

Przewodnik do wycieczki terenowej

500 milionów lat

historii geologicznej
okolic Wlenia
(Pogórze Izerskie,
Sudety zachodnie)

Aleksander Kowalski

XVII Konferencja Doktorantów i Młodych Bezwyższych
23-26 maja 2017, Szklarska Poręba



Przewodnik do wycieczki terenowej



**500 MILIONÓW LAT HISTORII GEOLOGICZNEJ OKOLIC WLENIA
(POGÓRZE IZERSKIE, SUDETY ZACHODNIE)**

Aleksander Kowalski

XVII Konferencja Doktorantów i Młodych Uczonych

23-26 maja 2017, Szklarska Poręba

Autor przewodnika
Aleksander KOWALSKI
*Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych,
pl. Maksy Borna 9, 50-204 Wrocław, e-mail: aleksander.kowalski@uwr.edu.pl*

Redakcja naukowa
dr hab. Jurand WOJEWODA

Redakcja techniczna, projekt okładki
Aleksander KOWALSKI, Damian KASZA

Druk
©Wydział Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii Politechniki Wrocławskiej
Wybrzeże Wyspiańskiego 27, 50-370 Wrocław

Nakład
75 sztuk

ISBN 978-83-7493-982-9

„Kto tylko (...) przyrody uroków i niezrównanych piękności raz zakosztował, ten chętnie zawsze do niej powróci (...). Niedziw więc, że dawniejszymi czasy ludzie, więcej od nas zbliżeni do natury, szukali jej piękności i tam się osiedlali, gdzie ich się dopatrzyli. Do takich miejsc hojnie przez naturę uposażonych, należy okolica nad rzeką Bobrem, poprzerynana dolinami i parowami, wśród których na wzgórzu wznoszą się resztki zamku wleńskiego. Do ruin prowadzą trzy drogi i dwie ścieżki, z których jedna bardzo stroma, ścieżką św. Jadwigi nazwana, bo po niej ta święta, przebywając na zamku, schodziła do miasteczka Wlenia, gdzie niejedną łzę otarła, niejedną ranę zagoiła. Przy tej ścieżce leży wielki kamień z wyżłobieniem, pochodzącym według legendy od ręki św. Jadwigi.”

W: *„Zwaliska zamku Wlenia (Lähnhaus) na Szlązku pruskim”*
Tygodnik Ilustrowany nr 1160; Warszawa, 24.02.1881 r.; s. 403

Wprowadzenie

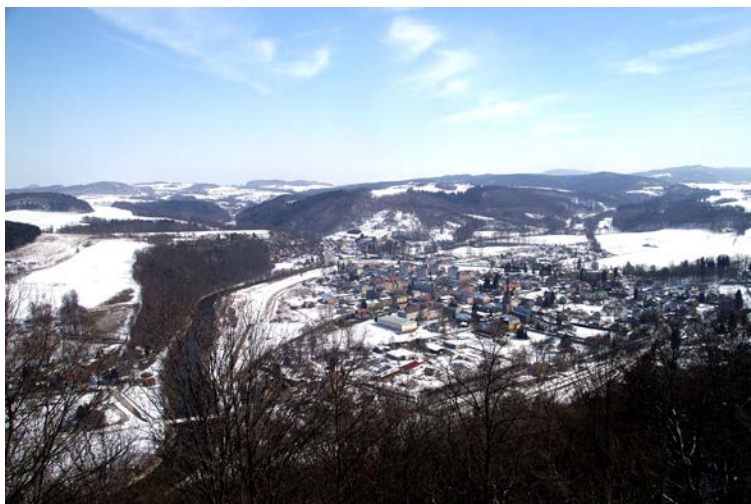
Wleń jest niewielkim, malowniczym miastem liczącym ok. 1800 mieszkańców, położonym na Dolnym Śląsku pomiędzy Jelenią Górą a Lwówkiem Śląskim. Zabudowania miejscowości są zgrupowane wokół centrum oraz w obrębie kilku małych osiedli na lewym brzegu Bobru – najdłuższego lewobrzeżnego dopływu Odry i drugiej pod względem długości rzeki Dolnego Śląska (271,6 km). Ze względu na wyjątkowe walory krajobrazowe, przyrodnicze i kulturowe obszaru pomiędzy Jelenią Górą a Lwówkiem Śląskim, w 1989 roku utworzono Park Krajobrazowy Doliny Bobru o powierzchni 10 943 ha. Rozciągłość południkowa Parku wynosi ok. 40 km, równoleżnikowa nie przekracza 6 km. W okolicach Wlenia, położonych również w granicach Parku, Bóbr tworzy wąską, przełomową dolinę wciętą na ok. 65 m w pagórkowate tereny Pogórza Izerskiego i Kaczawskiego. Pomiędzy Jelenią Górą a Nielestnem szerokość doliny rzadko przekracza 0,5 km - w okolicach Wlenia jej dno rozszerza się do ok. 0,7 km, co już w II połowie XI w. pozwoliło na wybudowanie tutaj osady (rys. 1).

Bezpośrednio nad Wleniem, na zachodzie wznosi się Zamkowa Góra (374,4 m n.p.m.; rys. 2). Gród plemienia Bobrzan istniał na tym wzniesieniu prawdopodobnie już w X wieku (Garbaczewski, 1988). Średniowieczna, murowana warownia wybudowana na Zamkowej Górze w XII w., z polecenia śląskiego księcia Bolesława I Wysokiego, miała chronić zabudowania Wlenia i jest uznawana za jeden z najstarszych murowanych zamków

piastowskich w Polsce. To właśnie dlatego jedna z pierwszych nazw Wlenia - Valan (1155; Staffa i in., 2003) miała być skrótem od określenia „*Wall gegen Bohmen*” („wał przeciw Czechom”; Adamy, 1888).



Rys. 1. Malarska wizja Wlenia w XI w. przedstawiona na banknocie 25. marek niemieckich (pieniądz zastępczy miasta Wleń, tzw. notgeld, lata 1919-1924; autor obrazu nieznan; kol. A. Kowalski).



Rys. 2. Wleń – widok z Zamkowej Góry (374,4 m n.p.m.).

Otrzymanie praw miejskich już w 1214 r. z rąk Henryka I Brodatego spowodowało szybki rozwój miejscowości. Wleń jest zatem najstarszym po Złotoryi miastem w Polsce,

która prawa miejskie uzyskała już w 1211 r. Warto nadmienić, iż określenie miasto wiąże się ze ściśle zdefiniowanym procesem prawnym, związanym z nadaniem praw lokacyjnych, organizacyjnych i praw do zabudowy. Złotoryja i Wleń, ale także takie miasta, jak Wrocław (prawa miejskie w 1226 r.), Gdańsk (1236 r.), Gniezno (1243 r.) czy Poznań (1253 r.), otrzymały lokację na tzw. prawie niemieckim (magdeburskim) spisany już w 1188 roku. Prawo to było stosowane na obszarze Polski od 1211 do 1791 roku. Kalisz, uważany tradycyjnie za „najstarsze miasto w Polsce”, otrzymał takie prawa dopiero przed 1268 rokiem, najprawdopodobniej pomiędzy 1257 a 1268 r. (Górczak, 2002). Był co prawda wzmiankowany jako osada w starszych dokumentach historycznych, ale nie miały one formalnego charakteru. Rozwój Wlenia po otrzymaniu praw miejskich był związany przede wszystkim z sukiennictwem (XIV w.), handlem (targi gołębi od XIV do XVIII w.), a także z rolnictwem (do dzisiaj). Pod koniec XVI w. liczba mieszkańców Wlenia przewyższyła liczbę ludności Bolesławca i zrównała się z ilością mieszkańców Lwówka Śląskiego. Wojenne zawieruchy, podobnie jak w przypadku większości śląskich miast, nie oszczędzały także Wlenia. Wojny doprowadziły do spalenia miasta w 1429 r. przez husytów - mieszkańcy schronili się wówczas w fortyfikacjach na Zamkowej Górze odpierając skutecznie ich ataki. W XVII w. podczas wojny trzydziestoletniej miasto zostało rozgrabione przez Szwedów, a w XVIII w. ludność Wlenia została zdziesiątkowana przez wojny śląskie. W 1813 r., podczas potyczki wojsk napoleońskich z armią rosyjską, całe miasto zostało doszczętnie spalone. Odbudowa Wlenia po pożarze zaowocowała powstaniem nowego ratusza (budowa w l. 1823-24), a także kilku małych fabryk, m.in. zegarów, laku do pieczęci, czy zapalek. Renoma wleńskiej fabryki zegarów szybko rosła, w 1862 r. utworzono tu szkołę zegarmistrzowską, a w 1863 r. wykonano pozłacany zegarek z rubinami dla króla pruskiego Wilhelma I Hohenzollerna. W 1893 Wleń stał się miejscowością uzdrowską z sanatorium mieszczącym się przy obecnej ul. Jana Kazimierza. Kolejne etapy rozbudowy miasta były wstrzymywane przez częste powodzie, które wielokrotnie zalewały większość część obszaru miasta, jak w 1897 roku (rys. 3).

To właśnie po powodzi z końca XIX wieku, na Bobrze powyżej Wlenia wybudowano szereg zbiorników retencyjnych przegrodzonych monumentalnymi, kamiennymi zaporami. Są to m.in. zbiornik Bukówka na południe od Kamiennej Góry (budowa w l. 1903-1907), a także trzy jeziora zaporowe na północ od Jeleniej Góry: Jezioro Pilchowickie (1902-1912),

Modre (1924-1925) i Wrzeszczyńskie (1926-1927). Ranga i popularność uzdrowiska we Wleniu znacznie wzrosła po wybudowaniu w 1909 roku linii kolejowej relacji Lwówek Śląski-Jelenia Góra. Powstała wówczas stacja kolejowa i tunel o długości 320 m. Z budową kolei wiązał się również rozkwit turystyki. W okresie powojennym Wleń stał się miasteczkiem nieco zapomnianym. Kolejne powodzie, w 1958, 1977, 1981 i 1997 r., skutecznie niszczyły miasto utrudniając jego dalszy rozwój. W 2016 r. zamknięto linię kolejową. Miasto straciło również status uzdrowiska. Obecnie we Wleniu funkcjonuje jeden ośrodek rehabilitacyjno-opiekuńczy, na miejscu najstarszego sanatorium przy ul. Jana Kazimierza.

