

Nowe dane o wieku i petrologii kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich

Janusz Badura¹, Zoltan Pécskay², Ewa Koszowska³, Anna Wolska³, Witold Zuchiewicz³,
Bogusław Przybylski¹



J. Badura



Z. Pécskay



E. Koszowska



A. Wolska



W. Zuchiewicz



B. Przybylski

New data on age and petrological properties of Lower Silesian Cenozoic basaltoids, SW Poland. *Prz. Geol.*, 54: 145–153.

S u m m a r y. Fifteen samples of basaltoid rocks have been analysed from the Lower Silesia, SW Poland, some of them from localities close to the Sudetic Marginal Fault. K–Ar datings have been made on whole rock samples, using the methodology applied by the Institute of Nuclear Research, Hungarian Academy of Sciences, Debrecen, Hungary. Most of the samples give ages ranging between 21–38 Ma, whereas that derived from a borehole in the Mokrzeszów Graben has been dated to 44 Ma. Another borehole sample (Jeżów Sudecki B–5), close to the Intrasudetic Fault, is of 59 Ma age. On the other hand, the supposedly „Quaternary” basaltoids from Dębowiec area fall into the interval of 29–30 Ma. The southeasternmost occurrences of the Lower Silesian basaltoids at Nowa Cerekiew display two generations of effusive activity: the older lava flows (26 Ma) are cut by plugs dated to 22 Ma. The Oligocene–Lower Miocene (26–33 Ma, 20–24 Ma) rocks represent alkali basalts and basanites. The alkali basalts consist of phenocrysts of olivine (chrysolite), altered to a different degree, and clinopyroxene (salite). In the matrix, clinopyroxene (Ti–salite), olivine (hyaloserite), plagioclases (labradorite–andesine), and opaque minerals (titanomagnetite, ilmenite) occur. The basanites contain phenocrysts of altered olivine (chrysolite) and clinopyroxene (salite). Their matrix consists of clinopyroxene (Ti–salites), olivine (hyaloserite), nepheline, plagioclases (bytownite–andesine), and opaque minerals. On the TAS diagram, samples of the studied basaltoids plot mainly in the fields of basalts and basanites/tephrites. The bimodality of some samples falling into two fields of basalts and basanites/nephelinites on the TiO₂/Zr–Nb/y diagram results from their distinct geochemical signature.

Key words: basaltoids, K–Ar dating, petrology, geochemistry, Cenozoic, Lower Silesia, SW Poland

Kenozoiczne skały wulkaniczne występują powszechnie na obszarze Dolnego Śląska i Śląska Opolskiego. Większość znanych wystąpień tych skał grupuje się w obręb zachodniej części bloku przedsudeckiego oraz w Sudetach. Celem niniejszej pracy jest przedstawienie nowych wyników datowań radiometrycznych oraz studiów mineralogiczno-petrologiczno-geochemicznych bazaltoidów Dolnego Śląska odsłaniających się między rejonem Złotoryi na NW i Nową Cerkwią na SE.

Stan dotychczasowych badań

Kenozoiczne skały wulkaniczne Dolnego Śląska i Śląska Opolskiego, w większości bazaltoidy i ich piroklastyki, występują na obszarze rozciągającym się od zachodniej granicy państwa po Górę Świętej Anny na wschodzie (ryc. 1), wyznaczając wschodnią część środkowoeuropejskiej prowincji wulkanicznej, przeszło 700 km długości,

usytuowanej na przedpolu alpidów między G. Eifel i Bramą Morawską (Cwojdzński & Jodłowski, 1982; Blusztajn & Hart, 1989). W ujęciu Kopeckiego (1966, 1978), strefa ta należy do brzeżnej części systemu ryftowego, rozciągającego się od Rowu Renu poprzez Niemcy i Czechy na obszar Polski. W Czechach należy do niej strefa wulkanicznego ryftu Ohře/Eger, przedłużająca się ku NE w zapałdisko Żytawy–Bogatyni na pograniczu polsko-niemieckim (Alibert i in., 1987; Ulrych i in., 1999).

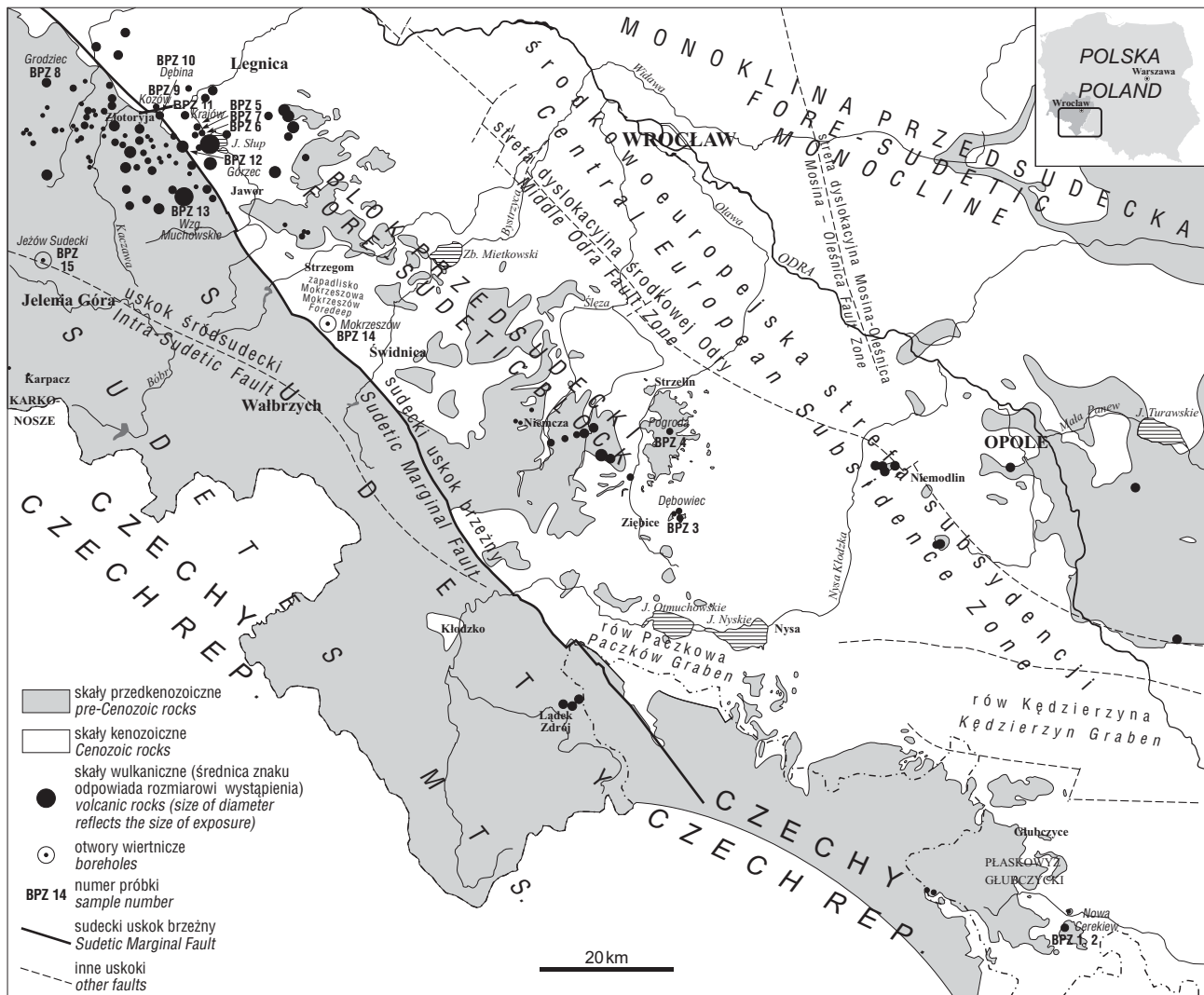
Wyniki dotychczasowych badań mineralogicznych i petrologicznych bazaltoidów Dolnego Śląska są omówione w licznych pracach (por. Birkenmajer, 1967; Bolewski & Parachoniak, 1982; Kozłowska-Koch, 1987; Wierchołowski, 1993; Badura & Przybylski, 2004 i literatura tam cytowana). Obecność kenozoicznych skał wulkanicznych w SW Polsce wiązano z głęboko założonymi uskokiemi, zwracając zarazem uwagę na „plamowe” koncentracje odsłoneń i wystąpień podpowierzchniowych (Cwojdzński & Jodłowski, 1982; Dyjor & Kościółko, 1986). Cwojdzński i Jodłowski (1982) wyróżnili trzy rejonu wyraźnej koncentracji skał bazaltowych: Żytawa–Zgorzelec–Lubań, Legnica–Jawor–Złotoryja oraz Strzelin–Ziębice. Pojedyncze wystąpienia bazaltoidów są znane z rejonu Karkonoszy, Łącka Zdroju oraz Płaskowyzu Głubczyckiego. Odrębną geograficznie grupę tworzą bazaltoidy Śląska Opolskiego.

