ANNALES SOCIETATIS GEOLOGORUM POLONIAE
ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO
v. 51—3/4: 435—502 Kraków 1981

Stanisław LESZCZYŃSKI

PIASKOWCE CIĘŻKOWICKIE JEDNOSTKI ŚLĄSKIEJ W POLSKICH KARPATACH: STUDIUM SEDYMENTACJI GŁĘBOKOWODNEJ OSADÓW GRUBOKLASTYCZNYCH

(Pl. I—VIII i 19 fig.)

Ciężkowice Sandstones of the Silesian Unit in Polish Carpathians: a study of coarse-clastic sedimentation in deep-water

(Pl. I—VIII i 19 Figs.)

Stanisław Leszczyński: Ciężkowice Sandstones of the Silesian Unit in Polish Carpathians: a study of coarse-clastic sedimentation in deep-water. Summary. Ann. Soc. Geol. Poloniae 51—3/4: 435—502, 1981 Kraków.

Abstract: The Ciężkowice Sandstones (Upper Paleocene — Lower Eocene) are coarse-clastic, deep-water sediments. These sandstones resulted from subaqueous sediment gravity flows. In character the flows were intermediate between those of grain flows, fluidized flows, debris flows and high density turbidity currents. Part of the clastic material was transported also by turbulent traction currents. The clastics were deposited chiefly in channels of submarine fans and at the mouth of these channels. Because of low content of fines in source material only a very small part of clastic material was deposited beyond channels.

Key words: deep-water clastic sedimentation, sediment gravity transport, facies analysis, Paleogene, Polish Carpathians, Silesian Unit.

Stanisław Leszczyński: Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Oleandry 2a, 30-063 Kraków.

manuscript received: July, 1980 accepted: August 1980

Treść: W pracy przeprowadzona jest analiza struktur sedymentacyjnych, rozkładu wielkości ziarna oraz zróżnicowania i rozkładu facji w piaskowcach ciężkowickich (górny paleocen — dolny eocen) z odniesieniem do utworów otaczających. Wskazuje ona na przynależność piaskowców ciężkowickich do gruboklastycznych osadów głębokowodnych. Materiał klastyczny tych piaskowców transportowany był głównie w podwodnych spływach grawitacyjnych, najczęściej o charakterze pośrednim pomiędzy spływami kolizyjnymi, kohezyjnymi, upłynnionymi oraz prądami zawiesinowymi o dużej gęstości. Mniejszą rolę odgrywał transport

w turbulencyjnych prądach trakcyjnych. Materiał ten deponowany był głównie w kanałach podmorskich stożków oraz u ujścia tych kanałów. Z powodu niewielkiej zawartości w materiale źródłowym, frakcji drobniejszych od średnioziarnistego piasku, materiał klastyczny piaskowców ciężkowickich nie był roznoszony na większe odległości poza kanały stożków.

WSTĘP

Piaskowce ciężkowickie (wyższa część paleocenu — dolny eocen) są to gruboklastyczne, grubo- i bardzo gruboławicowe osady fliszowe. Wydziela się je w śląskiej i magurskiej jednostce tektonicznej Karpat.

Celem niniejszej pracy jest opis piaskowców ciężkowickich jednostki śląskiej pod kątem interpretacji środowiska sedymentacji oraz procesów depozycji.

Piaskowce ciężkowickie są fluksoturbidytami w sensie Dżułyńskiego i in., (1959). Uważa się je za osady zdeponowane na podmorskich stożkach (Książkiewicz, 1962). Stanley i Unrug (1972) opisali piaskowce ciężkowickie Beskidu Śląskiego jako osady podmorskich kanałów. W literaturze geologicznej utwory podobne do piaskowców ciężkowickich uważane są za osady spływów masowych (Dott, 1963), turbidyty proksymalne (Walker, 1966), osady spływów ziarnistych (Stauffer, 1967) itp. Walker i Mutti (1973) oraz Mutti i Rucci Lucchi (1975) opisują osady tego rodzaju w obrębie turbidytowych facji A i B. Walker (1978) połączył takie utwory w rodzinę gruboklastycznych osadów resedymentowanych. Obecnie, utwory takie uważa się za osady kanałowe podmorskich stożków (np.: Mutti, 1974; Mutti, Ricci Lucchi, 1975; Nelson, Nilsen, 1974; Normark, 1974, 1978; Walker, 1978; Walker, Mutti, 1973). Przypisuje się im depozycję z różnego rodzaju podwodnych spływów grawitacyjnych (Middleton, Hampton, 1973).

W niniejszej pracy sedymentacja piaskowców ciężkowickich odniesiona została do publikowanych w ostatnich latach modeli sedymentacji na podmorskich stożkach (Mutti, Ricci Lucchi, 1975; Walker, 1978; Walker, Mutti, 1973). Zwrócono przy tym uwagę na brak lateralnych przejść piaskowców ciężkowickich w piaskowce drobnoziarniste oraz ostre ich kontakty z osadami ilasto-mułowymi.

Powstanie niniejszego opracowania było możliwe dzięki przychylności wielu osób, za co wszystkim autor składa podziękowania. Doc. drowi A. Ślączce oraz prof. drowi R. Unrugowi dziękuję za wprowadzenie w teren, liczne dyskusje oraz wiele cennych wskazówek. Dr B. Olszewskiej dziękuję za oznaczenia mikrofauny i dyskusje. Mgr inż. E. Kłyś dziękuję za oznaczenie minerałów ciężkich. Doc. dr E. Morycowej dziękuję za oznaczenia korali. Prof. drowi S. Dżułyńskiemu, doc. drowi S. Gero-

chowi, dr K. Malik, drowi Sz. Porębskiemu oraz Kolegom z Zakładu Geologii Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego dziękuję za liczne dyskusje i cenne wskazówki. Prof. drowi R. Gradzińskiemu dziękuję za dyskusje oraz za organizację pomocy finansowej w czasie trwania studiów. Mojej żonie Teresie dziękuję za ogólne wsparcie, w tym również za pomoc w ostatecznym przygotowaniu opracowania.

Za krytyczne przeczytanie rękopisu serdecznie dziękuję doc. drowi A. Radomskiemu.

HISTORIA BADAŃ

Piaskowce ciężkowickie są badane od ponad 100 lat. Początkowo opisywane były pod nazwą „piaskowców eoceńskich". Jako piaskowce ciężkowickie opisywane są od 1883 roku, kiedy to Walter i Dunikowski wyróżnili je z serii utworów fliszowych. Nazwa piaskowców pochodzi od miejscowości Ciężkowice, leżącej nad rzeką Białą, 37 kilometrów na południe od Tarnowa (fig. 1), gdzie są one charakterystycznie wykształcone i dobrze odsłonięte (skałki w rezerwacie „Skamieniałe Miasto"). W związku z nieprecyzyjnym zdefiniowaniem piaskowcami ciężkowickimi nazywano początkowo różne piaskowce gruboławicowe (patrz Szajnocha, 1895; Uhlig, 1888). Uściślenia definicji piaskowców ciężkowickich dokonał Grzybowski (1921).

Piaskowce ciężkowickie badane były głównie przy pracach kartograficznych oraz poszukiwawczych za ropą naftową (m. in. Birecki, 1964; Burtan, 1933; Burtan i in., 1937; Guzik, Pożaryski, 1949; Jaskólski, 1931; Karnkowski, 1959; Kozikowski, 1958, 1966; Kruczek, 1956; Książkiewicz, 1951; Mitura, Birecki, 1966; Mitura i in., 1962; Oberc, 1950; Obtułowicz, 1952; Sokołowski, 1935; Świdziński, 1933, 1950; Wyszyński, 1932; Zieliński, 1952). W kilku pracach opisano ich petrografię w wybranych rejonach (Jaskólski, 1939; Krysowska-Iwaszkiewicz, Unrug, 1967; Unrug, 1968), stratygrafię (Bieda, 1946; Czernikowski, 1950; Geroch, 1960; Hilterman, 1943; Jurkiewicz, 1959, 1967), paleogeografię (Jurkiewicz, 1960; Konior, 1933; Książkiewicz, 1960a), zróżnicowanie facjalne i strukturalne (Lenk, 1966, 1968, 1974, 1975) oraz zagadnienia ich sedymentacji (Koszarski, 1956, 1962, 1963; Książkiewicz 1962; Stanley, Unrug, 1972).

Zaznacza się wyraźna dysproporcja w ilości opracowań piaskowców ciężkowickich obszaru między Gorlicami i Sanokiem, a pozostałymi obszarami, na niekorzyść tych drugich, np.: nie opisywane były dotąd piaskowce ciężkowickie wschodniej części Pogórza Wielickiego, położonej na południe od Raby.

