

## Tufity z warstw krośnieńskich z Bereków Górnych w Bieszczadach

### I. CZĘŚĆ GEOLOGICZNA <sup>1</sup>

W czasie prowadzenia przeglądowych badań geologicznych w Bieszczadach natrafiliśmy w 1959 r. na występowanie niewielkiej wkładki skał tufogenicznych, które T. Wieser określił jako tufity. Występowania skał tufogenicznych nie były dotychczas notowane z terenu Bieszczad. W pracy tej podano opis litologiczny i petrograficzny oraz omówiono pozycję geologiczną znalezionych ostatnio w tym obszarze tufitów.

#### LOKALIZACJA I POZYCJA GEOLOGICZNA TUFITÓW

Tufity stwierdziliśmy w jednym tylko punkcie, na terenie miejscowości Berehy Górne <sup>2</sup>, w dorzeczu górnego Sanu, między Wetliną a Ustrzykami Górnymi (fig. 1).

Punkt występowania opisywanej skały znajduje się w obrębie strefy zwanej przedpolem fałdów dukielskich lub strefą przeddukielską. Pomiedzy jednostką dukielską (fałdami dukielskimi) a centralną depresją karpacką wypełnioną warstwami krośnieńskimi przebiega tu, jak już wykazał Z. Opolski (1927; 1930; 1933), strefa silnie przełałdowanych warstw krośnieńskich, z wysadami warstw menilitowych, eocenu podmenilitowego (warstw hieroglifowych), a w okolicy Baligrodu (Iuska Bystrego) — także różnych ogniów górnej i dolnej kredy (M. Książkiewicz, 1951; H. Świdziński, 1953; A. Słaczka, 1956; 1959a, b). Strefa ta ma kilka kilometrów szerokości i występuje w obniżeniach morfologicznych ciągnących się między pasmem granicznych szczytów bieszczadzkich a pasmem Połonin (fig. 1).

Na terenie Bereków Górnych, w obrębie strefy przeddukielskiej, występują trzy wyraźne antykliny o skomplikowanej i zmiennej budowie (częściowe złuskiwania, silne przełałdowania partii jądrowych, wsteczne obalenia). Od południa na strefę tę nasunięte są utwory górnej kredy

<sup>1</sup> Część geologiczną tej pracy napisali L. Koszarski i K. Żytko, charakterystykę petrograficzną tufitu — T. Wieser.

<sup>2</sup> Wieś o tej nazwie została zniszczona przez działania wojenne.

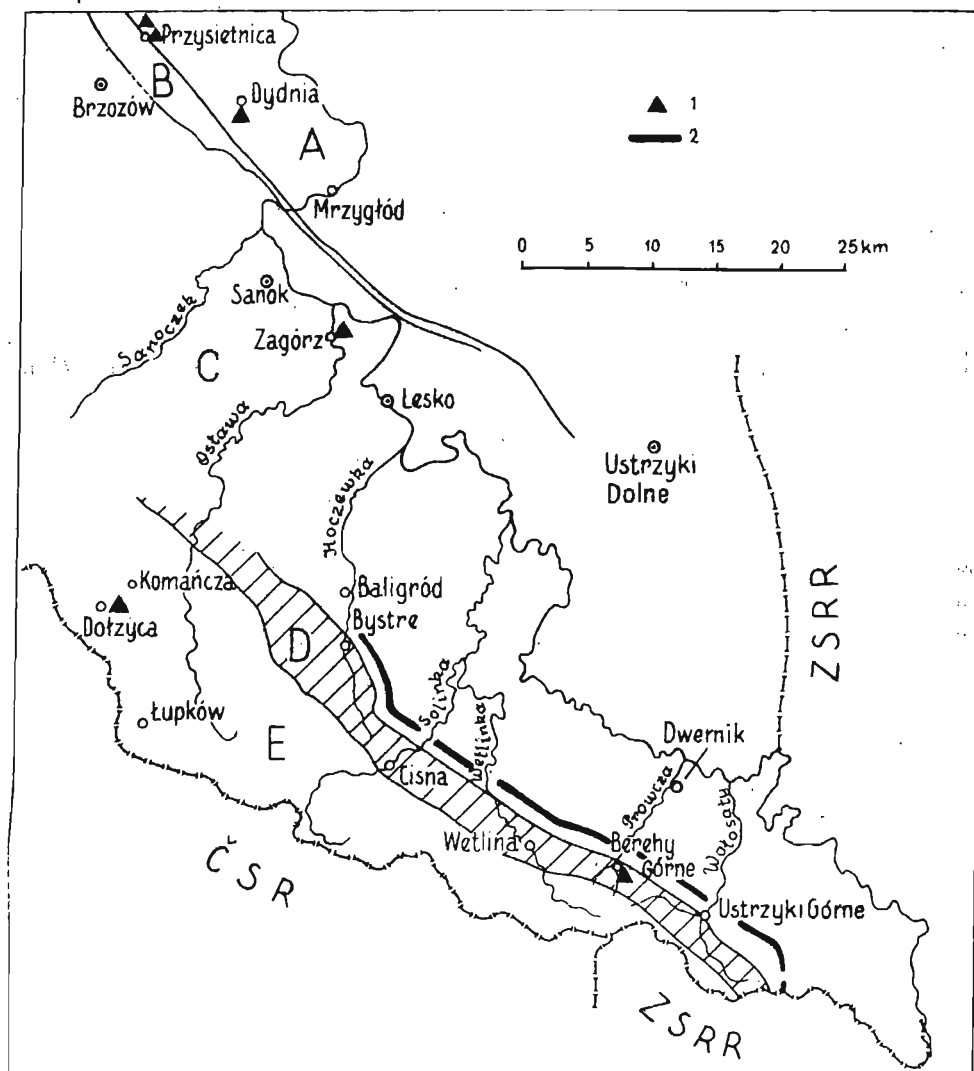


Fig. 1. Rozmieszczenie stanowisk skał tufogenicznych z serii menilitowo-krośnieńskiej (starszych od łupków jasielskich) w Karpatach Środkowych

Distribution of localities of tuffogenic rocks of the Menilite-Krosno series (rocks older than the Jasło shales) in the Middle Carpathians

1 — stanowisko skał tufogenicznych, 2 — główne pasmo Połonin w Bieszczadach; A — jednostka skolska, B — jednostka podśląska, C — jednostka śląska, D — strefa przeddukielska, E — jednostka dukielska

1 — locality of tuffogenic rocks, 2 — main Połoniny ridge in the Bieszczady Mountains, A — Skole unit, B — Subsilesian unit, C — Silesian unit, D — Fore-Dukla zone, E — Dukla unit

jednostki dukielskiej, z których zbudowany jest masyw Małej i Wielkiej Rawki. Od północy kontaktują z nią tektonicznie warstwy krośnieńskie Połoniny Caryńskiej (fig. 2).

