

Leszek KOSZARSKI, Tadeusz WIESER

Nowe horyzonty tufowe w starszym paleogenie Karpat fliszowych

CZĘŚĆ GEOLOGICZNA ¹

W 1959 r., w czasie badań geologicznych prowadzonych z ramienia I. G. w Karpatach Środkowych, natrafiłem na występowania skał tufogenicznych, które T. Wieser określił jako zbentonityzowane tufy i tufity popiołowo-kryształowe. Skały te stwierdzono w utworach starszego paleogenu serii śląskiej. Reprezentują one dwa nowe horyzonty tufowe we fliszu Karpat polskich.

Starszy horyzont stwierdzono w jednym stanowisku w Gorlicach, wśród tzw. dolnych pstrych łupków (najwyższy paleocen lub pograniczne paleocenu — dolnego eocenu), podścielających piaskowce ciężkowickie. Młodszy horyzont stwierdzono w obrębie poziomu podrogowcowych łupków menilitowych (niższy priabon), w kilku punktach między Ciężkowicami a Brzozowem. Z warstw tych petrograficznie szczegółowo opracowano na razie tufity z jednego stanowiska, z Gąsiorów (przysiółek należący do Rzepienika Biskupiego) koło Ciężkowic.

SYTUACJA GEOLOGICZNA, WIEK I LITOLOGIA TUFÓW Z GORLIC

Stanowisko tufów występuje w południowym skrzydle fałdu Gorlic ², w zachodnim brzegu rzeki Sękówki, około 200 m na południe od mostu, którym przebiega szosa z Gorlic do Dominikowic (fig. 1). W dolinie Sękówki, idąc od północy, odsłaniają się kolejno w niezaburzonym profilu następujące ogniwa zapadające ku południowi: 1) piaskowce istebniańskie górne, szare, gruboławicowe, kulisto wietrzejące z licznymi dużymi konkrecjami cementacyjnymi, przechodzące ku górze w kompleks podobnych piaskowców, ale bez konkrecji (wśród piaskowców występują drobne wkładki ciemnych łupków); 2) łupki pstre dolne (odsłonięte w cokole tarasu na ostrym zakręcie Sękówki, na południe od mostu); 3) piaskowce ciężkowickie, jasne, gruboławicowe, tworzące dwa grube kompleksy rozdzielone wkładką pstrych łupków; 4) warstwy hieroglifyowe z dwiema cienkimi wkładkami łupków pstrych i z horyzontem margli globigeryno-

¹ Część geologiczną tej pracy napisał L. Koszarski, część petrograficzną T. Wieser.

² Budowę geologiczną fałdu Gorlic opisali niedawno H. Świdziński (1950) i J. Oberc (1950). W pracach tych cytowane jest wcześniejsze piśmiennictwo dotyczące geologii tego terenu.

wych w stropie; 5) warstwy menilitowe z piaskowcami magdaleńskimi (w spagu warstw menilitowych występuje poziom podrogowcowych łupków menilitowych, wyżej poziom margli skrzemieniałych ze śladami rogowców); 6) warstwy krośnieńskie dolne.

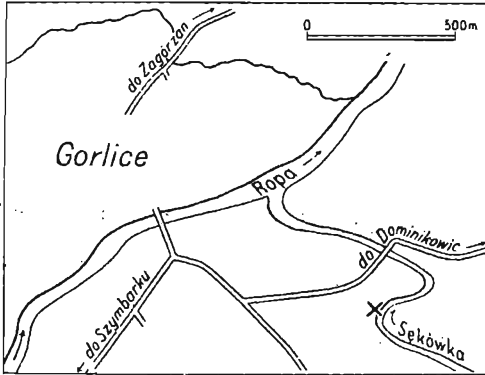


Fig. 1. Szkic sytuacyjny stanowiska tufów w Gorlicach
 x — punkt występowania tufów.
 Diagrammatic map of tuffs occurrence at Gorlice
 x — point of tuff exposure

Opisywany poziom tufowy występuje w środkowej części 50-metrowego kompleksu pstrych łupków dolnych, 22 m ponad ich spagiem (fig. 2). Wśród tych łupków pojawiają się już pierwsze wkładki jasnych piaskowców typu ciężkowieckiego; najniższa 6-metrowa wkładka tych piaskowców występuje 3 m poniżej spagu poziomu tufowego (grubość ławic tych piaskowców wynosi od kilkunastu centymetrów do 1,25 m). W dolnej części pstrych łupków (4,5 m ponad ich spagiem) występuje 5,5 m wkładka ciemnych łupków typu istebniańskiego z sydereytami i ławicami (do 40 cm grubości) szarych piaskowców (fig. 2). Same

pstre łupki składają się głównie z pelitycznych łupków czerwonych (do 70%), w mniejszej ilości występują w nich łupki zielone i zielonoszare, przeważnie piaszczyste, oraz zielonawe, cienkie, kilkumilimetrowe warstewki piaszczyste i ławice drobnoziarnistych, jasnoszarych i zielonawych piaskowców glaukonitowych, grubości kilku, rzadziej kilkunastu centymetrów (fig. 3)³.

³ Są to niemal wyłącznie piaskowce frakcjonalnie warstwowane (zwykle jednokrotnie), dobrze wysortowane. Grubsze ławice mają często na dolnej powierzchni drobne hieroglify prądowe wskazujące na transport materiału z NW (azymuty hieroglifów: 100–170° z przewagą kierunków w interwale 130–140°). Cechy piaskowców wskazują na transport ich materiału za pomocą prądów zawieszonych (prawdopodobnie z dość odległego źródła). Piaskowce te zawsze przechodzą stopniowo ku górze w zielone mułowce i łupki. Te ostatnie zaś dopiero w pelityczne łupki czerwone (fig. 3). Dowodzi to, że drobny materiał zielonych łupków w omawianym ogniwie był również deponowany przez prądy zawieszowe, które bezpośrednio wcześniej zrzucały swój grubszy materiał w postaci ławic lub cienkich smug piaszczystych.

W omawianym więc przypadku każdą warstwę zielonego łupku, przechodzącą ku dołowi w ławicę piaskowcową (lub w warstewkę piaszczysto-mułowcową), można uważać za produkt tego samego prądu zawieszowego, który osadził tę ławicę (jest prawdopodobne, że w ten sposób powstała również znaczna część zielonych i szarzielonych łupków, występujących w innych litofacjach fliszowych, np. w warstwach hieroglifowych, godulskich itp., a wykazujących częstopodobne cechy).

Delikatny pelityczny materiał łupków czerwonych oraz części łupków zielonych stanowił natomiast osad tworzący się bardzo powoli, autochtoniczny w stosunku do sedymentu składanego szybko, ale sporadycznie przez prądy zawieszowe.

Pelityczne, miękkie łupki zielone występują w omawianym ogniwie w spagu wszystkich ławic piaskowcowych i grubszych wkładek tufów (fig. 3) jako cienkie warstewki, niekiedy nie przekraczające 1 mm grubości. Pierwotnie były to zapewne łupki czerwone, które w czasie diagenety zostały odbarwione w związku z infiltracją roztworów krążących na kontakcie łupków z piaskowcami i tufami.

W południowym skrzydle fałdu Gorlic brak ogniwa ciemnych łupków istebniańskich górnych (H. Świdziński, 1950; J. Oberc, 1950), leżącego zwykle na piaskowcach kulistych, a pod pstryimi łupkami (w profilu Sekówki w spągu pstrych łupków występuje tylko 20 cm ciemnych łupków). Zapewne łupki istebniańskie są tu zastąpione głównie przez piaskowce, częściowo też przez

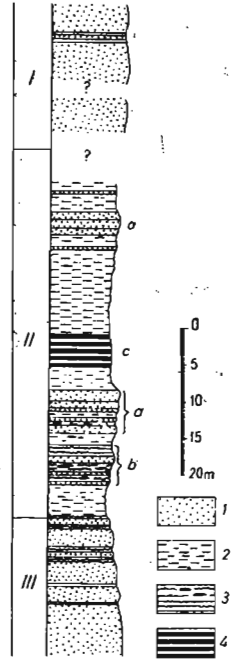
Fig. 2. Profil pstrych łupków dolnych w Gorlicach
Profile of lower variegated shales at Gorlice

I — piaskowce ciężkowickie (dolny kompleks), II — pstry łupki dolne (a — wkładki piaskowców ciężkowickich, b — wkładka ciemnych łupków z piaskowcami i syderytami, c — horyzont tufowy), III — piaskowce istebniańskie górne (część najwyższa)

1 — piaskowce grubo- i średnioziarniste, 2 — łupki pstry z piaskowcami cienkoziarnistymi, 3 — ciemne łupki z syderytami, 4 — tufy

I — Ciężkowice sandstones (lower complex), II — lower variegated shales (a — intercalations of Ciężkowice sandstones, b — intercalation of dark shales with sandstones and siderites, c — tuff horizon), III — upper Istebna sandstones (highest part)

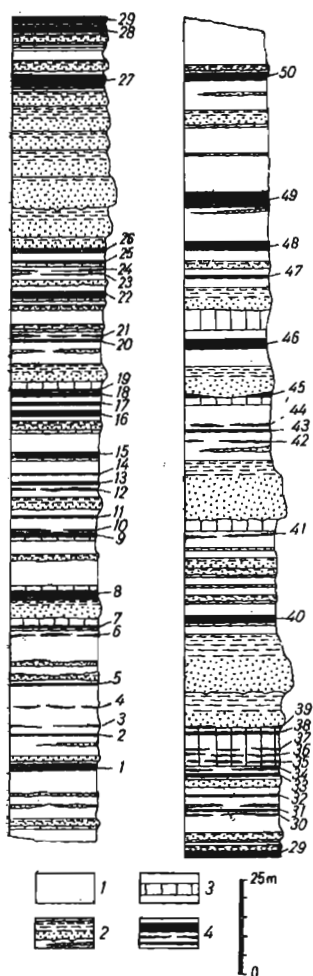
1 — coarse- and mediumgrained sandstones, 2 — variegated shales with thinbedded sandstones, 3 — dark shales with siderites, 4 — tuffs



nadległe pstry łupki, o czym może świadczyć występująca w nich wkładka ciemnych łupków z syderytami (fig. 2).

