

Stefan Witold ALEXANDROWICZ, Maciej PAWLIKOWSKI

Tufity miocenne w Chełmie Wielkim nad Przemszą

W rejonie Chełma Wielkiego koło Katowic w osadach miocennych (dolny baden) warstw skawińskich stwierdzono występowanie tufitów oraz tufu. Rozpoznano skład mineralny tych skał zwracając szczególną uwagę na najdrobniejsze frakcje ziarnowe oraz chemizm zawartego w nich szkliwa. Stwierdzono, że materiał proklastyczny zawarty w badanych skałach ma charakter ryodacytowy. Otrzymane wyniki pozwolily na dokonanie korelacji poszczególnych wkładek tufitowych.

WSTĘP

W okolicy Chełma Wielkiego na prawym brzegu Przemszy, około 20 km na SE od Katowic, osady miocenne są reprezentowane przez dwa zespoły warstw, wyraźnie różniące się od siebie. Leżą one zwykle bezpośrednio na arkozowych piaskowcach górnego karbonu (warstwy łaziskie), a miejscami pokrywają wapienne i dolomityczne utwory dolnego lub środkowego triasu. Łączna miąższość osadów miocennych waha się tu w granicach 50—150 m. Następstwo warstw i ich wykształcenie zostało rozpoznane dzięki kilku wierceniom wykonanym przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Katowicach, a obecność bogatych zespołów mikroskamieniałości umożliwiła szczegółowe określenie wieku warstw i ich stratygraficznej pozycji. Na szczególną uwagę zasługuje występowanie wkładek skał tufogenicznych, które wyraźnie wyodrębniają się od otaczających je osadów. Określeniem pozycji geologicznej opisywanych wkładek zajął się S. W. Alexandrowicz, a ich petrograficzną charakterystykę opracował M. Pawlikowski.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA OSADÓW

W profilu osadów miocenu w Chełmie Wielkim można wyróżnić dwa kompleksy litostratygraficzne, opisane jako warstwy kłodnickie i warstwy skawińskie (S. Alexandrowicz, 1971, 1974). Jednostki te są dobrze zdefiniowane i łatwe do jednoznacznego rozpoznawania, a w ogólnym sche-

macie stratygraficznym miocenu południowej Polski mogą być wydzielone jako formacje. Nadanie im rangi jednostek formalnych — zgodnie z zaleceniami zasad polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej — będzie przedmiotem oddzielnego opracowania.

WARSTWY KŁODNICKIE

Warstwy kłodnickie są wykształcone jako silnie zróżnicowany zespół osadów o zmiennej miąższości (fig. 1). Największą rolę odgrywiają tu sza-

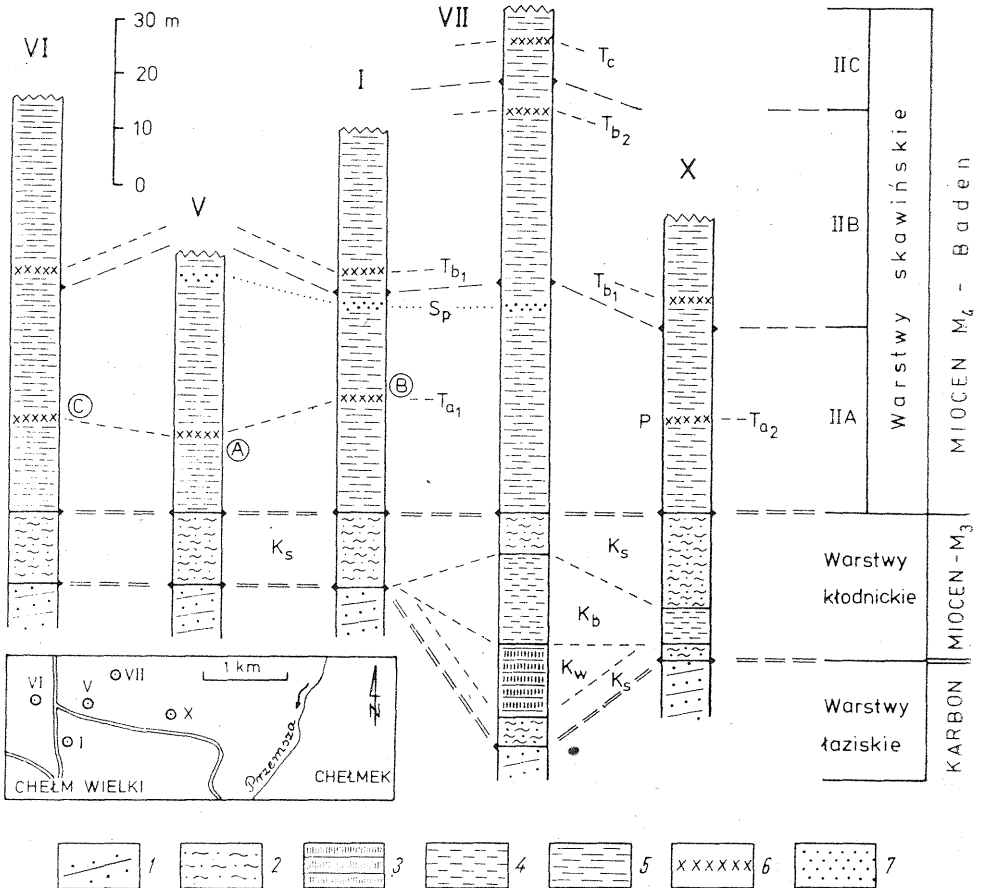


Fig. 1. Występowanie tufitów w profilach dolnego badenu w Chełmie Wielkim
Distribution of tuffites in Lower Badenian sections from Chełm Wielki

1 — piaskowce arkozowe; 2 — ilowce piaszczyste (K_s); 3 — czarne ility łupkowe (K_w); 4 — ility margliste z fauną (K_b); 5 — ility margliste; 6 — tufity; 7 — wkładka piaskowca glaukonitowego (S_p); T_{a1} , T_{a2} , T_{b1} , T_{b2} , T_c — wkładki tufitów opisane w tekście; A, B, C — próbki poddane badaniom petrograficznym; P — tufit opracowany przez W. Parachoniaka (1963); IIA, IIC — zespoły mikrofauny

1 — arcose sandstones; 2 — sandy claystones (K_s); 3 — black shaly clays (K_w); 4 — marly clays with fauna (K_b); 5 — marly claystones; 6 — tuffites; 7 — glauconitic sandstone intercalations (S_p); T_{a1} , T_{a2} , T_{b1} , T_{b2} , T_c — tuffite intercalations discussed in the text; A, B, C — samples subjected to petrographic analysis; P — tuffite studied by W. Parachoniak (1963); IIA — IIC — assemblages of microfauna

rozielone i jasnoszare iłowce piaszczyste, niewarstwowane, często nieco margliste. Są one dość twarde i spoiste, niekiedy zawierają otoczaki kwarcu o średnicy 5—20 mm, a także małe okruchy żółtawobiałych wapieni i margli. Wśród tych iłowców występują wkładki plastycznych iłów zielonych, szarych i brunatnych, a lokalnie również cienkie warstewki margli białawoszarych oraz wapieni marglistych. W iłach i iłowcach występują skorupki ślimaków z rodzaju *Cepaea*, a w marglach — małe, płaskospiralnie zwinięte skorupki z rodzaju *Planorbis*. Fauna ta jest charakterystyczna dla środowiska lądowego i słodkowodnego. Miąższość omawianych iłowców waha się od kilku do kilkunastu metrów (fig. 1 — K_s). W niektórych profilach warstwy kłodnickie są reprezentowane wyłącznie przez ten typ osadów (profile I, V i VI).

