

Beata KĘPIŃSKA

## Podział utworów górnej kredy i paleocenu centralnej części fałdu Brzanka – Liwocz (jednostka śląska)

Przedstawiono propozycję nowego podziału górnej kredy i paleocenu centralnej części fałdu Brzanka – Liwocz. Zwraca uwagę wysokie położenie stratygraficzne pstrych łupków i warstw godulskich górnych. Z dolnych warstw istebniańskich opisano cztery poziomy utworów facji inoceramowej. Porównanie ich litologii i wieku z podobnymi utworami nasunięcia czarnorzeckiego pozwoliło na stwierdzenie analogii w rozwoju warstw istebniańskich w fałdzie Brzanka – Liwocz i nasunięciu czarnorzeckim. Fałd wykazuje również podobieństwo z wewnętrzną strefą jednostki śląskiej, o czym świadczy brak margli frydeckich i węglowieckich, znanych z brzeżnej strefy tej jednostki (m. in. ze wspomnianego nasunięcia).

### WSTĘP

Fałd Brzanka – Liwocz (jednostka śląska) nie był dotychczas przedmiotem wielu opracowań. Dla zachodniej i centralnej części siodła K. Skoczylas-Ciszewska (1951, 1955) sporządziła mapę geologiczną w skali 1:25 000 i syntetyczny profil litostratygraficzny. Materiały te nie zostały jednak w całości opublikowane. M. Kamieński i K. Skoczylas-Ciszewska (1956) wspomnieli tylko o geologii tego fałdu przy opisie znalezionych w nim wkładek tufogenicznych. Krótką informację o utworach budujących tę antyklinę podał też A. Tokarski (1957). Geologia wschodniego odcinka fałdu została przedstawiona przez H. Świdzińskiego (1971), który zestawił mapę geologiczną w skali 1:25 000 oraz syntetyczny profil litostratygraficzny. Wspomniany autor do zagadnień wymagających dalszych badań zaliczył m. in. szczegółowe rozdzielenie serii piaskowców godulskich i istebniańskich, określonych przez niego jako „górna kreda”. H. Świdziński (*l.c.*) podał też wykaz wcześniejszej literatury, zawierającej wzmianki na temat fałdu.

Rezultaty badań terenowych i mikropaleontologicznych skłaniają do przedstawienia próby nowego podziału górnej kredy i paleocenu centralnej części fałdu. Różni się on od podziału przeprowadzonego przez K. Skoczylas-Ciszewską, nawiązując do wydzielen H. Świdzińskiego.

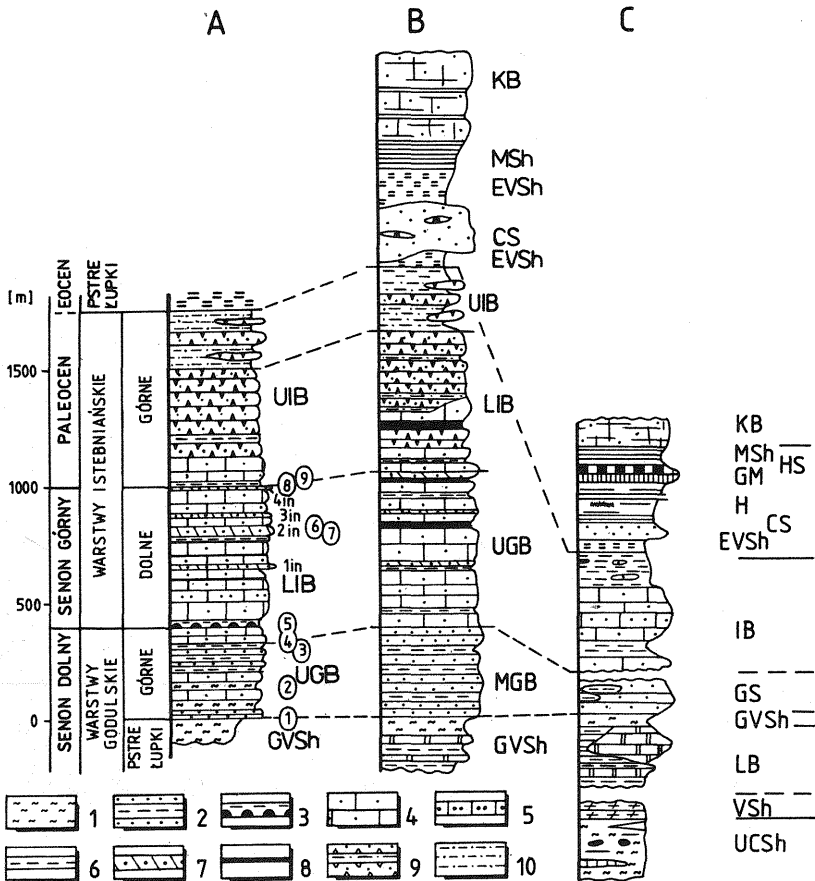


Fig. 1. Syntetyczne profile fałdu Brzanka-Liwocz według: A - B. Kępińskiej (1984) - część centralna; B - K. Skoczylas-Ciszewskiej (1951) - część centralna; C - H. Świdzińskiego (1971) - część wschodnia

Synthetic sections of the Brzanka-Liwocz fold after: A - B. Kępińska (1984) - central part; B - K. Skoczylas-Ciszewska (1951) - central part; C - H. Świdziński (1971) - eastern part

Kreda dolna: UCSH - górne łupki cieszyńskie, VSh - łupki wierzowskie, LB - warstwy lgockie; cenoman górny? - turon-senon dolny: GVSh: 1 - pstre łupki godulskie; senon dolny: MGB - warstwy godulskie środkowe, GS - piaskowce godulskie, UGB - warstwy godulskie górne: 2 - piaskowce średnio- i cienkoławicowe, glaukonitowe i łupki ilaste, 3 - łupki z syderytami; senon górny: LIB - warstwy istebniańskie dolne: 4 - piaskowce gruboławicowe, często wapniste, 5 - piaskowce jak poprzednio zlepniocowate i zlepniące, 6 - łupki ilaste, 7 - (w profilu A - lin-4in) - piaskowce i łupki facji inoceramowej, 8 - żwirowce ilaste; paleocen: UIB - warstwy istebniańskie górne: 9 - piaskowce arkozowe, z cienkimi wkładkami łupków, 10 - łupki brunatne z syderytami; senon-paleocen: IB - warstwy istebniańskie nierozdzielone; eocen - EVSh - pstre łupki, CS - piaskowce ciężkowickie, H - pstre łupki z warstwami hieroglifyowymi, GM - margle globigerinowe, HS - rogowce, MSh - łupki menilitowe; oligocen: KB - warstwy krośnieńskie; ①-⑨ - miejsca pobrania próbek do badań mikropaleontologicznych; uwaga: kolumna stratygraficzna dotyczy tylko profilu A; dla profili B i C nazwy wszystkich wydzieleń oraz wiek utworów leżących poniżej i powyżej warstw godulskich i istebniańskich podano według K. Skoczylas-Ciszewskiej (1951, 1955) i H. Świdzińskiego (1971); korelacja profili wynika z podobieństw w ich rozwoju litologicznym