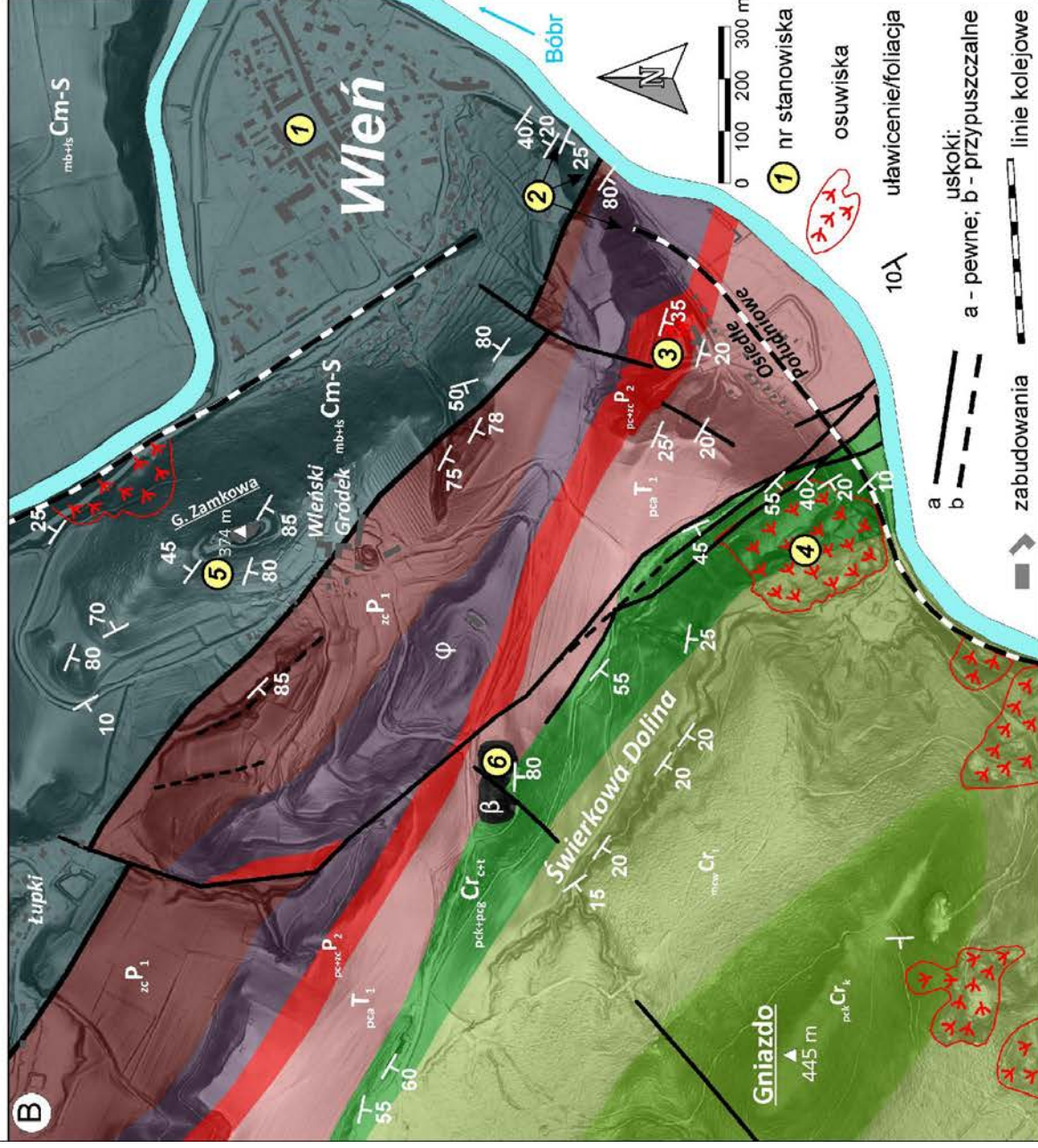
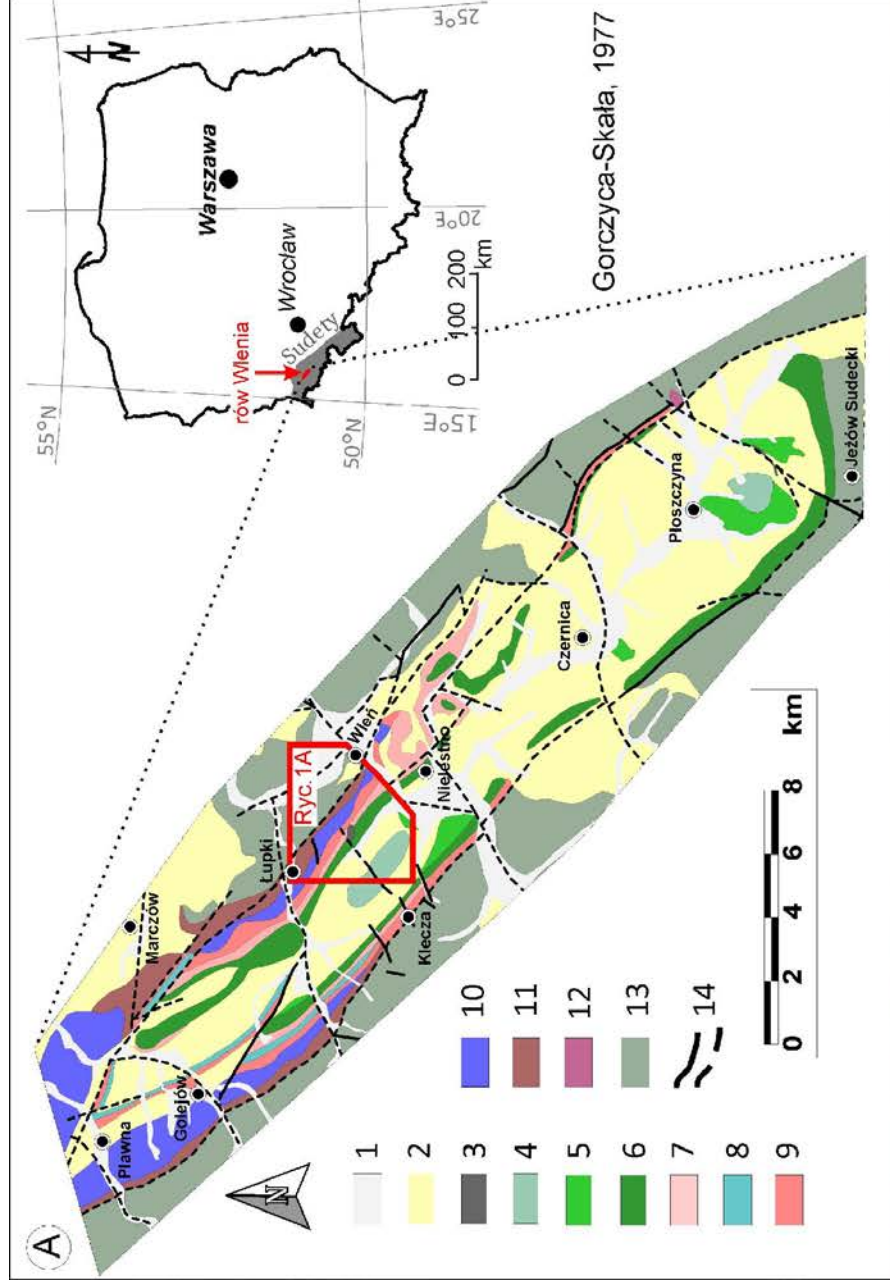


Rys. 3. Ratusz i rynek we Wleniu podczas powodzi w 1897 r. (źródło: *Die Talsperre bei Mauer am Bober C. Bachmann Selbstverlag d. Provinzial-Elektrizitätswerkes Hirschberg*).

Poza swoją interesującą historią związaną z działalnością człowieka, okolice Wlenia skrywają mnóstwo innych, być może znacznie bardziej interesujących opowieści o przeszłości sięgającej setek milionów lat. Celem tego przewodnika jest jej przybliżenie, chociaż w niewielkim stopniu. Wędrując po okolicach Wlenia spotkamy na swojej drodze różne typy i rodzaje minerałów oraz skał. Rozpoznanie ich własności, a także odczytanie zapisanej w nich historii przynosi geologom wiele satysfakcji, ale przede wszystkim miało

i nadal ma duży wpływ na rozwój gospodarczy regionu. Występujące tu bogactwa naturalne znane były człowiekowi od najdawniejszych czasów. Kamień służył jako surowiec do wyrobu pierwszych narzędzi, ale głównie jako budulec dla domostw, budowli obronnych, kościołów. Do dzisiaj w okolicach Wlenia zachowały się kamieniołomy, w których eksploatowano kamień na potrzeby lokalnych mieszkańców. Z osadów Bobru i jego dopływów od czasów średniowiecznych wyłukiwano okruchy złota, a w okolicach Nielestna, Radomic i Kleczy prowadzono także eksploatację tego kruszcu metodą podziemną. Złoto występowało tu z rudami srebra i arsenu (Mikulski, 2007). W latach 50. XX w. w okolicach Nielestna i Kleczy funkcjonowały także kopalnie uranu.

Warto zaznaczyć, że procesy geologiczne i rzeźbotwórcze poza korzyściami, powodują także liczne straty w infrastrukturze. Jednym z takich zagrożeń są wspomniane powodzie, ale także osuwiska, które w okolicach Wlenia występują w wyjątkowo dużej, jak na Sudety, skali (por. rys. 4; Kowalski, 2016a).



Rys. 4. A. Mapa geologiczna rowu Wlenia wg Gorczycy-Skały (1977). Objaśnienia: 1 - aluwia (holocen); 2 - piaski i żwiry fluwioglacjalne, gliny morenowe, lessy (czwartorzęd); 3 - bazaltoidy (neogen; β na rys. 4B); 4 - piaskowce kwarcowe, podźrędnie wapniste (górna kreda, koniak; pc_kCr_k); 5 - mulowce wapniste (górna kreda, turon-koniak; $newCr_t$); 6 - zlepienie, piaskowce kwarcowe i lityczne (górna kreda, górnymen-dolny turon; $pc_k+pegCr_{c-t}$); 7 - piaskowce arkozowe (dolny trias, pstry piaskowiec; pc_kT_1); 8 - piaskowce, wapienie dolomity (górnym perm, cechsztyń); 9 - piaskowce i zlepienie (dolny perm; $pe_{+zc}P_2$); 10 - melafiry (trachyandezyty; dolny perm; φ); 11 - zlepienie (dolny perm; zcP_1); 12 - riolity (dolny perm); 14 - skały metamorficzne struktury kaczawskiej (dolny kambr-dolny karbon; $mb+lsCm-S$); 14 - uskoki (pewne i przypuszczalne).

B. Mapa geologiczna okolic Wlenia (A. Kowalski, 2016) ze stanowiskami prezentowanymi podczas wycieczki.

Zarys rozwoju budowy geologicznej okolic Wlenia

Zabudowania Wlenia znajdują się na pograniczu dwóch regionalnych jednostek geologiczno-strukturalnych, budujących środkową część tzw. bloku sudeckiego: struktury kaczawskiej (inaczej: metamorfiku kaczawskiego) i tektonicznego rowu Wlenia, założonego w jej obrębie (rys. 4).

Utwory budujące strukturę kaczawską to skały metamorficzne powstałe w wyniku przeobrażenia skał osadowych i magmowych pod wpływem wysokich ciśnień i temperatur w warunkach metamorfizmu tzw. facji zieleńcowej (przedział T: 250-450°C i P: 2-8 kb). Nazwa tej facji pochodzi od ciemnozielonej barwy skał, określanych tradycyjnie jako zieleńce. Utwory występujące na obszarze struktury kaczawskiej powstawały w basenie sedymentacyjnym, który istniał tu w erze paleozoicznej od wczesnego kambru do wczesnego karbonu (przedział wiekowy 540-340 Ma; Milewicz i Frąckiewicz, 1988). Pierwotnie były to przede wszystkim morskie skały osadowe, takie jak mułowce, iłowce, piaskowce i wapienie, a także skały stanowiące produkty podmorskiego wulkanizmu i plutonizmu: bazalty (lawy poduszkowe) i tufy bazaltowe, riolity, riodacyty, doleryty i gabra. Podczas tzw. orogenezy waryscyjskiej (ok. 360-325 Ma) skały osadowe i magmowe uległy regionalnym procesom metamorfizmu i fałdowania. Z utworów osadowych powstały wówczas skały metamorficzne: fyllity, łupki serycytowe, chlorytowe i grafitowe, metalidyty, a także marmury, a ze skał magmowych metabazalty (nazywane tradycyjnie zieleńcami), metariolity i metariodacyty (dawniej keratofiry) i metagabra (diabazy). Wymienione skały metamorficzne tworzą tzw. dolne piętro kaczawskie (Teisseyre, 1957).