W profilu VII ponad iłowcami z *Cepaea* występują szare i ciemnoszare ily łupkowe, nieco margliste, zawierające nagromadzenia skorupki małżów i ślimaków z rodzajów: *Congerina*, *Cardium*, *Cerithium* i *Neritina*, a także liczne szczątki ryb oraz otwornice z gatunku *Ammonia beccarii* (L.). Niektóre wkładki iłów zawierają ponadto skorupki słodkowodnych ślimaków z rodzaju *Planorbis* i *Limnea*. Wśród iłów występują cienkie pokłady węgla brunatnych matowych lub ziemistych o grubości 4—8 cm (fig. 1-K_w). Ogółem wyróżniono 5 wkładek tych węgla.

W profilach VII i X występuje trzecia odmiana litologiczna warstw kłodnickich. Są to ily łupkowe jasnoszare, żółtawoszare i zielone, nieco margliste, zawierające liczne szczątki ryb, skorupki ślimaków z rodzaju *Cerithium* oraz otwornic z rodzaju *Ammonia* (fig. 1-K_b). Wśród tych iłów pojawia się parocentymetrowa wkładka białych diatomitów; podobne skały zostały opisane z warstw kłodnickich w okolicy Imielina (S. W. Alexandrowicz, 1969). Na omawianych iłach, zawierających faunę charakterystyczną dla środowiska brakicznego, leżą iłowce piaszczyste z fauną lądową i słodkowodną (fig. 1-K_s).

WARSTWY SKAWIŃSKIE

Warstwy skawińskie są wykształcone jako szare ily i iłowce margliste, niewyraźnie warstwowane. W dolnej części profilów są one silnie spoiste i twarde, jasnoszare, w części wyższej — około 50 m ponad spągiem — przybierają stopniowo barwę szarą i ciemnoszarą, zawierają mniejszą domieszkę węgla wapnia i są przekładane nielicznymi laminami mułków kwarcowych. Fauna grupuje się w spągowych częściach profilów; są to głównie skorupki i ułamki skorupki ostryg oraz sporadycznie — przegrzebków. Bardzo licznie reprezentowane są otwornice, które umożliwiają przeprowadzenie podziału stratygraficznego tej monotonnie wykształconej serii osadów.

W okolicy Chełma Wielkiego można było wyróżnić trzy charakterystyczne zespoły otwornic, odpowiadające zespołom zdefiniowanym w miocenie Zagłębia Górnośląskiego (S. W. Alexandrowicz, 1963). W kolejności od dołu do góry są to (fig. 1):

Zes p ó ł II A. Masowo występują w nim formy planktoniczne z rodzajów *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globorotalia* i *Orbulina* (*O. suturalis*) oraz liczne są formy bentoniczne, m. in.: *Lenticulina* div. sp. (*L. ariminensis*, *L. echinata*, *L. costata*), *Marginulina* div. sp. (*M. hirsuta*), *Pla-*

nularia auris, *Lingulina costata*, *Uvigerina* div. sp. (*U. costata*, *U. acuminata*), *Planulina wuellerstorfi*, *Karrieriella gaudryinoides*. Jest to szczególnie charakterystyczny zespół, typowy dla spagowych osadów badenu, określany w literaturze geologicznej jako „fauna lancendorfska” (m. in. J. Grill, 1943; S. W. Alexandrowicz, 1963; E. Łuczowska, 1970).

Zespół II B. Dominującym składnikiem tego zespołu są masowo występujące formy planktoniczne, zawierające rodzaje i gatunki podobne jak w zespole opisanym wyżej. Wśród otwornic bentonicznych, mniej licznie reprezentowanych, na uwagę zasługują: *Nodosaria rudis*, *Dimorphina variabilis*, *Pleurostomella alternans*, *Karrieriella bradyi* i *Nonion* div. sp. Omawiany zespół występuje zawsze ponad zespołem II A i często łączy się z nim stopniowymi przejściami.

Zespół II C. W skład jego wchodzi nieliczne gatunki, a wśród nich: *Globigerina bulloides*, *Valvulineria complanata*, *Asterigerina planorbis* i *Bulimina elongata*. Jest to zespół ubogi, w profilach górnośląskiego miocenu kończy on cykl rozwoju mikrofauny typu lancendorfskiej.

Opisane zespoły otwornic umożliwiają przeprowadzenie szczegółowej korelacji poszczególnych ogniw stratygraficznych wydzielonych w obrębie warstw skawińskich (fig. 1). W stropowej części ilów, charakteryzujących się obecnością zespołu II A, w trzech profilach (I, V i VII) występuje cienka warstwa (20—50 cm) piasków i sypkich piaskowców glaukonitowych (fig. 1-S_p), zawierająca liczne spikule gąbek. W opisanych profilach zanotowano również istnienie czterech wkładek skał tufogenicznych, o czym wzmiankowano w pracach S. W. Alexandrowicza (1963) i W. Parachoniaka (1962). Jedna z tych wkładek została szczegółowo opracowana (fig. 1-Ta₁, próbki A, B, C).

POZYCJA STRATYGRAFICZNA WKŁADEK TUFITOWYCH

W osadach miocenu południowej Polski wkładki skał tufogenicznych występują w różnych poziomach stratygraficznych. Obecność ich była wielokrotnie notowana w pracach różnych autorów, dotyczących wykształcenia osadów badenu i sarmatu, a szczególnie opracowanie ich petrograficznego charakteru przedstawił W. Parachoniak (1954, 1960, 1962). Wyniki dotychczasowych badań wskazują, że tufity grupują się głównie w trzech jednostkach stratygraficznych miocenu przedpola Karpat polskich:

- w warstwach skawińskich i w odpowiadających im wiekowo warstwach baranowskich, czyli w podgipsowych osadach dolnego badenu;
- w warstwach chodenickich i w odpowiadających im wiekowo ilach spiralisowych, tj. w stropowej części osadów środkowego badenu;
- w ilach krakowieckich, czyli w osadach dolnego sarmatu.

