

Ksenolity z bazaltoidów z Rębiszowa koło Mirska (Dolny Śląsk)

Wiesław Heflik*, Lucyna Natkaniec-Nowak*

Xenoliths from basalts of Rębiszów near Mirsk (Lower Silesia, south Poland). Prz. Geol., 52: 910–915.

Summary. The study presents results of research on basic extrusive rocks basaltoid from Rębiszów as well as xenoliths existing in these rocks. These xenoliths and the basaltoids were subjected to macro- and microscopic observations, as well as X-ray, chemical and differential thermal analyses. Xenoliths of various sizes, are thermally metamorphosed rock fragments, mainly of Iżera granite-gneisses. Some of them are strongly altered. Products of their changes are: β -tridymite, β -cristobalite, goethite, lepidocrocite and others. Main component of that mineral mass is tridymite. The SiO_2 polymorphic phases originated from reaction in high temperature, caused by basic magma (basaltic one), together with hydrothermal solutions and metasomatic processes on the detached xenoliths of the Iżera granite-gneisses.

Key words: xenoliths, basaltoid, Rębiszów, Lower Silesia

W południowej części Pogórza Iżerskiego, w strefie występowania granitognejsów iżerskich i łupków łyszczykowych pasma Starej Kamienicy, jest zlokalizowane złożo bazaltoidu „Rębiszów”. Administracyjnie należy do gminy Mirsk. W założonym w latach 40. XX wieku kamieniołomie, zlokalizowanym ok. 2,5 km na S od wsi Rębiszów, wydobywa się kamień głównie na potrzeby drogownictwa, w mniejszym zakresie przemysłu hutniczego. Obecnie jest to wyrobisko 2-poziomowe (strop poziomu dolnego odpowiada rzędnej +510 m n.p.m., spąg poziomu górnego waha się od +516 m n.p.m. w zachodniej części do +523 m n.p.m. w południowo-wschodniej części złoża). Według Dodatku nr 4 ... (2000) front eksploatacji na poziomie dolnym miał kierunek zachodni, a na poziomie górnym — południowy (wysokość ścian wynosiła odpowiednio średnio 7 m i 8 m).

Według Wierchołowskiego (1993) kenozoiczne skały wulkaniczne (ultrasasadowe i zasadowe) Dolnego Śląska zaliczono do grupy alkalicznych bazaltów oliwinowych typu kontynentalnego, genetycznie związanych ze środkowo-europejską strefą ryftową. Badania paleomagnetyczne i datowania radiometryczne wykonane w ostatnich kilkudziesięciu latach pozwoliły ustalić ich właściwą pozycję geochronologiczną (Birkenmajer i in., 1970; Blusztajn & Hart, 1989; Birkenmajer i in., 2002).

Wylew bazaltoidowy z okolic Rębiszowa to jeden z licznych elementów koncentracji bazaltoidów: Żytawa–Zgorzelec–Lubań, należącego do nadrzędnego strukturalnie czesko-śląskiego pasma wulkanicznego (vide Cwojdziański & Jodłowski, 1982). Omawiane skały tworzą pokrywę w kształcie elipsy, o elongacji dłuższej osi W–E i wymiarach 600 m x 250–300 m (udokumentowana powierzchnia złoża wynosi 122 924 m², maks. miąższość 19,0 m, średnia 8,0 m).

W wyrobisku „Rębiszów”, na obu jego poziomach, odsłaniają się charakterystyczne struktury dysjunktywne, typowe zarówno dla partii brzeżnej, jak i środkowej pokrywy lawowej (Śliwa, 1967). Mowa jest oczywiście o dobrze widocznej oddzielności słupowej bazaltoidów i wzajemnej relacji owych form (kształt, nachylenie itd.). W czasie prac terenowych przeprowadzonych w roku 2001 i 2002 w czynnym, stokowym kamieniołomie tego bazaltoidu stwierdzono, że wykazuje on bardzo duże zróżnicowanie

pod względem form występowania i sposobu zalegania. Zróżnicowanie to często jest obserwowane na długości kilku metrów. W wielu miejscach kamieniołomu poszczególne słupy i pokłady bazaltoidowe są wyraźnie spękane i poprzysuwane względem siebie. Zjawiska te świadczą o burzliwym przebiegu erupcji oraz następujących potem silnych oddziaływaniach dynamicznych.