STANOWISKO GEOLOGICZNE

Piaskowce ciężkowickie występują głównie w południowej części jednostki śląskiej (fig. 2). Na zewnątrz od obszarów ich występowania, a częściowo również pomiędzy nimi występują w przewadze mułowcowe utwory warstw hieroglifowych oraz ilaste łupki zielone i czerwonobrunatne — łupki pstre. W jednostce podśląskiej (fig. 1), utwory starszego paleogenu są wykształcone głównie jako łupki i margle pstre (tab. 1).

W polskiej części jednostki śląskiej wyróżnia się 5 obszarów występowania piaskowców ciężkowickich (fig. 2). Nie wiadomo jednak, czy piaskowce ciężkowickie łuski Bystrego łączą się z piaskowcami ciężkowickimi obszaru pomiędzy południkami Brzeska i Brzozowa. Nie wiadomo również, czy piaskowce ciężkowickie występują w osiowej części Dołów Jasielsko-Sanockich. Nie stwierdzono ich tam w żadnym z otworów wiertniczych (Lenk, 1968). Nieobecność piaskowców ciężkowickich lub chociażby znacznie słabsze ich wykształcenie sugeruje odrębny styl tektoniki tego obszaru. Dominują tam silnie złuskowane i strome fałdy wąskopromienne, gdy tymczasem w obszarach stwierdzonego występowania piaskowców ciężkowickich przeważają struktury fałdowe o większym promieniu. Zanikanie piaskowców ciężkowickich w kierunku Dołów Jasielsko-Sanockich jest widoczne w północnym skrzydle antykliny Osobnica—Bóbrka (Książkiewicz, 1962; Kruczek, 1956).

Nie jest znany północny zasięg piaskowców ciężkowickich Beskidu Śląskiego i Małego. Piaskowce te występują tam tylko w jednym pasie wychodni — u czoła płaszczowiny magurskiej i łuski przedmagurskiej. Na północ od wychodni piaskowców ciężkowickich, w tej części jednostki śląskiej występują tylko utwory starsze od trzeciorzędu. Prawdopodobnie utwory młodsze od kredy zostały z tego obszaru zerodowane.

Nie znany jest w ogóle południowy zasięg piaskowców ciężkowickich, ponieważ chowają się one pod płaszczowiny nasunięte z południa. Jedynie na niewielkim odcinku — na Pogórzu Wielickim zdają się być zastępowane ku południowi przez pstre łupki.

Piaskowce ciężkowickie są stosunkowo dobrze odsłonięte. W kilku miejscach odsłonięte są pełne ich profile. Grubsze kompleksy piaskowcowe zaznaczają się w morfologii terenu, tworząc wzniesienia, a niejednokrotnie skałki (Pl. I,; „Skamieniałe Miasto" koło Cieżkowic, „Diable Skały" w Bukowcu na Pogórzu Rożnowskim, „Prządki" w Czarnorzekach koło Krosna).

METODYKA BADAŃ I TERMINOLOGIA

Opracowanie wykonano opierając się na analizie cech teksturalnych, strukturalnych, składu mineralnego, miąższości oraz geometrii ławic litosomów piaskowców ciężkowickich, porównując cechy tych utworów do

cech utworów otaczających. Badania piaskowców ciężkowickich prowadzone były w odniesieniu do poziomów wydzielonych w oparciu o mikrofaunę otwornicową, występującą w łupkach otaczających kompleksy piaskowcowe. Dla celów opracowania skorelowano poziomy piaskowców ciężkowickich na całym obszarze ich występowania, w polskiej części jednostki śląskiej. Najwięcej informacji zebrano o piaskowcach ciężkowickich najniższych kompleksów, tzw. III poziomu. Informacje o piaskowcach ciężkowickich z obszaru położonego na południe od linii Biecz—Jasło—Krosno pochodzą głównie z literatury (utwory te są tam bardzo słabo odsłonięte).

Środowisko sedymentacji piaskowców ciężkowickich zinterpretowano na podstawie analizy kierunków zmian cech strukturalnych, teksturalnych i biogenicznych, tak w tych piaskowcach, jak i w utworach otaczających je, a także w oparciu o paleoekologię organizmów reprezentowanych w skamieniałościach z wszystkich tych utworów, w nawiązaniu do prac Walkera (1975, 1976, 1978), Walkera i Muttiego (1973), Muttiego i Ricci Lucchiego (1975) oraz Ricci Lucchiego (1975).

W opracowaniu stosowano klasyfikację skał według wielkości ziarna (patrz Wenthworth, 1922) oraz składu (patrz Pettijohn, 1975). Charakterystykę facjalną piaskowców ciężkowickich wykonano w odniesieniu do facji gruboklastycznych osadów redeponowanych Walkera (1978) oraz w odniesieniu do facji turbidytowych Muttiego i Ricci Lucchiego (1975).

Mianem „najgrubszej frakcji" określano średnicę 10 największych otoczaków z ławicy zlepieńca (nieraz ze zwietrzeliny), jeżeli średnica ich przekraczała 1 cm, lub 20 największych otoczaków (ziarn), występujących obok siebie w wybranym polu, z ławic utworów o frakcji drobniejszej.

Do określenia jednostek warstwowania używano terminu ogólnego — warstwa (wg Gradzińskiego i in., 1976, s. 166) oraz terminów szczegółowych: ławica, ławica elementarna, interwał litologiczny.

Ławicami nazywano te jednostki warstwowania (warstwy), które najbardziej wyraźnie indywidualizowały się z sekwencji osadów. Wyróżniano przy tym dwa typy ławic: ławice proste, w obrębie których nie zaznaczały się powierzchnie nieciągłości oraz ławice złożone, z dostrzegalnymi makroskopowo powierzchniami nieciągłości. Warstwy ograniczone takimi powierzchniami nazywano ławicami elementarnymi. Ławice elementarne są równorzędne w sensie genetycznym ławicom prostym, jednakże mniej wyraźnie indywidualizują się z sekwencji osadów. Ich wykształcenie wskazuje, że tworzy je osad jednego aktu depozycyjnego. Ławice złożone mają więc genezę policykliczną, tzn. powstały w wyniku kilku aktów depozycyjnych (por. Wood, Smith, 1958) Kilka typów litologicznych osadu połączonych ciągłymi przejściami w obrębie ławicy prostej lub elementarnej nazywano zespołem litologicznym. Jednostki nagromadzenia osadu poszczególnych typów litologicznych

w obrębie zespołu litologicznego określono mianem interwałów litologicznych (np.: interwał piaskowcowy w zespole litologicznym: piaskowce z otoczakami, piaskowce, mułowce).

Dla określenia jednostki nagromadzenia osadu frakcji drobniejszych od 0,06 mm, używano terminów: wkładka, warstwa, pakiet, ze względu na często występujące w nich wewnętrzne zróżnicowanie litologiczne komplikujące opis, z zastosowaniem wcześniej wymienionych jednostek warstwowania.

Partie profilu o zdecydowanej przewadze piaskowców nad łupkami, odpowiadające hierarchicznie wielozestawowi ławic, opisywano jako kompleksy piaskowcowe. Tradycyjnym określeniem — poziom, opisywano pakiety łupków z charakterystycznymi zespołami mikrofauny, a także kompleksy piaskowców występujące pomiędzy tak zdefiniowanymi poziomami łupków.

STRATYGRAFIA

Zgodnie z definicją Grzybowskiego (1921) jako piaskowce ciężkowickie wydziela się: „... serię piaskowców masowo lub gruboławicowo wykształconych, przegradzanych czerwonemi lub pstremi iłami, oddzieloną od łupków menilitowych w stropie grubą masą osadów ilastych, względnie piaskowcami hieroglifowemi, naprzemianległemi z iłami. Ku spągowi tam, gdzie kończą się czerwone względnie pstre iły, kończy się także piaskowiec ciężkowicki". Definicji tej nie odpowiadają jednak piaskowce ciężkowickie najniższego kompleksu w antyklinie Bóbrki i Iwonicza, piaskowce ciężkowickie zachodniej części Pogórza Wielickiego oraz piaskowce ciężkowickie Beskidu Śląskiego.

Piaskowce ciężkowickie najniższego kompleksu w antyklinie Bóbrki i Iwonicza występują częściowo w obrębie łupków pstrych, podścielających kompleksy typowych piaskowców ciężkowickich, a częściowo w obrębie ciemnych łupków będących kontynuacją niżej ległych górnych łupków istebniańskich (fig. 3, por. Kruczek, 1956).

Piaskowce ciężkowickie zachodniej części Pogórza Wielickiego (bardzo słabo odsłonięte) zdają się zalegać bezpośrednio na ciemnych łupkach, zaliczanych do górnych łupków istebniańskich, a pod łupkami pstrymi (por. Burtan, 1933, fig. 3).