Ponadto warstewki tufitów notowane były w osadach starszych od badenu (warstwy stebnickie, warstwy balickie, warstwy kłodnickie — W. Parachoniak, 1962), w obrębie tzw. poziomu osadów chemicznych środkowego badenu (M. Kamiński, S. Glińska, 1966; M. Pawlikowski, 1977), a także sporadycznie w warstwach grabowieckich górnego badenu.

Szczegółowa korelacja poszczególnych wkładek skał tufogenicznych,

występujących w profilach wierceń i odsłoneń jest trudna do przeprowadzenia, zwłaszcza wobec braku jednoznacznych kryteriów petrograficznych i mineralogicznych. Może być ona podjęta jedynie na podstawie analizy zespołów mikroskamieniałości, które pozwalają na wyróżnienie i wzajemne porównywanie zespołów ławic o małej miąższości. Nasuwa się więc wniosek o konieczności prowadzenia równoległych badań mikropaleontologicznych i petrograficznych dla określenia ilości, pozycji stratygraficznej i charakteru poszczególnych warstewek tufitów w osadach mioцену zapadliska przedkarpackiego.

W okolicy Chełma Wielkiego występuje kilka wkładek skał tufogenicznych, które opisano w kolejności od dołu do góry:

Tufit Ta_1 — jest to wkładka stwierdzona w profilach I, V i VI w obrębie ilów marglistych z zespołem otwornic II A. Występuje ona 14—20 m ponad spągim warstw skawińskich i osiąga miąższość 50—100 cm. Obecność jej notowano w zachodniej części omawianego obszaru; w profilu VII wkładka ta nie została stwierdzona. W profilu X w podobnej pozycji stratygraficznej pojawia się wkładka tufitu Ta_2 o grubości 70 cm, opisana przez W. Parachoniaka (1962).

Tufit Tb_1 — cienka wkładka tufitu ciemnoszarego, dość silnie zbentonitowana o grubości 7—10 cm. Jest ona usytuowana w spągowej części ilów z zespołem otwornic II B.

Tufit Tb_2 — wkładka zbentonitowanego tufitu o grubości 5 cm. Występuje ona jedynie w profilu VII w stropowej części ilów z zespołem otwornic II B.

Tufit Tc — jest to zespół dwóch cienkich warstewek silnie zbentonitowanych tufitów o grubości 3 i 8 cm, oddzielonych od siebie półmetrową wkładką szarego iłu marglistego. W tufitach tych można obserwować nagromadzenia blaszek biotyту. Obie warstewki występują wśród ilów zawierających zespół otwornic II C.

Szczegółowe badania petrograficzne zostały przeprowadzone na trzech próbkach (A, B, C), pochodzących z wkładki tufogenicznej określonej symbolem Ta_1 . Tufit ten występuje wśród ilów z fauną lancendorfską, w pozio mie z *Orbulina suturalis*.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA TUFITÓW

W celu rozpoznania składu fazowego skał piroklastycznych przeprowadzono obserwacje mikroskopowe, badania chemiczne szkliwa wulkanicznego wyseparowanego z tufitów, a także badania rentgenowskie najdrobniejszych frakcji ziarnowych.

BADANIA MIKROSKOPOWE

Badania mikroskopowe próbki A (fig. 1) wykazały, że tufit posiada mieszaną strukturę psamitową, aleurytową lub pelitową i teksturę bezładną lub słabo zaznaczającą się teksturę równoległą. Materiał psamitowy wymieszany jest bezładnie z materiałem drobniejszym. Skała zbudowana jest z minerałów ilastych, szkliwa, skaleni, biotyту, fragmentów skał,

glaukonitu, minerałów nieprzezroczystych, a także skorupiek otwornic. Minerale ilaste stanowią obok szkliwa zasadniczy składnik skały. Reprezentowane są one przez drobne łuseczki, które przy nikolach skrzyżowanych wykazują miejscami zorientowany sposób wygaszania światła. Podobny sposób wygaszania obserwuje się na kontakcie minerałów ilastych z okruchami szkliwa wulkanicznego, co może wskazywać na rozwijający się proces bentonitizacji (tabl. I, fig. 4). Szkliwo reprezentowane jest przez dwie odmiany: obsydianową występującą we frakcji

Tabela 1

Wyniki analiz chemicznych szkliv wulkanicznych (w % wag.)

Składniki	Chelm Wielki			Łędziny	Chelm
	próbka A	próbka B	próbka C	W. Parachoniak (1962)	
SiO ₂	69,23	67,08	68,48	72,87	75,26
TiO ₂	0,08	0,09	0,12	śl.	śl.
Al ₂ O ₃	11,04	11,98	11,93	12,30	13,00
Fe ₂ O ₃	1,15	1,11	1,20	1,70	1,25
FeO	no.	n.o.	n.o.	śl.	0,14
MnO	n.o.	n.o.	n.o.	śl.	0,05
MgO	1,23	1,05	1,13	0,15	0,27
CaO	0,43	0,52	0,50	0,60	0,82
Na ₂ O	4,25	6,33	3,86	3,38	4,30
K ₂ O	5,10	5,12	4,80	3,12	2,46
Strata prażenia	7,22	6,48	3,85	n.o.	n.o.
Suma	99,73	99,66	99,59	—	—
H ₂ O ⁺	6,61	n.o.	6,35	5,60	2,43
H ₂ O ⁻	1,10	n.o.	2,02	0,46	0,42
Suma	—	—	—	100,18	100,40

drobnej i pumeksową obecną we frakcjach grubszych. Odmiana obsydianowa charakteryzuje się wysoką czystością i dobrym stanem zachowania. Szkliwo pumeksowe zawiera niewielką ilość mikrolitów. Jego analiza wskazuje na ryodacytowy charakter skały pierwotnej (tab. 1). Wśród skaleni dominują plagioklasy, które na podstawie badań mikroskopowych zaliczono do oligoklazu, rzadziej — andezynu. W tuficie obserwuje się także niewielką ilość albitu. Skaleni są minerałami dosyć dobrze zachowanymi. Wykazują one obecność zbliźniaczeń albitowych, peryklinalnych, rzadziej baweńskich. Niektóre osobniki posiadają budowę pasową o bardziej zasadowej części wewnętrznej i kwaśniejszych brzegach. Skaleni potasowe występują w dwu postaciach: jako ostrokrawędziste ziarna o mocno skorodowanych brzegach (tabl. I, fig. 5), lub słabo obtoczone ziarna, prawdopodobnie dostarczone do zbiornika transportem wodnym. Analogiczne zróżnicowanie cech morfologicznych wykazuje kwarc, przy czym w obu przypadkach ziarna piroklastyczne dominują nad terrygenicznymi. Biotyt występuje w znacznej ilości, zwłaszcza w spągowej części ławicy tufitu. Jego blaszki o średnicy do 2 mm są bardzo dobrze zachowane, a w obrazie mikroskopowym wykazują deformacje związane z procesami diagenetycznymi.