Zarówno same wulkanity, jak i obserwowane w ich obrębie produkty mineralizacji (głównie zeolitowej) były przedmiotem badań autorów (Heflik & Natkaniec-Nowak, 2004). Okazało się, że w licznych miejscach na powierzchniach słupów bazaltowych oraz w obecnych w nich pustkach i szczelinach występują cienkie (grubości do kilku mm) naskorupienia (ryc. 1), zbudowane głównie z drobno-kryształicznych minerałów grupy zeolitów (przeważnie natrolitu i phillipsytu). Ich zabarwienie jest zróżnicowane, niekiedy są białe lub brunatne. Naskorupienia te są wynikiem oddziaływania roztworów hydrotermalnych, ubogich w SiO_2 , penetrujących masy bazaltoidu siecią drobnych spęknięć i szczelin.

W środkowej części kamieniołomu „Rębiszów”, głównie na granicy pierwszego i drugiego poziomu, stwierdza się w bazaltoidach obecność różnej wielkości i kształtów „obcych ciał” (ksenolitów). Z punktu widzenia genetycznego enklawy te są związane, prawie wyłącznie, z występującymi w podłożu pokrywy lawowej granitognejsami iżerskimi. Zarówno same bazaltoidy, jak i obecne w nich ksenolity, a zwłaszcza produkty ich przeobrażeń, są interesujące z punktu widzenia procesów zachodzących w tych skałach, dlatego autorzy podjęli się ich badania. Przedmiotem niniejszej pracy jest, z jednej strony, charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna bazaltoidów rębiszowskich i ustalenie ich pozycji systematycznej na diagramie klasyfikacji TAS skał wulkanicznych, z drugiej — badania obecnych w nich ksenolitów (stosunkowo świeżych i całkowicie zmienionych). W badaniach zastosowano obserwacje makro- i mikroskopowe oraz analizę rentgenograficzną, termiczno-różnicową i chemiczną.

Wyniki badań mineralogiczno-petrograficznych

Bazaltoidy. Rębiszowskie wulkanity są barwy ciemnoszarej do czarnej, charakteryzuje je struktura afanitowa lub hipokryształiczna, tekstura zbita.

Mikroskopowo skały te odznaczają się strukturą porfirową, teksturą beładną. Mają typową dla skał wylewnych

*Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; natkan@agh.edu.pl

budowę, a więc ciasto skalne z obecnymi w nim fenokryształami (ryc. 2). Te ostatnie, reprezentowane głównie przez Ca-pirokseny z szeregu augitu, są wykształcone najczęściej w postaci krótkich słupków, rzadziej form ksenomorficznych. Pospolita jest w nich budowa pasowa i klepsydrowa. Duża część tych osobników jest objęta silnym procesem chlorytызacji. Ciasto skalne jest zbudowane z bardzo drobnych, najczęściej idiomorficznie wykształconych piroksenów, którym w ilościach podrzędnych towarzyszą ksenomorficzne ziarna nefelinu i pojedyncze, na ogół silnie spękanne osobniki oliwinów. Wymienionym fazom mineralnym towarzyszą drobne, izolowane wtrącenia minerałów nieprzeznaczonych, głównie magnetytu.

Powyższy skład mineralny oraz dane zamieszczone w Dodatku nr 4 ... (2000) klasyfikują te skały do grupy bazaltów nefelinowych, bądź częściowo oliwinowo-nefelinowych.

Tab. 1. Wyniki analizy rentgenograficznej bazaltoidów z Rębiszowa

Table 1. X-ray data of basaltoids from Rębiszów

d(Å)	I	Mineral	d(Å)	I	Mineral
14,56	20	Chl	2,22	10	A
12,68	13	Sm	2,12	27	A
7,22	27	Chl	2,03	17	A
6,42	9	A	1,976	9	N
5,61	11	A, An	1,838	17	A
4,13	17	N	1,749	30	A
3,44	25	An	1,726	11	A
3,23	63	A, N	1,629	32	A
3,00	100	A, N	1,565	9	N
2,95	37	A, An	1,548	13	A
2,90	14	A, N	1,529	9	A
2,82	10	A	1,495	13	A
2,70	15	H	1,480	12	A
2,56	91	A, N	1,423	25	A
2,52	17	M	1,408	10	N
2,31	28	N	1,327	16	A

A — augit, *augite*, An — analcym, *analcime*, Chl — chloryt, *chlorite*, H — hematyt, *haematite*, N — nefelin, *nepheline*, Sm — smektyt, *smectite*; I — intensywność, *intensity*



Ryc. 1. Naskorupienia zeolitowe na powierzchni bazaltoidu z Rębiszowa

Fig. 1. Zeolite crusts on the surface of the Rębiszów basaltoid

Potwierdzają to wyniki badań rentgenograficznych (tab. 1). Z zamieszczonych danych wynika, że zasadniczymi minerałami analizowanej skały są augit (A) i nefelin (N). Stwierdzono ponadto znaczny udział produktów wtórnych, tj. chlorytów (Chl) i smektytów (Sm), a także wcześniej nie sygnalizowany badaniami optycznymi analcym (An), który może stanowić pseudomorfozy po innych skaleniowcach. Zarejestrowany refleks 2,70 Å można przypisać hematytowi (H), będącemu produktem utlenienia pierwotnego magnetytu.

