

Permsko-karboński wulkanizm w Sudetach

Marek Awdankiewicz¹



Permian-Carboniferous volcanism in the Sudetes. *Prz. Geol.*, 73: 795–803; doi: 10.7306/2025.85

Abstract. Post-orogenic, post-collisional, intracontinental Permian-Carboniferous volcanism in the Sudetes, Central Europe, marked the transition from the Variscan Orogeny to the continental rifting in the eastern central Pangea. The volcanic rocks are part of volcano-sedimentary successions found in the Intra-Sudetic and North-Sudetic synclinoria. Between 313–287 Ma and culminating around 299 Ma, magmas originated from subduction-modified mantle sources and evolved in crustal magma chambers yielding rhyolitic ignimbrites and lavas with less widespread rocks of andesitic and trachyandesitic compositions. The older volcanic rocks reveal supra-subduction geochemical characteristics, while the younger ones show more pronounced within-plate signatures. Several tens of volcanic centres formed in the region, including lava fields, shield volcanoes, large rhyolite extrusions, ignimbrite caldera, maars and tuff rings, and numerous laccoliths and sills. Volcanic edifices underwent substantial erosion and supplied volcanogenic detritus into local depositional systems, while the caldera acted as an intrabasinal depositional centre. The volcanic rocks are significantly affected by post-volcanic and, mostly, diagenetic alteration. In recent years the extinct Permian-Carboniferous volcanoes became more widely recognized as regional nature attraction and part of the UNESCO Global Geoparks network.

Keywords: post-collisional volcanism, Carboniferous, Permian, Europe, Sudetes

Pod koniec paleozoiku kolizja kontynentów Gondwany i Laurazji doprowadziła do uformowania orogenu waryscyjskiego oraz superkontynentu Pangei. W toku ewolucji waryscyjdów i przyległych części Pangei, w miarę wygasania procesów orogenicznych coraz silniej zaznaczało się rozciąganie litosfery związane z grawitacyjnym kolapsem orogenu, a następnie z ryftingiem kontynentalnym. W efekcie w waryscydach, począwszy od karbonu, rozwijały się liczne baseny śródgórskie, a na północnym przedpolu orogenu uformował się rozległy system basenów kontynentalnych (*Central European Basin System*; np. Mazur i in., 2021). Spektakularnymi skutkami kolizji i późniejszej ekstensji były intensywny plutonizm granitowy i wulkanizm. Aktywność wulkaniczna osiągnęła kulminację na przełomie karbonu i permu (Breitkreuz, Kennedy, 1999; Awdankiewicz i in., 2025).

W środkowej Europie produkty wulkanizmu, głównie ryolity i tufy ryolitowe, występują na obszarze rzędu miliona km² i osiągają miąższość ponad 2 km. Wulkanity te na powierzchni ziemi odsłaniają się w basenach śródgórskich orogenu waryscyjskiego w południowej części kontynentu, a na pozostałym jego obszarze zalegają pod kilkukilometrową pokrywą skał mezozoicznych i są rozpoznawane głównie za pomocą wierceń. Permsko-karbońska prowincja wulkaniczna Europy, ze względu na wyjątkową skalę aktywności, jest zaliczana do tzw. wielkich prowincji magmowych (dokładniej: *a felsic-dominated large igneous province*; Paulick, Breitkreuz, 2005). Wulkanizm permsko-karboński był jednym z ważniejszych czynników kształtujących środowisko tej części Pangei, m.in. poprzez silne zmiany rzeźby powierzchni Ziemi, a w konsekwencji wpływ na przebieg erozji i sedymentacji (Geißler i in., 2008). W kompleksach skalnych Sudetów, we wschodniej części orogenu waryscyjskiego, jest zawarty bogaty zapis tych procesów (Mazur i in., 2006). Mozaikowa budowa

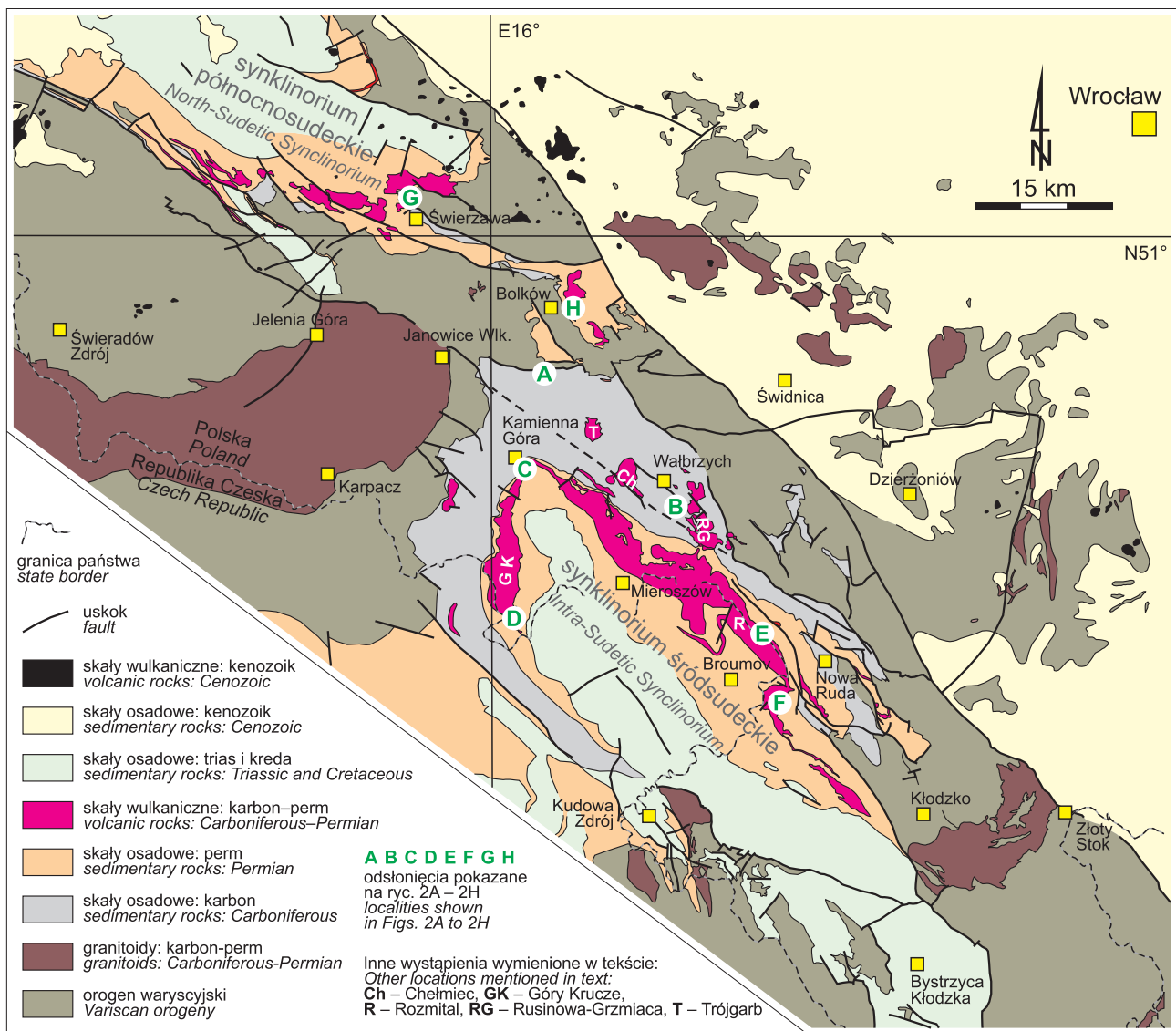
geologiczna krystalicznego fundamentu Sudetów kształtowała się w późnym dewonie i w karbonie w toku kolizji i orogenezy waryscyjskiej. Wśród skał krystalicznych są liczne karbońskie i permskie plutony granitowe (m.in. masywy Karkonoszy, Strzegomia–Sobótka i in.). Pozostałością późno- i postkolizyjnych basenów śródgórskich są synklinoria: śródsudeckie i północnosudeckie. Występujące tu lawy, skały piroklastyczne i intruzje subwulkaniczne dokumentują zróżnicowaną aktywność licznych wulkanów w południowo-wschodniej części permsko-karbońskiej prowincji wulkanicznej Europy.

