

Tufit wśród zlepieńców górnoeocenijskich Tatr i jego znaczenie stratygraficzne

Jerzy Głazek*, Andrzej Przybycin**, Adam Sochaczewski**

Warstwa tufitów wirokrystaloklastycznych została znaleziona pomiędzy górnoeocenijskimi zlepieńcami podstawowymi w dolinie Suchej Wody na północnym brzegu Tatr (ryc. 1–3). Tufit ten o miąższości 70 cm jest złożony ze słabo wysortowanych drobnych cząstek popiołu szklistego i krystaloklastów skaleni, obu silnie zmienionych w illit i mieszanopaketową substancję smektytowo/illitową z podrzędną domieszką piroklastycznego i detrytycznego kwarcu (ryc. 4–12). Prawdopodobnie jest to dacytowy popiół wulkaniczny wyrzucony przez erupcję typu pliniańskiego osadzony w spokojnym środowisku (czego dowodzą maty glonowe na podścielających zlepieńcach pomiędzy żwirowymi nasypami — rewami) w strefie sublitoralnej. Warstwa ta może być korelowana z tufitami z Polan w płaszczynie magurskiej i tzw. piaskowcem biotytowym — warstwą tufitów o miąższości 1–5 m w spągu priabonu na Małej Nizinie Węgierskiej. Wszystkie te tufity mogą być łączone z północnowęgierskimi dacytowymi stratowulkanami, a ich wiek można oszacować na około 40 ± 2 mln lat. Prawdopodobnie ta warstwa jest szeroko rozprzestrzeniona i może być wykorzystana jako regionalny poziom korelacyjny w górnoeocenijskich sekwencjach Karpat.

Słowa kluczowe: eocen, trzeciorzęd, tufit, zlepieniec, badania petrograficzne, korelacja stratygraficzna, Tatry, Karpaty

Jerzy Głazek, Andrzej Przybycin, Adam Sochaczewski — **Tuffite between Upper Eocene conglomerates of the Tatra Mountains (Carpathians, Poland) and its stratigraphic importance.** Prz. Geol. 46: 622–630.

S u m m a r y. The layer of vitric-crystal tuff with accidental admixture of detrital grains was discovered between Upper Eocene basal conglomerates in the Sucha Woda valley at the northern slope of the High Tatra Mountains, Inner Carpathians, southernmost Poland (Figs. 1–3). This 70 cm thick layer is composed of feebly sorted fine glass particles and feldspar crystals both strongly altered into illite and mixed layer smectite/illite clay matrix, with subordinate admixture of volcanic and detrital quartz (Figs. 4–12). Probably it represents dacitic ash of plinian eruption deposited in calm environment (evidenced by algal coatings on gravels) between gravel bars in sublittoral zone. This layer could be correlated with Polany tuffite in the Outer Carpathians and so called biotitic sandstone, a 1–5 m thick layer of tuffite on the base of the Priabonian in the Little Hungarian Lowland. These tuffites are probably connected with north Hungarian dacitic stratovolcanoes and their age could be approximated to c. 40 ± 2 Ma. Probably this layer is broadly extended and could be used as regional marker horizon in Upper Eocene sequences of the Carpathians.

Key words: Eocene, Priabonian, tuffite, conglomerate, petrography, correlation, stratigraphy, Tatra Mountains, Carpathians, Poland

Podczas wstępnego zapoznawania się z terenami prac magisterskich w 1991 r., wędrując wzdłuż potoku Sucha Woda (Tatry), koło znanego odsłonięcia zlepieńców z matami glonowymi (ławicami czarnych wapieni glonowych — Roniewicz, 1969, s. 512; Bac i in., 1979), stwierdzono świeże odsłonięcie na lewym (orogr.) brzegu koryta, spod stożka fluwioglacjalnego, dalszych ławic zlepieńców, a między nimi wyraźnie odróżniającej się warstwy szarordzawych skał ilastych, nie wykazujących utawienia i zupełnie nie zawierających materiału żwirowego (ryc. 1). Sporządzono wówczas profil litologiczny odsłonięcia (ryc. 2) i pobrano pierwszą próbkę do dalszych badań, w celu sprawdzenia hipotezy roboczej, postawionej przez pierwszego z autorów, że jest to wkładka tufowa wśród zlepieńców (ryc. 3). Wyniki wstępnych badań potwierdziły tę hipotezę (Przybycin, 1994) i zachęciły nas do dalszych studiów. Osiągnięte wyniki zostały przedstawione w skrócie podczas 68 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Zakopanem (Przybycin i in., 1998), a w całości są przedmiotem tego artykułu.

Tufity są bardzo przydatne jako poziomy korelacyjne w utworach o monotonnej litologii, dużych miąższościach i słabej dokumentacji biostratygraficznej, takich jak sekwencje fliszowe. Identyfikację tych poziomów opiera się głów-

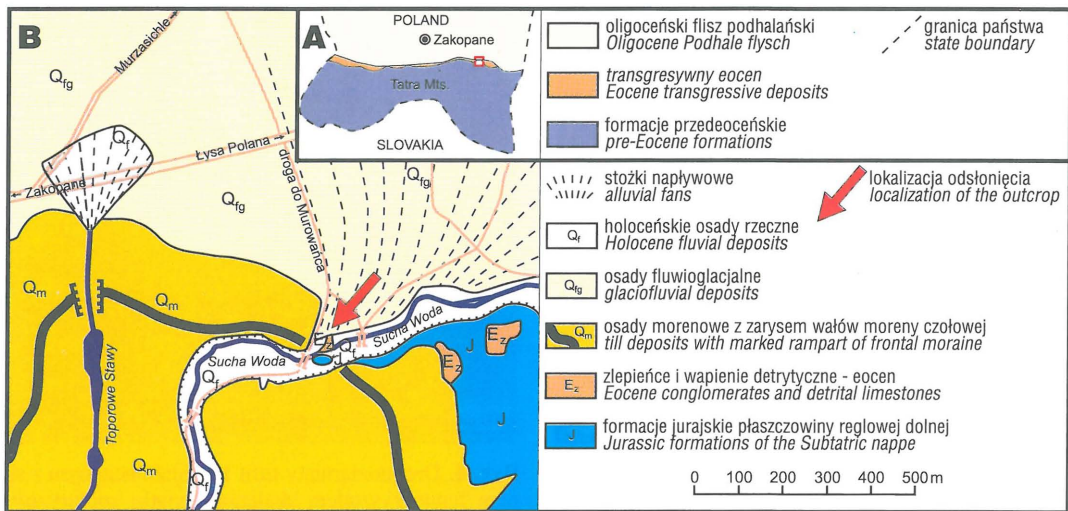
nie na porównywaniu ich składu mineralnego i sekwencji stratygraficznej utworów w poszczególnych profilach, oraz w nowszych pracach na datowaniach izotopowych. Poziomy tufitowe odgrywają ważną rolę w nowoczesnej stratygrafii, jako izochroniczne wydarzenia (*events*) zaznaczające się jednocześnie na znacznych obszarach, w całych basenach, a nawet w paru sąsiednich basenach. Ponieważ odkryty przez nas poziom tufitowy ma stosunkowo dużą miąższość i drobne ziarno, więc powinien zaznaczyć się na rozległym obszarze i musi być efektem silnego wybuchu wulkanicznego w stosunkowo oddalonym rejonie (Cas & Wright, 1987; Lorenc & Zimmerle, 1993). Odszukanie tego poziomu w innych profilach wokół Tatr może być istotnym przyczynkiem do przeprowadzenia korelacji stratygraficznych zmiennych profili transgresywnej formacji detrytyczno-węglanowej eocenu tego rejonu. Co więcej, dokładne skorelowanie nowego poziomu tufitowego z którymś ze znanych wcześniej tufitów karpaccyckich, będzie miało istotne znaczenie dla korelacji stratygraficznych sekwencji transgresywnej eocenu w Tatrach z sekwencjami transgresywnymi i fliszowymi innych jednostek Karpat Zachodnich.

