

O występowaniu tufoidów w warstwach podmagurskich okolic Żywca

CZĘŚĆ GEOLOGICZNA

W czasie badań geologicznych, wykonywanych z ramienia I. G. w Beskidzie Wysokim na południe od Żywca, K. Żytko znalazł w warstwach podmagurskich wkładki skał tufogenicznych, które T. Wieser¹ określił jako tufoidy.

Skały te stwierdzono w jednym tylko punkcie, w potoku Tynionka, prawobrzeżnym dopływie Soły, spływającym z zachodnich zboczy góry Prusów pomiędzy Milówką a Ciścem (fig. 1).

Ogólne wyniki badań geologicznych prowadzonych w Beskidzie Wysokim przedstawione zostały w osobnym opracowaniu (W. Sikora, K. Żytko — w druku). W komunikacie tym podajemy jednak szkic geologiczny (fig. 2) prawego brzegu Soły w okolicy Ciśca, w celu lepszego zobrazowania sytuacji omawianych skał magmowych.

W paleogene serii magurskiej Karpat Zachodnich zaznacza się duże zróżnicowanie facjalne. Jak wynika ze szczegółowych zdjęć geologicznych, duże zmiany w profilu paleogenu płaszczowiny magurskiej zachodzą w kierunku południkowym, natomiast równoległe do brzegu tej jednostki określone typy facjalne warstw można śledzić na długich przestrzeniach (W. Sikora, K. Żytko, op. cit.).

Profil paleogenu, w którym znaleziono tufoidy, charakterystyczny jest dla brzeżnej części płaszczowiny magurskiej zarówno w dolinie Soły, jak i dalej na wschód (M. Książkiewicz, 1935). Ponad utworami górnej kredy, wykształconymi w postaci specyficznej odmiany warstw inoceramowych, jaką są warstwy biotytowo-skalenkowe, występuje tu kompleks pstrych łupków ilastych (dolny — środkowy eocen). Ogniwnem bezpośrednio młodszym są warstwy podmagurskie (środkowy — górny eocen). Najmłodsze ogniwo serii magurskiej — piaskowce magurskie — nie są zachowane w profilu, w którym znaleziono zostały tufoidy.

Z wymienionego wyżej zespołu warstw zbudowana jest łuska brzeżna płaszczowiny magurskiej w okolicy Ciśca (fig. 2). Jako najstarsze utwory występują tu warstwy biotytowo-skalenkowe nasunięte na jednostkę przed-

¹ Część petrograficzną tej pracy napisał T. Wieser, część geologiczną — K. Żytko.

magurską, w której obrębie wyróżnić można dwa złuskowane pakiety warstw krośnieńskich rozdzielone pstryimi marglami eoceńskimi. Odwodowy łęk brzeżnej łuski magurskiej utworzony jest przez synklinalnie ułożone warstwy podmagurskie o równoleżnikowym przebiegu. Łęk ten, w dalszym ciągu określany jako łęk Ciśca, chowa się kulisowo pod nasuniętą z południowego wschodu następną łuskę jednostki magurskiej, łuskę Ostrego Wierchu, w skład której wchodzi warstwy hieroglify i piaskowce magurskie, nie występują w niej natomiast warstwy podmagurskie. Wynika z tego, że między Ciścem a Żabnicą warstwy podmagurskie występują na bardzo wąskim odcinku jednostki magurskiej, w obrębie jednego tylko elementu — w łęku Ciśca.

Spod wstecznie obalonych warstw podmagurskich południowego skrzydła tego łęku w potoku Tynionka ukazują się ponownie pstrye łupki znacząc



Fig. 1. Szkic sytuacyjny stanowiska tufoidów z potoku Tynionka
Diagrammatic map showing the location of the tuff from Tynionka creek

- × — miejsce występowania tufoidów
- × — points of tuff outcrops

pojawienie się niewielkiego siodła na przedpołu łuski Ostrego Wierchu. Przebieg tego siodła ku południowemu zachodowi nie jest znany, gdyż ginie ono pod czwartorzędowymi utworami doliny Soły. Ku północnemu wschodowi siodło chowa się pod nasunięcie łuski Ostrego Wierchu. Tufoidy występują w dolnej części warstw podmagurskich, w południowym skrzydle łęku Ciśca, około 130 ÷ 140 m ponad granicą pstrych łupków i warstw podmagurskich. Odkrywka z tufoidami znajduje się na południowym brzegu potoku Tynionka, około 375 ÷ 400 m na wschód od toru kolejowego.

Ogniwo warstw podmagurskich ma wybitnie łupkowy charakter, piaskowce odgrywają w nim podrzędną rolę. Łupki są twarde, margliste, barwa ich jest najczęściej popielata, lub brunatna, stąd niektóre wkładki są bardzo podobne do łupków menilitowych. Podrzędnie występują wkładki łupków zielonych.