Wykonane badania chemiczne (tab. 2) pozwoliły dokładnie zlokalizować rębiszowski bazaltoid na diagramie klasyfikacyjnym TAS. Zgodnie z procedurą wymaganą przy stosowaniu wspomnianej klasyfikacji (suma alkaliów–krzemionka) do nieprzeobrażonych skał wulkanicznych (Wierzchołowski, 1993), określono normatywny skład mineralny (CIPW) badanego bazaltoidu, przeliczono wyniki badań chemicznych na 100% (bez udziału wody i CO₂), a następnie korzystając z diagramu TAS ustalono, że próbka badanego wulkanitu leży w polu tefrytów i bazanitów, a ze względu na udział normatywnego oliwinu (Ol) > 10% — należy do bazanitów (ryc. 3).

Tab. 2. Wyniki analizy chemicznej bazaltoidu z Rębiszowa

Table 2. Results of chemical analysis of the basaltoids from Rębiszów

Składnik Component	% wag. % wt	Skład normatywny (CIPW) Normative component (CIPW)	
SiO ₂	47,74	ortoklaz Or <i>orthoclase</i>	3,55
TiO ₂	2,45	albit Ab <i>albite</i>	35,92
Al ₂ O ₃	14,65	anortyt An <i>anorthite</i>	13,54
Fe ₂ O ₃	4,90	nefelin Ne <i>nepheline</i>	5,73
FeO	6,55	natrokalcyt Nc <i>natrocalcite</i>	1,81
MnO	0,22	diopsyd Di <i>diopside</i>	9,22
MgO	9,55	hedenbergit Di-Hd <i>hedenbergite</i>	1,47
CaO	5,45	diopsyd Di <i>diopside</i>	10,69
Na ₂ O	6,55	forsteryt Ol-Fo <i>forsterite</i>	13,67
K ₂ O	0,60	fajalit Ol-Fa <i>fayalite</i>	2,75
CO ₂	0,75	oliwin Ol <i>olivine</i>	16,42
H ₂ O+	0,53	magnetyt Mt <i>magnetite</i>	7,10
H ₂ O-	0,60	ilmenit Il <i>illmenite</i>	4,65
Σ	100,54	Σ	99,41



Ryc. 2. Fenokryształ piroksenu w cieście skalnym bazaltoidu z Rębiszowa; nikole skrzyżowane

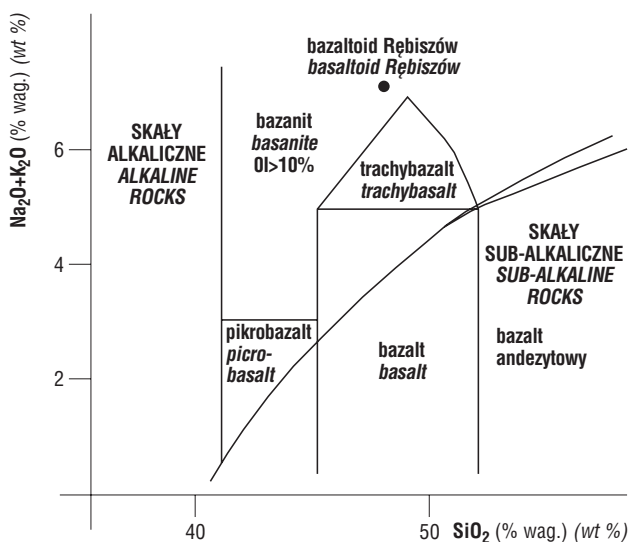
Fig. 2. Pyroxene phenocrystal in the groundmass of the Rębiszów basaltoid; crossed nicols

Ksenolity. Jak już wspomniano, bazaltoidy z Rębiszowa obfitują w różnej wielkości i w różnym stopniu zmienione fragmenty skał obcych, o kształtach najczęściej zbliżonych do form kulistych. Makroskopowo enklawy te są w różnym stopniu przeobrażone, od form stosunkowo świeżych (typ A) aż do całkowicie zmienionych (typ B). Te ostatnie wyraźnie dominują.