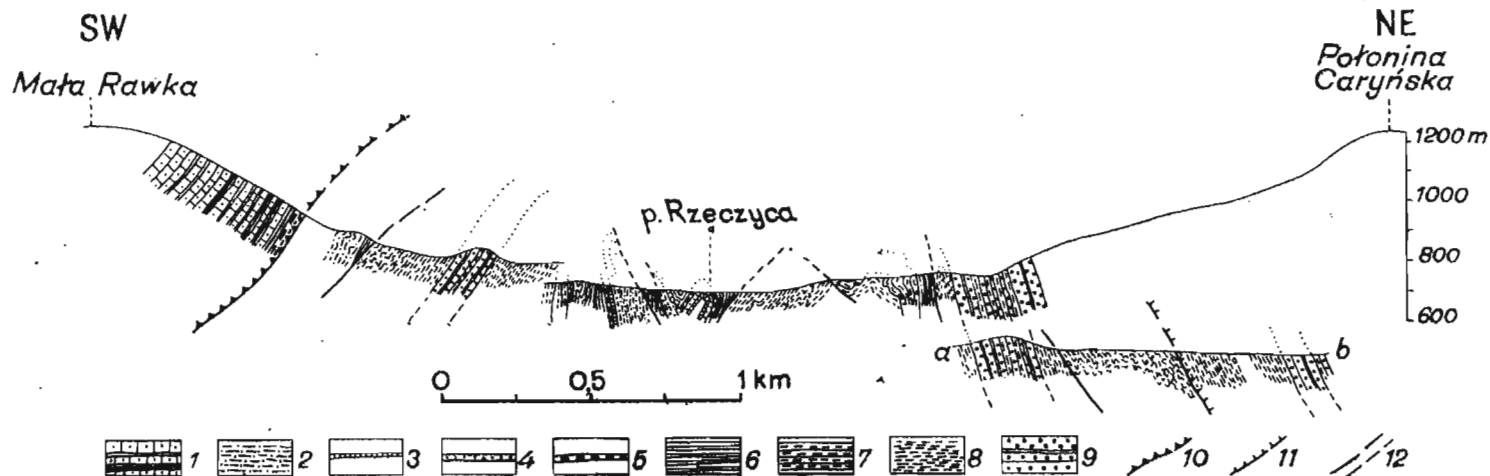


Fig. 2. Przekrój przez strefę przedduklielską między Berehami Górnymi a Ustrzykami Górnymi (a—b — przekrój górnego biegu potoku Prowcza na północ od Berehów Górnych)

Cross-section of the Fore-Dukla zone between Berehy Górne and Ustrzyki Górne (a—b — section across upper course of Prowcza creek, north of Berehy Górne)

1 — seria duklielska: warstwy inoceramowe; 2—9 — seria śląska strefy przedduklielskiej: 2 — warstwy hieroglifowe, 3 — margle globigerynowe, 4 — piaskowce z Mszanki, 5 — rogowce i podrogowcowe łupki menilitowe, 6 — łupki menilitowe, 7 — warstwy przejściowe, 8 — warstwy krośnieńskie — łupki i piaskowce skorupowe, 9 — warstwy krośnieńskie — piaskowce grubotawicowe, 10 — nasunięte jednostki duklielskiej, 11 — granica strefy przedduklielskiej i centralnej depresji karpackiej, 12 — złuszkowania w obrębie strefy przedduklielskiej

1 — Dukla series: Inoceraman beds; 2—9 — Silesian series of Fore-Dukla zone: 2 — hieroglyphic beds, 3 — Globigerina maris, 4 — Mszanka sandstones, 5 — silices and subsilices menilite shales, 6 — menilite shales, 7 — transition beds, 8 — Krosno beds — shales and corrugated sandstones, 9 — Krosno beds — thickbedded sandstones, 10 — overthrust of Dukla unit, 11 — boundary between Fore-Dukla zone and Central Carpathian Depression, 12 — scales within Fore-Dukla zone

Tufity występują w obrębie środkowej największej antykliny, w której w dorzeczu potoku Rzeczyca, między Berehami Górnymi a Ustrzykami Górnymi, ukazują się kolejno następujące ogniwa: 1) warstwy hieroglifowe z wkładkami gruboławicowych, kwarcytowych piaskowców, z cienkim poziomem żółtych i zielonawych margli globigerynowych w stropie, 2) podrogowcowe łupki menilitowe z wkładką gruboławicowych, ciemnopopielatych, brunatno wietrzejących, twardych piaskowców, odpowiadających swą pozycją piaskowcom z Mszanki, 3) rogowce i margle krzemionkowe, 4) łupki menilitowe z wkładkami ciemnych kwarcytowych piaskowców, 5) warstwy przejściowe (popielate łupki margliste typu krośnieńskiego poprzekładane ciemnoczekoladowymi łupkami typu menilitowego i często cienkimi, mikowymi, popielatymi piaskowcami skorupowymi), 6) warstwy krośnieńskie. Te ostatnie wykształcone są przede wszystkim w facji łupków i mułowców z cienkoławicowymi piaskowcami skorupowymi. Podrzędnie występują w nich wkładki łupków typu menilitowego. W środkowej części profilu warstw krośnieńskich rozwinięty jest kompleks gruboławicowych piaskowców, wśród których występują wkładki łupków ze skorupowymi piaskowcami. Podrzędne wkładki gruboławicowych piaskowców spotyka się też w górnej części profilu warstw krośnieńskich.

Na zachód od górnego odcinka Rzeczycy obniżają się osie drugorzędnych wysadów wspomnianej antykliny, tak że w środkowej części Berehów Górnych, w profilu, w którym występują opisywane tufity, w jądrze tej antykliny nie odsłaniają się już utwory starsze od warstw przejściowych. Warstwy przejściowe i krośnieńskie wykształcone są tu tak samo jak w dorzeczu górnej Rzeczycy.