Z niższej części warstw istebniańskich górnych (z piaskowców kulistych) znane są fauny mięczaków wskazujące na ich paleocenijski wiek (W. Rogala, 1926; S. Sokołowski, 1935). Również najniższą część piaskowców ciężkowickich zaliczył F. Bieda (1946) jeszcze do paleocenu na podstawie dużych otwornic, znalezionych w tych piaskowcach w fałdzie Gorlic, 2 km na E od omawianego profilu (Dominikowice). F. Bieda podaje tylko, że fauna ta pochodzi z „dolnej ławy“ piaskowca ciężkowickiego, nie wiadomo więc czy pochodzi ona ze spągowej części zwartego kompleksu piaskowców ciężkowickich, młodszego od tufów, czy też z najniższej wkładki tych piaskowców występującej wśród pstrych łupków poniżej tufów. Przyjmując alternatywę pierwszą, należałoby określić wiek tufów na najwyższy paleocen, biorąc zaś pod uwagę drugą alternatywę należałoby przyjąć, że osadzenie się tufów z Gorlic odbywało się z początkiem eocenu dolnego lub na pograniczu obu tych pięter.

Poziom tufowy z Gorlic (4,20 m miąższości) składa się z 50 cienkich warstewek tufów występujących wśród łupków pstrych (głównie czerwonych). W poziomie tym występuje ponadto przeszło 40 ławic piaskowców lub warstewek materiału piaszczystego (fig. 3). Niekiedy ławice piaskowców leżą wprost na tufach i wtedy widoczne są na pewnej przestrzeni rozmycia erozyjne warstw tufów, np. warstwy nr 39 i 45 (fig. 3). Odległości pomiędzy warstewkami tufów wahają się w skrajnych wypadkach od kilku milimetrów do 43 cm; zwykle wynoszą kilka do kilkunastu centymetrów. Miąższość najgrubszych warstw tufu wynosi 2–4 cm, kilkanaście najcieńszych warstewek ma miąższość mniejszą od 3 mm, przy



czym niektóre z nich nie przekraczają 1 mm grubości. Te najcieńsze warstewki są zwykle nieciągłe. Na profilu miejscami zanikają, by dalej znów się pojawić.

Na powierzchniach spękań tufów występują liczne rdzawe i granatowoczarne naloty żelaziste i manganowe. Przy kontakcie tufów z innymi skałami, a także wśród piaskowców i łupków, pomiędzy wkładkami tufowymi, występują często granatowoczarne naskorupienia tlenków manganu niekiedy kilkumilimetrowej grubości.

Materiał tufów jest bardzo drobny, jednak wyraźnie frakcjonowany. Granica z podścielającymi łupkami jest bardzo ostra. W dolnej części warstw powierzchnia przełamania tufu jest nieco chropowata, a na jaśniejszym tle skały widoczne są gęsto rozsiiane ciemne ziarna minerałów, ledwie dostrzegalne gołym okiem. Nie są one już widoczne w górnej części warstw tufów, gdzie skała ma bardziej gładką powierzchnię przełamania. Górna granica warstw tufowych nie jest tak ostro zaznaczona jak dolna. Należy

Fig. 3. Profil poziomy tufowego z Gorlic
Profile of tuff layer from Gorlice

1 — łupki pstre, 2 — łupki zielone pelityczne, 3 — piaskowce przechodzące w piaszczyste łupki zielone (osad prądu zawieszynowego), 4 — wkładki tufów (oznaczone na profilu numerami w kolejności stratygraficznej)

1 — variegated shales, 2 — green pelitic shales, 3 — sandstones passing into green arenaceous shales (deposit of suspension current), 4 — tuff intercalations (marked in profile by numbers in stratigraphical succession)

podkreślić, że w każdej wkładce tufów zaznacza się tylko jeden rytm. Frakcjonalna struktura tufów nie jest widoczna w najcieńszych wkładkach tufowych z bardzo drobnego materiału.

Barwy tufów w poszczególnych wkładkach są różne. Dolne wkładki mają barwy ciemniejsze (szarozielonawe, ciemnozielone, niebieskawozielone, szare), górne na ogół są jaśniejsze (żółte, zielonawożółte, seledynowe, kremoworóżowe, różowe, jasnofioletowe). Tufy z niższych wkładek są dość twarde. Przy uderzeniu pękają muszlowo na ostrokrawędziste fragmenty, często o silnie wklęsłych powierzchniach. W wyższych wkładkach występują tufy bardziej miękkie, rozpadające się na drobne fragmenty, częściowo zmienione wskutek wietrzenia na miękką bezstrukturalną masę. Po wysuszeniu i zanurzeniu w wodzie tufy z górnych warstw silnie pęcznią i rozpadają się w sposób typowy dla bentonitów, dając delikatną zawiesinę, podczas gdy mniej zbentonitowane tufy z dolnych

wkładek rozpadają się zwykle częściowo na bardzo drobne łuski, dając mniejszą ilość zawiesiny.

W poziomie tufowym z Gorlic poszczególne wkładki tufowe poddzielane są innymi osadami, często różnicowanymi litologicznie, co wskazuje, że każda wkładka materiału piroklastycznego pochodzi z odrębnego wybuchu. Osadami rozdzielającymi wkładki tufowe są przede wszystkim czerwone łupki, które niewątpliwie stanowiły osad tworzący się niezwykle wolno w stosunku do większości litofacji występujących we fliszu karpackim⁴.

Wynika stąd, że kolejne wybuchy wulkanu odbywały się w znacznych odstępach czasu i że centrum eruptywne, które dostarczyło materiału dla tufów z Gorlic, czynne było stosunkowo długo. Występowanie we wszystkich wkładkach bardzo drobnego materiału, brak rytmów i bardzo małe ilości tufów zdają się wskazywać, że centrum to było dość odległe.

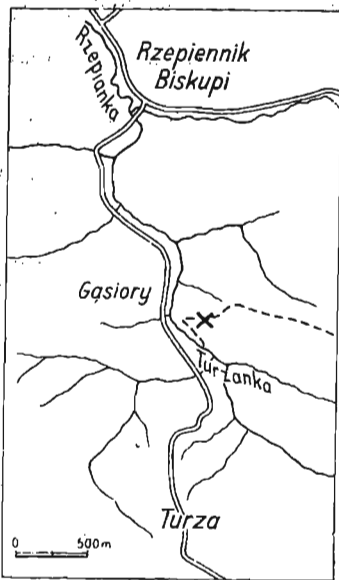
POZYCJA GEOLOGICZNA HORYZONTU TUFITÓW Z GAŚIORÓW

Stanowisko tufitów występuje w południowym skrzydle siodła Ciężkowic—Biecza, na terenie przysiółka Gaścior, między Rzepiennikiem Biskupim a Turzą (fig. 4). W profilu południowego skrzydła siodła w Gaściorach występują kolejno⁵: 1) piaskowce istebniańskie górne (kuliste); 2) łupki istebniańskie górne z syderytami; 3) pstry łupki dolne; 4) piaskowce ciężkowickie (trzy kompleksy piaskowców rozdzielone dwiema wkładkami pstrych łupków); 5) warstwy hieroglifowe z licznymi wkładkami łupków pstrych (górných) i z poziomem margli globigerynowych w stropie; 6) warstwy menilitowe; 7) warstwy krośnieńskie dolne. Wszystkie te warstwy zapadają ku południowi, a przebieg ich wychodni ma kierunek W—E. Granica warstw hieroglifowych z warstwami menilitowymi przecina na terenie Gaściorów potok Turzanke, koło ujścia małego potoczka z zachodu (fig. 4), następnie biegnie grzbietem (na północ od doliny Turzanki), którego stroma południowa krawędź zbudowana jest z rogowców menilitowych. Na wschód od Gaściorów, w drodze polnej przechodzącej przez ten grzbiet (fig. 4), odsłania się profil, w którym występuje omawiana wkładka tufitów (punkt z tufitami znajduje się około 230 m od ostrego zakrętu Turzanki w Gaściorach). Profil ten przedstawia się następująco (fig. 5).

Na warstwach hieroglifowych, których najwyższa część złożona jest niemal wyłącznie z zielonych łupków ilastych (w warstwach hieroglifowych zanikają ku górze wkładki piaskowców), leży poziom podmenilitowych margli globigerynowych miąższości 13 m, w których J. Blaicher stwierdziła w kilku pobranych próbkach bogaty zespół globigeryn górnoeocenijskich (kontakt warstw hieroglifowych z marglami odsłonięto płyt-

⁴ O bardzo powolnej sedymentacji pstrych łupków świadczy powszechnie obserwowana w Karpatach prawidłowość. Stosunkowo cienkie kompleksy pstrych łupków reprezentują niejednokrotnie kilka pięter stratygraficznych, a osadzone w tym samym czasie utwory fliszowe często osłagają ogromne miąższości.

⁵ Szczegółowe zdjęcie geologiczne tego odcinka siodła wykonałem w 1952 r. Poprzednio zdjęcie geologiczne tego terenu wykonał F. Bieda (1930; 1932). Budowa geologiczna sąsiednich odcinków siodła Ciężkowic—Biecza opisana jest w pracach J. Grzybowskiiego (1921), K. Guzika i W. Pożaryskiego (1949) oraz H. Świdzińskiego (1953).



kiemi wkopami). Są to głównie grubo i nieregularnie łupiące się, niezbyt twarde margle kremowozielonawe i kremowożółte z wkładkami miękkich margli jasnozielonych i twardych płytkowych margli żółtych. W dolnej części tego poziomu występują wkładki zielonych łupków ilastych, w części najwyższej natomiast — cienkie warstewki miękkich margli ciemnobrunatnych i czekoladowych oraz dwie kilkunas-tocentymetrowe ławice twardych piaskowców. Ponad marglami globigerynowymi leży 10-metrowy poziom podrogow-

Fig. 4. Szkic sytuacyjny stanowiska tufitów w Gąsiorach (Rzepienniku Biskupim)
x — punkt występowania tufitów
Diagrammatic map of tuffites occurrence at Gąsiorzy (Rzepiennik Biskupi)
x — point of tuffites exposure

cowych łupków menilitowych z wkładkami podrogowcowych piaskowców. W tym poziomie znajduje się wkładka tufitów. Łupki mają barwę ciemnoczekoladową do czarnej, ale po zwietrzeniu przybierają barwę jasnoczekoladową lub rdzawożółtą. W dolnej i górnej części poziomu występują drobne wkładki łupków żółtokremowych, niewapnistych. Wśród łupków ilastych występują też warstewki czekoladowych łupków marglistych, a w górnej części (fig. 5) wkładka dość twardych płytkowych margli czekoladowych z 10-centymetrową warstwą ciemnego zwirowca ilastego. W poziomie tym, przede wszystkim w jego wyższej części, występuje ponadto kilka ławic (0,15÷2,30 m grubości) popielatych (po zwietrzeniu rdzawożółtych lub szarozółtych), rozsypliwych, silnie mikowych piaskowców wapnistych typu krośnieńskiego.