Wiek paleogenu podhalańskiego

Środkowo- i późnoeocenijski wiek morskich, wapnistych zlepieńców i piaskowców dolomitowych wokół Tatr i późnoeocenijsko-oligocenijski wiek fliszu podhalańskiego nie budziły wątpliwości od czasu Uhliga (1897, 1905). Później

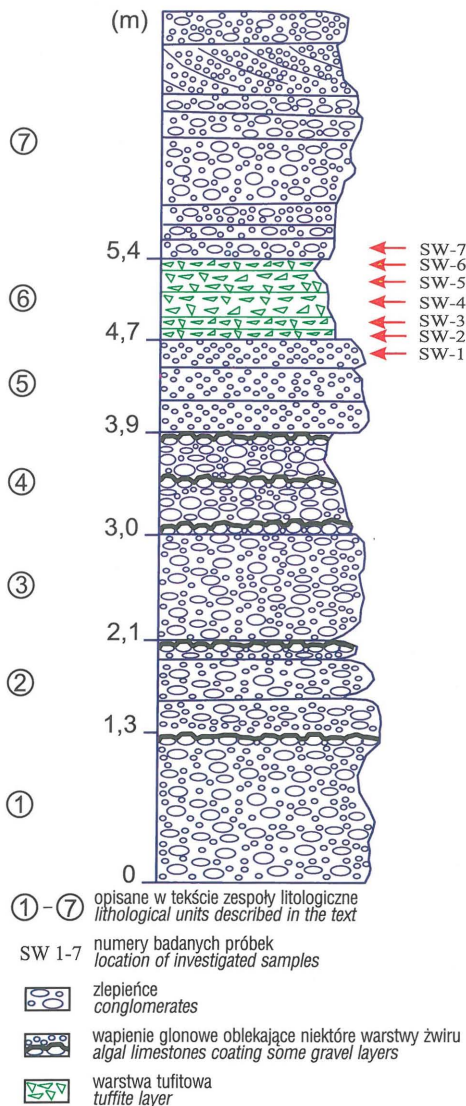
*Instytut Geologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań

**Instytut Geologii Podstawowej, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa



Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny (A) i geologiczny (B) pokazujące sytuację opisywanego odsłonięcia, zmodyfikowany wg Sokołowskiego i Jaczynowskiej, 1979

Fig. 1. Sketch-maps showing location (A) and geology (B) of investigated outcrop, modified after Sokołowski & Jaczynowska, 1979



Ryc. 2. Profil litologiczny zlepieńców eoceńskich z warstwą tufitu w korycie Suchoj Wody: 1–7 — warstwy opisane w tekście, SW-1–SW-7 — badane próbki

Fig. 2. Stratigraphic column of the eocene conglomerates with tuffite layer in the Sucha Woda river bed: 1–7 — layers described in the text, SW-1–SW-7 — investigated samples

Kuźniar (1908), a po nim Bieda (1959, 1963) na podstawie dużych otwornic starali się bardziej sprecyzować wiek tych utworów. Kuźniar (1908) doszedł do wniosku, że transgresja wzdłuż północnego skłonu Tatr była diachroniczna, że grube zlepieńce eocenu na Hrubym Reglu i w Tatrach Bielskich zaczęły się osadzać we wczesnym eocenie, a dolna granica węglanowych osadów z fauną morską i dolna granica fliszu są wyraźnie diachroniczne, choć obie mieszczą się między schyłkiem wczesnego eocenu a początkiem oligocenu. Na badanym przez nas obszarze, gdzie węglanowy eocen w odsłonięciach jest cienki albo brak go zupełnie, Kuźniar (1908, ryc. 3) sądził, że transgresja nastąpiła później — w środkowym eocenie, a między osadzeniem eocenu numulitowego i łupków zakopiańskich mogła się jeszcze zaznaczyć erozja w późnym eocenie. Bieda (1959, 1963) dokonał rewizji wcześniejszych oznaczeń i opracował bogate zbiory zgromadzone przez wielu geologów, wydzielił 4 poziomy — hemery o charakterze pośrednim pomiędzy poziomem zespolonym a poziomem rozkwitu. Pierwsze dwa zaliczył do późnego lutetu, trzeci do pogranicza środkowego i późnego eocenu, a czwarty umieścił się w późnym eocenie i zaliczył do niego stanowiska z numulitami we fliszu podhalańskim. W ten sposób zlepieńce dolne zostały zaliczone do późnego lutetu, wyższe węglanowo-zlepieńcowe utwory do bartonu i priabonu wczesnego, a zlepieńce górny i znaczna część fliszu podhalańskiego do priabonu, natomiast wyższa część fliszu mogła reprezentować wczesny oligocen (rupel). Bieda (1963) najbliższe opisywanego przez nas odsłonięcia badał zespoły otwornic z profilu na zboczach wąwozu Skalnite, przy ujściu do Suchoj Wody (ok. 1 km na E od badanego odsłonięcia) i w Potoku Chłabówka (ok. 1,7 km na W) w obu tych profilach znalazł otwornice wskazujące na hemery od I do III, a przy szosie koło mostku na Potoku Chłabówka, w wapieniach detrytycznych także zespół hemery IV.

Biostratygrafia opracowana przez Kuźniara (1908) i Biedę (1959, 1963) z małymi uzupełnieniami dominuje w literaturze do chwili obecnej i jest stosowana na mapach geologicznych (Sokołowski, 1959; Roniewicz, 1969, 1979, 1997; Sokołowski & Jaczynowska, 1979; Bac i in., 1979; Małecka, 1982; Nemčok i in., 1995). Stwierdzenie otwornic wczesnooligocenich w spągu warstw zakopiańskich, leżących powyżej utworów węglanowo-zlepieńcowych w otworze

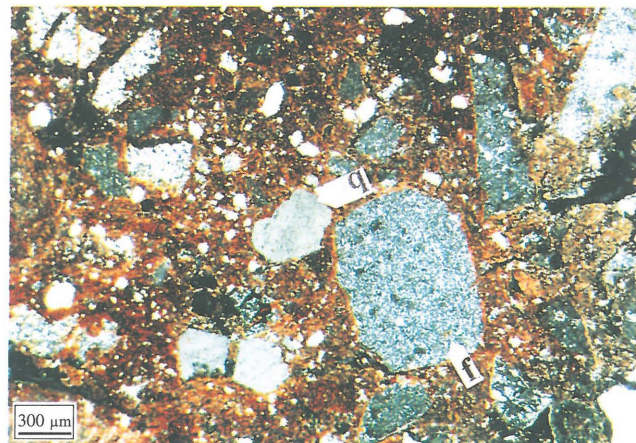
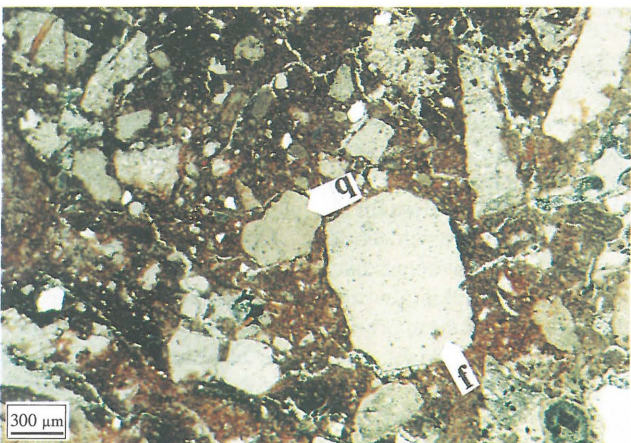


Ryc. 3. Warstwa tufitu między zlepieńcami późnoeocenijskimi, 1–7 — miejsca pobrania próbek SW-1–SW-7; fot. A. Przybycin
Fig. 3. Tuffite layer between Upper Eocene conglomerates, 1–7 — location of samples SW-1–SW-7



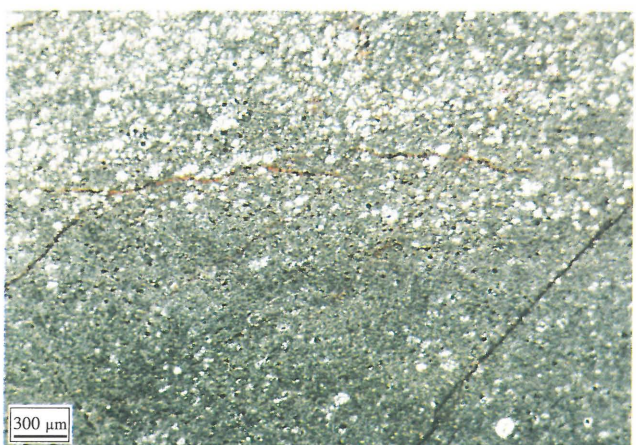
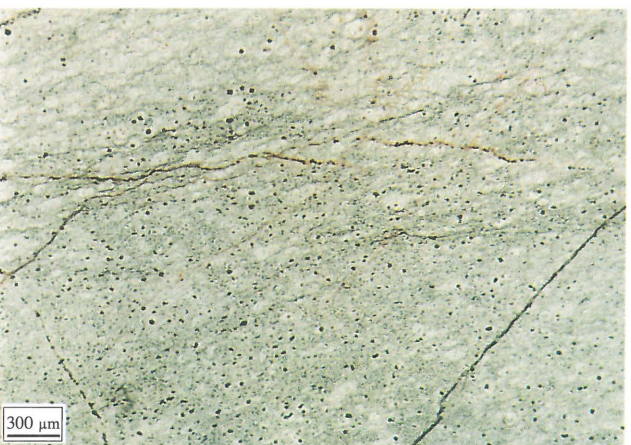
Ryc. 4. Droбноziarnisty tufit ze zblźnionym i skaolinizowanym fennokryształem skalenia, światło spolaryzowane, próbka SW-3

