

UKD 552.313.8"735+756":551.782.13(438.232 Gliwice)

Stefan Witold ALEXANDROWICZ, Maciej PAWLIKOWSKI

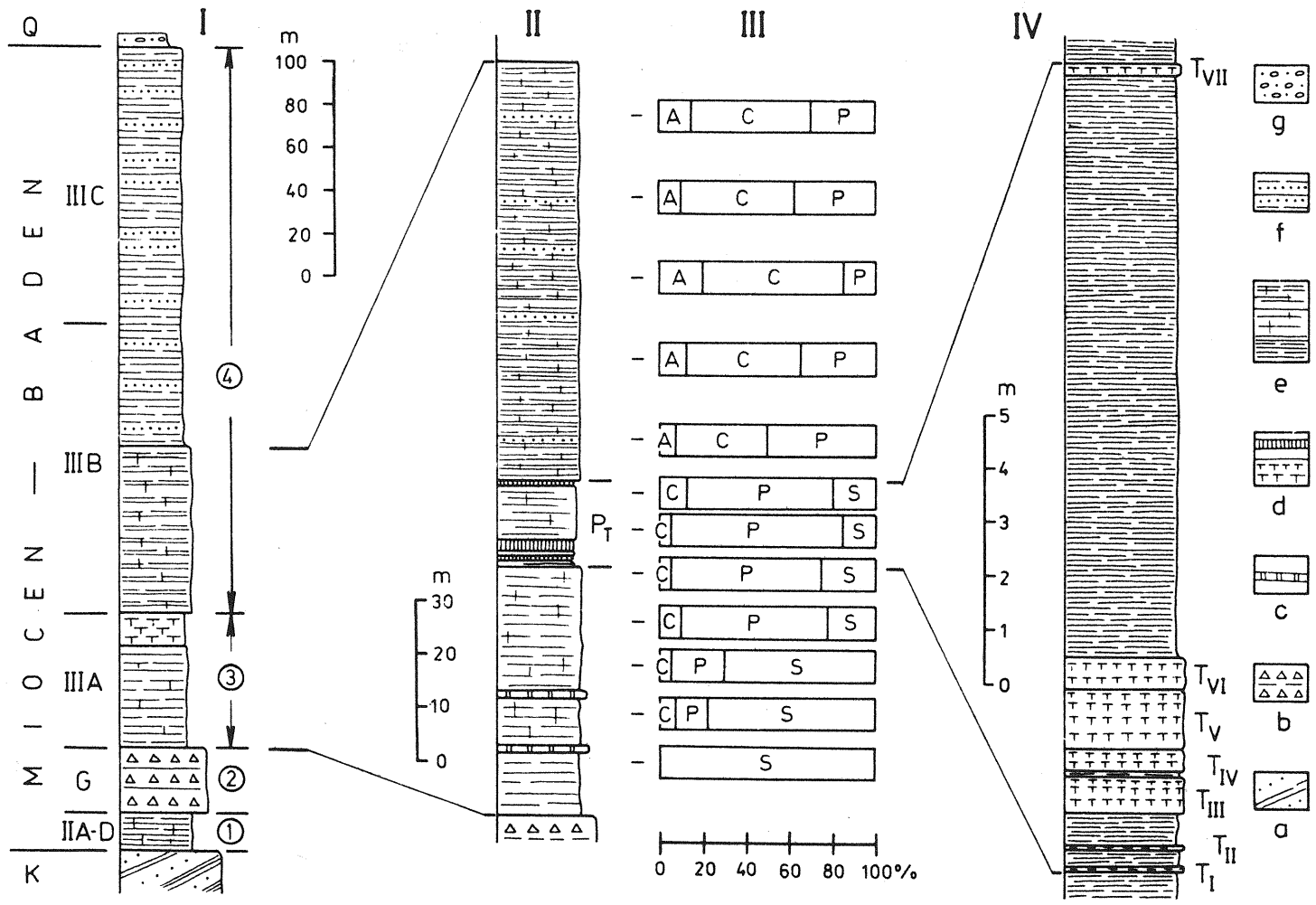
## Policykliczny poziom tufitowy w miocenie okolic Gliwic

W profilu nadgipsowych osadów badenu okolic Gliwic występuje zespół wkładek skał piroklastycznych w formie policyklicznego poziomu tufitowego. Szczegółowe badania składu ziarnowego, mineralnego i chemicznego tych skał doprowadziły do określenia ich ryolitowego charakteru i do wyróżnienia poszczególnych etapów depozycji materiału wulkanicznego. Analiza stratygraficzna profilu osadów miocenu umożliwiła sformułowanie wniosku o bardzo szerokim rozprzestrzenieniu opisywanego poziomu tufitowego obejmującego przedpole Karpat polskich, Ukrainę, Ruś Zakarpacką i Rumunię.

### POZYCJA STRATYGRAFICZNA TUFITÓW

W zachodniej części Zagłębia Górnośląskiego, w morskich osadach miocenu występuje kilka wkładek tufitów i zbentonitowanych tufitów. Zajmują one różne położenie w profilu stratygraficznym badenu, a pojawiają się zarówno wśród ilów marglistych pod serią gipsowo-solną, jak też wśród ilów leżących ponad tą serią. Szczególnie charakterystyczna wkładka skał tufogenicznych znana jest m.in. z profilów w Krywałdzie, Pławniowicach, Wilczej i Dębieńsku; odznacza się ona stałą pozycją stratygraficzną (10–30 m ponad stropem gipsów) i stosunkowo znaczną grubością, a w kilku miejscach jest reprezentowana przez dwie lub trzy warstewki tufitu, przedzielone szarymi ilami marglistymi (S.W. Alexandrowicz, 1963). Znaczne rozprzestrzenienie tych tufitów w miocenie górnośląskim wskazuje, że mamy tu do czynienia z charakterystycznym poziomem tufitowym, który może być stosowany jako wskaźnik litostratygraficzny dla porównywania profilów.

Szczegółowe opracowanie omawianego poziomu zostało podjęte na podstawie rdzenia z otworu wiertniczego P-20 zlokalizowanego w Ochojcu, około 14 km na SW od Gliwic, gdzie tufity są szczególnie dobrze wykształcone. W rdzeniu tym udostępnione zostały osady badenu o łącznej miąższości ponad 360 m; zawierają one bogate zespoły otwornic, typowe dla poszczególnych jednostek stratygraficznych miocenu Zagłębia Górnośląskiego. W kolejności od dołu do góry jest to następująca sukcesja warstw (fig. 1–I):



1 (18 m). Szare i jasnoszare ily margliste, nieco piaszczyste z domieszką glaukonitu, zawierające dość liczne skorupki małżów oraz dwa zespoły otwornic: II A (II AB) i II D. Pierwszy z nich, występujący w dolnej części omawianych iłó w, odznacza się masową obecnością form planktonicznych: *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globorotalia*, *Orbulina* (*O. suturalis*) oraz bogatą fauną bentoniczną z *Lenticulina* div. sp. (*L. echinata*), *Planularia*, *Planulina*, *Uvigerina* (*U. costata*), *Marginulina* i *Karreriella*. Drugi zespół, wyróżniony w górnej części iłó w, odznacza się przewagą ilościową form bentonicznych: *Uvigerina* (*U. costai*), *Bulimina* (*B. striata*), *Pseudotriplasia*, *Epistomina* i *Sphaeroidina*. Litologiczny charakter osadów i zawarte w nich zespoły otwornic wskazują, że opisywane ily odpowiadają warstwom skawińskim.

2 (30 m). Gipsy i anhydryty z wkładkami iłó w łupkowych, wyraźnie warstwowane i laminowane, niekiedy o brekcjowatej strukturze. Wśród nich występuje wkładka szarego iltu o grubości 1,70 m, z nielicznymi, małymi kryształkami gipsu oraz z cienką laminą częściowo zbentonizowanego tufitu (S.W. Alexandrowicz, 1972).