Następny kompleks (miąższości 20 m) tworzą rogowce menilitowe, skrzemieniałe, białe i czekoladowe margle rogowcowe, wkładki cienko i średnioławicowych piaskowców drobnoziarnistych oraz wkładki białych, żółtych i jasnobrunatnych płytkowych bardzo lekkich skał, przypominających z wyglądu diatomity.

Ponad rogowcami występuje kompleks łupków menilitowych z wkładkami brunatnych lub białawych silnie glaukonitowych piaskowców, stanowiących, być może, resztki facji magdaleńskiej.

Wkładka z tufitami, miąższości 80 cm, występuje w środkowej części poziomu podrogowcowych łupków menilitowych (około 3,5 m powyżej ich spagu). Wkładka ta składa się z szeregu warstewek tufitu (do 5 cm grubości) poprzegadzanych cienkimi warstwami rdzawobrunatnych i żółto-szaro-zielonawych łupków blaszkowych zawierających niekiedy cienkie (do 1 cm) warstewki drobnoziarnistych, rdzawobrunatnych piaskowców.

Tufity mają barwę jasno-szaro-zielonawą lub białozółtą. Pokryte są one obficie, podobnie jak łupki, rdzawymi nalotami żelazistymi. Rozpa-

dają się na nieregularne fragmenty o przełamie muszlowym. Na świeżo tufity są miękkie, plastyczne, po wyschnięciu stają się kruche. Widoczne są w nich drobne blaszki miki. Niektóre warstewki mają tłusty, mydlasty połysk. Z HCl nie burzą się. W wodzie po uprzednim wysuszeniu tufit szybko pęcznieje, następnie rozpada się częściowo na drobne łuseczki, częściowo — na żółtą, delikatną zawiesinę.

Warstewki tufitów mają przebieg nieregularny, są zaburzone (fig. 5), tak że trudno zorientować się, ile jest tych warstewek. Zaburzenia te powstały zapewne w związku ze zmianami objętości zbentonityzowanych tufitów w czasie wietrzenia (wszystkie warstwy w odkrywcę są silnie zwietrzałe).

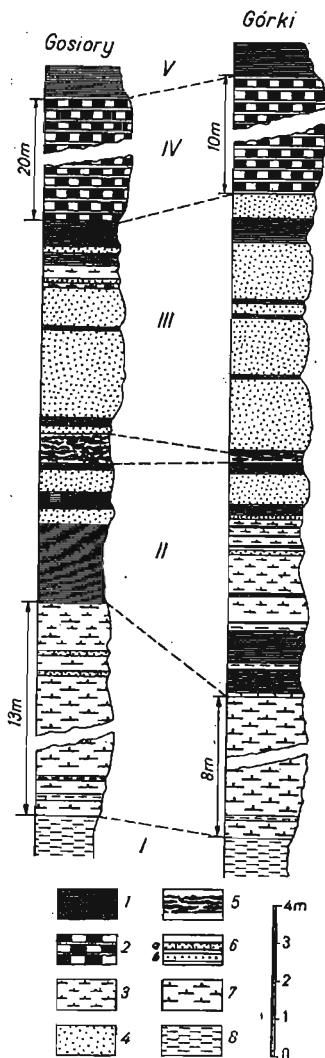
Fig. 5. Profile margli globigerynowych, podrogowcowych łupków menilitowych i rogowców w Gąsiorach koło Ciężkowic i w Górkach koło Brzozowa

Profile of the Globigerina marls, the subsillex Menilite shales and the sillex rocks at Gąsiorów near Ciężkowice, and at Górkach near Brzozów

I — zielone łupki najwyższej części warstw hieroglifyfowych, II — poziom margli globigerynowych, III — poziom podrogowcowych łupków menilitowych z piaskowcami podrogowcowymi, IV — poziom rogowców, V — łupki menilitowe (nadrogowcowe)

1 — łupki menilitowe ilaste, 2 — rogowce, 3 — czekoladowe margle płytkowe, 4 — piaskowce podrogowcowe typu krosnińskiego, 5 — tufity, 6a — piaskowce odmienne od typu krosnińskiego, b — żwiriwce ilaste, 7 — margle globigerynowe, 8 — łupki zielone

I — green shales of highest part of Hieroglyphic beds, II — layer of Globigerina marls, III — layer of subsillex Menilite shales with subsillex sandstones, IV — sillex layer, V — (suprasillex) Menilite shales
1 — argillaceous Menilite shales, 2 — sillex rocks, 3 — chocolate-coloured platy marls, 4 — subsillex sandstones of Krosno type, 5 — tuffites, 6a — sandstones differing from Krosno type, b — argillaceous gritstone, 7 — Globigerina marls, 8 — green shales



Ponieważ tufity poprzekładane są wkładkami łupków z cienkimi piaskowcami, można przypuszczać, że pochodzą one z kilku kolejnych erupcji tego samego wulkanu.

Wkładkę identycznej skały jak tufity z Gąsiorów stwierdzono w trzech innych punktach, dokładnie w tej samej pozycji stratygraficznej, ale w różnych elementach tektonicznych. Najbliższe stanowisko znajduje się w Kółkowie (duży przysiółek w północno-zachodniej części Rzepiennika Biskupiego) w północnym skrzydle antykliny Rzepienników; dalsze stanowiska tej skały stwierdzono w Jodłowie Tuchowskiej, w południowym skrzydle antykliny Brzanki—Liwocza oraz w Górkach koło Brzozowa w antyklinie Zmiennicy—Turzego Pola—Sanoka. Ponieważ jest to najdalszy ku wschodowi stwierdzony punkt występowania tej wkładki, od-

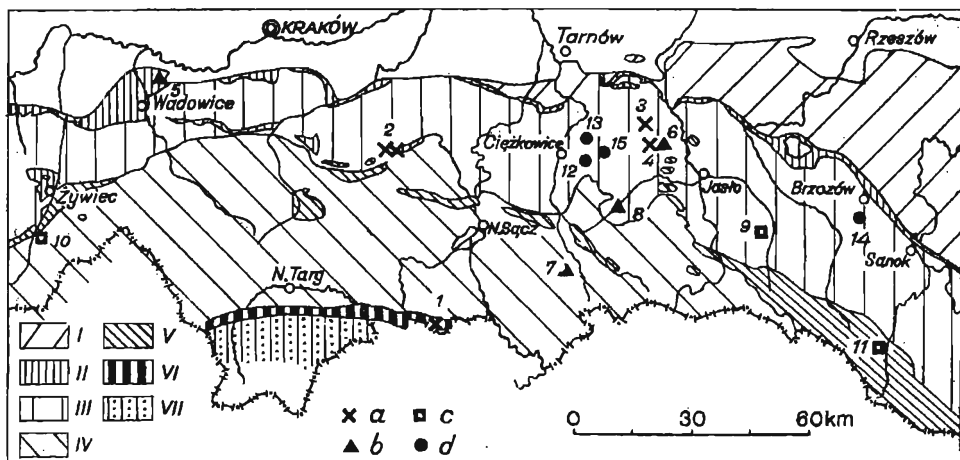


Fig. 6. Rozmieszczenie stanowisk tufów w starszym paleoenie na obszarze polskich Karpat fliszowych (przebieg jednostek tektonicznych według M. Książkiewicza, 1956a, z drobnymi uzupełnieniami autora w części wschodniej)

Distribution of localities with tuff exposures within the Older Palaeogene on the area of the Polish Flysch Carpathians (course of tectonic units shown according to M. Książkiewicz, 1956a, with the author's minor supplements for the eastern part)

I-VII — jednostki tektoniczne: I — skolska, II — podśląska (wraz z fliszem zewnętrznym), III — śląska, IV — magurska, V — dukielska, przedmagurska, oraz strefa grybowskich okien tektonicznych, VI — pieniński pas skałkowy, VII — flisz podhalański; a-d — występowanie tufów: a — tufy w paleocenie (niższym), b — tufy w dolnym eocenie i na pograniczu paleocenu — dolnego eocenu, c — tufy w środkowym eocenie i na pograniczu środkowego i górnego eocenu, d — tufy z niższej części górnego eocenu (z podrogowcowych łupków menilitowych)

1-15 — stanowiska tufów: 1 — Jaworki, 2 — Ryble, 3 — Kowalowy, 4 — Swoszowa, 5 — Bachowice, 6 — Swoszowa, 7 — Polany, 8 — Gorlice, 9 — Bóbrka, 10 — Milówka, 11 — Jawornik, 12 — Gąsiorzy, 13 — Jodłówka Tuchowska, 14 — Górkki, 15 — Kołkowska.

I-VII — tectonic units: I — Skole unit, II — Subsilesian unit (including external Flysch), III — Silesian unit, IV — Magura unit, V — Dukla, Pre-Magura unit, and zone of Grybów tectonic windows, VI — Pieniny klippen zone, VII — Podhale Flysch; a-d — occurrence of tuffs: a — tuffs in (Lower) Palaeocene, b — tuffs in Lower Eocene and on boundary of Palaeocene and Lower Eocene, c — tuffs in Middle Eocene and on boundary of Middle and Upper Eocene, d — tuffs from lower part of Upper Eocene (from the subsiles Menilite shales)

1-15 — tuff localities (see polish part)

legły od stanowiska tufitów z Gąsiorów prawie o 80 km, omówię krótko profil kontaktu „eocenu podmenilitowego“ z warstwami menilitowymi w Górkach (fig. 5). Profil ten odsłania się w południowym skrzydle wewnętrznej synkliny w fałdzie Turzego Pola (S. Depowski, 1956), w drodze biegnącej od środkowej części wsi Górkki do wschodniego krańca Humnisk.