Łupki warstw podmagurskich tworzą kilkumetrowe pakiety rozdzielone wkładkami piaskowców glaukonitowych zmiennej grubości (10 ÷ 150 cm). W górnej części warstw podmagurskich ilość wkładek piaskowców wzrasta.

Tufoidy tworzą 2 cienkie wkładki (3 ÷ 3,5 cm) w grubym, kilkumetrowym kompleksie ciemnobrunatnych łupków marglistych z kilkoma cieni-

kimi wkładkami piaskowców glaukonitowych. Warstewki tufoidów rozdzielone są wkładką łupków grubości około 6 cm. Grubość warstewek tufoidów nie jest stała, górna wkładką zanika nawet na pewnej przestrzeni. Z drugiej strony obserwowano w tej wkładce narzmienia i wypustki skały tufowej w przykrywające łupki. Wygląd ławiczek tufoidów zmienia się w miarę podcinania odkrywki przez potok przy wysokich stanach wody i w miarę odsłaniania się głębszych partii skał. Wydaje się, że zmiany te są wynikiem bardzo silnego sprasowania tektonicznego, o którym świadczą spękania, drobne przesunięcia, lustra tektoniczne i żyły kalcytowe widoczne w piaskowcach, a niekiedy i w łupkach warstw podmagurskich tej strefy.

Tufoidy są miękkie, kruche i swą jasnopopielatą barwą wyraźnie wyodrębniają się od skał otaczających. Makroskopowo na tle jaśniejszej masy skaleni widoczne są dobrze równoległe do powierzchni uławiczenia ułożone blaszki biotyту. Obie warstewki tufoidu podścielone są cienkimi (2 ÷ 5 mm) warstewkami jasnozielonych łupków, jakich nigdzie poza tym w całej odkrywce nie obserwowano. Łupki te są przypuszczalnie wynikiem wtórnego odbarwienia łupków brunatnych, spowodowanego krążeniem wody w porowatych wkładkach tufowych.

W warstewkach zielonych łupków, a zwłaszcza na granicy zielonych łupków i tufoidów, zaznacza się wzbogacenie w duże blaszki biotyту. W niektórych miejscach pod dolną warstewką tufoidu obserwowano nagromadzenia biotyту do 1 mm

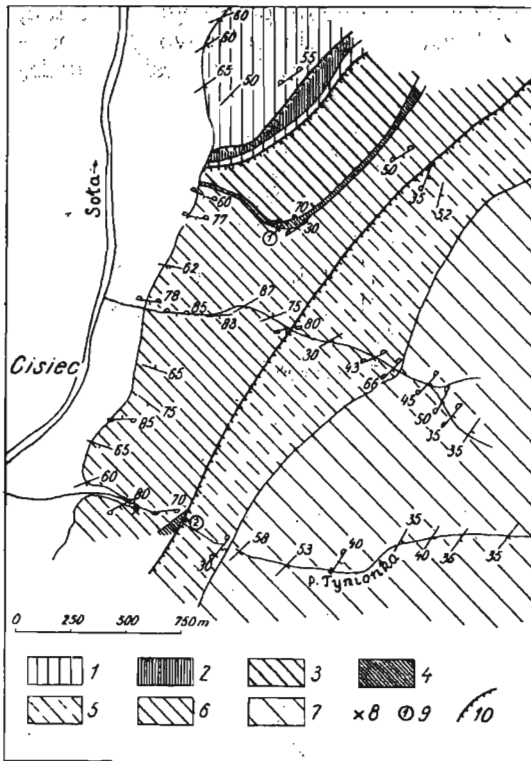


Fig. 2. Szkic geologiczny odkryty prawego brzegu Soły w okolicy Ciśca

Diagrammatic geological (without) Quaternary deposits map of the right bank of the Soła river in the region of Ciśca

I seria przedmagurska: 1 — warstwy krośnieńskie, 2 — pstre margle (eocen), II seria magurska: 3 — warstwy biotyutowo-skalenowe, 4 — pstre łupki, 5 — warstwy hieroglifyowe, 6 — warstwy podmagurskie, 7 — piaskowce magurskie, 8 — tufoidy, 9 — punkty pobrania próbek mikrofaunistycznych, 10 — nasunięcia

I Sub-Magura series: 1 — Krosno beds, 2 — variegated marls (Eocene). II Sub-Magura series: 3 — biotitic-feldspathic beds, 4 — variegated shales, 5 — hieroglyphic beds, 6 — Sub-Magura beds, 6 — Sub-Magura beds, 7 — Magura sandstones, 8 — tuffoids, 9 — localities of collecting microfaunal samples, 10 — overthrusts

zaznacza się wzbogacenie w duże blaszki biotyту. W niektórych miejscach pod dolną warstewką tufoidu obserwowano nagromadzenia biotyту do 1 mm

grubościł. Wzbogacenie w biotyt zaznacza się również w dolnej części warstewek tufoidów, co świadczy o frakcyjnym rozwarstwieniu składników przy osadzaniu skały.

