

KRZYSZTOF BIRKENMAJER i TADEUSZ WIESER

Tufity w warstwach pstrych osłony pienińskiego pasa skałkowego

TREŚĆ: Część *geologiczna* (K. Birkenmajer). Wstęp — Położenie tufitów w profilu stratygraficznym osłony skałkowej — Porównania i wnioski — Część *petrograficzna* (T. Wieser): Ogólna charakterystyka tufitów — Składniki mineralne tufitów — Porównania i wnioski — Literatura cytowana

Część geologiczna (napisał K. Birkenmajer)

WSTĘP

Przeprowadzając w roku 1954 dla Polskiej Akademii Nauk badania nad sedymentacją warstw jarmuckich w pienińskim pasie skałkowym, znalazłem w ogniwie warstw pstrych, które nadścielają warstwy jarmuckie, w okolicach Jaworek (na wschód od Szczawnicy) kilkanaście wkładek tufitowych (w druku, 6)*. Ze względu na to, że warstwy pstre według mego ostatniego opracowania (1954, 5) odpowiadają granicy kredy i paleogenu, tufity te są najstarszym, jak dotychczas, znanym przejawem ekstruzywnego wulkanizmu karpackiego w geosynklinie pasa skałkowego. Opracowanie ich jest przyczynkiem do poznania zjawisk magmowych na terenie Karpat.

Tufity w utworach kredy i paleogenu Karpat fliszowych należą do zjawisk rzadkich. Pierwszą wiadomość o występowaniu ich w kredzie przynosi praca A. Gawła i M. Książkiewicza (1936, 8). Tufy porfirytowe (określone w r. 1886 przez E. Tietzego i w r. 1903 przez W. Szajnochę błędnie jako cieszynity) stwierdzono tutaj w Bugaju koło Kalwarii, gdzie już uprzednio luźny kawałek bliżej nie opisanej skały tufowej znalazł L. Chrobak (fide 10, s. 402). Tufity z Bugaja występują w postaci przewarstwień syngenetycznych z czerwonymi łupkami i marglami globotrunc-

* Cyfry kursywą w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

kanowymi środkowo lub górnokredowymi serii podśląskiej (por. M. Książkiewicz, 12, M. Książkiewicz & T. Wieser, 13). Związane są one najprawdopodobniej genetycznie z intruzjami porfirytowymi okolic Lanckorony.

Analogicznego co tufity z Bugaja wieku są tufy znalezione kilka lat później przez M. Filipescu (1940, 7) w globotruncanowych marglach senonu w serii fliszowej między Valea Crasna i Teliu (Karpaty Rumuńskie). Tufy te według M. Filipescu mogą być związane ze strefą eruptywna Hârgita-Călimani lub też są wynikiem wulkanizmu lokalnego.

Również z czasu ostatniej wojny pochodzi lakoniczna wzmianka L. Majzona (1943, 17, s. 158)¹ o występowaniu turów w „Trochamminoiden führende Bunttone“ (granica paleogenu i górnej kredy) z miejscowości Gernyes we wschodniej części pienińskiego pasa skałkowego.

Opracowania najświeższej daty, dotyczące wulkanizmu górnokredowego w Karpatach Zachodnich, dali M. Książkiewicz i T. Wieser (12, 13, 27) opisując egzotyki występujące w serii podśląskiej Bachowic. Stwierdzono tutaj wśród egzotyków (znanych już uprzednio E. Tietzemu) występowanie skał wulkanicznych szeregu lawowego (spility, bazalty) i przede wszystkim piroklastycznego (tufy i tufity dacytowe itp.), po części o charakterze erupcji podmorskich. Bloki egzotyczne tych skał występują na wtórnym złożu w ciemnych i pstrych łupkach zapewne wieku paleoceńskiego (dan-paleocen), nadścielających margle globotruncanowe. Określenie wieku erupcji tufowych było możliwe dzięki znalezieniu w tufie enklawy margli z globotruncanami wieku górnosenońskiego (27, 13). Według cytowanych autorów erupcje tufowe zachodziły w ciągu kampanu lub nieco później, lecz w każdym razie przed końcem senonu. Wcześniejszą była faza zasadowych wylewów spilitowych i bazaltowych występujących jako bloki egzotyczne, ponadto w tufach stwierdzonych w postaci okruców.

W utworach paleogeńskich Karpat wewnętrznych przejawy wulkanizmu znane są już od ubiegłego stulecia. I tak w bartonie Matry znane są tufy i lawy andezytów biotytowych, w rupelu Matry — tufy dacytowe i andezytowe, w rupelu zaś Gór Bukowych (Bükk) — tufy andezytowe (15).

W Karpatach zewnętrznych, fliszowych, domieszki wulkanicznego pochodzenia zostały stwierdzone przez K. Krejci-Grafa i W. Wetzela (1936, 9, s. 83, 92) w oligocenie Rumunii. H. Świdziński (1938, 23, s. 211) znalazł w łupkach menilitowych Bukowiny (Seletyn) przewarstwienie glinki określonej przez Z. Sujkowskiego jako bentonit. Analogicznego wieku są tufity stwierdzone w łupkach menilitowych Karpat Wschodnich jednostki skolskiej okolic Bolechowa, Doliny, Niebyłowa i nad rzeką

¹ „*Uvigerinamina jankói* Majzon nov. sp. „...Diese Art kommt in der tuffigen Trochamminoiden-Schichten von Gernyes häufig vor“.

Czeczwą przez O. S. Wjałowa, N. R. Ładyżyńskiego i Ł. G. Tkaczuka (1951, 26). Wreszcie w roku 1954 M. Książkiewicz i T. Wieser opublikowali dane o występowaniu tufitów w warstwach krośnieńskich serii śląskiej Radziszowa w Karpatach Zachodnich (14)².

Pragniemy podziękować mgr. St. Gerochowi za oznaczenie mikrofauny warstw pstrych w sąsiedztwie wkładek tufitowych oraz prof. dr. M. Książkiewiczowi za przejrzenie niniejszej pracy.

POŁOŻENIE TUFITÓW W PROFILU STRATYGRAFICZNYM OSŁONY SKAŁKOWEJ

Lokalizacja i opis profilu nr 68

Odsłonięcie warstw pstrych z wkładkami tufitów, oznaczone w zbiorach autora jako profil nr 68, znajduje się na prawym brzegu potoku Grajcarek między wsiami Jaworki i Szlachtowa, w odległości około 0,5 km na zachód od ujścia Potoku Starego. Przebiega tutaj smuga warstw pstrych o szerokości 20-60 m i kierunku ENE-WSW, przechodząca także na lewy brzeg pot. Grajcaria i tu ginąca pod plejstocénskim tarasem akumulacyjnym. Smuga ta na prawym zboczu doliny potoku zaznacza się charakterystycznym obniżeniem (przełęcz). Na mapie V. Uhliga (25) smuga ta oznaczona jest jako „margiel puchowski, piaskowce inoceramowe z hieroglifami, zlepieńce — kreda górna” na południe od koty 669 m. Z obu stron smuga warstw pstrych kontaktuje z warstwami jarmuckimi³ (mastrycht),

² W roku 1928 W. Petrascheck (21, s. 371) podawał występowanie tufitów plagioklazowo-biotytowych w wierceniach Rzeszotary koło Wieliczki i Skoczowa koło Cieszyna zaliczając je do „subbeskidische Alttertiär”, bez bliższego jednak określenia. „Paleogen subbeskidzki” w wierceniach Rzeszotary jest częściowo odpowiednikiem tzw. fliszu zewnętrznego w obecnym ujęciu tektoniki Karpat Zachodnich przez M. Książkiewicza (11, s. 311-312), częściowo zaś niższą partią miocenu pod nasunięciem fliszu (l. c., s. 358, fig. 83). Jest zatem bardzo prawdopodobne, że jednometrowa warstwa białawego tufitu, stwierdzonego w wierceniach Rzeszotary na głębokości 660—661 m (19, s. 370), należy do miocenu.