Środkowa antykлина w profilu Rzeczycy składa się z czterech drugorzędnych wysadów. W profilu Berehów Górnych budowa jądra antykliny jest bardzo skomplikowana i trudna do „odczytania“, z powodu braku ogniw starszych na powierzchni. Budowę tę można obserwować przechodząc wzdłuż głównego potoku (potok Prowca) płynącego przez wschodnią część Berehów Górnych (fig. 2). Powyżej połączenia tego potoku z dopływem z zachodniej części Berehów (przy rozwidleniu drogi z Wetliny do Dwernika i do Ustrzyk Górnych) pojawia się kompleks gruboławicowych piaskowców warstw krośnieńskich należących do północnego skrzydła opisywanej antykliny. Kompleks ten zapada ku północy i zaznacza się w morfologii szeregiem wzgórz na południe od Połoniny Caryńskiej. Wyżej w profilu ukazuje się spod piaskowców gruboławicowych niższa część warstw krośnieńskich, wykształcona w postaci łupków z piaskowcami skorupowymi. W warstwach tych, wykazujących zaburzenia tektoniczne, początkowo hieroglify utrzymują się dłużej niż od południa, podobnie jak w piaskowcach gruboławicowych, w wyższej jednak części potoku warstwy krośnieńskie są bardzo silnie sfałdowane. W tej właśnie strefie, w odległości około 550 m powyżej wspomnianego zbiegu potoków występuje opisywana wkładka tufitów<sup>3</sup>.

Powyżej w profilu opisywanego potoku odsłaniają się w dalszym ciągu warstwy krośnieńskie i dopiero w pobliżu ujścia dużego dopływu z południa (ujście to znajduje się około 350 m nad stanowiskiem tufitów) wi-

<sup>3</sup> Stanowisko tufitów znajduje się w lewym brzegu potoku, około 40 m powyżej ujścia małego bagnałego potoczka spływającego z południa.

doczne są warstwy przejściowe, znaczące najbardziej wypiętrzoną część antykliny<sup>4</sup>. Dalszą część profilu można obserwować w tym właśnie dopływie. W pobliżu ujścia występują tu jeszcze warstwy przejściowe, dalej na południe — najniższa część warstw krośnieńskich w facji łupków z piaskowcami skorupowymi. Początkowo warstwy te są przefalldowane, następnie jednak przefalldowania zanikają i hieroglify utrzymują się od północy. Około 350 m powyżej ujścia tego dopływu zaczynają się gruboławicowe piaskowce warstw krośnieńskich południowego skrzydła antykliny. Pas tych piaskowców uwydatnia się w morfologii jako szereg wzgórz biegnących przez południową część Berehów Górnych. Na piaskowcach gruboławicowych leżą zgodnie łupki z piaskowcami skorupowymi wyższej części warstw krośnieńskich, w których przez dłuższy czas hieroglify utrzymują się w dalszym ciągu od północy.

Jak widać z przytoczonego opisu, w profilu Berehów Górnych opisywaną antyklina ma stosunkowo regularne skrzydła „usztynione“ przez kompleks gruboławicowych piaskowców ze środkowej części występujących tu warstw krośnieńskich. Jądro jej jest natomiast bardzo silnie sfalldowane<sup>5</sup>.

Wkładka tufitów występuje na północ od ukazujących się w jądrze warstw przejściowych, a więc we wtórnie sfalldowanym skrzydle północnym. Na podstawie tego można w sposób ogólny określić pozycję tufitów w profilu warstw krośnieńskich. Występują one w obrębie kompleksu łupków i piaskowców skorupowych, leżącego powyżej warstw przejściowych, a poniżej wkładki gruboławicowych piaskowców, zatem w najniższej części warstw krośnieńskich. W świetle dotychczasowych danych nie możemy jednak określić dokładnej pozycji w profilu oraz miąższości warstw, w których tufity występują.

<sup>4</sup> Na niewielkim odcinku profilu opisywanego potoku, poniżej punktu z tufitami, obserwowaliśmy wśród sfalldowanych łupków i piaskowców skorupowych warstw krośnieńskich bardzo liczne wkładki łupków menilitowych. O ile są to również warstwy przejściowe, a nie większe nagromadzenie wkładek łupków menilitowych w wyższej części warstw krośnieńskich, to środkowa antyklina w profilu Berehów Górnych składa się z dwóch wysadów.

<sup>5</sup> Z przeglądowych obserwacji geologicznych, przeprowadzonych ostatnio między Wetliną a granicą państwa w Wołosatym, wynika, że skomplikowana budowa strefy przeddukielskiej pozostaje w związku z dwustronnymi naciskami tektonicznymi. Południowe wysady (np. południowa antyklina z obszaru Berehów Górnych) są bardzo silnie zgniecione tektonicznie przez nasunięte masy jednostki dukielskiej, północne natomiast zdeformowane zostały przez nasuwające się wstecznie ku południowi masy warstw krośnieńskich Połonin. Na terenie Wetliny, a także między Dołżycą koło Cisnej i Kalnicą, deformacje te wzrastają do tego stopnia, że dochodzi do powstania obalonych wstecznie ku południowi fałdów leżących, o zredukowanym skrzydle północnym. Zachowane południowe skrzydła są jeszcze drugorzędnie sfalldowane, co doprowadziło do powstania w północnej części strefy przeddukielskiej fałszywych synklin i antyklin.

Bardziej regularna budowa środkowej antykliny z Berehów Górnych jest prawdopodobnie wynikiem zrównoważenia się w jej obrębie nacisków z południa i północy. Struktura ta może więc być brana pod uwagę przy poszukiwaniach naftowych. Należy wspomnieć, że w silnie zaburzonej tektonicznie antyklinie południowej na terenie Berehów Górnych natrafiliśmy w kilku punktach na drobne ślady węglowodorów w szczelinach skał. O śladach ropy naftowej stwierdzonych w Ustrzykach Górnych w strefie przedpola fałdów dukielskich wspominał J. Noth (1917, str. 81—82). Istnienie w tej strefie i ocenie skał o korzystnych cechach fizycznych dla akumulacji węglowodorów jest bardzo prawdopodobne wobec stwierdzenia w łusce Bystrego piaskowców łstebniańskich i ciężkowickich (A. Ślaczka, 1956; 1959). Na możliwość występowania złóż ropy naftowej na przedpolu fałdów dukielskich między Ostawą a Hoczewką zwrócił już uwagę A. Ślaczka (1960).

## OPIS LITOLOGICZNY TUFITÓW

W odkrywcze warstw krośnieńskich, w której stwierdzono tufity, zaznacza się wybitna przewaga łupków. Cienkie (do 5 cm) ławice piaskowców stanowią składnik podrzędny. Ławica tufitów, mimo barwy zbliżonej do barwy łupków, wyodrębnia się swym zielonawym odcieniem i odmiennym sposobem wietrzenia od skał otaczających. Składa się ona z drobnych jasnych i ciemnych ziarn mineralnych, przy czym występujące w znacznej przewadze ziarna jasne stanowią tło. Skała nie burzy się z HCl. Ławica tufitów odsłania się na przestrzeni około 2 m. Na tej przestrzeni miąższość jej waha się od 9 do 12,5 cm. Zarówno ławica tufitów, jak i skały otaczające wykazują liczne spękania, przesunięcia i lustra tektoniczne oraz żyłki kalcytu. W samej ławicy tufitowej grubość żyłek waha się od ułamka milimetra do 2 mm grubości. W niektórych partiach ławicy tufitowej są drobne płaszczyny tektonicznego ślizgu równoległe lub nieco skośne do powierzchni ławicy. Zmiany miąższości ławicy są prawdopodobnie związane z tymi przesunięciami.