Fig. 4. Fine-grained tuffite with twinned and kaolinized feldspar phenocryst, crossed polarizers, sample SW-3



Ryc. 5, 6. Średnioziarnisty tufit (próbka SW-2) złożony z masy drobnoziarnistej, w której tkwią fennokryształy kwarcu (q) i skaolinizowanego skalenia (f), jeden polaryzator (ryc. 5) i polaryzatory skrzyżowane (ryc. 6)

Figs. 5, 6. Medium-grained tuffite, quartz (q) and kaolinized feldspar phenocrysts (f) in fine matrix, one polarizer (Fig. 5) and crossed polarizers (Fig. 6), sample SW-2

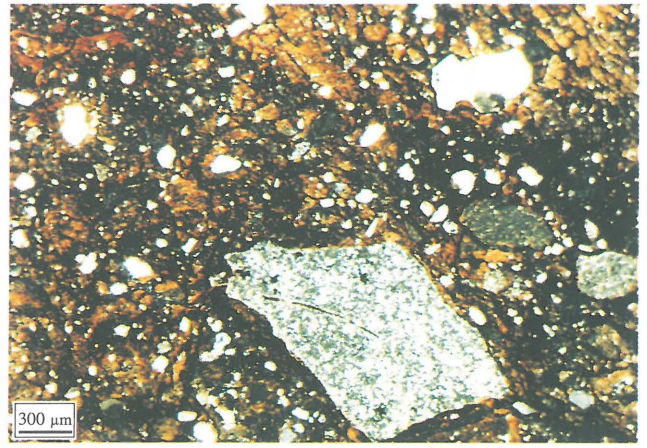
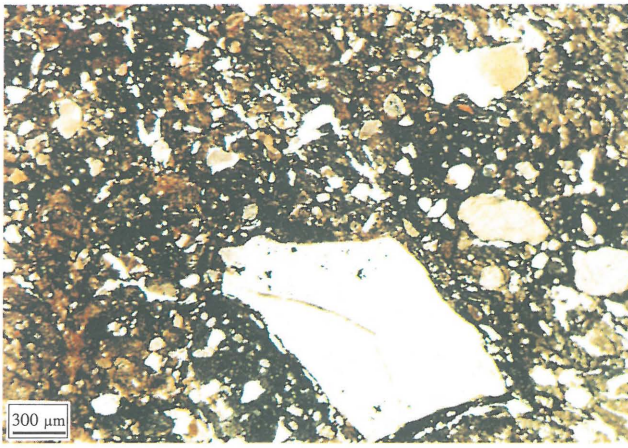


Ryc. 7, 8. Droбноziarnisty tufit (próbka SW-5) przy jednym polaryzatorze (ryc. 7), widać automorficzne, diagenetyczne kryształy pirytu i spłaszczony ślady agregatów szklanych; przy polaryzatorach skrzyżowanych (ryc. 8) widać zróżnicowanie wielkości ziaren w warstewkach

Figs. 7, 8. Fine-grained tuffite, automorphic diagenetic pyrite crystals and traces of welded pumice particles are visible with one polarizer (Fig. 7) and differences of grain sizes in thin layers are visible (crossed polarizers, Fig. 8), sample SW-5

Zakopane IG-1 (Blaicher, 1973) zachwiało tym schematem stratygraficznym opartym na zróżnicowaniu zespołów nu-

mulitowych, jednocześnie Olempska (1973) uznała hemery I i II za lokalne zróżnicowanie ekologiczne zespołów otwor-



Ryc. 9, 10. Średnioziarnisty tufit (próbka SW-4) ze skaolinizonymi spękanym skaleniem, jeden polaryzator (ryc. 9) i polaryzatory skrzyżowane (ryc. 10); ryc. 4–10 fot. A. Przybycin i J. Głazek
Figs. 9, 10. Medium-grained tuffite with cracked and kaolinized feldspar, one polarizer (Fig. 9) and crossed polarizers (Fig. 10), sample SW-4

nic, a zatem równowiekowe. Kulka (1985) poszedł jeszcze dalej i wszystkie te zespoły (hemery) zinterpretował jako zależne od warunków ekologicznych w dynamicznej i urozmaiconej strefie litoralnej, a nie od wieku, który określa jako najpóźniejszy lutet — najwcześniejszy priabon. Podobny pogląd wyraził Dudziak (1983, 1984), który warstwom zakopiańskim przypisał wyłącznie priaboński wiek, tym samym niżej leżące skały węglanowo-zlepieńcowate muszą być nieco starsze. Odmienne poglądy uzasadnił Gedl (1985, 1998a, 1998b), który najpierw stwierdził późnooligocenijski wiek najwyższych warstw fliszu (ostryskich), następnie uzasadnił pogląd, że warstwy zakopiańskie od spągu należą do wczesnego oligocenu, a tym samym cały flisz podhalański należy do oligocenu. Autor ten zakwestionował też pogląd o wczesnomiocenijskim wieku warstw ostryskich wyrażony poprzednio bez przytaczania argumentów (Pieńkowski & Westwalewicz-Mogilska, 1986; Westwalewicz-Mogilska, 1986). Obecnie na podstawie małych otwornic i dinocyst utworów fliszowe, od spągu warstw zakopiańskich zaliczane są do oligocenu, a podścielające je zlepieńce szare i wapienie numulitowe mogą reprezentować środkowy i późny eocen, oraz ewentualnie: w spągu wczesny eocen (czerwone zlepieńce), a być może na zachodzie, w stropie najwcześniejszy oligocen (Gedl, 1998a, 1998b). Jednakże zespoły małych otwornic stwierdzone w marglach, występujących pod zlepieńcami górnymi w kamieniołomie Pod Capkami (Alexandowicz & Geroch, 1963), na zlepieńcach, a pod fliszem w otworze Zakopane IG-1 oraz w spągu fliszu w potoku Przyporniak (Bleicher, 1973) wskazują na późny eocen, gdyż zawierają wskaźnikowy gatunek *Globigerapsis* (= *Globigerinatheka*) *index* (Finlay), który wyginał przed końcem późnego priabonu (por. Beckmann i in., 1981; Molina i in., 1993).

Jednocześnie stale jest rozważany problem diachroniczności transgresywnych osadów. Niewątpliwie zmienna miąższość i różne wykształcenie zlepieńców jest wynikiem stopniowego zalewania wyspy centralnokarpackiej (łądu weporsko-spiskiego Andrusova, 1965), na której miejscami, w zagłębieniach złożone zostały czerwone zlepieńce łądowe (Wyczółkowski, 1956; Sokołowski, 1959), a później pokryły je przekraczająco szare osady węglanowo-zlepieńcowate z fauną morską wskazującą na środkowy i/lub późny

eocen (Kuźniar, 1908; Bieda, 1963; Roniewicz, 1969; Olempska, 1973). Również górna granica zlepieńców i warstw zakopiańskich może być diachroniczna, a wewnątrz węglanowo-zlepieńcowych warstw możliwe są luki erozyjne, z których mogą pochodzić otoczaki, a nawet bloki wapieni i margli z numulitami znajduwane w młodszych warstwach zlepieńców zwanych górnymi i tworzących wkładki wśród warstw zakopiańskich (Kuźniar, 1908; Passendorfer, 1958, 1983; Passendorfer & Roniewicz, 1963; Roniewicz, 1969; Gedl, 1998b). Wielkie bloki eocenu numulitowego w zlepieńcach eocenijskich na przedpolu Tatr Bielskich dowodzą syngedymencyjnych ruchów uskoku trwających podczas syngedymencyjnych warstw zakopiańskich (Passendorfer, 1958, 1983; Passendorfer & Roniewicz, 1963; Roniewicz, 1969). Podobnie bloki i okruchy wapieni numulitowych oraz pojedyncze numulity eocenijskie w wyższych ogniwach fliszu, pochodzą zapewne z erodowanych wówczas osadów na dźwiganych sąsiednich strukturach, które zapewne też dostarczały materiału egzotycznego do basenu fliszowego. W tej sytuacji odkrycie miąższego poziomu tufitowego w obrębie zlepieńców i możliwość jego odszukania wokół Tatr, a także w sąsiednich basenach może być rozstrzygającym narzędziem korelacyjnym pozwalającym na dokładniejsze odczytanie paleogeografii podczas transgresji eocenijskiej w Karpatach Centralnych.