W okolicach Wlenia odsłaniają się także skały osadowe i wulkaniczne zaliczane do różnych pięter permu, triasu i kredy, które wraz z utworami górnego karbonu stanowią tzw. górne (niezmetamorfizowane) piętro kaczawskie (Teisseyre, 1957). Są to kopalne osady, zarówno lądowe jak i morskie, a także produkty permskiego wulkanizmu, które wypełniały tzw. basen północnosudecki na różnych etapach jego rozwoju (Śliwiński i in., 2003). Synklinorium północnosudeckie to jednostka geologiczno-strukturalna, która powstała przez zdeformowanie wypełnienia osadowo-wulkanicznego tego basenu. W okolicach Wlenia utwory te zachowały się w obrębie struktury tektonicznej - rowu Wlenia (Gorczyca – Skała, 1977). W celu prześledzenia rozwoju tej struktury geologicznej musimy cofnąć się do późnego karbonu (ok. 320-300 Ma), czyli do początków tzw. powaryscyjskiego etapu

rozwoju Sudetów. Skały metamorficzne struktury kaczawskiej zostały wówczas wypiętrzone i znalazły się na powierzchni ziemi – proces ten nazywany jest czasami przez geologów ekshumacją. Obszar kaczawski został rozdzielony na szereg wąskich bloków i rowów tektonicznych ograniczonych uskokami. Prawdopodobnie w okolicach Świerzawy utworzyło się wtedy śródgórskie zapadlisko o charakterze rowu tektonicznego (Solecki, 2011; Wojewoda i Mastalerz, 1989). Zapadlisko było wypełniane grubookruchowymi osadami aluwialnych stożków napływowych i rzek roztokowych (formacja ze Świerzawy). W okolicach dzisiejszego Wlenia podobny rów tektoniczny o orientacji WNW-ESE powstał prawdopodobnie we wczesnym westfalu (Milewicz i Górecka, 1965; Milewicz i Frąckiewicz, 1988). Materiał osadowy był dostarczany przez rzeki z wypiętrzanych ram zapadlisk, zbudowanych ze skał metamorficznych bloku karkonosko-izerskiego i struktury kaczawskiej. Rowy tektoniczne, które powstały na obszarze kaczawskim w późnym karbonie stanowiły inicjalny etap rozwoju basenu północnosudeckiego. We wczesnym permie (298-272 Ma) basen północnosudecki sukcesywnie powiększał się i był zdominowany przez sedimentację w środowiskach rzecznych i jeziornych, podrzędnie eolicznych. We wczesnym permie na obszarze Sudetów panował klimat półpustynny (Mastalerz i Nehyba, 1997). Kierunki transportu materiału osadowego wskazują na konsekwentny odpływ wód powierzchniowych (paleorzek) w kierunku północnym i północno-zachodnim. W środkowej części wczesnego permu, na obszarze basenu miała również miejsce intensywne aktywność wulkaniczna o charakterze bimodalnym (Kozłowski i Parachoniak, 1967). Świadczą o tym wystąpienia zasadowych i kwaśnych skał magmowych, głównie trachyandezytów, trachybazaltów i riolitoidów, które tworzą subwulkaniczne intruzje lub pokrywy lawowe uformowane przez powierzchniowe wylewy lawy. Towarzyszą im bardzo często tufy wulkaniczne. Permskie skały magmowe zaliczane są do formacji z Wielisławki (Śliwiński i in., 2003). Zachowana miąższość utworów wulkanogenicznych na obszarze synklinorium północnosudeckiego sięga 500 m (Milewicz i Frąckiewicz, 1988). Pod koniec wczesnego permu obszar basenu północnosudeckiego był rozległą równiną o niewielkich deniwelacjach. Umożliwiło to szybki zalew obszaru przez podnoszące się wody morza cechsztyńskiego (późny perm). W płytkiej zatoce epikontynentalnego morza, na obszarze północnosudeckim miała miejsce sedimentacja utworów węglanowych: wapieni, mułowców wapnistych, a także dolomitów (Raczyński, 1997). Ze względu na okruszczowanie związkami miedzi, skały te były

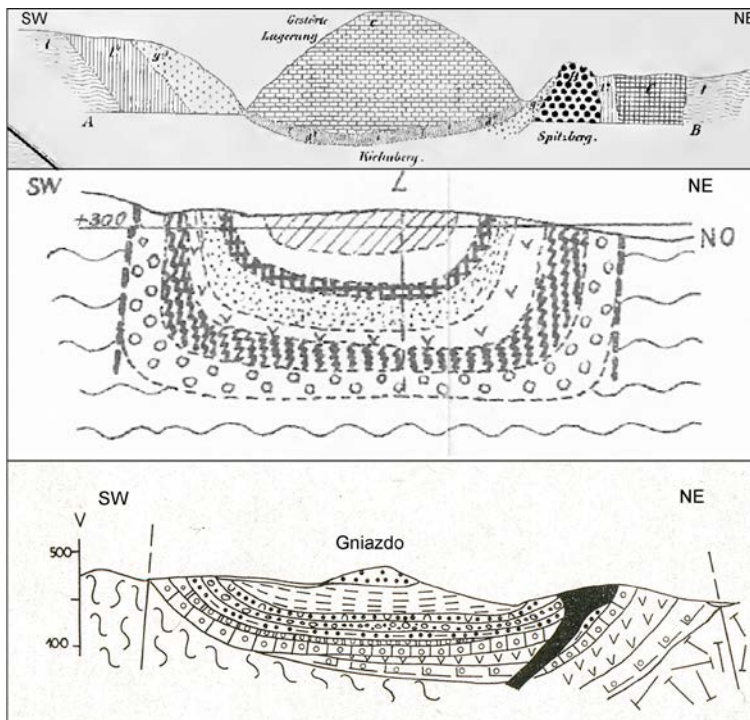
eksploatowane w synklinorium północnosudeckim do końca lat 80. XX w. na obszarze tzw. Starego Zagłębia Miedziowego (kopalnie Konrad koło Bolesławca oraz Lena i Nowy Kościół w pobliżu Złotoryi). Do dzisiaj nie ustalono dokładnego zasięgu morza cechsztyńskiego w południowej części synklinorium północnosudeckiego. Nie wiadomo też, czy okolice Wlenia zostały zatopione przez płytkie wody tego zbiornika – utwory zaliczane do cechsztynu występują co prawda na północ od Wlenia w okolicach Golejowa (Gorczyca-Skała, 1977), jednak do dzisiaj nie znaleziono w nich skamieniałości, które mogłyby potwierdzić ich morską genezę. Badania geologiczne prowadzone przez autora w ostatnich latach wskazały, że wapienie i dolomity występujące w okolicach Wlenia powstawały najprawdopodobniej w warunkach lądowych i były związane z wczesnodiagenetycznym wytrącaniem się węglanów wapnia i magnezu, prowadzącym do powstania gleb typu caliche w klimacie suchym i półsuchym (Esteban, 1976). Współwystępują one z okrucowymi utworami najwyższego permu, które tworzyły się w środowiskach rzek meandrujących i roztokowych. Pierwszej, podobnej reinterpretacji środowiskowej utworów permu występujących w Sudetach dokonał na początku lat 80. XX w. Śliwiński (1980). Analogicznie jak w przypadku synklinorium północnosudeckiego, utwory permu występujące w okolicach Chełmska Śląskiego i Kochanowa (synklinorium śródsudeckie) były wcześniej błędnie interpretowane jako osady brzeżnej partii basenu cechsztyńskiego (Lorenc i Mroczkowski, 1978).

Klastyczne i węglanowe utwory permu w okolicach Wlenia, przechodzą ku górze, bez wyraźnej niezgodności kątowej, w utwory dolnego triasu - pstrego piaskowca. Trias na tym obszarze reprezentowany jest przez drobno- i średnioziarniste piaskowce arkozowe o różowym zabarwieniu. Utwory te są interpretowane jako typowe osady okresowych rzek roztokowych (Mroczkowski, 1972). W okolicach Wlenia utwory pstrego piaskowca przykryte są niezgodnie przez skały osadowe wieku kredowego. Luka stratygraficzna, obejmująca przedział od środkowego triasu po dolną część górnej kredy, nie pozwala wprost i jednoznacznie określić historii basenu północnosudeckiego w tym okresie. Wiemy, że w tym czasie, obejmującym niemal 140 Ma, na obszarze Sudetów miało miejsce intensywne wietrzenie chemiczne, które doprowadziło do powstania rozległych pokryw zwietrzelinowych (np. Migoń i Lidmar-Bergström, 2001). Zalew morski w późnym cenomanie (ok. 98 Ma) objął niemal cały obszar dzisiejszych Sudetów, które stanowiły

wówczas zrównany teren nizinny o nieznacznych różnicach wysokości (Scupin, 1913; Wojewoda, 1986; Čech, 2011). Zwietrzliny pokrywające znaczną część lądów zostały wtedy całkowicie usunięte i były redeponowane w tworzącym się zbiorniku morskim (Wojewoda i in., 2011). Płytkie morze kredowe przykrywające obszar Sudetów było zbiornikiem epikontynentalnym, zdominowanym przez prądy wiatrowe i okresowe sztormy (Wojewoda, 1997; Jerzykiewicz i Wojewoda, 1986). Zbiornik ten został bardzo szybko zasiedlony przez organizmy bentoniczne. Świadczą o tym liczne skamieniałości zwierzęce, m.in. małże z rodzaju *Chlamys*, *Janira*, *Lima* czy *Inoceramus*, znajduwane już w najstarszych osadach kredy w okolicach Wlenia (Groczyca-Skała, 1977). W dolnej części profilu kredy występują grubo- i średnioziarniste piaskowce kwarcowe i glaukonitowe górnego cenomanu-dolnego turonu (tzw. dolne i środkowe piaskowce ciosowe). Piaskowce przechodzą w utwory drobnoziarniste - mułowce i iłowce wapniste turonu. Najmłodszymi skałami wieku kredowego na obszarze badań są piaskowce kwarcowe i arkozowe wieku koniackiego budujące masyw Gniazda (445 m n.p.m.), położony w na południowy-zachód od Wlenia (rys. 4B).

Rozcięcie obszaru synklinorium północnosudeckiego licznymi uskokami w paleogenie i neogenie doprowadziło po raz kolejny do wytworzenia systemu obniżen (rowów i półrowów tektonicznych) i elewacji strukturalnych (zrębów tektonicznych). W następstwie takich procesów doszło w skałi całych Sudetów do zróżnicowania obszaru na dwa bloki - sudecki i przedsudecki. Ich wzajemne relacje topograficzne zmieniły się, co określa się mianem inwersji paleogeograficznej. Zręby i rowy tektoniczne są szczególnie dobrze widoczne w obrazie kartograficznym Gór i Pogórza Kaczawskiego. W obrębie zrębów odsłaniają się zazwyczaj skały metamorficzne, a młodsze skały osadowe i wulkaniczne zachowały się w zapadliskach oddzielonych od skał metamorficznych uskokami. Jednym z takich obniżen jest rów Wlenia (rys. 4, 5). W neogenie na skutek dalszego rozciągania podłoża, wzdłuż głębokich uskoków dochodziło do wypływów i erupcji law o składzie bazaltowym. Wschodnie tych skał tworzą obecnie neki wulkaniczne, czyli dawne kominy wulkanów, występujące w formie charakterystycznych ostańców, a także pokrywy lawowe będące pozostałością potoków lawowych. Do najmłodszych utworów występujących na obszarze badań (nie uwzględniając aluwiów i osadów zboczowych) należą plejstocieńskie

piaski i żwiry pochodzenia wodnolodowcowego oraz lokalnie występujące gliny zwałowe o miąższości do 20 m (Milewicz i Frąckiewicz, 1988).



