

Andrzej SZYMKOWIAK, Marek PANASIUK

Charakterystyka petrograficzna i geochemiczna law bazaltoidowych rejonu Bogatyni

Przedstawiono wyniki badań trzeciorzędowej formacji wulkanicznej rejonu Bogatyni (niecka żytawska), oparte o badania mikroskopowe i chemiczne 19 próbek law. Wyróżniono sześć odmian law występujących w badanym rejonie: nefelinit oliwinowy, fonotefryt, mugearyt zbliżony do bazaltu toleitowego, mugearyt, trachit kwarcowy zbliżony do latorytu, oraz trachit. Na podstawie obserwacji terenowych oraz metod przekształceń analiz chemicznych ustalono stopień zdyferencjonowania poszczególnych odmian lawy dla określenia szeregu dyferencjalnego.

WSTĘP

Trzeciorzędowe skały wulkaniczne okolic Bogatyni występują w żytawskim zapadlisku tektonicznym i należą do dolnośląskiej formacji bazaltowej. W rejonie Bogatyni obok law bazaltowych znajdują się także lawy trachitoidowe i fonolitowe nie stwierdzone, jak dotychczas, na pozostałym obszarze Dolnego Śląska. Bazaltoidy dolnośląskie cechuje dyferencjacja typu atlantyckiego charakteryzująca się niedomiarem krzemionki przy nadmiarze alkaliów (K. Smulikowski, 1960).

Charakter petrograficzny i chemiczny oraz pozycja geologiczna bazaltoidów z rejonu Bogatyni znajduje wiele analogii ze skałami wulkanicznymi wieku kenozoicznego północno-zachodniej krawędzi Masywu Czeskiego, gdzie stwierdzono występowanie szeregu odmian skał wylewnych – od ultrazasadowych law nefelinitowo-menilitowych, poprzez lawy zasadowe i pośrednie a skończywszy na odmianach kwaśnych (J. Svoboda, 1966). Występowanie tych law wiąże się ze strefą asymetrycznego ryftu kontynentalnego Ohře (L. Kopecký, 1978), która przedłuża się w odcinku północno-wschodnim na terytorium Polski, tj. na obszar żytawskiego zapadliska tektonicznego (fig. 1).

Trzeciorzędowy wulkanizm Masywu Czeskiego rozwijał się w ścisłym powiązaniu z kolejnymi fazami ewolucji tektonicznej tego obszaru. J. Svoboda (1966) i L. Kopecký (1978) wyróżnili tam trzy fazy wulkanizmu trzeciorzędowego:

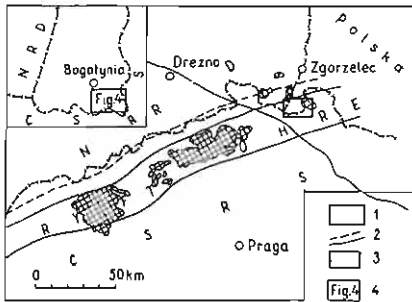


Fig. 1. Regionalny szkic lokalizacji badań opracowany częściowo według L. Kopeckého (1978) oraz J. Svobody (1966)

Location map of the studied area, partly after L. Kopecký (1978) and J. Svoboda (1966)

1 – utwory wulkaniczne; 2 – dyslokacje tektoniczne; 3 – obszar tzw. żytawskiego zapadliska tektonicznego; 4 – lokalny szkic geologiczny terenu badań prezentowanego na Fig. 4 (objaśnienia w tekście)

1 – volcanic rocks; 2 – tectonic dislocations; 3 – area of so-called Złota tectonic depression; 4 – local geological sketch map of the studied area, shown in Fig. 4 (see the text for explanations)

I faza: oligocen – miocen dolny (35–17 mln lat),

II faza: pliocen (9–6,39 mln lat),

III faza: pliocen – plejstocen (2,7–0,86 mln lat)

oraz najwcześniejszą fazę wulkanizmu inicjalnego przypadającą na paleogen (64,7–60 mln lat).

Najsilniej przejawiał się wulkanizm w fazie pierwszej. Wówczas miały miejsce ruchy tektoniczne fazy sawskiej (przełom oligocen – miocen dolny) oraz fazy styryjskiej (przełom miocen środkowy – miocen górny). Znacznie słabiej zaznaczył się wulkanizm w fazie drugiej, obejmującej ruchy tektoniczne fazy wołowskiej (J. Svoboda, 1966; J. Oberc, S. Dyjor, 1969; J. Oberc, 1972; S. Dyjor, 1975). Obecne rozpoznanie geologiczne utworów osadowych i wulkanicznych w żytawskim zapadlisku tektonicznym pozwala na dokładniejsze prześledzenie przejawów działalności wulkanicznej (M. Panasiuk, 1980).

Materiał dokumentacyjny zebrany został w czasie prac geologicznych (M. Jęczynek i in., 1982) z obszaru południowo-wschodniego i wschodniego obrzeżenia zapadliska żytawskiego. Poszczególne wystąpienia skał wulkanicznych (dajki, sille, pokrywy lawowe, czopy i kominy) opróbowano jednopunktowo i wielopunktowo na podstawie siatki wykonanych otworów wiertniczych i rowów oraz naturalnych i sztucznych odsłoneń. Pełne analizy chemiczne próbek skał zostały wykonane w Centralnym Laboratorium Chemicznym Instytutu Geologicznego w Warszawie.

WYNIKI DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ WULKANITÓW ŻYTAWSKIEGO ZAPADLISKA TEKTONICZNEGO

Badania petrograficzne utworów wulkanicznych rejonu Bogatyni zostały zapoczątkowane przez J. Blumricha (1893), który wyróżnił tu dwie odmiany petrograficzne fonolitów: trachitowe i nefelinowe. J. Hibscha (1926), badając skały wulkaniczne Pogórza Czeskiego, skałę występującą w okolicach Opolna Zdroju oznaczył jako fonolit trachitowy. R. Grahmann i H. Ebert (1937) utwory wulkaniczne rejonu Żytawy podzielili na trzy grupy: bazalty hornblendowe (bazalt hornblendowy, tefryt hornblendowy), bazalty bezhornblendowe (bazalt skaleniowy, trachybazalt, bazalt nefelinowy) oraz tzw. „skały jasne” (trachyandezyty i fonolity trachitowe).

W okresie późniejszym Z. Pentlakowa i in. (1951) dokonali inwentaryzacji czynnych kamieniołomów bazaltowych tego rejonu i wyróżnili bazalty nefeli-

nowe i plagioklazowe. Badania J. Kukli (1957), M. Wyderko-Skiby i S. Kozłowskiego (1966) koncentrowały się na ocenie przydatności fonolitów trachitowych z Opolna Zdroju jako surowca dla potrzeb przemysłu skaleniowego. B. Berezowska i Z. Berezowski (1968) wśród law bazaltoidowych w niecce żytańskiej wyróżnili: trachyandezyty, bazanity, bazalty właściwe i fonolity trachitowe oraz dokonali próby ujęcia geologii tych skał w skali regionalnej. Praca K. Birkenmajera (1967), poświęcona formom występowania wulkanitów dolnośląskich, pozwoliła określić największe wystąpienie fonolitów z Opolna Zdroju oraz trachyandezytów z Markocic jako formy czopów wulkanicznych. W. Smulikowski (1972) podał opis skały o cechach trachyandezytu lub latytu zaczopowanej wśród łupków metamorficznych na południe od Markocic. Wreszcie w jednej z ostatnich prac R. Orłowski (1976) określa opisywane dotychczas fonolity trachitowe z Opolna Zdroju jako trachity alkaliczne.

Z powyższego przeglądu wyłania się obraz znacznej fragmentaryczności niektórych dotychczas prezentowanych wyników badań oraz potrzeba uporządkowania stosowanej nomenklatury zgodnie z obowiązującymi zasadami (W. Ryka, 1979). Niżej prezentowane wyniki pracy autorów są próbą usystematyzowania wyników prac archiwalnych w nawiązaniu do własnych obserwacji, a zasadniczym celem – próba wyjaśnienia ewolucji petrologicznej law wulkanicznych, które występują na południowy wschód od Bogatyni.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA

Terenowe obserwacje makroskopowe, prace petrograficzne oraz pełne analizy chemiczne skał bazaltoidowych posłużyły do wyróżnienia najbardziej typowych odmian tych skał. Według obowiązującej klasyfikacji, opartej głównie na obliczeniu objętościowego składu mineralnego skały, jedynie cztery splanimetrowane próbki zostały naniesione na schemat klasyfikacyjny IUGS (fig. 2), ponieważ niewystarczający stopień wykrystalizowania składników mineralnych uniemożliwił wykonanie planimetrów pozostałych próbek (próbka nr 8 o składzie alkaliczno-skaleniowego trachitu oraz próbki 9–11 odpowiadające trachitom). Skały te reprezentują jedynie najbardziej leukokratyczne odmiany i wydają się zbyt skąnym materiałem do szerszego omówienia.