W artykule przedstawiono syntetyczny zarys aktualnego stanu wiedzy na temat późnopaleozoicznego wulkanizmu w Sudetach (ryc. 1), obejmujący takie zagadnienia, jak: wiek wulkanizmu, procesy i produkty erupcji, typy wulkanów, geneza i dyferencjacja magmy. Wyniki badań opisanych skał wnoszą istotny wkład w poznanie geologii Dolnego Śląska, ewolucji geologicznej tego obszaru w karbonie i permie oraz uwarunkowań i genezy postorogenicznego wulkanizmu kontynentalnego. Wystąpienia skał wulkanicznych w Sudetach stają się też coraz bardziej docenianą atrakcją przyrodniczą regionu, czego wyrazem jest np. niedawne włączenie sudeckiego Geoparku *Kraina Wygastych Wulkanów* do Światowej Sieci Geoparków UNESCO (<https://www.gorykaczawskie.pl/>).

POZYCJA GEOLOGICZNA, WIEK I NASTĘPSTWO SKAŁ WULKANICZNYCH

Permsko-karbońskie serie skalne synklinorium śródsudeckiego (SS) i synklinorium północnosudeckiego (SP) tworzą silikoklastyczne skały osadowe, głównie kontynentalne, podrzędnie płytkomorskie, z przewarstwieniami skał wulkanicznych. Sedymentacja na obszarze SS rozpoczęła się w wizenie, a w SP w stefanie. Łączna miąższość utwo-

¹ Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, plac Maksa Borna 9, 50–204 Wrocław; marek.awdankiewicz@uwr.edu.pl; ORCID ID: 0000-0001-7098-6598



Ryc. 1. Schematyczna mapa geologiczna regionu sudeckiego, ilustrująca rozprzestrzenienie karbońskich i permieńskich skał wulkanicznych (na podstawie: Kodym i in., 1967; Bossowski i in., 1981; Sawicki, 1988; Milewicz i in., 1989 *vide* Awdankiewicz, 2007)
Fig. 1. Schematic geological map of the Sudetes region, illustrating the distribution of the Carboniferous and Permian volcanic rocks (modified from Kodym et al., 1967; Bossowski et al., 1981; Sawicki, 1988; Milewicz et al., 1989 *vide* Awdankiewicz, 2007)

rów karbonu i permu w SS jest rzędu 10 km, a w SP sięga 4 km. Sedymentacja rozwijała się w warunkach klimatu gorącego i wilgotnego w karbonie oraz gorącego i suchego w permie. Dominują zlepieńce, piaskowce i mułowce powstałe w środowiskach stożków napływowych i równin aluwialnych, a w permie okresowych jezior (np. Dziedzic, Teisseyre, 1990). W utworach karbonu SS odsłaniają się stosunkowo nieliczne wystąpienia wulkanitów. Główne ich wychodnie, o miąższości do ok. 700 m, występują w utworach zaliczanych do permu (czerwonego spągowca): w SS w formacji ze Słupca, a w SP w korelowanej z nią formacji Wielistawki (Wojewoda, Mastalerz, 1989). Datowania izotopowe wulkanitów SS i SP, przede wszystkim kwaśnych, wykonywano jak dotąd głównie metodą U-Pb na cyrkonie, techniką SHRIMP. Metodyka ta pozwala uzyskać dobre wyniki wieku skał wulkanicznych, nawet tak przeobrażonych, jak sudeckie. Na obecnym etapie badań (Awdankiewicz i in., 2014a, 2025; Awdankiewicz, 2022) można wyróżnić dwa zasadnicze kompleksy wulkaniczne:

- późnokarboński, datowany na 313 ± 5 – 305 ± 3 Ma, rozpoznany tylko w SS, oraz
- wczesopermski, datowany na okres od ok. 299 do 288 ± 4 Ma, rozpoznany w SS i SP.

Kompleksy te składają się z law, skał piroklastycznych oraz intruzji subwulkanicznych (ryc. 2), przy czym wyraźnie różnią się pod względem dominujących form występowania wulkanitów, typów skał, ich cech geochemicznych i genezy magmy. Naprzemianległe poziomy wulkanitów kwaśnych i pośrednich w utworach czerwonego spągowca były interpretowane jako efekt powtarzających się erupcji „melafirów” i „porfirów” lub „tufów porfirowych” w trzech (SS) lub dwóch (SP) cyklach wulkanicznych (Kozłowski, 1963; Kozłowski, Parachoniak, 1967; Nowakowski, 1968). Jednak w schemacie tym wylewy powierzchniowe były korelowane z intruzjami subwulkanicznymi, zapewne innego wieku, a kolejność umiejscowienia wulkanitów pośrednich i kwaśnych często jest odwrotna od przyjmowanej w „koncepcji cykli” (Dziedzic, 1980; Awdankiewicz, 1999a, b, 2006). Aktualnie następstwo i zmienność

lateralną wulkanitów permu i czerwonego spągowca można interpretować jako efekt działalności kilkudziesięciu centrów aktywności wulkanicznej, z których każde charakteryzowało się specyfiką stylu i produktów erupcji.

WULKANY I PRODUKTY ICH AKTYWNOŚCI

Karboński wulkanizm na obszarze SS był zdominowany przez aktywność kwaśnych magm, w wyniku której przeważnie powstały intruzje subwulkaniczne (Awdankiewicz, 2022 i literatura cytowana). Na zachodnim skrzydle SS w utworach dolnego karbonu znajduje się izolowany lakkolit ryolitowy Starej Białki. Na zachód od Wałbrzycha największy kompleks ryolitowo-ryodacytowy tworzą: lakkolit Chełmca, fakolit Mniszka i dajka Sobiećcina oraz, w stropowej części tej sekwencji, ryodacyty Starego Lesieńca (ryc. 3A). Te ostatnie stanowią formę kryptowulkaniczną – przejściową od intruzji do ekstruzji. Wiek tych skał określono na ok. 313–310 Ma. Młodszy etap aktywności reprezentują niewielkie sille ryodacytowe i andezytowe (ryc. 2A), datowane na ok. 306–305 Ma. Najmłodszy (ok. 293 Ma) jest ryolitowy lakkolit Trójgarbu, usytuowany na północ od Chełmca, związany z permskim wulkanizmem. Obfitość intruzji subwulkanicznych w rejonie Wałbrzycha można wiązać z grubą pokrywą młodych (w okresie rozwoju wulkanizmu) osadów karbonu, które tworzyły swoistą barierę gęstościową, utrudniającą ekstruzję lawy. O syntektonicznej aktywności wulkanizmu i jego związku z przebiegającym w podłożu uskokiem śródsudeckim świadczy występowanie intruzji wśród sfałdowanych skał karbonu, jak też niezgodność erozyjna i kątowa w stropie kompleksu wulkaniczno-osadowego (Grocholski, 1965; Awdankiewicz, 2022).