Rys. 5. Przekroje geologiczne przez środkową część rowu Wlenia (okolice Wlenia i góry Gniazdo) zamieszczone w pracach Kuntha (1863), Kolba (1936) i Gorczyca-Skały (1977).

Stanowisko nr 1

Wleń, Plac Bohaterów Nysy
 Współrzędne GPS (WGS 84):
 51° 01' 00.52" N, 15° 40' 27.47" E

Wycieczkę po okolicach Wlenia rozpoczynamy na Placu Bohaterów Nysy (rys. 6A). W centralnym punkcie miasta znajduje się ratusz wybudowany w latach 1923-1924. Na placu przed ratuszem uwagę zwraca fontanna z rzeźbą dziewczyny z gołębiami („Pomnik Gołębiarki”). Rzeźba została ustawiona tu w 1914 r., w 700-lecie nadania praw miejskich Wleniowi. W ten sposób upamiętniono tradycję targów gołębiarskich, które od 1501 r. odbywały się w mieście w każdą Środę Popielcową. Kilka kamiennych bloków, z których wykonano rzeźbę, pozyskano z kamieniołomów na górze Gniazdo (445 m n.p.m.),

oddalonych o ok. 1,5 km na południowy-zachód od Wlenia. Występujące tam skały to kremowo-białe, gruboziarniste piaskowce kwarcowe o zmiennej zawartości spoiwa krzemionkowo-ilastego. Piaskowce zaliczane są do przedziału wiekowego późny turonkoniak i są najmłodszymi utworami kredy występującymi w rowie Wlenia. W piaskowcach występują liczne, wąskie struktury deformacyjne określane w literaturze jako strefy kataklazy (rys. 6B, 6C; ang. *shear bands*, *deformation bands*).



Rys. 6. Pomnik Gołębziarki i Ratusz we Wleniu (A). Strefy kataklazy w piaskowcach użytych do budowy pomnika (B, C) oraz zniszczenia w dolnej części cokołu (D).

Mają one kształt prostych lub zakrzywionych, jasnych wstęg o grubości do 1 cm, które przecinają piaskowce najczęściej pod kątem ostrym lub zbliżonym do prostego. W obrębie stref występują silnie spękane, pokruszone i roztarte ziarna kwarcu (kataklazyty), często wtórnie przepojone krzemionką. Strefy kataklazy tworzą się najczęściej w sąsiedztwie uskoków, gdzie w wyniku ruchu mas skalnych dochodzi do intensywnej, zazwyczaj kruchych deformacji, a także do rekryształizacji krzemionki pochodzącej z rozpuszczania ziaren kwarcu. Rozpuszczanie nie zachodzi na skutek zwiększonej temperatury, lecz

w wyniku wysokiego ciśnienia wytworzonego podczas tarcia. Niektóre ze struktur typu *shear bands* tworzyły się w nieskonsolidowanym lub słabo skonsolidowanym osadzie (Solecki, 1988).

Ze względu na duży udział spoiw ilastych, piaskowce są rozsypliwie i ulegają łatwo wietrzeniu. Dlatego też „Pomnik Gołębiarki” jest w bardzo złym stanie technicznym – w jego cokole utworzyły się spękania, a liczne detale rzeźbiarskie uległy częściowemu zatarciu i zniszczeniu (rys. 6C, 6D).

Zwiedzając Wleń warto zwrócić uwagę również na płyty chodnikowe, którymi wyłożony jest plac wokół ratusza. Są to w przewadze skały pochodzące z kamieniołomów oddalonych do kilkadziesiąt kilometrów od miasta. Najczęściej występują płyty wykonane z odmian granitów dolnośląskich (granitów karkonoskich i strzegomskich), skał metamorficznych (silnie sfałdowane marmury, kwarcyty oraz gnejsy), a także bazaltów, które użyto do produkcji kostki brukowej. Skały lokalne to przede wszystkim górnokredowe piaskowce występujące w okolicach Wlenia.

Stanowisko nr 2

Wleń, ul. Kazimierza Wielkiego, ciąg odsłoneń na lewym zboczu doliny Bobru

Współrzędne (WGS 84):

51° 00' 46.68" N, 15° 40' 28.88" E

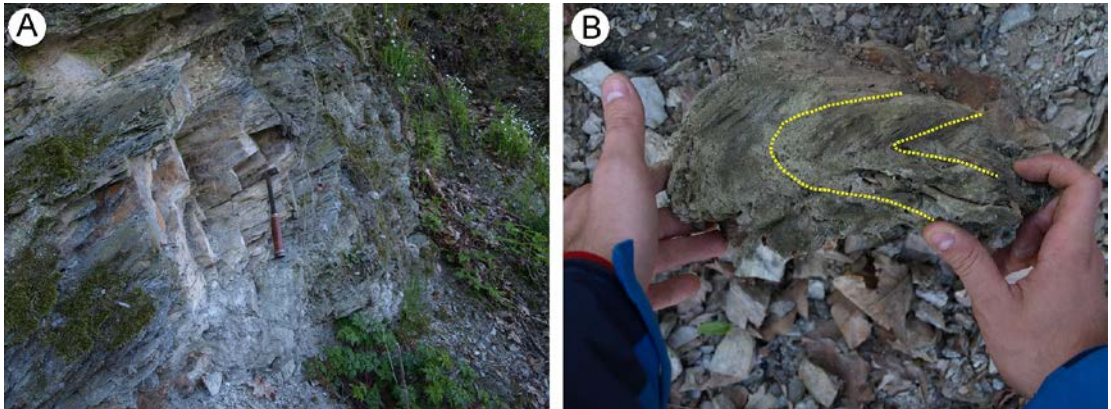
51° 00' 44.13" N, 15° 40' 26.70" E

51° 00' 41.00" N, 15° 40' 22.90" E

51° 00' 40.10" N, 15° 40' 18.58" E

Trasa wycieczki prowadzi z centrum Wlenia w kierunku południowo-wschodnim, ulicami Stachowicza i Kazimierza Wielkiego. Przy dużym skrzyżowaniu w południowej części miasta mijamy okazały budynek dawnego sanatorium z 1893 r. wraz z przyległym parkiem. Obecnie w budynku znajduje się ośrodek rehabilitacyjno-opiekuńczy sióstr Elżbietanek. W kierunku południowo-zachodnim ulica Kazimierza Wielkiego przebiega u podnóża stromego, północno-zachodniego zbocza doliny Bobru, w którym odsłaniają się szare łupki serycytowe, serycytowo-kwarcowe, a także fyllity struktury kaczawskiej (rys. 7A). Ich wiek określany jest na przedział czasowy ordowik-sylur (Milewicz i Frąckiewicz, 1988). Skały występujące w odsłonięciu mają wyraźnie wykształcone powierzchnie foliacji

zapadające w kierunku NW i SE, które są podkreślone przez obecność drobnoblaszkowych skupień serycytu i podrzędnie chlorytu. W składzie mineralnym łupków można wyróżnić również kwarc, albit oraz związki żelaza. W łupkach widocznych jest kilka generacji struktur fałdowych o zróżnicowanej geometrii (rys. 7B). Omawiane skały powstały w wyniku metamorfizmu drobnoziarnistych skał osadowych (mułowców i iłowców, podrzędnie drobnoziarnistych piaskowców) w warunkach facji zielenicowej.



Rys. 7. Odslonięcia łupków serycytowych i fyllitów struktury kaczawskiej na lewym zboczu doliny Bobru (A). W skałach widoczne są liczne struktury fałdowe o zróżnicowanej geometrii (B).

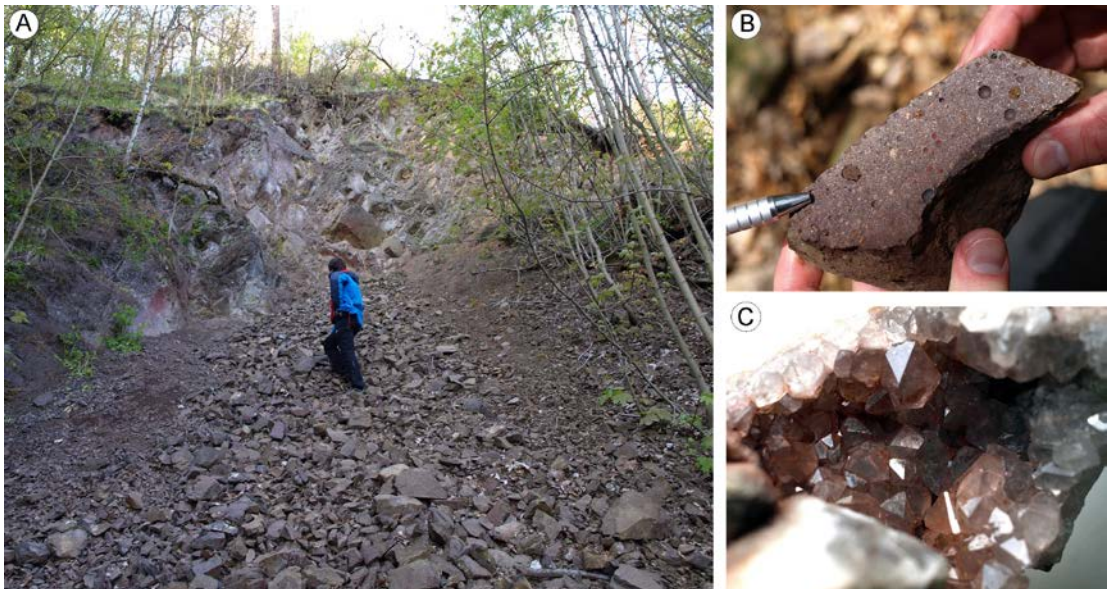
Po około 200 m od pierwszych odsłoneń skał metamorficznych lewy brzeg doliny Bobru jest rozcięty przez suchą dolinę o orientacji NNW-SSE i głębokości ok. 15 m. Dolina została założona na tzw. uskoku północnym Wlenia (Gorczyca-Skała, 1977), który oddziela skały struktury kaczawskiej od utworów osadowo-wulkanicznych rowu Wlenia. Bezpośrednio ze skałami metamorficznymi od strony południowo-zachodniej kontaktują gruboziarniste, bardzo słabo wysortowane zlepieńce permskie. Ich niewielkie odsłonięcie znajduje się w małym kamieniołomie, położonym ok. 30 m za doliną w kierunku południowym (rys. 4B). Odsłonięcie zlepieńców jest tak małe, że skały te nie zostały zaznaczone na polskiej mapie geologicznej tego obszaru (Milewicz i Frąckiewicz, 1983). Geolodzy niemieccy nie popełnili tego błędu i wkreślili zlepieńce na mapach w tym miejscu już na początku XX wieku (Kühn i Zimmermann, 1910-1915). Ławice zlepieńców są nachylone pod kątem do 80° w kierunku południowo-zachodnim. Tak strome nachylenie powierzchni uławicenia związane jest z pobliskim uskokiem ograniczającym rów Wlenia od północy. Oprócz zlepieńców, w kamieniołomie odsłaniają się trachyandezyty, czyli zasadowe