Z petrograficznej analizy tufoidów można wyciągnąć według T. Wiersera wniosek, że magma, z której te skały pochodzą, krzepła pod wpływem ochładzającego działania basenu morskiego, że materiał tufoidów nie odbył transportu powietrznego, lecz pochodzi z podwodnych wybuchów wulkanicznych. Wynika z tego, że źródło wulkanicznego materiału nie mogło się znajdować daleko od miejsca depozycji.

Z mapy geologicznej (fig. 2) widać, że tufoidy z potoku Tynionka znajdują się w brzeżnej części jednostki magurskiej. Z drugiej strony — badania kierunków sedymentacji w piaskowcach warstw podmagurskich wskazują, że materiał do tych warstw dostarczany był z północnego wschodu, oraz że łąd, z którego ten materiał pochodzi, znajdował się na północ od basenu.

W basenie tym osadzały się paleogeńskie utwory serii magurskiej² (M. Książkiewicz, 1956; W. Sikora, K. Żytko, 1956). Łąd ten miał prawdopodobnie charakter kordyliery oddzielającej basen magurski od śląskiego. Analiza osadów, które z tej kordyliery pochodziły, wskazuje, że musiała ona znajdować się w ciągłym niepokoju diastroficznym. Jest wysoce prawdopodobne, że w tej właśnie strefie doszło do podmorskich wybuchów wulkanicznych, których produkty złożone na południowym zboczu kordyliery obserwujemy obecnie jako tufoidy w warstwach podmagurskich.

Kilka słów poświęcić trzeba sprawie wieku omówionych tufoidów oraz paralelizacji tych skał z innymi śladami działalności wulkanicznej w geosynklinie fliszowej.

Wiek warstw podmagurskich nie jest dotychczas ściśle określony. Z potoku Tynionka pobrano z warstw podmagurskich szereg próbek do badań mikrofaunistycznych, wszystkie jednak wykazały albo zupełny brak mikrofauny, albo jedynie ślad otwornic, nie pozwalający na wyciągnięcie jakichkolwiek wniosków. W związku z tym oprócz się trzeba na dokumentach paleontologicznych, jakich dostarczyło ogniwo bezpośrednio starsze od warstw podmagurskich — psre łupki. Mgr J. Blaicher oznaczyła z tych warstw dwa zespoły mikrofauny, za co autorzy składają Jej na tym miejscu serdeczne podziękowanie.

W dolnej części kompleksu pstrych łupków z północnego skrzydła łąku Ciśca pochodzi następujący zespół otwornic (próbka nr 1)³.

<i>Recurvoides</i>	C ⁴
<i>Rhabdammina</i> cf. <i>linearis</i> Brady	F
<i>Saccamina placenta</i> (Grzybowski)	R
<i>Saccaminoides carpathicus</i> Geroch	F
<i>Dendrophyra</i> sp.	F
<i>Reophax lenticularis</i> Grzybowski	R
<i>Involutina</i> sp.	R
<i>Glomospira charoides</i> (Jones et Parker)	C

² Azymuty hieroglifów prądowych i wleczeniowych na piaskowcach warstw podmagurskich w bezpośrednim sąsiedztwie tufoidów w potoku Tynionka wynoszą 210°.

³ Miejsca pobrania próbek przedstawione są na figurze 2.

⁴ R oznacza 1—5 okazów, F — 6—10, C — 11—25, A — ponad 25.

<i>Glomospira charoides</i> (Jones et Parker) v. <i>corona</i> Cushman	F
<i>Glomospira irregularis</i> (Grzybowski)	R
<i>Trochamminoides proteus</i> (Karrer)	R
<i>Trochamminoides irregularis</i> (White)	C
<i>Recurvoides</i> sp.	C

Zespół ten według J. Blaicher jest dolnoeocenijskiego wieku. Z górnej części kompleksu pstrych łupków, z potoku Tynionka pochodzi następujący zespół mikrofauny aglutynującej (próbka nr 2):

<i>Dendrophrya</i> sp.	A
<i>Reophax pilulifera</i> Brady	R
<i>Reophax subnodulosa</i> Grzybowski	R
<i>Glomospira irregularis</i> (Grzybowski)	R
<i>Glomospira charoides</i> (Jones et Parker)	R
<i>Trochamminoides</i> sp.	R
<i>Haplophragmoides walteri</i> (Grzybowski)	R
<i>Recurvoides turbinatus</i> (Brady)	A
<i>Thalmannammina subturbinata</i> (Grzybowski)	R
<i>Plectina conversa</i> (Grzybowski)	F
<i>Karrerella</i> cf. <i>coniformis</i> (Grzybowski)	R
<i>Trochammina</i> sp.	R
<i>Cystamina subgaleata</i> Vasiček	R