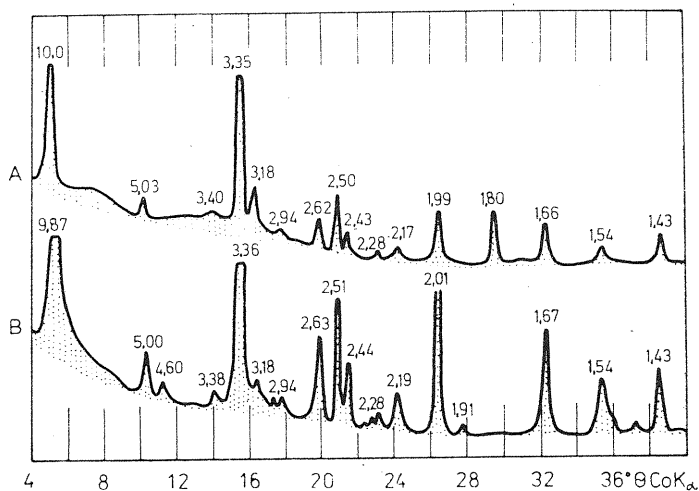


Fig. 2. Dyfraktogramy biotytu wyseparowanego z tufitu Ta_1
 Diffractograms of biotite separated from tuffite Ta_1

A — próbka A; B — próbka B
 A — sample A; B — sample B

Dobry stan zachowania tego minerału potwierdzony został badaniami rentgenowskimi (fig. 2-A). Odległości d_{hkl} tego minerału wskazują na jego niewielkie zmiany prowadzące do degradacji. Fragmenty skał obserwowane w tuficie są dwójakiego rodzaju. We frakcjach grubszych koncentrują się fragmenty ciasta skalnego, zaś we frakcjach drobniejszych występują fragmenty skał o charakterze mułowców lub skał węglanowych. Jedynie sporadycznie ich wielkość dochodzi do 3 mm (tabl. II, fig. 6). Fragmenty skał węglanowych reprezentują wapienie mikrokrystaliczne, zawierające niewielkie ilości skorupki mikrofauny. Wśród towarzyszących minerałów ciężkich rozpoznano staurolit, natomiast minerały nieprzezroczyste reprezentowane są głównie przez nieregularne skupienia pirytu. Śladowo pojawia się magnetyt, którego drobne ziarna, o wielkości do 40 μm , wykazują ślady korozji magmowej. Skorupki otwornic występują w tuficie sporadycznie i koncentrują się w jego stropowej części.

Z obserwacji mikroskopowych tufitu z próbki B (fig. 1) wynika, że ma on strukturę aleurytowo-pelitową oraz teksturę bezładną. Skała zawiera znaczną ilość obsydianowego szkliwa wulkanicznego, którego obecność nadaje tufitowi makroskopowy charakter zbliżony do drobnodziarnistego piaskowca o spoiwie ilastym. Oprócz szkliwa obecne są minerały ilaste, kwarc, plagioklasy, okruchy skał węglanowych, skorupki otwornic i piryt. Bardzo dobrze zachowane szkliwo obecne jest we frakcjach od aleurytowej do pelitowej (tabl. II, fig 7). Jego skład chemiczny wskazuje na ryodacytowy charakter materiału piroklastycznego w tuficie (tab. 1). Podobnie jak szkliwo, zasadnicza część plagioklazów koncentruje się we frakcjach drobniejszych i w ilościach nie przekraczających 3% objętości skały. W związku z tak skąpym występowaniem minerałów tej grupy nie udało się przeprowadzić ich dokładnej identyfikacji. Kwarc

występuje zarówno w postaci ostrokrawędzistych, jak i dobrze obtoczonych ziarn. Blaszki biotyty są dobrze zachowane, choć w niektórych osobnikach zauważono drobne zmeńnienia, szczególnie wyraźnie widoczne w brzeźnych częściach. Analiza rentgenowska wyseparowanego biotyty wykazała, że jego blaszki przerastają się z plagioklazami (fig. 2-B). Objawia się to na dyfraktogramach rentgenowskich obecnością refleksu skaleninowego (albitowego) $d_{hkl} = 3,18 \text{ \AA}$. W obrębie drobnych frakcji tufitu rozpoznano niewielką ilość dobrze obtoczonych fragmentów drobnokrystalicznych wapieni. Piryty tworzy niewielkie koncentracje i podobnie jak rzadkie skorupki otwornic rozsiany jest w całej masie tufitu. Wymienione składniki skały cementuje spoiwo ilaste utworzone głównie z montmorylonitu.

Próbka C (fig. 1) ujawnia w obserwacjach mikroskopowych strukturę psamitowo-aleurytową o słabo zaznaczającej się teksturze równoległej. Dominującym jej składnikiem jest szkliwo wulkaniczne, globulaste, pumeksowe i obsydianowe. Dominuje odmiana pierwsza (tabl. III, fig. 8), w okruchach o wielkości dochodzącej do 2 mm. W szkliwie globulastym pospolicie występują pęcherze, które niekiedy wypełnione są minerałami wtórnymi. Szkliwo pumeksowe koncentruje się w nieco drobniejszej frakcji i charakteryzuje się wyższą czystością. Najczęstsze i równocześnie najdrobniejsze jest szkliwo oksydianowe. Zmienny stopień zachowania szkliwa związany jest prawdopodobnie ze stopniem rozwinięcia powierzchni zewnętrznej tego składnika. Jego analiza chemiczna wykazała znaczne podobieństwo do poprzednio opisanych szkliw z próbek A i B (tab. 1). Na tej podstawie omawianą skałę można zaliczyć do tufitów zawierających wulkaniczny materiał ryodacytowy. Oprócz szkliwa obserwowano w tuficie pojedyncze ziarna albitu i oligoklaz, rzadziej zaś andezynu. Ich powierzchnie są mocno skorodowane (tabl. III, fig. 9), a kształty ostrokrawędziste. Skalenie potasowe reprezentowane są przez pojedyncze ziarna o trudnej do ustalenia genezie. Kwarc jest wyłącznie drobnoziarnisty i ostrokrawędzisty (ziarna 80—100 μm). Blaszki biotyty obecne są w tuficie w niewielkiej ilości i nie wykazują zmian epigenetycznych. W skale obserwuje się również kalcyt bądź to w postaci drobnokrystalicznych skupień, bądź też żyłkowych wypełnień spękań. Rozpoznano też niewielką ilość minerałów nieprzeźroczystych, a także pirytu i magnetytu. Wymienione komponenty skały cementują minerały ilaste.