Na zielonych łupkach (I łupki zielonoszare S. Depowskiego, 1956) leży 8 m margli globigerynowych wykształconych podobnie jak w Gąsiorach z tą różnicą, że w niższej ich części występują wśród kremowych i zielonawych margli wkładki margli jasnobezowych z różowym odcieniem. Na marglach leży 10-centymetrowa ławica twardego, rdzawobrunatnego, gruboziarnistego piaskowca (z drobnymi okruchami łupków zielonych i węgla), a bezpośrednio na piaskowcu podrogowcowe łupki menilitowe, czekoladowoczarne, blaszkowe, niewapniste, z żółtymi i rdzawymi nalotami. Wśród tych łupków występuje wkładka margli (miąższości 2,8 m),

jasnoczekoladowych i żółtoszarych, łupiących się tabliczkowo (wspomina o nich S. Depowski, 1956), w dolnej i górnej części poprzekładanych warstewkami ilastych łupków menilitowych. W górnej części opisywanego kompleksu występują piaskowce podrogowcowe typu krosnieńskiego (w ławicach od 0,1 do 2,9 m), tworzące zwarty kompleks; także łupki menilitowe występują tu tylko w postaci cienkich wkładek. Powyżej opisanych warstw leży kompleks rogowców menilitowych (10 m), rozwinięty podobnie jak w profilu Gąsiorów, przykryty łupkami menilitowymi.

W środku kompleksu podrogowcowego (6,3 m ponad stropem margli globigerynowych), tuż poniżej zwartego kompleksu piaskowców, występują wśród łupków menilitowych (nieco zlustrowanych przy kontakcie z gruboławicowymi piaskowcami) nieciągłe porozrywane dwie warstewki tufitu o identycznym wyglądzie jak tufit z Gąsiorów (miąższość grubszej warstewki wynosi 2 cm, cieńszej 0,5 cm). Z porównania opisanych dwu skrajnych profili (fig. 5) widać, że pozycja tych charakterystycznych skał jest identyczna, pomimo znacznej odległości. Fakt ten ma duże znaczenie dla rozważań nad zagadnieniem stałości wiekowej dolnej granicy warstw menilitowych.

WIEK TUFITÓW Z PODROGOWCOWYCH ŁUPKÓW MENILITOWYCH I ICH ZNACZENIE KORELACYJNE

Niedawno L. Koszarski i K. Żytko (1959) starali się podkreślić znaczenie korelacyjne charakterystycznych cienkich poziomów występujących w dolnej części warstw menilitowych i poniżej ich spagu. W pracy o łupkach jasielskich (L. Koszarski, K. Żytko, 1960) opisowi tych poziomów i ich znaczenia dla stratygrafii poświęcono osobny rozdział⁶. Warto jednak zagadnieniu temu poświęcić jeszcze kilka uwag w związku z wypowiedzianym ostatnio poglądem, że w centralnych strefach basenów w obrębie geosynkliny karpackiej warstwy menilitowe zaczęły się osadzać wcześniej niż w brzeżnych strefach tych basenów, gdzie w tym samym czasie miały osadzać się warstwy hieroglifowe, popielskie itp. (S. Jucha, J. Kotlarczyk, 1958; 1959; str. 85 i 87 oraz tabl. III).

W świetle dotychczasowych obserwacji wydaje się, że koncepcja ta nie da się utrzymać. S. Jucha i J. Kotlarczyk w rozważaniach swych nie wzięli bowiem zupełnie pod uwagę obecności na pograniczu warstw menilitowych z warstwami hieroglifowymi oraz zielonymi i pstrymi łupkami charakterystycznych cienkich poziomów, jakimi są podmenilitowe margle globigerynowe⁷, oraz utwory, dla których zaproponowano nazwę (L. Koszarski, K. Żytko, 1959) „podrogowcowych łupków menilitowych“, a także dolne rogowce menilitowe. Poziomy te, opisane szczegółowo na przykładach profili z Górek i Gąsiorów, mają na ogół dość stałe wykształcenie na dużych obszarach i występują zawsze w jednakowym następstwie na wielkich przestrzeniach Karpat, zarówno w brzeżnych, jak i w centralnych częściach jednostek: skolskiej, podśląskiej, śląskiej, strefy przed-

⁶ W cytowanej pracy podano wcześniejsze piśmiennictwo dotyczące tego zagadnienia.

⁷ Używam dla margli globigerynowych określenia „podmenilitowe“, w celu ścisłego sprecyzowania, o które margle tu chodzi. Z licznych prac znane są bowiem inne margle z globigerynami, różniące się od opisywanych litologią, pozycją w profilu i odmiennymi starszymi zespołami mikrofauny.

dukielskiej i jednostki dukielskiej (L. Koszarski, K. Żytko, 1959; 1960; A. Ślęczka, 1959; L. Koszarski, T. Wieser, K. Żytko, 1960), a nawet w południowo-wschodniej części jednostki magurskiej (M. Książkiewicz, B. Leško, 1959; B. Leško, T. Đurković, B. Čičel, 1959). Są one regionalnie rozwinięte również w różnych jednostkach Karpat Wschodnich (N. I. Maślakowa, 1955; O. S. Wiałow, 1957; F. P. Tiemniuk, 1959).

Należy podkreślić, że w niektórych strefach (np. w części fałdu Grabownicy) margle globigerynowe są częściowo zastąpione od dołu przez łupki zielone. Górna granica rogowców menilitowych też nie jest stała. Na przykład w jednostce dukielskiej występują one na odcinku profilu znacznej miąższości, co zdaje się wskazywać, że osady, z których powstały rogowce, mogły w tej strefie tworzyć się dłużej niż w innych obszarach⁸. Na razie brak jednak danych, które przyczyniłyby stałości stratygraficznej dolnej granicy rogowców i górnej granicy margli globigerynowych.

W niektórych obszarach zaznacza się brak jednego z wymienionych poziomów (np. w niektórych profilach w jednostce podśląskiej koło Sanoła), brak ten jest jednak zawsze lokalny. Ponieważ w sąsiednich profilach obserwuje się zwykle w takich wypadkach bardzo małe miąższości margli globigerynowych, łupków podrogowcowych lub rogowców (rzędu kilkudziesięciu lub nawet kilkunastu centymetrów), można przypuszczać, że lokalnie, w płytszych częściach zbiornika, w ogóle przez pewien czas nie odbywała się żadna sedymentacja i to mogło spowodować owe braki w osadach.

Kilka słów poświęcić jeszcze należy tzw. piaskowcom podrogowcowym, które stały się przyczyną pewnych nieporozumień w piśmiennictwie, gdyż jedni autorzy, kładąc granicę na rogowcach, zaliczali je do „eocenu podmenilitowego“, inni włączali je do warstw menilitowych i stąd powstało złudzenie, że facja menilitowa w pewnych obszarach zaczyna się dopiero od rogowców, w innych zaś zjawia się już znacznie niżej. Dotyczy to również podrogowcowych łupków menilitowych. Ostatnio wspólnie z K. Żytko (L. Koszarski, K. Żytko, 1959; 1960) na podstawie obserwacji wielu profili w różnych jednostek tektonicznych Karpat Środkowych, staraliśmy się wykazać, że zasadniczym osadem tworzącym się w geosynklinie karpackiej (z wyjątkiem basenu magurskiego) po osadzeniu się margli globigerynowych, a przed rozpoczęciem się sedymentacji osadów, z których powstały rogowce, były podrogowcowe łupki menilitowe⁹. Lokalnie do tych osadów dostarczany był prądami zawieszinowymi z różnych źródeł materiał piaszczysty, w związku z czym w niektórych strefach podrogowcowe łupki menilitowe zastąpione zostały częściowo lub prawie całkowicie przez różnego typu piaskowce. Ponieważ piaskowce te leżą nad marglami globigerynowymi i poprzegradane są łupkami menilitowymi, zaliczyliśmy je wszystkie do warstw menilitowych (L. Koszarski, K. Żytko, 1959; 1960).

⁸ Wzrost miąższości ogniwa rogowcowego w serii dukielskiej w dużej mierze jest zapewne związany z szybszą niż w innych obszarach sedymentacją osadów towarzyszących rogowcom. Szczególnie występujące wśród tego ogniwa piaskowce cergowskie, transportowane prądami zawieszinowymi, mogły utworzyć się w stosunkowo krótkim czasie.

⁹ Podrogowcowe łupki menilitowe rozwinięte są w dwu odmianach facyjnych. Pierwszą z nich stanowią normalne blaszkowe niewapniste łupki menilitowe, drugą — grubołupejące się łupki margliste i margle czekoladowe. Obydwa typy mogą występować samodzielnie, ale najczęściej przekładają się wzajemnie (fig. 5).

Jedną z głównych odmian tych piaskowców są piaskowce mikowe typu krośnieńskiego, występujące na dużym obszarze w jednostce śląskiej, w zachodniej części Karpat Środkowych (ich materiał transportowany był prawdopodobnie z zachodu, z południowego obrzeżenia basenu śląskiego) oraz w brzeżnej części jednostki śląskiej i w jednostce podśląskiej koło Brzozowa i Sanoka (materiał tych piaskowców pochodził prawdopodobnie ze źródła znajdującego się między basenem śląskim a skolskim, które już wcześniej dostarczało materiału dla lokalnie rozwiniętych piaskowców podobnego typu (L. Koszarski, K. Żytko, 1959; 1960). Z innych odmian piaskowców znajdujących się wśród podrogowcowych łupków menilitowych, a pochodzących z różnych źródeł, wymienić należy piaskowce i zlepieńce z Mszanki, występujące w jednostce dukielskiej i strefie przeddukielskiej, piaskowce borysławskie z brzeżnej jednostki w Karpatach Wschodnich, piaskowce i zlepieńce siedliskie z jednostki skolskiej koło Dynowa i Czudca, piaskowce i zlepieńce rozwinięte na dość znacznej przestrzeni w brzeżnej strefie jednostki śląskiej w okolicach Krosna (piaskowce z Komborni) oraz niektóre wymieniane w piśmiennictwie piaskowce, o niewielkim lokalnym rozprzestrzenieniu.

Nagle pojawienie się wszystkich tych piaskowców świadczy o niemal jednoczesnym ożywieniu się działalności diastroficznej różnych obszarów źródłowych w geosynklinie, związanym zapewne z jakąś przyczyną o charakterze regionalnym. Ich obecność w podrogowcowych łupkach ma nie tylko znaczenie korelacyjne (fig. 5), ale dzięki częstemu występowaniu w tych piaskowcach fauny mięczaków i dużych otwornic (F. Bieda, 1946, 1951) pozwala określić wiek poziomu podrogowcowych łupków menilitowych (a tym samym wiek rozpoczęcia się sedymentacji warstw menilitowych) na górny eocen, we wszystkich jednostkach, w których te warstwy występują (L. Koszarski, K. Żytko, 1959; 1960).