Podstawą uporządkowania klasyfikacji wulkanitów z rejonu Bogatyni są analizy chemiczne (tabela 1) 19 próbek wytypowanych za pomocą badań mikroskopowych, przeliczone na skład mineralny metodą A. Rittmanna (1973), która pozwoliła na wyróżnienie typów petrograficznych i porównanie wyników z obserwacjami mikroskopowymi. Obliczone parametry chemiczne i wyniki badań mikroskopowych pozwoliły wydzielić wśród badanych law sześć odmian, przyjmując nomenklaturę A. Rittmanna (fig. 3): nefelinity oliwinowe (próbki nr 17–19), fonotefryty (próbki nr 12, 15), mugeartyty zbliżone do bazaltu toleitowego (próbki nr 13, 14, 16), mugearyt (próbka nr 3), trachit kwarcowy zbliżony do latytu (próbka nr 2), oraz trachity (próbki nr 1, 4–11).

NEFELINIT OLIWINOWY

Makroskopowo jest to skała masywna o barwie ciemnoszarej, prawie czarnej. Pod mikroskopem charakteryzuje się strukturą dopatyczną, minofirową oraz teksturą masywną i beładną. W tle, które ma strukturę mikrolitową obserwuje się

Wyniki analiz chemicznych wulkanitów

Składnik	Numery						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,58	51,63	51,41	56,06	57,12	55,68	56,20
Al ₂ O ₃	22,59	18,00	16,05	20,81	20,56	20,76	20,45
TiO ₂	1,36	1,47	1,08	1,08	1,00	1,00	1,17
Fe ₂ O ₃	7,17	2,48	3,99	4,18	3,90	4,78	5,43
FeO	0,14	4,81	4,81	0,65	0,18	0,54	0,29
MnO	0,15	0,07	0,08	0,12	0,07	0,12	0,14
MgO	0,58	6,00	9,11	0,44	0,76	0,32	0,42
CaO	1,95	4,78	6,09	2,15	2,53	1,68	1,26
Na ₂ O	2,79	3,57	2,19	4,58	4,80	4,10	4,26
K ₂ O	4,48	3,45	2,24	4,40	4,29	4,32	4,40
P ₂ O ₅	0,25	0,46	0,17	0,20	0,18	0,16	0,06
CO ₂	0,12	1,00	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10
H ₂ O ⁺	4,21	1,75	2,79	2,22	1,76	2,72	3,34
H ₂ O ⁻	2,82	0,28	0,54	2,66	2,62	3,46	2,36
S	0,02	0,03	0,01	0,02	—	—	0,02
Suma	100,36	99,78	100,68	99,77	99,87	99,74	99,70

mikrolity nefelinu, klinopiroksenów i minerałów nieprzezroczystych, głównie magnetytu. Fenokryształy, wykształcone w postaci hipautomorficznych a niekiedy automorficznych słupków, reprezentowane są przez augit tytanowy o charakterystycznej budowie pasowej, klepsydrowej i kombinowanej (tabl. I, fig. 8), rzadziej przez oliwin o składzie forsterytu. Piroksen zachowany jest w stanie nieprzeobrażonym, natomiast oliwin został częściowo zserpentinizowany lub zastąpiony na brzegach przez iddingsyt (tabl. I, fig. 9). Nefelinit oliwinowy zawiera sporadycznie pęcherzyki pęcherzyki pogazowe wypełnione kalcytem, często z obwódką analcymową (tabl. II, fig. 10).

FONOTEFRYT

Fonotefryt nie odróżnia się makroskopowo od nefelinitu oliwinowego. Pod mikroskopem cechuje się strukturą glomeroporfirową (tabl. II, fig. 11), mediofirową, dosemiczną i dopatyczną oraz teksturą masywną, beładną. W tle skalnym o strukturze mikrolitowej, zbudowanym głównie z klinopiroksenu, plagioklastu i minerałów nieprzezroczystych (magnetytu), obserwuje się niekiedy nefelin. Wśród fenokryształów reprezentowanych przez augit tytanowy i bazaltowy, sporadycznie przez oliwin, nie zaobserwowano przeobrażeń. Akcesorycznie występuje chloryt i drobne agregaty węglanowe.

MUGEARYT ZBLIŻONY DO BAZALTU TOLEITOWEGO

Jest to skała masywna barwy ciemnoszarej i szarej o beładnej teksturze. Pod mikroskopem charakteryzuje się strukturami: dopatyczną, perpatyczną, mino-

Tabela 1

z rejonu Bogatyni (w % wag.)

próbek											
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
61,53	60,98	60,12	61,30	46,70	47,65	48,01	43,15	40,98	38,75	38,35	35,46
19,40	20,38	18,96	19,39	9,52	16,44	19,71	13,18	12,97	11,17	11,65	12,00
0,27	0,64	0,64	0,61	2,50	2,33	1,93	2,60	2,67	3,11	3,39	2,95
1,76	2,90	1,61	2,54	4,48	4,87	7,14	5,31	5,55	5,08	6,27	12,35
0,43	0,22	1,02	0,22	2,83	4,02	2,54	5,68	4,70	6,44	5,53	4,05
0,06	0,14	0,46	0,11	0,11	0,05	0,22	0,24	0,50	0,23	0,18	0,23
0,64	0,34	0,56	0,42	11,08	5,46	2,92	9,51	9,63	14,37	12,50	11,61
2,01	0,98	2,60	1,68	18,75	8,45	7,65	11,36	13,55	13,97	13,62	12,92
5,82	5,50	6,20	6,20	1,40	4,65	3,48	3,07	1,44	2,72	3,18	2,38
5,44	5,01	4,73	4,82	0,70	1,66	1,60	0,89	0,89	1,01	1,01	0,86
0,07	0,05	0,13	0,07	0,28	0,70	0,61	0,80	0,61	0,67	1,02	0,93
0,30	0,30	0,80	0,80	0,20	1,20	0,40	0,06	1,90	1,20	1,30	0,70
0,79	1,52	0,98	0,44	0,51	1,13	1,60	1,78	1,28	0,09	0,56	—
1,41	1,21	0,84	1,10	0,75	1,55	2,74	2,43	2,50	0,79	1,17	—
0,03	—	0,01	—	0,03	0,01	0,01	0,02	—	0,04	0,01	—
99,96	100,17	99,66	99,70	99,84	100,16	100,56	100,08	99,17	99,64	99,74	96,44

firową, czasami afirową i teksturą bezładną, partiami kierunkową. Tło skalne o strukturze apohyalopilitowej i mikrolitowej, zbudowane jest z klinopiroksenów, tlenków żelaza, plagioklazów oraz szkliwa. Wśród fenokryształów obserwuje się: augit tytanowy i bazaltowy, oliwin i wyjątkowo plagioklaz o składzie andezynu (An_{32-35}) – tabl. IV, fig. 14. Fenokryształy augitu czasem zastąpione są całkowicie przez chloryt.

MUGEARYT

Makroskopowo nie odróżnia się go od skał opisanych wyżej. Charakteryzuje się strukturą perpatyczną i minofirową oraz teksturą bezładną. Tło skalne, częściowo schlorytyzowane o strukturze mikrolitowej, zbudowane jest z drobnutkich tabliczek plagioklazu, mikrolitów hornblendy i minerałów nieprzezroczystych (magnetytu). Fenokryształy reprezentowane są głównie przez nieprzeobrażoną hipautomorficzną hornblendę. Sporadycznie obserwuje się silnie schlorytyzowane pseudomorfozy z relikami klinopiroksenów. Ubocznie występują: chloryt, epidot i drobne agregaty węglanowe.