Na obszarze Dolnego Śląska zidentyfikowano dotychczas 314 odsłoneń bazaltoidów, w tym: 156 drobnych żył (dajki, sille), 89 potoków lawowych, 44 neki, 22 czopy oraz 3 izolowane wystąpienia tufów i konglomeratów wul-

¹Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 50-122 Wrocław; Janusz.Badura@pgi.gov.pl, Boguslaw.Przybylski@pgi.gov.pl

²Institute of Nuclear Research of the Hungarian Academy of Sciences, 4001 Debrecen, Bem tér 18/C, Hungary; pecskey@namafia.atomki.hu

³Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Oleandry 2A, 30-063 Kraków; ewa@ing.uj.edu.pl, wolska@ing.uj.edu.pl, witold@ing.uj.edu.pl



Ryc. 1. Występowanie kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich i miejsca pobrania próbek
 Fig. 1. Distribution of Cenozoic basaltoids in the Lower Silesia and location of sampling sites

kanicznych (m. in. Kozłowski & Parachoniak, 1960; Birkenmajer, 1967; Jerzmański & Maciejewski, 1968; Jerzmański & Śliwa, 1979; Badura & Przybylski, 2004). Częste są również brekcje bazaltowe (np., Birkenmajer & Pécskay, 2002; Birkenmajer i in., 2002ab, 2004b; Awdankiewicz, 2004). Zasięg wystąpień podpowierzchniowych bazaltoidów, stwierdzony sondowaniami magnetycznymi i grawimetrycznymi, jest znacznie większy (Cwojdzński & Jodłowski, 1982; Badura & Przybylski, 2000). Skąły piroklastyczne zostały w znacznym stopniu zerodowane; są one często silnie zwiertzałe i zmienione w utwory ilaste zawierające relikty tułów, lapilli i bomb wulkanicznych (Dyjur & Kościółko, 1986). Utwory wulkanoklastyczne osiągają znaczne miąższości w zapadliskach tektonicznych Mokrzeszowa i Paczkowa (Grocholski, 1977; Cwojdzński & Jodłowski, 1982).

Bazaltoidy Dolnego Śląska i Śląska Opolskiego reprezentują różne typy petrologiczne (w większości tefryty i bazanity, rzadziej foidyty, pojedyncze bazalty i sporadycznie trachybazalty) i występują w obrębie bardzo zróżnicowanych skał otaczających. Przyjęto wyróżnić 6 centrów wulkanizmu kenozoicznego (Birkenmajer i in., 2004a; Lorenc i in., 2004): melabazanity i melanefelinity rejonu Opola (w skałach górno-kredowych), ankaratryty (foidyty) i bazanity rejonu Niemcza–Strzelin (w skałach

metamorficznych), bazanity, ankaratryty (foidyty) i bazalty alkaliczne rejonu Jawor–Złotoryja–Strzegom (w hercyńskich granitoidach i ich osłonie metamorficznej oraz skałach osadowych permu i mezozoiku), ankaratryty (foidyty) i bazanity bloku karkonosko-izerskiego (w granitoidach i ich osłonie metamorficznej), bazanity i ankaratryty (foidyty) rejonu Lubań–Bogatynia (w skałach metamorficznych oraz osadach paleogenu i neogenu), a także bazanity okolic Łądka Zdroju (w skałach metamorficznych).

Wyniki badań geochemicznych wskazują, że większość bazaltoidów dolnośląskich wywodzi się z magm utworzonych w górnym płaszczu na głębokościach 75–90 km, z wyjątkiem odmian bardziej alkalicznych, powstałych dzięki dyferencjacji magmy na głębokości 30–45 km (Wierzchołowski, 1993) lub 45–50 km (Kruczyk i in., 1977). Omawiane bazaltoidy są na ogół produktami szybko wzniesionych magm, które nie zdążyły ulec dyferencjacji. Bazaltoidy zawierają często eklawy skał płaszczu, w tym: lherzolitów, harzburgitów, dunitów, klinopiroksenitów i wehrlitów (Cwojdzński & Jodłowski, 1982; Kozłowska-Koch, 1987; Białowska, 1993; Wierzchołowski, 1993; Ladenberger i in., 2004). Kontaminacja materiałem skorupy odgrywała znikomą rolę (Blusztajn & Hart, 1989; Dziedzic, 1990). Analizy stosun-

ków izotopowych Pb, Sr, Nd i Hf (Alibert i in., 1987; Blusztajn & Hart, 1989; Ladenberger, 2004; Ladenberger i in., 2004) sugerują silny wpływ składnika płaszczca typu HIMU, przy udziale źródeł typu DM oraz EMI. Dodatnia korelacja między stosunkami Nd i Hf wskazuje na mieszanie się zubożonego płaszczca i starych, subdukowanych skał osadowych w zbiorniku płaszczca typu OIB. Zróżnicowane proporcje izotopów Nd i Hf, a także zawartości pierwiastków niedopasowanych pozwalają na zaliczenie bazaltoidów dolnośląskich do trzech prowincji (Ladenberger, 2004; Ladenberger i in., 2004), obejmujących: blok przedsudecki i Góry Kaczawskie (wysokie proporcje Hf i Nd, ujemna anomalia Pb, dodatnia anomalia Y; zubożone źródło magm typu DM), Sudety poza G. Kaczawskimi (wysokie stosunki izotopowe Pb i pośrednie Hf oraz Nd, ujemne anomalie Pb i Rb, dodatnie anomalie Y i K; silny wpływ składnika HIMU) oraz rejon Bogatynia–Zgorzelec (niskie stosunki izotopowe Hf, ujemna anomalia Sr, wyższe zawartości pierwiastków niedopasowanych, silnie dodatnia anomalia Zr i K; strefa leżąca na przedłużeniu ryftu Eger/Ohře, związanego być może z wpływem plamy gorąca).

Pierwsze wyniki datowań radiometrycznych bazanitów z Męcinki (rejon Jawora) uzyskał metodą helową Urry (1936); w latach 70. minionego stulecia wykonano 10

oznaczeń wieku metodą K–Ar (Birkenmajer i in., 1977; Kruczyk i in., 1977), a w latach 80. — kolejne 4 oznaczenia (Alibert i in., 1987). W latach 2000–2004, w wyniku systematycznych badań zespołu kierowanego przez K. Birkenmajera (Birkenmajer & Pécskay, 2002; Birkenmajer i in., 2002ab, 2004ab; Lorenc i in., 2004; Pécskay i in., 2004; por. także Badura i in., 2004), przeanalizowano 70 stanowisk, wykonując łącznie 76 oznaczeń wieku tą metodą. Wyniki tych datowań wskazują, że wylewy bazaltoidów na Dolnym Śląsku dokonywały się w przedziale 33,4–18,5 Ma (eocen/oligocen–wczesny miocen) oraz 5,5–3,8 Ma (pliocen; Birkenmajer i in., 2002ab, 2004ab, Pécskay i in., 2004). Wyróżniono zatem dwa okresy wzmożonej aktywności wulkanicznej w kenozoiku: (1) w późnym oligocenie (szat; 30–26 Ma, z kulminacją 28–27 Ma), zaznaczający się na całym obszarze Dolnego Śląska oraz (2) we wczesnym miocenie (akwitan–burdygał, z kulminacją 20 Ma), bardziej zróżnicowany regionalnie (Birkenmajer i in., 2004ab; Pécskay i in., 2004). Po okresie zaniku działalności wulkanicznej przypadającym na 18–5,5 Ma, najmłodszy epizod zaznaczył się jedynie w prowincji wewnątrzsudeckiej (rejon Łądką Zdroju) w messynie i zanklu (5,46–3,83 Ma; Birkenmajer i in., 2002a). W ujęciu Birkenmajera i in. (2004a), jest to odrębny, trzeci impuls wulkanizmu dolno-

Tab. 1. Wyniki datowań K–Ar bazaltoidów Dolnego Śląska
Table 1. K–Ar datings of basaltoids of Lower Silesia