Występowanie tufitów w paleogenie Karpat Zachodnich

Osady wieku paleogeńskiego w Karpatach zawierają wiele poziomów tufitowych, których występowanie wskazuje na wzmożoną aktywność wulkaniczną w czasie syngedymencyjnej fliszowej (Koszarski & Wieser, 1960; Van Couvering i in., 1981; Wieser, 1985). Ponieważ nasze rozważania dotyczą tufitów z przedziału czasu od środkowego eocenu po późny oligocen, więc tu nie będziemy przytaczać wiadomości o występowaniu tufitów w wyraźnie starszych i w zdecydowanie młodszych formacjach fliszowych, a skoncentrujemy się na informacjach o występowaniu w Karpatach tufitów zbliżonego wieku.

W Karpatach zewnętrznych długoletnie studia petrograficzno-mineralogiczne Wiesera doprowadziły do wydzielenia 37 poziomów tufitowych ([W:] Van Couvering i in.,

Tab. 1. Analiza granulometryczna (w % wagowych)

Fracja Nr próbki	>60 μm	10–60 μm	5–10 μm	2–5 μm	<2 μm	Masa próbki (g)
SW-6	26,9	35,8	7,2	8,1	22,0	200
SW-5	84,2	5,4	1,8	2,3	6,3	200
SW-4	60,5	10,9	4,5	6,2	17,9	200
SW-3	69,2	12,1	3,6	3,9	11,2	200
SW-2	67,4	11,2	4,0	4,8	12,6	100

1981, s. 325), których ilość autor ten zredukował później do 31 (Wieser, 1985). Zarówno dane biostratygraficzne, jak i datowania trakowe dowodzą, że poziomy 1–7 należą do kredy, poziomy 8–11 reprezentują odcinek czasu od schyłku mastrychtu po wczesny eocen. Zapewne zbliżonego wieku do badanego przez nas stanowiska są dopiero tufity poziomów 12–24 występujące wśród pstrych łupków podmagurskich i podmenilitowych, margli globigerinowych, piaskowców magurskich i łupków menilitowych obejmujących czas od późnego eocenu po wczesny oligocen, pozostałe poziomy 25–31 należą już niewątpliwie do młodszej formacji krośnieńskiej reprezentującej późny oligocen i wczesny miocen (Wieser, 1985).

Opisane dotychczas tufity, z interesującego nas przedziału czasu, są zwykle cienkimi wkładkami o miąższości do paru centymetrów, jedynie niektóre warstwy mają większe miąższości, które można porównywać ze znalezionym przez nas tufitem. Tu możemy zacytować jedynie tufity występujące wśród pstrych łupków podmenilitowych płaszczowiny śląskiej ze stanowisk w Gąsiorach i Znamierowicach, oraz w Polanach w płaszczowinie magurskiej (Sikora & Wieser, 1959; Koszarski & Wieser, 1960; Van Couvering i in., 1981; Wieser, 1985; Leszczyński, 1996, 1997). W Gąsiorach, wkładka zbentonizowanego tufitu o miąższości 80 cm występuje w stropie margli globigerinowych ok. 6 m poniżej rogowców ze spągu łupków menilitowych (tufit 25a wg Van Couveringa i in., 1981, a 19 wg Wiesera, 1985), jest to tufit anortoklazowy z egirytem, a zatem tufit pochodzący z magm silnie alkalicznych (Koszarski & Wieser, 1960), co wyraźnie różni go od badanego przez nas. W Znamierowicach dwie wkładki tufitowe o miąższości ok. 50 cm każda rozdzielone warstwą piaskowców występują w podobnej pozycji ok. 10 m ponad stropem margli globigerinowych (tufity 25a i 25b wg Van Couveringa i in., 1981, a 19 wg Wiesera, 1985). Cyrkony z tych wkładek datował metodą traków Naeser na $34,6 \pm 1,4$ i $28,9 \pm 1,2$ mln lat ([W:] Van Couvering i in., 1981). W Polanach występują dwie wkładki tufitów wśród pstrych łupków podmagurskich rozdzielone ok. 10 m miąższą warstwą zielonych i czarnych łupków. Dolna warstwa ma 50 a górna 70 cm miąższości. Tufity te są silnie zbentonizowane i mają charakter andezytowy lub dacytowy (Sikora & Wieser, 1959). Cyrkony z obu tych tufitów były datowane na $41,7 \pm 1,7$ i $39,8 \pm 1,6$ mln lat (tufity 14 i 15 wg Van Couveringa i in., 1981, a 13 i 14 wg Wiesera, 1985). Studia stratygraficzne wykazują, że tufity ze Znamierowic i Gąsiorów występują ponad marglami globigerinowymi i należą już do wczesnego oligocenu (rupelu), zaś tufity z Polan występują poniżej odpowiedników margli globigerinowych w warstwach podmagurskich i należą do niższej części późnego eocenu (priabonu), bądź jeszcze do środkowego eocenu — bartonu (Van Couvering i in., 1981; Molina i in., 1993; Leszczyński, 1996, 1997).

Występowanie tufitów w obrębie fliszu podhalańskiego po raz pierwszy stwierdzili Michalik i Wieser (1959) w 17

punktach na zachodnim Podhalu, w obrębie warstw chochołowskich według litostratygraficznego podziału Gołąba (1959). Opisane przez nich tufity są podobne do znalezionego przez nas, lecz mają nieznaczne miąższości, tylko dwie zbentonizowane wkładki mają większą miąższość 20 i 30 cm. Halicki (1961) odnotował następnych 11 punktów występowania tufitów w warstwach chochołowskich i pierwszy punkt w warstwach zakopiańskich. Następne wkładki tufitowe w spągu warstw zakopiańskich stwierdził Wieser (1973) w otworze Zakopane IG 1 na głębokościach 944,2 i 996,0 m. Roniewicz i Westwalewicz-Mogilska (1974) wyróżnili 14 poziomów tufitowych w całym profilu fliszu od warstw zakopiańskich na południu i warstw szaflarskich na północy, po warstwy ostryskie na zachodnim Podhalu. Pieńkowski i Westwalewicz-Mogilska (1986) przedstawili na mapie przebieg 9 takich poziomów, a Westwalewicz-Mogilska (1986) zaznaczyła na profilu 23 poziomy tufitowe, co już wydaje się przesadą. Wszystkie te wkładki są cienkie, najgrubsze w warstwach chochołowskich sięgają 30 cm miąższości. Wcześniej tufit na Wierchu Porońcu, w stropie warstw zakopiańskich, odkrył A. Michalik (inf. listowna T. Wiesera z 6 lutego 1998), cyrkony z tego tufitu zostały wydatowane na $30,7 \pm 1,5$ mln lat (Van Couvering i in., 1981), co potwierdza pogląd o oligoceńskim wieku warstw zakopiańskich. Wszystkie znane dotychczas poziomy tufitowe we fliszu podhalańskim są znacznie cieńsze i młodsze od znalezionego przez nas tufitu, występującego wśród spągowych gruboklastycznych osadów, poniżej margli globigerinowych należących jeszcze do górnego eocenu.

Występowanie tufitów w eoceńskich formacjach na Słowacji jest znane z wielu miejsc na południu i wschodzie, natomiast brak informacji o występowaniu tufitów w formacjach eoceńskich Kotliny Liptowskiej (por. Gross i in., 1980). Poza drobnymi wystąpieniami centymetrowych miąższości na SE od Tat, na szczególną uwagę zasługuje „biotytowy piaskowiec” o miąższości od 1 do 5 m występujący szeroko w pstrych epikontynentalnych utworach na terenie Małej Dunajskiej Niziny na zlepieńcach i osadach fluwiolimnicznych, brackicznych i morskich zaliczanych do późnego lutetu i priabonu, a pod organodetrycznymi wapieniami zaliczanymi jeszcze do priabonu. Są to tufy i tufity, które z ciemnych minerałów zawierają tylko biotyt i są uważane za produkt wulkanów dających biotytove andezyty i dacyty w górach Matra i Bukowych. Eoceńskie stratowulkany znamy z północnych Węgier (góry Buda, Mátra i Pilis), a w sąsiednich regionach Węgier (Las Bakoński, Mała Nizina Węgierska) towarzyszy im zapewne ten sam, gruby poziom tufitowy, którego spąg tradycyjnie jest przyjmowany jako lokalna (konwencjonalna) dolna granica priabonu (Kuthan, 1948; Andrusov, 1965; Gidai, 1971; Kopek i in., 1971; Varga, i in., 1975).