Stosunkowo najmniej zmienione porwaki (typ A) odznaczają się barwą lekko żółtą, strukturą średniokrystaliczną i teksturą bezładną. W składzie mineralnym dominują wyraźnie widoczne makroskopowo, zindywidualizowane tabliczki skaleni (ryc. 4).

Spostrzeżenia te potwierdzają obserwacje mikroskopowe, z których jednoznacznie wynika, że skały te budują głównie skalenie, z nieznaczną domieszką kwarcu i muskowitu. Skalenie reprezentowane są przez mikroklin i kwaśny oligoklaz. Zarówno K-skalenie, jak i plagioklasy są silnie przeobrażone (zsercytyzowane). Miejscami serycyt przechodzi w blaszki muskowitu. Kwarc, jako składnik podrzędny, tworzy ziarna ksenomorficzne, wypełniając przestrzenie między tabliczkami skaleni. Powyższy skład mineralny jest charakterystyczny dla granitognejsów izerskich lub granitów rumburskich.

Dane rentgenograficzne przedmiotowego ksenolitu (typ A) potwierdzają jego urozmaicony skład mineralny (tab. 3).



Ryc. 3. Diagram klasyfikacyjny TAS (wg Rollinson, 1993)
Fig. 3. TAS classification diagram (following Rollinson, 1993)

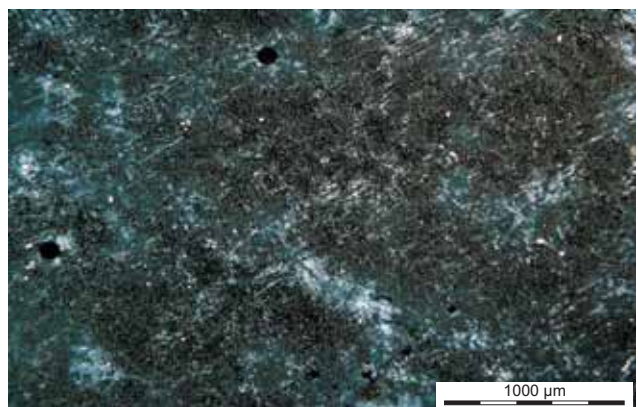


Ryc. 4. Słabo zmieniony ksenolit granitognejsu izerskiego z dobrze widocznymi tabliczkami skaleni z bazaltoidu z Rębiszowa
Fig. 4. Little altered Iżera granite-gneiss xenolith with well-visible plates of feldspars from the Rębiszów basaltoid

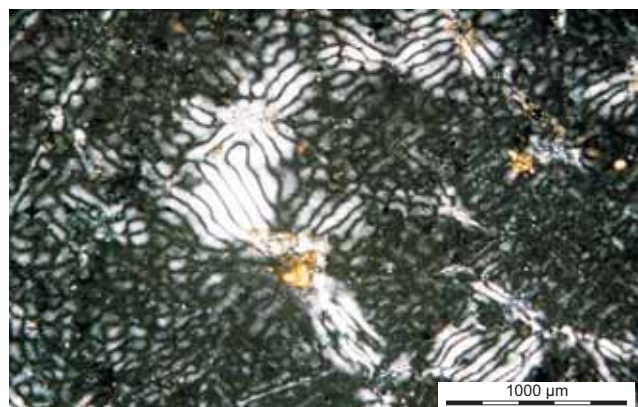
Dominującymi fazami mineralnymi są niewątpliwie skalenie, i to zarówno skalenie alkaliczne (Sk — mikroklin), jak i plagioklasy (Pl) z szeregu albit-oligoklaz. Udział kwarcu (Q) wydaje się podrzędny, tak jak miki jasnej — muskowitu (M). Nie do końca, w sposób jednoznaczny, zarejestrowany zespół refleksów potwierdza obecność amfiboli, natomiast występowanie podrzędnych



Ryc. 5. Polewy krzemionkowe (cristobalitowe) na powierzchni silnie zmienionego ksenolitu z bazaltoidu z Rębiszowa
Fig. 5. Cristobalite crust covers on the surface of a highly altered xenolith from the Rębiszów basaltoid



Ryc. 6. Agregaty trydymitu w silnie zmienionym ksenolicie z bazaltoidu z Rębiszowa; nikole skrzyżowane
Fig. 6. Tridymite aggregate in a highly altered xenolith from the Rębiszów basaltoid; crossed nicols