Odmianą genezę mają wulkanity pasma Rusinowa-Grzmiąca na wschód od Wałbrzycha. Pasma to powstało przypuszczalnie w późnym karbonie w efekcie eksplozyjnej, freatomagmowej aktywności ok. 10 maałów (Nemec, 1981). Dominujące tam tufy ryolitowe stanowią osady spływów, przybojów i opadu piroklastycznego. W młodszych fazach aktywności powstawały drobne, żyłowe intruzje ryolitów (ryc. 2B) i trachyandezytów. Jedyna datowana dotąd żyła ryolitu jest wieku permskiego (ok. 293 Ma; Awdankiewicz, 2022), chociaż nie można wykluczyć późnokarbońskiego wieku głównej, eksplozywnej fazy wulkanizmu. Pierwotne maary są zerodowane (ryc. 3B), a w obecnym poziomie intersekcyjnym odsłaniają się ich głębsze partie – diatremy wypełnione produktami erupcji.

Permski etap wulkanizmu rozpoczął się w zachodniej części SS, a z upływem czasu młodsze wulkany uaktywniły się na pozostałym obszarze SS i SP (Awdankiewicz, 1999a, b). Na zachodnim skrzydle SS wulkanizm miał charakter efuzyjny. W rejonie Kamiennej Góry wylewy bazaltowych trachyandezytów utworzyły niewielki wulkan tarczowy (ryc. 2C, 3C). Młodszy i większy wylew ryolitów Gór Kruczych, datowany na 297,11±0,04 Ma (Opluštil i in., 2016), miał formę asymetrycznej ekstruzji o rozciągłości ok. 15 km i miąższości rzędu 500 m (ryc. 2D, 3D; Awdankiewicz i in., 2003). Wulkan ten podlegał znaczącej erozji i stał się źródłem materiału detrytycznego: w stropie ryolitów jest rozpoznana niezgodność erozyjna, a duże kla-

sty ryolitów występują w leżącej powyżej formacji z Radkowa.

Wulkanizm w środkowej części SS, w rejonie Mieroszowa, był podobny do rozpoznanego w części zachodniej – jego głównym produktem są trachyandezyty, a zasięg jego aktywności był częściowo subwulkaniczny. Stropowe partie tych wulkanitów są częściowo zerodowane i niezgodnie przykryte przez rozległą pokrywę skał piroklastycznych – tufy ryolitowe Gór Suchych. Ich eksplozyjna erupcja stanowiła kulminację permsko-karbońskiego wulkanizmu w Sudetach. Wiek tufów jest szacowany na 299 Ma, a objętość erupcji na ok. 100 km³ magmy (Awdankiewicz, 2004; Awdankiewicz i in., 2025) – dla porównania, objętość produktów erupcji wulkanu Tambora (1815 r.), największej na Ziemi w czasach historycznych, określono na 41 km³ (Kandlbauer i Sparks, 2014). Zdecydowaną większość produktów stanowią pumeksowo-popiołowe osady spływów piroklastycznych – ignimbryty (ryc. 2E). W efekcie erupcji powstała kaldera o średnicy 15 km, usytuowana między Nową Rudą a Broumovem. Dno kalderki stanowiło zagłębienie – równinę aluwialną, a okresowo jezioro – gdzie był znoszony materiał wulkaniczny ze wzniesień erodowanych w otoczeniu. W kolejnej fazie aktywności wokół brzegów kalderki intrudowały liczne sille trachyandezytowe, lokalnie ryolitowe (Rybica Leśna, Łomnica, Głuszycza, Świerki, Tłumaczów w rejonie Nowej Rudy; ryc. 2F). Ryolity Łomnicy są datowane na 298,4±1,5 Ma i 292,6±1,9 Ma (Awdankiewicz i in., 2025). W końcowych fazach permskiego wulkanizmu wewnątrz kalderki Gór Suchych erupcje magm andezytowych tworzyły pierścienie tufowe (ryc. 2E), a poza kalderką, na południowym wschodzie, powstawały lawy i przypowierzchniowe sille bazaltowych andezytów (Awdankiewicz i in., 2014b).

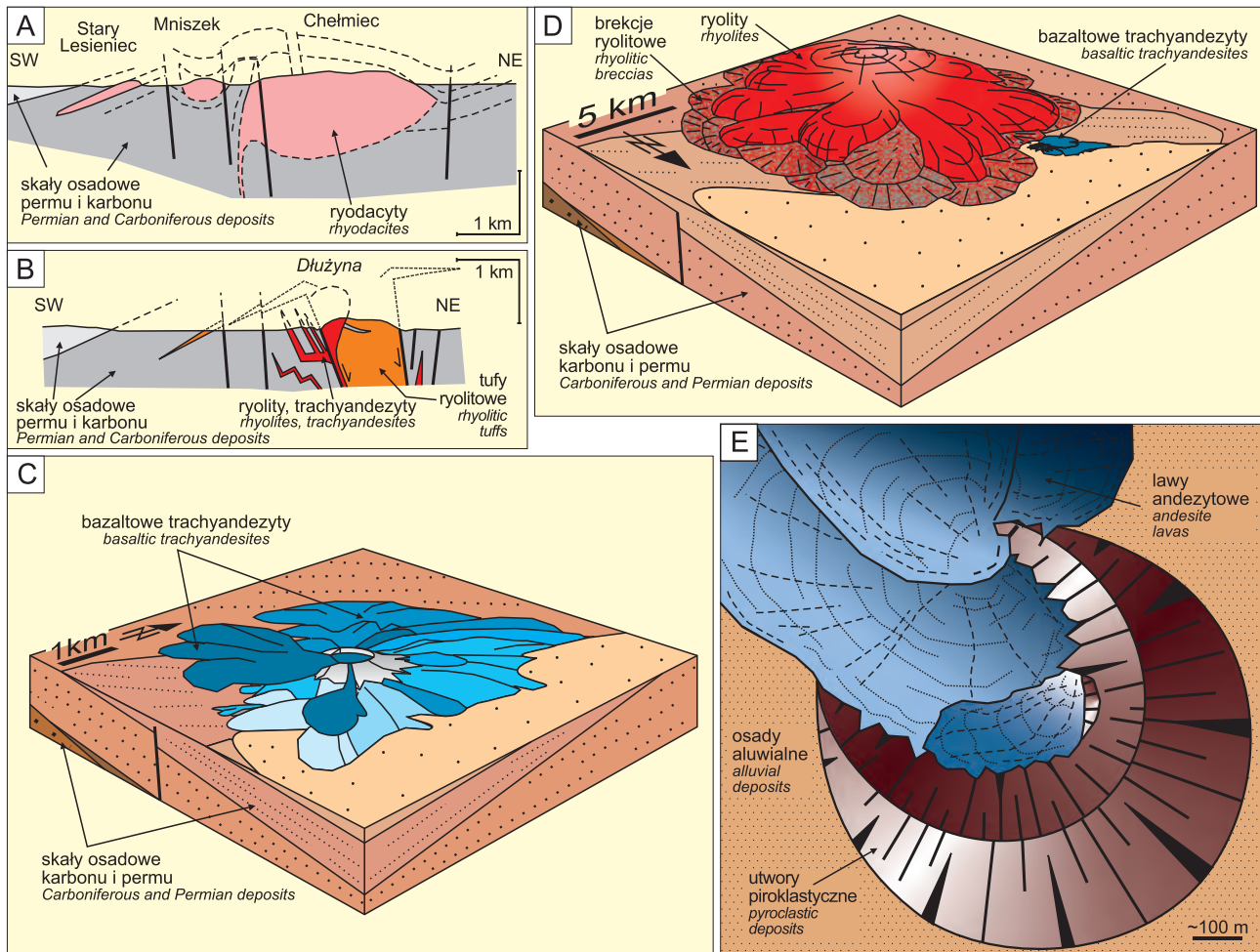
Na obszarze SP wulkanizm ryolitowy jest datowany na 294±3–292±2 Ma, podrzędnie 288±4 Ma. Wulkanity maficzne (bazaltowe andezyty i bazaltowe trachyandezyty) w większości są zapewne młodsze od felzytowych (ryolity; Awdankiewicz, 2006; Awdankiewicz i in. 2014a). Wulkanizm można określić jako bimodalny, ale na zachodzie SP występują tylko ogniwa maficzne, w centrum maficzne i felzytowe, a na wschodzie jedynie felzytowe. Wulkanity maficzne mają formy potoków lawowych *pahoe-hoe* i płytkich intruzji subwulkanicznych (np. silli). Ich erupcje i intruzje były związane z małymi wulkanami szczelinowymi lub tarczowymi, których mogło być w rejonie kilka lub kilkanaście (Awdankiewicz, 2006). Głównym wystąpieniem ryolitów w środkowej części SP jest rozległa pokrywa lawowa na północ od Świerzawy, miejscami podścielona przez tufy ryolitowe, a częściowo zerodowana i przykryta osadami wulkanogenicznymi (Szczepara, 2018). Lokalizację centrów erupcji kwaśnych law wyznaczają ryolity wzgórza Wielisławka (Organy Wielisławskie, ryc. 2G) i towarzyszące im żyły ryolitów. Ryolity Wielisławki mają formę przypowierzchniowej intruzji przypominającej zerodowaną pozostałość kopuły kryptowulkanicznej, umiejscowionej na kontakcie metamorficznych skał podłoża i permsko-karbońskiej pokrywy osadowej (por. Szczepara, 2018). Z kolei ryolity w rejonie Bolkowa tworzą intruzję subwulkaniczną o cechach lakkolitu (Skórzewski, 1981) lub są to, przynajmniej częściowo, lawy i ignimbryty (Pańczyk, 2003). Ryolitom towarzyszą tufy i tefra (ryc. 2H)