„Paleogen subbeskidzki” w wierceniach Skoczowa najprawdopodobniej odpowiada częściowo serii podśląskiej lub fliszowi zewnętrznemu (11, s. 314-315) a częściowo zapewne miocenowi, który jest stwierdzony pod nasunięciem fliszu (l. c., tabl. XXXII). Jest zatem również bardzo prawdopodobne, że czterometrowa (sic!) warstwa tufitowa, opisana stąd przez W. Petraschecka (20, s. 80), należy do miocenu.

Obydwa stanowiska tufitowe W. Petraschecka nie mogą być ze względu na powyższe niejasności brane pod uwagę przy rozpatrywaniu wulkanizmu karpackiego w paleogenie.

³ Na mapie V. Uhliga (25) warstwy jarmuckie oznaczone są jako „gruboławicowe piaskowce i zlepieńce — kreda górna”.

przyczem kontakt północny jest normalny, natomiast południowy jest kontaktem tektonicznym (por. fig. 1cc).

W odsłonięciu (profil nr 68) widoczna jest wyższa stratygraficznie partia warstw pstrych łuski północnej, kontaktująca tektonicznie z warstwami jarmuckimi łuski południowej. Jak wskazuje położenie hieroglifów, cała seria jest odwrócona tektonicznie i obalona wstecznie ku południowemu wschodowi. Opisując profil od NW ku SE można wyróżnić następujące warstwy:

A. łupki ilaste nieco burzące się z HCl, z bardzo delikatnymi blaszkami miki, barwy wiśniowo-czerwonej, przeławiczone gęsto (co 5-15 cm) cienkimi wkładkami zielonych piaskowców hieroglifowych (hieroglify odwrócone) o grubości 0,5-2 cm. Pobrana próbka (nr 189) wykazuje obecność otwornic aglutynujących i rzadkich wapiennych (oznaczenia St. Gerocha):

<i>Saccamina placenta</i> (Grzyb.)	R*
? <i>Dendrophrya</i>	C
<i>Hyperammia subnodosiformis</i> Grzyb.	R
<i>Ammodiscus</i> ex gr. <i>incertus</i> (d'Orb.)	F
<i>Thalmanammia subturbinata</i> (Grzyb.)	C
<i>Trochamminoides</i>	
<i>Recurvoides</i>	
<i>Haplophragmoides walteri</i> (Grzyb.)	R
Valvulinidae (<i>Plectina</i> , <i>Dorothia</i>)	C
? <i>Uvigerinammia jankóti</i> Majzon	C
„ <i>Reophax</i> “ <i>lenticularis</i> Grzyb.	R
Rotallidae (ośródkci)	R

B. łupki ilaste nieco burzące się z HCl, z bardzo delikatnymi blaszkami miki, barwy wiśniowo-czerwonej z przerostami analogicznych łupków barwy zielonkawej (od NW) i wkładkami tufitów (od SE). Tufity występują w postaci 13 warstewek o grubości 1,5-10 cm, powytłaczanych tektonicznie. Barwa ich jest seledynowo-zielona lub fioletowo-zielona albo pstra; w warstwach T_1 - T_2 , T_6 - T_{10} i T_{12} - T_{13} (fig. 1, warstwa B) widoczne są makroskopowo liczne blaszki biotyty, skała zaś ma konsystencję sypką po wyschnięciu. W warstewkach T_3 - T_5 i T_{11} , które mają barwę zielonkawo-seledynową, biotyty okiem nieuzbrojonym nie obserwujemy i skała ma charakter drobnopelityczny i „rozłożony”. Pobrana próbka z łupków (nr 191) wykazała tutaj następujący zespół mikrofauny aglutynującej (oznaczenia St. Gerocha):

* R — 3-5 okazów w analizowanej próbce

F — 6-10

C — 10-25

A — ponad 25

„ „ „
„ „ „
„ „ „

<i>Rhabdammina</i> ex gr. <i>discreta</i> Brady	R
<i>Saccamina placenta</i> (Grzyb.)	R
<i>Hyperammia grzybowskii</i> Dylaż.	
? <i>Dendrophrya</i>	F
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzyb.)	F
<i>Ammodiscus</i> ex gr. <i>incertus</i> (d'Orb.)	R
<i>Glomospira gordialis</i> (J. & P.)	R
<i>Trochamminoides</i>	
<i>Haplophragmoides</i>	A
<i>Recurvoides</i>	
<i>Thalmanammia subturbinata</i> (Grzyb.)	
<i>Haplophragmoides walteri</i> (Grzyb.)	R
Valvulinidae (<i>Dorothia</i> , <i>Plectina</i>)	A
? <i>Uvigerinammia jankó</i> Majzon	A
<i>Verneuillina</i> sp.	R
<i>Trochammina</i> ex gr. <i>globigeriniformis</i> (J. & P.)	R
<i>Trochammina</i> sp., cf. <i>T. altiformis</i> Cushm. & Renz.	R
„ <i>Reophax</i> “ <i>lenticularis</i> Grzyb.	R
<i>Dens piscis</i>	R

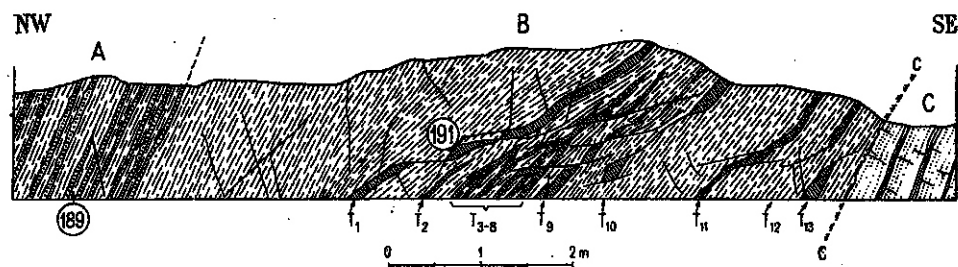


Fig. 1

Odsłonięcie warstw pstrych z tufitami w potoku Grajcarek koło Jaworek

Del. K. Birkenmajer

A — warstwy pstre bez tufitów (łupki z wkładkami piaskowców); B — warstwy pstre z tufitami (T_1 - T_{13}); C — warstwy jarmuckie (piaskowce) w kontakcie tektonicznym (c-c)

Liczby oznaczają numery próbek na mikrofaunę

Skład mikrofauny obu pobranych prób (nr 189 i 191) jest zgodny z zespołami otwornic w próbach nr 146 a, b, 153, 157, opisanych z warstw pstrych przez S. Gerocha (w pracy K. Birkenmajera, 5).