3 (63 m). Szare i jasnoszare ily i margliste ily łupkowe z wkładkami iltó wó ców dolomitycznych i tufitów. W części spągowej ily są niewyraźnie warstwowane i zawierają nieliczne szczątki ryb. Ku górze przechodzą one w ily margliste o wyraźnie zaznaczonej, równoległej oddzielności, zawierające masowe nagromadzenia *Spirialis* i *Globigerina*. W tym odcinku profilu pojawiają się trzy cienkie warstewki dość twardych iltó wó ców dolomitycznych (S.W. Alexandrowicz, 1972). W górnej części omawianej warstwy, wśród iltó w marglistych występują wkładki tufitów o różnej grubości (od 5 cm do 1,7 m); w sumie tworzą one charakterystyczny poziom tufitowy o łącznej miąższości 15 m (fig. 1 – II, P<sub>T</sub>), usytuowany 46 m ponad stropem serii gipsowej. Ily margliste zawierają tu zespół mikrofauny III A, w którym dominującą rolę odgrywiają otwornice planktoniczne i pteropody. Omawiane osady są charakterystycznym ogniwem litostratygraficznym badenu górnośląskiego, były one wyróżniane jako ily spirialisowe (S.W. Alexandrowicz, 1972).

4 (255 m). Szare i jasnoszare ily margliste, przechodzące ku górze w szare ily z wkładkami mułków i drobnoziarnistych piasków. W dolnej części warstwy ily margliste zawierają dość liczne szczątki fauny, m.in. *Corbula gibba* i *Alvania oceani*, oraz bardzo bogaty zespół otwornic bentonicznych III B z *Bulimina*, *Phyllopsamia*, *Uvigerina* (*U. hispido-costata*), *Hanzawaia* (*H. crassiseptata*), *Epistomina*, *Elphidium*, *Sphaeroidina* i *Valvulineria*. Ten sam zespół otwornic występuje w iltach przekładanych piaskami, a ku górze przechodzi on w zespół

Fig. 1. Pozycja stratygraficzna policyklicznego poziomu tufitowego w profilu w Ochojcu  
Stratigraphic setting of polycyclic tuffite horizon in the section at Ochojec

1 – profil osadów miocenu w Ochojcu: K – górny karbon, II A–D, III A, III B, III C – zespoły otwornic opisane w tekście, G – poziom gipsowy, 1–4 – warstwy opisane w tekście; II – pozycja tufitów w osadach górnego badenu; P<sub>T</sub> – policykliczny poziom tufitowy; III – skład ilościowy zespołów mikroskamieniałości w osadach badenu górnego: S – *Spirialis*, P – otwornice planktoniczne, C – otwornice bentoniczne wapienne, A – otwornice bentoniczne aglutynujące; IV – profil policyklicznego poziomu tufitowego: T<sub>I</sub>–T<sub>VII</sub> – ławice tufitów opisane w tekście; a – piaskowce i łupki; b – gipsy; c – iltowce dolomityczne; d – tufity; e – ily i ily margliste; f – ily z wkładkami piasków; g – piaski i żwiry

1 – section of Miocene deposits from Ochojec: K – Upper Carboniferous, II A–D, III A, III B, III C – foraminifer assemblages described in the text, G – gypsum horizon, 1–4 – beds described in the text; II – position of tuffites in Upper Badenian deposits; P<sub>T</sub> – polycyclic tuffite horizon; III – quantitative composition of microfossil assemblage from the Upper Badenian: S – *Spirialis*, P – planktonic foraminifers, C – calcareous benthic foraminifers, A – agglutinated benthic foraminifers; IV – section of polycyclic tuffite horizon: T<sub>I</sub>–T<sub>VII</sub> – tuffite layers described in the text; a – sandstones and shales; b – gypsum; c – dolomitic claystones; d – tuffites; e – clays and marly clays; f – clays with sand intercalations; g – sands and gravels

mikrofauny III C, w którym najliczniej reprezentowane są *Bulimina* (*B. elongata*, *B. insignis*), a towarzyszą im: *Bolivina*, *Cassidulina* i *Valvulineria*. Omawiane ility są w całości odpowiednikami warstw grabowieckich górnego badenu.

Dokładne określenie pozycji stratygraficznej tufitów, występujących w profilu P-20 w Ochojcu w stropowej części warstwy 3, opiera się na analizie zespołów mikrofauny, z uwzględnieniem zmienności ich składu ilościowego (fig. 1 – II, III). W ilitych spirialisowych dominującą rolę odgrywają formy planktoniczne: pteropody i otwornice. W dolnej części tych ilitych, w strefie występowania wkładek ilitych dolomitycznych, głównym składnikiem zespołów jest *Spirialis*; udział jego waha się w granicach 70–100%. Podrzednym składnikiem są tu otwornice planktoniczne (*Globigerina*), a akcesorycznym – otwornice bentoniczne (*Bulimina*, *Valvulineria*, *Elphidium*). W środkowej części ilitych spirialisowych, ponad górną wkładką ilitych dolomitycznych, a pod tufitami, proporcja ilościowa cytowanych form planktonicznych ulega odwróceniu: udział *Globigerina* przekracza 70%, a *Spirialis* – 20%. W ilitych występujących wśród wkładek tufitów obserwujemy taki sam zespół mikrofauny (III A). Istotna zmiana następuje ponad serią tufitową. Kosztem form planktonicznych wzrasta tu wydatnie ilość otwornic bentonicznych o wapiennych skorupkach, pojawiają się również otwornice aglutynujące, a pteropody są jedynie sporadycznie notowane (zespół III B). Zmienność składu tego zespołu polega głównie na różnej proporcji form bentonicznych do planktonicznych, która waha się w granicach: 5 : 5 – 8 : 2 (fig. 1 – III).

Zróżnicowanie zespołów mikrofauny w ilitych nadgipsowych badenu jest bardzo dobrym wskaźnikiem dla korelacji stratygraficznej warstw. Charakterystyczne następstwo zespołów mikroskamieniałości znane jest na obszarze rozciągającym się na wschód od Krakowa, w rejonie między Wieliczką, Bochnią i Tarnowem. Mikrofauna złożona głównie z form planktonicznych (otwornice, pteropody, radiolarie) charakteryzuje tu warstwy chodenickie, a szczególnie bogate zespoły tego typu towarzyszą tufitom występującym w stropowej części wspomnianych warstw. Wyżej leżące warstwy grabowieckie odznaczają się ilościową przewagą otwornic bentonicznych (S. Alexandrowicz, 1961; E. Łuczowska, 1955). ility spirialisowe okolic Gliwic wykazują bardzo dużo podobieństw do warstw chodenickich, a różnią się od nich głównie mniejszą miąższością i większą wapnistością (S.W. Alexandrowicz, 1972). W zespołach mikrofauny różnica ta polega na zanikaniu radiolarii, pospolitych w warstwach chodenickich, a jedynie nielicznie notowanych na Górnym Śląsku (W. Barwicz-Piskorz, 1978). Wyżej leżące osady ilaste nie są tak wyraźnie zróżnicowane, w związku z czym zarówno w okolicach Gliwic, jak też między Wieliczką a Bochnią można wyróżnić warstwy grabowieckie z typowym zespołem otwornic III B.

## PROFIL POLICYKLICZNEGO POZIOMU TUFITOWEGO

Seria osadów ilastych z wkładkami tufitów, określona jako policykliczny poziom tufitowy, osiąga w Ochojcu 15 m miąższości, z czego 3,10 m (21%) przypada na skały piroklastyczne. Tworzą one 7 ławic różnej grubości, reprezentujących kolejne cykle depozycji materiału, które mogą częściowo odpowiadać poszczególnym etapom erupcji wulkanicznych. Ławice zostały określone w kolejności od dołu do góry symbolami  $T_1$ – $T_{v,11}$  (fig. 1 – IV). Próbkę poddane analizie mineralogicznej i chemicznej są zaznaczone symbolami P-1 – P-14.

