (fot. K. Zagożdżon)

Biorąc pod uwagę przedstawione dane dotyczące struktury górotworu i charakteru mineralizacji tutejsze złoża można określić jako żyłowe hydrotermalne, polimetaliczne, węglanowo-siarczkowe. Strefy okruszczenia występowały w obrębie uskoku. Według danych archiwalnych kopalnia *Amalie* dostarczała rud ołowiu, jednak względnie bogata i zróżnicowana mineralizacja związkami miedzi pozwala przypuszczać, że i ten metal mógł być tu okresowo pozyskiwany.

Warunki wodne w wyrobiskach

W kopalni obserwowany jest stały dopływ wody z zawału w południowo-zachodnim końcu sztolni. Stagnuje ona w końcowej części sztolni oraz w rejonie szy-

biku północnego na poziomie około $-4,7$ m, w stosunku do rzędnej zrębu wydrążonego współcześnie szybu. Natomiast w strefie środkowej, na poziomie głównym woda nie występuje, widoczna jest dopiero na poziomie dolnym (por. ryc. 39), na głębokości około $8,5$ m. To wyraźne zróżnicowanie poziomu zwierciadła wody w górotworze można wyjaśniać obecnością opisanych wyżej uskoków wypełnionych ilastą mączką uskokową. Dwa największe z nich (III i IV) stanowią bariery filtracyjne i wyznaczają granice trzech bloków o zróżnicowanych warunkach hydrogeologicznych. Poziom zwierciadła wód podziemnych w blokach zewnętrznych (północnym i południowym) jest prawdopodobnie typowy dla górotworu w tym miejscu, zaś w trzecim z nich – obniżony o około 4 m (ryc. 44). Blok ten (położony pomiędzy wspomnianymi uskokami) charakteryzuje się ograniczonym dopływem lub wzmożonym odpływem wód szczelinowych.



Ryc. 44. Przekrój kopalni *Amalie* wzdłuż sztolni; zaznaczono bloki o zróżnicowanych warunkach hydrogeologicznych (H_1 – H_3); 1 – obwały, 2 – gleba i zwietrzelina, 3 – strefy uskokowe, 4 – gnejsy, 5 – poziom wody w wyrobiskach

Wody kopalniane górnego poziomu były wstępnie zbadane bezpośrednio po udostępnieniu kopalni do badań (por. *Historia*, 2015). Określono m.in. ich temperaturę (8°C) i pH ($8,00$ – $9,38$). Wyniki szczegółowych badań właściwości fizycznych i składu chemicznego przedstawili Kobyłańska i in. (2016). Woda z poziomu głębszego została określona jako 3-jonowa typu $\text{HCO}_3\text{--SO}_4\text{--Ca}$, w odróżnieniu od pozostałych próbek

z wodą 2-jonową typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$. Woda poziomu dolnego wykazuje największą zawartość jonu siarczanowego, wyraźnie mniejsze zawartości glinu i jonu NO_3 , a także trzykrotnie większą koncentrację cynku.

Relikty robót górniczych

Kopalnia *Amalie* udostępniona była sztolnią, której wlot znajdował się około kilkunastu metrów na północ od skrajnego północnego, obecnie dostępnego jej punktu. Sztolnia jest drożna na odcinku około 38 m, a kończy się zawałem ilastego materiału z uskoku nr VI (ryc. 39). Opierając się na informacjach zawartych na archiwalnych, pochodzących z 1858 r. mapach, zamieszczonych przez Krzyżanowskiego i Wójcika (2008b) można przypuszczać, że wyrobisko to nie było znacznie dłuższe. Wyrobiska eksploatacyjne i poszukiwawcze prowadzono po biegu uskokuw zawierających skupienia minerałów rudnych. Niższy poziom kopalni udostępniony był szybikami.

Na niektórych odcinkach wyrobisk bardzo dobrze zachowany jest regularny, trapezowy profil. Jednak w znacznej części pierwotna ich forma jest obecnie nieczytelna, ze względu na bardzo małą wytrzymałość górotworu i masowo występujące obrywy skał stropowych i obwały. Na wielu odcinkach wyjątkowo smukły profil wyrobisk (1 m szerokości, do 3,2 m wysokości) został wymuszony formą stref uskokuw (por. *Historia*, 2015; Kobyłańska i in., 2016). W głębszej części chodnika wydrążonego ku SE wzdłuż strefy uskokowej nr III zachowały się pozostałości eksploatacji 2-poziomowej.

W kopalni dobrze zachowane są dwa szybiki o bardzo różnym wyglądzie. Pierwszy z nich, o prostokątnym przekroju, posiada pełną drewnianą obudowę zabezpieczającą, ale jest wypełniony wodą. Drugi jest bardzo nieregularny w formie, ale umożliwia zejście na dolny poziom kopalni. Trzeci szybik znajdował się prawdopodobnie w końcowej części chodnika w strefie uskokowej nr III. Przy szybikach dobrze widoczne są gniazda belek. W wyrobiskach znajduje się zarówno ślady pracy perlikiem i żelazkiem (urabiania na przodkach, wyrównywania ociosów), jak też pozostałości otworów strzałowych o długości do 30 cm, ze świadectwami stosowania czarnego prochu (*Historia*, 2015; Kobyłańska i in., 2016).

Badawcze znaczenie kopalni *Amalie*

Kopalnia *Amalie* w Srebrnej Górze dobrze ilustruje przewagę badań prowadzonych w podziemnych stanowiskach badawczych nad powierzchniowymi zdjęciami geolo-

gicznymi, zwłaszcza przy rozpoznawaniu górotworu o skomplikowanej budowie, stektonizowanego i wietrzeniowo zmienionego. Daje ona możliwość wykonania studium struktury rozległego węzła tektonicznego u zbiegu uskoku śródsudeckiego i sudeckiego uskoku brzeżnego. Oprócz zespołu odmian litologicznych charakterystycznych dla kry sowiogórskiej, można tu obserwować szereg skał typu tektonitów, co obrazuje faktyczne różnicowanie i charakter strefy mylonityzacji w południowej części bloku Gór Sowich. W wyrobiskach doskonale odsłania się lokalna strefa uskokowa składająca się z 6 głównych dyslokacji, która prawdopodobnie spowodowała rotację foliacji okolicznych skał z (penetratywnego na NE?) biegu NE–SW i umiarkowanych upadów do biegu niemal zgodnego z orientacją uskoków (WNW–ESE) i zestromionych upadów. Mógłby to być rezultat ruchu na strefie uskokowej o prawoskrętnej poziomej składowej przemieszczenia, co nawiązywało by do opinii Żelaźniewicza (1987) na temat kinematyki ruchów w strefach „ciągliwego ścinania i mylonityzacji”.

Uboga pod względem ilościowym (prawdopodobnie precyzyjnie wybrana) ale dość różnicowana co do składu mineralizacja rudna również warta jest szczegółowego rozpoznania, tym bardziej, że obok galeny stwierdzono tu obecność związków miedzi. Badania tektoniczne i analiza mineralizacji może pozwolić na przedstawienie wielofazowej historii przemieszczeń. W kopalni dostępny jest do badań dobry przykład żyłowego złoża sudeckiego, o typowej budowie i zastosowanym sposobie eksploatacji. Sytuacją wyjątkową wśród wyrobisk sudeckich jest możliwość obserwacji barier filtracyjnych o wysokiej skuteczności. W kopalni znajduje się szeroki zespół reliktyw dawnej działalności górniczej, dokumentujących stosowane techniki oraz co najmniej dwie fazy robót.

Niestety aktualny stan techniczny obiektu trzeba określić jako zły, o czym w pierwszym rzędzie decyduje charakter górotworu – silne strzaskanie i zwietrzenie skał oraz obecność zespołu niestabilnych stref uskokowych, wzdłuż których poprowadzono większość wyrobisk. Znaczne obawy rodziły w związku z tym pierwsze plany turystycznego zagospodarowania tego obszaru, którego głównym elementem miało być stworzenie podziemnej trasy turystycznej. Konieczne do tego byłoby podjęcie ryzykownych robót, w tym wykonanie kosztownego, masywnego zabezpieczenia, które w zdecydowanej większości przesłoniłoby górotwór, którego wyjątkowa struktura decyduje o atrakcyjności obiektu.

Obecnie planowane jest wykonanie rozległej aranżacji okolicznego terenu w postaci historycznego miasteczka górniczo-hutniczego (skansenu), w oparciu o opisy i ikonografię zawartą w klasycznych historycznych opracowaniach (Duerschlag i Duerschlag, 2016; informacja ustna: J. Duerschlag).

4.3. Metamorfik kłodzki

Metamorfik kłodzki to mała jednostka metamorficzna o skomplikowanej wewnętrznej budowie. W ostatnich kilkunastu latach nastąpiła zasadnicza rewizja poglądów na jej ewolucję. Metamorfik kłodzki był uważany za ciągły profil osadowo-wulkanogeniczny, o miąższości sięgającej być może 2000 m (Wojciechowska, 1990). Później opisany został jako kompleks płaszczowinowy, zestawiony na przełomie środkowego i późnego dewonu z sześciu jednostek tektonicznych o różnym wieku, protolicie i ścieżkach metamorfizmu (Mazur i Kryza, 1999; Kryza i Mazur, 2001; Mazur, 2003a). Najniżej w profilu litotektonicznym zalega jednostka Małego Bożkowa, zbudowana ze zmetamorfizowanych w facji zieleńcowej środkowodewońskich osadów szelfowych. Nad nią leży jednostka Łącznej, składająca się ze zmienionych w facji epidotowo-amfibolitowej osadów typu melanżu. Dwie kolejne jednostki – Bierkowice i Ścinawki – tworzą odpowiednio metawulkanity zasadowe oraz metagabra, które uległy przemianom w facjach epidotowo-amfibolitowej i amfibolitowej. Jednostki najwyższe – Orlej-Gołogłów i Twierdzy Kłodzkiej, są wieku górnoproterozoicznego, a powstały w wyniku metamorfozy zespołów osadowo-magmowych w warunkach facji epidotowo-amfibolitowej lub amfibolitowej. W profilu tym można zauważyć zarówno odwrócenie następstwa stratygraficznego, jak i intensywności metamorfizmu. Skały metamorfiku kłodzkiego ulegały metamorfozie i czteroetapowym deformacjom tektonicznym na przełomie środkowego i późnego dewonu, a kolejne dwa etapy deformacji nastąpiły w karbonie (Mazur, 2003a).

W metamorfiku kłodzkim rozpoznano jeden niewielki obiekt – sztolnię odwadniającą, wykonaną w obrębie skał jednostki Twierdzy Kłodzkiej.

4.3.1. Twierdza Kłodzka – profil metamorfiku kłodzkiego i system prowadzenia robót w sztolni odwadniającej zespół chodników minerskich

Sztolnia opisywana z terenu Kłodzka jest obiektem o bardzo nietypowej genezie. Jest to bowiem unikatowy przykład podziemnej infrastruktury Twierdzy – wyrobisko odwadniające system chodników minerskich.

Góra Forteczna, wyraźnie dominująca nad przełomem Nysy Kłodzkiej, była punktem naturalnie predysponowanym do ufortyfikowania. Drewniany gród istniał tu już

w X w., wspomniany on został przez Kosmasa pod datą 981 r. Obiekt stopniowo rozbudowywano. Pod koniec XIII wieku pojawiła się budowla kamienna, potem wielokrotnie powiększana. Pierwszy okres znacznej intensyfikacji prac fortyfikacyjnych, prowadzonych w obliczu groźby austriackiego oblężenia, przypadł na lata 1620–1622. Współcześnie widoczną, monumentalną formę forteca przybrała w wyniku robót wykonanych za panowania Fryderyka II Wielkiego – po 1742 r., wedle projektu gen. Gerarda Korneliusa Walrave (Bukał, 2000; Kielar, 2007). Składa się ona z dwóch zasadniczych części – twierdzy głównej na Górze Fortecznej (365 m n.p.m.), z tzw. Lunetą Żuraw (obiektom obronnym wysuniętym na przedpole w kierunku północnym na charakterystycznej 250-metrowej grobli określanej jako Komunikacja Żurawia) oraz Fortu na Owczej Górze (349,72 m n.p.m.), położonego po drugiej stronie ostro wciętej doliny Nysy Kłodzkiej (ryc. 45).



Ryc. 45. Fortyfikacje kłodzkie na historycznym planie Kressnera (1850–1871, fragment)
– po lewej twierdza na Górze Fortecznej z wysuniętym Żurawiem (wskazano lokalizację sztolni)

Stopniowo, na skutek silnych zmian w taktyce i technice wojskowej, znaczenie twierdzy spadło. Już przed II wojną światową jej część była udostępniona do zwiedzania. W trakcie II wojny światowej pełniła funkcję obozu jenieckiego, była tu też zloka-

lizowana filia niemieckiej fabryki zbrojeniowej AEG. Na początku lat 60. XX. w. ponownie otwarto tu trasę turystyczną, w innych częściach twierdzy prowadzona była różna działalność gospodarcza. Na skutek braku dbałości o obiekt i niekontrolowanej vegetacji zieleni inwazyjnej zaczął on ulegać gwałtownej degradacji. Od roku 2007 jest intensywnie zagospodarowywany w formie Fortecznego Parku Kulturowego, m.in. przez władze lokalne, organizacje pozarządowe itp. (Kielar, 2007).

Scharakteryzowana poniżej sztolnia zlokalizowana jest w odległości około 90 m od nasady Komunikacji Żurawia. Jest to niewielki obiekt podziemny, dostępny na długości około 80 m. Został on poprowadzony od podstawy Komunikacji Żurawia, ku wschodowi, a potem północnemu-wschodowi (ryc. 46, 47), z upadem 5–10°. Dolny wlot wyrobiska jest niedostępny i niewidoczny. Do górnego wlotu, od północy, dochodził dziś niewidoczny rów drenujący, odprowadzający wody z systemu chodników kontrminerskich o łącznej długości sięgającej 7000 m, wydrążonych na obszarze około 6,5 ha, choć w części drenowanych również innymi systemami odwodnienia.

W sztolni przeprowadzono zwiad i wstępne rozpoznanie geologiczne w latach 2014 i 2018.



Ryc. 46. Sztolnia na planie podziemnej infrastruktury twierdzy kłodzkiej datowanym na koniec XVIII w., opisana jako *Abzugs Canal nach dez. Frankensteiner Vorstadt* (Plan zur Einverstaendigung, b.r.)

Budowa geologiczna górotworu

Krystaliczny fundament tego rejonu stanowią skały metamorfiku Kłodzka, a dokładnie jednostki Kłodzko-Twierdza, będącej sekwencją wulkaniczno-osadową zmetamorfizowaną głównie w facji amfibolitowej (Wojciechowska, 1990; Kryza i Mazur, 2001). Sztolnia położona jest na obszarze występowania łupków albitowo-chlorytowych i fylitów z wkładkami metaryolitów (Emerle-Tubielewicz, 1979; 1981; Kryza i Mazur, 2001), przez Fischera i Meistera (1938) nazwanych odpowiednio diabazowymi łupkami zielencowymi z prazynitem, fylitami kłodzkiej serii fylitowej oraz porfiroidami. Ich foliacja wykazuje bieg generalnie równoleżnikowy do NE-SW i zapada ku południowemu-zachodowi. Seria ta jest jednak dość znacznie zdeformowana fałdowo, co pokazują szczegółowe mapy geologiczne (Fischer i Meister, 1938; Emerle-Tubielewicz, 1979).

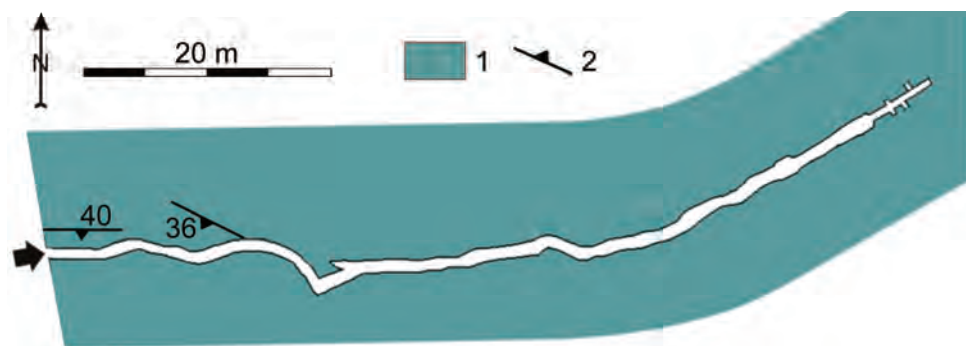
Wstępny charakter przeprowadzonych prac geologicznych nie umożliwia wykonania mapy tego obiektu, można jednak przedstawić główne rysy budowy górotworu. W przewadze występują tu **zielone łupki** o umiarkowanie zaznaczonej kierunkowości i oddzielności łupkowej, składające się w znacznej mierze z izometrycznych blastów skaleniowych. Ponadto, w pobliżu wlotu, stwierdzono też występowanie drobnolaminowanych, silnie fałdowo zdeformowanych **fyllitów**, zawierających liczne soczewy i żyłki mlecznego kwarcu. Podrzędnie natrafia się na niewielkie wystąpienia szarozółtych **metaryolitów** o wyraźnej kierunkowości zaznaczonej układem bardzo drobnych lamin kwarcowych i skaleniowych. Orientacja foliacji pomierzona w sąsiedztwie wlotu sztolni przyjmowała wartości 180/40 i 206/36 (ryc. 47), wyrobisko było więc drążone po biegu. Skała jest silnie i wielokierunkowo spękana. W niektórych strefach na ociosach występuje cienka polewa kalcytowa oraz odosobnione, załączkowe stalaktyty, drobne nieregularne kalcytowe wykwyty obserwowano również na ściankach niektórych otworów strzałowych. Są to prawdopodobnie formy kaltemitowe.

Zagadnienia techniczne związane z wyrobiskiem

W trakcie rozbudowy twierdzy kłodzkiej na dość szeroką skalę prowadzono roboty podziemne, również o górniczym charakterze. W litej skale wydrążono część głębszych korytarzy oraz chodników minerskich (kontrmin). Technikami typowo górniczymi drążono też opisywaną tu sztolnię. Jest ona precyzyjnie przedstawiona na, wykonanym przez nieznanego autora, datowanym na koniec XVIII w., planie rozmieszczenia systemu podziemnych chodników minerskich na przedpolu twierdzy i innych wyrobisk technicznych (*Plan zur Einverstaendigung*, b.r. – dzięki uprzejmości M. Wysoczańskiego). Została tam opisana jako: *Abzugs Canal nach dez. Frankensteiner Vorstadt*

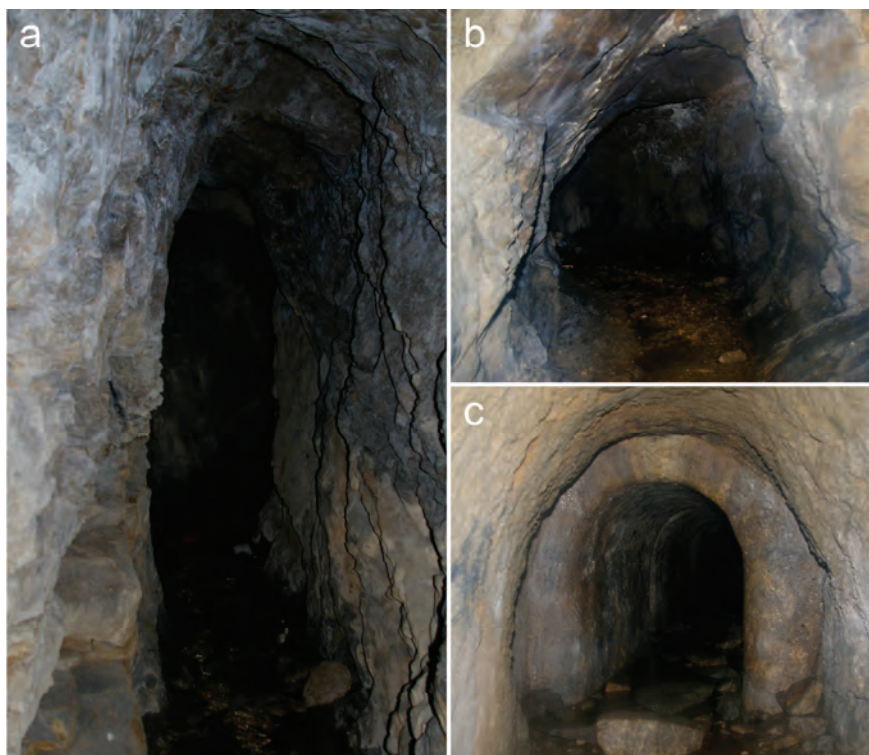
(kanał odpływowy w kierunku Przedmieścia Żąbkowickiego). Schematycznie i fragmentarycznie jej przebieg przedstawiono też na nieautoryzowanym i nie datowanym odręcznym rysunku, przedstawiającym wschodnią część systemu minerskiego (*Tablette von den Gallerien*, b.r.).

Obiekt ten cechuje się ciekawą formą, interesujący jest zarówno jego **przebieg**, jak i **zróznicowanie poprzecznego profilu** (ryc. 47, 48). Sztolnia na początkowych 30 metrach wykazuje spadek około 5° i jest dość kręta – jej przebieg mógł być tu wymuszony orientacją foliacji. Na tym odcinku ma też bardzo smukły przekrój – jej wysokość waha się pomiędzy 1,9 a 2,50 m, przy szerokości około 1 m (ryc. 48a). Dość nieregularne ociosy noszą miejscami ślady niezbyt starannego wyrównywania. W odległości 25–30 m sztolnia gwałtownie skręca, znajduje się też tam krótka nisza. Dalej bieg wyrobisak staje się bardziej uporządkowany, jego spadek rośnie zaś do 10° . Znacząco zmienia się też poprzeczny jego przekrój – wysokość zmniejsza się miejscami do zaledwie 0,9 m, a szerokość wynosi 1,1–1,3 m. Ociosy są bardzo nieregularne, nie wyrównywano ich.



Ryc. 47. Plan sztolni pod Komunikacją Żurawia z elementami budowy geologicznej:
1 – łupki chlorytowe, 2 – orientacja foliacji

Całkiem odmienną formę nadano ostatniemu, 6-metrowej długości odcinkowi. Został on zabezpieczony masywną, łukowo sklepioną murowaną obudową, co spowodowało jednak, że jego wymiary wynoszą zaledwie $0,7 \times 0,9$ (wysokość) m (ryc. 48c). W środkowej części tego odcinka znajdują się dwie, krótkie boczne nisze, wykonane jako przyczółki do wydrążenia prowizorycznych korytarzy kontrminerskich, w przypadku próby ataku na twierdzę z tego kierunku. W początkowej części odcinka znajduje się około 30-centymetrowej szerokości szczelina przygotowana do założenia blokady tzw. pieca minerskiego, czyli wypełnionego materiałem wybuchowym odcinka wyrobiska.



Ryc. 48. Profile różnych odcinków sztolni w Kłodzku:

a – wstępne 35 mb., b – odcinek głębszy – około 35–71 mb., c – odcinek końcowy
(wszystkie zdjęcia w podobnej skali, wysokość sztolni na ryc. a: 2,15 m)

Tę część sztolni poprowadzono prawdopodobnie już w strefie rumoszu i zwietrzliny, na co wskazują obserwacje materiału dostępnego w bocznych niszach oraz ówczesna praktyka, przewidująca prowadzenie działań minerskich raczej w skałach spolistych, a nie litych.

W sztolni obserwuje się liczne pozostałości otworów strzałowych o wyjątkowo dużych średnicach. W przypadku otworów o przekrojach okrągłych wynoszą one 32 i 38 mm, a najdłuższe przekroje licznych otworów „trójkątnych” mają wartość 33 mm. Ich zachowane odcinki mają długość do 40 cm, a wiercono je co około 30 cm, choć miejscami zaledwie co 10 cm.

Przedstawione cechy morfologiczne sztolni można wykorzystać dla przeanalizowania zastosowanego prawdopodobnie **systemu robót**. Wyrobisko wykonywano „na zbiecie”, jednocześnie prowadząc roboty od fosy Komunikacji Żurawia i od dołu – ze zbocza pod nią. Odcinek o smukłym przekroju drążono od góry, a taka jego forma

była niezbędna dla zapewnienia możliwości ręcznej odstawy urobku. Względnie prostoliniowo przebiegający odcinek o małej wysokości wykonywano od dołu, a jego profil był wystarczający dla grawitacyjnej odstawy urobku. Jednocześnie mniejszy przekrój poprzeczny tej części wyrobiska skutkował szybszym postępowaniem robót, co sugeruje porównanie długości górnego i dolnego odcinka. Oba odcinki doprowadzono do połączenia z dość dużą precyzją, błąd wyniósł około 1,5 m (ryc. 47). Dolny wlot ostatecznie został zamaskowany, w sposób umożliwiający odpływ wody. Najniższy odcinek sztolni przygotowano prawdopodobnie do wysadzenia, w przypadku prób forsowania sztolni podczas oblężenia. Nisze przewidziane zostały do założenia ładunków wybuchowych, a szczelina w obudowie – do zamknięcia miny blokadą ryglową (tamą).

Ociosy i strop sztolni pod Komunikacją Żurawia są stabilne, ich stan zachowania można określić jako bardzo dobry. Spąg wyrobiska jest w większości odsłonięty, jedynie przy wlocie gromadzi się na nim pewna ilość materiału mineralnego i roślinnego, głównie nanoszonego płynącą wodą.

Badawcze znaczenie sztolni

Sztolnia w Twierdzy Kłodzkiej to obiekt niewielki, ale wyjątkowo interesujący, jako przykład wyrobiska związanego z budową i utrzymaniem elementu fortyfikacji, wykonanego metodami typowo górniczymi, choć w całkowicie odmiennym celu. Według informacji M. Wysoczańskiego roboty te prowadzili żołnierze pruskiej Kompanii Minerów, stosujący nowatorskie wówczas, wypracowane podczas budowy Twierdzy Srebrnogórskiej, metody strzałowe. Przynajmniej w części byli to wykwalifikowani górnicy i murarze, którzy zaciągnęli się do armii. To ciekawe stanowisko umożliwia zapoznanie się ze specyfiką metod drążenia wyrobisk podziemnych przez XVIII-wiecznych żołnierzy – minerów i skonfrontowanie ich z technikami typowo górniczymi. Specyficzne przeznaczenie sztolni (brak użytkowania po jej wykonaniu, aż do ewentualnego oblężenia) nie wymagało precyzyjnego wyrównania ociosów. Duża średnica i znaczna gęstość otworów strzałowych są, jak można przypuszczać, konsekwencją możliwości swobodnego korzystania ze znacznych ilości materiałów wybuchowych.

Geologiczne znaczenie tego wyrobiska jest umiarkowane, podobne skały odsłaniają się w wielu miejscach wzdłuż Komunikacji Żurawia, tu jednak są znacznie lepiej zachowane. Niestety sztolnia została wydrążona zgodnie z biegiem foliacji, stąd udostępnia wąską tylko część profilu jednostki Kłodzko-Twierdza.

4.4. Masyw orlicko-śnieżnicki

Masyw orlicko-śnieżnicki (kopuła orlicko-śnieżnicka) jest wyraźnie dwudzielny, na zachodzie tworzą go metamorfik Gór Bystrzyckich oraz Orlickich, zaś na wschodzie – tzw. metamorfik Łądko-Śnieżnika. Elementy te są rozdzielone rowem Nysy. Masyw budują dwie zróżnicowane serie skalne: suprakrystalna i infrakrystalna. Pierwsza z nich składa się z monotonnej serii Młynowca i pstrej grupy serii strońskiej, natomiast drugą stanowi zespół gnejsów gieraltowskich i śnieżnickich. Seria strońska uważana jest za najstarszy zespół skalny. W jej składzie dominują łupki łyszczykowe, a ponadto występują kwarcyty, łupki kwarcytowo-grafitowe, marmury, amfibolity i różnego rodzaju paragnejsy. Jej protolitem był piaszczysto-mułowo-ilasty osad morski, miejscami zawierający wkładki wapniste i wzbogacony w substancję organiczną, przewarstwiany lawami i piroklastykami bazaltoidowymi. Osadzał się on prawdopodobnie w górnym proterozoiku i kambrze. Według Dona i in. (2003) seria ta została zmetamorfizowana w warunkach facji zieleńcowej, w trakcie orogenezy kaledońskiej. Ówczesne procesy diastroficzne zakończone zostały intruzją magmy granitowej, która przecięła skośnie niektóre fragmenty serii strońskiej. Powtórna metamorfoza miała miejsce w dolnym dewonie (Don i in. 2003), zachodziła ona w warunkach facji amfibolitowej (Nowak i Żelaźniewicz 2002). Na skutek tych przemian wspomniane granity przekształciły się w oczkowe gnejsy śnieżnickie, a w części korzeniowej górotworu doszło do procesów ultrametamorfizmu, które doprowadziły do powstania eklogitów i granulitów. Część skał serii strońskiej i gnejsów śnieżnickich uległa wtedy przeobrażeniu w migmatyczne gnejsy gieraltowskie (Don i in. 2003). Waryscyjskie ruchy górotwórcze zaznaczyły się m.in. powstaniem licznych uskoku o zasięgu regionalnym, np. uskoku Waliszów–Kletno–Pleče (Don i in. 2003), którego część określana była jako strefa tektoniczna Kletna.

Na obszarze masywu orlicko-śnieżnickiego zbadana została jedna ze sztolni Marcinkowa, wyrobiska elektrowni szczytowo-pompowej w Młotach, Złota Sztolnia koło Zieleńca oraz wyrobiska komorowe w Łądku-Zdroju i Starej Morawie.

4.4.1. Marcinków – elementy budowy polimineralnego złoża i współczesne procesy mineralotwórcze

Marcinków (dawniej – *Märzdorf*) to obecnie niemal całkowicie wyludniona wieś położona w południowej części pasma Krowiarek, która może się jednak szczycić 500-letnią, dość bogatą historią działalności górniczej. Zachowany jest w niej zespół

historycznych sztolni, spośród których jedną wybrano jako kolejne stanowisko badawcze.

Najstarsze wzmianki o eksploatacji rud srebra w Marcinkowie pochodzą z poł. XV w., działalność była wtedy prowadzona być może do końca tego stulecia. W ówczesnych dokumentach można jednak znaleźć informacje o istnieniu starych górniczych sztolni i szybów, dokumentujących jakiś wcześniejszy etap prac. Próby ożywienia górnictwa podjęto po przejęciu ziemi kłodzkiej przez Habsburgów. Około 1575 r. funkcjonowała tu *St. Annastollen*, sześć lat później roboty zaczęła prowadzić spółka *Silberzechen*, a dość intensywna eksploatacja trwała do roku 1620, doprowadzając do rozkwitu wsi (por. Mączka i Stysz, 2007; Stysz i Mączka, 2009).

Następne wzmianki na temat prac górniczych w tej miejscowości pochodzą z połowy XVIII w. W roku 1739 przeprowadzone zostało rozpoznanie w jednej ze starych sztolni, a jak zanotowano miejscowy młynarz twierdził wówczas, że w potoku znajduje grudki złota. W 1747 r. rozpoczęło działalność gwarectwo *Reicher Segen*, zaś poza kopalnią funkcjonowały też płuczkownia i huta. Duża początkowo produkcja stopniowo spadła, a prace wydobywcze wstrzymano w 1753 r. (Dziekoński, 1972; por. Mączka i Stysz, 2007; Stysz i Mączka, 2009). W latach 1769–1778 prowadzono rozpoznanie złoża, również z wykorzystaniem metod górniczych oraz zbadano zawartość srebra i miedzi w próbkach pobranych z hałd. Rok później rozpoczęto eksploatację rud Pb, Ag i Cu w kopalni *Friedrich*. Przedsiębiorstwo przynosiło jednak straty, w związku z czym w roku 1784 formalnie je zlikwidowano (Dziekoński, 1972).

Rozpoznanie geologiczne z lat 1818–1820 wykazało obecność mineralizacji rudnej, zwrócono też uwagę na występowanie grafitu, prawdopodobnie nie podjęto jednak wydobywania (por. Stysz i Mączka, 2009). Krótki epizod intensywnej eksploatacji rud metali nastąpił podobno około roku 1855. Na przełomie XIX i XX w. na obszarze całego Marcinkowa zatwierdzona była kopalnia *Gretchens Hoffnung*, która jednak nigdy nie rozpoczęła działalności (Stysz i Mączka, 2009). Próbną eksploatację podjęto w latach 1925–1927, pozyskując 306 t rudy ołowiu (Krajewski, 1960b).

W połowie wieku XX koncentracje rudne Marcinkowa ponownie stały się przedmiotem zainteresowania, tym razem poszukiwano związków uranu. Prace prowadzono w latach 1948–1949 lub 1949/50 oraz 1962–1965 (*Paszport*, 1959; Don, 1988; Stysz i Mączka, 2009). W ich ramach odbudowano stare wyrobiska, wydrążono też nową sztolnię.

Mała zawartość uranu w złożu była powodem rezygnacji z dalszych prac (Madziarz i Sztuk, 2004). W roku 1959 w Marcinkowie prowadzono też poszukiwania złoża grafitu (Rulska, 1959; Śliwowa i Subieta, 1959).

Współcześnie dawne wyrobiska Marcinkowa stały się obiektem prac inwentaryzacyjnych i różnokierunkowych badań w zakresie historii górnictwa i geologii (Madziarz i Sztuk, 2004; Stysz i Mączka, 2009, Zagożdżon i Zagożdżon, 2009a). Analizy dendrochronologiczne wykazały obecność drewna z XVII i XIX w., datując okresy działalności w wyrobiskach (Szychowska-Krąpiec i Stysz, 2006). Opisywana dalej sztolnia została też rozpoznana pod kątem mikrobiologicznym. Stwierdzono tu występowanie gatunków grzybów charakterystycznych dla naturalnych i antropogenicznych obiektów podziemnych, wskazano jednak na wpływ specyficznego mikroklimatu i składu podłoża mineralnego na skład gatunkowy ich zespołu (Pusz i in., 2017). Szczegółowo rozpoznano także specyficzne kolonie rozwijające się w głębszej części sztolni. W warunkach laboratoryjnych wyizolowano z nich 35 gatunków sinic i glonów (Czerwik-Marcinkowska i in., 2017).

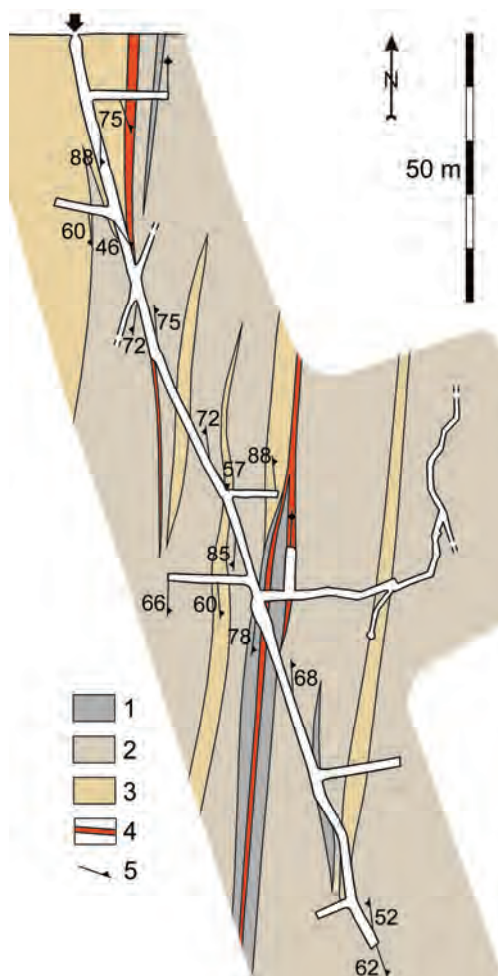
Zbadane wyrobisko marcinkowskie w związku z dużą zmiennością nazw poszczególnych sztolni w różnych materiałach archiwalnych, zostało określone przez Stysza i Mączkę (2009) jako sztolnia Średnia Uranowa. Wlot usytuowany jest w centralnej części dawnej wsi Marcinków, na południowym stoku doliny, około 10 m ponad jej dnem. Na długości około 180 m sztolnia biegnie niemal prostoliniowo ku SSE. Ku wschodowi i zachodowi odchodzi od niej siedem krótkich chodników rozpoznawczych. Podczas wykonywania tych, pochodzących z roku 1950 wyrobisk, w dwóch miejscach natrafiono na stare zroby – pozostałości *erbstollen*, czyli XVI-wiecznej sztolni dziedzicznej (por. Stysz i Mączka 2009; Zagożdżon i Zagożdżon 2009a; ryc. 49). W części przywlotowej oraz najgłębszej, odciętej obwałem stagnuje woda. Silnie zażelazone odcieki gromadzą się również w XVI-wiecznych wyrobiskach, w części wschodniej.

Budowa geologiczna rejonu Marcinkowa i złoża

Marcinków położony jest na obszarze wychodni formacji strońskiej, budowanej tu w przewadze przez łupki łyszczykowe i gnejsy plagioklazowe (paragnejsy), z rozciągłymi i wykazującymi dość znaczną miąższość wkładkami łupków grafitowych i grafitowo-łyszczykowych. Foliacja wykazuje stałą orientację: bieg NW–SE i upad raczej ku północnemu-wschodowi pod kątami 35–60° (Butkiewicz, 1968; Cwojdzński, 1981).

Na granicach wspomnianych wydzieleni, na mapach geologicznych kreślone są strefy uskoku lub nasunięć, stanowiących przedłużenie tzw. strefy tektonicznej Kletna (Cwojdzński, 1981; 1983) lub fragment uskoku Waliszów–Kletno–Pleče (Don i in., 2003). Bieg tych dyslokacji jest generalnie zgodny z orientacją foliacji. W tym rejonie zaznacza się także prostopadły do poprzedniego kierunku stref dyslokacyjnych, konse-

kwentnie łączony z osiami dolin o biegu NE–SW do ENE–WSW. Złoże powstało prawdopodobnie w strefie przecięcia się takich prostopadłych do siebie uskokuw.



Ryc. 49. Mapa geologiczna sztolni Uranowej Średniej w Marcinkowie; łupki:
1 – grafitowe, 2 – kwarcowo-łyszczykowe z grafitem, 3 – łyszczykowe, 4 – strefy uskokuw, 5 – orientacja foliacji

W Marcinkowie opisywane były żyły kwarcowo-kalcytowe z barytem i fluorytem, okruszcowane galeną srebronośną, siarczkami miedzi (chalkopiryt, bornit), tetraedrytem, pirytem i sfalerytem (Fedak i Lindner, 1966; Lis i Sylwestrzak, 1986; Wołkowicz, 1996). Główna żyła rudna miała przebieg zgodny z foliacją otaczających skał i miąższość rzędu 1 m (Ciężkowski i in., 1996; Lis i Sylwestrzak, 1986). Mineralizacja uranowa występować miała w obrębie stref tektonicznych przecinających serie łupków łyszczykowych z granatami, wtórnie wzbogaconych w wodorotlenki żelaza (Wołkowicz, 1996). Jak wspomniano, w Marcinkowie podejmowano też próby udokumentowania

złoża grafitu (por. Śliwowa i Subieta, 1959; Mańkowska, 1960; Mastalerz M., 1988; Stysz i Mączka, 2009).

Pod względem mineralogicznym złoża polimetaliczne zostało szczegółowo opracowane przez Wołkowicz (1996). Na podstawie analizy próbek pobranych z hałd, spośród minerałów rudnych opisała ona występowanie czterech generacji chalkopiryty, trzech sfaleryty i piryty, dwóch galeny, a także ilmenit, tytanit, rutyl, pirotyn, markasyt, arsenopiryt, gersdorfit i freibergit. Nieliczne z nich są wynikiem mineralizacji zachodzącej na etapie metamorfizmu, w przewodzie powstały jednak w rezultacie procesów hydrotermalnych. Ponadto, jako efekt mineralizacji hipergenicznej wskazano kowelin, chryzokolę, cerusyt i goethyt. Wiek głównej – hydrotermalnej fazy mineralizacji określono jako przypuszczalnie waryscyjski (Wołkowicz, 1996).

Historia eksploatacji i badań złoża

Archiwalne dane pozwalają na przedstawienie pewnych danych jakościowych oraz liczbowych, dotyczących obszaru złożowego Marcinkowa. W najdawniejszym, rozpoznanym na podstawie archiwaliów okresie działalności górniczej, a nawet wcześniej (w sztolniach uznanych za stare już w połowie XV w.) prowadzono eksploatację rud srebra (Dziekoński, 1972). Pojawiały się też wówczas informacje o występowaniu złota, które wydają się jednak niezbyt wiarygodne.

Według danych dotyczących okresu funkcjonowania gwarectwa *Reicher Segen*, około połowy XVIII w., eksploatowano wówczas żyłę srebronośnej rudy ołowiu o miąższości 1 m, która zawierała 0,2–0,8% Ag (Dziekoński, 1972). Początkowo wydobywanie było bardzo intensywne, w ciągu około roku uzyskano bowiem około 2000 cetnarów, czyli ponad 100 t rudy. Wspomniana bogata żyła dostarczała 24 łuty rudy ołowiu i 8 łutów srebra w cetnarze, wydobywano więc 0,68-procentową rudę ołowiu, zawierającą 2270 g/t Ag. W kolejnych latach wydobywanie wyraźnie spadło i nie przekraczało 15 cetnarów (780 kg) tygodniowo, czyli około 36 t rocznie (według danych przytoczonych przez Mączkę i Stysza, 2009).

W latach 70. XVIII w. przeprowadzono badania jakości próbki pobranej na hałdzie. Uzyskane wyniki są po części zastanawiające, w cetnarze rudy stwierdzono bowiem 4 łuty srebra, co odpowiada wartości 1136,5 g/t Ag, ale aż 70 funtów miedzi, co oznaczałoby rudę o zawartości 66% tego metalu. Być może zastosowany wtedy sposób opróbowania okazał się wyjątkowo tendencyjny. Wydobywanie prowadzone w okresie 1778–1883 dawało już tylko około 110–290 cetnarów rudy (czyli 5,7–15 t) rocznie, a jego poziom generalnie spadał (por. Dziekoński, 1972; Stysz i Mączka, 2009).

Informacje o kolejnych pracach rozpoznawczych pochodzą z lat 1818–1820. Wykazały one obecność mineralizacji rudnej, ale zwrócono też uwagę na występowanie grafitu. Udokumentowano 18 jego warstw, o bardzo jednak zmiennej miąższości – od 0,12 do 3 m. Odmianę grafitu określono jako trudną do wzbogacenia i przydatną tylko dla przemysłu odlewniczego (por. Stysz i Mączka, 2009).

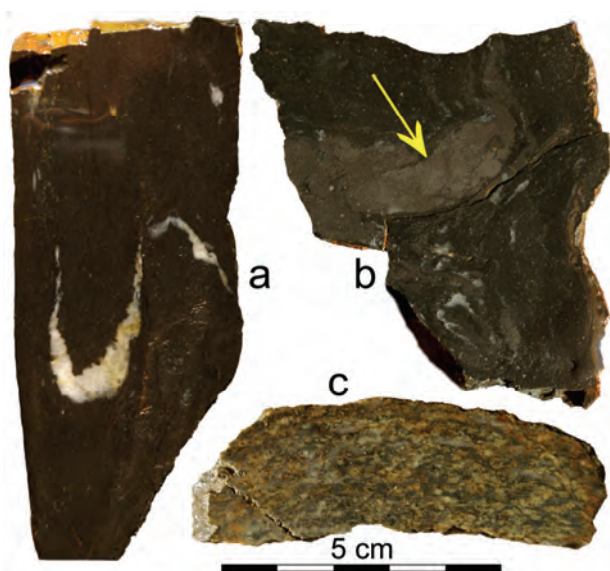
Pod koniec lat 40. XX wieku w Marcinkowie poszukiwano rud U, roboty zakończono ze względu na zbyt małą zawartość tego metalu (0,001–0,039% według Madziarza i Sztuka, 2004, a 130–390 g/t według Boruckiego i in., 1967). Późniejsze prace badawcze dotyczyły rozpoznania wystąpień łupków grafitowych. W sprawozdaniu z roku 1959 scharakteryzowano budowę geologiczną tego rejonu, wyróżniając trzy odmiany skał grafitonośnych. Były to łupki kwarcowe, kwarcowo-łyszczykowe i łyszczykowe z grafitem, przy czym stwierdzono, że grafit koncentruje się głównie w łupkach kwarcowo-łyszczykowych (Śliwowa i Subieta, 1959). Formy występowania łupków grafitowych określono jako „wkłady” i soczewy, o miąższości od kilku centymetrów do kilkunastu metrów, nieostrych granicach i stromym upadzie (Mańkowska, 1960). Roboty objęły wykonanie szeregu powierzchniowych wyrobisk badawczych, prace geofizyczne oraz pobranie próbek, również w skali półtechnicznej (200 kg), dla przeprowadzenia badań flotowalności. Stwierdzono, że grafit występuje w rozproszeniu lub w postaci „nieregularnych i smug skupień”, a jego zawartość w skałach zmienia się w zakresie 2,47–11,5% (Śliwowa i Subieta, 1959; Mańkowska, 1960). Jednocześnie przeprowadzono prace geofizyczne dla okonturowania wychodni łupków grafitowo-kwarcowych, dzięki którym stwierdzono, że tworzą one strefy ciągłe, ale o zmiennej miąższości (Rulska, 1959). Dominującą formę grafitu występującego w łupkach określono jako kryptokrystaliczny pigment i rozproszone, bardzo drobne agregaty, a rzadko są to mikrolaminy lub większe agregaty (Mastalerz M., 1988).

Obserwacje elementów budowy geologicznej i wód kopalnianych

Sztolnia Średnia Uranowa, według arkusza szczegółowej mapy geologicznej (Cwojdzinski, 1981) położona jest w obrębie wychodni łupków łyszczykowych i gnejsów plagioklazowych. Wydaje się więc, że odsłaniająca się w jej wyrobiskach strefa łupków grafitowych i łyszczykowo-grafitowych o szerokości rzędu 100 m, okazała się niekartowalna w warunkach prac powierzchniowych. Budowę górotworu w tym wyrobisku omówili wstępnie Zagożdżonowie (2009a), a uproszczony obraz kartograficzny zamieszczono w pracy Pusza i in. (2017).

W sztolni wyróżnić można trzy podstawowe odmiany litologiczne. Wydzieleniem dominującym jest grupa **łupków kwarcowo-łyszczykowych z grafitem**. Obejmuje ona skały o zróżnicowanych proporcjach składników skałotwórczych, w tym grafitu. Ogól-

nie zdefiniować je można jako drobnoblastyczne, powszechnie wykazujące objawy deformacji fałdowych i zawsze bardzo ciemne (ryc. 50a). Jako **łupki grafitowe** określono skały o bardzo silnej (niekiedy „liściastej”) oddzielności łupkowej, rozpadające się na duże, nierówno wykształcone płytki, silnie połyskujące na powierzchniach oddzielności. Często skały te są rozsypliwe, wykazują niekiedy objawy silnej wtórnej mineralizacji tlenkami żelaza w spękaniach. Miejscami w łupkach grafitowych widoczne są kilkucentymetrowej wielkości gniazda grafitu (ryc. 50b). Czyste, całkowicie bezgrafitowe, **łupki łyszczykowe** wykazują barwę jasnoszarą, srebrzysto-szarą na powierzchniach oddzielności. Dobrze widoczna jest ich granolepidoblastyczna struktura, w składzie mineralnym zaznacza się czasem obecność granatów (ryc. 50c). Granice łupków łyszczykowych i odmian z grafitem są częściej przejściowe, ale niekiedy ostre.



Ryc. 50. Łupki wyróżnione w sztolni w Marcinkowie:
a – kwarcowo-łyszczykowy z grafitem, b – grafitowy (z widocznym gniazdem grafitu),
c – kwarcowo-łyszczykowy

Wszystkie wymienione odmiany skalne wykazują często objawy skwarcowania, wydaje się jednak, że w odmianach zasobnych w grafit proces jest bardziej zaawansowany. Kwarc występuje w postaci żyłek i soczew o miąższości od ułamków milimetra do około 2 cm. W obrębie spękań i na powierzchniach oddzielności skał często widoczne są objawy silnego zażelazienia – również przede wszystkim w łupkach grafitowych.

Na obecnym etapie rozpoznania budowy geologicznej można stwierdzić, że łupki łyszczykowe dominują w zachodniej części górotworu rozciętego wyrobiskami sztolni, poza tym występują w postaci wkładek o kilkumetrowej miąższości (ryc. 49). Dominują łupki kwarcowo-łyszczykowe o różnej, choć znacznej zawartości grafitu. Wystąpienia skały określonej jako łupek grafitowy wskazać można tylko lokalnie, przede wszystkim w rejonie obwału na 115 m.b. sztolni. Należy zaznaczyć, że zasięg poszczególnych wydzieleni jest miejscami trudny do określenia, ze względu na powszechne występowanie żelazistych nacieków, w znacznej mierze mających postać pól na ociosach. Szczególnie rozpoznanie części wschodniej jest fragmentaryczne, a to ze względu na bardzo obfitą szatę naciekową i zabytkowy charakter starych wyrobisk.

Według mapy Cwojdzńskiego (1981) bieg **foliacji** w rejonie Marcinkowa ma orientację około 140° , ale lokalnie, w osi doliny i na północ od niej wynosi około 0° . Ta druga wartość dobrze koresponduje z wynikami pomiarów wykonywanych w sztolni Średniej Uranowej. W przypadkach skrajnych notowano wyniki od $302/34$ do $60/43$, jednak najczęściej azymuty upadu mieściły się w przedziałach $80\text{--}100^\circ$ i $260\text{--}290^\circ$. Foliacja wykazuje więc raczej stały bieg, ale przeciwne upady – umiarkowane do stromych, a także pionowe. Miejscami struktura ta jest zaburzona występowaniem szeroko- i wąskopromiennych mezofałdów ze skrajnymi wartościami pomiarów na skrzydłach np. od $355/50$ do $72/70$ albo od $268/85$ do $54/50$.

Przebieg większych **stref uskokowych** jest raczej zgodny z foliacją, co potwierdzają pomiary około $82/50$ w rejonie wlotu sztolni oraz $258/30$ w rejonie obwału w centralnej części tego wyrobiska. Strefy te są słabo czytelne przede wszystkim ze względu na zakrycie ociosów naciekami żelazistymi. Można stwierdzić ogólnie, że w ich obrębie nastąpiło silne zmiażdżenie i „rozwalcowanie” podatnych na deformacje łupków z grafitem. Sztolnia położona jest co prawda poza strefami dyslokacyjnymi wykreślonymi przez Cwojdzńskiego (1981), ale wydaje się, że drogami wzmożonej mineralizacji mogły tu być uskoki obserwowane w sztolni, a także jeden z uskoków poprzecznych do strefy tektonicznej Kletna / uskoku Waliszów–Kletno–Pleče. Uskok ten jest wykreślony na mapie Cwojdzńskiego (1981) wzdłuż doliny, w której założony jest Marcinków.

Najbardziej interesującym zagadnieniem geologicznym obserwowanym w sztolni Średniej Uranowej są intensywne, współczesne **procesy mineralotwórcze**. O specyfice, a wręcz unikatowości sztolni Średniej Uranowej decyduje powszechność występowania nacieków żelazistych. Zwłaszcza w wyrobiskach XVI-wiecznych, na wielu odcinkach pokrywają one w całości ociosy i strop, a na spągu następuje strącanie związków żelaza ze stagnujących odcieków kopalnianych. Powstające w ten sposób nagromadzenia były opisane przez Zagożdżonów (2009a), którzy podali charakterystyki morfologii

powstających form oraz podjęli próbę identyfikacji tworzących je faz. Wydaje się, że w większości są to substancje amorficzne, w niektórych przypadkach na dyfraktogramach można jednak obserwować wyraźne linie goethytu, a także innego minerału, zidentyfikowanego jako akaganeit $\beta\text{-Fe}^{3+}(\text{O}, \text{OH}, \text{Cl})$ (por. rozdz. 5.3.3).

Wyniki analizy chemicznej nacieków żelazistych podano w opracowaniu Pusza i in. (2017). Wśród składników głównych elementem bezwzględnie dominującym jest oczywiście tlenek żelaza Fe_2O_3 stanowiący 65,3% masy próbki. W nieco większych ilościach występowały krzemionka (1,92%) i tlenek sodu (0,32%), zaś zawartość innych składników nie przekraczała 0,1%, przy stracie prażenia wynoszącej niemal 33%.

Wśród pierwiastków śladowych odnotowano większe koncentracje molibdenu (144 ppm), cynku (103 ppm) kobaltu (58 ppm) i miedzi (50 ppm).

W rejonie obszernego obwałowania na 115 m.b. sztolni, w obrębie wystąpienia silnie spękanych i przeciętych uskokiem łupków grafitowych, notowano znaczne ilości drobnoigłowego gipsu, formującego się współcześnie w warunkach subaeralnych. Nagromadzenia te były wcześniej opisywane (Zagożdżon i Zagożdżon, 2009a), a dokładniejsza ich analiza zawarta jest w rozdziale 5.3.1.

W opisywanych wyrobiskach wyraźnie zaznacza się zróżnicowanie wód, które badane były dla potrzeb analizy środowiska życia występujących tu mikroorganizmów (Pusz i in., 2017). Stwierdzono obecność wód dwójakiego rodzaju, znacząco różniących się pod względem cech fizyko-chemicznych. W obu przypadkach w ich składzie dominuje jon siarczanowy, jednak jego zawartość wynosi odpowiednio 63 oraz 170 mg/dm^3 . Wodę mniej zmineralizowaną określić można jako siarczanowo-wodorowęglanowo-wapniową ($\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$). Jest ona lekko zakwaszona, jej pH wynosi 6,40. Woda bardziej zmineralizowana, siarczanowo-wapniowa ($\text{SO}_4\text{-Ca}$), ma odczyn kwaśny (pH 3,70). W jej składzie zaznacza się wyraźnie większa zawartość Fe, Al i Zn (Pusz i in., 2017).

Wody o większej mineralizacji ogólnej występują w biegnącym ku wschodowi ze-spole chodników sztolni Średniej Uranowej, łączącym się z wyrobiskiem XVI-wiecznej sztolni dziedzicznej. W pobliżu wyrobiska głównego stagnują one, natomiast wzdłuż *erbstollen* następuje bardzo powolna infiltracja ku północy – w kierunku obecnie niewidocznego jej wlotu. Wody mniej zmineralizowane spiętrzone są w najgłębszej części sztolni Średniej Uranowej – za rozległym obwałowaniem na jej 115 m.b.

Poznawcze znaczenie zachowanych wyrobisk

Opisywany obiekt podziemny jest jednym z nielicznych rozpoznanych w Sudetach, w którym badać można istotne zagadnienia związane zarówno z historią górnictwa, jak też z geologią i biologią. Poza dominującymi wyrobiskami z roku 1950 obserwuje się

tu fragmenty sztolni XVI-wiecznej. Wyrobiska umożliwiają badania odmian litologicznych łupków serii strońskiej oraz ich wzajemnych stosunków przestrzennych na obszarze ubogim w naturalne odsłonięcia. Wyjątkowo intensywnie zachodzą tu współczesne procesy minerałotwórcze. Interesujące jest bliskie współwystępowanie wód podziemnych różnych typów. Po raz pierwszy w Polsce udało się tu przeprowadzić badania specyficznego wystąpienia sinicowo-glonowego w warunkach dawnej kopalni.

Przedstawiona kumulacja zagadnień predysponuje ten obiekt do objęcia ochroną, jako podziemne stanowisko dokumentacyjne. Zabezpieczyłoby to istniejące i powstające tu struktury przed dewastacją podobną, jaka około roku 2010 nastąpiła w wyniku nasilonych, bezmyślnych penetracji obiektu przez tzw. eksploratorów.

4.4.2. Elektrownia szczytowo-pompowa w Młotach – unikatowy, rozległy obiekt podziemny z przejawami współczesnych procesów minerałotwórczych

Wieś Młoty, położona jest około 8 km na zachód od Bystrzycy Kłodzkiej, w wąskiej dolinie rzeki Bystrzycy. Przypuszczalnie już w XIV w. istniała tu kuźnica żelaza, której działalność oparta była o surowiec dostarczany z okolicznych małych złóż. Działalność ta upadła w wyniku wojen husyckich (Staffa, 1992). Od XVI w. istnieje wieś z kuźnicą, zwana *Hammerstadt*, potem *Hammer*, w której wydobywie i hutnictwo rud żelaza prowadzono do wieku XVIII (Staffa, 1992; Brygier i Dudziak, 2010). Prawdopodobnie pozostałością tej działalności jest niewielki obiekt, którego wlot położony jest bezpośrednio ponad korytem rzeki Bystrzycy Łomnickiej, opisywany jako jaskinia pseudo-krasowa (schronisko) Mała Młocka. Jego forma – prostoliniowy przebieg i regularny, łukowy przekrój poprzeczny oraz niewielka hałda przed wlotem wskazują, że jest to raczej mała sztolnia, którą rozpoznawano prawdopodobnie zmineralizowaną strefę kataklastyczną, wykształconą w obrębie paragnejców serii strońskiej (por. Rzońca i Burzyński, 2004; Pokorny i in., 2013).

Ostro zarysowana rzeźba terenu była powodem wyboru tego miejsca pod budowę elektrowni szczytowo-pompowej (Staffa, 1992). Jej górny zbiornik miał być usytuowany na Zamkowej Kopie (784,08 m n.p.m.), co zapewniłoby około 300-metrową różnicę wysokości poziomu wody pomiędzy zbiornikami. W latach 1968–1972 trwały prace studialne i projektowe. Planowana elektrownia miała osiągać moc 750 MW, a jej dolny zbiornik miał powstać w wyniku przegrodzenia doliny Bystrzycy ziemną tamą o wysokości 80 m (Rzeczycki, 2006; Kowalski i in., 2008; Brygier i Dudziak, 2010). Próbn

roboty górnicze w latach 1972–1975 prowadził Zakład Robót Górniczych Dolnośląskiego Gwarectwa Węglowego. Później rozpoczął się okres przerw i przestojów wywołanych czynnikami organizacyjnymi i ekonomicznymi. Pod koniec lat 70. XX wieku koszt dalszych inwestycji określono na 13 miliardów zł, a roboty miały być sfinansowane z budżetu rządowego. W latach 1979–1981, poza budową infrastruktury powierzchniowej, wydrążono około 3 km wyrobisk podziemnych, w tym trzy derywacje (m.in. kanały derywacyjne – służące do doprowadzania wody). W roku 1981 władze centralne wydały decyzję o wstrzymaniu wykonania inwestycji. Jednak już trzy lata później Prezydium Rady Ministrów zdecydowało o kontynuacji budowy. W roku 1985 prowadzono pod ziemią roboty zabezpieczające, a poziom zaawansowania całości robót górniczych określano na 70%. Kolejne lata to znów czas przestojów, jedynie w roku 1989, w związku z zagrożeniem obrywem, wykonano ratunkowe roboty polegające na ciśnieniowym zatłaczaniu w obudowę i górotwór spoiwa z mleczka cementowego. Później jednak wszelkie roboty wstrzymano, a wloty wyrobisk zostały zamknięte. W roku 1999 konsorcjum krajowych elektrowni zleciło wykonanie analizy opłacalności kontynuowania budowy (Rzeczycki, 2006). Opracowanie z roku 2001 (*Elektrownia szczytowo-pompowa*, 2001) sygnalizowało narastanie kosztów wynikających m.in. z zamrożenia kapitału i konieczności utrzymywania oraz zabezpieczania inwestycji, i wskazywało na silny spadek realnej wartości majątku. W sprawozdaniu zarządu, wchodzącego w skład wspomnianego konsorcjum Zespołu Elektrociepłowni Wrocławskich Kogeneracja S.A. za rok 2003 stwierdzono, że prace nie są kontynuowane (Rzeczycki, 2006). W opracowaniu Kowalskiego i in. (2008) opisano stan obiektu i nakreślono dwa dalsze możliwe warianty postępowania: całkowite zaniechanie inwestycji z likwidacją części wyrobisk oraz kontynuację prac w celu ukończenia przedsięwzięcia. Dla drugiego przypadku przyjęto, że wznowienie prac może nastąpić po 10 latach – okres ten właśnie minął. W kwestii obiektu w Młotach do dziś trwa stan bezruchu i niepewności.

W ramach prac własnych spenetrowano niemal w całości główny zespół wyrobisk. W miejscach, gdzie górotwór jest dostępny wykonano podstawowe obserwacje geologiczne i badania form naciekowych, a także wykonano opróbowanie. Ze względu na swoje rozmiary obiekt wymaga bardziej długotrwałego rozpoznania.

Forma i stan wyrobisk elektrowni szczytowo-pompowej

Budowany w Młotach kompleks energetyczny obejmuje infrastrukturę podziemną o specyficznej formie. Jednym z zasadniczych jego elementów miała być sieć wyrobisk, określanych w materiałach dokumentacyjnych obiektu jako „sztolnie”. Ich osią miały

być trzy nitki „sztolni” ciśnieniowych o biegu NE–SW, łączących oba zbiorniki wodne, nazwane R1 (południowa), R2 i R3. Ich niższe, derywacyjne odcinki, wykonane w latach 1976–89, drążono z pochyleniem 7°. Ich długość wynosi 322 m, szerokość – 5,3 m, a wysokość – 4,85 m. Do roku 1989 zabezpieczono je pełną obudowę żelazobetonową, zaś w latach 1991–1997 pojawiła się konieczność wykonania w nich cementacji uszczelniających. Wyższe fragmenty wyrobisk ciśnieniowych (upadowe) drążono w latach 1980–1982 z pochyleniem 37°. Długość ich wykonanych odcinków wynosi zaledwie 58–141 m, przy średnicy około 5,5 m. Zostały one zabezpieczone za pomocą profili stalowych z siatką żelbetową. W wyrobisku R1 wykonano dodatkowo 160 m niskiej sztolni pilotowej (*Elektrownia szczytowo-pompowa*, 2001).

Wyrobiska ciśnieniowe łączy w dolnej części najstarszy element kompleksu – tzw. sztolnia udostępniająca z lat 1974–1975. Ma ona łącznie około 80 m długości i 5 m średnicy. We wschodniej części kompleksu znajdują się trzy, drążone na przedłużeniu derywacji, niedokończone wyrobiska prowadzące w kierunku generatorów elektrowni oraz dwie upadowe wentylacyjne (jedna również niedokończona). Na wysokości przejścia derywacji w upadowe wykonano też chodnik objazdowy, łączący wyrobiska ciśnieniowe R1 i R3. Po przeciwnej stronie doliny znajduje się 380-metrowa tzw. sztolnia obiegowa o średnicy 4,6 m, która miała odprowadzać wody powodziowe i przeznaczone do spożycia (*Elektrownia szczytowo-pompowa*, 2001). W Młotach wykonano około 1870 z planowanych 3400 m.b. wyrobisk.

W wyrobiskach zespołu Młoty powszechnie obserwować można objawy korozji stalowych elementów obudowy zabezpieczającej oraz porzuconych elementów maszyn i urządzeń. Jednak według Kowalskiego i in. (2008) jej stopień nie wpływa znacząco na funkcjonalność obudowy (spadek nośności o około 10%). Obudowa betonowa derywacji została gęsto rozwiercona małośrednicowymi otworami rdzeniowanymi, porzucone rdzenie skalne i betonowe zalegają w wielu miejscach.

Budowa geologiczna otoczenia obiektu

Pod względem geologicznym Młoty usytuowane są w centralnej części metamorfiku Gór Bystrzyckich. Podłoże buduje tu wyraźnie dwudzielny zespół skalny. Piętro krystaliczne stanowią skały metamorficzne kopuły orlicko-śnieżnickiej, na nich niemal horyzontalnie zalega pokrywa górnokredowych skał osadowych.

Według opracowań kartograficznych wychodnie skał krystalicznych mają bieg zbliżony do południkowego, lokalnie zmieniający się na NW–SE. Nisko, ponad rzeką, odsłaniają się głównie skały określane jako paragnejsy lub łupki łyszczykowe, wyżej są to granitognejsy słoje, laminowo-oczkowe lub oczkowe (Fistek i Gierwielaniec,

1957; Dumicz, 1964; Dziewański, 1984). Dziewański (1984), opierając się m.in. na wynikach obserwacji prowadzonych w podziemnych wyrobiskach Młotów wydzielił kompleks łupków łyszczykowych, głównie ciemnych, czasem zielonkawych i wyraźnie laminowanych, zawierających wkładki łupków amfibolowych i grafitowych. Wśród granitognejsów bystrzyckich wskazał odmiany warstewkowe i warstewkowo-oczkowe oraz dominujące oczkowe. W wyniku szczegółowych badań petrologicznych Pietrzyk-Sokółska (1993) w rejonie Młotów wydzieliła łącznie pięć makroskopowo rozróżnialnych odmian łupków, takich jak dwułyseczkowe i dwułyseczkowe z grafitem, biotytowe, muskowitowe oraz amfibolowe. Na podstawie badań mikroskopowych wyróżniła ona natomiast siedem ich odmian, w większości są to skały kwarcowo-skalieniowe ze zmiennym udziałem łyszczyków, chlorytu, grafitu i amfiboli. Wśród gnejsów wyróżnione zostały trzy odmiany podstawowe: warstewkowe, oczkowe i aplitowe. Ponadto występują odmiany przejściowe – gnejsy warstewkowo-oczkowe, warstewkowo-aplitowe oraz pręcikowe (będące ogniwem pośrednim pomiędzy gnejsami warstewkowymi a łupkami łyszczykowymi (Pietrzyk-Sokółska, 1993).

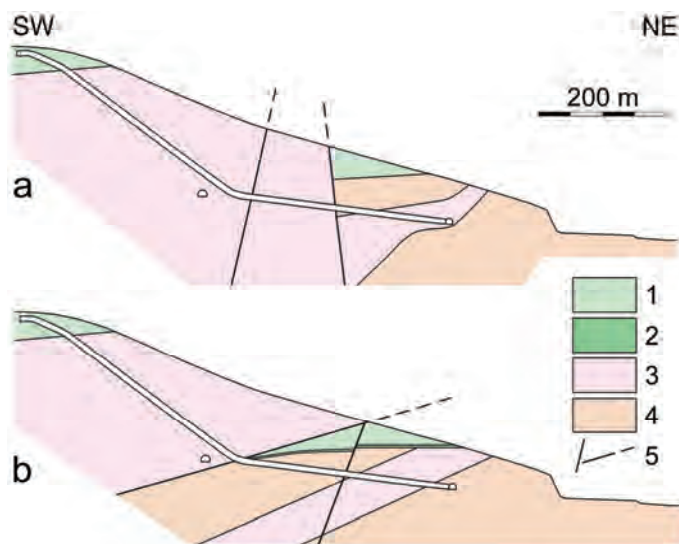
Zarówno Dziewański (1984), jak i Pietrzyk-Sokółska (1993) informują o obecności skał metamorfizmu dynamicznego. Według pierwszego z przywołanych autorów są to głównie kataklazyty gnejsów i łupków łyszczykowych, często o silnym brunatnym zabarwieniu, wynikającym z obecności dużych ilości wtórnych wodorotlenków żelaza. Pietrzyk-Sokółska stwierdziła w strefach tektonicznych występowanie kataklazytów i mylonitów.

Wśród osadów kredowych, zalegających w środkowej części zbocza i w szczytowej partii Zamkowej Kopy, Fistek i Gierwielanec (1957) wyróżnili podstawowe piaskowce glaukonitowe, a wyżej – kilka poziomów margli. Według Dziewańskiego (1984) profil kredowy najpełniej rozwinięty jest na grzbiecie tego wzniesienia. Obejmuje on półmetrowej miąższości warstwę podstawowych zlepieńców kwarcowych i piaskowce cenomanu, przykryte są one około 37-metrowej miąższości poziomem geozuronu dolnego, a następnie – piaskowcami ciosowymi turonu środkowego.

Według opracowań kartograficznych Fistka i Gierwielanca (1957) oraz Dumicza (1964) skały krystaliczne zapadają ku zachodowi lub południowemu-zachodowi pod kątem 30–50°. Warstwy tworzące kredową pokrywę osadową ułożone są w przewadze horyzontalnie lub subhoryzontalnie. Autorzy ci ukazali na zboczu Zamkowej Kopy wyraźny, pogórnokredowy uskok o biegu NNW–SSE, zrzucający skrzydło wschodnie. Znacznie bardziej skomplikowany obraz tektoniki znajdujemy na mapie Dziewańskiego (1984), który wyróżnił tu szereg uskoków i cztery bloki tektoniczne. Jedną z istotnych, wskazanych przez niego granic uskokowych jest nasunięcie Zamkowej Kopy,

o orientacji 234/31 – ruch mas skalnych następował wzdłuż płaszczyzn foliacji, a strefę nasunięcia charakteryzuje intensywna mineralizacja tlenkami Fe.

W kilku opracowaniach przedstawiony został obraz budowy geologicznej samego obiektu w Młotach. Neuman (1972) zamieścił przekrój górotworu wzdłuż derywacji. Jego opracowanie miało charakter studialny, powstawało przed rozpoczęciem robót podziemnych, a uzyskany obraz (ryc. 51a) był wynikiem analizy danych powierzchniowych. Dziewański (1984) podobny przekrój wykreślił już w oparciu o obserwacje podziemne. Widoczne są na nim znaczące różnice zarówno w zasięgu występowania odmian skalnych jak i przebiegu uskoków (ryc. 51b). Podobny, choć uproszczony obraz znajduje się w opracowaniu Krzyżanowskiej i Sowińskiego (2002). W opracowaniach tych nie pojawiają się mapy geologiczne ukazujące budowę górotworu w poziomie wyrobisk.



Ryc. 51. Uproszczony obraz budowy górotworu w rejonie elektrowni szczytowo-pompowej w Młotach według: a) Neumana (1972), b) Dziewańskiego (1984);
 utwory kredy: 1 – gezy, 2 – piaskowce glaukonitowe;
 piętro krystaliczne: 3 – gnejsy, 4 – łupki krystaliczne, 5 – uskoki;
 przedstawiono przebieg wybranych wyrobisk – wykonanych i planowanych

Skały krystaliczne w obrębie podziemnego obiektu w Młotach są ukazywane w sposób ogólny – jako łupki krystaliczne (łyszczykowe, dwułyszczykowe) oraz gnejsy oczkowe i warstewkowo-oczkowe lub warstewkowe (Neuman, 1972; Dziewański, 1984; Krzyżanowska i Sowiński, 2002). Utwory kredowe określane są jako gezy, w opraco-

waniu Krzyżanowskiej i Sowińskiego (2002) w ich spągu przedstawiono też kilkumetrowej miąższości warstwę piaskowców glaukonitowych.

W oparciu o dane literaturowe w elektrowni szczytowo-pompowej wyróżnić można dwa bloki tektoniczne. Niższy, rozcięty derywacyjnymi odcinkami wyrobisk, tworzą w przewodzie łupki, w ich obrębie występuje wkładka gnejsów (warstewkowych według Dziewańskiego 1984). Skały te przykryte są warstwą osadów kredowych. Również Kowalski i in. (2008) podają, że derywacje w miejscu zmiany kąta nachylenia „mogą przecinać utwory kredowe” – w sformułowaniu tym zastanawia brak pewności, co do faktycznej sytuacji geologicznej. Wyżej, wzdłuż upadowych, występują skały drugiego bloku tektonicznego, są to gnejsy również przykryte gezami. Granicę obu bloków stanowi nasunięcie Zamkowej Kopy, a pierwszy z nich dodatkowo przecięty jest młodym, stromym uskokiem.

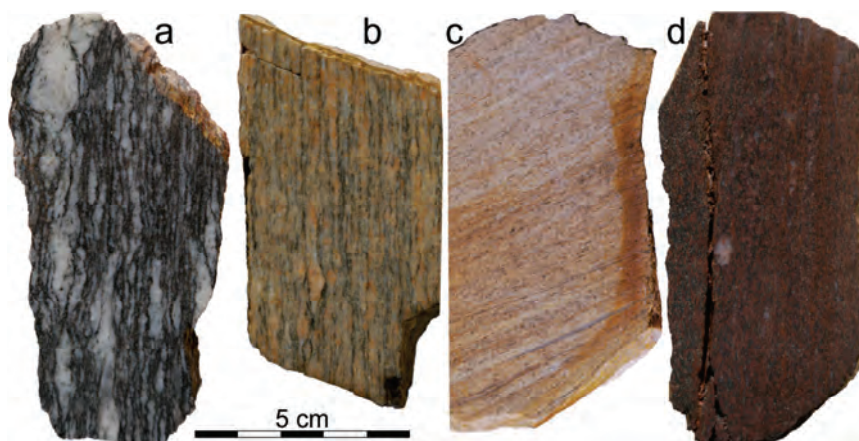
Kowalski i in. (2008) ogólnie określają tektonikę górotworu w rejonie inwestycji jako skomplikowaną. Wymieniają dwie znaczne dyslokacje – nasunięcie z kataklazą przylegających do strefy uskokowej gnejsów oraz bliżej nie zdefiniowany uskoki o 220-metrowym zrzucie, a także deformacje fałdowe i liczne, występujące w strefach łupkowych „intensywne spękania górotworu”, mające postać szczelin o genezie tektonicznej i odprężeniowej. Z drugiej jednak strony – opierając się na własnych badaniach przeprowadzonych za pomocą sondy introskopowej, zaangażowanie tektoniczne górotworu określili jako niskie, dokumentowane stosunkowo rzadkim (co 0,5–2 m) występowaniem spękań.

Obserwacje geologiczne w wyrobiskach

Obserwacje geologiczne prowadzone w zespole wyrobisk w Młotach mają z konieczności charakter fragmentaryczny, ze względu na zasłonięcie zdecydowanej większości ociosów obudową. Niemniej skała dość często jest dostępna do obserwacji – w miejscach pozbawionych obudowy lub tam, gdzie jej stan jest zły, a także na spągu.

Na podstawie makroskopowego opisu pobranych próbek i obserwacji terenowych, wśród występujących tu skał krystalicznych wyróżnić można trzy odmiany gnejsów oraz łupki łyszczkowe. Dominują **gnejsy laminowo-oczkowe**, średnioblastyczne, o wyraźnie różnej wielkości porfiroblastów skaleni. Wyróżniono wśród nich odmiany o oczkach dużych i bardzo dużych (odpowiednio: o długości 1–2 cm i do 6,5 cm; ryc. 52a) oraz drobnych (rzadkie porfiroblasty o długości 0,5–1 cm; ryc. 52b). Pierwsze z nich to skały biotytowe, o ciemnej barwie, natomiast gnejsy drobnooczkowe są wyraźnie jaśniejsze, o odcieniach różowych, nadawanych przez część blastów skaleniowych. Odmiany te mogą odpowiadać gnejsom warstewkowo-oczkowym, wyróżnio-

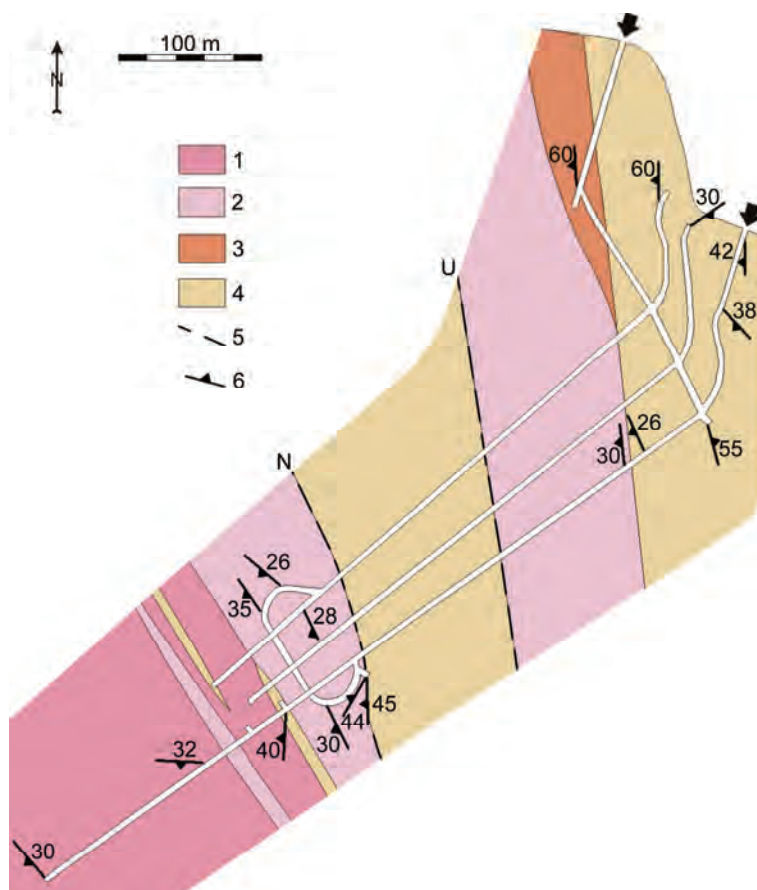
nym przez Pietrzyk-Sokólską (1993). Podrzędnie występują drobno- i równoblastyczne **smużyste gnejsy muskowitowe** (ryc. 52c), odpowiadające prawdopodobnie gnejsom aplitowym według Pietrzyk-Sokólskiej (1993). Bardzo szerokie rozprzestrzenienie wykazują **łupki biotytowe** – ciemne drobno- i równoblastyczne skały o odcieniu czerwonym (ryc. 52d), o różnie wykształconej oddzielności łupkowej, miejscami wykazujące objawy kataklazy. W wyrobiskach nie natknięto się na wystąpienia skał osadowych.



Ryc. 52. Odmiany skalne występujące w obiekcie Młoty: gnejsy a – laminowo-oczkowe, grubooczkowe, b – laminowo-oczkowe, c – smużyste oraz d – łupki biotytowe

Foliacja gnejsów i łupków wykazuje dość stały azymut biegu od 130° do 190° (zazwyczaj około $150\text{--}160^\circ$), w części wschodniej kompleksu podziemnego zbliżony raczej do południkowego, a ku zachodowi zmieniający się na NW–SE. Kąty upadu są umiarkowane, wynoszą $25\text{--}50^\circ$, przeważnie ku zachodowi. Lokalnie nastąpiła prawdopodobnie reorientacja foliacji przy niewielkich strefach uskokowych (ryc. 53). Wartość azymutu biegu około 135° i upadu 20° ku SW znajdujemy też w opracowaniu Dziewańskiego (1984).

Na przodku wyrobiska upadowego R1 stwierdzono niewielkie wystąpienie pegmatytu kwarcowo-skalieniowego. Skały krystaliczne (częściej łupki) wykazują objawy wtórnej mineralizacji kwarcowej. Niekiedy ma ona postać skwarcowania pewnych stref, znacznie częściej minerał ten tworzy roje drobnych żyłek, o miąższości do 5 cm lub soczewki o rozmiarach do 5×30 cm. Rzadko występują soczewy o długości do 2 m zdeformowane tektonicznie, częściowo zgodne, częściowo skośne do silnie zaburzonej foliacji.



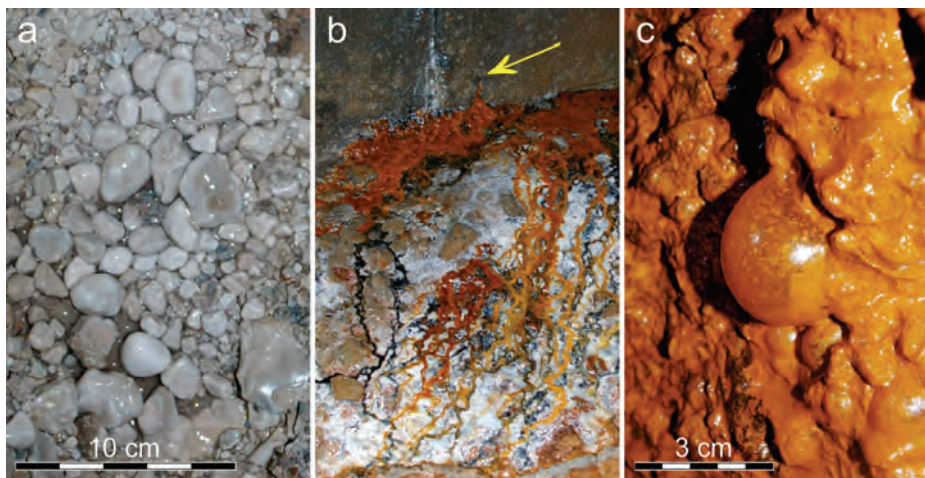
Ryc. 53. Mapa geologiczna obiektu Młoty; gnejsy:

- 1 – laminowo-oczkowe, grubooczkowe, 2 – laminowo-oczkowe, droбноoczkowe,
3 – smużyste, 4 – łupki biotytowe, 5 – przypuszczalny przebieg dyslokacji
(U – uskok, N – nasunięcie), 6 – orientacja foliacji

W wyrobiskach nie obserwuje się większych stref uskokowych, które zostały szczególnie zabezpieczone obudową betonową.

W podziemnym obiekcie w Młotach występują miejscami intensywne **procesy powstawania zróżnicowanej szaty naciekowej**. Dochodzi do wytrącania się węglanu wapnia oraz związków żelaza (Zagożdżon i Zagożdżon, 2009c). Bogata kaltemitowa szata stalaktytowa (nacieki rurkowe) tworzy się na obudowie betonowej wyrobisk ciśnieniowych. Pod tym względem interesująca jest najniższa część derywacji R1, gdzie spotyka się też nieliczne, ale masywne stalagmity. Z kolei w derywacji R3 natrafiono na niewielkie nagromadzenia form, które można uznać za duże pizoidy (o rozmiarach do

3,5 cm; ryc. 54a) formujące się w nietypowym środowisku – na nie zakrytym wodą spągu, a jedynie pod strefą intensywnego wykupu wód zmineralizowanych.



Ryc. 54. Przykłady form naciekowych w wyrobiskach derywacyjnych:

- a) pizoidy kaltemitowe, b) mieszane żelazisto-kaltemitowe polewy na spągu (szerokość pola widzenia około 2 m, wskazano jeden z otworów wiertniczych),
- c – pęcherzowa forma naciekowa związków Fe

Miejscami można obserwować bardzo rozległe nagromadzenia związków żelaza, zazwyczaj w postaci polew, a niekiedy mis naciekowych na spągu, zbudowanych z miękkiej, mazistej substancji o barwach ciemnożółtych i rudych. Często tworzą się one w wyniku wypływu silnie zmineralizowanych wód z badawczych otworów wiertniczych wykonanych w obudowie wyrobisk derywacyjnych. Wyjątkowym rodzajem form naciekowych tego rodzaju są polewy i misy mieszane – kaltemitowo-żelaziste (ryc. 54b). Osiągają one niekiedy znaczne rozmiary, nawet całkowicie przegradzając wyrobiska derywacyjne. Wydaje się, że ich nawarstwienia żelaziste są generalnie młodsze – na powierzchniach nie obserwuje się pokryw węglanowych. Można przyjąć, że nagromadzenia węglanowe powstały w wyniku wypłukania albo wypłynięcia części mleczka wapiennego, zastosowanego do iniekcji uszczelniających w latach 1991–1997, później wzmożony wypływ wód, spowodowany perforacją względnie szczelnej obudowy derywacji, spowodował uruchomienie związków żelaza rozproszonych w górotworze.

Niekiedy obserwować można struktury nietypowe. Jedna z drobnych żelazistych mis naciekowych, zlokalizowana w środkowej części wyrobiska R1, formuje się w wyniku dostawy zmineralizowanej wody nie z boku lub góry, a od dołu – spod warstwy

żelazistych precypitatów. Natknięto się też na pęcherzowe formy naciekowe (pod względem morfologicznym – odpowiedniki mydlanych baniek; ryc. 54c), powstające prawdopodobnie podczas bardzo powolnego odgazowania porowatej, miękkiej masy, zachodzącego w wyniku rosnącego nacisku nadbudowywanego od góry nagromadzenia związków żelaza.