BADANIA CHEMICZNE

Analizy chemiczne wykonane ze szkliwa wulkanicznego tufitu Ta_1 ze wszystkich trzech próbek (A—C) wykazały dużą zbieżność w zawartości tlenków (tab. 1). Szczególnie duże podobieństwo obserwuje się w zawartościach krzemionki (ok. 68%) oraz glinki (ok. 11,5%). Pozostałe składniki: MgO, CaO i N_2O mają również zbliżone wartości. Stosunkowo największe różnicowanie obserwuje się w wartościach Na_2O . Jest ono związane z obecnością w szkliwie niewielkich ilości krystalitów plagioklazów sodowych. Różnice w wielkościach strat prażenia związane są z obecnością zmiennej ilości inkluzji gazowo-ciekłych w różnych typach petrograficznych szkliwa wulkanicznego. Porównując otrzymane wyniki analizy chemicznej z wynikami analiz wykonanymi przez W. Parachonika (1960,

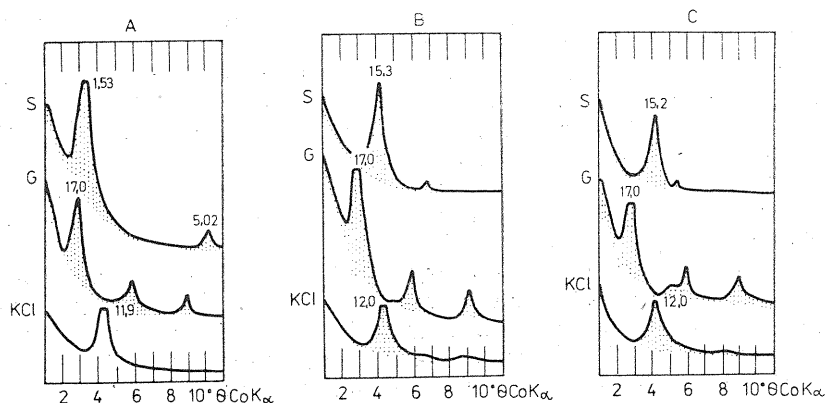


Fig. 3. Dyfraktogramy frakcji ziarnowej (poniżej $2 \mu\text{m}$) wydzielonych z tufitu Ta_1

Diffractograms of grain fraction below $2 \mu\text{m}$, separated from tuffite Ta_1

A, B, C — symbole próbek; S — próbka naturalna; G — próbka glikolowana; KCl — próbka nasycona KCl

A, B, C — symbols of samples; S — natural sample; G — glycoled sample; KCl — sample saturated with KCl

1962) dla szkliv z tufitów występujących w tym samym poziomie stratygraficznym można stwierdzić, że materiał piroklastyczny badanych tufitów jest nieco bardziej zasadowy (tab. 1). Dotyczy to zarówno krzemionki, jak i potasu.

Badania rentgenowskie objęły frakcje ziarnowe $< 2 \mu\text{m}$ (fig. 3). Przeprowadzono rozpoznanie materiału naturalnego, glikolowanego i nasyconego 1n KCl . Wyłącznym składnikiem najdrobniejszych frakcji obecnych w tufitach jest czysty montmorylonit wapniowy o wartości $d_{001} = 15,3 \text{ \AA}$. Potwierdziły to badania próbek nasyconych glikolem, pod wpływem którego wartości d_{001} montmorylonitu wapniowego wzrastają do $17,0$ — $17,1 \text{ \AA}$. Wprowadzenie potasu w przestrzenie międzypakietowe spowodowało zmniejszenie odległości d_{001} do wartości $11,9$ — $12,0 \text{ \AA}$, potwierdzając prawidłową interpretację wyników.

WNIOSKI

Przeprowadzone badania petrograficzne potwierdzają poglądy o zmiennym charakterze petrograficznym tufitów mioceneskich; zwłaszcza obserwacje mikroskopowe wskazują na ich różnorodny charakter. Pierwsza z próbek (A) reprezentuje typowy tufit. Zawiera on niewielką ilość materiału terrygenicznego (kwarc, skałen potasowy, glaukonit, fragmenty skał węglanowych). Podobny charakter ma tufit z próbki B, w którym obok składników piroklastycznych znajduje się niewielka domieszka materiału terrygenicznego. Próbka C prezentuje niemal wyłącznie materiał piroklastyczny; jest to więc typowy tuf ryodacytowy (G. Pantó, 1959). Z obserwacji mikroskopowych wynika, że każda z próbek posiada nieco

odmienny charakter petrograficzny pod względem proporcji ilościowych składników piroklastycznych i terrygenicznych.

Analizy chemiczne wskazują na jednorodny charakter magmy wyjściowej. Na ich podstawie omawiany materiał piroklastyczny można określić jako ryodacytowy. Podobny typ szkliwa znany jest zarówno w podgipsowych osadach miocenu (M. Pawlikowski, 1977), jak i w formacji solonośnej (M. Kamiński, S. Glińska, 1966; A. Manecki, M. Pawlikowski, 1975). Szkliwo o zbliżonym charakterze stwierdzone było również w osadach nadgipsowych (M. Kamiński, 1935; W. Parachoniak, 1954, 1962).

Różnorodność składu mineralnego badanych skał związana jest zarówno ze zmiennymi warunkami sedymentacji i transportu, jak i ze zjawiskami wtórnymi. Równocześnie w badanych tufitach brak jest minerałów „przewodnych”. Z przeprowadzonych obserwacji wynika, że jedynie szkliwo wulkaniczne daje podstawę dla korelacji tufitów. Należy jednak mieć na uwadze stosunkowo małą zmienność chemizmu szkliw miocennskich skał tufogenicznych. Podstawowe odmiany szkliw w miocenie reprezentowane są przez szkliwa: ryolitowe, dacytowe i andezytowe. Należy podkreślić, że tufity obecne w obrębie jednego poziomu stratygraficznego (poziomu biostratygraficznego lub warstwy definiowanej określonym zespołem otwornic) mogą wykazywać różny chemizm szkliwa wulkanicznego. Jest to związane ze zmiennością charakteru miocennskiego wulkanizmu wewnątrz łuku karpackiego (J. Tözer, R. Rudinec, 1975). Biorąc pod uwagę szkliwo jako składnik przewodni należy również mieć na uwadze możliwość dostarczania do jednego tufitu czy tufu materiału z więcej niż jednego źródła.

W okolicy Chełma Wielkiego, w spągowych iłach marglistych warstw skawińskich — w obrębie poziomu z zespołem otwornic II A — występują dwa typy skał tufitowych, określone symbolami Ta_1 i Ta_2 . Pierwszy z nich, poddany szczegółowemu badaniu przez autorów, charakteryzuje się zawartością 67—69% krzemionki w szkliwie. Drugi, znany dzięki pracom W. Parachoniaka (1960, 1962), zawiera 73—75% SiO_2 w szkliwie, pochodzi więc z bardziej kwaśnej magmy. Z typem tym wiąże się zapewne materiał piroklastyczny (szkliwo wulkaniczne, biotyt, kwarc), występujący pospolicie w próbkach zawierających faunę lancendorfską, a więc zespół otwornic II A (S. Alexandrowicz, 1957). Wyniki przeprowadzonej analizy pozwalają na stwierdzenie, że znaczenie tych tufitów, jak też innych wkładek miocennskich skał piroklastycznych jako wskaźników dla korelacji stratygraficznej może być zdefiniowane na drodze równoległych badań nad chemizmem szkliw, mineralogiczno-petrograficznym charakterem skał oraz nad współwystępowaniem ich z określonymi zespołami mikroskamieniałości. Przewidziana jest kontynuacja takich badań i objęcie nimi całego profilu miocenu paratetydy przedkarpackiej.