Lab. No.	Próbka Sample No.	Lokalizacja i forma występowania locality	K (%)	⁴⁰ Ar rad (ccSTP/g)*10 ⁻⁷	⁴⁰ Ar rad (%)	Wiek K–Ar age (Ma)
6312	BPZ 1	Nowa Cerekiew czop plug	0,97	8,491	68,9	22,31±0,87
6311	BPZ 2	Nowa Cerkiew potok lawowy lava flow	0,77	7,955	69,1	26,41±1,03
6310	BPZ 3	Pogroda czop plug	0,72	8,503	66,1	30,33±1,09
6314	BPZ 4	Dębowiec potok lawowy lava flow	0,69	7,867	64,7	29,09±1,07
6315	BPZ 5	Chroślice potok lawowy lava flow(?)	0,61	6,643	57,6	27,88±1,13
6309	BPZ 6	Kościelna Góra czop (?) plug(?)	0,66	5,434	63,6	20,99±0,83
6313	BPZ 7	Winnik potok lawowy lava flow	0,76	9,273	58,5	31,28±1,26
6343	BPZ 8	Grodziec czop plug	0,61	7,746	48,7	32,16±1,37
6344	BPZ 9	Kozów czop plug	0,63	5,191	47,7	21,14±0,91
6345	BPZ 10	Dębina potok lawowy lava flow	0,79	7,592	57,4	24,46±0,99
6346	BPZ 11	Krajów fragment czopu (?) block of plug (?)	0,41	6,225	58,1	38,27±1,55
6347	BPZ 12	Górzec potok lawowy lava flow	0,76	1,004*10 ⁻⁶	45,4	33,67±1,48
6348	BPZ 13	Muchowskie Wzgórza czop plug	0,82	1,018*10 ⁻⁶	69,6	31,62±1,23
6349	BPZ 14	Mokrzeszów wiercenie borehole	1,27	2,208*10 ⁻⁶	8,0	44,1±7,7
6350	BPZ 15	Jeżów Sudecki wiercenie B–5 borehole B–5	0,46	1,072*10 ⁻⁶	14,2	58,7±5,9

śląskiego, względnie przejaw młodej aktywności odrębnej, czeskiej prowincji magmowej.

Wyniki badań paleomagnetycznych (Birkenmajer & Nairn, 1969; Birkenmajer i in., 1973; Kruczyk i in., 1977; Birkenmajer & Pécskay, 2002; Birkenmajer i in., 2002ab, 2004a; Grabowski, 2004) wskazują, że starsza faza wulkanizmu (późny oligocen) wiązała się z dwoma epizodami: starszym — Odry (polarność odwrócona; chron C9r) oraz młodszym — Graczy (polarność normalna; chron C8n); natomiast faza młodsza (wczesnomiocen) charakteryzowała się polarnością odwróconą (epizod Jawora; głównie chron C6r). Najmłodszy epizod aktywności wulkanicznej reprezentuje w większości odwrócony chron Gilberta (Birkenmajer i in., 2002a; Grabowski, 2004).

Materiał badawczy

Opróbowano 15 wystąpień bazaltoidów, w tym dwa pochodzące z otworów wiertniczych w Mokrzeszowie (BPZ 14) oraz w Jeżowie Sudeckim (B-5, próbka BPZ 15; por. ryc. 1; tab. 1). Część badanych stanowisk powierzchniowych grupuje się w pobliżu sudeckiego uskoku brzeźnego. Analizowane odsłonięcia reprezentują zarówno potoki lawowe (6 stanowisk), jak i czopy wulkaniczne (6); w jednym przypadku (nr 11) próbkę pobrano z bloku bazaltoidu, pochodzącego przypuszczalnie z czopu.

Stanowiska w Nowej Cerekwi (BPZ 1 i 2) pochodzą z najbardziej SE krańca Dolnego Śląska, tj. Płaskowyżu Głubczyckiego. W obrębie bloku przedsudeckiego, w rejonie Strzelina lokują się stanowiska BPZ 3 (Pogroda) i BPZ 4 (Dębowiec), a w rejonie Strzegom–Złotoryja — stanowiska BPZ 5 (Chroślice), BPZ 6 (Kościelna Góra), BPZ 7 (Winnik) oraz BPZ 11 (Krajów). W tym samym rejonie, ale w obrębie bloku sudeckiego (na SW od sudeckiego uskoku brzeźnego), zgrupowane są wystąpienia bazaltoidów w Grodźcu (BPZ 8), Kozowie (BPZ 9), Dębinie (BPZ 10), Górzcu (BPZ 12) i na Muchowskich Wzgórzach (BPZ 13).

Wiercenie B-5 w Jeżowie Sudeckim (próbka BPZ 15) znajduje się w Sudetach, na NE obramowaniu granitoidowego Masywu Karkonoskiego, w strefie uskoku śródsudeckiego. Natomiast wiercenie w Mokrzeszowie jest usytuowane 1,5 km na NE od sudeckiego uskoku brzeźnego, w obrębie zapadliska Mokrzeszowa, wypełnionego kilkusetmetrowej miąższości serią osadów kenozoicznych. W przedziale głębokości 418–660 m występują tutaj nieprzewiercone tufy i tufity (Grocholski, 1977). W górnej części serii tufitowej pojawia się 6 m grubości potok lawowy, skąd pochodzi próbka BPZ 14. Kompleks tufogeniczny zawiera niewielką domieszkę bloków granitoidów i innych skał krystalicznych, jak również szczątki roślinne. Analiza sporomorf w iłach nadścielających serię tufitową (Jaworska, 1975) wskazuje na wiek późnooligoceni.

Metodyka i wyniki datowań K–Ar

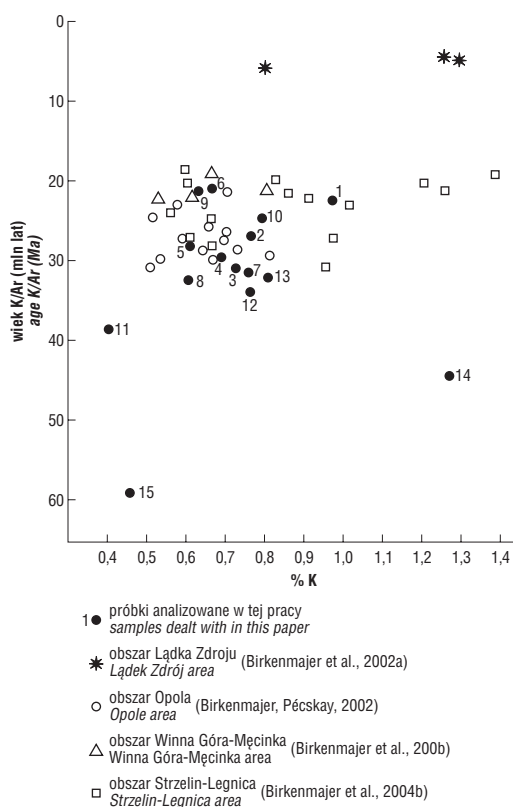
Datowania metodą K–Ar zostały wykonane przez Z. Pécskay'a w próbkach całej skały zgodnie z metodyką stosowaną w Instytucie Badań Jądrowych Węgierskiej Akademii Nauk w Debreczynie (por. opis metodyki w: Birkenmajer & Pécskay, 2002; Birkenmajer i in., 2002ab, 2004b). Dla obliczenia wieku zastosowano stałe atomowe sugerowane w pracy Steigera i Jäger (1977). Błędy analityczne mieszczą się w jednym odchyleniu standardowym.

Wiek próbek BPZ 5–13 mieści się w przedziale 38–21 Ma, natomiast próbki uzyskane z wiercen (BPZ 14 — Mokrzeszów, 44 Ma; BPZ 15 — Jeżów Sudecki B-5, 59 Ma) są znacznie starsze. Z drugiej strony, rzekomo „czwartorzędowe” (por. Wroński, 1970) bazaltoidy z Dębowca (BPZ 4) na bloku przedsudeckim zostały wydатовane na 30 Ma. Zbliżony wiek wykazują skały wulkaniczne z Pogrody (BPZ 3). Usytuowane najdalej ku SE bazaltoidy z Nowej Cerekwi (BPZ 1, 2) pochodzą z dwóch epizodów aktywności wulkanicznej: starszy potok lawowy (26 Ma) został przecięty przez czop datowany na 22 Ma (por. tab. 1, 2).