Piaskowce ciężkowickie Beskidu Śląskiego występują w górnej części ciemnych łupków, uważanych za górnoistebniańskie. Łupki czerwone występują tam tylko w formie niewielkich soczew, towarzyszących od spągu piaskowcom ciężkowickim (fig. 3; por. Burtan, 1936; Burtan i in., 1937). W związku z przytoczonymi wyżej faktami wydaje się, że wydzielane w jednostce śląskiej piaskowce ciężkowickie należy definiować jako: gruboławicowe piaskowce gruboziarniste i zlepieńcowate, nieraz

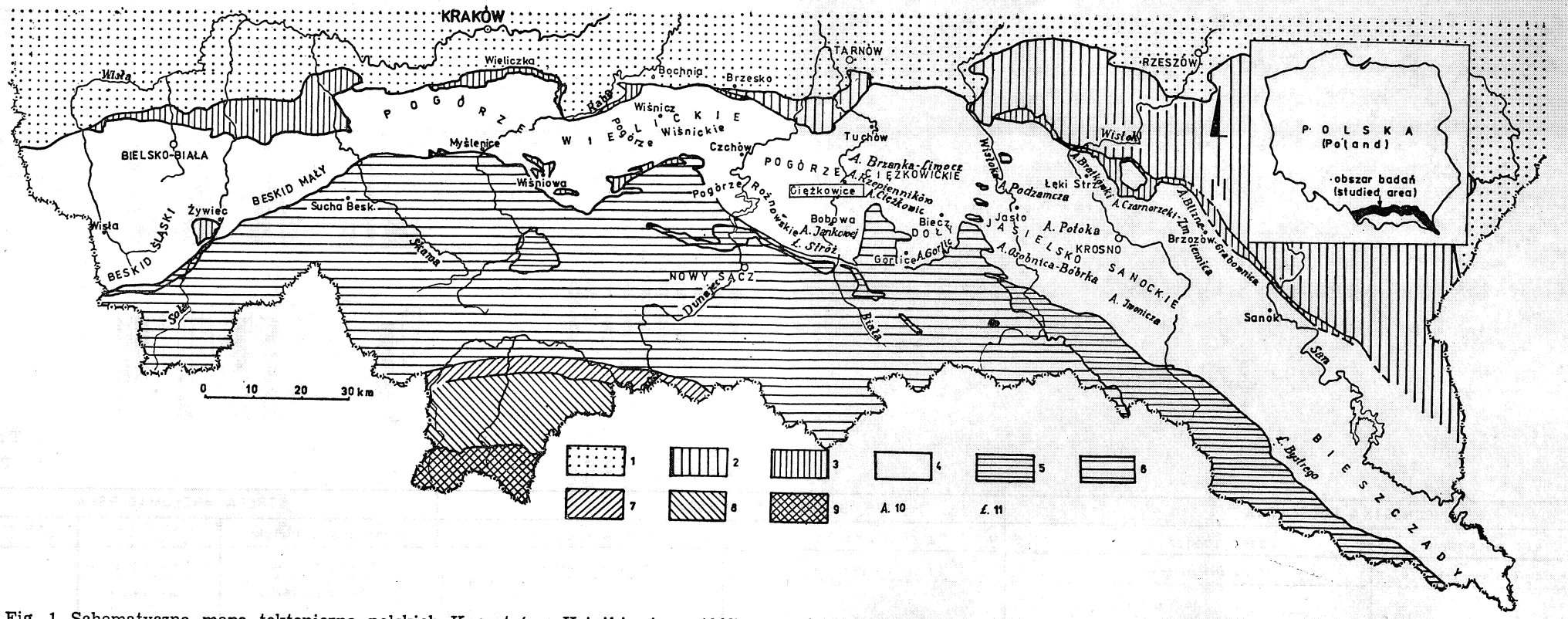


Fig. 1. Schematyczna mapa tektoniczna polskich Karpat (wg Książkiewicza, 1962), z wybranymi jednostkami fizjograficznymi (wg Kondrackiego, 1967). 1 — przedmurze; 2 — płaszczowina skolska; 3 — płaszczowina podśląska; 4 — płaszczowina śląska; 5 — jednostki tektoniczne strefy przedmagurskiej; 6 — płaszczowina magurska; 7 — pieniński pas skałkowy; 8 — flisz podhalański; 9 — jednostki tektoniczne Tatr; 10 — antyklina; 11 — łuska

Fig. 1. Schematic tectonic map of Polish Carpathians (after Książkiewicz, 1962), included are salient physiographic features (after Kondracki, 1967). 1 — foreland; 2 — Skole nappe; 3 — Sub-Silesian nappe; 4 — Silesian nappe; 5 — Fore-Magura tectonic units; 6 — Magura nappe; 7 — Pieniny Klippen belt; 8 — Podhale flysch; 9 — Tatra Mts tectonic units; 10 — anticline; 11 — thrust slice

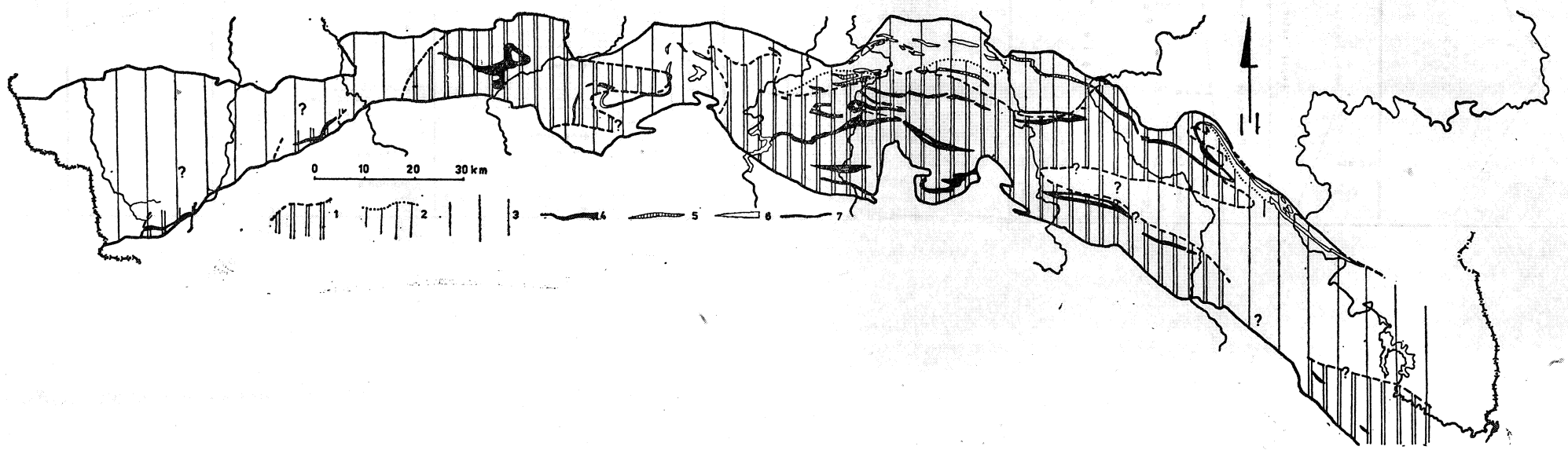
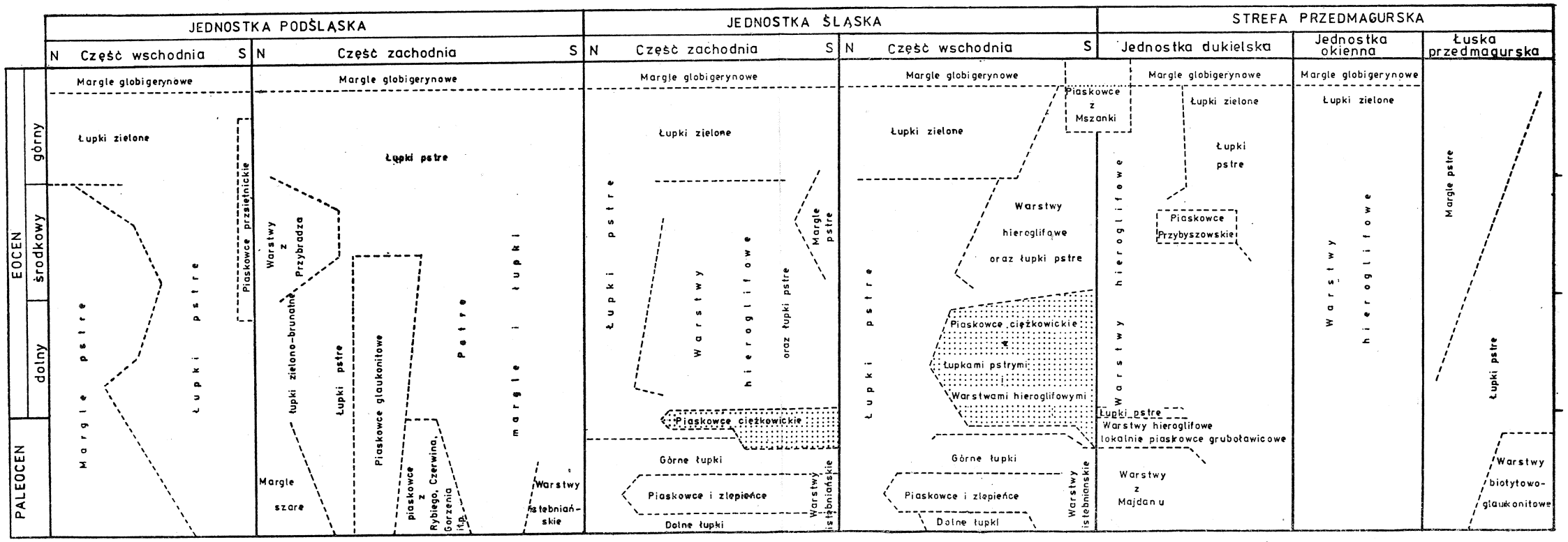