Zespół powyższy, według oznaczeń autorki, nie precyzuje dokładnie wieku warstw, z których pochodzi, wskazuje jednak na poziom nieco starszy od środkowoeocenijskiego poziomu z formą *Cyclammina amplexans* (Grzyb.). Ponieważ w okolicy Pewli Małej, na wschód od Żywca, w dolnej części warstw podmagurskich stwierdzono występowanie *Cyclammina amplexans* (W. Sikora, K. Żytko — w druku), można przyjąć, że wiek dolnej części warstw podmagurskich, w której występują tufoidy, jest środkowoeocenijski.

Z Karpat fliszowych znanych jest już szereg stanowisk tufów z utworów górnej kredy, oraz z warstw menilitowych i krośnieńskich, które należy odnieść już do oligocenu.

Zestawienie tych stanowisk znaleźć można w pracy K. Birkenmajera i T. Wiesera (1956). Ostatnio pojawiły się opracowania tufów, które pod względem wieku są znacznie bliższe tufoidom z warstw podmagurskich. A. Michalik i T. Wieser (1959), podają wiadomość o górnoeocenijskich tufitach z fliszu podhalańskiego. A. Tokarski (1957) podał wiadomość o występowaniu tufów w pstrych łupkach antykliny Bóbrki (seria śląska), którym przypisuje wiek iprezu lub dolnego lutetu, a więc bardzo zbliżony do tufoidów z potoku Tynionka. W pracy M. Książkiewicz (1954) o jurze i kredzie Bachowic są umieszczone notatki (str. 126 i 285) o znalezieniu tufów, w których J. Liszka (praca w druku) znalazła masowo występujące otwornice z gatunku *Textularia plummerae* Lalickeo o zasięgu dan. — najniższy eocen. Wiadomość o tufitach z warstw istebniańskich oraz dolnej części pstrych łupków (paleocen — dolny eocen) podali ostatnio M. Kamiński i K. Skoczylas-Ciszewska (1956). Badacze radzieccy, E. J. Wulczin i J. O. Kulczycki (1958) zasygnalizowali stanowiska tufów górnoeocenijskich z terenu Rusi Zakarpackiej. Zestawienie powyższe

wskazuje, że fliszowa geosynklina karpacka była nie tylko terenem o bardzo ożywionym diastrofizmie, o czym świadczą charakter i miąższość osadów, ale, że od górnej kredy była również terenem permanentnej działalności wulkanicznej.

CZEŚĆ PETROGRAFICZNA

Badany tufoid stanowi makroskopowo jasno-brunatnawoszarą skałę osadową do złudzenia przypominającą piaskowiec. Swój piaskowcowy wygląd zawdzięcza ona obecności licznych kryształów plagioklazu i mniej licznych kwarcu (tab. 1).

Tufoid występuje w postaci dwóch drobnych warstewek grubości 3 ÷ 3,5 cm każda. Rozdziela je sześciocentymetrowa wkładka łupków marglistych.

W dolnej warstewce jest pospolity biotyt, rozpoznawalny już makroskopowo. Wyliczenia na podstawie danych z pomiarów planimetrycznych dały następujące zawartości biotyty i pozostałych głównych składników tufoidu.

Tabela 1

Rodzaj składników	Warstewka dolna		Warstewka górna	Całość
	Część dolna	Część górna		
Kryształy plagioklazu i kwarcu	36,5% (33,1 + 3,4)	31,4% (28,5 + 2,9)	29,6% (27,8 + 1,8)	32,2% (29,7 + 2,5)
Kryształy biotyty	17,2%	2,6%	0,5%	6,4%
Okruchy felzytu	—	—	0,3%	0,15%
Spoiwo	46,3%	66,0%	69,6%	61,2%

Jak wynika z podanego zestawienia, procentowy skład objętościowy kryształów plagioklazu zmienia się nieznacznie, tj. maleje ku górze w stopniu nieproporcjonalnie nikłym do zmniejszania się zawartości kryształów biotyty. Najbogatszą w biotyt jest spągowa, parumilimetrowa smuga dolnej warstewki, w której biotyt może nawet przeważać nad plagioklazem.

Obecność tekstury gradacyjnej zaznacza się w składzie granulometrycznym tylko w niewielkim stopniu. Kryształy plagioklazu i kwarcu osiągają w dolnej warstewce maksymalną średnicę, nie przewyższającą 0,55 mm, podczas gdy w górnej dochodzi ona do 0,4 mm. Maksymalna średnica blaszek biotyty wynosi odpowiednio 0,75 i 0,38 mm.