Wyniki badań mineralogiczno-petrologicznych

Badania mineralogiczno-petrologiczne zostały wykonane w Zakładzie Mineralogii, Petrologii i Geochemii Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego. Studia petrograficzne przeprowadzono z wykorzystaniem mikroskopu AMPLIVAL, a punktowe analizy chemiczne minerałów wykonano przy pomocy skaningowego mikroskopu elektronowego (SEM) JEOL 5410, wyposażonego w spektrometr dyspersji energii (EDS) Voyager 3100 (NORAN).

Badane bazaltoidy są skałami ciemnymi (barwa ciemnoszara do czarnej w różnych odcieniach), związłymi. Bardzo rzadko spotyka się w nich tekstury migdałowcowe (próbka BPZ 15). Obserwacje mikroskopowe wykazały, że skały te mają struktury bardzo drobnokrystaliczne, a tekstury bezładne. Jedynie próbka BPZ 12 charakteryzuje się strukturą średniokrystaliczną dolerytową, a teksturą częściowo fluidalną, podkreśloną przez kierunkowe ułożenie żerdkowych kryształów plagioklazów. Bardzo rzadko spotyka się w



Tab. 2. Wiek datowanych bazaltoidów Dolnego Śląska na tle tabeli stratygraficznej paleogenu i neogenu

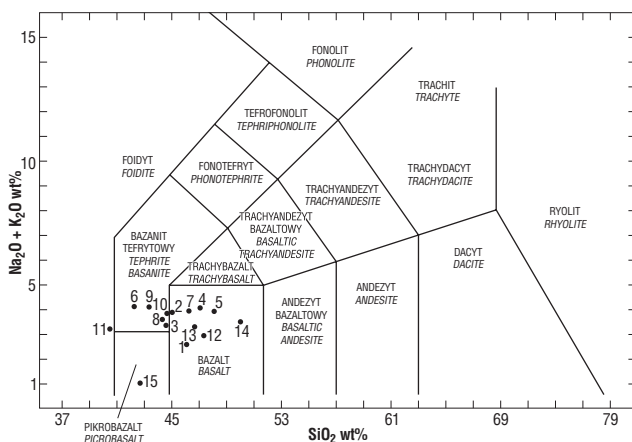
Table 2. Age distribution of the Lower Silesian basaltoids dealt with in this paper

Wiek Age Ma	Podział stratygraficzny Stratigraphy	ISC 2004	Próbki Samples														
			BPZ 1	BPZ 2	BPZ 3	BPZ 4	BPZ 5	BPZ 6	BPZ 7	BPZ 8	BPZ 9	BPZ 10	BPZ 11	BPZ 12	BPZ 13	BPZ 14	BPZ 15
15	NEOGEN MIOCEN	Langhian															
20		Burdigalian															
23.03		Aquitanian															
25	NEOGEN OLIGOCEN	Chatthian															
28.4		Rupelian															
35	NEOGEN E O C E N E	Priabonian															
37.2		Bartonian															
40.4		Lutetian															
45	PALEOCEN E O C E N E	Lutetian															
48.6		Ypresian															
55	PALEOCEN P A L E O C E N E	Thanetian															
58.7		Selandian															
61.7		Danian															
65																	

badanych skałach enklawy skał osłony (mułowców, piaskowców i skał ilastych; próbki BPZ 1, 3, 4 i 14). W próbce BPZ 2 stwierdzono występowanie okruchów skał bazaltoidowych pochodzących ze starszych wylewów, a w próbce BPZ 11 — enklaw skał ultrazasadowych (dunitów).

Wiek skał bazaltoidowych oznaczony metodą K–Ar (próbki BPZ 2, 3, 4, 5, 7, 8, 12, 13) mieści się w przedziale 26–33 Ma. Wyniki badań petrologicznych i geochemicznych sugerują, iż są to bazalty alkaliczne i bazanity.

W badanych skałach (próbki BPZ 3, 5, 7, 8, 12) stwierdzono obecność prakryształów oliwinów i piroksenów.



Prakryształy oliwinów są większe (0,8–1,7 mm) od piroksenów (0,4–0,8 mm). W próbkach BPZ 2, 4 i 13 dominują prakryształy oliwinów, a prakryształy piroksenów występują w nich bardzo rzadko i charakteryzują się znacznie mniejszymi rozmiarami (0,1–0,4 mm). Prakryształy oliwinu są reprezentowane przez bogaty w magnez (środek Fe_{88-80} , brzeg Fe_{78-71}) chryzolit. Pospolicie występują w nich domieszki niklu i chromu. Minerale te są w różnym stopniu przeobrażone. W próbkach BPZ 2, 3 i 13, w centralnych częściach i w obrębie sępek ziaren oliwinu stwierdzono występowanie bowlingitu. Spotyka się też prakryształy oliwinu z obwódkami czerwonego iddingsytu na brzegach (próbki BPZ 5, 7, 12). We wszystkich omawianych skałach stwierdzono korozję brzegów prakryształów oliwinu. Rzadkie są przyrodki obrastania prakryształów oliwinu przez pirokseny (próbka BPZ 3).

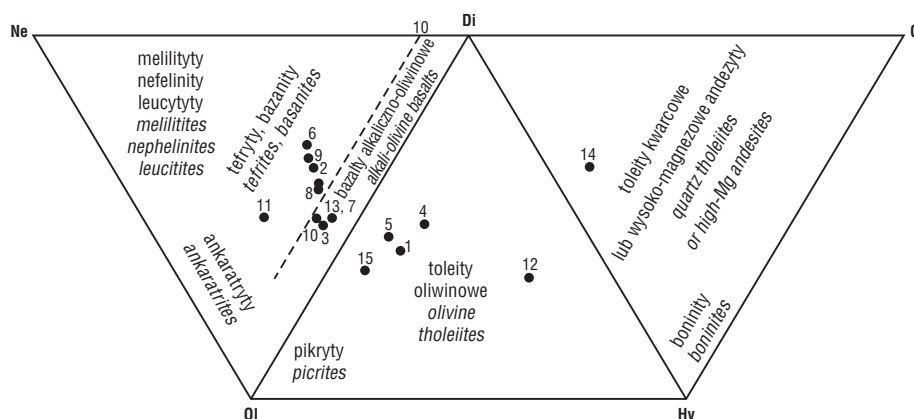
Prakryształy piroksenów charakteryzują się różną wielkością (0,2–0,4 mm, 0,5–0,7 mm i 0,8–1,2 mm). Są to bogate w wapń pirokseny jednoskośne — sality ($En_{41-34}Fs_{14-9}Wo_{53-48}$). Wykazują one wyraźną strukturę zonalną, stwarzającą ze wzrostem zawartości żelaza od centrum ku brzegom kryształów. Rzadkie są struktury sitowe — wzrostki alkalicznego szkliwa w częściach centralnych prakryształów piroksenów (próbki BPZ 2 i 5).

Ciasto skalne jest zbudowane z wapniowych piroksenów jednoskośnych, oliwinów, minerałów nieprzeźroczystych (tytanomagnez i ilmenit) i minerałów jasnych. Małe kryształy salitów ($En_{37-29}Fs_{17-12}Wo_{53-48}$) zawierają zmienną ilość TiO_2 (2–3% wag. — próbka BPZ 7 i 4–5% wag. — próbki BPZ 3, 8). Obecne w cieście skalnym małe kryształy oliwinu–hialosyderyty (Fe_{60-57}) są przeobrażone w różnym stopniu w iddingsyt. W cieście skalnym bazaltoidów alkalicznych (próbki BPZ 4, 5, 7) występują małe, żerdkowe kryształy plagioklastu — Labradoru ($An_{68-56}Ab_{41-32}Or_{2-1}$), rzadszego bytownitu ($An_{74-72}Ab_{28-26}$) i andezynu. Bazanity (próbki BPZ 2, 3, 8 i 13) zawierają w cieście skalnym nefelin, plagioklasty o składzie bytownitu–labradoru ($An_{73-56}Ab_{40-25}Or_{5-1}$), rzadziej oligoklastu ($An_{20-13}Ab_{83-78}Or_{5-2}$) oraz analcym (próbka BPZ 8) i sodalit (próbka BPZ 3). W badanych skałach spotyka się też alkaliczne szkliwo występujące w interstycjach pomiędzy minerałami w cieście skalnym.