TRACHIT KWARCOWY ZBLIŻONY DO LATYTU

Skała ta ma barwę szarą i jasnoszarą, jest masywna, partiami porowata. Pod mikroskopem jej struktura jest glomeroporfirowa, mediofirowa, perpatyczna, a tekstura bezładna, partiami kierunkowa. Tło skalne, częściowo skarbonatyzowane i schlorytyzowane o strukturze trachitowej, zbudowane jest z listewek plagioklazu, igiełkowych mikrolitów hornblendy i chlorytu. Niekiedy zaobserwować można

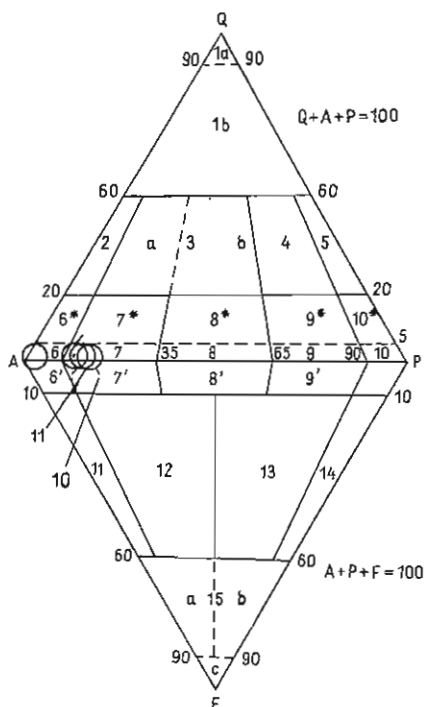


Fig. 2. Pozycja splanimetrowanych próbek ław wulkanicznych rejonu Bogatynia na schemacie klasyfikacyjnym I.U.G.S. (pole 6 – alkaliczno-skalenkowe trachity; 7 – trachity)

Position of volcanic lava samples from the Bogatynia region, covered by the planimeter analysis, in the I.U.G.S. classification triangle (field 6 – alkaline-feldspar trachytes; 7 – trachytes)

pojedyncze ziarna kwarcu, sporadycznie skałen potasowy. Fenokryształy, powszechnie reprezentowane są przez nieprzeobrażoną hornblendę, rzadziej przez piroksen, którego relikty występują w obrębie pseudomorfoz zbudowanych głównie z chlorytu.

TRACHIT

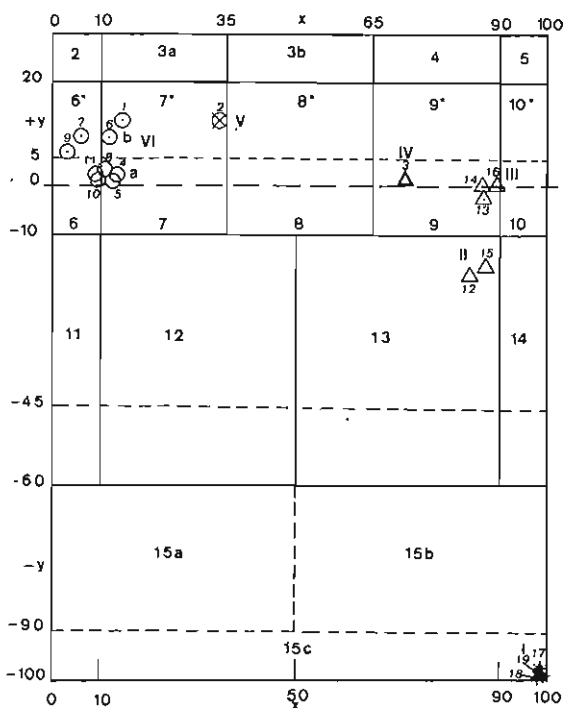
Jest to skała zbita, masywna, koloru jasnoszarego i szarego. Jest najbardziej leukokratyczną odmianą wśród badanych skał. W tle skalnym, o charakterystycznej strukturze trachitowej z typowym ułożeniem mikrolitów drobnitkich listewek skałenka, tkwią fenokryształy anortoklaz (tabl. V, fig. 16). Anortoklaz wykształcony jest w postaci automorficznych i hipautomorficznych tabliczek, powszechnie zbliżonych według prawa albitowo-karlsbadzkiego. Obok kryształów anortoklaz pojawiają się niekiedy fenokryształy plagioklaz o składzie An_{0-18} . Akcesorycznymi minerałami są mikroklity klinopiroksenu, hornblenda, minerały nieprzezroczyste – magnetyt, hematyt oraz tytanit i chloryt.

W trachicie obserwuje się struktury: trachitową, minofirową, dopatyczną, afirową, lokalnie subtrachitową, a tekstury – kierunkową, mikrofluidalną, czasem bezładną. W trachicie o strukturze afirowej występują najczęściej tekstury kierunkowe, podkreślone równoległym ułożeniem listewek skałenka. Z kolei trachity zawierające liczne fenokryształy anortoklaz charakteryzuje z reguły tekstura bezładna. Zaobserwowane zróżnicowanie strukturalno-teksturalne w trachitach, odniesione do ich pozycji na schemacie klasyfikacyjnym A. Rittmanna (fig. 3), przedstawia się następująco. Punkty projekcyjne trachitów cechujących się strukturami afirowymi lub zawierających niewielką ilość fenokryształów zajmują pola

Fig. 3. Pozycja badanych próbek na schemacie klasyfikacyjnym A. Rittmanna (1973)
Position of the studied samples in the A. Rittmann (1973) classification schem

Numerzy próbek: 1 – trachit kwarcowy, 2 – trachit kwarcowy zbliżony składem do latytu, 3 – mugearyt, 4, 5 – trachit, 6 – trachit kwarcowy, 7, 9 – alkalicznoskaleniowy trachit kwarcowy, 8 – trachit?, 10, 11 – alkalicznoskaleniowy trachit, 12 – fonotefryt, 13, 14, 16 – mugearyt zbliżony składem do bazaltu toleaitowego, 15 – fonotefryt (kumulat?), 17–19 – nefelinit oliwinowy, 1–VI – grupy petrograficzne: I – nefelinity oliwinowe, II – fonotefryty, III – mugearyty zbliżone składem do bazaltów toleaitowych, IV – mugearyty, V – trachity kwarcowe zbliżone składem do latytów, VI – trachity

Numbers of samples: 1 – quartz trachyte, 2 – quartz trachyte similar in composition to latite, 3 – mugearite, 4, 5 – trachyte, 6 – quartz trachyte, 7, 9 – alkaline-feldspar quartz trachyte, 8 – trachyte?, 10, 11 – alkaline-feldspar trachyte, 12 – phonotephrite, 13, 14, 16 – mugearite similar in composition to tholeiitic basalt, 15 – phonotephrite (cumulate?), 17–19 – olivine nephelinite, 1–VI – petrographic groups: I – olivine nephelinites, II – phonotephrites, III – mugearites similar in composition to tholeiitic basalts, IV – mugearites, V – quartz trachytes similar in composition to latites, VI – trachytes



alkaliczno-skaleniowych trachitów kwarcowych i trachitów kwarcowych (pola 6* i 7*). Natomiast punkty projekcyjne trachitów wyróżniających się obfitym występowaniem fenokryształów – pola alkaliczno-skaleniowych trachitów i trachitów (pola 6 i 7). Na tej podstawie rozdzielono trachity na dwie podgrupy a i b (fig. 3).

SUKCESJA ERUPCJI WULKANICZNYCH

W celu wyjaśnienia kolejności erupcji wulkanicznych przeprowadzono obserwacje terenowe pod kątem następstwa stratygraficznego poszczególnych ogniw litologicznych badanych skał.

Zastosowana metoda przekształceń analiz chemicznych oraz obserwacje petrograficzne wykorzystane zostały do hipotetycznego określenia stopnia zdyferencjowania bazaltoidów. Udział procesów takich, jak asymilacja czy dyfuzja wobec braku dodatkowych oznaczeń chemicznych można przyjąć jedynie na podstawie opracowań badaczy czechosłowackich (L. Kopecný, 1978). Powyższe dane posłużyły do powiązania wyróżnionych typów litologicznych law w szeregi, które próbuje się interpretować jako poszczególne etapy krystalizacji macierzystej magmy bazaltowej. W celu stwierdzenia istnienia law najstarszych obliczono wartości współczynnika $FI = 100 \times Mg/Mg + Fe^{+2}$ przy stosunku $Fe^{+3}/Fe^{+2} = 0,15$, który według F.A. Fray'a i in. (1978) charakteryzuje: perydotyty z górnego płaszcza wartościami 88–89, magmy bazaltowe intrudujące bezpośrednio z ogniska perydotytowego wartościami 68–75, z uwagi na około 30% przetopienia. Posłużono się także współczynnikiem krzepnięcia $SI = 100 \times MgO/MgO +$