Ostrokrawędziste ograniczenia ziarn piasku dowodzą szybkiej sedymentacji w środowisku wodnym.

We frakcji psamitowej nie zauważono domieszek terygenicznych. Podobnie nie zawiera ich i frakcja „ciężkich“ minerałów.

Spoiwo bazalne do niemal porowego w spągowych częściach dolnej warstewki. Składa się ono ze substancji ilastych, bitumicznych, węglanów i licznych pelitowych gruzełek diagenetycznego pirytu oraz z drobnego mułu kwarcowo-skaleniowego. Domieszka materiału piroklastycznego jest

nieznaczna. Są to albo okruchy skaleni i kwarcu, albo też rudy, apatyt i cyrkon, tj. składniki ciężkiej frakcji.

Struktura tufoidu typowo krystaloklastyczna. W górnej wkładce obserwuje się w znikomych ilościach domieszkę ułamków felzytowego ciasta skalnego (około 0,3% objętości skały). Tekstura ogólnie bezkierunkowa; w spągowej dolnej części wkładki niewyraźna warstwowa, w stropowej zaś górnej części chaotyczna przez bardzo zmienną zawartość kryształów oraz gromadzenie się spoiwa w skupienia ubogie lub pozbawione kryształów.

Tabela 2

Składniki	1. Hydrobiotyt z tufoidu z Ciśca		2. Średni skład biotytów z kwaśnych skał wylewnych	
	% wagowy	iloraz molowy	% wagowy	iloraz molowy
SiO ₂	38,65	0,6435	40,36	0,6720
TiO ₂	1,60	0,0200	1,89	0,0237
Al ₂ O ₃	19,69	0,1932	13,37	0,1312
Fe ₂ O ₃	4,26	0,0267	13,13	0,0822
FeO	13,14	0,1829	6,87	0,0956
MnO	—	—	0,06	0,0009
MgO	9,82	0,2436	12,25	0,3038
CaO	0,56	0,0100	1,08	0,0193
Na ₂ O	0,81	0,0131	1,54	0,0248
K ₂ O	1,79	0,0190	6,23	0,0661
H ₂ O ⁺	7,76	0,4307	2,48	0,1376
H ₂ O ⁻	0,96	0,0533	—	—
F	—	—	0,50	0,0263
Suma	99,04	—	99,76	—

Analizę chemiczną hydrobiotytu wykonała I. Guewa.

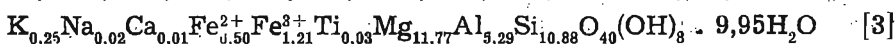
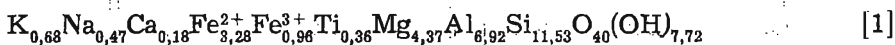
Frakcja piaszczysta składa się głównie z plagioklazów. Minerale ten zawdzięcza swe subhedralne i anhedralne postacie raczej procesom protoklazów i korozji diagenetycznej aniżeli transportu. Należy przypuszczać, że pierwotne postacie ziarn w magmie były bogatsze w ściany i naroża krystalograficzne. Pokrój ziarn grubotabliczkowy według (010) do grubosłupkowego według a(100). Pospolite są bliźniaki złożone, zdarzają się jednak i proste, kompleksowe i polisyntetyczne, jak również osobniki niezbliniaczone. Wśród rodzajów praw bliźniaczych do najczęstszych należą albitowe, karlsbadzkie, Roc Tourné i peryklinowe. W jednym z bliźniaków stwierdzono obecność zrostów o orientacji subindywiduów odpowiedniej prawu albitowo-esterleskiemu (ala B). Triady typu albitowego, mniej lub więcej kompletne, stanowią więc cechy charakterystyczną dla opisywanych plagioklazów. Budowa pasowa jest rozwinięta tylko w niektórych ziarnach. Maksymalna ilość jednoimiennych pasów nie przekracza trzech. Oscylacje w zawartości substancji anortytowej nie przewyższają 7%. Następstwo pasów normalne (malejąca zawartość An

ku obwodowi). Maksymalnie plagioklaz zawiera do 54% *An*, minimalnie zaś do 42%. Średni skład wynosi $Ab_{49}An_{51}$ — $Ab_{46}An_{54}$. Wrostki szkliwa i apatyty są tu i ówdzie widoczne. Plagioklasy ulegają przeobrażeniu w minerały ilaste (montmorylonit) i jednocześnie granulacji. Na rozprzestrzenienie się procesów wtórnych przemian duży wpływ wywiera budowa pasowa.