C. Wzdłuż powierzchni odwróconego kontaktu tektonicznego do łupków pstrych z tufitami warstwy B przytykają piaskowce warstw jarmuckich łuski południowej z hieroglifami odwróconymi. Są to piaskowce drobno- i średnioziarniste, miejscami zlepieńcowate, na świeżej powierzchni przełamu niebieskawe, na powierzchni wietrzejącej zielonkawe z żółtymi cętkami po wietrzejących okruchach wapieni.

Pozycja stratygraficzna tufitów

W pracy ogłoszonej w roku 1954 wyraziłem pogląd, że „łupki (warstw pstrych) mogą stanowić ogniwo wiążące osłonę kredową pasa skałkowego z fliszem magurskim, który na tej podstawie również może być interpretowany jako dalszy ciąg osłony skałkowej“ (5, s. 22). Badania, jakie przeprowadziłem w roku 1954 na terenie pasa skałkowego między Jaworkami a Szczawnicą, wskazują jednak, że zagadnienie przedstawione w cytacie wygląda inaczej. W terenie tym wyróżnić można bardzo intensywną fazę fałdowań (prawdopodobnie bez wynurzania się ponad powierzchnię morza), która nastąpiła po osadzeniu się warstw jarmuckich i pstrych (z tufitami) a przed utworzeniem się kompleksu fliszu magurskiego. Faza ta swym położeniem na granicy kredy i paleogenu dobrze odpowiada okresowi orogenezy laramijskiej. *Nie może tu zatem być mowy o ciągłości sedymentacyjnej i przechodzeniu osłony górnokredowej w osłonę paleogeńską pasa.* Zyskuje natomiast potwierdzenie pogląd D. Andrusowa (2, i in.) o niezgodnym spoczywaniu paleogenu magurskiego na elementach osłony górnokredowej i serii skałkowych pasa, poprzedzonym orogenezą laramijską.

Warstwy jarmuckie i pstre wraz ze swym starszym podłożem skałkowym (serią braniską) są wielokrotnie złuskwane i ponasuwane wzajemnie na siebie z południa na północ (6). Struktura ta, w której najstarszym ogniwem jest aalen serii braniskiej, najmłodszym zaś — warstwy pstre osłony, przykryta jest niezgodnie przez znacznie słabiej sfałdowany zespół transgresywnego fliszu magurskiego. Najniższym ogniwem tego fliszu, który tutaj wnika głęboko w obręb pasa skałkowego, są odpowiedniki warstw złatniańskich (iprez, por. 5), wyższym jego ogniwem — warstwy hieroglifowe (lokalnie) i gruby kompleks piaskowca magurskiego (eocen wyższy i oligocen?)⁴.

Ze względu na dwudzielność osłony skałkowej okolic Jaworek i Szczawnicy proponowałem ostatnio (6) dla starszego cyklu sedymentacyjnego (warstwy jarmuckie i pstre) nazwę *osłony przedlaramijskiej*, dla młodszego zaś (flisz magurski w obrębie pasa skałkowego: warstwy złatniańskie, hieroglifowe, piaskowiec magurski) — nazwę *osłony polaramijskiej*.

Fałdowania laramijskie w pasie skałkowym między Jaworkami a Szczawnicą są starsze niż transgresywne warstwy złatniańskie (iprez) osłony polaramijskiej i prawdopodobnie zachodziły w paleocenie (fig. 2). Kryterium tektoniczne pozwala na bliższe określenie górnej granicy wie-

⁴ Bliższe udokumentowanie przedstawionych powyżej faktów przeprowadzone będzie w przygotowywanej obecnie przez autora pracy o stosunku fliszu magurskiego do pasa skałkowego.

ku warstw pstrych, co by nie było możliwe do przeprowadzenia na podstawie samej analizy mikropaleontologicznej. Zespół aglutynującej mikrofauny w warstwach pstrych, opracowany przez St. Gerocha, umieściłem w granicach wiekowych: dan-eocen dolny (5). Podstawą do takiego zaliczenia było z jednej strony normalne podłoże stratygraficzne warstw pstrych, którym są warstwy jarmuckie z fauną otwornic mastrychtu, z drugiej zaś strony brak w zespole otwornic, reprezentantów zarówno mastrychtu, jak i środkowego eocenu. Sam zespół nie zawiera form przewodnich i ma charakter przejściowy między kredą a paleogenem. Na podstawie obserwacji stosunków geologicznych w okolicach Szczawnicy i Jaworek można przyjąć, że warstwy pstre reprezentują dan, czy też dan-paleocen.

Wiek		Cykle sedymentacyjne		Fazy fałdowań
eocen	oligocen	?	osłona polaramijska	—
	górny	↑		
	środkowy	plaskowiec magurski i warstwy hieroglifowe		
	dolny	warstwy zlatniańskie		
paleocen				fałdowanie laramijskie
dan		warstwy pstre z tufitami	osłona przedlaramijska	—
mastrycht		warstwy jarmuckie		
kampan-turon		(erozja)		fałdowanie subhercyńskie
cenoman-aalen		skałkowa seria braniska	cykl skałkowy	—

Fig. 2

Położenie tufitów w warstwach osłony pienińskiej pasa skałkowego okolic Szczawnicy i Jaworek

Linia tłusta oznacza kontakt transgresywny; linia przerywana — prawdopodobne granice czasowe ogniw stratygraficznych

Powyższe określenie wiekowe warstw pstrych odnosi się do przypadku, gdy leżą one normalnie na warstwach jarmuckich. W pracy z roku 1954 (l. c.) wspomniałem jednak, że znane mi są w okolicy Frydmana na Polskim Spiszu takie profile, gdzie warstwy pstre leżą normalnie nad utworami fliszowymi z fauną dolno-eoceńską, a więc należałyby one już do zespołu „polaramijskiego”. Wyjaśnienie tego zagadnienia, jako też za-

gadnienia wieku i pozycji sedymentacyjno-tektonicznej tzw. fliszu granicznego sensu stricto (l. c.) pozwoli na stwierdzenie, czy stosunki geologiczne w osłonie pasa skałkowego okolic Jaworek i Szczawnicy powtarzają się także dalej ku zachodowi.

Z przytoczonych rozważań dotyczących wieku i pozycji tektonicznej warstw pstrych okolic Szczawnicy i Jaworek możemy określić stosunek tufitów do orogenezy laramijskiej i ich wiek względny. Ponieważ tufity występują w części stratygraficznie wyższej warstw pstrych i są razem z nimi sfałdowane przez orogenezę laramijską, akt erupcji wulkanicznych, które dały im genezę, należy określić jako primorogeniczny w stosunku do fazy laramijskiej. Wiek erupcji na podstawie przytoczonych rozumowań należy określić jako dan lub dan-paleocen (por. fig. 2).

PORÓWNIANIA I WNIOSKI

Opisane w warstwach pstrych osłony przedlaramijskiej pasa skałkowego tufity są według T. Wiesera (patrz część drugą niniejszej pracy) najprawdopodobniej objawem erupcji podmorskich, gdzie materiał piroklastyczny z jakiegoś oddalonego centrum erupcji został przywleczony przez prądy morskie. Nie można jednak wykluczyć także możliwości nawiania pyłu wulkanicznego. Spośród opisanych we wstępie wystąpień tufitów kredowych i paleogeńskich w Karpatach największą analogię petrograficzną i geologiczną widzimy w skałach tufowych Bachowic opracowanych ostatnio petrograficznie przez T. Wiesera i geologicznie przez M. Książkiewicza (27, 12, 13).