$T_1$  i  $T_{11}$  – są to dwie wkładki tufitów o grubości po 5 cm każda, przedzielone

warstwą szarych iłów o miąższości 40 cm. Dolna wkładka ( $T_I$ ) jest reprezentowana przez tufit jasnoszary, słabo zwięzły, nieco zbentonizowany, o pelitycznej strukturze i bezładnej teksturze (P-1). Składa się on niemal wyłącznie z frakcji mniejszej od 0,06 mm, której udział wynosi 99,4%. Górna wkładka przedstawia się jako tufit o strukturze pelitowo-ilastej i bezładnej teksturze, bez śladów frakcjonalnego warstwowania (P-2). Skład ziarnowy jest taki sam jak we wkładce dolnej (99,2% frakcji mniejszej od 0,06 mm). Warstwa iłów przedzielających tufit  $T_{II}$  od kolejnej, wyżej leżącej wkładki ma 60 cm miąższości.

$T_{III}$  – jest to wkładka tufitu o grubości 70 cm. Struktura skały zmienia się od aleurytowo-pelitowej w dolnej części (P-3) do pelitowej w środkowej i górnej części wkładki (P-4, P-5). Frakcjonalne warstwowanie jest bardzo wyraźnie zaznaczone: w dolnej części wkładki makroskopowo widoczne są blaszki biotyту i fragmenty szkliwa, a udział ziarn o średnicy przekraczającej 0,08 mm wynosi 19,8%. W środkowej i górnej części dominuje materiał bardzo drobny, o średnicy mniejszej niż 0,06 mm (P-4 – 97,8%, P-5 – 100%). Omawiany tufit jest słabo zbentonizowany, od wyżej leżącego oddziela go warstewka iłów o grubości 10 cm.

$T_{IV}$ ,  $T_V$ ,  $T_{VI}$  – są to trzy wkładki tufitów nie rozdzielone iłami, tworzące w sumie najgrubszą warstwę skały piroklastycznej w omawianym profilu (2,10 m). Dolna jej część ( $T_{IV}$ ) odznacza się warstwowaniem frakcjonalnym, które polega na przechodzeniu skały o strukturze psamitowo-pelitowej z licznymi blaszkami biotyту w skałę pelitową o słabo zaznaczonej bentonizacji (P-6, P-7). W środkowej części warstwy ( $T_V$ ) można obserwować podobne warstwowanie o strukturach: pelitowo-psamitowej, pelitowej i pelitowo-ilastej (P-8–P-10). Górna część warstwy ( $T_{VI}$ ) ma ponownie wyraźnie zaznaczone warstwowanie frakcjonalne, a tufit jest nieco zbentonizowany (P-11, P-12). Analizy granulometryczne wykazały, że w spągowych częściach wszystkich trzech omawianych wkładek występuje domieszka ziarn o średnicy przekraczającej 0,08 mm, a udział tej frakcji wynosi: 18,3% (P-6), 17,2% (P-8) i 12,2% (P-11). W pozostałych próbkach cały materiał składa się z ziarn o średnicy mniejszej od 0,06 mm. Wyżej leży gruba warstwa szarych iłów o miąższości 10,8 m.

$T_{VII}$  – jest to wkładka tufitu o grubości 20 cm, o strukturze pelitowo-ilastej i słabo widocznym frakcjonalnym warstwowaniu. W jej spągowej części (P-13) pojawiają się makroskopowo widoczne ziarna szkliwa wulkanicznego, a udział frakcji o średnicy przekraczającej 0,08 mm wynosi 9,2%. W górnej części wkładki dominuje materiał bardzo drobny (96,7% ziarn o średnicy poniżej 0,06 mm), a tufit jest dość silnie zbentonizowany i odznacza się szarą barwą (P-14).

## ANALIZA MIKROSKOPOWA TUFITÓW

Badania mikroskopowe przeprowadzono na próbkach pochodzących ze spągu każdej wkładki tufitów. Obserwacje i pomiary przeprowadzono w preparatach proszkowych wykonanych z frakcji 0,06–0,08 mm. Preparaty te szlifowano po zatopieniu w balsamie kanadyjskim.

Tufity  $T_I$  i  $T_{II}$  (próbki: P-1 i P-2). Analizy mikroskopowe pozwoliły stwierdzić w obu warstwach zbliżony jakościowo skład mineralny. Tufity są zbudowane ze szkliwa wulkanicznego, skaleni (ortoklaz i oligoklaz), biotyту, muskowitu, minerałów nieprzezroczystych oraz minerałów ciężkich (cyrkon). W niewielkiej ilości obecny jest także kwarc piroklastyczny. W dolnej wkładce ( $T_I$ , próbka P-1) obserwowano znaczną ilość mikroskamieniałości, a w porównaniu z tufitem  $T_{II}$  – większą zawartość kwarcu, skaleni i minerałów nieprzezroczystych na niekorzyść

Skład mineralny tufitów, frakcja 0,8–0,06 mm (% objętościowe)

Składniki		Ławice tufitów i numery próbek							
		T <sub>I</sub> P-1	T <sub>II</sub> P-2	T <sub>III</sub> P-3	T <sub>IV</sub> P-6	T <sub>V</sub> P-8	T <sub>VI</sub> P-11	T <sub>VII</sub> P-13	T <sub>VIII</sub> P-14
Szklivo	niezmienione	60,4	14,3	65,0	84,5	88,7	88,9	82,7	6,7
	zmienione	9,9	62,3	0,7	0,7	0,5	2,3	10,8	23,3
Kwarc	piroklastyczne	7,2	4,9	17,0	5,8	3,5	3,0	3,2	2,1
	teryogeniczne	–	–	–	–	–	2,0	2,3	61,2
Skalenie		2,1	1,3	6,6	3,4	4,0	0,9	–	–
Biotyt		1,4	3,9	5,9	4,2	2,9	1,7	–	–
Muskowit		0,7	–	–	–	–	–	–	1,6
Minerały nieprzezroczyste		5,7	9,1	4,4	1,4	0,5	–	0,9	5,0
Minerały ciężkie		0,7	–	0,4	–	0,1	0,4	–	–
Otwornice		11,9	4,1	–	–	–	0,8	–	0,1

szkliwa wulkanicznego (tab. 1, fig. 2). W obu tufitach dominuje obsydianowa odmiana szkliwa, która jest dobrze zachowana. Bardzo drobne rozmiary ziarn szkliwa nie pozwoliły na jego wydzielenie i dokonanie analizy chemicznej. Skalenie i kwarc piroklastyczny, podobnie jak pojedyncze ziarna granatu i magnetytu, są skorodowane magmowo. Znaczny udział minerałów nieprzezroczystych związany jest z obecnością epigenetycznego pirytu. Słabo przezroczyste są również agregaty zbudowane z minerałów ilastych.

Tufit T<sub>III</sub> (próbki: P-3, P-4, P-5). W spągu tego tufitu można obserwować dość duże ziarna materiału piroklastycznego, a w szczególności okruchów szkliwa wulkanicznego (próbka P-3), zawartość tego składnika wynosi około 66%; równocześnie znaczny jest udział kwarcu, skaleni a także biotytu (tab. 1). Postępując od spągu ku stropowi wkładki tufitowej obserwuje się coraz drobniejszy materiał, zawierający coraz więcej szkliwa na niekorzyść pozostałych składników (fig. 2). W tuficie tym dominuje obsydianowa odmiana szkliwa, a domieszka pumeksowej odmiany tego składnika jest niewielka.