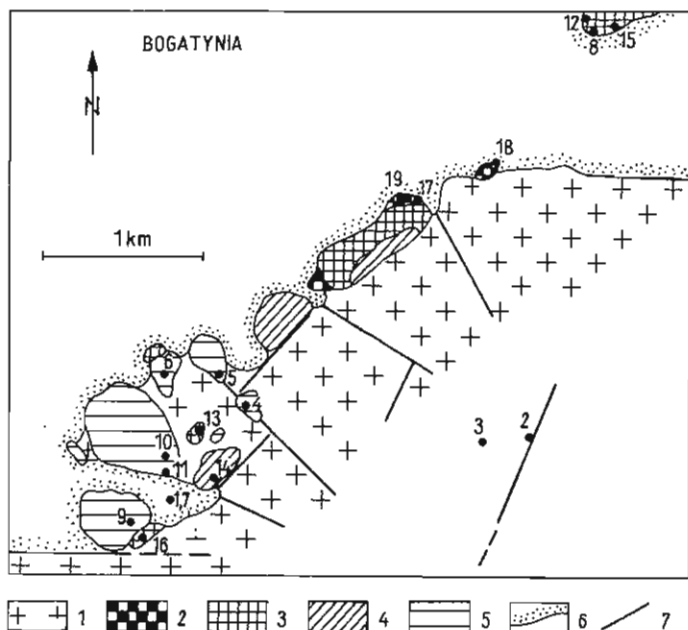


Fig. 4. Lokalny szkic geologiczny trzeciorzędowej formacji wulkanicznej okolic Bogatyni (rejon południowo-wschodni). Odzworowanie kartograficzne wydzielań litologiczno-strukturalnych częściowo według M. Panasiuka (1980)

Local geological sketch map of Tertiary volcanic formation in the vicinities of Bogatynia (south-eastern region). Lithological - structural units partly after M. Panasiuk (1980)

1 - granity, gnejsy i granitognejsy przedtrzeciorzędowe; 2 - nefeliny oliwinowe; 3 - fonotefryty; 4 - mugearyty; 5 - trachity; 6 - trzeciorzędowa formacja osadowa; 7 - dyslokacje tektoniczne; 1...19 - numeracja i lokalizacja próbek law bazaltowych, z których wykonano pełne analizy chemiczne (tab. 1) i oznaczenia petrograficzne

1 - pre-Tertiary granites, gneisses, and granitogneisses; 2 - olivine nephelinites; 3 - phonotephrites; 4 - mugearites; 5 - trachytes; 6 - Tertiary sedimentary formation; 7 - tectonic dislocations; 1...19 - numbers and location of samples of basalt lavas, covered by full chemical (Table 1) and petrographic analyses

+ FeO + Fe₂O₃ + K₂O + Na₂O, którego wartości dla różnych magm pierwotnych układają się blisko liczby 40 (H. Kuno i in., 1957). Ponadto w celach porównawczych wykorzystano wskaźnik serialny SI* Rittmanna. Wymienione wyżej wyniki z wykorzystaniem przekształceń chemicznych w odniesieniu do law rejonu Bogatyni prezentuje fig. 6.

Stosując powyższe kryteria nefeliny oliwinowe zaliczono do pierwotnych stopów magmowych, powstałych prawdopodobnie w wyniku częściowego przetopienia perydotytów górnego płaszczka. Fonotefryty i mugearyty zbliżone do bazaltu toleitowego oraz mugearyt wykrystalizowały prawdopodobnie ze stopu magmowego, zmodyfikowanego w pewnym stopniu przez frakcyjną krystalizację. Natomiast trachit kwarcowy zbliżony składem do latytu oraz trachity są przypuszczalnie utworami magmowymi w największym stopniu zdyferencjowanymi, przy możliwym udziale innego procesu zmieniającego skład chemiczny pierwotnego stopu magmowego.

Najczytelniej zaznaczonym i chyba najbardziej jednorodnym genetycznie kompleksem wulkanicznym są lawy z rejonu góry Kamień, oddalonej około 1,5 km na południowy wschód od Bogatyni. W obrębie jednego wystąpienia lawy obserwuje się przejście od nefelinitów oliwinowych, poprzez fonotefryty, do mugeary-

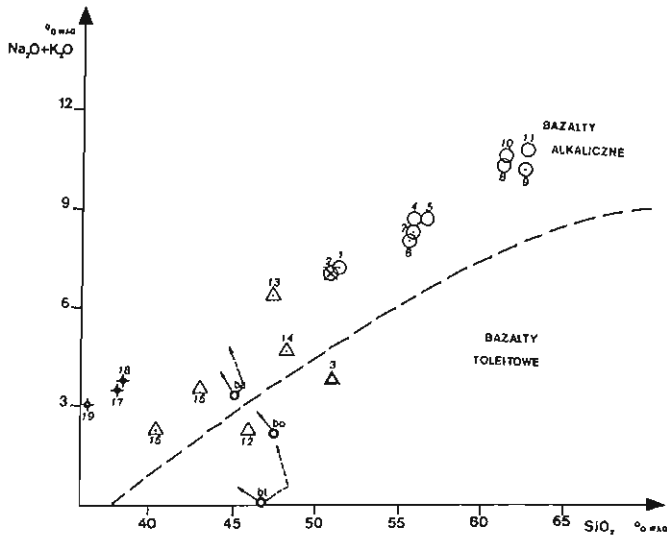


Fig. 5. Diagram stosunków objętościowych krzemionka/alkalia w odniesieniu do bazaltów z rej. Bogatyni. Interpretacyjna linia rozdziału bazalty alkaliczne/bazalty toleitytowe wg G.A. Mac Donalda i T. Katsury (1964), wyniki doświadczalnych badań topliwości bazaltów i ich prawdopodobne trendy dyferencjacji wg D.H. Greena i A.E. Ringwooda (1967)

Diagram of the volume ratios of silica and alkalia for basalts from the Bogatynia region. Line of conventional subdivision of alkaline and tholeiitic basalts after G.A. Mac Donald and T. Katsura (1964), and results of experiments on melting and inferred differentiation trends of basalts after D.H. Green and A. E. Ringwood (1967)

bt – toleityt oliwinowy, bo – bazalt oliwinowy, ba – bazalt alkaliczny z oliwinem; → trend frakcjonacji przy 9 kb; → trend frakcjonacji przy około 13–18 kb; oznaczenia i numeracja pozostałych punktów projekcyjnych jak na fig. 3
bt – olivine tholeiite; bo – olivine basalt; ba – alkaline basalt with olivine; → trend of fractionation at 9 kb; → trend of fractionation at about 13–18 kb; symbols and numbers of the remaining projection points as given in Fig. 3

tów o składzie zbliżonym do bazaltu toleitytowego. Zmiany składu chemicznego znajdują potwierdzenie w składzie mineralnym badanych skał co, w przypadku fenokryształów, objawia się stopniowym wzrostem stosunku objętościowego piroksenu do oliwinu aż do całkowitego zaniku oliwinu i pojawienia się fenokryształów amfibolu. W odniesieniu do tła skalnego obserwuje się wypieranie mikrolitów klinopiroksenu i nefelinu przez plagioklaz.

Przejścia nefelinitów oliwinowych w coraz to młodsze lawy są ciągłe i nie stwierdza się obecności regolitu. Brekcje piroklastyczne, znacznej miąższości, zostały stwierdzone wyłącznie w spągu nefelinitów.

Z powyższych obserwacji można wnioskować, że utwory wulkaniczne góry Kamień odzwierciedlają prawdopodobnie jeden trend krystalizacji i różnicowania się pierwotnego stopu magmowego. Trend ten prowadził do zdecydowanego wzrostu zawartości SiO_2 przy nieznacznych tylko zmianach zawartości alkaliów. Charakter przeobrażeń składu chemicznego pierwotnego stopu magmowego sprawił, że punkty projekcyjne próbek law coraz to młodszych, naniesione na wykres G.A. Mc Donalda i T. Katsury (1964), kierują się z pola bazaltu toleitytowego do pola bazaltu alkalicznego (fig. 5).