Ryc. 2. Odslonięcia karbońskich i permjskich skał wulkanicznych w Sudetach: **A** – górnokarbońskie sille andezytowe (**A**) w dolnokarbońskich zlepieńcach (**Z**) k. Nagórnika na północ od Wałbrzycha; **B** – fałd z płynięcia w żyłę ryolitowej na wzg. Barbarka k. Wałbrzycha w paśmie Rusinowa–Grzmiąca (por. ryc. 3B); **C** – potoki law bazaltowych i trachyandezytowych (**BTa**), miejscami brekcjowatych, z przewarstwieniem tufów trachyandezytowych (**T**) w środkowej części permjskiego wulkanu tarczowego okolic Kamiennej Góry (por. ryc. 3C); **D** – dolna część potoku lawy ryolitowej w Okrzeszynie, w południowej części permjskiej ekstruzji Gór Kruczych (por. ryc. 3D). W profilu widoczne ryolity sferolityczne (**RS**), pęcherzykowe (**RP**) i mikrokrystaliczne (**RM**) z mineralizacją chryzokolą (**Ch**, zielone naskorupienia); **E** – tufy ryolitowe Gór Suchych – ignimbryty, w rejonie Bartnicy; **F** – sille trachyandezytowe (**Ta**) w mułowcach i piaskowcach formacji ze Słupca (**S**) na wzg. Gardzień na południowy zachód od Nowej Rudy; **G** – Organy Wielisławskie – wewnętrzna część permjskiej, przypowierzchniowej intruzji (ekstruzji?) ryolitowej, widoczny wachlarzowo ułożony cios słupowy (struktury pionowe i zbliżone) oraz koncentryczna oddzielność płytowa (powierzchnie subhoryzontalne) na wzg. Wielisławka na północ od Świerzawy; **H** – rytmicznie warstwowane permjskie tufy ryolitowe w rejonie Bolkowa – osady opadów piroklastycznych (**O**) i spływów piroklastycznych (**S**)

Fig. 2. Outcrops of Carboniferous and Permian volcanic rocks in the Sudetes: **A** – upper Carboniferous andesite sills (**A**) in lower Carboniferous conglomerates (**Z**) at a village of Nagórník north of Wałbrzych; **B** – flow fold in a rhyolite vein in the Rusinowa–Grzmiąca belt (cf. Fig. 3B) at Barbarka Hill in Wałbrzych; **C** – basaltic trachyandesite lava flows (**BTa**), locally brecciated, with intercalated basaltic trachyandesite tuff (**T**) in the middle part of the Permian shield volcano near Kamienna Góra (cf. Fig. 3C); **D** – lower part of a rhyolite lava flow at Okrzeszyn in the southern part of the Permian Góry Krucze rhyolite extrusion (cf. Fig. 3D). This section shows spherulitic (**RS**), vesicular (**RP**) and microcrystalline rhyolites (**RM**) with chrysocolla mineralization (**Ch**, greenish); **E** – Góry Suche rhyolitic tuffs – ignimbrites – at Bartnica near Nowa Ruda; **F** – sills of trachyandesite (**Ta**) in mudstones and sandstones of the Słupiec Formation (**S**) at Gardzień Hill south-west of Nowa Ruda; **G** – locality Organy Wielisławskie – an inner part of a Permian rhyolite sub-surface intrusion (extrusion?) with radial columnar joints and concentric platy joints (subvertical and subhorizontal structures, respectively). Wielisławka Hill north of Świerzawa; **H** – rhythmically bedded Permian rhyolitic tuffs near Bolków – pyroclastic fall deposits (**O**) and pyroclastic flow deposits (**S**)



Ryc. 3. Karbońskie i permjskie wulkany Sudetów: **A** – przekrój przez karboński, ryodacytowy kompleks Chelmea na zachód od Wałbrzycha, w większości subwulkaniczny; **B** – przekrój przez zerodowane maary i diatremy ryolitowe pasma Rusinowa–Grzmiąca na wschód od Wałbrzycha; **C** – wizualizacja permjskiego, trachyandezytowego wulkanu tarczowego w okolicy Kamiennej Góry; **D** – wizualizacja permjskiej ekstruzji ryolitowej Gór Kruczych; **E** – wizualizacja permjskiego, andezytowego pierścienia tufowego z Rozmítala k. Broumova (wg Awdankiewiczza, 1999a, b, 2004; Awdankiewiczza i in., 2003, 2014b)

Fig. 3. Carboniferous and Permian volcanoes of the Sudetes: **A** – cross-section of the mostly subvolcanic rhyodacite complex of Chelmiec west of Wałbrzych; **B** – cross-section of eroded maars and diatremes of the Rusinowa–Grzmiąca belt east of Wałbrzych; **C** – visualization of the Permian basaltic trachyandesite shield volcano near Kamienna Góra; **D** – visualization of the Permian Góry Krucze rhyolite extrusion; **E** – visualization of the Permian andesite tuff ring from Rozmítal near Broumov (after Awdankiewicz, 1999a, b, 2004; Awdankiewicz et al. 2003, 2014b)

pochodzące z erupcji eksplozywnych, które osadziły się w wyniku opadu lub sfluwów piroklastycznych.