skały wulkaniczne, określane dawniej mianem melafirów. Są to głównie bezstrukturalne skały drobnokrystaliczne o teksturze masywnej. Głównymi minerałami tworzącymi tło skalne są plagioklasy, pirokseny (diopsyd), oliwiny, amfibole i podrzędnie kwarc. W wysokiej na ok. 10 m północnej ścianie kamieniołomu, trachyandezyty nachylone są pod kątem około 50-60° w kierunku południowo-zachodnim. Ku górze trachyandezyty masywne przechodzą w odmiany o teksturze pęcherzykowej lub migdałowcowej. Występujące w nich pustki mają owalne lub ostrokrawędziste zarysy i średnicę do 5 cm. Niekiedy pustki układają się w charakterystyczne skupienia, które podkreślone są teksturami fluidalnymi występującymi w skale. Pustki są często wypełnione minerałami wtórnymi, które narastały w wyniku krystalizacji gorących roztworów pomagmowych od zewnątrz w kierunku środka migdałów. Takie formy nazywane są geodami i kryją w sobie najczęściej agaty lub szczotki krystaliczne powstałe w wyniku wytrącania krzemionki (chalcedonu) lub różnych odmian barwnych kwarcu (ametyst, kwarc dymny, kwarc mleczny, prasiolit), kalcytu, barytu lub minerałów wtórnych, takich jak zeolity czy hematyt. W kamieniołomie powyżej trachyandezytów o teksturze migdałowcowej występuje również silnie spękana odmiana o teksturze gąbczastej o tym samym składzie mineralnym. Skały występujące w odsłonięciu to zachowane fragmenty pokryw (potoków) lawowych. Świadczy o tym charakterystyczne następstwo skał wulkanicznych w profilu pionowym (trachyandezyty masywne>pęcherzykowate>gąbczaste). Pęcherzyki i pustki, które powstały w wyniku odgazowania lawy na powierzchni ziemi były wypełnione roztworami hydrotermalnymi, z których krystalizowały minerały niskotemperaturowe (kwarc, kalcyt, baryt), przyjmujące często formę prawidłowo wykształconych kryształów

W okolicach Wlenia stwierdzono kilka podobnych sekwencji skał wulkanicznych o łącznej miąższości ok. 240 m, co świadczy o wielokrotnych wylewach lawy na powierzchnię terenu we wczesnym permie. Niewykluczone, że trachyandezyty tworzyły także subwulkaniczne intruzje o charakterze pokładowym (sille). Świadczą o tym przeobrażenia termiczne stwierdzone w wyżejległych skałach osadowych permu.

Za nieczynnym kamieniołomem skręcamy w prawo, udając się w kierunku linii kolejowej relacji Jelenia Góra - Lwówek Śląski. Po około 100 m dochodzimy do południowego wylotu tunelu kolejowego, nad którym ponownie odsłaniają się trachyandezyty o teksturach masywnych i pęcherzykowatych. Stanowią one także fragmenty permskich pokryw

lawowych i subwulkanicznych intruzji. Odsłonięcie powyżej tunelu określane jest w przewodnikach i na mapach turystycznych jako „Melafirowa Skała” (rys. 8).



Rys. 8. Melafirowa Skała (A) powyżej południowego wylotu tunelu kolejowego we Wleniu. Trachyandezyt o teksturze pęcherzykowej i migdałowej (B). Geoda w trachyandezycie z prawidłowo wykształconymi kryształami kwarcu (odmiana barwna: ametyst; C).

Stanowisko nr 3

Wleń, ul. Kazimierza Wielkiego, osuwisko w Czerwonym Wąwozie

Współrzędne GPS (WGS 84):

51° 00' 36.10" N, 15° 40' 08.55" E

Po zapoznaniu się z odsłonięciem nad tunelem kolejowym udajemy się w kierunku południowym, w stronę remontowanego obecnie pensjonatu „Leśny Dwór” na Osiedlu Południowym. Pensjonat położony jest u wylotu Czerwonego Wąwozu – głębokiej, rozgałęziającej się doliny odwadnianej przez okresowe cieki uchodzące do Bobru. Budynek wybudowany tu w 1906 r. pełnił początkowo rolę restauracji, później również sanatorium. Po wojnie znajdował się tu ośrodek wypoczynkowy i oddział dziecięcy sanatorium we Wleniu. W 1983 „Leśny Dwór” spłonął, a jego remont rozpoczęto dopiero na początku drugiej dekady XXI w. Skarpa powyżej pensjonatu zbudowana jest ze skał osadowych dolnego

permu (piaskowców i mułowców, lokalnie zlepieńców), które zalegają na trachyandezytach. W obrębie skał osadowych występują często wkładki wapieni typu caliche. W trakcie budowy linii kolejowej Lwówek Śląski - Jelenia Góra na początku XX w. stok powyżej pensjonatu starasowano i nasadzono niskopienną roślinność, tak, aby nie dochodziło tu do ruchów masowych (rys. 9). W profilu stoku zaznacza się to występowaniem niewysokich skarp (do ok. 0,7 m). Częściowo stok użytkowano również rolniczo. Co ciekawe, tarasowania stoku dokonano jedynie na odcinku stoku zbudowanym ze skał osadowych (bardziej podatnych na osuwanie), a fragment stoku zbudowany ze skał wulkanicznych ma zachowany naturalny profil (rys. 9). W skarpie powyżej pensjonatu widoczne jest wyraźne osuwisko (rys. 10). Ma ono powierzchnię 880 m² i jest najmniejszym z osuwisk występujących w okolicach Wlenia (rys. 4B).



Rys. 9. Północno-zachodnie zbocza doliny Bobru w okolicy Osiedla Południowego we Wleniu. Powyżej budynku sanatorium „Leśny Dwór” widoczny starasowany stok zbudowany ze skał osadowych permu. Stok z prawej strony zbudowany z trachyandezytów ma zachowany naturalny profil. Karta pocztowa z 1939 r. (fot. Oswald Kühne, Photo-Kunstanstalt u. Verlag, Friedeberg/Isergeb.; kol. A. Kowalski).

Pierwsze osuwisko w tym miejscu utworzyło się w 2011 r., zaś w lipcu 2016 r. doszło do jego reaktywacji. W 2011 r., w trakcie remontu budynku, podcięto i zrównano stok w celu powiększenia przyległej do pensjonatu powierzchni terenu. Podstawę stoku, oddaloną od budynku o ok. 20 m, wzmocniono murem oporowym o wysokości około 6 m, mającym na celu stabilizację zbocza. W marcu 2016 r. na stoku powyżej pensjonatu pojawiły się szczeliny i pęknięcia, a północno-wschodnia część muru zaczęła pękać. W maju 2016 r.,

około 15 m powyżej korony muru rozwinęła się łukowata skarpa o wysokości ok. 1 m, zaś 16 lipca doszło do gwałtownych przemieszczeń mas skalnych i zwietrzelinowych, które spowodowały całkowite zniszczenie północnej części muru oporowego na długości ok. 25 m.

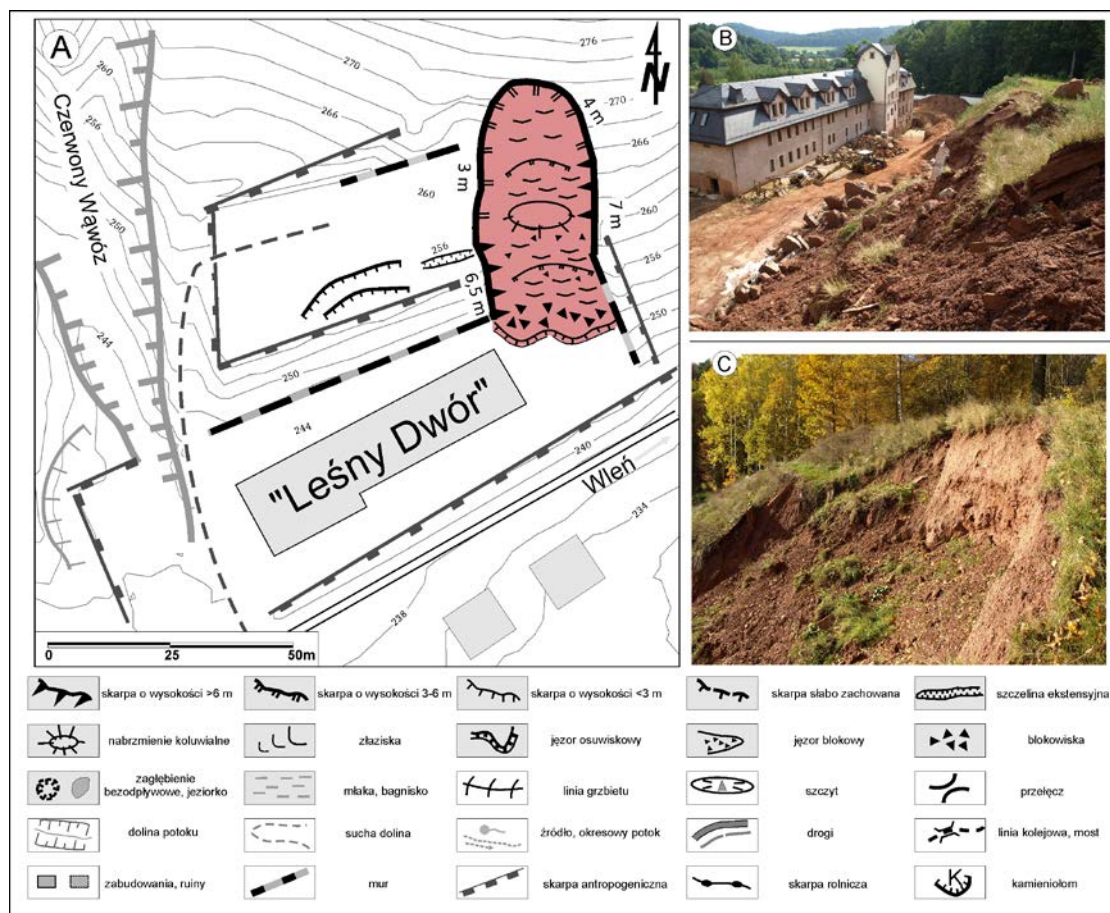


Rys. 10. Osuwisko w skarpie powyżej remontowanego pensjonatu „Leśny Dwór” (z lewej) na Osiedlu Południowym we Wleniu. Stan na 30.04.2017 r.

Skarpa główna powstałego wówczas osuwiska ma długość około 120 m i wysokość od 3 do ok. 7 m (rys. 11A, 11C), zaś jej nachylenie jest zmienne od 50 do 85°. W dolnej części skarpy odsłaniają się permskie zlepieńce i piaskowce z przewarstwieniami mułowców. W skarpie można obserwować ponadto liczne uskoki zrzutowo-normalne i przesuwcze, którym towarzyszą brekcje tektoniczne i mączka tektoniczna (ang. *gouge*), ulegająca silnemu uplastycznieniu, zwłaszcza po intensywnych opadach deszczu. W obrębie koluwium osuwiska widoczne są wstecznie pochylone płyty osuwiskowe obcięte skarpami wtórnymi. Jęzor osuwiskowy występujący w dolnej części osuwiska przykrył starasowaną część stoku na wysokości remontowanego budynku (rys. 11B). Jęzor osuwiskowy został utworzony ze skał podłoża, jak i fragmentów zniszczonego muru. Czoło osuwiska ma wysokość od 1 do 2 m.