Wyraźny trend krystalizacyjny obserwuje się również w obrębie trachitoidów z Opolna Zdroju. Skały te stanowią wyraźną kontynuację głównego trendu bazaltoidów (H. Pendias, W. Ryka, 1981). Zróznicowanie w składzie mineralnym

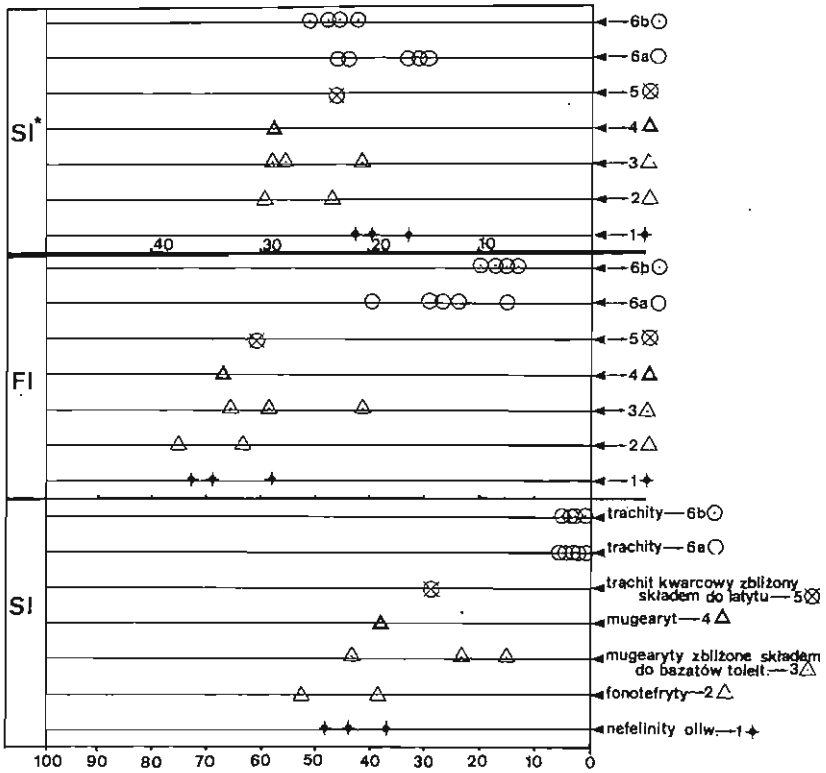


Fig. 6. Analizy chemiczne law z rejonu Bogatyni zastosowane do przeliczeń na współczynniki: FI, SI i SI* (objaśnienia w tekście)

Chemical analyses of lavas from the Bogatynia region, used for conversion into coefficients FI, SI and SI* (explanations given in the text)

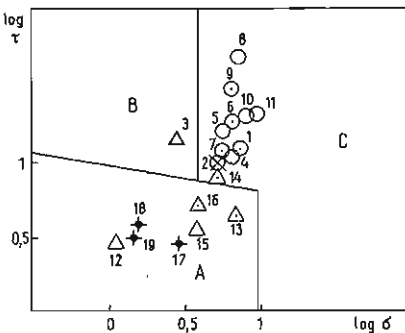


Fig. 7. Pozycja badanych próbek skalnych na diagramie Gotini-Rittmann

Position of the studied rock samples in the Gotini-Rittmann diagram

Poszczególne pola na diagramie: A – lawy wulkaniczne rejonów nieorogenicznych, B – lawy wulkaniczne rejonów orogenicznych, C – lawy alkaliczne, trachity, fonolity, tefryty stanowiące odpowiedniki grupy sodowej (pole A) oraz potasowej (pole B); szczególne objaśnienia konstrukcji diagramu – patrz A. Rittmann (1973); oznaczenia i numeracja próbek jak na fig. 3

Individual fields in the diagram: A – volcanic lavas from nonorogenic regions, B – volcanic lavas from orogenic regions, C – alkaline lavas, trachytes, phonolites, and tephrites representing equivalents of the sodium (field A) and potassium (field B) groups; for explanation of construction of the diagram see A. Rittmann (1973); symbols and numbers of samples as given in Fig. 3

i chemicznym, cech strukturalnych i teksturalnych oraz chronologia znajdują potwierdzenie w pozycji strukturalnej prawie każdego wyróżnionego typu lawy. Z law typu trachitów kwarcowych i alkaliczno-skaleniovych trachitów kwarcowych

wych zbudowane są największe wystąpienia, na obrzeżeniu których lub poza ich obrębem występują zwykle lawy uboższe w SiO_2 i alkalia.

Przypuszczalnie starszy, alkaliczny stop magmowy stopniowo przeobrażał się w kierunku wzbogacenia w SiO_2 i w alkalia przy jednoczesnym spadku zawartości żelaza. Fakt występowania law najsilniej wzbogaconych w SiO_2 i alkalia w sąsiedztwie przypuszczalnych partii kominowych wśród największych wystąpień trachitoidów jest prawdopodobnie efektem powyższego procesu.

Wyjaśnienie sukcesji erupcji wulkanicznych na podstawie danych z pozostałych wystąpień law wulkanicznych rejonu Bogatyni jest znacznie trudniejsze. Przeszkodą jest odosobnienie poszczególnych wystąpień lawy i brak możliwości porównania stosunków diastroficznych między wyróżnionymi typami.

UWAGI KOŃCOWE I WNIOSKI

Na podstawie podziału bazaltoidów rejonu Bogatyni według projekcji Gotińsko-Rittmanna można stwierdzić, że skały te są reprezentowane głównie przez lawy wulkaniczne rejonów nieorogenicznych oraz lawy alkaliczne (fig. 7). Jedyne w jednym przypadku (trachit kwarcowy zbliżony do latytu) zarejestrowano wystąpienie skały układające się w polu law wulkanicznych rejonów orogenicznych.

W świetle zarysowanych problemów autorzy przypuszczają, że wyróżnione trendy krystalizacji pierwotnego stopu magmowego w obrębie trzeciorzędowej formacji bazaltowej okolic Bogatyni świadczą o tym, że ewolucja magmy bazaltowej zachodziła wielofazowo w podobnych warunkach fizykochemicznych.

Zakładając występowanie fazy tektonicznej inicjującej szybką migrację stopu bazaltowego w strefę przypowierzchniową można przypuszczać, że erupcja law typu nefelinitów oliwinowych, fonotefrytów i mugearytów wraz z szeregiem odmian pośrednich były wynikiem dominującej roli procesu frakcjonalnej dyferencjacji w ewolucji omawianej serii wulkanicznej. Stop magmowy, który nie uległ erupcji w czasie inicjującej fazy wulkanicznej, w wyniku zaczopowania w skomplikowanym zespole szczelin tektonicznych strefy ryftowej, mógł przeobrazić się na skutek asymilacji ksenolitów lub dyfuzji ze skał otoczenia. W efekcie mogło dojść do przeobrażeń stopu bazaltowego w kierunku jego wzbogacenia w krzemionkę i alkalia, przy nieznacznym tylko udziale procesu frakcjonalnej krystalizacji. Udział procesu asymilacji skał otoczenia przez migrujący stop bazaltowy zakładają niektórzy geolodzy czescy (J. Kopecký, 1978) dla wyjaśnienia genezy law trachitowo-fonolitowych strefy ryftowej Ohře. J. Kopecký przypuszcza, że źródło alkalicznego stopu magmowego, odpowiedzialne za pojawienie się wystąpień trachitoidów, mogło być zlokalizowane na głębokościach około 10–15 km. Niektóre prace (D.H. Blake i in., 1965) przytaczają możliwość występowania na pewnej głębokości komory magmowej, która stwarzałaby sprzyjające warunki dla rozwoju procesu asymilacji skał otoczenia przez zaczopowany stop magmowy. Wyniki badań D. Bahata (1979), szczególnie z zakresu termodynamiki, określające warunki krystalizacji fenokryształów anortoklazu przy silnym wzbogaceniu stopu magmowego w parę wodną zastosowane do warunków tworzenia się magmy o składzie trachitu, sugerują możliwość występowania na głębokości 3–5 km lub płycej komory magmowej rozwijającej się kosztem asymilacji skał otoczenia.

Wydaje się, że na obecnym etapie badań dalszy postęp w interpretacji procesów ewolucji utworów wulkanicznych z rejonu Bogatyni uzależniony jest od wykorzystania geochemii izotopowej, oznaczeń pierwiastków śladowych, a także

zbadania wieku poszczególnych wystąpień lawowych. Wielu dodatkowych informacji mogą dostarczyć badania fragmentów starszych skał magmowych, metamorficznych i wulkanicznych licznie występujących m.in. w nieczynnym kamieniołomie w Markocicach. Ksenolity alkalicznych skał hipabysalnych z tego rejonu prezentują tabl. VI, fig. 19 oraz tabl. VII, fig. 20.

Interesującym problemem w aspekcie geologiczno-surowcowym wydaje się być niewykluczony związek między trzeciorzędową działalnością wulkaniczną rejonu Bogatyni a stwierdzonymi tu przejawami mineralizacji tor – ziemie rzadkie – niob (J. Mikuszewski, 1974; M. Jęczmyk i in., 1982).

Zakład Petrografii i Mineralogii
Zakład Geologii Złóż Rud Metali
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 28 sierpnia 1984 r.