W osiowej części geosynkliny Karpat zewnętrznych, gdzie w ciągu jury istniał sedymentacyjny rów geosynklinalny (rów Bachowic), nastąpiło wydźwignięcie i najprawdopodobniej sfałdowanie w kredzie środkowej (Książkiewicz, 12). W pozostałej części geosynkliny Karpat zewnętrznych panowały nieprzerwanie pomyślne warunki sedymentacji, z wyjątkiem kilku podłużnych stref, gdzie wynurzyły się grzbiety krystaliczne z cienką powłoką wapieni rafowych tytonu (sztramberskich). Grzbiet bachowicki został ponownie zalany przez transgresję cenomańską lub turońską i w konsekwencji tworzyły się tutaj w turonie i senonie wapienie globotruncanowe. W tej strefie Bachowic i przylegającej do niej od południa strefie podśląskiej działalność wulkaniczna rozpoczęła się od podmorskich prawdopodobnie wylewów spilitów i bazaltów, zakończyła się zaś intruzjami porfirytów i ekstruzjami tufów dacytowych. Ekstruzje tufowe i nieco od nich starsze wylewy spilitowo-bazaltowe, które można traktować jako kampańskie lub nieco tylko późniejsze, pozostają w związku z rozpoczynającą się na terenie Karpat orogenezą laramijską, lecz mogą także być produktem końcowym orogenezy środkowo-kredowej (13).

Produkty wulkanizmu bachowickiego znalazły się na wtórnym złożu w utworach paleocenu (czy też danu-paleocenu) przylegającej do nich od południa strefy podśląskiej w związku z ponownym wydźwignięciem (laramijskim) i erozją kordyliery (l. c.). Jest prawdopodobne, że działalność wulkaniczna, która w Karpatach zewnętrznych rozpoczęła się w senonie, trwała też w ciągu danu (czy też danu-paleocenu). Jej produktem mogą być tufity warstw pstrych pienięskiego pasa skałkowego okolic Jaworek wieku pomastrychckiego a przed-dolnoeocenijskiego, opisane w niniejszej pracy, oraz zajmujące, jak się zdaje, analogiczną pozycję tufy w „Trochamminoiden-Schichten“ w Gernyes⁶. Znaleźnienie tufitów w warstwach granicznych kredy i paleogenu płaszczowiny śląskiej, płaszczowiny podmagurskiej (w interpretacji M. Książkiewicza 12, s. 15) i magurskiej, byłoby ważnym potwierdzeniem regionalności zasięgu wpływów erupcji bachowickich.

Wulkanizm górnokredowy zewnątrzkarpacki typu bachowickiego miał zapewne większe rozprzestrzenienie, o czym mogą świadczyć tufy w marglach globotruncanowych senonu rumuńskich Karpat fliszowych, znalezione przez M. Filipescu (7). Podobnego wieku są porfiryty Lanckorony i Sułowa koło Wieliczki, tufity porfirytowe Bugaja, andezyty i dacyty strefy Żegocina-Rajbrot (por. 8) i, być może, górnokredowe wulkaniczne skały Czarnohory, opisane przez Zb. Sujkowskiego (22). Komagmatyczne, jak przypuszczają M. Książkiewicz i T. Wieser (13), mogłyby też być intruzje pokładowe cieszynitów z serii śląskiej Karpat Zachodnich.

Odrębną natomiast prowincję wewnątrzkarpackiego wulkanizmu zdają się tworzyć górnokredowe oliwinowe diabazy i augitowe porfiryty Vihorlatu i Gór Paproćny (por. M. Kuthan, 15). Za objaw wulkanizmu związanego z orogenezą laramijską w tej prowincji są też uważane intruzje kominowe augitytowych law i brekcji tufowych (por. Andrusow, 1, s. 44, 107), które przebiegają trias, jurę i neokom przede wszystkim serii manińskiej (wierchowej) oraz dogger i malm serii czorsztyńskiej z pokry-

⁶ Miejscowość Gernyes (nazwa węgierska) jest położona na austriackiej mapie Szatmár-Németi (Satu Mare, Rumunia), 41°, 48°, 1 : 200 000 (wydanej przez K. K. Militär-geographisches Institut z dn. 28.VI.1910) w odległości około 6 km na SW od Draho (Kövesliget) w obrębie pienięskiego pasa skałkowego. Obecna nazwa wsi Gernyes nie jest mi znana; między I i II wojną światową należała ona do Czechosłowacji (Podkarpacka Ruś), obecnie należy do ZSRR (Ukraina Zakarpacka).

„Trochamminoiden-Schichten“ z Gernyes, sądząc z opisu litologicznego i podanej przez L. Majzona fauny (17, s. 104, 158), są pełnym odpowiednikiem warstw pstrych Pienin. Co prawda nie zostały w ich sąsiedztwie opisane dotychczas warstwy jarmuckie, które jednak we wschodniej części pasa skałkowego występują, sądząc z okazów znajdujących się w zbiorach Instytutu Geologicznego w Warszawie (nr inw. 77.II.179, coll. H. Świdziński 22.IX.1933), pochodzących z Hanušoviec nad Toplą.

wą margli puchowskich (mastrycht) osłony skałkowej doliny Wagu (4, 29). Tutaj można by także zaliczyć „andezytowe“ (augitytowe?) lawy i brekcje tufowe, przebijające malm serii czorsztyńskiej, i margle puchowskie w okolicach Nowosielicy w Zakarpackiej Ukrainie (A. Matějka, 18), chociaż według opinii Andrusowa (3, s. 36) miałyby one być wieku tyfoniańskiego.

Do odrębnego starszego cyklu wewnątrzkarpackiego należą werfenskie melafiry serii reglowej oraz neokomskie limburgity serii wierchowej opracowane ostatnio petrograficznie przez Zorkovský'ego (29), a także piaskryty z tzw. pienińskiego pasa skałkowego okolic Wiednia (Pienninische Klippenzone u F. Trautha), którym H. Küpper (16) przypisuje wiek albski.

W trzeciorzędzie centra eruptywne Karpat zewnętrznych zamierają, ożywa natomiast na nowo działalność wulkaniczna w Karpatach wewnętrznych, której pierwsze produkty znane są z bartonu i rupelu Matry i Gór Bukowych (Bükk), neogeńskie zaś i nawet plejstocieńskie eruptywy zajmują wielkie obszary w centralnej i wschodniej Słowacji, Zakarpackiej Ukrainie, Rumunii i na Węgrzech. Pyły wulkaniczne z tego regionu rozprzestrzeniały się w geosynklinie fliszowej Karpat zewnętrznych (por. 14) dając utwory tufitowe łupków menilitowych czy warstw krośnieńskich, a później tufity miocenu perykarpackiego.

*Pracownia Geologiczno-Stratygraficzna
Polskiej Akademii Nauk w Krakowie
Kraków, w maju 1955 r.*

Część petrograficzna

(napisał T. Wieser)

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TUFITÓW

Tufity warstw pstrych pienińskiego pasa skałkowego są słabo spójnymi skałami, dającymi się łatwo rozkruszyć nawet w palcach. Wodę chłoną chciwie; zanurzone w niej szybko rozpadają się na piasek i drobną zawiesinę.