GEOCHEMIA I PETROLOGIA SKAŁ WULKANICZNYCH

Permsko-karbońskie wulkanity Sudetów są reprezentowane przez skały kwaśne i pośrednie o znacznym urozmaiceniu petrograficznym (ryc. 4). Pośrednie wulkanity Sudetów, wcześniej zaliczane do „melafirów”, w latach 60. XX w. zostały określone jako „trachybazalty” zgodnie ze stosowaną wówczas klasyfikacją skał wulkanicznych Smulikowskiego (1934, *vide* Nowakowski, 1968). System klasyfikacyjny wulkanitów został jednak zmieniony i począwszy od lat 80. XX w. skały wulkaniczne są klasyfikowane według innych kryteriów, zgodnie z rekomendacjami Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych (IUGS). Na nowo zostały też zdefiniowane nazwy skał wulkanicznych (Le Maitre, 2002). Stosując wymiennie rekomendacje, żadnej ze skał wulkanicznych karbonu czy permu Sudetów nie można określić jako bazalt lub trachybazalt.

Na obszarze SS występują dwie serie magmowe: starsza (wapniowo-alkaliczna) oraz młodsza (permska, słabo alkaliczna). Serię wapniowo-alkaliczną tworzą ryodacyty, podrzędnie andezyty i bazaltowe andezyty (Awdankiewicz, 1999a, b). Skały te mają cechy geochemiczne wulkanitów zbieżnych granic płyt litosferycznych.

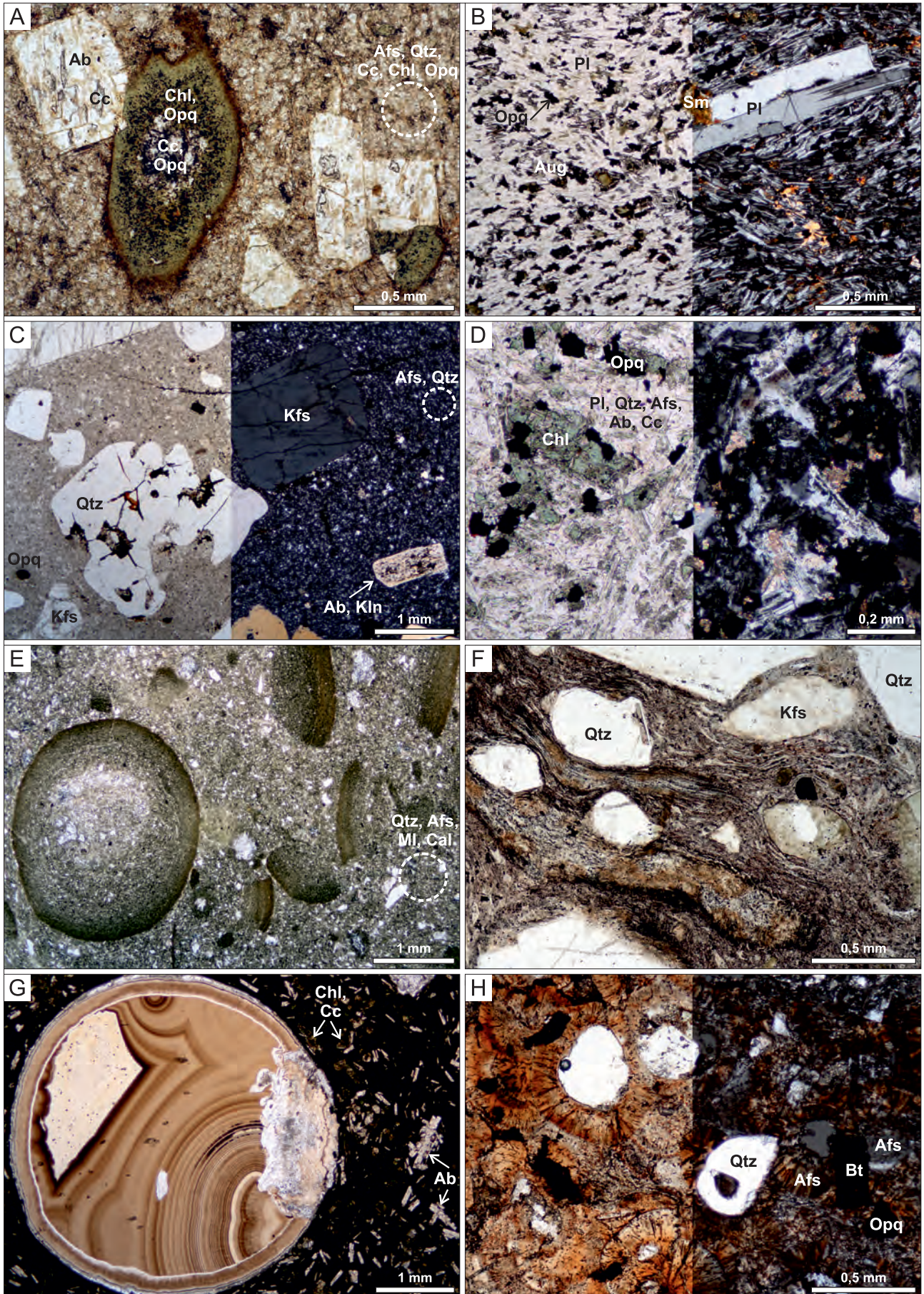
W serii słabo alkalicznej dominują tufy ryolitowe i ryolity, mniej liczne są trachyandezyty, bazaltowe trachyandezyty i andezyty. Skały tej serii mają cechy geochemiczne wulkanitów wewnątrzpłytkowych, jednak zmieniają się one w kierunku wulkanitów zbieżnych granic płyt, szczególnie w ogniwach kwaśnych. Magmy macierzyste obydwu serii wytopiły się z podobnych źródeł płaszczowych, raczej płytko położonych, lecz o zmiennym stopniu wytopienia, wyższym serii wapniowo-alkalicznej. Podobieństwa geochemiczne do wulkanitów zbieżnych granic płyt nie mogą być bezpośrednio związane z subdukcją – taką interpretację raczej wyklucza późnoorogeniczny, postoklidyjny charakter wulkanizmu. Nadszubdukcyjne sygnatury geochemiczne wulkanitów można w tym wypadku uznać za swoiste echo wcześniejszych procesów subdukcji poprzedzających kolizję waryscyjską.