Fig. 2. Rozprzestrzenienie w jednostce śląskiej głównych litofacji z okresu sedymentacji piaskowców ciężkowickich. 1 — obszar występowania piaskowców ciężkowickich, utworów typu warstw hieroglifowych oraz łupków pstrych; 2 — obszar występowania utworów typu warstw hieroglifowych oraz łupków pstrych; 3 — obszar występowania tylko łupków pstrych; 4 — wychodnie piaskowców ciężkowickich, utworów typu warstw hieroglifowych oraz łupków pstrych; 5 — wychodnie utworów typu warstw hieroglifowych oraz łupków pstrych; 6 — wychodnie wyłącznie łupków pstrych; 7 — nasunięcia: płaszczowiny magurskiej i jednostek przedmagurskich (na południu), płaszczowiny śląskiej (na północy)

Fig. 2. Distribution of main Upper Palaeocene — Lower Eocene lithofacies in Silesian Unit. 1 — area of occurrence of Ciężkowice sandstones, Hieroglyphic beds type deposits and variegated shales; 2 — area of occurrence of Hieroglyphic beds type deposits and variegated shales; 3 — area of occurrence of variegated shales only; 4 — outcrops of Ciężkowice sandstones, Hieroglyphic beds type deposits and variegated shales; 5 — outcrops of Hieroglyphic beds type deposits and variegated shales; 6 — outcrops of variegated shales only; 7 — overthrust of Silesian nappe (north), and of Magura nappe, and Fore-Magura tectonic units (south)

Tabela 1
Table 1



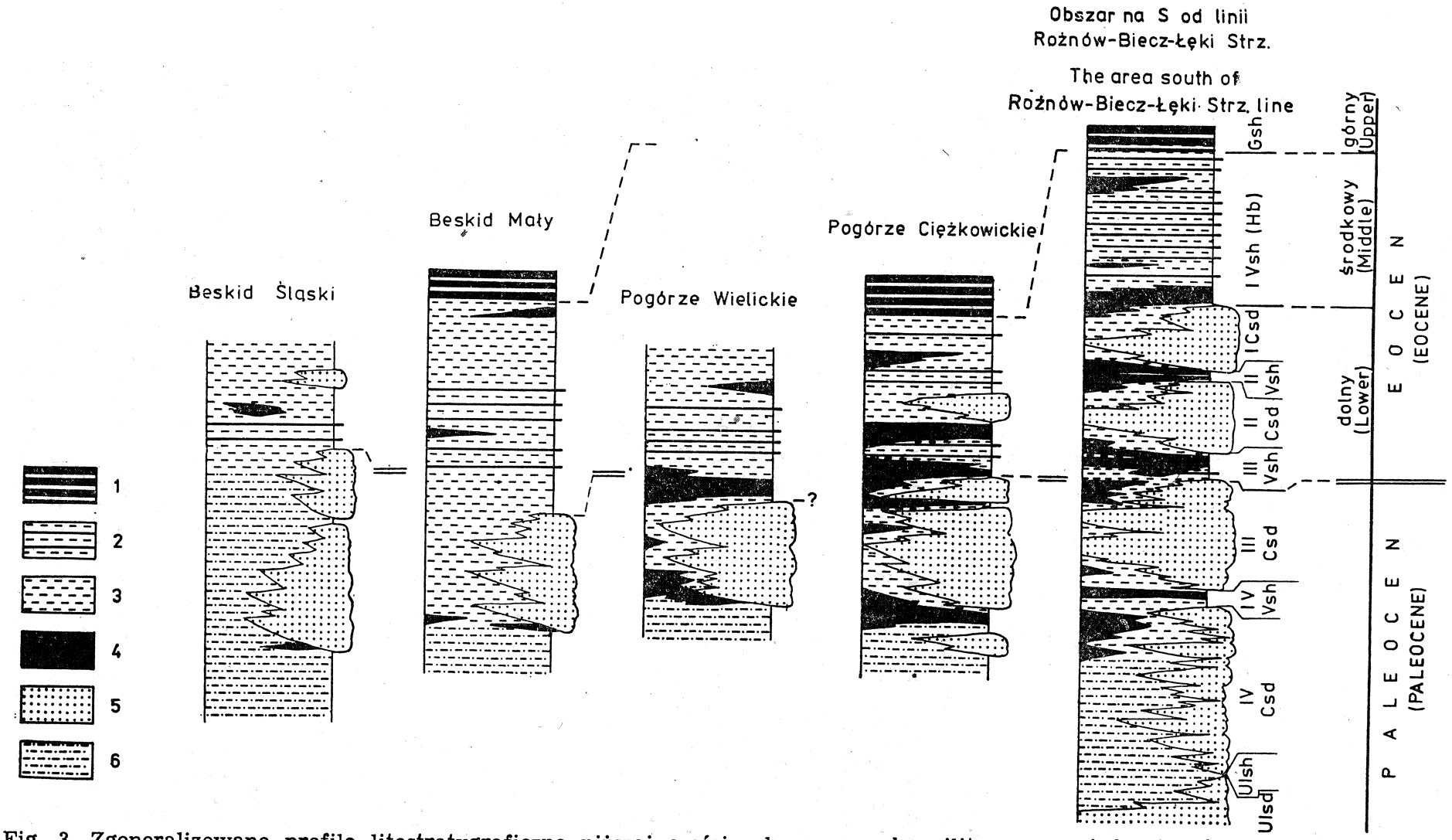


Fig. 3. Zgeneralizowane profile litostratygraficzne niższej części paleogenu podmenilitowego w jednostce śląskiej. UIsd — piaskowce górnych warstw istebniańskich; UIsh — górne łupki istebniańskie; IV Vsh — I Vsh — poziomy pstrych łupków; IV Csd — I Csd — poziomy piaskowców ciężkowickich; Hb — warstwy hieroglifowe; Gsh — łupki zielone; 1 — łupki zielone i szare przeławicane cienkoławicowymi piaskowcami drobnoziarnistymi; 3 — łupki zielone i szare bez piaskowców lub z niewielkim ich udziałem; 4 — łupki pstre; 5 — piaskowce i zlepieńce; 6 — łupki ciemnoszare i czarne

Fig. 3. Generalized lithostratygraphic profiles of lower part of "Submenilite Paleogene" in Silesian Unit. UIsd — Upper Istebna sandstones; UIsh — Upper Istebna shales; IV Vsh — I Vsh — horizons of variegated shales; IV Csd — I Csd — horizons of Ciężkowice sandstones; Hb — Hieroglyphic beds; Gsh — Green shales; 1 — green shales; 2 — green and grey shales intercalated by thin bedded, fine grained sandstones; 3 — green and grey shales without sandstones; 4 — variegated shales; 5 — conglomerates and sandstones; 6 — dark and dark-grey shales

zlepieńce, tworzące 1—6 kompleksów poprzedzielanych łupkami pstrymi, łupkami szarozielonymi z cienkoławicowymi piaskowcami drobnoziarnistymi (tj. warstwami hieroglifowymi) lub łupkami ciemnoszarymi z cienkoławicowymi piaskowcami drobnoziarnistymi. Od spągu piaskowcom ciężkowickim towarzyszą łupki pstre i utwory o charakterze warstw hieroglifowych lub łupki ciemnoszare, nieraz z cienkoławicowymi piaskowcami drobnoziarnistymi, należące do górnych warstw istebniańskich. Od stropu natomiast piaskowcom ciężkowickim towarzyszą utwory warstw hieroglifowych i łupki pstre (tab. 1; fig. 3).