Lower Cretaceous: UCSH - Upper Cieszyn Shales, VSh - - Wierzów Shales, LB - Lgota Beds; Upper Cenomanian? - Turonian-Lower Senonian: GVSh: 1 - Godula Variegated Shales; Lower Senonian: MGB - Middle Godula Beds, GS - Godula Sandstones, UGB - Upper Godula Beds: 2 - medium- and thin-bedded, glauconitic sandstones and clay shales, 3 - shales with siderites; Upper Senonian: LIB - Lower Istebna Beds: 4 - thick-bedded, often calcareous sandstones, 5 - sandstones as above, conglomeratic, and conglomerates, 6 - clay shales, 7 - (in the section A - lin-4in) - sandstones and shales of the Inoceraman facies, 8 - clay gravelstones; Paleocene: UIB - Upper Istebna Beds: 9 - arcsoic sandstones with thin intercalations of shales, 10 - brownish shales with siderites;

Autorka składa serdeczne podziękowanie Panu prof. C. Peszutowi za wskazanie tematu, pomoc oraz uwagi podczas jego opracowywania. Pani dr J. Morgiel dziękuje za wykonanie analiz mikropaleontologicznych i dyskusje oraz Pani doc. F. Szymakowskiej – za życzliwe wskazówki i konsultacje.

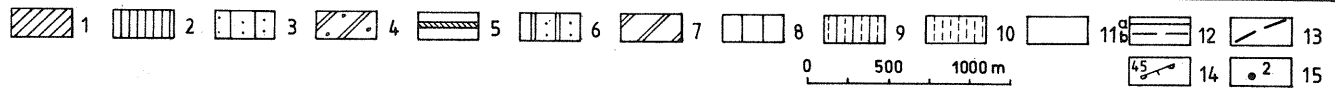
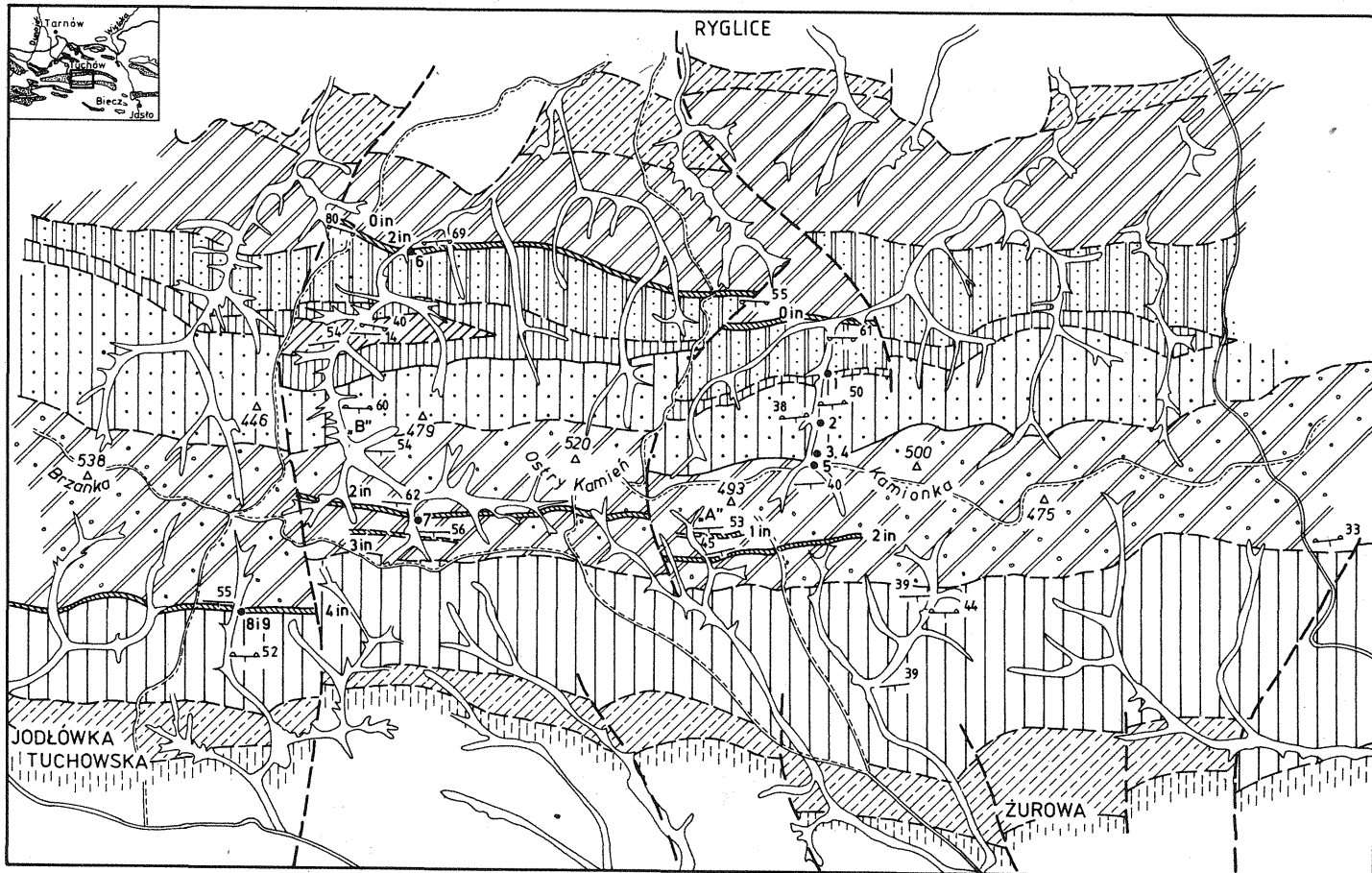
## DOTYCHCZASOWE POGLĄDY NA STRATYGRAFIĘ FAŁDU

W budowie fałdu Brzanka – Liwocz reprezentowany jest niemal pełny profil serii śląskiej od górnych łupków cieszyńskich po warstwy krośnieńskie włącznie (fig. 1). Te ostatnie obrzeżają skrzydła fałdu i wypełniają otaczające je synkliny: od północy synklinę Tuchowa – Jodłowej – Frysztaku, a od południa święciańsko-jasielską. Utwory starsze od pstrych łupków godulskich ukazują się jedynie w zachodnim i wschodnim odcinku fałdu; w centralnej części tylko sporadycznie odsłaniają się skały, zaliczone przez autorkę do warstw lgockich (fig. 2). Dokładny opis wszystkich wymienionych utworów podał H. Świdziński (1971). Zarówno ten autor jak i K. Skoczylas-Ciszewska (1951, 1955), dokonując podziału utworów budujących fałd, oparli się na klasycznym profilu serii śląskiej z Karpat Zachodnich, podanym w pracy J. Burtan i in. (1937). Wymienieni autorzy zastosowali jednakowe kryteria rozdziału utworów starszych od pstrych łupków godulskich i młodszych od górnych warstw istebniańskich.

We wschodnim, zredukowanym tectonicznie odcinku fałdu, wśród warstw godulskich (cenoman górny – turon) o miąższości 200 m H. Świdziński (1971) wyróżnił pstre łupki i piaskowce godulskie. W wyższej części profilu tych ostatnich stwierdził wtrącenia gruboławicowych piaskowców „typu istebniańskiego” oraz wkładki pstrych łupków. Do warstw istebniańskich dolnych (senon górny) autor ten zaliczył serię gruboławicowych piaskowców, a do górnych (paleocen) – dwa kompleksy „czarnych łupków ilastych” rozdzielonych piaskowcami. Miąższość warstw istebniańskich wynosi 520 m. H. Świdziński wspomniał też o „nieco inoceramowatych piaskowcach” z warstw istebniańskich, nie opisując ich jednak bliżej.