Stwierdzenie w podrogowcowych łupkach menilitowych, a więc niemal w spągu serii menilitowej (2÷6 m ponad marglami globigerynowymi) charakterystycznego horyzontu tufowego o dość znacznym rozprzestrzenieniu nie pozostawia żadnych wątpliwości co do stałości stratygraficznej dolnej granicy warstw menilitowych (fig. 5), przynajmniej na tym obszarze, na którym występują tufity. Należy zwrócić uwagę, że stanowisko z Górek znajduje się w zewnętrznej części jednostki śląskiej, stanowiska zaś z Jodłówki Tuchowskiej, Kołkówki, a szczególnie z Gąsiorów — w części środkowej tej jednostki, a więc w tej strefie, gdzie w myśl poglądów S. Juchy i J. Kotlarczyka (1959, tabl. III) sedymentacja warstw menilitowych powinna zacząć się znacznie wcześniej.

Wiek górnioeocenijski opisywanych tufów określa przede wszystkim fauna dużych otwornic (F. Bieda, 1946; 1951) i mięczaków (W. Rogala, 1928; 1932) znana z piaskowców i zlepieńców występujących w spągowej części podrogowcowych łupków menilitowych, między innymi także z tej samej antykliny, z której opisano profil z Górek (Kombornia, Korczyzna). Ponieważ wyżej leżące warstwy menilitowe, a nawet część warstw krośnieńskich zawiera fauny górnioeocenijskie (F. Bieda, 1946; 1951) można zaliczyć horyzont tufowy z Gąsiorów raczej do niższej części górnego eocenu (niższego priabonu), z tym, że najniższą część tego piętra reprezentują osady starsze od tufów, tj. margle globigerynowe i stropowa część warstw

hieroglifowych, zielonych łupków, warstw popielskich itp. (F. Bieda, 1946; 1951; W. Rogala, 1928; A. Ślęczka, 1959 i inni).

UWAGI PORÓWNAWCZE

Ożywiona działalność wulkaniczna zaznaczyła się w karpackiej geosynklinie fliszowej w górnej kredzie w związku z laramijską fazą orogeniczną (M. Książkiewicz, T. Wieser, 1954). Z wielu stanowisk, zgrupowanych szczególnie w jednostce podśląskiej, znane są skały tufowe oraz drobne intruzje wieku górnosenońskiego, częściowo także paleoceńskiego. Objawy silnej działalności wulkanicznej zaznaczyły się również w geosynklinie karpackiej w wyższej części górnego eocenu i w oligocenie. Z osadów tego wieku, tj. z serii menilitowo-krośnieńskiej, a także z fliszu podhalańskiego, znanych jest szereg horyzontów tufowych z bardzo licznych stanowisk¹⁰. Z osadów wyższego paleocenu — niższego eocenu górnego znana jest natomiast znacznie mniejsza liczba stanowisk skał wulkanicznych. Stwierdzenie więc dwu nowych horyzontów tufowych skłania do zastanowienia się, w jakim stosunku pozostają one do znanych dotychczas przejawów wulkanizmu w starszym paleocenie. Wszystkie opisane z Karpat polskich występowania skał pochodzenia wulkanicznego zestawiono na załączonej mapce (fig. 6).

Z paleocenu przejawy działalności wulkanicznej w Karpatach znane są z kilku punktów i z różnej pozycji stratygraficznej. K. Birkenmajer i T. Wieser (1956) opisali tufity (tufoidy) z Jaworek koło Szczawnicy w pienińskim pasie skałkowym z pstrych łupków, którym przypisano wiek danu lub danu — niższego paleocenu. Również część znanych ze strefy żegocińskiej skał intruzywnych (tzw. andezytów), występujących wśród najmłodszych utworów, tj. zlepieńców z Rybia, zaliczyła K. Skoczylas-Ciszewska (1956) do najniższego paleocenu, dla większości jednak występujących w tej strefie skał intruzywnych i ich tufów przyjmuje się wiek górnego senonu (K. Skoczylas-Ciszewska, 1956; M. Książkiewicz, 1958). Z fałdu Brzanki-Liwocza opisano z warstw istebniańskich górnych (M. Kamiński, K. Skoczylas-Ciszewska, 1956) wkładki białych skał prawdopodobnie tufogenicznego pochodzenia z miejscowości Kowalowy i Swoszowa. Wkładki te występują w różnej pozycji w warstwach istebniańskich górnych (dan-paleocen), są więc starsze od ostatnio znalezionych tufów z Gorlic.

Najmłodszą z wkładek tego typu znaleziono w Swoszowej wśród pstrych łupków leżących około 50 m powyżej stropu górnych łupków istebniańskich, a pod piaskowcami ciężkowickimi i zaliczono do dolnego eocenu (M. Kamiński, K. Skoczylas-Ciszewska, 1956; A. Tokarski, 1957). Jest więc ona prawdopodobnie niewiele młodsza od opisanych w tej pracy tufów z Gorlic, osadzonych z końcem paleocenu lub z początkiem eocenu dolnego. Młodsze wieku są również dolnoeocenijskie bentonity i tufy

¹⁰ Piśmiennictwo dotyczące karpackiego wulkanizmu górnokredowego podane jest w pracach M. Książkiewicza i T. Wiesera (1954), K. Birkenmajera i T. Wiesera (1956), S. Alexandrowicza i W. Parachoniaka (1958), M. Książkiewicza (1958) oraz E. I. Wulczyzna i J. O. Kulczyckiego (1959). Piśmiennictwo omawiające zagadnienia wulkanizmu w górnym eocenie — oligocenie zestawione jest w pracach W. Sikory, T. Wiesera, J. Żgłeta, K. Żytko (1959), B. Lesko, T. Durkovića, B. Cielca (1959), A. Michalika i T. Wiesera (1959) oraz L. Koszarskiego, T. Wiesera, K. Żytko (1960).

z Polan występujące w pstrych łupkach w płaszczynie magurskiej (W. Sikora, T. Wieser, 1959a, 1959b). Do dolnego eocenu zaliczane są również najmłodsze tufy, znane z serii podśląskiej z Bachowic (M. Książkiewicz, 1954; 1958), które mogą być podobnego wieku co tufy z Gorlic lub młodszego od nich. Zupełnie odrębny charakter petrograficzny skał tufowych z Gorlic wyklucza możliwość korelowania ich z którymkolwiek z dotychczas poznanych tufów karpaccich.

Z niższej części eocenu środkowego znane jest z Karpat polskich tylko jedno stanowisko tufitów opisane przez A. Tokarskiego (1957) i W. Parachoniaka (1957) z górnych pstrych łupków z Bóbrki koło Krosna. Wprawdzie A. Tokarski określił ich wiek jako iprez lub dolny lutet, ale ponieważ tufity te występują około 60 m ponad najwyższym piaskowcem ciężkowickim, w górnej części poziomu z *Cyclamina amplexans* Grzyb. (A. Tokarski, 1957), można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć dla tufitów wiek dolnego lutetu.

Z obszaru Karpat Słowackich B. Leško, T. Ďurkovič, B. Čičel (1959) opisali tufy z miejscowości Vyšné Zbojné z warstw zlińskich strefy papińskiej, których wiek określili na środkowy eocen.

Z najwyższej prawdopodobnie części eocenu środkowego znane są tufoidy opisane przez T. Wiesera i K. Žytka (1959) z warstw podmagurskich z Milówki koło Żywca. Również w jednostce dukielskiej, w Jaworniku koło Komańczy, A. Ślącza¹¹ znalazł w warstwach hieroglifowych górnych tego obszaru, na pograniczu eocenu środkowego i górnego, wkładkę skały tufogenicznej, którą T. Wieser określił jako tuf.

Z podobnej lub nieco wyższej pozycji opisali tufity E. I. Wulczyn i J. O. Kulczycki (1958; 1959) z wsi Daniłowka na Zakarpaciu, z pstrych łupków zaliczonych przez nich do górnego eocenu. Autorzy ci wspominają również, że tego samego wieku są tufity opisane z pstrych łupków przez L. Majzona (1943) z wsi Kopaczewo (węgierskie: Gernyes), uważane poprzednio przez niego za znacznie starsze. Również z fliszu Zakarpacia, z okolic miejscowości Gorinczewo i Dragowa, B. W. Merlicz i S. M. Spitkowska (1957) opisali liczne żyły kominowe i soczewkowate pokładowe intruzje spilitów. Występują one między innymi wśród „drobnorytmicznego“ fliszu, złożonego z łupków zielonoszarych poprzekładanych krzemienistymi piaskowcami z hieroglifami (warstwy hieroglifowe?). Wyższa część fliszu zdaniem tych autorów reprezentuje prawdopodobnie górny eocen¹². B. W. Merlicz i S. M. Spitkowska przypuszczają, że spility te powstały w górnym eocenie jako wylewy podmorskie, ale obecnie zachowane, opisane przez nich intruzje były przeważnie żyłami doprowadzającymi.

Do wcześniej znanych przejawów eocenijskiego wulkanizmu w Karpatach należą lawy andezytowe i tufy wieku bartońskiego występujące w górach Matrá (M. Kuthan, 1948).

¹¹ A. Ślącza — Budowa geologiczna obszaru między Wisłokiem Wielkim a wsią Jabłonki (praca w przygotowaniu).

¹² Koło miejscowości Dragowo, w niższej części tego ogniwa występują łupki czerwone, a w jego spągu — zlepnieńce z dolnoeocenijskimi numulitami (B. W. Merlicz, S. M. Spitkowska, 1957).

Ostatnio B. Leško, T. Ďurkovič, B. Čičel (1959) opisali nowe stanowiska tufitów z dolnej części warstw menilitowych południowej strefy jednostki dukielskiej, w okolicach miejscowości Čertižne, Kalna Roztoka i Ubl'a, oraz z najniższej części warstw menilitowych tzw. raslawickiego paleo-*genu* z miejscowości Vyšné Raslavice i Rychvald. Paleogen ten występuje w obrębie południowo-wschodniej części płaszczowiny magurskiej i reprezentuje najmłodsze ogniwo fliszowe w tej strefie (M. Książkiewicz, B. Leško, 1959).