Subdukcja spowodowała metasomatozę lub i kontaminację płaszcza pod Sudetami materiałem skorupy kontynentalnej, a magma wytapiana z tego płaszcza w czasie późniejszej ekstensji postoklidyjnej odziedziczyła cechy geochemiczne źródeł płaszczowych. Podobne cechy geochemiczne mogą być także efektem kontaminacji magmy w procesach dyferencjacji w skorupie kontynentalnej. Wyniki modelowania geochemicznego sugerują jednak, że dominującym procesem prowadzącym do powstania

→

Ryc. 4. Mikrofotografie skał wulkanicznych (A, E, F, G – bez analizatora; B, C, D, H – lewa część pola widzenia bez analizatora, prawa przy skrzyżowanych polaryzatorach): **A** – porfirowaty ryodacyt ze Starego Lesieńca na W od Wałbrzycha. Widoczne pseudomorfozy chlorytowe po fenokryształach minerałów maficznych i albitowe po fenokryształach plagioklazów w mikrokrystalicznym tle skalnym składającym się głównie ze skałeni alkalicznych i kwarcu; **B** – bazaltowy trachyandezyt z okolic Kamiennej Góry. Fenokryształ plagioklazu w mikrokrystalicznym tle skalnym utworzonym z plagioklazów, augitu i minerałów nieprzeźroczystych (tytanomagnetyt, ilmenit). Oliwin oraz interstycjalne szkliwo zostały zastąpione przez smektyty; **C** – porfirowaty ryolit z Łomnicy na południe od Wałbrzycha. Fenokryształy kwarcu i skałeni potasowego, podrzędnie zalbityzowane plagioklasy, w mikrokrystalicznym tle ze skałeni alkalicznych i kwarcu; **D** – trachyandezyt z Grzęd zawierający chlorytowe pseudomorfozy po piroksenach, minerały nieprzeźroczyste (tytanomagnetyt, ilmenit), częściowo zalbityzowane, tabliczkowe plagioklasy oraz interstycjalny kwarc, skałen alkaliczny i kalcyt; **E** – tuf z lapillami akrecyjnymi (i ich fragmentami) z zespołu tufów ryolitowych Gór Suchych; Raszków na południe od Nowej Rudy; **F** – spieczony ignimbryt z zespołu tufów ryolitowych Gór Suchych z okolic Mieroszowa. Widoczna tekstura eutaktykowa – zrekrystalizowane i silnie spłaszczony szkliwo wulkanicznego i drobnego pumeksu wśród kryształoklastów kwarcu i skałeni potasowego; **G** – bazaltowy andezyt o teksturze migdałowej z okolic Świerzawy. Widoczny pęcherzyk pogazowy wypełniony pasiastym chalcedonem (agat). W otaczającym go nieprzeźroczystym tle skalnym (przeobrażone szkliwo wulkaniczne z tlenkami Fe-Ti) są widoczne albitowe pseudomorfozy po plagioklasy i chlorytowo-kalcytowe po minerałach maficznych; **H** – ryolit sferolityczny z okolic Różanej na północ od Świerzawy. Wśród sferolitów skałeni alkalicznego widać mikrofenokryształy kwarcu i biotyty; **Ab** – albit, **Afs** – skałen alkaliczny, **Aug** – augit, **Bt** – biotyt, **Cc** – kalcyt, **Chl** – chloryt, **Kfs** – skałen potasowy, **Kln** – kaolinit, **MI** – minerały ilaste, **Opq** – minerały nieprzeźroczyste, **Pl** – plagioklaz, **Qtz** – kwarc, **Sm** – smektyt

Fig. 4. Photomicrographs of the volcanic rocks (A, E, F, G – plane-polarized light; B, C, D, H – mosaics of images taken with plane-polarized light at the left part of the field of view, and with crossed polarizers at the right): **A** – porphyritic rhyodacite from Stary Lesieniec west of Wałbrzych. Chlorite pseudomorphs after mafic minerals, and albitized plagioclase phenocrysts are set in a microcrystalline groundmass of, mainly, alkali feldspars and quartz; **B** – basaltic trachyandesite from the vicinity of Kamienna Góra. Plagioclase phenocryst set in a microcrystalline groundmass of plagioclase laths, augite and opaques (titanomagnetite, ilmenite). Smectites replace primary olivine and interstitial glass; **C** – porphyritic rhyolite from Łomnica south of Wałbrzych. Phenocrysts of embayed quartz, K-feldspar and minor albitized plagioclase are set in microcrystalline groundmass of alkali feldspars and quartz; **D** – trachyandesite from Grzędy, composed of chlorite pseudomorphs after pyroxene, opaques (titanomagnetite, ilmenite), partly albitized plagioclase plates and interstitial quartz, alkali feldspar, and calcite; **E** – tuff with accretionary lapilli (and their fragments) from the Góry Suche rhyolitic tuff unit; Raszków south of Nowa Ruda; **F** – welded ignimbrite from the Góry Suche rhyolitic tuff unit near Mieroszów. This rock shows the eutaxitic texture – recrystallized, strongly flattened pumice and glass shards among quartz and K-feldspar crystals; **G** – amygdaloidal basaltic andesite from the vicinity of Świerzawa. The vesicle shown is filled by banded chalcedony (agate). The host rock contains albitized plagioclase laths and chlorite-calcite pseudomorphs after mafic minerals set in opaque groundmass of altered glass stained with abundant Ti-Fe oxides; **H** – spherulitic rhyolite from Różana north of Świerzawa. Microphenocrysts of quartz and biotite are set in a groundmass of numerous alkali feldspar spherulites; **Ab** – albite, **Afs** – alkali feldspar, **Aug** – augite, **Bt** – biotite, **Cc** – calcite, **Chl** – chlorite, **Kfs** – K-feldspar, **Kln** – kaolinite, **MI** – clay minerals, **Opq** – opaque minerals, **Pl** – plagioclase, **Qtz** – quartz, **Sm** – smectite



magm pośrednich i kwaśnych, zarówno w serii wapniowo-alkalicznej, jak i słabo alkalicznej, była frakcjonalna krystalizacja – w serii starszej plagioklazów i piroksenów z udziałem biotyту i hornblendy, a w serii młodszej plagioklazów i piroksenów z udziałem skalenia potasowego. Cechy teksturalne fenokryształów (obwódki reakcyjne, budowa pasowa, tekstury sitowe) wskazują również na wpływ innych procesów, np. mieszanie magm.

Na zachodzie SS są niemal wyłącznie bazaltowe trachyandezyty i ryolity. W centrum występuje najbardziej urozmaicony kompleks skał z przewagą trachyandezytów, a na południowym wschodzie brak bazaltowych trachyandezytów. Te różnice w produktach erupcji permskich wulkanów w różnych częściach SS można wiązać ze specyficznym przebiegiem i stopniem zaawansowania procesów dyferencjacji w systemach magmowych zasilających poszczególne centra erupcji. Podobne poglądy dotyczące źródeł, genezy i dyferencjacji magmy na obszarze SS przedstawili Ulrych i in. (2004), wskazując jednak na silniejszy wpływ skorupy kontynentalnej i asymilacji-frakcjonalnej krystalizacji.

Geneza i dyferencjacja magmy w SP i SS były odmienne (Awdankiewicz, 2006). Wulkanity permskie SP reprezentują bimodalną, wysokopotasową serię wapniowo-alkaliczną, wyraźnie różnicującą się na ogniwo maficzne (bazaltowe andezyty, podrzędnie bazaltowe trachyandezyty) i felzytowe (ryolity, podrzędnie tufy ryolitowe). Skały maficzne mają cechy geochemiczne pośrednie między wulkanitami wewnątrzplądowymi, a związanymi z aktywnymi krawędziami kontynentów. Różnice geochemiczne świadczą o innych źródłach magmy w SP i SS. Jednak w SP, podobnie jak w SS, pochodziły one zapewne z płaszczka ponad strefą subdukcji, zmetasomatyzowanego na wcześniejszych etapach rozwoju orogenu waryscyjskiego. Dyferencjacja magmy w SP przebiegała głównie pod wpływem frakcjonalnej krystalizacji, przy zmiennym dopływie magmy pierwotnej oraz z udziałem asymilacji skał skorupy kontynentalnej. Magmy ryolitowe powstawały w efekcie frakcjonalnej krystalizacji i intensywnej asymilacji (Pańczyk, 2003; Szczepara, 2018).