Osuwisko w Czerwonym Wąwozie jest osuwiskiem antropogenicznym, jednak powstało przy udziale wielu innych czynników. Ruchy masowe na zboczu doliny Bobru były spowodowane przede wszystkim podcięciem podstawy zbrocza, a także jego dociążeniem

blokami skalnymi przez właścicieli remontowanego pensjonatu. Górna część zbocza doliny jest w tym miejscu przykryta kilkumetrową warstwą gliniastych i pylastych zwietrzelin ulegających łatwemu uplastycznieniu zwłaszcza po wysokich opadach deszczu. Gęsta sieć spękań i uskoków występujących w skałach permskich tylko spotęgowały ten efekt. Po gwałtownych opadach w lipcu 2016 r. na zboczu rozwinęły się inicjalne, pionowe szczeliny ekstensyjne, na przedłużeniu których dochodziło do ścinania, wyciskania uplastycznionego podłoża, a w konsekwencji do rozwoju powierzchni poślizgu osuwiska (Kowalski, 2016b).



Rys. 11. Szkic geomorfologiczny osuwiska w Czerwonym Wąwozie (A; stan na lipiec 2016 r.). Widok na osuwisko (B) i górną część skarpy głównej (C; stan na październik 2016 r.).

Stanowisko nr 4

Osuwisko w Świerkowej Dolinie

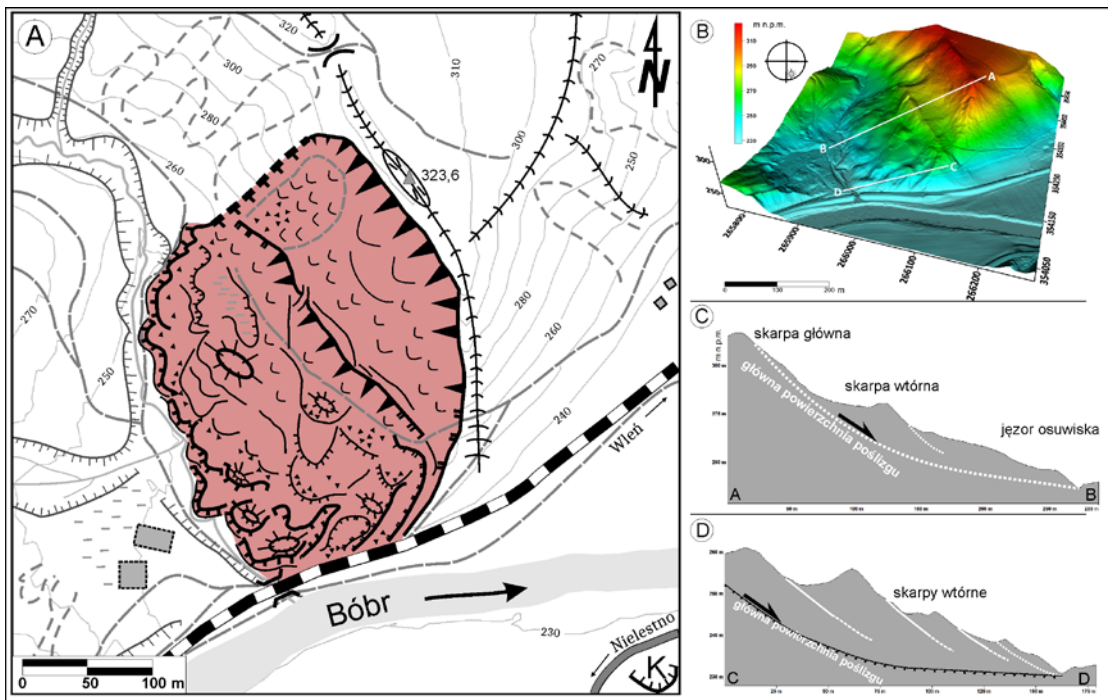
Współrzędne GPS (WGS 84):

51° 00' 26.62" N, 15° 39' 46.66" E

Po minięciu wylotu Czerwonego Wąwozu udajemy się leśną ścieżką w kierunku południowo-zachodnim wzdłuż stromego zbocza doliny Bobru. Zbocze zbudowane jest z piaskowców arkozowych dolnego triasu – pstrego piaskowca, które prawie zgodnie zalegają na utworach osadowych permu (rys. 4B). Piaskowce triasu bardzo łatwo ulegają wietrzeniu, dlatego nie tworzą w okolicach Wlenia naturalnych odsłoneń. Wyjątkiem są strefy uskokowe, w których na skutek wtórnego przesycenia np. związkami żelaza lub krzemionką, piaskowiec staje się twardszy i bardziej odporny na wietrzenie. Wzdłuż leśnej ścieżki natkniemy się jedynie na bloczki piaskowców triasowych, występujące w zwietrzelinach i glinach zboczowych. Piaskowce mają barwę od czerwono-brunatnej przez różową, do szarej. Makroskopowo wyróżnić można w nich ziarna kwarcu, muskowit, fragmenty lityczne oraz silnie skaolinizowane ziarna białych skaleni. Ilaste spoiwo piaskowców ma szare lub białe zabarwienie. Piaskowce dają się łatwo rozcierać w palcach. W skale często występują nagromadzenia otoczków kwarcu, granitu i skał metamorficznych o średnicach od 2 do 4 cm. Bloczki piaskowców są często wtórnie wzbogacone w krzemionkę, co w połączeniu z licznymi lustrami tektonicznymi na powierzchniach spękań, sugeruje obecność uskoku. Wędrując ścieżką w górę zbocza znajdujemy coraz większe bloki (do 2 m średnicy) piaskowców i zlepieńców o szarym i żółto-szarym zabarwieniu. Są to morskie utwory transgresyjne górnej kredy. Zlepieńce mają miąższość od 0,2 do 1 m i występują w najniższej części profilu kredy. W skład szkieletu ziarnowego zlepieńców wchodzi bardzo dobrze obtoczone otoczaki kwarcu mlecznego, łupków serycytowych i piaskowców. Średnica otoczków w warstwach zlepieńców maleje ku górze od 7 do 2 cm. Zlepieńce przechodzą ku górze w piaskowce kwarcowe i lityczne. Makroskopowo można w nich wyróżnić głównie ziarna kwarcu, podrzędnie ziarna białych skaleni, blaszki muskowitu, okruchy skał metamorficznych (łupki, metabazalty) i skał wulkanicznych (trachyandezyty, riolity). Trudno dostrzegalne są skupienia glaukonitu o ciemnozielonym zabarwieniu. Ziarna kwarcu i skaleni mają średnicę od około 0,5 do 2 mm.

Wprawne oko dostrzeże w blokach piaskowców pokruszone fragmenty gruboskorupowych małży z rodzaju *Lima*, *Pecten* i *Chlamys*, wskazujących na morskie pochodzenie osadu.

Po kilkudziesięciu metrach dochodzimy do wschodniego zbocza głęboko wciętej Świerkowej Doliny. Deniwelacje w obrębie zbocza doliny są znaczne i sięgają od 40 m w jej górnej części, do 80 m w dolnym odcinku. Na stromym grzbiecie skalnym w południowej części doliny odsłaniają się piaskowce lityczne górnej kredy przecięte przez lewoskrętne uskoki zrzutowo-przesuwce (rys. 4B). Świadczą o tym liczne powierzchnie uskokowe pokryte lustrami tektonicznymi z rysami tektonicznymi i zadziorami. W strefie uskokowej rozwinęła się powierzchnia odklucia największego osuwiska w okolicach Wlenia (5,5 ha). Przemieszczeniom grawitacyjnym uległy piaskowce kwarcowe i glaukonitowe wieku kredowego (górny cenoman i dolny turon), przykryte iłowcami i mułowcami wapienistymi środkowego i górnego turonu (Gorczyca-Skała, 1977).



Rys. 12. Szkic geomorfologiczny osuwiska w Świerkowej Dolinie (A; objaśnienia symboli zgodne z rys. 10A). Model 2,5 D osuwiska wygenerowany na podstawie danych LiDAR o rozdzielczości 1x1 m (B) oraz przekroje przez kolwisia osuwiskowe (C, D).

Osuwisko na zboczach Świerkowej Doliny ma urozmaiconą rzeźbę (rys. 12A, 12B). W części północno-zachodniej górna krawędź skarpy osuwiskowej ma w przybliżeniu

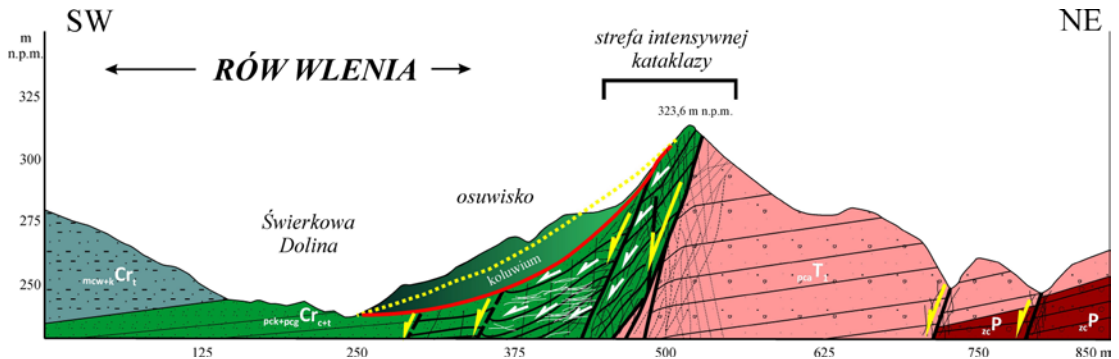
prostoliniowy przebieg, równoległy do krawędzi progu morfologicznego zbudowanego z piaskowców, nachylonych pod kątem do 50° (rys. 4B). Poniżej skarpy głównej znajduje się spłaszczenie o szerokości od 15 do 30 m, które przechodzi w wyraźny wał osuwiskowy (rys. 13A). Poniżej wału występują mniejsze skarpy wtórne, nabrzmienia koluwalne, jezory osuwiskowe i bezodpływowe zagłębienia, okresowo wypełniane wodą. Wszystkie te elementy są bardzo dobrze widoczne z leśnej ścieżki, którą prowadzi trasa wycieczki. Czoło osuwiska nie jest jednolite i ma charakter kilku jezorów osuwiskowych o długości do 100 m i maksymalnej wysokości 9,5 m, schodzących do dna doliny i zaburzających przebieg koryta rzecznoego.



Rys. 13. Zewnętrzne, strome stoki wału osuwiskowego (z prawej) osuwiska w Świerkowej Dolinie i przyległe nabrzmienie koluwalne poniżej (A). Piaskowcowy pakiet osuwiskowy w południowej części osuwiska (B).

Po zapoznaniu się z rzeźbą osuwiska w Świerkowej Dolinie udajemy się wąską ścieżką prowadzącą przez koluwia osuwiskowe w kierunku południowym. Od strony południowo-wschodniej koluwium osuwiskowe wraz z dolną częścią powierzchni poślizgu zostało odsłonięte w przekopie linii kolejowej Lwówek Śląski - Jelenia Góra. Umożliwiło to wykonanie obserwacji skał odsłaniających się w stromych ścianach przekopu, występujących zarówno w obrębie koluwium, jak i w skałach podłoża. W odsłonięciach widoczne są strefy intensywnych deformacji kruchych związanych z przemieszczeniami mas skalnych. Wyróżniono tu kilka nasuniętych na siebie pakietów skalnych (rys. 12A, 13B), co zaznacza się również w morfologii osuwiska (Kowalski, 2016c).

Osuwisko w Świerkowej Dolinie należy do tzw. osuwisk rotacyjnych. Oznacza to, że powierzchnia poślizgu osuwiska ma kształt wklęsłocylindryczny (rys. 14). Górna część tej powierzchni rozwinęła się na powierzchniach uławicenia stromo nachylonych piaskowców (do 60°). W kierunku południowo-zachodnim powierzchnia ta zmniejsza swoje zakrzywienie, co przejawia się rotacją pakietów osuwiskowych, a w konsekwencji zmianą kąta upadu powierzchni uławicenia od 40° w górnej, do ok. 10° w dolnej części pakietów.