W porównaniu z opisanym w tej pracy poziomem tufitowym z warstw podrogowcowych, tufity, o których wspominają E. I. Wulczyn i J. O. Kulczycki (1956), są prawdopodobnie nieco starsze, a tufity z południowej strefy jednostki dukielskiej w Słowacji — być może młodsze. Bardzo bliską natomiast, jeśli nie wręcz taką samą, pozycję wiekową zajmują tufity opisane przez B. Leško, T. Ďurkoviča i B. Čičela (1959) z Rychvaldu i Vyšných Raslavíc, które, jak wynika z cytowanej pracy, występują w najniższej części łupków menilitowych, powyżej margli globigerynowych.

Z przedstawionego zestawienia wynika, że objawy wulkanizmu w starszym paleo-*genie* Karpat są dość liczne i występują w różnych poziomach paleocenu i eocenu. Potwierdza to wypowiedziany już wcześniej wniosek (T. Wieser, K. Zytko, 1959), że działalność wulkaniczna w karpackiej geosynklinie fliszowej lub w jej sąsiedztwie odbywała się permanentnie z mniejszym lub większym nasileniem w górnej kredzie i w całym paleo-*genie* (a w Karpatach Wschodnich także w niższych piętrach kredy). Zwra-*ca* przy tym uwagę fakt, że w osadach fliszowych, niewiele różniących się wiekiem, spotyka się skały tufowe o różnym składzie, pochodzące z rozpylenia różnego typu law, np. w bliskich sobie wiekowo i geograficznie stanowiskach z Polan i Gorlic (fig. 6) występują zupełnie różne tufy (porównaj część petrograficzną) powstałe z rozpylenia law odmiennych szeregów. Z faktów tych oraz z analizy regionalnego rozmieszczenia intruzji i tufów w poszczególnych piętrach można się zorientować, że istniały różne centra wulkanizmu karpackiego i że, w miarę rozwoju geosynkliny, działalność wulkaniczna niektórych ośrodków zamierała, podczas gdy inne strefy stawały się wulkanicznie bardzo aktywne. Tak np. w strefie podśląskiej Zachodnich Karpat i związanej z nią strefie Bachowic bardzo ożywiona działalność wulkaniczna zaznaczyła się w senonie, a ostatnie jej przejawy notowane są z dolnego eocenu. W Bachowicach stwierdzono w górnym senonie obecność pełnego cyklu wulkanicznego zaczynającego się podmorskimi wylewami spilitów i bazaltów, po których nastąpiły ekstruzje bardziej kwaśnych law dacytowych (T. Wieser, 1954; M. Książkiewicz, T. Wieser, 1954). W innej natomiast części geosynkliny, w wewnętrznej strefie fliszu, na Zakarpaciu, podmorskie wylewy spilitów (B. W. Merlicz, S. M. Spitkowska, 1957) rozpoczęły prawdopodobnie nowy w tej strefie cykl wulkaniczny w wyższym eocenie.

Wszystkie te zmiiany w regionalnym rozmieszczeniu zjawisk wulkanicznych pozostawały w związku z diastroficzną ewolucją geosynkliny, tj. z różnicowaniem się jej na drugorzędne pogłębiające się baseny, oraz z ruchami, jakim podlegały wynurzające się lub zanurzające kordyliery rozdzielające poszczególne baseny.

CZEŚĆ PETROGRAFICZNA

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA TUFU Z GORLIC

Tuf z Gorlic na świeżych powierzchniach przełamowych ma oliwkowo-szare zabarwienie. Wysuszony chciwie wciąga wodę, powiększając przy tym bardzo znacznie swoją objętość. Silne przeobrażenie w minerały ilaste ujawnia również mikroskop. Zachowanie w niezmienionym stanie wszystkich „minerałów ciężkich“, a nawet części „minerałów lekkich“, skłania do przyjęcia nazwy „tuf zbentonitizowany“. Domieszka minerałów klastycznych, terygenicznych, jest w tym przypadku minimalna i może być pominięta w nazwie skały.

Obraz mikroskopowy tufu z Gorlic pozwala na stwierdzenie, że materiałem wyjściowym dla osadu była szklista matrix rozpylona w popiół wulkaniczny, dalej fenokryształy, fragmenty krystalicznych skał wulkanicznych i minerały akcesoryczne zwane ciężkimi. Do tych składników głównych należy jeszcze dodać bardzo drobną przymieszkę klastyczną, terygeniczną, w postaci kwarcu, chlorytu i rutylu, a także diagenetyczny ankeryt oraz epigenetyczny getyt i leukoksen, a otrzymamy pełny skład mineralny skały.

Fragmenty szkliwa stanowiły niewątpliwie zasadniczą masę skały. Przeobrażając się w montmorylonit zatraciły one prawie zupełnie swe pierwotne kontury, dając niemal jednolite tło. Tu i ówdzie w masie montmorylonitowej tkwią z rzadka rozsiane agregaty skleniowe (\pm egiryn) lub też osobniki skaleni, egirynu, przeobrażonego biotyту, obok apatyту, oraz skupień wtórnych minerałów rudnych i wtórnego leukoksenu.

Skalenie należą do anortoklazu, rzadziej do albitu. Anortoklaz charakteryzuje stosunkowo niski kąt osi optycznych $2V_{\alpha} =$ około 50° i dość wysokie współczynniki załamania światła: $n_{\gamma} = 1,530$, $n_{\alpha} = 1,524$. Dwójłomność $n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0,006$, a kąt znikania na ścianie (001): $\sqrt{a^2}(010) = +1^{\circ}$. Wąskie i nieciągłe prążki albitowe daje się wyraźnie stwierdzić tylko w nielicznych ziarnach, ze względu na ich przeobrażenia w minerały ilaste i zeolity. Wielkość ziarn skaleni dochodzi do 0,19 mm, podczas gdy rozmiary agregatów skaleniowych sięgają 0,2 mm.

Biotyt przeszedł w zupełności w agregat pilśniowy, należący do minerału z grupy seladonit — glaukonit, tracąc przy tym swą tabliczkową postać.

Interesującym składnikiem tufu jest zwłaszcza egiryn. Subhedralne ziarna tego minerału mają listewkowy pokrój i często są ograniczone dobrze wykształconymi ścianami krystalograficznymi, jak: (100), (110), (111), rzadziej (010). Z reguły są to fragmenty kryształów tylko jednostronnie ograniczone ścianami terminalnymi (111). Wrostki występują tylko wyjątkowo i należą do szkliwa. Egiryn ma wyraźny pleochroizm: α — intensywnie zielony, β — jasnozielony z żółtym lub czerwonożółtym (winnym) odcieniem, γ — blade zielonożółty. Wysoki współczynnik załamania światła $n_{\alpha} = 1,76$ dowodzi wysokiej zawartości (około 85%) molekuly egirynowej $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$. Znacznie rzadszy od egirynu akmit ma postać nieznacznie spłaszczonych według (100) słupków ostro zakończonych. Typowy akmit ma następujący pleochroizm: α — żółto-brunatny z czerwonym odcieniem, β — miodożółty, γ — bladeżółty. Istnieją także ogniw

przejściowe między egiryнем a akmitem, sądząc z barw absorpcyjnych. Ze względu na silniejszą protochlorazę i resorpcję akmitu należy przypuszczać, że minerał ten pochodzi z bardziej głębokich poziomów iniekcji (dając doprowadzających).

Specyficzny i dotychczas nie obserwowany wśród tufów karpaccich jest habitus kryształów cyrkonu. Sporadyczne (0,1% minerałów ciężkich) bezbarwne ziarna tego minerału tworzą kombinacje ścian (111), (331), (110)±(311) i (100). Ściany dwupiramidy (331) są zapewne typomorficzne dla cyrkonów z silnie alkalicznych magm. Wrostki są rzadkie i należą do cieczy, szkliwa i pojedynczych mikrolitów apatyty.

Oryginalny jest również apatyt. Jego lśniąca, bezbarwna ziarna słupkowe wyróżniają się wysokim stosunkiem wydłużenia (średnio 1 : 5 — 1 : 6). Wrostki w apatycie należą do szarobrunatnego szkliwa, cieczy, gazów i minerałów nieprzejrzystych. Długość słupków apatyty sięga 0,3 mm. Zawartość apatyty w koncentracji minerałów ciężkich wynosi 82,1%. Pozostała część to minerały nieprzejryste i opisane już pirokseny alkaliczne. Wśród minerałów nieprzejrzystych zidentyfikowano ilmenit i magnetyt.

Struktura zbentonitowanego tufu z Gorlic może być określona jako apolitokryształowitroklastyczna, tekstura zaś — jako bezładna. Materiałem wyjściowym dla tufu, przed jego rozpyleniem, był najprawdopodobniej trachit peralkaliczny, egirynowy. Transport materiału odbywał się drogą powietrzną (chmura erupcyjna) po każdorazowym wybuchu typu tzw. centralnego, subaerycznego.

CHARAKTERYSTYKA PETROGRAFICZNA TUFITU Z GAŚSIORÓW

Tufit z Gaśniorów koło Rzepiennika Biskupiego przedstawia pod względem petrograficznym raczej iłwcową skałę aniżeli właściwy tufit wulkaniczny. Zachowanie wielu pierwotnych cech strukturalnych, a także niezmienny zespół „minerałów ciężkich“, decyduje jednak o przyjęciu nazwy „zbentonitowany tufit“ jako najbardziej trafnej.

Głównymi składnikami tufitu są przeobrażona w montmorylonit masa szklisto-popiołowa oraz ilościowo znacznie rzadsze pseudomorfozy kaolinu i beidelitu po skaleniach i biotycie. Jako drobna domieszka występują ziarna klastycznego kwarcu, zgetytyzowanego diagenetycznego pirytu i wspomniane już „minerały ciężkie“.

Okruchy szkliwa w czasie przeobrażania w montmorylonit w dużym stopniu zatraciły swoje charakterystyczne kontury i przybrały bardziej zaokrąglone i izometryczne postacie. Rozmiary tych okruców rzadko przekraczają 0,1 mm i dochodzą do 0,15 mm średnicy. Zwykle wahają się w granicach 0,04—0,08 mm. Odpowiadają zatem frakcji popiołowej. W pobliżu żyłkowych infiltracji wodorotlenków żelaza, w miejsce montmorylonitu o $n_{\max} = 1,53$, pojawia się ogniwo bogate w Fe, zbliżone do nontronitu. Przemawia za tym stosunkowo wysoki współczynnik załamania światła $n_{\max} = 1,60$ i oliwkowoszara barwa absorpcyjna.