K. Skoczylas-Ciszewska (1951, 1955) przeprowadziła podział dla zachodniego i centralnego rejonu omawianego fałdu. Profil jest tutaj pełniejszy niż we wschodnim odcinku antykliny. Wspomniana autorka podała wiek wyróżnionych ogniwi tylko dla zachodniego jej odcinka. W centralnej części można go natomiast określić jedynie na podstawie następstwa warstw. Pstre łupki godulskie mają tu miąższość 100 m. Powyżej nich znajdują się warstwy godulskie środkowe o miąższości do 400 m, odpowiadające piaskowcom godulskim H. Świdzińskiego (*l.c.*). Zasadnicza różnica w profilach obu autorów polega na wydzieleniu przez K. Skoczylas-Ciszewską ogniwa górnych warstw godulskich (740 m). Według tej autorki stanowią je „... gruboławicowe piaskowce twarde, z glaukonitem, z cienkimi wkładkami łupków ...”. Towarzyszą im „czarne iły piaszczyste z egzotykami”, które H. Świdziński zaliczył już do warstw istebniańskich. K. Skoczylas-Ciszewska (*vide A.*

Senonian – Paleocene: IB – unsubdivided Istebna Beds; Eocene: EVSh – mottled shales, CS – Cieżkowice Sandstones, H – mottled shales with Hieroglyphic Beds, GM – Globigerina Marls, HS – hornstones, MSH – Menilitic Shales; Oligocene: KB – Krosno Beds; ① – ⑨ – points sampled for micropaleontological studies; note: the stratigraphic column represents the section A only; lithostratigraphic units and stratigraphy of rocks underlying and overlying the Godula and Istebna Beds in the sections B and C after K. Skoczylas-Ciszewska (1951, 1955) and H. Świdziński (1971); correlation of sections made on the basis of similarities in lithological development



Tokarski, 1957) określiła piaskowce górnogodulskie jako „... typu istebniańskiego, tylko bardziej zbite ...”. W profilu tego ogniwa umieściła też trzy wkładki „... zwięzłych, silnie wapnistrych, glaukonitowych piaskowców ...” wraz z popielatymi łupkami. Wiek warstw godulskich przyjęła na alb–cenoman. Według tej autorki warstwy istebniańskie dolne (turon–senon) o miąższości 280 m budują „... gruboławicowe piaskowce kruche ze skaleniami ...” z cienkimi wkładkami łupków ilastych lub też piaszczystych, ciemnych, z obfitym zwęglonym detrytusem roślinnym. Warstwy istebniańskie górne (dan–paleocen), o miąższości 280 m, podobnie jak podaje H. Świdziński (*l.c.*) złożone są z dwóch serii czarnych łupków z przedzielającym je kompleksem piaskowców. Wyżej położona seria łupków podściela pstre łupki eocenu.

Jak już zaznaczono na wstępie, poszczególne ogniwa zostały wyróżnione przez wspomnianych autorów na podstawie analogii z profilem serii śląskiej Karpat Zachodnich. Do profilu z tego obszaru odnieśli też oni ich wiek. Badania, przeprowadzone w centralnej części fałdu w roku 1983–1984 przez autorkę artykułu, umożliwiły dokładniejsze datowanie wydzielonych interesujących utworów.

## PROPONOWANE WYDZIELENIA W PROFILU GÓRNEJ KREDY I PALEOCENU

Charakterystykę utworów górnej kredy i paleocenu podano na podstawie wielu naturalnych odsłoneń w korytach potoków, odwadniających pasmo Brzanki w obszarze między Ryglicami, Jodłówką Tuchowską i Żurówą (fig. 2). Bieg cieków wodnych jest niemal prostopadły do kierunku rozciągłości warstw, co przy często monoklinalnym upadzie profilowanych utworów ułatwiło ocenę ich miąższości. Korelacja między profilami była stosunkowo prosta, ze względu na nieskomplikowaną tektonikę południowego skrzydła fałdu (uskoki o kierunkach poprzecznych do jego osi).

Brak w literaturze ściślejszych danych co do pozycji stratygraficznej wydzielanych ogniw spowodował, że z ich profilu pobrano dziewięć próbek do badań mikropaleontologicznych. Wyniki analiz, które wykonała J. Morgiel, stały się podstawą proponowanego, nowego podziału górnej kredy i paleocenu centralnej części fałdu.

Fig. 2. Mapa geologiczna warstw godulskich i istebniańskich centralnej części fałdu Brzanka–Liwocz (według B. Kępińskiej, 1984)

Geological map of the Godula and Istebna Beds in central part of the Brzanka–Liwocz fold (after B. Kępińska, 1984)

Kreda dolna: 1 – warstwy lgockie (nierozdzielone); cenoman górny?–turon–senon dolny: 2 – pstre łupki godulskie; senon dolny: 3 – warstwy godulskie górne; senon górny: 4 – warstwy istebniańskie dolne, 5 – poziomy utworów facji inoceramowej; senon: 6 – warstwy godulskie górne i istebniańskie dolne, nierozdzielone; senon górny–paleocen: 7 – warstwy istebniańskie, nierozdzielone; paleocen: warstwy istebniańskie górne: 8 – piaskowce, 9 – łupki; eocen dolny: 10 – pstre łupki; eocen środkowy–oligocen: 11 – utwory fliszowe, nierozdzielone; 12 – granice wydzieleni: a – pewne, b – przypuszczalne; 13 – uskoki; 14 – bieg i upad warstw, położenie hieroglifów; 15 – miejsca pobrania próbek do badań mikropaleontologicznych; A, B – oznaczenia potoków wymienionych w tekście

Lower Cretaceous: 1 – Lgota Beds (unsubdivided); Upper Cenomanian?–Turonian–Lower Senonian: 2 – Variegated Godula Shales; Lower Senonian: 3 – Upper Godula Beds; Upper Senonian: 4 – Lower Istebna Beds, 5 – horizons of strata of the Inoceramus facies; Senonian: 6 – unsubdivided Upper Godula and Lower Istebna Beds; Upper Senonian–Paleocene: 7 – unsubdivided Istebna Beds; Paleocene: Upper Istebna Beds: 8 – sandstones, 9 – shales; Lower Eocene: 10 – mottled shales; Middle Eocene–Oligocene: 11 – flysh rocks, unsubdivided; 12 – boundaries of lithostratigraphic units: a – controlled, b – inferred; 13 – faults; 14 – strike and dip of rocks, orientation of hieroglyphs; 15 – points sampled for micropaleontological studies; A, B – symbols of creeks mentioned in the text

Wykazuje on analogie do podziałów stosowanych w pracach S. Gerocha (1960), F. Biedy i in. (1963), S. Gerocha i in. (1967) oraz innych autorów, cytowanych w dalszej części artykułu.

W rejonie badań (fig. 1, 2) wydzielono pstre łupki godulskie, górne warstwy godulskie oraz dolne i górne warstwy istebniańskie. Sporadycznie odsłaniają się warstwy lgockie (nierozdzielone), pominięte w rozważaniach.