Metody badań

Badania laboratoryjne zebranych w terenie próbek obejmowały wykonanie licznych płytek cienkich do badań mikroskopowych (ryc. 4–10), analiz granulometrycznych metodą sedymentacyjną w celu wydzielenia frakcji ilowej (2 μm , por. tab. 1), termicznych analiz różnicowych z tej frakcji i całych skał (ryc. 12) oraz rentgenowskich (ryc. 11) składu mineralnego badanej warstwy tufitowej. Termiczne analizy różnicowe wykonano na derywatografie MOM produkcji węgierskiej w Instytucie Geologii Podstawowej UW w nastę-

pujących warunkach: czułość TG 200 mg, DTA $1/5$, DTG $1/10$, masa próbki 800 mg. Analizy rentgenowskie wykonano na dyfraktometrze URD-6 produkcji niemieckiej w Instytucie Geologii UAM, stosując promieniowanie $\text{CuK}\alpha$ z filtrem niklowym. Rejestrowano obraz dyfrakcyjny orientowanej próbki surowej, glikolowanej i prażonej w temperaturze 550°C w zakresie kątów 2Θ od 3 do 63, jednak na ryc. 11 jest przedstawiona tylko bardziej diagnostyczna część dyfraktogramów w zakresie kątów 2Θ od 3 do 35° .

Opis odsłoneń

Występowanie odsłoneń paleogenu podhalańskiego w dolinie Suchej Wody znane już było Uhligowi (1905), który znaczył zlepniece na zboczach Kobyły i Przedniej Kopy Sołtysiej, a czarne łupki i piaskowce (flisz) w korycie potoku i jego sąsiedztwie. Później, dokładniejsze prace kartograficzne przesadnie ograniczyły zasięgi odsłoneń skał starszych na korzyść pokrywy czwartorzędowej (Sokołowski & Jaczynowska, 1979; Nemčok i in., 1995). Odsłonecia zlepnieców w dolinie Suchej Wody opisał po raz pierwszy Roniewicz (1969, s. 551) i są zaznaczone na mapie Bac i in. (1979). Zaczynają się one ok. 50 metrów poniżej pierwszego mostu drogi jezdnej z Brzezin na Halę Gąsienicową pomiędzy granitoidowymi głazami w korycie potoku na przestrzeni następnych 50 m, oraz występują płatami ponad stromą południową skarpię doliny, na zboczu Kobyły (ryc. 1). Płaty na zboczu tworzą masywne zlepniecowate wapienie ze słabo obtoczonymi okruchami wapieni i rogowców jurajskich, które trudno odróżnić od zwierzeliny tych skał, na których leżą. W korycie potoku odsłania się zaś kilka ławic zlepnieców polimiktycznych łagodnie nachylonych ku północy ($80/10\text{N}$). Wyraźnie uławiczone zlepniece składają się z dobrze obtoczonych otoczek o średnicach od paru do 30 cm. W stropie niektórych ławic zlepnieców występują powłoki — przewarstwienia czarnego wapienia glonowego (ryc. 2) podkreślające uławiczenie. Podobne powłoki spotyka się też na niektórych otoczkach. W zlepniecach tych występują otoczki skał odsłaniających się w sąsiedztwie na Kopach Sołtysich, Kobyłe, Krzywaniu i Kopieńcach (Roniewicz, 1969; Przybycin, 1994; por. Sokołowski & Jaczynowska, 1979). Są to głównie otoczki dolnojurańskich wapieni plamistych, dolomitów środkowotriasowych i jasnych piaskowców kwarcytowych synemuru, spotyka się też drobne, słabo obtoczone okruchy ciemnych rogowców pochodzących z formacji występujących w pobliskich odsłoneciach.

Nieco dalej na wschód w podcięciu lewego (północnego) brzegu, ponad opisanymi ławicami zlepnieców, a pod wyżej odsłoniętymi zlepniecami w skarpię koryta potoku, leży warstwa skał ilastych, spękanych na ostrokrawędziste bloczki o miąższości ok. 70 cm. Na sucho, okruchy tej skały są dość twarde, a w wodzie pęcznieją i rozmakają co nasunęło przypuszczenie, że są to bentonity. Warstwa ta wyraźnie różni się od otaczających ją zlepnieców. Zupełnie nie zawiera widocznych makroskopowo otoczek. Barwa jej jest zmienna popielatoszara z nieregularnymi smugami rdzawymi, szczególnie w stropie i spągu. Ten fragment profilu został opróbowany szczegółowo, poziom tufitowy reprezentują próbki od SW-2 do SW-6, natomiast próbki SW-1 i SW-7 są zlepniecami występującymi bezpośrednio pod i nad opisywaną warstwą (ryc. 2). Próbki: SW-2, SW-4 i SW-6 są żółtawobrunatne, a SW-3 i SW-5 popielatoszare (ryc. 3). Odsłonecia w korycie i w podcięciu lewego brzegu tworzą ciągły profil, natomiast płaty na południowym zbo-

czu doliny, reprezentują spagową część profilu, którą trudno dokładnie umieścić w profilu, gdyż prawdopodobnie pod skarpię przebiega niewielki uskok lub fleksura, co powoduje stromszy upad spagowych zlepnieców występujących wyżej na zboczu i odsłanianie się skał jurajskich u dołu skarpy (ryc. 1).

Profil odsłoneń w korycie potoku składa się z następujących warstw (ryc. 2):

1) 0–1,3 m — zlepniece o urozmaiconym składzie litologicznym żwirów o przeciętnych średnicach 2–5 cm, rzadko 15 cm, a w stropie do 30 cm średnicy. Te ostatnie pokryte są czarną powłoką glonową;

2) 1,3–2,1 m — podobne zlepniece, lecz obfitujące w grube otoczki pokryte w stropie powłoką czarnego wapienia glonowego;

3) 2,1–3,0 m — kolejna warstwa podobnych zlepnieców;

4) 3,0–3,9 m — warstwa zlepnieców poprzerastana powłokami glonowymi obrastającymi otoczki mierzące do 30 cm średnicy i rurki serpul, wśród otoczek występują liczne okruchy pobliskich rogowców jurajskich sięgające też 30 cm średnicy, lecz zwykle drobne i kanciaste;

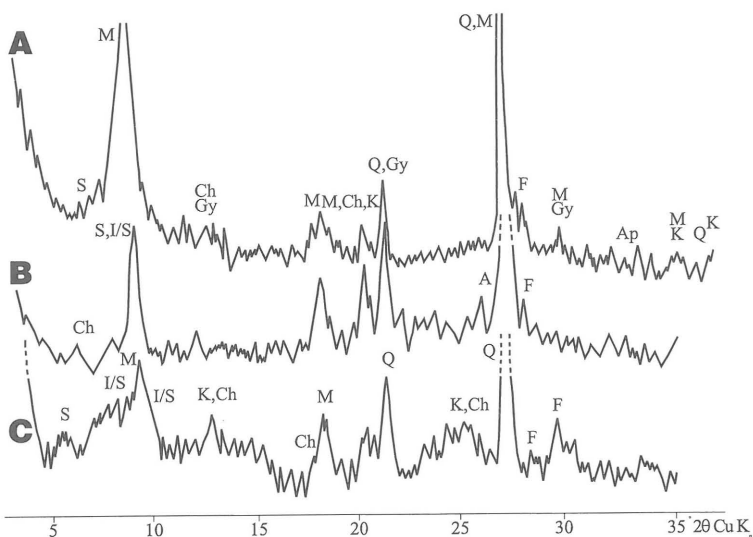
5) 3,9–4,7 m — trzy warstwy zlepnieców z otoczkami do 10 cm średnicy;

6) 4,7–5,4 m — warstwa tufitowa, ilasta i nie burząca z HCl. Prawdopodobnie ruda barwa w stropie i spągu jest wywołana utlenieniem pirytu przez wody infiltrujące z sąsiadujących zlepnieców, natomiast ciemna smuga oznaczona numerem 3 na ryc. 3, którą reprezentuje próbka SW-3 składa się z materiału bardzo drobnoziarnistego, nieprzepuszczającego (ryc. 4) i dlatego nie uległa utlenieniu, podobnie jak wyższa smuga ciemna oznaczona 5 na ryc. 3, którą przedstawia próbka SW-5 (ryc. 7, 8). Widać też, że utlenieniu uległy smugi zbudowane z bardziej piaszczystych tufów obfitujące w fennokryształy (ryc. 5, 6, 9, 10).