Na obszarze położonym na wschód od Dunajca (fig. 1) kompleksy piaskowców ciężkowickich oraz otaczające je pstre łupki i warstwy hieroglifowe są wydzielane jako poziomy i określane są numerami licząc od góry. Łupki pstre i warstwy hieroglifowe nazywane są tu ogólnie łupkami pstrymi, niezależnie od ich rzeczywistego charakteru. I poziom łupków pstrych stanowią warstwy hieroglifowe z podrzędnym udziałem łupków pstrych. Kompleks piaskowców znajdujący się bezpośrednio poniżej nazywany jest I poziomem piaskowcowym. Na większej części tego obszaru zaznacza się do 3 poziomów piaskowców ciężkowickich, a lokalnie nawet do 6.

Do ściślejszej korelacji kompleksów piaskowcowych wykorzystuje się zespoły mikrofauny otwornicowej, występującej licznie w łupkach przedzielających piaskowce ciężkowickie (Grzybowski, 1897; Hilterman, 1943; Czernikowski, 1950; Guzik, Pożaryski, 1949; Geroch, 1960; Jurkiewicz, 1958, 1959, 1967). Zespoły otwornicowe umożliwiają wydzielenie trzech poziomów piaskowcowych (fig. 3, patrz Jurkiewicz, 1967). Nie wiadomo jednak w jakiej relacji pozostają do siebie kompleksy piaskowcowe tego samego poziomu, porównywane na większym obszarze.

W antyklinie Osobnica—Bóbrka oraz w antyklinie Iwonicza-Zdroju wydzielany jest IV poziom piaskowcowy, kryteria jego wydzielania nie są jednak wyraźnie sprecyzowane. Poziom ten bywa też wydzielany jako seria piaszczysto-łupkowa IV pstrych łupków (Jurkiewicz, 1967). Piaskowce tego poziomu posiadają wyraźnie pośredni charakter między niżej leżącymi piaskowcami górnoistebniańskimi, a wyżej leżącymi piaskowcami ciężkowickimi. Zespalają one piaskowce górnoistebniańskie i ciężkowickie w antyklinie Gorlic. Na wschód i południowy wschód od Gorlic, od piaskowców III poziomu oddzielają go pstre łupki, a od piaskowców górnoistebniańskich — górne łupki istebniańskie.

Piaskowce ciężkowickie powszechnie uważane są za samodzielne wydzielenie litostratygraficzne, lub też włączane są do tzw. „eocenu podmenilitowego" (Świdziński, 1947), albo „paleogenu podmenilitowego" (Jurkiewicz, 1967), razem z łupkami pstrymi, warstwami hieroglifowymi, łupkami zielonymi i marglami globigerynowymi. W Beskidzie Śląskim piaskowce ciężkowickie razem z otaczającymi je łupkami zostały wydzielone, jako tzw. „warstwy ciężkowickie" (Burtan, 1936). Wszystkie

powyższe wydzielenia, w myśl aktualnych zasad klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej (Birkenmajer, 1975), są nieformalnymi jednostkami stratygraficznymi. Do czasu ustalenia jednostek formalnych, jednostkę nadrzędną powinno się tu nazywać za Jurkiewiczem — paleogenem podmenilitowym. Jest to określenie bardziej poprawne, niż — „eocen podmenilitowy", ze względu na paleoceński wiek części pstrych łupków i piaskowców ciężkowickich.

Czasokres sedymentacji piaskowców ciężkowickich Beskidu Śląskiego, Beskidu Małego oraz obszaru położonego na wschód od Dunajca określony jest na podstawie małych otwornic, występujących w łupkach pstrych, otaczających kompleksy piaskowcowe (Bieda i in., 1963; Geroch, 1960; Geroch i in., 1967; Jurkiewicz, 1959, 1967), ponadto — na podstawie dużych otwornic — w rejonie Gorlic i Łężyn (Bieda, 1946). Odpowiada on interwałowi wiekowemu od paleocenu po dolny eocen (fig. 3). Przy czym piaskowce ciężkowickie Pogórza Ciężkowickiego, Beskidu Śląskiego i Beskidu Małego, z wyjątkiem niewielkich soczew, osadzały się wyłącznie w paleocenie (Geroch, wyżej cyt.; Geroch i in., wyżej cyt. oraz oznaczenia wykonane dla poniższego opracowania), natomiast piaskowce ciężkowickie łuski Bystrego zdają się być wyłącznie eoceńskimi (na podstawie oznaczeń wykonanych dla poniższego opracowania). Nie jest dokładnie ustalony wiek piaskowców ciężkowickich Pogórza Wielickiego. Sugerowana im pozycja stratygraficzna — paleocen — określona została na podstawie litologicznej korelacji z piaskowcami ciężkowickimi obszarów otaczających (fig. 3) oraz na podstawie nielicznych danych mikropaleontologicznych (Geroch i in., 1967).

CHARAKTERYSTYKA FORM WYSTĘPOWANIA

Piaskowce ciężkowickie występują w formie soczew o różnej wielkości, w obrębie utworów zdominowanych przez mułowce (fig. 3, 4). Soczewy piaskowców ciężkowickich charakteryzują się wydłużonym kształtem, zgodnie z głównymi kierunkami paleotransportu tworzącego je materiału klastycznego oraz szybkim wyklinowywaniem się w utworach drobnoklastycznych (fig. 6—8), co szczególnie dobrze widoczne jest w kierunku poprzecznym do dłuższej osi soczew (fig. 4). Nie wiadomo jednak, jaka jest ogólna ilość soczew piaskowców ciężkowickich, ich rozprzestrzenienie oraz wzajemne relacje.

W badanych profilach zaznacza się od 1 do 6 kompleksów piaskowców ciężkowickich (fig. 3). Jeden kompleks występuje w Beskidzie Małym, w łusce Bystrego oraz przypuszczalnie na Pogórzu Wielickim, dwa — w Beskidzie Śląskim (fig. 3, 4), do sześciu — na obszarze pomiędzy południkami Brzeska i Brzozowa. Na ostatnim obszarze większa