Tufit T<sub>IV</sub> (próbki P-6, P-7). Tufit ten nie odbiega składem jakościowym od poprzednio opisanych, różne są jednak proporcje ilościowe. W omawianej

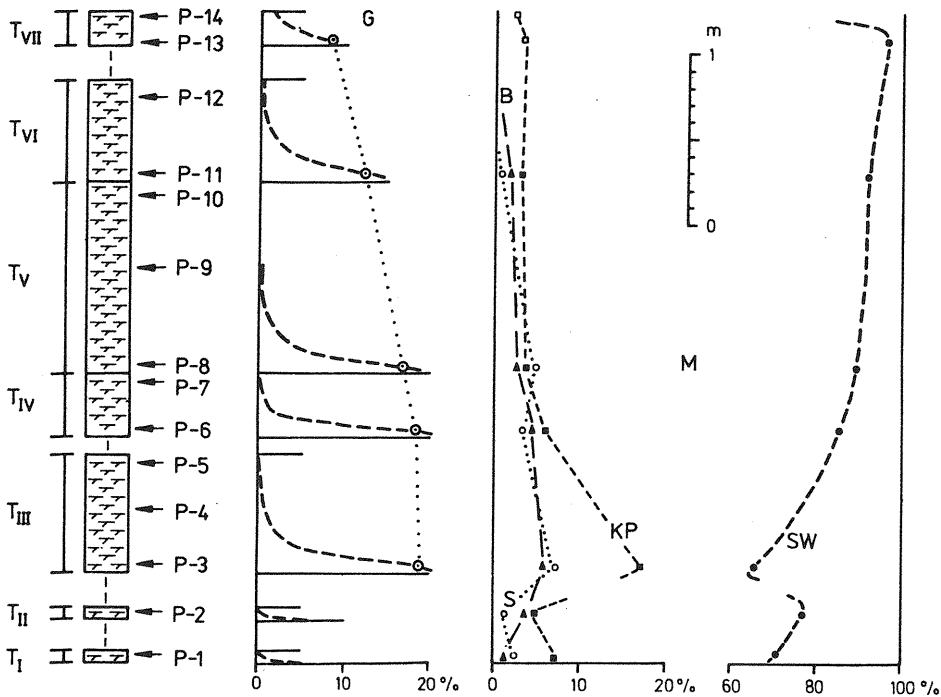


Fig. 2. Zmienność składu ziarnowego i mineralnego tuffitów

Variability in grain-size and mineral composition of tuffites

T<sub>I</sub>–T<sub>VII</sub> – ławice tuffitów opisane w tekście; P-1–P-14 – numery i lokalizacja próbek; G – granulometria – wykres przedstawiający procentowy udział ziarn o średnicy większej od 0,1 mm; M – zawartość niektórych składników mineralnych: S – skaleni, B – biotyt, KP – kwarc, SW – szklivo wulkaniczne

T<sub>I</sub>–T<sub>VII</sub> – tuffite layers described in the text; P-1–P-14 – number and location of sample; G – granulometry – diagramme showing percentage of grains over 0,1 mm in size; M – content of some mineral components: S – feldspars, B – biotite, KP – quartz, SW – volcanic glass

wkładce wzrasta ilość szkliva wulkanicznego na niekorzyść pozostałych składników: kwarcu, skaleni, biotyту i minerałów ciężkich (fig. 2).

Tuffit T<sub>V</sub> (próbki: P-8, P-9, P-10). Najgrubszy materiał znajduje się w spągu ławicy (P-8), a dominuje w nim szklivo wulkaniczne ze znacznym udziałem odmiany obsydianowej, mała natomiast jest zawartość kwarcu, minerałów nieprzezroczystych i ciężkich. Niewielka ilość pumeksowej odmiany szkliva (0,5%) jest zmieniona, co przejawia się zmętnieniem ziarn i obecnością drobnych wtrąceń faz, trudnych do identyfikacji mikroskopowej.

Tuffit T<sub>VI</sub> (próbki: P-11, P-12). W tufficie tym dominuje pumeksowa odmiana szkliva wulkanicznego, które w niewielkim stopniu uległo wtórnym zmianom. Obok tej odmiany występuje szklivo obsydianowe i domieszka szkliva globulastego. W próbce P-11 (spąg ławicy) obok kwarcu piroklastycznego stwierdzono niewielkie ilości kwarcu detrytycznego, charakteryzującego się wysokim stopniem obtoczenia. W stosunku do poprzednio opisywanych, tuffit T<sub>VI</sub> zawiera mniej skaleni oraz akcesoryczne ilości minerałów ciężkich, a także skorupki otwornic.

Tufit  $T_{VII}$  (próbki: P-13, P-14). W dolnej części wkładki tufitowej (P-13) dominuje szkliwo pumeksowe, któremu towarzyszą nieznaczne ilości szkliwa o teksturze globulastej. Obie wymienione odmiany szkliwa są w znacznym stopniu zmienione i częściowo zdewitryfikowane. Przejawia się to zmętnieniem ziarn oraz słabo widocznym wygaszaniem światła. W spągu tufitu ilość kwarcu jest mała; są to głównie ziarna piroklastyczne, natomiast w stropie obecny jest niemal wyłącznie kwarc detrytyczny. Ziarna jego są dobrze obtoczone, a niektóre wykazują faliste wygaszanie światła. W badanych preparatach nie zaobserwowano skaleń ani biotyту, brak jest również minerałów ciężkich, obecne są natomiast skorupki otwornic.

## BADANIA SKŁADU CHEMICZNEGO

Analizy chemiczne wykonano metodą klasyczną oraz metodą absorpcji atomowej. Objęły one obsydianową odmianę szkliwa wulkanicznego pochodząca ze spągu poszczególnych wkładek tufitowych (próbki: P-3, P-6, P-8, P-11, P-13).

Tabela 2

Wyniki analiz chemicznych szkliwa wulkanicznego  
(%% wagowe)

Składniki	$T_{III}$ P-3	$T_{IV}$ P-6	$T_V$ P-8	$T_{VI}$ P-11	$T_{VII}$ P-13
SiO <sub>2</sub>	69,80	72,70	73,20	70,20	73,60
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,80	10,20	9,30	10,20	9,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,82	1,22	1,35	1,35	1,28
MnO	0,02	0,05	0,04	0,05	0,05
MgO	0,78	0,57	0,46	0,89	0,62
CaO	1,90	1,40	1,60	2,90	2,05
K <sub>2</sub> O	3,35	3,25	3,25	3,55	2,65
Na <sub>2</sub> O	3,15	2,70	3,25	3,75	2,85
Strata prażenia	8,24	7,80	7,24	6,99	7,25
Suma	99,88	99,91	99,71	99,90	99,67

Uwaga. Analizy wykonali: mgr M. Sikora, mgr J. Tarkowski

Zmienność składu chemicznego szkliwa z analizowanych próbek jest nieznaczna, a wyraża się ona m.in. niewielkim zróżnicowaniem zawartości krzemionki (69,8 – 73,6%). Poczynając od tufitu  $T_{III}$  do tufitu  $T_{VII}$  wzrasta w szkliwie zawartość SiO<sub>2</sub> (tab. 2), natomiast spada zawartość K<sub>2</sub>O. Wyjątek stanowi próbka P-11, odbiegająca nieco od opisywanej prawidłowości. W występowaniu pozostałych składników nie obserwowano podobnych regularności: zarówno CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O jak i Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO i TiO<sub>2</sub> wahają się w bardzo wąskich granicach. Zbliżony skład chemiczny szkliwa we wszystkich analizowanych próbkach sugeruje, że wszystkie opisywane wkładki tufitowe mogą wiązać się z jednym typem skały



wulkanicznej. Charakter szkliv jak też skład mineralny fazy piroklastycznej mogą sugerować związek tych tufitów z ryolitami. Warto podkreślić bardzo duże podobieństwo (chemiczne i mineralne) analizowanych skał do tufitów opisanych przez W. Parachoniaka z górnego tortonu zapadliska przedkarpackiego, które autor ten wiązał z ryolitami.