Opis litologiczny i proponowany podział dotyczy południowego skrzydła fałdu. Ze względu na małą liczbę dobrych odsłoneń i komplikacje tektoniczne w jego północnym skrzydle nie rozdzielono szczegółowo górnej kredy i paleocenu (fig. 2). Znaleziono w nim poziom 2in facji inoceramowej oraz poziom, oznaczony na fig. 2 jako 0in. Możliwe, że ten ostatni stanowi fragment poziomu 2in.

Pstre łupki godulskie (cenoman górny?—turon—senon dolny) w centralnej części fałdu mają miąższość ok. 100 m. Są to łupki ilaste, zwykle wiśniowe, przeławicane sporadycznie odmianami seledynowymi, dominującymi w niższej części profilu. Wydaje się, że strop tych utworów nie jest starszy od senonu dolnego.

Warstwy godulskie dolne (senon dolny), o miąższości ok. 390 m, stanowią piaskowce i łupki o typie fliszu normalnego, w którym nieznacznie tylko przeważają łupki. Piaskowce są zwykle wapniste, zielonoszare, zwięzłe. Zawierają sporo glaukonitu i mik oraz małą domieszkę zwęglonego detrytusu roślinnego. Dominują piaskowce średnio- i drobnoziarniste, uziarnione frakcjonalnie, o miąższościach ławic 15–50 cm. Spotyka się też odmiany laminowane równolegle i przekątnie, cienkoławicowe (3–20 cm). Towarzyszące im łupki są ilaste, popielate lub zielonawe; tworzą przeławiczenia o miąższości przeciętnie 20–70 cm. Z tego typu łupków, ok. 10 m powyżej stropu pstrych łupków godulskich, pobrano próbkę nr 1 (fig. 1, 2). W wyższej części profilu górnych warstw godulskich obecne są trzy kilkunastometrowe wkładki gruboławicowych piaskowców szarych z glaukonitem, liczną miką i detrytusem roślinnym, niekiedy też skaleniami. Przeławiczenia takich piaskowców opisał również H. Świdziński z rejonu Liwocza. Odpowiadają one zapewne gruboławicowym piaskowcom „typu istebniańskiego” z Karpat Zachodnich (J. Burtan i in., 1937). W profilu znaleziono dwa pakiety pstrych łupków — jeden o miąższości 40 i drugi ok. 3 m. Położone są w odległości 70 i 130 m od spągu górnych warstw godulskich. Z drugiego przeławiczenia łupków pobrano próbkę nr 2 (fig. 1, 2). Około 320 m powyżej spągu warstw godulskich ulega zmianie ich litologia. Nad łupkowo-piaskowcowymi utworami, które K. Skoczylas-Ciszewska (1951, 1955) zaliczała do warstw godulskich środkowych, pojawiają się piaskowce grubo-, i bardzo gruboławicowe (1–2,5 m), uziarnione frakcjonalnie, należące według niej już do górnych warstw godulskich. Piaskowce są podobne do utworów opisanych uprzednio z gruboławicowych wkładek. Wśród towarzyszących im łupków, obok odmian ilastych, występują cienkie przeławiczenia piaszczystych łupków z detrytusem i pyłem mikowym, które wraz z czarnymi odmianami mułowcowymi, przeważają nad łupkami ilastymi. Z łupków, leżących w pobliżu granicy „środkowych” i „górnych” warstw godulskich w podziale K. Skoczylas-Ciszewskiej, pobrano próbki nr 3 i 4 (fig. 1, 2).

Próbki nr 1–4 zawierają podobne zespoły otwornic (tab. 1). Próbkę nr 1 charakteryzuje zespół otwornic bentonicznych i aglutynujących, określających jej wiek na senon dolny. Częste występowanie *Hormosina gigantea* Geroch przemawia za wysokim położeniem stratygraficznym warstw godulskich, uważanych dotychczas za środkowe (K. Skoczylas-Ciszewska, 1951, 1955). Według danych mikropaleontologicznych nawet najniższą część ich profilu należy przyjąć za odpowiednik warstw przejściowych od godulskich do istebniańskich z Karpat Zachodnich (S. Geroch i in., 1967). Zwraca uwagę fakt, że strop pstrych łupków godulskich nie jest zapewne

Tabela 1

## Zespoły mikrofauny z warstw godulskich i istebniańskich centralnej części fałdu Brzanka – Liwocz

Gatunek	Numer próbki								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Dendrophrya excelsa</i> Grzybowski	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Saccamina placenta</i> (Grzybowski)		+	+		+	+	+	+	+
<i>Kalamopsis grzybowskii</i> (Dyłażanka)		+					+	+	+
<i>Ammodiscus siliceus</i> (Terquem)		+	+		+	+	+	+	+
<i>Hormosina ovulum</i> (Grzybowski)	+	+	+			+	+	+	+
<i>Hormosina gigantea</i> Geroch	⊕	+	⊕	+	⊕	±	±		
<i>Hormosina excelsa</i> (Dyłażanka)								+	+
<i>Recurvoides</i> div. sp.	+	+	+		+	+	+		+
<i>Plectina lenis</i> (Grzybowski)	+	+			+	+		+	+
<i>Reophax</i> sp. – ułamki		+							
<i>Glomospira irregularis</i> (Grzybowski)	+	+	+					+	+
<i>Glomospira charoides</i> (Jones et Parker)					+	+	+		
<i>Glomospira gordialis</i> (Jones et Parker)							+	+	+
<i>Glomospira diffundens</i> Cushman et Renz									+
<i>Trochamminoides irregularis</i> White	+	+	+		+	+	+	+	+
<i>Trochamminoides coronatus</i> (Brady)		+						+	
<i>Trochamminoides proteus</i> (Karrer)					+				
<i>Cenosphaera lenticularis</i> (Grzybowski)	+	+			+	+	+		
<i>Cystamina pauciloculata</i> (Brady)			+			+	+	+	+
<i>Rzehakina epigona</i> (Rzehak)					+	+			+
<i>Rzehakina inclusa</i> (Grzybowski)					+	+	+	+	+
<i>Haplophragmoides suborbicularis</i> (Grzybowski)					+	+	+		
<i>Haplophragmoides kirki</i> Wickenden							+		
<i>Rhabdammina discreta</i> Brady		+					+		
<i>Rhabdammina cylindrica</i> Glaessner							+		+
<i>Rhabdammina linearis</i> Brady							+		
<i>Nodellum velascoense</i> (Cushman)								+	
<i>Nuttolinella florealis</i> (White)								+	+
<i>Spiroplectamina dentata</i> (Alth)									+
<i>Matanzia varians</i> (Glaessner)									+

+ – gatunek oznaczony w próbce; ⊕ – gatunek częsty; ± – gatunek sporadyczny; lokalizacja pobranych próbek w tekście

dużo starszy niż mikrofauna z próbki nr 1 i odpowiada senonowi dolnemu. Uwzględniając turoński wiek tych utworów podany przez H. Świdzińskiego (1971) można uważać, że pstry ląki godulskie zastępują fliszową fację warstw godulskich aż po stropową część ich górnego ogniwa. Określony przez tego autora wiek niższej części pstrych ląki godulskich jako cenoman górny jest zgodny z wiekiem, jaki F. Mitura i T. Birecki (1966) przyjęli dla tych utworów w nasunięciu czarnorzeczkim. Mikrofauna z próbek nr 2–4, podobnie jak z próbki nr 1, lokalizuje opisany profil również w obrębie górnej granicy zasięgu warstw godulskich (najwyższa część dolnego senonu). Do warstw godulskich górnych zaliczono ponadto 70-metrowy pakiet gruboławicowych piaskowców, leżących powyżej miejsca pobrania próbki nr 4.