Ziarna skaleni piroklastycznych zostały tu również w zupełności przeobrażone. Produktem przeobrażeń jest agregat kaolinowy o rozbieżnie lub promienisto-luskowej budowie. Agregat ten bywa z kolei zastępowany przez inny minerał luskowy — beidelit, pośredni człon przemian prowadzących do utworzenia montmorylonitu. Jeszcze silniej zaznaczone przeje-

ście w beidelit można obserwować w równoległe łuskowych agregatach, pseudomorfozach po biotycie. Ich pochodzenie z biotyty zdradza tabliczkowy kontur pseudomorfoz i zachowana w reliktach hydromika. Powstanie kaolinu w miejsce skaleni w początkowym etapie przeobrażeń znajduje wytłumaczenie w hydrolitycznym rozpadzie pirytu, połączonym z wytworzeniem się kwaśnego środowiska sprzyjającego rozwojowi kaolinu. W dalszych etapach diagenety i epigenety osadu, pH środowiska kolejno wzrastało, aż do powstania mniej lub więcej alkalicznych warunków, dogodnych dla krystalizacji minerałów z grupy montmorylonitu. Potencjał oksydacyjny w tych zmienionych warunkach musiał być odpowiednio wysoki, skoro getyt w całości zajął miejsce pirytu. Wielkość ziarn skaleni osiągała maksymalnie 0,48 mm, biotyty zaś — 0,42 mm.

W zespole „minerałów ciężkich“ na minerały pochodzenia piroklastycznego przypada 88,2% koncentratu, natomiast na minerały terygeniczne — 11,8%, w tym 11,7% granatu i 0,1% turmalinu. Z minerałów piroklastycznych najliczniej reprezentowane (76,0%) są tzw. rudy, tu ilmenit w subhedralnych ziarnach o pokroju od cienkotabliczkowego do izometrycznego. Zwraca uwagę częstość zjawisk resorpcji w tym mineralu.

Stosunkowo niezbyt liczny (5,3%) cyrkon wyróżnia się specyficznym pokrojem kryształów zbliżonym do hiacyntowego. Polega on na występowaniu obu rodzajów piramid (111) i (311) z przewagą rozwoju dwupiramidy dytetragonalnej (311). Ograniczenia boczne należą do słupa II-go rodzaju (100) ewentualnie do wąskich ścian słupa (110) rzadko obecnych w komplecie. Niektóre ziarna są wyraźnie spłaszczone. Przeważający stosunek wydłużenia = 1 : 2 — 1 : 3. Stosunkowo nieliczne wrostki należą do młkrolitów apatyty, ilmenitu, inkluzji cieczy, gazów i szkliwa. Długość słupków waha się w granicach od 0,08 do 0,22 mm.

Nieznacznie pospolitszy od cyrkonu apatyt (6,9%) ma postać kryształów o stosunku wydłużenia wahającym się między 1 : 1,1 a 1 : 4. Zjawiska protoklasy i regeneracji w subhedralnych ziarnach apatyty są równie częste jak zjawiska resorpcji magmowej i korozji diagenetycznej. Ta ostatnia objawia się w postaci licznych figur wytrawionych, szczególnie na ścianach terminalnych. Wrostki cieczy i gazów są niezbyt częste, a szkliwa i ilmenitu — rzadkie. Apatyt jest przeważnie bezbarwny. Zdarzają się jednak ziarna żółtobrunatne, szare lub prawie czarne (we wnętrzu ziarn) ze słabym pleochroizmem. Długość słupków waha się między 0,07 a 0,21 mm.

Struktura opisywanej skały tufogenicznej, ze względu na rodzaj, stosunki ilościowe i przeobrażenie składników, może być w krótkości zdefiniowana określeniem — apokryształowitroklastyczna. Tekstura niewyraźnie gradacyjna, gruzelkowa i spływowa.

Materiałem wyjściowym opisywanej skały tufogenicznej był przypuszczalnie andezyt. Jednak brak świeżych skaleni czyni ten wniosek wielce problematycznym. Pewne natomiast wydaje się pochodzenie produktów wulkanicznych z erupcji subaerycznej.

PIŚMIENICTWO

- ALEXANDROWICZ S., PARACHONIAK W. (1958) — Utwory tufogeniczne w górnej kredzie niecki miechowskiej. *Acta geol. pol.*, 8, nr 2, p. 213—244. Warszawa.
- BIEDA F. (1930) — Sprawozdanie z badań geologicznych przeprowadzonych w lecie 1929 r. w okolicy Ciężkowic, arkusz Pilzno. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, 27, p. 24. Warszawa.
- BIEDA F. (1932) — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1931 na ark. Pilzno-Ciężkowice. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, 33, p. 30—32. Warszawa.
- BIEDA F. (1946) — Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 16, p. 1—41. Kraków.
- BIEDA F. (1951) — Starszy trzeciorzęd. Regionalna Geologia Polski. *Pol. Tow. Geol.*, 1, Karpaty, nr 1, Stratygrafia. Kraków.
- BIRKENMAJER K., WIESER T. (1956) — Tufity w warstwach pstrych osłony pieńńskiego pasa skałkowego. *Acta geol. pol.*, 6, nr 1, p. 1—14. Warszawa.
- DEPOWSKI S. (1956) — Fałd Zmiennicy—Turzego Pola. *Biul. Inst. Geol.*, 110, p. 5—27. Warszawa.
- GRZYBOWSKI J. (1921) — Piaskowiec ciężkowicki. *Kosmos*, 46. Lwów.
- GUZIK K., POŻARYSKI W. (1949) — Fałd Biecza (Karpaty Środkowe). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 53, p. 1—33. Warszawa.
- JUCHA S., KOTLARCZYK J. (1958) — Próba nowego podziału stratygraficznego serii menilitowej i warstw krośnieńskich. *Nafta*, 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.
- KAMIENSKI M., SKOCZYLAŚ-CISZEWSKA K. (1956) — O skale wzbogaconej w P_2O_5 w Karpatach fliszowych. *Arch. min.*, 19, nr 2, p. 161—180. 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 (w druku). Warszawa.
- KOSZARSKI L., WIESER T., ŻYTKO K. (1960) — Tufity z warstw krośnieńskich z Berehów Górnych w Bieszczadach. *Kwart. geol.*, 4, nr 2, p. 495—508. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1956a) — Jura i kreda Bachowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 24, [1954], nr 2—3, p. 121—405. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1956b) — Geology of the Northern Carpathians. *Geol. Rdsch.*, 45, nr 2, p. 369—411. Stuttgart.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1958) — Kontakt skały wulkanicznej w Kamionnej koło Bochni. *Kwart. geol.*, 2, nr 4, p. 706—709. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M., LEŚKO B. (1959) — On the relation between the Krosno- and Magura-Flysch. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. sci. chim. géol. géogr.*, 7, nr 10, p. 773—780. Warszawa.

- KSIĄŻKIEWICZ M., WIESER T. (1954)** — Upper Cretaceous volcanism in the Carpathian Flysch geosyncline. *Bull. Acad. Pol. Sc. III*, 2, nr 6, p. 295—297. Warszawa.
- KUTHAN M. (1948)** — Undačný vulkanizmus karpatského orogenu a vulkanologické štúdiá v sev. časti Prešovských Hôr. *Pr. Stát. Geol. Úst.*, nr 17, p. 87—145. Bratislava.
- LEŠKO B., ĐURKOVIĆ T., ČIČEL B. (1959)** Stopy paleogénneho vulkanizmu na východnom Slovensku. *Geol. pr. zprávy* 16. Bratislava.
- MAJZON L. (1943)** — Beiträge zur Kenntnis einiger Flyschschichten des Karpatenvorlandes mit Rücksicht auf die Globotruncanen. *Mitt. ung. geol. Anst.*, 37, nr 1, p. 78—166. Budapest.
- МАСЛЯКОВА Н. И. (1955)** — Стратиграфия и фауна мелких фораминифер палеогеновых отложений Восточных Карпат. Материалы по био-стратиграфии западных областей УССР. Гостехиздат. Москва.
- МЕРЛИЧ Б. В., СПИТКОВСКАЯ С. М. (1957)** — Палеогеновая фаза вулканизма в Восточных Карпатах. *Геол. Сборник, Львов. Геол. Общ.*, 4, стр. 171—177. Львов.
- MICHALIK A., WIESER T. (1959)** — Tufity we fliszu podhalańskim. *Kwart. geol.*, 3, nr 2, p. 378—389. Warszawa.
- OBERC J. (1950)** — Fałd gorlicki i brzeg płaszczowiny magurskiej na wschód od Gorlic. *Biul. Państw. Inst. Geol. (b.nr)*, p. 1—55. Warszawa.
- PARACHONIAK W. (1957)** — Petrografia tufitów z Karpat Jasielskich. *Acta geol. pol.*, 7, nr 2, p. 209—214. Warszawa.
- ROGALA W. (1927)** — Nouvelles données pour la stratigraphie du Flysch Karpathique. *Mém. I. Réunion de l'Ass. Karp. en Pologne*, p. 93—103 (1925). Warszawa.
- ROGALA W. (1929)** — W sprawie wieku łupków menilitowych. *Spraw. Lwow. Tow. Nauk.* [1928] nr 8, p. 30—31. Lwów.
- ROGALA W. (1932)** — Sprawozdanie z badań wykonanych na obszarze Karpat w latach 1930/31. *Posiedz. nauk. Państw. Inst. Geol.*, 33. Warszawa.
- SIKORA W., WIESER T. (1959a)** — Występowanie bentonitów w pstrych łupkach płaszczowiny magurskiej na południe od Grybowa. *Prz. geol.*, 7, nr 5, p. 224—225. Warszawa.
- SIKORA W., WIESER T. (1959b)** — The occurrence of bentonites in variegated shales of the Magura nappe. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. sci. chim. géol. géogr.*, 7, nr 7, p. 491—496. Warszawa.
- SIKORA W., WIESER T., ŻGIET J., ŻYTKO K. (1959)** — Tuff horizons in the Menilite-Krosno series of the Flysch Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. sci. chim. géol. géogr.*, 7, nr 7, p. 497—503. Warszawa.
- SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. (1956)** — O występowaniu tzw. andezytów w strefie żegocińskiej Karpat fliszowych. *Zeszyty nauk. Akad. Gór.-Hutn., Geologia*, nr 1, p. 143—154. Kraków.
- SOKOŁOWSKI S. (1935)** — Geologia doliny Dunajca między Tropiem a Kurowem. *Kosmos*. 60. Lwów.
- ŚLĄCZKA A. (1959)** — Stratygrafia fałdów dukielskich okolic Komańczy — Wisłoka Wielkiego. *Kwart. geol.*, 3, nr 3, p. 583—604. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1950)** — Łuska Stróż koło Grybowa (Karpaty Środkowe). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 59, p. 1—70. Warszawa.