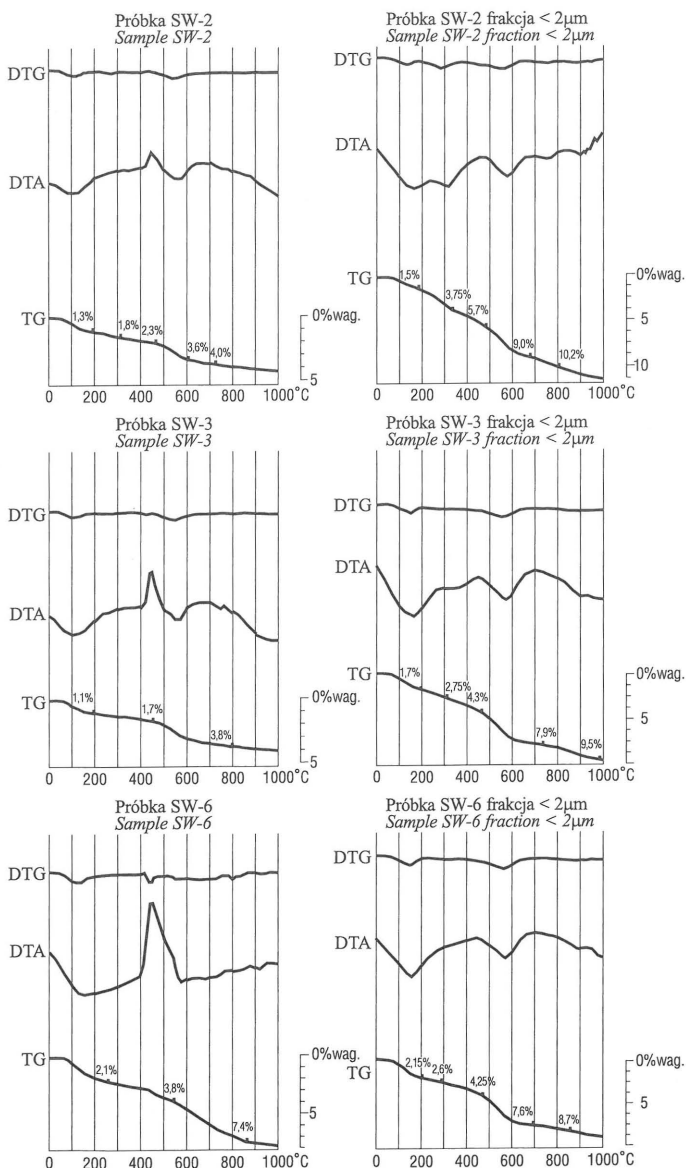
7) 5,4–7,5 m — dwie warstwy zlepnieców z drobniejszymi i lepiej obtoczonymi okruchami skał węglanowych i piaskowców, a małą ilością okruchów pobliskich rogowców. W bardziej drobnoziarnistych członach wyższej ławicy widać tangencjalne warstwowanie.

Analiza składu petrograficznego skały

Badania mikroskopowe potwierdziły przypuszczenie o piroklastycznym charakterze skał warstwy 6 (ryc. 2). Wykazały zróżnicowanie frakcji w poszczególnych warstwach. Próbki SW-3 i SW-5 przedstawiają drobnoziarnisty tufit z wyraźną laminacją podkreśloną zróżnicowaną wielkością ziarn mineralnych w sąsiednich laminach (ryc. 4, 7, 8), natomiast próbki SW-2, SW-4 i SW-6 są średnioziarnistymi tufitami złożonymi z drobnoziarnistej masy ilastej, w której tkwią liczne krystaloklasty skaolinityzowanych skaleni i mniej liczne kwarcu o zarysach hipautomorficznych (ryc. 5, 6, 9, 10). Obserwacje mikroskopowe pozwoliły też wyróżnić dwie generacje kwarcu. Obtoczone ziarna pochodzenia detrytycznego oraz zwykle drobniejsze hipautomorficzne, bądź ostrokrawędziste o trójkątnym zarysie z wklęsłymi bokami, rzadziej z zatokami korozyjnymi (ryc. 9, 10 u góry). Liczne są pseudomorfozy po skaleniach wypełnione obecnie minerałem ilastym optycznie przypominającym kaolinit (ryc. 4, 6, 10), ich hipautomorficzne kształty, o wklęsłych ścianach, klinowate odłupki, zatoki korozyjne i spękania (ryc. 5, 6, 9, 10) dowodzą, że są to ziarna piroklastyczne. Widoczne ślady polisyntetycznych zbliźniaczeń



Ryc. 11. Dyfraktogramy sedimentowanej próbki tufitu: A — surowej, B — glikolowanej, C — prażonej w temperaturze 550°C. Objasnienia w tekście
Fig. 11. X-ray diffractograms of tuffite sample: A — raw, B — glycolized, C — roasted at 550°C. Explanations in the text



(ryc. 4) wskazują, że wśród skaleni są plagioklasy. Na krystaloklastach skaleni widać obwódki reakcyjne złożone z drobnouseczkowych rdzawych minerałów ilastych i uwodnionych tlenków żelaza (ryc. 4, 6). W grubiej ziarnistych warstewkach widać rude blaszki, zapewne rozłożonego biotyty (ryc. 6). Głównym składnikiem tego tufitu jest przeobrażona szklisto-popiołowa masa podstawowa (*matrix*), tworząca zwłaszcza drobnziarniste warstewki pozbawione krystaloklastów (ryc. 7 i 8) lub z bardzo małą ich ilością (ryc. 4). W tej masie można dostrzec soczewkowane agregaty, prawdopodobnie skiality (cienie) po uległych kompacji kropelkach szklawa wulkanicznego, które wykazują też segregację w trakcie sedimentacji (ryc. 7). W zielonawych, drobnziarnistych warstewkach widać znaczną ilość pirytu występującego w automorficznych rozproszonych kryształkach złotawych w świetle odbitym (ryc. 7, 8). W bardziej gruboziarnistych warstewkach nie można rozpoznać pirytu, natomiast powszechnie występują wtórne uwodnione tlenki żelaza nadające skałe barwę rdzawą. Proces utleniania jest widoczny w zielonej warstewce wzdłuż spękań (ryc. 7). Wśród składników ziarnistych rzadko

można rozpoznać też okruszki łupków metamorficznych. W płycie cieniowej z próbki pobranej ze spągowej części poziomu widać znaczną domieszkę okruszków skał ilastych, co może być śladem rozmycia osadów na dnie basenu przez fale wzbudzone wybuchem wulkanu (tsunami?).

Sedymentacyjna analiza uziarnienia (tab. 1) wykazała, że wszystkie próbki oprócz SW-6 zawierają przewagę frakcji powyżej 60 μm. Próbka SW-6, leżąca w profilu najwyżej ma największy z wszystkich próbek udział frakcji poniżej 2 μm. Próbkę SW-4 i SW-6 zawierają stosunkowo więcej materiału o frakcji poniżej 2 μm, a mniej frakcji powyżej 60 μm niż próbki SW-3 i SW-5. W prawie izotropowej masie podstawowej zapewne występuje krzemionka spajająca agregacji ilaste, które nie uległy rozmoknięciu. Krzemionka ta zapewne pochodzi z rozkładu glinokrzemianów, głównie szklawa i skaleni, co powoduje pozorną sprzeczność wyników analizy uziarnienia z obrazem mikroskopowym.

Badania rentgenowskie próbki SW-6 potwierdziły wyniki oznaczeń mikroskopowych i pozwoliły na dokładniejszą identyfikację składu mineralnego, szczególnie minerałów ilastych. Z obrazu dyfrakcyjnego próbki (ryc. 11) wynika, że głównym składnikiem mineralnym badanych skał są minerały ilaste. Dają one najwyraźniejsze linie w niskokątowym zakresie dyfraktogramów i są reprezentowane przez mieszanopakietowe łuszczyki dioktaedryczne (M), głównie illit (I) oraz fazę illit/smektyt (I/S) dające szereg refleksów, z których najważniejsze i najbardziej intensywne odpowiadają odległościom d_0 około 11,8, 10,4, 4,95, 4,46 i 3,34 Å. Występowanie warstwowych łuszczyków dioktaedrycznych potwierdza również typowy dla nich refleks 02l. Linia dyfrakcyjna 14,49 Å w próbce po wyprażeniu wskazuje na występowanie pewnej domie-

Ryc. 12. Termiczne analizy różnicowe
Fig. 12. Differential thermal analyses

szki chlorytów (Ch), prócz tego występuje prawdopodobnie domieszka kaolinitu (K). Kwarc (Q) wykazuje szereg refleksów, z których najważniejsze i najbardziej intensywne odpowiadają odległościom d równym około 4,25, 3,34 i 2,45 Å. Linie dyfrakcyjne plagioklazów (F) pojawiają się około 3,22 i 3,21 Å w próbce surowej oraz 3,20 i 3,06 Å w próbce glikolowanej. Oprócz tego występują linie dyfrakcyjne wskazujące na domieszki najprawdopodobniej fosforanów — apatyt (Ap), siarczanów — gips (Gy), który po wyprażeniu próbki przeszedł w anhydryt (A) oraz kalcytu (C). Z badań tych wynika, że głównymi składnikami tej próbki są: jasna hydromika typu illit lub illit/smektyt oraz kwarc, podrzędnie zaś występują plagioklasy, chloryty, kaolinit, apatyt, gips i kalcyt.