We wszystkich nitkach derywacyjnych strefa intensywnego formowania się żelazistych form naciekowych jest zlokalizowana podobnie, czyli w przedziale odległości 50–170 m od sztolni udostępniającej (por. ryc. 53).

W kilku miejscach w badanych wyrobiskach stwierdzono rozległe strefy wykopów i wypływy wód, głównie w niedokończonych wyrobiskach prowadzonych w kierunku generatorów elektrowni oraz w sztolni wentylacyjnej, czyli w strefach położonych najniżej i blisko powierzchni. Są to prawdopodobnie wody podziemne płytkiego krążenia intensywnie drenujące górotwór zgodnie z foliacją łupków i wykorzystujące wspomniane przez Kowalskiego i in. (2008) szczeliny tektoniczne i odprężeniowe. Najsilniejszy, skoncentrowany wypływ ma jednak miejsce w upadowej R1, w odległości około 150 m ponad rozwidleniem chodnika objazdowego, gdzie prawdopodobnie pojawiają się wody głębszego krążenia. Trzeci typ wód pojawiających się w wyrobiskach w środkowej części derywacji, cechuje silna mineralizacja związkami żelaza. Wody dopływające do wyrobisk są usuwane z wykorzystaniem stacji pomp znajdującej się w sztolni udostępniającej.

Obserwacje wykonane na odosobnionych, ale względnie licznych stanowiskach wzdłuż wyrobisk derywacyjnych, zwłaszcza w nitce R1, a także w upadowych oraz w sztolni obiegowej pozwoliły na przedstawienie **mapy geologicznej**, którą można skonfrontować z wcześniejszymi opracowaniami. W związku ze specyfiką formy obiektu podziemnego zobrazowanie to ma nietypowy charakter rzutu na powierzchnię skośną, nachyloną ku NE (ryc. 53).

Przedstawiony przestrzenny układ wydzieleni litologicznych w zasadzie jest zgodny z przekrojem Dziekańskiego (1984). Na odcinkach derywacyjnych dominują łupki, choć w ich obrębie występuje około 100-metrowej szerokości strefa gnejsów – laminowo-oczkowych, drobnooczkowych oraz w niewielkiej ilości smużyстых. W rejonie przejścia wyrobisk derywacyjnych w upadowe i w tzw. sztolni objazdowej znów pojawiają się gnejsy laminowo-oczkowe, ale dwóch odmian. W ich obrębie występują wąskie około 10-metrowej szerokości wkładki łupków biotytowych (o jakich informowali Kowalski i in., 2008).

W trakcie prac terenowych nie udało się potwierdzić obecności skał osadowych oraz nasunięcia – strefa ta została zabezpieczona pełną obudową betonową, prawdo-

podobnie jako stwarzająca wyjątkowo duże zagrożenie geotechniczne. Wydaje się jednak, że powierzchnia nasunięcia przecina główne wyrobiska obiektu w Młotach nieco niżej, niż ukazuje to przekrój Dziewańskiego (1984) – około 20 m ku NE od chodnika objazdowego (ryc. 53).

Pewne wnioski strukturalne wysnuć można w oparciu o konsekwentne, ograniczone w przestrzeni występowanie nacieków żelazistych we wszystkich nitkach derywacyjnych. Są one zapewne wynikiem drenażu silnie zmineralizowanych wód z jednej strefy przecinającej wyrobiska mniej więcej w połowie ich długości i przebiegającej w przybliżeniu południkowo (ryc. 53). Jest to – również niewidoczny obecnie, całkowicie zabezpieczony obudową, stromy uskok ukazany przez Dziewańskiego (1984). Tlenki żelaza pochodzą z silnie nimi zmineralizowanego nasunięcia Zamkowej Kopy, gdyż obie dyslokacje przecinają się w pobliżu powierzchni ziemi.

Badawcze znaczenie obiektu w Młotach

Elektrownia szczytowo-pompowa Młoty w budowie to jeden z najrozleglejszych podziemnych obiektów na Dolnym Śląsku. Cechuje go obecność bardzo długich, nachylonych wyrobisk o dużych przekrojach poprzecznych.

Na jego znaczenie dla wzbogacenia wiedzy geologicznej wskazywał Dziewański (1984), pisząc, że prace przeprowadzone w podziemnych wyrobiskach „znacznie poszerzyły, w stosunku do zdjęcia powierzchniowego, obszar penetracji i pozwoliły zebrać pełniejszy materiał, pogłębiając wiadomości o wykształceniu petrograficznym i tektonice opisywanego obszaru”. Zauważył on, że ani zdjęcie powierzchniowe, ani nawet obserwacje prowadzone w płytkich wyrobiskach górniczych nie pozwalają na odpowiednio szczegółowe opisanie budowy geologicznej. A mimo, że zbadane przez niego wyrobiska podziemne udostępniają stosunkowo niewielką część górotworu, uznał, że ze względu na dużą koncentrację robót górniczych i udokumentowanych zjawisk możliwe jest wyciąganie wniosków dotyczących budowy większego obszaru. Jest to dobra ilustracja roli, jaką powinny pełnić obiekty podziemne w naukowym rozpoznaniu geologii Sudetów.

Obecnie znaczenie geologiczne budowanej elektrowni w Młotach jest jednak umiarkowane, ze względu na szerokie zastosowanie obudowy zabezpieczającej. W związku z tym szczegółowość przedstawionego opracowania kartograficznego jest ograniczona, a wnioski strukturalne ogólne. Obraz przedstawiony na mapie jest w zasadzie zgodny z powierzchniowymi odwzorowaniami kartograficznymi, uszczegóławia jednak zasięg wydzieleni litologicznych. Strefa intensywnych wpływów wód silnie zmineralizowanych związkami żelaza dość jednoznacznie ukazuje bieg uskoku.

Uwagę zwracają, w wielu strefach bardzo intensywnie, masowo zachodzące, współczesne procesy mineralotwórcze, skutkujące powstawaniem różnorodnych form naciekowych – węglanowych (kaltemitowych) i żelazistych. Ich antropogeniczna geneza jest niejako złożona – są wynikiem perforacji masywu wyrobiskami, wprowadzenia do środowiska znacznych ilości węgla wapnia (w postaci obudowy betonowej oraz iniekowanego mleczka wapiennego), aż wreszcie – umożliwienia łatwego drenażu wód dzięki wykonanym otworom badawczym w obudowie.

Techniczny stan obiektu określany jest jako ogólnie zadowolający, tym niemniej trudne do przewidzenia są dalsze losy Elektrowni szczytowo-pompowej Młoty. Rozpatrywana jest jedynie alternatywa pomiędzy zakończeniem realizacji inwestycji i całkowitym zamknięciem obiektu metodami górniczymi, a wznowieniem prac dla ukończenia przedsięwzięcia. W żadnym z tych kierunków od wielu lat nie są jednak podejmowane dalsze kroki. W tym kontekście warto zasugerować inne możliwości – odmiennego wykorzystania tych przestrzeni lub innego sposobu ich zamknięcia. Olbrzymie kubatury wyrobisk w Młotach stwarzają potencjalnie wyjątkowe możliwości ich wykorzystania turystycznego – można tu myśleć o przygotowaniu atrakcji, z przyczyn technicznych niemożliwych do realizacji nigdzie indziej. Obiekt ten można też wykorzystać jako rozległe podziemne laboratorium badawcze. W sytuacji konieczności jego zamknięcia należałoby pozostawić jednak możliwość okresowych penetracji badawczych – tak geologicznych, jak i biologicznych. Bardzo istotny jest też fakt, że znajduje się tu jedno z najważniejszych w Sudetach siedlisk mopka (*Barbastella barbastellus*) (Furmankiewicz i Furmankiewicz, 2006). Od roku 2009 jest ono objęte ochroną jako obszar NATURA 2000 „Sztolnia w Młotach” o kodzie PLH020070. Jakikolwiek dalsze działania podejmowane w tym miejscu muszą więc uwzględniać konieczność zabezpieczenia stanowiska występowania nietoperzy.

4.4.3. Złota Sztolnia – historia degradacji wyjątkowego obiektu pogórniczego

Złota Sztolnia (niem. *Reinerzer Marmorhöhlen, Goldene Stollen*) jest położona na terenie Gór Orlickich, około 400 m na wschód od szczytu Orlicy (1080,3 m. n.p.m.), w rejonie źródłiskowym Białego Potoku, na wysokości około 920 m. n.p.m. Jest szeroko znana jako lokalna atrakcja turystyczna, umieszczana na planach i mapach, posiada też zaskakująco bogate piśmiennictwo. Znajdujemy ją na mapach turystycznych, ale też np. na wszystkich wydaniach *Meßtischblatt* (*Topographische Karte Blatt Grunwald*,

1884–1936). Jako ciekawostkę warto dodać, że na pierwszym z nich przedstawiona została jako obiekt wodny (symbol zaznaczony na niebiesko). Złotą Sztolnię można scharakteryzować jako obiekt niewielki, ale mający długą i złożoną historię, a ponadto wyjątkowy wśród tu opisywanych, bo o mieszanej krasowo-górnicy genezie. Już prof. H.R. Göppert wskazał Złotą Sztolnię jako unikatowy na terenie ówczesnych Niemiec przykład „tunelowej” sztolni głębiej w naturalnych szczelinach skalnych (por. Mazurski, 1975).

Historia Złotej Sztolni – związana początkowo z działalnością górnictwem, może sięgać 450 lat. Później stała się reliktem górnictwa o wyjątkowym w skali Dolnego Śląska znaczeniu etnograficznym. W wieku XIX i na początku wieku XX wykorzystywana była jako obiekt turystyczny o dużym znaczeniu, określany czasem, jako „największa marmurowa jaskinia na Śląsku” (Staffa, 1992). Od początku XIX stulecia Złota Sztolnia stanowi też przedmiot różnokierunkowego zainteresowania badawczego.

Interesującymi w przypadku Złotej Sztolni zagadnieniami są sposób jej ukazania w różnych opracowaniach ukazujących się na przestrzeni dziejów oraz znaczne zmiany metrażu dostępnych korytarzy zachodzące w ostatnim dwudziestolecu.

Budowa geologiczna Złotej Sztolni i jej otoczenia

Geologiczne otoczenie obiektu stanowią metamorficzne skały kopuły orlicko-śnieżnickiej. Są nimi wyraźnie dominujące w górotworze łupki łyszczykowe z wkładkami marmurów dolomitycznych oraz skał określonych jako łupki łyszczykowo-węglanowe, a nieco dalej – też amfibolitów i mylonitów (Cymerman, 1989; 1991). Łupki szczegółowo scharakteryzował Lorenc (1981), definiując je jako łyszczykowe i kwarcowo-łyszczykowe, o bardzo dobrze wykształconej foliacji, często też wyraźnie złupkowane. Skały te miejscami uległy kalcytyzacji – kalcyt wyparł kwarc, plagioklaz i fengit. Karwacki (1990) scharakteryzował skały węglanowe okolic Zieleńca jako marmury dolomitowe – drobnoblastyczne, kremowożółte, z domieszką łyszczyków i użylone kwarcem, występujące w postaci soczewek marmurów o miąższości do kilkudziesięciu metrów. W tym rejonie cały pakiet skalny zapada ku zachodowi pod kątem około 30–40° (Ciężkowski, 1989b; Lorenc, 1981). W otoczeniu notowane są liczne przejawy mineralizacji hematytowej, występującej w strefach stektonizowanych, ale zwłaszcza w skałach formacji strońskiej, przy kontaktach soczew dolomitów krystalicznych (Cymerman, 1996). Fedak i Lindner (1966) sygnalizowali w rejonie Zieleńca obecność hematytu i śladów eksploatacji rud żelaza prowadzonej w XIX w.

Genezę górotworu można przedstawić w oparciu o opracowanie Żelaźniewicza (1977), który w metamorfiku Gór Orlickich udokumentował 6 faz deformacji fałdo-

wych i kruchych, a występujące w nim skały uznał za rezultat metamorfizmu facji łupków zielonych, a potem – amfibolitowej. Natomiast zdaniem Lorenca (1981) łupki tego rejonu powstały w facji albitowo-epidotowo-amfibolitowej.

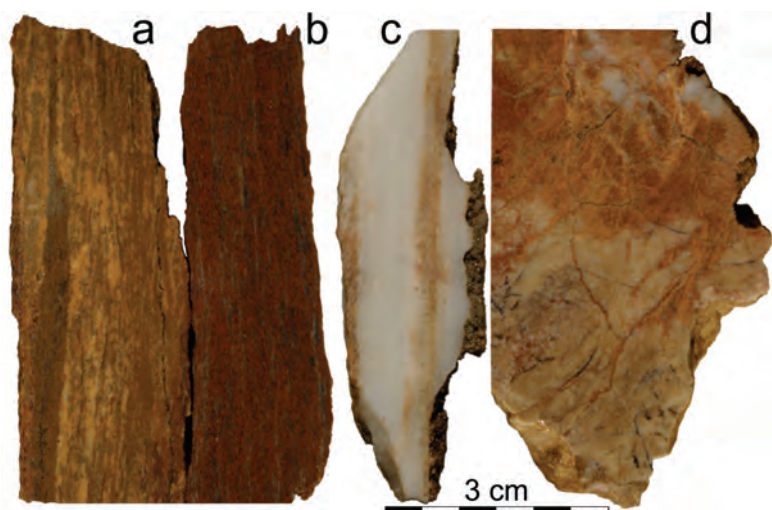
W Złotej Sztolni występują trzy główne odmiany skalne. Wyraźnie laminowany **łupek łyszczykowy** (ryc. 55a) na podstawie analizy mikroskopowej zakwalifikowany został przez Lorenca (1981) jako łupek fengitowy. Skała często jest bardzo zasobna w tlenki żelaza, nadające jej zwietrzałym fragmentom głęboki rdzawy odcień (ryc. 55b). Ten sam autor określił zawartość hematytu na około 6,7%. Mineral ten jest rozproszony w całej objętości skały, tworzy nieregularne skupienia lub, wspólnie z pirytem, wypełnia mikroszczeliny zgodne z kierunkiem złupkowania (Lorenc, 1981).

Występujący tu **marmur dolomitowy** (dolomit krystaliczny) był wspominany i w nieco emocjonalny sposób charakteryzowany w literaturze przedwojennej (Blotner, 1801; Berndt, 1828; Dittrich, 1838; Welzel i Welzel, 1841, por. rozdz. Forma obiektu). Opisywano wtedy jego odmianę śnieżnobiałą oraz różową. Ogólnie skałę tę określić można jako równo- i drobnoblastyczną, o ziarnach nie przekraczających 0,5 mm średnicy. Wykazuje ona wyraźną kierunkowość, wynikającą z układu lamin o miąższości około 5–10 mm. Laminy jasne tworzy wyłącznie dolomit, zaś brązowawe zawierają znaczną domieszkę minerałów krzemianowych (ryc. 55c). Kontakt obu wspomnianych odmian jest nieostry. Niekiedy ma on charakter strefy przewarstwień marmuru i **skały węglanowo-krzemianowej** o miąższości około 1 m. W innych miejscach pomiędzy łupkami i marmurem dolomitowym występują prawdopodobnie większe masy tej skały przejściowej (ryc. 55d). Należy dodać, że na szczegółowej mapie geologicznej przedstawiono skałę przejściową, jednak o innym charakterze, opisaną jako łupki łyszczykowo-węglanowe (Cymerman, 1991).

Jaskiniowy system Złotej Sztolni rozwinął się na granicy łupków łyszczykowych i soczewy marmurów dolomitycznych, prawdopodobnie w strefie intensywnej mineralizacji związkami żelaza, gdzie ułatwiona była penetracja wód. Charakterystyczny układ głównych ciągów pustek krasowych jest przestrzennie kontrolowany przez foliację i spękania skał. Badania Ciężkowskiego (1989b) wykazały, że obiekt jest początkiem rozległego systemu krasowego obejmującego masyw Orlicy po obu stronach granicy polsko-czeskiej. Co ciekawe możliwość taką dopuszczał już Gürich (1894–1895). Niektóre fragmenty systemu jaskiniowego zostały poszerzone robotami górniczymi (Mazurski, 1975; Wojtoń, 1999).

W jaskini nie występuje szata naciekowa, natomiast doskonale widoczne są objawy silnej, zgodnej z kierunkiem foliacji korozji skał węglanowych. Osady występujące na spągu (według stanu na połowę lat 90. XX w.) podzielono na allochtoniczne – żwirowe

we, naniesione w wyniku intensywnej działalności transportowej strumienia wpadającego do Złotej Sztolni, a także autochtoniczne, na które składa się gruz wapienny i blokowiska (Pulina, 1996). Później, zwłaszcza w związku z powodzią roku 1998, nastąpił gwałtowny przyrost masy deponowanych w Złotej Sztolni osadów aluwialnych.



Ryc. 55. Główne odmiany skalne występujące w Złotej Sztolni:
a – łupek łyszczykowy (fengitowy), b – łupek łyszczykowy z dużym udziałem hematytu,
c – marmur laminowany, d – skała węglanowo-krzemianowa

Forma obiektu

Intensywne zapełnianie Złotej Sztolni materiałem klastycznym nanoszonym przez wpadający do niej strumień, zwłaszcza w ostatnich latach XX w., spowodowało radykalne zmniejszenie metrażu dostępnych korytarzy. Poniższy opis odnosi się jednak do wcześniejszej sytuacji i przybliża informacje na temat wszystkich istotnych elementów obiektu.

Łączna długość korytarzy Złotej Sztolni została przez Güricha (1894–1895) oszacowana na 170 m, a deniwelacja na 20 m. Wojtoń (1999) wartości te określił odpowiednio na 136 i 26 m. Morfologia obiektu była wielokrotnie przedstawiana (por. Lorenc i Zagożdżon, 2001; 2002a; 2002b; Zagożdżon i Lorenc, 2005), dlatego tu opisane są tylko jej najważniejsze rysy.

Wlot Złotej Sztolni usytuowany jest u stóp kilkumetrowej wysokości ściany skalnej, obecnie w znacznym stopniu zakrytej osypiskami i siatką zabezpieczającą. Wydaje się, że ściana ta przynajmniej w części mogła być uformowana w wyniku odkrywkowej

eksploatacji marmuru. Jej północny fragment, zgodnie z ilustracją zamieszczoną przez Güricha (1894–1895 – Fig. 5) zbudowany jest bowiem z tej skały. Obecnie trudno to stwierdzić, ale tuż przy wlocie sztolni widoczny jest niewielki uskoki wynoszący północne, marmurowe skrzydło, zgodnie ze wspomnianą ilustracją. Zamknięty obecnie kratą otwór wyrobiska znajduje się na dnie kilkumetrowej głębokości zagłębienia, określonego przez Mazurskiego (1975) jako „lej eksploatacyjny”, do którego schodzi się z poziomu korony niewielkiej hałdy. Przez długi okres do sztolni wpływała odnoga strumienia, spadającego wprost ze skalnej ścianki.

Wstępny odcinek Złotej Sztolni określony został przez Mazurskiego (1975) terminem Szybik, który zaczerpnięto zapewne od Güricha (1894–1895), który z kolei określenie *Schacht* niekonsekwentnie stosował w odniesieniu albo do tegoż odcinka wyrobiska (por. jego Fig. 3, 4), albo do kilkumetrowego progu, znajdującego się zaraz za nim (Gürich 1894–1895, Fig. 2). Formalnie odcinek ten należy nazwać upadową. Ma on długość około 14 m, przy wlocie jego wysokość wynosi 2–2,5 m, a szerokość 1,5 m, zapada zaś pod kątem około 20–40° (Mazurski, 1975; Pulina, 1996; Zagożdżon i Lorenc, 2005). Za wyraźnym załamaniem jego przebiegu korytarz nabiera charakteru jaskiniowej szczeliny, co sugeruje, że drążono go śledząc (poszerzając) ponor (por. Wojtoń, 1999; Ciężkowski, 1989b; por. ryc. 56). Do roku 1800 wlot sztolni miał zupełnie inny charakter, był wąski, jego szerokość można oszacować na około 60 cm („*nicht mehr im Durchmesser als eine Elle hatte*” – „miał nie większy przekrój niż jedna stopa”, Blottner, 1801).

Wspomniany próg (Mokry Próg u Mazurskiego 1975, *Schacht* np. u Blottnera, 1801) jest naturalną formą krasową, podobnie jak zdecydowana większość korytarzy i sal za nim. System pustek krasowych, tworzących Złotą Sztolnię jest generalnie dwudzielny i składa się z głównego korytarza (*Hauptgang* u Güricha, 1894–1895, Długi Korytarz – Mazurski, 1975) oraz bocznego zespołu różnych form krasowych (*Seitengang* – Gürich, 1894–1895).

Za progiem znajduje się największa sala tego obiektu (Sala Centralna – Mazurski, 1975), według Dittricha (1938) wypreparowana w kruchym, czerwonym lub różowym marmurze. Tu też rozpoczyna się główny korytarz, stopniowo opadający ku zachodowi (pod kątem około 35° – Wojtoń, 1999). Swym przebiegiem nawiązuje on do dominującego kierunku strukturalnego w górotworze, wyznaczonego orientacją powierzchni kontaktowej marmurów oraz łupków i foliacji w marmurze, a także kierunkiem pionowych spękań i szczelin. Spąg oraz dolna część ścian na wielu odcinkach wykształcona jest w obrębie marmurów, najwyższe części ścian i strop – w obrębie łupków (Dittrich, 1838; Pulina, 1996), co potwierdzają obserwacje własne, zarówno w tym korytarzu, jak i w upadowej.

Zakończenie głównego korytarza stanowi dość rozległa sala, różnie przedstawiana w dostępnych materiałach kartograficznych. Na mapce Güricha (1894–1895) jej wymiary można oszacować na 3×7 m (por. Mazurski, 1975). Według opracowania Wojtonia (1999) jest ona nieregularna, o wymiarach $9 \times 6 \times 3,5$ m, zaś Pulina (1996) opisał ją jako „salę (...) w kształcie rotundy o wysokości około 5 m i średnicy 15 m”, o stropie i spągu nachylonym w głąb górotworu. Mapa na ryc. 56 przedstawia jej w przybliżeniu kolisty zarys, co odpowiada stanowi w momencie prowadzenia tam prac inwentaryzacyjnych (lipiec 1996 r.). Wydaje się, że różne opisy i odwzorowania tej sali to rezultat wykonywania obserwacji w różnych okresach czasu, przy jednoczesnym stopniowym jej wypełnianiu materiałem osadowym.



Ryc. 56. Plan Złotej Sztolni ze wskazaniem jej najważniejszych części i poprzeczne profile wyrobisk, wskazano orientację foliacji (według Zagożdżona i Zagożdżon 1998b; Lorenca i Zagożdżona 2002a, 2002b – poprawione i uzupełnione; stan dostępności na 1998 r. – przed powodzią);
1 – orientacja foliacji, 2 – wlot

Przebieg korytarza bocznego jest subhoryzontalny, wznosi się on nieznacznie w kierunku SE. Korytarz biegnie w całości w obrębie marmuru dolomitycznego (Pulina, 1996), a rozwinął się na ortogonalnym systemie szczelin (Wojtoń, 1999), o przebiegu WNW–ESE oraz NE–SW (ryc. 56). Wapień w tej części Złotej Sztolni określany był jako wyjątkowo biały (Welzel i Welzel, 1841), a nawet „jeszcze piękniejszy niż karra-ryjski” (Blottner, 1801; Berndt, 1828). Skała jest silnie skrasowiała, urzeźbiona, na skutek intensywnej korozyjnej działalności wody, w bocznej szczelinie rozwinęły się tam studnia i komin (Wojtoń, 1999). Ciąg ten kończy się dwoma niskimi korytarzami, o charakterze prawdopodobnie niekrasowym. Natomiast Gürich (1894–1895) umiej-

scawia tu Salę z Ukośnym Dachem (*Saal mit dem schrägen Dach*) oraz Szczelinę Żmijową (*Schlangengang*), która może być jednym z tych korytarzy (por. Lorenc i Zagożdżon, 2002a).

Historia Złotej Sztolni

Aktywność górnicza w Złotej Sztolni mogła się rozpocząć już w 2. połowie wieku XIV. Prowadzono ją dla zaopatrzenia dusznickiej kuźnicy eksploatując zapewne rudy hematytowe. Cezurą kończącą okres górniczego jej wykorzystania był prawdopodobnie rok 1425 i najazd Husytów na Śląsk (Gluziński, 1960; Mazurski, 1975; por. Lorenc i Zagożdżon, 2002a; Zagożdżon i Lorenc, 2005).

Najbardziej jednoznaczną pozostałością działalności górniczej jest wstępny odcinek Złotej Sztolni, czyli upadowa. Jego regularna forma, prostoliniowy przebieg, znaczne i stałe rozmiary poprzeczne nie pozostawiają w tym względzie wątpliwości. Należy jednak jeszcze raz podkreślić, że obecny wygląd wlotu i upadowej jest rezultatem prac wykonanych w roku 1800. Ich wyraźnie widocznym reliktem są wiercone od dołu otwory strzałowe o średnicy około 27 mm i długości do 40 cm. Wydaje się, że ówczesne prace całkowicie zniszczyły pierwotną formę sztolni. Wojtoń (1999) uznał ten odcinek Złotej Sztolni za jedyny element pogórniczy, co nie wydaje się trafne. Podczas prac prowadzonych w roku 1996 uwagę autora zwróciły dwa krótkie korytarze – prawdopodobnie chodniki – znajdujące się na końcu korytarza bocznego (Lorenc i Zagożdżon, 2002a). Dłuższy z nich (dwunastometrowy), biegnący ku górze po kącie około 30°, ma szerokość od 1 do 2,5 m, a wysokość w granicach 1–1,5 m, przy czym w około 1/3 jego długości zaznacza się charakterystyczny prożek o wysokości około 1 m. W niższej części jest to prawdopodobnie poszerzona szczelina krasowa, wyżej, gdzie nie zauważono żadnych śladów korozyjnej działalności wody – chodnik w całości wydrążony jest ręką ludzką. Wątpliwości co do genezy może też budzić sala na końcu korytarza głównego. Według Wojtonia (1999) swoim wyglądem odbiegała ona znacznie od pozostałej części jaskini, co można wyjaśniać wpływem działalności wydobywczej. Zresztą w podobny sposób można by scharakteryzować również opisany powyżej korytarz (chodnik). O skali prac podziemnych można wnioskować na podstawie wielkości hałdy przed wlotem Złotej Sztolni, której objętość wydaje się nie przekraczać 50 m³. Należy pamiętać, że najwyższa część hałdy, o miąższości około 30 cm, została usypana współcześnie, jesienią roku 2006, podczas prób uporządkowania i udrożnienia obiektu.

W wieku XVII (być może już pod koniec XVI w.) bliżej nie określone roboty górnicze mieli tu prowadzić Włosi, Wenecjanie lub Walończycy (Staffa, 1992; por. Lorenc i Zagożdżon, 2002a). Później prowadzono eksploatację kamienia na potrzeby pobl-

skiego pieca wapienniczego (Staffa 1992). Wydaje się jednak, że chodzi tu o eksploatację odkrywkową, gdyż w Złotej Sztolni brak jest śladów wielkoskalowego pozyskiwania marmuru. Później, również w wieku XVII, obiekt miał ulec zapomnieniu (Mazurski, 1975; Wojtoń, 1999). Najstarszą pisemną relacją z penetracji Złotej Sztolni jest pochodzący z roku 1692 tekst Johanna Würmlina, Werventiniego lub Werrenliniego pt. „Przewodnik do Złotej Sztolni lub czarną jamą zwanej”. Würmlin udał się tam na polecenie Rady Miejskiej Dusznik. Rzetelność tego włoskiego podróżnika można jednak poddawać w wątpliwość, biorąc pod uwagę poziom konfabulacji w przedstawionym przezeń opisie wyprawy, zawierającym obok informacji o wielkich ilościach złota i rtęci, również treści demonologiczne (Dittrich, 1838; Mazurski, 1975). W związku z tym przez Ludwiga (1896–1897) określony został on wręcz jako czarnoksiężnik (*Schwarzkünstler*).

Prawdopodobnie te XVII-wieczne zdarzenia stały się przyczynkiem dla powstania szeregu legend, związanych ze Złotą Sztolnią, które spowodowały swoiste „powtórne odkrycie” tego obiektu. O opowieściach na temat poszukiwania złota i szlachetnych metali oraz o Walończykach wspomina Blottner (1801). Kühnau (1910–1913) zgromadził aż pięć legend związanych ze Złotą Sztolnią. W języku polskim legendę o Jakubie Wymertalku pt. „*Die Venediger und Jakob Wimmertalek im goldenen Stollen*” przytoczyli Kwaśniewski (1968) i Kłodnicki (1996).

Pod koniec XVIII w. – w roku 1770 (Dittrich, 1838) albo 1773 (Blottner, 1801) – nastąpiła prawdopodobnie pierwsza rzeczowa penetracja tego obiektu, udokumentowana relacją Zeplichala. Od przełomu XVIII i XIX w. datuje się wzrost zainteresowania Złotą Sztolnią, wynikający z rozwoju turystyki. Jednocześnie, a może raczej wyprzedzająco, realizowane były kolejne penetracje, stopniowo o coraz bardziej naukowym charakterze.

W roku 1800 poszerzono wlot Złotej Sztolni (Welzel i Welzel, 1841), co umożliwiło dr. Blottnerowi przeprowadzenie w tym samym roku rekonesansu (Blottner, 1801). Sporządził on, przytaczany później wielokrotnie w innych publikacjach opis i stwierdził, że powietrze jest wszędzie zdatne do oddychania. W tym okresie Złota Sztolnia uważana była za obiekt czysto krasowy, o fałszywie przypisywanej genezie górniczej (Blottner, 1801; Welzel i Welzel, 1841). W latach 30. i 40. XIX. wieku regularnie użytkowano ją turystycznie, a zwiedzanie z przewodnikiem, w świetle świec uchodziło za uciążliwe, ale warte wysiłku (Dittrich, 1838; Welzel i Welzel, 1841; Kincel, 1976). Jednak dwie dekady później sztolnia była podobno już od wielu lat niedostępna, jak podał Kincel (1976), powołując się na nie wskazany w spisie literatury przewodnik z 1862 roku pt. „Kąpielisko Duszniki i jego okolice”.

W 1872 roku Komitet Przyjaciół Przyrody Ziemi Kłodzkiej doprowadził do przełożenia koryta potoku, który wpadał do sztolni, dzięki czemu szczegółowe obserwacje mógł wykonać profesor Uniwersytetu Wrocławskiego Heinrich Robert Göppert (1874). W roku 1890 przeprowadzono w Złotej Sztolni szerokie roboty adaptacyjne, zamontowano ławki i schody, zapewniono stałe oświetlenie. W roku kolejnym rozpoczął się drugi okres użytkowania jej jako podziemnej trasy turystycznej, a liczba zwiedzających już w pierwszym sezonie wyniosła ponad 100 osób (Kincel, 1976; Mazurski, 1975; Staffa, 1992; Wojtoń, 1999).

Wynikiem prac przeprowadzonych w 1894 r. przez Güricha (1894–1895) był kolejny szczegółowy opis Złotej Sztolni, tym razem uzupełniony o schematyczny i nieskalowany, ale rzetelny plan oraz profil, ukazujący najważniejsze jej elementy. Autor przedstawił też uproszczony przekrój geologiczny masywu Orlicy oraz profil ściany skalnej ponad wlotem.

Pomiędzy rokiem 1910 a 1920 (Kincel, 1976; Staffa, 1992) ponowne intensywne dopływy do sztolni spowodowały zniszczenie wyposażenia, co spowodowało jej zamknięcie dla zwiedzających.

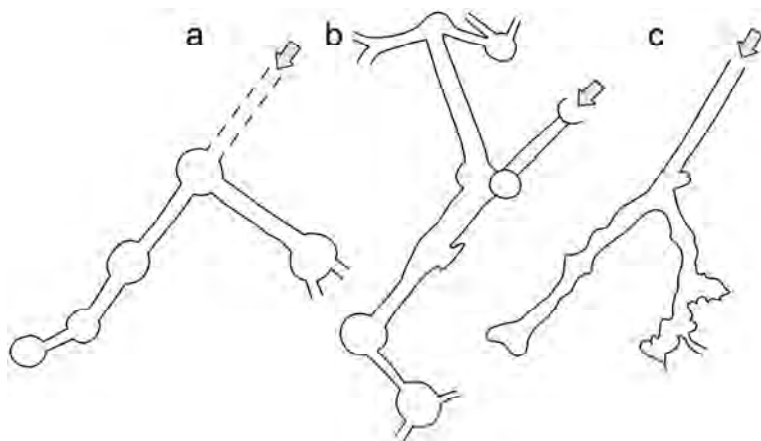
Po II wojnie światowej Złota Sztolnia wzbudzała umiarkowane zainteresowanie. Jako nieformalna atrakcja ukazywana była na mapach turystycznych i omawiana w przewodnikach. Jej badania datują się dopiero od lat 90. XX w. W roku 1989 przeprowadzono grupowy rekonesans speleologiczny (zob. Pulina, 1996), a znacznikowe badania wód wykonał Ciężkowski (1989b). Zagadnienia hydrogeologiczne rejonu Złotej Sztolni były jeszcze potem wzmiankowane przez Rzoncę i in. (2003). Od roku 1996 prowadzono okresowe penetracje dla określenia tempa wypełniania przestrzeni podziemnych наносzonym materiałem aluwialnym (Zagożdżon i Lorenc, 2005). W latach 1999/2000 Złota Sztolnia była zbadana przez członków organizacji „HADES-Polska”. Obiekt wzbudził też zainteresowanie okolicznych mieszkańców, powstały plany jego powtórnego udostępnienia w ramach realizacji projektu zagospodarowania Orlicy. Nie doszło jednak do ich realizacji. W tym czasie, z inicjatywy Grupy do Badań i Ochrony Nietoperzy Polskiego Towarzystwa Przyjaciół Przyrody „Pro Natura”, Złota Sztolnia została zamknięta specjalną kratą (Szkudlarek i in., 2001). W kolejnych latach postępował proces zasypywania sztolni. W roku 2006 próbę jej rewitalizacji przez odkopanie wlotu i wybranie naniesionego materiału podjął S. Kostka, niestety bez rezultatu. Śladem robót jest podniesienie korony hałdy, w wyniku zdeponowania tam około 8 m³ materiału skalnego. Około roku 2012 wlot ponownie uległ całkowitemu zasypaniu.

W roku 2016, staraniem Regionalnej Dyrekcji Ochrony Środowiska we Wrocławiu i Nadleśnictwa Zdroje, przy otworze Złotej Sztolni wykonano prace ziemne z wykorzy-

staniem sprzętu ciężkiego. Zabezpieczono stalową siatką osypujące się skarpy, przełożono koryto potoku wpływającego do sztolni, a wlot obiektu udroźniono. Pozostaje on zamknięty kratą umożliwiającą dostanie się do wnętrza nietoperzom (Złota Sztolnia, 2016).

Kartograficzny obraz Złotej Sztolni i zmian dostępności jej korytarzy

Najwcześniejsze **plany** Złotej Sztolni sporządził Gürich (1894–1895; ryc. 57). Są to dwa schematy wykreślone w oparciu o starsze opisy obiektu oraz własny uproszczony szkic. Pierwszy z nich wykonany został na podstawie opisu Werrentiniego (Würmlina, Werrenliniego) z 1692 r. Należy stwierdzić, że jest on w znacznym stopniu zbieżny z sytuacją faktyczną, co może zaskakiwać, w kontekście merytorycznej wątpliwości warstwy tekstowej autorstwa tego „czarnoksiężnika”. Podstawą dla wykonania drugiego szkicu było natomiast dość rzetelne opracowanie Blottnera (1801), zawierające jednak istotny, uwidoczniiony na szkicu błąd. Przedstawiony bieg korytarza bocznego jest bowiem niemal dokładnie przeciwny do rzeczywistego. Rysunek Güricha jest co prawda bardzo schematyczny i nie odzwierciedla faktycznej orientacji korytarza bocznego, ale ukazuje w dość poprawny sposób układ najważniejszych elementów Złotej Sztolni (ryc. 57).



Ryc. 57. Zestawienie zorientowanych i (w przybliżeniu) wyskalowanych planów Złotej Sztolni z opracowania Güricha (1894): a – według opisu Werrenliniego (tu uzupełniony o nieprzedstawiony przez Güricha odcinek upadowej – linią przerywaną), b – według opisu Blottnera (1801), c – rysunek Güricha

W nowszej literaturze pojawiają się dwa autorskie kartograficzne odwzorowania tego obiektu: uproszczony plan Zagożdżonów (1998b, według stanu na rok 1997),

potem również wielokrotnie publikowany (np. Lorenc i Zagożdżon, 2002a; Zagożdżon i Lorenc, 2005; Pokorny i in., 2013; Trumpus, 2014) oraz plan Wojtonia (1999). Oba są generalnie zbieżne, choć różnią się w wielu detalach. Główny ciąg Złotej Sztolni przedstawiony jest w sposób bardzo podobny, istotna różnica dotyczy kształtu sali na jego końcu, która w chwili wykonywania planu Zagożdżonów była już niedostępna (wykreślono ją w sposób przybliżony, na podstawie obserwacji nie udokumentowanych pomiarami). Różnice w odwzorowaniu korytarza bocznego są znacznie większe, zapewne ze względu na skomplikowaną jego formę oraz trudną dostępność wielu odcinków. Należy pamiętać, że mówimy tu o wynikach prac prowadzonych przed erą skaningu 3D.

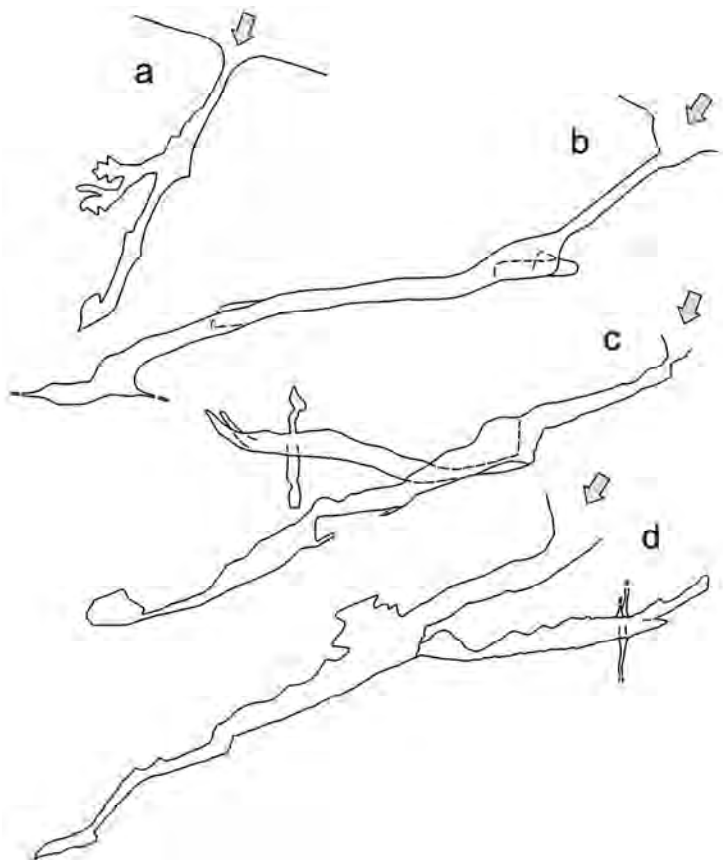
Pewnym problemem okazało się nazewnictwo poszczególnych części (charakterystycznych elementów) Złotej Sztolni. Zostało ono wprowadzone przez Güricha (1894–1895), ale niestety błędnie przedstawione w publikacjach polskich – przez Mazurskiego (1975), a także Lorenca i Zagożdżona (2002b). W innych pracach (Lorenc i Zagożdżon, 2002a; Trumpus, 2014) pomyłka ta nie jest już powielana.

Szereg opracowań przedstawia też przekroje głównych ciągów Złotej Sztolni. Najstarszy pochodzi z pracy Güricha (1894–1895) i jest szkicem układu głównych korytarzy i sal (ryc. 58a), ze wskazaniem nazw najważniejszych z nich. Mazurski (1975) przedstawił uproszczony podłużny profil głównego ciągu Złotej Sztolni, na którym zwraca uwagę bardzo rozległa sala końcowa (ryc. 58b). W opracowaniach Zagożdżonów (1998b) i późniejszych artykułach opartych o ten sam materiał kartograficzny znajdują się rozwinięte profile obu ciągów obiektu, które Trumpus (2014) zrzutował na jedną płaszczyznę. Przekrój Złotej Sztolni ukazał też Wojtoń (1999) – odwzorowanie korytarzy jest szczegółowe, niestety niekonsekwentnie przeprowadzono rzutowanie obu ciągów, co skutkuje niepoprawnością całości odwzorowania. O ile korytarz główny przedstawiono w rzucie z kierunku SSE, to korytarz boczny – z NE (ryc. 58c). Na ryc. 58d zamieszczono także autorski przekrój oparty na skorygowanym planie Złotej Sztolni (ryc. 56).

Jako wyjątkowy przykład odwzorowania formy tego obiektu podziemnego trzeba też przedstawić, reprodukowaną przez Ludwiga (1897–1897) akwarelę A. Grunda, określoną jako starą, zdeponowaną w archiwum dusznickiego magistratu. Mimo, że jest to dzieło artystyczne, to można mu przypisać pewne walory rzutu układu sal i korytarzy na płaszczyznę pionową, a więc ciekawego, dwustronnego profilu Złotej Sztolni (ryc. 59).

Problem **wypełniania wnętrza Złotej Sztolni** materiałem klastycznym nanoszonym przez wpadający doń strumień był znany wcześniej, czego dowodzi konieczność poszerzenia wlotu w roku 1800 (Welzel i Welzel, 1841) oraz przełożenia w 1872 r. koryta tego cieku, który „zamulał” niektóre odcinki korytarzy (Mazurski, 1975). Okres

intensywniejszego wypełniania obiektu osadem mógł się rozpocząć w konsekwencji działalności górniczej – najpierw wydrążenia upadowej, a później – prawdopodobnego podcięcia ściany skalnej w wyniku pozyskiwania surowca dla wapiennika.

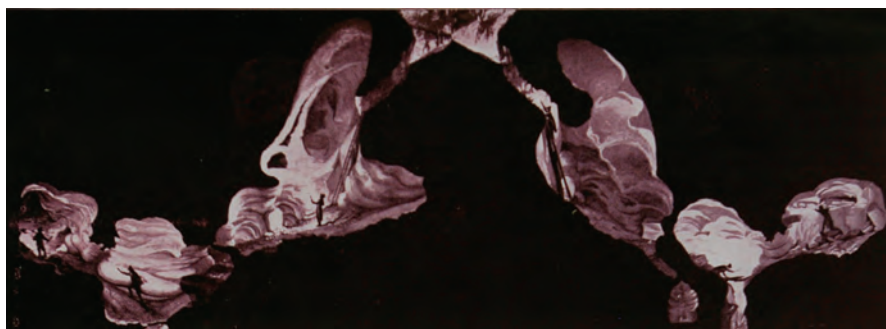


Ryc. 58. Profile pionowe Złotej Sztolni według różnych autorów (wspólnie zorientowane, główny ciąg Złotej Sztolni zapada ku WSW, w zbliżonej skali): a – Gürich (1894–1895), b – Mazurski (1975), c – Wojtoń (1999), d – na podst. ryc. 56; widoczny korytarz główny i różnie przedstawiany korytarz boczny (długość ciągu głównego wraz z salą wynosi około 55 m)

Penetracje Złotej Sztolni prowadzone na przestrzeni ostatnich około 30 lat pozwalają na przedstawienie przybliżonego przebiegu tego procesu. Około roku 1988 na końcu głównego korytarza dostępna była sala o średnicy około 8 m i wysokość do 1 m. W roku 1997 była ona już całkowicie zasypana, co pozwoliło na oszacowanie tempa depozycji osadu w latach 90. XX wieku na 4–5 m³ rocznie (Zagożdżon i Zagożdżon, 1998b).

W wyniku katastrofalnej powodzi, która w tej części ziemi kłodzkiej wystąpiła w roku 1998, do wnętrza Złotej Sztolni jednorazowo naniesione zostały anomalnie duże masy osadu. W znacznej ilości uległ on depozycji poniżej Mokrego Progu („Szybika”). Spowodowało to odcięcie wejścia do korytarza bocznego. Całkowicie zasypany został też około 12-metrowej długości końcowy odcinek głównego korytarza (Zagożdżon i Lorenc, 2005). Jak można przypuszczać, prawdopodobnie na odcinku około 7 m całkowicie lub częściowo wypełniony osadem został również korytarz boczny. Biorąc pod uwagę ukształtowanie korytarzy, ilość zdeponowanego wówczas materiału można szacować na około 5 m³ pod Mokrym Progiem, 6 m³ w korytarzu głównym i 10 m³ w korytarzu bocznym.

Publikowane obecnie dane internetowe (por. Trumpus, 2014) wskazują, że dostępnych jest zaledwie 17 początkowych metrów obiektu, co odpowiadałoby długości upadowej oraz sali za Mokrym Progiem. W kontekście wieloletnich obserwacji oraz tych ostatnich danych jako zdumiewające należy określić wyniki penetracji Złotej Sztolni, przeprowadzonej w lipcu 2018 r. Stwierdzono bowiem, że niewielkie ilości osadu znajdują się jedynie bezpośrednio pod Mokrym Progiem. Zarówno Sala Centralna, jak i główny korytarz, do kolejnego, trzymetrowego progu, a także dalsze około 14 m, są praktycznie wolne od osadu.



Ryc. 59. Akwarela A. Grunda z opracowania Ludwiga (1897–1897) – rzut pionowy sal Złotej Sztolni

Jak się wydaje, w wyniku zatrzymania dostawy materiału klastycznego, przy dalszym, okresowym, ale niekiedy intensywnym dopływie wód powierzchniowych i roztopowych doszło do stopniowego przemieszczenia nagromadzonego materiału, a następnie przesunięcia luźnego już nagromadzenia grubszej frakcji osadu w dół dość stromo opadającego korytarza. Nagromadzenie materiału w węższej (głębszej) części korytarza miało zaś prawdopodobnie formę raczej lokalnego spiętrzenia, a nie całkowitego wypełnienia przestrzeni.

Znaczenie Złotej Sztolni jako obiektu badań

Złota Sztolnia koło Zieleńca to obiekt mały, zapomniany, ale z pewnych względów wart wyjątkowej uwagi. Na obszarze Sudetów rzadko występują relikty historycznych robót górniczych prowadzonych w naturalnych obiektach krasowych. W Złotej Sztolni dodatkowo zaznaczył się istotny walor etnograficzny. Już w 1. poł. XIX w. była ona unikatowym podziemnym obiektem turystycznym, na jej temat powstał szereg legend. Od końca wieku XVII podejmowano w niej różne prace dokumentacyjne, a później, zwłaszcza współcześnie, prowadzone były różne badania. Stała się więc ona obiektem łączącym walory historyczno-techniczne, humanistyczne oraz przyrodnicze.

Z dużą dozą prawdopodobieństwa można stwierdzić, że w Złotej Sztolni eksploatowano lokalne nagromadzenia rudy hematytowej, w postaci silnie zmineralizowanych łupków, a być może gniazdowych skupień samego hematytu. Obserwacje współczesne i dane archiwalne sugerują, że około 20% korytarzy Złotej Sztolni może mieć charakter wyrobisk górniczych (upadowa, chodniki na końcu korytarza bocznego, sala na końcu korytarza głównego). Występowały tu zaskakujące procesy sedymentacyjne związane z dostawą materiału skalnego w warunkach gwałtownych dopływów wody z cieku powierzchniowego.

Wydaje się, że ostatecznie Złotej Sztolni zapewniono odpowiednie zabezpieczenie, choć pewne jego elementy (np. sposób przełożenia koryta potoku) będą wymagały konserwacji lub udoskonalenia. Obiekt ten wart jest przeprowadzenia studium historyczno-archeologicznego o profilu górniczym, z poszukiwaniem reliktyw dawnych robót. Względnie łatwe może okazać się przedostanie do Korytarza Boczego i weryfikacja genezy końcowych korytarzyków. W dalszej przyszłości celowe jest podjęcie próby usunięcia osadu w najniższej części Długiego Korytarza i dostanie się do końcowej sali, gdzie możliwe jest odkrycie pozostałości zarówno po fazie eksploatacji tutejszego złoża, jak też po okresie użytkowania Złotej Sztolni w charakterze trasy turystycznej.

4.4.4. Marmury w komorach eksploatacyjnych na obszarze krystaliniku Łądko-Śnieżnika

Opisane poniżej dwa obiekty są niewielkie i nie mają dużego znaczenia jako stanowiska geologiczne, ale są warte uwagi, ze względu na swą specyficzną formę. Są to bowiem nietypowe wyrobiska komorowe, głębiej wprost od powierzchni ziemi, a raczej od ścian kamieniołomów, które powstawały w obu przypadkach jako rezultat pierwszego etapu robót górniczych.

Obiekt wspomniany i krótko opisany przez Ciężkowskiego (2007), określony jako niszka utworzona w wyniku selektywnej eksploatacji marmuru, położony jest ponad Łądkiem-Zdrojem, na południowo-zachodnich stokach Góry Trzykrzyskiej (568 m n.p.m.). W planie ma on dość regularną formę, długość około 21 m, szerokość około 7 m i wysokość sięgającą 6 m. Szeroki i wysoki wlot komory jest doskonale widoczny na wschodniej ścianie kamieniołomu. Drugie wyrobisko usytuowane jest ponad Starą Morawą i Kletnem, wysoko na północno-wschodnim stoku góry Janowiec (883,6 m n.p.m.). Kamieniołom, w którym się ono znajduje jest wymieniany w materiałach turystycznych oraz na różnych internetowych forach eksploracyjnych, w związku z tym, że znajduje się w nim wejście do Jaskini Kontaktowej. Nieregularne wyrobisko podziemne, określane w tych źródłach jako „sztuczne groty” ma długość około 40 m, szerokość sięgającą 8 m i wysokość do 3,5 m, jego spąg i strop są znacznie (pod kątem około 20–25°) nachylone ku NE.

Budowa geologiczna

Oba stanowiska zlokalizowane są w wychodniach marmurów (wapieni krystalicznych), wchodzących w obręb formacji strońskiej kopuły orlicko-śnieżnickiej. Marmury występują w postaci długich soczew – 200-metrowej w Starej Morawie i około 400-metrowej w Łądku-Zdroju. Szerokość ich wychodni, według odwzorowań kartograficznych, jest rzędu 20 m. Skałami otaczającymi są łupki łyszczykowe (dwułyśczykowe) i gnejsy plagioklazowe, czyli podstawowe wydzielenie formacji strońskiej (Gierwielaniec, 1968; Cwojdziański, 1977a; 1981).

Według Gierwielanica (1968) i Cwojdziańskiego (1977a) **marmury na stoku Góry Trzykrzyskiej** w Łądku-Zdroju występują w postaci trzech równoległych soczew, a budowa górotworu jest ich zdaniem nieskomplikowana. Skały zapadają ku NNW do N pod kątem 30–45°, soczewy ułożone są zgodnie. Natomiast Koszela (1997) przedstawia w tym rejonie kilkumetrowej miąższości wydłużone i silnie zafałdowane soczewy, reprezentujące w zasadzie jeden poziom stratygraficzny.

Marmury są skałami bardziej odpornymi niż otaczające je łupki, dlatego ich wychodnia tworzy oś niewielkiej grani. Występujące tu marmury określono jako jasnoszare, o słabo wyrażonej teksturze kierunkowej. W obrębie ich wystąpień znajdują się cienkie wkładki łupków wapnistych (łyszczykowych lub amfibolowych). Generalnie, skały te, na arkuszu szczegółowej mapy geologicznej Łądek-Zdrój, wykazują duże zawartości węgla wapnia (Gierwielaniec, 1971), jednak Ciężkowski (2007) zauważył, że jakość wapieni łądeckich, jako surowca, musiała być niska. Koszela (1997) opisał w nich trzy spośród wyróżnionych przez siebie litotypów: C (kalcytowy), SC (kalcytowy z krzemianami) i CS (skał węglanowo-krzemianowych).

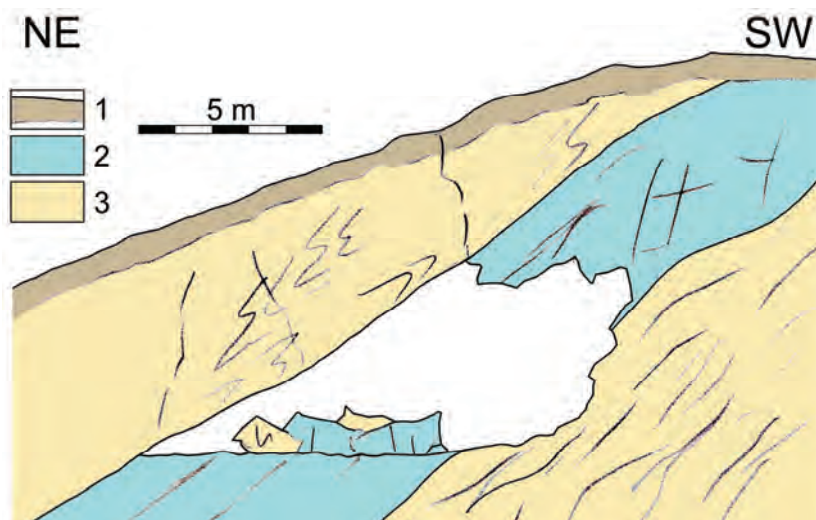
Stopień odsłonięcia skał w wyrobisku odkrywkowym i podziemnym jest bardzo znaczny, są one jednak słabo zachowane. Powierzchnie skał są silnie zmienione – zwietrzałe, a w przypadku marmurów dotknięte również procesami krasu powierzchniowego rozwinętego wzdłuż szczelin. Dodatkowo warunki obserwacji pogarsza, niestety bardzo obfite, zanieczyszczenie powierzchni ścian, takie jak okopcenia, graffiti, zamalowania (ryc. 60).



Ryc. 60. Przodek komory eksploatacyjnej w Łądku-Zdroju;
słabo widoczna zwietrzała i zanieczyszczona skała

W wyrobisku mimo to można jednoznacznie wskazać zasięg występowania marmuru, przewarstwianego kilkunastocentymetrowej miąższości wkładkami silnie zwietrzałych, wykruszających się łupków łyszczykowych. Można także określić wewnętrzną budowę przylegającego od północy łupka z licznymi żyłami i soczewami kalcytowymi (ryc. 61). Wydaje się, że w obrębie tego ciała marmurowego występują dwie odmiany facjalne. Jego północna, wyższa część, lepiej widoczna na końcowym ociosie, ma postać prostych ław o miąższości rzędu 1,5 m. Strefa położona poniżej, dobrze odsłonięta na ścianie kamieniołomu ponad wlotem komory, składa się z soczew o rozciągłości rzędu kilku metrów, przedzielanych cienkimi, zmiennej grubości wkładkami łupków. Pozycję przestrzenną występującego tu zespołu skał można określić na podstawie pomiarów orientacji kontaktów wspomnianych wkładek łupkowych w marmurze: 314/44

i 336/50 (ryc. 60). Marmur jest żółtawoszarą skałą drobnoblastyczną (ziarna o średnicach 0,5–1 mm), o teksturze kierunkowej wyrażonej układem licznych lamin wzbogaconych w minerały krzemianowe.

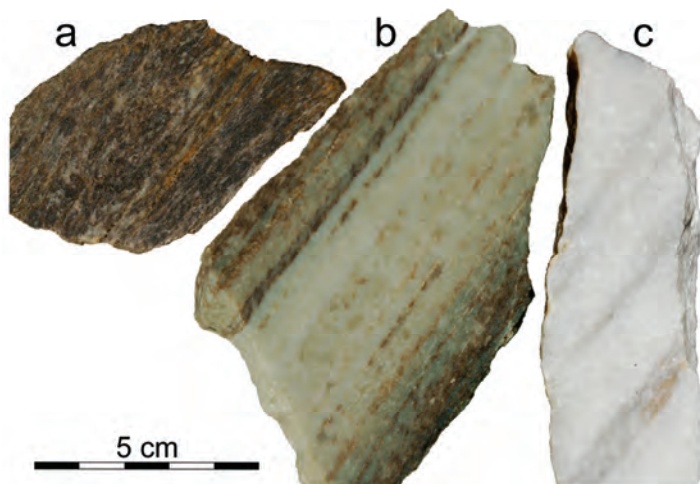


Ryc. 61. Przekrój górotworu w komorze eksploatacyjnej w Łądku-Zdroju;
1 – gleba i zwietrzelina, 2 – marmur, 3 – łupki łyszczykowe

Soczewa marmuru ponad Starą Morawą jest odosobnionym wystąpieniem skały węglanowej, reprezentuje ona prawdopodobnie inny (niższy) poziom stratygraficzny niż szeroko znane marmury Krzyżnika nad Stroniem Śląskim i Rogóżki – pokładów Białej i Zielonej Marianny (por. Karwacki 1990). Zastanawiający jest jej obraz kartograficzny. Według Cwojdziańskiego (1981; 1983) jej przebieg jest skośny do regionalnego kierunku biegu foliacji, co odróżnia ją od wszystkich innych wystąpień marmurów w rejonie Stronia Śląskiego. Na stokach góry Janowiec foliacja łupków konsekwentnie wykazuje bieg NW–SE i upady pod kątem 30–55° ku NE, zaś orientacja wystąpienia marmuru jest do niego niemal prostopadła. Pomiary powierzchni kontaktowej marmuru i łupków, wykonane w wyrobisku (średnia: 30/26) dobrze odpowiadają foliacji łupków w otoczeniu, być może więc jest to wystąpienie marmuru o formie nietypowej, linijnie wydłużonej (wąska bioherma?), a nie płytowej (soczewa).

Na przodku komory eksploatacyjnej bardzo dobrze, bez porównania lepiej niż na powierzchni ziemi – na ścianie kamieniołomu, obserwować można profil skalny. Jego powierzchnia nie jest zwietrzała, nie występuje na niej pokrywa roślin niższych i poro-

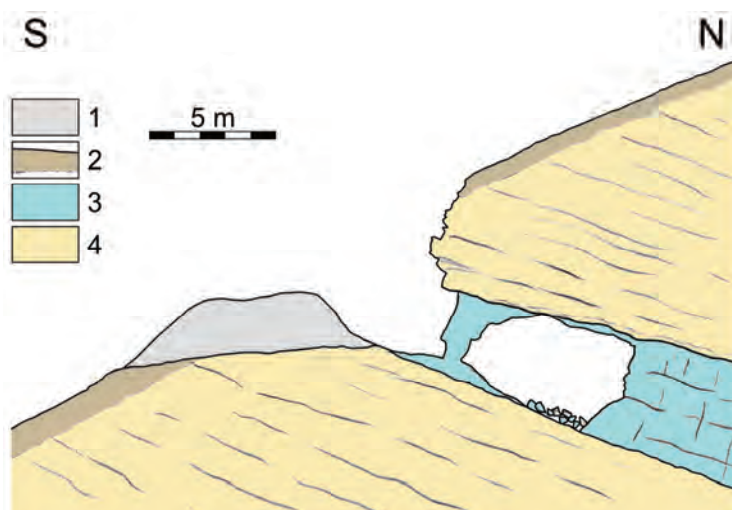
stów. W stropie wyrobiska w większości odsłania się ciemny, zasobny w kwarc łupek łyszczykowy – biotytowy (ryc. 62a, 63). Jego najniższą, wykształconą w sposób nieciągły, kilkunastocentymetrową strefę stanowi odmiana silnie wzbogacona w związki żelaza i bardzo rozsypliwa. Miejscami łupek żelazisty tworzy dwie wkładki otaczające przy-kontaktową fację marmuru – bardzo drobnoblastyczną, szarżółtawą, drobnolaminowaną i stopniowo przechodzącą w otaczające łupki. Poniżej występuje odmiana przejściowa – dość drobno laminowany marmur, nabierających miejscami, w związku z dominacją składników niewęglanowych, cech skały wapienno-krzemianowej (ryc. 62b). Główną masę wystąpienia marmuru buduje skała o wyraźnie większym ziarnie (do 2–3 mm), jasna, zawierająca stosunkowo nieliczne laminy ciemne (ryc. 62c, 63). Orientacja powierzchni kontaktowej łupków i marmurów zmienia się w dość szerokich granicach od 10/22 do 42/30.



Ryc. 62. Skały odsłaniające się w komorze eksploatacyjnej w Starej Morawie: nadległy łupek biotytowy (a) oraz marmur facji przykontaktowej (b) i głównej (c)

Wzdłuż powierzchni granicznej łupków i marmurów, będącej strefą o mniejszej wytrzymałości mechanicznej w związku z występowaniem tam wkładki łupków żelazistych, utworzył się system Jaskini Kontaktowej. Otwór wejściowy jaskini znajduje się w centralnej części kamieniołomu, u podstawy jego ściany (Pulina, 1996).

Oba wyrobiska są w niektórych częściach niebezpieczne, w związku ze stopniowym odpajaniem się od stropu i odpadaniem dużych płyt skalnych – resztkowych bloków marmuru oraz kolejnych ław łupkowych.



Ryc. 63. Przekrój górotworu w komorze eksploatacyjnej w Starej Morawie;
1 – hałda, 2 – gleba, 3 – marmur, 4 – łupki łyszczykowe

Historia i zachowane ślady prowadzenia robót górniczych

W obu opisywanych obiektach mamy do czynienia z podobnym sposobem prowadzenia robót górniczych. Po wybraniu części złóż metodą odkrywkową w kamieniołomach stokowych rozpoczynano drążenie komór eksploatacyjnych. Łatwo też jednak dostrzec ciekawe różnice. Zarówno forma kamieniołomów, jak i wyrobisk podziemnych jest bardzo różna, uzależniona od ukształtowania powierzchni terenu. Wyrobisko w Łądku-Zdroju założone zostało na grani, stąd jego spąg jest poziomy, a szerokość komory jest stosunkowo niewielka w stosunku do głębokości. Natomiast spąg kamieniołomu i komory eksploatacyjnej w Starej Morawie gwałtownie opada, ze względu na skośne usytuowanie wyrobisk na stoku góry Janowiec. Długość komory eksploatacyjnej jest tam właściwie tożsama z szerokością jej wlotu, wyrobisko jest za to dość płytke – wcina się w głąb górotworu na około 8 m.

W Łądku-Zdroju, wzdłuż osi grzbietu biegnącego ku WSW od szczytu Góry Trzykrzyskiej, znajduje się kilka drobnych wyrobisk powierzchniowych (mapy.geoportal, 2018). W największym z nich (o wymiarach około 20 × 20 m), ostatnim ku NE, wydrążona została opisywana komora. Według Ciężkowskiego (2007) eksploatacja wapieni krystalicznych w tym miejscu miała być prowadzona od średniowiecza do 2 poł. XVIII w. Staffa (1993b) podaje informację o wapienniku funkcjonującym w Łądku w 1840 r. Wspomniane wyżej trzy soczewy marmuru, jako jedyne wystąpienia skał węglanowych w pobliżu Łądka,

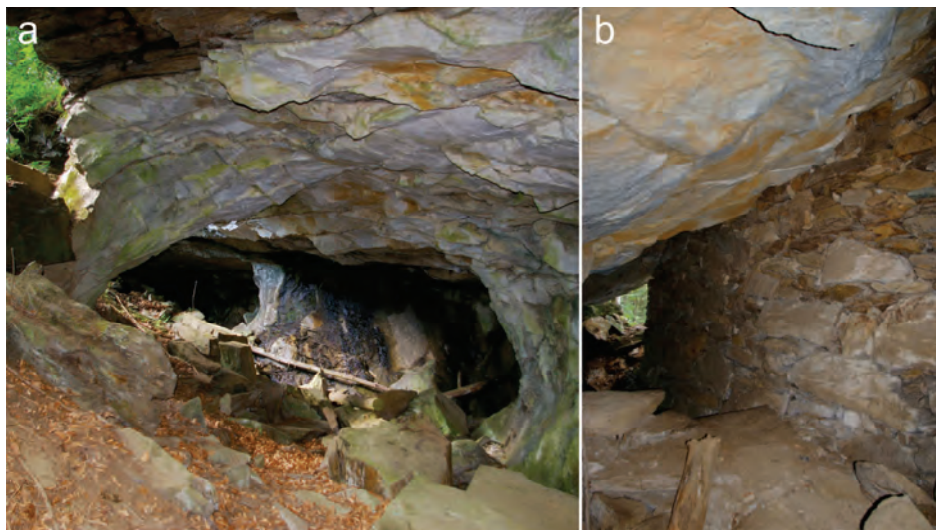
stanowiły prawdopodobnie jego zaplecze surowcowe. Gierwielaniec (1971) informuje natomiast o eksploatacji małego kamieniołomu marmuru w Łądku-Zdroju również przed II wojną światową na potrzeby produkcji grysów szlachetnych i wypalania wapna. Wydaje się prawdopodobne, że opis ten odnosi się również do tego stanowiska.

W tym wyrobisku podziemnym niemal nie notuje się śladów stosowanych technik górniczych. W dużej mierze wynika to prawdopodobnie z faktu odpadania od stropu wielkich bloków skalnych. Zaobserwowano tylko jedną słabo dostępną pozostałość otworu strzałowego o średnicy około 25 mm i zachowanej długości 30 cm. Surowiec, zgodnie z sugestią Ciężkowskiego (2007), był tu raczej niskiej jakości, zarówno ze względu na znaczną zawartość minerałów krzemianowych w marmurze, jak i na występowanie wkładek łupkowych. Miąższość wystąpienia marmuru o względnie wysokiej czystości oszacować można na 4,5–5 m, podobna jest miąższość nadkładu w powale komory.

O okresie, w jakim prowadzono eksploatację marmuru w Starej Morawie można wnioskować pośrednio, w oparciu o informacje na temat czasu funkcjonowania pobliskiego (położonego o 1,5 km ku wschodowi) wapiennika, nazywanego współcześnie „Łaskawy Kamień”. Według Rybki-Cegleckiej (1996) jego istnienie jest udokumentowane w latach 1789–1845 oraz 1910–1924. Staffa (1993b) podaje, że w roku 1838 działał tu duży piec wapienniczy. Na tle tych dość szerokich ram czasowych epizod eksploatacji podziemnej umiejscowić trzeba w okresie końcowym, a więc prawdopodobnie na początku XX w.

Kamieniołom w Starej Morawie jest silnie wydłużony. W kierunku ENE–WSW liczy około 190 m, zaś jego szerokość nie przekracza zazwyczaj kilkunastu metrów. Od południa są wzdłuż niego nagromadzone nieregularne pryzmy urobku płonnego (mapy.geoportal, 2018; ryc. 63). W jego wschodniej i centralnej części widoczne są niewielkie nisze, obecnie w części zawalone. Komora eksploatacyjna znajduje się w części zachodniej kamieniołomu. Jest ona bardziej interesująca od łądeckiej, również jako relikt dawnej sztuki górniczej. Dla utrzymania stabilności stropu pozostawiono w niej dwa filary zabezpieczające (ryc. 64a), a na odcinku kilkunastu metrów wykonano w tym samym celu filar kamienny ze starannie ułożonych bloków skał płonnych i marmuru (ryc. 64b).

W komorze obserwować można liczne pozostałości otworów strzałowych. Co ciekawe mają one bardzo różne średnice – 24, 30, 35 i 44 mm. W przypadku największych z nich wartości te mogą być zawyżone ze względu na „rozwiercenie” niektórych otworów w części początkowej. Większość „fajek” ma regularne kołowe przekroje poprzeczne, ale wśród tych o mniejszych średnicach zdarzają się przypadki tzw. „trójkątnych”.



Ryc. 64. Komora eksploatacyjna w Starej Morawie (wysokość do 3 m),
a – widok ogólny ku zachodowi i filar zabezpieczający strop (po lewej),
b – filar z kamienia w części wschodniej, dolnej (po prawej)

Jakość surowca w wewnętrznej części wystąpienia wydaje się wysoka. Jest to marmur o znacznej czystości, z nielicznymi laminami wzbogaconymi w minerały krzemianowe. Miąższość marmuru wynosi prawdopodobnie nieco ponad 4 m, a nadkładu ponad wlotem komory około 4,5 m.

Poznawcze znaczenie reliktyw eksploatacji marmurów

Na obu stanowiskach obserwować można górotwór o podobnej budowie, jednak w komorze ponad Starą Morawą jest on zdecydowanie lepiej widoczny. Dobrze odsłonięty jest tam profil wystąpienia marmuru i jego najbliższej osłony. Zróżnicowanie stanu zachowania ociosów w tych wyrobiskach wynika w znacznej mierze ze specyficznej współczesnej aktywności ludzkiej. Komora na Górze Trzykrzyskiej położona jest blisko miasta, stąd regularnie staje się miejscem spotkań towarzyskich. W konsekwencji następuje postępująca degradacja ociosów, a na spągu narasta warstwa tłuczonego szkła. Odległe i mało znane stanowisko ponad Starą Morawą zachowane jest bez porównania lepiej.

W obu przypadkach eksploatowano ciała marmurowe o podobnej wielkości, mierzonej ich rozciągłością i miąższością. W początkowych etapach prowadzono eksploatację odkrywkową w sposób uzależniony od warunków zalegania złoża i morfologii

terenu. Po głębszym rozcięciu górotworu, w momencie, gdy grubość zdejmowanego nadkładu osiągnęła dużą (krytyczną z ekonomicznego punktu widzenia) wartość – zdecydowano się na rozpoczęcie wydobywania metodą podziemną. W obu przypadkach mierzone wartości miąższości złoża i nadkładu ponad komorami są podobne, można więc zaryzykować stwierdzenie, że w okresie funkcjonowania tych kopalń graniczna wartość parametru N/Z , dla surowców wapiennych, oscylowała około jedności. Oba stanowiska są ciekawym świadectwem umiejętności swobodnego przejścia ówczesnych górników od eksploatacji odkrywkowej do podziemnej. Wyrobiskiem o analogicznej formie, choć utworzonym w wyniku eksploatacji całkiem odmiennego surowca jest Czerwona Jama w Szklarskiej Porębie, omówiona w rozdziale 4.1.2.

4.5. Rów Nysy

Rów Nysy (górnej Nysy Kłodzkiej) jest wyraźnie zaznaczającą się w morfologii jednostką tektoniczną, wypełnioną osadami górnej kredy, ograniczoną dobrze widocznymi uskokami o zrzucie do 600 m. Pod względem stratygraficznym jest ona przedłużeniem synklinorium śródsudeckiego, ale jej rozwój strukturalny zachodził odmiennie. Podobnie jak w synklinorium występują tu osady obejmujące okres od najwyższego cenomanu do początku santonu, są one jednak inaczej wykształcone, znacznie większa jest też niekiedy ich miąższość (Don i Don, 1960; Radwański, 1968; 1975; Don i Gotowała, 2008).

W spągu profilu litologicznego występuje lokalnie poziom zlepieńców lub osadowych brekcji podstawowych (por. Sawicki, 1958). Wyżej dominują mułowce, często wapniste lub margle, ponadto występują różnorodne piaskowce (arenity arkozowe i sublityczne, często glaukonitowe), m.in. tzw. piaskowce ciosowe, a miejscami wapień i spongiolity (Radwański, 1966; 1968; Teisseyre, 1975; Don i Gotowała, 2008).

Rów rozwijał się w trakcie wieloetapowych, późnokredowych ruchów blokowych, począwszy od koniak, najpierw w reżimie ekstensyjnym, potem (w trakcie ruchów laramijskich) – kompresyjnym (Don i Gotowała, 2008). Badura i Rauch (2014), w oparciu o analizę zmian miąższości osadów udokumentowali ruchy blokowe podłoża rowu, wskazali na zachodzenie w tej strefie przemieszczeń tektonicznych również po fazie deformacji późnokredowo-paleogeńskich i przedstawili pewne dyskusyjne reinterpretacje tektonicznej budowy rowu. Wzdłuż granic rowu Nysy ukazano elementy strukturalne niższego rzędu, autorzy różnią się jednak zasadniczo, co do skali ich występowania, genezy i kinematyki procesów, które je ukształtowały. Batik i in.,

(1996) opisali je jako „bloki diastroficzne”, które uległy odkłuciu i osunięciu ku osi rowu. Do poglądu tego krytycznie odniósł się Don (2003), stwierdzonym w terenie połogim dysjunkcjom przypisując charakter nasuwczy.

Skały osadowe najniższych pięter górnej kredy rozpoznawano w sztolniach koło Różanki.

4.5.1. Różanka – strefa uskoku ramowego rowu górnej Nysy i obszar historycznej eksploatacji rud żelaza

Sztolnie położone na południe od Różanki, w południowej części ziemi kłodzkiej, to obiekty które wykonano w przewodzie w skałach osadowych, w tym przypadku stanowiących podstawę kredowego wypełnienia rowu górnej Nysy. Są one zlokalizowane w masywie Żelaznej Góry pomiędzy Różanką a Międzylesiem, około 100 m na wschód od rozległego starego kamieniołomu wapienia (por. Sawicki 1962). Są to obiekty o dużym, zarówno geologicznym, jak i historyczno-górnictwem znaczeniu poznawczym.

Krótkie opisy i plany obu sztolni zostały przedstawione przez Wojtonia i Furmankiewicza (2009) oraz Furmankiewicza (2010), zaś Zagożdżon i Zagożdżon (2009c) podali podstawowe informacje dotyczące ich geologii. Wyróbisko południowe (dalej: sztolnia Stara) liczy 69 m długości, ma nieregularny przebieg, na większości odcinków jest wąskie (około 80 cm), przy wysokości zazwyczaj 150–160 cm. Nadano mu charakterystyczny owalny przekrój, a na jego końcu znajduje się komora zachowana w bardzo złym stanie technicznym (Zagożdżon i Zagożdżon, 2009c; Zagożdżon, 2011). Jest to zapewne kopalnia rud żelaza pochodząca z XVII, a być może nawet XIV wieku.

Przebieg sztolni północnej, na podstawie sugestii przedstawionej przez Wojtonia i Furmankiewicza (2009) nazywanej dalej Transportową, jest dokładnie prostoliniowy. W roku 2009 zachowana była na długości 73 m (Zagożdżon i Zagożdżon, 2009c), obecnie jest o około 1 m krótsza, a ostatni kilkunastometrowy odcinek jest dostępny w ograniczony sposób. Wiosną 2018 r. był odcięty zawalem, ale w sierpniu tego roku zawal został przekopany przez nieznaną eksploratorów. Wyróbisko ma znaczny przekrój poprzeczny – jej szerokość wynosi 1,8–3 m, a wysokość sięga 3 m. Na większej jej części zastosowano murowaną (kamienną, podrzędnie ceglana i betonową) obudowę ociosów do wysokości 180 cm. Końcowy odcinek zabezpieczony został pełną łukową obudową kamienną – zarówno na jego końcu, jak i na początku powstały zawaly (ryc. 65).

Pozostałości trzeciego wyróbiska zlokalizowano pomiędzy poprzednimi. Sztolnia ta jest niedostępna, z rozmiarów miniaturowej hałdy znajdującej się przed zasypanym

wlotem można jednak wnosić, że jest ona dość krótka. Około 100 m na SW od wlotu sztolni Starej znajduje się zespół około 10 lejów, prawdopodobnie ping będących pozostałościami szybów poszukiwawczych lub śladów eksploatacji wieloszybikowej (por. mapy.geoportal, 2018). Fedak i Lindner (1966) podali, że na terenie Różanki znajduje się szybik oraz „sztolnia z siecią chodników”.

Budowa geologiczna rejonu

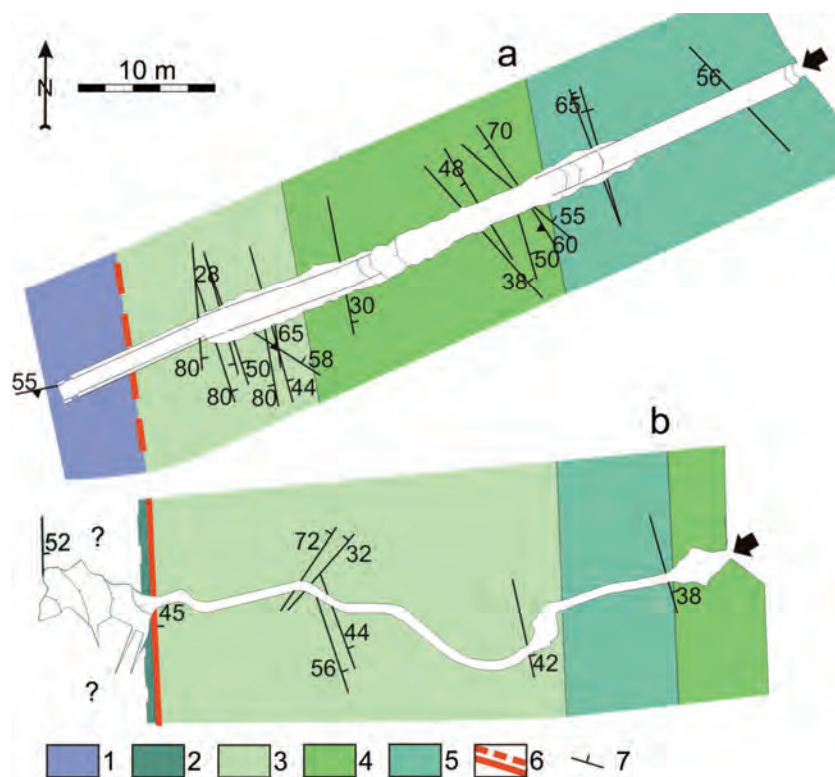
Dominującym elementem budowy geologicznej jest w tym rejonie ramowy uskok rowu górnej Nysy. Na tym odcinku przez Oberca (1972) jest on określony jako uskok Kamieńczyka, a przez Badurę i Rauch (2014) jako uskok Jagodna. Sawicki (1958) zachodnią dyslokację ramową w rejonie Międzyzlesia określił ogólnie jako fleksurę o umiarkowanym ($20\text{--}40^\circ$) upadzie warstw przegięcia fleksurowego, miejscami przechodzącą w uskoki normalne, a nawet inwersyjne. Na szczegółowej mapie Sawicki (1962) ukazał już jednak dwie linie równoległych uskoków, oddległych od siebie o 150–250 m. Wschodni z nich, którego przebieg przedstawił jako przypuszczalny, występuje w obrębie osadów kredy. Uskok zachodni, biorąc pod uwagę przebieg jego linii intersekcyjnej, wydaje się wykazywać na różnych odcinkach zmienne kierunki i kąty upadu. Zapada on stromo ku wschodowi w rejonie na północ od kamieniołomu marmuru, zaledwie pod kątem około 20° ku E, na południe od wyrobiska i stromo ku zachodowi w dolinie Wilcze Doły, około 400 m dalej na południe. Wartość zrzutu uskoku ramowego w południowej części rowu górnej Nysy Don i Gotowała (2008) określili na kilkadziesiąt metrów.

Sawicki (1962) wykartował też, w obrębie serii krystalicznej, dwie dyslokacje diagonalne, biegnące pod kątem około 60° do linii uskoku (uskoków) Kamieńczyka. Teren badań znajduje się pomiędzy blokami „diastroficznymi” postulowanymi przez Batika i in. (1996), z których południowy miałby obejmować góry Rykowina (658,5 m n.p.m.) i Węglarka (625 m n.p.m.) ponad Międzyzlesiem, a północny górną część wsi Różanka.

Uskok ramowy (zachodni według Sawickiego, 1962) oddziela skały piętra krystalicznego Gór Bystrzyckich od zespołu kredowych osadów, wypełniających rów górnej Nysy. Zarówno według Dumicza (1964), jak i Sawickiego (1962) bezpośrednio przy uskoku występują tu marmury (wapienie krystaliczne), a podrzędnie (na południu) łupki łyszczykowe (i paragnejsy) z wkładką łupków kwarcytowych, zaliczane do formacji strońskiej.

Od wschodu z uskokiem sąsiadują utwory podstawowe górnokredowego wypełnienia rowu górnej Nysy (cenoman, turon). Ich wychodnia ma szerokość około 100–200 m. Zdaniem Dona i Gotowały (2008) zachowana jest tu pierwotna granica sedymentacyjna. Najniżej w profilu stratygraficznym lokalnie występują zlepieńce (konglomeraty) lub brekcje podstawowe o miąższości od kilkunastu centymetrów do kilku metrów

(Sawicki, 1958). Wykazują one zmienność litologiczną, niekiedy mają charakter „piaskowca żwirkowego”, a czasem zlepieńca drobnoziarnistego, o szkielecie zbudowanym z otoczków oraz ostrokrawędzistych fragmentów kwarcu i łupków metamorficznych. Kiedy indziej, na południe od Poręby, wykształcone są jako brekcja podstawowa, składająca się z okruchów kwarcu, gnejsów i łupków grafitowych „spojonych glaukonitycznym piaskowcem” (Sawicki – *vide* Kozdrój, 1993). Wyżej znajduje się poziom cenomańskich piaskowców kwarcowych z glaukonitem (do 25 m), lokalnie ze zlepieńcami podstawowymi, a następnie – turońskie margle lub wapienie margliste i mułowce (poziomu *Inoceramus labiatus*) oraz także turońskie margle piaszczysto-krzemionkowe (*Inoceramus lamarcki*) lub gezy (Sawicki, 1958; 1962; Teisseyre, 1975; Dziewański, 1984).



Ryc. 65. Mapy geologiczne sztolni Transportowej (a) i Starej (b) w Różance;
1 – marmur, 2 – skała chlorytowa, 3 – piaskowiec glaukonitowy z kwarcową brekcją podstawową,
4 – mułowiec, 5 – geza, 6 – uskok ramowy rowu Nysy, 8 – inne ważniejsze uskoki

Najstarsze osady (cenoman, turon), na skutek działania uskoku zostały wyrotowane do położenia monoklinalnych – miejscami kąty upadu tych warstw są nawet strome,

a następnie uległy lokalnie nasunięciom ku zachodowi, wzdłuż subhoryzontalnych powierzchni uskokowych (Don, 2003; Don i Gotowała, 2008).

Wzdłuż południowego uskoku diagonalnego Sawicki (1962) zaznaczył wystąpienie mineralizacji związkami żelaza w utworach metamorficznych. Również Fedak i Lindner (1966) stwierdzili w masywie Żelaźniaka (Żelaznej Góry) obecność mineralizacji związkami żelaza. Jako fazę dominującą podali hydrohematyt (a więc mieszaninę hematytu i goethytu), a jako minerały towarzyszące – piryty, goethyt i hydrogoethyt ($3\text{Fe}_3\text{O}_4 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$). Mineralizacja odnotowana była na kontakcie łupków i marmurów.