- ŚWIDZIŃSKI H. (1953) — Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. Regionalna Geologia Polski. Pol. Tow. Geol., 1, Karpaty, nr 2, Tektonika, p. 362—422. Kraków.
- ТЕМНЮК Ф. П. (1959) — К стратиграфии меловых и третичных отложений северо-западной части Восточных Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, 2, стр. 109—134. Гостоптехиздат. Москва.
- ТОКАРСКИ Т. (1957) — Tufity w przekrojach Karpat Jasielskich. Acta geol. pol., 7, nr 2, p. 187—206. Warszawa.
- ВИАЛОВ О. С. (1957) — О возрасте менилитовой серии. Geol. pr., 46, p. 357—360. Bratislava.
- WIESER T. (1954) — Skaly magmowe Bachowic. Roczn. Pol. Tow. Geol., 22, [1952], nr 3, p. 223—275. Kraków.
- WIESER T., ŻYTKO K. (1959) — О występowaniu tufoidów w warstwach podmagurskich okolic Żywca. Kwart. geol., 3, nr 2, p. 366—377. Warszawa.
- ВУЛЬЧИН Э. И., КУЛЬЧИЦКИЙ Й. О. (1958) — Нови знахідки туфів у кредяних и третичных відкладах Східних Карпат. Допов. АН УРСР, 4, Київ.
- ВУЛЬЧИН Э. И., КУЛЬЧИЦКИЙ Й. О. (1959) — О новых находках и основных чертах пирокластических образований в меловых и третичных отложениях Восточных Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, 1, стр. 97—107. Гостоптехиздат. Москва.

Лешек Кошарски, Тадеуш Визер

НОВЫЕ ТУФОВЫЕ ГОРИЗОНТЫ В НИЖНЕМ ПАЛЕОГЕНЕ ФЛИШЕВЫХ КАРПАТ

Резюме

В 1959 г. найдены в палеогене силезского покрова Средних Карпат два новых туфовых горизонта.

Нижний горизонт (фиг. 1) найден в южном крыле складки Горлиц. Туфы залегают в средней части 50-метрового комплекса пестрых сланцев (фиг. 2) отделяющего верхние истребнянские песчаники (дат-палеоцен) от ценжковичских песчаников (нижний эоцен). Возраст отложений можно определить, как самый верхний палеоцен, или пограничная зона палеоцена и нижнего эоцена.

В секторе профиля 4,20-метровой мощности появляется 50 тонких (1—40 мм) туфовых прослоек (фиг. 3) среди сланцев преимущественно красных.

Туфовые прослойки из Горлиц фракционированы (всегда только один ритм), но они построены из очень мелкого материала. Окраска туфов зелено-серая, зеленая, желтая и розовая. Порода бентонитизованным туфом, состоящим преимущественно из обломков стекла измененного преобразованного в монтмориллонит. Кристаллическую фракцию составляют: анортоклаз, альбит, этирин, акмит, ильменит, апатит и циркон. Из кластических компонентов следует упомянуть обломки кристаллических вулканических пород. В виде очень малой примеси появляется кластический кварц, хлорит и рутиль, а также диагенетический анкерит и довольно многочисленный эпигенетический гетит и лейкоксен. Исход-

ным материалом, из размельчения которого возник туф, был видимо щелочный трахит. Этот материал попадал в осадочный бассейн после каждого извержения центрального, субаэрического типа воздушным путем из далекого источника, действующего довольно продолжительно.

Верхний горизонт туфогенных пород констатирован в нескольких местах средней части тонкого горизонта, названного подкремневыми менилитовыми сланцами (Л. Кошарски, К. Житко, 1959). Детально исследовано туфогенные породы из поселка Гонсёры в Жепеннике Бискупим около Ценжковиц (фиг. 4).

Порода из Гонсёров бело-желтая до серо-зеленой является бентонитизированным туффитом. Ее главные составные части: это преобразованная в монтмориллонит стекловато-пепельная основная масса; реже псевдоморфозы каолинита и бейделита по полевым шпате и биотите; неизменные тяжелые минералы в виде пирокластического ильменита, апатита, циркона и терригенного граната и турмалина; редкие зерна кластического кварца и частые — гетитизированного, диагенетического пирита. Структура апо-кристалловитрокластическая. Исходным материалом был вероятно андезит, распыленный в результате субаэрического извержения.

Тождественные породы обнаружены в том же самом положении в двух других антиклиналях в окрестностях Ценжковиц а также около Бжозова (фиг. 6) в антиклинали Зменницы—Страхоцины—Санока.

Три тонких горизонта (глобигериновые мергели, подкремневые менилитовые сланцы и кремни) залегает в одинаковой последовательности (Л. Кошарски, К. Житко, 1959), как в крайних, так и в центральных частях тектонических элементов. Это доказывает, что нижняя граница менилитовых слоев стратиграфически постоянная, вопреки выраженным в последнее время взглядам (С. Юха, Я. Котлярчик, 1959). Постоянство этой границы подтверждается одинаковым положением туффитового горизонта (фиг. 5) констатированного на значительной площади, почти в подошве менилитовых слоев.

Тонкие подкремневые менилитовые сланцы часто развиты в виде шоколадного цвета мергелей. Во многих районах мощность этого горизонта возрастает, так как в нем появляются комплексы разных подкремневых песчаников, породообразующий материал которых приносился из разных источников. Это песчаники кросненского типа (фиг. 5) появляющиеся в силезском или субсилезском элементе, или же песчаники и конгломераты других тектонических элементов. В этих песчаниках появляется фауна нуммулитов (Ф. Беда, 1932, 1946) и моллюсков (В. Роголя, 1928, 1932) определяющая возраст горизонта подкремневых менилитовых сланцев, а следовательно и туфов как верхний эоден (вероятно средняя часть).

В работе рассматриваются также известные до настоящего времени проявления вулканизма в нижнем палеогене Северных Карпат, а данные по Польским Карпатам собраны на карте (фиг. 6).

Leszek KOSZARSKI, Tadeusz WIESER

NEW TUFF HORIZONS IN OLDER PALAEOGENE OF FLYSCH CARPATHIANS

Summary

In 1959, the authors discovered two new tuff horizons in the Palaeogene of the Silesian nappe in the Middle Carpathians.

The older horizon (Fig. 1), was found in the southern limb of the Gorlice fold. Here the tuffs occur in the middle part of a complex of variegated shales (Fig. 2) of about 50 meters' thickness; this complex separates the upper Istebna sandstones (Danian — Palaeocene) from the Ciężkowice sandstones (Lower Eocene). The age of these tuffs may be defined as highest Palaeocene, or the boundary of Palaeocene and Lower Eocene.

In the section of the profile of 4.2 m. thickness, there occur, amidst mostly red shales, 50 thin tuff laminae (of 1 to 40 mm. each; Fig. 3). These laminae are fractionated (always showing but one rhythm), but their material is extremely fine. The colours of this tuff are greenish-grey, green, yellow and pink. The rocks is a bentonitized tuff consisting, to a large extent, of vitreous fragments altered into montmorillonite. The crystalline fraction is represented by: anorthoclase, albite, aegirine, acmite, ilmenite, magnetite, apatite and zircon. Moreover, of pyroclastic components, fragments of crystalline volcanic rocks should be mentioned. In the character of very small admixtures clastic quartz, chlorite and rutile occur, as well as diagenetic ankerite and a fairly plentiful epigenetic goethite and leucoxene. The primary material from whose spraying the tuff was produced, has undoubtedly been peralkaline trachyte. After every successive eruption of central subaerial type this material must have been carried into the sedimentary basin by air from a distant source of fairly prolonged activity.

The younger horizon of tuffogenic rocks has been discovered at several localities in the middle part of the thin layer called subsillex Menilite shales (L. Koszarski, K. Żytko, 1959). Petrographically investigated in detail have been solely the tuffs from Gąsiorzy at Rzepliennik Biskupi near Ciężkowice (Fig. 4). The rock from Gąsiorzy, of white-yellow to grey-greenish colour, is represented by bentonitized tuffite. Its main components are: a vitric matrix, altered into montmorillonite; more rarely, pseudomorphs of kaolinite and beidellite after feldspars and biotite; unaltered heavy minerals in the shape of pyroclastic ilmenite, apatite and zircon, and of terrigenous garnet and tourmaline; sporadic grains of clastic quartz and frequent goethitized diagenetic pyrite. The texture is apo-crystalloclastic. The primary material has probably been andesite, sprayed to the air by subaerial eruptions.

Identical rocks have been discovered, in the same position, within two other anticlines of the Ciężkowice region, and near Brzozów (Fig. 6) in the Zmiennica — Strachocina — Sanok anticline.

Three thin seams (Globigerina marls, subsillex Menilite shales and hornstone rocks) occur in identical succession (L. Koszarski, K. Żytko, 1959) in the marginal as well as in the central parts of several tectonic units. This proves the lower boundary of the Menilite beds to be stratigraphically constant, notwithstanding divergent opinions recently expressed (S. Jucha, J. Kotlarczyk, 1959). The constancy of this boundary is confirmed by the unchanged position of the tuffite seam (Fig. 5), ascertained on a considerable area at almost the bottom of the Menilite beds.

The thinbedded subsilex Menilite shales are frequently developed as chocolate-coloured marls. In many regions, the thickness of this layer increases, due to the fact that inside this layer appear complexes of various subsilex sandstones with material supplied from various sources. These are sandstones of Krosno type (Fig. 5) appearing in the Silesian and Subsilesian unit, or other sandstones and conglomerates. In these sandstones there occurs a fauna of nummulites (F. Bieda, 1932; 1946) and molluscs (W. Rogala, 1928; 1932) which indicate the age of the layer of subsilex Menilite shales, thus of the tuffs too, as being Upper Eocene (probably its middle part).

In this paper, the authors also discuss the heretofore known symptoms of volcanism observed in the Older Palaeogene of the Northern Carpathians; the data referring to the Polish Carpathians they present on a map (Fig. 6).