Charakterystyczną cechą permsko-karbońskich wulkanitów sudeckich są ich silne przeobrażenia (ryc. 4). Niezmienione skały z grupy andezytów-trachyandezytów, zawierające dobrze zachowane minerały pierwotne (plagioklaz o składzie labradoru-oligoklaz, augit, rzadziej enstatyt i oliwin) spotyka się rzadko. Minerały maficzne i szkliwo wulkaniczne zwykle są zastąpione przez chloryty lub minerały ilaste ze zmiennym udziałem węglanów i tlenków Fe, podczas gdy plagioklasy są zalbityzowane lub też zastąpione przez serycyt, kaolinit i węglany. Podobne przeobrażenia obserwuje się w ryodacytach, ryolitach i tufach ryolitowych. Z przeobrażeniami jest powiązane występowanie mineralizacji krzemionkowej, szczególnie agatów rozpowszechnionych w SP. Przeobrażenia tych wulkanitów często są określane jako pomagmowe, spowodowane przez powulkaniczne fluidy hydrotermalne. Jednak wstępne datowania seladonitu z „migdałowców” w Lubiechowej na zachód od Świerzawy wykazały ich młody wiek – w zakresie 253–178 Ma (Pekala i in., 2003). Podobnie apatyt z trachyandezytów Głuszycy w rejonie Nowej Rudy został datowany metodą trakovą na 182–161 Ma (Powolny i in., 2022). Można sądzić, że przeobrażenia tych wulkanitów jedynie częściowo były pomagmowe *sensu*

stricto, a w większej mierze zachodziły później, w procesach diagenety rozciągniętych w czasie od permu po jurę.

PODSUMOWANIE

Postorogeniczny, postkolizyjny, wewnątrzplądowy, kontynentalny wulkanizm w Sudetach pod koniec paleozoiku nastąpił w okresie przejściowym od orogenezy waryscyjskiej do kontynentalnego ryftingu we wschodniej części centralnej Pangei. Skały wulkaniczne są częścią miąższych sukcesji wulkaniczno-osadowych dwóch synklinoriów: śródsudeckiego i północnosudeckiego, które rozwijały się jako postwaryscyjskie baseny śródgórskie. Wulkanizm został zapoczątkowany w późnym karbonie (ok. 313 Ma), osiągnął kulminację na przełomie karbonu i permu (299 Ma) i wygasł we wczesnym permie (287 Ma).

Płaszczowe źródła magmy zostały ukształtowane przy udziale procesów subdukcji poprzedzających waryscyjską kolizję kontynentów. Środowisko pogrubionej skorupy kontynentalnej w strefie kolizji sprzyjało zaawansowanej dyferencjacji magmy i powstawaniu magm wzbogaconych w krzemionkę. Skały kwaśne, felzytowe (ryodacyty, ryolity, tufy ryolitowe) ilościowo przeważają nad skałami pośrednimi i maficznymi (różne odmiany trachyandezytów i andezytów). Starsze wulkanity, karbońskie, wykazują cechy geochemiczne podobne do wulkanitów zbieżnych granic płyt, odziedziczone z płaszczowych źródeł magmy. Młodsze serie wulkaniczne mają silniej zaznaczone cechy geochemiczne wulkanitów wewnątrzplądowych. Erupcje efuzywne i eksplozywne magm o zmiennym składzie, głównie w środowiskach równin aluwialnych, zaowocowały powstaniem różnych form wulkanicznych. Rozpoznano m.in. pokrywy lawowe i kopuły lawowe, rozległe ekstruzje ryolitowe, małe wulkany tarczowe, maary, pierścienie tufowe i kalderę ignimbrytową. Znaczna miąższość pokrywy osadowej w sąsiedztwie i podłożu wulkanów warunkowała powstawanie na niewielkich głębokościach pod powierzchnią ziemi intruzji subwulkanicznych (lakolitów i silli) oraz form przejściowych od intruzji do ekstruzji (kopuły kryptowulkanicznych).

Sekwencje wulkaniczne sudeckich synklinoriów wykazują znaczną zmienność lateralną pod względem wieku, stylu aktywności, form wulkanicznych i geochemii skał wulkanicznych. Różnice te pokazują, że ewolucja wulkanizmu, nawet w bezpośrednio sąsiadujących basenach, może przebiegać odmiennie, jeśli chodzi o genezę magmy, rozwój lokalnych systemów zasilających wulkany, a także procesy depozycji skał wulkanicznych.

Charakterystyczną cechą permsko-karbońskich wulkanitów sudeckich są zaawansowane przeobrażenia, które po części rozwijały się pod wpływem procesów pomagmowych, ale przeważnie w wyniku procesów diagenetycznych. Efektem tych procesów jest zastępowanie pierwotnych minerałów (plagioklazów, oliwinu, piroksenów) i szkliwa w skałach wulkanicznych przez minerały wtórne, jak albit, chloryt, minerały ilaste i węglany. Z przeobrażeniami jest związana lokalnie intensywna mineralizacja krzemionkowa (agaty).

Wulkanity Sudetów wciąż stawiają przed badaczami nowe wyzwania, szczególnie w zakresie problematyki geochronologicznej i geologicznej (potrzebne są bardziej wiarygodne i precyzyjne datowania skał oraz weryfikacja następstwa wulkanitów i ewolucji procesów wulkanicz-

nych), jak i zagadnień petrologiczno-geochemicznych (weryfikacja istniejących modeli petrogenetycznych z wykorzystaniem metod izotopowych, odtworzenie złożonych procesów powstawania magmy w środowiskach kontynentalnych).

Przygotowanie artykułu było finansowane z subwencji badawczej MNiSW dla ING UW. Autor dziękuje Recenzentom: A. Muszyńskiemu i Anonimowemu Recenzentowi za cenne uwagi oraz sugestie uzupełnień i poprawek.