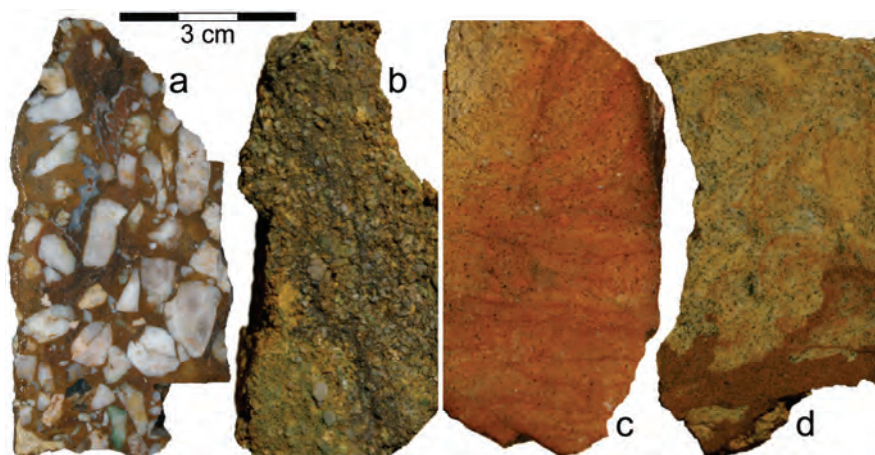
Wyniki obserwacji geologicznych w sztolniach

Wyniki obserwacji przeprowadzonych w sztolniach pozwalają na uszczegółowienie i uzupełnienie obrazu budowy geologicznej tego rejonu o elementy niewidoczne lub nierozpoznawalne w badaniach powierzchniowych. Obie sztolnie dają przede wszystkim możliwość szczegółowego wglądu w pakiet najstarszych osadów rowu górnej Nysy, w pozycji wyrotowanej tektonicznie, ale w naturalnym następstwie stratygraficznym. Ponadto w sposób szczegółowy rozpoznać tu można zjawiska tektoniczne strefy ramowego uskoku tego rowu, z tym że w sztolni Starej dobrze widoczna jest (prawdopodobnie) główna strefa przemieszczeń. Natomiast sztolnia Transportowa udostępnia do badań szereg omówionych niżej równoległych uskoków niższego rzędu.

Dla rozpoznania różnicowania litologicznego górotworu opróbowano oba wyrobiska, jednak prace w sztolni Starej ograniczono do niezbędnego minimum, ze względu na jej historyczny charakter. Dominują tu skały najniższych pięter kredy, zwłaszcza piaskowce, w obrębie których wydrążono przeważającą część długości wyrobisk. Jednak podstawę profilu stratygraficznego stanowi, występująca w komorze na końcu sztolni Starej, cienka, zaledwie 30–40-centymetrowej miąższości nieciągła wkładka **brekcji podstawowej**. Odpowiada ona znanemu w literaturze poziomowi zlepieńca podstawowego (Sawicki, 1958; 1962). Brekcja buduje przeważającą część silnie pochylonego stropu komory. Jej luźny szkielet ziarnowy tworzą ostrokrawędziste, izometryczne lub wydłużone ziarna mlecznego lub przeświecającego kwarcu o wielkości 2–30 mm (ryc. 66a). Matriks tworzą gęsto upakowane ziarna o wielkości około 0,1–0,25 mm. W przewodzie jest to kwarc, około 0,5% stanowi glaukonit, rzadko spotykane są muskowit, plagioklaz i skorupki otwornic. Spoiwo skały jest kalcytowe, podrzędnie chalcedonowe, wyraźnie zabarwia je hematyt (ryc. 67a). Zarówno całą skałę, jak i pojedyncze kwarcowe ziarna szkieletu przecinają drobne żyłki kalcytu.

Wyżej leżące **piaskowce glaukonitowe** są wyraźnie różnicowane strukturalnie, teksturalnie, a także pod względem wytrzymałości, zabarwienia i zawartości związków

żelaza. W końcowej części sztolni Transportowej, przy kontakcie ze skałami metamorficznymi występują piaskowce gruboziarniste, silnie zwiertzałe i rozsypliwe (ryc. 66b). Dominują piaskowce średnioziarniste (0,2–1,3 mm), z przewarstwieniami odmian drobnoziarnistych (0,2–0,3 mm), skały o zazwyczaj słabo widocznym warstwowaniu lub nie wykazujące warstwowania (ryc. 66c–d, 67b–d). Są to piaskowce o wyraźnej dominacji kwarcu w szkielecie ziarnowym, ponadto zawierające, w ilości do około 10% glaukonit w postaci ziaren lub w interstycjach, a niekiedy fragmenty skaleni, łuszczyki, kalcyt i chalcedon. W związku z zawartością glaukonitu skały w większości wykazują szarozielonkawe zabarwienie, często jednak wykazują one znamiona silnej hematytyzacji, manifestującej się zmianą barwy skał na czerwonawą lub brunatną. Poszczególne odmiany cechują się różnym upakowaniem szkieletu ziarnowego i obtoczeniem (ryc. 67b–d). W sztolni Starej odsłaniają się one na odcinku około 35 m, podczas gdy w Transportowej widoczne są na długości 10 m – tworzą też część górotworu niedostępną do badań za pełną obudową murowaną. Opisane odmiany skalne, na podstawie korelacji litologicznej można uznać za (być może pełny) profil cenomanu.

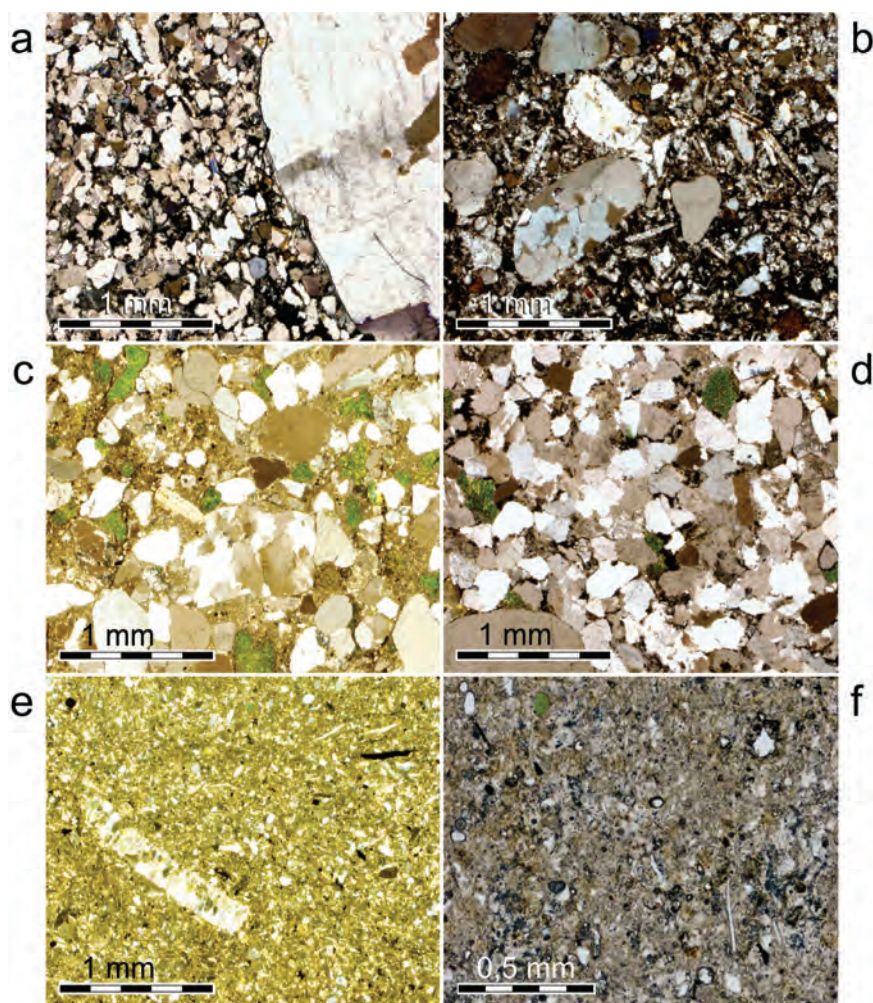


Ryc. 66. Odmiany litologiczne skał okruchowych w sztolniach Różanki:

- a – brekcja podstawowa z okruchami kwarcu mlecznego i zielonego,
- b – piaskowiec gruboziarnisty, miejscami zlepieńcowaty; piaskowce glaukonitowe:
- c – z pigmentem żelazistym, d – z wąską strefą intensywnej hematytyzacji, częściowo o spoiwie żelazistym

Powyżej w profilu zalegają gezy i mułowce wyraźnie różniące się pod względem cech makroskopowych. Ciemnoszare **gezy** w sztolni Starej tworzą około 10-metrowej szerokości strefą ponad piaskowcami, zaś w drugim wyrobisku budują około 25-metrowej długości odcinek przywlotowy (ryc. 65). W obrazie mikroskopowym zauważono,

że skały te budują liczne ziarna o rozmiarach zazwyczaj do 0,05 mm (rzadko do 0,1 mm). W przewodzie jest to słabo obtoczony kwarc, miejscami występują znaczne ilości kalcytu oraz glaukonit. Ponadto spotykane są pojedyncze skorupki otwornic, spikule gąbek oraz fragmenty muszli większych organizmów. Tło skalne jest kalcytowe (ryc. 67e). **Mułowce** mają barwy jasne, żółtawe, zawierają miejscami gniazda margliste (silnie



Ryc. 67. Obraz mikroskopowy odmian litologicznych skał osadowych ze sztolni w Różance:
a – brekcja podstawowa (ziarno kwarcu w piaskowcowym matriks),
b–d – piaskowce o różnej frakcji szkieletu ziarnowego, strukturze i zawartości glaukonitu,
e – geza z kalcytowym klastem i spikulami, f – mułowiec ze spikulami;
a, b – zwraca uwagę ciemny, bogaty w tlenki żelaza cement; a–d, f – światło spolaryzowane

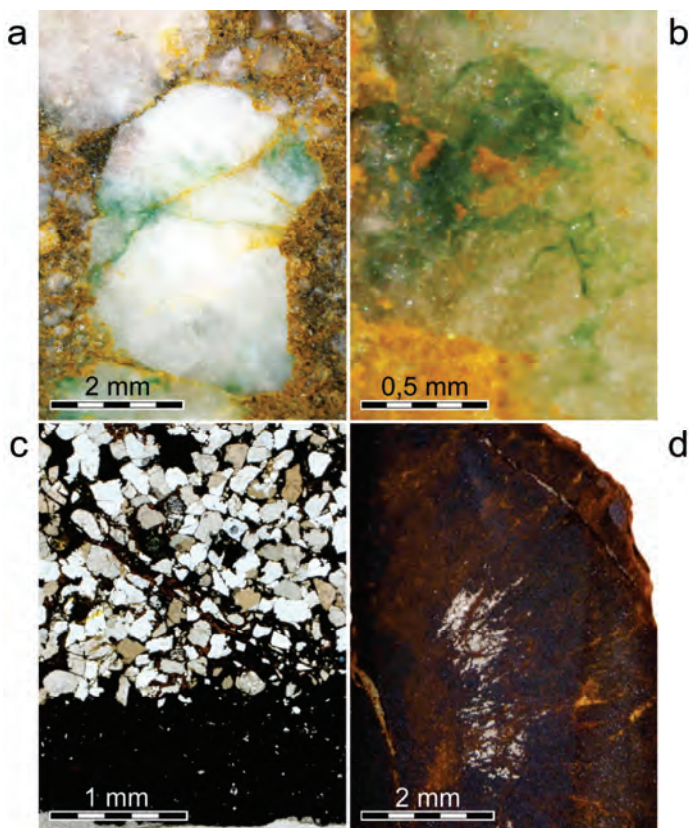
reagujące z HCl). W ich kryptokrystalicznym tle tkwią liczne ziarna kwarcu, ponadto występuje glaukonit, pojedyncze blaszki łyszczyków, spikule gąbek, a sporadycznie węglany (ryc. 67f). Tło zawiera znaczą ilość substancji ilastych, a miejscami domieszki substancji żelazistej. W sztolni Starej mułowce występują jedynie w pobliżu jej wlotu, natomiast w sztolni Transportowej tworzą około 24-metrową strefę pomiędzy piaskowcami, a gezami. Gezy i mułowce odpowiadają najniższemu poziomowi osadów turonu (poziom *Inoceramus labiatus*, por. Sawicki, 1962).

W zakończeniu obu sztolni występują, choć w bardzo ograniczonej ilości, **skały metamorfiku** Gór Bystrzyckich (ryc. 65). W sztolni Starej jest to zwietrzała, ciemnozielona skała, której tło stanowi bardzo drobnoblastyczny agregat chlorytowy. Rozproszone są w nim gniazdowe nagromadzenia nieprzezroczystych ziaren o okrągławym, a rzadziej ostrokrawędzistym, rombowym zarysie i rozmiarach 0,02–0,2 mm, otoczonych wyraźnymi strefami hematytyzacji. Ponadto w skale występują reliktowe gniazda ziaren kwarcu i nieliczne blasty kalcytowe. W skale występuje dość gęsta sieć nieregularnych żyłek hematytowych. W sztolni Transportowej, za uszkodzoną miejscami pełną obudową końcowego odcinka, można dostrzec wystąpienia białego, drobnoblastycznego marmuru, zbudowanego z zazębiających się blastów kalcytu o wielkości zazwyczaj 1–2,5 mm. Skała wykazuje teksturę bezładną, choć występują w niej liczne wydłużone, równoległe, cienkie (0,1–0,5 mm) koncentracje bardzo drobnych (około 0,01 mm) wprysnięć minerałów nieprzezroczystych. Mają one nieregularny przebieg, a mineralizacja ta koncentruje się wzdłuż granic ziaren mineralnych lub w obrębie rzadkich wtórnych żyłek kalcytowych. W sztolni widoczne były wyraźne przejawy zwietrzenia i skrasowienia marmuru – w najdalszym punkcie wyrobiska, dostępnym w roku 2010 znajdował się zawał materiału o charakterze gliny krasowej. Marmur prawdopodobnie buduje górotwór na co najmniej 5 ostatnich metrach wyrobiska.

W komorze sztolni Starej, w obrębie odsłaniającej się tam strefy uskokowej, występuje ponadto skała o cechach **tektonitu**. Cechuje ją mała zwięźłość, składa się z wyoblonych i wydłużonych, rozwleczonych klastów deformowanych skał, zachowujących słabo widoczne relikty pierwotnych struktur. Pomiędzy klastami, wzdłuż drobnych powierzchni poślizgu, znajduje się niewielka ilość mydlastej substancji o charakterze mączki uskokowej, składającej się częściowo z minerałów ilastych.

Nietypowym, ciekawym pod względem mineralogicznym składnikiem brekcji podstawowej jest kwarc o zabarwieniu zielonym. W pobranych próbkach stanowi on około 0,5% okruchów szkieletu ziarnowego (por. ryc. 66a). Zabarwienie sporadycznie obejmuje całe ziarna, a zazwyczaj widoczne jest tylko w ich fragmentach zewnętrznych (ryc. 68a). W znaczniejszym powiększeniu zauważa się, że przynajmniej częściowo

występuje ono w postaci cienkich żyłek o miąższości zaledwie około 0,02 mm – prawdopodobnie wypełniających włosowate szczelinki w kwarcu (ryc. 68b). Należy podkreślić, że jest ono swoistą cechą niektórych ziaren kwarcu i nigdy nie występuje w matriksie i spoiwie brekcji. Istnieje możliwość, że mamy tu do czynienia z prasiolitem, bardzo rzadką odmianą kwarcu barwionego rozproszonymi w jego strukturze jonami Fe^{2+} (por. Sachanbiński i in., 1994). Potwierdzenie tej sugestii wymaga jednak przeprowadzenia specjalistycznych badań.

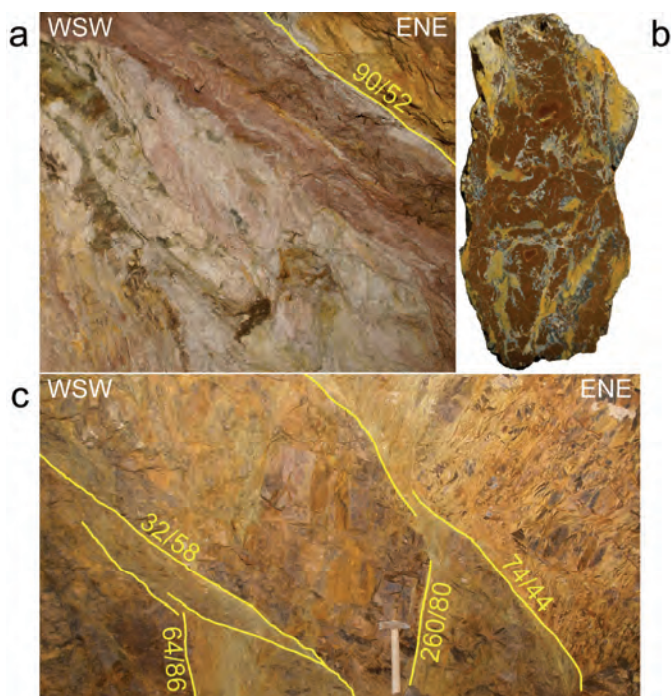


Ryc. 68. Skupienia mineralne w sztolniach Różanki:

- a – zielone zabarwienie niektórych ziaren kwarcu brekcji podstawowej,
- b – zbliżenie włosowatych żyłek w innym ziarnie kwarcowym, c – hematytowe lepiszcze i żyłki w piaskowcu średnioziarnistym (obraz mikroskopowy, światło spolaryzowane),
- d – fragment kongrecji żelazistej z relikami agregatu markasytowego

W obu sztolniach obserwować można różnie wykształcone wyraźne przejawy **mineralizacji związkami żelaza**. W dominującym tu zespole skał osadowych występują

one w postaci rozproszonej, jako hematytowy pigment części piaskowców oraz brekcji podstawowej (ryc. 66c, 67a, b). Miejscami obserwuje się większe koncentracje tego minerału. Stanowi on spoiwo skały, a także różnie wykształcone formy żyłowe. Niektóre z nich mają postać stref bardzo intensywnego przepojenia skały hematytem, o szerokości 1–3 cm (ryc. 66d). Inne to żyłki czysto hematytowe, o miąższości 0,05–0,5 mm (ryc. 68c). Ponadto w początkowym odcinku sztolni Starej, w obrębie gez, natrafiono na odosobnioną konkrecję o wielkości około 5 cm, wyraźnie rudym zabarwieniu i bardzo słabej zwięzłości. Jest ona zbudowana w większości z goethytu, ale w jej wnętrzu udało się zidentyfikować około 3-milimetrowej długości reliktywne wystąpienie siarczków – prawdopodobnie promienistego agregatu markasytowego (ryc. 68d).



Ryc. 69. Przykłady zjawisk tektonicznych w sztolniach Różanki: a – główna strefa uskokuwa w sztolni Starej, b – przekrój występującego tam tektonitu o barwie wiśniowej, c – zespół uskoków niższego rzędu w centralnej części sztolni Transportowej (fotografia odwrócona o 180° dla ujednolicenia orientacji obrazów)

Obserwacje elementów **tektoniki** prowadzono głównie w sztolni Transportowej. W sztolni Starej, ze względu na sposób wykończenia powierzchni ociosów historycznego wyrobiska zjawiska te są zdecydowanie gorzej widoczne. Wyjątkiem jest jedynie

komora końcowa, gdzie doskonale odsłonięta jest szeroka strefa poślizgu na kontakcie zespołów osadowego i metamorficznego. Ma ona miąższość około 0,5–0,8 m i zapada ku wschodowi pod kątem 45–52°. Jej wypełnienie stanowi wspomniany tektonit (ryc. 69a, b) w przewadze wykazujący barwę szarą (w tej strefie występują silnie zdeformowane, rozwleczone klasty skały chlorytowej). W wyższej części jest wyraźnie zabarwiony na kolor wiśniowy. W stropie komory – ponad strefą uskokową, znajduje się brekcja podstawowa pakietu kredowego, natomiast poniżej – silnie zwietrzała skała chlorytowa o ciemnozielonej barwie. W sztolni Transportowej główna strefa tektoniczna znajduje się prawdopodobnie około 65. m.b. wyrobiska, ponieważ dalej, za uszkodzonym fragmentem obudowy można obserwować marmur *in situ*.

Ruchy uskokowe związane z kształtowaniem się zachodnich ram rowu górnej Nysy nie były jednak ograniczone do wspomnianej strefy roztarcia skał. W sztolni Transportowej, w obrębie sekwencji osadowej, obserwuje się przede wszystkim wyraźnie zaznaczone, wąskie, 2–3-metrowej szerokości strefy uskokowe niższego rzędu o stałej geometrii. We wszystkich przypadkach przemieszczenia następowały wzdłuż powierzchni (w rzeczywistości stref poślizgu – zespołów powierzchni o łącznej miąższości zazwyczaj do 20 cm) o biegu NNW–SSE i upadzie ku wschodowi pod kątami 38–65°. Są one skośne do uskoku ramowego rowu górnej Nysy w większości przypadków pod kątem 15–40°. Ruch miał charakter nasunięć „góra ku zachodowi”. W najlepiej wykształconych strefach wyraźne są też drugorzędne powierzchnie przemieszczeń o orientacji zazwyczaj około 250/82 (ryc. 69c). W sztolni Transportowej lokalnie występują też strefy silnego strzaskania ośrodka skalnego.

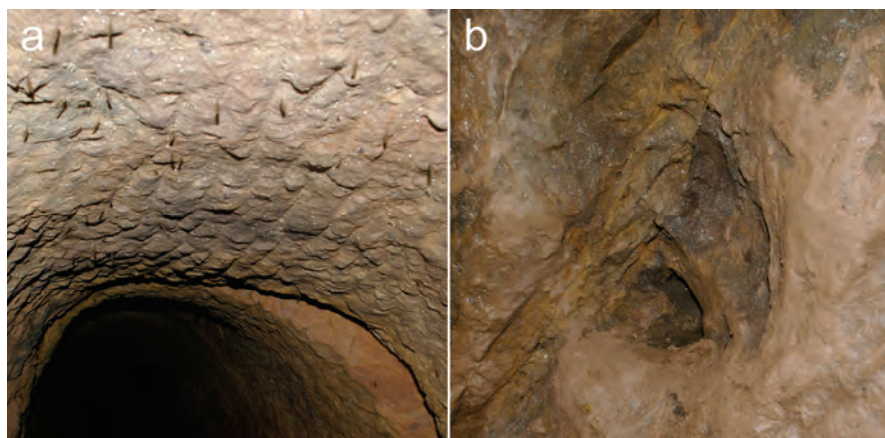
Historia i relikty robót górniczych

Położone stosunkowo blisko siebie sztolnie Różanki dokumentują dwie odległe w czasie i całkowicie odmienne pod względem celu fazy podziemnych robót górniczych.

Sztolnia Stara jest reliktem eksploatacji rud żelaza w rejonie Żelaznej Góry (*Eisenberg* na *Topographische Karte Blatt Rosenthal*, 1884–1936), na której szereg innych śladów dawnego górnictwa zidentyfikował Furmankiewicz (2010) i potwierdziły to obserwacje własne. Według wspomnianego autora sztolnia ta jest reliktem XVII-wiecznej działalności górniczej. Eksploatację rud żelaza w tym rejonie łączyć można jednak z informacjami o istnieniu kuźnic w rejonie Boboszowa już w połowie XIV w. Według Gluzińskiego (1960) z roku 1358 pochodzi wzmianka, wskazująca na intensywną eksploatację w rejonie Międzyzlesia. W XIV w. wydobywano w okolicy Nagodzie hematytowe rudy żelaza (Staffa 1994). W roku 1428 Husyci spalili Międzyzlesie i spustoszyli jego okolice. W rezultacie brak jest informacji o górnictwie międzyzleskim w wieku XV i na początku XVI w. W kolejnym

stuleciu powstała natomiast kuźnica w Nagodzicach, której produkcja oparta była na eksploatacji jakiegoś nieodległego złoża. Można dodać, że Żelazna Góra położona jest około 2,5 km ponad Nagodzicami. Kuźnica ta została zniszczona w roku 1643 przez Szwedów, podobnie jak „kopalnia w okolicach Międzyzlesia” (Gluziński, 1960). Data ta może odpowiadać kresowi eksploatacji rud żelaza w rejonie Różanki.

Sztolnia Stara jest kręta, co może sugerować, że prowadzono w niej eksploatację „za żyłą”, tzn. zgodnie z przebiegiem strefy zmineralizowanej. Wyrobisko ma w przewodzie stały profil poprzeczny – owalny w zarysie i o stałych wymiarach. Jedynie w końcowej części jego wysokość maleje do około 110 cm, zmienia się też jego przekrój poprzeczny. Ociosy i strop sztolni są precyzyjnie wyrównane za pomocą perlików i żelazek, o czym świadczą powszechnie występujące płytkie, równoległe bruzdy biegnące średnio co 3–4 cm (ryc. 70a). W wyrobisku brak jest pozostałości otworów strzałowych. W ociosach znajdują się małe zagłębienia na kaganki, dla ułatwienia wykonywane przy drobnych uskokach (ryc. 70b). Zarówno forma wyrobiska, jak i zachowane relikty techniki urabiania i oświetlenia potwierdzają, że mogło ono powstać nawet około XV w. (informacja ustna – M. Stysz). Za wyraźnym przewężeniem, gdzie wysokość sztolni spada zaledwie do około 50 cm, znajduje się pozostałość komory eksploatacyjnej. O jej pierwotnej formie trudno się jednak wypowiadać, ze względu na bardzo zły stan techniczny. Nastąpiły tam rozległe obwały skał stropowych w postaci bloków o masie sięgającej kilku ton. Można jedynie ostrożnie oszacować jej kubaturę na około 20–30 m³. W komorze wyczuwalny jest przepływ powietrza, występuje też w niej duża ilość owadów, co sugeruje istnienie jakiegoś rodzaju jej kontaktu z powierzchnią ziemi.



Ryc. 70. Relikty sztuki górniczej w sztolni Starej: a – strop wyrównywany za pomocą perlików i żelazek, b – nisza na kagank (o szerokości około 15 cm), wydrążona przy niewielkim uskoku

Wyniki obserwacji dotyczących reliktyw robót górniczych nie są łatwe w interpretacji. Stosowanie wyłącznie ręcznych technik urabiania oraz owalny przekrój poprzeczny sztolni sugerują odległy w czasie moment jej powstania. Może więc ona być reliktem XIV-wiecznych robót górniczych. Istnienie odcinków wyrobiska o wyraźnie odmiennej wysokości i profilu poprzecznym sugeruje natomiast, że powstały one w różnym czasie. Jako hipotezę roboczą przyjąć można, że obserwujemy tu pozostałości dwóch etapów robót górniczych.

Trudne do wyjaśnienia jest istnienie wyraźnego przewężenia przed samą komorą eksploatacyjną, które musiałyby znacząco utrudniać odstawę urobku. Być może jest to przesłanka wskazująca, że komora miała także inny kontakt z powierzchnią ziemi, np. poprzez szybk (pochyły?), którego jedyną pozostałością byłby jeden z lejów widocznych na powierzchni. Tłumaczyłoby to również wspomniany wyczuwalny przepływ powietrza i obecność licznych owadów w komorze.

Sztolnia Transportowa jest wyrobiskiem o całkowicie odmiennej formie, o znacznych wymiarach poprzecznych i posiadającym nietypową obudowę. Cechuje ją prostoliniowy bieg ku WSW, a więc w kierunku północnego krańca rozległego kamieniołomu marmuru. Sztolnia mogła pełnić funkcję transportową, ułatwiając odstawę urobku z kamieniołomu. Po II wojnie światowej, według relacji jednego z mieszkańców, miały się w niej jeszcze znajdować tory i wagoniki (Furmankiewicz, 2010). Możliwe więc, że realizowano za jej pomocą pierwszy etap transportu surowca do pobliskich wapienników zaznaczonych na arkuszu *Meßtischblatt* (*Topographische Karte Blatt Rosenthal*, 1884–1936), a których pozostałości można zidentyfikować na zobrazowaniu danych LIDAR (*mapy.geoportal*, 2018), tuż przy pobliskiej Autostradzie Sudeckiej (szosie nr 389). Wyrobisko odkrywkowe można by więc określić, za Olszewskim i in. (1989), jako tzw. kamieniołom sztolniowy. Pochodzi ono prawdopodobnie z połowy XIX w.

Badawcze znaczenie sztolni

Sztolnie Różanki udostępniają do badań kilkudziesięciometrowy poprzeczny profil litologiczny najstarszych osadów kredowych oraz zjawiska tektoniczne strefy uskoku ramowego rowu górnej Nysy.

Jako wyjątkowo interesujące należy określić wystąpienie *in situ* brekcji podstawowej osadów kredowych. Jej zlepieńcowy odpowiednik w tym rejonie opisany został przez Sawickiego (*vide* Kozdrój, 1993) jedynie w postaci bloków w zwietrzelinach brachysynkliny Gniewoszowa. Obie sztolnie pozwalają na detaliczne przestudiowanie litologii najstarszych ogniw osadów kredowych rowu górnej Nysy, zazwyczaj opisywanych również wyłącznie na podstawie obserwacji zwietrzeliny (por.

Kozdrój, 1993), w tym słabo rozprzestrzenionego w Sudetach cenomanu (por. Radwański, 1966).

Opisana główna strefa tektoniczna o charakterze uskoku normalnego jest odsłonięciem dyslokacji Kamieńczyka/Jagodna (por. Oberc, 1972; Badura i Rauch, 2014). Jej orientacja jest zgodna z obserwacjami Sawickiego (1958). Szereg stref dyslokacyjnych opisanych w obrębie serii osadowych wykazuje stałą orientację. Ich główne powierzchnie przemieszczeń są niemal równoległe do głównego uskoku, ale są rezultatem ruchów o przeciwnym zwrocie. Można je interpretować jako rezultat procesów nakreślonych przez Dona, choć nie powodujących w tym przypadku powstania przemieszczeń nasuwczych o amplitudzie rzędu kilkuset metrów (zob. Don, 2003; Fig. 4), są to raczej zespoły stosunkowo drobnych poślizgów śródformacyjnych. Nie można też wykluczyć, że główny uskok wypełniony przez tektonity i mączkę ze znaczną zawartością minerałów ilastych mógł być reaktywowany w tej fazie ruchów nasuwczych. Jest to jednak sugestia wymagająca bardziej szczegółowego rozpoznania.

Górotwór w tym rejonie jest wyraźnie zasobny w związki żelaza występujące w rozproszeniu jako pigment skał osadowych i żyłki w marmurach oraz w koncentracjach takich jak grubsze żyłki hematytowe w piaskowcach i konkrecje z pirytem.

Analiza przedstawionych zagadnień pozwala zarysować prawdopodobną sekwencję zdarzeń geologicznych – skałotwórczych, tektonicznych i faz mineralizacji. Epizodem pierwszym było powstanie kompleksu metamorficznego z mineralizacją związkami Fe w marmurach. Tworzące się skały cenomanu i turonu prawdopodobnie już na etapie sedymentacji były lokalnie wyraźnie wzbogacone w związki żelaza. Procesy diagenezy powodowały ich mobilizację, a w konsekwencji powstanie wąskich (żyłopodobnych) stref piaskowca o lepszemu hematytowym oraz konkrecji siarczkowych w gęzach. Przebieg sztolni Starej pozwala przypuszczać, że wybierano w niej strefą złożową o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego. Jest to kierunek zgodny z dyslokacjami przedstawionymi na mapie Sawickiego (1962). Może to być wskazówką, że migracja związków żelaza następowała również na etapie rozwoju niektórych zjawisk tektonicznych – powstania ramowego uskoku rowu górnej Nysy oraz uskoku do niego poprzecznych. Natomiast wydaje się, że opisane przez Dona (2003) ruchy nasuwcze nie mobilizowały związków żelaza. Obserwowaną w zebranych materiale skalnym konsekwencją zjawisk wietrzeniowych było utlenienie konkrecji siarczkowych, połączone z odprowadzeniem jonów SO_4^{2-} i powstanie goethytu.

Obie sztolnie pod względem historycznym i górniczym kontrastują ze sobą, dzięki czemu są interesującymi obiektami badań. Będąc podobnych rozmiarów różnią się całkowicie formą (przebiegiem, przekrojem poprzecznym) oraz czasem i celem po-

wstania. Sztolnia Stara to bardzo dobrze zachowany relikht dawnej, być może późno-średniowiecznej, eksploatacji rud żelaza. Sztolnia Transportowa jest prawdopodobnie rzadko spotykanym elementem podziemnej infrastruktury kopalni odkrywkowej. Znamienna jest wyraźna różnica stanu obu wyrobisk – doskonale zachowanej sztolni kilkusetletniej i ulegającej szybkiej destrukcji (notowanej w trakcie kilkuletnich badań) sztolni pochodzącej co najwyżej z końca XIX w.

4.6. Synklinorium śródsudeckie

Synklinorium śródsudeckie to największa pod względem powierzchni jednostka geologiczna Sudetów, znaczna jest również jej głębokość sięgająca kilku kilometrów. Struktura ta zaczęła się formować z początkiem karbonu, a jej profil obejmuje osady do górnokredowych włącznie, choć oddzielone są one kilkoma hiatusami.

Początek kształtowania się syklinorium i najstarsze fazy sedymentacji związane były z ruchami tektonicznymi fazy sudeckiej orogenezy waryscyjskiej. Osadzały się wówczas gruboklastyczne osady tzw. kulmu – najpierw lądowego (późny turnej – wizen), potem deltowego (młodszy wizen). W najniższej części profilu stratygraficznego wydzielono szereg formacji o ograniczonym zasięgu poziomym, wyżej znajdują się szerzej rozprzerstrzenione formacje ze Starych Bogaczowic i Lubomina (Oberc, 1972; Mastalerz i in., 1993). Kolejna formacja – ze Szczawna, jest osadem transgresywnym, związanym z wkroczeniem w młodszy wizenie morza na teren synklinorium. W poszczególnych częściach jednostki jest ona różnie wykształcona. Na zachodzie tworzą ją raczej gruboziarniste osady deltowe, zaś na wschodzie, w głębszej niecce wałbrzyskiej – m.in. osady prądów zawiesiowych. Głównie dla obszaru tej niecki charakterystyczna jest formacja z Wałbrzycha, budowana przez dojrzałe osady równi aluwialnej i deltowej, głównie piaszczysto-mułowcowe, produktywne. Jej wiek określany był jako dolnonamurski (namur A; Oberc, 1972; Mastalerz i in., 1993), a więc odpowiadający wczesnemu baszkirowi (około 320 Ma). Wyżejleżą formację z Białego Kamienia budują natomiast osady grubookruchowe, tylko lokalnie występują strefy materiału drobniejszego z nielicznymi pokładami węgla kamiennego. Stratygraficznie odpowiadają jej warstwy noworudzkie, rozwinięte na południowym-wschodzie. Charakterystyka osadów formacji z Żaclęra jest zmienna, występują w niej warstwy od mułowcowych do zlepieńcowych, z pokładami węgla w części dolnej. Formacje te stratygraficznie przypisywano do wyższego namuru i westfału, czyli późnego baszkirowi i moskowi – 317–307 Ma. Profil karboński kończą formacje z Glinika

i z Ludwikowic o wieku stefañskim (Oberc, 1972; Mastalerz i in., 1993), odpowiadającym współcześnie wydzielanym piętróm kazimow i gżel (czyli do około 300 Ma).

Osady permu synklinorium śródsudeckiego szczegółowo opracował Dziedzic (1961), późniejsze rozważania paleogeograficzne znaleźć można u Mastalerza i in. (1993). Ich zdaniem formacje wczesnego permu – z Krajanowa i ze Słupca, ograniczane ogniwami łupków antrakozjowych i walchiowych, mają charakter megacyklotemów, w których budowie można wskazać człony zbudowane z osadów stożków aluwialnych, rzecznych i jeziornych. Wyższą część profilu permskiego tworzą w przewodzie gruboklastyczne formacje z Mioszowa i Radkowa oraz szereg ogniw, z kończącym sedymentację permską ogniwem z Chełmska Śląskiego. Pod względem stratygraficznym odpowiadają one generalnie górnemu autunowi i saksonowi, obejmując okres około 280–260 Ma.

Zespół karbońskich i permskich osadów wypełniających synklinorium śródsudeckie był perforowany intruzjami i przewarstwiany pokładami skał wylewnych oraz piroklastycznych o wieku wczesnkarbońskim (turnej/wizen? – około 345 Ma), górnokarbońskim (westfal/stefan – około 305 Ma) oraz permskim (wyższy autun, odpowiadający kungurowi, czyli około 280 Ma) (Awdankiewicz, 1999a).

Osady dolnotriasowe tworzą piaskowce częściowo kaolinitowe (Jerzykiewicz, 1971), zaliczane do formacji z Bohdašina. Profil sedymentacyjny synklinorium śródsudeckiego kończą osady górnej kredy, zalegające niezgodnie na utworach starszych, a pod względem stratygraficznym obejmujące okres od późnego cenomanu do początku santonu (czyli około 96–85 Ma; Radwański, 1975; Wojewoda, 1997).

Obiekty podziemne badane na terenie synklinorium śródsudeckiego udostępniają zarówno osady wspomnianego kulmu deltowego (Kamienna Góra), jak też strefę kontaktu intruzji ryodacytowej i formacji z Wałbrzycha (Boguszów–Gorce) i najwyższy człon osadów permskich – ogniwo z Chełmska Śląskiego (Uniemyśl).

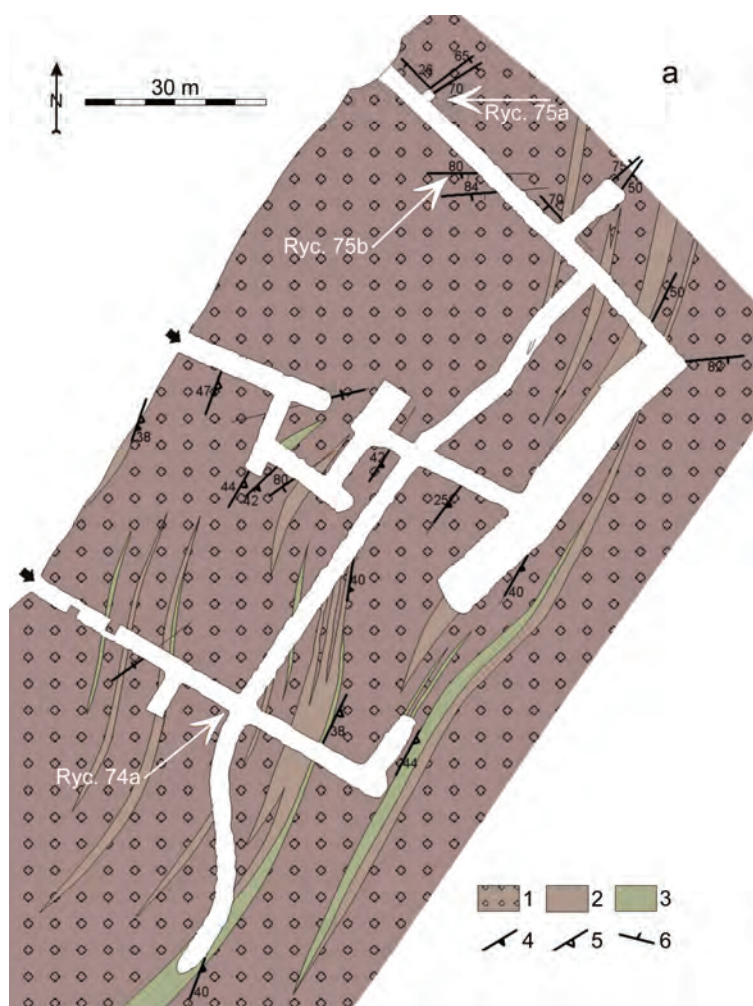
4.6.1. Kamienna Góra – szczegółowy wgląd w budowę północno-zachodniego skrzydła niecki śródsudeckiej

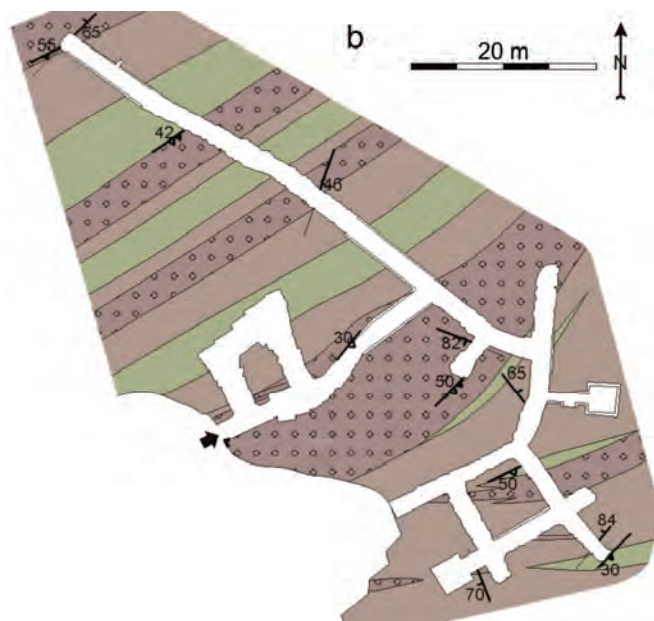
Na terenie Kamiennej Góry znajduje się zespół obiektów drążonych pod koniec II wojny światowej, w związku z przenoszeniem przez III Rzeszę produkcji zbrojeniowej pod ziemię. Są to zespoły sztolni, chodników i komór zlokalizowane pod Górą Parkową (502 m n.p.m. – przy ul. Parkowej), pod Górą Widok (in. Góra Jaskiniowa – 511,7 m n.p.m. – przy ul. Jedwabnej) oraz w wysokim brzegu rzeki Bóbr, wzdłuż ulicy Wiejskiej.

Obiekty te powstawały prawdopodobnie od połowy 1944 r., prace podziemne prowadzili więźniowie filii obozu Gross-Rosen w Kamiennej Górze (*Arbeitslager Lan-*

deshut). Miały być w nich zlokalizowane zakłady produkcji łożysk kulkowych dla lotnictwa – przedsiębiorstwa *Kugelfischer* oraz *Vereinigte Kugellager-Fabriken* przeniesione ze Schweinfurtu oraz prawdopodobnie biuro projektowe firmy *Arado Flugzeugwerke GmbH*. Według relacji świadków, w pierwszych miesiącach 1945 r. te nieukończone wyrobiska były wykorzystywane podczas tzw. marszy ewakuacyjnych, do przetrzymywania nocami przemieszczanych w głąb Rzeszy więźniów likwidowanych obozów pracy i obozów zagłady. Ze względu na brak odpowiedniej wentylacji powodowało to ich masowe zgony – setki więźniów powoli konały z braku tlenu (Maszkowski, 2010).

Zespoły wyrobisk podziemnych w Kamiennej Górze były penetrowane w roku 1948, a także systematycznie później, na początku lat 70. XX w. Wtedy też (wrzesień 1972 r.)





Ryc. 71. Mapy geologiczne obiektów badanych w Kamiennej Górze: a – Arado, b – wyrobiska w Górze Widok; 1 – zlepiénce, 2 – piaskowce, 3 – mułowce, łupki mułowcowe i ilaste, 4 – warstwowanie, 5 – powierzchnie kontaktu odmian skalnych, 6 – uskoki; na ryc. 71a strzałkami wskazano położenie zjawisk przedstawionych na dalszych ilustracjach

dokonano serii odstrzeleń, w celu odnalezienia ewentualnych ukrytych (zamurowanych) dalszych części wyrobisk. Prace te nie przyniosły jednak spodziewanych rezultatów (Maszkowski, 2010). Obecnie jeden z zespołów – pod Górą Parkową – jest udostępniony do zwiedzania turystycznego jako „Projekt Arado – zaginione laboratorium Hitlera”.

W ramach prac własnych (penetracja – 2006 r., badania – 2017–2018 r.) rozpoznano dwa obiekty: w Górze Parkowej (dalej zwany „obiektem Arado”) oraz w górze Widok. Pierwszy z wymienionych jest znacznie rozleglejszy – łączna długość tworzących go wyrobisk to około 400 m. Był on udostępniany trzema sztolniami, z których obecnie drożne są dwie. Jego głównym elementem funkcjonalnym miała być zapewne, łącząca wszystkie te sztolnie, hala o wymiarach poprzecznych około 7×7 m i docelowej długości około 90 m, która nie została jednak ukończona (por. ryc. 71a). Wyrobiska w Górze Widok mają łączną długość około 210 m, są w większości dość wąskie (o szerokości 2 m), nie wydrążono tu komór. Obiekt posiada dwa otwory wejściowe – sztolnie, zlokalizowane w dawnym, znaczone na mapie Berga (1940c) kamieniołomie. Prawdopodobnie docelowo obiekt ten miał posiadać trzeci wlot, sztolnię drążoną na zbiecie z najdłuższym chodnikiem, biegnącym ku NW (por. ryc. 71b).

Wyrobiska obu obiektów są w niewielkiej części zabezpieczone pełną obudową betonową, częściej, do wysokości około 1,8 m, obudowane są jedynie ich ociosy, zaś strop pozostaje dostępny do badań. Pełną obudowę zabezpieczającą (siatka stalowa i torkret) zastosowano podczas przygotowywania trasy turystycznej w komorze obiektu Arado.

Wstępne geologiczne rozpoznanie przeprowadził Swatowski (2017). W związku z brakiem precyzyjnych planów tych obiektów prace własne rozpoczęto od ich sporządzenia, w oparciu o obmiar wykonany za pomocą kompasu geologicznego i dalmierza laserowego. Należy zaznaczyć, że miejscami plany te mogą być obarczone znaczącymi błędami, ze względu na duże ilości znajdujących się tu elementów stalowych (obudowy zabezpieczające, zbrojenia, eksponaty) mogących wpływać na wskazania kompasu.

Budowa geologiczna rejonu Kamiennej Góry

Pod względem strukturalnym rejon Kamiennej Góry jest częścią północno-zachodniego skrzydła depresji śródsudeckiej, będącego fragmentem fleksuralnego skłonu wschodniej osłony granitowego masywu Karkonoszy. Występujące tu osady tzw. dolnokarbońskiego kulmu zapadają generalnie ku ESE (Oberc, 1972).

Berg (1940c) występujące tu skały zaliczył ogólnie do Dinantu, wyróżniając w podłożu zachodniej części Kamiennej Góry „*Konglomeratbänke mit Grauwacken und Schiefertönen*”, zaś we wschodniej – młodsze „*Grobe Konglomerate mit Grauwackenlagen*”. Żakowa (1958) określa je jako kulm deltowy, zbudowany z zazębiających się soczewkowatych ciał ilastych i piaskowcowo-zlepieńcowatych, zaś Teisseyre (1958) podkreślił wyraźną dominację gruboławicowych zlepieńców i szarogłazów nad łupkami. Mastalerz i in. (1994, 1995) przedstawili je jako dolne piętro późnowizeńskiej formacji ze Szczawna, która w tym rejonie (NW część depresji śródsudeckiej) osiąga maksymalne, sięgające 3000 m miąższości. Wykazuje ona znaczne zróżnicowanie facjalne, zazwyczaj tworzące ją skały wykazują ciemnozielonkawe zabarwienie. W tym rejonie dominują w niej pakiety zlepieńcowo-piaszczyste, a mułowce, iłowce i piaskowce drobnoziarniste stanowią rozciągle wkładki o miąższości (według wspomnianego przedstawienia kartograficznego) rzędu 25–100 m. Zlepieńce określono jako polimiktyczne, o maksymalnej średnicy ziaren wynoszącej około 10 cm. Gruboziarniste piaskowce to arenity lityczne lub sublityczne, rzadziej arkozy wykazujące duży udział matriks. Skały drobnoziarniste to głównie iłowce, niekiedy węgliste, w różnych ich rodzajach często spotykane są skamieniałości *Stigmaria*, niekiedy tworzące poziomy kopalnych gleb stygmariowych. Lokalnie występują cienkie warstewki węgla kamiennego (Mastalerz i in., 1995). Rzadko spotykane są skamieniałości zwierzęce (ramienionogi, ślimaki, małże, sporadycznie lilowce i amonity; Mastalerz K., 1988).

Ta seria osadowa jest wynikiem sedymentacji w warunkach przejściowych – płytkomorskich i deltowych. Informacje na temat górnowizeńskiej transgresji oraz jej faun (goniatytowych, trylobitowych i ramienionogowych), sięgającej ku zachodowi aż do Bramy Kamiennogórskiej, przedstawiła Żakowa (1958). Istniejąca tu wówczas, wypełniona wysłodzonymi wodami zatoka była intensywnie zapełniana materiałem detrytycznym, nanoszonym przez rzeki. System deltowy przerodził się stopniowo w aluwialno-deltowy (z lokalną vegetacją roślinną). Lokalnie zaznaczały się też procesy torfortwórcze (por. Mastalerz i in., 1993; 1995; Mastalerz K., 1988).

Warstwy skał osadowych zapadają w kierunkach od ESE do SE pod kątem 15–40 stopni (Mastalerz i in., 1995). Dla wyrobiska, w którym znajdują się wloty sztolni obiektu pod Górą Widok Berg (1940c) podał orientację zalegania warstw około 95/30. W rejonie Kamiennej Góry znaczony jest szereg uskoków o biegu NW–SE, wchodzących w skład lub nawiązujących przebiegiem do strefy dyslokacyjnej Antonówka-Czadrów (Mastalerz i in., 1995).

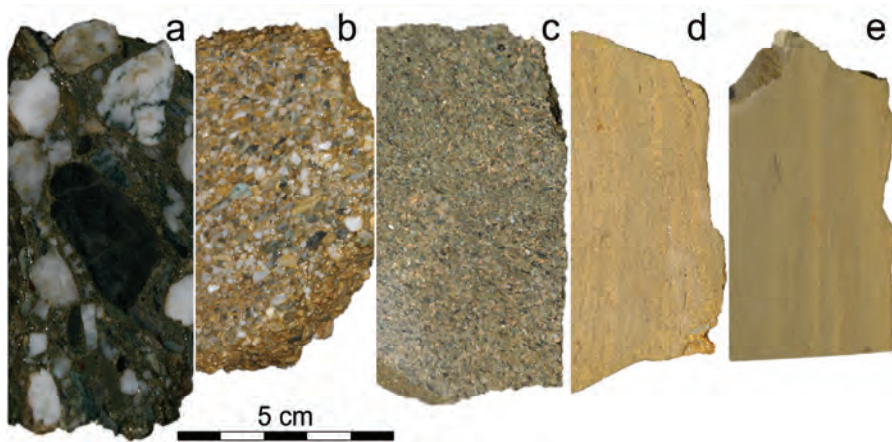
Obserwacje geologiczne w obiektach podziemnych

Oba obiekty podziemne badane w Kamiennej Górze dają szczegółowy wgląd w budowę fragmentu formacji ze Szczawna. Dostępne są ciągle wielometrowe, nie zwiertzałe lub względnie słabo zwiertzałe profile pakietów zlepieńcowych (zdecydowanie dominujących w obiekcie Arado), a także strefy przewarstwień wszystkich charakterystycznych dla tej formacji odmian litologicznych. Możliwe jest śledzenie zróżnicowania litologii skał, zarówno wzdłuż profilu stratygraficznego, jak i zmian obocznych. W obiekcie Arado odsłonięty jest także dość różnorodny zespół struktur uskokowych. Główne rysy budowy geologicznej obiektu Arado zostały wstępnie rozpoznane przez Swatowskiego (2017). Bardziej szczegółowe, przedstawiane w tym opracowaniu mapy geologiczne zawierają wyniki interpretacji uzyskane na obecnym etapie rozpoznania obiektów. Obraz ten w przyszłości może ulec pewnym zmianom po naniesieniu danych geologicznych na bardziej precyzyjne podkłady topograficzne.

Ogólny opis makroskopowy oraz przeprowadzony z wykorzystaniem mikroskopu stereoskopowego pozwolił na wydzielenie siedmiu podstawowych odmian litologicznych skał. Zdecydowanie dominującym typem skał w obiekcie Arado, są **zlepieńce gruboziarniste**, których szkielet ziarnowy tworzą głównie otoczaki o wielkości 3–35 mm, słabo obtoczone, raczej izometryczne, głównie kwarcowe, a ponadto fragmenty skał krzemionkowych i łupków (często wyraźnie spłaszczone). Zielonkawe matriks stanowi materiał piaszczysty o ziarnach wielkości około 0,2–0,5 mm (ryc. 72a). Podrzednie

występujące **zlepiénce średnioziarniste** zbudowane są z otoczków o rozmiarach do 13 mm i nieco drobniejszego matriks.

Piaskowce gruboziarniste z przejściami do piaskowców zlepiéncowatych cechuje dość dobre wysortowanie, ich szkielet tworzą ziarna o rozmiarach 0,5–6 mm (głównie 0,5–3 mm) (ryc. 72b), wyraźna jest też ich duża porowatość. W składzie ziarnowym dominuje izometryczny, słabo obtoczony lub ostrokrawędzisty kwarc, występują też liczne wydłużone ziarna skalne. Zawartość mułowcowego matriks jest mała, skałę określić można jako arenit sublityczny. Słabo widoczne warstwowanie wyrażone jest układem większych ziaren szkieletu oraz rzadkich smug piaskowca średnioziarnistego.



Ryc. 72. Główne odmiany litologiczne w kamiennogórskich obiektach podziemnych:

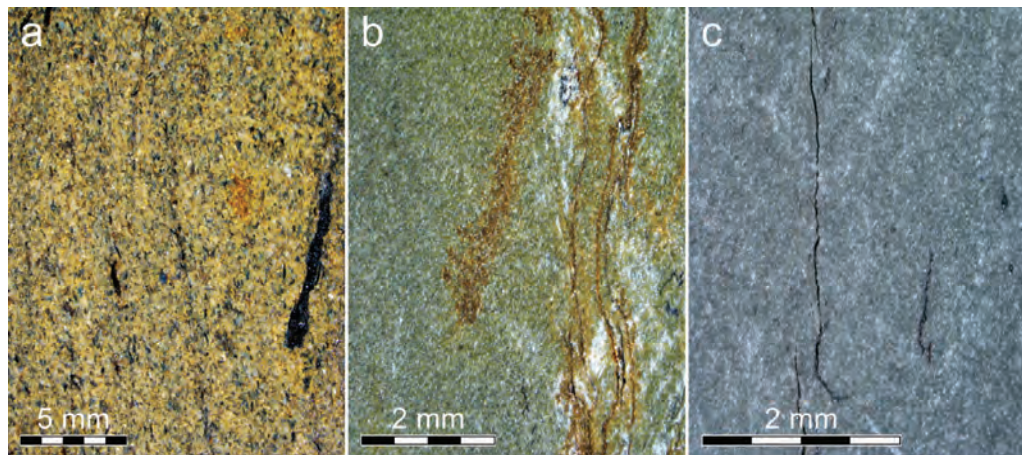
- a – zlepiénce gruboziarniste, b – piaskowce gruboziarniste z przejściami do piaskowców zlepiéncowatych, c – piaskowce średnioziarniste, d – piaskowce drobnoziarniste i piaskowce mułowcowe, e – mułowce

Piaskowce średnioziarniste występują w kilku odmianach, ogólnie można jednak stwierdzić, że budują je ziarna o rozmiarach zazwyczaj 0,2–1,5 mm bardzo zróżnicowane pod względem składu mineralnego. Skała jest dobrze wysortowana, szkielet ziarnowy jest gęsto upakowany, a występujące w niewielkiej ilości matriks stanowi materiał o średnicy ziaren około 0,03–0,1 mm. Niekiedy znaczny jest udział ziaren wyraźnie spłaszczonych – głównie ciemnych łupków, miejscami występują skupienia większych klastów mułowcowych o rozmiarach do $1,5 \times 13$ mm, dzięki czemu skała wykazuje wyraźne warstwowanie (ryc. 72c). Jako odmianę przejściową można wskazać **piaskowce zlepiéncowate**, których dominującym elementem składowym jest piaszczyste tło, o charakterystyce odpowiadającej piaskowcom średnioziarnistym, ale zawierające nieostro ograniczone laminy, w których około 20–25% obj. stanowią ziarna żwiru zazwyczaj

o średnicach 4–11 mm, głównie kwarcowe. Szkielet **piaskowców drobnoziarnistych i piaskowców mułowcowych** składa się z ziaren o rozmiarach około 0,025–0,3 mm, choć dość często występują ziarna silnie wydłużone, o długości do 0,8 mm. Miejscami koncentrują się liczne klasty organiczne (węgliste), bardzo silnie spłaszczone, o długości do 7 mm. Równoległe ułożenie ziaren wydłużonych decyduje o obecności wyraźnego warstwowania (ryc. 72d, 73a). W skałe występują drobne rozproszone skupienia hematytu.

Mułowce, łupki mułowcowe i ilaste, zazwyczaj o wyraźnym zielonawym zabarwieniu, tworzą głównie ziarna kwarcu i fragmenty skał krzemianowych wielkości 0,01–0,08 mm, choć niekiedy ich rozmiary nie przekraczają 0,02 mm. Zazwyczaj dość licznie (około 15% obj.) występują silnie spłaszczone klasty węgliste o długości do 0,25 mm, ich koncentracje tworzą delikatne smugowanie. Warstwowanie podkreślone bywa małymi soczewkami piaskowca drobnoziarnistego. W niektórych przypadkach w skałach tych występują cienkie (około 0,025 mm), ale długie (do 10 mm) kontrastowe warstewki węgliste o falistym przebiegu, będące przekrojami uwęglonych szczątków roślin (ryc. 72e). Miejscami obserwuje się zwarte gniazda hematytyzacji lub strefy zażelazienia wzdłuż powierzchni spękań albo wspomnianych warstewek węglistych. Część próbek tych skał wykazuje oddzielność łupkową, często wzdłuż powierzchni odcisków roślin (ryc. 73b). Łupki mułowcowo-ilaste cechuje wyjątkowa wśród opisywanych odmian litologicznych barwa niebieskawo-szara. Skały te są bardzo jednorodne, składają się z ziaren, których wielkość w zasadzie nie przekracza 0,025 mm, choć występują też nieliczne silnie spłaszczone klasty węgliste (szczątki roślinne), których długość sięga 0,3 mm, a sporadycznie 0,6 mm (ryc. 73c). Powszechnie obserwuje się oddzielność łupkową, choć powierzchnie oddzielności są bardzo nieregularne, często odpowiadając układowi odcisków roślin. W innych przypadkach są to właściwie powierzchnie niewielkich luster tektonicznych.

Jak to przedstawiają mapy geologiczne na ryc. 71a i b oba obiekty dają wgląd w nieco odmiennie wykształcone fragmenty formacji ze Szczawna. Wyrobiska obiektu Arado prowadzono, w zdecydowanej większości, w obrębie zlepieńców gruboziarnistych. Wkładki i wydłużone soczewy piaskowców oraz (rzadsze) łupków mułowcowych i ilastych stanowią łącznie (szacunkowo) zaledwie około 10% objętości górotworu w tym rejonie. Miąższość najcieńszych z nich wynosi około 10 cm, w przypadku najgrubszych prawdopodobnie nie przekracza 6 m. W obiekcie w Górze Widok występują głównie piaskowce – około 45% obj., zlepieńce stanowią około 35%, zaś łupki około 20%. Poszczególne warstwy w części północnej mają zbliżoną miąższość w zakresie 2,5–6 m, a w części centralnej i południowej miąższość warstw piaskowców i zlepieńców sięga 10 m, natomiast łupki występują rzadko, w postaci niewielkich soczewek.



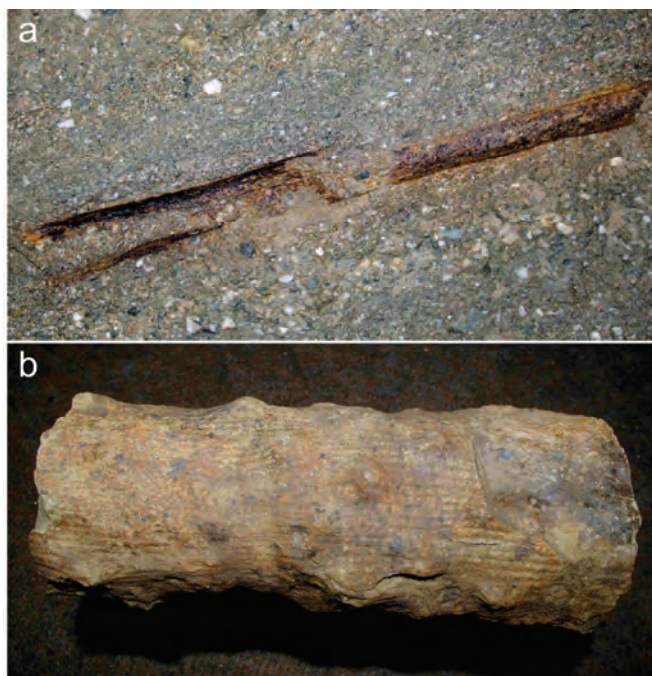
Ryc. 73. Skały drobnoziarniste – obraz spod mikroskopu stereoskopowego:
 a – piaskowiec drobnoziarnisty ze spłaszczonymi klastami węglistymi,
 b – mułowiec z uwęglonymi skamieniałościami roślinnymi i strefami hematyzacji,
 c – łupek mułowcowo-ilasty

Orientacja warstw wykazuje pewną zmienność. W obiekcie Arado bieg warstwowania oraz powierzchni kontaktowych poszczególnych odmian litologicznych przyjmuje wartości w granicach $10\text{--}45^\circ$ (najczęściej $20\text{--}30^\circ$). Upady są skierowane konsekwentnie ku SE, a kąty upadu mają wartości $10\text{--}45^\circ$, zazwyczaj w granicach $20\text{--}30^\circ$ (ryc. 71a). W wyrobiskach w Górze Widok azymut biegu warstw i warstwowania wyraźnie przekracza 45° , a kąt upadu przyjmuje wartości $30\text{--}55^\circ$ (ryc. 71b).

W wyrobiskach obiektu Arado można obserwować wyraźnie widoczne struktury sedimentacyjne. Miejscami są one wyrażone częstą i gwałtowną zmiennością charakteru osadu, od zlepieńcowego do mułowcowego, z licznymi, cienkimi wkładkami poszczególnych odmian litologicznych. Powszechnie widoczne jest warstwowanie równoległe w zlepieńcach. Na jednym ze stanowisk obserwacyjnych opisano wyraźne warstwowanie piaskowca zlepieńcowatego, wyrażone układem ziaren frakcji psefitowej oraz klastów mułowcowych.

W kilku punktach dostępne są do obserwacji dobrze zachowane skamieniałości – odosobnione stygmara o długości sięgającej 1 m (ryc. 74) albo zbite nagromadzenia szczątków roślinnych w łupkach ilastych.

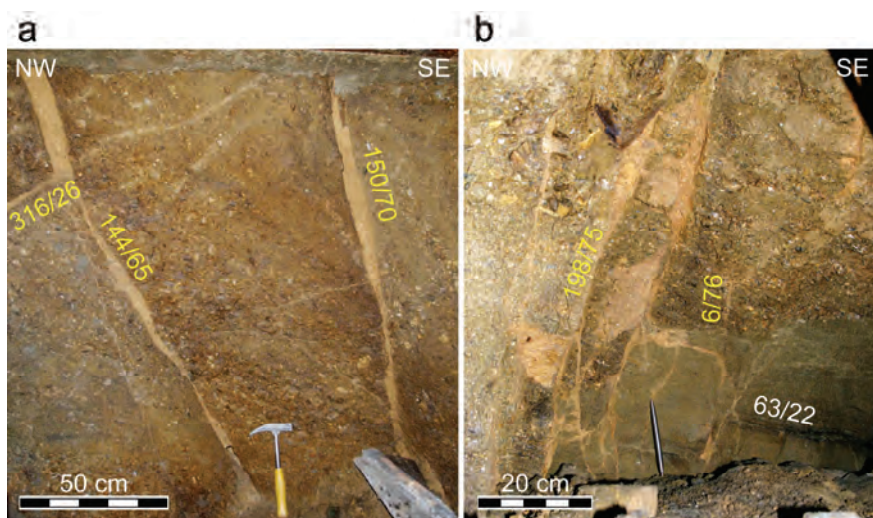
W obu obiektach zidentyfikowano szereg drobnych **zjawisk tektoniki nieciągłej**. Można stwierdzić, że w większości wykazują one biegi zbliżone do NE–SW i strome (również pionowe) upady.



Ryc. 74. Przykłady stygmariów występujących w obiekcie Arado:
a – największy okaz (długość około 1 m) odsłonięty na ociosie sztolni południowej,
b – szczegóły budowy okazu ze sztolni północnej (długość 18 cm)

Bardziej interesujący zespół uskoków i stref uskokowych występuje w obiekcie Arado, zwłaszcza w północno-wschodniej, niedostępnej dla ruchu turystycznego sztolni. W pobliżu zawału przy wlocie wyrobiska, w niewielkiej niszy, odsłania się zespół uskoków o szerokości 2–8 cm, w całości wypełnionych jednorodną żółtawo-rudą mączką uskokową (ryc. 71a, 75a). W połowie długości wyrobiska odsłonięta jest ciekawa strefa tektoniczna o szerokości około 80 cm, w której można zidentyfikować sześć powierzchni poślizgu (por. ryc. 75b). Większość z nich wykazuje orientację około 198/75 i jest to kierunek dominujący, wzdłuż którego realizował się zrzut mas skalnych. Kierunek drugorzędny (6/76) ma charakter zespołu ścięć sprzężonych. Strefa uskokowa przecina wyraźnie widoczną granicę wkładki piaskowcowej w obrębie zlepieńców, dzięki czemu jednoznacznie określić można charakter tej dyslokacji – jest to uskok (strefa uskokowa) normalny o zrzuconym skrzydle południowo-zachodnim. Wynikiem działania tej dyslokacji było prawdopodobnie wyrotowanie powierzchni kontaktu zlepieńców ze wspomnianą niewielką, słabo widoczną wkładką piaskowca, z położenia około 120/40 (średnia dla obiektu Arado) do 63/22. Kolejny interesujący

zespół nieciągłości ośrodka skalnego można zaobserwować w krótkim chodniku odchodzącym od sztolni północno-wschodniej ku NE. W ociosach i stropie wyraźnie zaznaczają się tam trzy drobne uskoki lub znaczniejsze spękania o biegu NE–SW oraz NW–SE i umiarkowanych kątach upadu (por. ryc. 71). Jest to ciekawy, omówiony dalej przykład ilustrujący charakter zagrożeń dla stabilności wyrobisk podziemnych, wynikających z tektonicznego zaangażowania górotworu. Inne dobrze wykształcone strefy tektoniczne widoczne są w kilku miejscach na trasie turystycznej. Uwagę zwraca np. uskok w odległości około 20 m od wlotu sztolni południowo-zachodniej, ścinający wkładkę piaskowcową w obrębie zlepieńców. Największą, sięgającą 0,5 m miąższość ma dyslokacja na końcu przywlotowego odcinka środkowej sztolni obiektu Arado.



Ryc. 75. Wybrane struktury uskokowe w obiekcie Arado (sztolnia północna):

a – zespół uskoków w pobliżu wlotu,

b – zespół drobnych uskoków przecinający granicę zlepieńców i piaskowców

Zagadnienia historyczne, techniczne i biologiczne

Badane stanowiska w Kamiennej Górze są jednym z przykładów rozległych, nie związanych z górniczym wykorzystaniem, podziemnych obiektów sudeckich, o specyficznej formie i przeznaczeniu. W tym przypadku mamy do czynienia z zespołami ewidentnie nie wykończonymi, na co wskazują np. ślepe przodki, niedokończone wartownie pod Górą Widok, czy niewykończona, nie zabezpieczona obudową betonową hala w zespole Arado. Pisał o tym już w roku 1948 cytowany przez Maszkow-

skiego (2010) inspektor Przedsiębiorstwa Poszukiwań Terenowych M. Białasik. Wątpliwe więc, by podczas II wojny światowej faktycznie zdążono przenieść tu działalność produkcyjną albo projektową.

Stosowane wówczas techniki górnicze są tu udokumentowane dość słabo. W dostępnych wyrobiskach miejscami znajduje się nieliczne, choć dobrze widoczne pozostałości otworów strzałowych o średnicy 44 mm. W środkowej sztolni obiektu Arado można jednak zauważyć zespół pozostałości otworów strzałowych, wierconych w regularnym układzie 60×70 cm. Ich wygląd sugeruje, że prace strzałowe były prowadzone pośpiesznie lub bez odpowiedniego nadzoru, prawdopodobnie z niepoprawnie wykonywaną przybitką.

Na spągu krótkiego bocznego chodnika w sztolni północnej obiektu Arado znajduje się zespół bloków skalnych o masie rzędu kilkunastu ton. Stanowisko to ilustruje problem zależności stateczności stropu wyrobiska od orientacji zespołów spękań lub drobnych uskoków w górotworze. W tym przypadku ich układ spowodował oberwanie się bloków o charakterystycznym trójkątnym przekroju poprzecznym.

W zespole wyrobisk pod Górą Parkową natknięto się też na interesujące znaleziska natury biologicznej. Podczas wstępnej geologiczno-technicznej penetracji w roku 2006, w jednym z chodników w pobliżu wlotu środkowej sztolni, zaobserwowano na spągu występowanie delikatnych miotlastych tworów (ryc. 76). Wstępnie zidentyfikowano je jako potworowate formy grzybów, wykształconych w specyficznym środowisku obiektu. Konsultacja mykologiczna nie rozstrzygnęła problemu ich identyfikacji, natomiast później, po udostępnieniu obiektu i zmianie panujących warunków, formy te nie były już obserwowane. Jedynym materiałem potwierdzającym ich istnienie i formę pozostaje archiwalna dokumentacja fotograficzna.

Badawcze znaczenie wyrobisk w Kamiennej Górze

Przedstawione zdjęcia geologiczne obiektów w Górze Parkowej i Górze Widok ukazują punktowy, ale zdecydowanie bardziej precyzyjny niż mapa geologiczna 1:25 000 (Mastalerz i in., 1994) obraz budowy górotworu. Oba stanowiska pozwalają na szczegółowe zapoznanie się ze zmiennością litologiczną profilu górnowiązeńskiej formacji ze Szczawna w południowo-zachodniej części depresji śródsudeckiej. Widoczne są zarówno elementy litologii i proporcje poszczególnych odmian skalnych, jak też szczegóły struktur sedymentacyjnych, czy uskokowych o różnym wykształceniu. Obserwować można sięgające 80 m długości poprzeczne profile skalne, doskonałe wykształcone warstwowanie, kontakty odmian skalnych, czy drobne wkładki węgliste. Opisane uskoki mają bardzo różną miąższość (od 1–2 cm do około 0,5 m)

i rozmaite wykształcenie. Są to zarówno ostro ograniczone strefy wypełnione jednorodną mączką uskokową, jak i zespoły różnie zorientowanych powierzchni poślizgu. Wskazuje to na różnowiekowość procesów uskokowych i ich zachodzenie w różnych warunkach reologicznych. Wspomniane zjawiska na powierzchni ziemi są widoczne gorzej, fragmentarycznie lub wcale. Oba stanowiska dają możliwość wykonania punktowego, ale bardzo szczegółowego opisu wykształcenia formacji ze Szczawna tym rejonie.



Ryc. 76. Miotlasta forma organiczna (prawdopodobnie grzyb)
w wyrobiskach pod Górą Parkową (2006 r.)

W obiekcie Arado funkcjonuje trasa turystyczna o wyjątkowym charakterze, wynikającym ze specyficznej aranżacji i sposobu prowadzenia wycieczek. Elementy budowy geologicznej nie są tu w żaden sposób prezentowane, niemniej możliwe jest wskazanie szeregu stanowisk obserwacyjnych doskonale ilustrujących wspomniane wyżej zagadnienia geologiczne, a także zespoły dobrze zachowanych skamieniałości roślinnych. Widoczne są także ślady wykorzystywanych technik górniczych, czy problemy z zakresu mechaniki górotworu.

Obiekt na Górze Widok nie jest udostępniony, jednak jego penetracja nie nastrocza większych problemów technicznych, a na zdecydowanej większości odcinków wyrobisk nie jest niebezpieczna. Można go rozpatrywać jako dydaktyczne stanowisko obserwacyjne eksponujące fragment górotworu o cechach znacząco odmiennych, niż w obiekcie Arado.

4.6.2. Boguszków-Gorce

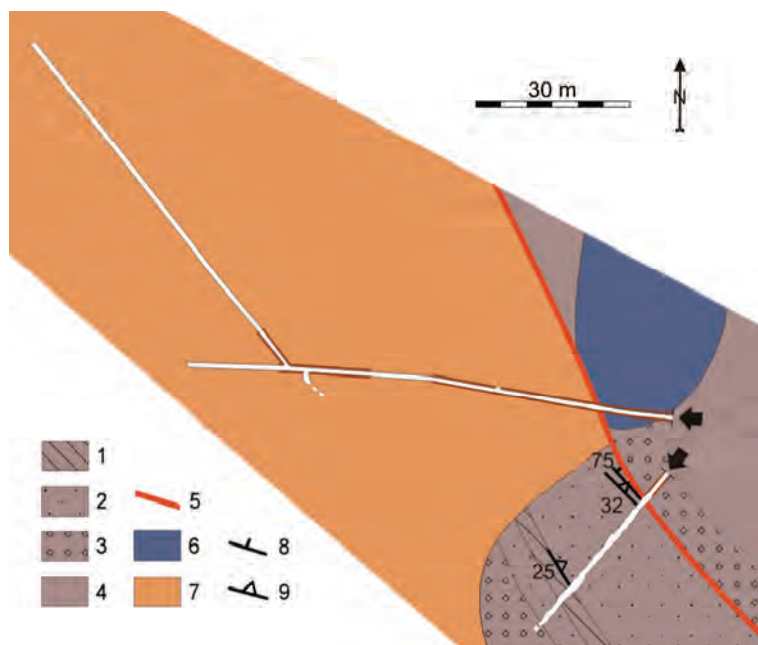
– profil stropowych warstw formacji z Wałbrzycha i intruzja Chelmcza w sztolniowych ujęciach wód podziemnych

Dwie sztolnie ujmujące wody podziemne położone są w pobliżu administracyjnej granicy Boguszołowa-Gorców i dzielnicy Wałbrzycha – Sobięcina, w pobliżu dawnego kamieniołomu lamprofiru. Udostępniają one do obserwacji górotwór na obszarze ubogim w odsłonięcia, w ciekawej strefie kontaktu karbońskiej serii osadowej i rozległej intruzji – lakkolitu Chelmcza. Pod względem technicznym są wyjątkowymi w tym opracowaniu i nieczęsto opisywanymi na terenie Sudetów sztolniami wodnymi. Obiekty te nie zostały zaznaczone na żadnych podstawowych opracowaniach kartograficznych, takich jak arkusz *Meßtischblatt* (*Topographische Karte Blatt Waldenburg*, 1886–1939) i mapy geologiczne Berga (1925) oraz Bossowskiego i Czerskiego (1985). Ich przebieg i funkcję (*Wasserröschen*) poznajemy natomiast dzięki przeglądowej mapie „dolnośląsko-czeskiego zagłębia węglowego” (*Flöz-Karte*, 1905 – dzięki uprzejmości M. Mączki). Były one prawdopodobnie elementem systemu zabezpieczającego dostawę wody dla mieszkańców górnego Sobięcina, poprzez zbiornik, który przedstawiany jest jako „Wbh” lub *Wasserbehälter* na mapach *Meßtischblatt* od roku 1907 (*Topographische Karte Blatt Waldenburg*, 1886–1939) i do dziś istnieje przy ul. Widok.

W literaturze nie natrafiono na informacje dotyczące tych obiektów. Badania własne przeprowadzono w roku 2018, w ich obecnie dostępnych odcinkach. W przypadku dłuższej ze sztolni (dla uproszczenia nazywanej dalej Porfirową) było to około 175 mb. niemal na połowie długości zabezpieczonych jednak pełną obudową murową (cegłą). Druga ze sztolni (nazwana Osadową) zachowana jest dziś w postaci szczątkowego, około 40-metrowej długości odcinka (ryc. 77).

Budowa geologiczna obszaru

Teren badań położony jest w obrębie niecki wałbrzyskiej, wykształconej w północnej części synklinorium śródsudeckiego. Pod względem złożowym kojarzona jest ona przede wszystkim z intensywną eksploatacją pokładów karbońskich węgla kamiennych zagłębia wałbrzyskiego. W rejonie tym, w różnych okresach historii, prowadzona była także podziemna eksploatacja innych kopalin, takich jak baryt, czy rudy ołowiu i srebra (Kosiór i Podolski, 2008; Krzyżanowski i Wójcik, 2008a).



Ryc. 77. Mapa geologiczna rejonu sztolniowych ujęć wody w Boguszowie-Gorcach, wykreślona na podstawie badania wyrobisk i powierzchniowych materiałów kartograficznych (Berg 1925; Bossowski i Czerski 1985; Awdankiewicz 1999a); formacja z Wałbrzycha:

- 1 – łupki mułowcowe, 2 – piaskowce, 3 – zlepienie, 4 – osady nierozdzielone, 5 – uskok, 6 – lamprofir, 7 – ryodacyt, 8 – orientacja uskoku, 9 – orientacja kontaktu odmian litologicznych

Boguszwskie sztolniowe ujęcia wód podziemnych wydrążone zostały w strefie granicznej wychodni zespołu skał osadowych oraz ryodacytowego lakkolitu Chełmca (Bossowski i Czerski, 1988). We wschodniej części terenu badań występują skały formacji z Wałbrzycha, której wiek określano na namur A (około 330–325 Ma – dziś: serpuchow). Wykazują one charakterystyczną, wyraźnie cykliczną strukturę, opisywaną jako rezultat sedymentacji na równi aluwialnej i deltowej (Bossowski i Czerski, 1985; 1988; Mastalerz i in., 1993). W opisywanym stanowisku badawczym występują skały najwyższego piętra formacji z Wałbrzycha. Zlepienie kwarcowe są rzadkie, notowane podrzędnie – tylko w spągu serii, wyżej opisywane są brunatne i szare piaskowce oraz mułowce i iłowce z pokładami węgla kamiennego, którym towarzyszą gleby stigma-riowe (Bossowski i Czerski, 1985; 1988). Dalej ku zachodowi zaczyna się potężna struktura lakkolitu Chełmca – subwulkanicznej intruzji o przekroju sięgającym niemal 3 km. Intruzję tą budują ryodacyty, a podrzędnie ryolity subwulkaniczne, wyraźnie zwietrzałe. Efekty wietrzenia widoczne są w przypadku fenokryształów plagioklazu

zastąpionego zespołem albit+kalcyt+kaolinit oraz minerałów ciemnych – całkowicie zastąpionych przez chloryty, węglany i minerały nieprzezroczyste (Awdankiewicz, 1999b). Intruzja określona została jako górnokarbońska, utworzona na przełomie późnego westfalu i wczesnego stefanu (Awdankiewicz, 1999a), co odpowiada w przybliżeniu chronostratygraficznemu zasięgowi środkowego moskoku i kasimowu (około 310–304 Ma). Nieco dalej w kierunku południowym od lakkolitu odchodzi ku SE tzw. południowo-wschodnia apofiza Chełmca, inaczej dajka Sobiećcina, o długości około 1,5 km i szerokości wychodni sięgającej 400 m (Bossowski i Czerski, 1988; Awdankiewicz, 1999a). Ponadto, tuż przy sztolniach znajduje się znaczne wystąpienie lamprofiru, którego południkowo wydłużona wychodnia ma wymiary około 400 × 200 m (Bossowski i Czerski, 1985). Skała ta była niegdyś (przed 1886 r.? – *Topographische Karte Blatt Waldenburg*, 1886–1939) eksploatowana w niewielkim kamieniołomie.

Orientacja biegu warstw w rejonie Sobiećcina jest generalnie południkowa, choć łukowo wygięta w wyniku mechanicznego oddziaływania kopuły lakkolitu Chełmca. Jedynie w pobliżu obiektów badań, koło kamieniołomu lamprofiru, lokalnie przyjmuje kierunek NE–SW. Powierzchnie te zapadają ku wschodowi lub południowemu-wschodowi pod kątami 15–35°, większymi w pobliżu intruzji (Bossowski i Czerski, 1985; Awdankiewicz, 1999a). Jedyną przedstawianą w rejonie sztolni dyslokacją jest uskok o długości około 2 km przecinający i przemieszczający zarówno zespół osadowy, jak i ryodacyty Chełmca. Jest on położony pomiędzy największymi nieciągłościami w tym rejonie – uskokiem Victorii i strefą dyslokacyjną Kuźnic i jest do nich równoległy, a jego powierzchnia zapada ku NE (Bossowski i Czerski, 1988). Uskok w rejonie sztolniowych ujęć wody ściał lakkolitu Chełmca, należy go więc uznać za bardzo późny. Na mapie Bossowskiego i Czerskiego (1985) wyraźnie widoczne jest, wywołane jego działaniem przesunięcie granic litologicznych o amplitudzie około 300 m i malejące ku SW, które może być rezultatem sinistralnego przesunięcia, zrzutu skrzydła NE albo przemieszczenia zrzutowo-przesuwczego. Przebieg dyslokacji na badanym terenie na mapach Berga (1925) oraz Bossowskiego i Czerskiego (1985) jest przedstawiony w szczegółach odmiennie. Pierwsza z nich ukazuje ciągłą, choć nieco krętą linię uskoku, natomiast na drugiej jest ona częściowo zasłonięta aluwiami strumienia, gdzie uskok może lokalnie gasnąć lub wykazuje gwałtowną zmianę biegu. Również stosunek uskoku do ciała lamprofirowego przedstawiany jest różnie: na mapie Berga (1925) ścina je, natomiast u Bossowskiego i Czerskiego (1985) ewentualny kontakt uskoku i lamprofiru ukryty jest pod aluwiami.

W oparciu o opracowanie Bossowskiego i Czerskiego (1988) można stwierdzić, że sztolnie ujmują wody pierwszego poziomu wodonośnego w wulkanicznych skałach

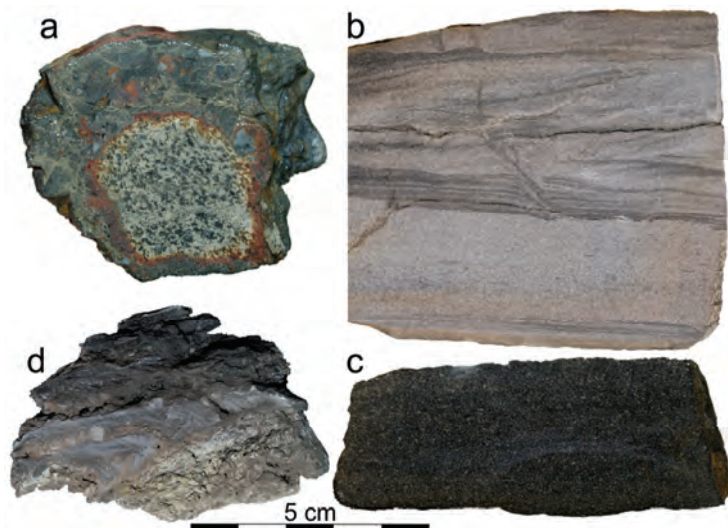
karbonu górnego – lakkolitu Chełmca. Są to wody szczelinowe, zasilane infiltracyjnie oraz wzdłuż linii uskoku. Sztolnie można uznać za wyjątkowy rodzaj ujęć drenażowych wspomnianych przez tych autorów.

Obserwacje geologiczne w sztolniach

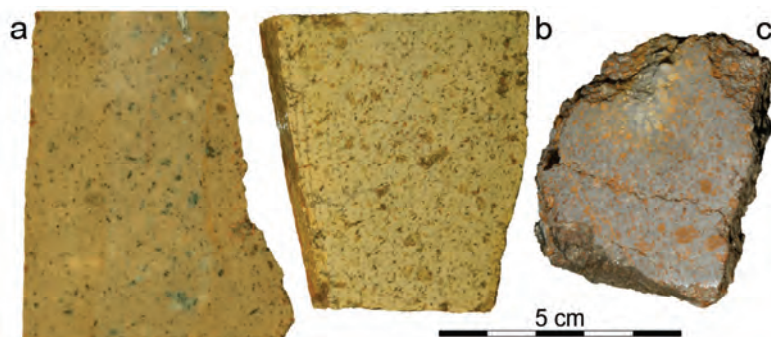
Badania geologiczne w obu obiektach podziemnych są utrudnione. W przypadku sztolni Porfirowej problem wynika z faktu, iż na niemal połowie długości jej wyrobisk zastosowano pełną murową obudowę zabezpieczającą, sztolnia Osadowa dostępna jest natomiast na bardzo krótkim odcinku, a stan jej zachowania jest zły.