Rys. 14. Schematyczny przekrój geologiczny przez północne obrzeżenie rowu Wlenia (okolice osuwiska w Świerkowej Dolinie i Czerwonym Wąwozie; na podstawie: Kowalski, 2016c).

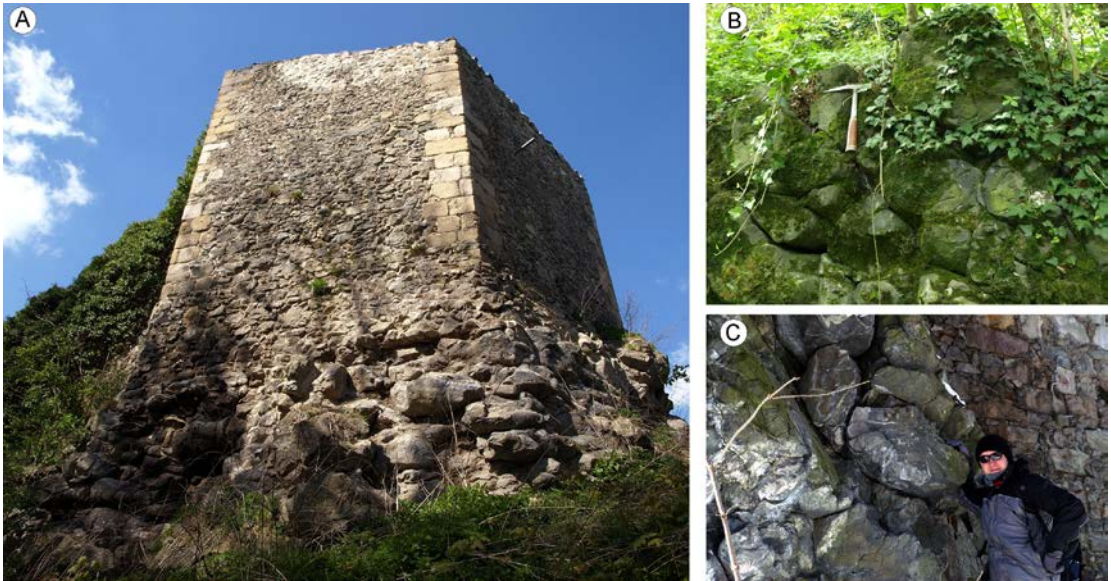
Stanowisko nr 5

Wleński Gródek, Zamkowa Góra
 Współrzędne GPS (WGS 84):
 51° 01' 03.29" N, 15° 39' 46.01" E

Kolejnym stanowiskiem prezentowanym w trakcie wycieczki jest Zamkowa Góra (374,4 m n.p.m.). Na jej zachodnich stokach znajdują się zabudowania Wleńskiego Gródka. Prawdopodobnie już w X w. istniał tu gród, a kasztelania utworzona w tym miejscu przez ks. Bolesława Krzywoustego około 1108 r. była wzmiankowana w bulli papieża Hadriana IV z 23.04.1155 r. jako castrum Valan. W latach 1163-1178 na polecenie ks. Bolesława I Wysokiego wybudowano tu zamek z kamienną wieżą. W XII w., prawdopodobnie z inicjatywy ks. Henryka I Brodatego, w okolicach Wleńskiego Gródka wybudowano podgródzie. Rozbudowano też zamek, który zyskał budynki mieszkalne, kaplicę i sześcioboczną wieżę. Obok stanęła kolejna wieża na planie koła, której obecna wysokość sięga 17 m. Z wieży zamku roztaczają się rozległe panoramy obejmujące Karkonosze, Góry

i Pogórze Izerskie, a także Góry i Pogórze Kaczawskie (rys. 2). Na przestrzeni wieków zamek zmieniał swych właścicieli i był wielokrotnie przebudowywany. W 1598 r. miał już 4 wieże, budynki mieszkalne, kuchnię, stajnię, piekarnię, wodociąg i pomieszczenia gospodarcze. Podczas wojny trzydziestoletniej 1618-1648 zamek został zdobyty przez ks. Janusza Radziwiłła, a w 1646 r. po opuszczeniu przez Szwedów, został wysadzony w powietrze przez wojska cesarskie. Od tego czasu pozostaje w ruinie.

Zamek we Wleńskim Gródku został wybudowany na naturalnej grzędzie skalnej o przebiegu NNW-SSE zbudowanej z metabazytów struktury kaczawskiej. Są to najstarsze skały występujące w okolicy Wlenia – ich wiek szacowany jest na wczesny lub środkowy kambry (ok. 540-520 Ma; Gierwielanec, 1956; Gorczyca-Skała, 1977). Metabazyty są skałami ciemnoszarymi lub ciemnozielonymi, zbudowanymi z wtórnych minerałów charakterystycznych dla facji zieleńcowej: chlorytu, albitu i serycytu, podrzędnie epidotu. Bardzo często występuje również kalcyt i hematyt. W odsłonięciach, stanowiących jednocześnie mury zamku (rys. 15A), występują skały o wyraźnych strukturach poduszkowych i słabo zarysowanej foliacji. Pojedyncze poduszki (zwane również puklami) mają z reguły owalny lub kulisty kształt, przypominający bochenek chleba (rys. 15B, 15C). Mają one średnicę od kilku centymetrów do nawet metra. W przekroju pojedyncze formy mają spłaszczone lub nieregularne zarysy. W obrębie poduszek występują koncentryczne spękania wypełnione najczęściej drobnokrystalicznym kalcytem, a także nieregularnie rozmieszczone pustki i szczeliny. Zewnętrzne powierzchnie tych struktur oraz przestrzenie pomiędzy poduszkami pokryte są drobnofuseczkowym, szkliste połyskującym serycytem.



Rys. 15. Odslonięcia metabazytów struktury kaczawskiej w ścianie zamku na Zamkowej Górze (A).
Struktury poduszkowe widoczne w metabazytach (B, C).

Opisane struktury powstały w wyniku gwałtownego stygnięcia lawy bazaltowej wydobywającej się ze szczelin i uskoków w dnie morskim. Takie strefy, nazywane przez geologów ryftami oceanicznymi, są głównym miejscem rozszerzania się den oceanicznych na naszej planecie. W kambrze na obszarze kaczawskim nie istniały oczywiście ogromne zbiorniki morskie na miarę dzisiejszych Oceanów Spokojnego czy Atlantyckiego. Były to najprawdopodobniej wąskie i głębokie morza, na których dnie w niewielkich strefach ryftowych dochodziło do erupcji magm bazaltowych, które w kontakcie z zimną wodą morską przyjmowały formę poduszek. Koncentryczne spękania tworzyły się w wyniku kurczenia (kontrakcji) stygnącej lawy, a w wyniku procesów pomagmowych w szczelinach krystalizował węglan wapnia.

Stanowisko nr 6

Wleński Gródek, bezimienne wzgórze 352 i 386 m n.p.m.

Współrzędne GPS (WGS 84):

51° 00' 46.36" N, 15° 39' 23.74" E

Okolo 500 m na południowy-zachód od Wleńskiego Gródka, przy szosie do Kleczy, znajdują się dwa bezimienne wzgórza (352 i 386 m n.p.m.), które spośród otaczających je wzniesień wyróżniają się stożkowatym kształtem. Odślaniają się tu nefelinity oliwinowe – magmowe skały wylewne z grupy bazaltów, które były eksploatowane w południowej części wzgórz w kilku niewielkich kamieniołomach. Skały te są zaliczane do okresu neogenu (miocen; Milewicz i Frąckiewicz, 1988). Żył bazaltu przecinają piaskowce dolnego triasu (pstręgo piaskowca) i górnej kredy (górnego cenomanu), występujące w sąsiedztwie jednego z uskoków północnego obrzeżenia rowu Wlenia (rys. 4B). Nefelinity to skały ciemnoszare lub czarne o strukturze afanitowej, rzadziej porfirowej i teksturze bezładnej. Wśród minerałów skałotwórczych można w nich wyróżnić pirokseny, oliwiny, plagioklasy wapniowe, a także minerały rudne. W odsłonięciach nefelinitów koło Wleńskiego Gródka bardzo dobrze widoczny jest tzw. cios kolumnowy, przejawiający się występowaniem charakterystycznych słupów, przyjmujących w przekroju regularne, cztero-, pięcio- lub sześcioboczne zarysy o średnicy do 40 cm. Tego typu struktury są charakterystyczne dla magmowych skał wylewnych i subwulkanicznych. Powstają w wyniku stygnięcia lawy na powierzchni lub w pobliżu powierzchni ziemi. Orientacja dłuższych osi słupów jest najczęściej prostopadła do powierzchni, od której następuje chłodzenie stopu magmowego (Mallet, 1875). W przypadku potoków lawowych, których chłodzenie postępuje z dwóch kierunków (od powierzchni terenu i od podłoża) osie słupów mają najczęściej orientację pionową. W środkowych partiach pionowych żył wulkanicznych, które mogą być chłodzone zarówno z góry, jak i ze strony ścian komina wulkanicznego, słupy bazaltowe mogą przyjmować układ wachlarzowaty lub koncentryczny.

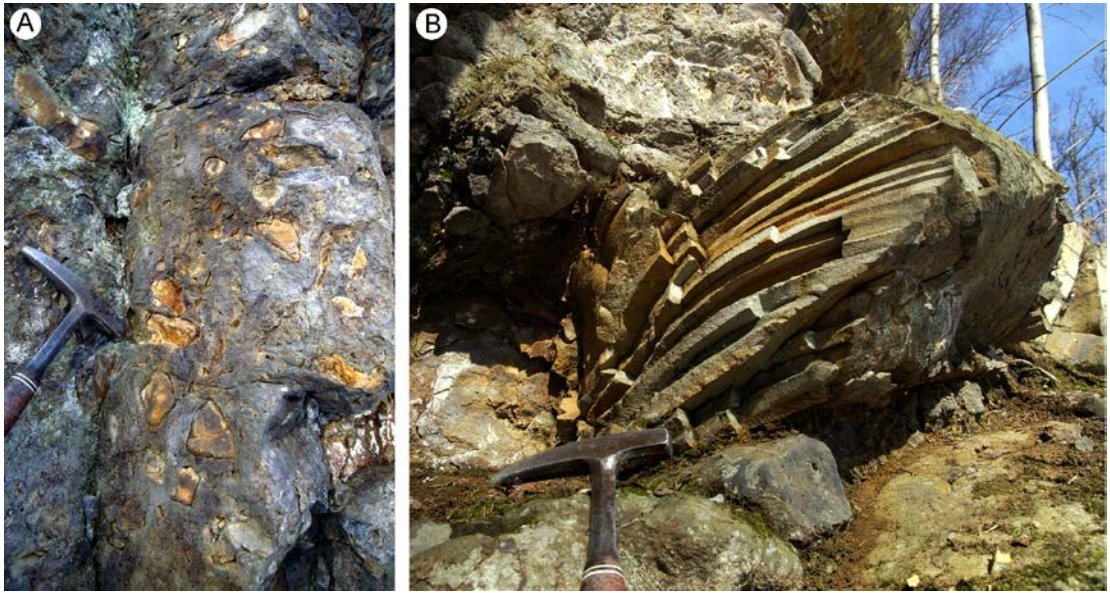
Na podstawie orientacji i geometrii tych struktur w skałach magmowych geolodzy rekonstruują geometrię kominów i płytkich intruzji magmowych, a także przebieg zjawisk związanych z wulkanizmem. Na wschodnim wierzchołku wzniesienia koło Wleńskiego Gródka (352 m n.p.m) słupy przyjmują wachlarzowaty układ, co pozwala stwierdzić, że ta część wzniesienia stanowiła w przeszłości centralną część komina wulkanicznego (rys. 16).