Drugi, mniej pospolity, jasny składnik piasku wulkanicznego należy do kwarcu. Mineral ten ma wyłącznie anhedralne postacie wskutek korozji magmowej i korozji w okresie diagenety osadu. Niektóre ziarna mają dzięki temu niemal okrągłe kontury. Wrostki szkliwa często obserwowane. Deformacje struktury sieciowej niewidoczne.

Z ciemnych minerałów napotkano wyłącznie tylko biotyt. Jego anhedralne i rzadziej subhedralne blaszki uległy z reguły znacznym plastycznym odkształceniom przy kompaktacji osadu. Deformacje te wywołuje nacisk sąsiadujących ostrokrawędzistych ziarn piasku wulkanicznego. Takie zdeformowane ziarna z łatwością uległy przeobrażeniom, tj. hydratyacji i równoległemu ługowaniu jonów metali, prowadzących do częściowego odbarwienia biotyty. Dość poważne zmiany chemiczne zaszły po osadzeniu się biotyty w środowisku morskim obrazuje zestawienie analizy chemicznej biotyty (tab. 2), a właściwie hydrobiotyty z Ciśca i średniej z analiz biotyty pochodzących z różnych, kwaśnych skał wylewnych.

Wyliczone na podstawie podanych analiz i średniej z analiz wermikulitu (3) wzory strukturalne przedstawiają się następująco:



Porównanie wzorów strukturalnych pozwala na wysunięcie wniosku o silnym stopniu przeobrażeń hydrobiotyty z Ciśca. Przeobrażenia te polegały głównie na hydratyacji i ługowaniu kationów jak: K, Na, Ca. Zmienił się również i stosunek żelaza dwu- i trójwartościowego na korzyść Fe^{2+} , co należy tłumaczyć przemianami w czasie diagenety. Wysoka zawartość piryty w tufoidzie jest wystarczającym dowodem na znaczne obniżenie potencjału E_h w trakcie diagenety.

Pierwiastki śladowe w hydrobiotycie z Ciśca, na podstawie oznaczeń spektrograficznych Z. Mildnera, są reprezentowane przez Ba, Cr, Mn, V, Co i specjalnie licznie przez Ni. Należy zaznaczyć, że wermikulity są często wzbogacone w nikiel.

Hydratyacja biotyty z Ciśca znajduje swe odzwierciedlenie również i w cechach optycznych, a zwłaszcza w wartości współczynnika załamania światła i w sile absorpcji: $n_\gamma (= n_\beta) = 1,602$. Absorpcja dla tego kierunku jest jasnobrunatna do lekko zielonym odcieniem. Kąt osi optycznych $2V\alpha \cong 0^\circ$.

Fracja minerałów „ciężkich“ cechuje się małym urozmaiceniem składu mineralnego i silną ilościową przewagą minerałów rudnych (88,1%) nad apatytem (10%) i cyrkonem (1,9%).

Minerały rudne reprezentowane są głównie przez piryt i hematyt z domieszką magnetytu i ilmenitu.

Apatyt tworzy subhedralne, słupkowe kryształy ograniczone ścianami obu rodzajów słupów i gorzej wykształconymi ścianami terminalnymi. Stosunek elongacji słupków wynosi 1 : 2 — 1 : 3,5, przy długości dochodzącej nawet do 0,45 mm. Ponadto apatyt znamionuje obecność blaszkowych skupień pyłkowych wrostków ciemnego szkliwa i minerałów rudnych o widocznym pleochroizmie: ω — brunatna, ε — szara na tle bezbarwnego lub bladożółtawego apatyty.

Cyrkon ma postać euhedralnych kryształów pryzmatycznych. Wrzecionowaty habitus zawdzięcza silnemu rozwojowi ścian dwupiramidy dytetragonalnej (311) i obu słupów. Długość słupków do 0,6 mm, zaś stosunek elongacji wynosi 1 : 5 ÷ 1 : 2. Bezbarwny i dość często bladożółtawo, plamiście zabarwiony.

Współwystępowanie ziarn „ciężkich“ minerałów o rozmiarach dorównujących „lekkim“ minerałom jest zjawiskiem wyjątkowym i nie spotykanym wśród typowych tufów, składanych w zbiornikach wodnych po transporcie powietrznym. Różnice w ciężarach właściwych takich minerałów jak np. minerały rudne i cyrkon z jednej strony a kwarc oraz plagioklasy z drugiej, powodują, że minerały te szybko rozdzielają się na zasadzie grawitacji, szczególnie w takim ośrodku jak powietrze. Tak więc dla omawianych skał tufogenicznych należy przyjąć raczej transport wodny. Brak jakichkolwiek śladów obtoczenia u ziarn piasku wulkanicznego i znikoma selekcja wielkościowa u poszczególnych składników przemawia dalej za bardzo krótkim transportem i to najprawdopodobniej przy udziale prądów zawiesinowych w morzu i potoków szlamowych na lądzie (mniej prawdopodobne).