Warstwy istebniańskie dolne (senon górny) osiągają w rejonie badań miąższość ok. 600 m. Odpowiadają one niemal całemu profilowi „warstw godulskich górnych” według K. Skoczylas-Ciszewskiej (1951, 1955). Rozpoczyna je około 3-metrowa seria łupków z ławicami syderytów, położona ponad grubo-ławicowymi piaskowcami, zaliczonymi do górnych warstw godulskich. Są to głównie popielate i brunatne łupki ilaste, wśród których występują cienkie (4–10 cm) ławice brunatnych, niewapnistych piaskowców laminowanych detrytusem roślinnym. Stwierdzono też dwie ławice jasnobezowych syderytów o miąższości 20 i 50 cm. W zespole otwornic z próbki nr 5 (tab. 1), pobranej z łupków ilastych, obok częstej *Hormosina gigantea* Geroch, pojawiają się *Rzehakina inclusa* (Grzybowski) i *Rz. epigona* Rzehak, typowe w zespołach górnego senonu. Wiek ten odpowiada warstwowi istebniańskiemu dolnemu. Biorąc to pod uwagę, granicę między warstwami godulskimi i istebniańskimi przeprowadzono poniżej opisanej serii (fig. 1, 2).

Powyżej wspomnianej serii profil budują grubo- i bardzo gruboławicowe jasnoszare piaskowce przeważnie dość zwięzłe, często wapniste, po zwietrzeniu rdzawe. Przyspągowa część ławic ma charakter drobnych zlepieńców. 90 m nad spągiem warstw istebniańskich występuje ok. 120-metrowej miąższości kompleks zawierający liczne ławice oligo- i polimiktycznych zlepieńców z piaszczysto-ilastym matrix lub spoiwem węglanowym. Przeważają piaskowce często wielokrotnie frakcjonalnie uziarnione, bezwapniste. Ten fragment profilu wykazuje rozwój typowy dla dolnych warstw istebniańskich (R. Unrug, 1963). Łupki w profilu warstw istebniańskich dolnych mają znikomy udział. Miejskami stwierdzono kilka ich grubszych przeławiczeń o miąższości do kilkunastu metrów.

W profilu opisywanych warstw znaleziono cztery poziomy utworów facji inoceramowej. W pobliżu ich spągu występują często ławice zwirowców ilastych. Najniższy poziom (1in), o miąższości ok. 3 m, położony jest 260 m nad spągiem warstw istebniańskich. Znaleziono go tylko w profilu potoku „A” (fig. 2). Składa się on z zielonawych łupków wapnistych, przekładanych cienkoławicowymi, silnie wapnistymi piaskowcami z glaukonitem i pirytem. Poziom 2in leży 380 m nad spągiem warstw istebniańskich. W południowym skrzydle fałdu jego miąższość wynosi 37 (potok „B”) i 25 m (potok „A”), w północnym – 40 m. Piaskowce, podobnie jak w poziomie 1in, są stalowoniebieskie, po zwietrzeniu żółtawe, drobnoziarniste, zwięzłe, silnie wapniste, z liczną strzałką kalcytową. Ławice są przeważnie laminowane konwolutnie; ich miąższość wynosi 8–30 cm. Spotyka się też odmiany laminowane przekątnie (4–12 cm) i uziarnione frakcjonalnie (30–50 cm). Łupki niebieskawe lub zielonawe są w różnym stopniu wapniste. W skrzydle północnym siodła, w profilu potoku „B”, pobrano z nich próbkę nr 6, a w południowym – próbkę nr 7 (fig. 1, 2). Oznaczone zespoły mikrofauny (tabl. 1) są typowe dla górnego senonu. Charakterystyczna jest zwłaszcza sporadyczna *Hormosina gigantea* Geroch, a współwystępująca *Rzehakina inclusa* (Grzybowski) jest powszechna w górnym senonie Karpat. Sedymencja poziomu 2in przypada więc na kampan – mastrycht.

Nad poziomem 2in wśród gruboławicowych piaskowców istebniańskich, często wapnistych, obecne są przeławiczenia piaskowców i towarzyszących im łupków „typu inoceramowego”. Jedno z takich przeławiczeń o miąższości 3 m uznano za odrębny poziom 3in facji inoceramowej (fig. 1, 2). Najwyższy poziom 4in o miąższości 10 m leży 540 m nad spągiem warstw istebniańskich. Rozwojem litologicznym nie różni się od pozostałych poziomów. Przeważają w nim łupki, a piaskowce tworzą cienkie, parocentymetrowe ławice. Z łupków pobrano próbkę nr 8 (fig. 1, 2). Oznaczona mikrofauna (tab. 1) zawiera zespół mastrychtu. Nad stropem poziomu 4in przyjęto granicę między warstwami istebniańskimi dolnymi i górnymi, gdyż leżące powyżej utwory wykazują już związek z paleocenem.



Warstwy istebniańskie górne (paleocen) obejmują w dotychczasowym podziale K. Skoczylas-Ciszewskiej najwyższą część warstw „godulskich górnych” oraz warstwy „istebniańskie dolne” i „górne” (fig. 1). Ich miąższość (680 m) wyznaczono na podstawie własnych badań, uzupełniając je wynikami prac wspomnianej autorki.

Profil tych warstw rozpoczyna seria drobnorytmicznego fliszu łupkowo-piaskowcowego o miąższości kilku metrów, leżąca powyżej stropu poziomu 4in. Z ciemnopopielatych, bezwapnistych łupków tej serii pobrano próbkę nr 9 (fig. 1, 2). Cienkie, popielate ławice piaskowców są również niewapniste, przypominają utwory znane z pogranicza warstw istebniańskich dolnych i górnych. Przyjmuje się, że wśród nich przebiega granica między kredą i paleocenem (L. Koszarski, A. Ślącza, 1973). W fałdzie Brzanka – Liwocz przemawia za tym mikrofauna z próbki nr 9 (tab. 1), wskazująca na najwyższy mastrycht – paleocen. Charakterystyczne dla początków paleocenu są: *Glomospira diffundens* Cushman et Renz, *Spiroplectammina dentata* (Alth) i *Matanzia varians* (Glaessner). Wyniki oznaczeń otwornic z próbek nr 8 i 9 skłaniają więc do przyjęcia granicy między kredą i paleocenem ponad stropem poziomu 4in. Należy on jeszcze do mastrychtu, a położona nad nim seria łupkowa jest litologicznie i wiekowo związana z paleocenem, stąd też zaliczono ją już do górnych warstw istebniańskich (fig. 1).