Wiek próbek BPZ 1, 6, 9 i 10 określono metodą K–Ar na 20–24 Ma lat. W tej grupie wiekowej skał bazaltoidowych, na podstawie obserwacji mikroskopowych i badań geochemicznych, wyróżniono także bazalty alkaliczne i bazanity. W próbkach BPZ 9 i 10 prakryształy oliwinu występują w dużych ilościach. Wielkość ich kryształów jest zróżnicowana, wynosząc: 1,5–2,5 mm, 0,7–1,2 mm oraz 0,3–0,6 mm. Prakryształy piroksenów występują w mniejszych ilościach i są zdecydowanie mniejsze (0,4–0,6 mm). W próbce BPZ 6 stwierdzono jedynie obecność prakrysz-

←
Ryc. 3. Pozycja badanych bazaltoidów na diagramie TAS (Le Maitre et al., 1989)

Fig. 3. Plots of the studied basaltoids on the TAS diagram (Le Maitre et al., 1989)



Ryc. 4. Pozycja badanych bazaltoidów na diagramie Thompsona (1984). Klasyfikacja bazaltów oraz pokrewnych skał zasadowych i ultrazasadowych jest oparta o ich skład normatywny wyliczony metodą CIPW, wyrażony trójkątami Ne–OI–Di, OI–Di–Hy i Di–Hy–Q

Fig. 4. The position of basaltoid rocks studied on the Thompson's diagram (1984). The classification of basalts and related basic and ultrabasic magmatic rocks is according to their CIPW normative composition, expressed as: Ne–OI–Di, OI–Di–Hy or Di–Hy–Q

tałów oliwinu. W próbce BPZ 9 obserwuje się prakryształoliwinów i agregaty zbudowane z małych kryształów piroksenów.

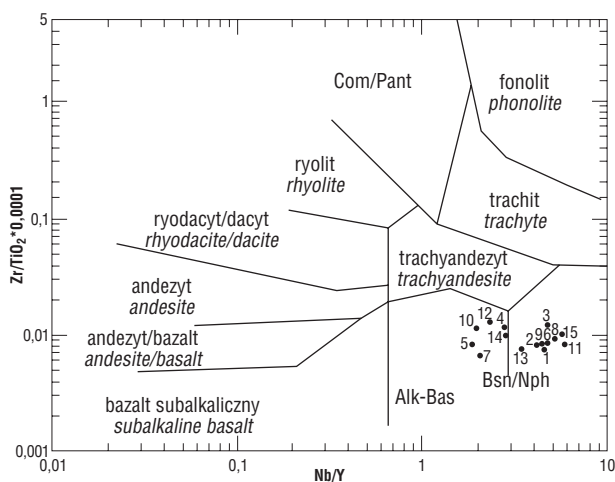
Stan zachowania prakryształoliwinu w opisywanych skałach jest różny. W próbkach BPZ 9 i 10 w częściach centralnych prakryształoliwinów i w nieregularnych szczelinach spekań występują wtórne przeobrażenia typu bowlingitu. W próbce BPZ 9 dodatkowo w prakryształach oliwinów pojawiają się na brzegach czerwone obwódki iddingsytu. W próbce BPZ 1 prakryształoliwinu są całkowicie zastąpione mieszaniną wtórnych minerałów typu bowlingitu. Prakryształoliwinu są reprezentowane przez bogaty w magnez (środek Fo_{83-79} , brzeg Fo_{77-71}) chryzolit. We wszystkich próbkach brzegi prakryształoliwinu są pospolicie skorodowane. Prakryształoliwinów są reprezentowane przez bogate w wapń klinopirokseny — sality (En_{38-27} Fs_{17-10} Wo_{53-52}), które charakteryzują się budową zonalną i występującą stosunkowo często budową sektorową (klepsydrową).

W cieście skalnym stwierdzono kryształy wapniowych piroksenów jednoskośnych, oliwinów, minerałów nieprzeźroczystych (tytanomagnetytu i ilmenitu) oraz minerałów jasnych. Małe kryształy salitu (En_{36-29} Fs_{16-12} Wo_{53-51}) zawierają zróżnicowaną ilość TiO_2 (2–3% wag. w próbce BPZ 10 i 4–5% wag. w próbkach BPZ 1, 6 i 9). Spotyka się małe kryształy oliwinu (próbki BPZ 6 i 9) reprezentowane przez hialosyderyt (Fo_{68-65}), który pospolicie ulega przeobrażeniu w różnym stopniu w iddingsyt. W cieście skalnym bazaltów alkalicznych występują bardzo małe żerdkowe kryształy bytownitu (An_{74-73} Ab_{26-24} Or_{3-2}). W bazanitach stwierdzono w cieście skalnym: nefelin, bytownit (An_{71-73} Ab_{27-26} Or_{2-3}) i labrador (An_{67-64} Ab_{34-30} Or_{3-2}) w próbce BPZ 1; andezyn (An_{43-22} Ab_{54-49} Or_{9-7}) w próbce BPZ 9, oligoklaz (An_{14-13} Ab_{82-80} Or_{5-4}) w próbce BPZ 6 i prawdopodobnie sodalit (próbka BPZ 9). Także w tej grupie skał bazaltoidowych znaleziono alkaliczne szkliwo w interstycjach.

Wyniki badań geochemicznych

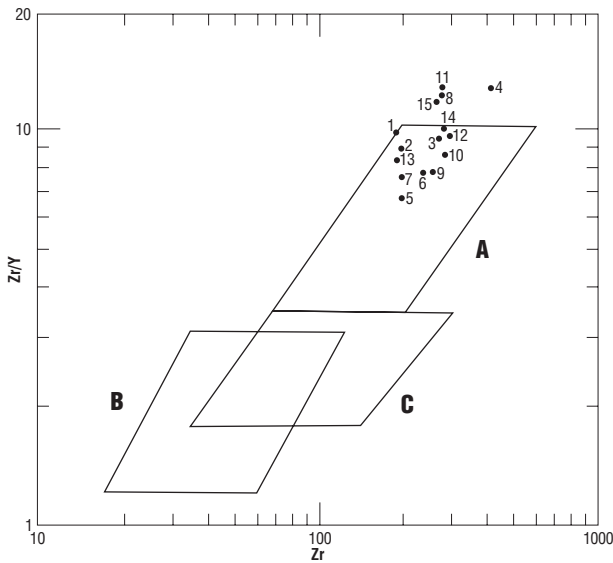
Analizy geochemiczne wykonano w Activation Laboratories, Ltd. w Kanadzie. Pierwiastki główne oznaczono metodą ICP–OES, śladowe (w tym ziemie rzadkie) metodą INAA, natomiast Nb i Rb metodą XRF.

Badane wulkanity charakteryzują się zawartością SiO_2 w przedziale 36,5–47,9% wag., Fe_2O_3 Tot. 11,5–14,3% wag. i Al_2O_3 9,5–14,6% wag. Zawartość MgO wynosi od 4,1 do 15,2% wag. Udział K_2O waha się od 0,7 do 1,5% wag. (ryc. 2), a ilość Na_2O zmienia się od 1,3 do 3,3% wag.



Ryc. 5. Pozycja badanych bazaltoidów na wykresie klasyfikacyjnym Zr/TiO_2 — Nb/Y (wg Winchester & Floyd, 1977). Com/Pant — komendyty–pantellerity, Basn/Nph — bazanity/nefelinity, Alk–Bas — bazalty alkaliczne

Fig. 5. Plots of the studied basaltoids on the Zr/TiO_2 –Nb/Y diagram of Winchester & Floyd (1977). Com/Pant — comendites/pantellerites, Basn/Nph — basanites/nephelinites, Alk–Bas — alkali basalts



Ryc. 6. Pozycja badanych bazaltoidów na diagramie Zr/Y—Zr (Pearce & Norry, 1979)

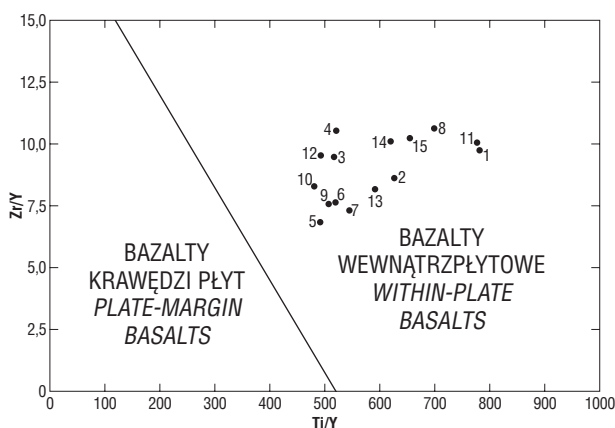
Objaśnienia pól: A — bazalty śródpłytowe; B — bazalty łuków wyspowych, C — bazalty grzbietów śródoceanicznych

Fig. 6. Plots of the studied basaltoids on the Zr/Y — Zr diagram of Pearce & Norry (1979). Field explanation: A — within-plate basalts, B — island arc basalts, C — mid-ocean ridge basalts

Zawartość TiO_2 powyżej 2,0% wag. pozwala zaliczyć badane skały do wulkanitów wysokotytanowych.