Z pomiarów granulometrycznych wynika, że składają się one z piasku drobnego- i średnioziarnistego (przeciętnie 0,25-0,3 mm średnicy, najwyżej 0,5 mm) zlepionego ilastym spoiwem powłokowym, a także podstawowym i porowym. Struktura tufitu jest — z uwagi na przewagę ilościową „kryształów“ — krystaloklastyczną, biorąc natomiast pod uwagę stosunki wielkościowe ziarn — psamitową. Tekstura może być określona jako bezkierunkowa i porowata do prawie luźnej.

Składniki gruboklastyczne są w dużej przewadze natury piroklastycznej. Spoiwo żelazisto-ilaste jest w części pochodzenia terygenicznego, częściowo zaś powstało na drodze rozkładu piasku wulkanicznego w wa-

runkach podmorskiego wietrzenia. Mineralogicznie na frakcję psamitową składają się: plagioklaz, ortoklaz, kwarc, biotyt, nie licząc fragmentów skał porfirowych i mułkowcowych.

SKŁADNIKI MINERALNE TUFITÓW

Skalenie. — Plagioklaz, podobnie jak i ortoklaz, ma kontury ostrokrawędziste, lub też nieznacznie, w wyniku przeobrażeń chemicznych, zaokrąglone. Pokrój plagioklazu jest grubotabliczkowy do izometrycznego, w ortoklazu zaś niekiedy wyraźnie słupkowy według osi *a*. Dość często spotykane, prawie euhedralne wykształcenie skaleń (zwłaszcza ortoklazu) dowodzi, że przed dezagregacją skał macierzystych tworzyły one fenokryształy. Plagioklaz zbliżniaczony jest według prawa albitowego, karlsbadzkiego i wyjątkowo peryklinowego, natomiast ortoklaz nie wykazuje zazwyczaj budowy bliźniaczej. Obserwowana również w plagioklazach budowa zonalna jest stosunkowo słabo zaznaczona (do 2° lub 3° różnicy w kątach znikania partii jądrowych i peryferycznych ziarn). Wartości kątów znikania pomierzone na stoliku uniwersalnym metodą pasową Rittmanna i Eberta wahają się w granicach 25°-27°, co odpowiada maksymalnej zawartości substancji anortytowej do 50% (lub 40% w odmianach wysokotemperaturowych). Oba skalenie są na ogół w małym stopniu przeobrażone w produkty wtórne takie jak hydromiki, znacznie zaś rzadziej (plagioklaz) — w kalcyt. Przeobrażenie w hydromikę i, w dalszym stadium, w kaolin, przebiega tu wyraźnie od zewnętrznej powierzchni ziarn, rzadziej zaś w formie żyłek korzystających po części z płaszczyzn łupliwości. Produkty przeobrażeń tworzą wokół ziarn dość regularne powłoki, przypuścić więc należy, że genetycznie wiążą się one z wietrzeniem podmorskim. Delikatne powłoki minerałów ilastych wyłączają możliwość powstania ich w okresie poprzedzającym sedymentację tufitu. Środowisko, w którym odbywała się depozycja materiałów piroklastycznych, było stosunkowo kwaśne i dobrze przewietrzane (utleniające).

Kwarc. — Kwarc, w porównaniu ze skaleniami, należy do znacznie mniej licznych składników tufitu. Jest on przypuszczalnie tylko w drobnym procencie pochodzenia piroklastycznego. Silne znikanie faliste i budowa mozaikowa widoczna w większości ziarn wskazują, że materiałem wyjściowym były w tym przypadku skały metamorficzne (kataklazyty). Obwódki hydromikowych na ziarnach kwarcu nie zauważono.

Biotyt. — Wyjątkowo pospolity w tufitach biotyt jest jedynym w nich przedstawicielem minerałów femicznych. Znamionuje go wysoki idiomorfizm tabliczek opatrzonych często wyraźnie euhedralnymi, pseudoheksagonalnymi ograniczeniami oraz znaczny stopień przeobrażeń chemicznych. Te przeobrażenia polegają tu przede wszystkim na hydratyza-

cji, tj. przechodzeniu w hydrobiotyt, oraz na wyługowaniu alkaliów i niektórych metali, towarzyszącemu przeobrażeniu w odmiany kaolinu. Przejście w hydrobiotyt połączone jest z redukcją barw absorbcyjnych, pleochroizmu (X — żółtawy, Y, Z — zielonawo-brunatny) oraz dwójłomności. W dalszym stadium przemian chemicznych kaolinizację poprzedza niekiedy pojawienie się licznych ziarenek rud (opacytyzacja), znacznie obniżających przezroczystość blaszek miki. W końcowym jednak stadium tlenki Fe ulegają również wyługowaniu i produkt przeobrażeń staje się bezbarwnym i przezroczystym. Własności optyczne, jak: dwójłomność $0,007$, $n_z = 1,653$ i kąt osi optycznych $2V_x = 0^\circ-25^\circ$, świadczą, że jest to pośrednia pomiędzy kaolinitem i bauerytem odmianą kaolinu bogatego w krzemionkę, zwana anoksytem (p. 28). Przeobrażenie w anoksyt, tworzący pierzaste skupienia blaszek, odbywa się w sposób zorientowany, zgodnie z płaszczyznami sieciowymi (001) i połączone jest ze zmianami objętościowymi. W wyniku tych ostatnich naprzemianległe z anoksytowymi nieprzeobrażone łuski hydrobiotytu ulegają wygięciom, rozszczepieniom i innym deformacjom.

Minerały akcesoryczne. — Wśród minerałów akcesorycznych bardzo liczne są rudy, a zwłaszcza hematyt. Grubosłupkowy, rzadziej długopryzmatyczny apatyt jest również stosunkowo bardzo pospolitym składnikiem tufitu, zarówno w postaci wrostków w „kryształach“, jak i w odizolowanych osobnikach. Cyrkon natomiast należy tylko do składników sporadycznych.

Ciasto skalne. — Fragmenty ciasta skalnego skał porfirowych są znacznie mniej częste w porównaniu z „kryształami“ (średnio w stosunku 1 : 25). Charakterystyczna dla tej odmiany materiału piroklastycznego jest dość silna impregnacja okruchów lawy o typowo felzytowej budowie związkami żelaza (drobno rozsianym hematytem).

WNIOSKI I PORÓWNIANIA

Rodzaj ciasta skalnego, a przede wszystkim stosunki ilościowe ferrytów i salicytów składników frakcji „kryształowej“ oraz skład chemiczny skał alkaliczno-wapiennych przemawiają za *granodiorytowym chemizmem macierzystej magmy*.

Silny stopień dezagregacji lawy, przejawiający się w bogactwie często euhedralnych „kryształów“, brak resztek szkliska i obwódek opacytowych na biotytach pozwalają ponadto wnioskować, że materiał ten pochodzi raczej z erupcji podmorskiej. Bezpośrednich jednak dowodów w formie np. asocjacji z wapieniami i jaspisami straconymi chemicznie nie mamy. Przypuścić więc należy, że miejsce sedimentacji tufitu znajdowało się w pewnym oddaleniu od centrum erupcji, tj. poza zasięgiem od-

działywania czynników fizyczno-chemicznych, towarzyszących wybuchom wulkanicznym, oraz że materiał piroklastyczny przywleczony był przez prądy morskie.