PIŚMIENICTWO

- ALEXANDROWICZ S. (1957) — Piroklastyczne kwarcze w tortonie okolic Krakowa. *Biul. Inst. Geol.*, **115**, p. 27—61. Warszawa.
- ALEXANDROWICZ S. W. (1963) — Stratygrafia osadów mioceńskich w Zagłębiu Górnośląskim. *Pr. Inst. Geol.*, **39**. Warszawa.
- ALEXANDROWICZ S. W. (1969) — Miocene Diatomites in the Upper Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, **17**, p. 115—122. Warszawa.
- ALEXANDROWICZ S. W. (1971) — Regional stratigraphy of the Miocene in the polish part of the Fore-Carpathian Trough. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **15**, p. 49—61. Budapest.
- ALEXANDROWICZ S. W. (1974) — Profil wzorcowy warstw skawińskich (badenian) w Skawinie koło Krakowa. *Spraw. Pos. Kom. PAN, Oddz. w Krakowie*, **71**, p. 194—195, nr 1. Kraków.
- GRILL R. (1941) — Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen in Wiener Becken. *Oel u. Kohle*, **37**, p. 45—49. Wien.
- KAMIENSKI W. (1935) — O tufitach wulkanicznych przedgórze Karpat. *Arch. Tow. Nauk. Warsz.*, **11**, p. 17—49. Warszawa.
- KAMIENSKI W., GLIŃSKA S. (1966) — O tuficie z halitem z kopalni soli w Bochni. *Arch. miner.*, **26**, p. 77—88. Warszawa.
- ŁUCZKOWSKA E. (1970) — Problem „mikrofauny lancendorfskiej” i facji utworów spagowych badenianu (tortonu) w południowej Polsce. *Spraw. Pos. Kom. PAN, Oddz. w Krakowie*, **13**, p. 582—586. Kraków.
- MANECKI A., PAWLIKOWSKI M. (1975) — Studium mineralogiczno-petrograficzne wybranych serii soli kamiennych złoża solnego Wieliczki. *Pr. miner. PAN*, **40**, p. 41—59. Warszawa.
- PARACHONIAK W. (1954) — Tortońska facja tufitowa między Bochnią a Tarnowem. *Acta geol. pol.*, **4**, p. 67—92. Warszawa.
- PARACHONIAK W. (1960) — Mioceńskie tufity okolic Będzina (Zagłębie Górnośląskie). *Biul. Inst. Geol.*, **155**, p. 107—117. Warszawa.
- PARACHONIAK W. (1962) — Mioceńskie utwory piroklastyczne przedgórze Karpat polskich. *Pr. geol. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, nr 11. Warszawa.
- PANTÓ G. (1959) — Vorschlag zur Schaffung einer einheitlichen terminologie für vulkanische Gestein. *Z. angewandte. Geol.*, **9**. Berlin.
- PAWLIKOWSKI M. (1977) — Studium mineralogiczno-petrograficzne utworów terrygenicznno-chemicznych złoża solnego Wieliczki. *Pr. miner. PAN. Warszawa*.
- TÓZER J., RUDINER R. (1975) — Geologická stavba a nerostné suroviny Néogenu Východného Slovenska a jeho podložia. *Mineral. Slovaca*, **7**, p. 81—96. Spiska Nová Věs.

Стефан Витольд АЛЕКСАНДРОВИЧ, Мацей ПАВЛИКОВСКИ

МИОЦЕНОВЫЕ ТУФЫ В ХЕЛМЕ ВЕЛЬКОМ НА ПЖЕМШЕ

Резюме

В окрестностях Хелма Велького в 20 км к ЮВ от Катовиц в миоценовых породах можно выделить клондницкие и скавинские пласты (фиг. 1). Клондницкие пласты состоят из песчаных аргиллитов с *Serpas*, серых и темносерых глин с *Congeria* и *Cerithium*, мергелей, мергелистых известняков с *Planorbis*, а также мергелистых глин с пропластками диатомитов. Скавинские пласты представлены серыми мергелистыми глинами с небольшим содержанием палеципод и богатой группой форминифер. Эта фауна встречалась во многих разрезах нижнего бадена (нижнего тортона) в Верхнесилезском угольном бассейне и обозначена символами ПА, ПВ, и ПС (С. Александрович, 1963). В скавинских пластах можно выделить пласт глауконитового песчаника со спикулами губок (фиг. 1— S_p), а также несколько пропластков туффитов.

Детальная корреляция туффитов была выполнена по микропалеонтологическим данным. Выделено 5 пропластков туффитов, залегающих в стратиграфическом разрезе следующим образом (фиг. 1): туффит Ta_1 — в мергелистых глинах, содержащих фауну группы ПА, в разрезах I, V, VI; туффит Ta_2 — в глинах с фауной группы ПА, в разрезе X; туффит Tb_1 — в подошвенной части глинистого пласта с фауной ПВ; туффит Tb_2 — в кровельной части того же пласта; туффит Tc — двумя тонкими пропластками в глинах, содержащих группу фораминифер ПС.

Петрографически был изучен туффит Ta_1 . Главными компонентами туффита являются глинистые минералы, вулканическое стекло (обсидиановое, пемзовое и глобулярное), кварц, полевоы шпат, биотит, а также глауконит и раковины фораминифер. Образцы А и В можно считать типичными туффитами, состоящими из вулканического стекла с небольшой примесью обломочного материала, образец С содержит в основном вулканическое стекло. В туффитах хорошо сохранился биотит, пластинки которого иногда переслоены плагиоклазами и стеклом (фиг. 2). Самые мелкие фракции зерен рассматриваемых пород (менее 2 μ m) изучались рентгеновскими методами, путем анализа собственного материала, насыщенного гликолем и 1 n KCl. (фиг. 3). Анализ показал, что единственным компонентом является известковый монтмориллонит.

Рассматриваемую породу Ta_1 можно считать риодацитовым туффитом. Химический анализ свидетельствует о том, что стекло во всех туффитах является однородным, характерным для исходной магмы (табл. 1). Характерным является содержание SiO_2 достигающее 67—69%. Следует подчеркнуть, что в мергелистых глинах того же самого горизонта, залегают еще один пропласток туффита (Ta_2), стекловидная масса которого содержит 73—75% SiO_2 (В. Парахоняк, 1960, 1962). Этот пропласток относится к магме более кислого состава, а залегание этого туффита отмечалось в породах благодаря наличию многочисленных пирокластических кварцев (С. Александрович, 1957).