Na diagramie klasyfikacyjnym TAS (Le Maitre i in., 1989) trzynaście próbek badanych bazaltów lokuje się w dwóch polach: bazaltów i bazanitów/tefrytów (ryc. 3). Jedynie pojedyncze próbki znalazły się w polach foidytów (BPZ 11) oraz pikrobazaltów (BPZ 15).

Bazalty z najmłodszej grupy wiekowej (20–24 Ma) na wykresie TAS reprezentują głównie tefryty/bazanity (BPZ 6, 9, 10). Zawierają one ponad 10% normatywnego oliwину, można je zatem zaliczyć do *bazanitów*. Tylko jedna próbka (BPZ 1) znalazła się w polu *bazaltów*. Różni się ona chemicznie od pozostałych niższą zawartością Na_2O i Fe_2O_3 Tot. oraz podwyższoną koncentracją MgO, która powoduje, że w wyliczonym składzie normatywnym jest obecny hipersten. To z kolei sprawia, że na diagramie klasyfikacyjnym opartym na składzie normatywnym (ryc. 4) (Thompson, 1984), znalazła się ona w polu oliwinowych tolejtów, trzy pozostałe natomiast, zawierające normatywny nefelin (BPZ 6, 9, 10) — w zależności od zawartości tego



minerału — lokują się w polu alkaliczno-oliwinowych bazaltów (BPZ 10) lub tefrytów/bazanitów (BPZ 6, 9).

Starsze wulkanity (26–33 Ma) w klasyfikacji TAS są reprezentowane głównie przez *bazalty* (BPZ 2, 4, 5, 7, 12, 13). Tylko dwie próbki (BPZ 3 i 8) znalazły się w polu tefrytów/bazanitów, a w porównaniu z pozostałymi próbkami charakteryzują się one niższą zawartością SiO_2 i Al_2O_3 . Wysoka zawartość normatywnego oliwину (odpowiednio 29,0 i 20,3%) pozwala je zaliczyć do *bazanitów*. Jednak na wykresie klasyfikacyjnym Thompsona (1984), tylko próbki BPZ 2 i 8 znajdują się w polu tefrytów/bazanitów, próbki BPZ 3, 7 i 13 natomiast — ze względu na mniejszy udział normatywnego nefelinu — mieszczą się w polu alkaliczno-oliwinowych bazaltów. Pozostałe próbki (BPZ 4, 5, 12), mające w składzie hipersten, lokują się w polu oliwinowych tolejtów. Do tej grupy wiekowej włączono również próbkę BPZ 15 (patrz poprzedni rozdział). Na diagramie TAS znalazła się ona w polu pikrobazaltu. Po wyliczeniu składu normatywnego, na diagramie Thompsona (1984) — ze względu na obecność hiperstenu — ulokowała się ona w polu oliwinowych tolejtów. Ponieważ są to podziały oparte na zawartości pierwiastków głównych, żaden z nich nie klasyfikuje prawidłowo tak przeobrażonej skały. Jedynie klasyfikacje oparte o pierwiastki niedopasowane, nieruchliwe, mogą przybliżyć jej pozycję systematyczną. Na diagramie Winchestera i Floyda (1977) — $\text{TiO}_2/\text{Zr-Nb/Y}$ — (ryc. 5) badana próbka znalazła się w polu *bazanitów/nefelinitów*.

Próbka skały, której przypisano wiek 44 Ma (BPZ 14), na diagramie TAS leży w polu bazaltów (ryc. 3), natomiast na wykresie Thompsona (1984) jako jedyna znalazła się w polu kwarcowych tolejtów (ryc. 4). Kwarc jest tu nie tylko minerałem normatywnym, ale również rzeczywistym, stanowiącym kilkanaście procent objętościowej skały, co stwierdzono na podstawie badań mikroskopowych i dyfrakcyjnych. Omawiany minerał jest składnikiem ksenokryształów. W klasyfikacji Winchestera i Floyda (1977) próbka BPZ 14 reprezentuje *bazalty alkaliczne* (ryc. 5). Próbka skały o wieku 38 Ma (BPZ 11) jest według klasyfikacji TAS foidytem, a na diagramie Thompsona (1984) znalazła się w polu tefrytów/bazanitów. W klasyfikacji Winchestera i Floyda (1977) reprezentuje ona *bazanity/nefelinity*.

Na diagramie klasyfikacyjnym Winchestera i Floyda (1977), opartym na pierwiastkach niedopasowanych $\text{TiO}_2/\text{Zr-Nb/Y}$, zaznacza się geochemiczna bimodalność badanych wulkanitów. Jedna grupa reprezentuje bazalty alkaliczne, a druga lokuje się w polu bazanitów/nefelinitów (ryc. 5). Bazalty młodsze (20–24 Ma) są reprezentowane głównie przez *bazanity/nefelinity*, podczas gdy w starszych wulkanitach (26–33 Ma) dominują *bazalty alkaliczne*.

Pierwiastki śladowe, a zwłaszcza pierwiastki litofilne o dużym promieniu jonowym (LILE) wykazują następującą zmienność: Sr (482–1464 ppm), Ba (451–1011) i Rb (22–85).

Pierwiastki o dużej sile pola (HFSE) charakteryzują się wysokimi koncentracjami (Zr: 165–401 ppm; Nb: 46–138 ppm). Spośród pierwiastków ziem rzadkich, zawartość lekkich lantanowców (LREE; La

26–83 ppm) kilkadziesiąt razy przewyższa zawartość pierwiastków ciężkich (HREE; Yb 1,3–3,2 ppm).

Zastosowano dwa wykresy dyskryminacyjne pozwalające na ustalenie pozycji tektonicznej badanych bazaltoidów. Na wykresie dyskryminacyjnym Zr/Y–Zr (Pearce & Norry, 1979) wszystkie próbki znalazły się w polu bazaltów śródpłytowych (ryc. 6) lub powyżej tego pola, co wynika z wysokiego stosunku Zr do Y w tych skałach. Podobnie na wykresie dyskryminacyjnym Pearce'a i Gale'a (1977), różnicującym wulkanity na pochodzące z obszarów śródpłytowych i z pozostałych obszarów, badane skały znalazły się w polu bazaltów śródpłytowych, co jest konsekwencją wysokiej zawartości Ti i Zr (ryc. 7).

Wiek badanych bazaltoidów a stopień ich zachowania

Największe kontrowersje budzi wiek skały z wierceni B–5 w Jeżowie Sudeckim (próbka BPZ 15), oznaczony na $58,7 \pm 5,9$ Ma. Przeprowadzone badania petrologiczne, mineralogiczne i geochemiczne jednoznacznie wskazują, że skała ta jest silnie przeobrażona, co musiało wpłynąć na wynik jej datowania. Z pierwotnego składu mineralnego zachowały się tylko pirokseny, dominujące w obrazie mikroskopowym oraz na dyfraktogramie rentgenowskim. Towarzyszy im tytanomagnetyt i magnetyt oraz inne tlenki i wodorotlenki żelaza (hematyt, goethyt). Stosunkowo mocny refleks o odległości międzypłaszczyznowej d_{hkl} równej $15,4 \text{ \AA}$ sugeruje duży udział minerałów ilastych z grupy smektytu, wermikulitu lub mieszanopakietowych, a znacznie słabszy refleks $10,0 \text{ \AA}$ — minerałów z grupy mik. Jest to związane z przeobrażeniem licznych prakryształów oliwinu w bowlingit. Skutkiem zaawansowanych przeobrażeń jest bardzo duży udział składników lotnych w składzie chemicznym skały. Bardzo wysoka zawartość CaO (13,01% wag.) stwierdzona w analizie chemicznej wynika zarówno z obecności dużej ilości sparytowego kalcytu w pseudomorfozach po prakryształach piroksenów, jak i z obecności tego minerału w koncentrycznych migdałach. Występowanie wymienionego minerału jest kolejną przyczyną wpływającą na wysoką stratę prażenia skały, wynoszącą 14,6% wag. W badanej próbce stwierdzono występowanie w cieście skalnym licznych pseudomorfoz po skaleniach i nefelinie. Na tej podstawie można przypuszczać, że w toku przeobrażeń alkalia zostały uruchomione, co w rezultacie zubożyło skałę w Na_2O (0,30% wag.) i być może — w mniejszym stopniu — w K_2O (0,92%).