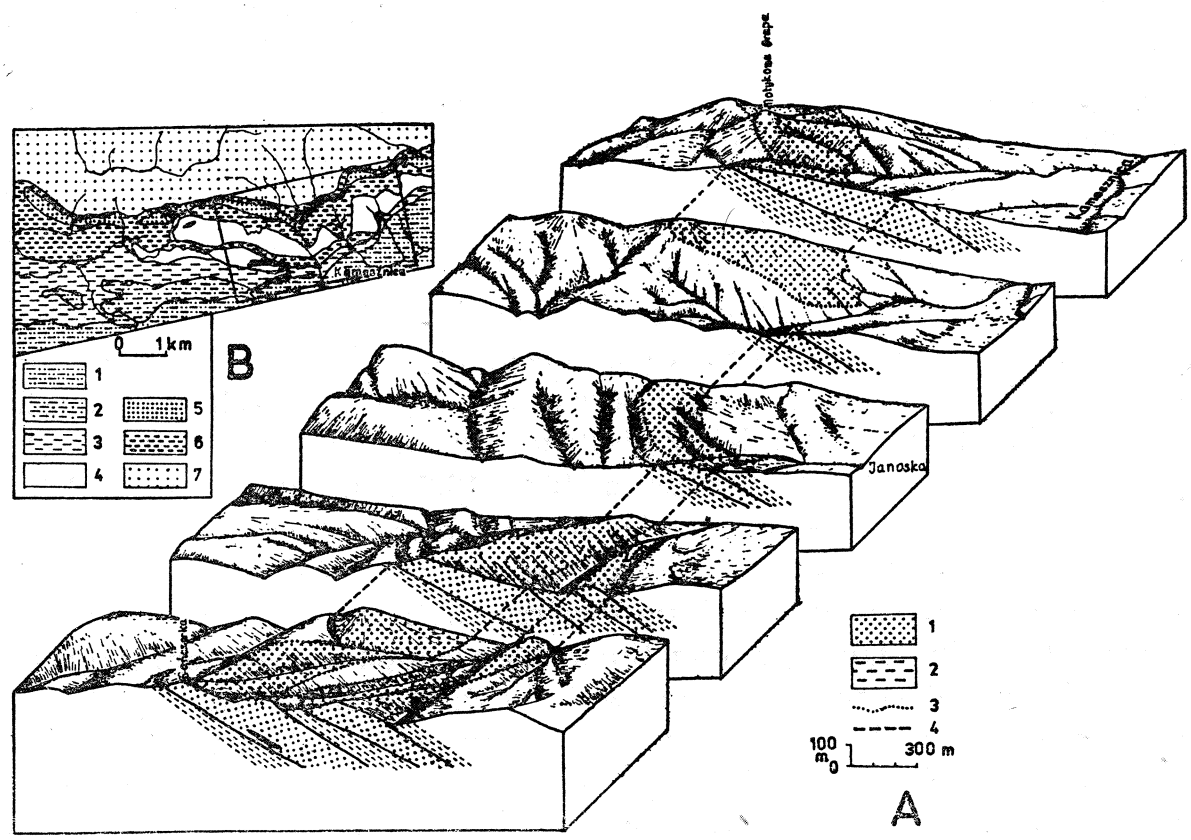


Fig. 4. Pozycja geologiczna oraz sposób występowania piaskowców ciężkowickich. Beskid Śląski, rejon na północ od Kamesznicy. A. Rozprzestrzenienie i kształt litosomów piaskowców ciężkowickich. 1 — piaskowce ciężkowickie; 2 — łupki; 3 — granice wychodni piaskowców ciężkowickich; 4 — linie łączące odpowiadające sobie punkty spągu lub stropu litosomów, w sąsiadujących blokach; Uwaga! — Krawędź górna NE ściany trzeciego bloku, na odcinku przechodzącym przez litosom piaskowców ciężkowickich jest przesłonięta krawędzią grzbietu leżącego na planie bliższym. B. Mapa geologiczna Beskidu Śląskiego w rejonie Kamesznicy (wg Burtan i in., 1937), z zaznaczonym obszarem objętym w blokdiagramie. 1 — warstwy krośnieńskie (oligocen); 2 — łupki menilitowe z piaskowcami gródeckimi (górny eocen — dolny oligocen); 3 — warstwy hieroglifowe (dolny i środkowy eocen); 4 — piaskowce ciężkowickie (wyższa część paleocenu); 5 — piaskowce istebniańskie górne (paleocen); 6 — łupki ciemne, w niższej części ze żwirowcami ilastymi, w wyższej z soczewami łupków czerwonobrunatnych (paleocen — dolny eocen); 7 — warstwy istebniańskie dolne (senon — paleocen)

Fig. 4. Geological setting and shape of Ciężkowice sandstone bodies. Silesian Beskid Mts. A. Distribution of sandstones and shape of lithosomes. 1 — Ciężkowice sandstone; 2 — shales; 3 — boundaries of lithosomes; 4 — correlation lines. B. Geological map of Silesian Beskid in area of Kamesznica (after Burtan et al., 1937), rectangle inset shows area of blockdiagram; 1 — Krosno beds (Oligocene); 2 — Menilite shales and Gródek sandstones (Upper Eocene — Lower Oligocene); 3 — Hieroglyphic beds (Lower — Middle Eocene); 4 — Ciężkowice sandstones (Upper Paleocene); 5 — Upper Istebna sandstones (Paleocene); 6 — dark shales, in lower part with pebble mudstones, in upper with lenses of reddish brown shales (Paleocene — Lower Eocene); 7 — Lower Istebna beds (Senonian — Paleocene)

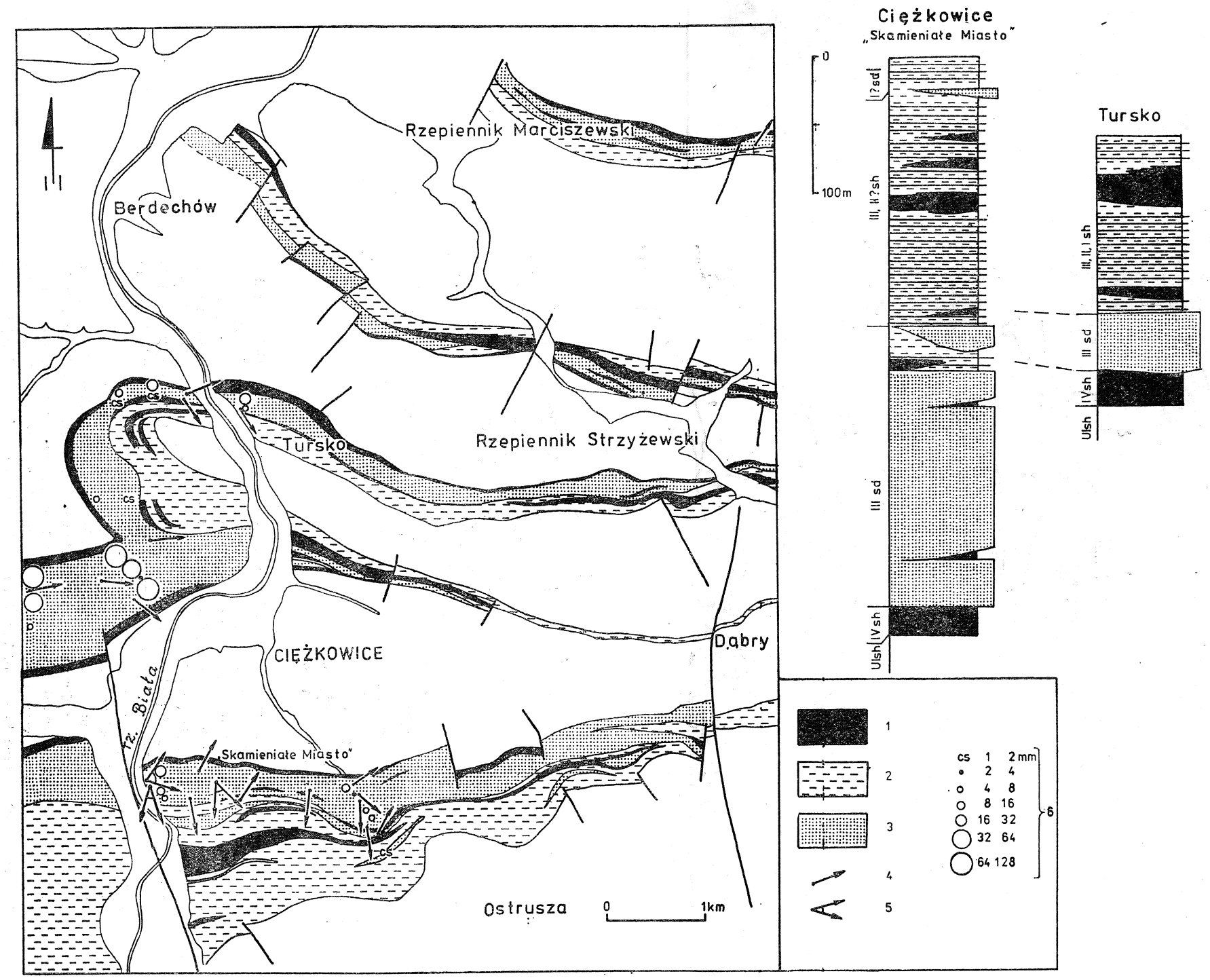


Fig. 6. Niższa część paleogenu podmenilitowego w rejonie Ciężkowic. 1 — łupki czerwonobrunatne; 2 — łupki jasnozielone i szare, przeważnie z cienkoławicowymi piaskowcami drobnoziarnistymi (utwory typu warstw hieroglifowych); 3 — piaskowce ciężkowickie; 4 — kierunki paleotransportu; 5 — kierunki paleotransportu z zaznaczonym zakresem zmienności; 6 — wielkość najgrubszych frakcji; inne symbole jak na fig. 3

Fig. 6. Lower part of "Submenilite Paleogene" in Ciężkowice area. 1 — reddish-brown shales, partly intercalated with thin-bedded, fine-grained sandstones (Hieroglyphic beds type deposits); 3 — Ciężkowice sandstones; 4 — paleotransport directions; 5 — dispersion of paleotransport directions; 6 — size of coarsest fraction; other symbols as in Fig. 3