W pionowym profilu ławicy tufitów zaznaczają się zmiany. Ze względu na silne zwietrzenie i kruchość ławicy tufitów w partii, gdzie ma ona największą grubość, dokładny profil wkładki tufitowej udało nam się zestawić jedynie w przekroju, w którym ma ona tylko około 9 cm (fig. 3).

Ławica tufitowa, jak widać na profilu (fig. 3), składa się z czterech warstw (I—IV).

I. Najniższa warstwa jest wyraźnie frakcjonowana. W dolnej części ziarno jest najgrubsze, ku górze stopniowo zmniejsza się, w części najwyższej nie można makroskopowo wyróżnić poszczególnych ziarn. Przelam skały jest muszlowy, przy czym w dolnej części warstwy powierzchnia przelamu jest silnie chropowata, w górnej, pelitycznej — gładka. Barwa skały jest niebieskawopopielata. Górna część warstwy jest nieco ciemniejsza. Powierzchnie zwietrzałe mają zielonawy odcień (zwłaszcza w górnej części) oraz rdzawopomarańczowe naloty tlenków żelaza. Na kontakcie z podścielającymi łupkami krośnieńskimi część opisywanej warstwy tufitowej (2,5 mm) jest silnie scementowana i ma znacznie ciemniejszą barwę, co wiąże się zapewne z infiltracją roztworów na granicy tufitu i podścielających łupków. Granica ta jest bardzo ostra. Dolna ziarnista część warstwy ma 11÷12,5 mm grubości, część pelityczna — 2÷4 mm.

II. W drugiej warstwie tufitu występuje ziarno znacznie grubsze niż w górnej części warstwy dolnej, przy czym w profilu tej warstwy nie zaznacza się wyraźnie frakcjonowanie. Dolna powierzchnia tej warstwy jest bardzo ostra, nierówna, ma charakterystyczne zagłębienia (fig. 3), które zdają się wskazywać na spełzywanie niezdiagnozowanego materiału. Przelam skały jest muszlowy o chropowatej powierzchni, jednak w górnej części zaznacza się tendencja do rozpadania równoległe do powierzchni ławicy. Barwa jak w warstwie dolnej, z tą różnicą, że występujące po zwietrzeniu naloty tlenków Fe są mniej intensywne i występują tylko w dolnej części drugiej warstwy tufitowej. Miąższość tej warstwy wynosi 39÷41 mm.

Ponad opisaną warstwą występuje cienka warstewka (0,5÷1 mm) ciemnego łupku z drobnymi, rzadkimi blaszkami muskowitu i drobnymi fragmentami zwęglonej flory (fig. 3, a). Warstewka ta ostro odgraniczona

jest od podścielających i nadległych tufitów. Ławica tufitu rozpada się wzdłuż tej warstewki łupku.

III. W dolnej części trzeciej warstwy tufitowej ziarna są nieznacznie tylko grubsze, niż w stropowej części drugiej warstwy tufitu. Ku górze zaznacza się słaba gradacja w uziarnieniu. Dłuższe osie składników są ułożone na ogół równoległe do powierzchni uławicenia. Skala dzieli się równoległe do powierzchni fawicy. Trzecia warstwa tufitu nie różni się barwą od dolnej części ławicy. Po zwietrzeniu nie występują tu jednak naloty tlenków Fe, skała jest jasnoszara, miejscami występują na niej białe wykwitwy. Miąższość 31–33 mm.

Opisana warstwa tufitu kończy się ciemną warstewką (1 mm) łupku ilastego ze szczątkami flory i blaszkami

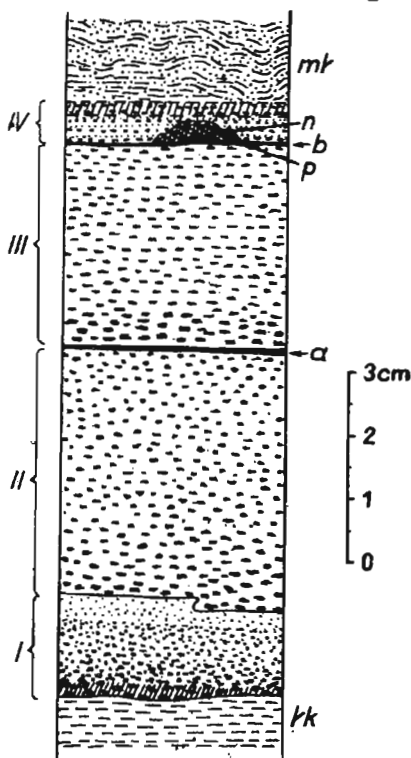


Fig. 3. Profil ławicy tufitów z Berehów Górnych

Section across layer of Berehów Górny tuffites

I–IV — warstwy (rytmy) tufitów, a, b — łupki ilaste z florą, mk — mułowce, lk — łupki margliste, n — zwęglony owoc, p — mułowiec wypełniający zwęglony owoc

I–IV — layers (rhythms) of tuffites, a, b — argillaceous shales with flora, mk — siltstones, lk — marly shales, n — carbonated fruit, p — carbonated fruit filled with siltstone

muskowitu (fig. 3, b). W warstewce tej znaleźliśmy zwęglony, dość duży (15×20×3 mm) owoc ciepłolubnej rośliny. Okaz ten ma obecnie kształt podłużnej miseczki zwróconej stroną wypukłą do góry (fig. 3)<sup>6</sup>.

IV. Czwarta, najcieńsza warstwa tufitu złożona jest z dwóch części. Część dolna (4 mm) nie różni się barwą od niższych warstw tufitu, ma natomiast znacznie drobniejsze ziarno niż górna część trzeciej warstwy tufitowej. Ponadto zaznacza się tutaj delikatna laminacja, uwydatniająca się wyraźnie przy wietrzeniu. W miejscu, gdzie występuje wspomniany fragment rośliny brak jest dolnych laminy tej warstwy (fig. 3), co wskazuje, że ta część tufitu osadzała się pod działaniem słabych prądów. Prawdopodobnie prądy te przemieszczały po dnie materiał wcześniej osadzonych warstw tufitu nie pokrywając osadem powierzchni leżącego na dnie fragmentu roślinnego.