W sztolni Osadowej obserwować można pełny zespół podstawowych odmian litologicznych, charakterystyczny dla warstw formacji z Wałbrzycha. W spągowej części odsłaniającego się tam profilu, na odcinku 1 m przed zawalem odcinającym dalszą część wyrobiska, występuje **zlepienieć średnioziarnisty**, którego szkielet ziarnowy stanowią otoczaki kwarcu i skał krystalicznych o wielkości do około 4 cm o zmiennym stopniu obtoczenia (ryc. 78a). Na długości około 25 m, w dwóch strefach obserwuje się różne odmiany **piaskowców**. Piaskowce bardzo drobnociarniste (o ziarnie 0,1–0,3 mm), szare, wyraźnie laminowane, z warstewkami mułowcowymi, występują ponad wspomnianymi zlepieńcami, w końcowej części wyrobiska oraz w pobliżu jego początku (ryc. 78b). Odmiany drobno- do średnioziarnistych zazwyczaj zbudowane są z ziaren o średnicy do 0,5 mm, ale czasem występują w nich laminy o niewyraźnych granicach składające się z ziaren o wielkości do 1,5 mm. Są to skały o ciemnym, miejscami prawie czarnym zabarwieniu, z dużą ilością substancji węglistej, dominujące w głównym pakiecie piaskowcowym (ryc. 78c). Niekiedy skały te są bardzo rozsypliwe, ich spoiwo jest prawdopodobnie ilaste. Niższy pakiet piaskowcowy stopniowo, na przestrzeni około 5 m, przechodzi w **łupki mułowcowe**. W strefie tej w piaskowcu występują coraz liczniejsze wkładki łupka. Skały aleurytowe są ciemnoszare, w odcieniach niebieskawych i zielonkawych, niewyraźnie laminowane, a tworzące je laminy często mają falisty przebieg. Szerokość ich wystąpienia wynosi około 6 m. W stropie łupków występuje około 10-centymetrowej miąższości warstewka **węgla** i podścielającego go iłu (ryc. 78d). Wydaje się, że obserwujemy tu fragmenty dwóch cykli sedymentacyjnych. Pierwszy z nich jest niemal pełny – trudno tylko stwierdzić jaka część zlepieńca podstawowego znajduje się w zawale. Powyżej sedymentował drobny piasek, w środowisku o stopniowo spadającej energii odpowiednio wzrastała zawartość frakcji mułowej. Wreszcie nastąpiła faza sedymentacji w wodzie stagnującej (wkładka iłu) i fitogenicznej (węgiel). Drugi cykl jest reprezentowany jedynie przez piaskowiec drobno- i śred-

nioziarnisty, a następnie bardzo drobnoziarnisty. Za uskokiem położonym w odległości około 12 m od wlotu sztolni, występuje polimiktyczny **zlepieniec gruboziarnisty**. Budujące go otoczaki osiągają nawet 20 cm długości, są bardzo dobrze obtoczone, miejscami widoczny jest ich kierunkowy układ. Skały te są bardzo rozsypliwe, zawierają znaczącą domieszkę substancji węglistej, nadającej masie wypełniającej ciemnoszare zabarwienie.



Ryc. 78. Wybrane odmiany litologiczne występujące w sztolni Osadowej:
a – zlepieniec średnioziarnisty, b – piaskowiec bardzo drobnoziarnisty z przewarstwieniami mułowca,
c – węglisty piaskowiec średnioziarnisty, d – warstewka ilasto-węglista



Ryc. 79. Wykształcenie ryodacytu w sztolni Porfirowej:
a – dobrze zachowana skała z pseudomorfozami chlorytowychymi, b – skała silniej zwietrzała,
c – silnie zwietrzała skała o barwie szarej

Łącznie w sztolni Porfirowej dostępnych jest około 100 mb. profili, na których odsłania się skała budująca peryferyjną strefę lakkolitu Chełmca. Jest to monotonnie wykształcony **ryodacyt** o strukturze porfirowej i masywnej, bezładnej teksturze, z rzadko występującymi fenokryształami, charakterystyczny dla intruzji Chełmca (por. Awdankiewicz, 1999a). W większości próbek wykazuje on odcienie kremowe lub brązowożółtawe, rzadziej spotykane są odmiany wyraźnie ciemniejsze – szare, prawdopodobnie o tle skalnym zawierającym więcej chlorytu (ryc. 79). Skała najlepiej zachowana występuje w końcowej części chodnika biegnącego ku NW. Widoczne są w niej dość liczne, często wydłużone skupienia mineralne o barwie ciemnozielonej – prawdopodobnie pseudomorfozy chlorytowe po biotycie (ryc. 79a). Próbkę pobrane najbliżej wlotu sztolni (około 50–60 m) są bardzo jasne, silnie rozsypliwie, z rdzawymi, łatwo wykruszającymi się pseudomorfozami po fenokryształach – prawdopodobnie wypełnionych minerałami ilastymi z pigmentem tlenków Fe (ryc. 79b). Strefa silnego zwietrzenia ryodacytu ma przypuszczalnie szerokość około 50 m.

Współczesne procesy mineralotwórcze reprezentowane są przez zespół niewielkich ale zróżnicowanych utworów naciekowych. Najliczniej występują dość nietypowo wykształcone kaltemity w sztolni Porfirowej. Są one krótkie (najczęściej 1–1,5 cm), ale na pewnych przestrzeniach występują masowo (ryc. 80). Jest to zapewne rezultat oddziaływania wód przesączających się przez tynk pokrywający w pewnej części obudowę ceglana. W sztolni Porfirowej, w dość ograniczonych strefach, występują również nacieki kalcytowe. Mają postać krótkich stalaktytów rurkowych i małych draperii, powstających niekiedy w układach liniowych, wzdłuż drobnych uskoków prowadzących wodę. W sztolni Osadowej nacieki kalcytowe, w formie cienkiej polewy (w większości raczej powłoki) i kilku stalaktytów odnotowano tylko w jednym miejscu. Również odosobnione i małe były tam wystąpienia nacieków żelazistych.

Mapa geologiczna (ryc. 77), wykonana na podstawie badań obu wyrobisk oraz źródeł kartograficznych (Berg, 1925; Bossowski i Czerski, 1985; Awdankiewicz, 1999a), przedstawia główne rysy i specyfikę budowy obszaru. Zauważalną cechą strukturalną górotworu, obserwowaną w sztolni Osadowej, jest **orientacja warstwowania** niezgodna z przedstawianą w literaturze. Penetratywny w rejonie górnego Sobięcina w przybliżeniu południkowy lub zorientowany NE–SW jego bieg zmienia się w sztolni Osadowej na niemal prostopadły – NW–SE, z upadami ku wschodowi. Genezy tej gwałtownej zmiany można szukać w procesach intruzywnych lub uskokowych. Dajka Sobięcina pod powierzchnią ziemi może mieć formę bardziej skomplikowaną, niż przedstawiana na mapach. Być może jej boczna gałąź spowodowała dźwignięcie i zrotowanie części

osłony osadowej. Zdarzenie to może też być konsekwencją ciągnięcia warstw w trakcie ruchu uskoku w przebiegającej tu dyslokacji.

Uskok stwierdzony w sztolni Osadowej ma orientację 50/75, miąższość stref poślizgu, wypełnionych druzgotem i mączką skalną zmienia się w szerokich granicach od 5 do 20 cm, a ogólna jego szerokość wynosi około 40 cm. Wydaje się, że jest to odsłonięcie uskoku przedstawionego na mapach Berga (1925) oraz Bossowskiego i Czerskiego (1985). Dobrze są tu widoczne wskaźniki przemieszczenia pionowego pozwalające na stwierdzenie wyniesienia skrzydła południowo-zachodniego.



Ryc. 80. Liczne, krótkie nacieki kaltemitowe na tynku pokrywającym strop – sztolnia Porfirowa

Zasięg ciała lamprofirowego autor przedstawił na mapie wyłącznie w oparciu o interpretację obrazu z map Berga (1925) oraz Bossowskiego i Czerskiego (1985). Być może lamprofir został przecięty w trakcie drążenia sztolni Porfirowej, obecnie w związku z odcięciem górotworu pełną obudową nie można tego jednak potwierdzić.

Podczas badań stwierdzono, że w sztolni Osadowej na spągu stagnuje woda o głębokości do 30 cm, jednak na ociosach widoczne są ślady wypełnienia wyrobiska do wysokości nawet 1,5 m. W związku z zawaleniem się odcinka przywejsiowego woda nie znajduje odpływu. Spąg sztolni Porfirowej zakryty jest wodą o głębokości około 60–80 cm, a z wyrobiska następuje stały wypływ o niewielkiej wydajności. W obu obiektach nie zaobserwowano większych wypływów punktowych, w końcowym chodniku sztolni Porfirowej występuje jednak zespół pionowych, wąskich, wypełnionych substancją ilastą uskoku, przy których pojawiają się prawdopodobnie wzmożone wypływy powodujące powstanie stref zażelazienia. Sztolnie mogą więc ujmować, wy-

mienione przez Bossowskiego i Czerskiego (1988) wody przyuskokowe – „zasilane wzdłuż linii dyslokacyjnych”, związane jednak nie z drenażem wzdłuż uskoków, a z pełnieniem przez nie funkcji barier filtracyjnych. Do pewnego stopnia podobna może być rola uskoku opisanego na początkowym odcinku sztolni Osadowej, jednak bezpośrednio za dyslokacją nie stwierdzono stref dopływu wody. Trzeba też pamiętać, że łączna długość tego wyrobiska była bardzo znaczna, więc główne dopływy mogły następować w głębi górotworu.

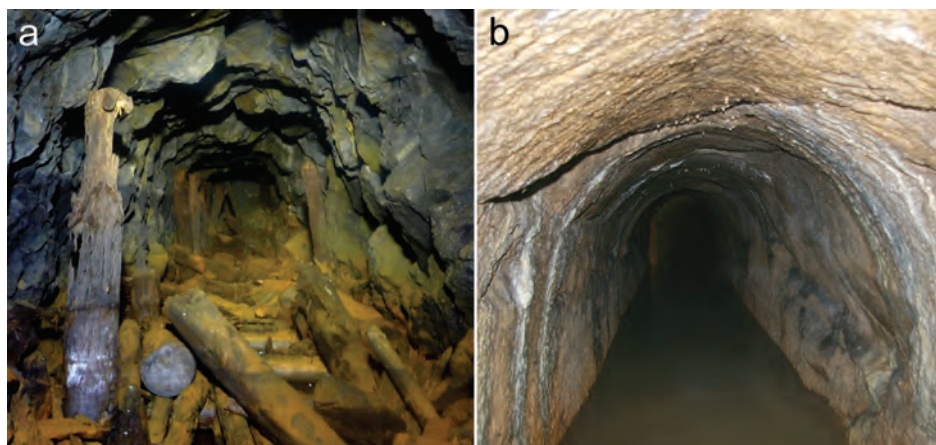
Obserwacje dotyczące stosowanych technik górniczych

Obie sztolnie – określone jako *Wasserrösche* – przedstawione są na mapie pokładów węgla zagłębia wałbrzyskiego (*Flöz-Karte*, 1905). Jest to jedyna wskazówka co do momentu ich powstania – można przypuszczać, że pochodzą one ze schyłku XIX w. lub z pierwszych lat wieku XX. Wcześniej zaznaczano tu dwa strumienie łączące się w miejscu, gdzie rozpoczęto drażnienie wyrobisk (informacja M. Mączki). Opierając się na tej historycznej mapie można skonfrontować ówczesny obraz sztolni ze stanem dzisiejszym. Sztolnia tu określana jako Osadowa, o azymucie biegu około 220°, miała prostoliniowy przebieg i długość około 300 m. Obecnie, jak już podano jest dostępna zaledwie do około 45 m.b., biorąc pod uwagę, że jej krótki odcinek wstępny uległ zapadnięciu. Drugi z obiektów na historycznym planie przedstawiony jest jako prostoliniowa sztolnia oraz dwa chodniki o długości około 50 m, biegnące ku N i NW. Pierwszy z nich,znaczony około 40 m od wlotu, jest obecnie niedostępny. Śladem jego obecności jest niski otwór całkowicie wypełniony ilastą substancją o charakterze mączki uskokowej. W ten sposób może zaznaczać swą obecność uskok opisany w sztolni Osadowej (por. ryc. 77). Drugi ze wspomnianych chodników jest co najmniej o połowę dłuższy, niż wynikałoby to z planu archiwalnego. Co więcej, niemal dokładnie na jego przedłużeniu, ku SE wydrążono kolejne wyrobisko, zamknięte potem ceglana obudową zabezpieczającą, obecnie przebitą przez nieznaną eksploratorów. Wyrobiska tego nie penetrowano ze względu na spodziewany fatalny stan powietrza. Prawdopodobnie więc jakieś roboty górnicze były tu prowadzone po 1905 r.

Historia powstania tych obiektów może być dość złożona, co sugeruje zmienność profili poprzecznych wyrobisk oraz zróżnicowanie średnic zauważonych otworów strzałowych. Poprzeczne wymiary sztolni Osadowej na dostępnym współczesnym odcinku są zmienne, co wynika z jej bardzo złego stanu zachowania, występowania licznych obwałów, które całkowicie zmieniły pierwotny jej przekrój. Jednak można stwierdzić, że wysokość wyrobiska miejscami jest bardzo mała – rzędu 1,5 m, a szerokość

kość często przekracza 2 m. Na jej spągu znajdują się duże ilości pozostałości drewnianej obudowy zabezpieczającej. Wygląd sztolni Porfirowej jest całkiem odmienny, na odcinkach nieobudowanych ma ona szerokość około 1,4 m, a wysokość waha się pomiędzy 2,1, a 2,25 m (ryc. 81). Strop zazwyczaj ma przekrój kołowy, w niektórych jednak miejscach wyraźnie ostrołukowy. W pierwszej z tych sztolni natrafiono na jedną tylko pozostałość otworu strzałowego, o średnicy 30 mm. W sztolni Porfirowej w wielu miejscach obserwuje się otwory o średnicy 22 mm – o przekrojach okrągłych oraz „trójkątne”, zachowane na odcinkach do 40 cm.

Rzucające się w oczy zróżnicowanie poprzecznych profili obu wyrobisk można interpretować jako rezultat ich drążenia w różnych okresach czasu, co potwierdzałoby zróżnicowanie średnic otworów strzałowych. Nie można też jednak wykluczyć, że forma wyrobisk może być wymuszona faktem ich prowadzenia w skałach o całkowicie innych właściwościach fizycznych i geotechnicznych.



Ryc. 81. Profile sztolni ujmujących wody podziemne w Boguszowie-Gorcach:

a – sztolnia Osadowa; szerokość około 2,15 m (fot. A. Drosmix),

b – sztolnia Porfirowa, strop o profilu kołowym – lekko ostrołukowym (szerokość 1,4 m)

Badawcze znaczenie sztolni

W sztolniowych ujęciach wód podziemnych Boguszowa–Gorców obserwować można kompletny zespół skał stropowej części formacji z Wałbrzycha oraz około 100-metrowej długości profil ryodacytów lakkolitu Chełmca w przykontaktowej części intruzji. W dostępnej sekwencji skał osadowych wskazać można jeden pełny cyklotem, a w wystąpieniu wulkanitów – zasięg strefy intensywnego zwietrzenia. Widoczne są różne struktury dysjunktywne oraz ich wpływ na warunki wodne.

Wyroby są przykładem ujęć stosowanych przez Niemców w różnych częściach Sudetów, na obszarach zbudowanych głównie ze skał krystalicznych. Umożliwiały one ujęcie większych zasobów wód szczelinowych, niż jakiegokolwiek ujęcia pionowe (studnie, odwierty).

Sztolnia Porfirowa jest stabilna, stosunkowo proste roboty zabezpieczające na odcinku przywlotowym mogą pozwolić na zachowanie tego nietypowego reliktu podziemnych robót górniczych. Niestety wydaje się, że sztolnia Osadowa jest skazana na dość rychłą zagładę. Choć położona zaledwie kilkanaście metrów od poprzedniej jest jednak wydrążona w górotworze o całkowicie odmiennej budowie geologicznej, składającym się ze słabych skał osadowych i naruszonym zjawiskami tektoniki nieciągłej. Jej stan świadczy o częstym występowaniu obwałów, a obecnie dostępnych jest już tylko około 15% długości tego wyrobiska. Oba wyrobiska dokumentują, jak się wydaje, dwa główne etapy robót górniczych.

4.6.3. Uniemyśl – profil horyzontu węglanowego warstw z Chełmska Śląskiego w XIX-wiecznych komorach eksploatacyjnych

Przedmiotem badań w Uniemyślu były pozostałości działalności górniczej w postaci ostatnich dostępnych komór eksploatacyjnych w horyzoncie skał węglanowych, wykorzystywanych jako surowiec dla wapiennictwa.

Uniemyśl został założony w XIII w., choć być może już w wieku XI istniała tu huta szkła. Uchodził on za jedną z bogatszych wsi w dobrach krzeszowskich cystersów. Przypuszczalnie od 1 połowy XVI w. do wojny XXX-letniej prowadzono tu poszukiwania i eksploatację rud miedzi w Zaworach, gdzie wydrążono sztolnię (Staffa, 1996). Opisywane niżej wyrobiska w Uniemyślu zostały określone przez Szkudlarka i in. (2001) jako „stare prawdopodobnie XVI-wieczne sztolnie”. Również Przychodziński (1983) szuka ich związku z górnictwem miedzi dawnych wieków, w świetle archiwalnych danych są to jednak opinie niesłuszne.

Zapiski z roku 1830 podają informację o istnieniu tu czterech wapienników, piętnaście lat później istniał jednak tylko jeden taki piec, uchodził jednak za najbardziej dochodowe przedsiębiorstwo we wsi, a zatrudnienie znajdowało w nim 19 robotników. Jego produkcja za rok 1842 wyniosła 7070 korców wapna o wartości 928 talarów i 22,5 groszy (Dymarski i Goliński, 1988). Co ciekawe wspomniane cztery wapienniki (oznaczone jako „K.O.” – *Kalkofen*) znajdujemy na arkuszu *Meßtischblatt*, datowanym

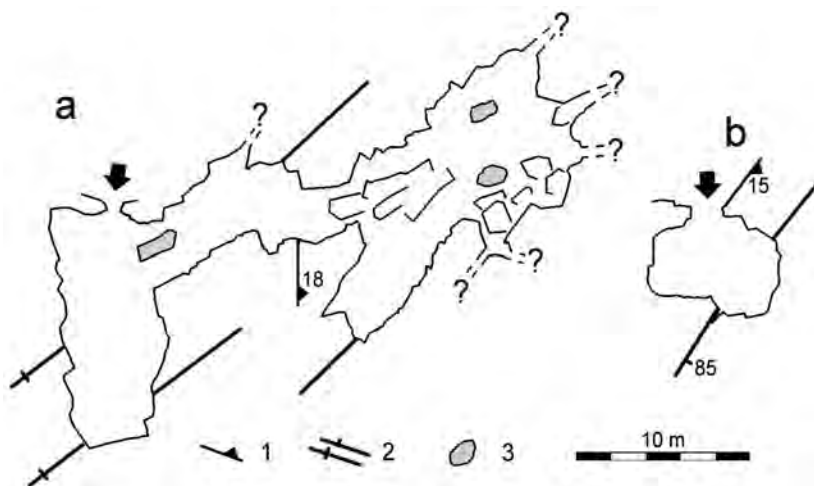
na 1886 r. (*Topographische Karte Blatt Schömborg*, 1886). Pomiedzy Uniemyślem a Okrze-
szynem (Dymarski i Goliński, 1988), a także ponad wsią (Lisiakiewicz, 1956) funkcjo-
nowały kamieniołomy piaskowców.

Eksploatowany tu surowiec węglanowy wypalano dla potrzeb lokalnego budow-
nictwa. Według Knapik (2016) były to dolomity, wykorzystywane je do produkcji do-
lomitowych zapraw o wysokiej odporności, stosowanych m.in. w podziemiach sakral-
nych budowli Krzeszowa.

Pozostałością eksploatacji surowca są szczątkowo zachowane niewielkie wyrobiska
odkrywkowe oraz ostatnie dostępne niewielkie wyrobiska komorowe. Przychodziński
(1983) przedstawił opis i uproszczony plan większego z nich, nazwanego Sztolnią Pod-
kowca. Tutejsze wyrobiska podziemne wzmiankuje Battek (2009), a krótki opis przed-
stawia Knapik (2016). Zostały one wstępnie rozpoznane przez Zagożdżonów (2009c)
oraz Ryndaka (2013), a od 1983 r. prowadzone tu są inwentaryzacje nietoperzy (Szkul-
dlarek i in., 2001).

W ramach prac własnych spenetrowano obszar eksploatacji położony na wschód
od wsi (około 400 m na wschód od kościoła w Uniemyślu), w tym oba dostępne wyro-
biska komorowe: bezimienne oraz dwie komory Sztolni Podkowca (ryc. 82).

Podobne, większe pozostałości eksploatacji tego samego horyzontu węglanowego
znajdują się na E od Chełmska Śląskiego i w Kochanowie (Hermaszewski i Chomiak,
2004; Kosiór i Podolski, 2008; Battek, 2009).



Ryc. 82. Plan spenetrowanych wyrobisk podziemnych w Uniemyślu z elementami budowy geologicznej:
a – Sztolnia Podkowca, b – wyrobisko bezimienne; 1 – warstwowanie, 2 – uskoki, 3 – filary

Budowa geologiczna rejonu Uniemyśla i zagadnienie permskiego poziomu węglanowego

Rejon Uniemyśla, pod względem geologicznym usytuowany jest w wewnętrznej części synklinorium śródsudeckiego. Opisano tu warstwy różnych odmian skalnych, generalnie o biegu południkowym i bardzo umiarkowanym upadzie ku E lub NE, ale o skomplikowanym przebiegu wychodni, wynikającym z intersekcji z urzeźbioną powierzchnią terenu (Lisiakiewicz, 1956). Zbocza górskie na zachód od Uniemyśla budują eruptywy permskie – ryolity Gór Kruczych, stanowiące najwcześniejszy człon dolno-permskiego kompleksu wulkanicznego, datowanego na autun – czyli sakmar i artyńsk (Awdankiewicz, 1999a). Na zboczach Zaworów, na wschód od Uniemyśla, zalegają utwory pstrego piaskowca oraz cenomanu. Na obszarze wsi występują wychodnie utworów permskich: warstw zlepieńców, piaskowców, łupków piaszczystych i ilastych oraz najwyżej położone zlepieńce, piaskowce i mułowce z nieciągłą wkładką zlepieńców dolomitowych i dolomitów w spągu (Lisiakiewicz, 1956; Don i in., 1979; 1981), określanych jako warstwy (ogniwo) z Chełmska (por. Śliwiński, 1984).

To właśnie wspomniany poziom skał węglanowych stał się przedmiotem zainteresowania gospodarczego. Ich wychodnie śledzić można na odcinku około 9 km, od południowej granicy państwa w rejonie Okrzeszyna, przez okolice Unisławia po Chełmsko Śląskie i Olszyny (Lisiakiewicz, 1956; Don i in., 1979). Ten sam horyzont stratygraficzny odsłania się także w rejonie Kochanowa, po przeciwnej stronie osi synklinorium śródsudeckiego, a także w rejonie Radkowa, gdzie ma już jednak charakter wapnisty (por. Śliwiński, 1984). Mimo braku naturalnych odsłonień jego przebieg można łatwo śledzić, gdyż zaznacza się w morfologii w postaci wyraźnego progu, na wielu odcinkach podcinanego dawnymi wyrobiskami (Don i in., 1979; mapy.geoportal, 2018).

Horyzont węglanowy stanowi przyspągową część warstw z Chełmska, kończących profil permskich osadów synklinorium śródsudeckiego i przez wiele dziesięcioleci rodzących w środowisku geologicznym szereg sporów. Warstwy z Chełmska są pakietem różnych typów skał, cechujących się jednak wyraźnie podwyższoną zawartością węglanów w postaci spoiw, lokalnych skupień, ale też ławic wapiennych i dolomitowych (Śliwiński, 1984). Tradycyjnie (Berg, 1904; *vide* Śliwiński, 1984; por. też omówienia Dona i in., 1981; Śliwińskiego, 1981; 1984; Wojewody i in., 2011), na podstawie podobieństw litologicznych do osadów synklinorium północnosudeckiego ich wiek określano na cechsztyń, a w ich spągu doszukiwano się granicy dyskordantnej. Wątpliwości budziło zarówno takie datowanie, jak i geneza nagromadzeń węglanowych.

Problem warstw z Chełmska szczegółowo zbadał Śliwiński, wskazując nieobecność dyskordancji i brak petrogenetycznego zróżnicowania podścielających serię węglanową fanglomeratów z Mieroszowa i warstw z Chełmska Śląskiego. Uznał on, że brak jest podstaw do postawienia tu granicy permu dolnego i górnego. Co prawda nie można wykluczyć, że sedimentacja tego dość jednorodnego zespołu osadowego sięgnęła początku cechsztynu, ale również wyniki badań palinologicznych wskazują raczej na ich powstanie w dolnym permie (Śliwiński, 1980). Ze względu na brak datowań bezwzględnych wiek osadów węglanowych warstw z Chełmska Śląskiego został ogólnie określony, jako nie młodszy niż około 268 Ma (Wojewoda i in., 2011), co odpowiada piętru road.

Zasadnicze różnice poglądów dotyczyły też mechanizmu powstania tych węglanowych horyzontów, którym przypisywano zarówno genezę lądową – pustynną, jak też płytkomorską – przybrzeżną i lagunową (Don i in., 1981; Śliwiński, 1981). Śliwiński przedstawił model powstawania pokryw i impregnacji węglanowych, rozwijających się lokalnie w środowisku czynnych lub okresowo stagnujących stożków aluwialnych. Mogły się one tworzyć w wyniku krystalizacji z wód termalnych, transportujących związki Ca i Mg z wietrzejących, a później ulegających metasomatozie okolicznych pokryw wulkanicznych (Śliwiński, 1981). Bardziej odpowiednia jest jednak jego inna koncepcja, według której węglanowe horyzonty są poziomami kopalnych gleb pustynnych typu *caliche*. Wody meteoryczne rozpuszczały rozproszone w osadzie węglany, a w okresach suchych następowało ich kapilarne podnoszenie i intensywne strącanie kalcytu oraz dolomitu (Śliwiński, 1980).

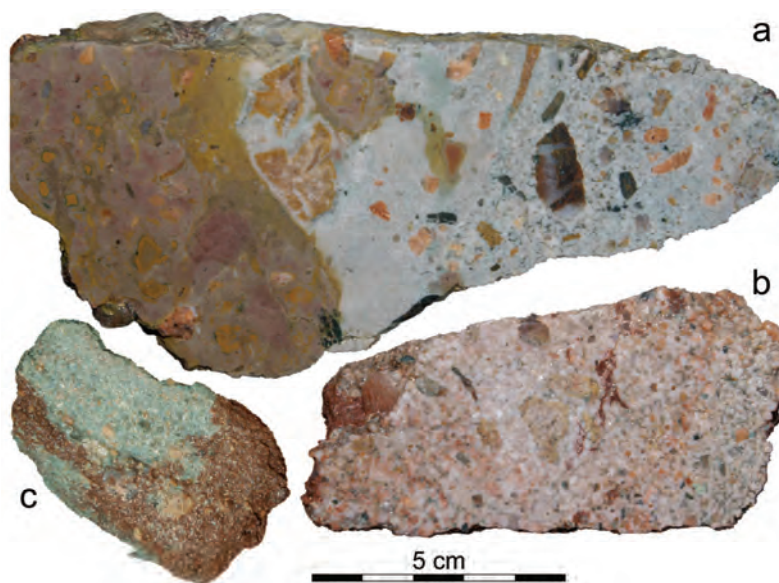
W rejonie Uniemyśla najwyższa część poziomu fanglomeratu z Mieroszowa, podścielającego serią węglanową, wykształcona jest jako jaskrawoczerwony, słabo związane osad ilasto-piaszczysty (Dziedzic, 1961). Seria węglanowa w tym rejonie nie była przedstawiana, natomiast opisano ją szczegółowo z odsłonień okolic Radkowa i Kochanowa. Dziedzic (1961) dla rejonu Radkowa przedstawił około 4-metrowy profil składający się głównie z „wapieni gruzłowatych”, przewarstwianych wapieniem gruboławicowym i łupkami gliniastymi, zaś Śliwiński (1980; 1984) – 2–6 horyzontów *caliche* o składzie wapiennym w zespole piaskowcowo-zlepieńcowo-pyłowcowym. Miąższość poszczególnych horyzontów waha się w zakresie 0,5–4 m, a łączna miąższość całej serii sięga 15 m. Ilość substancji wapnistej generalnie rośnie w górę poszczególnych horyzontów, początkowo (w spągu) występuje jako spoiwo w zlepieńcach i piaskowcach, wyżej pojawiają się najpierw kilkucentymetrowej wielkości wapienne buły, a potem – większe nieregularne soczewy (Śliwiński, 1980). W Kochanowie występuje do 9 poziomów dolomitów sparytowych, mikrytowych i pizoli-

towo-skorupowych oraz *caliche* dolomitowego i wapiennego, przewarstwianych piaskowcami i zlepieńcami, o łącznej miąższości do 8 m (Śliwiński, 1984). W rejonie Chełmska Śląskiego utwory te wykształcone są najlepiej (Dziedzic, 1961). Według Dona i in. (1981) niżejleżące fanglomeraty przechodzą stopniowo w zlepienie dolomityczne, a następnie masywne dolomity gruboławicowe, których strukturę określono jako suturową, a miejscami mikrytową, sparytową i (w stropie ławic) pizolitową. Ponad serią dolomitową leżą na ogół fanglomeraty podobne do podścielających, jednak na arkuszu szczegółowej mapy geologicznej Uniemyśl osad ten ma charakter psamitowy, określony jako „arkozy dolomityczne” (Lisiakiewicz, 1956).

Obserwacje budowy geologicznej w wyrobiskach komorowych Uniemyśla

Wyrobiska Uniemyśla udostępniają do obserwacji co najmniej 7-metrowej miąższości, dość złożony i wykształcony różnie na poszczególnych stanowiskach obserwacyjnych **profil serii węglanowej** warstw z Chełmska. Dokładniej rozpoznano jego niższą część, widoczną w wyrobiskach podziemnych. Większość (wyższa część) profilu widoczna jest ponad wlotami wyrobisk podziemnych, są to jednak odsłonięcia punktowe, ze skałami w przewadze silnie zwietrzałymi, rozsypliwymi i często zniszczonymi działalnością roślin. W komorach eksploatacyjnych dostępnych jest łącznie około 75 m.b. ociosów, stanowiących ciągły profil geologiczny.

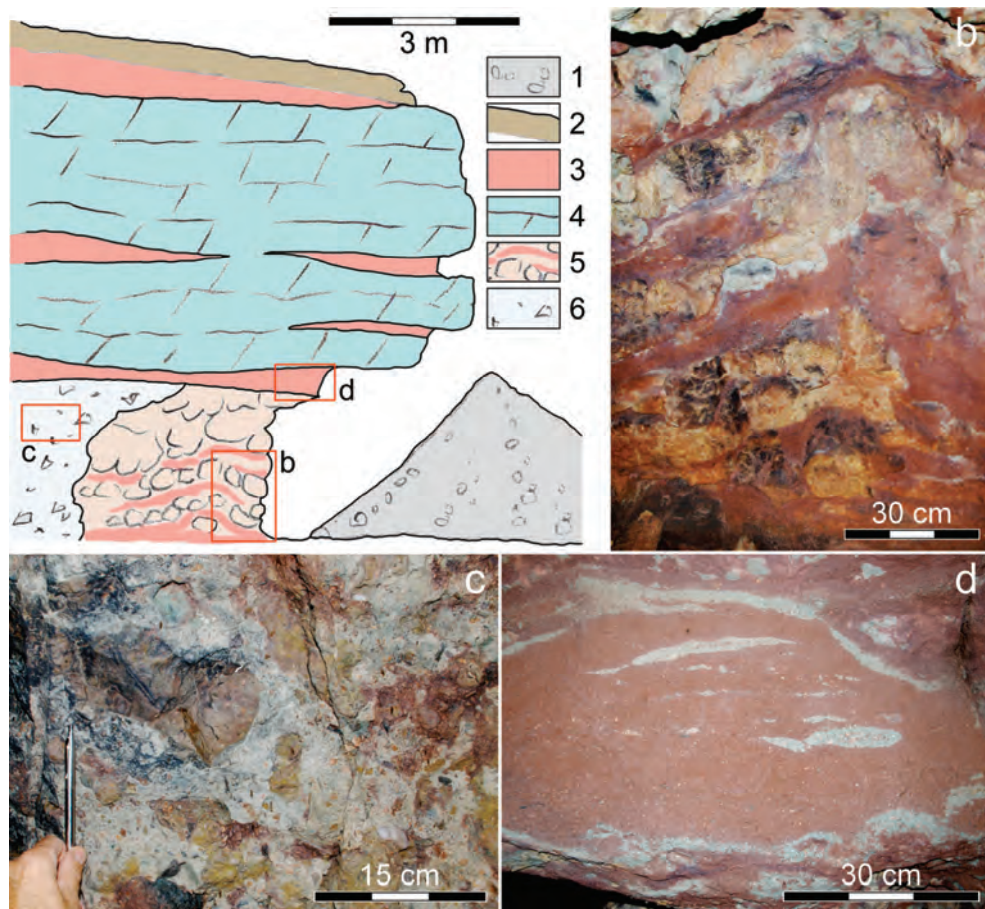
W wyrobiskach podziemnych, na podstawie cech makroskopowych, zidentyfikowano trzy podstawowe **odmiany skalne**. Pierwszą z nich jest jasnoszary zlepieniec polimiktyczny, miejscami brekcjowaty, o węglanowym spoiwie sparytowym, z wyraźnie kontrastującymi również węglanowymi bułami o barwie różowawo-brązowej (ryc. 83a, 84). Można ją uznać za odpowiednik „wapienia gruzłowatego” według Dziedzica (1961), albo nagromadzenia wapiennych buł – według Śliwińskiego (1980). Miejscami występują większe nagromadzenia jasnoróżowawej, równokrystalicznej skały, którą można określić jako sparytowy kalcyrudyt (ryc. 83b). Wydaje się, że pod względem mineralogicznym wymienione skały węglanowe mają skład mieszany – kalcytowo-dolomityczny. Trzecią, występującą w komorach Uniemyśla odmianą są piaskowce i piaskowce zlepieńcowate. Są one dość zwarte lub skrajnie rozsypliwie, tworzą w obrębie zespołu węglanowego warstwy o miąższości do około 0,5 m lub cienkie kilkucentymetrowe wkładki o nieregularnym przebiegu. Zazwyczaj mają one barwę rudobrazową, choć miejscami, strefowo lub plamiście, zwłaszcza w pobliżu kontaktów, wykazują barwę szarą (ryc. 83c, 84).



Ryc. 83. Odmiany litologiczne występujące w komorach eksploatacyjnych Uniemyśla:
a – brekcjowaty zlepieniec polimiktyczny z brunatną węglanową bułą,
b – kalcyrudyt sparytowy, c – piaskowiec rozsypliwy

Dolna, około 3-metrowej miąższości część profilu obserwowana w komorach, wykształcona jest dwojako. W tym samym horyzoncie stratygraficznym obocznie występują zespoły naprzemiennych stref węglanowych buł o wielkości do 0,5 m przewarstwianych czerwonymi, rozsypliwymi piaskowcami oraz jednorodna, miąższa warstwa polimiktycznego zlepieńca (por. ryc. 84a–c). Strop komór w wielu miejscach tworzy warstwa czerwonego, miejscami szarego piaskowca, o miąższości do 1 m. Obecność piaskowców w Sztolni Podkowca odnotował również Przychodziński (1983). Powyżej, już niewidoczne w komorach, występują dwa grubsze poziomy skał węglanowych, przedzielone czerwonymi piaskowcami.

Zespół osadowy, obserwowany w komorach eksploatacyjnych, zapada ku wschodowi lub południowemu wschodowi pod kątem 15–18°, co zgadza się z obrazem przedstawionym przez Dona i in. (1981). Zjawiska tektoniczne zaznaczają się tu w sposób śladowy. W obu wyrobiskach można dostrzec szczeliny o zmiennej szerokości, sięgającej 20 cm. Są to strefy silnego strzaskania skały, która stopniowo się wykrusza. Duże szczeliny tworzą jeden system o biegu NE–SW i stromym lub pionowym upadzie (ryc. 82). Miejscami wykazują one znamiona skrasowienia.



Ryc. 84. Wykształcenie horyzontu węglanowego warstw z Chełmska w rejonie komór eksploatacyjnych w Unieście: a – uproszczony profil litologiczny, b–d – szczegóły budowy geologicznej; 1 – osypisko,

2 – gleba i zwietrzelina, 3 – piaskowiec czerwony, 4 – skały węglanowe nierozdzielone, 5 – zespoły buł wapiennych, przewarstwiane piaskowcem, 6 – zlepienie polimiktyczne, brekcjowaty

Relikty prowadzonej eksploatacji

Wstępną analizę rozmieszczenia i charakteru pozostałości prowadzonych w rejonie Chełmska Śląskiego robót oparto o studium obrazu LIDAR (mapy.geoportal, 2018). Rekonesans terenowy potwierdził obecność szeregu słabo zachowanych reliktyw eksploatacji odkrywkowej. Są one skoncentrowane we wschodniej części terenu badań, wzdłuż skarpy eksponowanej ku ENE. W kilku spośród nich są widoczne dostępne albo zapadnięte (zasypane) wloty wyrobisk komorowych. Nietypowe jest jedno z obniżen terenu, ma ono raczej formę nieco wydłużonego zapadliska i jest prawdopo-

dobnie wynikiem zarwania się stropu jednej z komór, w tej strefie drążonych bardzo płytko. W skarpie eksponowanej ku NNW znajdują się wloty zachowanych wyrobisk podziemnych. Uwagę zwracają też dwie pozytywne formy morfologiczne – wyraźna hałda na południowo-wschodnim skraju badanego obszaru oraz kamienny kopiec w pobliżu Sztolni Podkowca. Obie one wskazują położenie dwóch spośród wyżej wspomnianych wapienników.

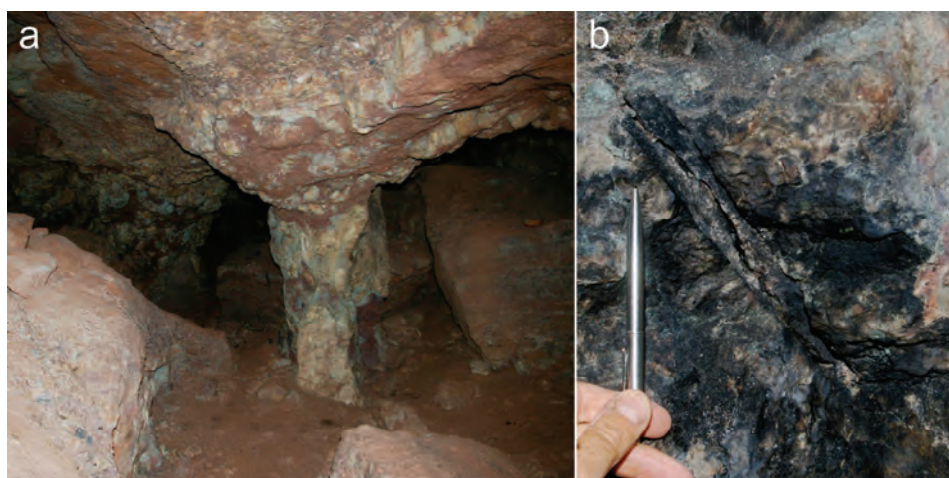
Ryndak (2013) informował o istnieniu jeszcze sześciu widocznych wlotów podziemnych wyrobisk. Dziś ostatnimi dostępnymi obiektami podziemnymi jest niewielka komora o wymiarach około $7,5 \times 5$ m oraz Sztolnia Podkowca, w której rozpoznano trzy nieregularne komory o wymiarach od 4×8 do 6×18 m (ryc. 82). Dokładniejsza penetracja pozwoli stwierdzić, czy możliwe jest jeszcze dotarcie do przedstawionych na znanym z literatury uproszczonym planie dalszych wyrobisk (Przychodziński, 1983). O wielkości kolejnej, zniszczonej komory sądzić można na podstawie wymiarów wspomnianego zapadliska, wynoszących 13×8 m. Wysokość wyrobisk zazwyczaj oscyluje pomiędzy 1,8 a 2,2 m. Jednak zarówno strop, jak i spąg w wielu miejscach są bardzo nieregularne na skutek obrywania się znacznych bloków skalnych.

Stan wyrobisk nie jest dobry, są to obiekty położone bardzo płytko, co powoduje, że ich strop jest w wielu miejscach perforowany siecią korzeniową drzew. Strefy przyotworowe są sukcesywnie zasypywane wietrzącymi skałami. W Sztolni Podkowca na spągu zalegają oderwane od stropu bloki skalne (por. Przychodziński, 1983) o długości nawet 4 m, dobrze ilustrujące skalę zachodzących procesów niszczących. Szkudlarek i in. (2001) sugerowali, że obiekty te szybko ulegną zawaleniu, wydaje się jednak, że na razie są one względnie stabilne.

Kubaturę obu skartowanych wyrobisk określić można na około 60 m^3 i 420 m^3 . To z kolei pozwala na ogólne szacowanie ilości pozyskanego tam surowca. Biorąc pod uwagę wykształcenie profili litologicznych (por. ryc. 84), i przyjmując ostrożnie, że surowiec stanowił około 75% objętości wydobytej kopaliny – otrzymujemy wynik 360 m^3 .

Intensywność eksploatacji można oszacować na podstawie jedynej dostępnej archiwalnej informacji na temat skali produkcji wapiennika w Uniemyślu. Jak wspomniano, w roku 1842 było to 7070 korców wapna (Dymarski i Goliński, 1988), co przyjmując wartość korca berlińskiego (55 l) daje około 390 m^3 . Wydaje się, że przytoczona wielkość produkcji rocznej jest raczej duża, być może rekordowa, prawdopodobnie więc wyliczona wyżej kubatura podziemnych wyrobisk może (w dużym przybliżeniu) odzwierciedlać roczny postęp robót górniczych. Może to służyć do zobrazowania skali prac wydobywczych, pamiętając jednak, że eksploatację prowadzono prawdopodobnie jednocześnie w wielu wyrobiskach podziemnych i odkrywkowych.

W wyrobiskach podziemnych dobrze widoczne są pewne relikty ukazujące stosowane techniki eksploatacji. W Sztolni Podkowca zachowane są filary zabezpieczające strop (ryc. 85a), według Knapik (2016) typowe w wyrobiskach tego rodzaju. Przyjętą tu metodę eksploatacji można więc określić formalnie jako filarowo-komorową. W obu badanych wyrobiskach stwierdzono obecność pozostałości otworów strzałowych. Średnica wszystkich wynosiła 22 mm, zaś długość zachowanych odcinków sięgała 50 cm. Ich przekrój poprzeczny często wykazuje charakterystyczny „trójkątny” zarys. W Sztolni Podkowca widoczne są silne okopcenia wokół „fajek”, świadczące o stosowaniu czarnego prochu (ryc. 85b).



Ryc. 85. Relikty technik eksploatacji w Sztolni Podkowca:
a – filar zabezpieczający strop (wysokość filara około 1,6 m),
b – otwór strzałowy z intensywnym okopceniem (szerokość pola widzenia – 20 cm)

Analiza danych literaturowych i terenowych nasuwa pewne wątpliwości co do charakteru i jakości złoża oraz rodzaju pozyskiwanej tu kopaliny. Jak wspomniano, w literaturze przedstawiane są informacje o wysokiej jakości produkowanych tu zapraw (Knapik, 2016), a Don i in. (1981) podali, że zawartość dolomitu w najczystszych odmianach skalnych węglanowego horyzontu warstw z Chełmska sięga 98%. Jednak obserwacje przeprowadzone w komorach wykazały, że odsłonięty tam profil obejmuje skały bardzo zróżnicowane i o wyraźnie mniejszej zawartości węglanów. W większości są to zlepieńce o lepszemu wapiennym lub wapienno-dolomitycznym, ale zawierające ziarna krzemianowe w swoim szkieletie oraz piaskowce o węglanowym lepiszczu lub wapienie „gruzłowe”, również z widoczną pewną zawartością substancji krzemianowej.

Ponadto widoczne są różnej miąższości przewarstwienia piaskowców. Konsekwencją wykorzystania takiego surowca mogło być pojawianie się większych ilości odpadów technologicznych, które deponowano np. na hałdzie położonej we wschodniej części obszaru badań.

Wydaje się, że zmienność litologiczna zaznaczająca się w horyzoncie węglanowym rzutowała na możliwości wykorzystywania tworzących go skał. Komory eksploatacyjne są bowiem założone jedynie w najniższej części profilu węglanowego. Wyrażna zmienność oboczna (ryc. 84) oraz nieregularny układ komór Sztolni Podkowca (por. Przychodziński, 1983) sugerują natomiast, że tylko niektóre strefy tej części przedstawiały wartość gospodarczą.

Wysoka jakość wytwarzanego produktu mogła być rezultatem odpowiedniej proporcji składników węglanowych (kalcytu i dolomitu) w surowcu. Wtedy odpowiadałby on tzw. zaprawom magnezjowym, wytwarzanym z wapna palonego z dolomitu (por. Wirska-Parachoniak, 1968; Osiecka, 2006). Odporność zapraw mogła też wynikać z domieszki materiału silikoklastycznego, przez co ich skład byłby zbliżony do surowca cementowego.

Badawcze znaczenie reliktyw eksploatacji w Uniemysłu

W Uniemysłu dostrzega się wyraźny kontrast jakościowy pomiędzy resztkowo zachowanymi, silnie zwietrzałymi i maskowanymi roślinnością odsłonięciami skał węglanowych na powierzchni ziemi, a wielometrowymi, dobrze widocznymi, w znacznej części niezwieterzałymi profilami skalnymi w wyrobiskach komorowych. Te podziemne stanowiska obserwacyjne posłużyć powinny do stworzenia szczegółowego modelu węglanowego horyzontu warstw z Chełmca w rejonie Uniemysłu. Ze względu na skomplikowany układ wyrobisk Sztolni Podkowca w pewnym stopniu możliwe jest prześledzenie zmienności skał i struktur w planie. Badania pod ziemią dostarczają danych niemożliwych do uzyskania na powierzchni terenu, np. odnośnie charakteru stref uskokowych czy zjawisk krasowych. Horyzont węglanowy ma skomplikowaną budowę i tylko jego niektóre części stanowiły przedmiot zainteresowania gospodarczego.

Sztolnia Podkowca wymaga dokładniejszego zbadania, poza wykonaniem pełnej charakterystyki geologicznej, również dla stwierdzenia, czy nadal dostępne są dalsze jej części przedstawione na planie z opracowania Przychodzińskiego (1983). Jeśli prowadzące do nich wąskie korytarzyki uległy zawaleniu, oznaczało by to, że do dyspozycji badaczy pozostaje zaledwie około 20% początkowego metrażu wyrobisk tego obiektu.

Istniejący w Uniemyśle zespół pozostałości obiektów powierzchniowych i podziemnych, mimo postępującej degradacji, jest nadal ciekawą ilustracją działalności górniczej i przeróbczej. Jak na owe czasy skala przedsięwzięcia była duża, choć ze względu na charakter pozyskiwanego surowca (surowiec skalny, budowlany), miało ono znaczenie lokalne.

4.7. Struktura Świebodzie

Struktura (depresja, basen, zapadlisko, jednostka) Świebodzie to element wydzielony dopiero w latach 50. ubiegłego wieku przez Teisseyre'a (1956; 1968). Tworzą go osady klastyczne (w przewodzie gruboklastyczne) o łącznej miąższości rzędu 3300–4500 m, tradycyjnie zaliczane do górnego dewonu i dolnego karbonu (Porębski, 1981). Sukcesja stratygraficzna jest tu dwudzielna. Jako piętro dolne do niedawna wskazywane były dwie, obocznie się zazębiające formacje – z Pogorzały i z Pełcnicy. W ich budowie dominują mułowce z wkładkami piaskowców i iłowców, choć w obrębie pierwszej z nich występują też większe przewarstwienia piaskowcowo-zlepieńcowate, a także ogniwo zlepieńców z Lipiny. Jako wyższa część profilu litostratygraficznego przedstawiane były, również występujące obocznie, formacje z Książa i z Chwaliszowa. Są to jednostki składające się głównie z gruboławicowych i grubootczakowych zlepieńców przewarstwianych gruboziarnistymi piaskowcami. Szkielet ziarnowy pierwszej z nich (określanej też jako zlepienie, czy kulm z Książa), tworzą głównie otoczaki gnejsowe, zlepienie z Chwaliszowa wykazują bardziej zróżnicowany skład petrograficzny szkieletu ziarnowego (Porębski, 1981).

Ostatnio w rejonie zamku Książ stwierdzono zaleganie formacji z Pełcnicy na formacji z Książa, co sugeruje odwrotne od dotąd przyjętych zależności czasowe pomiędzy nimi (Wojewoda, 2016). Całkowitej rewizji uległo też datowanie formacji z Pogorzały, tradycyjnie uznawanej za pochodzącą z pogranicza franu/famenu, a obecnie – za dolnokarbońską (wizen/serpuchow – Pluta i Górecka-Nowak, 2018). Basen sedimentacyjny struktury Świebodzie zinterpretowano ostatnio jako strukturę typ pull-apart (por. Wojewoda, 2016).

Na obszarze tej jednostki badano podziemia Zamku Książ oraz zespół wyrobisk w rejonie Lubiechowa – tzw. sztolnie Daisy. Udostępniają one do badań różne poziomy litostratygraficzne depresji Świebodzie.

4.7.1. Podziemia Zamku Książ – szczegóły wykształcenia formacji z Książa i obraz tektoniki dysjunktywnej

Zamek Książ (*Fürstenstein*) wzniesiony został w ostatnich dekadach XIII w. przez księcia świdnicko-jaworskiego Bolesława I, jako nowa siedziba dworu. Intensywnie rozbudowywany przez jego następców, później przechodził różne koleje losu. Wielokrotnie zdobywany podczas wojen husyckich, sprzedawany, w pewnych okresach stanowiący siedzibę rycerzy-rabusiów, wszedł wreszcie (w 1509 roku) w posiadanie rodu von Hochberg. Z początkiem II wojny światowej został skonfiskowany, a w 1941 r. przejęła go organizacja „Todt”. Od połowy 1943 r. na zamku prowadzono intensywne prace budowlane, w ramach projektu „Riese”. Miały one przystosować obiekt prawdopodobnie do roli kwatery dowodzenia. Objęły one również szeroko zakrojone roboty podziemne, prowadzone przez robotników cywilnych z Włoch, a potem więźniów obozu Gross-Rosen i górników z Donbasu. Prace przerwano wiosną 1945 roku, w związku ze zbliżaniem się frontu wschodniego (Staffa, 2005b; Klimek i Kułaga, 2001).

Infrastruktura podziemna zamku obejmuje wyrobiska poziome (sztolnie S1–S4, chodniki i komory) zlokalizowane na głębokości około 15 i 53 m pod poziomem zamku Książ oraz szyby. Trzy z nich, o średnicy do 5 m, zostały wydrążone w trakcie budowy obiektu i miały pełnić funkcje transportowe (windy), wentylacyjne oraz inne. Obecnie są one niedostępne (Kosmaty, 2006). Pomiędzy jesienią 2017 r. i wiosną 2018 r. wybito dwa nowe szybiki po stronie północno-zachodniej, które wraz z krótkimi chodnikami stały się elementem podziemnej trasy turystycznej (por. ryc. 86).

Od początku lat 70. XX w. pod zamkiem Książ funkcjonują Podziemne Laboratorium Geodynamiczne Centrum Badań Kosmicznych PAN oraz Dolnośląskie Laboratorium Geofizyczne Instytutu Geofizyki PAN. Zlokalizowano je we wschodniej części kompleksu wyrobisk – w głębszej partii sztolni S1 oraz w przylegających halach (por. ryc. 86). Początkowo zainstalowano tam kwarcowe wahadła horyzontalne, później również klinometry hydrostatyczne, ekstensometr interferencyjny, a także aparaturę grawimetryczną i sejsmologiczną (por. Kasza, 2013).

W roku 2018, w części wyrobisk przygotowano poziomą trasę turystyczną. Zaaranżowano ją w formie ścieżki edukacyjnej, obok treści historycznych ukazującej również elementy budowy górotworu.

Poszczególne części kompleksu różnią się zasadniczo pod względem dostępności skały do badań. Długie odcinki sztolni i komór posiadają zabezpieczenie w postaci

pełnej obudowy betonowej. W ten sposób całkowicie odciętych dla możliwości prowadzenia badań geologicznych jest około 330 m.b., co stanowi około 35% wyrobisk. Na wielu odcinkach hał widoczny jest wyłącznie znajdujący się na dużej wysokości strop.



Ryc. 86. Uproszczona mapa geologiczna podziemi zamku Książ (poziom główny);
1 – zlepieńce polimiktyczne, 2 – piaskowce, częściowo z otoczkami, 3 – zlepieńce mułowcowe,
4 – szerokie strefy uskoku, 5 – uskoki (podkład – według planu Kaszy i in., 2018, zmodyfikowany)

Własne prace badawcze przeprowadzono w wyrobiskach poziomu dolnego, w kwietniu i maju 2018 r. Objęły one wstępne profilowanie wyrobisk przede wszystkim pod kątem lokalizacji i opisu stref uskoku. Ponadto wykonane zostało systematyczne opróbowanie wzdłuż sztolni S3 i S4. Odosobnione próbki (m.in. ze stref uskoku) pobrano w innych częściach obiektu. Prace prowadzono jednocześnie z trwającymi

robotami górniczymi dla udostępnienia części wyrobisk do ruchu turystycznego. W związku z tym podszybia głębionych szybików spenetrowano tylko pobieżnie, po części prace własne w tych miejscach miały charakter badań ratunkowych, w związku z prowadzonym ich zabezpieczaniem pełną obudową betonową.

Budowa geologiczna masywu Książa

Rejon zamku Książ znajduje się w centralnej części basenu Świebodzic. Na tym terenie odsłaniają się skały zaliczane do formacji kulmu z Książa (Teisseyre i Gawroński, 1965) lub zlepieńca z Książa. Formację tą budują najczęściej gruboławicowe, gruboziarniste zlepieńce, o szkielecie ziarnowym tworzoną głównie przez otoczaki gnejsów, granitognejsów i granitów. Mniejszy jest udział piaskowców zlepieńcowatych oraz grubo- i średnioziarnistych piaskowców. W dolnej części formacji częste są zlepieńce i piaskowce zlepieńcowate ze znacznym udziałem klastów wapiennych z fauną franu (Gunia, 1966; Porębski, 1981). W SW części masywu zamku Książ występują podrzędnie polimiktyczne zlepieńce formacji z Chwaliszowa (Teisseyre i Gawroński, 1965; Porębski, 1981). Formacje te są datowane na turnej (por. Porębski, 1981), choć ostatnie reinterpretacje stratygraficzne wskazują, że mogą stanowić podstawę, a nie wyższą część profilu basenu Świebodzic (Wojewoda, 2016).

W rejonie masywu zamku Książ został wykartowany zespół uskoku o biegu około NE–SW do ENE–WSW, które kontrolują w tym rejonie przebieg koryta rzeki Pełcnicy (Kaczorowski i Wojewoda, 2011; Wojewoda, 2016). Są one rezultatem lewoskrętnego ścinania zachodzącego w centralnej części depresji Świebodzic. Zinterpretowano je jako odpowiedniki wysokokątowych spękań Riedla (R'), komplementarne do ramowych dyslokacji jednostki Świebodzic (por. Kasza i in., 2018).

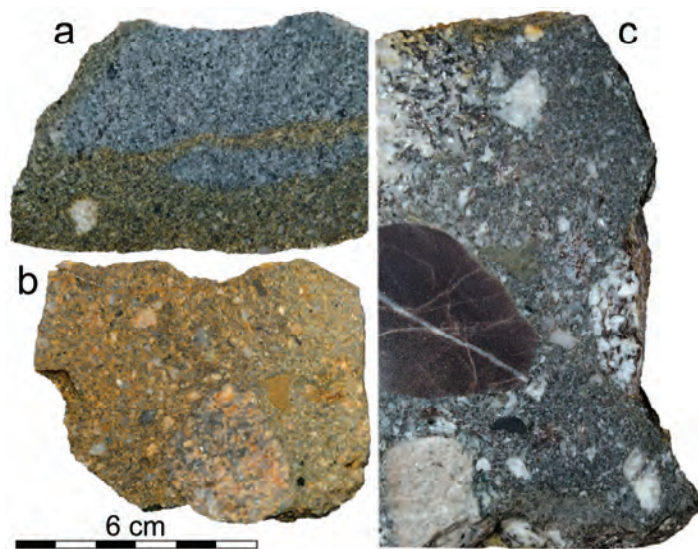
W oparciu o rurowe klinometry hydrostatyczne Kaczorowski i Wojewoda (2011) podjęli próby rejestracji neotektonicznych, współczesnych ruchów pionowych, których rząd wielkości oszacowano na setki mikrometrów. Autorzy, na podstawie obserwacji przeprowadzonych w podziemnych wyrobiskach Książa, stwierdzili, że górotwór jest tu przecięty szeregiem uskoku, pokazując przybliżony przebieg czterech z nich na mapie. Zwrócono też uwagę na szereg zjawisk towarzyszących powierzchniom uskoku, takim jak spękania opierające Riedla, lustra uskoku, czy slikolity. Zauważono, że niektóre z uskoku wypełnione są materiałem ilastym, zaznacza się tam też obecność „młodej, być może współczesnej mineralizacji” (Kaczorowski i Wojewoda, 2011).

Bardziej szczegółowy obraz budowy geologicznej, a zwłaszcza kinematyki ruchów tektonicznych zachodzących w masywie Książa znajdujemy w opracowaniu Kaszy i współautorów (2018). Na przestrzennym modelu wyrobisk podziemnych przedsta-

wiono w nim położenie około 80 uskoków, definiując część z nich jako normalne oraz przesuwcze (lewo- i prawoskrętne). Wskazano też na potencjalne zagrożenia dla infrastruktury zabytkowego zamku Książ, wynikające z neotektonicznej aktywności rejestrowanej w obrębie tego masywu. Badania w wyrobiskach podziemnych koncentrowały się w NE części kompleksu (sztolnia S1), co wynika z usytuowania Podziemnego Laboratorium Geodynamicznego.

Badania górotworu w podziemiach zamku

W wyrobiskach pod zamkiem Książ stwierdzono występowanie trzech podstawowych typów skał. Najczęściej występują **piaskowce** średnio- i gruboziarniste, zazwyczaj ciemnoszare, żółtawe lub brązowe, gdy pojawiają się w nich znamiona wietrzenia (ryc. 87a, b). Szkielet tworzą ziarna o rozmiarach 0,25–1 mm. Dość często występują w nich odosobnione otoczaki gnejsowe o rozmiarach 5–40 mm (ryc. 87b). Wtedy około 10–15% ziaren, stanowiących zasadniczą masę skały to fragmenty żwirowe o rozmiarach do 3 mm.



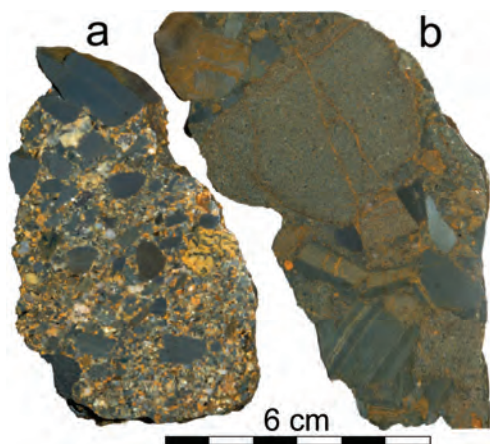
Ryc. 87. Główne odmiany skalne występujące w podziemiach zamku Książ:

a) piaskowiec średnioziarnisty, b) piaskowiec zlepieńcowaty z otoczakami, c) zlepieniec gruboziarnisty

Obserwowane tu **zlepienie**, określone jako gruboziarniste, odpowiadają opisowi podanemu przez Porębskiego (1981) dla dominującej odmiany facjalnej formacji z Książa. Są to skały silnie scementowane, o rozproszonym szkielecie ziarnowym

(ryc. 87c), składającym się z otoczków o rozmiarach do 80 mm (w pobranych próbkach), ale niekiedy zawierające klasty o długości sięgającej 1,5 m. Ziarna te są w zdecydowanej przewadze fragmentami różnorodnych gnejsów i granitognejsów, a także skał o cechach równokrystalicznych granitów. Te ostatnie są prawdopodobnie sowiogórkowymi granitami reomorficznymi lub nebulitami (migmatytami homofanicznymi) *sensu* Kryza (1981) i Żelaźniewicz (1987).

Skałą występującą podrzędnie są **zlepieńce drobno- i średnioziarniste**, mułowcowe, o lepszemu częściowo wapnistym, wśród których wyróżnić można dwie odmiany. Pierwsza z nich to zlepieńce raczej drobnoziarniste, których szkielet tworzą słabo otoczone i ostrokrawędziste ziarna ciemnej skały o cechach bardzo drobnoziarnistego piaskowca lub mułowca, o rozmiarach sięgających 30 mm (w większości – do 15 mm; ryc. 88a). Nielicznie występują klasty węglanowe. Obserwować można ciągłe przejście do matriksu, w większości o postaci frakcji piaszczystej $>0,5$ mm. Odosobniona próbka reprezentuje zlepieniec lub osadową brekcję średnioziarnistą z przewarstwieniami piaskowcowymi. Jej szkielet tworzą ziarna wyraźnie warstwowanych mułowców wielkości 2–20 mm, otoczone piaszczystym matrix frakcji $<0,5$ mm (ryc. 88b). W skałach tych występuje niewielka ilość drobnych (do 0,3 mm) żyłek kalcytu, częściowo wyraźnie zażelazionego.



Ryc. 88. Zlepieńce mułowcowe:
a) odmiana drobnoziarnista, b) odmiana średnioziarnista

Wykorzystując zebrany zestaw próbek, pozwalających na wydzielenie podstawowych odmian litologicznych oraz obraz strukturalny masywu zamku Książ przedstawiony w pracach Teisseyre'a (1956), Teisseyre'a i Gawrońskiego (1965), Porębskiego

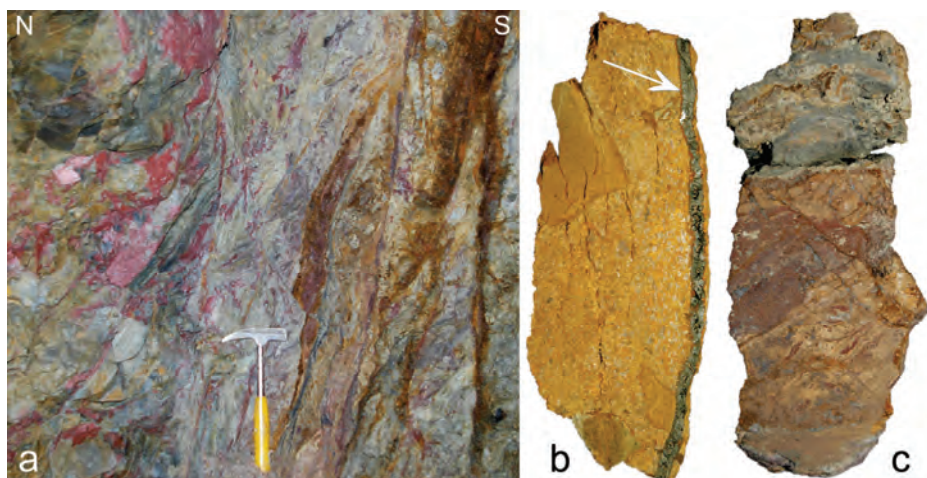
(1981) oraz Kaszy i in. (2018) wskazano przybliżony zasięg występowania tych odmian w badanych wyrobiskach (por. ryc. 86). Granice odmian mają prawdopodobnie przebieg zbliżony do równoleżnikowego. Dominują tu piaskowce i piaskowce z nielicznymi otoczkami, zaś w skrajnych partiach obiektu podziemnego (północnej i południowej) występują zlepienie gruboziarniste. Podrzędnie, stwierdzone jedynie w środkowej części sztolni S1 i jej bocznym chodniku, występują mułowcowe zlepienie drobno- i średnioziarniste.

W wyrobiskach obserwuje się dużą liczbę **uskoków**, wykazujących istotne zróżnicowanie wielkościowe oraz dotyczące sposobu wykształcenia stref deformacji. Zidentyfikowano i określono podstawowe parametry około 30 z nich. W zdecydowanej większości dysjunkcje te wykazują bieg zbliżony do równoleżnikowego i upady bardzo strome do pionowych (ryc. 86). Roboczo można wśród nich wydzielić trzy grupy, różniące się szerokością strefy uskokowej. Najmniejsze i najliczniejsze są dyslokacje o szerokości strefy uskokowej wynoszącej zazwyczaj od kilku do kilkunastu (rzadziej do 20) cm. Niektóre z tych uskoków mają formę pojedynczych powierzchni poślizgu, bez wykształconej strefy roztarcia skały lub zespołów powierzchni poślizgu, często o dość zmiennym przebiegu. W innych przypadkach widoczne są kilku- do kilkunastocentymetrowej szerokości strefy wypełnione ilastą mączką uskokową. Niektóre z nich są drogami migracji wód zmineralizowanych związkami wapnia, o czym świadczą niewielkie nacieki. Dobrze znany jest jeden z nich, widoczny w pierwszym chodniku sztolni S1. Jest to struktura niemal pionowa (350/85, 170/90), o dość stałej szerokości 10–15 cm, wykształcona w obrębie zlepienia zbudowanego z klastów o rozmiarach sięgających 1,5 m. Na wysokości około 1 m nad spągiem wyrobiska, na jednej z jej granicznych powierzchni poślizgu osadzony jest niemal idealnie kulisty duży otoczek, w żaden sposób nie naruszony w wyniku deformacji uskokowej. Biorąc pod uwagę sposób wykształcenia omawiane uskoki są niewątpliwie konsekwencją wielu etapów ruchów tektonicznych, zachodzących w górotworze wykazującym zmienne właściwości reologiczne.

Sześć stwierdzonych uskoków to struktury o szerokości 0,3–1 m. Większość z nich wykazuje bieg równoleżnikowy (70–100°) i bardzo strome upady ku N i S, zaś dwa – biegi 130–144° i umiarkowane upady ku NE. Strefy uskokowe w większości wypełnione są materiałem o cechach kataklazytu, w znacznej części, na skutek wietrzenia, zmienionym w szarą mączkę uskokową. W większości są one wiśniowo zabarwione, co wskazuje na intensywną hematytyzację.

Szczególnie wyróżniają się trzy rozległe dyslokacje o szerokości stref uskokowych sięgającej 2–3 m. Wszystkie one przecinają sztolnię S3, w odległościach od około 30 do

90 m od wlotu. Azymut ich biegu zmienia się w granicach 75–110°, upady są bardzo strome ku S lub pionowe. Strefy te mają złożoną budowę wewnętrzną (ryc. 89a). W ich szerokich częściach zewnętrznych widoczne są objawy spękania, kakirytyzacji (ryc. 89b) i zbrekcjowania skał, a miejscami zespoły drobnych fałdek załomowych. W częściach wewnętrznych widoczne są znamiona różnych etapów przemieszczeń zachodzących w odmiennych warunkach reologicznych. Szerokie strefy wypełnione są szarą mączką uskokową z relikтами zwietrzałych fragmentów strzaskanych skał (ryc. 89c), a przecinają je relatywnie młode powierzchnie poślizgu, silnie podkreślone występowaniem rudych tlenków żelaza. Miejscami substancja wypełniająca strefy uskokowe wykazuje intensywną reakcję z kwasem solnym, co wskazuje na zaistnienie, w trakcie deformacji uskokowej etapu mineralizacji kalcytowej. W obrębie stref uskokowych czytelne są drobne dyslokacje niższego rzędu, odpowiadające spękanom Riedla opisanym przez Kaczorowskiego i Wojewodę (2011).



Ryc. 89. Zjawiska tektoniczne w wyrobiskach podziemi Książa: a – profil dużej strefy tektonicznej, powierzchnie poślizgów po prawej i strzaskanie skały po lewej (szerokość pola widzenia – 1 m), b – skakirytyzowany piaskowiec gruboziarnisty z otoczkami, silnie zwietrzały, z żyłką krystalicznego hematytu (wskazaną strzałką), c – poprzeczny przekrój fragmentu strefy uskokowej; części skrajne (górna i dolna) zbudowane z szarej ilastej mączki uskokowej, wewnątrz wypełnione brekcją i kataklazytem (b, c – długość próbek około 11 cm)

Cechą charakterystyczną uskoków w podziemiach Książa są dość gwałtowne zmiany ich parametrów. Dotyczy to zarówno orientacji, jak też szerokości i wykształcenia stref deformacji. Stromo zapadające powierzchnie przemieszczeń, na niewielkich odcińkach wykazują przeciwne azymuty upadu, zmienia się też azymut ich biegu.

Zwłaszcza w przypadku uskoków drobnych widoczne jest szybkie ich zanikanie, są doskonale wykształcone na jednym ociosie, a niewidoczne na przeciwnym, w odległości zaledwie 2–4 m. Reguła ta może się sprawdzać również w odniesieniu do największych stref uskokowych, jest to jednak trudne do stwierdzenia, gdyż są one dobrze widoczne wyłącznie w sztolni S3 (poza tym są zasłonięte betonową obudową hal). Jedynie południowa duża strefa uskokowa odsłania się również w komorze, w odległości około 20 m i tam jej wykształcenie jest faktycznie całkiem odmienne niż w sztolni.

W zbadanych wyrobiskach pod Zamkiem Książ w zasadzie brak jest przejawów intensywnej mineralizacji. W największych uskokach widoczne są niekiedy strefy wyraźnej kontaminacji węglanem wapnia – rozproszonym w górotworze, albo antropogenicznym, ługowanym z budowli na powierzchni ziemi. Wzdłuż niektórych drobnych uskoków tworzą się współcześnie węglanowe nacieki. W otoczeniu stref uskokowych powszechnie obserwuje się też objawy zażelazienia, mające postać cienkich naskorupień, nalotów i przebarwień skał. Niektóre uskoki są wypełnione mączkami o barwach rudych i wiśniowych (ryc. 89a). W skrajnej północnej szerokiej strefie dyslokacyjnej wyraźnie zaznaczyło się występowanie późnej mineralizacji rudnej, w postaci odosobnionej kontrastowej żyłki hematytu (błyszczu żelaza).

Znaczenie badawcze i geoturystyczne wyrobisk

W wyrobiskach w masywie Książa w większości obserwować można typowo wykształcone odmiany skalne dolnokarbońskiej formacji z Książa, Elementem dominującym są tu jednak piaskowce, a nie typowe dla niej gruboziarniste zlepińce. Zaskakującym elementem litologicznym jest wkładka zróżnicowanych zlepieńców mułowcowych, charakteryzujących się bardzo niskim stopniem obtoczenia składników szkieletu ziarnowego. Ta cecha zbliża je do wspomnianych przez Porębskiego (1981) zlepieńców z klastami wapieni dewońskich, jednak w skałach z Książa ziarna węglanowe stanowią składnik o znaczeniu marginalnym.

Dzięki dużej koncentracji i różnorodności zjawisk uskokowych podziemia książańskie są wykorzystywane jako doskonały poligon geologiczny i geofizyczny. Opracowania wyników uzyskanych dzięki zastosowaniu precyzyjnego aparatu badawczego przedstawili np. Kaczorowski i Wojewoda (2011) oraz Kasza i in. (2018). Mankamentem dotychczasowego rozpoznania wydaje się brak precyzyjnej podstawowej mapy geologicznej podziemi Książa. Pierwszym krokiem ku jej uzyskaniu jest opracowanie widoczne na ryc. 86. Konieczna jest też konfrontacja obrazu strukturalnego uzyskanego w wyniku kartowań powierzchniowych oraz wynikającego z obserwacji prowadzonych we wszystkich wyrobiskach pod zamkiem. Bieg uskoków wykartowanych przez

wspomnianych autorów na powierzchni jest skośny do największych takich struktur widocznych pod ziemią pod kątem około 25–30°. W ich rozważaniach dziwi pominięcie największych stref uskokowych, występujących w sztolni S3 – dysjunkcji o skali (określanej według szerokości stref dyslokacyjnych) nieporównanie większej, niż te w północno-wschodniej części kompleksu.

Podziemia zamku Książ są obiektem wyjątkowym. Od lat ich część pełni funkcję specjalistycznego laboratorium, od października roku 2018 pozostałe wyrobiska wykorzystywane są jako podziemna trasa turystyczna. Poszczególne stanowiska trasy przybliżają fakty dotyczące historii obiektu i jego budowy, ale też występujących skał i uskoków. Opierając się na różnorodności widocznych zjawisk ofertę tą łatwo będzie można poszerzyć o zagadnienia geoturystyczne.

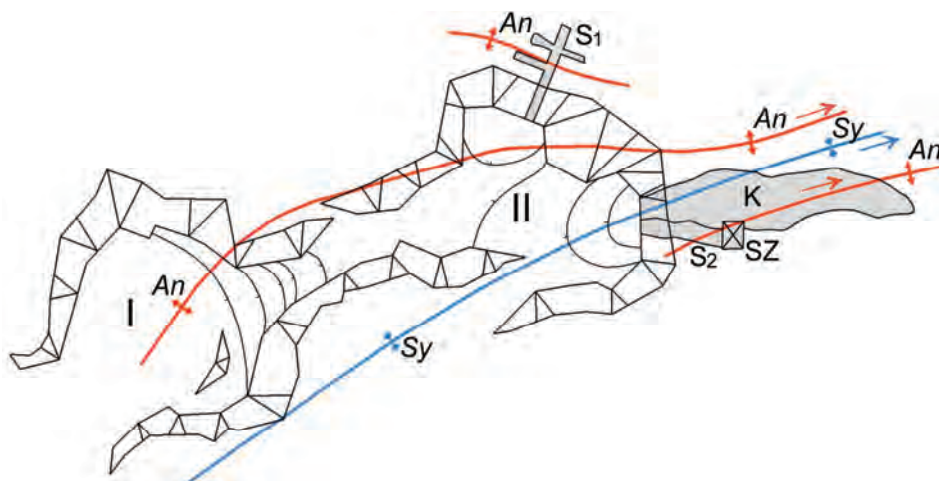
4.7.2. „Sztolnie Daisy” koło Lubiechowa – szczegóły budowy fragmentu jednostki Świebodzić i studium reliktyw działalności górniczej

Drugim z obiektów udostępniających górotwór struktury Świebodzić są tak zwane sztolnie (lub niepoprawnie: jaskinie) Daisy. Jest to zespół wyrobisk podziemnych zlokalizowanych na terenie dawnego dwupoziomowego kamieniołomu, opisywanego w literaturze jako kamieniołom w Lubiechowie, położonego na terenie Książańskiego Parku Krajobrazowego. Znajduje się on około 1 km na NE od Wałbrzyskiej Specjalnej Strefy Ekonomicznej, na stromym wschodnim zboczu doliny Lubiechowskiej Wody. Jest to stanowisko pod względem geologicznym wyjątkowe, ze względu na występowanie wapienia onkoidowego, obecność szerokiego, wyjątkowo trudnego do interpretacji paleontologicznej zespołu makro- i mikroskamieniałości (Pluta i Górecka-Nowak, 2018), oraz znaczną komplikację tektoniki. Ponadto mamy tu do czynienia z ciekawym zespołem wyrobisk odkrywkowych i podziemnych. W sumie stanowi to o dużej wartości tego miejsca, jako interdyscyplinarnego poligonu badawczego.

Zdaniem Kosióra i Podolskiego (2008) oraz Wojtonia (2007) wyrobiska podziemne powstały tu w wyniku XVIII-wiecznej działalności górniczej, której celem miała być eksploatacja bliżej nie opisanej żyły rudnej. Użytkownicy różnorodnych forów i stron internetowych, uparcie uznają je za relikty XVIII-wiecznej eksploatacji rud srebra dodając nieprecyzyjne dane geologiczne (głównie za cytowanymi powyżej autorami; dolny-slask.org.pl, 2018; www.eznp.com.pl, 2018). Prace własne (wstępne: Zagożdżon i Zagożdżon, 2009d; Zagożdżon 2016, uzupełnione w 2018 r.) nie wykazały jednak

obecności istotnej mineralizacji rudnej. Co więcej, jak wspomina Gunia (1968), tutejsze wyrobisko powierzchniowe „znane było od dawna w literaturze pod nazwą *Kalkgraben*”, choć należy zaznaczyć, że na szczegółowej mapie geologicznej (Berg i in. 1906) nazwa *Kalkgraben* odniesiona jest do pobliskiego odcinka doliny strumienia. W każdym razie określenie to wyraźnie sugeruje przedmiot zainteresowania górniczego w tym miejscu. Warto zaznaczyć, że znajdujące się tu niewielkie wystąpienie skał węglanowych jest jedynym w promieniu kilku kilometrów.

Można tu wyróżnić dwa zespoły wyrobisk podziemnych. Mniejszy stanowi wydrążona w północnej ścianie górnego poziomu kamieniołomu krótka sztolnia oraz trzy odchodzące pod kątem prostym chodniki, o łącznej długości 20 m (S_1 na ryc. 90). Nadzwyczaj skomplikowana jest ich forma – chodniki i sztolnia na poszczególnych odcinkach różnią się wymiarami poprzecznymi, wydrążone zostały też dwie nisze. Główny zespół wyrobisk podziemnych składa się z szybika (SZ) o głębokości około 15 m, 8-metrowej długości sztolni (S_2), a jego największym elementem jest wydłużona wzdłuż kierunku E–W komora eksploatacyjna (K) o długości 33 m i wysokości sięgającej 10 m. Zarówno jej spąg (deniwelacja do 7 m), jak też strop i ociosy są bardzo nieregularne, co nadaje jej charakter zbliżony raczej do jaskini, niż obiektu antropogenicznego. Komora ma również bezpośredni kontakt z powierzchnią, w postaci dość ciasnego wlotu.



Ryc. 90. Schemat zespołu wyrobisk Daisy
na tle przybliżonego przebiegu głównych elementów strukturalnych;
I, II – poziom dolny i górny kamieniołomu, S_1 – sztolnia północna, S_2 – sztolnia odstawcza,
SZ – szybik, K – komora eksploatacyjna, An – osie antyklin, Sy – oś synkliny
(wskazano kierunek ich zapadu)

Budowa geologiczna

Pod względem geologicznym wyrobiska te usytuowane są w pobliżu południowej granicy struktury Świebodzic. Berg i in. (1906) ukazali tu, zaliczone ogólnie do *Culmformation*, szare i brązowe zlepieńce z wkładkami łupków i odosobnioną *Kalkknollenlager* (warstwę gruzłów wapiennych), będącą jednym z zaledwie dwóch wystąpień wapieni na obszarze tej jednostki strukturalnej. Na ich mapie ma ona postać wydłużonej wkładki lub soczewy o długości 300 m. Polskie źródła kartograficzne (Teisseyre H., 1968; Porębski, 1981; Haydukiewicz i in., 1982) przedstawiają tu wychodnie skał formacji z Pogorzały, uznawanej tradycyjnie za starsze, dewońskie (datowane na młodszą *fran* i *famen*) piętro osadów wypełniających depresję Świebodzic. Głębszej reinterpretacji wieku występujących tu skał, a co za tym idzie – formacji z Pogorzały, dokonali Pluta i Górecka-Nowak (2018), określając ich wiek na podstawie zespołów miocenowych na środkowokarboński (późny wizen – *serpuchov*). Dominującymi w tym rejonie wydzieleniami litologicznymi są polimiktyczne zlepieńce i gruboziarniste piaskowce oraz mułowce i piaskowce drobnoziarniste. Wystąpienie skał węglanowych na mapach polskich przedstawiane jest jako izometryczne w planie, o rozmiarach rzędu 50 m. Pod względem strukturalnym omawiane stanowisko badawcze znajduje się w osi rozległego fałdu o biegu ENE–WSW – synkliny Pogorzały (Porębski, 1981; 1997; Haydukiewicz i in., 1982).

Wspomniany kamieniołom został szczegółowo opisany pod względem geologicznym przez Gunię (1968), Porębskiego (1981) oraz Plutę i Górecką-Nowak (2018). Na ścianie dolnego poziomu stwierdzono występowanie głównie gruboziarnistych zlepieńców polimiktycznych (ortozlepieńców), których szkielet tworzą otoczaki o średnicy sięgającej 20 cm, będące najczęściej fragmentami gnejsów. Często występują również drobne (najczęściej 1–2 cm), ale kontrastujące z tłem skały ziarna mlecznego kwarcu. Wyżej dominują mułowce – jednorodna, afanitowa skała o szarzielonkawym zabarwieniu i słabo wyrażonej oddzielności łupkowej. Rzadziej występują piaskowce i wapienie. Najbardziej interesującą odmianą litologiczną jest skała węglanowa określona jako zlepieniec sferokodowy przez Gunię (1968), a onkoidowy przez Porębskiego (1981). Jest to jedno z dwóch jego wystąpień na obszarze struktury Świebodzic. Głównym składnikiem tej bardzo charakterystycznej skały są wyraźnie widoczne niemal kuliste skamieniałości kolonii sinicowych opisanych jako *Sphaerocodium zimmermani* (por. Gunia, 1968), zaś Porębski (1981) informuje o zidentyfikowaniu w ich obrębie rodzajów *Girvanella* i *Rothpletzella*. Biorąc pod uwagę niezgodność środowisk powstawania sferoidalnych obwódek glonowych (zbiornik płytki, stały ruch wody

– facje lagunowe strefy za- i przedrafowej) i sedymentacji mułów (facja głębokowodna), Porębski (1981) uznał, że występujące tutaj skały węglanowe są rezultatem przemieszczenia onkoidów ze środowiska płytkiego ku względnie głębokomorskiemu. Proces ten miał następować w rezultacie spływów kohezyjnych (*debris flow*), a transportowane klasty osadzały się na nieskonsolidowanym jeszcze mulistym materiale dna. Według Pluty (2016) tak znaczne nagromadzenie dużych onkoidów jest konsekwencją kryzysu biotycznego na granicy fran/famen.

Cytowani wyżej autorzy wskazują w kamieniołomie „Kalkgraben” różne struktury deformacyjne. Gunia (1968) przedstawił wyraźną, szerokopromienną, koncentryczną antyklinę na wschodniej ścianie dolnego poziomu. Natomiast według Porębskiego (1981) na poziomie górnym obserwować można wąskopromienną, asymetryczną, niemal izoklinalną symilarną antyklinę, deformującą zlepieniec onkoidowy oraz wkładkę piaskowca. Z kolei Pluta i Górecka-Nowak (2018) we wschodniej części tego poziomu opisali koncentryczną strukturę synklinalną o szerokości około 5 m, wyznaczoną przez zlepieniec onkoidowy z wkładkami piaskowca, otoczony mułowcami. Gunia (1968) przedstawił też szereg małoskalowych (rzędu 1–3 m), chaotycznych deformacji mułowców.