### BENTONITYZACJA

Badania bentonityzacji tufitów przeprowadzono metodą rentgenowską dla frakcji ziarnowej <0,01 mm, na próbkach sedimentowanych i glikolowanych (fig. 3). Rentgenowskie rozpoznanie jakościowe i ilościowe pozwoliło stwier-

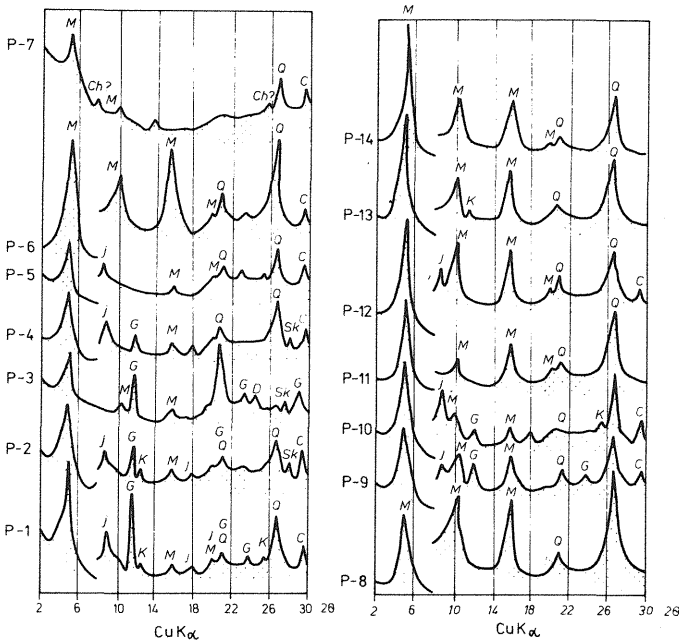


Fig. 3. Dyfraktogramy frakcji ziarnowej (poniżej 0,01 mm) wydzielonej z tufitów  
 Diffractogrammes of grain fraction below 0.01 mm, separated from tuffites

P-1 - P-14 - numery próbek  
 P-1 - P-14 - sample numbers

dzić, że postępując od tufitu  $T_I$  do tufitu  $T_{VII}$  zaznacza się wzrost zawartości montmorillonitu wapniowego kosztem pozostałych składników frakcji (tab. 3). W dolnych wkładkach tufitowych skład mineralny jest zróżnicowany: szklivo wulkaniczne, gips, montmorillonit, kalcyt, skalenie, kaolinit, dolomit, a także kwarc i biotyt. W głównej ławicy ( $T_{IV} - T_{VI}$ ) składników jest mniej, a w górnej wkładce notowano głównie montmorillonit i kwarc. Obecność illitu związana jest prawdopodobnie z dostawą materiału detrytycznego z łądu, jako że materiał ten współwystępuje z detrytycznym kwarcem. Można stwierdzić, że zwiększająca się od dołu ku górze ilość montmorillonitu jest związana z trzema elementami: ilością szklawa, jego odmianą teksturalną oraz uziarnieniem. Z poczynionych obserwacji wy-

Skład mineralny frakcji &lt;0,01 mm wydzielonej z tufitów

Tufit	Próbka	Składniki mineralne
T <sub>VII</sub>	P-14	Mt, Q
	P-13	Mt, Q, I, C
T <sub>VI</sub>	P-12	Q, Mt, I, C
	P-11	Q, Mt
	P-10	Q, Mt, I, C, G
T <sub>V</sub>	P-9	Mt, Q, G, I, C
	P-8	Mt, Q
T <sub>IV</sub>	P-7	Mt, Q, C
	P-6	Mt, Q, C
T <sub>III</sub>	P-5	Mt, Q, I, C
	P-4	Mt, I, G, Q, C, Sk
	P-3	G, Mt, D, Sk
T <sub>II</sub>	P-2	Q, G, I, Mt, C, Sk
T <sub>I</sub>	P-1	G, Q, I, Mt, C, K?

Uwagi: Mt – montmorillonit, Q – kwarc, Sk – skalenie, I – illit, C – kalcyt, D – dolomit, G – gips, K? – kaolinit ?

nika, że pumeksowa i globulasta odmiana szkliwa są znacznie bardziej podatne na przemiany prowadzące do powstania montmorillonitu niż odmiana obsydianowa. Wiąże się to z silnie rozwiniętą powierzchnią zewnętrzną szkliw gąbczastych, a co za tym idzie – z większą powierzchnią reakcji chemicznych.

## ETAPY AKUMULACJI MATERIAŁU PIROKLASTYCZNEGO

Przeprowadzone obserwacje i wyniki badań analitycznych pozwalają na rekonstrukcję przebiegu procesów geologicznych, które doprowadziły do utworzenia opisywanego, policyklicznego poziomu tufitowego. Nastęstwo poszczególnych wkładek tufitów, ich uziarnienie i warstwowanie, rozmieszczenie składników mineralnych oraz różnice składu chemicznego szkliwa sugerują cykliczność zja-

wisk wulkanicznych. Erupcje i związane z nimi opady materiału piroklastycznego były przedzielane okresami depozycji osadów ilastych względnie następowały bezpośrednio po sobie. Środowisko sedymentacyjne, w którym tworzyły się ility spiralisowe w Zagłębiu Górnośląskim sprzyjało spokojnemu osiadaniu popiołów i pyłów wulkanicznych, dzięki czemu mogły utworzyć się ławice o frakcjonalnym uziarnieniu. Brak rozmyć śródwarstwowych umożliwił przy tym zachowanie się kompletnej sukcesji osadów.

Pierwszy etap tworzenia się poziomu tufitowego reprezentują tufity  $T_I$  i  $T_{II}$ . Rozkład poszczególnych minerałów skłania do przypuszczenia, że górna wkładka jest konsekwentnym następstwem dolnej, a obie one powstały w wyniku dwóch erupcji, z których pierwsza ma nieco bardziej zasadowy charakter niż druga. W tuficie  $T_{III}$  wyraźnie zaznacza się ponowne wzbogacenie w minerały ciężkie, nieprzezroczyste, a także skalenie i biotyt, przy znacznym udziale frakcji psamitowej. Szekliwo występujące w tej wkładce zawiera nieco mniej  $SiO_2$  niż wszystkie pozostałe. Na podstawie składu ziarnowego, mineralnego i chemicznego tufity  $T_{IV}$  i  $T_V$  można powiązać z tufitem  $T_{III}$ , a stopniowo wzrastająca zawartość  $SiO_2$  w ich szkliwach (69,8%–72,7%–73,2%) może być traktowana jako przejaw wykwaszania się źródła wulkanicznego w obrębie cyklu eruptywnego.

Tufit  $T_{VI}$  posiada zbliżony charakter do poprzednio opisanych, jednak jego szekliwo jest nieco mniej zasobne w  $SiO_2$  (70,2%), a równocześnie pojawia się niewielka ilość ziarn minerałów ciężkich; mniejsza jest natomiast ilość skaleni i biotytu. W dużej ilości występuje tu szekliwo pumeksowe, obecny jest również terygeniczny kwarc. Fakty te mogą przemawiać za drobnymi wahnięciami składu kolejnych erupcji przy równoczesnej tendencji do osłabiania się źródła wulkanicznego.