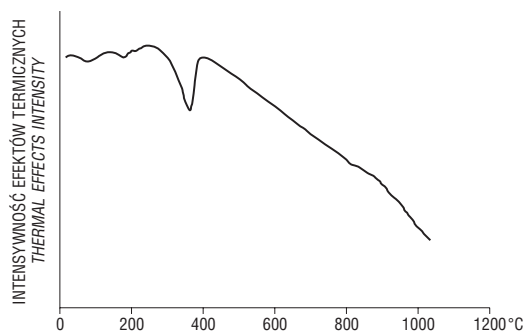
Ryc. 7. Włókniste agregaty cristobalitu w silnie zmienionym ksenolicie z bazaltoidu Rębiszowa; nikole skrzyżowane
Fig. 7. Fibrous cristobalite aggregate in highly altered xenolith from the Rębiszów basaltoid; crossed nicols

ilości minerałów ilastych jest bezsporne. Są to głównie smektyty (Sm), ale również struktury mieszanopakietowe illit/montmorillonit (Il/Mt), hydromiki (Il) oraz chloryty (Chl). Z zarejestrowanych na krzywej dyfraktometrycznej refleksów wynika, że do grupy składników podrzędnych można zaliczyć także zeolity (Z).

Najsilniej zmienione ksenolity (typ B) spotykane są najczęściej w formach kulistych o średnicy do kilkunastu centymetrów. Odznaczają się one barwą rdzawobrunatną. Miejscami na ich powierzchni pojawiają się szkliste, twarde (ok. 6–7 w skali Mohsa) polewy (ryc. 5).

W obserwacjach mikroskopowych przy jednym nikolu skały te przedstawiają jednolitą masę, bezbarwną i niepleochroiczną. Przy nikolach skrzyżowanych jest widoczny zbity agregat, w którym sporadycznie są obecne formy tabliczkowate o niskiej dwójłomności (ryc. 6). Niektóre z nich wykazują słabo zaznaczone potrójne zbliżniaczenia, charakterystyczne dla trydymitu. W szklistych polewach

dostrzegalne są cienkowłókniste formy mineralne (ryc. 7), odznaczające się wyraźnym reliefem ujemnym i bardzo słabą dwójłomnością, odpowiadające prawdopodobnie lussatynowi — włóknistej formie cristobalitu. W ksenolitych tych występują także pojedyncze strzępki muskowitu.



Ryc. 8. Krzywa DTA próbki ksenolitu typu B

Fig. 8. DTA curve of xenolith type B

Tab. 3. Wyniki analizy rentgenograficznej ksenolitu (typ A) z bazaltoidu z Rębiszowa

Table 3. X-ray data results of a xenolith (type A) in basaltoid from Rębiszów

d(Å)	I	Mineral	d(Å)	I	Mineral	d(Å)	I	Mineral
24,694	9	Sm	3,620	12	Pl, Sk, Il	2,004	10	M, Il
19,217	7	Sm	3,543	7	Chl, Sk	1,970	9	M
16,882	8	Sm	3,455	48	Sk	1,934	11	Pl
14,832	12	Chl	3,327	100	Q, Sk, M, Il	1,907	2	Pl
13,036	2	Sm	3,221	53	Pl, Sk	1,885	7	Pl
12,097	7	Sm	3,074	7	M, Il	1,855	6	Pl
11,334	1	Il	2,993	48	Sk, Pl	1,832	12	Q
11,023	2	Il/Mt	2,903	18	Sk, M, Il	1,793	3	Pl
9,997	23	M	2,799	20	Pl, Sk	1,770	7	Pl
9,137	3	Z	2,764	8	Sk	1,746	9	Pl
8,667	8	Z	2,698	14	Chl, M	1,722	7	Il
7,968	4	Z	2,651	2	Pl	1,697	6	Pl
7,671	3	Z	2,609	8	Sk, M	1,671	6	Pl, Q, M
7,156	4	Chl	2,577	27	M, Sk	1,658	2	Q, M
6,711	1	Sk	2,514	10	Pl, Sk, M	1,646	6	M, Il
6,498	12	Pl, Sk	2,485	1	M	1,629	15	M
6,230	7	Pl, Sk	2,465	1	Q	1,578	3	Chl
5,842	18	Pl, Sk	2,420	14	Sk	1,555	10	Chl, Pl
5,588	6	Pl	2,389	6	M, Il	1,542	4	Q
5,386	4	Z	2,348	6	Sk	1,514	8	M, Il
5,203	3	Z	2,315	3	Sk	1,497	11	M, Pl
5,008	9	M, Il	2,280	2	Q, Il	1,450	77	Q, Pl
4,807	3	Chl	2,256	3	Il, M	1,405	55	Pl
4,692	2	Chl	2,231	1	Q	1,394	4	PL
4,587	4	Il, Sk	2,205	9	M	1,382	3	Q, Il
4,475	10	M	2,167	21	Pl, Sk, Il	1,372	6	Q
4,234	55	Q, Sk	2,128	12	Q, M, Il	1,358	5	Pl
4,040	2	Pl	2,106	4	Pl	1,348	2	Il
3,943	20	Pl, Sk	2,061	9	M, Chl			
3,781	78	Pl, Sk, M	2,029	2	Pl			