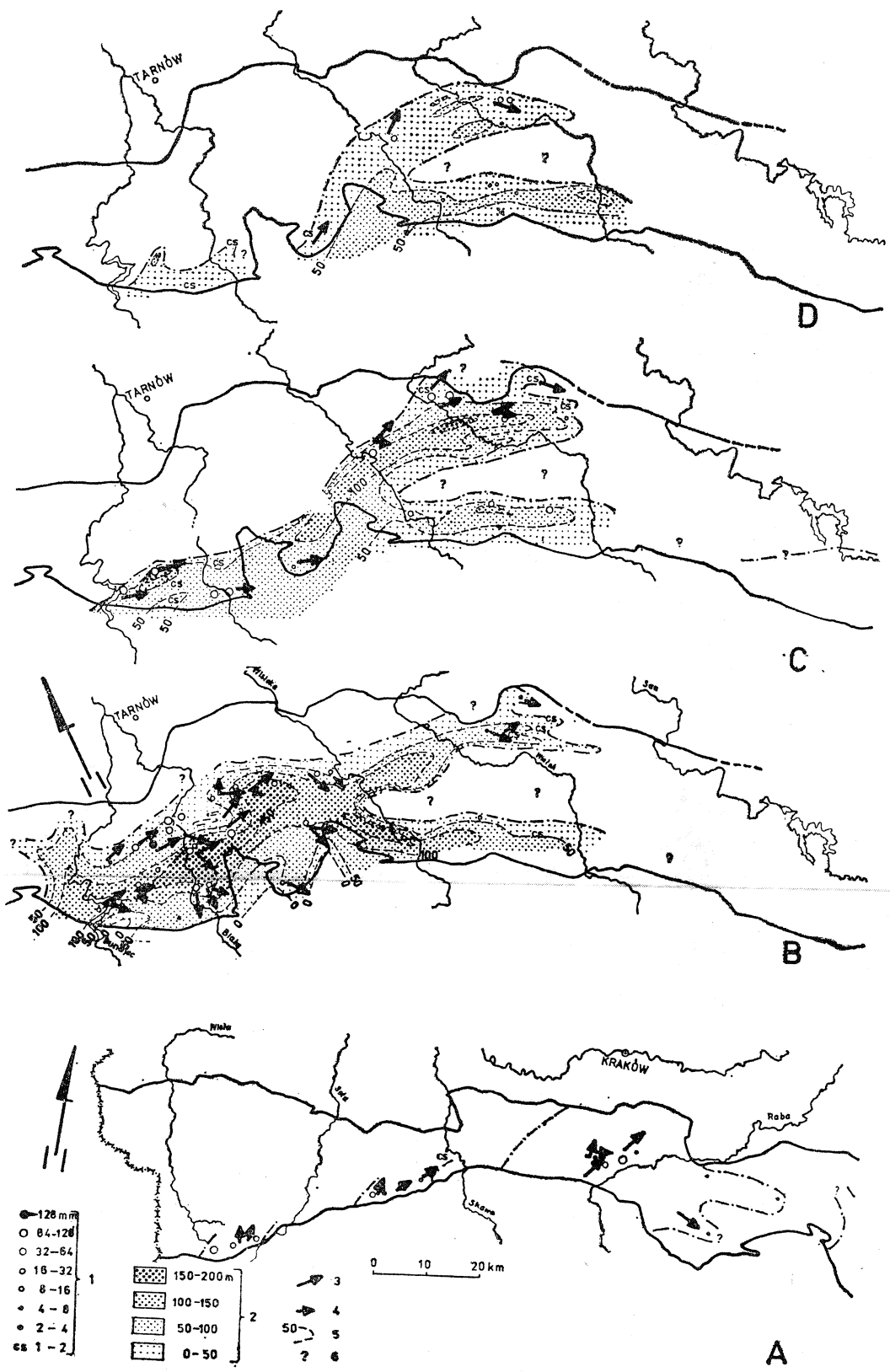


Fig. 5. Przypuszczalne, pierwotne rozprzestrzenienie piaskowców ciężkowickich w jednostce śląskiej. Rozkład miąższości, kierunków paleotransportu materiału klastycznego oraz zróżnicowanie najgrubszych frakcji. A — obszar na zachód od południka Brzeska (piaskowce ciężkowickie ?III poziomu); B—D — obszar na wschód od południka Brzeska, B — piaskowce III poziomu, C — piaskowce II poziomu, D — piaskowce I poziomu; 1 — wielkość najgrubszych frakcji; 2 — miąższości poziomu piaskowcowego; 3 — kierunki paleotransportu materiału klastycznego określone na podstawie wielu pomiarów; 4 — kierunki paleotransportu określone na podstawie pojedynczych pomiarów; 5 — izolinie miąższości poziomów piaskowcowych; 6 — obszary, z których piaskowce ciężkowickie nie są znane

Fig. 5. Supposed primary distribution of Ciężkowice sandstones in Silesian Unit. Maps show thickness, distribution of coarsest fraction, and paleotransport directions. A — area to west of Brzesko meridian; Ciężkowice sandstones of ?III horizon; B—D — area to east of Brzesko meridian; 8 — sandstones of III horizon, C — sandstones of II horizon, D — sandstones of I horizon; 1 — coarsest fraction; 2 — thickness of sandstone horizon; 3 — paleotransport directions based upon many measurements; 4 — paleotransport directions based upon a few measurements; 5 — isopachytes; 6 — areas without Ciężkowice sandstones

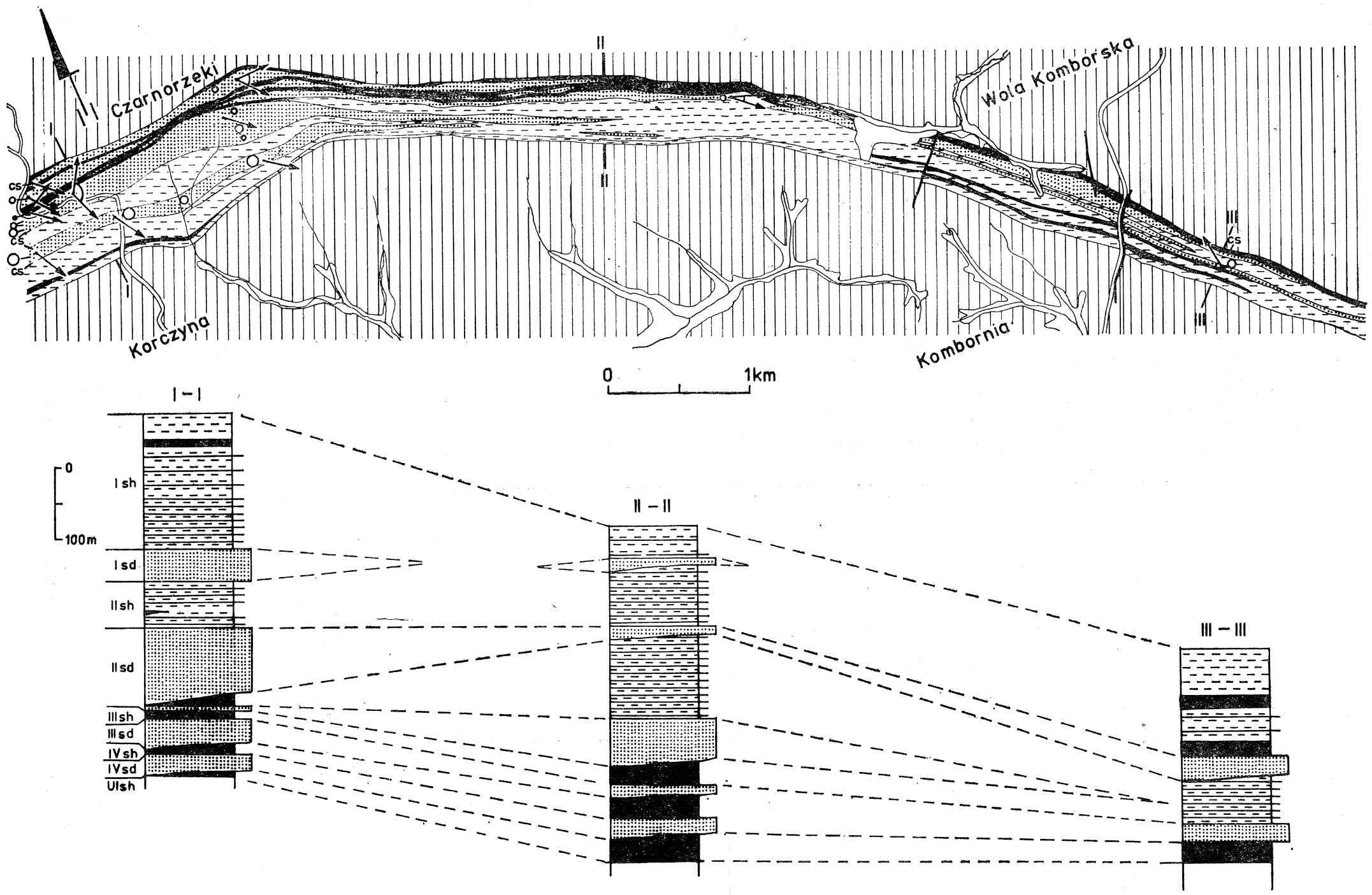


Fig. 7. Niższa część paleogenu podmenilitowego w południowym skrzydle antykliny Czarnorzeki — Zmiennica (wg Mitury, Bireckiego, 1966; Mitury i in., 1962); znaczenie symboli jak na fig. 3 i 6

Fig. 7. Lower part of "Submenilite Paleogene" in southern limb of Czarnorzeki —Zmiennica anticline (after Mitura, Birecki, 1966; Mitura et al., 1962). Symbols as in Fig. 3 and 6