Górna wkładka tufitu ( $T_{VII}$ ) charakteryzuje się największą zawartością pumeksowej odmiany szkliwa wulkanicznego, które jest bardzo drobne, odznacza się najwyższym udziałem procentowym  $SiO_2$  i jest najsilniej zbentonityzowane. Omawiana warstewka tufitu jest bardzo cienka i wykazuje znaczną domieszkę minerałów terygenicznych. Sugeruje to słabą erupcję, najkwaśniejszą w porównaniu z poprzednimi. W czasie depozycji materiał piroklastyczny mieszał się z materiałem terygenicznym.

Wyniki przedstawionych badań mogą wskazywać, że seria tufitowa z Ochojca obrazuje rozwój działalności wulkanicznej pod koniec środkowego badenu, związany prawdopodobnie z jednym źródłem erupcji. Badane tufity utworzyły się w wyniku etapowej aktywności ryolitowego wulkanizmu, która następowała cyklicznie od faz bardziej zasadowych do kwaśnych. W pierwszym etapie osadzały się dwie wkładki materiału piroklastycznego ( $T_I$ ,  $T_{II}$ ) reprezentujące początkowe stadium działalności wulkanicznej. Kolejne trzy wkładki ( $T_{III}$ ,  $T_{IV}$ ,  $T_V$ ) reprezentują okres stadium głównego, czyli etap najintensywniejszych erupcji. Schyłkowym epizodem tego stadium jest tufit  $T_{VI}$ , którego odmienność może być interpretowana jako epizodyczne wahnięcie składu magmy w czasie ewolucji ośrodka wulkanicznego. Końcowym etapem działalności słabnącego i wykwaszającego się źródła ryolitowego jest tufit  $T_{VII}$ .

## ROZPRZESTRZENIENIE POZIOMU TUFITOWEGO

Szczegółowe określenie pozycji stratygraficznej omawianej serii tufitowej umożliwia porównanie jej z tufitami opisywanymi z różnych profili polskiego miocenu. W Zagłębiu Górnośląskim wkładki skał piroklastycznych występujące w górnej części iltów spiralisowych, wśród osadów zawierających zespół plank-

tonicznej mikrofauny (zespół IIIA), znane są z okolic Rybnika, Gliwic i Halemby (S.W. Alexandrowicz, 1963, 1972). W tym samym położeniu względem stropu serii gipsowej występuje warstewka tufitu opisana przez W. Gabzdyla i T. Kapuścińskiego (1972) z szybu kopalni *Gliwice* w Przyszówce.

Korelacja stratygraficzna profilu nadgipsowych osadów badenu okolic Gliwic i strefy przykarpackiej na wschód od Krakowa umożliwia bezpośrednie porównanie serii tufitowej z profilu wiercenia P-20 z tufitami ze stropu warstw chodnickich opracowanymi szczegółowo przez W. Parachoniaka (1954, 1962). W obu rejonach mamy do czynienia z tym samym poziomem tufitowym, w skład którego wchodzi kilka wkładek skał piroklastycznych przedzielonych ilami. Szczególnie duże podobieństwo wykazują: seria tufitowa z Ochojca i tufity z Chodenic, tworzące 6 ławic ze śladami warstwowania frakcjonalnego (W. Parachoniak, 1954, str. 72–73).

Rozprzestrzenienie omawianego poziomu tufitowego jest bardzo duże. Był on notowany w okolicach Mielca i Przemysła (W. Parachoniak, 1962), a znany jest również w wielu profilach miocenu we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, w okolicach Lwowa, Stryja, Kołomyi i Czerniowiec. Na Ukrainie poziom ten występuje w dolnej części serii kosowskiej, w warstwach wierbowieckich, wykształconych jako ily z radiolariami i z *Globigerina*, a jest on reprezentowany przez kilka wkładek tufów i tufitów częściowo zbenitonizowanych, o maksymalnej grubości około 1 m (O.S. Wiałow, 1965; D.W. Gurzij, 1969; L.G. Daniłowicz, 1976). Należą tu również tufity pojawiające się w spągu zlepieńców pistyńskich, opisane przez M. Kamińskiego (1936). Kolejne stanowiska omawianego poziomu tufitowego można śledzić na przedpolu Karpat Wschodnich i Południowych w Rumunii (N. Oncescu, 1959), m.in. w dolinie rzeki Prachowa. Wkładowki tufów i tufitów pojawiają się tu wśród wapnistych ilów ze *Spirialis*, bezpośrednio ponad poziomem łupków radiolariowych.

Po wewnętrznej stronie łuku Karpat ten sam poziom tufitowy znany jest w basenie transylwańskim (N. Oncescu, 1959; I. Cicha i in., 1975) w serii ilastych osadów górnego tortonu (górnego badenu – kosovianu), ponad formacją solonośną. Jest on określany jako tufy Hedereni, występujące wśród ilów wapnistych ze *Spirialis*. Na Rusi Zakarpackiej nadgipsowe, ilaste i ilasto-piaszczyste sedymenty górnego tortonu wyróżniane są jako seria sołotwińska (I.W. Wienglinski, 1975). Obejmuje ona trzy ogniwa litostratygraficzne, z których środkowe – warstwy bamskie są wykształcone jako ily i mułowce z bogatą mikrofauną planktoniczną (*Globigerina*, *Radiolaria*, *Spirialis*). W obrębie tych warstw występują wkładki utworów piroklastycznych, tzw. tufy bamskie, odpowiadające swoją pozycją stratygraficzną omawianemu poziomowi tufitowemu. Zasięg tych utworów kontynuuje się również na obszarze wschodniej Słowacji.

Opisany poziom tufitowy, odznaczający się szerokim rozprzestrzenieniem oraz stałą pozycją w profilach osadów miocenu paratetydy, może mieć znaczenie w pracach stratygraficznych. W skład jego wchodzi często kilka wkładek utworów piroklastycznych przekładanych ilami lub ilami i piaskami; jedna z tych wkładek wyróżnia się zwykle większą grubością. W niektórych profilach mamy do czynienia tylko z pojedynczą warstewką tufu lub tufitu o różnym stopniu zbenitonizowania. Omawiane utwory piroklastyczne osadziły się więc w wyniku intensywnej działalności wulkanicznej, której faza przypadająca na środkową część badenu została datowana na 15–16,5 mln lat względnie 16–16,5 mln lat (D. Vass, J. Slavik, 1975). Była to faza wulkanizmu ryolitowego.

Na uwagę zasługuje możliwość jednoznacznej identyfikacji utworzonego w tym czasie poziomu tufitowego. Nasuwa się wniosek o celowości wyróżnienia tego poziomu i określenia go nazwą „tufit z Bochni” (tufit bocheński), ze wska-

zaniem typowego odsłonięcia w Chełmie nad Rabą (około 8 km na W od Bochni), opisanego m.in. przez W. Parachoniaka (1954), E. Łuczowską (1955) i S. Alexandrowicza (1961). Wydzielenie to może być w przyszłości sformalizowane w randze warstwy (wt).

Opady pyłów i popiołów wulkanicznych spowodowały epizodyczne, silne wzbogacenie morskich wód paratetydy w sole mineralne, m.in. w  $\text{SiO}_2$ , dzięki czemu nastąpił krótkotrwały i bardzo intensywny rozwój organizmów o szkieletach i pancerzykach krzemionkowych. Były to zwłaszcza radiolarie, których masowe występowanie umożliwia wydzielenie „poziomu radiolariowego” lub „warstwy radiolariowej” (Z. Kirchner, 1956; W. Barwicz-Piskorz, 1978). Mniejszą rolę odgrywały gąbki z krzemionkowymi spikulami (E. Łuczowska, 1955; S.W. Alexandrowicz, A. Tomáš, 1975; S.W. Alexandrowicz, 1979), okrzemki (A. Tomáš, 1975) i silikoflagelaty (P. Dumitrica, 1967). Obecność osadów z radiolariami, gąbkami i okrzemkami, towarzyszących opisanemu poziomowi tufitowemu wyróżnia go wśród innych tufitów miocenijskich i podkreśla jego znaczenie jako szczególnie wartościowego wskaźnika dla regionalnej korelacji stratygraficznej.