Chl — chloryt, *chlorite*, Il — illit, *illite*, M — muskowit, *muscovite*, Pl — plagioklaz kwaśny (albit–oligoklaz), *feldspar (albite–oligoclase)*, Sk — skalenie potasowe (mikroklin), *K-feldspar (microcline)*, Sm — smektyt, *smectite*; Q — kwarc, *quartz*, Z — zeolity, *zeolite*; I — intensywność, *intensity*

Ze względu na trudności w identyfikacji pewnych minerałów przy pomocy mikroskopu polaryzacyjnego, fragment silnie zmienionej enklawy poddano analizie rentgenograficznej (tab. 4). Na podstawie zarejestrowanych wartości odległości międzypłaszczyznowych d_{hkl} stwierdzono, że składnikiem głównym analizowanego ksenolitu jest β -trydymit (Tr). Minerál ten został opisany m.in. w tufach bazaltowych z Góry Św. Anny k. Opola (Chodyniecka, 1967). O jego występowaniu w porwakach granitowych wśród bazaltów okolic Strzegomia na Dolnym Śląsku i w porwakach piaskowcowych wśród andezytów pienińskich wspominają także Borkowska i Smulikowski (1973).

W analizowanym ksenolicie typu B β -trydymitowi towarzyszy inna odmiana SiO_2 β -cristobalit (Cr), którego obecność jest widoczna makroskopowo w postaci szklistych polew. Obecność polew krzemionkowych w opisywanych bazaltoidach, określanych jako hialit, była wzmiankowana już przez Fidera (1863) i Schneidera (1894).

W enklawach tych dobrze jest udokumentowana obecność muskowitu (M). Zwraca ponadto uwagę bogactwo zarejestrowanych refleksów w zakresie niskokątowym, co

świadczą o obecności m.in.: smektytów (Sm) czy też struktur mieszanopakietowych illit/montmorillonit (II/Mt).

Kolejnymi, po trydymicie i cristobalicie, ilościowo przeważającymi składnikami mineralnymi badanej skały są, według danych rentgenograficznych, wodorotlenki Fe: goethyt (Gt) i lepidokrokity (Lp), przy wyraźnej przewadze tego pierwszego. Dla minerałów tych są diagnostyczne następujące refleksy:

- goethyt $\alpha\text{FeO}(\text{OH})$ $d_{hkl} = 4,18; 2,69; 2,45 \text{ \AA}$;
- lepidokrokity $\gamma\text{FeO}(\text{OH})$ $d_{hkl} = 6,26; 3,29; 2,47; 1,4 \text{ \AA}$.

Zwraca uwagę duża ilość trudnych do identyfikacji refleksów w zakresie 10–20 Θ . Wiadomym jest, że w dolnośląskiej paleogeńsko-neogeńskiej formacji bazaltowej spotyka się bogactwo różnych zeolitów. Należą tu m.in.: thomsonit, natrolit, heulandyt, desmin, phillipsyt, chabazyt itd (vide Lis & Sylwestrzak, 1986; Franus, 1999). Ze względu na tak dużą ich różnorodność nie sposób przeprowadzić szczegółowej identyfikacji tej grupy minerałów, tym bardziej że fazy te pojawiają się w analizowanych porwakach w ilościach zupełnie podrzędnych.