Termiczne analizy różnicowe próbek: SW-2, SW-3 i SW-6 (ryc. 12) pozwoliły w przybliżeniu ustalić ich ilościowy skład mineralny. Analiza derywatogramów (ryc. 12): z próbki SW-2 dała następujący skład: minerały ilaste 41,5% (z przewagą illitu nad beidelitem), substancje termicznie nieczynne (kwarc i inne) 52,1%, getyt 4,9%, siarczki 1,5% i śladowe ilości kalcytu; z próbki SW-3 dała skład: minerały ilaste 46,7% (z przewagą illitu nad beidelitem), substancje termicznie nieczynne (kwarc i inne) 51,5%, siarczki 1,8% i śladowe ilości getytu; a z próbki SW-6 dała skład: minerały ilaste (z przewagą illitu nad beidelitem) 64,3%, substancje termicznie nieczynne (kwarc i inne) 30,6%, siarczki 5,1% i śladowe ilości getytu, proporcje minerałów ilastych w tej próbce można określić na 80% illitu i 20% beidelitu (smektytu).

Podsumowując wyniki analiz możemy określić tę skałę jako mułowiec tufitowy o zmiennej frakcji w poszczególnych warstwach. W jego skład wchodziły minerały ilaste: illit (ok. 40%), smektyt (ok. 10%), kwarc pochodzenia piroklastycznego i detrytycznego. Składnikami podrzędnymi są plagioklasy, piryty (ok. 3%), chloryty, apatyt, gips i kalcyt. Minerały ilaste pochodzą zapewne z rozkładu szkliwa wulkanicznego i skaleń, których formy, a nawet ślady zbliźniaczeń polisyntetycznych są czasem dobrze czytelne w płytkach cienkich. Piryty i kalcyty występujące podrzędnie są zapewne pochodzenia diagenetycznego, powstały w osadzie przy udziale niedotlenionych wód porowych. Pojawiające się w małych ilościach getyt i gips są zapewne minerałami wtórnymi — wietrzeniowymi powstałymi z rozkładu piryty w węglanowym i dobrze utlenionym środowisku. W porównaniu z utworami otaczającymi, materiał zawarty w tej warstwie jest zdecydowanie pochodzenia allochtonicznego. Osad ten można uznać za popiół wulkaniczny.

Dyskusja

Odkryta przez nas 70 cm gruba warstwa ilasta wśród transgresywnych zlepieńców eoceńskich Tatr w korycie Suchej Wody jest zbentonizowanym tufitem o składzie zbliżonym do dacytu. Jest to pierwsze stwierdzenie takich skał wśród zlepieńców eoceńskich. Prawdopodobnie drugim takim wystąpieniem jest warstwa ilasta wśród zlepieńców w Złotym Potoku, którą odnotował i sfotografował Sokołowski (1978, s. 56, plansza II, fot. 1). Jednak obecnie stanowisko to jest zapełnione i jego zbadanie wymaga przeprowadzenia robót ziemnych.

Osobnym zagadnieniem jest zachowanie tak grubej warstwy tufitu wśród zlepieńców osadzonych w wysokoenergetycznym środowisku litoralnym. W opisanym profilu zlepieńce podścielające tworzyły się zapewne w strefie sublitoralnej, przy udziale organizmów roślinnych. Wapienie

glonowe tworzące przewarstwienia wśród zlepieńców, budowały prawdopodobnie maty glonowe, które pokrywały części przybrzeżnej platformy akumulacyjnej zasłanej przemytym żwirem. Brak większej ilości materiału detrytycznego w wapieniach glonowych oraz skąpa ilość dużych otoczaków obrosniętych matami glonowymi, wskazują że warstwy glonowe tworzyły się w jakimś miejscu na tyle spokojnym, iż nie był tam transportowany muł, piasek i otoczaki. Natomiast leżące na dnie otoczaki były dobrze przemyte przez fale zapewne sztormowe. Mogły to być zbiorniki wody wypełniające zagłębienia pomiędzy przybrzeżnymi nasypami żwirowymi osadzonymi w nieco wcześniejszej fazie sedymentacji o znacznie większej energii (Roniewicz, 1969).

Sama warstwa tufitowa wykazuje zróżnicowanie materiału w poszczególnych warstewkach, więc nie może być osadem jednorazowej chmury popiołów wulkanicznych obiekających równomierną powłoką nierówności powierzchni. Może to być wynikiem powtarzających się kolejnych erupcji wulkanicznych z tego samego centrum, albo efektem spłukiwania jednorazowej powłoki do zagłębień na dnie. Niewielki udział materiału detrytycznego wskazuje raczej na pierwszą ewentualność.

Warstwa tufitowa z Suchej Wody jest dużo grubsza i występuje stratygraficznie znacznie niżej od wszystkich dotychczas rozpoznanych wkładek tufitowych wśród fliszu podhalańskiego. Stratygraficznie występuje ok. 1 km niżej od tufitu z Wierchu Porońca ze stropu warstw zakopiańskich datowanego na $30,7 \pm 1,5$ ma (Van Couvering i in., 1981, inf. listowna T. Wiesera 1998). Prawdopodobnie tufit z Suchej Wody jest odpowiednikiem jednej z dwu grubych wkładek tufitowych w Polanach w płaszczynie magurskiej datowanych na $41,7 \pm 1,7$ i $39,8 \pm 1,6$ ma (Sikora & Wieser, 1959; Van Couvering i in., 1981), oraz bardzo grubych tufitów (1–5 m) zwanych piaskowcem biotytyowym z Małej Niziny Węgierskiej, które bezpośrednio łączą się z dacytowymi wulkanami północnych Węgier (Kuthan, 1948; Andrusov, 1965; Gidai, 1971; Kopek i in., 1971; Varga i in., 1975; Kováč i in., 1993).

Dotychczasowe dane stratygraficzne wskazują, że opisany tu tufit stanowi wkładkę w obrębie transgresywnych (dolnych) zlepieńców eoceńskich Tatr występujących poniżej margli globigerinowych późnego priabonu (Alexandrowicz & Geroch, 1963; Blaicher, 1973; por. Van Couvering i in., 1981; Molina i in., 1993; Leszczyński, 1997). Może więc stanowić odpowiednik wspomnianego wyżej piaskowca biotytyowego z północnych Węgier i południowej Słowacji, którego spąg jest tradycyjnie przyjmowany jako lokalna — konwencjonalna dolna granica priabonu. Na podstawie tych wszystkich danych stratygraficznych i dotychczasowych datowań cyrkonów z tufitów karpaccich można przypuszczać, że wiek badanego tufitu odpowiada wczesnemu priabonowi i w przybliżeniu wynosi ok. 40 ± 2 ma.

Wdzięczni jesteśmy dr hab. E. Dubińskiej (IGMP UW) i prof. UAM, dr hab. A. Muszyńskiemu (IG UAM) za interpretację dyfraktogramów rentgenowskich, prof. dr hab. R. Wyrwickiemu za wykonanie i dr D. Olszewskiej-Nejbert (oboje z IGP UW) za pomoc w interpretacji różnicowych analiz termicznych, a dr hab. A. Barczukowi (IGMP UW) za konsultacje podczas badań mikroskopowych, utwierdzenie nas w tufowej interpretacji opisanych skał i krytyczne przeczytanie tekstu, które pozwoliło nam uniknąć błędów i niejasności. Panu prof. dr T. Wieserowi dziękujemy za niepublikowane informacje o tuficie z Wierchu Porońca badanym wspólnie z prof. dr A. Michalikiem.