Do przyjęcia hipotezy współdziałania prądów zawiesinowych skłania również fakt podziału warstewki tufoidowej na dwie sześciocentymetrowe wkładki skały o składzie spoiwa tufoidu, dalej — chaotyczne rozmieszczenie spoiwa i kryształów w górnej warstewce. Należy przy tem wspomnieć, że nieprzerwanie malejące uziarnienie w obu warstewkach wskazuje na ciągłość tego typu sedymentacji i pochodzenia z jednego „źródła“. Źródłem tym był zapewne wylew podmorski lub (mniej prawdopodobne) wybuch subaeryczny, położony w pobliżu linii brzegowej, a więc znajdujący się w strefie, gdzie osady ulegają szybkiemu rozmyciu i sedymentacji, zwłaszcza przy większym nachyleniu dna morskiego. Brak oznak działalności procesów autometasomatycznych, a zwłaszcza albityzacji u składników magmy, nie wyklucza podmorskich, ściślej litoralnych lub sublitoralnych warunków erupcji. Mała miąższość świeżych osadów mogła być przyczyną braku przejawów kontaminacji magmy solami sodowymi zawartymi w wodach kopalnych. Równoczesne, wolne krzepnięcie magmy w czasie jej wędrówki ku powierzchni, w strefie znajdującej się pod wolno chłodzącym wpływem zbiornika morskiego, mogło znaleźć swój wyraz w stosunkowo grubym uziarnieniu wszystkich produktów krystalizacji magmy i w hipokrystalicznej strukturze (okruchy felzytowego ciasta skałnego należą w tufoidzie do rzadkości).

Szybko odbywająca się dezagregacja lawy w kontakcie z wodą, przy tak wykrystalizowanej magmie, była źródłem wielkich ilości kryształów. Obecność wśród tych kryształów blaszek biotyty, pozbawionych obwodek

reakcyjnych i opacytowych, jest tak jak i ubóstwo szkliwa ważnym argumentem przemawiającym za brakiem styku magmy z powietrzem i jej wolnym ostyganiem. Także nieobecność powierzchni korozyjnych i zjawiska silnych rekurencji pasowych w zonalnie zbudowanych plagioklazach prowadzi do tego samego wniosku.

Proponowane przez wielu badaczy użycie specjalnego terminu tufoid — dla skał powstałych z rozmycia wylewów podmorskich, a cechujących się szeregiem właściwości obcych skałom tufogenicznym, powstałych z opadów chmur erupcyjnych, zasługuje zdaniem autora na pełne poparcie. Termin ten w sposób zwięzły charakteryzuje warunki, w jakich powstała skała tufogeniczna rodzaju opisanego wyżej. Do tufoidów winny być również zaliczone osady tufogeniczne z danu — paleocenu Pienin (K. Birkenmajer, T. Wieser, 1956) i z senonu Bachowic (T. Wieser, 1954). Wszystkie te występowania znamionuje ograniczone rozprzestrzenienie, zmienna miąższość warstewek, brak selekcji pokrojowej i grawitacyjnej składników piroklastycznych i stosunkowo wielkie rozmiary minerałów frakcji ciężkiej, a zwłaszcza apatyty i cyrkonu.

Chemizm magmy macierzystej dla tufoidu z Ciśca może być odtworzony tylko z dużym przybliżeniem jako dacytowy. Wskazuje na to stosunek ilościowy plagioklazu, kwarcu i biotyty, nieobecność sanidynu i skład chemiczny plagioklazu.

Karpacka Stacja Terenowa I. G.

Nadesłano dnia 17 października 1958 r.

PIŚMIENNICTWO

- BIRKENMAJER K. i WIESER T. (1956) — Tufity w warstwach pstrych osłony pieninńskiego pasa skałkowego. *Acta geol. pol.*, 6, nr 1, p. 1 — 14. Warszawa.
- KAMIENSKI M. i SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. (1956) — O słaie wzbogaconej w P_2O_5 w Karpatach Fliszowych. *Arch. miner.*, 19, nr 2, p. 161 — 180. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1935) — Budowa brzeżnych mas magurskich między Sulkowicami a Suchą. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 11, p. 104 — 122. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1954) — Jura i kreda Bachowic. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 24, nr 2 — 3. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1956) — Zagadnienia stratygrafii Karpat na tle paleogeografii. *Prz. geol.*, nr 10, p. 445 — 455. Warszawa.
- MICHALIK A. i WIESER T. (1959) — Tufity we fliszu podhalańskim. *Kwart. Geol.* 3, nr 2, p. 378 — 389. Warszawa.
- SIKORA W., ŻYTKO K. (1956) — Stratygrafia serii magurskiej Beskidu Wysokiego na arkuszu Żywiec. *Prz. geol.*, nr 10, p. 469 — 471. Warszawa.
- SIKORA W., ŻYTKO K. (1956) — Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. *Biul. Inst. Geol.* (w druku). Warszawa.
- TOKARSKI A. (1957) — Tufity w przekrojach Karpat Jasielskich. *Acta geol. pol.*, 7, nr 2, p. 187 — 208. Warszawa.