Gdy porównujemy powyższy opis tufitu z innymi znanymi z literatury, nasuwa się nam w sposób sugestywny analogia ze skałami tufowymi z obszaru Karpat północno-zachodnich, opracowanymi niedawno przeze mnie (27). Spotykane tam w rejonie Bachowic tufy i tufity porfirytowe w łączności z lawami spilitowymi mają wyraźnie zbliżony skład mineralogiczny.

Zakład Geologii Kruszców
Instytutu Geologicznego
Warszawa, w maju 1955 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. ANDRUSOV D. *Geologie Slovenska (Géologie de la Slovaquie)*. Orbis, Praha 1938.
2. ANDRUSOV D. *Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Č. III: Tektonika (Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales, III-e partie: Tectonique)*. — Rozpr. Štat. Geol. Úst. Č. S. R., sv. IX. Praha 1938.
3. ANDRUSOV D. *Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Č. IV a V: Stratigrafia doggeru, malmu a kriedy*. — Práce Štat. Geol. Úst. Č. S. R., sv. 13. Bratislava 1945. — *Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes Occidentales*. — Geol. Práce Slov. Akad. Vied. a Umení, sv. 34. Bratislava 1953.
4. ANDRUSOV D. & ZOUBEK V. *O výskytu andesitové brekcie u Štěpnice západně Púchova v útesovém pásmu v Pováží (Sur le gisement d'une brèche andésitique près Štěpnice à l'ouest de Púchov dans la zone des Klippes de la vallée du Váh)*. — Věstn. Štat. Geol. Úst. Č. S. R., r. V. Praha 1929.
5. BIRKENMAJER K. *O wieku tak zwanych margli puchowskich w Pieninach na tle stratygrafii osłony pasa skałkowego (On the age of the so-called „Púchov marls” in the Pieniny, Central Carpathians, and stratigraphy of the Pieniny Klippen-belt mantle)*. — Biul. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), 88. Warszawa 1954.
6. BIRKENMAJER K. *Nowe dane o geologii skał magmowych okolic Szczawnicy*. — Prace Muzeum Ziemi (w druku). Warszawa 1956.
7. FILIPESCU M. *Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajăn et du Slănic-Bâsca Mare (Buzău)*. — C.-R. Séances Inst. Géol. Roumanie, no. 23. Bucuresti 1940.
8. GAWEL A. & KSIĄŻKIEWICZ M. *Porfiryty z Karpat Zachodnich (Die Porphyritgesteine aus den Westkarpaten)*. — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XII. Kraków 1936.
9. KREJCI GRAF K. & WETZEL W. *Die Gesteine der rumänischen Erdölgebiete*. — Archiv Lagerst.-Forsch., H. 62. Berlin 1936.
10. KREUTZ S. *Der Granit der Präkarpaten Südwestpolens und seine Beziehung zu den benachbarten Granitmassiven*. — Bull. Int. Acad. Pol. Sci. Lettr., série A, no. 7. Cracovie 1927.
11. KSIĄŻKIEWICZ M. *Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem*. — Reg. geologia Polski, t. I: Karpaty, z. 2: Tektonika, P. T. Geol. Kraków 1953.

12. KSIAŻKIEWICZ M. Evolution of the Carpathian Flysch geosyncline. — C.-R. XIX-me Sess. Congr. Géol. Int. Alger 1952, sect. XIII, II-me partie, f. XIV. Alger 1954.
13. KSIAŻKIEWICZ M. & WIESER T. Upper Cretaceous volcanism in the Carpathian Flysch geosyncline. Bull. Int. Acad. Pol. Sci., Cl. III, vol. II, no. 4. Warszawa 1954.
14. KSIAŻKIEWICZ M. & WIESER T. Occurrence of tuffites in the Krosno beds of the Carpathian Flysch. — Ibidem, vol. II, no. 6. Warszawa 1954.
15. KUTHAN M. Undačný vulkanizmus karpatského orogenu a vulkanologické štúdiá v sev. časti Prešovských hôr (The undation volcanism of the Carpathian orogene and volcanological survey of the northern part of the Prešov Mts.) — Práce Štat. Geol. Úst. Č. S. R., sv. 17. Bratislava 1948.
16. KÜPPER H. Verbindendes und Trennendes an der Alpen-Karpaten Grenze. — Geol. Rdsch., Bd. 40, H. 2. Stuttgart 1952.
17. MAJZON L. Beiträge zur Kenntnis einiger Flysch-Schichten des Karpatenvorlandes mit Rücksicht auf Globotruncanen. — Mitt. Jb. Kgl. Ung. Geol. Anst., Bd. 37, H. 1. Budapest 1943.
18. MATEJKA A. Několik poznámek o vnitřím útesovém pásmu z okolí Novoselice v Podkarpatské Rusi (Quelques remarques sur la zone des Klippes internes des environs de Novoselice en Russie Subcarpathique). — Věstn. Štat. Geol. Úst. Č. S. R., r. V, č. 6. Praha 1929.
19. PETRASCHECK W. Ergebnisse neuer Aufschlüsse im Randgebiete des galizischen Karbons. — Verh. Geol. R.-A. Wien 1909.
20. PETRASCHECK W. Die tertiären Schichten im Liegenden der Kreide des Teschener Hügellandes. — Ibidem. Wien 1912.
21. PETRASCHECK W. Die Kohlenreviere von Ostrau-Karwin-Krakau. — Zschr. Oberschl. Berg- u. Hüttenm. Ver., H. 5-10. Katowice 1928.
22. SUJKOWSKI ZB. Serie szypockie na Huculczyźnie (Les séries de Szypot dans les Karpates Polonaises Orientales). — Prace P. I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. III, z. 2. Warszawa 1938.
23. ŚWIDZIŃSKI H. Kilka spostrzeżeń geologicznych z okolic Seletyna, Bukowina (Quelques observations sur la géologie des environs de Seletyn, Bucovine). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. IX, z. 2. Warszawa 1938.
24. UHLIG V. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen, II Th.: Der Pieninische Klippenzug. — Jb. K. K. Geol. R.-A., Bd. 40, H. 3-4. Wien 1890.
25. UHLIG V. Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, Blatt Szczawnica 1 : 75 000. K. K. Geol. R.-A. Wien 1890 (oraz przedruk polski Akad. Um. Kraków po r. 1906).
26. VJALOV C. S., ŁADYŽINSKIJ N. R. & TKAČUK L. G. Tufitovij gorizont v menilitovoj serii Vostočnych Karpat. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, t. LXXIX, no. 1. Moskva-Leningrad 1951.
27. WIESER T. Skály magmowe Bachowic (The igneous rocks of Bachowice, Western Carpathians). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIII. Kraków 1954.
28. WINCHELL A. & WINCHELL H. Elements of optical mineralogy. N. York 1951.
29. ZORKOVSKY V. Bázické erupčívá u mezozoiku západného a stredného Slovenska (The basic eruptives in the Mesozoic of Western and Central Slovakia). — Práce Štat. Geol. Úst. Č. S. R., sv. 26. Bratislava 1949.