LITERATURA

- AWDANKIEWICZ M. 1999a – Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. *Geologia Sudetica*, 32: 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. *Geologia Sudetica*, 32: 83–111.
- AWDANKIEWICZ M., KUROWSKI L., MASTALERZ K., RACZYŃSKI P. 2003 – The Intra-Sudetic Basin – a record of sedimentary and volcanic processes in late- to post-orogenic tectonic setting. *Geolines*, 16: 165–183.
- AWDANKIEWICZ M. 2004 – Sedimentation, volcanism and subvolcanic intrusions in a late Palaeozoic intramontane trough (the Intra-Sudetic Basin, SW Poland). *Geological Society, London, Special Publications*, 234: 5–11.
- AWDANKIEWICZ M. 2006 – Fractional crystallization, mafic replenishment and assimilation in crustal magma chambers: geochemical constraints from the Permian postcollisional intermediate-composition volcanic suite of the North-Sudetic Basin (SW Poland). *Geologia Sudetica*, 38: 39–61.
- AWDANKIEWICZ M. 2007 – Late Palaeozoic lamprophyres and associated mafic subvolcanic rocks of the Sudetes (SW Poland): petrology, geochemistry and petrogenesis. *Geologia Sudetica*, 39: 11–97.
- AWDANKIEWICZ M. 2022 – Polyphase Permo-Carboniferous magmatism adjacent to the Intra-Sudetic Fault: constraints from U-Pb SHRIMP zircon study of felsic subvolcanic intrusions in the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. *International Journal of Earth Sciences*, 111: 2199–2224.
- AWDANKIEWICZ M., KRYZA R., SZCZEPARA N. 2014a – Timing of post-collisional volcanism in the eastern part of the Variscan Belt: constraints from SHRIMP zircon dating of Permian rhyolites in the North-Sudetic Basin (SW Poland). *Geological Magazine*, 151: 611–628.
- AWDANKIEWICZ M., AWDANKIEWICZ H., RAPPRIICH V., STÁRKOVÁ M. 2014b – A Permian andesitic tuff ring at Rožmitál (the Intra-Sudetic Basin, Czech Republic) – evolution from explosive to effusive and high-level intrusive activity. *Geological Quarterly*, 58: 759–778.
- AWDANKIEWICZ M., PAŃCZYK M., PLOCH I., RACZYŃSKI P., AWDANKIEWICZ H., GÓRECKA-NOWAK A., PAWLAK W., PERYT T. 2025 – Timing of post-orogenic silicic volcanism in the eastern part of the European Variscides: constraints from SHRIMP U-Pb zircon study of the Permo-Carboniferous Góry Suche Rhyolitic Tuffs (the Intra-Sudetic Basin). *International Journal of Earth Sciences*, 114: 75–98.
- BOSSOWSKI A., CYMERMAN Z., GROCHOLSKI A., IHNATOWICZ A. 1994 – Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25000. *Arkusz Jedlina Zdrój*. Wydawnictwo Kartograficzne Polskiej Agencji Ekologicznej S.A., Warszawa.
- BREITKREUZ C., KENNEDY A. 1999 – Magmatic flare-up at the Carboniferous/Permian boundary in the NE German Basin revealed by SHRIMP zircon ages. *Tectonophysics*, 302: 307–326.
- DZIEDZIC K. 1980 – Subvolcanic intrusions of Permian volcanic rocks in the central Sudetes. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 8: 1182–1200.
- DZIEDZIC K., TEISSEYRE A.K. 1990 – The Hercynian molasse and younger deposits in the Intra-Sudetic Depression, SW Poland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 179: 285–305.
- GEIBLER M., BREITKREUZ C., KIERSNOWSKI H. 2008 – Late Paleozoic volcanism in the central part of the Southern Permian Basin (NE Germany, W Poland): facies distribution and volcano-topographic hiatus. *International Journal of Earth Sciences*, 97: 973–89.
- GROCHOLSKI A. 1965 – Wulkanity niecki wałbrzyskiej w świetle badań strukturalnych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 191. Z badań Geologicznych na Dolnym Śląsku, 12: 5–68.
- KANDLBAUER J., SPARKS R.S.J. 2014 – New estimates of the 1815 Tambora eruption volume. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 286: 93–100.
- KODYM O., FUSÁN O., MATĚJKA A. (red.) 1967 – Geological Map of Czechoslovakia 1: 500 000, West. Ústřední ústav geologický, Praha.
- KOZŁOWSKI S. 1963 – Geologia wulkanitów permjskich w centralnej części niecki śródsudeckiej. *Komitet Nauk Geologicznych PAN, Prace Geologiczne*, 14: 5–84.
- KOZŁOWSKI S., PARACHONIAK W. 1967 – Permjski wulkanizm w depresji północnosudeckiej. *Prace Muzeum Ziemi, Prace Petrograficzne i Geologiczne*, 11: 191–221.
- LE MAITRE R.W. (red.), BATEMAN P., DUDEK A., KELLER J., LAMEYRE J., LE BAS M.J., SABINE P.A., SCHMID R., SORENSEN H., STREICKEISEN A., WOOLEY A.R., ZANETTIN B. 2002 – A classification of volcanic rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford.
- MAZUR S., MALINOWSKI M., MAYSTRENKO Y.P., GAĞAŁA Ł. 2021 – Preexisting lithospheric weak zone and its impact on continental rifting – the Mid-Polish Trough, Central European Basin System. *Glob Planet Change*, 198, 103417.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., OBERC-DZIEDZIC T. 2006 – The Variscan Orogen in Poland. *Geological Quarterly*, 50: 89–118.
- NEMEC W. 1981 – Problem genezy i wieku skał wulkanoklastycznych na wschodzie niecki wałbrzyskiej. [W:] *Dziedzic K. (red.), Problemy wulkanizmu hercyńskiego w Sudetach Środkowych. Materiały Konferencji Terenowej. Ziemia Wałbrzyska*, 30–31.05.1981. Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego: 92–105.
- MILEWICZ J., SZAŁAMACHA J., SZAŁAMACHA M. 1989 – Mapa geologiczna Polski 1:200 000. B – mapa bez utworów czwartorzędowych. *Arkusz Jelenia Góra*. Wyd. Geol., Warszawa.
- NOWAKOWSKI A. 1968 – Wulkanity permjskie Gór Suchych w niecce śródsudeckiej. *Geologia Sudetica*, 4: 299–408.
- OPLUŠTIL S., SCHMITZ M., KACHLÍK V., ŠTAMBERG S. 2016 – Re-assessment of lithostratigraphy, biostratigraphy and volcanic history of the Late Paleozoic Intra-Sudetic, Krkonoše-Piedmont and Mnichovo Hradiště basins (Czech Republic) based on new U-Pb CA-ID-TIMS ages. *Bulletin of Geosciences*, 91: 399–432.
- PAŃCZYK M. 2003 – Petrogenesis of the Permocarboniferous volcanic rocks in the Bolków area (Kaczawa Mtns, Poland). *Rozprawa doktorska, Uniwersytet Warszawski*: 139.
- PAULICK H., BREITKREUZ C. 2005 – The Late Paleozoic felsic lava-dominated large igneous province in northeast Germany: volcanic facies analysis based on drill cores. *International Journal of Earth Sciences*, 94 (5): 834–850.
- PEKALA M., WÓJTOWICZ A., MICHALIK M. 2003 – Post-eruptive history of Lower Permian volcanic rock (trachybasalt from Lubiechowa; the North-Sudetic Basin). *Special Papers*, 23: 145–7.
- POWOLNY T., DUMAŃSKA-SŁOWIK M., ANCZKIEWICZ A.A., SIKORSKA-JAWOROWSKA M. 2022 – Origin and timing of spilitic alterations in volcanic rocks from Głuszycza Górna in the Intra-Sudetic Basin, Poland. *Scientific Reports*, 12, 11745.
- SAWICKI L. 1988 – Mapa geologiczna Polski 1:200 000. B – mapa bez utworów czwartorzędowych. *Arkusz Kłodzko*. Wyd. Geol., Warszawa.
- SKURZEWSKI A. 1981 – Permjskie skały wulkaniczne w rejonie Bolkowa. *Kwartalnik Geologiczny*, 25: 317–334.
- SZCZEPARA N. 2018 – Geologia i petrologia permjskich skał wulkanicznych rejonu Świerzawy i Nowego Kościola w niecce północnosudeckiej. *Rozprawa doktorska, Uniwersytet Wrocławski*: 164.
- ULRYCH J., FEDIUK F., LANG M., MARTINEC P. 2004 – Late Palaeozoic volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, Bohemian Massif: petrological and geochemical characteristics. *Chemie der Erde Geochem*, 64: 127–153.
- WOJEWODA J., MASTALERZ K. 1989 – Ewolucja klimatu oraz alloctykliczność i autocykliczność sedimentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach. *Przegląd Geologiczny*, 37 (4): 173–180.

Praca wpłynęła do redakcji 14.02.2025 r.
Akceptowano do druku 30.04.2025 r.