Powyżej serii łupkowej na długości 100–150 m w profilu występują gruboławicowe piaskowce podobne do piaskowców opisanych z dolnych warstw istebniańskich. W wyższej części ławice piaskowców są na ogół bardzo grube (1–4 m), średnio- i gruboziarniste, często rozsypliwie. Zawierają dużo detrytusu roślinnego, są bezwapniste, o spoiwie ilastym. Część ławic wykazuje cechy spływów piaszczystych. Według K. Skoczylas-Ciszewskiej (vide A. Tokarski, 1957) właśnie mniejsza zwięzłość tych piaskowców stanowiła kryterium odróżnienia warstw „godulskich górnych” i „istebniańskich dolnych”. Różnicę zwięzłości tych piaskowców można tłumaczyć mniejszą kompaktą i nieobecnością w spoiwie tych ostatnich węgla wapnia, który zwiększa intensywność rozpuszczania, prowadząc w efekcie do większej lityfikacji ławic (C. Peszat, M. Buczek-Pułka, praca w druku). Opisany kompleks piaskowców osiąga miąższość około 400 m. Powyżej niego występują dwie serie brunatnych łupków przedzielonych kompleksem piaskowcowym (łącznie miąższość 280 m). Stanowią one odpowiednik „górnych warstw istebniańskich” według K. Skoczylas-Ciszewskiej. Wyższa część łupków podściela pstre łupki eocenu.

Z warstw istebniańskich, uznanych za górne, nie pobrano próbek do badań mikropaleontologicznych. Będzie to przedmiotem przyszłych badań.

## UWAGI O FACJI INOCERAMOWEJ

Badania terenowe i mikrofaunistyczne skłaniają do przedstawienia kilku uwag, dotyczących poziomów facji inoceramowej w fałdzie Brzanka – Liwocz i w sąsiadującym z nim rejonie nasunięcia czarnorzeckiego (tab. 2). Pod względem wieku, podobieństwa zespołów mikrofauny i litologii poziom 2in (zapewne też 1in) stanowi odpowiednik najniższego poziomu 1i z Kobyła. W fałdzie Brzanka – Liwocz miąższość tego poziomu waha się w granicach 25–40 m, a w Kobyłu wynosi 55 m (F. Szymakowska, J. Morgiel, 1964). We wschodniej części nasunięcia czarnorzeckiego F. Mitura i T. Birecki (1966) wydzielili dwa poziomy margli fukoidowych z piaskowcami typu inoceramowego, przedzielonych gruboławicowymi piaskowcami czarno-

Tabela 2

Poglądy na stratygrafię górnej kredy i paleocenu fałdu Brzanka – Liwocz i nasunięcia czarnorzeckiego  
(jednostka śląska)

NASUNIĘCIE CZARNORZECKIE				FAŁD BRZANKA — LIWOCZ																												
WOLA JASIEŃNICKA F. MITURA, T. BIŹRECKI (1966)		KOBYLE F. SZYMAKOWSKA, J. MORGIEL (1964)		ŚRODKOWA CZĘŚĆ FAŁDU PROPONOWANY PODZIAŁ B. KĘPIŃSKA (1984)		WSCHODNI ODCINEK FAŁDU (rejón LIWOCZA) H. ŚWIDZIŃSKI (1971)																										
PALEOGEN				PALEOGEN																												
GÓRНА KREDA	KAMPAN - MASTRYCHT	WARSTWY GODULSKIE	piaskowce godulskie	70	KAMPAN - MASTRYCHT	WARSTWY GODULSKIE	piaskowce godulskie	70	KAMPAN - MASTRYCHT	WARSTWY GODULSKIE	warstwy godulskie	70	KAMPAN - MASTRYCHT	WARSTWY GODULSKIE	warstwy godulskie	70	KAMPAN - MASTRYCHT	WARSTWY GODULSKIE	warstwy godulskie	70												
			psre łupki	30			psre łupki	30			psre łupki	30			warstwy godulskie	30			warstwy godulskie	30												
		WARSTWY ISTEBNIAŃSKIE DOLNE	piaskowce istebniańskie dolne	250		WARSTWY ISTEBNIAŃSKIE DOLNE	piaskowce istebniańskie dolne	280-300		WARSTWY ISTEBNIAŃSKIE DOLNE	piaskowce istebniańskie dolne	280-300		WARSTWY ISTEBNIAŃSKIE DOLNE	piaskowce istebniańskie dolne	380		WARSTWY ISTEBNIAŃSKIE DOLNE	warstwy godulskie górne	380	WARSTWY ISTEBNIAŃSKIE DOLNE	warstwy godulskie górne	380	WARSTWY ISTEBNIAŃSKIE DOLNE	warstwy godulskie górne	380						
			zlepieńce i łupki typu babickiego	20			zlepieńce i łupki typu babickiego	20			zlepieńce i łupki typu babickiego	20			zlepieńce i łupki typu babickiego	20			zlepieńce i łupki typu babickiego	20		zlepieńce i łupki typu babickiego	20		zlepieńce i łupki typu babickiego	20	zlepieńce i łupki typu babickiego	20	zlepieńce i łupki typu babickiego	20		
			wyższa część piaskowców górnostebniańskich	340			wyższa część piaskowców górnostebniańskich	340			wyższa część piaskowców górnostebniańskich	340			wyższa część piaskowców górnostebniańskich	340			wyższa część piaskowców górnostebniańskich	340		wyższa część piaskowców górnostebniańskich	340		wyższa część piaskowców górnostebniańskich	340	wyższa część piaskowców górnostebniańskich	340	wyższa część piaskowców górnostebniańskich	340	wyższa część piaskowców górnostebniańskich	340
			łupki górnostebniańskie	250			łupki górnostebniańskie	250			łupki górnostebniańskie	250			łupki górnostebniańskie	250			łupki górnostebniańskie	250		łupki górnostebniańskie	250		łupki górnostebniańskie	250	łupki górnostebniańskie	250	łupki górnostebniańskie	250	łupki górnostebniańskie	250
			1070				1070				1250 - 1490				1280				1050			1050			1050		1050		1050		1050	
			100				100				80				80				80			80			80		80		80		80	
CENOMAN- -SANTON	WARSTWY GODULSKIE	psre łupki	100	CENOMAN- -SANTON	psre łupki	90	CENOMAN ? - TURON ? - SANTON	psre łupki godulskie	100-390	CENOMAN ? - TURON ? - SANTON	psre łupki godulskie	100-490	CENOMAN - TURON	warstwy godulskie	100	CENOMAN - TURON	warstwy godulskie	100	CENOMAN - TURON	warstwy godulskie	100											
		piaskowce godulskie	70		piaskowce godulskie	70		piaskowce godulskie	70		warstwy godulskie	70		warstwy godulskie	70		warstwy godulskie	70		warstwy godulskie	70	warstwy godulskie	70	warstwy godulskie	70	warstwy godulskie	70					
1070				1250 - 1490				1280				1050																				

rzeckimi (istebniańskimi). Wiek ich przypada na senon górny i wydaje się, że niższy ich poziom ma podobne położenie stratygraficzne jak poziomy 1i, 1in i 2in. Z warstw istebniańskich dolnych Pogórza Wiśnicko-Rożnowskiego wkładki utworów facji inoceramowej opisali K. Skoczylas-Ciszewska i M. Kamiński (1959), nie precyzując ściśle ich wieku. Według F. Szymakowskiej i J. Morgiel (*l.c.*) odpowiadają one poziomom 1j, 2j z Kobyla (a tym samym poziomom 1in, 2in z fałdu Brzanka – Liwocz).