Tab. 4. Wyniki analizy rentgenograficznej ksenolitu (typ B) z bazaltoidu z Rębiszowa

Table 4. X-ray data results of a xenoliths in basaltoid from Rębiszów

d(Å)	I	Mineral Mineral	d(Å)	I	Mineral Mineral	d(Å)	I	Mineral Mineral
28,29	10	Mt	4,49	8	Tr, M, Mt	2,45	42	Tr, Cr, Gt, Lp, M
21,78	11	Mt	4,33	100	Tr, M	2,37	20	Tr, II, M
19,83	13	Mt	4,17	72	Cr, Gt, M	2,34	13	Tr
17,88	10	Mt	4,09	70	Tr, Cr	2,30	34	Tr
16,50	20	Mt	4,00	4	Gt	2,25	18	M, Gt
13,62	12	II/Mt	3,92	4	Tr	2,19	17	Gt, M
11,87	22	II/Mt	3,83	36	Tr	2,15	3	M, II
11,17	12	II/Mt	3,74	31	Mt	2,12	16	Tr, Cr
10,25	55	M	3,63	13	M, II	2,10	2	M
9,45	3	Z	3,56	19	Tr, II/Mt	2,08	15	Cr, Tr
8,82	34	Z	3,45	12	Tr, Mt	2,05	12	Tr
8,40	4	Z	3,39	10	Gt	2,02	15	M.
8,03	35	Z	3,33	19	Tr, M, Mt, II	1,993	38	II
7,62	26	Z	3,27	17	Tr, Lp	1,967	14	M
7,23	4	Z	3,21	16	Tr	1,947	16	Lp
6,82	16	Z	3,16	6	Tr, Cr	1,924	32	Cr, Gt
6,56	15	Z	3,08	13	Tr, M, II	1,896	26	TR
6,25	15	Lp	3,01	20	Tr, Mt	1,866	16	TR
5,99	7	Z	2,97	10	Tr	1,805	31	Gt
5,76	12	Z	2,91	15	M, II	1,778	23	Tr
5,58	2	Z	2,83	16	Tr, Cr	1,756	16	Tr
5,46	17	Z	2,77	18	Tr	1,740	11	Lp
5,31	6	Z	2,70	20	Gt	1,720	41	Gt
5,21	11	Z	2,67	10	M	1,695	24	Gt, Mt
5,05	22	M, Mt	2,63	4	II	1,670	12	M
4,93	11	Gt	2,58	30	Tr, Gt, M, Mt,	1,645	10	M
4,81	2	Z	2,55	5	Cr, Tr, M	1,631	23	M
4,63	10	Z	2,50	66	Tr, Cr, Mt, Gt			

Cr — cristobalit, *cristobalite*, Gt — getyt, *goethite*, II — illit, *illite*, Lp — lepidokrokity, *lepidocrocite*, M — muskowit, *muscovite*, Tr — trydymit, *tridimite*, Sm — smektyt, *smectite*, Z — zeolity, *zeolite*; I — intensywność, *intensity*

Na krzywej DTA próbki ksenolitu typu B (ryc. 8) zaznaczają się dwa efekty endotermiczne: słaby w temperaturze 75°C i nieco silniejszy w temperaturze 287°C. Pierwszy z nich jest wynikiem usuwania wilgoci, drugi — wody zawartej w drobnokrystalicznym goethycie.

Obecność minerałów z grupy SiO₂ (trydymitu i cristobalitu) w omawianym ksenolicie, jako głównych jego składników oraz tlenków żelaza, potwierdzają także wyniki analizy chemicznej. Oznaczone zawartości podstawowych tlenków (w % wag.) są następujące:

SiO ₂	77,53
Fe ₂ O ₃	7,26
Al ₂ O ₃	0,073

Podsumowanie

W wyniku przeprowadzonych badań mineralogiczno-petrograficznych bazaltoidów rębiszowskich oraz ksenolitów i produktów ich przeobrażeń stwierdza się, że:

□ bazaltoidy budujące złożę „Rębiszów” należą do bazanitów;

□ obserwowane w tych skałach enklawy są reprezentowane przez różnej wielkości i w różnym stopniu zmienione ksenolity; zdecydowana większość z nich jest całkowicie zmieniona;

□ ksenolity słabo zmienione (typ A) są zbudowane głównie ze skaleni, i to zarówno skaleni alkalicznych (mikroklinu), jak i plagioklazów z szeregu albit-oligoklaz. Podrzędnie występuje w nich kwarc, a także mika jasna — muskowit. Struktura, tekstura oraz skład mineralny tych skał są charakterystyczne dla granitognejsów izerskich lub może nawet, w niektórych przypadkach, dla granitów rumburskich;

□ silnie zmienione ksenolity (typ B) są zbudowane z: β-trydymitu i β-cristobalitu (lussatynu), goethytu, lepidokrokitu i in. Trydymit stanowi w nich zasadniczą masę. Drugą ilościowo fazą mineralną jest cristobalit, który tworzy cienką, szklistą polewę na tych ksenolitach. Goethyt i lepidokrokite występują w postaci drobnziarnistych skupień o barwie brunatnoczerwonej, wypełniających kaverny i spękania w masie minerałów z grupy SiO₂;