PIŚMIENNICTWO

- BAHAT D. (1979) – Anorthoclase megacryst: physical conditions of formations. *Miner. Mag.*, **43**, no. 326.
- BEREZOWSKA B., BERZOWSKI Z. (1968) – Geology of the Zittau–Siekierczyn zone. *Biul. Inst. Geol.*, **222**, p. 7–41.
- BIRKENMAJER K. (1967) – Bazalty dolnośląskie jako zabytki przyrody nieożywionej. *Ochr. Przyr.*, **32**, p. 225–276.
- BLAKE D.H., ELWELL R.W.D., GIBSON J.L., SKELHORN R.R., WALKER G.P.L. (1965) – Some relationship resultings from the intimate association of acid and basic magmas. *Quart. Journ. Geol. Assoc. London*, **121**, part I, p. 31–51, no. 481.
- BLUMMRICH J. (1893) – Die Phonolite des Friedländer Bezirkes in Nordböhmen. *Miner. Petrogr. Mitt.*, **13**.
- DYJOR S. (1975) – Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach i na bloku przedsudeckim. *Materiały I-go Krajowego Sympozjum nt. Współczesne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, **1**, p. 121–132. Warszawa.
- FRAY F.A., GREEN A., ROY S.D. (1978) – Integrated models of basalts petrogenesis: A study of Quartz Tholeiites to Olivine Melilitites from South-Eastern Australia, utilizing geochemical and experimental-petrological data. *Journ. Petrol.*, **19**, p. 463–507, nr 3.
- GRAHMANN R., EBERT H. (1937) – Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Bohemischen-Mittelgebirges und der Unmittelbar Augrenzender Gebiete. *Decin*.
- JĘCZMYK M., BERESTKA A., BEŁOK A. i in. (1982) – Wyniki rozpoznania geologiczno-surowcowego, mineralizacji toru i pierwiastków towarzyszących (rejon Markocice–Opolno Zdrój). *Arch. Inst. Geol. Warszawa*.
- KOPECKÝ L. (1978) – Neoidic taphrogenic evolution and young alcaline Volcanism of the Bohemian Massif. *Shor. Geol. Véd.*, **31**.
- KOZŁOWSKI S., SKIBA-WYDERKO M. (1966) – Wstępne badania fonolitów z Opolna Zdroju na Dolnym Śląsku. *Biul. Inst. Geol.*, **194**, p. 131–141.
- KUKLA J. (1957) – Fonolity czeskie i ich zastosowanie do wyrobu szkła. *Prz. Geol.*, **5**, p. 111–117, nr 3.
- KUNO H., YAMASAKI K., IIDA G., NAGASHIMA K. (1957) – Differentiation of Hawaiian magmas. *J. Geol. Geogr.*, **28**, p. 179–218.

- Mc DONALD G.A., KATSURA T. (1964) – Chemical composition of Hawaiian lavas. *Jour. Petrology*, 5, p. 82–133.
- MIKUSZEWSKI J. (1974) – Wstępne wyniki badań nad występowaniem pierwiastków ziem rzadkich w rejonie Bogatyni. *Kwart. Geol.*, 18, p. 883–885, nr 4.
- OBERC J. (1972) – Sudety i obszary przyległe. Budowa geologiczna Polski. Tom IV. Tektonika, cz. 2. Inst. Geol. Warszawa.
- OBERC J., DYJOR S. (1969) – Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach. *Prz. Geol.*, 16, p. 493–498, nr 11.
- ORŁOWSKI R. (1976) – Feldspar optics in the trachyte of the Opolno Spa in SW-Poland. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Terre*, 24, nr 2.
- PANASIUK M. (1980) – O pozycji tektonicznej wulkanitów trzeciorzędowych z południowo-wschodniego obrzeżenia niecki żytawskiej. *Kwart. Geol.*, 24, p. 827–840, nr 4.
- PENDIAS H., RYKA W. (1981) – Chemizm skal magmowych Polski w ujęciu regionalnym i genetycznym. *Arch. Miner.*, 37, p. 83–147, z. 1.
- PENTLAKOWA Z., WOJNO T., SZARRAS S. (1951) – Badania bazaltów śląskich. *Arch. Inst. Geol. Wrocław*.
- RITTMANN A. (1973) – Stable mineral assemblages of igneous rocks. A method of calculation. Heidelberg.
- RYKA W. (1979) – Klasyfikacja i nazewnictwo skał magmowych. Inst. Met. Bad. Geol. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K. (1960) – Wulkanity trzeciorzędowe. W: *Regionalna Geologia Polski*. 3. Sudety, z. 2, p. 321–334. Wyd. Geol. Warszawa.
- SMULIKOWSKI W. (1972) – Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karonoszy. *Geol. Sudetica*, 6, p. 97–180.
- SVOBODA J. (1966) – Regional geology of Czechoslovakia. Part I, The Bohemian Massif. Prague.

Анджей ШИМКОВЯК, Марек ПАНАСЮК

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОВЫХ ЛАВ В РАЙОНЕ БОГАТЫНИ

Резюме

В статье приводится характеристика результатов петрографического и геохимического изучения третичных эффузивных свит в окрестностях Богатыни (Житавская мульда) на фоне регионального геологического строения района. Основываясь на материалах микроскопического изучения и пересчета анализов химического состава на минеральный состав методом А. Риттианна 19 образцов вулканической лавы, отобранных на юго-восточном обрамлении Житавской мульды, авторами было выделено 6 разновидностей лавы: оливиновый нефелинит, фонотефрит, нугеарит, близкий к толеитовому базальту, нугеарит, кварцевый трахит, близкий к латиту и трахит.

Использованный метод преобразования химических анализов послужил для определения гипотетической степени дифференцированности изучаемой эффузивной серии, что в свою очередь позволило отнести лавы типа оливиновых нефелинитов к первичным магмовым сплавам, образовавшимся, вероятно, в результате переплава леридотитов верхней мантии. Фонотефриты и нугеариты, близкие к толеитовому базальту, и нугеариты отнесены к магмовым сплавам, в определенной степени модифицированным вследствие фракционной дифференциации. В свою очередь, кварцевые трахиты, близкие к латиту и трахиты являются, вероятно, эффузивными

образованиями наиболее дифференцированными, возможно с участием другого процесса, изменившего химизм этих пород.

Итоги петрографических и геохимических исследований, а также полевые геологические наблюдения позволяют предполагать, что эволюция третичной эффузивной свиты в окрестностях Богатыни была многофазовой. Петрографический и геохимический состав, а также стратиграфическая позиция позволяют генетически связать эффузивный комплекс Житавской мульды с тектонико-эффузивной зоной третичного континентального рифта Ohře.

Andrzej SZYMKOWIAK, Marek PANASIUK

PETROGRAPHIC AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF BASALT LAVAS OF THE BOGATYNIA REGION

S u m m a r y

The paper presents results of petrographic and geochemical studies on Tertiary volcanic formation from the vicinities of Bogatynia (Żytawa Basin) at the background of regional geological structure of this area. On the basis of microscopic studies on 19 samples of volcanic lavas from south-eastern margin of the Żytawa Basin and conversions of results of chemical analyses into mineral composition, carried out with the use of the A. Rittmann method, the Authors identified 6 varieties of the lavas: olivine nephelinite, phonotephrite, mugearite similar to tholeiitic basalt, mugearite, quartz trachyte similar to latite, and trachyte.

The method of conversion of results of chemical analyses was used to evaluate hypothetical degree of differentiation of the studied volcanic series. This made it possible to assign lavas of the olivine nephelinite type to primary magma melts, presumably formed in result of melting of Upper Mantle peridotites. Phonotephrites, mugearites similar to tholeiitic basalt, and mugearites were assigned to magma melts somewhat modified by fractional differentiation. In turn, quartz trachyte similar to latites, and other trachytes may represent most strongly differentiated igneous rocks and they seem to be also affected by some other process leading to a change in their chemical composition.

The results of petrographic and geochemical analyses and field studies suggest that evolution of Tertiary volcanic formation of the vicinities of Bogatynia was taking place in several phases. Petrographic and geochemical character and structural setting suggest that the volcanic complex of the Żytawa Basin is genetically related to tectonic-volcanic zone of the Ohře Tertiary continental rift.