Górną część czwartej warstwy (2,5 mm) stanowi ciemno zabarwiona ilasta skała, w której występują drobne smużki tufitu (fig. 3), co również

<sup>6</sup> Według oznaczenia prof. dr W. Szafera i doc. dr M. Środonłowej, którym na tym miejscu autorzy serdecznie dziękują, owoc ten należy do przedstawiciela rodziny Juglandaceae lub Lauraceae. Bliższe określenie pozycji systematycznej tej rośliny nie było możliwe, ze względu na zły stan zachowania.

świadczy o dalszym przemycaniu materiału piroklastycznego. Warstwa ta jest ostro odgraniczona od podścielającego laminowanego tufitu.

W nadkładzie ławicy tufitowej znajduje się laminowany popielaty mułowiec (3,5 cm), różniący się nieco barwą, zwłaszcza przy wietrzeniu, od mułowców z warstw krośnieńskich. Mułowiec ten ma w sobie smugi piaszczystego materiału. Laminacja jego jest zaburzona (fig. 3). Ponad warstwą mułowca występuje cienka ławica skorupowego piaskowca krośnieńskiego, miąższości 4–9 mm (nie uwidoczniła już na profilu — fig. 3), wyżej — popielate łupki i mułowce warstw krośnieńskich.

#### UWAGI O SEDYMENTACJI MATERIAŁU TUFITOWEGO

Z przedstawionego opisu tufitów można odtworzyć następstwo zjawisk, w wyniku których osadziły się te utwory. Obecność frakcjonalnego warstwowania w trzech dolnych warstwach ławicy tufitu wskazuje na trzykrotnie powtarzające się niezależne procesy depozycji. Mogły one być związane z trzema kolejnymi erupcjami wulkanicznymi, z kolejnym przechodzeniem kilku chmur niosących materiał piroklastyczny lub z kilkukrotnym opadaniem materiału z tej samej chmury. Przeprowadzone badania nad uziarnieniem tufitów (porównaj część petrograficzną) dowodzą, że ta ostatnia możliwość jest najbardziej prawdopodobna. W warstwach I—III brak jest cech, które wskazywałyby na depozycję materiału tufitowego pod działaniem prądów dennych. Badania petrograficzne wykazały jednak obecność domieszki materiału terygenicznego w opisywanych skałach. Dowodzi to, że zawieszona w wodzie składniki terygeniczne opadały na dno jednocześnie z popiołem wulkanicznym.

Z porównania trzech dolnych warstw tufitu wynika, że w warstwach II i III brak jest najdrobniejszej frakcji popiołowej, tj. takiej, jaką zakończyła się sedymentacja warstwy I. To niekompletne wykształcenie drugiego i trzeciego rytmu może być spowodowane przerwaniem sedymentacji materiału popiołowego przez prąd wodny lub powietrzny. Jest też możliwe, że najdrobniejsza frakcja popiołowa osadziła się, ale została erozyjnie rozmyta. Wydaje się to prawdopodobne, zwłaszcza w odniesieniu do warstwy III, gdyż jak wspomnieliśmy, warstwa IV osadziła się pod działaniem prądu dennego i mogła powstać z rozmycia niższej części ławicy.

#### WIEK TUFITÓW Z BEREHÓW GÓRNYCH

Nie mamy bezpośrednich danych do określenia wieku opisywanej wkładki tufitowej z warstw krośnieńskich. O wieku tej wkładki można wnioskować jedynie na podstawie jej położenia w profilu stratygraficznej serii menilitowo-krośnieńskiej.

W serii tej, bardzo zmiennej facjalnie, stałą pozycję stratygraficzną zajmują łupki jasielskie oraz poziomy występujące w jej części najniższej (łupki menilitowe podrogowcowe i rogowce oraz w pewnym stopniu piaskowce podrogowcowe). W spągu tej serii występuje ponadto stratygraficznie stały poziom, jakim są margle globigerynowe. Wszystkie te wskaźniki korelacyjne, z wyjątkiem łupków jasielskich, są obecne w opisywanym profilu stratygraficznym. Z porównania jednak profilu warstw krośnieńskich w Berehach Górnych z położonym bardziej na północ pro-



filem Krywego — Hulskiego (L. Koszarski, K. Żytko, 1960) wynika, że cała seria tych warstw z Berehów Górnych reprezentuje tylko dolną część warstw krośnieńskich, starszych od łupków jasielskich<sup>7</sup>.

Najwyższa część warstw hieroglifowych oraz margle globigerynowe reprezentują dolną część eocenu górnego. Wiek łupków jasielskich określony został na dolny oligocen (S. Jucha, J. Kotlarczyk, 1958; L. Koszarski, K. Żytko, 1959; L. Koszarski, K. Żytko, 1960). Z danych tych wynika, że tufity z Berehów Górnych osadziły się z początkiem dolnego oligocenu lub, co jest bardziej prawdopodobne, z końcem eocenu górnego.

### UWAGI PORÓWNAWCZE

W piśmiennictwie geologicznym znane są już liczne stanowiska (W. Sikora, T. Wieser, J. Żgiet, K. Żytko, 1959) tufogenicznych skał z serii menilitowo-krośnieńskiej. Większość z nich występuje w ogniwach warstw krośnieńskich młodszych od łupków jasielskich. Skały te są więc znacznie młodsze od tufitów z Berehów Górnych. W celu porównania musimy więc wziąć pod uwagę tylko te stanowiska, co do których mamy pewność, że występują między rogowcami menilitowymi a łupkami jasielskimi. Dotychczas znamy pięć takich stanowisk (fig. 1): Dołżyca koło Komańczy, Zagórz, Dydnia i Przysietnica (2 stanowiska z tego samego poziomu).

Skały tufogeniczne z Dołżycy koło Komańczy (A. Ślączka, 1959b; 1959c) stwierdzone zostały w spagowej części warstw krośnieńskich, ponad warstwami przejściowymi (w profilu, w którym łupki jasielskie występują 800 m ponad dolną granicą warstw krośnieńskich). Skały te mogą więc być tego samego wieku co tufity z Berehów Górnych. Jednak brak petrograficznego opracowania tufitów z Dołżycy nie pozwala na stwierdzenie czy jest to ten sam poziom.

Bentonity z Zagórza (I. Gucwa, L. Koszarski, 1959; 1960) występują w warstwach krośnieńskich, w strefie, gdzie mają one bardzo dużą miąższość, bardzo blisko (90 m) łupków jasielskich. Stanowią więc na pewno znacznie młodszy poziom skał tufogenicznych.