Stefan Witold ALEXANDROWICZ, Maciej PAWLIKOWSKI

MIOCENE TUFFITES FROM CHEŁM WIELKI ON PRZEMSKA RIVER

Summary

The Kłodnica and Skawina beds may be distinguished in the Miocene section from the vicinities of Chełm Wielki, about 20 km SE of Katowice (Fig. 1). The Kłodnica beds are represented by sandy claystones with *Cepaea*, grey and dark-grey clays with *Congeria* and *Cerithium*, marls and marly limestones with *Planorbis* and marly clays with diatomite intercalations. The Skawina beds are represented by grey marly clays with innumerable pelecypods and rich foraminifer assemblages. These assemblages are known from numerous Lower Badenian (Lower Tortonian) sections in the Upper Silesian Coal Basin and were usually denoted with symbols IIA, IIB and IIC (S. Alexandrowicz, 1963). Moreover, it is possible to distinguish glauconite sandstone layer with sponge spicules (Fig. 1—S_p) and a few tuffite intercalations in the Skawina beds.

Detailed correlation of tuffites was made on the basis of micropaleontological data. There were distinguished 5 tuffite intercalations the stratigraphic position of which is as follows (Fig. 1): tuffite Ta₁ — in marly clays with the foraminifer assemblage IIA in the sections I, V and VI; tuffite Ta₂ — in clays with the assemblage IIA in the section X; tuffite Tb₁ — in basal part of clay layer with the assemblage IIB; tuffite Tb₂ — in top part of the same layer, and tuffite Tc — two thin intercalations in clays with the assemblage IIC.

Petrographic studies showed that tuffite Ta₁ mainly consists of clay minerals, volcanic (obsidian, pumice and globular) glass, quartz, feldspars, biotite as well as glauconite and foraminifer tests. Samples A and B may be interpreted as typical tuffites formed of volcanic glass with a small admixture of detrital matter whilst sample C — mainly of volcanic glass. Biotite is well-preserved in tuffites and its scales are sometimes overgrown with plagioclases and glass (Fig. 2). The finest grain fractions of these rocks (below 2 μm) were studied with the use of X-ray method. The analyses of natural material saturated with glycole and 1 n KCl (Fig. 3) showed that it consists of pure montmorillonite only.

The rock Ta₁ may be named as ryodacite tuffite. The chemical analyses showed uniform character of glass from all the tuffites, inherited after the parent magma (Table 1). The SiO₂ content is highly specific, equalling 67—69%. It should be emphasized that the other tuffite intercalation occurring in that horizon of marly clays (tuffite Ta₂), is characterized by glass yielding 73—75% of SiO₂ (W. Parachoniak, 1960, 1962). The latter intercalation is related to more acid magma and the presence of that tuffite in deposits was noted because of the finds of numerous pyroclastic quartz grains (S. Alexandrowicz, 1957).

TABLICA I

- Fig. 4. Fragment szkliwa obsydianowego z cienką obwódką zbudowaną z minerałów ilastych. Nikole skrzyż., pow. 120 ×
Fragment of obsidian glass with dark rim formed of clay minerals. Crossed nicols, × 120
- Fig. 5. Ziarno skaleni z widocznymi śladami korozji magmowej. Mikroskop skannigowy, pow. 1000 ×
Feldspar grain displaying traces of magma corrosion. SEM, × 1000

TABLICA II

- Fig. 6. Otoczak skały węglanowej wśród szkliwa, skaleni i minerałów ilastych. Nikole skrzyż., pow. 120 ×
Pebble of carbonate rock occurring among glass, feldspars and clay minerals. Crossed nicols, × 120
- Fig. 7. Fragment szkliwa pumeksowego. Mikroskop skannigowy, pow. 2000 ×
Fragment of pumice glass. SEM, × 120

TABLICA III

- Fig. 8. Fragment szkliwa perlitowego. Mikroskop skanningowy, pow. 2000 ×
Fragment of perlite glass. SEM, × 2000
- Fig. 9. Ziarno plagioklazu z wgłębieniem wynikłym na skutek korozji magmowej. Mikroskop skanningowy, pow. 2000 ×
Plagioclase grain with depression resulting from magma corrosion. SEM, × 2000

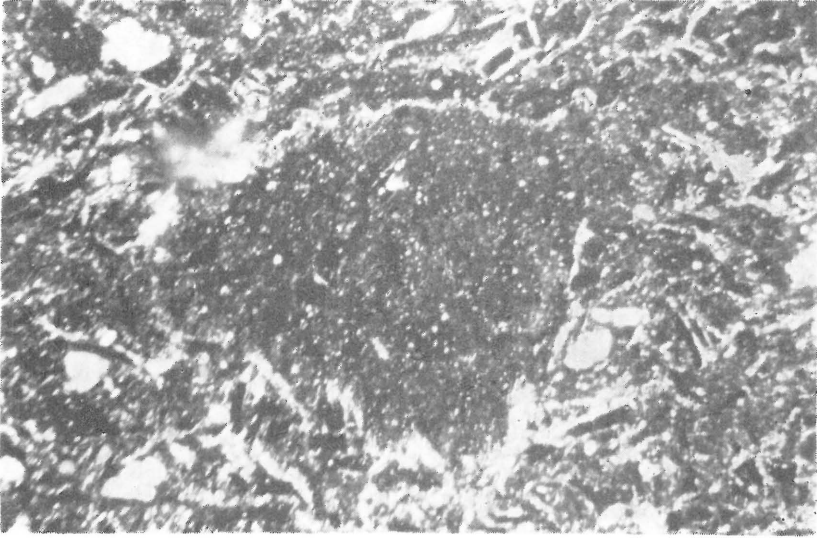


Fig. 4

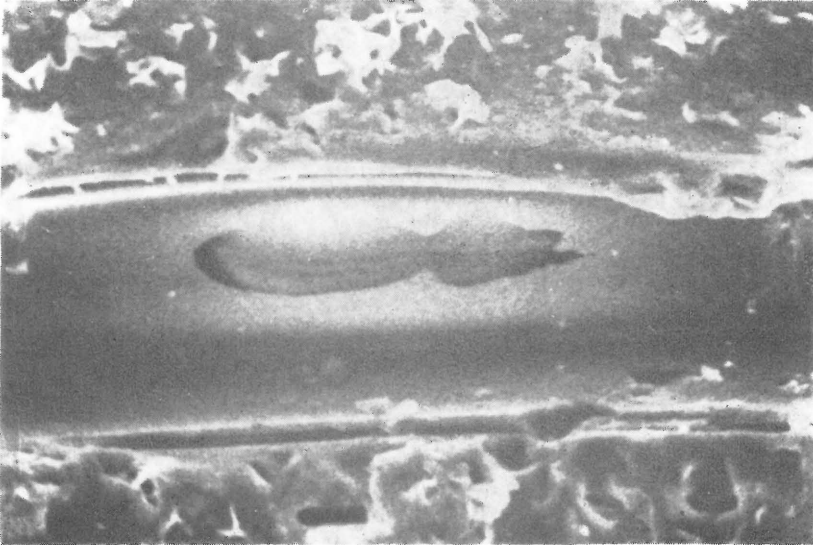


Fig. 5

Stefan Witold ALEXANDROWICZ, Maciej PAWLIKOWSKI — Tufity mioceńskie w Chełmie Wielkim nad Przemszą