□ w wyniku oddziaływania podwyższonej temperatury spowodowanej przez magmę zasadową (bazaltową) na porwaki granitognejsów lub innych skał oderwanych z podłoża, doszło do częściowego ich przetopienia i przy współdziałaniu roztworów hydrotermalnych oraz procesów metasomatycznych do odprowadzenia z nich glinki i alkaliów; obraz tych procesów można śledzić w porwakach typu A;

□ fluidy zasobne w SiO₂, migrujące w masie tych ksenolitów, przyczyniły się do wykrystalizowania w nich w

pierwszej kolejności trydymitu, a w nieco niższej temperaturze cristobalitu;

□ w miarę spadku temperatury, przypuszczalnie już przy współdziałaniu procesów hipergenicznych, na bazie zawartego w bazaltoidzie żelaza, w wyniku utlenienia, doszło do utworzenia skupień goethytu i lepidokrokitu.

Reasumując należy stwierdzić, że w bazaltoidach z Rębiszowa zachodziły zjawiska asymilacji porwaków granitognejsów izerskich lub granitów rumburskich. Odbywało się to wieloetapowo i w złożonych warunkach fizyczno-chemicznych.

Niniejszy artykuł przygotowano w oparciu o wyniki badań realizowanych w ramach prac statutowych (nr 11.11.140.408) w Zakładzie Mineralogii, Petrografii i Geochemii WGGiOŚ AGH w Krakowie.

Literatura

- BIRKENMAJER K., JERZMAŃSKI J. & NAIRN A.F.N. 1970 — Paleomagnetic studies of Polish rocks. IV Cenozoic basalts of Lower Silesia. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 50: 31–61.
- BIRKENMAJER K., PECSKAY Z., GRABOWSKI J., LORENC M.W. & ZAGOŹDŻON P.P. 2002 — Radiometric dating of the Tertiary Volcanics in Lower Silesia, Poland. III K-Ar and paleomagnetic data from Early Miocene basaltic rocks near Jawor, Fore-Sudetic Block. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 72: 241–253.
- BLUSZTAJN J. & HART S.R. 1989 — Sr, Nd and Pb isotopic character of Tertiary basalts from southwest Poland. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 53: 2689–2696.
- BORKOWSKA M. & SMULIKOWSKI K. 1973 — *Minerały skałotwórcze*. Wyd. Geol.
- CHODYNIECKA L. 1967 — Bazalt z Góry Św. Anny. *Pr. Miner.*, 8: 1–55.
- CWOJDZIŃSKI S. & JODŁOWSKI S. 1982 — „Plamowe” koncentracje bazaltowe Masywu Czeskiego i Dolnego Śląska. *Biul. Inst. Geol.*, 341: 201–224.
- Dodatek** nr 4 do Dokumentacji geologicznej złoża bazaltu „Rębiszów”, 2000 — *Mat. arch. Kopalni „Rębiszów”*.
- FIEDLER H. 1863 — *Die Mineralien Schlesiens mit Berücksichtigung der angrenzenden Länder*. Breslau.
- FRANUS W. 1999 — (Sr, Ba) phillipsite-Ca and chabasite from “Józef” basalt deposit in Zaręba (Lower Silesia, Poland). *Miner. Pol.*, 30: 17–32.
- HEFLIK W. & NATKANIEC-NOWAK L. 2004 (w druku) — O produktach mineralizacji bazaltoidów z Rębiszowa k. Mirska na Dolnym Śląsku. *Kwart. AGH, Geologia*.
- HINTZE C. 1897 — *Handbuch der Mineralogie*. Zweiter Band. Silicate und Titanate. Leipzig.
- LIS J. & SYLWESTRZAK H. 1986 — *Minerały Dolnego Śląska*. Wyd. Geol.
- ROLLINSON H. 1993 — *Using geochemical data; evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical. London.
- SCHNEIDER G. 1894 — *Die Minerale des Riesen- und Isergebirges*. Wanderer im Riesengeb., Bd 6.
- ŚLIWA Z. 1967 — Własności strukturalne bazaltów Śląska. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 37: 435–454.
- TRAUBE H. 1888 — *Die Minerale Schlesiens*. Breslau.
- WIERZCHOŁOWSKI B. 1993 — Stanowisko systematyczne i geneza sudeckich skał wulkanicznych. *Arch. Miner.*, 49: 199–229.