Tufy z najniższego poziomu skał piroklastycznych z Dydni (W. Sikora, T. Wieser, J. Żgiet, K. Żytko, 1959) stwierdzono w łupkach menilitowych, które w tej strefie sięgają aż do łupków jasielskich, zastępując facjalnie niższą część warstw krośnieńskich, tuż nad poziomem rogowców. Są więc na pewno starsze od opisywanych w tej pracy tufitów.

Zbentonityzowane tufy z Przysietnicy (W. Sikora, T. Wieser, J. Żgiet, K. Żytko, 1959), stwierdzone w dolnej części łupków menilitowych, które w tej strefie również sięgają bardzo wysoko, mogą być tego samego wieku co tufity z Berehów Górnych. Zupełnie odmienny charakter petrogra-

<sup>7</sup> W okolicy Hulskiego — Krywego, poniżej łupków jasielskich, występuje około 1400 m gruboławicowych piaskowców z grubymi wkładkami łupków i piaskowców skorupowych. Dopiero poniżej tego zespołu warstw występuje gruby (około 500 m) kompleks łupków i cienkich piaskowców skorupowych (z dwoma wkładkami gruboławicowych piaskowców), który najprawdopodobniej odpowiada warstwom krośnieńskim opisywanego odcinka strefy przeddukielskiej. Miąższość warstw krośnieńskich (w których dolnej części występują tufity) i przejściowych można na tym odcinku w przybliżeniu ocenić na około 800 m, a warstw menilitowych — na około 150 m. Z tego wynika, że tufity występują w bardzo dużej odległości od łupków jasielskich, a stosunkowo blisko spągu serii menilitowo-krośnieńskiej.

ficzny skał z tych obydwu miejscowości dowodzi, że tufity z Berehów Górnych stanowią nowy poziom skał piroklastycznych w serii menilito-wo-krośnieńskiej Karpat polskich.

Z innych obszarów Karpat znane są wystąpienia skał piroklastycznych, których pozycja stratygraficzna może być zbliżona do pozycji tufitów z Berehów Górnych. E. I. Wulczyn i J. O. Kuleczycki (1958) podali wiadomość o występowaniu tufów w warstwach przejściowych na południe od Zabiego w Karpatach ukraińskich. Z podobnej pozycji znane jest również występowanie skały tufogenicznej z warstw małcowskich koło miejscowości Giraltivce w Karpatach słowackich (B. Leško, T. Đurkovič, B. Čičel, 1959). Z krótkiej charakterystyki petrograficznej skał z obu tych stanowisk wynika, że tufity z Berehów Górnych różnią się znacznie od skał piroklastycznych z okolic Zabiego i miejscowości Giraltivce i nie mogą być z nimi paralelizowane.

## II. CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA SKAŁY TUFOWEJ

Skała tufowa z Berehów Górnych ma rzadko spotykane w naszych tufach karpackich popielatoszare zabarwienie z wyraźnym zielonawym odcieniem. Zabarwienie to zawdzięcza ona drobno rozproszonemu pirytowi i chlorytowi. Łupkowatość i tekstura gradacyjna są tu słabo zaznaczone. Laminacji nie zauważono. Powierzchnie przełamowe skały są nierówne i w dużym stopniu uwarunkowane obecnością spękań kliważowych i żyłek kalcytowych do 2 mm grubości.

Obraz mikroskopowy skały tufowej jest również osobliwy w porównaniu z innymi tufami karpackimi. Składa się ona bowiem w dużej przewadze nie z ułamków szkliwa, lecz z okruchów ciasta skalnego o strukturze pilotaktytowej do hialopilitowej i teksturze fluidalnej. Prawie trzykrotnie mniej licznie względem tych okruchów występują przedstawiciele frakcji „krystalicznej”. Reprezentują ją przede wszystkim całkowite lub częściowo ułamkowe osobniki skaleni należących do plagioklazów. Błaszki biotyту stanowią natomiast, jak wynika z pomiarów planimetrycznych, średnio zaledwie 0,9% objętości skały. Reszta, to jest około 10—20% objętości skały, przypada na bardzo rzadkie ziarna kwarcu i spoiwo. Tak więc proporcje ilościowe składników decydują o wprowadzeniu określenia „struktura krystalitoklastyczna” zamiast witra- lub krystalowitroklastycznej, właściwej dla niemal wszystkich znanych trzeciorzędowych tufów Karpat fliszowych.

Nie tylko jednak sam materiał pierwotny, najprawdopodobniej andezytowy, lecz także przeobrażenia, którym on uległ, czynią skałę tufową z Bieszczad odmienną od dotychczas poznanych.

Niejednoczesne mgliste ściemnianie światła u plagioklazów, badanych przy nielocach skrzyżowanych, wiąże się, jak wynika z orientacji wektorów optycznych, z ich kompletną albityzacją. Zawartość substancji anortytowej waha się w granicach 0÷1% *An*. Jest to zatem niemal czysty albit. Po pierwotnym plagioklazi zachowały się jedynie zbliżniaczenia; należące do praw: albitowego, manebachskiego, rzadziej esterelskiego (Ala A) i peryklinowego. Obok albityzacji często są widoczne przejawy metasomatozy kalcytowej, pirytowej, a zwłaszcza chlorytowej. Ostatni z wymienionych minerałów jest niemal pozbawiony absorpcji i anizotropii

(dwójłomność bliska 0). Ujemny znak wydłużenia i współczynniki załamania światła wskazują na przynależność chlorytu do penninu (+). Wszystkie wymienione procesy zastępowania plagioklazę zostały przypuszczalnie zapoczątkowane jeszcze przed aktem erupcji i sedymentacji materiału piroklastycznego w postaci propylityzacji law. Jednak obecność tych samych wtórnych materiałów w spoiwie skały tufowej przemawia za działalnością analogicznego procesu również i w czasie diagenety osadu.

W czasie diagenety osadu doszło również do dalszych przeobrażeń minerałów ciemnych, jak amfibolu i biotyty. Pierwszy uległ przy tym zupełnemu zastąpieniu przez piryty, drugi — zachował się w silnie zredukowanej ilości (średnio 0,9% objętości skały). Biotyt, sądząc z obniżonej absorpcji i dwójłomności, uległ hydratyacji, a w niektórych przypadkach — także chlorytyzacji.

Analiza frakcji minerałów ciężkich pozwala wykryć, obok normalnych „ciężkich“ akcesoriów law w postaci apatyty i cyrkonu, również i rutyl oraz granat w stosunkowo dość znacznej ilości. Przemawia to za dosyć sporą domieszką materiału terygenicznego. Obserwować go można bezpośrednio w postaci rzadkich ziarn mułu kwarcowego i substancji ilastych w spoiwie.