Literatura

- ALEXANDROWICZ S. W. & GEROCH S. 1963 — Zespół małych otworów w eocenie tatrzańskim. Rocznik Pol. Tow. Geol., 33: 219–228.
- ANDRUSOV D. 1965 — Geológia československých Karpát, 3: 1–392. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava
- BAC M., BURCHART J., GŁĄZEK J., IWANOW A., JAROSZEWSKI W., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MASTELLA L., OZIMKOWSKI W., RONIEWICZ P., SKUPIŃSKI A. & WESTFALEWICZ-MOGILSKA E. 1979 — Mapa geologiczna Tatr Polskich 1 : 30 000. Wyd. Geol.
- BECKMANN J. P., BOLLI H. M., PERCH-NIELSEN K., PROTO DECIMA F., SAUNDERS J. B. & TOUMARKINE M. 1981 — Major calcareous nannofossil and foraminiferal events between the Middle Eocene and Early Miocene. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 36: 155–190.
- BIEDA F. 1959 — Paleontologiczna stratygrafia eocenu tatrzańskiego. Biul. Inst. Geol., 149: 215–224.
- BIEDA F. 1963 — Duże otwornice eocenu tatrzańskiego. Pr. Inst. Geol., 37: 1–215.
- BLAICHER J. 1973 — Mikrofauna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG. Biul. Inst. Geol., 265: 105–133.
- CAS R. A. F. & WRIGHT J. V. 1987 — Volcanic successions. Modern and ancient. Chapman & Hall, London: 1–528.
- DUDZIAK J. 1983 — Stratygrafia fliszu podhalańskiego (paleogen) na podstawie nannoplanktonu wapiennego. I: Formacja zakopiańska dolin Białego Dunajca i Białki. Stud. Geol. Pol., 77: 55–81.
- DUDZIAK J. 1984 — Stratygrafia fliszu podhalańskiego (paleogen) na podstawie nannoplanktonu wapiennego. II: Formacja zakopiańska dolin Małej Łąki, Białego Potoku i Suchej Wody. Studia Geol. Pol., 83: 67–83.
- GEDL P. 1995 — Dinoflagellate Cysts from the Ostrysz Formation (Oligocene Flysch, Polish Inner Carpathians), their Age and Palaeoecology. Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc., 43: 79–98.
- GEDL P. 1998a — Wiek fliszu podhalańskiego na podstawie dyncocyst. Prz. Geol., 46: 45–46.
- GEDL P. 1998b — Biostratygrafia i środowisko sedimentacji paleogenu podhalańskiego na podstawie badań palinologicznych. Streszcz. ref. Oddz. Poznańskiego Pol. Tow. Geol., 7: 65–84.
- GIDAI L. 1971 — Les rayons de facies de l'éocène dans la région nord-est de la Transdanubie. Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici, 54: 113–139.
- GOŁĄB J. 1959 — Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. Biul. Inst. Geol., 149: 225–239.
- GROSS P., KÖHLER E., BIELY A., FRANKO O., HANZEL V., HRICKO J., KUPČO G., PAPAŠOVA J., PRIECHODSKÁ Z., SZALAIOVÁ V., SNOPOKOVÁ P., STRÁNSKA M., VAŠKOVSKÝ I. & ZBOIL L. 1980 — Geológia Liptovskej Kotliny. Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava: 1–242.
- HALICKI B. 1961 — Z badań nad fliszem podhalańskim i magurskim na Podhalu. Acta Geol. Pol., 11: 477–482.
- KOPEK G., DUDICH E. Jr. & KECSKEMÉTI T. 1971 — L'éocène de la Montagne du Bakony. Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici, 54: 201–231.
- KOSZARSKI L. & WIESER T. 1960 — Nowe horyzonty tufowe w starszym paleogenie Karpat fliszowych. Kwart. Geol., 4: 749–771.
- KOVÁČ M., MICHALÍK J., PLAŠIENKA D. & MATO L. 1993 — Alpínsky vývoj Západných Karpát. Vyd. Prírodovedecká Fakulta Masarykovy Univ., Brno: 1–96.
- KULKA A. 1985 — Armi sedimentological model in the Tatra Eocene. Kwart. Geol., 29: 31–64.
- KUTHAN M. 1948 — Undačný vulkanizmus karpatského orogenu a vulkanologické štúdiá v sev. casti Prešovských hor. Práce Státn. Geol. Úst., 17: 87–145.
- KUŹNIAR W. 1908 — Eocen tatrzański. Spraw. Komis. Fizjogr. Akad. Umiej. w Krakowie, 42: 25–57.
- LESZCZYŃSKI S. 1996 — Origin of lithological variation in the sequence of Sub-Menilite Globigerina Marl at Znamierowice (Eocene–Oligocene transition, Polish Outer Carpathians). Ann. Soc. Geol. Pol., 66: 245–267.
- LESZCZYŃSKI S. 1997 — Origin of the Sub-Menilite Globigerina Marl (Eocene–Oligocene transition) in the Polish Outer Carpathians. Ann. Soc. Geol. Pol., 67: 367–427.
- LORENC S. & ZIMMERLE W. 1993 — Miozäne Kaolin-Kohlenstonsteine aus dem Braunkohlen-Tagebau von Bełchatów, SW von Łódź (Polen). Z. Deutsch. Geol. Ges., 144: 187–223.
- MAŁECKA D. 1982 — Mapa głównych jednostek geologicznych Podhala i obszarów przyległych, 1 : 100 000. Wyd. Geol.
- MICHALIK A. & WIESER T. 1959 — Tufity we fliszu podhalańskim. Kwart. Geol., 3: 378–389.
- MOLINA E., GONZALVO C. & KELLER G. 1993 — The Eocene–Oligocene planktic foraminiferal transition: extinction, impacts and hiatuses. Geol. Mag., 130: 483–499.
- NEMČOK J., BEZÁK V., BIELY A., GOREK A., GROSS P., HALOUZKA R., JANÁK M., KAHAN Š., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MELLO J., REICHWALDER P., RAČZKOWSKI P., RYKA W., WIECZOREK J. & ZELMAN J. 1995 — Geologická mapa Tatier 1 : 50 000. Wyd. Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava.
- OLEMPKA E. 1973 — The genus *Discocyclina* (Foraminiferida) from the Eocene of the Tatra Mts., Poland. Acta Palaeont. Pol., 18: 71–93.
- PASSENDORFER E. 1958 — W sprawie sedimentacji eocenu tatrzańskiego. Acta Geol. Pol., 8: 451–476.
- PASSENDORFER E. 1983 — Jak powstały Tatry. Wyd. 7. Wyd. Geol.
- PASSENDORFER E. & RONIEWICZ P. 1963 — Jeszcze w sprawie wyspy tatrzańskiej w eocenie. Acta Geol. Pol., 13: 1–12.
- PIENKOWSKI G. & WESTWALEWICZ-MOGILSKA E. 1986 — Trace fossils from the Podhale Flysch Basin, Poland — example of ecologically-based lithocorrelation. Lethaia, 19: 53–65.
- PRZYBYCIN A. 1994 — Budowa geologiczna Kop Sołtysich w Tatrach. Arch. Inst. Geol. Podst. UW, Warszawa.
- PRZYBYCIN A., SOCHACZEWSKI A. & GŁĄZEK J. 1998 — Tufit wśród zlepieńców eoceńskich Tatr. Prz. Geol., 46: 44–45.
- RONIEWICZ P. 1969 — Sedimentacja eocenu numulitowego Tatr. Acta Geol. Pol., 19: 503–608.
- RONIEWICZ P. 1979 — Paleogen Tatr i Podhala. Przew. 51 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zakopane: 57–72.
- RONIEWICZ P. 1997 — Paleogen. Przew. 68 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Zakopane: 69–72.
- RONIEWICZ P. & WESTWALEWICZ-MOGILSKA E. 1974 — Tuffites in the Podhale Flysch (Western Carpathians). Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. Terre, 22: 37–43.
- SIKORA W. & WIESER T. 1959 — The Occurrence of Bentonites in Variegated Shales of the Magura Nappe. Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. Chim., Géol. Géogr., 7: 491–496.
- SOKOŁOWSKI S. 1959 — Zdjęcie geologiczne strefy eocenu numulitowego wzdłuż północnego brzegu Tatr Polskich. Biul. Inst. Geol., 149: 197–213.
- SOKOŁOWSKI S. 1978 — Geologia strefy regłowej Tatr Polskich między Kopami Sołtysimi a Białką. Pr. Muz. Ziemi, 28: 35–61.
- SOKOŁOWSKI S. & JACZYŃNOWSKA W. 1979 — Mapa geologiczna Tatr Polskich, 1 : 10 000, ark. A4 — Kopieniec. Wyd. Geol.
- UHLIG V. 1897 — Die Geologie des Tatrgebirges. I. Einleitung und Stratigraphischer Theil. Denkschr. Akad. Wiss. Math.-Naturwiss. Cl., 64: 643–684.
- UHLIG V. 1905 — Tatry. Mapa geologiczna 1 : 75 000, pas 7 i 8, słup II i III. Atl. geol. Galicji, z. 24, Wyk. w c. i k. Zakładzie wojsk. geogr. Wiedeń.
- VAN COUVERING J. A., AUBRY M.-P., BERGGREN W. W., BUJAK J. P., NAESER C. W. & WIESER T. 1981 — The Terminal Eocene event and the Polish Connection. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 36: 321–362.
- VARGA G., CSILLAGNÉ-TEPLÁNSZKY E. & FÉLEGYHÁZI Z. 1975 — Geology of the Matra Mountains. Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici, 57: 1–575.
- WESTWALEWICZ-MOGILSKA E. 1986 — Nowe spojrzenie na genezę osadów fliszu podhalańskiego. Prz. Geol., 34: 690–698.
- WIESER T. 1973 — Charakterystyka petrograficzna fliszu podhalańskiego w otworze Zakopane IG 1. Biul. Inst. Geol., 265: 135–156.
- WIESER T. 1985 — The Teschenite Formation and other evidences of magmatic activity in the Polish Flysch Carpathians and their geotectonic and stratigraphic significance. XII-th Congr. Carpatho-Balkan Geol. Ass. Cracow, Poland 1985. Guide to excursion 1: 23–36.
- WYCZÓŁKOWSKI J. 1956 — Z badań litologicznych nad utworami eocześnymi Doliny Kościeliskiej w Tatrach. Inst. Geol. Biul., 109: 45–57.