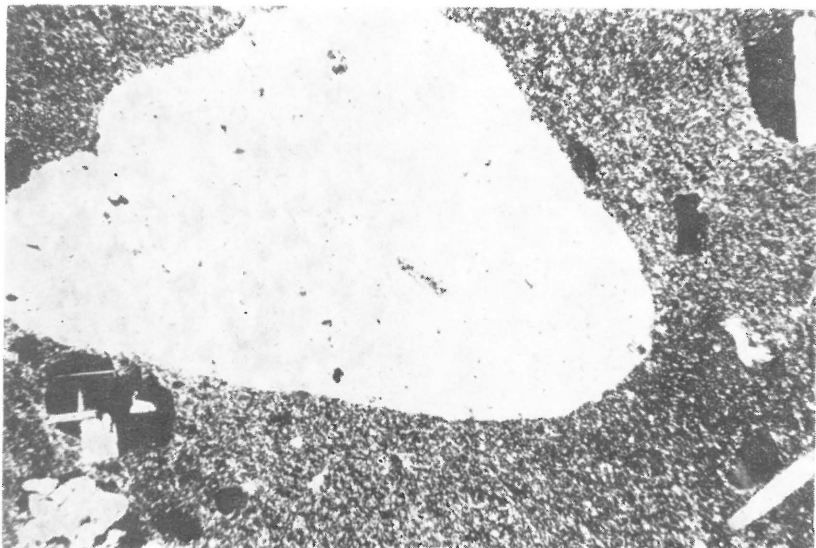


Fig. 6

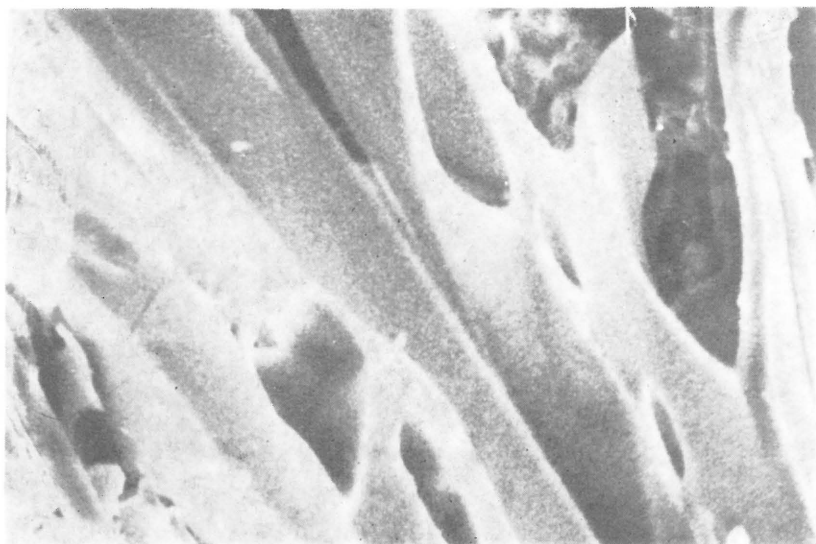


Fig. 7

Stefan Witold ALEXANDROWICZ, Maciej PAWLIKOWSKI — Tufity mioceńskie w Chełmie Wielkim nad Przemszą

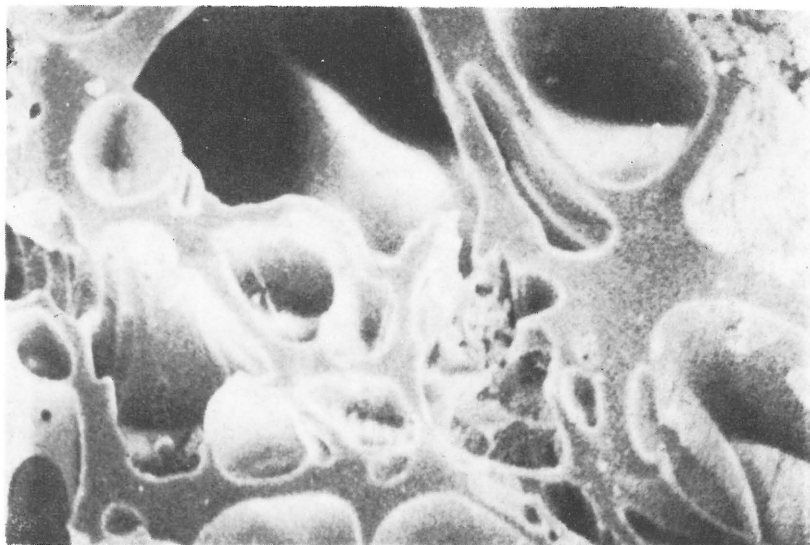


Fig. 8

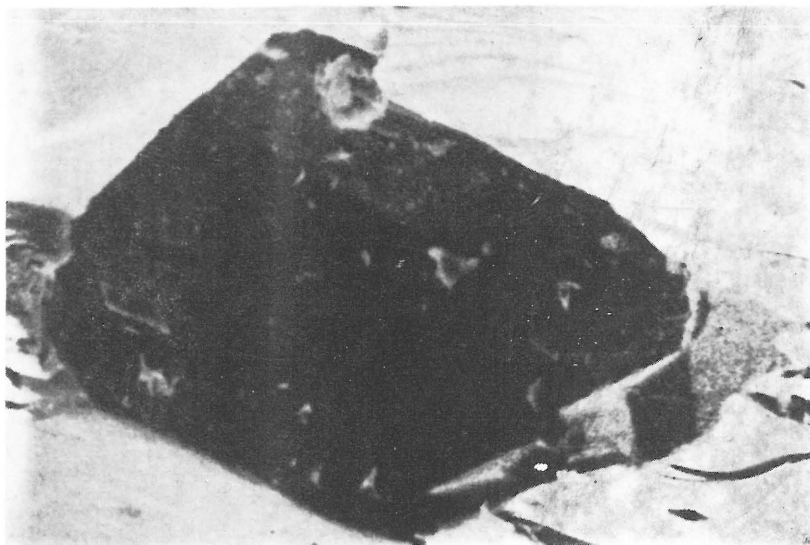


Fig. 9

Stefan Witold ALEXANDROWICZ, Maciej PAWLIKOWSKI — Tufity miocenijskie w Chełmie Wielkim nad Przemszą