Obserwacje w wyrobiskach podziemnych

Ze względu na postępujące zakrycie ścian kamieniołomów osypiskami i szatą roślinną, w analizie budowy geologicznej tego miejsca istotnie pomagają informacje dostępne w wyrobiskach podziemnych. Jednak i w nich obraz struktury górotworu nie zawsze jest łatwy do opisania. Wstępne badania wykonane zostały przez Zagożdżonów (2009d) i Zagożdżona (2016). Największe z wyrobisk (komora eksploatacyjna) okazało się bowiem dość trudnym obiektem badań, ze względu na formę – znaczną wysokość, nieregularny strop i spąg, a także cechy geologiczne – silne litologiczne i strukturalne zróżnicowanie górotworu oraz powszechne występowanie pól węglanowych na ociosach. Skutkowało to trudnościami w precyzyjnym wyznaczeniu zasięgu poszczególnych odmian litologicznych.

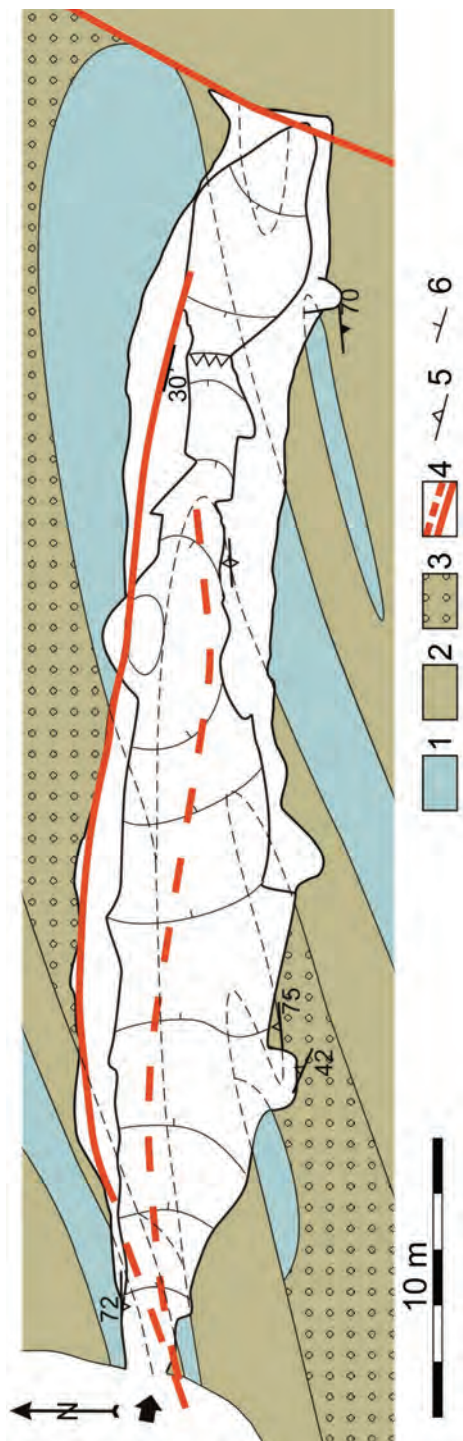
Bardziej szczegółowe rozpoznanie obiektu, którego wyniki prezentowane są na ryc. 91 pozwala na wyraźniejszą interpretację budowy geologicznej niż przedstawiana przez Zagożdżonów (2009d) i Zagożdżona (2016). Niemniej rycinę tę należy traktować raczej jako ogólne zobrazowanie stylu budowy górotworu, ukazujące elementy budowy geologicznej, widoczne na ociosach, na różnych poziomach, a nie jako precyzyjne odwzorowanie kartograficzne. Zestawienie faktów przedstawionych w literaturze oraz wyników obserwacji przeprowadzonych we wszystkich obiektach pod-

ziemnych pozwala na zaproponowanie **modelu struktury górotworu** rejonu *Kalkgraben*.

Zarówno na ścianach górnego poziomu kamieniołomu, jak i w komorze eksploatacyjnej można zauważyć, że wystąpienie zlepieńca onkoidowego jest niejednorodne. Trudno więc, za Porębskim (1981), określić je jako „soczewę”. Skała ta tworzy wydłużone ciała, w różnym stopniu izolowane od siebie mułowcami. Na ścianie północnej jest to szereg ławic o miąższości 1–2 m, oddzielanych kilkunastocentymetrowymi wkładkami mułowców (Porębski, 1981). W wyrobiskach podziemnych można obserwować podobne ławice, izolowane jednak bardziej miększymi warstwami mułowców, a także niewielkie (o rozmiarach rzędu kilku metrów) bochnowate ciała zlepieńca wapnistego (ryc. 91). Forma i układ obserwowanych ciał węglanowych sugerują więc, że w obrazie kartograficznym mamy tu raczej do czynienia z wydłużoną strefą występowania skał węglanowych (jak na mapie Berga i in. 1906), a nie bardzo ograniczoną (gniazdową?) formą przedstawioną przez Haydukiewicza i in. (1982).

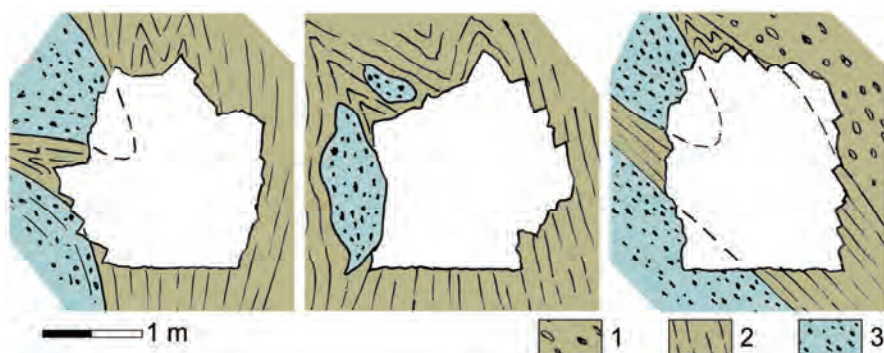
Obraz strukturalny stanowiska budować można na podstawie publikowanych i własnych obserwacji dotyczących układu warstw. Gunia (1968) podał jedynie ogólną informację o orientacji warstwowania w łupkach górnego poziomu kamieniołomu, która ma przyjmować wartość około 100/30. Pomiary wykonane przez Porębskiego (1981) oraz Plutę i Górecką-Nowak (2018) wykazują w przewodzie biegi zbliżone do równoleżnikowych oraz upady umiarkowane do stromych, generalnie ku N lub S. Autorzy ci przedstawiają tu jednak odmienne struktury fałdowe (antyklinę i synklinę). Obserwacje własne przeprowadzone na górnym poziomie kamieniołomu oraz w wyrobiskach podziemnych wykazały, że orientacja azymutu biegu warstwowania w łupkach oraz kontaktów łupków i zlepieńców, w większości wypadków mieści się w granicach 84–120°, zaś kąty upady tych powierzchni są umiarkowane do bardzo stromych, ku N lub S.

W północnej części wyrobisk wyznaczyć można oś struktury antyklinalnej, dokumentowanej przez Gunię (1968) i Porębskiego (1981), widocznej zarówno na zachodniej, jak i (gorzej) na wschodniej ścianie górnego poziomu kamieniołomu. Wyrazne antyklinalne wygięcie zlepieńca onkoidowego, otulonego mułowcami stwierdzono też w środkowej części sztolni północnej (por. ryc. 90). Wydaje się jednak, że jest to raczej mały fałd (pasożytniczy?) rozwinięty na skrzydle większej antyformy. Bardziej na południe przebiega oś synkliny opisanej przez Plutę i Górecką-Nowak (2018), śledzonej też w komorze eksploatacyjnej. Układ warstw skalnych na południowym ociosie komory wskazuje, że mamy tam do czynienia z kolejną antykliną (ryc. 90).



Ryc. 91. Geologiczny szkic komory eksploatacyjnej w zespole wyrobisk podziemnych Daisy; 1 – zlepienie onkoidowy, 2 – mułowiec, 3 – zlepienie polimiktyczny, 4 – uskoki, 5 – kontakty odmian skalnych, 6 – orientacja uskoków

Fałdy te można ogólnie scharakteryzować jako struktury o obserwowanej długości rzędu 100 m, szerokości 5–20 m i zmiennym kierunku biegu osi, zapadających generalnie ku wschodowi. Istotną ich cechą jest szybka zmiana parametrów, jak w przypadku północnej antykliny (por. Gunia, 1968 i Porębski, 1981), czy synkliny, która z koncentrycznej, średniopromiennej i lekko pochylonej – na ścianie kamieniołomu, zmienia się w izoklinalną, obaloną – w komorze eksploatacyjnej, zaledwie kilka metrów za wlotem. Warstwy mułowców, zawierające miejscami bochnowate ciała zlepieńców o rozmiarach rzędu 0,5–3 m, wykazują obecność licznych fałdów niższego rzędu o zmiennym charakterze, niekiedy dysharmonijnych. Dobrze ilustrują one stopień tektonicznego zaangażowania górotworu, co widać w sztolni przy szybie (ryc. 92).



Ryc. 92. Geologiczne profile sztolni transportowej (w płaszczyznach równoległych, wykonane od zachodu co około 3 m, północ po prawej) ilustrujące charakter i intensywność deformacji ośrodka skalnego;
1 – zlepieniec polimiktyczny, 2 – mułowiec, 3 – zlepieniec onkoidowy

Obserwacje prowadzone w komorze eksploatacyjnej sugerują, że największe wystąpienia zlepieńca onkoidowego mogą tam wyznaczać formę izoklinalnego fałdu symilarnego, o znacznie powiększonej miąższości warstw w strefie przegubowej. Potwierdzałoby to obserwacje Porębskiego (1981) co do charakteru fałdu, ale jednocześnie można też skorygować jego opinię, co do wyklinowywania się ku NE zlepieńca onkoidowego. Wydaje się raczej, że zanik tego wydzielenia na powierzchni ziemi i na górnym poziomie wyrobiska odkrywkowego jest po prostu rezultatem zapadania ku wschodowi osi struktury fałdowej, w której centralnej części znajdują się ciała wapienne. Nie można wykluczyć, że w rozwoju obserwowanej struktury zaznaczyły się procesy nietektoniczne, np. o charakterze olistostromowym. Rozstrzygnięcie tej wątpliwości będzie jednak możliwe dopiero po uszczegółowieniu obserwacji.

Elementami dodatkowo komplikującymi budowę geologiczną w tym miejscu są uskoki. Dwie takie struktury o biegu WNW–ESE, położone generalnie poza obrysem kamieniołomu, wskazał Porębski (1981). Istotny w skali odsłonięcia uskok widoczny jest na poziomie górnym. Jest to zespół powierzchni poślizgu o orientacji około 174/50 i zmiennej amplitudzie przemieszczenia (0,5–2,5 m) w reżimie „góra ku północy”. Tą samą dyslokację śledzić można w komorze eksploatacyjnej, gdzie ma postać dwóch powierzchni widocznych w najwyższej części stropu (ryc. 91). Jej bieg pozostaje stały, natomiast kąt upadu wzrasta do około 80°.

W komorze obserwować można wspomniane przez Wojtonia (2007) nacieki węglanowe, występujące zazwyczaj w postaci polew i kaskad. Dobrze widoczne, kontrastowe, białe polewy występują w kilku miejscach na ociosie północnym i południowym, natomiast zdecydowana większość powierzchni pierwszego z nich pokryta jest też cienką warstwą polewy o ciemnym zabarwieniu.

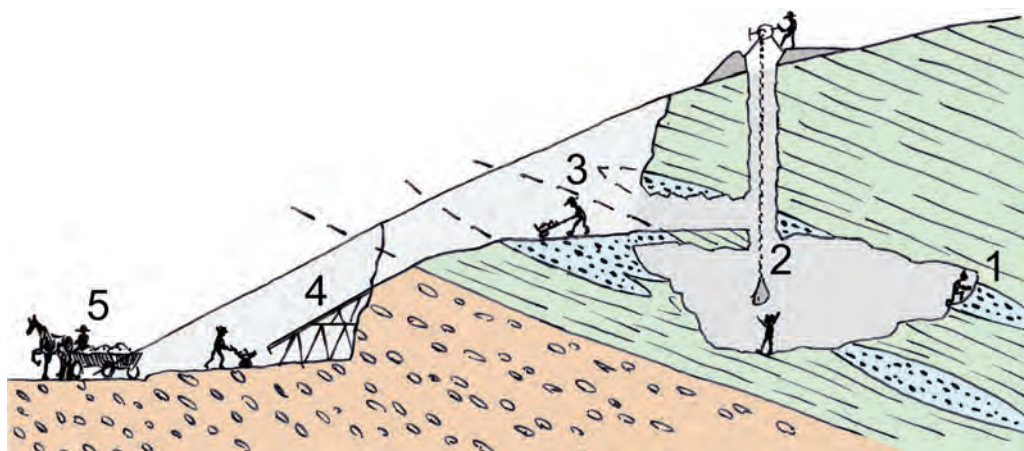
Kwestią otwartą pozostaje możliwość występowania w tych wyrobiskach mineralizacji rudnej, związanej z eksploatacją domniemanej żyły srebronośnej (por. Kosiór i Podolski, 2008; Wojtoń, 2007). Jedynym stwierdzonym rodzajem nagromadzeń kruszczowych są mikrokonkrety piritowe występujące w jednej z próbek pobranych w północnej sztolni. Mineralizację piritową trudno jednak łączyć z rudami srebra, zaś bardzo niewielkie rozmiary wyrobiska nie wskazują na prowadzenie tu większych prac wydobywczych.

Pozostałości działalności górniczej

Wskazówki co do wieku opisywanych wyrobisk w rejonie Lubiechowa znajdujemy w poniemieckich materiałach kartograficznych. Kamieniołom nie został zaznaczony na mapie geologicznej Berga i in. (1906), wykreślonej na podstawie danych uzyskanych w roku 1906. Różną sytuację przedstawiają kolejne wydania *Messtischblatt* (*Topographische Karte Blatt Freiberg*, 1907–1936). Mapa datowana na rok 1907 nie ukazuje żadnych śladów robót górniczych, na arkuszach z lat 1930 i 1934 widoczny jest jeden poziom wyrobiska odkrywkowego, natomiast na mapie z roku 1936 – 2 poziomy (pojawia się też określenie *Höhle*). Biorąc pod uwagę, że wyrobiska podziemne powstały raczej po utworzeniu obu pięter kamieniołomu, dane te pozostają w wyraźnej sprzeczności z informacjami o prowadzeniu tu podziemnej działalności górniczej już w XVIII w.

Układ wyrobisk w rejonie „*Kalkgraben*” oraz zachowane relikty działalności górniczej pozwalają na odtworzenie prawdopodobnego systemu i postępu robót. Wydaje się, że eksploatację rozpoczęto na dolnym poziomie kamieniołomu, położonym bezpo-

średnio przy drodze. Biorąc pod uwagę budowę górotworu oraz fakt, że obecnie odsłaniają się tam wyłącznie zlepieńce polimiktyczne i łupki, wydaje się mało prawdopodobne, że pozyskiwano tam surowiec wapienny. Być może początkowo eksploatowano zlepieńce polimiktyczne np. dla potrzeb umacniania lokalnych dróg, a w pewnym momencie natrafiono na wystąpienie skał wapienistych. Kolejny etap działalności górniczej związany był z eksploatacją na górnym poziomie. Zdecydowana dominacja łupków na jego ścianach sugeruje dokładne wybranie kopaliny. Wydaje się, że urobek mógł być odstawiany w kierunku dolnego poziomu, a następnie prawdopodobnie pochylnią zamontowaną poniżej wąskiej bruzdy, określonej przez Gunię (1968) jako „rów”, wprost na dolny poziom wyrobiska i dalej do drogi (ryc. 93).



Ryc. 93. Schemat prawdopodobnego systemu robót w końcowym okresie użytkowania wyrobiska Daisy;
1 – urabianie kopaliny materiałami wybuchowymi, 2 – transport pionowy szybem do poziomu sztolni,
3 – transport poziomy, 4 – pochylnia międzypoziomowa, 5 – transport surowca do odbiorcy;
pozostałe oznaczenia jak na ryc. 92

Trudno jednoznacznie określić przeznaczenie małego zespołu podziemnych wyrobisk północnych. Jego głębiej położone chodniki wydrążono zgodnie z przebiegiem strefy tektonicznego osłabienia skały, co mogłoby sugerować, że śledzono nimi strefę okruszczowania. Jednak ani obserwacje terenowe, ani badanie pobranych próbek nie wykazało obecności mineralizacji rudnej – poza wspomnianym pirytem. Ze względu na skomplikowaną formę sztolni i chodników trudno uznać je za wyrobiska rozpoznawcze. Nie można wykluczyć, że był to podziemny magazyn materiałów wybuchowych.

Szyb, sztolnia oraz komora eksploatacyjna są prawdopodobnie relikdami ostatniego etapu robót górniczych. Urabianie prowadzono za pomocą materiałów wybuchowych

umieszczanych w otworach strzałowych – ich dobrze zachowane pozostałości o długości około 30–40 cm i średnicy 30 mm są widoczne na ociosach komory. Transport pionowy zapewniał prawdopodobnie kołowrót zamontowany nad szybem, dalej urobek odstawiano sztolnią i górnym poziomem kamieniołomu do pochylni międzypoziomowej (ryc. 93).

Badawcze znaczenie wyrobisk

Opisywane wyrobiska są interesujące nie tylko ze stratygraficznego i paleontologicznego punktu widzenia, ale też ze względu na znaczną komplikację tektoniki. Budowę górotworu można przedstawić jako fałdową, z grupą deformacji wykształconych w zróżnicowanym litologicznie zespole skalnym. Znaczna zmienność form fałdów jest rezultatem innej reakcji na naciski skał o różnej kompetentności: bardziej odpornych zlepieńców polimiktycznych i podatnych mułowców z ciałami zlepieńców onkoidowych. W niżejległym pakiecie zlepieńców gruboziarnistych utworzyły się fałdy szerokopromienne, wyżej obserwuje się formy wąskopromienne (nawet izoklinalne) oraz strefy tektonicznego „zgniecenia”. Taka interpretacja godzi nieco rozbieżne w tych kwestiach opinie literaturowe (Gunia, 1968; Porębski, 1981; Pluta i Górecka-Nowak, 2018), uzupełniając je o dane uzyskane w wyrobiskach podziemnych (por. ryc. 94). Model budowy geologicznej tego miejsca należy osadzić w szerszym planie strukturalnym, odnosząc się do pewnej sprzeczności. Opisywane przez Gunię (1968) i Porębskiego (1981) oraz przedstawione przez autora antykliny, w obrazie kartograficznym (por. Haydukiewicz i in., 1982) usytuowane są bowiem w osi rozległej synkliny Pogorzały. Wydaje się, że ta nadrzędna struktura, przynajmniej w strefie osiowej, gdzie dochodziło do kumulacji naprężeń tektonicznych ma charakter bardziej złożony – synklinorialny (ryc. 94b). Rozpoznanie wymaga problem ewentualnego wpływu procesówolistostromowych na rozwój struktury górotworu na tym stanowisku obserwacyjnym.

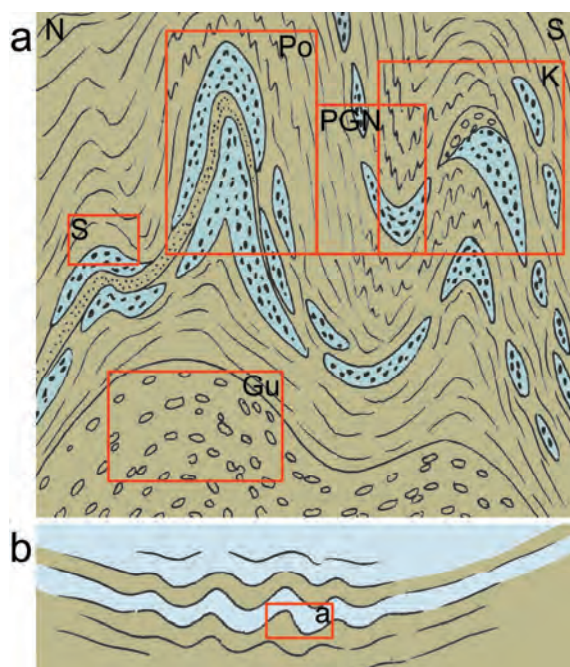
Wystąpienie zlepieńców onkoidowych nie jest zwarte. Skała ta tworzy zespół izolowanych ciał o rozmiarach od około jednego do dziesiątków metrów, prawdopodobnie w dwóch głównych poziomach.

Dla ścisłego, poprawnego kartograficznie odwzorowania budowy geologicznej tego miejsca konieczne wydaje się zastosowanie nowoczesnych metod obrazowania przestrzennego.

Nie uzyskano potwierdzenia opinii o występowaniu tu, wzmiankowanej w literaturze mineralizacji rudnej, mającej być powodem prowadzenia eksploatacji już w XVIII w. Według informacji uzyskanych od M. Stysza obiekt ten nie figuruje w materiałach

archiwalnych *Oberbergamt*, co również podważa prawdopodobieństwo prowadzenia tu poszukiwań, czy eksploatacji rud. Zachowany zespół reliktów działalności górniczej pozwala natomiast na odtworzenie prawdopodobnej kolejności prowadzonych prac i stosowanego ich systemu. Zapewne po etapie eksploatacji odkrywkowej rozpoczęto drążenie wyrobisk podziemnych – eksploatacyjnych i transportowych oraz poszukiwawczych lub technicznych. Biorąc pod uwagę dane z niemieckich materiałów kartograficznych (*Topographische Karte Blatt Freiberg*, 1907–1936; Berg i in., 1906), bardziej uzasadnione wydaje się datowanie działalności górniczej w tym miejscu raczej na początek XX w. (1910–1930?), a nie na stulecie XVIII.

Największy obiekt podziemny, komora eksploatacyjna, jest względnie bezpieczny, podobnie jak sztolnia transportowa. Natomiast jako obiekt stwarzający zagrożenie dla życia należy określić szybik. Podobnie jako niebezpieczny trzeba uznać słabo dostępny zespół wyrobisk północnych, a to ze względu na bardzo zły stan atmosfery.



Ryc. 94. Proponowany model budowy górotworu w rejonie kamieniołomów i sztolni Daisy;
 a – kompilacja danych literaturowych i obserwacji własnych, ramkami oznaczono struktury
 opisywane przez: Gu – Gunię (1968), Po – Porębskiego (1981), PGN – Plutę i Górecką-Nowak (2018)
 oraz obserwowane w sztolni północnej – S i komorze – K; b – usytuowanie rejonu sztolni Daisy
 w osi synkliny Pogorzały; odmiany litologiczne – jak na ryc. 91

4.8. Struktura bardzka

Struktura (jednostka) bardzka jest jednostką geologiczną Sudetów o wyjątkowo skomplikowanej budowie. Wcześniej wskazywano ją jako przykład skrajnej tektonizacji, np. Oberc (1972) wyróżnił w jej obrębie ponad 50 struktur fałdowych, o różnej orientacji i parametrach, a także szereg uskoków i nasunięć. Natomiast Wajsprych (1978) rozległe części tej jednostki zinterpretował jakoolistostromę, wyróżniając kompleks Żdanowa o takiej genezie.

Wiek najstarszych osadów struktury bardzkiej, określanych jako zespół allochtoniczny, występujący w postaci olistolitów, obejmuje ordowik, sylur i dewon. Ordowik reprezentowany jest przez silnie zdiagenezowane piaskowce kwarcytowe. Skały o paleontologicznie udokumentowanym wieku sylurskim to lidyty i ciemne łupki (graptolitowe). Różnorodne łupki stanowią piętro wczesno- i środkowodewońskie, a skały dewonu późnego to ilościowo dominujące w sekwencji ordowicko-dewońskiej ciemne szarogłazy, mułowce i iłowce (Porębska, 1980; 1984; Chorowska, 1990).

Profil określany jako dolnokarboński rozpoczyna formacja Wapnicy, datowana na późny famen oraz wczesny turniej. Powyżej zalegają skały turnejskiej formacji Gołogłów oraz turnejsko-wizeńskie formacje Nowej Wsi i Wojborza (o takim samym wieku) oraz wyżejleżąca formacja Srebrnej Góry. Profil zamyka zespół wydzielen w randze sekwencji i serii, częściowo równowiekowych z ostatnią ze wspomnianych formacji, a częściowo młodszych (por. Haydukiewicz i Muszer, 2002; Kryza i in., 2008).

Na obszarze struktury bardzkiej dokumentowano obiekt położony w obrębie serii dolnokarbońskiej – sztolnię *Hermannloch* w Janowcu.

4.8.1. Sztolnia *Hermannloch* w Janowcu – studium mineralizacji pirytowej w historycznej kopalni łupków ałunowych

Janowiec to niewielka wieś położona na skraju Gór Bardzkich, w pobliżu Barda. Prawdopodobnie już od XIV w. stanowiła ośrodek intensywnych poszukiwań rud metali (w tym metali szlachetnych), saletry i surowców do produkcji wotriolu, a także eksploatacji łupków ałunowych (stosowanych do wytwarzania ałunu, czyli uwodnionego siarczany glinowo-potasowego). Na drodze kwerend archiwalnych i szczegółowych prac terenowych zostały tu rozpoznane cztery wyrobiska – *Hermannloch* i *Gött-*

liche Gabe położone u podnóża stromego brzegu Nysy Kłodzkiej oraz dwie dalsze w centralnej części Janowca i na południe od wsi. Dwie pierwsze są pozostałością prawdopodobnie XVI-wiecznej działalności górniczej, pozostałe powstały w XVIII w. (Stysz i in., 2014).

„Ruda alunu” została tu odkryta w roku 1534, być może w starym wyrobisku (Finck 1926; *vide* Stysz i in., 2014). Rozpoczęto eksploatację i założona została warzelnia („huta”) alunu, nie wiadomo jednak jak długo roboty te trwały. Z roku 1558 znane są informacje o powrocie do eksploatacji, którą prowadzono początkowo intensywnie, szybko jednak pojawiły się istotne problemy natury społecznej i własnościowej (konflikt z mieszkańcami wsi), które spowodowały zatrzymanie wydobywania około 1560 r. (Stysz i in., 2014). W roku 1772 prace prospekcyjne w sztolni prowadził inż. górn. Hermann z ze Złotego Stoku odnajdując mineralizację piritową. W czasie II wojny światowej sztolnia, po wykonaniu robót adaptacyjnych, pełniła funkcję schronu przeciwlotniczego dla pracowników fabryki papieru położonej na drugim brzegu Nysy Kłodzkiej (Stysz i in., 2014; Szychowska-Krąpiec i in., 2014). W sztolni widoczne są pozostałości różnowiekowych prac górniczych. Najstarszy etap, prawdopodobnie XVI-wieczny, dokumentuje trapezowy przekrój niektórych odcinków wyrobiska, ślady ręcznych robót z użyciem perlika i żelazka, przy braku w najstarszej, zachowanej części sztolni śladów po robotach strzałowych oraz obecność wnek na kaganki (Stysz i in., 2014).

Wlot sztolni *Hermannloch* położony jest zaledwie około 1 m nad poziomem Nysy Kłodzkiej, skutkiem czego musi być ona zalewana przy wystąpieniu wyższych stanów wody. Silnemu zalaniu musiała ulec w następstwie obrywu skalnego w Bardzie w roku 1598 oraz podczas katastrofalnej powodzi w roku 1997. Wyrobisko poprowadzone jest w górotworze o wyjątkowo małej wytrzymałości (łupki naruszone strefą uskokową). Czynniki te powodują, że stan jego zachowania jest generalnie zły, następują obwały skał stropowych, głębsza część sztolni od roku 2013 odcięta jest szerokim zawałem. Wyrobisko było rozpoznane łącznie na długości około 110 m, ale obecnie dostępnych jest tylko początkowych 46 m. Ma ono dość kręty przebieg i kończy się niewielką komorą, ponadto znajdują się w nim dwie krótkie boczne wcinki (Stysz i in., 2014; Zagóźdzon i in., 2014).

Niewielka sztolnia *Hermannlicher* stała się pierwszym na Dolnym Śląsku historycznym obiektem podziemnym, który objęto jednoczesnymi interdyscyplinarnymi badaniami. Dotyczyły one historii i zachowanych reliktyw sztuki górniczej, m.in. z wykorzystaniem metod dendrochronologicznych (Stysz i in., 2014; Szychowska-Krąpiec i in., 2014) oraz zagadnień przyrodniczych – geologicznych, składu chemicznego

nego wód i powietrza kopalnianego (Zagożdżon i in., 2014; Zagożdżon i Zagożdżon, 2014) i wybranych problemów biologicznych (Pusz i Ogórek, 2014; a później – Ogórek i in., 2017).

Budowa geologiczna górotworu

Sztolnia *Hermannloch* położona jest w obrębie struktury bardzkiej, tuż przy jej tektonicznej granicy, wyznaczonej przebiegiem sudeckiego uskoku brzeżnego. Górotwór w jej otoczeniu budują wizeńskie szarogłazy masywne oraz mułowce i łupki ilaste (Gaździk, 1957; Cwojdzinski, 1974; Emerle-Tubielewicz, 1981), określane jako bardzka formacja szarogłazowa, wykształcona w facji kulmu, z pewnymi cechami fliszu. Pod względem tektonicznym tradycyjnie przedstawiano tu struktury fałdowe. Zdaniem Oberca (1972) jest to synklina Dzbanowa (część elementu Janowca), natomiast według Cwojdzinskiego (1974; 1977b) – złuskowana, antyklinalna struktura tektoniczna Dzbanowa-Janowca, o biegu osi zbliżonym do równoleżnikowego. Warstwowanie wykazuje bieg równoleżnikowy i upady głównie ku N, pod kątami ok. 40–60°, podrzędnie ku S pod kątem 70° (Cwojdzinski, 1974). Oberc (1972) znaczy w tym rejonie strefę nasunięcia. Należy przypomnieć, że charakter budowy jednostki bardzkiej był później zreinterpretowany przez Wajsprycha (1978), uznającego ją zaolistostromę. Cwojdzinski (1977b) wspomina o występujących na tym obszarze przejawach mineralizacji piritowej. Najbliższa wskazana przez niego taka strefa znajduje się około 1300 m ku SW od Janowca.

Obserwacje geologiczne w sztolni

Dla około 36-metrowego, początkowego (dostępnego) odcinka sztolni wykonano mapę geologiczną pokazującą zasięg wydzielonych odmian litologicznych oraz przebieg strefy tektonicznej (Zagożdżon i in., 2014; ryc. 95). Zasygnalizowano też obecność interesującej, wielofazowej mineralizacji piritowej (Zagożdżon i Zagożdżon, 2014).

Wśród występujących w sztolni skał wydzielić można piaskowce szarogłazowe, łupki mułowcowe oraz łupki ilaste. Wszystkie one są bardzo mocno spękane, a często rozsypliwe. Wśród **piaskowców** występują odmiany o różnym uziarnieniu – od około 0,8 do 1,5 mm, a w nielicznych przypadkach – do 3 mm. Ziarna te w przewodzie zbudowane są z kwarcu lub są fragmentami łupków. Wykazują one różny stopień obtoczenia, większe z reguły są obtoczone słabo lub są ostrokrawędziste i wydłużone. W piaskowcach warstwowanie jest zazwyczaj słabo widoczne, wyrażone układem nie-

których ziaren szkieletu, naprzemiennym występowaniem lamin o różnej wielkości ziaren lub obecnością smug mułowcowych. W niektórych próbkach obserwowano stopniowe przejście piaskowców w mułowce.

Ciemnoszare do niemal czarnych **łupki mułowcowe** to skały o teksturze słabo kierunkowej lub bezładnej. Wielkość ziaren ich szkieletu, głównie ostrokrawędzistych fragmentów kwarcu, wynosi około 0,05 mm. Dość często tworzą one przewarstwienia w drobnoziarnistych piaskowcach i łupkach ilastych. W lepszczu niektórych piaskowców i łupków mułowcowych występują znaczne ilości kalcytu. **Łupki ilaste** są ciemnymi skałami o rzucającej się w oczy wyjątkowo małej wytrzymałości, często rozpadające się w dłoniach. Zazwyczaj są one warstwowane, występujące w nich jaśniejsze i ciemniejsze laminki mają miąższość 0,1–3,0 mm. Kierunkowość bywa podkreślona układem żyłek minerałów nieprzezroczystych. Często obserwuje się w ich obrębie strefy brekcji. Skały te są w większości silnie spękanе.

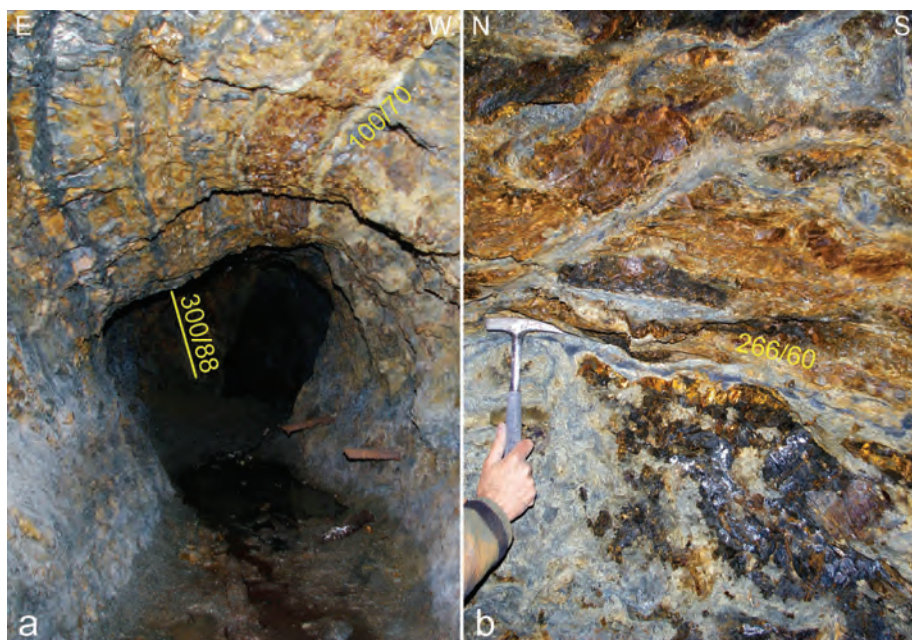


Ryc. 95. Plan geologiczny *Hermanloch* w Janowcu;
1 – szarogłazy i łupki mułowcowe, 2 – łupki ilaste,
3 – tektonit, 4 – orientacja uskoków,
5 – orientacja powierzchni kontaktu odmian skalnych,
6 – orientacja warstwowania w łupkach
(według Zagożdżona i in., 2014)

Na przeważającej długości ociosów oraz stropu występuje skała określona jako tektonit. Powstała ona w wyniku silnego strzaskania, zbrekcjowania, a niekiedy całkowitego roztrucia łupka ilastego i późniejszej silnej jego mineralizacji.

Niezgodne z danymi literaturowymi, w tym kartograficznymi są wyniki przeprowadzonych w *Hermannloch* obserwacji dotyczących **cech strukturalnych górotworu**. Pomierzone warstwowanie łupków ilastych wykazuje bieg zbliżony do południkowego i strome upady ($60\text{--}80^\circ$) zazwyczaj ku zachodowi. Orientacja warstwowania w piaskowcach szarogłazowych oraz kontaktów tych odmian skalnych wykazuje większy rozrzut (od $330/35$ do $256/60$ oraz $145/82$), co ilustruje zdeformowanie zespołu skalnego do postaci fałdów szerokopromiennych.

Ogólny azymut biegu strefy uskokowej to około 25° , choć w głębszej części wyrobiska staje się on południkowy (ryc. 95). Zarówno jej granice, jak też strefy poślizgów tektonicznych widoczne w jej obrębie oraz w otoczeniu mają jednak przebieg bardzo zmienny (ryc. 96). Notuje się zarówno wartości biegu około 340° , jak i około 35° , często jest dokładnie południkowy. Powierzchnie te w większości zapadają ku zachodowi pod kątami $60\text{--}88^\circ$ (w jednym przypadku – 30°).



Ryc. 96. Obraz strefy uskokowej w *Hermannloch*: a – zmienność orientacji strefy w środkowej części sztolni (szerokość wyrobiska około 160 cm), b – strefy poślizgu i mineralizacja w komorze końcowej (szerokość pola widzenia – 80 cm; fot. K. Zagożdżon)

W rejonie Janowca na szczegółowej mapie geologicznej Cwojdzińskiego (1974) warstwowanie konsekwentnie wykazuje orientację około 0/50. Również Oberc (1957), jako charakterystyczne dla synkliny Dzbanowa, podał kierunki równoleżnikowe, tylko na wschodzie, w sąsiedztwie intruzji kłodzko-złotostockiej, zmieniające się na południkowe. Przedstawione wyniki (ryc. 95) zdecydowanie nie zgadzają się z tym obrazem. Sytuację tą zinterpretowano jako rezultat wyrotowania kierunku powierzchni warstwowania z równoleżnikowego na południkowy, z jednoczesnym ich wyraźnym zestromieniem. Zjawisko nastąpiło w wyniku działania lokalnej strefy dyslokacyjnej, czytelnej w sztolni, ale o trudnym do określenia reżimie przemieszczeń skrzydeł uskokuwych.

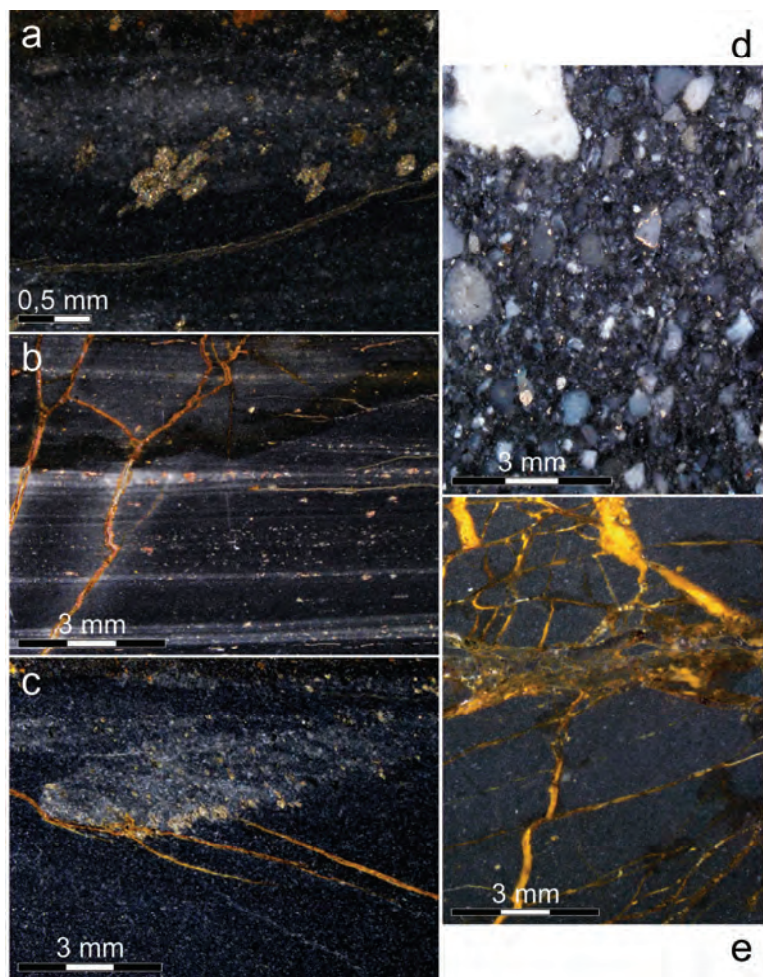
W próbkach pobranych w sztolni uderza intensywność i różnorodność **mineralizacji piritowej**. Poza nią obserwuje się też wystąpienia wtórnego kalcytu i gipsu. Piryty często widoczny jest gołym okiem, natomiast badania binokularowe pozwalają stwierdzić, że tworzy on skupienia, które powstały w kilku fazach. W poszczególnych typach skał skupienia te są różne (Zagożdżon i Zagożdżon, 2014).

Najstarsze nagromadzenia pirytu (I) to nieco wydłużone mikrokonkrecje o wielkości 0,04–0,3 mm (ryc. 97a). W ich budowie zaznaczają się struktury framboidowe. Są to więc synsedymentacyjne lub wczesnodiaogenetyczne skupienia pirytu, powstające z udziałem bakterii, będących źródłem biogenicznej siarki (por. Sawłowicz, 2000; Zatoń i in., 2008). Ciała te są lekko wydłużone, kierunek ich wydłużenia jest zgodny z warstwowaniem lub konsekwentnie skośny do niego. Zespoły tych nagromadzeń są wydłużone zgodnie z warstwowaniem. Niekiedy skupiają się one w najniższych częściach struktur o charakterze prawdopodobnie pogrążowym (ryc. 97b, c). Również w rozproszeniu występują drobne wprysnięcia i monokryształy pirytu (0,1–0,5 mm), niekiedy obrastające niektóre ziarna szkieletu szarogłazów (ryc. 97d). Rzadko obserwuje się miniaturowe (ok. 1 mm) druzo piritowe. Większe izometryczne nagromadzenia pirytu mają postać drobnych gniazd (do 6 mm).

Piryty występuje też jako żyłowe wypełnienie sieci co najmniej trzech systemów drobnych spękań o różnej orientacji względem strukturalnego kierunku skały, częstości występowania i o różnym przebiegu (piryt II). Jedne z nich – najdrobniejsze, o miąższości rzędu 0,05 mm, wykazują przebieg nieco nieregularny, falisty, zgodny lub niemal zgodny z warstwowaniem, czasem tworząc zespoły kulisowe (ryc. 97a–c). Młodsze są prawdopodobnie żyłki o miąższości około 0,1 mm, przecinające kierunek warstwowania prostopadle lub pod dużym kątem, a najmłodsze są te o miąższości sięgającej 1 mm, nieregularnym, „łamanym” przebiegu i skośne do poprzednich (ryc. 97b).

W niektórych z próbek występują żyłki minerałów jasnych. Zidentyfikowano wśród nich starszą generację żyłek dolomitowych oraz dwie generacje młodszych żyłek kalcy-

towych. Starsze z nich mają stosunkowo niewielką miąższość (do 0,25 mm) i prostoliniowy przebieg. Młodsze to złożone struktury o miąższości sięgającej 5 mm, tworzące układy wachlarzowe i struktury typu końskiego ogona. W odosobnionym przypadku zaobserwowano żyłkę o mieszanym kalcytowo-pirytowym wypełnieniu. Oba minerały w przewadze tworzyły równoległe strefy, ale miejscami piryt przecinał strefę węglanową i tworzył w niej wprysnięcia. Część jasnych żyłek zbudowanych jest z gipsu (I).



Ryc. 97. Mineralizacja pirytowa w *Hermannloch*;

- a – mikrokonkrecje, b – kierunkowe ułożenie mikrokonkrecji, a także żyłki zgodne i nieregularne,
- c – mikrokonkrecje w dolnej części struktury pograżowej oraz najstarsze żyłki,
- d – piryt w piaskowcu w postaci wprysnięć i obrastający niektóre ziarna,
- e – skakirytizowany i zbrekcjowany łupek ilasty z żyłkami wypełnionymi tlenkami żelaza po pirycie

Etap mineralizacji hipergenicznej reprezentują rude i żółtawe tlenki oraz wodorotlenki żelaza po pirycie (z zachowanymi miejscowo relikdami siarczku; ryc. 97b, c, e), a także współcześnie krystalizujący gips (II) o pokroju długoigłowym, występujący na powierzchni ociosów (por. rozdz. 5.3.1).

Opisana intensywna mineralizacja pirytowa była powodem założenia tu kopalni łupka alunowego. Złoże mogło mieć charakter żyłowy – jak podaje Finck (1932) pozyskiwano tu dolnokarbońskie łupki przewarstwiane (*durchsetzt*) pirytem, o zauważeniu „dwóch żył pirytu” w głębszej części wyrobiska (za zawalem) poinformowali też Stysz i in. (2014). Jednak obecnie widoczna mineralizacja ma charakter rozproszony, wydaje się więc, że jako kopalinę pozyskiwano zarówno bardziej miększe żyły pirytowe, jak też silnie zmineralizowany tektonit i przylegające doń łupki (i piaskowce?). Roboty prowadzono konsekwentnie wzdłuż strefy uskokowej, a dwa boczne przodki zgłębiono prawdopodobnie dla rozpoznania rozciągłości złoża w kierunku poprzecznym do dyslokacji i potwierdziły one niewielką szerokość strefy mineralizacji.

Jedyną informację na temat skali eksploatacji w tej dawnej kopalni przedstawiają, na podstawie danych archiwalnych, Stysz i in. (2014). W okresie około 3 lat funkcjonowania (1558–1560?) wydobyto w niej zaledwie 31,5 cetnara, czyli około 1621 kg „rudy alunu”. Ówczesnie stosowany proces produkcji tej substancji w swym *De re Metallica*, pochodzącym dokładnie z tego samego okresu (wyd. 1556), przedstawił Agricola (2000), a eksploatowany w *Hermannloch* surowiec byłby przykładem jego „innej mieszanej rudy alunowej”.

Badawcze znaczenia sztolni

Sztolnia *Hermannloch* jest przykładem jednego z bardzo wielu w Sudetach małego obiektu pogórniczego, pozwalającego jednak na badanie struktury wcześniej nierozpoznanej, nie zaznaczającej się na powierzchni ziemi. W tym przypadku jest to dość znaczna i intensywnie zmineralizowana strefa uskokowa, powodująca lokalną, ale bardzo silną deformację ośrodka skalnego. Niewykluczone, że stromy brzeg Nysy Kłodzkiej jest tu rozcięty większą ilością podobnych stref, co sugerowało by istnienie kolejnej sztolni – *Göttliche Gabe*, której wlot usytuowany jest około 50 m ku wschodowi.

W opisanym wyrobisku eksploatowano kopalinę rzadko występującą i dziś praktycznie zapomnianą – silnie zmineralizowany pirytem i siarczanami łupek alunowy, wykorzystywany do warzenia alunu. Mineralizacja pirytem miała charakter wieloetapowy, objęła prawdopodobnie długi okres czasu, zaznaczając się zarówno podczas diagenety osadu, jak i w trakcie różnych nacisków tektonicznych.

5. Historyczne sudeckie obiekty podziemne jako źródło multidyscyplinarnej wiedzy

Historyczne obiekty podziemne zlokalizowane w Sudetach umożliwiają rozpoznawanie bardzo różnorodnych problemów naukowych, obejmujących zagadnienia z zakresu wielu dziedzin i dyscyplin. Poniżej syntetycznie omówiono wybrane z nich, opierając się przede wszystkim na rezultatach badań przeprowadzonych w stanowiskach omówionych w rozdziale czwartym, ale posiłkując się również danymi dotyczącymi wielu innych, wcześniej rozpoznawanych obiektów. Spośród zagadnień geologicznych najważniejszym jest uszczegółowienie obrazu budowy górotworu za pomocą odwzorowań kartograficznych, a także uściślenie danych litologicznych, tektonicznych i geologiczno-złożowych. Przedmiotem rozważań jest również szerokie zagadnienie współczesnego powstawania w środowiskach podziemnych różnorodnych minerałów oraz wybrane problemy hydrogeologiczne. W oparciu o obserwacje poczynione w niektórych z obiektów przedstawiono także zarys zagadnień technicznych związanych z prowadzeniem dawnych robót górniczych, dotyczących formy wyrobisk, analizy reliktyw stosowania różnych metod urabiania oraz transportu, oświetlenia i zabezpieczenia wyrobisk.

Kwestią w pewnym sensie podstawową podczas przekrojowych badań sudeckich obiektów podziemnych jest jednak potrzeba ich uporządkowania – systematyzacji.

5.1. Zróżnicowanie obiektów podziemnych w Sudetach – propozycja typologii

Podziemna działalność człowieka prowadzona na terenie Sudetów zaowocowała powstaniem bardzo szerokiej gamy obiektów o różnej formie i przeznaczeniu. Propozycję ich typologii przedstawiono w tabeli 2. Kategorią główną, zdecydowanie najlicz-

niejszą i najbardziej zróżnicowaną, są obiekty pogórnice, związane zarówno z samą eksploatacją kopalin, jak i z etapami poszukiwań oraz rozpoznania złóż, czy wystąpienie mineralnych. Znacznie mniej liczne, ale mające bardzo duże niekiedy rozmiary są obiekty powstałe w związku z różnymi działaniami o charakterze militarnym, przede wszystkim z budową i zabezpieczeniem fortyfikacji górskich twierdz, a także programem przeniesienia pod ziemię części przemysłu zbrojeniowego i kwater dowodzenia, realizowanym w latach II wojny światowej przez nazistowskie Niemcy. Szereg obiektów podziemnych związanych jest z pozagórnictwem działami gospodarki, np. energetyką i transportem. Również one były wykonywane z użyciem technik górniczych.

Obiekty pogórnice cechuje duża różnorodność form, będąca konsekwencją przeznaczenia wyrobisk (badawcze – poszukiwawcze – eksploatacyjne), natężenia robót (szybkie zarzucenie prac na ubogim wystąpieniu mineralnym albo wielowiekowe, intensywne wydobywanie), czy przyjętej techniki eksploatacji (tab. 2). Wskazać można więc odosobnione, niewielkie wyrobiska pionowe lub poziome (dukle, sztolnie – np. na górze Bielec w Rudawach Janowickich), małe oraz większe zespoły sztolniowo-szybowe z eksploatacją prowadzoną zazwyczaj (głównie) do poziomu dna doliny oraz duże organizmy kopalniane, XIX–XX-wieczne, wieloma poziomami schodzące głęboko poniżej tego poziomu (Kowary, Kletno, Wałbrzych, Nowa Ruda). Wyrobiska pełniły mogły różne funkcje: poszukiwawczo-badawcze, eksploatacyjne, odwadniające, transportowe, czy wentylacyjne. Specyfika poszczególnych obiektów wynika też z przyjętych metod eksploatacji – np. chodnikowej (powszechna do wybiarki żył mineralnych – np. *Gesellen Glück* w Ciechanowicach, *Hermannloch* w Janowcu albo *Amelie* w Srebrnej Górze), ścianowej (kopalnie węgla kamiennego w synklinorium śródsudeckim), komorowej (w eksploatacji rud, ale też skał węglanowych dla wapiennictwa albo pegmatytów), czy filarowo-komorowej (wydobywanie wapieni w Unieście).

Poszczególne wyrobiska mogły mieć ściśle określone przeznaczenie, jak sztolnie odwadniające w Gierczynie, Przeczniczy, czy Złotym Stoku, albo poszukiwawcze – w Jagniątkowie i Bobrowie. W innych przypadkach miały łączyć różne funkcje, jak sztolnia nad Rozdrożem Izerskim, wykonana dla rozpoznania złoża, ale później mająca zapewniać odstawę urobku.

Warto podkreślić obecność w Sudetach wyrobisk górniczych w różny sposób wyjątkowych. Można wśród nich wymienić mało znane sztolniowe ujęcia wód podziemnych np. w Boguszowie i Świeradowie-Zdroju. Rzadko spotykane są wyrobiska podziemne wykorzystywane w trakcie eksploatacji odkrywkowej, takie jak sztolnia Transportowa w Różance, która służyła prawdopodobnie do odstawy urobku z kamie-

niolomu. Specyficzne są także wyrobiska komorowe, które wykonywane były wprost od powierzchni ziemi, a właściwie ściany kamieniołomu, w przypadku niektórych złóż marmurów i pegmatytów. Szczególnym obiektem jest tzw. Złota Sztolnia w Zieleńcu – obiekt krasowy poszerzony w wyniku eksploatacji kopaliny. Bardzo charakterystyczne są widoczne jeszcze miejscami węglowe biedaszyby w Wałbrzychu.

Tabela 2. Genetyczno-funkcjonalna typologia historycznych antropogenicznych obiektów podziemnych

Cel działalności	Rodzaje obiektów i sposób ich wykorzystania, w tym wtórne kierunki wykorzystania, po adaptacji (<i>podane pismem pochyłym</i>)	Przykłady i uwagi
1	2	3
poszukiwanie, rozpoznanie i eksploatacja surowców mineralnych	szybiki poszukiwawcze i eksploatacyjne: dawne dukle – obecnie pingi	Marcinków, Janowa Dolina, Góry Ołowiane – zbocza Góry Brożyna
	tzw. biedaszyby	Wałbrzych
	odosobnione sztolnie poszukiwawcze, rozpoznawcze i eksploatacyjne kopalń stałych sztolniowe ujęcia wód podziemnych	Bielec, Lej Mały pod Śnieżnikiem, Rozdroże Izerskie
	odosobnione zespoły sztolniowo-szybów (sztolnia-szyb, sztolnia-sztolnia-szyb, sztolnia-szybk, sztolnia-komora)	Boguszów-Gorce, Świeradów-Zdrój
	większe zespoły sztolniowo-szybów z eksploatacją do poziomu dna doliny	Kopalnia Św. Jan w Krobicy, Janowa Góra, sztolnie Daisy, Bobrów, Różanka (szt. Stara – być może niedostępny szyb)
	duże kopalnie z eksploatacją pod poziomem dna doliny	Bystrzyca Górna
	komory eksploatacyjne od powierzchni terenu	Kowary, Kletno, Złoty Stok, Wałbrzych, Nowa Ruda, Boguszów-Gorce
	jaskinie poszerzone robotami górniczymi	Stara Morawa, Czerwona Jama w Szklarskiej Porębie, Uniemyśl
	sztolnie udostępniające i transportowe – elementy kopalń odkrywkowych	Złota Sztolnia w Zieleńcu
działania wojenne	sztolnie i chodniki do walki podziemno-minerskiej	Różanka – sztolnia Transportowa
	sztolnie drenażowe podziemnej infrastruktury obiektów umocnionych	twierdza w Kłodzku – chodniki minerskie nisze minerskie pod drogami strategicznymi (np. tzw. Autostrada Sudecka w Górach Bystrzyckich)
	zespoły sztolniowo-chodnikowo-komorowe podziemnych zakładów produkcyjnych i/albo stanowisk dowodzenia	twierdza w Kłodzku – sztolnia odwadniająca w Komunikacji Żurawia
		obiekty kompleksu RIESE w Górach Sowich, Zamek Książ, Kamienna Góra, Bolków

1	2	3
działania wojenne	<i>sztolnie i zespoły sztolniowo-chodnikowe adaptowane do funkcji schronów przeciwlotniczych</i>	sztolnia <i>Hermannloch</i> w Janowcu (II wojna światowa) kopalnia węgla kamiennego <i>Herman</i> w Wałbrzychu (schron podczas II wojny światowej, obiekt zamknięty również po wojnie)
	<i>zespoły sztolniowo-chodnikowo – miejsca ukrycia dokumentów, depozytów złota, dzieł sztuki, broni</i>	Góry Sowie, Książ, Wałbrzych, Kamienna Góra – Antonówka, Skały Puchacza (wątpliwe, schyłek II wojny światowej)
różnokierunkowa działalność gospodarcza	zespoły sztolniowo-chodnikowe dla energetyki	elektrownia szczytowo-pompowa Młoty w budowie
	tunele kolejowe	pod Przełęczą Kowarską, pod Małym Wołowcem i Sajdakiem – pomiędzy Wałbrzychem i Głuszycą (w pełni obudowane)
	studnie szybowe (cysterny) – zaopatrzenie w wodę i jej magazynowanie	srebrnogórski Donjon; również w obiektach cywilnych
	<i>dawne sztolnie eksploatacyjne wykorzystywane jako ujęcia wód</i>	Długopole–Zdrój
	rozbudowane systemy piwnic	Kłodzko
	<i>dawne kopalnie udostępnione do zwiedzania jako podziemne trasy turystyczno-edukacyjne</i>	Złota Sztolnia w Zieleńcu (przed II wojną światową) współcześnie np.: Kopalnia Złota w Złotym Stoku, Podziemna Trasa Turystyczno-Edukacyjna w Starej Kopalni Uranu w Kletnie, Podziemne Miasto Osówka, Projekt Arado w Kamiennej Górze, Kopalnia Podgórze w Kowarach, Kopalnia św. Jan w Krobicy itd.
	<i>jaskinie poszerzane robotami górniczymi na potrzeby turystyki i edukacji</i>	Złota Sztolnia, Jaskinia Niedźwiedzia
	schron przeciwdeszczowy dla spacerowiczów	Bukowiec
	<i>dawne kopalnie zaadaptowane na potrzeby subterranoterapii (inhalatoria radonowe)</i>	sztolnia 19a kopalni Podgórze, szt. 9 kopalni Liczyrzepa w Kowarach

Drugą grupę obiektów podziemnych stanowią wyrobiska bezpośrednio lub pośrednio związane z działaniami wojskowymi (tab. 2). Największe z nich (jedne z największych podziemnych obiektów w Sudetach) to elementy kompleksu Riese w Górach Sowich i pod Zamkiem Książ, przewidziane jako podziemne fabryki lub kwatery dowodzenia. Pamiętać trzeba, że na terenie Sudetów istnieje więcej wyrobisk o podobnym charakterze i przeznaczeniu, choć o mniejszych rozmiarach, jak np. w Kamiennej Górze, Lubaniu, czy Bol-kowie. Obiekty o gabarytach najmniejszych wykonywane były z myślą o prowadzeniu działań wojskowych (tzw. wojny podziemno-minerskiej), ich przykładami są systemy

chodników minerskich na przedpolu twierdzy kłodzkiej oraz nisze minerskie w newralgicznych miejscach dróg strategicznych, jak w przypadku tzw. Autostrady Sudeckiej ponad Porębą w Górach Bystrzyckich. Również w tej kategorii trzeba wskazać obiekt wyjątkowy, jakim jest sztolnia odwadniająca system chodników minerskich w Kłodzku.

Grupę obiektów związanych z pozagórnictwem działami gospodarki najliczniej reprezentują tunele kolejowe, z których kilka (położonych w rejonie Wałbrzycha i Kowar) jest obecnie wyłączonych z użytkowania, nie były tu one jednak omawiane, ze względu na zastosowanie w nich pełnej obudowy, uniemożliwiającej rozpoznanie górotworu. Innym przykładem jest rozległa elektrownia szczytowo-pompowa w Młotach. Wskazać też warto obiekt miniatury, wykonany z myślą o wykorzystaniu, które można określić jako turystyczno-rekreacyjne. Jest to mała komora pomysłu hr. Fryderyka von Reden, usytuowana na peryferiach parku pałacowego w Bukowcu.

Czynnikiem komplikującym klasyfikację podziemnych obiektów sudeckich jest uzyskanie przez nie z upływem czasu nowych, różnorodnych funkcji. Przykładem jest sztolnia *Hermannloch* w Janowcu – XVI-wieczna kopalnia alunu, zaadaptowana podczas II wojny światowej do pełnienia roli schronu przeciwlotniczego. Wyrobiska kopalń *Rübezahl* i *Podgórze* w Kowarach były wykorzystywane jako inhalatoria radonowe. Szereg obiektów pełnił, często nieformalnie, funkcję przestrzeni magazynowych. Jako swoiste *curiosum* przedstawić trzeba wskazywanie obiektów podziemnych jako miejsca ukrycia zasobów złota, dzieł sztuki albo dokumentów (czyli kolokwialnie rzecz ujmując „skarbów”) przez Niemców wycofujących się w 1945 r. przed czołem sowieckiego Frontu Wschodniego. W ostatnim czasie było to świetnie zilustrowane przez wałbrzyską „afere” Złotego Pociągu.

Kilkanaście obiektów podziemnych różnej wielkości i pochodzenia zaadaptowano do roli tras turystycznych lub turystyczno-edukacyjnych. Są to zarówno małe przedsiębiorstwa, jak i duże centra aktywności, jedne z najlepiej rozpoznawanych atrakcji turystycznych Dolnego Śląska. Wśród nich wymienić należy obiekty kompleksu Riese, a zwłaszcza Kopalnię Złota w Złotym Stoku.

Przedstawiona propozycja klasyfikacji jest próbą usystematyzowania dość złożonego zagadnienia, podjętą dla przedstawienia różnorodności podziemnych antropogenicznych obiektów sudeckich, ułatwienia ich opisu i przekazu informacji na ich temat.

5.2. Uszczegółowienie obrazu budowy geologicznej

Badania obiektów podziemnych są tu przedstawiane jako wartościowa metoda powiększenia zasobu danych, które można wykorzystać dla bardziej precyzyjnego scha-

rakteryzowania górotworu. Jak wskazał Dziewański (1984, por. rozdz. 4.4.2) badania takich stanowisk mogą znacząco wzbogacać wiedzę, a stopień szczegółowości rozpoznania budowy geologicznej jest nieporównanie większy, niż uzyskiwany w wyniku badań powierzchniowych. Mimo, że obiekty podziemne udostępniają jedynie niewielkie fragmenty górotworu, to pozwalają na wysnuwanie szerszych wniosków dotyczących budowy poszczególnych jednostek geologicznych.

5.2.1. Zwiększenie szczegółowości rozpoznania kartograficznego

Kwestię uszczegółowienia obrazu budowy górotworu najlepiej ilustruje porównanie zobrażeń kartograficznych – geologicznych map Sudetów w skali 1:25 000 oraz map wykonanych dla niektórych z analizowanych tu obiektów.

Zagadnienie to jest doskonale widoczne w przypadku obiektów dokumentowanych w Kamiennej Górze. Szczegółowa mapa geologiczna tego obszaru (Mastalerz i in., 1994) przedstawia na tym obszarze jednorodny zespół skał osadowych, zbudowany ze zlepieńców i gruboziarnistych piaskowców, z wkładkami skał drobnoklastycznych (ryc. 98a), o bardzo dużym zasięgu – ciągnących się na długości nawet 2–3 km. Obraz uzyskany w wyniku rozpoznania stanowisk obserwacyjnych Arado i w Górze Widok wnosi pewne istotne modyfikacje. Występujący tu pakiet skalny formacji ze Szczawna wykazuje znaczące zróżnicowanie proporcji zlepieńców do innych wydzieli. O ile w obiekcie Arado skały psefitowe zdecydowanie dominują, to w drugim obiekcie ich udział jest zdecydowanie mniejszy, a miejscami wyraźnie zaznacza się przewaga psamitów. Skały drobnoklastyczne występują raczej w postaci soczew o różnej rozciągłości, ale niejednokrotnie ulegających gwałtownemu wyklinowaniu. Obraz przedstawiony przez Mastalerza i in. (1994) jest więc prawdopodobnie wynikiem występowania zespołów takich soczew w tym samym lub bardzo zbliżonych horyzontach stratygraficznych. Przedstawione w opracowaniu autorskie mapy obiektów podziemnych (ryc. 71 – rozdz. 4.6.1 i 98b) ilustrują faktyczną litologiczną zmienność górotworu. Pojedyncza wkładka „mułowców, ilowców i piaskowców drobnoziarnistych” wykartowana na powierzchni ziemi, na podstawie obserwacji w chodnikach pod Górą Widok została zinterpretowana jako ciało piaskowcowe zawierające kilka soczew łupków mułowcowych i ilastych oraz zlepieńców. Można przypuszczać, że taki styl budowy geologicznej jest reprezentatywny dla większych fragmentów formacji ze Szczawna.



Ryc. 98. Porównanie szczegółowości rozpoznania górotworu w rejonie Kamiennej Góry, na podstawie badań powierzchniowych oraz podziemnych:
a – fragment szczegółowej mapy geologicznej w skali 1:25000 (Mastalerz i in. 1994; zaznaczono położenie wyrobisk obiektu w Górze Widok),
b – uproszczona mapa geologiczna obiektu podziemnego (por. rozdz. 4.6.1)

W podobny sposób przedstawić można wyniki podziemnych prac badawczych przeprowadzonych w Srebrnej Górze i Różance. W pierwszym z tych stanowisk udało się precyzyjnie wskazać zasięg trzech wydzieleni litologicznych na obszarze interpretowanym dotąd (Oberc i in., 1994) jako jednorodna strefa występowania tektonitów. Obraz budowy górotworu na mapie geologicznej Sawickiego (1962), ukazującej zasięg pięter kredy górnej, dzięki profilowaniu sztolni w Różance można było uzupełnić o zasięg występowania czterech podstawowych jednostek litologicznych cenomanu i niższego turonu.

We wcześniejszych latach uszczegółowione obrazy budowy górotworu przedstawiano dla innych obiektów – wybranych podziemnych tras turystycznych. Dzięki precyzyjnemu kartowaniu obiektu w Osówce (Sienicka i Zagożdżon, 2010) wykazano zróżnicowanie dominujących w górotworze gnejsów oraz obecność żył granitu reomorficznego, które nie były przedstawiane na mapach powierzchniowych. W wyrobiskach złotostockich, zwłaszcza w sztolni Gertruda, udokumentowano gęstą alterację blastomylonitycznych łupków łyszczykowych i leptynitów, których naprzemiennie występujące strefy wykazują w większości miąższość w zakresie 10–40 m, a mniejsze soczewy – zaledwie 2–3 m (Zagożdżonowie, 2010). W sztolniach Kopalni św. Jan w Krobicy wydzielono sześć głównych odmian łupków (Janiszewski 2011; Zagożdżon i Zagożdżon, 2012) na obszarze, na którym geologiczne zdjęcia powierzchniowe umożliwiały wykartowanie jedynie dwóch wydzieleni (np. Michniewicz i in., 2002).

5.2.2. Uściślenie danych litologicznych

W badanych wyrobiskach występuje urozmaicony zespół skał, w trakcie badań opisano łącznie ponad 40 ich odmian.

Skały magmowe reprezentowane są przez różne odmiany granitu karkonoskiego oraz tzw. episjenit, a także skały żyłowe, takie jak aplity i pegmatyty oraz lamprofiry i mikrogranit. Zaliczyć tu można też brekcje intruzywne. Skały efuzywne reprezentowane są przez ryodacyty Chełmca.

Grupa skał metamorficznych, obejmuje m.in. szereg odmian gnejsów sowiogórskich i należących do metamorfiku Gór Bystrzyckich oraz skwarcowane gnejsy izerskie. Najliczniej reprezentowane są łupki – łyszczykowe oraz grafitowe kopuły orlicko-śnieżnickiej, zielencowe metamorfiku kaczawskiego oraz łupki i fyllity z wkładkami metaryolitów z metamorfiku kłodzkiego. Kolejną grupę stanowią łupki shornfelsowane oraz hornfelsy, stanowiące bezpośrednią osłonę masywu karkonoskiego. Ponadto badano amfibolity północnego skraju metamorfiku Rudaw Janowickich silnie zmienione metamorfizmem dynamicznym skały chlorytowe na granicy metamorfiku Gór Bystrzyckich. Z metamorfiku kaczawskiego, masywu Śnieżnika oraz Gór Bystrzyckich i Orlickich opisano wapienie krystaliczne i marmury. Jako odrębną grupę skał, rezultat działania metamorfizmu dynamicznego, wymienić trzeba tektonity – brekcje, kataklazyty i mączki uskokowe. Występujące one w obrębie różnorodnych stref uskokowych w większości rozpoznawanych obiektów, możliwe jest tam prowadzenie ich szczegółowych obserwacji.

W badanych wyrobiskach szeroko reprezentowane są też skały osadowe, a w kilku obiektach podziemnych tworzą one dłuższe profile litostratygraficzne. Psefity reprezentowane są przez zlepieńce o bardzo różnej frakcji szkieletu ziarnowego – skrajnie gruboziarniste w podziemiach Zamku Książ, drobniejsze w obiektach Kamiennej Góry i Boguszowa, a także dolomityczne w Uniemysłu oraz onkoidowe w sztolniach Daisy. Zalicza się tu też odosobniony przykład brekcji osadowej z Różanki. Piaskowce o bardzo różnych charakterystykach petrograficznych występują we wszystkich obiektach wykonanych w obrębie skał osadowych. Skały drobnookruchowe (mułowce i łupki mułowcowe) oraz ilaste w różnych ilościach obserwowano w Kamiennej Górze, sztolniach Daisy, Boguszowie, Kamiennej Górze, Różance i w Janowcu. W odosobnionych przypadkach występowały gezy – w Różance oraz wapienie – w Uniemysłu.

Kompleksy skał osadowych w badanych obiektach reprezentują fragmenty profili karbonu, permu i kredy. Zlepieńce z Książa reprezentują turnej. Ogólnie na wizen datowane są piaskowce szarogłazowe i łupki, w których wydrążono sztolnię *Hermannloch* w Janowcu, zaś późnowizeńskie są zróżnicowane osady formacji ze Szczawna,

widoczne w obu obiektach udokumentowanych w Kamiennej Górze, a także klastyczno-węglanowy zespół osadów formacji z Pogorzały (dawniej datowany na dewon) ze sztolni Daisy. Namurowi A odpowiadają stropowe osady formacji z Wałbrzycha odsłonięte w sztolni Osadowej w Boguszowie. Zespół dolomitowo-piaszczysty z Unie-myśla lokować można w pobliżu granicy permu dolnego i górnego, być może odpowiada on stratygraficznie piętru road. Najmłodszymi spośród opisywanych są skały osadowe widoczne w obu sztolniach w Różance. Są to utwory podstawowe górnokredowej sekwencji wypełniającej rów górnej Nysy, odpowiadające cenomanowi i turonowi.

Szczególne znaczenie mają wystąpienia niektórych z obserwowanych skał, zwłaszcza nie notowanych w poszczególnych obszarach na powierzchni ziemi, albo tych których obserwacje w odsłonięciach naturalnych są utrudnione. Wśród skał magmowych są to lamprofiry, udokumentowane przede wszystkim w sztolni nad Rozdrożem Izerskim. W tym odosobnionym stanowisku stwierdzono obecność aż trzech ich odmian – kersantytu, spessartytu oraz prawdopodobnie minetty. Tworzą one żyły różnej miąższości, w tym bardzo cienkie, zaledwie 20-centymetrowe – niemożliwe do rozpoznania na powierzchni ziemi, w zakrytym terenie. W sztolniach Kowar (we wcześniejszych pracach, m.in. Zagożdżon i Zagożdżon, 1997; 2002b; 2002c), a także Bielca opisano różne przykontaktowe facje granitu karkonoskiego. Warto wspomnieć o pegmatytach, których duże gniazda występują w Szklarskiej Porębie i koło zamku Bolczów w Rudawach Janowickich. Na powierzchni wielu metrów kwadratowych można tam rozpoznawać zróżnicowanie ich struktur i tekstur oraz skład mineralny.

Wśród skał metamorficznych na uwagę zasługuje ciekawy zespół gnejsów obserwowany w kopalni *Amalie* w Srebrnej Górze – gnejsy smużyste oraz migmatyty flebitowe i homofaniczne, które w różnym stopniu uległy metamorfozie dynamicznej. Zespół ten jest o tyle istotny, że na szczegółowej mapie geologicznej wskazano tu w ogólny sposób jedynie różnorodne tektonity. Łupki grafitowe – skały o małej wytrzymałości, właściwie na powierzchni nie tworzące większych odsłonień, w sztolniach w Marcinkowie, czy Kletnie widoczne są w postaci wielometrowych profili. Skałami bardzo interesującymi, choć trudnymi do jednoznacznego zaklasyfikowania są tzw. granity reomorficzne w znacznej koncentracji występujące w obiekcie Osówka. Utworzyły się bowiem w wyniku procesów zachodzących na pograniczu warunków metamorficznych i magmowych, ale szereg z nich wykazuje znamiona daleko posuniętej kataklazy.

Wśród skał osadowych wyróżnia się cienka wkładka kwarcowej brekcji podstawowej z Różanki, odmiana rzadko spotykana i wcześniej znana wyłącznie ze zwietrzelin. Wyjątkową odmianą są też zlepieńce onkoidowe w sztolniach Daisy (znane co prawda z tamtejszego kamieniołomu, ale w większej ilości dostępne w wyrobiskach podziem-

nych) oraz iłowcowe z Książa. Znaczące dla szczegółowego dokumentowania budowy górotworu mogą być profile niektórych sekwencji osadowych, takie jak opisane z Uniemyśla (skały węglanowe o genezie pustynnej), Kamiennej Góry (długie, nawet 100-metrowe profile poprzeczne i podłużne), a przede wszystkim ciągły profil podstawowych osadów rowu górnej Nysy w Różance.

5.2.3. Obserwacje elementów struktury górotworu

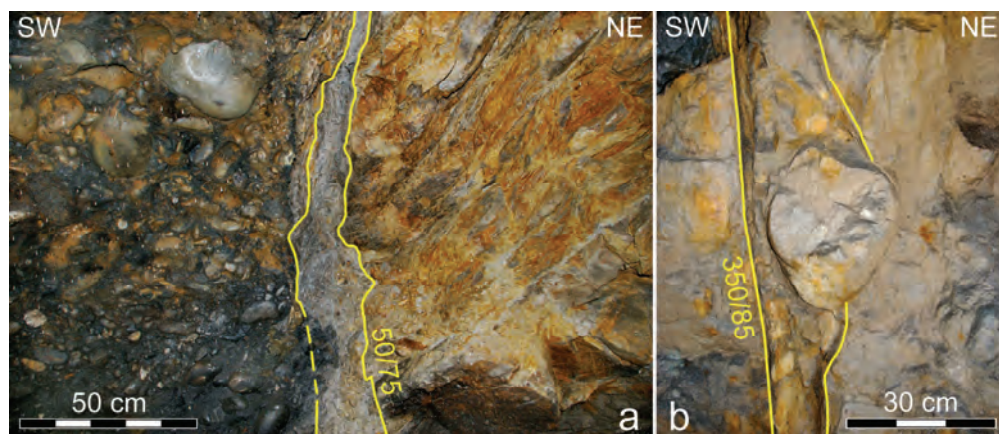
Specyfiką obiektów podziemnych, jako geologicznych stanowisk badawczych jest możliwość obserwacji różnej skali **kruchych deformacji tektonicznych** w przestrzeni trójwymiarowej. Należą do nich drobne spękania oraz uskoki różnej skali, przede wszystkim doskonale zachowane strefy uskokowe, szerokie struktury często wypełnione druzgotem skalnym, czy uskokową mączką, a więc materiałami mineralnymi z natury rzeczy wykazującymi skrajnie małą wytrzymałość mechaniczną. Powoduje to, że dużych struktur tektonicznych nie da się obserwować na powierzchni terenu, są też one słabo zachowane w naturalnych lub sztucznych odsłonięciach skalnych, czego dobrym przykładem może być już niemal niewidoczna odkrywka sudeckiego uskoku brzeźnego przy szosie Strzegom–Bolków. W wielu podziemnych obiektach duże uskoki są elementami dominującymi w strukturze górotworu. Są one bardzo różnorodne pod względem rozmiarów oraz wykształcenia, czy charakteru wypełniającego je materiału.

W każdym z badanych obiektów widoczne są liczne spękania skalne, strefy strzaśkania, czy małe i średnie uskoki. Zostały one stwierdzone np. w Lubiechowie (Sztolnie Daisy), Uniemyślu (Sztolnia Podkowca), Boguszowie (Sztolnia Osadowa), Kamiennej Górze (Arado), czy Marcinkowie (sztolnia Średnia Uranowa). Podobne wskazać można we wcześniej charakteryzowanych pod kątem geologicznym podziemnych trasach turystycznych w Krobicy (Zagożdżon i Zagożdżon, 2012), albo Złotym Stoku (Zagożdżon i Zagożdżon, 2010). W wielu przypadkach doskonale ilustrują one skalę tektonicznego zaangażowania górotworu, jak np. w strefie tzw. nasunięcia Kletna.

Znacznie większe znaczenie mają duże dyslokacje, o szerokości stref intensywnej deformacji do kilku metrów. Część z nich, mimo znacznych rozmiarów nie jest znana z opracowań powierzchniowych. Przykładem może być nie opisywany dotąd uskoki w Janowcu (rozdz. 4.8.1), którego działanie spowodowało silną przebudowę górotworu (rotację układu warstw o około 90°). Podobnie nie zaznaczona na szczegółowych mapach geologicznych jest szeroka strefa dyslokacyjna widoczna w sztolni pod Bielcem, obejmująca łącznie trzy główne powierzchnie poślizgu (por. rozdz. 4.1.1), rozwinięta na kontakcie granitu Karkonoszy oraz jego osłony metamorficznej, choć należy przy-

pomnieć, że była ona wspomniana przez Teisseyre'a (1973). Nie znany z map jest też zespół dużych uskoków widocznych w sztolni S3 w Książu (rozdz. 4.7.1).

Inne dawne wyrobiska podziemne zapewniają bezpośredni wgląd w strukturę uskoków wykreślonych na szczegółowych mapach powierzchniowych. Taki uskok średniej skali odsłania się prawdopodobnie w sztolni Osadowej w Boguszowie (rozdz. 4.6.2). Jest to niemal dwukilometrowej długości dyslokacja przecinająca osady karbonu oraz ścinająca lakkolit Chełmca (Berg, 1925; Bossowski i Czerski, 1985; ryc. 99a). Podobnie w Złotym Stoku, w sztolniach Gertruda i Czarna Dolna, wskazać można stanowiska, gdzie odsłania się jeden z lokalnych uskoków poprzecznych do strefy dyslokacyjnej Złoty Stok–Skrzynka, uwidocznionych na szczegółowych mapach geologicznych w skali 1:25000 (Sawicki, 1956; Cwojdzński, 1974; Zagożdżon i Zagożdżon, 2010; Zagożdżon i in., 2016). Przykładem dobrze odsłoniętej granicy tektonicznej, której przebieg został precyzyjnie wyznaczony na podstawie prac powierzchniowych jest uskok widoczny w sztolni nr 18 dawnej kopalni Kopaliny w Kletnie, a przedstawiony na mapach Dona (1982).



Ryc. 99. Przykłady uskoków różnej skali: a – uskok w sztolni Osadowej w Boguszowie, b – uskok w obrębie zlepieńców formacji z Książa (podziemia zamku)

W nielicznych badanych przez autora obiektach podziemnych obserwować można budowę jednych z najistotniejszych granic tektonicznych w Sudetach. Ze sztolni w Różance opisano odsłonięcie uskoku ramowego rowu górnej Nysy – wielokilometrowej długości dyslokacji oddzielającej osady kredowe od wyniesionych skał krystaliniku Gór Bystrzyckich (rozdz. 4.5.1). Ze względu na ograniczone rozmiary sieci wyrobisk fragmentaryczny wgląd w budowę rozległego węzła tektonicznego, wykształconego na

styku sudeckiego uskoku brzeżnego i uskoku śródsudeckiego, daje kopalnia *Amalie* w Srebrnej Górze. Występujące tam odmiany skalne i uskoki niższego rzędu dobrze jednak ilustrują budowę tej strefy, traktowanej ogólnie jako obszar występowania różnych produktów metamorfizmu dynamicznego (Oberc i in. 1994; rozdz. 4.2.2).

Poszczególne dyslokacje są różnie wykształcone. Niektóre są wypełnione materiałem jednorodnym, w innych wyróżnić można wyraźnie kontrastowe strefy różniące się stopniem zaawansowania zmian dynamicznych. Zróznicowanie to jest wynikiem nałożenia się różnych czynników: charakteru deformowanej skały, intensywności ruchów tektonicznych, warunków reologicznych panujących w górotworze (brittle/ductile) oraz intensywności wietrzenia niszczonego materiału i późniejszej mineralizacji. W poszczególnych przypadkach zachowane są różne stadia deformacji uskokowych i towarzyszących im zmian. Obserwować można brekcje i kataklazyty, ale także przejawy całkowitego zmielenia i zwietrzenia ośrodka skalnego, czyli tzw. mączki uskokowe. Powszechnie wskazywać można dowody wieloetapowości deformacji uskokowych.

W sztolni na Bielcu, w obrębie głównego uskoku występuje granitowy kakiryt oraz hornfelsowy kataklazyt. Skały te są przecięte cienkimi powierzchniami poślizgów (ryc. 6). W *Gesellen Glückstolle* i sztolni *Barbora* w Ciechanowicach bloki strzaskanego i zwietrzałego amfibolitu rozdzielane są brekcjami o spoiwie kwarcowym i wąskimi strefami poślizgu z mączką uskokową. W sztolniach wykonanych w obrębie granitu karkonoskiego (Bobrów, Jagniątków) strefy uskokowe są ostro zarysowane i wykazują prostoliniowy raczej przebieg. W większości ich szerokość wynosi 1–1,5 m, mają one charakter zespołów wąskich, najwyżej kilkucentymetrowej miąższości, raczej równoległych do siebie powierzchni poślizgu podkreślonych mączką uskokową o szarozielonkawym zabarwieniu. Powierzchnie te oddzielają wydłużone bloki skalne, wykazujące stosunkowo słabe zaawansowanie zmian tektonicznych. Szerokie uskoki, właściwie strefy dyslokacyjne, często o trudnych do zdefiniowania granicach, występują np. w Janowcu, czy obiektach przecinających wkładki łupków grafitowych (Marcinków, również Kletno – sztolnia nr 18). Strefy takie mają bardzo skomplikowaną budowę wewnętrzną (por. ryc. 96b), widoczne są zespoły drobnych deformacji fałdowych oraz objawy silnej mineralizacji, najczęściej kwarcowej lub rudnej. W innych przypadkach różnej skały uskoki o ostro zarysowanych granicach są wypełnione jednorodną mączką uskokową. Drobne struktury tego rodzaju widoczne są w Kamiennej Górze, w obiekcie *Arado* (ryc. 75). Wypełniona mączką strefa uskokowa o bardzo nieregularnym przebiegu występuje w sztolni Osadowej w Boguszowie. Można też wskazać strefę uskoku ramowego rowu górnej Nysy w Różance, jednak poza typową mączką wypełnia ją

również tektonit o makroskopowej charakterystyce łowca. W innych przypadkach duże uskoki składają się z zespołów wąskich, wyraźnie widocznych powierzchni poślizgu, często o zafalowanym przebiegu, rozwidlających się wzdłuż biegu struktury (por. Zagożdżon i Zagożdżon, 2010; Zagożdżon i in., 2016). Inną konsekwencją wystąpienia skoncentrowanych naprężeń w górotworze są skupione zespoły spękań, jak w pegmatycie Czerwonej Jamy. Przykładem tego typu struktur są także szczeliny powstające w wyniku wykruszania się strzaskanej, skakirytizowanej skały, opisane w Uniemysłu.

Niektóre z rozpoznanych stanowisk warto wskazać, jako wyjątkowo dobrze dokumentujące zagadnienie deformacji nieciągłych w górotworze. Są to np. podziemia Zamku Książ, gdzie skała przecięta jest licznymi i bardzo zróżnicowanymi dyslokacjami. Mają one bardzo zmienne miąższości i zasięg, a cechą charakterystyczną wielu z nich jest gwałtowne wygasanie – zanik albo dość gwałtowne zmiany kierunku biegu. Wydaje się, że może to być konsekwencją specyfiki ośrodka skalnego – zlepieńca z Książa (ryc. 99b), zbudowanego miejscami z otoczek (klastów) o rozmiarach przekraczających 1,5 m. Zespół wyrobisk *Gesellen Glückstolle* i *Barbora* umożliwia dowiązanie szczegółowych charakterystyk poszczególnych, różnie zorientowanych stref uskokowych do powierzchniowego obrazu kartograficznego – regionalnego przedstawionego przez Aleksandrowskiego i in. (1997) i Aleksandrowskiego (2003) oraz lokalnego, przedstawionego przez Teisseyre’a (1968). W sztolni S II nad Rozdrożem Izerskim łatwo udokumentować można wieloetapowość ewolucji szerokiej strefy dyslokacyjnej, z szeregiem etapów mobilizacji krzemionki.