TABLICA I

Fig. 8. Nefelimit oliwinowy o fonolitowym tle skalnym z mikrolitami klinopiroksenów, nefelinu i tlenków żelaza. Fenokryształy augitu tytanowego o budowie klepsydrowej i pasowej. Próbką nr 18. Nikole skrzyż.; pow. 100 ×

Olivine nephelinite with phonolitic groundmass and microlites of clinopyroxenes, nepheline, and iron oxides. Phenocrysts of titanium augite with clepsydra-like and banded structure. Sample no. 18. Nicols crossed; × 100

Fig. 9. Nefelinit oliwinowy o intersertalnej strukturze tła skalnego. Fenokryształy oliwinów zastępowane od brzegów przez iddyngsyty. Próbką nr 19. Nikole równoległe; pow. 100 ×

Olivine nephelinite with intersertal texture of groundmass. Olivine phenocrysts replaced from margins by iddingsite. Sample no. 19. Nicols parallel; × 100



Fig. 8

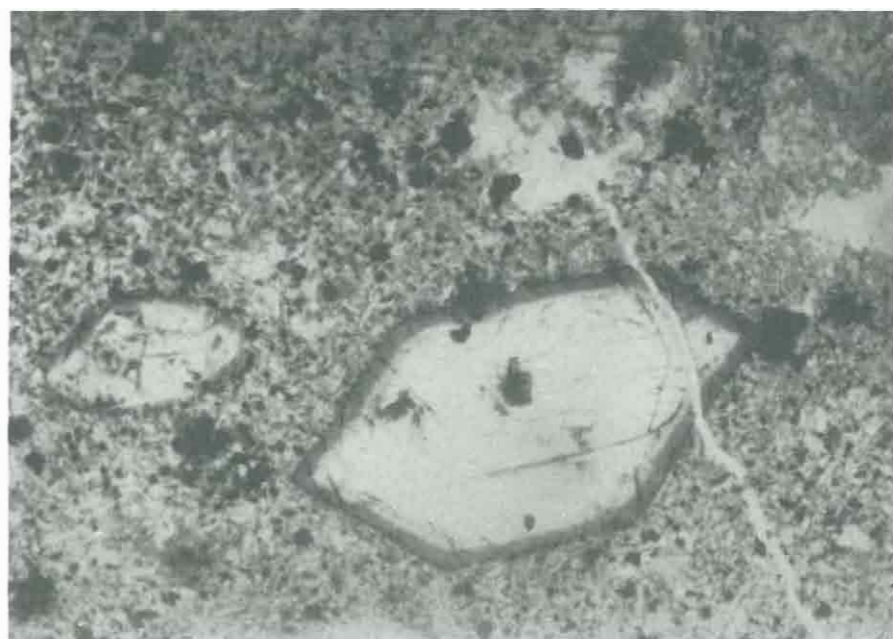


Fig. 9

Andrzej SZYMKOWIAK, Marek PANASIUK – Charakterystyka petrograficzna i geochemiczna
ław bazaltoidowych rejonu Bogatyni

TABLICA II

Fig. 10. Nefelinit oliwinowy, Pęcherzyk pogażowy wypełniony węglanami z obwódką zbudowaną z analcymu. Próbka nr 18. Nikole skrzyż.; pow. 100×

Olivine nephelinite. Post-gas bubble infilled with carbonates with analcime rim. Sample no. 18. Nicols crossed; ×100

Fig. 11. Fonotefryt o strukturze glomeroporfirowej. Zwarte skupienia augitu tytanowego tkwiące w mikrolitowym tle skalnym. Próbka nr 12. Nikole skrzyż.; pow. 100×

Phonotephrite with glomeroporphyric texture. Compact concentrations of titanium augite embedded in microlitic groundmass. Sample no. 12. Nicols crossed; ×100



Fig. 10



Fig. 11

Andrzej SZYMKOWIAK, Marek PANASIUK – Charakterystyka petrograficzna i geochemiczna
ław bazaltoidowych rejonu Bogatyni

TABLICA III

Fig. 12. Fonotefryt. W tle skalnym o strukturze mikrolitowej, zbudowanym z klinopiroksenów, tlenków żelaza, plagioklazów i nefelinu, tkwią fenokryształy augitów: bazaltowego i tytanowego. Próbką nr 15. Nikole skrzyż.; pow. 100 ×

Phonotephrite. Phenocrysts of basaltic and titanium augites embedded in microlitic groundmass built of clinopyroxenes, iron oxides, plagioclases, and nepheline. Sample no. 15. Nicols crossed; ×100

Fig. 13. Mugearyt zbliżony do bazaltu toleitowego o strukturze aphyrowej. W tle skalnym, zbudowanym z mikrolitów klinopiroksenów, plagioklazów, tlenków żelaza i szkliwa, obserwuje się nagromadzenia minerałów nieprzezroczystych tworzących formy zbliżone kształtem do sześciokątów. Próbką nr 16. Nikole skrzyż.; pow. 200 ×

Mugarite similar to tholeiitic basalt, with aphyric texture. Note concentrations of opaque minerals, subhexagonal in outline, in groundmass built of microlites of clinopyroxenes, plagioclases, iron oxides, and glass. Sample no. 16. Nicols crossed; ×200



Fig. 12



Fig. 13

Andrzej SZYMKOWIAK, Marek PANASIUK – Charakterystyka petrograficzna i geochemiczna
ław bazaltoidowych rejonu Bogatyni

TABLICA IV

Fig. 14. Mugearyt zbliżony do bazaltu toleitowego. Fenokryształ plagioklazu o składzie andezynu. Próbka nr 16. Nikole skrzyż; pow. 200×

Mugearite similar to tholeiitic basalt. Phenocryst of plagioclase with andesine composition. Sample no. 16. Nicols crossed; ×200

Fig. 15. Trachit kwarcowy zbliżony do latytu. Fenokryształ hornblendy z obwódką reakcyjną. Próbka nr 2. Nikole równoległe; pow. 200×

Quartz trachyte similar to latite. Hornblende phenocryst with reaction rim. Sample no. 2. Nicols parallel; ×200

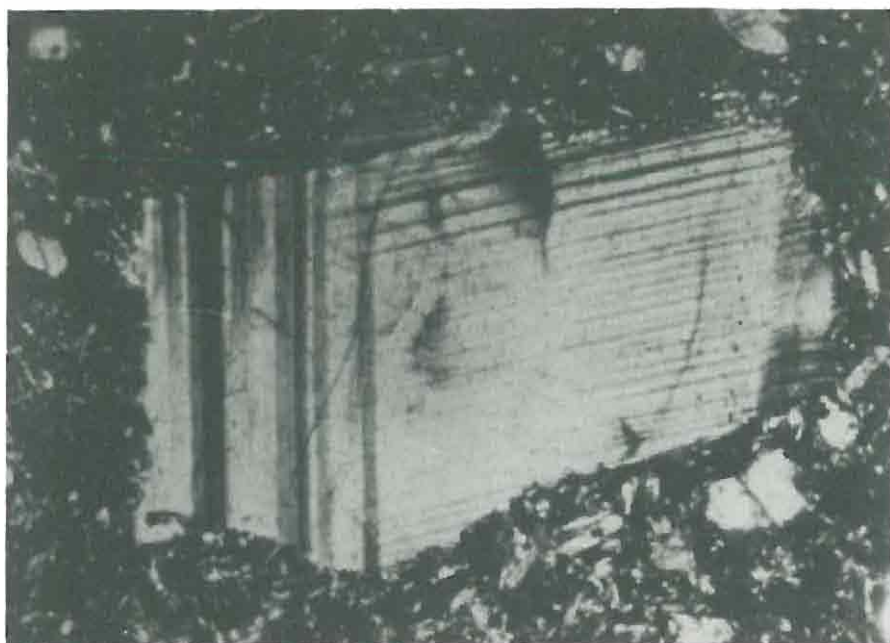


Fig. 14

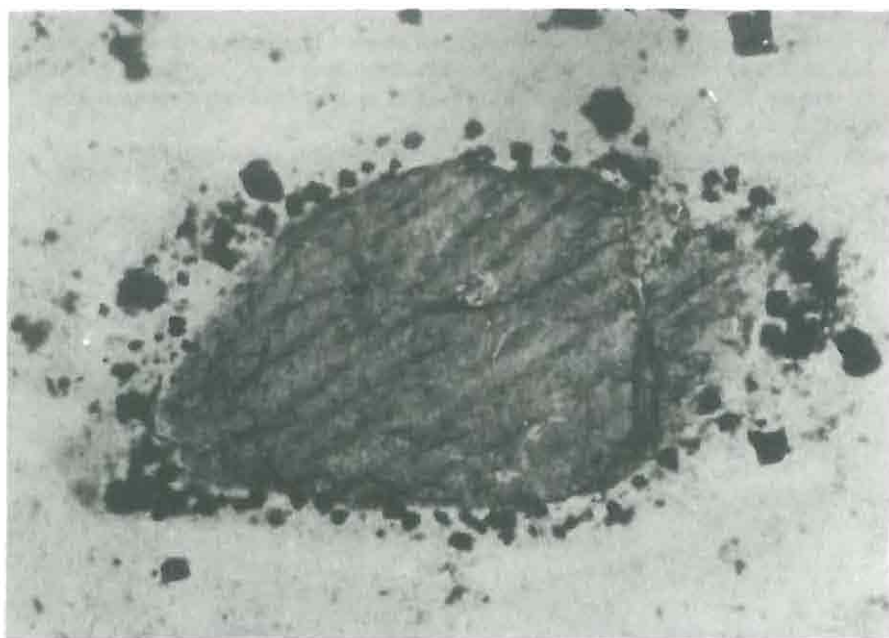


Fig. 15

Andrzej SZYMKOWIAK, Marek PANASIUK – Charakterystyka petrograficzna i geochemiczna
ław bazaltoidowych rejonu Bogatyni