Instytut Geologii i Surowców Mineralnych AGH

Kraków, Al. Mickiewicza 30

Nadesłano dnia 7 czerwca 1979 r.

## PIŚMIENNICTWO

- ALEXANDROWICZ S. (1961) – Stratygrafia warstw chodenickich i grabowieckich w Chełmie nad Rabą. *Kwart. Geol.*, **5**, p. 646–667, nr 3. Warszawa.
- ALEXANDROWICZ S. (1963) – Stratygrafia osadów miocenijskich w Zagłębiu Górnośląskim. *Pr. Inst. Geol.*, **39**. Warszawa.
- ALEXANDROWICZ S.W. (1972) – Ilowce dolomityczne w profilu środkowego badenu okolic Gliwic. *Zesz. Nauk. AGH*, **312**. Geologia, z. 16, p. 17–26. Kraków.
- ALEXANDROWICZ S.W. (1979) – Spikule gąbek z warstw chodenickich okolic Wieliczki i Bochni. *Spraw. Pos. Kom. PAN*, **22**, p. 173–175. Kraków.
- ALEXANDROWICZ S.W., TOMAŚ A. (1975) – Zespół spikul gąbek z ilów miocenijskich rejonu Gliwic. *Spraw. Pos. Kom. Nauk. PAN*, **18**, p. 170–173. Kraków.
- BARWICZ-PISKORZ W. (1978) – The Miocene Radiolaria from the Carpathian foredeep. *Acta Palaeont. Pol.*, **23**, p. 223–248, nr 3. Warszawa.
- CICHA I., MARINESCU F., SENEŠ J. (1975) – Correlation du néogène de la Paratethys Centrale. *Geol. Surv. Praha*.
- DUMITRICA P. (1967) – Dictyocha bachmanni n. sp. et considerations sur la lignée phylogenetique Dictyocha crux – D. stauracantha – D. bachmanni. *Cathiers de Micropal.*, **4**, p. 1–6. Paris.
- GABZDYL W., KAPUŚCIŃSKI T. (1972) – Tufity miocenijskie z obszaru Gliwic. *Kwart. Geol.*, **16**, p. 685–694, nr 3. Warszawa.
- KAMIENSKI M. (1936) – O tufach wulkanicznych przedgórze Karpat. *Arch. Miner. Tow. Nauk. Warsz.*, **12**, p. 16–57. Warszawa.
- KIRCHNER Z. (1956) – Stratygrafia miocenu Przedgórze Karpat Środkowych na podstawie mikrofauny. *Acta Geol. Pol.*, **6**, p. 421–449, nr 4. Warszawa.
- ŁUCZOWSKA E. (1955) – O tortońskich otwornicach z warstw chodenickich i grabowieckich okolic Bochni. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **23**, p. 77–156. Kraków.
- ONCESCU N. (1959) – *Geologia Republicii Populare Romine*. Edit. Techn. Bukuresti.
- PARACHONIAK W. (1954) – Tortońska facja tufitowa między Bochnią a Tarnowem. *Acta Geol.*

- Pol., 4, p. 67–92, nr 1. Warszawa.
- PARACHONIAK W. (1962) – Mioceńskie utwory piroklastyczne przedgórze Karpat polskich. Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie, nr 11. Warszawa.
- TOMAŠ A. (1975) – *Isthmia enervis* Ehrenberg (Diatomeae) z osadów tortońskich rejonu Gliwic. *Geologia*, 1, p. 21–31, z. 3. Warszawa.
- VASS D., SLAVIK J. (1975) – Neogene biozones of the central Paratethys: Radiometric age determination. *Proc. VI Congr. Comm. Strat.*, p. 120–126. Praha.
- ВЕНГЛИНСКИЙ И.В. (1975) – Фораминиферы и биостратиграфия миоценовых отложений Закарпатского прогиба. Ак. Наук Укр. ССР, Наук. Думка. Киев.
- ВЯЛОВ О.С. (1965) – Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. Ак. Наук Укр. ССР, Наук. Думка. Киев.
- ДАНИЛОВИЧ Л.Г. (1976) – Кислый вулканизм Карпат. Ак. Наук Укр. ССР, Наук. Думка. Киев.
- ГУРЖИЙ Д.В. (1969) – Литология моласс Предкарпатья. Ак. Наук Укр. ССР, Наук. Думка. Киев.

Стефан Витольд АЛЕКСАНДРОВИЧ. Мацей ПАВЛИКОВСКИ

## ПОЛИЦИКЛИЧНЫЙ ТУФФИТОВЫЙ ГОРИЗОНТ В МИОЦЕНЕ ОКРЕСТНОСТЕЙ ГЛИВИЦ

### Резюме

На западе Верхнесилезского бассейна, в районе Гливиц, в миоцене залегают группа пирокластических пропластков, составляющих полициклический горизонт туффитов. Согласно стратиграфическому анализу разреза в Охойце было установлено, что туффиты относятся к бадену (нижняя часть верхнего бадена) и расположены в верхней части спириалисовых глин, примерно на 46 м выше кровли гипсового горизонта. Спириалисовые глины содержат планктонные микроокаменелости с *Spirialis* и *Globigerina* (группа III A), причём в нижней их части наблюдается преобладание птеропод, а в верхней — фораминифер (фиг. 1). Эти отложения являются аналогом ходеницких пластов, окрестностей Велички и Бохни (С. Александрович, 1961). Над спириалисовыми глинами в окрестностях Гливиц залегают глины, содержащие большое количество бентонных фораминифер (группа III B), соответствующие грабовецким пластам (фиг. 1).

Мощность полициклического туффитового горизонта в Охойце составляет 15 м, из которых 3,1 м приходится на пирокластические породы. Выделено 7 пластов туффитов разной толщины, обозначенных символами  $T_I$ — $T_{VII}$  (фиг. 1).

В результате гранулометрического изучения установлено, что пирокластический материал не только распределён по фракциям в пределах отдельных пластов туффитов, но, начиная с пласта  $T_{III}$ , вверх по разрезу, в подошве очередных пластов материал становится всё мельче. Изучение под микроскопом препарированного в порошок материала показало, что начиная с туффита  $T_{III}$  до туффита  $T_{VII}$ , уменьшается доля полевых шпатов, биотита и тяжёлых минералов, а увеличивается содержание пемзовой стекловидной массы (фиг. 2, табл. 1).

Химическое изучение вулканического стекла классическим методом и методом атомной абсорбции выявило, что стекловидной массе туффитов присуща свойства риолита. Но, что она несколько отличается от риолита содержанием  $Al_2O_3$  и  $CaO$ . Начиная с туффита  $T_{III}$ , вплоть до туффита  $T_{VII}$ , в вулканическом стекле наблюдается увеличение содержания  $SiO_2$ , исключение составляет образец P-11 из туффита  $T_{VI}$  (таб. 2). Рентгеновский анализ туффитовой фракции  $<0,01$  мм (фиг. 3) выявил увеличение содержания известкового монтмориллонита от  $T_I$  до  $T_{VII}$  (таб. 3). Что обусловлено ростом содержания всё более мелкого пемзового стекла.