Obszerna baza obserwacyjna, jaką są prezentowane obiekty podziemne pozwoli na wykonanie pewnych opracowań porównawczych. Jednym z zagadnień jest zależność sposobu wykształcenia stref uskokowych od rodzaju ośrodka skalnego, w jakim występują. Punktem wyjścia mogą tu być np. dyslokacje ze sztolni w granicie karkonoskim (uskoki prostoliniowe, o ostrych granicach i ciągle na dużych odcinkach), uskoki o nieregularnym przebiegu, szybko wygasające (Książ), czy obserwowane w jednostkach metamorficznych zespoły poślizgów o zafalowanym przebiegu (Złoty Stok). Zagadnienie korelacji poprzecznych i podłużnych rozmiarów uskoku (szerokości strefy uskokowej oraz poziomego zasięgu dyslokacji – który w pierwszym przybliżeniu jest wskaźnikiem rangi uskoku) będzie możliwe do rozpoznania na przykładzie takich struktur, jak uskok w Boguszowie, zespół dyslokacji w kruszcowych sztolniach Ciechanowickich, czy zduży uskok w Różance. Innym problemem jest, aktualnie badany, skład mineralny wypełnienia stref uskokowych (utworów ilastych) oraz występowanie wielofazowych procesów mineralizacji w obrębie stref uskokowych.

Przeprowadzone rozpoznanie wyraźnie ukazuje jak duża ilość znaczących uskoków i stref uskokowych nie jest wychwytywana pracami powierzchniowymi.

Obserwacje natury tektonicznej w badanych przez autora wyrobiskach podziemnych nie ograniczają się do zagadnień związanych z uskokami. Niektóre stanowiska, tylko dzięki możliwości rozpoznania górotworu w sposób bardzo precyzyjny – np. za pomocą profilowania wielometrowej długości ociosów, pozwoliły na przedstawienie szczegółów jego struktury, często mających postać **deformacji fałdowych**. Wskazać tu można wyrobiska Osówki (Sienicka i Zagożdżon, 2010; rozdz. 4.2.1), gdzie prawdopodobnie gnejsowy metamorfik Gór Sowich zdeformowany jest do postaci zespołu wąskopromiennych fałdów stojących. Występują tam także wyraźne fałdowe deformacje silli granitów reomorficznych. Najlepszym przykładem jest jednak zespół wyrobisk Daisy koło Lubiechowa – wymagający dalszego rozpoznania, ale w którym już na obecnym etapie badań udało się udokumentować interesującą strukturę deformacyjną (rozdz. 4.7.2). W sztolni Gertrudy w Złotym Stoku opisano zarówno duże, dostrzegalne w skali mapy struktury fałdowe, jak i mezofałdy (Zagożdżon i Zagożdżon, 2010). Niewielkie fałdy, będące wynikiem naprężeń o różnym charakterze, występują w Sztolni Wapiennej w Ciechanowicach (rozdz. 4.1.4).

Podkreślić trzeba też możliwość badania w obiektach podziemnych drobnych, nietypowych struktur, jak m.in. żyłka pegmatytu silnie zdeformowana w wyniku intruzji lamprofiru w sztolni nad Rozdrożem Izerskim (rozdz. 4.1.5 – ryc. 34), czy wskaźniki kierunku ruchu w aplicie przecinającym skały formacji rudonośnej z Podgórze w Kowarach (Zagożdżon i Zagożdżon, 2003).

5.2.4. Zagadnienia geologiczno-złożowe

Większość prac badawczych przeprowadzono w wyrobiskach pozostałych po robotach górniczych i rozpoznawczych, prowadzonych w złożach różnorodnych kopalin lub w stwierdzonych strefach występowania mineralizacji. Wykonane obserwacje pozwalają na przedstawienie różnorodności tych nagromadzeń mineralnych oraz ukazanie elementów ich budowy.

Nawiązując do **klasyfikacji utylitarnej**, stwierdzić można, że w badanych wyrobiskach eksploatowano lub poszukiwano złóż uranu, rud żelaza, metali nieżelaznych (Cu, Pb, As, Co) oraz szlachetnych (srebro), kopalin chemicznych (pirytu i łupków ałunowych) oraz różnych kopalin skalnych.

Rud uranu poszukiwano sztolniami badawczymi w obrębie granitowego masywu Karkonoszy (Szkłarska Poręba, Jagniątków, Bobrów), a także w starych wyrobiskach w Marcinkowie. Hematytowe rudy żelaza wydobywane były w Złotej Sztolni, przed-

miotem eksploatacji w Różance były prawdopodobnie nagromadzenia sydereytu, natomiast magnetyt mógł być na niewielką skalę pozyskiwany w kopalni *Friedrich Wilhelm* w Szklarskiej Porębie. Z grupy metali nieżelaznych wymienić można ołów i miedź, w różnych okresach eksploatowane w Marcinkowie, Srebrnej Górze i Ciechanowicach, arsen poszukiwany w górze Bielec oraz kobalt – w kopalni *Hilfe Gottes* w Szklarskiej Porębie. W Marcinkowie oraz Srebrnej Górze początkowo wydobywanie galeny prowadzono przede wszystkim w celu pozyskiwania srebra.

Można tu przypomnieć, że wiele złóż sudeckich miało charakter polimetaliczny, a nawet polimineralny – rozumiany jako współwystępowanie minerałów rudnych różnych metali, a także znaczących koncentracji kopalin niemetalicznych, jak baryt, czy fluoryt. Spośród tu omawianych charakter taki miało złożo Marcinkowskie, choć występujący tam fluoryt nie był eksploatowany, a lepszymi przykładami były by tu złoża Kletna (usytuowane w tej samej strefie dyslokacyjnej co Marcinków), czy liczne żyły barytowe ze srebronośną galeną w Górach Sowich.

Grupę kopalin chemicznych, eksploatowanych dla wytwarzania kwasu siarkowego lub siarczanów, reprezentują łupki alunowe Janowca oraz piryty eksploatowane w kopalni *Friedrich Wilhelm* w Szklarskiej Porębie.

Ponadto wskazać można kilka przykładów kopalin skalnych. W czterech stanowiskach badano dawne złoża eksploatowane dla potrzeb lokalnego wapiennictwa. Były to krystaliczne wapienie i marmury rejonu Śnieżnika i Gór Kaczawskich oraz permskie skały węglanowe zachodniej części synklinorium śródsudeckiego. Surowcami dla szklarstwa były kwarcowo-skaleniove pegmatyty opisane ze Szklarskiej Poręby oraz z komory przy zamku Bolczów. Zastosowanie w szklarstwie znajdował też kwarc ze strefy dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego, wykorzystywany również przez inne działy przemysłu. Łupki grafitowe w Marcinkowie były rozpoznawane jako potencjalny surowiec dla hutnictwa.

Pod względem **genetycznym** wśród przedstawianych tu złóż wskazać można przykłady zarówno endogenicznych i metamorfogenicznych, jak też egzogenicznych. Do pierwszej z tych grup zaliczymy w pierwszym rzędzie wystąpienia pegmatytów (zamek Bolczów, Szklarska Poręba). Na obszarze sudeckim zdecydowanie dominują nagromadzenia mineralne o genezie hydrotermalnej, co uwidacznia się również na przykładzie omawianych złóż i wystąpień rudnych. Jest to z reguły mineralizacja polimetaliczna i wieloetapowa. Niekiedy nakłada się ona na wcześniejsze etapy syngenetycznego okruszczowania i modyfikowana jest procesami hipergenicznymi, powodującymi powstanie minerałów rudnych strefy utleniania i cementacji. Mineralizacja o takiej genezie występuje np. w sztolni na Bielcu, w Ciechanowicach – gdzie odpowiada głównej

fazie mineralizacji miedziankowskiej, czy w Srebrnej Górze oraz prawdopodobnie w Różance (pierwotna mineralizacja siarczkowa). Hydrotermalne, wieloetapowe pochodzenie ma też główne stadium mineralizacji w Marcinkowie, obejmujące m.in. powstanie trzech generacji chalkopirytu i fluorytu oraz dwóch – pirytu, sfalerytu i galeny. Także geneza żyły kwarcowej Izerskich Garbów określana jest jako hydrotermalno-metasomatyczna.

Rezultatem procesów egzogenicznych – wietrzeniowych są późne, hipergeniczne zespoły mineralne złóż rud. Spośród wyżej wymienionych stanowisk zaznaczają się one w Marcinkowie (gdzie opisywane były kowelin, chryzokola, cerusyt i goethyt), czy z Bielca (bornit, chalkozyn, kowelin, lepidokrokit). Podobną sytuację odnotowano w Srebrnej Górze (malachit), zaś złoża żelaza w Różance miało prawdopodobnie charakter wietrzeniowy, tj. było nagromadzeniem goethytu, który zastąpił skupienia siarczków żelaza.

Do grupy egzogenicznych złóż chemogenicznych zaliczyć można skały węglanowe Uniemyśla – interpretowane jako *caliche*, powstające w wyniku odparowywania w warunkach pustynnych wód opadowych, krążących w płytkich warstwach i ługujących związki wapnia. Złoża o genezie organicznej, ale utworzone z udziałem późniejszych procesów redepozycji, a więc biogeniczno-mechanogeniczne, tworzą onkoidowe wapienie, obserwowane w wyrobiskach Daisy.

Typowymi reprezentantami złóż metamorfogenicznych – metamorficznych są wystąpienia marmurów (wapieni krystalicznych), eksploatowanych na terenie ziemi kłodzkiej oraz w Sztolni Wapiennej w Ciechanowicach, a także łupki grafitowe Marcinkowa. Z procesami metamorficznymi łączone są najwcześniejsze etapy mineralizacji rudnej w Marcinkowie, odpowiedzialne za powstanie m.in. pierwszych generacji pirytu, chalkopirytu i sfalerytu oraz intensywne okruszczowanie pirotynem.

Niejasna pod względem genetycznym jest sytuacja obserwowana w Złotej Sztolni. Niewykluczone, że występujące tam w górotworze, w dość znacznych ilościach związki żelaza gromadziły się już na etapie sedymentacyjnym lub są wynikiem procesów metamorficznych, jednak zaznaczył się tam prawdopodobnie również etap hydrotermalny, odpowiedzialny za utworzenie niewielkich ilości pirytu.

Również geneza złóża w Janowcu wymaga głębszego zbadania. Wydaje się, że drobne, choć liczne nagromadzenia pirytu mogły powstawać podczas sedymentacji lub we wczesnym etapie diagenety. Później minerał ten był wielokrotnie uruchamiany (prawdopodobnie hydrotermalnie), tworząc większe gniazda oraz złożoną sieć żyłek. Dodatkowo zaznaczyła się faza mineralizacji siarczanowymi produktami wietrzenia.

Na poszczególnych stanowiskach obserwować można zróżnicowane **formy złóż**. Wystąpienie pegmatytu w Szklarskiej Porębie ma typową izometryczną formę gniazdową, jednak już drugie z nagromadzeń pegmatytowych (koło zamku Bolczów) zdaje się mieć postać bardziej rozciągłą w planie – gniazdowo-soczewową, albo być może pseudopokładową.

Grupę złóż płytowych reprezentują mineralne nagromadzenia pokładowe, pseudopokładowe, soczewowe oraz żyłowe. Przykładem typowego złoża pokładowego jest permski horyzont węglanowy w Uniemyśle, wykazujący niewielką zmienność cech geometrycznych i petrograficznych. Nagromadzenia te zalegają subhoryzontalnie i nie uległy większym deformacjom. Również jako pokładowe należy określić strefy łupków grafitowych dokumentowane w Marcinkowie. Tu jednak warunki ich występowania są bardziej skomplikowane. Cały zespół skał metamorficznych wykazuje zróżnicowaną orientację, bieg pozostaje stały, ale kąt upadu zmienia się w zakresie $35\text{--}60^\circ$, zmienny jest też kierunek upadu. Ponadto silnie zaznacza się wpływ tektoniki uskokuwej.

Formę stratoidalną ma prawdopodobnie złożo rud żelaza eksploatowane w Złotej Sztolni. Jest ono jednak bardzo słabo rozpoznane. Biorąc pod uwagę jego pozycję tektoniczną (na granicy soczewy marmuru otoczonej łupkami łyszczykowymi), a także charakter widocznej tam mineralizacji (dość intensywna, rozproszona – w łupkach) można przypuszczać, że było ono przyporządkowane do konkretnej granicy litostratigraficznej i wykazywało stosunkowo niewielką miąższość oraz znaczne pozostałe wymiary.

Doskonale dostępne do obserwacji jest soczewowe wystąpienie wapieni krystalicznych w Sztolni Wapiennej w Ciechanowicach, gdzie w NW części komory eksploatacyjnej można precyzyjnie określić poprzeczne wymiary formy złożowej i udokumentować dość skomplikowany przebieg jej granic. Podobne formy obserwuje się w przypowierzchniowych wyrobiskach komorowych Łądką Zdroju i Starej Morawy, co ciekawe wszystkie one wykazują zbliżone miąższości. Postać zespołu soczew ma złożo skał wapnistych – zlepieńców onkoidowych – eksploatowanych niegdyś w wyrobiskach Daisy koło Lubiechowa. Poszczególne ciała wykazują bardzo zmienne rozmiary (od jednego do kilkudziesięciu metrów), łącznie tworząc większe formy stratoidalne. Stopień zmienności złoża jest dodatkowo podwyższony w związku z obecnością dość skomplikowanych deformacji fałdowych.

Znaczna część badanych obiektów udostępnia złoża o formie żyłowej, wśród których wyróżniono dwie podgrupy. Przykładem typowej, a w dodatku imponującej rozmiarami żyły jest złożo kwarcu Rozdroża Izerskiego–Izerskich Garbów. Forma ta została szczegółowo rozpoznana kartograficznie oraz robotami górniczymi, a w badanej

sztolni stwierdzono jej dość znaczną zmienność. Również jako żyłową przedstawić można uranonośną koncentrację rudną w episjenicie – w Bobrowie oraz polimetaliczne złoża Marcinkowa – formę taką podawano w opisach archiwalnych, czego nie udało się jednak potwierdzić w terenie.

Szereg złóż i wystąpień mineralnych wykazuje podobną formę przestrzenną – żyłową, skupienia mineralne stanowią jednak (częściowe) wypełnienie stref uskokowych. Wymienić tu można polimetaliczne wystąpienia złożowe Bielca, Ciechanowic (*Gesellen Glückstolle* i *Barbora*) i Srebrnej Góry oraz wystąpienia mineralizacji uranowej w Jagniątkowie i prawdopodobnie w Szklarskiej Porębie (sztolnia nr 2). W Srebrnej Górze złożo stanowił zespół takich stref żylnych.

W trzech przypadkach złoża mogły wykazywać formy złożone. Kopalnia *Friedrich Wilhelm* w Szklarskiej Porębie eksploatowała prawdopodobnie piritowe gniazda w części wschodniej oraz pionowo ustawioną w nawiązaniu do kontaktu granitu i osłony, strefę o formie stratoidalnej. Można przypuszczać, że istniało tam również gniazdowe wystąpienie magnetytu. Prawdopodobnie żyłowa była forma złoża rud żelaza, eksploatowanych w Różance. Wniosek taki wysnuto jednak na podstawie danych pośrednich, tj. przebiegu sztolni i charakteru mineralizacji w próbkach. Jednak obecność silnie zniszczonej, ale dość rozległej komory na końcu sztolni wskazuje, że mogło tu istnieć także skupienie rudne o formie gniazdowej. Biorąc pod uwagę typy mineralizacji piritowej występującej w Janowcu wydaje się, że złożu temu trzeba również przypisać formę mieszaną. Jest to prawdopodobnie nagromadzenie stratoidalne, związane przestrzennie z wkładką łupków ilastych lub ich granicą z szarogłazami i łupkami mułowcowymi. Późniejsze procesy powodowały jednak uruchomienie pirytu i jego nasiloną rekrystalizację w strefie (i aureoli) uskoku, który tu się rozwinął.

5.3. Współczesne procesy mineralotwórcze

Szereg spośród scharakteryzowanych w rozdziale 4 oraz wiele innych podziemnych obiektów w Sudetach daje możliwość obserwacji i badania zachodzących współcześnie, bardzo różnorodnych procesów powstawania nagromadzeń mineralnych. Opisano tu, jako przykład wystąpień krystalicznych, skupienia gipsu, ale jako formy częściej spotykane i lepiej widoczne należy wskazać nacieki węglanowe (kalcytowe lub kaltemitowe), zbudowane ze związków metali ciężkich, a także lodowe. W niektórych środowiskach, jednocześnie z formami naciekowymi, powstają znaczne nagromadzenia produktów precypitacji z wód kopalnianych.

Podejmując temat współczesnego formowania się nagromadzeń mineralnych w obiektach antropogenicznych warto rozpatrzeć pewną kwestię terminologiczną. Ściśle mineralogiczne definicje określenia „minerał” akcentują takie cechy, jak uporządkowana, krystaliczna budowa tych ciał i naturalne pochodzenie. Tymczasem tu przedmiotem zainteresowania są fazy powstające w środowisku sztucznym, formujące się niekiedy z substancji antropogenicznej albo uruchomionej w wyniku działalności człowieka (drażnienia wyrobisk, powodującego naruszenie geochemicznej stabilności górotworu), a ponadto często wykazujące budowę amorficzną. Formalnie nie spełniają więc one kryteriów definicji minerału.

Można zaproponować w odniesieniu do nich określenie „mineraloidy”. Definicja tych faz wskazuje na brak struktury krystalicznej i znaczną zmienność właściwości fizycznych i chemicznych. Muszą one jednak powstawać w warunkach naturalnych, to zastrzeżenie odnosi się także do szerszego pojęcia substancji mineralnej.

Za wskazówkę można uznać, przedstawioną przez Szymańskiego (1997), a tu nieco zmodyfikowaną, definicję minerału w rozumieniu mineralogii technicznej, według której „minerałem jest każda faza krystaliczna lub amorficzna o ściśle określonej i powtarzalnej charakterystyce fizykochemicznej, powstała naturalnie lub jako efekt antropogenicznego przekształcenia naturalnych substancji mineralnych”. Przyjmując taki punkt widzenia oraz biorąc pod uwagę praktykę stosowaną w środowisku badaczy, w odniesieniu do opisywanych poniżej substancji będzie więc stosowane określenie „minerał”.

5.3.1. Gips

W sztolni Średniej Uranowej w Marcinkowie oraz w *Hermannstollen* w Janowcu natknięto się na mineralizację gipsową, o cechach wskazujących na jej współczesne formowanie się w warunkach subaeralnych.

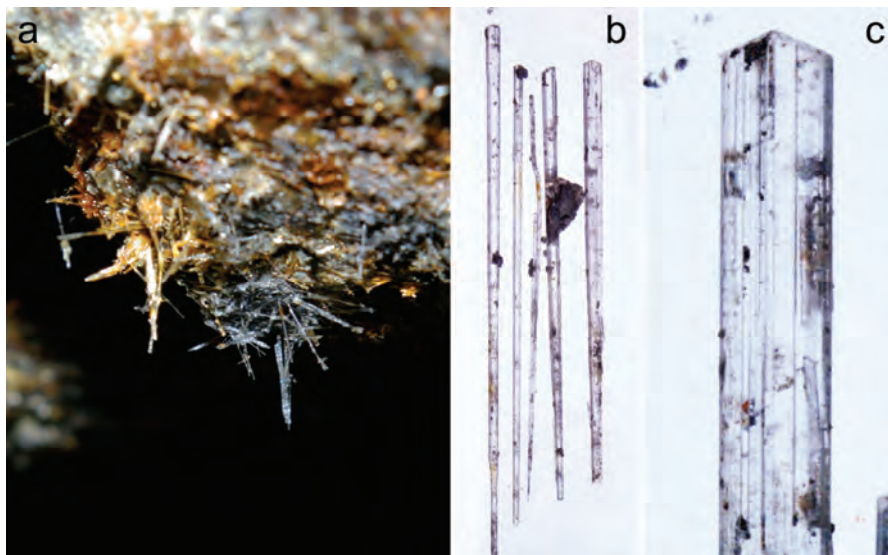
Taką genezę pokryw gipsowych przedstawił Turchinov (1999), w oparciu o obserwacje przeprowadzone w gipsowych jaskiniach Przedkarpacia. Wskazał on, że wody kapilarne występujące w górotworze tworzą też warstewkę powierzchniową na ścianach i sklepieniach pustek krasowych. Rozpuszczanie pierwotnego gipsu szybko prowadzi do osiągnięcia stanu przesycenia, kiedy to rozpoczyna się krystalizacja o skali uzależnionej od intensywności ruchu powietrza, stymulującego parowanie. Procesy te, w warunkach jaskiń podolskich, zachodzą w stosunkowo niskich temperaturach (rzędu 10°C) i bardzo wysokiej (96–99%) wilgotności względnej. Opisano też krystalizację wtórnego gipsu w wyniku punktowego parowania sączących się wód porowych, a tak-

że nagromadzenia tego minerału, dla których zaproponowano genezę aerozolową (Turchinov, 1999).

W środkowej części sztolni Średniej Uranowej w Marcinkowie (rozdz. 4.4.1) lokalnie występują nagromadzenia gipsu o różnej formie (por. Zagożdżon i Zagożdżon, 2009a). W szczelinach skalnych o rozwartości rzędu 1 mm obserwować można rozproszone, pojedyncze kryształki lub drobne, płaskie miotlaste skupienia osobników o długości do 1,5 mm i szerokości w zakresie 0,2–0,5 mm. Kryształki te reprezentują generację starszą – gips I. Na powierzchni ociosów lub w szerokich szczelinach, utworzonych w wyniku odprężenia górotworu po wykonaniu wyrobiska, występują nagromadzenia gipsu II o całkowicie odmiennych cechach morfometrycznych. Mają one formę kilkumilimetrowej miąższości „warstewek” składających się z luźno rozłożonych, promienistych skupień mineralnych, odosobnionych skupień promienistych (ryc. 100a), albo skupień izolowanych, chaotycznie zorientowanych kryształów tego minerału. Poszczególne osobniki wykazują wyraźnie igłowy pokrój, niekiedy są to kryształki bliźniacze. Ich długość oscyluje w stosunkowo szerokich granicach 2,35–12,74 mm, przy niewielkiej szerokości – zazwyczaj 0,2 mm, a w przypadku osobników najmniejszych – zaledwie 0,07 mm (ryc. 100b, c).

Podobną sytuację opisano w sztolni *Hermannloch* w Janowcu (rozdz. 4.8.1), gdzie w licznych szczelinach skalnych silnie spękaną i zwiertzałą strefy tektonicznej powszechnie występują nieregularne lub rozetowe nagromadzenia gipsu o długości do 1–2 mm i szerokość 0,2–0,8 mm. Kryształki te są często żółtawo lub brązowawo zabarwione. Ponadto sporadycznie obserwować też można drobne skupienia i pojedyncze igielki gipsu osiągające długość do 8 mm, przy szerokości nie przekraczającej 0,3 mm. Delikatność ich formy, znacznie większa czystość oraz występowanie na powierzchni ociosów wskazuje, że są one odrębną generacją tego minerału, a ich utworzenie musiało nastąpić po powstaniu wyrobiska.

Formy kryształów gipsu młodsze i pozycja w jakiej występują, wskazują, że ich formowanie się zachodzi współcześnie. Rozpatrując ich genezę można nawiązać do wspomnianego opracowania Turchinova (1999). W sudeckich wyrobiskach górniczych gips starszy (I) może ulegać uruchomieniu w wyniku migracji wód porowych, które docierając do powierzchni ociosów pokrywają je kapilarną powłoką – zwilżają. Tam, w sprzyjających okolicznościach, następuje krystalizacja gipsu II. Proces zachodzi w warunkach fizycznych zbliżonych do podanych przez Turchinova – w sztolni marcinkowskiej temperatura powietrza wynosi 9°C, a jego wilgotność około 70% (Pusz i in., 2017), zaś w Janowcu – odpowiednio 7°C i 90% (por. Ogórek i in., 2017). Należy jednak zaznaczyć, że w obu przypadkach ruch powietrza jest bardzo słaby (niemierzalny).



Ryc. 100. Kryształy gipsu II ze sztolni Średniej Uranowej w Marcinkowie:
a) promieniste skupienie *in situ* (fot. K. Zagożdżon), b) pokrój kryształów igłowych,
c) zbliżenie jednego z kryształów bliźniaczych;
a, b – igły o długości do 12 mm, c – szerokość kryształu – 0,5 mm

Współczesną krystalizację gipsu zauważono też w jednej ze sztolni dawnej kopalni łupków piritowych w Wieściszowicach, na końcu nacieku żelazistego. Informacje o podobnym wykształceniu minerału uznanego za antymonit, współcześnie krystalizującego w sztolni kopalni *Reiche Silber Glück* w Dębowinie koło Barda podali Mączka i Stysz (2008). Występuje on postaci drobnych, igłowych kryształów na ociosach wyrobiska.

5.3.2. Nacieki i kaltemity węglanowe

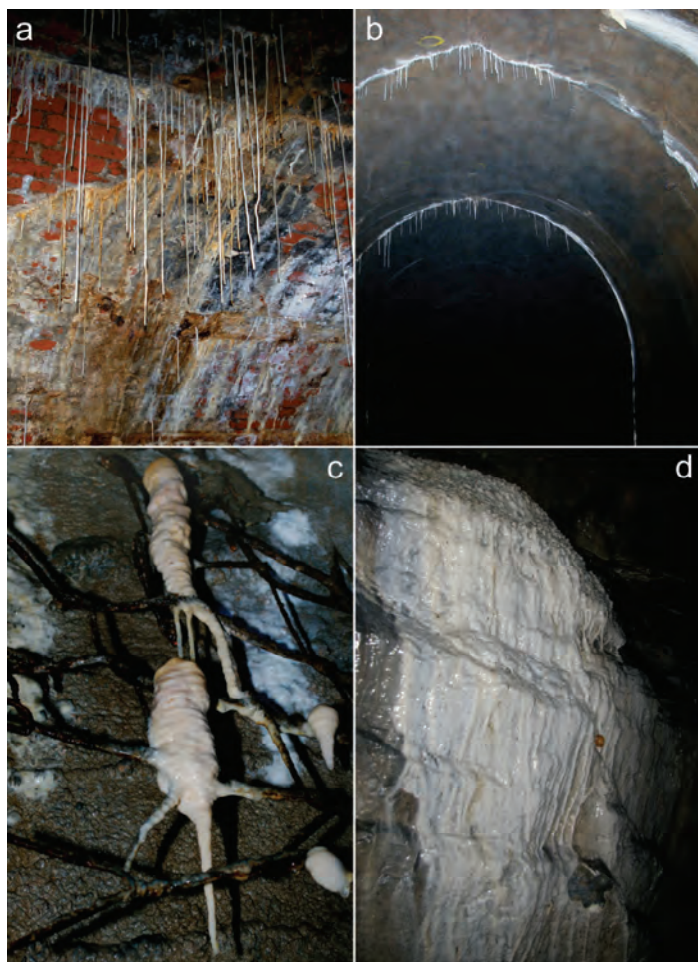
Istnieje bardzo bogata literatura dotycząca węglanowych nacieków jaskiniowych (por. White i Culver, 2012), ale od lat 20. XX wieku (por. Ver Steeg, 1932) badane i opisywane są też analogiczne formy tworzące się w obiektach antropogenicznych. Kwestię powstawania nacieków w wyrobiskach górniczych zauważyli także np. Kukla (1953) oraz Gradziński i Radomski (1957) – którzy zasugerowali, że obiekty te uznać można za „jaskinie sztuczne”. Pazdur i Pazdur (1982) wykazali wyraźną odmienność składu izotopowego nacieków kalcytowych z kopalni węgla kamiennego w stosunku do nacieków jaskiniowych. W celu odróżnienia nacieków powstających w obiektach sztucznych od naturalnych form naciekowych, zwanych speleotemami (ang. *speleothems*, od gr. *spēlaion* – jaskinia i *théma* – osad,

nagromadzenie) zaproponowano ostatnio wprowadzenie określenia **kaltemit** (ang. *calthemite* – od łac. *calx* – wapień; Smith 2016; por. też Sefton 1988; *vide* Smith, 2016). Zostało ono odniesione do różnorodnych osadów wtórnych, utworzonych głównie z węglanu wapnia ługowanego z betonów, zapraw wapiennych, czy wapna i formujących się poza środowiskami jaskiniowymi. Dodać można, że w kopalniach badane są również nacieki o innym składzie mineralnym, np. halitowe (Bocheńska i Leśniak, 1971).

W badanym zespole stanowisk sudeckich sytuacja jest bardziej złożona. Naciekowe formy węglanowe spotykano bowiem w obiektach dwojakiego rodzaju. Pierwszym są wyrobiska, które częściowo lub w całości wydrążone zostały w obrębie skał węglanowych, albo w obrębie górotworu, w którym występują jakieś nagromadzenia węglanów (wkładki, lepiszcze, żyły), jak m.in. Sztolnia Wapienna w Ciechanowicach, czy Sztolnie Daisy koło Wałbrzycha. Drugi rodzaj to wyrobiska górnicze w obudowie betonowej, lub ceglanej na zaprawie wapiennej, albo też (w przewadze nie mające charakteru górniczego) wyrobiska prowadzone poniżej rozległych budowli, w których szata naciekowa jest wynikiem uruchomienia związków wapnia z wapiennych i cementowych materiałów wiążących. Przykładami takich obiektów mogą być elementy kompleksu Riese, w tym podziemia zamku Książ, obiekt w Młotach, ale także obudowane fragmenty niektórych wyrobisk kopalnianych. W pierwszym przypadku formy naciekowe są rezultatem rekrystalizacji węglanów naturalnie występujących (niekiedy dominujących) w górotworze (choć oczywiście ich uruchomienie miało charakter antropogeniczny), stąd stosowane będzie do nich określenie „nacieki”, podczas gdy w drugim mamy do czynienia z typowymi kaltemitami.

Obserwowane w badanych obiektach nacieki i kaltemity cechują się znaczną różnorodnością morfologiczną, odpowiadającą formom jaskiniowym, choć zazwyczaj występują one raczej w ograniczonej ilości. Jako ich najpowszechniejszy rodzaj należy wskazać stalaktyty rurkowe (czyli tzw. makarony), w zdecydowanej większości będące kaltemitami. Ich znaczne nagromadzenie odnotowano w komorze szybowej na poziomie 80 kopalni „Wolność” w Kowarach (ryc. 101a), gdzie osiągają długość rzędu 1 m, co jest wartością znaczną w porównaniu do danych przedstawionych przez Ver Steega (1932). Nieliczne z nich wykazują nieregularności formy, zbliżające je do heliktytów, a miejscami występują w koncentracjach kontrolowanych przez układ elementów obudowy wyrobiska. Lepszy przykład zależności położenia zespołów makaronów od struktury obudowy znajdujemy na niektórych odcinkach derywacji elektrowni szczytowo-pompowej w Młotach. Tworzą się tam one wyłącznie na stykach poszczególnych segmentów szczelnej obudowy betonowej (ryc. 101b), wzdłuż istniejących szczelin prowadzących znaczne ilości wód z górotworu. Obecność podobnych stalaktytów rurkowych stwierdzono też m.in. w Kamiennej Górze – pod górą Widną, czy

w północnym sztolniowym ujęciu wody podziemnej (sztolnia Porfirowa) w Boguszo-
wie-Gorcach. Wystąpienie w ostatnim z tych stanowisk ma formę wyjątkową, krótkie
stalaktyty są rozmieszczone chaotycznie i gęsto na stropie wyrobiska, pokrytym za-
prawą (por. rozdz. 4.6.2, ryc. 80).



Ryc. 101. Przykłady nacieków węglanowych: a – kaltemitowe nacieki rurkowe (makarony)
na poziomie 80 kopalni Wolność w Kowarach oraz b – w wyrobisku elektrowni szczytowo-pompowej
w Młotach, c – kaltemity o formie stalaktytów o skomplikowanej formie (Młoty),
d – polewa naciekowa na zlepieńcach wapnistych w komorze eksploatacyjnej Sztolni Daisy

W rozległym obiekcie w Młotach występuje też szereg innych form kaltemitowych.
Na odsłoniętych fragmentach stalowej siatki zabezpieczającej powstają stalaktyty

o specyficznej formie (ryc. 101c). Rzadko występujące stalagmity z reguły mają kształty płaskie i szerokie (ryc. 102), dokładnie odpowiadające pokrojem i wewnętrzną budową jednej z form przedstawionych przez Ver Steega (1932). Drogami skoncentrowanego dopływu do wyrobisk silnie zmineralizowanych roztworów wodnych stały się w Młotach niektóre z otworów badawczych, wywierconych w ociosach. W pierwszym etapie prawdopodobnie wypłynął nimi nadmiar mleczka cementowego, zatłaczanego w obudowę w roku 1989. Później zaczęły wypływać wody doprowadzające związki wapnia z rozpuszczanej obudowy betonowej, ale też tlenki żelaza i prawdopodobnie manganu, pochodzące z górotworu. W rezultacie intensywnego strącania tych substancji, na spągu – u wylotów wspomnianych otworów, tworzą się rozległe polewy mineralne, lokalnie mające charakter tzw. pól ryżowych, a także niewielkich mis naciekowych (odpowiedników mis martwicowych występujących w jaskiniach). Są to wielobarwne nagromadzenia o różnym charakterze tworzących je substancji mineralnych (ryc. 54b). W dolnej ich części występuje biała, miękka, mazista, silnie przesycona wodą substancja węglanowa o charakterze mleczka wapiennego (nagromadzenia mikrokrystalicznego węglanu wapnia wg Gradzińskiwo i Radomskiego 1957). Można ją określić jako kaltemit utworzony z materiału węglanowego, ługowanego z obudowy. Na niej widoczne są rdzawe i czarne nacieki żelaziste oraz prawdopodobnie manganowe, utworzone z substancji ługowanych w obrębie górotworu. Wyraźnie dostrzegalne jest zatem czasowe następstwo nacieków – starsze i często wyraźnie rozleglejsze są pokrywy kaltemitowe, a na nich występują młodsze nagromadzenia żelazisto-manganowe.

Nacieki **kalcytowe** (powstające z węglanów naturalnie występujących w górotworze) rzadko przyjmują postać krótkich form rurkowych – makaronów. Formą znacznie powszechniejszą są polewy wykształcone na ociosach w dwojaki sposób. Obiektem doskonale to ilustrującym jest komora eksploatacyjna w zespole Sztolni Daisy (rozdz. 4.7.2). Silnie zaznacza się tam obecność kilku stosunkowo niewielkich pól (kaskad) naciekowych, formujących się z czystego, niemal białego kalcytu (ryc. 101d). Z drugiej strony rozległe powierzchnie ociosów pokryte są cienką warstewką węglanową o ciemnoszarym, miejscami lekko brązowym zabarwieniu, skutecznie maskującą strukturę i cechy petrograficzne skały budującej górotwór. Pierwsze ze wspomnianych rodzajów nacieków tworzą się w wyniku względnie skoncentrowanej i intensywnej dostawy roztworu. Rozległe polewy o ciemnym zabarwieniu mogą zaś być rezultatem procesu o szerszym zasięgu, ale znacznie mniejszej intensywności – powolnej mobilizacji związków wapnia z pyłu węglanowego, który osiadł na ociosach w trakcie urabiania, a także z samego wapienia onkoidowego. Zachodzi on w środowisku

o stałej, wysokiej wilgotności, przy powolnej, umożliwiającej precypitację migracji wody (spływanie po ociosach). Ciemne zabarwienie powoduje zapewne domieszka pyłu pozostałego na ociosach po okresie eksploatacji z wykorzystaniem materiałów wybuchowych.

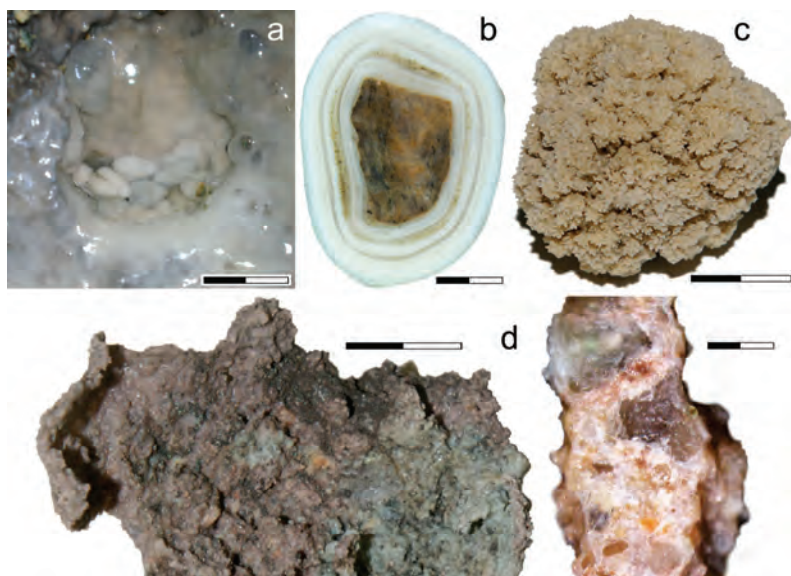


Ryc. 102. Przekrój stalagmitu kaltemitowego na fragmencie gnejsu biotytowego (Młoty):
a) makrofotografia, b) powiększenie elementów struktury – obraz z mikroskopu stereoskopowego

Dobrym przykładem intensywnej współczesnej mineralizacji kalcytowej jest końcowy odcinek Sztolni Wapiennej w Ciechanowicach (por. rozdz. 4.1.4, ryc. 28). Ma tam miejsce silny, rozproszony wypływ wody, dzięki czemu zarówno ociosy, jak i strop oraz spąg są pokryte jednolitą warstwą dobrze wykrystalizowanej polewy naciekowej, z niewielkimi misami martwicowymi, co nadaje temu odcinkowi wyrobiska charakter typowy dla jaskini (Zagożdżon i Zagożdżon, 2007a).

Unikatowymi są drobne formy węglanowe – kalcytowe pizoidy (tak zwane perły jaskiniowe) odnalezione w Kowarach, w Sztolni Głównej dawnej kopalni Wolność (Zagożdżon i Zagożdżon, 2009d) oraz w północnej derywacji elektrowni w Młotach, gdzie osiągają one rozmiary sięgające 3,5 cm (por. rozdz. 4.4.2, ryc. 54a, 103a, b). Nietypowymi formami kaltemitowymi są małe, izometryczne, kalafiorowate ciała powstające pod powierzchnią lustra wody w niektórych chodnikach minerskich twierdzy kłodzkiej (ryc. 103c). W odosobnionym przypadku, w Sztolni Podkowca w Uniemyślu, natknięto się na inne kalcytowe, wtórne nagromadzenie, związane ze środowiskiem krasowym. Jest to kilkumilimetrowej grubości skorupa o skomplikowanej formie i wewnętrznej strukturze (ryc. 103d). Te cechy nasuwają przypuszczenie, że mogła ona powstać w wyniku krystalizacji kalcytowego spoiwa i dość gwałtownego wysychania ośrodka.

Jednym z zagadnień badanych w przypadku form naciekowych jest tempo ich przyrostu. Parametr ten jest łatwo bezpośrednio mierzalny w przypadku kaltemitowych nacieków rurkowych, dla których jego graniczne wartości mogą wynosić 0,03–0,48 mm/dzień (0,1–1,44 cm/mies. według Allisona, 1923; *vide* Ver Steeg, 1932), zaś średnie około 0,25 mm/dzień (0,76 cm/mies. według Ver Steega (1932), ale niekiedy sięgają nawet 2 mm dziennie (Smith, 2016). Niejednorodna wewnętrzna struktura nacieków bardziej masywnych (stalaktyty, stalagmity) jest zazwyczaj doskonale widoczna, a wyraźne warstwowanie odzwierciedla kolejne fazy przyrostu. Tempo przyrostu stalagmitów kaltemitowych jest zróżnicowane – według danych Ver Stega (1932) w zakresie 1,85–6,25 mm/rok. Zdaniem Allisona (1923; *vide* Ver Steeg, 1932) istnieje korelacja tempa przyrostu i formy tych nacieków – wyraźnie wypukłe przyrastają względnie szybko, zaś te o spłaszczonych szczytach – powoli.



Ryc. 103. Drobne, wtórne formy węglanowe:

- a – pizoidy kalcytowe w miniaturowej misie naciekowej (Kowary, skala 2 cm) (fot. K. Zagożdżon),
- b – przekrój pizoidu kaltemitowego rozwiniętego na fragmencie gnejsu (Młoty, skala 0,5 cm),
- c – izometryczna forma kaltemitowa (Twierdza Kłodzka – skala 0,5 cm), d – kalcytowa forma skorupowa (Uniemyśl, po lewej wygląd zewnętrzny – skala 1 cm, po prawej przekrój – skala 1 mm)

Tempo formowania się nacieków kaltemitowych może być oszacowane w niektórych badanych wyrobiskach. Przykładem może być kaltemitowy stalagmit o średnicy około 6 cm (ryc. 102a) pobrany w najwyższej części zachodniej sztolni derywacyjnej

obiekty w Młotach w lipcu 2010 r. Intensywne prace związane z drążeniem i zabezpieczeniem tamtejszych wyrobisk zakończono w 1989 r. Natomiast w latach 1991–1997 przeprowadzono jeszcze lokalne cementacje uszczelniające i wypełniające (Elektrownia, 2001). Można uznać, że od tamtego czasu panowały warunki sprzyjające spokojnemu narastaniu szaty naciekowej. Wspomniany stalagmit to naciek wyraźnie wypukły, co sugeruje, że przyrastał względnie szybko, biorąc pod uwagę jego wysokość można stwierdzić, że tempo przyrostu wynosiło około 1,7 mm/rok. Na przekroju zidentyfikowano w nim około 95 kontrastowych warstewek, różniących się miąższością (0,25–2,56 mm), strukturą (masywna, skrytokrystaliczna lub porowata z „palisadowym” układem kryształów kalcytu) oraz barwą (biała lub żółtawa, ruda), wynikającą z obecności żelazistego pigmentu w niektórych z nich (ryc. 102b). Porównanie wyników obserwacji laboratoryjnych i danych archiwalnych – dotyczących czasu zakończenia prac technicznych, wskazuje, że wyraźnie odzwierciedlone budową nacieku zmiany warunków krystalizacji następowały częściej niż sezonowo – średnio ponad 6-krotnie w ciągu roku.

Całkiem odmiennie wygląda struktura polewy naciekowej ze Sztolni Wapiennej w Ciechanowicach. Jej miąższość sięga 1 cm, ma jednak budowę wyraźnie grubokrystaliczną. Jest kolumnowym nagromadzeniem równoległych kryształów kalcytu o długości do 11 mm, bez zauważalnych znamion strefowości, co można uznać za dowód dużej stałości warunków krystalizacji na tym stanowisku, związanych ze stałą dostawą wody.

5.3.3. Nacieki i precypitaty środowisk AMD

W wielu ze badanych historycznych obiektów podziemnych Sudetów obserwowano formy naciekowe zbudowane z substancji o charakterystycznych rdzawych, bądź żółto-brązowych barwach (żelaziste). Rzadziej były to nacieki ciemnoszare i czarne (być może manganowe), bądź jasnoniebieskie (związki miedzi). Formy te występują w bardzo różnym nasileniu, niekiedy są sporadyczne, w innych, ekstremalnych przypadkach pokrywają w całości strop, ociosy i spąg długich odcinków wyrobisk. Są to nagromadzenia mineralne charakterystyczne dla środowisk tzw. AMD (*acid mine drainage*), kształtujących się w dawnych kopalniach rud (zwłaszcza siarczkowych) i węgla, a podrzędnie (lokalnie) w innych obiektach. Nacieki formują się przede wszystkim w miejscach sączenia się wysoko zmineralizowanych wód lub ich stagnacji.

Nacieki zbudowane z tlenków żelaza i manganu opisywane są także w obiektach krasowych. Żelaziste i czarne rzadko spotykane stalaktyty i stalagmity opisywał np. Turchinov (1999) z gipsowych jaskiń Podola. Natomiast Onac (2012) wskazał domi-

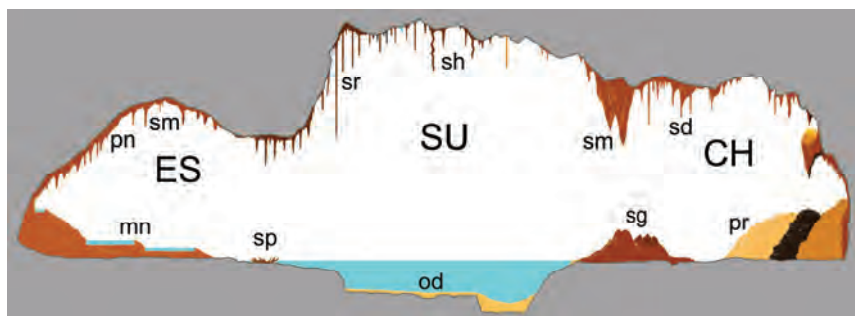
nujące w takich skupieniach minerały. Spośród związków Fe są to goethyt, hematyt i lepidokrokit, zaś najczęściej występującymi tlenkami Mn są birnessyt, piroluzyt i romanechit (ale jedynie goethyt został przedstawiony, jako występujący powszechnie – na całym świecie). Nacieki siarczanowe (melanteryt $\text{FeSO}_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$) z dawnej kopalni pirytu w Górach Świętokrzyskich szczegółowo scharakteryzował (Wieser, 1950).

Spośród licznych problemów geologicznych, dostępnych do badań w dawnych wyrobiskach Sudetów, zagadnienie nacieków zbudowanych ze związków metali można uznać za jedno z dość dobrze rozpoznanych. Jako główny z minerałów tworzących formy naciekowe, w oparciu o badania przeprowadzone w wyrobiskach kopalń w Radzimowicach i Wieściszowicach, Parafiniuk i Siuda (2006) wskazali schwertmannit. Jest to trudna w identyfikacji, odkryta i opisana dopiero w roku 1994 (Bigham i in., 1994) faza mineralna o przybliżonym wzorze $\text{Fe}_{16}\text{O}_{16}(\text{OH})_{10}(\text{SO}_4)_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, strącająca się w warunkach dawnych kopalń z wód typu AMD. W Radzimowicach występuje on w postaci bogatej szaty naciekowej, o barwach od pomarańczowej do brązowej. Składają się na nią stalaktyty (w tym rurkowe), rozległe polewy naciekowe, luźne nagromadzenia na spągu, a nawet kruche, cienkie filmy na powierzchni wód stagnujących w wyrobiskach (Parafiniuk i Siuda, 2006).

Z historycznego złoża Stara Góra w Radzimowicach Siuda i Kruszewski (2013) oraz Parafiniuk i in. (2016) opisali szeroki zespół minerałów wtórnych z grup siarczanów i arsenianów, z których część tworzy różnorodne formy naciekowe. Spośród siarczanów wskazać tu trzeba brochantyt $\text{Cu}_4\text{SO}_4(\text{OH})_6$ (występujący w postaci zielonych naskorupień), jasnożółtawy hydroniumjarosyt $(\text{H}_3\text{O},\text{K})\text{Fe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ (rozległe pokrywy na ociosach), woodwardyt $\text{Cu}_6\text{Al}_2\text{SO}_4(\text{OH})_{16} \cdot 2\text{--}3\text{H}_2\text{O}$ (jasnoniebieskie pokrywy, stalaktyty i luźne nagromadzenia), langit $\text{Cu}_4\text{SO}_4(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (niebieskie pokrywy na ociosach) i rzadszy chalkoalunit $\text{CuAl}_4\text{SO}_4(\text{OH})_{12} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (stalaktyty, stalagmity i draperie o charakterystycznej ciemnoniebieskiej barwie). Najpowszechniej występującym tam arsenianem jest kańkit, $\text{FeAsO}_4 \cdot 3,5 \text{H}_2\text{O}$ (różnorodne nagromadzenia, formy naciekowe na hałdach). Stwierdzono także obecność pitticitu – amorficznego siarczanoarsenianu $\text{Fe}^{3+}_{20}(\text{AsO}_4,\text{SO}_4)_{13}(\text{OH})_{24} \cdot 9 \text{H}_2\text{O}$ (?) (w postaci stalaktytów i stalagmitów o barwach od szarej, przez brązową do czarnej).

Większość opisywanych dalej nacieków obserwowanych w środowiskach AMD to formy **żelaziste** o barwach żółtych i rdzawych, charakterystycznych dla tlenków i wodorotlenków oraz siarczanów Fe. Rzadziej spotyka się formy o barwach ciemnych (ciemnoszarych, niemal czarnych), będące prawdopodobnie skupieniami tlenków manganu, a sporadycznie niebieskawe, małe nacieki z udziałem związków Cu. Stanowiskami najbogatszymi w takie formy były sztolnie Średnia Uranowa (wraz ze śre-

dniowiecznymi wyrobiskami *erbstollen* – por. rozdz. 4.4.1) i Wschodnia (por. Stysz i Mączka, 2009) w Marcinkowie, sztolnia Leopolda w Krobicy, tzw. sztolnia Ochrowa w Złotym Stoku obiekt w Młotach oraz wyrobiska na polu Złoty Sloup kopalni Hackelberg w Złatych Horach. Szczegółowe obserwacje szaty naciekowej przeprowadzono w pierwszym z nich. Nacieki w sztolni Leopolda zostały niemal całkowicie zniszczone w trakcie przygotowywania podziemnej trasy turystycznej Kopalni św. Jan, zaś obiekt czeski, po przeprowadzeniu wstępnej penetracji w roku 2011 przestał być dostępny. Obserwacje porównawcze, na znacznie już skromniejszym materiale, wykonano również w obiektach w rejonie Przecznicy, w podziemnej trasie turystycznej Osówka, czy w Sztolni Osadowej w Bogusławowie-Gorcach. Zróznicowanie żelazistej szaty naciekowej charakterystycznej dla obiektów cechujących się intensywną dostawą wód AMD przedstawione zostało więc przede wszystkim w oparciu o obserwacje z Marcinkowa, gdzie jest ona wyjątkowo bogata (por. ryc. 104). Substancje mineralne gromadzą się zarówno w warunkach subaeralnych, jak i subakwaticznych, a także przejściowych, które można określić jako semiakwaticzne.



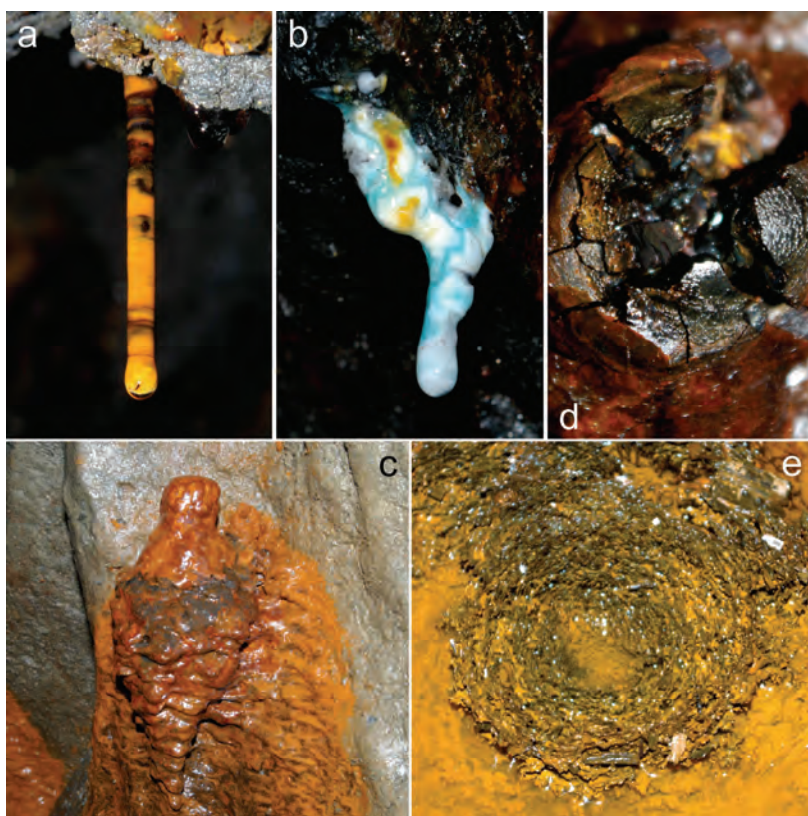
Ryc. 104. Schemat poglądowy zróznicowania form nacieków żelazistych i precypitatów AMD na przykładzie wyrobisk w Marcinkowie; SU – sztolnia Średnia Uranowa,

ES – średniowieczne chodniki *erbstollen*, CH – chodniki boczne sztolni uranowej z wyjątkowo silnymi dopływami zmineralizowanych wód;

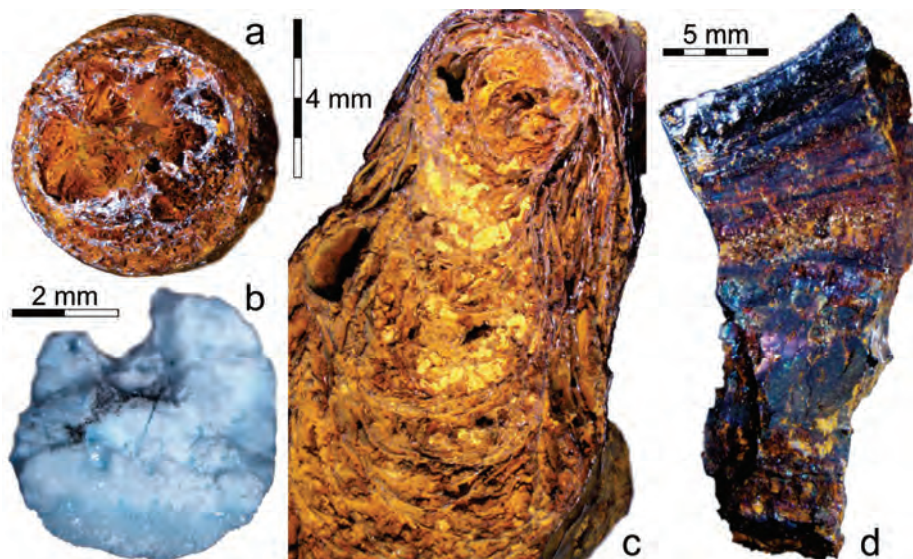
stalaktyty: sr – rurkowe („makarony”), sh – heliktytowe, sm – masywne, sd – przechodzące w draperie; pn – polewy naciekowe, sg – stalagmity, sp – struktury koncentryczne w warunkach „paraakwaticznych”, pr – masywne nagromadzenia o charakterze poletek ryżowych, mn – misy naciekowe, od – osady dennie

Formą powszechnie występującą na stropach są **nacieki rurkowe** (makarony) o stałej średnicy około 4 mm i długości sięgającej 50 cm. Wykazują one pewną zmienność form – zdecydowaną większość stanowią nacieki proste, nieliczne mają charakter nieco heliktytowy. Wzdłuż niektórych z nich tworzą się czasem niewielkie draperie (ryc. 104). W większości mają one barwy ciemnobrązowe – rdzawe, rzadziej ciemnożółte. Niektóre wykazują

wyraźne poprzeczne prążkowanie, wyrażone zmiennością kolorystyki (por. ryc. 105a), prążki występują w odległościach 1–4 mm. W innych przypadkach zmienność kolorystyczna jest bardziej nieregularna. Nieliczne z nich wykazują barwy ciemnoszare do czarnych. Mogą to być naciekowe nagromadzenia związków Mn. Inne, o charakterystycznym jasnoniebieskim zabarwieniu są zbudowane m.in. ze związków miedzi – być może z woodwardytu lub chalkoalumitu (ryc. 105b; por. Siuda i Kruszewski 2013). Nacieki rurkowe wykazują typową budowę wewnętrzną. Wyodrębnić można litą, szklistą powłokę i puste lub wypełnione szkieletowym albo gąbczastym agregatem mineralnym wewnątrz (ryc. 106a, b).



Ryc. 105. Wybrane formy nacieków zbudowanych ze związków metali:
 stalaktyty rurkowe (o średnicy 4 mm) a – żelazisty, b – zbudowany z udziałem związków miedzi,
 c – stalagmit na polwie naciekowej (wysokość pola widzenia 35 cm), d – spękany stalagmit
 (średnica 4,5 cm), e – koncentryczna struktura (o średnicy 7 cm) na spągu zakrytym 2-centymetrową
 warstwą wody (a, b, d, e – sztolnia Średnia Uranowa w Marcinkowie,
 c – kopalnia Anna Maria w Przecznicy; d, e – widok z góry) (fot. K. Zagożdżon)



Ryc. 106. Zróżnicowanie wewnętrznej budowy wybranych form naciekowych ze sztolni w Marcinkowie: stalaktyty rurkowe: a) żelazisty i b) zbudowany ze związków miedzi – widoczne różne rodzaje szklistej powłoki oraz gąbczaste wnętrza, c) większy stalaktyt żelazisty o złożonej budowie wewnętrznej, d) fragment stalagmitu, który uległ samoistnemu spękanii

Masywne stalaktyty rzadko tworzą formy dłuższe niż 10–15 cm. Często występują w grupach, na ociosach płynnie przechodząc w nacieki typu żeber i draperii. Ich struktura jest bardziej złożona, występują w nich liczne warstwy szkliste, wewnątrz wypełniają substancje mineralne o zmiennych cechach fizycznych (ryc. 106c). Podobne zespoły nacieków, choć występujące w odosobnieniu odnotowano m.in. w obiekcie Osówka. Specyficzne warunki przyrostu stalaktytów panowały w sztolni Leopolda Kopalni Św. Jan w Krobicy, przed otwarciem jej wlotu w roku 2010 (Madziarz i in., 2012; Zagożdżon i Zagożdżon, 2012). Wyrobisko było wypełnione odciekami kopalnianymi, niekiedy na całej praktycznie długości, po strop. Jednak okresowo, na skutek wahań poziomu zwierciadła wody w górotworze jej poziom w wyrobisku obniżał się o około 1 m. W tych warunkach wielokrotnie następowały fazy przyrostu stalaktytów, a następnie ich trawienia (ryc. 107a).

W sztolniach w Marcinkowie niektóre odcinki wyrobisk, zwłaszcza starych, pokryte są ciąglą warstwą polew naciekowych (ryc. 107b). Podobną sytuację można było obserwować we wspomnianej sztolni Leopolda, przed przygotowaniem jej do ruchu turystycznego, z tym że subaeralna szata naciekowa nakładała się tam na subakwaticzną powłokę precypitatów pokrywającą strop i ociosy.



Ryc. 107. Rozległe wystąpienia żelazistej szaty naciekowej;

- a – stalaktyty ze znamionami silnego rozpuszczania w okresach całkowitego wypełnienia wyrobiska odciekami (Krobica – sztolnia Leopolda, listopad 2010 r.; długość nacieków – do 25 cm),
 b – polewa żelazista stropu i ociosów sztolni w Marcinkowie (wysokość wyrobiska – około 120 cm)
 (fot. 107b K. Zagożdżon)

Różnorodne naciekowe nagromadzenia na spągu wyrobisk oraz współwystępujące z nimi nagromadzenia mineralne strącające się ze stagnujących wód są często masywne i rozległe. Jednakże typowe **stalagmity** występują rzadko, tworząc formy niskie i obłe, w których centralnych częściach często występują zagłębienia. Są to zarówno struktury lite, choć kruche, jak też nagromadzenia materiału spoistego, silnie przepojonego wodą. W kilku obiektach obserwowano stalagmity utworzone na ociosach, np. narosłe na silnie nachylonych polewach naciekowych (ryc. 105c). Odosobnione stalagmity, utworzone z charakterystycznej smolistoczarnej substancji mineralnej o wysokim połysku, obserwowane w Marcinkowie i Złatych Horach, uległy całkowitemu spękaniu, prawdopodobnie w wyniku dehydratacji (ryc. 105d, 106d). Za analog stalagmitów można uznać płaskie, kilkucentymetrowej średnicy koncentryczne struktury, będące blaszkowymi nagromadzeniami mineralnymi, formującymi się niekiedy poniżej stalaktytów w środowisku przejściowym – „paraakwaticznym”, tj. na spągu pokrytym bardzo cienką (1–2 cm) warstewką wody (ryc. 105e).

Masywne stalagmity, w wielu przypadkach zbudowane z miękkiej, przepojonej wodą substancji, przechodzą czasem w miększe żelaziste **polewy**, często pokryte większymi zespołami form odpowiadających jaskiniowym poletkom ryżowym. Na jednej z takich polew, utworzonych w obiekcie w Młotach opisano niecodzienną formę pęcherzową (ryc. 54c), której geneza jest prawdopodobnie związana z odgazowaniem miękkiej, porowatej substancji żelazistej. Struktury typu polew niekiedy przekształcają

się poniżej w kaskadowe zespoły odpowiedników mis martwicowych (ryc. 104), niekiedy o znacznych rozmiarach – przegradzające całą szerokość wyrobisk. Specyficzne rozległe polewy i **misy naciekowe** tego rodzaju występują w derywacjach obiektu w Młotach, gdzie obok nagromadzeń czysto żelazistych obserwuje się czasem kaskady i misy o składzie mieszanym – kaltemitowo-żelazistym (ryc. 54b). W jednym przypadku zaobserwowano tam drobną misę zasilaną roztworami w nietypowy sposób – nie z boku (ociosu), a od dołu – ze spągu.

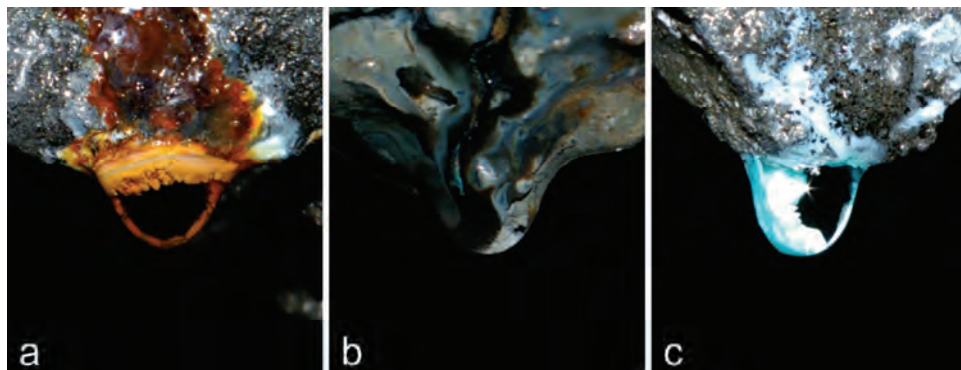
Nagromadzenia miękkich, żelazistych osadów powstają też na granicy środowisk wodnego i powietrznego, w sytuacji, gdy wahania poziomu zwierciadła wody są umiarkowane. Na spągu wyrobisk, w wyniku spokojnej, subakwatywnej precypitacji, gromadzi się luźny osad o żółtobrazowej barwie. Należy zauważyć, że w przypadku sztolni Średniej Uranowej w Marcinkowie, te (denne) nagromadzenia mineralne powstają w zasadzie przy braku przepływu. Woda gromadząca się w wyniku wykopów ze stropu nie wypływa bowiem z wyrobiska, a ponownie infiltruje – w spąg. Lokalnie ten luźny materiał osadowy ulega drobnym przemieszczeniom na zasadzie miniaturowych podwodnych osuwisk. W przypadku sztolni Leopolda w Krobicy, przed jej udrożnieniem, substancja tego rodzaju osadzała się na praktycznie całej powierzchni ociosów, stropu i spągu, nakładając się na, wyżej wspomniane, wtórnie trawione formy naciekowe.

W przypadku kopalni piritów *Friedrich Wilhelm* w Szklarskiej Porębie substancja żelazista o podobnej genezie spełniła rolę cementu spajającego antropogeniczne nagromadzenie materiału skalnego, do dziś widocznego w postaci reliktu prowadzenia eksploatacji wielopoziomowej (por. rozdz. 4.1.2, ryc. 11b, c).

Środowisko sztolni w Marcinkowie umożliwia obserwację procesu przyrastania nacieków. W powiększeniu, *in situ*, badać można na przykład początkowe etapy ich formowania się. W przypadku niektórych ze stalaktytów następuje prawdopodobnie gromadzenie się faz mineralnych w postaci amorficznej lub skrytokrystalicznej, jako skupień drobnych kalafiorowatych wykwitów o rozmiarach nie przekraczających 0,25 mm (ryc. 108a, b). Stopień uporządkowania struktury innych nacieków wydaje się większy, co można było obserwować na przykładzie rodzącego się stalaktytu zbudowanego ze związków miedzi (ryc. 108c). Prawdopodobnie następowała tu krystalizacja w kropli długo stagnującej wody i bez wpływu ruchu powietrza, podobnie jak ma to miejsce w przypadku szkieletowej krystalizacji na kaltemitowych stalaktytach rurkowych opisaney przez Smitha (2016).

W sztolni Średniej Uranowej w Marcinkowie podjęto próbę określenia tempa przyrostu stalaktytów żelazistych. Pomiary prowadzono w okresie pomiędzy czerwcem 2009, a czerwcem 2014 r. i zawieszono w związku z dramatyczną dewastacją szaty naciekowej przez grupy nieodpowiedzialnych eksploratorów, która nastąpiła prawdopo-

dobnie w zimie 2013/14 r. Pomiędzy lipcem 2014 a majem 2015 r. przeprowadzono dodatkowe obserwacje nowych struktur.



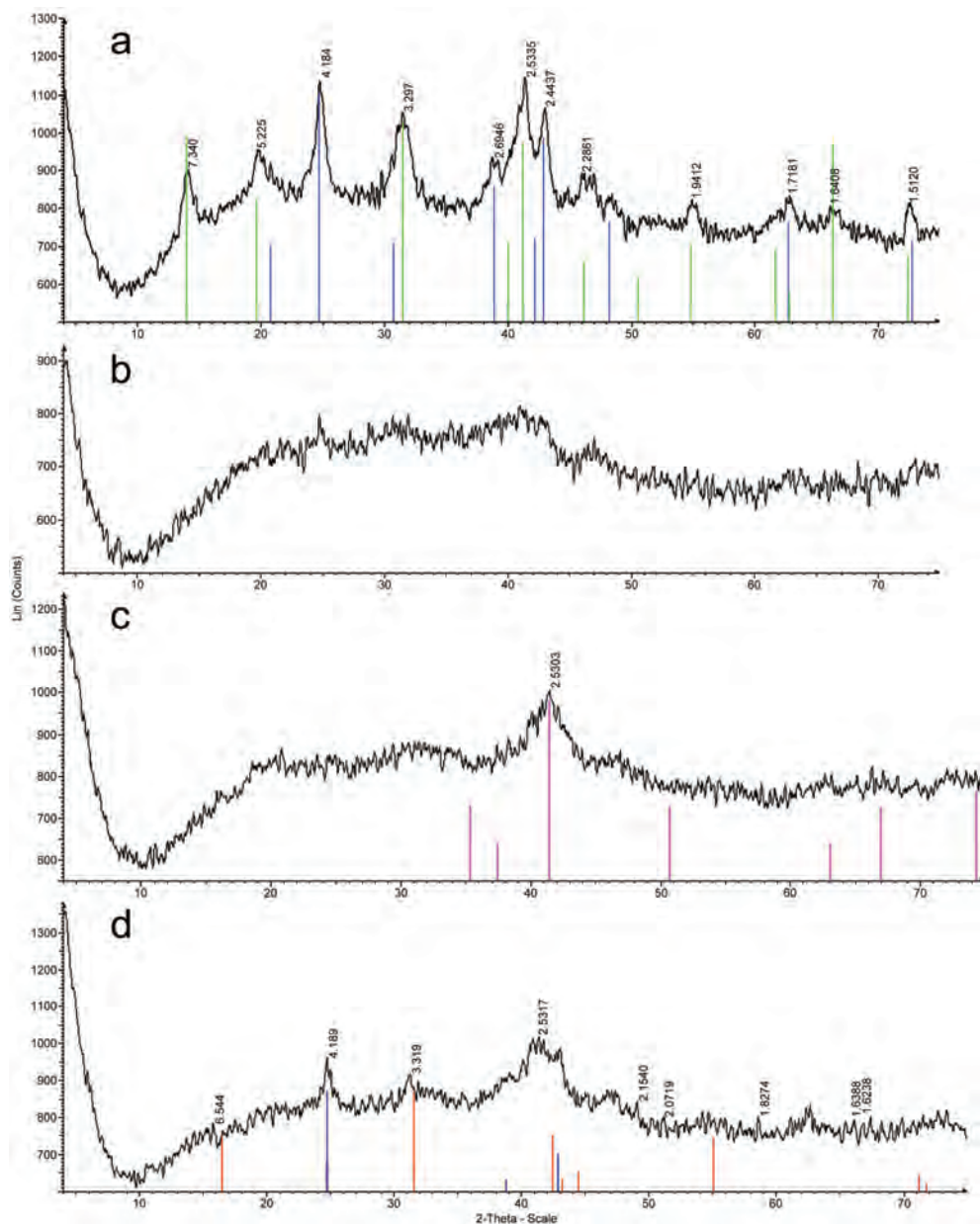
Ryc. 108. Zaczątkowe stadium rozwoju stalaktytów w Marcinkowie:

a – żelazisty, b – prawdopodobnie zbudowany ze związków manganu, c – krystalizujące związki Cu;
a, b – prawdopodobnie nagromadzenia amorficzne, c – krystalizacja w kropli wody
(szerokość struktur – 6 mm) (fot. K. Zagożdżon)

W pierwszym ze wskazanych okresów za wiarygodne uznać można tylko dwa wyniki. Przyrost długości większego stalaktytu 1,3 mm (0,325 mm/rok), przy zmierzonej częstotliwości spadków kropli wody co 1,7 sek. Badany naciek rurkowy przyrósł o 2,1 cm (0,525 cm/rok), a częstotliwość spadków kropeł wynosiła około 2–3/min. Przyrost dziewięciu innych stalaktytów rurkowych badano w drugim ze wspomnianych okresów. Pięć z nich nie wykazało zmiany długości, w przypadku dwóch zwiększyła się ona o 1 mm (spadek kropli co około 20–30 min.), kolejny przyrósł o 4 mm (krople spadały co 18 min.), a ostatni – o 6 mm (krople spadały co 21 sek.).

Te z konieczności bardzo wybiórcze wyniki pokazują jednak zależność przyrostu nacieków od intensywności dopływu roztworu oraz określają tempo szybko narastających stalaktytów rurkowych na około 0,5 mm/rok.

Wybrane próbki żelazistych nacieków i precypitatów poddano analizie dyfraktometrycznej. Jedyny prezentowany wcześniej dyfraktogram (Zagożdżon i Zagożdżon, 2009b) ukazuje zespół refleksów zidentyfikowanych jako charakterystyczne dla dwóch minerałów. Wskazano wysoce prawdopodobną obecność goethytu, a także akaganeitu. Tą drugą fazę mineralną dokumentuje osiem refleksów, które co prawda w zakresie 1,5–2,5 Å pokrywają się z charakterystycznymi pikami schwertmannitu, jednak pozostałe (3,297, 5,225 i 7,340 Å) wydają się wskazywać na akaganeit (por. ryc. 109a).



Ryc. 109. Dyfraktogramy faz żelazistych z wybranych stanowisk Sudetów:

a – żelazisty precypitat z Marcinkowa, wskazano podstawowe refleksy goethytu (niebieskie) oraz akaganeitu (zielone; według Zagożdżonów 2009a), b – amorficzna substancja tworząca stalaktyt z Kowar, c – stalaktyt z Marcinkowa i próba dopasowania widma magnetytu, d – stalaktyt ze Złatych Hor ze wskazaniem głównych refleksów goethytu (niebieskie) i lepidokrokitu (czerwone)

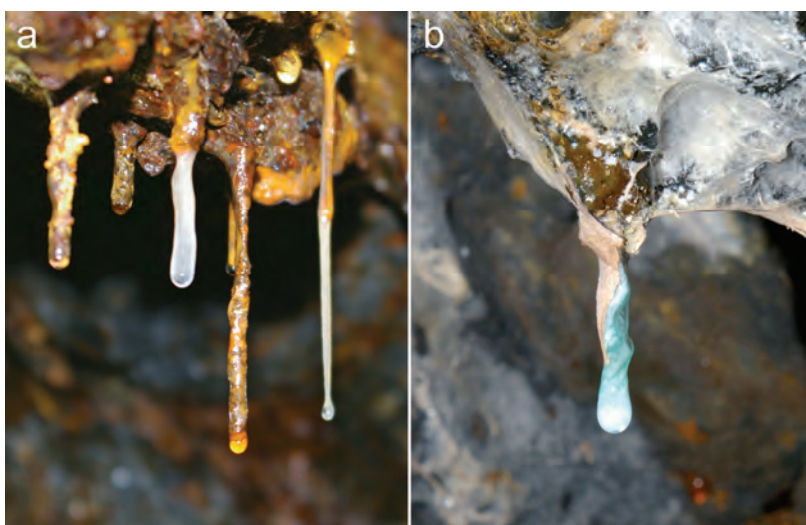
W przypadku większości pozostałych próbek określenie ich składu mineralnego jest niemożliwe lub bardzo wątpliwe. Szereg z nich to substancje amorficzne, co dobrze dokumentuje widmo na ryc. 109b, wykonane na fragmencie stalaktytu z Kowar. Odosobniony refleks zaznacza się na dyfraktogramie próbki ciemnego stalaktytu z Marcinkowa, przedstawionym na ryc. 109c. Jego położenie dobrze odpowiada podstawowemu pikowi widma magnetytu, co jednak w żadnym razie nie może być traktowane jako identyfikacja fazy. Na dyfraktogramie żelazistego stalaktytu ze Złatych Hor wskazać można kilka wyraźnych refleksów, jednak próby dopasowania ich położenia do widm minerałów nie dały jednoznacznych rezultatów (ryc. 109d). Nie można wykluczyć, że w ich składzie występuje goethyt i lepidokrokity (z dobrym dopasowaniem refleksu podstawowego – 4,189 Å).

Wykonane analizy rentgenostrukturalne materiału pobranego w różnych obiektach podziemnych w większości nie pozwalają na identyfikację faz mineralnych budujących nacieki, ale wydaje się, że dobrze dokumentują różny stopień uporządkowania ich struktury (a być może stopniowego wzrostu uporządkowania w wyniku rekryystalizacji). Te odosobnione obserwacje wykazały też brak zależności pomiędzy formą wystąpienia nacieku/precipitatu, a stopniem uporządkowania struktury. Jednoznaczne wyniki uzyskano dla luźnego materiału pobranego spod wody, ze spągu wyrobiska, natomiast dobrze wykształcone formy stalaktytów bywają substancjami w pełni amorficznymi.

Egzotycznym zagadnieniem związanym z obecnością szat naciekowych w obiektach podziemnych są mineralogiczno-biologiczne interakcje prowadzące do ich wzrostu. Zarys tej problematyki w obiektach jaskiniowych w zwarty sposób przedstawił Forti (2001). W środowiskach dawnych wyrobisk górniczych problematyka ta łączy się z badaniem występujących tam specyficznych, ekstremofilnych zbiorowisk organicznych (por. np. Johnson i Hallberg, 2003; Chlebicki i in., 2005; Borkowski i in., 2013; Cłapa i in., 2017; Czerwik-Marcinkowska i in., 2017). Często są to skupiska mikrobiologiczne, tworzące tzw. biofilmy na powierzchniach ociosów i stropu. W niektórych przypadkach mają one postać snottytów – sopłowatych, galaretowatych tworów organicznych (por. Jones i in., 2012). W takich warunkach nagromadzenia organiczne mogą pozostawać w ścisłej współzależności z powstającymi współcześnie skupieniami faz mineralnych, w różnych jednak superpozycjach. Niekiedy obserwuje się zmineralizowanie organicznych kolonii, kiedy indziej pokrywają one fazy mineralne (Cłapa i in., 2017).

Struktury organiczno-mineralne obserwowano w dwóch stanowiskach – w Marcinkowie i (pobieżnie) w Złatych Horach. Pierwsze z nich, również pod względem

różnorodności form biologicznych, okazuje się bardzo ciekawe. Szczegółowo opisano tu specyficzne wystąpienie zróżnicowanego zespołu sinicowo-glonowego (Czerwik-Marcinkowska i in., 2017), ponadto obserwować można typowe snottyty (ryc. 110a), galaretowate skupienia zalegające miejscami w wodzie stagnującej w sztolni oraz inne formy organiczne. Niektóre ze snottytów narastają na stalaktytach rurkowych. W strefie liczego występowania nacieków żelazistych natknięto się też na formę o wyraźnie mieszanej organiczno-mineralnej genezie. Jest to odosobniony stalaktyt o barwie niebieskiej, rozwijający się jednocześnie z niezidentyfikowanym filmem organicznym (ryc. 110b).



Ryc. 110. Przykłady struktur organiczno-mineralnych z Marcinkowa: a – snottyty częściowo rozwinięte na żelazistych naciekach rurkowych (wysokość pola widzenia – 10 cm), b – stalaktyt zbudowany ze związków miedzi, narastający wspólnie z filmem organicznym (długość nacieku – 4 cm) (fot. K. Zagożdżon)

5.3.4. Nacieki lodowe

Swoistymi, efemerycznymi formami naciekowymi są nagromadzenia lodu wodnego, identyczne z często opisywanymi z jaskiń (Turchinov, 1999; Onac, 2012). W badanych obiektach mają one najczęściej postać masywnych stalagmitów, tzw. „chłopców lodowych”, a także polew na niższych partiach ociosów i spągu. Znacznie rzadziej spotyka się stalaktyty (tak zwane sople), stalagnaty, kurtyny i kaskady. Nacieki takie tworzą się w okresach zimowych masowo w strefach intensywnych wykapów, w pobliżu

włotów obiektów cechujących się intensywną naturalną wentylacją. Stalagmity lodowe osiągają wysokość do 3 m, przy stosunkowo niewielkiej średnicy – rzędu 10–30 cm.

Lód tworzący nacieki jest z reguły grubokrystaliczny – bezbarwny i idealnie przezroczysty lub drobnokrystaliczny – biały, przeświecający. W niektórych strefach, np. w sąsiedztwie znacznych ilości drewnianej obudowy zabezpieczającej, wykazuje on jasnobrązowe zabarwienie, wynikające z zawartości materii organicznej.

Często występują wyraźne objawy erozji termicznej stalagmitów, zachodzącej w okresach wzrostu temperatury powietrza na powierzchni. Mają one postać trawionych na powierzchniach nacieków ornamentów wydłużonych w pionie (ślady spływania wody) lub powierzchniowych (nieregularna siatka żłobków). Forma stalagmitów lodowych ulega znacznej komplikacji, pojawiają się liczne przewężenia, zazwyczaj na odcinkach zbudowanych z lodu nieprzezroczystego – drobnokrystalicznego, albo zanieczyszczonego materią organiczną. Nacieki te, w trakcie nadtopiania, stają się skrajnie niestabilne, a ich zakończenia nabierają form wyjątkowo ostro zakończonych, sztyletowatych.

Chłopki lodowe tworzą się m. in. w intensywnie przewietrzanej Sztolni Górnej, na polu Wolność w Kowarach, w odległości do około 30 m od wlotu. Jednak szczególnie duże nagromadzenia nacieków lodowych występują w obiekcie Osówka, w odległości nawet 50 m od wlotu sztolni nr 1 oraz w obiekcie Rzecza.

5.4. Wybrane zagadnienia hydrogeologiczne

Obserwacje hydrogeologiczne są raczej rzadko prowadzone w dawnych podziemnych obiektach pogórnich Sudetów. Przytoczyć tu można opracowania Marszałka i współautorów (Marszałek i in., 2012; Marszałek i Wąsik, 2000; Mickiewicz i in., 2015), Staśki i Wojtkowiaka (2004), Wąsika i Wąsowskiego (2015), czy Koniecznińskiej (2007; por. rozdz. 4). Co prawda poza analizowanym tu obszarem, ale w rejonie o pokrewnej budowie geologicznej i zakresie górniczego wykorzystania – w masywie Szklar – przeprowadzono ocenę zmian pierwotnych warunków hydrodynamicznych (Chudy i Worsa-Kozak, 2013). Niekiedy zjawiska dotyczące wód kopalnianych mają charakter wyjątkowy, jak przedstawione przez Ciężkowskiego (2005) eksplozywne otwarcie wlotu starej sztolni i wielodniowy, gwałtowny wypływ znacznej ilości wód w trakcie powodzi w 1997 r. Wymienić tu można również opracowanie Ciężkowskiego (1989b), dotyczące znacznikowego badania wód w Złotej Sztolni, jednak obiekt ten był traktowany jako element systemu krasowego.

Również w ramach prac własnych zagadnienia związane z wodami kopalnianymi i ich cyrkulacją w badanych wyrobiskach były rozpoznawane w ograniczonym zakresie. Poczynione obserwacje mają charakter wybiórczy, ale niektóre z nich wydają się interesujące.

Stan zawodnienia badanych obiektów jest bardzo różny. Wody występują w nich oczywiście powszechnie, ale w bardzo różnej ilości, co wynika z intensywności infiltracji oraz charakteru (przepuszczalności) górotworu. Jako przykłady obiektów „suchych” wskazać można sztolnie kopalni kobaltu *Hilfe Gottes* w Szklarskiej Porębie, wyrobiska komorowe Łądku Zdroju, Starej Morawy i Uniemyśla, sztolnię Transportową w Różance, czy sztolnie Daisy albo podziemia Książa. Ich przeciwieństwem są sztolnie, w których stagnują duże ilości wody, co z reguły jest spowodowane zawaleniem się przywlotowych odcinków wyrobisk i uniemożliwieniem samoczynnego wypływu. Taką sytuację spotykamy w przypadku sztolni w Jagniątkowie, Bobrowie, sztolni Osadowej w Boguszowie, czy niewielkiej, stromo nachylonej komorze eksploatacyjnej koło zamku Bolków, a także w kopalni *Amalie* w Srebrnej Górze. Strefę stagnacji wód znajdujemy także w podziemnej trasie turystycznej w Osówce, której atrakcyjność podniesiono przez spiętrzenie wody w jej części. Lepsze przykłady takich działań można jednak wskazać na trasach turystycznych Włodarza i Złotego Stoku.

Środowiskiem o wyjątkowym charakterze hydrogeologicznym jest sztolnia w Janowcu, w której woda stagnuje w bardzo niewielkich ilościach (odosobnione, kilkumetrowej wielkości, płytkie zbiorniki – por. Ogórek i in., 2017), ale jest okresowo zalewana przez Nysę Kłodzką w okresach podwyższonych stanów wody. Wyróżnić trzeba też sztolnię w górze Bielec, badaną w latach 1996–2004 – kiedy to na dużych odcinkach jej wyrobisk stagnowała woda o głębokości sięgającej 1 m, a także obecnie (2018 r.), teraz jednak spąg jest całkowicie odkryty. Zinterpretowano to jako świadectwo znaczącego spadku poziomu wody w górotworze (rozdz. 4.1.1).

W końcowej części Sztolni Wapiennej w Ciechanowicach obserwuje się intensywne, skoncentrowane wykapy. Dopływająca woda natychmiast jednak infiltruje w spąg, w obręb silnie spękanego, stektonizowanego górotworu. Podobną sytuację zaobserwowano wcześniej w Sztolni Górnej w Kowarach (por. Zagożdżon i Zagożdżon, 1997). W niektórych przypadkach notuje się stałe, niekiedy intensywne przepływy wody w wyrobiskach, jak w Młotach – gdzie jej nadmiar usuwany jest za pomocą pompowania. Inny charakter przepływu ma miejsce w sztolni w Kłodzku, przez większość czasu suchej, ale na bieżąco drenującej pojawiające się dopływy wód opadowych i roztopowych, a także w Złotej Sztolni koło Zieleńca, obiekcie

o charakterze jaskiniowym, do którego przez wiele lat następował intensywny dopływ wód powierzchniowych przez wlot wyrobiska. Wspomnieć trzeba o następujących niekiedy katastrofalnych wypływach ze sztolni, jak opisany przez Ciężkowskiego (2005), albo obserwowany w tym samym momencie na wlocie Sztolni Głównej kopalni Wolność w Kowarach (Zagożdżon i Zagożdżon, 1998b; 2002c), gdzie około doby po fazie najintensywniejszych opadów roku 1997 następował wypływ w ilości rzędu $1 \text{ m}^3/\text{sek}$.