TABLICA V

Fig. 16. Alkaliczno-skalienny trachit. W tle skalnym zbudowanym z mikrolitów skaleni tkwią fenokryształy anortoklaz, zbliżone według prawa karlsbadzkiego. Próbkę nr 11. Nikole skrzyż.; pow. 200 ×

Alkaline-feldspar trachyte. Anorthoclase phenocrysts, twinned in accordance with the Carlsbad law, and embedded in groundmass built of feldspar microlites. Sample no. 11. Nicols crossed; ×200

Fig. 17. Trachit. Charakterystyczna struktura trachitoidowa. Próbkę nr 4. Nikole skrzyż.; pow. 100 ×

Trachyte. Characteristic trachytoid texture. Sample no. 4. Nicols crossed; ×100



Fig. 16

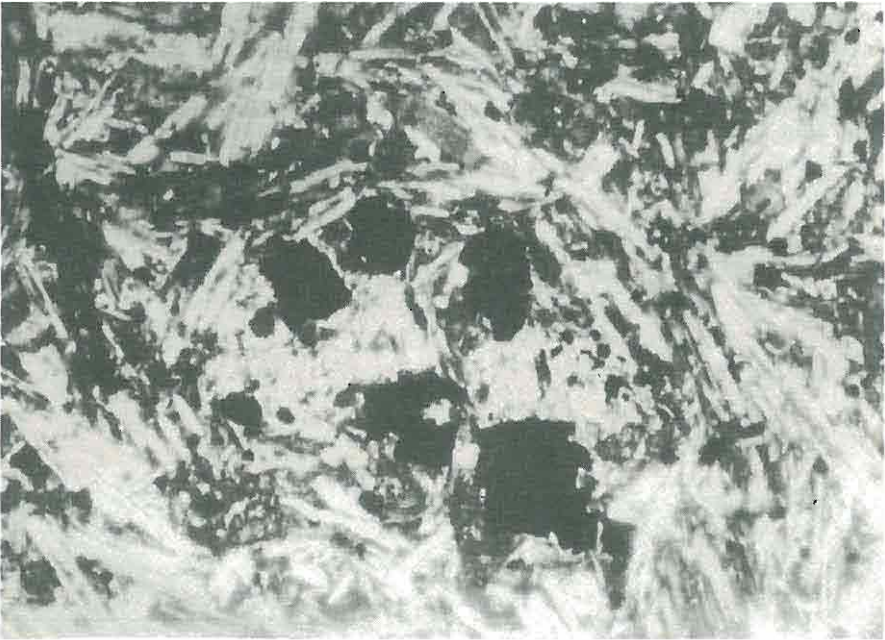


Fig. 17

Andrzej SZYMKOWIAK, Marek PANASIUK – Charakterystyka petrograficzna i geochemiczna
ław bazaltoidowych rejonu Bogatyni

TABLICA VI

Fig. 18. Trachit kwarcowy o strukturze afirowej. Charakterystyczna struktura trachitoidowa i tekstura kierunkowa, podkreślona prawidłowym ułożeniem listewek skaleni. Próbka nr 1. Nikole skrzyż.; pow. 100 ×

Quartz trachyte with aphyric texture. Characteristic trachytoid texture and directional structure are emphasized by appropriate arrangement of feldspar ledges. Sample no. 1. Nicols crossed; ×100

Fig. 19. Ksenolit (k) alkaliczny skały hipabysalnej w fonotefrycie. Kamieniołom fonotefrytu w Markocicach k. Bogatyni.

Xenolith (k) of alkaline hypabyssal rock in phonotephrite. Phonotephrite quarry at Markocice near Bogatynia.



Fig. 18

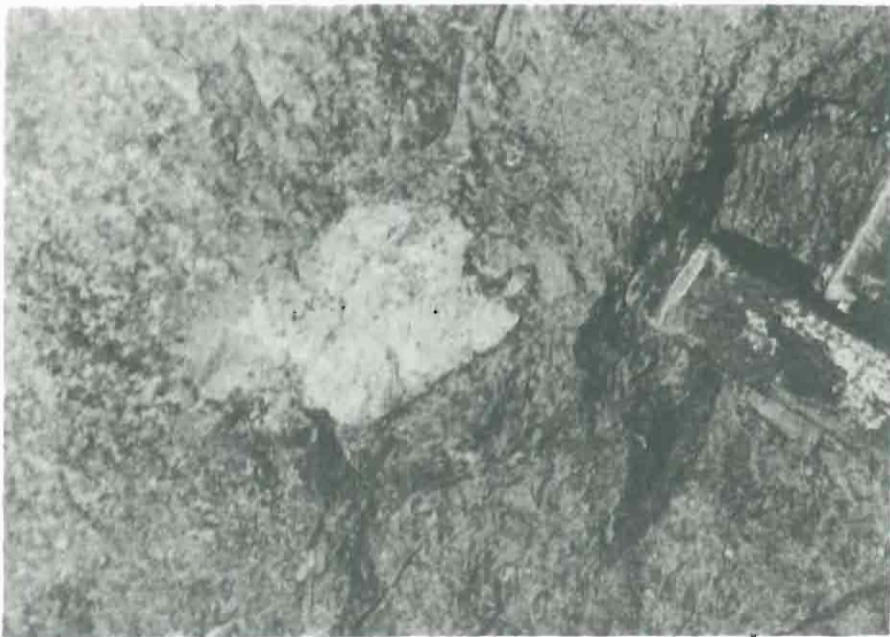


Fig. 19

Andrzej SZYMKOWIAK, Marek PANASIUK – Charakterystyka petrograficzna i geochemiczna
ław bazaltoidowych rejonu Bogatyni

TABLICA VII

Fig. 20. „Porwak” (ksenolit) skały alkalicznej (hipabysalnej?) tkwiący w lawie fonotefrytowej z kamieniołomu w Markocicach. Nikole skrzyż.; pow. ok. 100 ×
“Exotic” (xenolith) of alkaline (hypabyssal?) rock in phonotephritic lava at the quarry at Markocice.
Nicols crossed; × c. 100

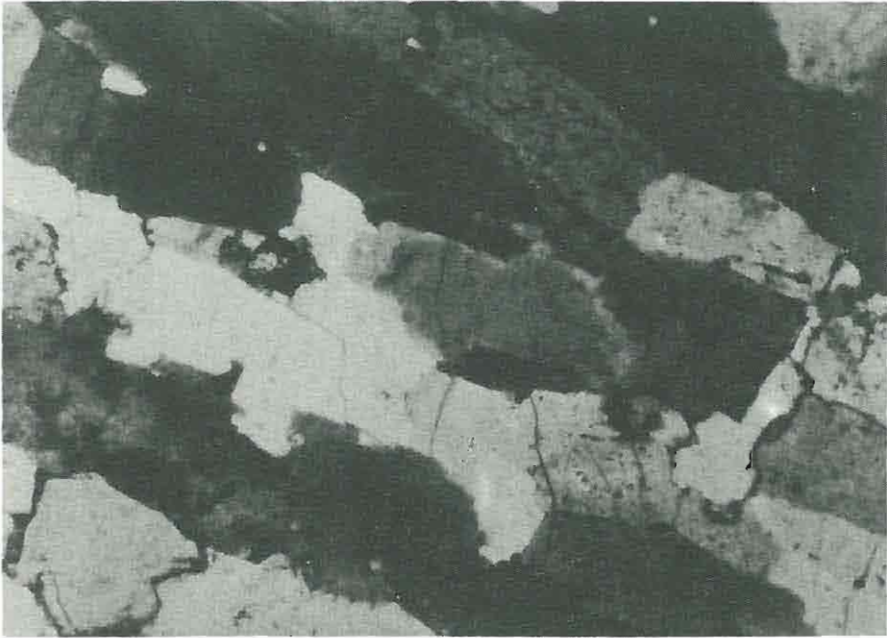


Fig. 20

Andrzej SZYMKOWIAK, Marek PANASIUK – Charakterystyka petrograficzna i geochemiczna
ław bazaltoidowych rejonu Bogatyni