Tadeusz WIESER, Kazimierz ZYTKO

**NOTES ON APPEARANCE OF TUFFOIDS IN SUB-MAGURA BEDS OF
ZYWIEC REGION (WESTERN CARPATHIANS)**

S u m m a r y

The stratigraphical section of the marginal part of the Magura unit in the region of Milówka comprises biotite-feldspar beds (Upper Cretaceous — Palaeocene), representing a local variety of the Inoceramus beds, variegated shales (Lower — Middle Eocene), and Sub-Magura beds (Middle — Upper Eocene). The Sub-Magura beds are represented by a complex of grey and brown marly shales, with rare intercalations of glauconite sandstones. In the part of the Magura unit farther southeastwards, Sub-Magura beds are absent.

The tuffoids appear in the lower part of the Sub-Magura beds, 130—140 m. from their bottom. Amidst the brown marly shales they form two thin interlayers, of 3 to 3.5 cm. thickness each.

No microfauna has been identified in the Sub-Magura beds of the Cisiec region. However, in the lower part of the variegated shales, the authors disclosed a microfaunal complex No. 1 (see page 151—2), while in their upper part complex No. 2 (see page 152) appears. On the basis of this microfauna the authors identified the age of the variegated shales as: Lower Eocene — lower part of Middle Eocene. Since, simultaneously, in neighbouring regions they established the appearance of *Cyclamina amplexens* Grzyb. in the lower part of the Sub-Magura beds, they assigned the tuffoids to the Middle Eocene.

Macroscopically, the tuffoids resemble a sandstone rock. This resemblance is due to numerous plagioclase crystals (approx. 30% of rock volume), and to less numerous quartz (2.5%) and biotite (6.5%) crystals, embedded in the basal matrix (61.0%). The size of the plagioclase and quartz crystals varies between 0.35 and 0.55 mm., that of the biotite crystals between 0.35 and 0.75 mm. Astonishing is the angularity of contours of the volcanic sand. The grade of selection of the sand is feeble. The matrix consists of carbonates, argillaceous and bituminous substances, feldspathic-quartz silt, and of numerous pelitic nodules of diagenetic pyrite. The tuffoid texture is crystalloblastic, owing to the fact that fragments of the felsitic groundmass appearing in the upper part of the higher interlayer are quite infrequent.

The composition and the physiography of the feldspars, the micas and the heavy mineral fractions, representing important features for purposes of correlation, are briefly as follows:

1. The feldspar belongs to the plagioclase, with 42—54% An content, mean value 51—54%. Oscillations in its composition (up to 7%) cause a zoning development, with normal sequence of zones. The common complex twins belong to the albite triada. Of rare types of twinning the authors observed albite — Esterel (ala B). The plagioclase is transformed into montmorillonite and simultaneously undergoes granulation.

2. Biotite has undergone marked transformations, chiefly consisting of hydration and leaching of cations (compare the texture formulae of biotite from Cisiec, the average biotite from various effusive rocks, and the average of vermiculite in the Polish text).

3. Apatite is — aside of ores — the most plentiful among the heavy minerals. Its prisms are usually subhedral, with a ratio of elongation 1:2 to 1:3.5. There is

a relative plenty of crystallographic faces. The length of the prisms is astonishingly great (up to 0.45 mm.).

4. Circon, five times scarcer than apatite, discloses an euhedral shape of its prismatic crystals. Owing to forceful development of sides (311) and both prisms, the rod habit is typical. A large part of the grains shows straw-yellow, spotted absorption. The length of the prisms is up to 0.6 mm., the ratio of elongation 1:5 to 1:2.

The joint appearance of grains of heavy minerals, of dimensions equal to those of light minerals, is an exceptional feature, not met with among typical tuffs deposited in water basins after having been transported in the air. The simultaneous absence of any symptoms of grain roundness, the negligible size selection of the individual components, the lack of opacite rims on the biotites, the absence of glass, — all these traits indicate a very short-lived water transportation, most probably with the participation of mud flows. The extrusion with which the discussed tuffs should be connected genetically, is likely to have been a submarine one, situated near the shore line.

The authors suppose that regionally this volcanic eruption might have been linked with the flank of the cordillera which separated the Magura basin from the Silesian basin. The compilation of known tuff localities in the Flysch Carpathians seems to prove with increasing verisimilitude that igneous activity has been well nigh a permanent manifestation in the Flysch geosyncline.