Jego górne partie zostały zniszczone w wyniku procesów wietrzenia i erozji, trwających kilkanaście milionów lat, a dzisiejsze wzniesienie stanowi jedynie wypreparowany fragment komina wulkanicznego – tzw. nek (ang. *neck* – szyja). Do najbardziej znanych neków powulkanicznych na obszarze Pogórza Kaczawskiego należą m.in. Ostrzyca (501 m n.p.m.), Grodziec (389 m n.p.m.) i Wilcza Góra (373m n.p.m.) koło Złotoryi. Określenie „wygasły wulkan” spotykane często w przewodnikach lub na mapach turystycznych jest zatem nieprawidłowe, zwłaszcza w kontekście genezy tych form.

Skały bazaltowe odsłaniające się w okolicach Wleńskiego Gródka uzyskały status pomnika przyrody w 1966 r. Szczególne zainteresowanie geologów (Dittrich, 1932; Wagner, 1961) wzbudzały nie same bazalty, które na Dolnym Śląsku są skałami pospolitymi (ponad 300 wystąpień eksploatowanych w licznych kamieniołomach), ale unikatowe zjawiska związane z intruzją magmy bazaltowej. Ochroną objęto tu tzw. porwaki, czyli skały pochodzące z otoczenia komina wulkanicznego. Zostały one porwane przez magmę bazaltową (stąd określenie „porwak”), intrudującą w skały otoczenia i włączone do komina wulkanicznego. W odsłonięciach koło Wleńskiego Gródka są to głównie kanciaste lub zaokrąglone fragmenty piaskowców górnokredowych (rys. 17A), które mają średnicę od kilku centymetrów do nawet 2 m. Niektóre porwaki w wyniku termicznego oddziaływania magmy bazaltowej zatraciły pierwotne cechy teksturalne i strukturalne. Ponadto, w obrębie porwaków piaskowcowych występuje wyjątkowo regularny cios termiczny (rys. 17B), charakterystyczny dla skał wulkanicznych. Słupy w piaskowcach mają kształty pięcio- lub sześcioboczne i średnicę do 5 cm. Ich długość mieści się w przedziale 10-30 cm. Geneza tych struktur w skałach osadowych nie została jak dotąd dobrze rozpoznana (Wagner, 1961). Przyjmuje się, że cios termiczny w piaskowcach powstał w analogiczny sposób do struktur kontrakcyjnych występujących w bazaltach. Porwaki piaskowcowe wykazują bowiem wysoki stopień przeobrażeń termicznych, takich jak spieczenie ich brzeżnych partii, a nawet całkowitą rekrytalizację ziaren kwarcu i wytworzenie się wtórnych spoiw krzemionkowych. Niektóre z fragmentów piaskowcowych mają wręcz cechy kwarcytów lub porcelanitów. Do wytworzenia się wyjątkowo regularnych słupów w piaskowcach przyczyniły się również intensywne zjawiska tektoniczne w sąsiedztwie intruzji - piaskowce przylegające do komina bazaltowego są silnie spękane i poprzecinane licznymi uskokami. Jeden z uskoków o orientacji NE-SW stanowił prawdopodobnie strefę wylewu magmy bazaltowej (rys. 4B).



Rys. 16. Skalka bazaltowa na wschodnim wierzchołku bezimiennego wzgórza (386 m n.p.m.).
Widoczny wachlarzowaty układ słupów bazaltowych.



Rys. 17. Porwaki piaskowcowe tkwiące w bazalcie w odsłonięciach na południowym stoku bezimiennego wzgórza (A; 386 m n.p.m.). Wyrażna, kolumnowa oddzielność piaskowca wykształcona w obrębie jednego z porwaków (B).

LITERATURA

- ADAMY H., 1888. *Die Schlesischen Ortsnamen ihre entstechung und bedeutung*. Breslau: Verlag von Priebotsch's Buchhandlung, p. 8.
- ČECH S., 2011. *Palaeogeography and Stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic) - An Overview*. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 1, 18–21.
- DITTRICH G., 1932. *Sandsteinfrühtungen durch schlesische Basalte*. Ostdeutscher Naturwart, 4, 6, 252-253.
- ESTEBAN M.C., 1976. *Vadose pisolite and caliche*. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 60, 2048–2057.
- GARBACZEWSKI Z., 1988. *Szlakiem zamków piastowskich w Sudetach*. Wydawnictwo PTTK Kraj.
- GIERWIELANIEC J., 1956. *Budowa geologiczna północnej okolicy Lubomierza*. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 106, 61-92.
- GORCZYCA-SKAŁA J. 1977. *Budowa geologiczna rowu Wlenia*. Geologia Sudetica, 12: 71–100.
- GÓRCZAK Z., 2002. *Najstarsze lokacje miejskie w Wielkopolsce (do 1314 r.)*. Wydawnictwo WBPiCAK. ISBN 83-87811-84-2. 208 p.
- JERZYKIEWICZ T. i WOJEWODA J., 1986. *The Radków and Szczeliniec sandstones: an example of giant foresets on a tectonically controlled shelf of the Bohemian Cretaceous Basin (Central Europe)*. [In:] Shelf Sands and Sandstones. Canadian Society of Petroleum Geologists. 1–15.
- KOLB W., 1936. *Tektonische Untersuchungen im Gebiet des Löhner Grabens*. Jahrbuch der Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt, 56, 1. 93-124.
- KOWALSKI A., 2016a. *Nowe dane o zjawiskach osuwiskowych w rowie Wlenia (synklinorium północnosudeckie)*. VI Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 6 - "Granice Sedymentologii", Chęciny – Rzepka, 28.06.2016-1.07.2016., Tom streszczeń, 106-107.
- KOWALSKI A., 2016b. *Human- or structurally-induced landslide? An example from Czerwony Wąwóz (Wleń Graben, Sudetes)*. [In:] 17th Czech-Polish Workshop "On Recent Geodynamics of the Sudeten and the Adjacent Areas", Ramzová, Czech Republic, October 20-22, 2016, Abstracts: 52-53.
- KOWALSKI A., 2016c. *Osuwisko rotacyjne jako strukturalny odpowiednik uskoków ramowych rowu tektonicznego – przykład osuwiska na zboczach Świerkowej Doliny w rowie Wlenia (synklinorium północnosudeckie)*. 3. Polski Kongres Geologiczny, Wrocław, 14-18.09.2016, Tom streszczeń: 171-174.

- KOZŁOWSKI S. i PARACHONIAK W., 1967. *Wulkanizm permski w depresji północnosudeckiej*. Prace Muzeum Ziemi, 11, Warszawa, 191-221.
- KUNTH A., 1863. *Über die Kreidemulde bei Lähn in Niederschlesien*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 15, 714-745.
- KÜHN B. i ZIMMERMANN E., 1910. *Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten: Blatt Lähn*. Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin.
- LORENC S. i MROCZKOWSKI J., 1978. *The sedimentation and petrography of Zechstein and Lowermost Triassic deposits in the vicinity of Kochanów (Intra-Sudetic Trough)*. Geologia Sudetica, 13, 24–38.
- MALLET R., 1875. *On the origin and mechanism of production of the prismatic (or columnar) structure of basalt*. The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, 50 (329), 122-135.
- MASTALERZ K. i NEHYBA S., 1997. *Porównanie wybranych sekwencji osadów jeziornych czerwonego spągowca z basenów: śródsudeckiego, północnosudeckiego i boskowickiego*. Geologia Sudetica, 30, 21-46.
- MIGOŃ P. i LIDMAR-BERGSTRÖM K., 2001. *Weathering mantles and their significance for geomorphological evolution of central and northern Europe since the Mesozoic*. Earth-Science Reviews, 56, 285–324.
- MIKULSKI S.Z., 2007. *The late-Variscan gold mineralization in the Kaczawa Mountains, Western Sudetes*. Polish Geological Institute Special Papers, 22, pp. 1–161.
- MILEWICZ J. i FRĄCKIEWICZ W., 1988. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów, Arkusz Wleń 1:25 000*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- MILEWICZ J. i GÓRECKA T., 1965. *Wstępne uwagi o karbonie w depresji północnosudeckiej*. Kwartalnik Geologiczny, 9, 1, 113-114.
- MROCZKOWSKI J., 1972. *Sedymentacja pstręgo piaskowca w niecce północnosudeckiej*. Acta Geologica Polonica, 22, 2, 351-377.
- RACZYŃSKI P., 1997. *Warunki sedymentacji osadów cechsztynu w niecce północnosudeckiej*. Przegląd Geologiczny, 45, 7: 693–699.
- SCUPIN H., 1913. *Die Löwenberger Kreide und ihre Fauna. Palaeontographica – Supplement (E. Schweizerbart)*. Stuttgart, 6, 1–275.
- SOLECKI A.T., 1988. *Komplementarne strefy kataklazy w piaskowcach synklinorium północnosudeckiego*. Przegląd Geologiczny, 10, 577-581.
- SOLECKI A.T., 2011. *Rozwój strukturalny epiwarwaryjskiej struktury platformowej w obszarze synklinorium północnosudeckiego*. [W:] Mezozoik i Kenozoik Dolnego Śląska, LXXXI Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego, pp. 19–36.
- STAFFA M., MAZURSKI K.R., CZERWIŃSKI J., PISARSKI G., POTOCKI J., 2003. *Słownik geografii turystycznej Sudetów: Tom 2 - Pogórze Izerskie M-Ż*. Wyd. I-BIS, Wrocław.
- ŚLIWIŃSKI W. 1980. *Model akumulacji caliche w kontynentalnych osadach permu południowo-zachodniej części niecki śródsudeckiej*. Geologia Sudetica, 15, 83–101.
- ŚLIWIŃSKI W., RACZYŃSKI P., WOJEWODA J., 2003. *Sedymentacja utworów epiwarwaryjskiej pokrywy osadowej w basenie północnosudeckim. Sudety Zachodnie: Od wendy do czwartorzędz. 1–8*. WIND, Wrocław.
- TEISSEYRE H., 1957. *Budowa Geologiczna Sudetów Zachodnich*. [W:] M. Książkiewicz (red.) – Regionalna Geologia Polski, tom III, Sudety, s. 178-281, Polskie Towarzystwo Geologiczne.
- WAGNER S., 1961. *Kolumnowa oddzielność porwaków piaskowca w bazalcie z okolicy Wlenia*. Kwartalnik Geologiczny, 5, 1, 217-220.
- WOJEWODA J., 1986. *Fault scarp induced shelf sand bodies in Upper Cretaceous of Intrasudetic Basin*. [In:] 7th IAS Regional Meeting, Kraków, Polish Academy of Sciences, Ossolineum, 31–52.
- WOJEWODA J. 1997. *Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mts*. [In:] Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach, 1, 81–96.
- WOJEWODA J. i MASTALERZ K., 1989. *Ewolucja klimatu oraz allocykliczność i autocykliczność sedymentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach*. Przegląd Geologiczny, 43, 173–180.
- WOJEWODA J., BIAŁEK D., BUCHA M., GŁUSZYŃSKI A., GOTOWAŁA R., KRAWCZEWSKI J. SCHUTTY B., 2011. *Geologia Parku Narodowego Gór Stołowych – wybrane zagadnienia*. [W:] Geoekologiczne Warunki Środowiska Przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych, Wrocław, WIND, 53–96.

Notatki

Notatki