Poziom 3i z Kobyla, datowany na górny mastrycht, zawiera w znacznym udziale margle typu frydeckiego i węglowieckiego. Są one rozwinięte wzdłuż całego brzegu jednostki śląskiej, nie sięgając jednak daleko w głąb (J. Liszkowa, J. Morgiel, 1981). Autorka nie obserwowała ich też w fałdzie Brzanka – Liwocz. Takich utworów brak jest również w zasięgu Pogórza Wiśnicko-Rożnowskiego. Położenie poziomu facji inoceramowej tylko w środkowej części profilu warstw istebniańskich tego ostatniego rejonu sugeruje, że w najwyższym senonie nie sięgały już tu wpływy północnego regionu inoceramowego.

Wiekowe podobieństwo poziomu 4in z fałdu Brzanka – Liwocz (górny mastrycht), poziomu 3i z Kobyla (najwyższy mastrycht) oraz przypuszczalnie górnych margli fukoidowych ze wschodniej części nasunięcia czarnorzeckiego pozwala sądzić, że osadziły się one podczas tej samej ekspansji regionu inoceramowego w obręb basenu śląskiego, w którego peryferycznej części istniały wpływy podśląskie. Ujednoczenie facji miało miejsce z początkiem paleocenu, wraz z rozpoczęciem sedymentacji niższej części łupków górnoistebniańskich.

Wkładki utworów facji inoceramowej, znajdujące wśród warstw istebniańskich w nasunięciu czarnorzeckim, wykorzystano do rozdzielenia wymienionych warstw na piaskowce Suchej Góry, piaskowce i łupki czarnorzeckie. Znaczenie tych wkładek jako poziomów korelacyjnych zostało jednak podważone (R. Unrug, 1963). Wyniki badań autorki sugerują, że mogą one mieć znaczenie dla porównania rozwoju warstw istebniańskich w fałdzie Brzanka – Liwocz oraz w nasunięciu czarnorzeckim. Możliwość takiego ich wykorzystania wynika z omówionego już podobieństwa wieku, litologii i miąższości. Wykazanie ewentualnej tendencji zmian w kierunku brzegu jednostki śląskiej pozostawałoby w związku z przyjętym przez R. Unruga (1963) stożkowym modelem sedymentacji warstw istebniańskich. W tym celu należałoby prześledzić szereg profili, także ze strefy depresji dzielącej siodło Brzanka – Liwocz od nasunięcia czarnorzeckiego. Dysponując kilkoma profilami z obu wymienionych rejonów można polemizować z tezą A. Radomskiego (*vide* R. Unrug, 1963), że obszar sedymentacyjny fałdu Brzanka – Liwocz znajdował się w paleocenie w strefie łupkowej, rozdzielającej stożki podmorskie. Zaliczenie w opisanym fałdzie kompleksu piaskowców o miąższości 400 m do górnych warstw istebniańskich nie potwierdza jego przypuszczeń.

## WNIOSKI

Wyniki badań prowadzą do kilku wniosków:

1. Przeprowadzony podział górnej kredy i paleocenu centralnej części fałdu Brzanka – Liwocz znacznie różni się od podziału K. Skoczylas-Ciszewskiej (1951, 1955), nawiązuje natomiast do wydzielen H. Świdzińskiego (1971).
2. Pstre łupki godulskie (cenoman? – turon – senon dolny) zastępują facjalnie nie tylko środkowe warstwy godulskie, ale i zdecydowaną większość ich górnego

ogniwa. Fakt ten jest zgodny z obserwowaną tendencją, że ku północnemu brzegowi jednostki śląskiej pstry łupki wypierają inne fliszowe ogniwa.

3. Warstwy godulskie górne reprezentują najwyższą część dolnego senonu w pobliżu górnej granicy wiekowego zasięgu warstw godulskich. W Beskidzie Śląskim ich odpowiednikiem są warstwy przejściowe (S. Geroch i in., 1967).

4. Rozwój warstw istebniańskich fałdu Brzanka – Liwocz jest zbliżony do znanego z zewnętrznej strefy jednostki śląskiej (nasunięcie czarnorzeckie). Profile tych warstw z obu wymienionych rejonów zawierają zbliżone litologicznie i wiekowo poziomy utworów facji inoceramowej (kampan – wyższy mastrycht).

5. Brak margli frydeckich i węglowieckich w profilu fałdu Brzanka – Liwocz potwierdza tezę o ich peryferycznym zasięgu w jednostce śląskiej, zbliżając z kolei poziomy facji inoceramowej do znanych z bardziej wewnętrznej strefy jednostki śląskiej (np. Pogorza Wiśnicko-Rożnowskiego).

Instytut Geologii i Surowców Mineralnych  
Akademii Górniczo-Hutniczej  
Kraków, al. A. Mickiewicza 30  
Nadesłano dnia 1 kwietnia 1985 r.

#### PIŚMIENNICTWO

- BIEDA F., GEROCH S., KOSZARSKI L., KSIĄŻKIEWICZ M., ŻYTKO K. (1963) – Stratygraphie des Karpates externes polonaises. Biul. Inst. Geol., 181.
- BURTAN J., KONIOR K., KSIĄŻKIEWICZ M. (1937) – Mapa geologiczna Karpat śląskich. PAU. Kraków.
- GEROCH S. (1960) – Zespoły mikrofauny z kredy i paleogenu serii śląskiej w Beskidzie Śląskim. Biul. Inst. Geol., 153.
- GEROCH S., JEDNOROWSKA A., KSIĄŻKIEWICZ M., LISZKOWA J. (1967) – Stratigraphy based upon microfauna in the Western Polish Carpathians. Biul. Inst. Geol., 211, p. 185–282, cz. II.
- KAMIENSKI M., SKOCZYLAŚ-CISZEWSKA K. (1956) – O skale wzbogaconej w  $P_2O_5$  w Karpatach fliszowych. Arch. Miner., 19, z. 2.
- KĘPIŃSKA B. (1984) – Podział utworów górnej kredy i paleocenu oraz możliwość wykorzystania piaskowców fałdu Brzanka – Liwocz. Arch. AGH. Kraków.
- KOSZARSKI L., ŚLĄCZKA A. (1973) – Kreda. Karpaty zewnętrzne (fliszowe) W: Budowa geologiczna Polski, 1, p. 658–669, cz. 2.
- LISZKOWA J., MORGIEL J. (1981) – Mikrofauna typu frydeckiego w polskich Karpatach Zewnętrznych. Biul. Inst. Geol., 331, p. 83–100.
- MITURA F., BIRECKI T. (1966) – Budowa geologiczna Karpat między Korczyną a Domaradzem. Pr. Inst. Naft. Katowice.
- PESZAT C., BUCZEK-PULKA M. (praca w druku) – Zmienność własności fizyczno-mechanicznych budowlanych piaskowców istebniańskich obszaru Karpat. Zesz. Nauk. AGH.
- SKOCZYLAŚ-CISZEWSKA K. (1951) – Mapa geologiczna fałdu Brzanka – Liwocz w skali 1:25 000. Arch. AGH. Kraków.
- SKOCZYLAŚ-CISZEWSKA K. (1955) – Sprawozdanie z reambulacji dawnego zdjęcia geologicznego obejmującego zachodnią część pasma Brzanka – Liwocz. Arch. Inst. Geol. Kraków.
- SKOCZYLAŚ-CISZEWSKA K., KAMIENSKI M. (1959) – O facji inoceramowej warstw istebniańskich Pogorza Wiśnicko-Rożnowskiego. Kwart. Geol., 3, p. 977–1069, nr 4.