ACTA GEOLOGICA POLONICA

ÉDITION TRIMESTRIELLE

(CONSPECTUS)

Vol. VI

Warszawa 1956

No. 1

К. БИРКЕНМАЙЕР и Т. ВИЗЕР

ТУФИТЫ В ПЕСТРЫХ СЛОЯХ ОБОЛОЧКИ ПЕНИНСКОГО КЛИПОВОГО ПОЯСА (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КАРПАТЫ)

(Резюме)

Авторы описывают биотитово-фельдшпатовые туфиты находящиеся в пестрых слоях оболочки пеннинского клипсового пояса окрестностей Щавицы (Центральные Карпаты, Польша). Исходные породы этих туфитов были гранодиоритового типа. Туфиты образуют 13 прослоек в пестрых сланцах с фауной агглютинированных фораминифер, которую вероятно можно отнести к дану или дано-палеоцену (ср. К. Биркенмайер, 5, 6). *

Наличие туфитов в пестрых слоях пеннинского клипсового пояса свидетельствует о проявлениях внешне-карпатского экструзивного вулканизма, связанного с процессами дарамийского орогенезиса. Туфиты проявляют сходство с сенонскими туфами и туфитами осевой геосинклинальной зоны внешних северозападных флишевых Карпат окрестностей Ланцкороны (8) и Баховиц (12, 13, 27). Вулканическая пыль, которая частично могла происходить от действия подводных извержений, была принесена морскими течениями или же могла быть занесена из центра извержения Баховиц, действующего на пореломе мела и палеогена.

* Цифры курсивом в скобках относятся к списку литературы в польском тексте.

K. BIRKENMAJER & T. WIESER

**TUFFITES FROM VARIEGATED BEDS OF THE PIENINY
KLIPPEN-BELT MANTLE (CENTRAL CARPATHIANS)**

(Summary)

ABSTRACT: Description is given of biotite-felspar tuffites, discovered in variegated beds of the Pieniny Klippen-belt mantle around Szczawnica (Central Carpathians). The tuffites, most probably of Danian or Danian-Paleocene age, are referable to the activity of primorogenic volcanism of the Laramide phase, connected with Upper Cretaceous eruption centres of the axial zone of the External Carpathians geosyncline.

A. G E O L O G Y

(by K. Birkenmajer)

Position of tuffites in the stratigraphic section of the Klippen-belt mantle

In the Pieniny Klippen-belt of Poland (Central Carpathians) near Jaworki (east of Szczawnica) a dozen or so tuffite intercalations have been discovered in variegated beds overlying Jarmuta beds (Maestrichtian). The variegated beds containing tuffite intercalations and marked as section No. 68 in the writer's collections (see fig. 1) are exposed on the right bank of the Grajcarek stream between the villages of Jaworki and Szlachtowa. Sequence of beds, tectonically overturned and recumbent backward to the SE, is here as follows:

A. Argillaceous cherry-red shales, very moderately marly, with markedly fine mica flakes, interbedded by thin intercalations of green hieroglyphic sandstones. The collected sample (No. 189) has revealed the presence of agglutinated foraminifers, with rare specimens of the calcareous type (as determined by St. Geroch), which have been listed on page 4 of the Polish text¹.

B. Argillaceous cherry-red shales, somewhat marly, with markedly fine mica flakes, interbedded by analogous greenish shales (from NW), and with intercalations of tuffites (from SE). The tuffites occur as beds from 1.5 to 10 cm. thick, tectonically disturbed. Their colouration is sea-green, violet-green or variegated. The collected sample (No. 191) has disclosed the presence of agglutinated foraminifers (as determined by St. Geroch) which are listed on page 5 of the Polish text.

¹ The following letter key is used there in specification of microfauna:
R — 3-5 specimens in analysed sample, F — 6-10 specimens, C — 10-25 specimens,
A — over 25 specimens.

CONSPECTUS

The association of microfauna in both samples (Nos. 189 and 191) agrees with that in foraminiferal assemblages recorded in samples No. 146 a, b, 153 and 157, described by Geroch (in: 5)* from variegated beds.

C. Sandstones of Jarmuta beds (Maestrichtian) in a tectonic contact with bed B.

In a paper published in 1954 the present writer expressed the opinion that: „shales (of variegated beds) may constitute a link connecting the Cretaceous mantle with the Magura Flysch (Paleogene). The Magura Flysch may also be regarded ... as a continuation of the Klippen mantle" (5, p. 68). Subsequent field work, however, carried out in 1954 in the Klippen-belt between Jaworki and Szczawnica imparted a different aspect to the above cited problem. To say, we have to do here with a phase of very strong folding succeeding the deposition of the Jarmuta (Maestrichtian) and variegated beds containing tuffites and preceding the formation of the Magura Flysch complex (fig. 2). Due to its position between the Cretaceous and the Paleogene, this phase fits well into Laramide orogeny. Hence any suggestions as to the continuity of sedimentation and the transition of the Upper Cretaceous mantle into the Paleogene mantle of the belt must be excluded. A confirmation is given to the view held by D. Andrusov (2) as to the unconformity of the Magura Paleogene sediments with those of the Upper Cretaceous mantle and the Klippen series within the Pieniny Klippen-belt.

Laramide folding in the Klippen-belt of the here considered area had most probably taken place during the Paleocene. Tectonic criterion also makes possible the determination of the upper age limit of variegated beds, recently referred by the writer to Danian-Lower Eocene (5). On the base of field observations of the geologic pattern in the vicinity of Szczawnica and Jaworki the age limit of variegated beds containing tuffites may now be confined to the Danian, eventually Danian-Paleocene.

Discussion

The closest petrographic and geologic similarities borne by tuffites here considered are those to the tuff deposits of Bachowice and the adjacent area of the sub-Silesian series. The volcanism of Bachowice may be referable to the Laramide orogeny commenced within the Carpathian Mts., but it is also admissible that it is the final outcome of the Middle Cretaceous orogenic movements (M. Książkiewicz & T. Wieser, 13). It would seem quite probable that volcanic activities started during the Senonian in the External Carpathians had continued as well during the Danian or the Danian-Paleocene. These activities may actually be responsible for the formation of the tuffites in the variegated beds of the Pieniny Klippen-belt near

* Figures in *italics* in brackets refer to literature quoted in the Polish text. Drawings, tables and plates — see also the Polish text.

Jaworki and that of the „Trochamminoiden Schichten“ tuffs of Gernyes, seemingly occupying an analogous position*.

Within the External Carpathians the Upper Cretaceous volcanism of the Bachowice type had probably spread more widely, as is indicated by tuffs in Senonian *Globotruncana* marls within the Flysch Carpathians of Roumania (M. Fillipescu, 7). Similar in age are the porphyrites of Lanckorona and Sułów (Western Carpathians), porphyritic tuffites of Bugaj, andesites and dacites of the Żegocina-Rajbrot zone (cf. 8) as well as probably Upper Cretaceous eruptive rocks of Czarnohóra (Eastern Carpathians) described by Z. Sujkowski (22). As suggested by M. Książkiewicz and T. Wieser (13) sill teschinite intrusions in the Silesian series of Western Carpathians may also be considered co-magmatic.