Jako obiekt wyjątkowy pod względem panujących stosunków wodnych, wskazać można sztolnię Średnią Uranową w Marcinkowie. Sąsiadują tam ze sobą wody o różnych charakterystykach chemicznych i dynamice – stagnujące, o niemal obojętnym odczynie oraz silnie zakwaszone, odpływające ku powierzchni. Z kolei w rozległym obiekcie podziemnym w Młotach występować mogą wody trojakiego rodzaju. W części północno-wschodniej intensywne wykapy prowadzą prawdopodobnie wody płytkiego krążenia, silny wypływ w wyższej części upadowej R1 to prawdopodobnie wody występujące w głębszej części górotworu. Wyraźnie zaznaczające się wycieki w środkowej części wszystkich derywacji reprezentują natomiast silnie zmineralizowane związkami żelaza wody przemieszczające się wzdłuż nieciągłości tektonicznej (rozdz. 4.4.2).

Różny jest **stopień mineralizacji wód**, osiągający bardzo duże wartości w przypadku wyrobisk dawnych kopalń rud (mineralizacja przede wszystkim związkami Fe) oraz w obiektach wykonanych w górotworze obfitującym w minerały węglanowe. Odosobnione analizy składu przedstawiono dla próbek pobranych w Janowcu i Marcinkowie. W pierwszym ze stanowisk stagnowała woda słodka, słabo zmineralizowana akratopega o mineralizacji nieco przekraczającej 500 mg/l , odczynie słabo zasadowym ($\text{pH } 7,4\text{--}7,5$) i typie chemicznym $\text{SO}_4\text{--HCO}_3\text{--Ca}$ (rozdz. 4.8.1; Zagożdżon i in. 2014). Można przypuszczać, że jest to pospolita w strefie hipergenicznej woda $\text{HCO}_3\text{--Ca}$, tu lokalnie, silnie wzbogacona w jon siarczanowy, pochodzący z utleniania piryty w dużej ilości występującego w górotworze.

W Marcinkowie, w bliskim sąsiedztwie występują wody o wyraźnie zróżnicowanych charakterystykach (por. rozdz. 4.4.1; Pusz i in., 2017). Pierwsza z nich to woda słodka, słabo zmineralizowana (około 200 mg/l), o odczynie słabo kwaśnym ($\text{pH } 6,4$) i typie chemicznym $\text{HCO}_3\text{--SO}_4\text{--Ca}$. Stagnuje ona w najgłębszej części sztolni, za rozległym obwałem. W bocznym chodniku obserwuje się natomiast nieco silniej zmineralizowaną (około 290 mg/l), agresywną wodę o kwaśnym odczynie ($\text{pH } 3,70$). Dopływa ona z okruszczowanej części górotworu, lokalnie stagnuje, a w części odpływa w kierunku niedostępnego obecnie wlotu starej sztolni dziedzicznej (*erbstollen*). Ostatnia

z wymienionych to przykład wody tzw. *acid mine drainage* (AMD). Ich zagadnienie jest szeroko rozpoznawane w literaturze światowej, tak dla kopalń czynnych, jak i historycznych (np. Chapman i in., 1983; Smith i in., 1994; Berger i in., 2000). Rezultatem ich infiltracji do starych wyrobisk jest masowe niekiedy powstawanie żelazistej szaty naciekowej, omówionej w rozdziale 5.3.3; por. też Parafiniuk i Siuda, 2006). Większe ilości wód tego rodzaju występują we wspomnianej sztolni w Marcinkowie, a także w elektrowni szczytowo-pompowej Młoty.

W kilku spośród badanych obiektów opisano wyraźnie zaznaczające swą obecność **bariery filtracyjne**, o formie różnej wielkości dyslokacji, wypełnionych ilastą mączką uskokową. W przypadku sztolni w Ciechanowicach (*Gesellen Glückstolle* i Sztolni Wapiennej) są to wąskie kilku-kilkunastocentymetrowe struktury, cechujące się jednak bardzo małą przepuszczalnością. Podobna sytuacja występuje prawdopodobnie w sztolni Porfirowej w Boguszowie, gdzie piętrzenie wody w górotworze może następować na pionowych uskokach widocznych w końcowym jej chodniku. Być może zbliżona jest też rola uskoku odsłaniającego się w początkowej części sztolni Osadowej, na co wskazuje fakt, że w pobliżu jego wychodni w osi doliny rozpoczęto drażnienie obu wyrobisk. Takie same struktury w niektórych przypadkach uniemożliwiały kontynuację robót górniczych, a w innych decydowały o możliwości pozyskiwania znacznych ilości wody.

Najlepiej rozwinięte bariery filtracyjne stwierdzono w kopalni *Amalie* w Srebrnej Górze. Dwa spośród istniejących tam dużych uskoków, o szerokości sięgającej 2 m, piętrzą wodę do wysokości około 4 m. Jest to jaskrawo widoczne na przykładzie dwóch szybków, odległych od siebie zaledwie o 8 m, z których jeden zalany jest do wysokości zrębu, a drugi umożliwia zejście na niższy poziom kopalni (rozd. 4.2.2, ryc. 44).

Przykłady te ukazują, że w górotworze występują niekiedy liczne, różnej skali (choć raczej niekartowalne w ramach prac powierzchniowych) uskoki o umiarkowanym lub stromym upadzie, które odpowiadają za raptowne zmiany poziomu zwierciadła wody.

Obiektami wyjątkowymi pod względem hydrogeologicznym są **sztolniowe ujęcia wód podziemnych** opisane na terenie Boguszowa-Gorców (rozd. 4.6.2). Ilustrują one dziś już w Sudetach nie stosowaną metodę wydajnego pozyskiwania wód szczelinowych, przede wszystkim z masywów krystalicznych. Wyptywy z podobnych obiektów, znajdujących się w Kuźnicach Świdnickich, Starym Lesieńcu, Głuszycy i Karpaczu badali Staśko i Wojtkowiak (2004). W tej klasie jako obiekt nietypowy można wskazać stale użytkowaną sztolnię w Długopolu-Zdroju, w której z trzech ujęć pozyskuje się wodę mineralną dla tamtejszego uzdrowiska (Zagożdżon, 2001).

5.5. Relikty techniki górniczej

Mimo postępującej stopniowej samoczynnej degradacji i bardzo niekiedy niekorzystnego wpływu „dzikich” penetracji, na podstawie badanych wyrobisk przedstawić można szeroki wachlarz reliktyw różnowiekowej działalności górniczej, niejednokrotnie mających charakter zabytkowy. Zachowane są, pochodzące z różnych okresów czasu, pozostałości stosowania różnych technik górniczych – urabiania, transportu, zabezpieczenia, czy oświetlenia wyrobisk, ilustrujących zmienność w czasie sposobów i warunków pracy podziemnej.

5.5.1. Zróżnicowanie i forma wyrobisk

Pierwszym z takich reliktyw – poniekąd najistotniejszym – są same wyrobiska różniące się formą (wymiarami), wynikającą z ich funkcji i czasu powstania. Obserwacje prowadzone były praktycznie wyłącznie w wyrobiskach poziomych, dlatego skoncentrowano się tu na ich omówieniu, napotykane szyby i szybiki są tylko wspomniane.

Morfologiczna różnorodność badanych sztolni i chodników jest bardzo duża, a parametrami ją ilustrującymi są wartości wymiarów poprzecznych i sposób wykończenia powierzchni ociosów oraz stropu – wynikające z praktyki górniczej. Forma tych wyrobisk jest, z przyczyn czysto technicznych, istotna podczas prowadzonych badań, wpływa bowiem (niekiedy bardzo silnie) na dostępność górotworu, stan zachowania skały i widoczność zjawisk geologicznych. Profile poprzeczne i forma ociosów są też jedną z przesłanek wykorzystywanych do datowania tych obiektów.

Jako wyrobiska o rozmiarach najmniejszych wskazać można sztolnię Starą w Różance oraz kilkumetrowej długości chodnik w sztolni północnej, w kamieniołomie koło Lubiechowa (rozdz. 4.7.2 – ryc. 90; ryc. 111). O ile w odniesieniu do pierwszego z nich można jednoznacznie określić jego funkcję (stara sztolnia eksploatacyjna i transportowa), to cel wydrążenia drugiego pozostaje na razie nieznanym. Sztolnia w Różance zwraca uwagę również swym regularnym, owalnym przekrojem. Te jej cechy sugerują, że może ona być typowym reliktem nawet w XV-wiecznych robót górniczych.

Znaczna liczba wyrobisk wykazuje wysokość około 2 m (1,8–2,3 m), a jednocześnie małą szerokość, oscylującą zazwyczaj około 1 m, ale w niektórych przypadkach wynoszącą zaledwie 0,85 m (Złoty Stok – *Erbstollen* ponad pensjonatem Złoty Jar), czy 0,7 m (niektóre odcinki wyrobisk *Gesellen Glück* w Ciechanowicach). Ich poprzeczne przekroje są wyraźnie zróżnicowane. W przypadku niektórych wyrobisk są bardzo

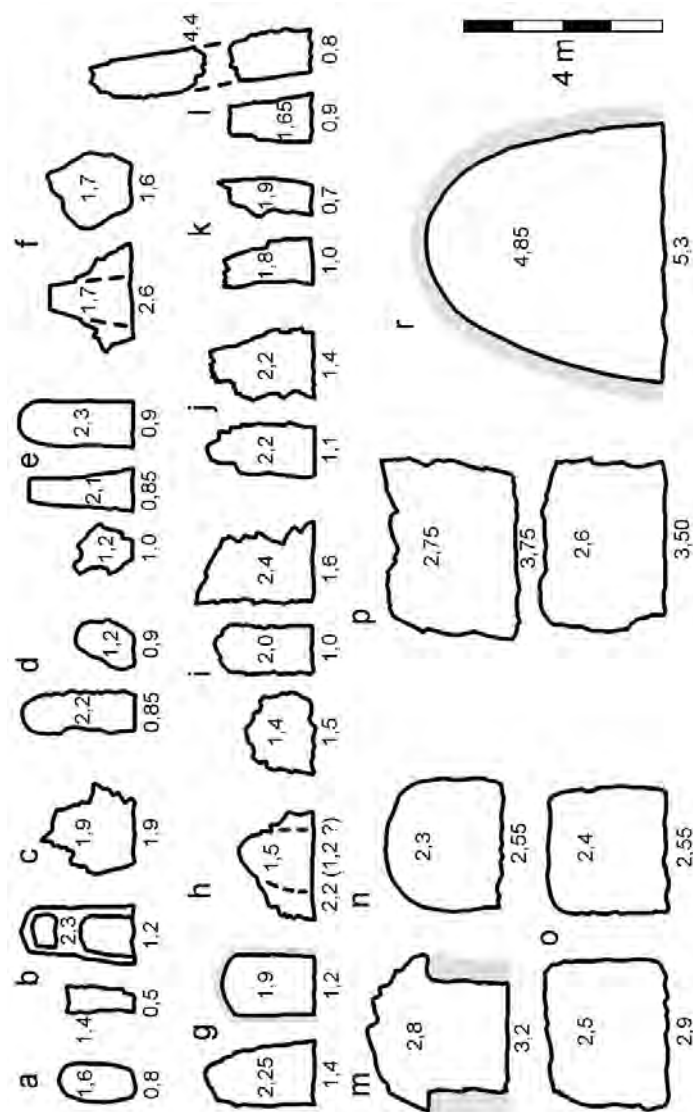
regularne – proste, z łukowym sklepieniem, czego najpiękniejszy przykład zauważono w przywlotowym odcinku wspomnianej *Erbstollen* w Złotym Stoku (ryc. 111, 112a). Również w literaturze znaleźć można przykłady podobne (sztolnia *Fryderyk Wilhelm* koło Gierczyna – Madziarz, 2012).

Inne wyrobiska wykazują charakterystyczne przekroje trapezowe, o dobrze wyrównanych powierzchniach ociosów i stropu, widoczne np. w kopalni *Amalie* w Srebrnej Górze (ryc. 112b), w różnych sztolniach i chodnikach Złotego Stoku, taki też był prawdopodobnie pierwotny profil sztolni *Hermannloch* w Janowcu koło Barda (ryc. 111). W literaturze ich wyjątkowo dobrze zachowane przykłady udokumentowane zostały m.in. w Bystrzycy Górnej (Madziarz, 2008; 2009b; Stysz i in., 2010), w rejonie Gierczyna (Madziarz, 2012), czy w sztolni Książęcej w Złotym Stoku (Wójcik i in., 2014).

W większości badanych obiektów o takich proporcjach (wysokość około 2 m – dwukrotnie większa od szerokości) ociosy i stropy pozostały jednak niewyrównane (ryc. 111). Często zauważa się też wyraźne pochylenie ich poprzecznych profili. Jest ono wywoływane czynnikami strukturalnymi, takimi jak strome zaleganie warstw skalnych (Krobica), czy orientacją okruszczowanych stref uskokowych (Srebrna Góra, Ciechanowice; ryc. 112c). Sytuację tą zilustrowali też m.in. Madziarz i Sztuk (2008) na przykładzie sztolni *St. Carol* w Gierczynie, czy Wójcik i Krzyżanowski (2010b) dla sztolni Złotych Wołów koło Wałbrzyska.

Wyrobiska o smukłych przekrojach poprzecznych są zwyczajowo uznawane za stare. Traktowanie samego profilu poprzecznego za argument decydujący może być jednak bardzo mylące. Sztolnie o przekrojach trapezowych są charakterystyczne dla wyrobisk o zróżnicowanym wieku, powstałych od XVI do XVIII stulecia. Sztolnie i chodniki o smukłych profilach, ale niewyrównanych ociosach wykonywano jednak również w XIX, a nawet XX wieku, co potwierdzają przykłady *Gesellen Glückstolle* w Ciechanowicach, czy sztolni na Bielcu.

W wielu przypadkach wyrobiska mają formę całkiem odmienną, ich wymiary poprzeczne są niewielkie, mają zbliżone wartości, a przekrój sztolni jest czasem bardzo nieregularny (ryc. 111). Cechy takie wykazują niekiedy tylko pewne odcinki wyrobisk opisanych powyżej, a kiedy indziej całe wyrobiska. W pierwszym przypadku sytuacja ta wynika czasem ze zmiany techniki prowadzenia robót (sztolniowe ujęcie wody w Świeradowie, *Erbstollen* w Złotym Jarze) i może dokumentować lukę czasową w działalności górniczej. Znacznie częściej jest to konsekwencja prowadzenia wyrobisk w górotworze, lokalnie lub w całości wykazującym znamiona bardzo silnych deformacji (sztolnia odstawcza *Daisy*). W wielu przypadkach bardzo nieregularna forma jest re-



Ryc. 111. Porównanie poprzecznych przekrojów wybranych wyrobisk poziomych z terenu Sudetów;

a – sztolnia Stara w Różance, wyrobiska Daisy; b – w sztolni północnej i c – sztolnia odstawa, d – Twierdza Kłodzka, e – *Erbstollen* w Złotym Stoku, f – *Hermannlicher Stollen* w Janowcu koło Barda, sztolnie wodne w Boguszowie-Gorcach; g – Porfirowa, h – Osadowa oraz i – w Świeradowie-Zdroju, j – Bielec, k – *Gesellen Glückstolle* w Ciechanowicach, l – wyrobiska kopalni *Amalie* w Srebrnej Górze (podano łączną wysokość dwóch poziomów eksploatacyjnych), m – sztolnia transportowa w Różance, n – sztolnia Gertuda w Złotym Stoku, o – chodniki obiektów w Kamiennej Górze, p – sztolnie poszukiwawcze z lat 1950–55, r – wyrobiska derywacyjne w Młotach;

podano wysokości (wewnątrz rysunków) i szerokości (poniżej)



Ryc. 112. Zróżnicowanie przekrojów poprzecznych przykładowych wyrobisk z terenu Sudetów:
a – *Erbstollen* w Złotym stoku, b – kopalnia *Amalie* w Srebrnej Górze, c – *Gesellen Glückstolle*
w Ciechanowicach, o formie narzuconej przez cechy górotworu (wysokość sztolni – około 2 m)
(fot. K. Zagożdżon)

zultatem działania procesów niszczących, zachodzących po wydrążeniu sztolni (w trakcie jej użytkowania lub później). Zjawiska wietrzeniowe oraz odprężanie górotworu powodują stopniową destrukcję początkowo wyrównanych ociosów, czego dobrymi ilustracjami są zachowane krótkie odcinki sztolni w Janowcu i sztolniowego ujęcia wody (sztolni Osadowej) w Boguszowie (ryc. 111). Podobne przekroje poprzeczne można znaleźć w wielu innych historycznych wyrobiskach (por. np. *Lassiger Stolle* koło Wałbrzycha – Kosiór i Podolski, 2008). Zmiany profilu poprzecznego obserwowane wzdłuż wyrobisk mają niekiedy charakter rzecz można drastyczny, jak we wspomnianej *Erbstollen* (por. Zagożdżon i in., 2016), czy wyrobiskach Gór Kaczawskich (Maciejak i in., 2017).

Odminną grupę stanowią wyrobiska o wyraźnie znaczniejszej powierzchni przekroju poprzecznego, cechujące się znaczną szerokością. Są one rezultatem XIX-wiecznej i XX-wiecznej działalności górniczej, prowadzonej nowoczesnymi metodami. Ich przykładami są wyrobiska stałe dużych, intensywnie eksploatowanych w tym okresie kopalń m.in. w Złotym Stoku i Kletnie oraz (nietypowa pod względem formy i przeznaczenia) sztolnia transportowa w Różance. Podobne proporcje, choć większe prze-

kroje wykazują sztolnie i chodniki kompleksu Riese w Górach Sowich i pod zamkiem Książ (Kruszyński, 1998; Kosmaty, 2006) oraz innych obiektów budowanych w tym samym czasie (np. Arado w Kamiennej Górze). Także najmłodsze z badanych, powojenne sztolnie poszukiwawcze za rudami uranu w Bobrowie, Jagniątkowie i Szklarskiej Porębie oraz sztolnia nad Rozdrożem Izerskim są wyrobiskami wielkogabarytowymi (ryc. 111). Jako przykład ekstremalny przypomnieć trzeba również wyrobiska techniczne elektrowni szczytowo-pompowej w Młotach (o szerokości przekraczającej 5 m i wysokości sięgającej 4,85 m).

Dawne kopalnie sudeckie niejednokrotnie funkcjonowały w oparciu eksploatację komorową. Utworzone w jej wyniku wyrobiska w wielu przypadkach zachowały się w bardzo dobrym stanie. Ich zróżnicowanie wynika ze specyfiki górotworu oraz rodzaju złóż i ich pozycji względem powierzchni ziemi. Komory eksploatacyjne położone w głębi górotworu, połączone z powierzchnią sztolniami i chodnikami można obserwować np. w Sztolni Wapiennej w Ciechanowicach, w dawnej kopalni pirytu *Friedrich Wilhelm* ponad Szklarską Porębą, wskazać można też niewielkie komory po wybraniu gniazd fluorytu w Kletnie. Wyraźnie odróżniające się formą są komory rozwinięte wzdłuż stromo nachylonych stref zmineralizowanych, jak w Kopalni św. Jan w Krobcicy i sztolni *Fryderyk Wilhelm* w Przeczniczy (Madziarz, 2012; Zagożdżon i Zagożdżon, 2012), kopalni *Amalie* w Srebrnej Górze (rozdz. 4.2.2; *Historia, udostępnienie*, 2015), czy (prawdopodobnie) w kopalni *Reiche Silber Glück* w Dębownie (por. Mączka i Stysz, 2008).

Niekiedy komora eksploatacyjna jest jedynym wyrobiskiem pozostałym po procesie podziemnego wydobywania kopaliny, który rozpoczął się bezpośrednio (i płynnie) po fazie eksploatacji kamieniołomu. Poprzeczne wymiary wlotów są wtedy właściwie identyczne z wymiarami komór. Przykładami są dawne kopalnie marmurów (Stara Morawa, Łądek-Zdrój) i pegmatytów (Czerwona Jama w Szklarskiej Porębie). W Uniemyślu kontakt komór z powierzchnią ziemi zapewniany jest przez krótką sztolnię. Za podobną uznać można sytuację widoczną w zespole wyrobisk Daisy, gdzie rozległa komora eksploatacyjna dostępna jest przez niewielki otwór, wydaje się jednak, że w trakcie eksploatacji złoża jego rola była marginalna, a urobek odstawiano szybem.

W niektórych historycznych kopalniach zachowane są wyrobiska komorowe o innym przeznaczeniu – magazynowym, czy technicznym (por. Zagożdżon i Zagożdżon, 1998a; 2009d). Przestrzenie podziemne o takim charakterze (tzw. hale) wykonywane były też na wielką skalę w ramach realizacji projektu Riese na terenie Gór Sowich, w tym w podziemiach zamku Książ oraz w szeregu innych lokalizacji w Sudetach (por. rozdz. 4.2.1, 4.7.1). Doskonale zachowane i wyeksponowane różne etapy ich drążenia

i wykańczania dostępne są w podziemnych trasach turystycznych Osówka, Włodarz, Walim (Kruszyński, 1998; Kosmaty, 2006) i Arado.

Przykłady różnie zachowanych szybików ślepych ukazywane są w publikacjach dokumentujących szereg obiektów podziemnych Sudetów, jak np. sztolnie Złotych Wólów i *St. Bernhardi* w rejonie Wałbrzycha (Kosiór i Podolski, 2008), sztolnie marcinowskie (Stysz i Mączka, 2009), czy *Siberloch* w Górach Sowich (Stysz i in., 2012). Wśród charakteryzowanych w tej pracy obiektów wyrobiska tego rodzaju znajdują się w kopalni *Amalie* w Srebrnej Górze (np. drążony podsięwłomem szybik z dobrze zachowaną obudową drewnianą przedstawiony w *Historii, udostępnieniu*, 2015), kopalni *Friedrich Wilhelm* nad Szklarską Porębą (niewielki otwór łączący komory eksploatacyjne dwóch poziomów) oraz w Bobrowie (kilkunastometrowej wysokości, trudno szybik biegnący ku górze). Szybik transportowy opisano w wyrobiskach Daisy, zaś szyb wentylacyjny znajduje się w skrajnej części kompleksu wyrobisk Osówki. Duże szyby kopalniane obserwować można także na poziomie Sztolni Czarnej w Złotym Stoku oraz w głębszej, zazwyczaj niedostępnej części sztolni Głównej kopalni Wolność w Kowarach.

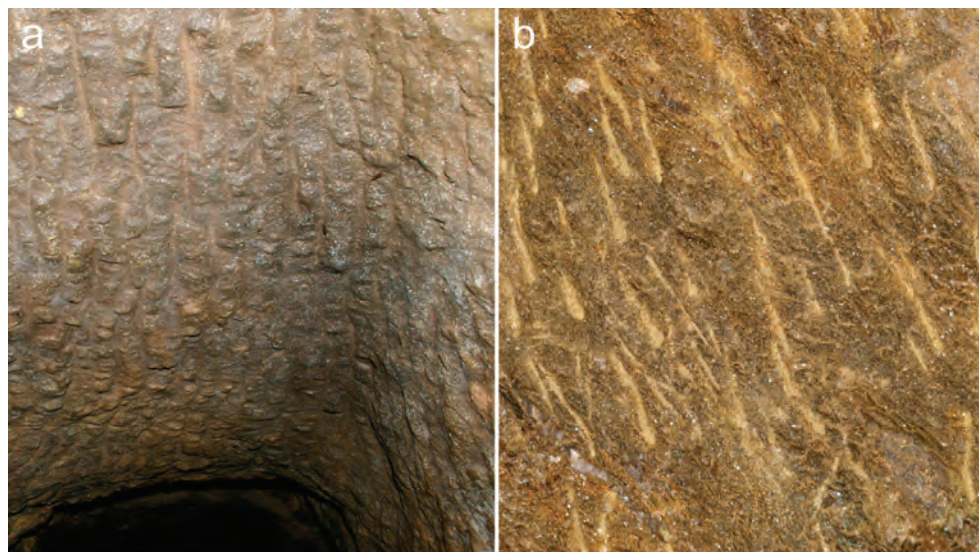
Jako drobne wyrobiska rozpoznawcze, dobrze zachowane w sztolniach w Bobrowie, Kletnie (sztolnia nr 20) oraz Ciechanowicach (*Gesellen Glückstolle*) można też wymienić niewielkie nadsięwłomy, sięgające do 4 m ponad strop przyległych wyrobisk poziomych.

5.5.2. Relikty metod urabiania

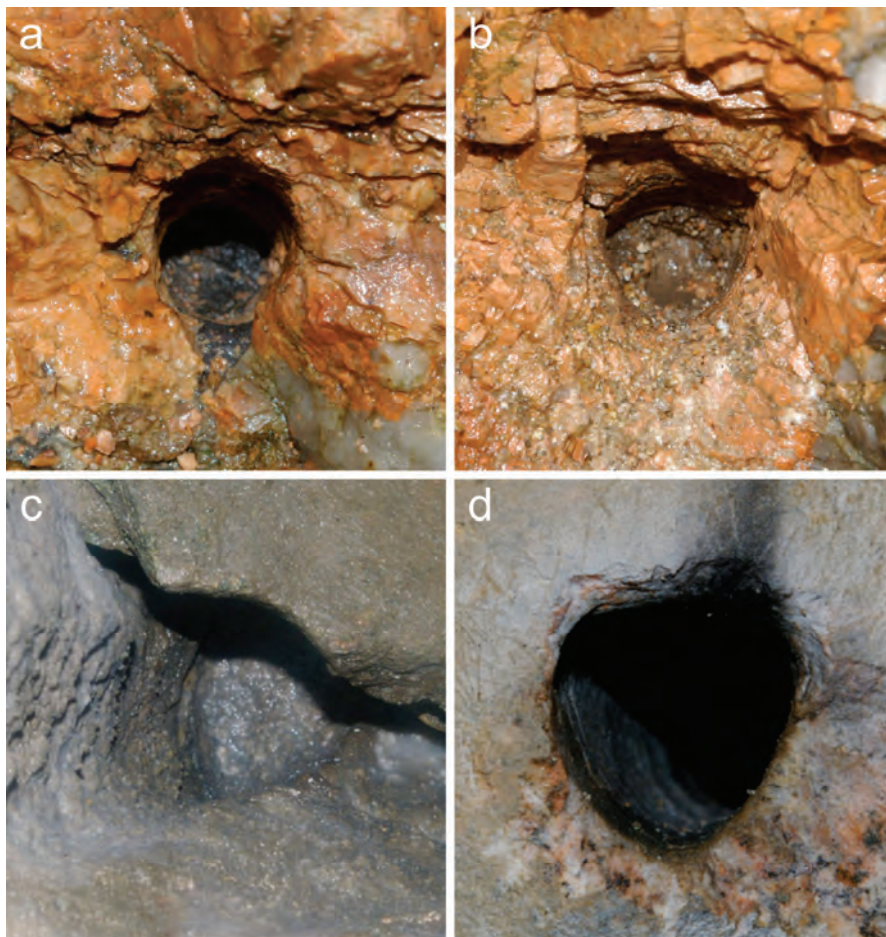
Interesującym zagadnieniem dotyczącym reliktyw techniki górniczej są pozostałości stosowanych sposobów urabiania skały. Obiekty najstarsze drążone były wyłącznie za pomocą narzędzi ręcznych. W niektórych wyrobiskach dostępne są rozległe odcinki ociosów i stropów, na których doskonale zachowały się ślady w ten sposób wykonywanych prac wykończeniowych – wyrównywania ich powierzchni. Niekiedy, jak w sztolni Starej w Różance, tworzą one regularny układ długich i względnie głębokich wyźłobień położonych w odległości około 3–4 cm od siebie, powstały one w wyniku prowadzenia pracy z wykorzystaniem perlików i żelazek (ryc. 113a). W innych przypadkach są to krótkie zacięcia o mniej uporządkowanym układzie (ryc. 113b), jakie znajdujemy np. w sztolni św. Jana w Janowej Górze. Wydaje się, że są one wynikiem zastosowania kilofów lub wrębaków.

W badanych wyrobiskach bardzo często spotykane są pozostałości prowadzenia eksploatacji za pomocą materiałów wybuchowych, w postaci różnie zachowanych

resztek otworów strzałowych. W trakcie prac terenowych mierzono ich średnice, zdając sobie jednak sprawę z tego, że uzyskiwane wyniki mogą być obarczone trudnym do oszacowania błędem, wynikającym z charakteru skał (różne odmiany litologiczne, niekiedy bardzo kruche, jak pegmatyty, czy kwarc żyłowy), a niekiedy również ciężkich warunków prowadzenia badań. Pomiary utrudniał też fakt nieprecyzyjnego czasem prowadzenia („rozwiercania”) otworów na początkowych odcinkach oraz występowanie ich tzw. „trójkątnego” przekroju poprzecznego. Niemniej wydaje się, że obserwowane w wyrobiskach sudeckich tzw. „fajki” drążono, w różnych okresach czasu, z wykorzystaniem narzędzi o średnicach: 15, 22, 25, 27, 30, 32, 35, 37, 38 i 44 mm (ryc. 114). Obserwowana sytuacja często była klarowna, gdy w jednym obiekcie występowały (czasem w znacznej ilości) otwory strzałowe o tej samej średnicy. W innych przypadkach obserwowano współwystępowanie „fajek” o różnych średnicach, czego dobitnym przykładem jest wyrobisko komorowe w Starej Morawie (rozd. 4.4.4). Zestawienie posiadanych, z konieczności ograniczonych danych (ryc. 115) pozwala zauważyć, że w badanych wyrobiskach najczęściej występują pozostałości otworów o średnicy 22 mm, a względnie często także o średnicach 25, 27 i 30 mm.



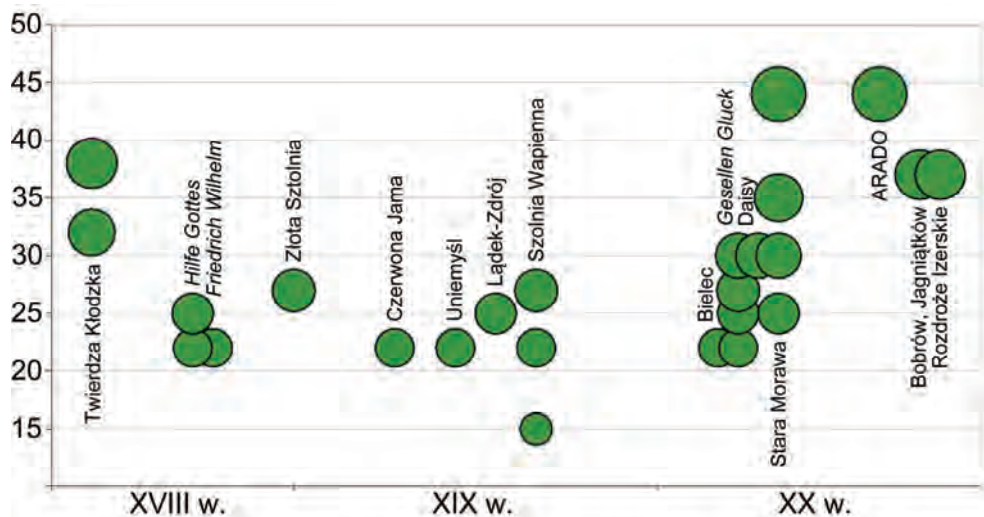
Ryc. 113. Porównanie rodzajów śladów stosowania narzędzi ręcznych:
a – perlików i żelazek na stropie sztolni Starej w Różance (szerokość pola widzenia około 0,5 m),
b – kilofów górniczych na ociosie sztolni św. Jana w Janowej Górze
(szerokość pola widzenia 0,45 m) (fot. K. Zagożdżon)



Ryc. 114. Przykłady zachowanych fragmentów otworów strzałowych;
a i b – Czerwona Jama w Szklarskiej Porębie (średnica 22 mm, pegmatyt),
c – Twierdza Kłodzka (33 mm średnicy, łupki chlorytowe),
d – Szklarska Poręba, sztolnia pouranowa (średnica 37 mm, granit);
b–d – otwory „trójkątne” (wysokość pola widzenia na każdej fotografii – 7 cm)

Tylko w niektórych przypadkach datowanie wyrobisk można określić jako pewne, co więcej niekiedy obejmuje ono szeroki przedział czasu np. pół, czy całe stulecie. W związku z tym próba korelacji średnicy i wieku otworów strzałowych ma charakter poglądowy, niemniej ogólna zależność jest oczywista. Z upływem czasu, w związku z mechanizacją wierceń i potrzebą przyspieszenia postępu robót, średnica otworów strzałowych rośnie (ryc. 115). Warto jednak zauważyć, że aż do początku XX w. spotykane są otwory małośrednicowe (22 mm – *Gesellenglückstolle* w Ciechanowicach).

Ogólny obraz wyraźnie zaburza wynik pomiaru z najstarszego datowanego wyrobiska – sztolni odwadniającej chodniki minerskie Twierdzy Kłodzkiej, w której wykorzystywano narzędzia o wyjątkowo dużej średnicy. Być może jest to rezultat stosowania wojskowych technik saperskich, różniących się prawdopodobnie od ówczesnej techniki górniczej mniej ekonomicznym wykorzystaniem siły roboczej i materiałów wybuchowych.



Ryc. 115. Średnice otworów strzałowych na poszczególnych stanowiskach badawczych, odniesione do datowań robót górniczych

Ciekawym poligonem badawczym okazała się Sztolnia Wapienna w Ciechanowicach. O obecności tam śladów urabiania za pomocą prochu czarnego, z bardzo charakterystycznymi, rozległymi okopceniami wspominał Madziarz (2010). Nieco dokładniejsze rozpoznanie wykazało obecność otworów o trzech różnych średnicach, pozostałości przybitek dwóch rodzajów, a jeden z otworów, zachowany na całej długości, pozwolił oszacować masę używanych ładunków prochowych (por. rozdz. 4.1.4).

Uwagę przykuwają otwory o tzw. „trójkątnym” przekroju poprzecznym, tj. wykazującym wyraźną trzykrotną symetrię (ryc. 114b–d). Często uchodzą one za dowód ręcznego drążenia otworów strzałowych, wydaje się to jednak niebezpiecznym uproszczeniem, biorąc pod uwagę, że wielokrotnie obserwowano ich przykłady w wyrobiskach prowadzonych metodami mechanicznymi – jednych z najmłodszych spośród badanych, jak sztolnie po poszukiwaniu uranu w Bobrowie, Jagniatkowie i Szklarskiej Porębie.

5.5.3. Inne zagadnienia związane z historyczną eksploatacją

Inne obserwacje i znaleziska dokumentują np. metody prowadzenia eksploatacji i transportu, czy oświetlenia. W kopalni *Amalie* w Srebrnej Górze, sztolni Runego w Kopalni św. Jan w Krobicy oraz kopalni pirytu *Friedrich Wilhelm* nad Szklarską Porębą zachowane są pozostałości dwu- i trzypoziomowej eksploatacji. W dwóch pierwszych przypadkach mają one postać małych wyrobisk nadpoziomowych (por. rozdz. 4.2.2), natomiast w zachodniej komorze kopalni *Friedrich Wilhelm* doskonale widoczne są gniazda belek podtrzymujących podesty, a nawet w bardzo specyficzny sposób zachowana resztką materiału mineralnego, zgromadzonego na jednym z poziomów (por. rozdz. 4.1.2).

Różne znaleziska ukazują metody dawnego transportu urobku. W czasach najdawniejszych prowadzony był on ręcznie, np. za pomocą drewnianych niecek, jak odkryta podczas zwiadu w szybie pochyłym na *Starohoři* w Złatych Horach przez W. Miště (por. Nowakowski, 2011). O prawdopodobnym stosowaniu taczek świadczą wąskie przekroje poprzeczne wyrobisk stosunkowo młodych, takich jak *Gesellenglückstolle* w Ciechanowicach i sztolnia w górze Bielec. Różnie zachowane resztki podkładów, dokumentujących stosowanie systemu szynowego występują dość często, natomiast niewielkie, ale dobrze widoczne resztki elementów stalowych opisano w Sztolni Wapiennej w Ciechanowicach (rozdz. 4.1.4) oraz w najmłodszym z badanych obiektów – sztolni nad Rozdrożem Izerskim (rozdz. 4.1.5).

Tylko w jednym spośród charakteryzowanych wyrobisk – sztolni Starej w Różance – opisano nisze po kagankach, wykuwane tam wyraźnie na liniach drobnych uskoków (rozdz. 4.5.1, ryc. 70b). Na podobne nisze natrafiono wcześniej w *Morgen Stollen* w Marcinkowie, gdzie mają nieco większe rozmiary.

Ostatnim przedstawianym tu zagadnieniem dotyczącym techniki górniczej, jest kwestia stosowanych obudów zabezpieczających. Niektóre z nich, np. na skutek upływu czasu są zachowane słabo, niekiedy jednak natrafić można na dobrze widoczne, interesujące ich detale, inne są stosowane współcześnie w obiektach udostępnionych turystycznie. Bardzo często poszczególne wyrobiska, w całości lub częściowo, drążone były bez stosowania obudowy zabezpieczającej. O takim postępowaniu decydowała stabilność górotworu (często w obiektach starych, doskonale zachowanych do dziś) lub pośpieszna realizacja robót (sztolnie poszukiwawcze z lat 50. XX w.).

Interesujące są pozostałości obudowy drewnianej, która niejednokrotnie uległa praktycznie całkowitemu rozpadowi, ale na stanowiskach takich jak *Erbstollen* w Marcinkowie obserwuje się znaczne jej ilości, a w odrzwiach doskonale widoczne jest sto-

sowanie wiązań niemieckich. Należy pamiętać, że badawcze znaczenie elementów obudowy drewnianej jest niekiedy bardzo duże. Dzięki stosowaniu metod dendrochronologicznych pozwalają one bowiem na jednoznaczne i niekiedy wyjątkowo precyzyjne datowanie okresów funkcjonowania dawnych kopalń (por. Stysz i in., 2012; 2014; Szychowska-Krąpiec, 2018). W ten sposób udowodniono m.in., że działalność górnicza w Srebrnej Górze prowadzona była co najmniej od przełomu XII i XIII w. (Stysz i Szychowska-Krąpiec, 2016).

W niektórych przypadkach występuje obudowa ceglana (sztolnia Porfirowa w Boguszowie-Gorcach), czy kombinowana ceglana, kamienna i betonowa, wykonana nietypowo – zabezpieczająca jedynie ociosy do wysokości około 1,8 m (sztolnia Transportowa w Różance), rzadko zachowane są resztki obudowy stalowej. Na tym tle wyróżniają się wyrobiska elektrowni szczytowo-pompowej w Młotach, w znacznej części zabezpieczone pełną obudowę żelazobetonową albo z profili stalowych z siatką żelbetową. Szeroka gama obudów zabezpieczających występuje w obiektach użytkowanych obecnie jako podziemne trasy turystyczne (np. Kopalnia Złota w Złotym Stoku, Obiekt Arado w Kamiennej Górze, czy Kopalnia św. Jan w Krobicy). Są to zarówno zachowane resztki obudów historycznych, jak też współcześnie zabudowywane odcinki obudowy stalowej, drewnianej i betonowej, czy powierzchnie ociosów i stropów zabezpieczane torkretem.

Historyczne sudeckie wyrobiska podziemne dają możliwość intensywniejszego wykorzystywania, jako badawcze i dydaktyczne zaplecze ilustrujące różnorodność dawnych technik górniczych i ich zmiany w czasie. Istnieje jednak potrzeba ich systematycznego i szczegółowego opracowania pod tym kątem.

6. Podsumowanie

Poszczególne stanowiska badawcze opisywano przede wszystkim od strony geologicznej. Z tego punktu widzenia można je określić jako obiekty o rozmiarach ograniczonych w stosunku do struktur geologicznych, w których występują, dające więc co prawda lokalny (punktowy), ale bardzo szczegółowy wgląd w budowę górotworu. Często udostępniają one do badań zjawiska i struktury słabo widoczne na powierzchni lub w ogóle się tam nie odsłaniające. Rozpoznanie tych stanowisk umożliwia bezpośrednią obserwację szczegółów budowy geologicznej (opisanych w literaturze, ale nie uwidaczniających się na powierzchni) oraz uzupełnienie obrazu budowy górotworu o elementy dotąd nieznanne (nie notowane podczas geologicznych prac terenowych wystąpienia skalne i mineralne, czy struktury tektoniczne albo detale budowy struktur znanych).

Część obiektów ukazuje typową budowę poszczególnych jednostek geologicznych, np. masywu Gór Sowich w Osówce, masywu kłodzkiego w sztolni odwadniającej w twierdzy kłodzkiej, czy synklinorium śródsudeckiego w Arado. Z wcześniej opisywanych warto tu wspomnieć np. sztolnię Główną kopalni Wolność w Kowarach, gdzie obserwować można ciągły 300-metrowy profil gnejsów kowarskich. W innych przypadkach obserwować można strefy anomalne – silnie okruszczone, czy stektonizowane, jak m.in. w sztolniach na górze Bielec i nad Rozdrożem Izerskim, czy w zespole wyrobisk Daisy. Szereg spośród tych obiektów przedstawić można jako wartościowe substytuty klasycznych stanowisk sudeckich, z których wiele ulega stopniowemu zniszczeniu w wyniku naturalnych procesów powierzchniowych. Odsłonięcia podziemne są pod tym względem znacznie bardziej trwałe.

Na terenach dawnej eksploatacji złóż zachowane wyrobiska dostarczają danych do interpretacji warunków ich występowania i budowy.

W zachowanych wyrobiskach można śledzić współczesne procesy minerałotwórcze. Obserwacje te mogą mieć znaczenie dla oceny środowiskowych skutków działalności górniczej.

Sudeckie obiekty podziemne stanowią też ogromny rezerwuar reliktyw różnowiekowych robót górniczych, pozwalający na analizę trendów ewolucji sztuki górniczej w oparciu o fizyczne ich pozostałości. W ramach tego opracowania odniesiono się tylko do niektórych aspektów tych zagadnień. Przedstawiono zróżnicowanie występujących tu wyrobisk, zaś sztolnie i chodniki porównano pod względem parametrów przekrojów poprzecznych oraz sposobu ich wykończenia. Przedstawiono przykłady reliktyw stosowania oświetlenia za pomocą kaganków oraz szeroki asortyment wykorzystanych obudów zabezpieczających. Szczególną uwagę zwrócono na pozostałości stosowania techniki urabiania, zwłaszcza za pomocą materiałów wybuchowych. Obserwacje w stanowisku badawczym w Sztolni Wapiennej pozwoliły na precyzyjne określenie parametrów wierconych tam otworów strzałowych oraz masy stosowanych ładunków prochowych.

Dawne wyrobiska, o bardzo różnych formach i wielkości, drążone w górotworze o silnym zróżnicowaniu składu mineralnego i chemicznego są też wyjątkowym środowiskiem życia szerokiego zespołu organizmów, które można zaliczyć do wszystkich głównych grup zasiedlających obiekty podziemne, tj. troglobiontów, trogllofilii i troglloksenów, zaś pod względem wymagań środowiskowych niektóre z nich kwalifikują się do grupy tzw. ekstremofilii. Choć nie były one przedmiotem badań ich obecność odnotowywano dla scharakteryzowania całkowitej różnorodności środowiskowej tych obiektów. W poszczególnych wyrobiskach obserwowano m.in. kolonie glonowe (Czerwona Jama), czy skupiska sinicowo-glonowe i snottyty (Marcinków), duże niekiedy nagromadzenia ryzomorfów (np. Rozdroże Izerskie), czy grzyby owadobójcze, rozwijające się na martwych owadach (np. Sztolnia Wapienna). W niektórych sztolniach zauważano grzyby kapeluszowe, w odosobnionym przypadku obiektu Arado – nietypową formę organiczną, prawdopodobnie o tej samej przynależności systematycznej. W niektórych wyrobiskach zauważano nieliczne mięczaki (ślímaki skorupowe i pomrowy) i dość rzadkie pajęczaki, powszechnie natomiast występują owady, reprezentujące jednak nieliczne gatunki. Wyjątkowe były obserwacje płazów (traszki górskie i salamandra w pouranowych wyrobiskach na terenie plutonu Karkonoszy), zaś nietoperze były oczywiście reprezentowane przez szereg gatunków.

Ważnym aspektem dotyczącym niektórych spośród antropogenicznych obiektów podziemnych w Sudetach jest konieczność ich zabezpieczenia i ochrony. Ulegają one naturalnym procesom niszczenia, a szczególnie narażone są odcinki przywlotowe oraz przecinające strefy tektonizowane. Obserwacje prowadzone w wieloletiu dają przykłady nieodwracalnego odcięcia dostępu do niektórych z nich lub do części ich wyrobisk. Prowadzone badania mają więc niekiedy charakter ratunkowy, a wyniki prac

– znaczenie archiwalne. Część obiektów należy uznać za wyjątkowo ważne z przyczyn poznawczych. Ich środowisko skalne oraz biologiczne istotnie zwiększa geo- i bioróżnorodność poszczególnych obszarów, przez co kwalifikują się do objęcia formalną ochroną w postaci podziemnych stanowisk dokumentacyjnych. Status taki od wielu lat ma sztolnia nr 18 w Kletnie, zaś ostatnio autor był jednym z inicjatorów i uczestniczył w przeprowadzeniu uwieńczonego sukcesem postępowania urzędowego w stosunku do Sztolni Wapiennej w Ciechanowicach oraz (poza analizowanym tu obszarem) sztolni Robert w Szklarach. Podobne kroki realizowane są w odniesieniu do wybranych dalszych obiektów podziemnych.

Należy zauważyć, że znaczenie opisywanych tu obiektów jest szersze, nie tylko poznawcze. Z prowadzeniem prac badawczych nierozzerwalnie łączy się bowiem kwestia popularyzacji ich wyników i edukacji w tym zakresie. W przypadku geologii i historii górnictwa dawne obiekty podziemne dają możliwości wyjątkowe, pozwalając na obserwację „od środka” struktur geologicznych, czy prezentację *in situ* dawnych technik górniczych. Działalność tego rodzaju wiąże się z trzecim kierunkiem wykorzystania pozostałości dawnych kopalń podziemnych – rozwojem działalności komercyjnej. Na obszarze Sudetów, w 11 z nich funkcjonują podziemne trasy turystyczne, które ze względu na bardzo dobre warunki techniczne są w wielu przypadkach atrakcyjnymi obiektami prowadzenia badań, ale przede wszystkim – doskonałym zapleczem dla upowszechniania ich wyników.

Istotnym problemem dotyczącym opisywanych obiektów są ich nieodpowiedzialne penetracje podejmowane przez różne osoby. Konsekwencją takich działań jest często katastrofalna dewastacja ich wnętrza – zarówno np. różnorodnej szaty naciekowej (w ostatnich latach np. w Marcinkowie i Ciechanowicach), jak też pozostałości historycznych urządzeń górniczych. Osoby nie obeznane ze środowiskiem podziemnym narażają się często na duże zagrożenia – wyczuwalne intuicyjnie (oberwania skał stropowych, zawaly, niebezpieczeństwo upadku z dużych wysokości), ale też mogące stanowić zaskoczenie (skład gazowy powietrza – zawartość tlenu, tlenków węgla, radonu). Również to wskazuje na potrzebę odpowiedniego zabezpieczania niektórych z dawnych podziemnych wyrobisk górniczych.

★ ★ ★

W opracowaniu, koncentrując się na przykładach obiektów objętych w ciągu ostatnich dwudziestu lat pracami własnymi autora, zarysowano naukowe znaczenie pod-

ziemnych, antropogenicznych sudeckich światów. Jawią się one jako swoisty mikrokosmos wartych uwagi, bardzo różnorodnych zagadnień badawczych – przyrodniczych (geologicznych, biologicznych), technicznych (ewolucja technika górniczej) i humanistycznych (zwłaszcza dotyczących historii górnictwa i konfliktów militarnych), często zaskakująco się przeplatających. Środowisko tych obiektów to świat „żywy” – dosłownie, zasiedlony przez różnorodne organizmy (w tym wyjątkowe – ekstremofilne), ale też w przenośni, bo ulegający dynamicznym zmianom. Zmiany te mają bardzo różny charakter – naturalny, quasi-naturalny (gdy procesy przyrodnicze są odpowiedzią na działanie człowieka) i antropogeniczny.

Ukazano różnorodność kierunków badań, które są i mogą być w tych stanowiskach rozwijane. Badania własne w zakresie geologii podstawowej, są kontynuowane zarówno w przedstawionych tu obiektach, jak i w kilkudziesięciu dalszych, zlokalizowanych w Sudetach i na bloku przedsudeckim. Istotnym dalszym krokiem będzie wykonanie możliwie pełnych charakterystyk widocznych w dawnych wyrobiskach elementów budowy geologicznej największych złóż sudeckich, np. Złotego Stoku, Kowar, czy Kletna. We współpracy, w różnych zespołach badawczych, autor opracowuje zagadnienia mineralogiczne (dotyczące np. mineralizacji kruszcowej i innej, składu mineralnego mączek uskokowych), strukturalne (modelowanie budowy złóż z wykorzystaniem nowoczesnych metod obrazowania przestrzennego), czy biologiczne (badanie występowania grzybów strzępkowych i skupisk bakteryjnych).

Różnorodność i znaczna liczba reliktyw dawnych robót podziemnych w Sudetach utwierdzają w przekonaniu, że wyniki ich badań mogą być wartościowym uzupełnieniem wiedzy w zakresie różnych dyscyplin, ale względnie pełne rozpoznanie tych środowisk wymaga kooperacji i wielu lat badań. Co więcej prace badawcze w niektórych z obiektów, ze względu na postępowanie naturalnych procesów niszczących oraz różnego rodzaju działalność ludzką, muszą niekiedy być prowadzone na zasadzie badań ratunkowych. W przypadku szeregu innych obiektów prowadzone są działania mające na celu ich zabezpieczenie, jako podziemnych poligonów badawczych.

Podziękowania

W przygotowaniu tej pracy bardzo cenna była pomoc i wsparcie szeregu osób, którym chcę wyrazić ogromną wdzięczność.

Dziękuję dysponentom, opiekunom i pracownikom zagospodarowanych obiektów podziemnych, w których prowadziłem część prac terenowych, przede wszystkim panom Janowi Duerschlagowi (Srebrna Góra), Zdzisławowi Łazanowskiemu (Osówka), Bogdanowi Rosickiemu (Książ) oraz zespołowi trasy „Projekt Arado” (Kamienna Góra) i pracownikom Nadleśnictwa Zdroje (sprawującym pieczę nad Złotą Sztolnią).

Przyjaciołom i Kolegom dziękuję za różnorodną pomoc podczas prac terenowych i konsultacje. Za różnokierunkowe wsparcie geologiczne – dr. hab. Markowi Awdankiewiczowi, dr. Roksanie Knapik, prof. Markowi Lorencowi, dr. hab. Antoniemu Muszerowi, dr. Marcie Prell i dr. Wojciechowi Śliwińskiemu. Prof. Wojciechowi Ciężkowskiemu, dr. inż. Monice Derkowskiej i dr. Barbarze Kiełczawie – za wsparcie hydrogeologiczne. Dr. hab. Wojciechowi Puszowi za możliwość poznawania innej, biologicznej strony podziemi. Mgr. inż. Markowi Battkowi, mgr inż. Katarzynie Grudzińskiej, dr. inż. Damianowi Kaszy, dr. hab. inż. Maciejowi Madziarzowi, dr. Michałowi Mączce, dr. inż. Wojciechowi Preidlowi oraz mgr. inż. Michałowi Styszowi – za różnorodną pomoc w zakresie techniki górniczej, historii górnictwa i rozpoznania obiektów podziemnych. Kmdt. Mirosławowi Wysoczańskiemu – za wprowadzenie w fascynujące arkana historycznych fortyfikacji.

Recenzentom – prof. Markowi Nieciowi i dr. hab. Tadeuszowi Przylibskiemu (z pokorą i ogromną wdzięcznością) dziękuję za trud włożony w recenzję, a dr. hab. Andrzejowi Wójcikowi i mgr. Jerzemu Cyganowi – za cenne wstępne korekty tekstu.

Rodzinie –

Mamie i Dzieciom dziękuję za cierpliwość i słowa otuchy w cięższych chwilach,
Bartkowi też za podziemną pomoc w kluczowym momencie,
a Tomkowi – za Złotą Sztolnię
w latach naszej młodości...

Mojej Kochanej Kaśce – **za wszystko**, ale przede wszystkim za dwadzieścia lat
wspólnych badań w historycznych obiektach podziemnych,
bez których cała ta praca nawet by się nie zaczęła...

Literatura

- ADAMSKI W., 2002. *Kowarskie kopalnie rud żelaza i uranu*. [W:] Grodzicki A., Lorenc M.W. (red.). Uczniowie Agricoli. Materiały z konferencji górniczej w Kowarach z 1999 r. Wyd. Muz. Kark. w Jeleniej Górze. Jelenia Góra, 136–153.
- AGRICOLA J., 2000. *O górnictwie i hutnictwie dwanaście ksiąg* (tłum. De re Metallica Libri XII). Wyd. Muz. Kark. w Jeleniej Górze. Jelenia Góra.
- ALEKSANDROWSKI P., 2003. *Śródsudecka strefa uskokowa – przykład przesuwczej granicy terranów*. [W:] Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (red.). Sudety zachodnie: od wendu do czwartorzędu. Wyd. WIND. Wrocław, 105–118.
- ALEKSANDROWSKI A., KRYZA R., MAZUR S., ŻABA J., 1997. *Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif*. Geol. Mag., 134, 5, 727–739.
- ALLISON V.C., 1923. *The Growth of Stalagmites and Stalactites*. Journ. of Geology, 21, 106–125.
- ANISZEWSKI M., 2006. *Podziemny świat Gór Sowich*. Wydawnictwo TECHNOL. Kraków.
- AWDANKIEWICZ M., 1999a. *Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland*. Geol. Sud., 32, 1, 13–47.
- AWDANKIEWICZ M., 1999b. *Volcanism in a late Variscan intramontane trough: the petrology and geochemistry of the Carboniferous and Permian volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin SW Poland*. Geol. Sud., 32, 2, 83–111.
- AWDANKIEWICZ M., 2007. *Late Paleozoic lamprophyres and associated mafic subvolcanic rocks of the Sudetes (SW Poland): petrology, geochemistry and petrogenesis*. Geol. Sud., 39, 11–97.
- BADURA J., RAUCH M., 2014. *Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben, the Sudetes*. Geol. Sud., 42, 137–148.
- BANAŚ M., 1965. *Przejawy mineralizacji w metamorfiku Śnieżnika Kłodzkiego*. Pr. Geol., 27, 1–83.
- BANAŚ M., 1967. *Złoże rudy arsenowej w Czarnowie*. Przegl. Geol., 15, 5, 239.
- BARANOWSKI Z., HAYDUKIEWICZ A., KRYZA R., LORENC S., MUSZYŃSKI A., URBANEK Z., 1987. *Rozwój struktury wschodniej części Gór Kaczawskich na podstawie dotychczasowego rozpoznania stratygrafii, warunków sedimentacji i wulkanizmu*. Przew. LVIII Zjazdu PTG, Wałbrzych 17–19 września 1987 r., 61–73.
- BATIK P., DOKTÓR S., GRANICZNY M., SEBESTA J., 1996. *Rola tektoniki nieciągłej w kształtowaniu rzeźby Masywu Śnieżnika*. [W:] Jahn A., Kozłowski S., Pulina M. (red.) Masyw Śnieżnika – zmiany w środowisku przyrodniczym. Pol. Agencja Ekol. S.A. Warszawa, 27–33.
- BATTEK M., 2009. *Podziemna eksploatacja wapieni na Dolnym Śląsku*. [W:] Januszewski S. (red.). Technika w dziejach cywilizacji – z myślą o przyszłości. Wyd. Fundacja Otw. Muz. Techniki. Wrocław, 261–267.

- BERG G., 1904. *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Friedland bei Waldenburg in Schlesien*. Jb. D. Preuss. Geol. L.A. Berlin (vide Śliwiński, 1984).
- BERG G., 1925. *Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Waldenburg in Schlesien*. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin.
- BERG G., 1926. *Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen und benachbarten deutschen Länder. Lieferungen 262, Blatt Flinsberg – Striekerhäuser*. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin (vide Morawiecki, 1954).
- BERG G., 1938. *Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25000, Blatt Kupferberg*. Herausgegeben von der Reichsstelle für Bodenforschung. Berlin.
- BERG G., 1940a. *Geologische Karte des Deutschen Reiches. Schreiberhau und Schnee gruben-Baude*. Herausgegeben von der Reichsstelle für Bodenforschung. Berlin.
- BERG G., 1940b. *Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern, Erläuterungen zu Blatt Kupferberg*. Königl. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin.
- BERG G., 1940c. *Geol. Karte des Deutschen Reiches 1:25000. Blatt Landeshut*. Herausgegeben von der Reichsstelle für Bodenforschung. Berlin.
- BERG G., 1941. *Erläuterungen zu Blatt Schreiberhau u. Schnee gruben-Baude. Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:25000*. Reichsstelle für Bodenforschung. Berlin.
- BERG G., DATHE E., ZIMMERMAN E., 1906. *Geol. Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25000. Blatt Freiburg*. Königl. Geol. Landesanst. Berlin.
- BERGER A.C., BETHKE C.M., KRUMHANS L.J.L., 2000. *A process model of natural attenuation in drainage from a historic mining district*. Appl. Geochemistry, 15, 655–666.
- BERNDT J.C.G., 1828. *Bergweiser durch das Sudeten-Gebirge*. Verlag der Kunst- und Buchhandlung von J.D. Gruson und Comp. Breslau.
- BIAŁACZEWSKI A., 1967. *Rozwój dolnośląskiej bazy surowcowej w latach 1945–1965 eksploatowanej dla potrzeb przemysłu ciężkiego*. Przegl. Geol. 15, 2, 57–60.
- BIAŁEK D., RACZYŃSKI P., SZTAJNER P., ZAWADZKI D., 2007. *Archeocjaty wapieni wojcieszowskich*. Przegl. Geol., 55, 12/2, 1112–1116.
- BIGHAM J. M., CARLSON L., MURAD E., 1994. *Schwertmannite, a new iron oxyhydroxysulphate from Pyhäsalmi, Finland, and other localities*. Miner. Mag., 58, 641–648.
- BLOTTNER E., 1801. *Ueber die Hölen in dem goldnen Stollen in der Graffchaft Glatz*. Schlesische Provinzialblätter herausgegeben von Streit und Zimmermann. Januar bis Junn 1801, 2. Breslau, 124–131.
- BOCHEŃSKA T., LEŚNIAK L., 1971. *Solne utwory naciekowe w kopalni Polkowice*. Kwart. Geol., 15, 2, 325–332.
- BOCKSCH, 1821. *Vorstellung der Kies Grube Friedrich Wilhelm am Schwarzen Berge zu Schreiberhau*. Sygn. AP Kat 12 396 OBB II 1165.
- BORKOWSKA M., 1966. *Petrografia granitu Karkonoszy*. Geol. Sud., 2, 7–108.
- BORKOWSKA M., HAMEURT J., VIDAL P., 1980. *Origin and age of Izera gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes*. Acta Geol. Pol., 30, 2, 121–144.
- BORKOWSKI A., PARAFINIUK J., WOLICKA D., KOWALCZYK P., 2013. *Geomicrobiology of Acid Mine drainage in the waeathering zone of pyrite-bearing schists in the Rudawy Janowickie Mountains (Poland)*. Geol. Quart., 57, 4, 601–612.
- BORKOWSKI S., 1959. *Kwarc na Rozdrożu Izerskim*. Przegl. Geol., 7, 12, 541–543.
- BORUCKI J., GŁOWACKI Z., MASŁOWSKI W., SAŁDAN M., UBERNA J., ZAJĄCZKOWSKI W., 1967. *Ocena perspektyw poszukiwawczych złóż rud uranu w Polsce*. Prace IG. Wyd. Geol. Warszawa.

- BORZĘCKI R., WÓJCIK D., 2017. *Pozostałości górnictwa rud uranu i żelaza w rejonie Kowar. Część I.* Hered. Min., 4, 81–108.
- BOSSOWSKI A., CZERSKI M., 1985. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000.* Ark. Boguszów. Wyd. Geol. Warszawa.
- BOSSOWSKI A., CZERSKI M., 1988. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25000.* Ark. Boguszów. Wyd. Geol. Warszawa.
- BRYGIER W., DUDZIAK T., 2010. *Ziemia Kłodzka. Przewodnik.* Ofic. Wyd. Rewasz. Piastów.
- BUKAL G., 2000. *Twierdza Kłodzko w ujęciu historycznym.* [W:] Molski P. (red.). *Fortyfikacja europejskim dziedzictwem kultury.* Wyd. Tow. Przyjaciół Fortyf. Warszawa, 33–39.
- BUTKIEWICZ T., 1968. *Łupki krystaliczne pasma Krowiarek w górach kłodzkich.* Geol. Sud., 4, 48–104.
- CERA J., 1998. *Tajemnice Gór Sowich.* Wyd. AURH „INTER CERA”. Kraków.
- CHAPMAN B.M., JONES D.R., JUNG R.F., 1983. *Processes controlling metal ion attenuation in acid mine drainage streams.* Geochim. et Cosmochim., 47, 11, 1957–1973.
- CHLEBICKI A., GODZIK B., LORENC M.W., SKŁODOWSKA A., 2005. *Fungi and arsenic-tolerant bacteria in the hypogean environment of an ancient gold mine in Lower Silesia, SW Poland.* Polish Botan. Stud., 19, 81–95.
- CHOROWSKA M., 1978. *Wieżńskie wapienie w epimetamorficznym kompleksie Gór Kaczawskich (Sudety).* Roczn. PTG, 48, 2, 245–261.
- CHOROWSKA M., 1990. *Utwory syluru i dewonu w południowej części struktury bardzkiej (Sudety).* Kwart. Geol., 34, 3, 411–432.
- CHROBAK P., SZYMKOWICZ P., 2009. *Dziedzictwo dawnego górnictwa złota w rejonie Głucholaz i Złatych Hor.* [W:] *Wspólne dziedzictwo pogranicza nysko-jesenickiego Euroregionu Pradziad, materiały pokonferencyjne.* Wyd. Star. Powiat. w Nysie.
- CHUDY K., WORSZA-KOZAK M., 2013. *Zmiana warunków hydrogeologicznych w rejonie dawnej eksploatacji górniczej na przykładzie masywu Szklar.* Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, 5. Wyd. Polit. Wr., 27–35.
- CIEŻKOWSKI W., 1989a. *Surowce mineralne doliny Kleśnicy oraz ich eksploatacja.* [W:] Jahn A., Kozłowski S., Wiszniewska T. (red.). *Jaskinia Niedzwiedzia w Kletnie. Badania i udostępnianie.* Zakł. Nar. im. Ossolińskich. Wrocław–Warszawa–Kraków–Gdańsk–Łódź.
- CIEŻKOWSKI W., 1989b. *Wstępne wyniki badań znacznikowych wód podziemnych w metamorfiku Gór Orlickich.* Pr. Nauk. Inst. Geotechn. Polit. Wr., 58, Studia i Materiały, 29, 25–29.
- CIEŻKOWSKI W., 2005. *O ujawnieniu się nieznannej sztolni w Konradowie (Masyw Śnieżnika, Sudety) podczas powodzi w 1997 r.* Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wr., 111, Konferencje, 43, 23–30.
- CIEŻKOWSKI W., 2007. *Łądek Zdrój – miastem górniczym.* WUG 4 (152), 10–11.
- CIEŻKOWSKI M., CIEŻKOWSKI W., 1982. *Wody radonowe sztolni „Śnieżnik”.* Mat. II Ogólnop. Symp. Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej, Łądek Zdrój 13–16 października 1982 r. Wyd. Uniw. Wroc., Wrocław, 295–298.
- CIEŻKOWSKI W., IRMIŃSKI W., KOZŁOWSKI S., MIKULSKI S.Z., PRZENIOSŁO S., SYLWESTRZAK H., 1996. *Zmiany w litosferze wywołane eksploatacją surowców mineralnych.* [W:] Jahn A., Kozłowski S., Pulina M. (red.). *Masyw Śnieżnika.* Wyd. Polska Agencja Ekol. S.A., 85–119.
- CLAPE T., NAROŻNA D., SIUDA R., BORKOWSKI A., SELWET M., MĄDRZAK C.J., KOŻLECKA E., 2017. *Bacterial Communities from the Arsenic Mine in Złoty Stok, Sudety Mountains, Poland.* Polish Journ. of Microbiol., 66, 3, 375–381.

- CWOJDZIŃSKI S., 1974. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000*, ark. Złoty Stok. Wyd. Geol. Warszawa.
- CWOJDZIŃSKI S., 1977a. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów*, ark. Trzebieszowice. Wyd. Geol. Warszawa.
- CWOJDZIŃSKI S., 1977b. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25000*, ark. Złoty Stok. Wyd. Geol. Warszawa.
- CWOJDZIŃSKI S., 1981. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000*, ark. Stronie Śląskie. Wyd. Geol. Warszawa.
- CWOJDZIŃSKI S., 1983. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25000*, ark. Stronie Śląskie. Wyd. Geol. Warszawa.
- CWOJDZIŃSKI S., KOZDRÓJ W., 2007. *Sudety. Przewodnik geoturystyczny wzdłuż trasy drogowej Nysa–Złoty Stok–Kłodzko–Wałbrzych–Jelenia Góra*. Wyd. PIG. Warszawa.
- CWOJDZIŃSKI S., ŻELAŻNIEWICZ A., 1995. *Podłoże krystaliczne bloku przedsudeckiego*. [W:] Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego. Roczn. PTG, wyd. spec.: 11–28.
- CYMERMAN Z., 1989. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000*, ark. Duszniki Zdrój. Wyd. Geol. Warszawa.
- CYMERMAN Z., 1991. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000*, ark. Lewin Kłodzki. Wyd. Polska Agencja Ekol. S.A.
- CYMERMAN Z., 1996. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25000*, ark. Lewin Kłodzki. Wyd. PIG. Warszawa.
- CYMERMAN Z., 2002. *Analiza strukturalno-kinematyczna i waryscyjska ewolucja tektoniczna kompleksu kaczawskiego*. Prace PIG, 175.
- CYMERMAN Z., 2004. *Mapa tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego 1:200000*. Wyd. PIG. Warszawa.
- CYMERMAN Z., 2017. *Skorupa oceaniczna i ofiolity w Sudetach Środkowych w świetle rozważań tektonicznych*. Przegl. Geol., 65, 12, 1504–1547.
- CYMERMAN Z., PIASECKI M.A.J., 1994. *The terrane concept in the Sudetes, Bohemian Massif*. Geol. Quart., 38, 2, 191–210.
- CYMERMAN Z., ROSOWIECKA O., PETECKI Z., 2016. *Przekroje strukturalno-parametryczne wzdłuż wybranych modelowanych profili grawimetrycznych i magnetycznych na obszarze Sudetów i bloku przedsudeckiego*. [W:] Wojewoda J. (red.). *Wyzwania polskiej geologii. 3. Polski Kongres Geologiczny*. Wyd. Agencja Reklam. Hiram. Wrocław.
- CZERWIK-MARCINKOWSKA J., PUSZ W., ZAGOŹDŻON P., 2017. *Cyanobacteria and algae in an old mine adit (Marcinków, Sudety Mountains, southwestern Poland)*. Journ. of Cave and Karst Stud., 79, 2, 122–130.
- DITTRICH J.J., 1838. *Reinerz, seine Heilquellen und Umgegend*. Wyd. Wilhelm Gottlieb Korn. Breslau: 186–195.
- dolny-slask.org.pl/4838567,Walbrzych,Sztolnia_kopalni_srebra,Jaskinia_Sztolnia_Daisy.html – witryna internetowa Stowarzyszenia Wratislaviae Amici (dostęp: październik, 2018).
- DON J., 1982. *Tektonika łupków strefy Siennej oraz korelacja rozwoju gnejsów z etapami deformacji metamorfiku Śnieżnika*. Geol. Sud., 17, 1–2, 103–124.
- DON J., 1988. *Geologia strefy złożowej Kletna–Janowej Góry*. [W:] Wojciechowska I. (red.). *Wybrane zagadnienia geologii i mineralizacji metamorfiku Śnieżnika*. Mat. Konf.: 57–80.
- DON J., 2003. *The problem of “diastrophic” blocks in the marginal part of the Late Cretaceous Nysa Kłodzka Graben, the Sudetes, SW Poland*. Geol. Sud., 35, 61–67.

- DON B., DON J., 1960. *Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicy Idzikowa*. Acta. Geol. Pol., 10, 1, 71–106.
- DON J., GOTOWAŁA R., 2008. *Tectonic evolution of the late Cretaceous Nysa Kłodzka Graben, Sudetes, SW Poland*. Geol. Sud., 40, 51–63.
- DON J., JERZYKIEWICZ T., TEISSEYRE A.K., WOJCIECHOWSKA I., 1979. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Lubawka*. Wyd. Geol. Warszawa.
- DON J., JERZYKIEWICZ T., TEISSEYRE A.K., WOJCIECHOWSKA I., 1981. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, ark. Lubawka*. Wyd. Geol. Warszawa.
- DON J., SKÁCEL J., GOTOWAŁA R., 2003. *The boundary zone of the East and West Sudetes on the 1:50000 scale geological map of the Velké Vbrno, Staré Město and Śnieżnik Metamorphic Units*. Geol. Sud., 35, 25–59.
- DUERSCHLAG I., DUERSCHLAG J., 2016. *Koncepcja zagospodarowania odkrytej w dniu 13 XI 2015 r. kopalni srebra w Srebrnej Górze oraz terenu w jej otoczeniu*. Materiały I Warsztatów Dziedzictwo i Historia Górnictwa, Złoty Stok, 14–15 kwietnia 2016 r., 14–16.
- DUMICZ M., 1964. *Budowa geologiczna krystaliniku Gór Bystrzyckich*. Geol. Sud., 1, 169–208.
- DUTHOU J.L., COUTURIE J.P., MIERZEJEWSKI M.P., PIN Ch., 1991. *Oznaczenia wieku granitu Karkonoszy metodą izochronową rubidowo-strontową, na podstawie całych próbek skalnych*. Przegl. Geol., 39, 2, 75–79.
- DYMARSKI M., GOLIŃSKI M., 1988. *Uniemyśl – dzieje i gospodarka*. Wieś klasztorna cystersów z Krzeszowa. Rocznik Dolnośl., 11. Wyd. DTSK, PWN. Warszawa–Wrocław, 247–257.
- DZIEDZIC K., 1961. *Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej*. Studia Geol. Pol., 6, 1–121.
- DZIEDZIC K., KOZŁOWSKI S., MAJEROWICZ A., SAWICKI L., 1979. *Surowce mineralne Dolnego Śląska*. Wyd. PAN. Wrocław–Warszawa–Kraków–Gdańsk.
- DZIEKOŃSKI T., 1972. *Wydobywanie i metalurgia kruszców na Dolnym Śląsku od XIII do połowy XX wieku*. Wyd. PAN. Wrocław.
- DZIEKOŃSKI T., 1977. *Górnictwo kruszczowe na Dolnym Śląsku do XX w.* [W:] *Górnictwo energetyczne, kruszczowe i skalne na Dolnym Śląsku – wczoraj i dziś (mat. symp.)*. Kom. Nauk Gór. PAN, SITG Wrocław, Polit. Wr., Uniw. Wr., Arch. Państw. we Wr., 9–15.
- DZIEWAŃSKI J., 1984. *Metody geologiczne przy projektowaniu elektrowni pompowych w masywach skalnych (na przykładzie obiektu „Młoty”)*. Zesz. Nauk. AGH, 970, Geologia, 30, 1–220.
- Elektrownia szczytowo-pompowa „Młoty”. IV Istniejący stan realizacji inwestycji (bez autora)*, 2001. Zesp. Elektrociepłowni Wrocl. Kogeneracja S.A.
- ELSTER ?, 1771. *Grund und Profil Riss von der zu Schreibersau am Schwartzenberg belegenen Kobalt Grube Hülfe Gottes*. Sygn. AP Kat 12 396 OBB II 1166 2.
- EMERLE-TUBIELEWICZ H., 1979. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000, ark. Kłodzko*. Wyd. Geol. Warszawa.
- EMERLE-TUBIELEWICZ H., 1981. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25000, ark. Kłodzko*. Wyd. Geol. Warszawa.
- FECHNER H., 1903. *Geschichte des schlesischen Berg- und Hüttenwesens in der Zeit Friedrich's des Grossen, Friedrich Wilhelm's II. und Friedrich Wilhelm's III 1741 bis 1806*. Zeitschr. Berg-, Hütt- u. Salinen-Wesen, 48–50, Jahrg. 1900–1902.
- FEDAK J., LINDNER M., 1966. *Metalogeneza Sudetów*. Pr. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.
- von FESTENBERG-PACKISCH H., 1881. *Der metallische Bergbau Niederschlesiens unter benutzung amtlichen Quellen in geognostischer, historischer und technischer Beziehung*. Wyd. M. Perles. Wien.

- FIJAŁKOWSKA-LICHWA L., 2014. *Short-term radon activity concentration changes along the underground educational tourist route in the old uranium mine in Kletno (Sudety Mts., SW Poland)*. Journ. of Environm. Radioact., 135, 25–35.
- FIJAŁKOWSKA-LICHWA L., 2015. *Estimation of radon risk exposure in selected underground workplaces in the Sudetes (southern Poland)*. Journ. of Radiation Res. and Appl. Sc., 8, 3, 334–353.
- FIJAŁKOWSKA-LICHWA L., 2016. *Extremely high radon activity concentration in two adits of the abandoned uranium mine „Podgórze” in Kowary (Sudety Mts., Poland)*. Journ. of Environm. Radioact., 165, 13–23.
- FINCK L., 1926. *Das Alaunbergwerk bei Johnsbach*. Unsere Heimat, 9, Juni.
- FINCKH L., 1932. *Erläuterungen zur Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Länder, Blatt Frankenstein*. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin.
- FISCHER G., MEISTER E., 1938. *Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern*. Glatz. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin.
- FIRSZT S., 2002. *Badania archeologiczne nad dawnym górnictwem i hutnictwem w Kotlinie Jeleniogórskiej, Karkonoszach i Górach Izerskich*. [W:] Grodzicki A., Lorenc M.W. (red.). Uczniowie Agricoli, materiały z konferencji górniczej w Kowarach z 1999 roku. Wyd. Muz. Kark. w Jel. Górze, Jelenia Góra.
- FIRSZT S., 2006. *Bdania archeologiczne nad dolnośląskim górnictwem kruszczowym w latach 1975–2000*. Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wr., 117, Studia i Mat., 32, 45–80.
- FISTEK J., GIERWIELANIEC J., 1957. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Bystrzyca Nowa*. Wyd. Geol. Warszawa.
- Flöz-Karte von dem bei Waldenburg belegenen Teile des Niederschlesisch-Böhmischen Steinkohlenbeckens 1:10.000, Blatt 2 – Waldenburg-West, 1905. Königlichen Oberbergamt zu Breslau. Sygn. AP Kat 12 396 OBB 389.
- FORTI P., 2001. *Biogenic speleothems: an overviw*. Int. Journ. of Speleol., 30 A, 1/4, 39–56.
- FRANASIK K., 1977. *Surowce mineralne Dolnego Śląska i stopień ich wykorzystania*. [W:] Górnictwo energetyczne. Kruszcowe i skalne na Dolnym Śląsku – wczoraj i dziś (mat. symp.). Kom. Nauk Górn. PAN, SITG Wrocław, Polit. Wr., Uniw. Wr., Arch. Państw. we Wr., 78–88.
- FURMANKIEWICZ M., 2010. *Pozostałości dawnego górnictwa na Żelaznej Górze nad Nagodzicami*. Sudety, 106, 1, 16–17.
- FURMANKIEWICZ M., FURMANKIEWICZ J., 2006. *Zagospodarowanie podziemnych obiektów pogórnich a problem ochrony nietoperzy na przykładzie Sudetów*. Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wr. 117, Studia i Materiały, 32, 81–92.
- GAŹDZIK J., 1957. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000, ark. Przyłęk*. Wyd. Geol. Warszawa.
- GIERWIELANIEC J., 1965. *Budowa geologiczna okolic Kudowy Zdroju*. Biul. IG., 185, 23–108.
- GIERWIELANIEC J., 1968. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Łądek Zdrój*. Wyd. Geol. Warszawa.
- GIERWIELANIEC J., 1971. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, ark. Łądek Zdrój*. Wyd. Geol. Warszawa.
- GIENKA M., MALON A., TYMIŃSKI M., (red.) 2007. *Bilans zasobów kopalin i wód podziemnych w Polsce wg stanu na 31 XII 2006 r.* Wyd. PIG. Warszawa.
- GLUZIŃSKI W., 1960. *Zarys dziejów górnictwa i hutnictwa metali w Kłodczyźnie (XIV–XVII wieku)*. Rocznik Ziemi Kłodzkiej, 4–5. Wyd. Stow. Miłośn. Ziemi Kłodzkiej przy Inst. Śląskim. Kłodzko, 93–149.
- GÖPPERT H.R., 1874 (1875). *Über den sogenannten goldenen Stollen bei Reinerz*. Jber. Schles. Ges. Vaterl. Kult., 52, 36–37.

- GRADZIŃSKI R., RADOMSKI A., 1957. *Utwory naciekowe z „mleka wapiennego” w jaskini Szczelinie Chochołowskiej*. Roczn. PTG, 26, 2, 63–90.
- GROCHOLSKI W., 1961. *Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia bloku gnejsów sowiogórskich*. Studia Geol. Pol., 8, 7–75.
- GROCHOLSKI W., 1962. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1: 25000, ark. Walim*. Wyd. Inst. Geol. Warszawa.
- GROCHOLSKI W., 1967. *Tektonika Gór Sowich*. Geol. Sud., 3, 181–249.
- GRODZICKI A., 1967. *O występowaniu piasków złotoносnych w okolicy Jeleniej Góry*. Przegl. Geol., 15, 6, 285–289.
- GRODZICKI 2005., *Występowanie złota w bloku karkonosko-izerskim*. [W:] Mierzejewski M. (red.). Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek. Wyd. Uniw. Wr. Wrocław, 293–306.
- GRUDZIŃSKA K., KASZA D., 2014. „RIESE” – geoturystyczna perła Gór Sowich. Hered. Min., 1, 113–123.
- GRUSZCZYK H., 1952. *Złoże barytu w Boguszowie i Jabłowie na Dolnym Śląsku*. Biul. PIG, 1–88.
- GUNIA T., 1966. *Fauna i wiek otoczków wapieni z kulmu Książa*. Geol. Sud., 2, 297–322.
- GUNIA T., 1967. *Cambrotrypa (Tabulata) z metamorfiku Sudetów zachodnich*. Roczn. PTG, 37, 3, 417–428.
- GUNIA T., 1968. *Fauna, stratygrafia i warunki sedymentacji górnego Dewonu depresji Świebodzic*. Geol. Sud., 4, 115–220.
- GUNIA T., 1985. *Pozycja geologiczna bloku sowiogórskiego i jego wpływ na paleogeografię Sudetów Środkowych*. Geol. Sud., 20, 83–119.
- GÜRICH G., 1894–1895. *Die Untersuchung des Goldenen Stollen bei Reinerz*. Verzehnter Jahresbericht nebst Mitglieder – Verzeichnis des Glatzer-Gebirgs Vereins., die Zeit vom 1. April 1894 bis 1. April 1895 Glatz, 51–57.
- HAYDUKIEWICZ A., 1987. *Sekwencja stratygraficzna w kompleksie kaczańskim*. Przew. LVIII Zjazdu PTG. Wyd. AGH, 95–102.
- HAYDUKIEWICZ J., MUSZER J., 2002. *Offshore to onshore transition in the Upper Viséan paleontological record from the Paprotnia section (Bardo Mts., West Sudetes)*. Geol. Sud., 34, 17–38.
- HAYDUKIEWICZ A., OLSZEWSKI S., PORĘBSKI S., TEISSEYRE A., 1982. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000, ark. Wałbrzych*. Inst. Geol. Warszawa.
- HERMASZEWSKI W., CHOMIAK I., 2004. *Zapomniane Jaskinie*. Sudety, 39, 6, 16–17.
- Historia, udostępnienie i wyniki wstępnych badań kopalni srebra w Srebrnej Górze*, 2015. Hered. Min., 2, 179–188 (tekst red.).
- history-of-mining.pwr.wroc.pl – witryna internetowa Historia górnictwa na Wydziale Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii Politechniki Wrocławskiej (dostęp: listopad 2018).
- JANISZEWSKI M., 2011. *Uproszczony profil geologiczny sztolni Rungensche i Leopolda w Krobicy*. Pr. dypl. Wydz. Geoinż., Górn. i Geol. Polit. Wr. Niepublikowana. Arch. Polit. Wr.
- JAROS J., 1984. *Słownik historyczny kopalń węgla na ziemiach polskich. Wydanie II poprawione i zaktualizowane*. Wyd. Śl. Inst. Nauk. Katowice.
- JASKÓLSKI S., 1948. *Złoże cynowe w Gerbichach na Dolnym Śląsku (sprawozdanie tymczasowe)*. Biul. PIG, 42, 76–95.
- JASKÓLSKI S., 1960. *Rudy cyny i kobaltu*. [W:] Krajewski R. (red.). Geologia złóż surowców mineralnych Polski. Surowce metaliczne. Biul. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.
- JASKÓLSKI S., MOCHNACKA K., 1958. *Złoże cyny w Gierczynie w Górach Izerskich na Dolnym Śląsku i próba wyjaśnienia jego genezy*. Ach. Miner., 22, 1, 17–106.
- JERZYKIEWICZ T., 1971. *Kreda okolic Krzeszowa*. Geol. Sud., 5, 281–318.