- SZYMAKOWSKA F., MORGIEL J. (1964) — Margle fukoidowe senonu serii śląskiej w Kobylu. Roczn. Pol. Tow. Geol., 34, p. 447—475, z. 3.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1971) — Fald Brzanka—Liwocz (Polskie Karpaty Środkowe). Roczn. Pol. Tow. Geol., 41, p. 259—280, z. 2.
- TOKARSKI A. (1957) — Tufity w przekrojach Karpat jasielskich. Acta Geol. Pol., 7, p. 187—208, nr 2.
- UNRUG R. (1963) — Istebna beds — a fluxoturbidity formation in the Carpathian Flysch. Roczn. Pol. Tow. Geol., 33, p. 49—92, z. 1.

Беата КЕМПИНЬСКА

### РАСЧЛЕНЕНИЕ ПОРОД ВЕРХНЕГО МЕЛА И ПАЛЕОЦЕНА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СКЛАДКИ БЖАНКА—ЛИВОЧ (СИЛЕЗСКИЙ ЭЛЕМЕНТ)

Резюме

Статья посвящена стратиграфии и литологии верхнего мела и палеоцена центральной части складки Бжанка—Ливоч (внутренняя зона Силезского элемента). Базой для расчленения этих пород явились полевые и микропалеонтологические данные (фиг. 1, 2). Это подразделение отличается от проделанного К. Скочиляс-Цишевской (1951, 1955), но соотносимо с работой Г. Свидзинского (1971) и с расчленением, применяемом в Силезском Бескиде. По своему литологическому развитию выделяемые звенья во многом аналогичны с районом Черножецкой складки, являющейся северной краевой частью Силезского надвига.

Ниже предлагается характеристика звеньев, выделенных в разрезе верхнего мела и палеоцена в центральной части складки Бжанка—Ливоч.

Годульские пестрые сланцы (верхний сенон? — турон — нижний сенон), мощностью 100 м. Фациально замещают флишевые Годульские слои вплоть до самых верхов их верхнего звена. Происходит это согласно с тенденцией вытеснения пестрыми песчаниками всех других звеньев в направлении северного края Силезского элемента.

Верхние Годульские слои (нижний сенон), мощностью 390 м, принадлежат к самым верхам нижнего сенона (таб. 1). По возрасту они соответствуют переходу от Годульских слоев к Истебнянским в Силезском Бескиде.

Нижние Истебнянские слои (верхний сенон, таб. 1) мощностью 600 м. Они содержат четыре горизонта иноцерамовой фации (таб. 2). По литологии и возрасту они аналогичны горизонтам в Черножецком надвиге (Ф. Щимаковска, Я. Моргель, 1964; Ф. Митура, Т. Бирецки, 1966). Использование их в качестве корреляционных горизонтов позволило выявить аналогию строения Истебнянских слоев в складке Бжанка—Ливоч и в Черножецком надвиге (таб. 2). В отличие от последнего района в разрезе описываемой складки отсутствуют мергели Фрыдецкого и Венгловецкого типов, что подтверждает тезис о их краевом положении в Силезском элементе. В свою очередь, это сближает горизонты иноцерамовой фации (и Истебнянские слои) с такими же горизонтами, залегающими в более внутренней зоне Силезского элемента (напр. Вишницко-Рожновского Погорья).

Верхние Истебнянские слои (палеоцен), мощностью 680 м. Их разрез начинается со сланцевой серии самых верхов маастрихта-палеоцена (таб. 1). Низы этих слоев состоят из крупнослоистых песчаников (400 м). Верх сложен двумя комплексами бурых сланцев, разделенных песчаниками (280 м). Эти слои детально не изучались.

Такое расчленение согласуется с существующими взглядами на стратиграфию Силезского

элемента Карпат. Данные исследований позволяют сделать вывод, что звенья верхнего мела и палеоцена, выделенные в складке Бжанка—Ливоч, имеют общие черты как с внутренней, так и с краевой зоной Силезского элемента. Они развиты в фации „промежуточной” между обоими, типичными для упомянутых районов.

Beata KĘPIŃSKA

### SUBDIVISION OF THE UPPER CRETACEOUS AND PALEOCENE IN CENTRAL PART OF THE BRZANKA—LIWOCZ FOLD (SILESIA UNIT)

#### S u m m a r y

Stratigraphy and lithology of the Upper Cretaceous and Paleocene in central part of the Brzanka—Liwocz fold (inner zone of the Silesian unit) are discussed. The field studies and micropaleontological analyses gave the basis for differentiation of several members in the succession (Figs. 1, 2). The presented subdivision differs from that of K. Skoczylas-Ciszewska (1951, 1955) as it was made with reference to the work of H. Świdziński (1971), especially the subdivision proposed by him for successions of the Beskid Śląski Range. It should be also noted that the members differentiated here resemble in several aspects of lithological development those of the Czarnorzecze fold (northern, marginal part of the Silesian overthrust).

The members identified in the Upper Cretaceous-Paleocene succession of central part of the Brzanka—Liwocz fold may be characterized as follows:

**V a r i e g a t e d G o d u l a S h a l e s** (Upper Cenomanian?—Turonian—Lower Senonian), 100 m thick, represent a facies equivalent of flysch Godula Beds, including the uppermost part of upper member of the latter. This is in agreement with a trend to replacement of individual members by the Mottled Godula Shales towards northern margin of the Silesian unit.

**U p p e r G o d u l a B e d s**, 390 m thick, represent the uppermost part of the Lower Senonian (Table 1) and, at the same time, a time equivalent of passage beds of the Godula and Istebna Beds from the Beskid Śląski Range.

**L o w e r I s t e b n a B e d s** (Upper Senonian—Table 1), 600 m thick, comprise four horizons of rocks developed in the Inoceramian facies. Horizons analogous in lithology and age are also known from the Czarnorzecze overthrust (F. Szymakowska, J. Morgiel, 1964; F. Miura, T. Birecki, 1966). The use of the strata as correlative horizons made it possible to find analogies in development of the Brzanka—Liwocz fold and Czarnorzecze overthrust (Table 2). The Brzanka—Liwocz succession differs from that of the latter locality in the lack of marls of the Frydek or Węglowiec type, which gives support for the hypothesis of marginal extent of these rocks in the Silesian unit. This difference makes the Inoceramian facies horizons (and, therefore, the Istebna Beds) similar to those known from a more internal zone of the Silesian unit, e.g. in the Pogórze Wiśnicko-Rożnowskie area.

**U p p e r I s t e b n a B e d s** (Paleocene), 680 m thick, begin with a shaly series of the uppermost Maastrichtian-Paleocene (Table 1). The shales are overlain by thick-bedded sandstones (400 m thick) and the sequence ends with two complexes of brownish shales, separated by sandstones and attaining 280 m in thickness. The strata were not studied in detail.

The above presented subdivision is consistent with the current views on stratigraphy of the Silesian unit in the Carpathians. The obtained results indicate that Upper Cretaceous-Paleocene members of the Brzanka—Liwocz fold display features common with both the inner and marginal zones of the Silesian unit. Thus it follows that they are developed in a facies "intermediate" between those typical of the two regions.