Piroklastyczne minerały „ciężkie“ są, jak już wspomniano, reprezentowane przez apatyt i cyrkon. Rudy (hematyt lub magnetyt?), o ile spadły do morza z chmury erupcyjnej wspólnie z apatytami i cyrkonem, to w toku diagenety uległy kompletnej pirytyzacji. Apatyt występuje w anhedralnych i subhedralnych ziarnach o stosunku wydłużenia  $= 1 : 1,5$  do  $1 : 3$ , otrzymanym z pomiarów na ziarnach nie zawsze opatrzonych zakończeniami z obu stron. Tak więc maksymalny stosunek wydłużenia może być większy. Nieliczne ziarna apatyty wykazują pleochroizm:  $\epsilon$  — szary,  $\omega$  — ciemnobrunatny. Inkluzje w bezbarwnych apatytach są bardzo nieliczne. Maksymalna długość słupków apatyty dochodzi do 0,27 mm. Trzykrotnie mniej liczny względem apatyty cyrkon ma postać euhedralnych, rzadziej subhedralnych ziarn o wyjątkowo słabym wydłużeniu  $= 1 : 1,2$  do  $1 : 2,2$ . Niekiedy są to więc niemal izometryczne ziarna. Wśród silnie rozwiniętych ścian terminalnych obecne są obie dwupiramidy  $\langle 111 \rangle$  i  $\langle 311 \rangle$ . Ze ścian słupa przeważa natomiast słup drugiego rodzaju  $\langle 100 \rangle$ . Barwa cyrkonów zmienia się od bladoróżowej z żółtym odcieniem do bladoróżowej z brunatnym odcieniem. Znałe są ponadto bezbarwne osobniki. Wrostki w cyrkonach są nieliczne i należą do szkliwa, cieczy, gazów i mikrolitów apatyty. Wielkość ziarn waha się w granicach 0,07 do 0,15 mm.

Wszystkie podane cechy, a w szczególności skład plagioklazę, pokrój cyrkonu i cechy strukturalne okruchów ciasta skalnego, pozwalają na stwierdzenie, że opisany poziom tufowy z Bieszczad, na podstawie obecnego stanu znajomości, nie ma odpowiednika w Karpatach fliszowych.

Miarowo obniżająca się maksymalna średnica ziarn piroklastycznych (rytm I — 0,33 mm, rytm II — 0,27 mm, rytm III — 0,24 mm i rytm IV — 0,18 mm) i dość spora domieszka materiału terygenicznego dowodzą, że opad z jednej chmury erupcyjnej odbywał się z przerwami w czasie dość ożywionej sedymentacji ilów.

## PIŚMIENICTWO

- GUCWA I., KOSZARSKI L. (1959) — Występowanie bentonitów w warstwach krośnieńskich w okolicy Sanoka. *Prz. geol.*, 7, nr 7, p. 322. Warszawa.
- GUCWA I., KOSZARSKI L. (1960) — Występowanie bentonitów w warstwach krośnieńskich dolnych w Zagórzu koło Sanoka. *Kwart. geol.*, 4, nr 1, p. [181—192]. Warszawa.
- JUCHA S., KOTLARCZYK J. (1958) — Próba nowego podziału stratygraficznego serii menilitowej i warstw krośnieńskich. *Nafta*, 14, nr 8, p. 205—207. Kraków.
- JUCHA S., KOTLARCZYK J. (1959) — Próba ustalenia nowych poziomów korelacyjnych w warstwach krośnieńskich Karpat Polskich. *Acta geol. pol.*, 9, nr 1, p. 55—111. Warszawa.
- KOSZARSKI L., ŻYTKO K. (1959) — Uwagi o rozwoju i pozycji stratygraficznej łupków jasielskich w serii menilitowo-krośnieńskiej Karpat Środkowych. *Kwart. geol.*, 3, nr 4, p. 996—1015. Warszawa.
- KOSZARSKI L., ŻYTKO K. (1960) — Łupki jasielskie w serii menilitowo-krośnieńskiej w Karpatach Środkowych. *Biul. Inst. Geol.*, 154. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1951) — Kreda Karpat Zewnętrznych. *Regionalna Geologia Polski*, 1, nr 1, p. 86—113. Wyd. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- LEŠKO B., ĐURKOVIČ T., ČIČEL B. (1959) — Stopy paleogénneho vulkanizmu na východnom Slovensku. *Geol. prace, zprávy* 16, p. 131—142. Bratislava.
- NOTH J. (1917) — Verbreitung der Erdölzone in der Karpathenländern und die Zukunft der Erdölgewinnung in denselben nach dem Kriege 1914/1915. *Zs. Intern. Verein. Bohringenieur u. Bohrtechniker*. Wien.
- OPOLSKI Z. (1927) — Sprawozdanie z badań geologicznych na ark. Wola Michowa, Lisko, Ustrzyki Górne. *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, 2, nr 1—2, p. 226—242. Warszawa.
- OPOLSKI Z. (1930) — Zarys tektoniki Karpat między Oslawą—Łupkowem a Użoziem—Siankami. *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, 5, nr 3—4, p. 617—658. Warszawa.
- OPOLSKI Z. (1933) — O stratygrafii warstw krośnieńskich. *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, 7, nr 4, p. 565—631. Warszawa.
- SIKORA W., WIESER T., ŽIGJET J., ŻYTKO K. (1959) — Tuff horizons in the Menilite—Krosno series of the flysch Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sc.*, [III], 7, p. 497—503. Warszawa.
- ŚLĄCZKA A. (1956) — Stratygrafia serii śląskiej na przedpolu fałdów dukielskich. *Prz. geol.*, 4, nr 10, p. 459—460. Warszawa.
- ŚLĄCZKA A. (1959a) — Stratygrafia serii śląskiej łuski Bystrego na południe od Baligrodu. *Biul. Inst. Geol.*, 131. Warszawa.
- ŚLĄCZKA A. (1959b) — Stratygrafia fałdów dukielskich okolic Komańczy—Wisłoka Wielkiego. *Kwart. geol.*, 3, nr 3, p. 583—604. Warszawa.
- ŚLĄCZKA A. (1959c) — Nowe dane o rozwoju warstw krośnieńskich w synklinie Bobowej oraz na południe od Tarnawy — Wielopola. *Kwart. geol.*, 3, nr 3, p. 605—619. Warszawa.
- ŚLĄCZKA A. (1960) — Możliwości występowania ropy naftowej na przedpolu fałdów dukielskich między Oslawą a Jabłonkami. *Biul. Inst. Geol.*, 154. Warszawa.