Результаты минералогического и петрографического изучения рассматриваемых туффитов говорят о том, что этапы седиментации пирокластического материала прерывались периодами переноса глинистого материала. Первый этап образования туффитового комплекса представлен туффитами  $T_I$  и  $T_{III}$ , нижний из которых более основного состава, чем верхний. Туффит  $T_{III}$  содержит стекловидную массу с меньшим содержанием кремнезёма и в то же время пирокластический материал в нём наиболее богат полевыми шпатами, биотитом и тяжёлыми минералами. Туффиты  $T_{IV}$  и  $T_V$  можно связывать с туффитом  $T_{III}$ , а судя по зернистости, минеральному и химическому составу стекловидной массы, их можно считать проявлением постепенного падения кислотности вулканического источника. Эти три пласта ( $T_{III}$ ,  $T_{IV}$ ,  $T_V$ ) соответствуют главной фазе извержения. Туффит  $T_{VI}$  связан с извержением более щелочной магмы в условиях постепенного ослабления вулканического источника. Верхний пласт туффита ( $T_{VII}$ ) соответствует слабому извержению и означает затухание вулканической деятельности.

Детальное определение стратиграфической принадлежности туффитов Охойца и их петрографических свойств позволяет сравнивать этот туффитовый горизонт с другими пирокластическими породами миоцена. Аналогичные туффиты залегают во многих разрезах верхнего бадена в Верхнесилезском бассейне, особенно в окрестностях Рыбника, Кнурова, Гливиц и Кендзежина (С.В. Александрович, 1963). Их можно также непосредственно сравнивать с туффитами в кровле ходенецких пластов в окрестностях Велички и Бохни (В. Парахоняк, 1954; С. Александрович, 1961) и с туффитовым горизонтом в окрестностях Мельца и Пжемысля (В. Парахоняк, 1962). Этот горизонт отмечался также в предгорьях Восточных Карпат на Украине, в частности в вербовецких пластах и в подошве пистынских конгломератов (О.С. Вялов, 1965; М. Каменьски, 1936). Очередные периоды залегания этого горизонта можно наблюдать в предгорьях Восточных Карпат в Румынии (Н. Онцеску, 1959) и на внешней стороне карпатской дуги в Трансильванском бассейне (Н. Онцеску, 1959; И. Циха и др., 1975), где они залегают в верхнебаденских отложениях, т.е. в косовяне. На территории Закарпатской Руси в банских пластах залегают аналогичный туффитовый горизонт (И.В. Венглинский, 1975). Он распространяется также на территорию Восточной Словакии.

Широкое распространение описанных туффитов и постоянство их стратиграфической принадлежности позволяет судить о целесообразности выделения этого туффитового горизонта в самостоятельное литостратиграфическое звено, могущее служить корреляционным горизонтом, и названии его „туффитом Бохни” с указанием типового обнажения в Хелме над Рабой (В. Парахоняк, 1954; Э. Лучковска, 1955, С. Александрович, 1961).

Stefan Witold ALEXANDROWICZ, Maciej PAWLIKOWSKI

## POLYCYCLIC TUFFITE HORIZON IN THE MIOCENE IN VICINITIES OF GLIWICE

### Summary

In the vicinities of Gliwice, western part of the Upper Silesian Coal Basin, a set of intercalations of pyroclastic rocks, forming a characteristic, polycyclic tuffite horizon, was found in the Miocene section at Ochojec. The stratigraphic analysis of the section showed that the tuffites occurring in upper part of the Spirialis Clays, about 46 m above the top of the Gypsum Horizon, are of the Badenian age (lower part of the Upper Badenian). The Spirialis Clays yield an assemblage of planktonic microfossils with *Spirialis* and *Globigerina* (assemblage III A), characterized by quantitative predominance of pteropods in their lower part and of foraminifers – in the upper (Fig. 1). The deposits represent equivalents

of the Chodenice Beds, described from the vicinities of Wieliczka and Bochnia (S. Alexandrowicz, 1961). In the Gliwice area, the Spirialis Clay are overlain by clays with rich assemblage of benthic foraminifers (assemblage III B), corresponding to the Grabowiec Beds (Fig. 1).

The polycyclic tuffite horizon from Ochojec is 15 m thick, including 3.1 m of pyroclastic rocks. In the section, there occur 7 tuffite layers varying in thickness, here marked with symbols  $T_1$ – $T_{VII}$  (Fig. 1).

Granulometric analysis showed changes in size of pyroclastic material not only within individual tuffite layers but also from the layer  $T_{III}$  upwards. The latter changes are connected with gradual decrease in size of the material at the base of successive layers. Microscopic studies carried out on powdered samples showed decrease in share of feldspars, biotite and heavy minerals at the advantage of pumice glass from the layer  $T_{III}$  to  $T_{VII}$  (Fig. 2, Table 1).

Chemical analyses of separated volcanic glass, carried out by the classic and atomic absorption methods, showed rhyolite nature of glass present in the studied tuffites. The glass is, however, somewhat poorer in  $Al_2O_3$  and CaO than rhyolites. The content of  $SiO_2$  in volcanic glass was found to increase from tuffite layer  $T_{III}$  to  $T_{VII}$ ; the exception is here sample no. P-11 from tuffite layer  $T_{VI}$  (Table 2). X-ray analyses of the fraction below 0.01 mm, separated from tuffites, showed increase in content of calcium montmorillonite from the layer  $T_I$  to  $T_{VII}$  (Fig. 3, Table 3), which may be explained by progressive increase of content of finer pumice glass.

The results of mineralogical and petrographic studies on the tuffites indicate that successive stages of deposition of pyroclastic material were separated by times of deposition of clay material. The first stage of formation of the tuffite complex is represented by tuffites  $T_I$  and  $T_{II}$ , the former of which is somewhat more basic than the latter. Tuffite  $T_{III}$  yields glass with the lowermost content of silica and, at the same time, pyroclastic material with the highest content of feldspars, biotite and heavy minerals. Tuffites  $T_{IV}$  and  $T_V$  may be regarded as related to  $T_{III}$  and, with reference to granulation and mineral and chemical composition of glass, they may be treated as an evidence for decreasingly acid character of volcanic source. The layers  $T_{III}$ – $T_V$  represent the products of the main phase of eruption whereas the layer  $T_{VI}$  appears related to eruption more basic in character, evidencing some trend to wanning of the volcanic source. The uppermost tuffite layer,  $T_{VII}$ , corresponds to a weak eruption and it marks ceasing of volcanic activity responsible for the origin of the whole polycyclic tuffite horizon.

An establishment of detailed stratigraphic position of tuffites from Ochojec and of their petrographic nature makes it possible to compare this tuffite horizon with other Miocene pyroclastic rocks. Analogous tuffites are known from several sections of the Upper Badenian in the Upper Silesian Coal Basin, especially in the vicinities of Rybnik, Knurów, Gliwice and Kędzierzyn (S. W. Alexandrowicz, 1963). The studied tuffites may be also compared with those from top part of the Chodenice Beds in the vicinities of Wieliczka and Bochnia (W. Parachoniak, 1954; S. Alexandrowicz, 1961) and tuffite horizon from the vicinities of Mielec and Przemyśl (W. Parachoniak, 1962). The horizon is also known from the forefield of the Eastern Carpathians in Ukraine, e.g. from the Verbovec Beds and the base of the Pistyn Conglomerate (O.S. Wiałow, 1965; M. Kamiński, 1936). Other occurrences of that horizon may be traced in the forefield of the Eastern Carpathians in Roumania (N. Oncescu, 1959) and in the Transylvanian Basin, at inner side of the Carpathian arch (N. Oncescu, 1959; I. Cicha et al., 1975), where these deposits also occur in the Upper Badenian, i.e. Kosovian. In the parts of U.S.S.R., situated behind the Carpathians, analogous tuffite horizon is known to occur in the Banské Beds (I.V. Venglinskij, 1975). The eastern Slovakia is also situated within the extent of this horizon.

A very wide distribution and constant stratigraphic position of the tuffites implicates that it would be reasonable to differentiate it as lithostratigraphic unit with features of a correlative horizon and to name it as "Bochnia tuffite", selecting the locality from Chelm upon the Raba Rivers (W.W. Parachoniak, 1954; E. Łuczowska, 1955; S. Alexandrowicz, 1961) as the type locality.