W bazaltoidach z wierceni w Mokrzeszowie (BPZ 14), datowanych na $44 \pm 7,77$ Ma, duży udział straty prażenia (6,63 % wag.) oraz refleksy $10,0 \text{ \AA}$ i $14,3 \text{ \AA}$ na dyfraktogramie sugerują obecność minerałów ilastych. W badanej skałe wszystkie prakryształy oliwinu zostały całkowicie przeobrażone, a pozostałością po nich są liczne pseudomorfozy bowlingitowe. Skała ta odznacza się największą spośród wszystkich badanych bazaltoidów zawartością K_2O (1,46% wag.; por. ryc. 2). Jest to związane z obecnością szkliwa o dużej zawartości K_2O (do 5% wag.), ksenolitów mułowcowych zawierających biotyt oraz wtórnych minerałów ilastych. W skałe tej występują ponadto pseudomorfozy tytanitowe i obtopione kryształy kwarcu.

Wiek $38,27 \pm 1,55$ Ma skały z Krajowa (BPZ 11) — w świetle wyników badań mineralogiczno-geochemicznych — jest bardzo wiarygodny. Mała strata prażenia (1,34% wag.) oraz brak refleksów faz wtórnych na dyfraktogramie, jak również nie zaobserwowane w obrazie mikroskopowym procesy przeobrażeń minerałów wskazują, że skała

nie podlegała zaawansowanym procesom przemian. Jednak różni się ona znacznie pod względem petrograficzno-mineralogicznym od pozostałych skał bazaltoidowych. Metodą dyfrakcji rentgenowskiej zidentyfikowano następujące minerały: augit, Fe–forsteryt, nefelin i Ti–magnetyt. W wyliczonym składzie normatywnym występują nefelin i leucyt, a nadmiar CaO niezwiązanego w diopsyd daje — nie występującą w przyrodzie — cząsteczkę Cs. W obrazie mikroskopowym stwierdzono występowanie prakryształów reprezentowanych przez pirokseny i oliwiny; ciasto skalne tworzą: pirokseny, oliwiny, tytanomagnetyt, K–nefelin oraz Ca–zeolity. W badanej skałe są obecne enklawy skał ultrazasadowych (dunitów). Być może oznaczony wiek ($38,27 \pm 1,55$ Ma) wynika z odrębności petrologicznej tej skały lub jest związany z domieszką starszego materiału płaszczowego.

Wiek próbek skał bazaltoidowych z Dębowca (BPZ 4) i Pogrody (BPZ 3) oznaczono, odpowiednio, na: $30,33 \pm 1,09$ Ma i $29,09 \pm 1,07$ Ma. Skały te wykazują dość wysokie straty prażenia (3,13 i 3,98% wag.). W próbce BPZ 4 oliwiny, zarówno prakryształy jak i kryształy występujące w cieście skalnym, są całkowicie przeobrażone w iddingsyt. W skałe tej spotyka się kryształy kwarcu z obwódkami reakcyjnymi oraz żyłki zawierające minerały z grupy smektytu. W próbce BPZ 3 prakryształy oliwinów w różnym stopniu uległy procesowi bowlingityzacji. Ponadto, w skałe występują liczne ksenolity skał pochodzących — przypuszczalnie — z produktów wietrzenia granitoidów (w tym skał ilastych oraz kwarcu i skaleni), silnie przeobrażone termicznie. Skały ilaste uległy przeobrażeniu w syllimanit/mullit, a kwarcu i skaleni w szkliwo krzemionkowe (w późniejszych procesach w różnym stopniu zanalcyzowane) i syllimanit.

Implikacje wiekowe

Próbki BPZ 5–13 reprezentują bazaltoidy o niskiej zawartości potasu (poniżej 0,9%; ryc. 2, tab. 1), co jest cechą typową dla alkalicznych bazaltoidów Opolszczyzny. Dane radiometryczne pozwalają na wydzielenie dwóch faz aktywności wulkanicznej: starszej ($33,7\text{--}31,3$ Ma) i młodszej ($24,5\text{--}21,0$ Ma; por. Birkenmajer & Pécskay, 2002; Birkenmajer i in., 2002b, 2004ab). Spośród próbek powierzchniowych, starszy wiek uzyskano jedynie dla stanowiska w Krajowie (BPZ 11; $38,27 \pm 1,55$ Ma). Wiarygodne daty uzyskano dla próbek BPZ 3 i 4 z rejonu Pogrody i Dębowca ($30,33 \pm 1,09$ Ma i $29,09 \pm 1,07$ Ma). Pozwala to na odrzucenie koncepcji czwartorzędowego wieku bazaltoidów z Dębowca (Wroński, 1970). Wyniki datowań próbek z Nowej Cerekwi (BPZ 1 i 2) potwierdzają wyniki geologicznych badań terenowych: starszy potok lawowy ($26,41 \pm 1,03$ Ma) jest tutaj przecięty przez młodszy czop ($22,31 \pm 0,87$ Ma). Wymienione wieki są zbliżone do uzyskanych w rejonie opolskim (Birkenmajer & Pécskay, 2002).

Najstarsze wieki uzyskane metodą K–Ar dla próbek z wierceń w Jeżowie Sudeckim i Mokrzeszowie wskazują na paleocen (tanet) i eocen (lutet; por. tab. 2). Skały te wymagają dalszych badań. Główna faza aktywności wulkanicznej w analizowanych odsłonięciach przypadała na oligocen. Dotyczy to także rejonu Dębowca, dla którego sugerowano wulkanizm znacznie młodszy. Kolejna, słabsza faza aktywności przypadała na wczesny miocen. Wyniki te są zgodne z danymi otrzymanymi ostatnio dla pozostałych obszarów Dolnego Śląska oraz Śląska Opol-

skiego (Birkenmajer & Pécskay, 2002; Birkenmajer i in., 2002b, 2004ab; Pécskay i in., 2004).

Badania zostały sfinansowane częściowo z grantu KBN nr 8 T12B 025 20 (dla J. Badury). Autorzy składają podziękowanie Prof. K. Birkenmajerowi za konsultacje i stymulujące dyskusje nad wiekiem i genezą bazaltów dolnośląskich. Konstrukttywne uwagi anonimowych Recenzentów pozwoliły na skorygowanie pierwotnej wersji artykułu.