An independent province of volcanic activities consists of Upper Cretaceous olivine diabases and augite porphyrites of Vihorlat and Papročny Mts. in Czechoslovakia (cf. M. Kuthan, 15). Volcanism connected with Laramide orogeny in this province is also held responsible (1, pp. 44, 107) for intrusions of augite lavas and tuffite breccias cutting through the Triassic, Jurassic and Neocomian in the first place of the Manin series (high-Tatric series), and through the Dogger and Malm of the Czorsztyn series roofed by Púchov marls (Maestrichtian) of the Klippen mantle in the Váh valley (4, 29). It is also here that may be assigned the andesite (? augite) lavas and tuffite breccias cutting through the Malm of the Czorsztyn series and the Púchov marls near Novoselice in the eastern part of the Klippen mantle (18), though D. Andrusov (3) is inclined to refer them to the Titonian.

To another and older tectonic cycle within the Carpathian Mts. belong Werfenzian melaphyres of the sub-Tatric series whose petrography has been recently described by V. Zorkovský (29), also picrites from the Pieniny Klippen-belt in the vicinity of Vienna, by Küpper (16) referred to the Albian.

During the Tertiary, eruptive centres of the External Carpathians die out, while volcanic activity of the Internal Carpathians is revived. Its earliest products are known from the Bartonian and Rupelian of the Matra and Bükk Mts. (M. Kuthan, 15), while Neogene and even Pleistocene eruptive covers occupy immense areas in Central and Eastern Slovakia, Trans-Carpathian Ukraine, Roumania and Hungary. Volcanic dusts from this region have spread out over the Flysch geosyncline of the External Carpathians as a source of tuffite rocks. To say, volcanic deposits have been discovered in the Oligocene of Roumania (9, pp. 83, 92), while in the menilitic shales (Upper Eocene) of Bukovina (Seletyn) H. Swidziński.

* The locality Gernyes lies abt. 6 km. to the SW of Draho (Kövesliget) within the Pieniny Klippen-belt; during the interval between World War I and II it belongs to Czechoslovakia, now to the U. S. S. R. On evidence of its lithologic description, and of its microfauna as determined by L. Majzon (17, p. 104, 158) the Gernyes „Trochamminoiden Schichten“ are perfectly equivalent to the variegated beds of Pieniny Mts.

CONSPECTUS

ski (23, p. 226) found intercalations of clay determined as bentonite by Z. Surkowski. Of analogous age are tuffites recorded by O. S. Vjalov, N. R. Ladyžinskij and L. Tkačuk (26) in Eastern Carpathians menilitic shales of the Skole unit, in the vicinity of Dolina, Bolechów etc. In 1954, M. Książkiewicz and T. Wieser (14) discovered tuffites in the Krośno beds (Upper Eocene-Oligocene) of the Silesian series in Western Carpathians.

At length, Neogene activity of volcanic centres within the Internal Carpathians is responsible for tuffites of the peri-Carpathian Miocene³.

*Laboratory of Geology & Stratigraphy
Polish Academy of Sciences, Cracow Branch
Cracow, May 1955*

B. PETROGRAPHY

(by T. Wieser)

Tuffites of variegated beds from the Pieniny Klippen-belt consist of sand with an average 0.25 to 0.3 mm. diameter, attaining a maximum of 0.5 mm., cemented by argillaceous matrix. The texture of the tuffite is crystalloclastic, the structure directionless and from porous to almost loose. Coarse-grained constituents are largely pyroclastic. The psammitic fraction is composed of plagioclase, orthoclase, quartz, biotite, without consideration to fragments of porphyry and siltstone rocks. Plagioclase shows albite Carlsbad twinning, exceptionally of the pericline type, while orthoclase does not as a rule display twinned structure. Zoning is comparatively very poor in plagioclases. Values of extinction angles, measured by means of the universal stage after the Rittmann-Ebert zone method, range from 25 to 27°, which corresponds to the maximum 50 per cent An content (40 per cent content in high-temperature varieties). Both feldspars are weakly altered into hydromicas and much less frequently (plagioclase) into calcite. As compared with feldspars, quartz belongs to the distinctly less abundant constituents of tuffite. Probably only its very unimportant per cent content is of pyroclastic origin. Strong undulatory extinction and a mortar texture pattern in the majority of grains indicate that metamorphic rocks (cataclasites) were here the source-material. Biotite, so common in tuffites, is the only representative of femic minerals. It is characterised by excellent idiomorphism of flakes, frequently displaying distinct euhedral pseudohexagonal boundaries and rather strong chemical changes. Transition into hydro-biotite is observable connected with a reduction in absorption colours, pleochroism $X = \text{yellow}$, $Y Z = \text{greenish-brown}$, and birefringence. In further stages of chemical changes opacifi-

³ Tuffites once described by W. Petrascheck (21, p. 371, 19, p. 370, 20, p. 80) from the „Subbeskidische Alttertiär“ most probably also belong to the Miocene (comp. 11, pp. 311-315, 358, fig. 83, table XXXII).

cation sometimes precedes kaolinization. In the final stage the substance experiencing alterations becomes colourless and translucent, with the optical properties of anoxite: birefringence = 0.07, $n_z = 1.653$ and $2V_x = 0^\circ-25^\circ$. Among accessory minerals, ores, particularly so hematite, are most numerous. Apatite too, belongs to the relatively common constituents of tuffite, both as inclusions in „crystals“ and as isolated individuals. Zircon, on the contrary, is but a rare constituent. Fragments in matrix of porphyry rocks are distinctly less frequent as compared with „crystals“ (an average 1 to 25 ratio). A key character of this variety of pyroclastic material is rather strong impregnation by iron compounds (finely dispersed hematite) of fragments of lava showing typically felsitic texture.

The quality of matrix and above all the quantitative ratio of the femic and salic components of the „crystalline“ fraction, as well as chemical composition of plagioclases are all in favour of granodiorite chemism of the parent rock. Strong granulation of lava, revealed by the abundance of frequently „euhedral“ crystals, the lack of glass remnants and of opacite rims in biotites, all suggest that the studied material is referable rather to submarine eruptions. From the mineralogical aspect, tuffites here considered come very near to the porphyry tuffites of Bachowice (27).

*Laboratory of Ore Geology
Institute of Geology
Warsaw, May 1955*

CONSPECTUS

DESCRIPTION OF FIGURES IN THE POLISH TEXT

Fig. 1 (p. 5)

Exposure of variegated beds with tuffites in the Grajcarek stream near Jaworki
Del. K. Birkenmajer
 A variegated beds without tuffites (shales with sandstone intercalations), B ditto
 with tuffites (T₁-T₁₃); C Jarmuta beds (sandstones) on tectonic contact (c-c)
 Numbers refer to samples analysed for microfauna

Fig. 2 (p. 7)

Position of tuffites in beds of the Pleniny Klippen-belt mantle near Szczawnica
 and Jaworki. Thick line refers to transgressive contact; interrupted line to probable
 time boundaries of stratigraphic links

Age		Cycles of sedimentation		Folding phase
Eocene	Oligocene	?↑ Magura sandstone and hieroglyphic beds	post-Laramide mantle	
	Upper			
	Middle			
	Lower	Zlatne beds		
Paleocene		Laramide folding		
Danian		variegated beds with tuffites	pre-Laramide mantle	
Maestrichtian		Jarmuta beds		
Campanian-Turonian		(erosion)		sub-Hercynian folding
Cenomanian-Aalenian		Branisko Klippen-series	Klippen-series cycle	