- JIRÁSEK J., HRABÁLEK J., 2007. *Złóża złota w Czechach – przeszłość, teraźniejszość, perspektywy*. Geoturystyka, 8, 1, 7–20.
- JOHNSON D.B., HALLBERG K.B., 2003. *The microbiology of acidic mine waters*. Res. in Microbiology, 154, 7, 466–473.
- JONES D.S., ALBRECHT H.L., DAWSON K.S., SCHAPERDOTH I., FREEMAN K.H., PI Y., PEARSON A., MACALADY J.L., 2012. *Community genomic analysis of an extremely acidophilic sulfur-oxidizing biofilm*. The ISME Journ., 6, 1, 158–170.
- KACZMAREK W., ROŻEK R., 2008. *Historia poszukiwań i rozpoznania złoża rud miedzi w „Starym Zagłębiu Miedziowym”*. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, 1. Wyd. Polit. Wr., 97–104.
- KACZOROWSKI M., WOJEWODA J., 2011. *Neotectonic activity interpreted from a long water-tube tiltmeter record at the SRC geodynamic laboratory in Książ, Central Sudetes, SW Poland*. Acta Geodyn. et Geomat., 8, 3 (16), 249–261.
- KANASIEWICZ J., 1984. *Kontakt granitu karkonoskiego z łupkami Wysokiego Grzbiecie (Sudety)*. Kwart. Geol., 28, 1, 17–22.
- KAPAŁCZYŃSKI W., 1993. *Kowary*. [W:] Zlat M. (red). Śląsk w zabytkach sztuki. Ossolineum. Wrocław.
- KARWACKI A., 1990. *Litologia i petrogeniza marmurów kłodzkich*. Zesz. Nauk. AGH, 1357, Geologia, 47, 1–150.
- KASZA L., 1964. *Budowa geologiczna górnego dorzecza Białej Łądeckiej*. Geol. Sud., 1, 119–167.
- KASZA D., 2013. *Koncepcja rozwoju sieci badawczej na potrzeby pomiarów współczesnych ruchów tektonicznych w obszarze Książańskiego Parku Krajobrazowego*. Mining Science, 20, 19–25.
- KASZA D., KOWALSKI A., WOJEWODA J., KACZOROWSKI M., 2018. *Indicators of recent geodynamic activity in the Książ Castle area (Świebodzice Unit, Sudetes) in the light of structural analysis and geodetic measurements*. E3S Web of Conferences, 29, 00021.
- KIELAR E., 2007. *Forteczny Park Kulturowy – Twierdza Kłodzko*. Ochr. Zabytków, 2, 97–104.
- KINCEL R., 1976. *Początki turystyki i przewodnictwa turystycznego na Ziemi Kłodzkiej*. V Forum Krajoznawstwa Dolnośląskiego. PTTK, 9–35.
- KLEMENTOWSKI R., 2010. *W cieniu sudeckiego uranu, kopalnictwo uranu w Polsce w latach 1948–1973*. Wyd. IPN. Wrocław.
- KLIMEK S., KUŁAGA K., 2001. *Zamek Książ. Architektura i historia*. Wyd. VIA NOVA. Wrocław.
- KŁODNICKI Z. (red.), 1996. *Dziedzictwo kulturowe Dolnego Śląska T. I*. Pols. Tow. Ludoznawcze. Wrocław.
- KNAPIK R., 2016. *Zagadkowe sztolnie z Uniemyśla*. Sudety, 164, 2, 36–37.
- KOBYLAŃSKA M., CHUDY K., DUERSCHLAG J., 2016. *Wybrane uwarunkowania przyrodnicze projektu zagospodarowania dawnej kopalni srebra Amalie w Srebrnej Górze*. CUPRUM – Czasop. Naukowo-Techn. Gór. Rud, 80, 3, 63–76.
- KONIECZYŃSKA M., 2007. *Ocena genezy składu chemicznego wód wypływających ze starych sztolni kopalnianych w rejonie Czarnów–Miedzianka–Janowice Wielkie*. [W:] Szczepański A., Kmiecik E., Żurek A. (red.). Współczesne problemy hydrogeologii, 13, 2, 85–93.
- KONSTANTYNOWICZ E., 1960. *Sudeckie złoża polimetaliczne*. [W:] Krajewski R. (red.). *Geologia złóż surowców mineralnych Polski. Surowce metaliczne*. Biul. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.
- KONSTANTYNOWICZ E., 1971. *Geologia złóż rud miedzi i przejawów miedzionośnych w Polsce*. [W:] Konstantynowicz E. (red.). *Monografia przemysłu miedziowego w Polsce*, 1. Wyd. Geol. Warszawa: 27–289.

- KOSIÓR A., PODOLSKI R., 2008. *Stare górnictwo niewęglowe wokół Wałbrzycha*. [W:] *Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, 1. Wyd. Polit. Wr., 133–148.
- KOSMATY J., 2006. *Roboty górnicze prowadzone w Górach Sowich w ramach programu „Riese” w okresie II wojny światowej*. Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wroc., 117, *Studia i Mat.*, 32, 145–161.
- KOSMATY J., 2010. *Tworzenie polskich załóg górniczych w Wałbrzyskim Zagłębiu Węglowym w latach 1945–1950 ze szczególnym uwzględnieniem technicznej kadry kierowniczej*. [W:] *Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, 3. Wyd. Polit. Wr., 180–189.
- KOSZELA S., 1997. *Petrogeneza marmurów z południowo-wschodniej części metamorfiku Śnieżnika (Sudety)*. *Geol. Sud.*, 30, 59–115.
- KOWALSKI E., ROTKEGEL M., STAŁĘGA S., 2008. *Uwarunkowania geologiczno-inżynierskie wznowienia budowy Elektrowni szczytowo-pompowej „Młoty” koło Bystrzycy Kłodzkiej*. *Górn. i Geoinż.*, 32, 2, 213–226.
- KOZDRÓJ W., 1993. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25000, ark. Poręba i Lesica*. Wyd. Geol. Warszawa.
- KOZDRÓJ W., 2003. *Ewolucja geotektoniczna krystaliniku wschodnich Karkonoszy*. [W:] *Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (red.). Sudety zachodnie: od wendy do czwartorzędu*. Wyd. WIND. Wrocław, 67–80.
- KOZIAR J., 1973. *Budowa geologiczna okolic Rozdroża Izerskiego ze szczególnym uwzględnieniem wystąpień skał kwarcowych*. *Acta Univ. Wrata*, 192, Pr. Geol.-Min., 3, 75–105.
- KOZIAR J., 2007. *Tensional origin of the inversion in the Polish Basin with the reference to tensional development of the Bohemian Massif*. *Mat. 8th Czech-Polish Workshop on Recent Geodynamics of The Sudety Mts. and the Adjacent Areas*, Kłodzko, 29–31 marca 2007 r., 17–21.
- KOZŁOWSKA E., HOC N., DYMARSKA M., KOSTRZEWA-SUSŁOW E., GRZESZCZUK J., PŁĄSKOWSKA E., URBANIAK M., STĘPIEŃ Ł., JANEČKO T., 2017a. *Patent na wynalazek pt. $\beta,7\beta$ -dihydroksyandrost-5-en-17-onu*. Nr rej., P-417201. Urz. Patent. Rzeczyposp. Polskiej. Warszawa.
- KOZŁOWSKA E., DYMARSKA M., KOSTRZEWA-SUSŁOW E., GRZESZCZUK J., PŁĄSKOWSKA E., JANEČKO T., 2017b. *Patent na wynalazek pt. Sposób wytwarzania 7α -hydroksyandrost-4-en-3,17-dionu*. Nr rej., P-417204 Urz. Patent. Rzeczyposp. Polskiej. Warszawa.
- KOZŁOWSKI A., KARWOWSKI Ł., OLSZYŃSKI W., 1975. *Tungsten-tin-molybdenium mineralisation in the Karkonosze massif*. *Acta. Geol. Pol.*, 25, 3, 415–430.
- KOZŁOWSKI K., 1974. *Łupki krystaliczne i leukogranity pasma Stara Kamienica–Świeradów Zdrój*. *Geol. Sud.* 9, 1, 7–98.
- KOŹMA J., CWOJDZIŃSKI S., IHNATOWICZ A., PACUŁA J., ZAGOŹDŻON P.P., ZAGOŹDŻON K.D., 2011. *Możliwości rozwoju geoturystyki w regionie dolnośląskim na przykładzie wybranych projektów dotyczących inwentaryzacji i waloryzacji geostanowisk*. [W:] *Żelaźniewicz A., Wojewoda J., Ciężkowski W. (red.). Mezozoik i kenozoik Dolnego Śląska*. Wrocław, 137–158.
- KRAJEWSKI R., 1949. *Sprawozdanie z badań łupków piritowych w Wieściszowicach*. *Biul. PIG*, 54, 86–91.
- KRAJEWSKI R., 1960a. *Rudy żelaza*. [W:] *Krajewski R. (red.). Geologia złóż surowców mineralnych Polski. Surowce metaliczne*. *Biul. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa*.
- KRAJEWSKI R., 1960b. *Żyłowe złoża rud ołowiu i cynku w Sudetach*. [W:] *Krajewski R. (red.). Geologia złóż surowców mineralnych Polski. Surowce metaliczne*. *Biul. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa*.
- KRESSNER ?, 1850–1871. *Festung Glatz* (plan miasta Kłodzka i fortyfikacji w skali 1:7200). Sygn. akt: XI A 71310. Geheimes Staats Archiv Preußischer Kulturbesitz. Berlin.
- KRUSZYŃSKI P., 1998. *Podziemia w Górach Sowich i Zamku Książ*. Państw. Muz. Gross-Rosen. Wałbrzych.

- KRYGOWSKA N., 2016. *Biedaszyby jako obszar formowania się subkultury górniczej*. [W:] Filimowska A., Krygowska N. (red.). Wałbrzych miasto poszukiwaczy. Wyd. AGH. Kraków.
- KRYZA R., 1981. *Migmatytyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich*. Geol. Sud., 16, 1, 7–100.
- KRYZA M., MAZUR S., 1995. *Przełom Bobru pomiędzy Ciechanowicami a Janowicami Wielkimi. Kontakt wschodniej okrywy granitu Karkonoszy z metamorfikiem Gór Kaczawskich w strefie uskoku śródsudeckiego*. [W:] Mierzejewski M.P. (red.). Wybrane zjawiska tektoniczne w masywach granitoidowych Dolnego Śląska. Mat. Konf. Nauk. Wrocław–Mysłów, 59–70.
- KRYZA R., MAZUR S., 2001. *Contrasting metamorphic paths in the Kłodzko Metamorphic Unit, Central Sudetes*. Min. Soc. of Poland. Spec. Papers, 19, 97–99.
- KRYZA R., MUSZYŃSKI A., 1987. *Zmetamorfizowany kompleks diabazowo-osadowy z Wojcieszowa Dolnego – przejaw wczesnego riftingu w dolnym paleozoiku Gór Kaczawskich*. Przegl. Geol., 35, 6, 338–344.
- KRYZA R., MUSZYŃSKI A., FURNES H., 1992. *Early Paleozoic volcanism in the Western Sudetes (Poland): A correlation between the western parts of the Świerzawa and Bolków units of the Kaczawa Mts*. Zentralblatt für Geol. Und Paläont., 1, 9/10, 1039–1052.
- KRYZA R., MUSZER J., AUGUST Cz., HAYDUKIEWICZ J., JURASIK M., 2008. *Lower Carboniferous bentonites in the Bardo Structural Unit (central Sudetes): geological context, petrology and palaeotectonic setting*. Geol. Sud., 40, 19–31.
- KRZYŻANOWSKA K., SOWIŃSKI A., 2002. *Zbiornik przeciwpowodziowy na rzece Bystrzycy w miejscowości Młoty. Podstawowe informacje techniczne – materiały do wystąpienia Burmistrza Bystrzycy Kłodzkiej*. „Energoprojekt-Warszawa” S.A. Biuro Studiów i Projektów Energetycznych. Warszawa.
- KRZYŻANOWSKI K., 2016. *Górnicza perła Srebrnej Góry*. Odkrywca, 205, 2, 10–15.
- KRZYŻANOWSKI K., WÓJCIK D., 2008a. *Dawne górnictwo rud metali w rejonie Boguszowa-Gorców – kopalnia Morgenstern i Segen Gottes*. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, 1. Wyd. Polit. Wr., 149–157.
- KRZYŻANOWSKI K., WÓJCIK D., 2008b. *Sztolnia w Wąwozie*. Sudety, 92, 11, 10–11.
- KRZYŻANOWSKI K., WÓJCIK D., 2012. *Kopalnia kobaltu w Szklarskiej Porębie*. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, 4. Wyd. Polit. Wr., 221–234.
- KÜHNHAU R., 1910–1913. *Schlesische Sagen*. 3, *Zauber-, Wunder-, und Schatzsagen*. Wyd. B. G. Teubner. Leipzig
- KUKLA J., 1953. *Excentrické krápníky a nickamínek v jeskyni Izbici u Harmance na Slovensku*. Československy Kras. 6, 2–15.
- KULIK Z., 1985. *Historia poznania gór*. [W:] Jahn A. (red.). Karkonosze Polskie. Ossolineum. Wrocław–Warszawa–Kraków–Gdańsk–Łódź, 427–439.
- KWAŚNIEWSKI K., 1968. *Podania dolnośląskie*. Zakł. Nar. Im. Ossolińskich na zlec. Tow. Miłośn. Wrocławia. Biblioteka Wrocławska, 8. Wrocław.
- KWAŚNY Z., 1977. *Z dziejów górnictwa węgla brunatnego i torfu na Dolnym Śląsku do trzeciego ćwierćwiecza XIX w.* [W:] Górnictwo energetyczne, kruszczowe i skalne na Dolnym Śląsku – wczoraj i dziś (mat. symp.). Kom. Nauk Górń. PAN, SITG Wrocław, Polit. Wr., Uniw. Wr., Arch. Państw. we Wr., 38–48.
- LESZCZAWSKI D., 2013. *Rozpoznanie i inwentaryzacja reliktyw górnictwa podziemnego w rejonie Szklarskiej Poręby*. Pr. dypl. Wydz. Geoinż., Górń. i Geol. Polit. Wr. Niepublikowana. Arch. Polit. Wr.
- LEWOWICKI S., 1965. *Charakter żyły kwarcowej w Rozdrożu Izerskim*. Kwart. Geol., 9, 1, 42–52.
- LEWOWICKI S., 1967. *Żyły kwarcowe Gór Izerskich i ich Pogórza*. Roczn. PTG, 37, 3, 339–370.

- LIS J., SYLWESTRZAK H., 1977. O występowaniu rozproszonego uraninitu w Masywie Karkonoszy. *Przegl. Geol.*, 25, 6, 297–301.
- LIS J., SYLWESTRZAK H., 1979. *Episjenity a perspektywy występowania śródrogranicznych złóż uranu w Masywie Karkonoszy*. *Przegl. Geol.*, 27, 4, 223–229.
- LIS J., SYLWESTRZAK H., 1986. *Minerały Dolnego Śląska*. Wyd. Geol. Warszawa.
- LISIAKIEWICZ S., 1956. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000, ark. Unieście*. Wyd. Geol. Warszawa.
- LORENC M.W., 1981. *Petrografia łupków metamorficznych okolic Dusznik i Zieleńca*. *Acta Univ. Wratislaviensis*, 521, Pr. Geol.-Min., 8, 77–99.
- LORENC M.W., ZAGOŹDŻON P.P., 2001. *Sudecka Złota Sztolnia jako obiekt do rewitalizacji*. Konferencja Naukowo-Techniczna „Zabezpieczanie i Rewitalizacja Podziemnych Obiektów Zabytkowych”, Kraków-Bochnia, 21–22.09.2001, 275–282.
- LORENC M.W., ZAGOŹDŻON P.P., 2002a. „Złota Sztolnia” koło Zieleńca – charakterystyka i historia eksploatacji. *Pr. Nauk. Inst. Górn.* 102, *Studia i Mat.*, 21, 119–126.
- LORENC M.W., ZAGOŹDŻON P.P., 2002b. *Historia, stan aktualny i plany zagospodarowania „Złotej Sztolni” pod Orlicą*. [W:] Grodzicki A., Lorenc M.W. (red.). *Uczniowie Agricoli, materiały z konferencji górniczej w Kowarach z 1999 roku*. Wyd. Muz. Kark. w Jeleniej Górze. Jelenia Góra, 127–135.
- LORENC S., 1984. *Petrogeneza wapieni wojcieszowskich*. *Geol. Sud.*, 18, 1, 63–105.
- LUDWIG F., 1896–1897. *Die Grafschaft Glatz in Wort und Bild*. Wyd. C. Schirmer. Glatz.
- MACIEJAK K., MACIEJAK K., 2006. *Na tropach dawnego górnictwa Gór i Pogórza Kaczawskiego: przewodnik*. Wyd. SEiAW „Goldcentrum”. Złotoryja.
- MACIEJAK K., MACIEJAK M., 2013a. *Górnictwo miedzi w niecce złotoryjskiej od średniowiecza do końca XIX w. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, 5. Wyd. Polit. Wr., 209–227.
- MACIEJAK K., MACIEJAK M., 2013b. *Górnictwo węglowe w rejonie Lwówka Śląskiego w XVIII–XX w. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, 5. Wyd. Polit. Wr., 195–207.
- MACIEJAK K., MACIEJAK M., 2015. *Kopalnia Schwarze Minna*. *Hered. Min.*, 2, 85–98.
- MACIEJAK M., KOWALSKI A., MACIEJAK M., 2017. *Kopalnie złota na Wielisławce (Pogórze Kaczawskie)*. *Hered. Min.*, 4, 45–63.
- MADZIARZ M., 2008. *Tereny dawnych robót górniczych w Bystrzycy Górnej, Modliszowie i Dzieńmierowicach w świetle danych archiwalnych i badań współczesnych. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, 1. Wyd. Polit. Wr., 159–180.
- MADZIARZ M., 2009a. *Kopalnie „Czarnów”, „Miedzianka” i „Stara Góra” w poszukiwaniach okruszczowania uranowego oraz rud metali w latach 40. i 50. XX w. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, 2. Wyd. Polit. Wr., 166–193.
- MADZIARZ M., 2009b. *Rozwój prac badawczo-inwentaryzacyjnych dawnego górnictwa kruszców w Bystrzycy Górnej (Góry Sowie). Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, 2. Wyd. Polit. Wr., 194–208.
- MADZIARZ M., 2010. *„Cuprifodina in Montibus”. O historii i pozostałościach dawnych robót górniczych w rejonie Miedzianki – miasta zrodzonego i unicestwionego przez górnictwo. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, 3. Wyd. Polit. Wr., 258–287.
- MADZIARZ M., 2012. *Zadania i znaczenie sztolni w historycznej eksploatacji górniczej na przykładzie zachowanych wyrobisk dawnego górnictwa rud cyny i kobaltu okolic Gierczyna. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, 4. Wyd. PWr, 243–272.

- MADZIARZ M., SZTUK H., 2004. *Kopalnia w Marcinkowie – zapomniane świadectwo wielusetletniej eksploatacji górniczej na Dolnym Śląsku*. Przegl. Gór., 12, 4, 50–55.
- MADZIARZ M., SZTUK H., 2005. *Relikty dawnych robót górniczych na Dolnym Śląsku – źródło wiedzy i zagrożenie*. Bezp. Pracy i Ochr. Środ. w Gór., 1, 22–27.
- MADZIARZ M., SZTUK H., 2006. *Eksploatacja rudy cyny w Górach Izerskich: historia, czy perspektywa dla regionu?*. Pr. Nauk. Inst. Gór. Polit. Wr., 117, Studia i Mat., 32, 193–202.
- MADZIARZ M., SZTUK H., 2008. *Kopalnia „Gierczyn” – zapomniany epizod w historii górnictwa rud Ziem Zachodnich*. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, 1, Wyd. Polit. Wr., 195–212.
- MADZIARZ M., SZTUK H., 2012. *Prace badawczo-inwentaryzacyjne stanowisk dawnego górnictwa kruszców jako element zabezpieczenia, ochrony i wykorzystania dziedzictwa górniczego Dolnego Śląska*. Pr. Nauk. Inst. Gór. Polit. Wr., 135, Studia i Mat., 42, 143–178.
- MADZIARZ M., MIZERA A., DĘBKOWSKI R., 2012. *Projekt „Rekultywacja obszarów zdegradowanych dawną działalnością górniczą na terenie gminy Mirsk z utworzeniem ścieżki Śladami dawnego górnictwa kruszców jako koncepcja kompleksowych działań w zakresie ochrony i wykorzystania dziedzictwa górniczego Dolnego Śląska*. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, 4, Wyd. Polit. Wr., 273–289.
- MAGDA W., 1960. *Hematyty okolic Kudowy*. [W:] Krajewski R. (red.). *Geologia złóż surowców mineralnych Polski. Surowce metaliczne*. Biul. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.
- MAKAŁA A., 1994. *Garnet-layer silicates parageneses of metapelites from Stara kamienica chain, Western Sudetes*. Arch. Miner., 50, 2, 31–54.
- MANECKI A., MŁODOŻENIEC W., 1959. *Kobaltonośne żyły złoża Stara Góra na Dolnym Śląsku*. Przegl. Geol., 7, 10, 466–467.
- MAŃKOWSKA A., 1960. *Występowanie grafitów w rejonie Stronia Śląskiego*. Przegl. Geol., 8, 9, 485.
- mapy.geoportal.gov.pl – witryna internetowa Geoportal 2, usługa przeglądania cieniowanej rzeźby terenu – zobrazowanie danych LIDAR (dostęp: październik, 2018).
- MARHEINE D., KACHLIK V., MALUSKI H., PATOČKA F., ŽELAŽNIEWICZ A., 2002. *The Ar–Ar ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development*. [W:] Winchester J.A., Pharaoh T.C., Verniers J. (red.). *Paleozoic Amalgamation of Central Europe*. Geol. Soc. Spec. Publications, 201.
- MARZĄŁEK H., WĄSIK M., *Influence of arsenic-bearing gold deposits on water quality in Złoty Stok mining area (SW Poland)*. Environm. Geol., 39, 8, 888–892.
- MARZĄŁEK H., RYSIUKIEWICZ M., WĄSKI M., COSTA M.R., 2012. *Hydrogeochemistry of groundwater from abandoned Radzimowice mine (Sudetes, SW Poland)*. Hydrogeology, Engineering and Geotechnics. 12th International Multidisciplinary Scientific GeoConference of Modern Management of Mine Producing, Geology and Environmental Protection SGEM, 135–142.
- MASTALERZ K., 1988. *Nowe stanowisko fauny wczesnokarbońskiej w Sudetach – Jaczków (niecka śródsudecka)*. Przegl. Geol., 36, 4, 207–210.
- MASTALERZ K., KUROWSKI L., WOJEWODA J., 1993. *Litostratygrafia i ewolucja basenu śródsudeckiego w karbonie i permie*. [W:] Mastalerz K., Raczyński P., Koszela L., Kurowski L., Krzyszkowski D. (red.). *Baseny sedymentacyjne, procesy, osady, architektura*. Przew. II krajowego spotkania sedymentologów. Wyd. Inst. Nauk Geol. Uniw. Wr. Wrocław.
- MASTALERZ K., AWDANKIEWICZ M., CYMERMAN Z., 1994. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000, ark. Kamienna Góra*. Wyd. Kartogr. Pols. Agencji Ekol. Warszawa.

- MASTALERZ K., AWDANKIEWICZ M., CYMERMAN Z., 1995. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25000, ark. Kamienna Góra*. Wyd. PIG. Warszawa.
- MASTALERZ M., 1988. *Charakterystyka łupków grafitowych okolic Marcinkowa*. [W:] Wojciechowska I. (red.). *Mat. Konf. Teren. Wybrane zagadnienia geologii i mineralizacji metamorfizmu Śnieżnika*, 1–3 września 1988 r. Wrocław, 98–100.
- MASZKOWSKI P., 2010. *Kamienna Góra od spodu...* Odkrywca, 12, 3–6.
- MAZUR S., 1995. Strukturalna i metamorficzna ewolucja wschodniej okrywy granitu Karkonoszy w południowej części Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockim. *Geol. Sud.*, 29, 1, 31–103.
- MAZUR S., 2003a. *Ewolucja strukturalna metamorfizmu kłodzkiego i jej znaczenie dla tektoniki waryscyjskiego piętra Sudetów*. *Acta Univ. Wratislaviensis, Pr. Geol.-Min.*, 74.
- MAZUR S., 2003b. *Wschodnia okrywa granitu Karkonoszy – przekrój przez waryscyjską strefę szwu*. [W:] Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (red.). *Sudety zachodnie: od wendy do czwartorzędu*. Wyd. WIND. Wrocław, 53–65.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., 2001. *The Teplá(?) / Saxothuringian suture in the Karkonosze-Izera massif, Western Sudetes, Central European Variscides*. *Int. J. Earth Sci.*, 90, 341–360.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., SZCZEPAŃSKI J., 2010. *Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów*. *Przegl. Geol.*, 58, 2, 133–145.
- MAZUR S., KRYZA R., 1999. *Preliminary report on the metamorphosed melange in the Kłodzko Metamorphic Complex (West Sudetes, SW Poland)*. *Min. Soc. of Poland. Spec. Papers*, 14, 102–104.
- MAZURSKI K.R., 1975. *Złota Sztolnia pod Orlicą*. *Wszechświat*, 3, 77–78.
- MAŹCZKA M., STYSZ M., 2007. *Prace poszukiwawcze rud srebra i ołowiu w rejonie Marcinkowa w 1779 w świetle pruskich sprawozdań górniczych*. *Bezp. Pracy i Ochr. Środ. w Górn.*, 152, 4, 44–45.
- MAŹCZKA M., STYSZ M., 2006. *Relikty dawnych robót górniczych w Górach Sowich – wykorzystanie materiałów archiwalnych do lokalizacji i udokumentowania wyrobisk*. *Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wr.*, 117, *Studia i Mat.*, 32, 215–226.
- MAŹCZKA M., STYSZ M., 2008. *Kopalnia „Reiche Silber Glück” w Dębownie – relikty dawnego górnictwa antymonu w Górach Bardzkich. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, 1. Wyd. Polit. Wr., 313–226.
- MICHALKIEWICZ S., 1977. *Górnictwo węgla kamiennego na Dolnym Śląsku*. [W:] *Górnictwo energetyczne. Kruszcowe i skalne na Dolnym Śląsku – wczoraj i dziś (mat. symp.)*. Kom. Nauk Górn. PAN, SITG Wrocław, Polit. Wr., Uniw. Wr., Arch. Państw. we Wr., 29–37.
- MICHNIEWICZ M., BOBIŃSKI W., SIEMIĄTKOWSKI J., 2002. *Monografia złóż rud cyny z łupków łyszczykowych pasma starej kamienicy w Sudetach*. Arch. PIG oddz. we Wrocławiu.
- MIECZNIK J.B., STRZELECKI R., WOŁKOWICZ S., 2011. *Uran w Polsce – historia poszukiwań i perspektywy odkrycia złóż*. *Przegl. Geol.*, 59, 10, 688–687.
- MIERZEJEWSKI M.P., 1980. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Szklarska Poręba*. Wyd. Geol. Warszawa.
- MIERZEJEWSKI M.P., 1985. *Geologia granitowej części Karkonoszy*. [W:] Jahn A. (red.). *Karkonosze Polskie*. Ossolineum. Wrocław–Warszawa–Kraków–Gdańsk–Łódź, 17–41.
- MIKOŚ T., SALWACH E., CHMURA J., TICHANOWICZ J., 2009. *Złoty Stok. Najstarszy ośrodek górniczo-hutniczy w Polsce. Od wydobywania i przerobu rud złota i arsenu do zabytkowej kopalni*. Uczelniane Wyd. Nauk.-Dyd. Kraków.
- MICKIEWICZ A., MARSZAŁEK H., CIĘŻKOWSKI W., SZUMSKA E., 2015. *Złoty Stok – niedoszlę uzdrowisko kłodzkie z wodami arsenowymi*. *Przegl. Geol.* 63, 10/2, 940–943.

- MOCHNACKA K., 1966. *Minerały kruszczowe złoża polimetalicznego w Kowarach*. Pr. Min., 4. Wyd. Geol. Warszawa.
- MOCHNACKA K., 1967. *Geologia polimetalicznego złoża w Kowarach*. Pr. Geol., 40. Wyd. Geol. Warszawa.
- MOCHNACKA K., 1982. *Mineralizacja polimetaliczna wschodniej osłony metamorficznej granitu Karkonoszy i jej związek z geologicznym rozwojem regionu*. Biul. Inst. Geol., 341, 273–285.
- MOCHNACKA K., 1985. *Surowce użyteczne obszaru Karkonoszy i ich najbliższego sąsiedztwa*. [W:] Jahn A. (red.). Karkonosze Polskie. Ossolineum. Wrocław–Warszawa–Kraków–Gdańsk–Łódź, 43–52.
- MOLENDĄ D., 1960. *Górnictwo kruszców*. [W:] Pazdur J. (red.). Zarys górnictwa na ziemiach polskich. Tom I. Wyd. Górn.-Hut. Katowice, 120–162.
- MORAWIECKI A., 1954. *Uwagi o żyłach kwarcowych w Białej Górze na Rozdrożu Izerskim*. Przegl. Geol., 2, 9, 369–375.
- MUSZER A., 2005. *Kopaliny użyteczne regionu karkonoskiego*. [W:] Mierzejewski M. (red.). Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek. Wyd. Uniw. Wr. Wrocław, 271–292.
- NEUMAN W., 1972. *Plan realizacyjny. Zagospodarowanie terenu inwestycji (elektrownia pompowa Młoty)*. Biuro Studiów i Projektów Energetycznych „Energoprojekt” Przeds. Państw.
- NIEĆ M., 2009. Występowanie rud uranu i perspektywy ich poszukiwań w Polsce. Polit. Energet., 12, 2/2, 435–451.
- NOWAK I., ŻELAZNIEWICZ A., 2002. *Metabasites from Stronie Schists in the Łądek-Śnieżnik Metamorphic Unit, West Sudetes: Geochemistry and P-T-d Path*. GeoLines, 14, 72–73.
- NOWAKOWSKI R., 2011. *Relics of the mining industry in Glucholazy-Zlaté Hory*. Mat. Konf. 11. Altbergbau-Kolloquium und 7. Konferenz Erbe und Geschichte des Bergbaus, 3–5 listopada 2011 r., Wrocław. Wyd. VGE Verlag GmbH. Essen, 349–361.
- OBERC J., 1957. *Region Gór Bardzkich (Sudety)*. Wyd. Geol. Warszawa.
- OBERC J., 1972. *Budowa geologiczna Polski tom IV. Tektonika część 2 Sudety i obszary przyległe*. Wyd. Geol. Warszawa.
- OBERC J., BADURA J., PRZYBYLSKI B., JAMROZIK J., 1994. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Bardo Śląskie*. Wyd. Kartogr. Pols. Agencji Ekol. S.A. Warszawa.
- OGÓREK R., PUSZ W., ZAGOŹDŻON P.P., KOZAK B., BUJAK H., 2017. *Abundance and Diversity of Psychrotolerant Cultivable Mycobiota in Winter of a Former Aluminous Shale Mine*. Geomicrobiology Journ., 34, 10, 823–833.
- OLIVER G.J.H., CORFU F., KROGH T.E., 1993. *U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana*. Journ. of the Geol. Soc., 150, 355–369.
- OLSZEWSKI J., OSUCHOWSKI J., PILECKI J., PLUTA L., PRZYBYŁA M., SZCZEPAŃSKI Z., ZAJDEL F., 1989. *Leksykon Górniczy*. Wyd. „Śląsk”. Katowice.
- OLSZYŃSKI W., KOZŁOWSKI A., KARWOWSKI Ł., 1976. *Bismuth minerals from Karkonosze massif*. Acta. Geol. Pol., 26, 3, 443–449.
- ONAC B.P., 2012. *Minerals*. [W:] White W.B., Culver D.C. (red.). *Encyclopedia of Caves*. Elsevier, Academic Press, 499–507.
- OSIECKA E., 2006. *Wapno w budownictwie – tradycja i nowoczesność*. Wyd. Stow. Przem. Wapienniczego. Kraków.
- PARAFINIUK J., SIUDA R., 2006. *Schwertmannite precipitated from acid mine drainage in the Western Sudetes (SW Poland) and its arseniate sorption capacity*. Geol. Quart., 50, 4, 475–486.

- PACHOLSKA A., 1978. *Brekcje tektoniczne południowego krańca bloku gnejsów sowiogórskich*. Geol. Sud., 2, 13, 41–63.
- PARAFINIUK J., SIUDA R., BORKOWSKI A., 2016. *Sulphate and arsenate minerals as environmental indicators in the weathering zones of selected ore deposits, Western Sudetes, Poland*. Acta. Geol. Pol., 66, 3, 493–508.
- Paszport punktu okruszcowania*, 1959. Arch. Zakł. Przemysł. R–1. Kowary.
- PAULO A., 1973. *Złoże barytu w Stanisławowie na tle metalogenii Gór Kaczawskich*. Pr. Geol. PAN Oddz. w Krakowie, 76, 1–72.
- PAZDUR A., PAZDUR M.F., 1982. *Skład izotopowy węgla we współczesnych stalaktytach i stalagmitach*. Kwart. Geol., 26, 3/4, 675–684.
- PAŹDZIORA J., 1996. *Czasopismo Naukowo-Techniczne Górnictwa Rud „CUPRUM”*, 1.
- PETRASCHECK W.E., 1933. *Die Erzlagerstätten des Schlesiens Gebirges*. Archiv für Lagerstättenforschung, 59.
- PIĄTEK E., 1989. *Historia dolnośląskiego górnictwa węgla kamiennego od XV do połowy XVIII w.* Pr. Nauk. Inst. Hist. Architekt., Sztuki i Techn. Polit. Wr., 24, Monografie, 12, 20–23.
- PIĄTEK E., 1995. *Historyczny rozwój górniczych materiałów wybuchowych*. Przegl. Gór., 7–8, 47–51.
- PIĄTEK Z., 2002. *Das niederschlesische Kohlenrevier im 19. Jahrhundert aus der Sicht der Structurentwicklung der regional bedeutsamen Industriebranchen*. [W:] Pierenkemper T. (red.). *Die Industrialisierung europäischer Montanregionen im 19. Jahrhundert*. Wyd. Franz Steiner Verlag. Stuttgart.
- PIĄTEK E., PIĄTEK Z., 2000. *Górnictwo rud metali w Górach Sowich*. [W:] Zabytki przemysłu i techniki w Polsce, 3. Wyd. Studio Artyst.-Rekl. „TAK”. Wrocław.
- PIĄTEK E., PIĄTEK Z., 2002. *Zarys dziejów dolnośląskiego górnictwa węglowego*. [W:] Grodzicki A., Lorenc M.W. (red.). *Uczniowie Agricoli. Materiały z konferencji górniczej w Kowarach z 1999 r.* Wyd. Muz. Kark. w Jeleniej Górze. Jelenia Góra, 187–199.
- PIETRZYK-SOKÓLSKA W., 1993. *Petrogeneza utworów skalnych okolicy Młotów w Górach Bystrzyckich*. Wyd. CPPGSMiE PAN, Studia i Rozprawy, 27, 1–62.
- PIN Ch., MIERZEJEWSKI M., DUTHOU J.L., 1987. *Wiek izochronowy Rb/Sr granitu karkonoskiego z kamieniołomu Szklarska Poręba Huta oraz oznaczenie stosunku inicjalnego Sr^{87}/Sr^{86} w tymże granicie*. Przegl. Geol., 35, 10, 512–517.
- Plan zur Einverstaendigung der verschiedenen Benennungen Saemtlicher Gallerien an der Haupt Festung zu Glatz, wobei alles was zu einer Gallerie gehoert mit dersleben Farbe bezeichnet ist, als auch ihre Benennung selbst* (kolorowany rysunek odręczny w skali 1:600, koniec XVIII wieku). Sygn. akt: C 70821. Geheimenes Staats Archiv Preußischer Kulturbesitz. Berlin.
- PLUTA, K., 2016. *Onkoidy w depresji Świebodzie – zapis kryzysu biotycznego na przełomie fran/famen*. [W:] Olszewska-Nejbert D., Filipiek A., Bąbel M., Wysocka A. (red.). VI Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 6 – „Granice Sedymentologii” 28.06–01.07.2016, Chęciny–Rzepka, 169–170.
- PLUTA K., GÓRECKA-NOWAK A., 2018. *Miospore evidence for the Carboniferous age of rocks from the Świebodzi Unit (Sudetes, SW Poland)*. Geol. Quart., 62, 1, 120–133.
- POKORNÝ R., ZEMÁNKOVÁ T., LORENC M.W., ZAGOŽDŽON P.P., 2013. *Caves of the Orlické hory and Bystrzyckie Mountains*. Wyd. Jan Evangelista Purkyně Univ. Ústí nad Labem.
- POL A.W., 1999. *Katalog zabytków gierczyńskich. Zestawienie katalogowe autentycznych szczątków po-mników dawnej techniki w zbiorach Muzeum Górnictwa Węglowego w Zabrze*. Wydanie II. Wyd. Muz. Górn. Węgl. w Zabrze. Zabrze.

- POLAŃSKI A., 1955. *Studia nad metamorfozą formacji krystalicznych Gór Sowich*. Arch. Miner., 18, 211–184.
- PORĘBSKA E., 1980. *Stratygrafia, litologia i sedymentacja ordowiku?, syluru i dewonu dolnego Gór Bardzkich*. Mat. Konf. Teren. Rozwój struktury bardzkiej w świetle nowych badań stratygraficznych, sedymentologicznych i tektonicznych. Srebrna Góra 20–21 września 1980, 23–33.
- PORĘBSKA E., 1984. *Latest Silurian and Early Devonian Graptolites from Zdanow Section, Bardo Mts (Sudetes)*. Roczn. PTG, 52, 1–4, 89–209.
- PORĘBSKI S., 1981. *Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzice (Sudety Zachodnie)*. Geol. Sud., 16, 1, 101–192.
- PORĘBSKI S., 1997. *Slope-type fan delta in a strike-slip setting: Świebodzice Basin (Devonian-Carboniferous), Sudety Mts*. [W:] Wojewoda J. (red.). Obszary Źródlowe: Zapis w Osadach., 1. WIND, Wrocław, 35–52.
- PREIDL W., 2006. *Dolnośląskie tunele kolejowe – zabytki techniki*. Geoinż.: drogi, mosty, tunele, 9, 2, 29–33.
- PRZENIOSŁO S., SYLWESTRZAK H., 1971a. *Mineralizacja fluorytowa na wschodnich zboczach Śnieżnika Kłodzkiego*. Kwart. Geol., 15, 2, 251–261.
- PRZENIOSŁO S., SYLWESTRZAK H., 1971b. *W sprawie budowy geologicznej wschodnich zboczy Śnieżnika Kłodzkiego*. Kwart. Geol., 15, 1, 1–17.
- PRZYCHODZIŃSKI J., 1983. *Sztolnia Podkowca pod Uniemiślem*. Informator Krajozn. Oddz. Wrocławskiego PTTK, 1–2 (bez podania autora).
- PRZYLIBSKI T.A., 1998. *Radon in the air in the Millenium of the Polish State underground tourist route in Kłodzko (Lower Silesia)*. Arch. of Environm. Prot., 24, 2, 33–41.
- PRZYLIBSKI T.A., 2001. *Radon and its daughter products behaviour in the air of an underground tourist route in the former arsenic and gold mine in Złoty Stok (Sudety Mountains, SW Poland)*. Journ. of Environm. Radioactivity, 57, 2, 87–103.
- PRZYLIBSKI T.A., 2010. *Radon i promieniowanie jonizujące w obiektach podziemnych w czasie prac eksploracyjnych, dokumentacyjnych i udostępniających. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, 3. Wyd. Polit. Wr., 369–379.
- PRZYLIBSKI T.A., 2015. *Radon research in Poland: A review*. Solid State Phenomena, 238, 90–115.
- PULINA M. (red.), 1996. *Jaskinie Sudetów*. Wyd. Pols. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi. Warszawa.
- PUSZ W., OGÓREK R., 2014. *Wstępne badania speleomikologiczne w historycznej sztolni w Janowcu*. Hered. Min., 1, 169–170.
- PUSZ W., OGÓREK R., UKLAŃSKA-PUSZ C., ZAGOŹDŻON P., 2014. *Speleomycological research in underground Osówka complex in Sowie Mountains (Lower Silesia, Poland)*. Internat. Journ. of Speleology, 43, 1, 27–34.
- PUSZ W., KITA W., GRZESZUK J., 2015. *Wstępne badania speleomikologiczne w odkrytej kopalni w Srebrnej Górze*. Hered. Min., 2, 175–176.
- PUSZ W., BATURO-CIEŚNIEWSKA A., ZAGOŹDŻON P., OGÓREK R., 2017. *Mycobiota of the disused ore mine of Marcinków in Śnieżnik Masiff (western Poland)*. Journ. of Mountain Sc., 14, 12, 2448–2457.
- PUSZ W., GRZESZCZUK J., ZAGOŹDŻON P.P., KITA W., 2018. *Aeromycological Monitoring of Disused Mines in Poland*. Pol. J. Environ. Stud., 27, 1, 257–266.
- QUIRING H., 1948. *Geschichte des Goldes: die Goldenen Zeitalter in ihrer kulturellen und wirtschaftlichen Bedeutung*. Wyd. F. Enke. Stuttgart.

- RADWAŃSKI S., 1966. *Facje osadowe i charakterystyka faunistyczna górnej kredy środkowych Sudetów*. Roczn. PTG, 36, 99–119.
- RADWAŃSKI S., 1968. *Górnokredowe osady w Sudetach i wpływ tektoniki na ich sedymentację*. Kwart. Geol., 12, 3, 607–619.
- RADWAŃSKI S., 1975. *Kreda Sudetów Środkowych w świetle wyników nowych otworów wiertniczych*. Biul. IG, 287. Z badań geol. reg. dolnośl., 24, 5–59.
- RULSKA S., 1959. *Sprawozdanie z prac zwiadowczych w rejonie Marcinkowa i Potoczka*. Przeds. Poszuk. Geofiz. Warszawa.
- RYBKA-CEGLECKA I., 1996. *Studium środowiska kulturowego gminy Stronie Śląskie woj. wałbrzyskie tom I. Opracowanie dla Woj. Kons. Zabytków. Reg. Ośr. Studiów i Ochr. Środ. Kulturowego we Wrocławiu*. Wrocław.
- RYNDAK B., 2013. *Inwentaryzacja reliktyw eksploatacji dolomitów w rejonie Uniemysla i Chełmska Śląskiego*. Praca dyplomowa – niepublikowana. Arch. Polit. Wr. Wrocław.
- RZECZYCKI T., 2006. *Młoty. Rdzewiejące sztolnie w Górach Bystrzyckich*. <http://www.teberia.pl/news.php?id=4426> – witryna internetowego Magazynu Teberia (dostęp: lipiec 2014).
- RZONCA B., BURZYŃSKI S., 2004. *Nowa jaskinia w Sudetach*. Jaskinie, 34, 1, 28.
- RZONCA B., BUCZYŃSKI S., KRASICKI S., 2003. *Wody krasowe wybranych obszarów Ziemi Kłodzkiej*. Współcz. Probl. Hydrogeol., 11, 1, 215–220.
- SACHANBIŃSKI M., 2005. *Minerały Karkonoszy i ich najbliższego sąsiedztwa*. [W:] Mierzejewski M. (red.). *Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek*. Wyd. Uniw. Wr. Wrocław, 161–260.
- SACHANBIŃSKI M., PŁATONOW A., JEZIEŃSKI A., 1994. *Nowe dane o prasiolocie*. Prace Spec. PTMin. 5, 197–199.
- SAWICKI L., 1956. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000, ark. Kamienica*. Wyd. Geol. Warszawa.
- SAWICKI L., 1958. *Wstępne sprawozdanie z badań geologicznych w okolicy Międzyzlesia (Sudety Środkowe)*. Geol. Quart., 2, 2, 259–266.
- SAWICKI L., 1962. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000, ark. Międzyzlesie*. Wyd. Geol. Warszawa.
- SAWŁOWICZ Z., 2000. *Framboids: from their origin to application*. Pr. Mineralog. PAN, 88, 1–80.
- SEFTON M., 1988. „Manmade” speleothems. South. Afr. Speleolog. Assoc. Bull., 28, 5–7.
- SIENICKA K., 2009. *Wykorzystanie wyrobisk podziemnych kompleksu „Riese” do analizy budowy geologicznej górotworu na przykładzie obiektu „Osówka”*. Pr. dypl. Wydz. Geoinż., Górn. i Geol. Polit. Wr. Niepublikowana. Arch. Polit. Wr.
- SIENICKA K., 2012. *Kartowanie podziemnych obiektów kompleksu „Riese” jako źródło informacji o geologii i tektonice Gór Sowich*. Mat. II Ogólnop. Kongr. Geol. – Geologia Jedna, 17–19 września: 77. Warszawa.
- SIENICKA K., ZAGOŹDŻON P.P., 2010. *Szczegółowe zdjęcie geologiczne obiektu „Osówka” (kompleks „Riese”)*. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, 3. Wyd. Polit. Wr., 415–430.
- SIUDA R., 2012. *Minerały srebra z kopalni Friderike Juliane w Ciechanowicach*. Biul. PiG, 448, 315–324.
- SIUDA R., BORZĘCKI R., 2014. *Relikty górnictwa i hutnictwa rejonu złoża Miedzianka–Ciechanowice jako obiekty geoturystyczne*. Przegl. Geol., 62, 8, 397–402.
- SIUDA R., GOŁĘBIEWSKA B., 2008. *Mottramite, a Cu-Pb vanadate, from the Miedzianka–Ciechanowice polymetallic deposit (Rudawy Janowickie Mts, Poland)*. Mineralogia, Spec. Pap., 32, 141.

- SIUDA R., GOŁĘBIEWSKA B., 2011. Nowe dane o mineralach wietrzeniowych złoża Miedzianka – Ciechanowice w Rudawach Janowickich (Dolny Śląsk, Polska). *Przegl. Geol.*, 59, 3, 226–234.
- SIUDA R., KRUSZEWSKI Ł., 2013. Recently formed secondary copper minerals as indicators of geochemical conditions in an abandoned mine in Radzimowice (SW Poland). *Geol. Quart.*, 57, 4, 583–600.
- SIUDA R., KRUSZEWSKI Ł., BORZĘCKI R., 2008. Uranospinite from the abandoned Podgórze uranium mine in Kowary (The Karkonosze Mts., Poland). *Mineralogia – Spec. Papers*, 32, 142.
- SKURZEWSKI A., 1970. Obserwacje geologiczne w strefie tektonicznej Kletno. *Kwart. Geol.*, 14, 3, 440–456.
- SŁOMKA T., KICIŃSKA-ŚWIDERSKA A., DOKTOR M., JONIEC A., 2006. *Katalog obiektów geoturystycznych w Polsce*. Wyd. AGH. Kraków.
- SMITH G.K., 2016. Calcite straw stalactites growing from concrete structures. *Cave and Karst Sci.*, 43, 1, 4–10.
- SMITH K.S., PLUMLEE G.S., FICKLIN W.H., 1994. Predicting water contamination from metal mines and mining wastes. USGS Open File Report 94-264. U.S. Department of the Interior.
- SMULIKOWSKI K., 1958. Łupki mikowe i granitognejsy na północnych zboczach Pasma Kamienickiego w Sudetach Zachodnich. *Z Badań Geol. na Dolnym Śl.*, 5, 5–35.
- SOLECKI A., ŚLIWIŃSKI W., WOJCIECHOWSKA I., TCHORZ-TRZECIAKIEWICZ D., SYRYCZYŃSKI P., SADOWSKA M., MAKOWSKI B., 2011. Ocena możliwości występowania mineralizacji uranowej w Polsce na podstawie wyników prac geologiczno-poszukiwawczych. *Przegl. Geol.*, 59, 2, 98–110.
- STAFFA M. (red.), 1989. *Słownik geografii turystycznej Sudetów. Tom 1. Góry Izerskie*. Wyd. PTTK „KRAJ”. Warszawa–Kraków.
- STAFFA M. (red.), 1992. *Słownik geografii turystycznej Sudetów. T. 14. Góry Bystrzyckie, Góry Orlickie*. Wyd. PTTK „KRAJ”. Warszawa–Kraków.
- STAFFA M. (red.), 1993a. *Słownik geografii turystycznej Sudetów. Tom 3. Karkonosze*. Wyd. PTTK „KRAJ”. Warszawa–Kraków.
- STAFFA M. (red.), 1993b. *Słownik geografii turystycznej Sudetów. T. 16. Masyw Śnieżnika. Góry Bialskie*. Wyd. PTTK „KRAJ”. Warszawa.
- STAFFA M. (red.), 1994. *Słownik geografii turystycznej Sudetów. T. 15. Kotlina Kłodzka i Rów Górnej Nysy*. Wyd. IBIS. Wrocław.
- STAFFA M. (red.), 1996. *Słownik geografii turystycznej Sudetów. T. 9. Góry Kamienne*. Wyd. I-BIS. Wrocław.
- STAFFA M. (red.), 1998. *Słownik geografii turystycznej Sudetów. Tom 5. Rudawy Janowickie*. Wyd. I-BIS, Wrocław.
- STAFFA M., 2005a. *Historia poznania Karkonoszy oraz rozwój osadnictwa*. [W:] Mierzejewski M. (red.). Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek. Wyd. Uniw. Wr. Wrocław, 23–50.
- STAFFA M. (red.), 2005b. *Słownik Geografii Turystycznej Sudetów. Tom 10. Góry Wałbrzyskie, Podgórze Wałbrzyskie, Pogórze Bolkowskie*. Wyd. I-BiS. Wrocław.
- STAŠKO S., WOJTKOWIAK A., 2004. Występowanie i jakość wód podziemnych w skałach krystalicznych Sudetów na podstawie badań ujęć. *Przegl. Geol.*, 52, 1, 69–75.
- Ver STEEG K., 1932. An Unusual Occurrence of Stalactites and Stalagmites. *The Ohio Journ. of Science*, 32, 2, 69–82.
- STEINBECK A., 1857. *Geschichte des schlesischen Bergbaues, seiner Verfassung, seines Betriebes*. Wyd. Verlag von Joh. Urban Kern. Breslau.
- STOLARCZYK T., 2007. *Badania archeologiczne nad dawnym górnictwem na terenie Gór Ołowianych oraz Rudaw Janowickich*. *Bezp. Pracy i Ochr. Środ. w Górn.*, 4, 58–59.

- STOLARCZYK T., 2012. *The mining of the polymetallic ore in Dolni Slezsko in 13th–17th century*. Acta rerum naturalium, 12, 61–78.
- STYSZ M., MĄCZKA M., 2009. *Dzieje górnictwa w Marcinkowie. Inwentaryzacja pozostałości robót górniczych dawnych kopalń rud polimetalicznych*. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, 2. Wyd. Polit. Wr., 297–310.
- STYSZ M., MĄCZKA M., 2010. *Kopalnia Michael – świadectwo dawnego górnictwa rud srebra i ołowiu w rejonie wsi Schlesierthal*. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, 3. Wyd. Polit. Wr., 442–458.
- STYSZ M., SZYCHOWSKA-KRĄPIEC E., 2016. *Dawne górnictwo Srebrnej Góry w badaniach dendrochronologicznych i radiowęglowych; sztolnia Amalie – próba datowania wyrobiska*. Materiały I. Warsztatów Dziedzictwo i Historia Górnictwa, Złoty Stok, 14–15 kwietnia 2016 r., 54–57.
- STYSZ M., MĄCZKA M., BANDUCH R., 2010. *Górnictwo rud metali w rejonie Bystrzycy Górnej, Lubachowa i Modliszowa – próba lokalizacji i zidentyfikowania wyrobisk dawnych kopalń w oparciu o źródła archiwalne i badania terenowe*. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, 3. Wyd. Polit. Wr., 459–482.
- STYSZ M., SZYCHOWSKA-KRĄPIEC E., MĄCZKA M., 2012. *Sztolnia Silberloch w Górach Sowich w świetle nowych badań archiwalnych, inwentaryzacyjnych i dendrochronologicznych*. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, 4. Wyd. Polit. Wr., 350–377.
- STYSZ M., MĄCZKA M., SZYCHOWSKA-KRĄPIEC E., 2014. *Janowiec koło Barda – dawny ośrodek górniczy, w świetle badań archiwalnych i inwentaryzacyjnych*. Hered. Min., 1, 9–28.
- SWATOWSKI Ł., 2017. *Wstępna mapa geologiczna podziemnej trasy turystycznej w Kamiennej Górze*. Pr. dypl. Wydz. Geoinż., Górn. i Geol. Polit. Wr. Niepublikowana. Arch. Polit. Wr.
- SZAŁAMACHA J., 1956. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Janowice Wielkie*. Wyd. Geol. Warszawa.
- SZAŁAMACHA J., 1968. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000, ark. Piechowice*. Wyd. Geol. Warszawa.
- SZAŁAMACHA J., 1969. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, ark. Janowice Wielkie*. Wyd. Geol. Warszawa.
- SZAŁAMACHA M., 1982. *Rudy cyny na Dolnym Śląsku i kierunki dalszych poszukiwań*. Biul. IG, 341, 299–318.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1966. *O strefie dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego w Górach Izerskich*. Kwart. Geol., 10, 3, 666–688.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1968. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Rozdroże Izerskie*. Wyd. Geol. Warszawa.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1971. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, ark. Rozdroże Izerskie*. Wyd. Geol. Warszawa.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1988. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000, ark. Pisarzowice*. Wyd. Geol. Warszawa.
- SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M., 1994. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25000*. Ark. Pisarzowice. Wyd. PIG. Warszawa.
- SZAŁAMACHA M., TUCHOLSKA K., 1957. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Jelenia Góra Wschód*. Wyd. Geol. Warszawa.
- SZEPIETOWSKA H., 1984. *Dokumentacja geologiczna złoża kwarcu i skał kwarcowych „Stanisław” w kat. C₁ + C₂*. Przeds. Geol. we Wrocławiu.

- SZKUDLAREK R., PASZKIEWICZ R., GOTTFRIED T., 2001. *Stanowiska podkowca małego Rhinolopus hipposideros (Bechstein, 1800) w południowo-zachodniej Polsce*. Nietoperze 2, 1, 53–62.
- SZTUK H., ADAMSKI W., GAWOR F., 1994. *Inwentaryzacja uszkodzeń środowiska na skutek prowadzenia poszukiwań i eksploatacji złóż uranowych*. Rap. Inst. Górn. Polit. Wr., Wrocław.
- SZUMSKA E., LORENC M.W., 2008. *Renesans kolejki wąskotorowej w „Kopalni Złota” w Złotym Stoku*. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, 1. Wyd. Polit. Wr., 273–284.
- SZYCHOWSKA-KRĄPIEC E., 2018. *Wybrane wyrobiska górnicze w kopalni złota w Złotym Stoku w świetle datowań dendrochronologicznych*. [W:] Madziarz M., Wójcik A.J. (red.). Mat. XII Kon. Dziedzictwo i historia górnictwa oraz wykorzystanie pozostałości dawnych robót górniczych. Ostrowiec Świętokrzyski 19–21 kwietnia 2018 r. Wrocław.
- SZYCHOWSKA-KRĄPIEC E., STYSZ M., 2006. *Analiza dendrochronologiczna drewna ze sztolni w Marcinkowie*. Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wr., 117, Studia i Mat., 32, 289–302.
- SZYCHOWSKA-KRĄPIEC E., STYSZ M., MAĆZKA M., 2014. *Odkrycie i inwentaryzacja pozostałości dawnego górnictwa w Janowcu koło Barda*. Mat. X Konf. Dziedzictwo i historia górnictwa oraz wykorzystanie pozostałości dawnych robót górniczych, Wieliczka 9–11.04.2014 r., 47–49. Druk. Ofic. Wyd. Polit. Wr. Wrocław.
- SZYMAŃSKI A., 1997. *Mineralogia techniczna*. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- ŚLIWIŃSKI A., 1980. *Model akumulacji caliche w kontynentalnych osadach permu południowo-zachodniej części niecki śródsudeckiej*. Geol. Sud., 15, 2, 83–104.
- ŚLIWIŃSKI A., 1981. *Dolomity w warstwach z Chełmska Śl. jako reminiscencje wulkanizmu permskiego*. [W:] Problemy wulkanizmu hercyńskiego w Sudetach środkowych. Mat. Konf. Teren. Ziemia Wałbrzyska, 30–31 maja 1981, 106–110.
- ŚLIWIŃSKI A., 1984. *W sprawie rewizji pozycji stratygraficznej warstw z Chełmska Śląskiego (perm niecki śródsudeckiej)*. Geol. Sud., 18, 2, 167–174.
- ŚLIWOWA G., SUBIETA M., 1959. *Poszukiwanie łupków grafitowych na Dolnym Śląsku. Sprawozdanie za rok 1959*. Zakł. Złóż Sur. Skalnych.
- Tablette von den Gallerien Alt und Neu Jablunka, der Communications und Mittelgalerie* (kolorowany rysunek odręczny w skali 1:196, b.r.). Sygn. akt: B 70186 Geheimes Staats Archiv Preußischer Kulturbesitz. Berlin.
- TEISSEYRE B., 1975. *Stratygrafia mikrofaunistyczna górnej kredy rowu Nysy (Sudety Środkowe)*. Rocz. PTG, 45, 1, 81–136.
- TEISSEYRE H., 1956. *Depresja Świebodzić jako jednostka geologiczna*. Biul. Inst. Geol., 106, 3, 5–60.
- TEISSEYRE H., 1958. *Sedymencja, paleogeografia i tektonika karbonu dolnego w Sudetach Środkowych*. Kwart. Geol., 2, 3, 576–591.
- TEISSEYRE H., 1967. *Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich*. [W:] Teisseyre H. (red.). Przew. XL Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: geologia i surowce mineralne Sudetów Zachodnich. Zgorzelec 24–27 sierpnia 1967, 11–28.
- TEISSEYRE H., 1968. *Stratigraphy and tectonics of the Świebodzić Depression*. Biul. Int. Geol., 222, 77–106.
- TEISSEYRE H., GAWROŃSKI O., 1965. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000, ark. Świebodzić*. Wyd. Geol. Warszawa.
- TEISSEYRE J., 1968. *Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicach Miedzianki (Sudety Zachodnie)*. Geol. Sud., 4, 481–555.
- TEISSEYRE J.H., 1973. *Skąły metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego*. Geol. Sud. 8, 7–113.

- Topographische Karte 1:25 000 (Meßtischblatt). Blatt Flinsberg*, 1885–1906. Dostępna na <http://igrek.amzp.pl/> – witryna internetowa portalu MAPSTER (dostęp: listopad 2018).
- Topographische Karte 1:25 000 (Meßtischblatt). Blatt Bad Flinsberg*, 1935–1942. Dostępna na <http://igrek.amzp.pl/> – witryna internetowa portalu MAPSTER (dostęp: listopad 2018).
- Topographische Karte 1:25 000 (Meßtischblatt). Blatt Freiberg*, 1907–1936. Dostępna na <http://igrek.amzp.pl/> – witryna internetowa portalu MAPSTER (październik, 2018).
- Topographische Karte 1:25 000 (Meßtischblatt). Blatt Grunwald*, 1884–1936. Dostępna na <http://igrek.amzp.pl/> – witryna internetowa portalu MAPSTER (dostęp: listopad 2018).
- Topographische Karte 1:25 000 (Meßtischblatt). Blatt Kupferberg i. Riesengebirge*, 1892–1939. Dostępna na <http://igrek.amzp.pl/> – witryna internetowa portalu MAPSTER (dostęp: listopad 2018).
- Topographische Karte 1:25 000 (Meßtischblatt). Blatt Rosenthal*, 1884–1936. Dostępna na <http://igrek.amzp.pl/> – witryna internetowa portalu MAPSTER (dostęp: listopad 2018).
- Topographische Karte 1:25 000 (Meßtischblatt). Blatt Schömberg*, 1886. Dostępna na <http://igrek.amzp.pl/> – witryna internetowa portalu MAPSTER (dostęp: listopad 2018).
- Topographische Karte 1:25 000 (Meßtischblatt). Blatt Schreiberhau*, 1906–1940. Dostępna na <http://igrek.amzp.pl/> – witryna internetowa portalu MAPSTER (dostęp: listopad 2018).
- Topographische Karte 1:25 000 (Meßtischblatt). Waldenburg (Waldenburg in Schlesien)*, 1886–1939. Dostępna na <http://igrek.amzp.pl/> – witryna internetowa portalu MAPSTER (dostęp: listopad 2018).
- TRAUBE H., 1888. *Die Minerale Schlesiens*. J.U. Kern's Verlag, Berlin.
- TRUMPUS J., 2014. *Złota Sztolnia (S-2.4)*. Opracowanie internetowe na witrynie internetowej portalu CBDG „Jaskinie Polski”. Dostęp na: <http://jaskiniepolski.pgi.gov.pl/>. dostęp: październik 2018.
- TURCHINOV I.I., 1999. Powstawanie minerałów w pustkach krasowych badeńskich gipsów Przedkarpacia. *Przegl. Geol.*, 47, 9, 813–817.
- Uchwała nr XLI/200/17 Rady Gminy Marciszów z dnia 31 sierpnia 2017 r. w sprawie ustanowienia stanowiska dokumentacyjnego „Sztolnia Wapienna w Ciechanowicach”. *Dz. Urz. Woj. Dolnośl.* z dn. 7 września 2017 r., poz. 3700.
- URBANEK Z., 1978. *The significance of Devonian conodonts faunas for the stratigraphy of epimetamorphic rocks the northern part of the Góry Kaczawskie*. *Geol. Sud.*, 13, 7–30.
- WAJS J, KASZA D., ZAGOŹDŻON P.P., ZAGOŹDŻON K., 2018. *3D modeling of underground objects with the use of SLAM technology on the example of historic mine in Ciechanowice (Ołowie Range, The Sudetes)*. *E3S Web of Conf*, 29, 00024.
- WAJSPRYCH B., 1978. *Allochtoniczne skały paleozoiczne w osadach wizeńskich Gór Bardzkich (Sudety)*. *Rocz. PTG*, 48, 1, 99–127.
- WĄSIK M., WĄSOWSKI M., 2015. *Parametry hydrogeologiczne skał drenowanych przez stare wyrobiska górnicze w rejonie Miedzianki i Ciechanowic (Sudety Zachodnie)*. *Gosp. Sur. Min.*, 31, 2, 173–190.
- WELZEL C.J., WELZEL C.P., 1841. *Die Molken-, Brunnen- und Bade- kur-Anstalt bei Reinerz in der Preussisch-schlesischen Grafschaft Glatz. Zweiter Theil. Für die Kurgäste*. Wyd. Georg Philipp Aderholz. Breslau.
- WHITE W.B., CULVER D.C. (red.), 2012. *Encyclopedia of Caves (Second Edition)*. Elsevier Science Publishers, Academic Press.
- WIATER P., 2006. *Ametysty w okolicach Szklarskiej Poręby*. *Karkonosze*, 4, 36–38.
- WIATER P., 2008. *Dawna witrólejnica i kopalnie pirytu w Szklarskiej Porębie Dolnej*. Dostęp na: <http://www.szklarskaporeba.pl/> – witryna internetowa miasta Szklarska Poręba.

- WIESER T., 1949. *Siarczanowe produkty wietrzenia na złożu dwusiarczku żelaza Gór Świętokrzyskich*. Roczn. PTG, 19, 3, 445–477.
- WIRSKA-PARACHONIAK M., 1968. *Z historii wiążących materiałów budowlanych*. Ochrona Zabytków, 83, 21/4, 17–23.
- WOJCIECHOWSKA I., 1990. *Geology of the Kłodzko metamorphic unit (Sudetes, Poland)*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 179, 189–195.
- WOJEWODA J., 1997. *Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasedimentary Basin and Nysa Trough, Sudety Mts.* [W:] Wojewoda J. (red.). Obszary Źródlowe: Zapis w Osadach. Wyd. WIND. Wrocław, 81–96.
- WOJEWODA J., 2016. *O konieczności wykonania drugiej edycji Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25000 – przykłady rewizji budowy geologicznej z wykorzystaniem podkładu lidarowego numerycznego modelu budowy terenu*. Przegl. Geol., 64, 9, 597–603.
- WOJEWODA J., BIAŁEK D., BUCHA M., GŁUSZYŃSKI A., GOTOWAŁA R., KRAWCZEWSKI J., SCHUTTY B., 2011. *Geologia Parku Narodowego Gór Stołowych – wybrane zagadnienia*. [W:] Chodak T., Kabała C., Kaszubkiewicz J., Migoń P., Wojewoda J. (red.). Geoekologiczne warunki środowiska przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych. Wyd. WIND. Wrocław, 53–95.
- WOJTOŃ A., 1999. *Złota Sztolnia*. Jaskinie, 1 (14), 19.
- WOJTOŃ A., 2007. *Sztolnia z okolic Lubiechowa – „Jaskinia Daisy”*. Jaskinie, 3, 48, 30.
- WOJTOŃ A., FURMANKIEWICZ M., 2009. *Jaskinie i pozostałości dawnego górnictwa w Żelaznej Górze w Górach Bystrzyckich*. Jaskinie, 56, 3, 24–25.
- WOŁKOWICZ K., 1996. *Przejawy mineralizacji w Marcinkowie (metamorfik Śnieżnika)*. Przegl. Geol., 44, 4, 386–390.
- WOŁKOWICZ K., WOŁKOWICZ S., 1985. *Mineralizacja kruszczowa wschodniej strefy kontaktowej granitu karkonoskiego na obszarze Mniszkowa – Rędzin*. Kwart. Geol., 29, 2, 237–254.
- WÓJCIK D., DRAB M., 2016. *Jaką kopalnię odkryto w Srebrnej Górze? Odkrywca*, 205, 2, 10–15.
- WÓJCIK D., KRZYŻANOWSKI K., 2010a. *O kwasie siarkowym, złocie głupców i górnictwie*. Sudety, 9 (114), 6–9.
- WÓJCIK D., KRZYŻANOWSKI K., 2010b. *Sztolnia „Złotych Wołów”*. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, 3. Wyd. Polit. Wr., 509–518.
- WÓJCIK D., KRZYŻANOWSKI K., FURMANKIEWICZ M., 2014. *Sztolnia Książęca w Złotym Stoku*. Hered. Min., 1, 61–79.
- WÓJCIK L., 1956. *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Nowa Ruda*. Wyd. Geol. Warszawa.
- www.eznp.com.pl/index.php/sztolnia-daisy – witryna internetowa Ekstremalne Zwiedzanie Niedostępnej Polski (dostęp: październik, 2018).
- ZAGOŹDŻON P., 2001. *Pieczary i lochy południowo-zachodniej części Ziemi Kłodzkiej*. Pielgrzymy. SKPS. Wrocław, 94–111.
- ZAGOŹDŻON P.P., 2011. *Protection of old underground mining workings for the purposes of scientific research and geotourism – a new problem?* Mat. Konf. 11. Altbergbau-Kolloquium und 7. Konferenz Erbe und Geschichte des Bergbaus, 3–5 listopada 2011 r., Wrocław. Wyd. VGE Verlag GmbH. Essen: 261–266.
- ZAGOŹDŻON P.P., 2016. *Dawne podziemne wyrobiska Dolnego Śląska, jako obiekty badań naukowych i atrakcje turystyczne*. Bezpr. Pracy i Ochr. Środ. w Górnictwie. Mies. WUG, 6, 45–52.
- ZAGOŹDŻON P.P., LORENC M.W., 2005. *„Złota Sztolnia” koło Zieleńca – historia rozkwitu i degradacji*. Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wr., 111, Konferencje, 43, 223–228.

- ZAGOŹDŻON K., ZAGOŹDŻON P., 1996. *Sztolnia na Górze Rudnik – kopalnia wiadomości geologicznych*. Pielgrzymy, 54–62.
- ZAGOŹDŻON K., ZAGOŹDŻON P., 1997. Kontakt masywu karkonoskiego z osłoną metamorficzną w *sztolni*, w *Kowarach Górnych*. Przegl. Geol., 45, 4, 414–418.
- ZAGOŹDŻON K., ZAGOŹDŻON P., 1998a. *Kontakt granitu karkonoskiego z jego wschodnią okrywą metamorficzną w nieczynnych sztolniach okolic Kowar*. PTMin. – prace specjalne, 11, 181–183.
- ZAGOŹDŻON K., ZAGOŹDŻON P., 1998b. *Wybrane sztolnie Sudetów w aspekcie możliwości ich udostępnienia*. Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wr., 85. *Studia i Materiały*, 27, 139–147.
- ZAGOŹDŻON P., ZAGOŹDŻON K., 1999. *O kwarcu pośród chmur*. Pielgrzymy '99 Informator Krajoznawczy SKPS. Wyd. Xena. Wrocław, 128–135.
- ZAGOŹDŻON K., ZAGOŹDŻON P.P., 2002a. *Charakterystyka niektórych sztolni rejonu Szklarskiej Poręby*. Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wr., 102, *Studia i Mat.*, 29, 229–235.
- ZAGOŹDŻON K., ZAGOŹDŻON P.P., 2002b. *The 3-D visualisation of Karkonosze granite contact surface in the environs of Kowary Górne*. Min. Soc. of Poland – Spec. Papers, 20, 237–239.
- ZAGOŹDŻON K., ZAGOŹDŻON P., 2002c. *Stan obecny niektórych sztolni kopalni „Wolność” w Kowarach*. [W:] Grodzicki A., Lorenc M.W. (red.). *Uczniowie Agricoli. Materiały z konferencji górniczej w Kowarach z 1999 r.* Wyd. Muz. Karkonoskie. Jelenia Góra, 167–174.
- ZAGOŹDŻON K., ZAGOŹDŻON P., 2003. *Wskaźniki kierunku ruchu w skałach żyłowych i następstwo zjawisk tektonicznych w granicie karkonoskim. Stanowisko wycieczki terenowej*. [W:] Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (red.). *Przewodnik do wycieczek LXXIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*. Wyd. WIND. Wrocław, 46–47.
- ZAGOŹDŻON P.P., ZAGOŹDŻON K., 2005. *Wykorzystanie dostępnych wyrobisk byłej kopalni „Wolność” w Kowarach jako geologicznego poligonu badawczego*. Pr. Nauk. Inst. Gór. Polit. Wr., 111, *Konferencje*, 43, 229–236.
- ZAGOŹDŻON P.P., ZAGOŹDŻON K., 2006. *Sztolnia na górze Bielec (Rudawy Janowickie) – nieznaną ślad górnictwa kruszcowego*. Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wr., 117. *Studia i Mat.*, 32, 374–381.
- ZAGOŹDŻON P.P., ZAGOŹDŻON K., 2007a. *Sztolnia po eksploatacji wapieni krystalicznych koło Janowic Wielkich*. Bezp. Pracy i Ochr. Środ. w Górnictwie. Mies. WUG, 4 (152), 71–72.
- ZAGOŹDŻON P.P., ZAGOŹDŻON K.D., 2007b. *Wstępna charakterystyka geologiczna sztolni po poszukiwaniach uranu w Jagniątkowie*. Pr. Nauk. Inst. Górn. Polit. Wr., 118, *Studia i Mat.*, 33, 129–135.
- ZAGOŹDŻON K., ZAGOŹDŻON P.P., 2009a. *Dawne i współczesne procesy geologiczne w sztolni nr 3 w Marcinkowie*. [W:] *Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, 2. Wyd. Polit. Wr., 355–367.
- ZAGOŹDŻON P.P., ZAGOŹDŻON K., 2009b. *Wyniki wstępnych badań geologicznych w sztolniach w Ciechanowicach koło Miedzianki*. [W:] *Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury*, 2. Wyd. Polit. Wr., 343–356.
- ZAGOŹDŻON P., ZAGOŹDŻON K., 2009c. *Rozpoznanie dostępności i stanu zachowania wybranych historycznych wyrobisk podziemnych Dolnego Śląska*. Rap. Polit. Wr. Ser. SPR. I-11/2009/S–084. Arch. Polit. Wr.
- ZAGOŹDŻON P., ZAGOŹDŻON K., 2009d. *Geologiczne dokumentowanie historycznych wyrobisk podziemnych Dolnego Śląska – Złoty Stok, Marcinków, Janowa Góra, Ciechanowice, Kowary, Rozdroże Izerskie, Sztolnia Daisy k. Wałbrzycha*. Rap. Polit. Wr. Ser. SPR. I-11/2009/S–083. Arch. Polit. Wr.

- ZAGOŹDŹON P.P., ZAGOŹDŹON K.D., 2010. *Podziemna trasa geoturystyczna w „Kopalni Złota w Złotym Stoku” – propozycja*. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, 3. Wyd. Polit. Wr., 519–538.
- ZAGOŹDŹON P.P., ZAGOŹDŹON K.D., 2012. *Budowa geologiczna górotworu w dostępnych sztolniach rejonu Krobicy-Przecznicy*. Dzieje górnictwa – element europejskiego dziedzictwa kultury, 4. Wyd. Polit. Wr., 411–434.
- ZAGOŹDŹON P.P., ZAGOŹDŹON K.D., 2013. *Geological mapping of old mining underground workings - a unique tool to recognition of geology in Sudety Mts*. CUPRUM – Czasop. Naukowo-Techn. Górn. Rud, 80, 3, 67–76.
- ZAGOŹDŹON P.P., ZAGOŹDŹON K.D., 2014. *Badania geologiczne – element kompleksowego rozpoznania sztolni Hermannloch (Janowiec k. Barda, Sudety)*. Mat. X Konf. Dziedzictwo i historia górnictwa oraz wykorzystanie pozostałości dawnych robót górniczych, Wieliczka 9–11.04.2014 r.: 60–61. Druk. Ofic. Wyd. Polit. Wr. Wrocław.
- ZAGOŹDŹON P.P., ZAGOŹDŹON K.D., 2016. *Wybrane aspekty geoturystyki w Polsce – obiekty podziemne i geoturystyka miejska*. Przegl. Geol., 64, 9, 739–750.
- ZAGOŹDŹON P.P., ZAGOŹDŹON K.D., GRUDZIŃSKA K., 2014. *Wstępne wyniki kompleksowych badań przyrodniczych w sztolni Hermannloch w Janowcu – komponenty abiotyczne*. Hered. Min., 1, 171–178.
- ZAGOŹDŹON P.P., BATTEK M.J., NOWAKOWSKI R., MIŚTA P., MIŚTA W., 2016. *Materiały I. Warsztatów Dziedzictwo i historia górnictwa. Złoty Stok, 14–15 IV 2016*. Wyd. Wyd. Geoinż., Górn. i Geol. Polit. Wr. Wrocław.
- ZAGOŹDŹON P.P., MADEJ S., ZAGOŹDŹON K.D., 2016. *Wycieczka 1.9. Wybrane propozycje geoturystyczne Dolnego Śląska: kraina chryzoprazu, kopalnia złota, „geologiczne” Kłodzko*. [W:] Wojewoda J., Kowalski A. (red.). *Wyzwania polskiej geologii. Przewodnik do wycieczek 3. Polskiego Kongresu Geologicznego*. Wyd. PTG, 9–20.
- ZATOŃ M., RAKOCIŃSKI M., MARYNOWSKI L., 2008. *Framboidy perytowe jako wskaźnik paleośrodowiska*. Przegl. Geol., 56, 2, 158–164.
- ZIMNOCH E., 1961. *Seria magnetytowa Kowar*. Biul. IG, 171, 1–91.
- ZIMNOCH E. 1978. *Mineralizacja kruszcowa złoża Miedzianka w Sudetach*. Biul. IG, 308, 91–134.
- Złota Sztolnia w Górach Orlickich dostępna dla nietoperzy*. 2016. Dostępne na <http://wroclaw.rdos.gov.pl/> – witryna internetowa Główniej Dyrekcji Ochrony Środowiska (komunikat z 13.01.2013 r.; dostęp: listopad 2018).
- ŻABA J., 1979. *Północny kontakt granitu Karkonoszy w rejonie Zakrętu Śmierci i Mniszego Lasu (Sudety Zachodnie)*. Geol. Sud., 14, 2, 47–71.
- ŻABA J., KUZAK R., 1988. *Budowa strukturalna środkowej części pasma łupkowego Szklarskiej Poręby (Góry Izerskie)*. Kwart. Geol., 32, 3–4, 635–654.
- ŻAKOWA H., 1958. *Górny wizen dolnokarbońskiej niecki śródsudeckiej*. Kwart. Geol., 2, 3, 609–625.
- ŻELAŹNIEWICZ A., 1977. *Tectonic and metamorphic events in the Polish part of the Orlickie Mts*. Geol. Sud., 11, 1, 101–177.
- ŻELAŹNIEWICZ A., 1987. *Tektoniczna i metamorficzna ewolucja Gór Sowich*. Roczn. PTG, 57, 3–4, 203–348.
- ŻELAŹNIEWICZ A., 2003. *Postęp wiedzy o geologii krystaliniku Sudetów w latach 1990–2003*. [W:] Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (red.). *Sudety zachodnie: od wendy do czwartorzędu*. Wyd. WIND. Wrocław.

- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., 2008. *Regionalizacja tektoniczna Polski*. Przegl. Geol., 56, 10, 904–911.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P.H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻAVA J., ŻYTKO K., 2011. *Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowo-zachodnia*. Wyd. Kom. Nauk Geol. PAN. Wrocław.
- ŻELAŻNIEWICZ A., NOWAK I., ACHRAMOWICZ S., CZAPLIŃSKI W., 2003. *Północna część bloku karkonosko-izerskiego: krótka historia pasywnej krawędzi terranu Saksoturyngii*. [W:] Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelażniewicz A. (red.). *Sudety zachodnie: od wendu do czwartorzędu*. Wyd. WIND. Wrocław.

Use of relics of underground mining workings located in the Polish part of the Sudety Mountains for scientific purposes

The paper presents the possibilities for scientific use of past anthropogenic underground objects located in the area of the Sudety Mountains (SW Poland). These objects are often practically unknown, and are regarded as harmful, dangerous or redundant. Most of them are the remnants of centuries-old mining activities and intensive exploitation of hundreds of different deposits, since at least the 12th century. The geographical location of the Sudety Mountains has, for centuries, been fundamental to their high geopolitical significance. One of the consequences of this location is the amount of objects, often very vast, related in many ways to warfare. The characteristics of landform of Sudety have also allowed for building a variety of industrial and technical underground infrastructure. The paper discusses more than thirty such objects of different forms and origins built throughout the ages, and describes very diverse geological phenomena and numerous relics of mining techniques that are possible to study there. Some of these objects are habitats of rare life forms.

The Sudety Mountains are an area of highly complex (mosaic) geological structure, however, in many parts the availability of a basement rock is low, and both natural and man-made outcrops undergo a fairly rapid degradation. The underground objects, however, often make rock mass accessible in areas unexposed on the surface. Due to the stability of the environmental conditions, rocks and phenomena present there are well preserved. What is more, structures poorly visible or virtually inaccessible from the surface are easily reachable underground. These objects are regarded as the “mines of geological data”.

This study covers a detailed description of thirty-three underground objects situated in nine different tectonic units of the Sudety Mountains.

In the excavations of Szklarska Poręba, Jagniątków, Kowary and Rudawy Janowickie area (part of Karkonosze–Izera Massif) the elements of the structure of Karkonosze granite intrusion and its contact with metamorphic cover have been analysed. Two objects in Ciechanowice have allowed for studying profiles of the metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie Complex and Dobromierz Unit – part of the Kaczawa Complex. There are some easily noticeable faults there which are quintessential examples of efficient percolation barriers. The drift between Szklarska Poręba and Świeradów-Zdrój unveils long profiles of Rozdroże Izerskie Dislocation Zone, unique for Lower Silesia. Apart from the structure of large quartz deposit that occur there, a diverse group of lamprophyres and various tectonic phenomena have been described.

In two places located in the metamorphic Sowie Mountains Complex various phenomena occurring within this tectonic unit have been distinguished. One is the Osówka object which is particularly rich in

swarms of reomorphic granite veins. The other one is in the old mine *Amalie* in Srebrna Góra where the geological structure of rock mass at the joint of the Marginal Sudetic Fault and the Intra-Sudetic Fault, two major dislocations of the Sudety Mountains has been identified. On top of that the structure and nature of Pb and Cu ore mineralization have been characterised.

In the area of the Orlica-Śnieżnik Block very diverse objects have been studied. In the drifts of the vast, unfinished pumped-storage power station in Młoty and in the old adit remaining after exploitation of Ag and U ores in Marcinków diverse dripstone cover and tectonics elements have been identified. On top of that the exploitation chambers left after marble extraction in eastern part of the Kłodzko Land and the karstic Golden Adit near Zieleniec, which had been extended by mining works have also been studied.

In Różanka near Międzyzlesie two adits crossing an important fault, namely frame dislocation of the Upper Nysa Kłodzka Graben have been examined. The basal profile of late Cretaceous sediments and traces of iron mineralization, probably a remnant of a deposit, have also been described.

In the area of Intra-Sudetic Basin six objects that unveil various parts of its sedimentary profile have been described. In two objects in Kamienna Góra the details of structure of an early Carboniferous Szczawno formation are clearly visible. One of the cyclothems, forming the late Carboniferous Wałbrzych formation and the peripheral part of the Chełmiec rhyodacite intrusion are visible in the water adits of Boguszów-Gorce. Excavations in Uniemyśl uncover a carbonate part of the profile of the middle Permian Chełmsko Śląskie beds.

The underground of the Książ Castle and the so called Daisy adits near Lubiechów allow for examination of various members of the sediments in the Świebodzice Basin. In the first site these are sandstones and conglomerates of the Książ formation and in the second – varied rocks of Pogorzała formation (including the rare oncoid conglomerate). In both cases recognition of the tectonic phenomena has been vital: a set of large faults in Książ and the axial part of the Pogorzała syncline in the excavation near Lubiechów. In the *Hermannloch* adit near Bardo a rare example of aluminous shale rich in pyrite mineralisation and a large fault have been examined.

Based on the observations carried out in these sites and in many other previously characterised underground objects in the Sudety Mountains, the most important geological issues have been discussed. Possible ways of refining images of geological structure in the areas of mapping, collection of lithological data, structural analysis, and the issues of geology of mineral deposits have been outlined. It has been pointed out that there is a possibility for a very detailed examination of fault zones, which are really common, readily available and perfectly preserved at the side-walls of underground workings. It has also been noted that there is a vast variety of deposits, which have been exploited or sought after in the researched objects. They were both metal ores (Fe, Cu, Pb, As, Ag, and U), as well as minerals used in chemical industry (pyrite, aluminous shale) and rock raw materials (e.g. limestone, marble and pegmatites). Clearly visible forms of certain deposits have been documented, e.g. marble lenses (Wapienna Adit in Ciechanowice), pyrite nests (*Friedrich Wilhelm* mine in Szklarska Poręba), veins (a former quartz mine adit in Rozdroże Izerskie, the *Amalie* mine in Srebrna Góra and others), possibly stratoidal (Golden Adit near Zieleniec) and sheet deposits (carbonaceous raw materials for lime industries in Uniemyśl).

A variety of mineral formative processes that occur in many objects have been widely discussed, showing examples of contemporary crystallization of gypsum and rich stalactite formations. Morphological and mineral diversity of dripstone, highlighting carbonaceous (speleothems and caltemites), ferruginous (along with those consisting of compounds of Mn and Cu) and ice dripstones have been described. The presence of the organo-mineral structures, snottite amongst others, have been indicated.

Selected hydrogeological issues have also been discussed, with the main focus being on the flooding of researched objects, the level of water mineralization (including those characteristic for AMD) and the presence of efficient percolation barriers of clearly water-damming properties in the rock mass.

The paper suggests a typology of anthropogenic underground objects in the Sudety Mountains. Mentioned among them is the dominant group of explorative and mining relics with objects ranging from small adits to vast mining systems. The paper also discusses numerous objects related to the war and massive objects associated with the implementation of a Nazi Germany plan to transfer industrial production and command centres underground. On top of that an adit draining a system of counter mines in the Kłodzko Fortress has been examined. A variety of underground objects is related to a number of industrial activities. These include railway tunnels, shaft wells to store water and an unfinished pumped-storage power station. Numerous objects, after adaptation, have been used in different ways, e.g. as intakes of water, underground tourist routes or radon inhalation tunnels.

The work also presents a variety of relics of mining techniques available for research in the examined objects.

The diversity of preserved underground workings has been discussed in detail. The variability of their cross sections, which sometimes can be diagnostic for dating of mining activities, has been characterized.

The remnants of manual rock breaking techniques using maul and iron have been described e.g. in the Stara Adit in Różanka. The work focused, however, on identifying the many preserved remnants of blasting work techniques, and in particular the blastholes of different sizes for which different techniques have been used. Two research sites have been indicated as particularly interesting. The 18th century adit under the Kłodzko Fortress bares blastholes of exceptionally large diameters. They are unique relics of mining techniques used by combat engineers. Numerous blastholes preserved in the 19th-century Wapienna Adit in Ciechanowice bear distinctive traces of the use of gunpowder. In two of them the remnants of hole stemming have been found – a fine-grained material which consists of borings formed during drilling and possibly of ground brick. It has also been possible to estimate the mass of gunpowder charges used there.

In the case of the *Friedrich Wilhelm* pyrite mine and the calcareous conglomerate mine Daisy attempts have been made to reconstruct the mining operations.

To fully characterize the vast environmental diversity of the researched objects the presence of intriguing living organisms has been recorded in some instances. Their fairly large diversity and the still low degree of identification of those communities, apart from populations of bats and, reported in a small number of objects, Cyanobacteria and Algae colonies, has been indicated.



ISBN 978-83-951536-5-5