Literatura

- ALIBERT C., LETERRIER J., PANASIUK M. & ZIMMERMANN J. L. 1987 — Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland. *Lithos*, 20: 311–321.
- AWDANKIEWICZ M. 2004 — Petrology and geochemistry of Cenozoic basalts from Targowica (Fore-Sudetic Block). *Pr. Specj. Pol. Tow. Miner.*, 24: 61–64.
- BADURA J. & PRZYBYLSKI B. 2000 — Mapa neotektoniczna Dolnego Śląska. Arch. CAG PIG, Warszawa, 43 ms. pp.
- BADURA J. & PRZYBYLSKI B. 2004 — Dolnośląska formacja bazaltowa. [In:] T. M. Peryt & M. Piwocki (eds), *Budowa geologiczna Polski. T. I, Stratygrafia, cz. 3a, Kenozoik — paleogen, neogen*. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 161–168.
- BADURA J., PÉCSKAY Z., PRZYBYLSKI B., KOSZOWSKA E., WOLSKA A. & ZUCHIEWICZ W. 2004 — Petrology and age of basalts in the Sudetic Marginal Fault zone, SW Poland. [In:] M. Michalik, K. Jacher-Śliwczyńska, M. Skiba & J. Michalik (eds) — VIII Ogólnopolska Konferencja Naukowa „Datowanie minerałów i skał. Kraków, 18–19 listopada 2004. Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, Instytut Nauk Geologicznych UJ, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Kraków: 1–8.
- BIAŁOWOLSKA A. 1993 — Enklawy w bazaltoidach wzgórz Łysanka i Trupień (Dolny Śląsk). *Arch. Miner.*, 49: 145–197.
- BIRKENMAJER K. 1967 — Bazalty dolnośląskie jako zabytki przyrody nieożywionej. *Ochrona Przyrody*, 32: 225–275.
- BIRKENMAJER K., JELEŃSKA M., KĄDZIAŁKO-HOFMOKL M. & KRUCZYK J. 1977 — Age of deep-seated fracture zones in Lower Silesia (Poland), based on K–Ar and palaeomagnetic dating of Tertiary basalts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47: 545–552.
- BIRKENMAJER K., JELEŃSKA M., KĄDZIAŁKO-HOFMOKL M., KRUCZYK J. & NOWAKOWSKA A. 1973 — Paleomagnetism and magnetic properties of Tertiary basaltic rocks from Gracze, Lower Silesia. *Acta Geol. Pol.*, 23: 245–271.
- BIRKENMAJER K., LORENC M. W., PÉCSKAY Z. & ZAGOŹDŻON P. P. 2004a — Wiek, cykle i kierunek migracji trzeciorzędowego bazaltowego wulkanizmu Dolnego Śląska w świetle datowań K–Ar. [In:] M. Michalik, K. Jacher-Śliwczyńska, M. Skiba & J. Michalik (eds) — VIII Ogólnopolska Konferencja Naukowa „Datowanie minerałów i skał. Kraków, 18–19 listopada 2004. Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, Instytut Nauk Geologicznych UJ, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Kraków: 9–10.
- BIRKENMAJER K. & NAIRN A. E. M. 1969 — Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks, V. The basic Tertiary basalts of Lower Silesia, Poland. *Geol. Rundschau*, 58: 697–712.
- BIRKENMAJER K. & PÉCSKAY Z. 2002 — Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. I. Alkali basaltic rocks of the Opole Region. *Bull. Polish Acad. Sci., Earth Sci.*, 51: 31–50.
- BIRKENMAJER K., PÉCSKAY Z., GRABOWSKI J., LORENC M. W. & ZAGOŹDŻON P. P. 2002a — Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. II. K–Ar and palaeomagnetic data from Neogene basanites near Ladek Zdrój, Sudetes Mts. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 72: 119–129.
- BIRKENMAJER K., PÉCSKAY Z., GRABOWSKI J., LORENC M. W. & ZAGOŹDŻON P. P. 2002b — Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K–Ar and palaeomagnetic data from Early Miocene basaltic rocks near Jawor, Fore-Sudetic Block. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 72: 241–253.
- BIRKENMAJER K., PÉCSKAY Z., GRABOWSKI J., LORENC M. W. & ZAGOŹDŻON P. P. 2004b — Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. IV. Further K–Ar and palaeomagnetic data from Late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the Fore-Sudetic Block. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 74: 1–19.
- BLUSZTAJN J. & HART S. R. 1989 — Sr, Nd, and Pb isotopic character of Tertiary basalts from southwest Poland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53: 2689–2696.
- BOLEWSKI A. & PARACHONIAK W. 1982 — Petrografia. PWN, Warszawa.
- CWOJDZIŃSKI S. & JODŁOWSKI S. 1982 — „Plamowe” koncentracje bazaltowe Masywu Czeskiego i Dolnego Śląska. *Biul. Inst. Geol.*, 341: 203–222.
- DYJOR S. & KOŚCIÓWKO H. 1986 — Rozwój wulkanizmu i zwietrzelin bazaltowych Dolnego Śląska. *Arch. Miner.*, 41: 111–122.
- DZIEDZIC K. 1990 — Origin of the Neogene basaltoids in Lower Silesia region, SW Poland. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 179: 329–345.
- GRABOWSKI J. 2004 — Magnetostratigraphy of the Lower Silesian basaltic rocks — a review. [In:] M. W. Lorenc & P. P. Zagożdżon (eds), *International Workshop „BASALTS 2004”. Abstracts Volume & Excursion Guide*. Wrocław: 14–15.
- GROCHOLSKI A. 1977 — Uskok sudecki brzeżny a zagadnienia wulkanotektoniki trzeciorzędowej. *Acta. Univ. Wratisl.*, 378, Pr. Geol. Miner., 6: 89–103.
- ISC 2004 — International Stratigraphic Chart. International Commission on Stratigraphy.
- JAWORSKA Z. 1975 — Wyniki badań palinologicznych utworów trzeciorzędowych bloku przedsudeckiego. *Arch. Państw. Inst. Geol.*, Wrocław.
- JERZMAŃSKI J. & MACIEJEWSKI S. 1968 — Tertiary basalts in Lower Silesia. *Biul. Inst. Geol.*, 106: 119–138.
- JERZMAŃSKI J. & ŚLIWA Z. 1979 — Bazalty. [In:] K. Dziedzic i in. (eds), *Surowce mineralne Dolnego Śląska*. Ossolineum, Wrocław: 259–269.
- KOPECKÝ L. 1966 — Tertiary volcanics. [In:] J. Svoboda i in. (eds), *Regional Geology of Czechoslovakia, I, Ústř. úst. geol., Praha*.
- KOPECKÝ L. 1978 — Neoidic taphrogenic evolution and young alkaline volcanism of the Bohemian Massif. *Sbornik geologických věd*, 31: 91–104.
- KOZŁOWSKA-KOCH M. 1987 — Klasyfikacja i nomenklatura trzeciorzędowych wulkanitów Dolnego i Opolskiego Śląska. *Arch. Miner.*, 42: 43–91.
- KOZŁOWSKI S. & PARACHONIAK W. 1960 — Produkty wietrzenia bazaltów w rejonie Lubania na Dolnym Śląsku. *Acta Geol. Pol.*, 10: 285–324.
- KRUCZYK J., KĄDZIAŁKO-HOFMOKL M., JELEŃSKA M., BIRKENMAJER K. & ARAKELYANTS M. M. 1977 — Tertiary polarity events in Lower Silesian basalts and their K–Ar age. *Acta Geophys. Pol.*, 25: 183–191.
- LADENBERGER A. 2004 — Hf isotopes in modern geochemistry — discovery, methods and selected applications (the Lower Silesia basalts, SW Poland). [In:] M. Michalik, K. Jacher-Śliwczyńska, M. Skiba & J. Michalik (eds), VIII Ogólnopolska Konferencja Naukowa „Datowanie minerałów i skał”. Kraków, 18–19 listopada 2004. Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, Instytut Nauk Geologicznych UJ, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Kraków: 84–90.
- LADENBERGER A., MICHALIK M., TOMEK C. & PEATE D. W. 2004 — Major, trace elements characteristics and isotopic compositions of Tertiary volcanic rocks from SW Poland. [In:] M. W. Lorenc & P. P. Zagożdżon (eds), *International Workshop „BASALTS 2004”. Abstracts Volume & Excursion Guide*. Wrocław: 17–18.
- Le MAITRE R. W., BATEMAN T., DUDEK A., KELLER J., LAMEYRE Le BAS M. J., SABINE P. A., SCHMID R., SORESENSEN H., STRECKEISEN A., WODLEY A. R. & ZANETTIN B. 1989 — A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- LORENC M. W., BIRKENMAJER K., ZAGOŹDŻON P. P. & PÉCSKAY Z. 2004 — Petrography, chemistry and spatial distribution of Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. [In:] M. W. Lorenc & P. P. Zagożdżon (eds), *International Workshop „BASALTS 2004”. Abstracts Volume & Excursion Guide*. Wrocław: 19–20.
- PEARCE J. A. & GALE G. H. 1977 — Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 7: 14–24.
- PEARCE J. A. & NORRY M. J. 1979 — Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33–47.
- PÉCSKAY Z., LORENC M. W., BIRKENMAJER K. & ZAGOŹDŻON P. P. 2004 — Age relations of Tertiary alkali basaltic rocks from Lower Silesia, SW Poland. [In:] M. W. Lorenc & P. P. Zagożdżon (eds) — *International Workshop „BASALTS 2004”. Abstracts Volume & Excursion Guide*. Wrocław: 24–25.
- STEIGER R. H. & JÄGER E. 1977 — Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geology and geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 359–362.
- THOMPSON R. N. 1984 — Dispatches from the basalt front. I. Experiments. *Proc. Geol. Assoc.*, 95: 249–262.
- ULRYCH J., PIVEC E., LANG M., BALOGH K. & KROPEK V. 1999 — Cenozoic intraplate volcanic rock series of the Bohemian Massif. *GeoLines*, 9: 123–129.
- URRY W. D. 1936 — Ages by helium method. II. Post-Keewenawan. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 47: 1217–1234.
- WIERZCHOŁOWSKI B. 1993 — Stanowisko systematyczne i geneza sudeckich skał wulkanicznych. *Arch. Miner.*, 49: 199–235.
- WINCHESTER J. A. & FLOYD P. A. 1977 — Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20: 325–343.
- WRÓŃSKI J. 1970 — Przejawy plejstoceńskiego wulkanizmu w Dębowcu koło Szklara na Dolnym Śląsku. *Quart. Geol.*, 14: 535–545.