ŚWIDZIŃSKI H. (1953) — Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. Regionalna Geologia Polski. Wyd. Pol. Tow. Geol., 1, nr 1, p. 362—422. Kraków.

ВУЛЬЧИН Е. І., КУЛЬЧИЦЬКИЙ Я. О. (1958) — Нові знахідки туфів у крейдяних і третиньвих відкладах східних Карпат. Допов. Акад. Наук УРСР, № 4, стр. 411—413. Київ.

Лешек КОШАРСКИ, Тадеуш ВИЗЕР, Казимеж ЖИТКО

### ТУФОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В КРОСНЕНСКИХ СЛОЯХ ИЗ БЕРЕГОВ ГУРНЫХ В ВЕЩАДАХ (ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ПОЛЬСКИХ КАРПАТ)

#### Резюме

Туфогенные отложения найдены только в одном пункте, в районе местности Береги Гурне в Вещадах (фиг. 1, 2). Этот район относится к преддукельской зоне, расположенной между дукельским элементом и центральной карпатской депрессией. В преддукельской зоне встречаются сильно смятые в складки кросненские слои, среди которых местами находятся более древние образования.

Кросненские слои преддукельской зоны образованы в форме мощного комплекса сланцев и тонких слоев скорлуповатого песчаника с мощной вкладкой крупнослоистого песчаника. Переходные слои развиты в фашии сланцев и (тонкослоистых) песчаников кросненского типа с многочисленными прослойками менилитовых сланцев. Туфогенные отложения из Берегов Гурных встречаются в самой нижней части кросненских слоев между прослоем крупнослоистых песчаников и переходными слоями. Авторы приходят к выводу, что весь комплекс кросненских слоев преддукельской зоны из Берегов Гурных представляет собой только нижнюю часть кросненских слоев более древних чем ясельские сланцы. На основании положения в разрезе менилитово-кросненской серии относится возраст туфогенных отложений к концу верхнего эоцена, или к нижнему олигоцену.

В районе Берегов Гурных находятся в преддукельской зоне три отчетливые антиклинали со сложным и изменчивым строением. Туфогенные отложения встречены в северном крыле вторично смятой центральной антиклинали, в ядре которой находятся переходные слои. К востоку от Берегов Гурных на поверхности этой антиклинали обнажаются более древние образования (фиг. 3).

Мощность туфогенного пласта изменчива и равняется 9—12,5 см. Пласт состоит из четырех (I—IV) фракционированных слоев (фиг. 4). Между слоями II и III и III и IV отложились тонкие пропластки глинистых сланцев с растительными остатками. Слой IV образовался вероятно под действием донного течения из размыва нижней части пласта.

Туфогенные отложения из Берегов Гурных обладают кристаллолитокластической структурой. Состоят они преимущественно из пропилитизированных обломков цемента породы и редких кристаллов плагиоклазов принадлежащих к альбиту ( $Al_2O_3$  0—1). Фракция тяжелых минералов состоит из апатита и более

редкого циркона с оригинальным, почти изометрическим обликом. Туфогенные отложения подвергались сильному изменению во время диагенезиса (главным образом пиритизации, а также хлоритизации и кальцитизации).

Туфогенный пласт вероятно образовался путем многократного разряжения той же самой тучи нагруженной пирокластическим материалом. На это указывает отсутствие большего количества терригенного материала между отдельными слоями туфогенных отложений и постепенное уменьшение величины зерен кверху всех прослоек, независимо от их градации.

Из анализа стратиграфического положения, своеобразного петрографического состава и изменений в туфогенных отложениях вытекает, что они составляют новый до сих пор не описанный горизонт пирокластических пород в менилитово-кросненской серии.

Leszek KOSZARSKI, Tadeusz WIESER, Kazimierz ŻYTKO

### THE TUFFITES FROM THE KROSNO BEDS AT BEREHY GÓRNE IN THE BIESZCZADY MOUNTAINS (MIDDLE CARPATHIANS)

#### Summary

These tuffites have been discovered at one locality only, on the area of Berehy Górne in the Bieszczady Mountains (Figs. 1, 2). This region belongs to the Fore-Dukla zone, situated between the Dukla unit and the Central Carpathian Depression.

In the Fore-Dukla zone there lie the strongly folded Krosno beds among which locally older sediments appear. These Krosno beds are developed as a thick complex of shales and of thin layers of corrugated sandstones, with a thick intercalation of thickbedded sandstones. The transition beds are developed in a facies of shales and thin sandstones of Krosno type, with numerous intercalations of Menilite shales. The tuffites from Berehy Górne occur in the lowermost part of the Krosno beds, between the intercalation of thickbedded sandstones and the transition beds. The authors conclude that the entire complex of the Krosno beds of the Fore-Dukla zone at Berehy Górne represents merely the lower part of the Krosno beds, older than the Jasło shales. The authors consider the age of these tuffites, on the basis of their position in the vertical section of the Menilite-Krosno series, to be from the end of the Upper Eocene, or from the Lower Oligocene.

Within the Fore-Dukla zone, in the region of Berehy Górne, there occur 3 clearly defined anticlines with a complicated and changing structure. The tuffites appear in the northern limb of the middle, secondarily folded anticline where, in its core, transition beds have been observed. East of Berehy Górne, older sediments occur in this anticline on the surface (Fig. 3).

The thickness of the tuffite bank is varying, amounting to 9 to 12.5 m. This bank consists of four (I to IV) layers with graded bedding (Fig. 4). Between the II and III, and the III and IV layer, thin lamellae of argillaceous shales with flora were deposited. The IV layer was probably formed by the action of a bottom current and might have its origin in the washing down of the lower part of the bank.

The tuffite rock from Berehy Górne shows a crystallolithoclastic texture. In its composition there predominate propylitized fragments of rock mass and — less frequently — crystals of plagioclase, belonging to albite ( $An\ 0-1$ ). The fraction of heavy minerals consists of apatite and, more rarely, of zircon, with an original, almost isometric habit. This tuffite has undergone a strong alteration during its diagenesis (chiefly pyritization, also chloritization and calcitization).

Presumably the tuffite bank was formed by a several times repeated discharge of the same cloud carrying pyroclastic material. This seems to be indicated by the absence of a larger amount of terrigenous material between the individual tuffite layers, as well as by the gradual upward diminution of grain size, found in the bottom part of each layer, regardless of the gradation of the grains.

It appears from the analysis of the stratigraphical position, as well as from the different petrographical composition and the alteration changes of the tuffites, that they represent a new, heretofore not described horizon of pyroclastic rocks in the Menilite-Krosno series.