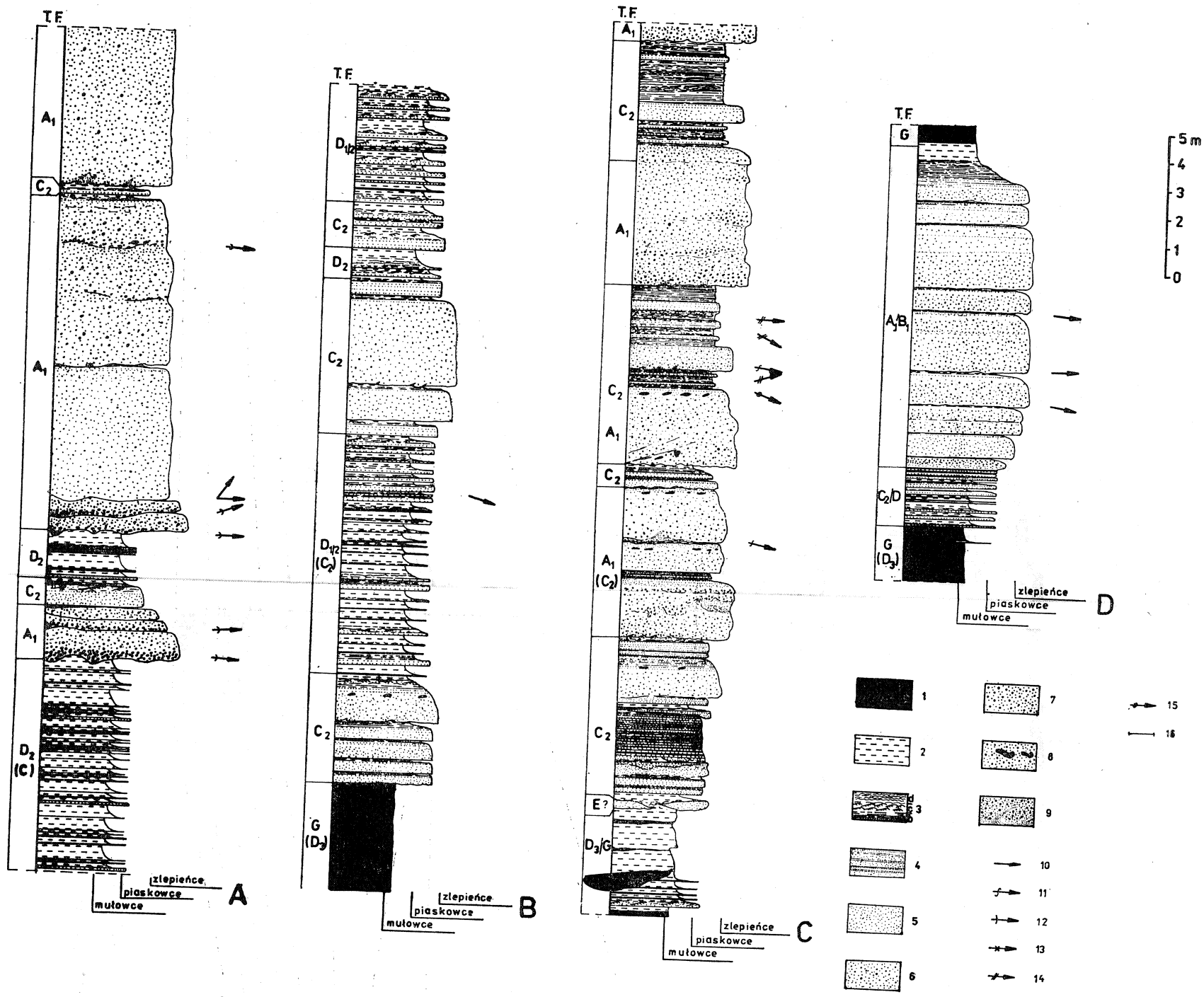


Fig. 9. Wykształcenie piaskowców ciężkowickich w dolnych częściach kompleksów. A — wschodni brzeg Jeziora Rożnowskiego, na południe od Gródka nad Dunajcem (piaskowce II poziomu); B — przy drodze w Znamirowicach (po zachodniej stronie Jeziora Rożnowskiego, piaskowce III poziomu); C — w potoku Stróżówka, w Bobowej (piaskowce III poziomu); D — w potoku Odrzykońskim koło Krosna (piaskowce II poziomu); 1 — łupki czerwone i zielone; 2 — łupki zielone i szare; 3 — struktury ławic turbidytowych odpowiadające interwałom Boumy: b — B, c — C, d — D; 4 — piaskowce z poziomą laminacją płaskorównoległą; 5 — piaskowce równoziarniste; 6 — piaskowce różnoziarniste grubo- do drobnoziarnistych; 7 — piaskowce z otoczakami; 8 — piaskowce z klastami łupków; 9 — struktury płomieniowe; 10—16 — kierunki paleotransportu: określone z hieroglifów — 10, ze struktur płomieniowych — 11, osi rynien erozyjnych — 12, z laminacji przekątnej w dużej skali — 13, z laminacji przekątnej w małej skali — 14, z orientacji otoczaków — 15, kierunki bez określonego zwrotu — 16; T.F. — facje turbidytowe wg Muttiego i Ricci Lucchiego (1975)

Fig. 9. Profiles showing lower parts of Cieżkowice sandstone complexes. A — eastern side of Rożnów Lake, south of Gródek nad Dunajcem (sandstones of II horizon); B — along the road at Znamirowice (western side of Rożnów Lake, sandstones of III horizon); C — Stróżówka stream at Bobowa (sandstones of III horizon); D — Odrzykoński stream, north of Krosno (sandstones of II horizon); 1 — red and green shales; 2 — green and grey shales; 3 — structures of turbidite beds corresponding to the Bouma divisions: b — B, c — C, d — D; 4 — horizontal laminated sandstones; 5 — well sorted sandstones; 6 — poorly sorted sandstones, coarse to fire-grained; 7 — pebble sandstones; 8 — sandstones with shale clasts; 9 — flame structures; 10—16 paleotransport direction deduced from: hieroglyphs — 10, flame structures — 11 axes of erosional troughs — 12, large-scale cross stratification — 13, small-scale cross-stratification — 14, pebble orientation — 15; 16 — sense of paleotransport direction; T.F. — turbidite facies after Mutti, Ricci Lucchi, 1975

ilość kompleksów piaskowców ciężkowickich zaznacza się głównie w brzeżnych strefach występowania tych piaskowców.

Wykształcenie piaskowców ciężkowickich jest podobne we wszystkich kompleksach. Przy braku poziomów charakterystycznych w utworach otaczających, uniemożliwia to korelowanie kompleksów na większym obszarze. Z tych też przyczyn, analiza zróżnicowania przestrzennego piaskowców ciężkowickich może być prowadzona jedynie w odniesieniu do poziomów wydzielanych na podstawie mikrofauny otwornicowej.

Przypuszczalne, pierwotne rozprzestrzenienie piaskowców ciężkowickich określono na obszarze Pogórza Wielickiego oraz pomiędzy południkami Brzeska i Brzozowa (fig. 5). Na ostatnim obszarze zaznacza się zmniejszanie zasięgu piaskowców z coraz to młodszych poziomów ku N i NW. Nie uwzględniono tam jednak piaskowców najniższego, dyskusyjnego IV poziomu. Piaskowce te zajmują najmniejszy obszar, gdyż występują tylko na S, od Dołów Jasielsko-Sanockich (fig. 19).

Miąższości kompleksów piaskowców ciężkowickich wynoszą przeważnie kilkadziesiąt metrów, miejscami jednak sięgają kilkuset metrów (300 w Beskidzie Śląskim). Miąższości te zmieniają się bardzo szybko (fig. 10), nawet już na odcinkach kilkudziesięciometrowych (fig. 8; por. Wdowiarz, 1960). W kilku miejscach przy wzroście miąższości kompleksu niższego zauważono spadek miąższości kompleksu wyższego (fig. 7). Na obszarze pomiędzy południkami Brzeska i Brzozowa zaznacza się przesuwanie największych miąższości kompleksów piaskowców ciężkowickich, w coraz to młodszych poziomach ku E i SE. Jednocześnie maksymalna ich miąższość spada od 200 metrów w III poziomie do 120 metrów w poziomie I.

Utwory przedzielające kompleksy piaskowców ciężkowickich (łupki pstre, lokalnie utwory typu warstw hieroglifowych) tworzą pakiety o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Kontakt piaskowców ciężkowickich z utworami podścielającymi jest zwykle ostry (fig. 9 A, B). Bardzo często ma on charakter erozyjny. Zwykle wykształcenie sekwencji utworów podścielających nie wykazuje żadnych związków z rozwojem nadległej sekwencji piaskowców ciężkowickich (fig. 9 A, B). Tylko lokalnie wykształcenie utworów dolnej cześci kompleksu piaskowcowego zdaje się być kontynuacją utworów podścielających (fig. 9 C, D), chociaż utwory podścielające mają inny niż te piaskowce charakter strukturalno-teksturalny.

Piaskowce ciężkowickie to przede wszystkim piaskowce zlepieńcowate, tj. piaskowce z otoczakami; mniejszy udział mają zlepieńce, a najmniejszy — mułowce. Udział piaskowców mieści się w przedziale 40—90%, zlepieńców — 0—60%, natomiast udział mułowców nie przekracza 20%. Zlepieńce mają najmniejszy udział w piaskowcach ciężkowickich Beskidu Małego i Pogórza Wielickiego — nie przekracza on tam 30%.

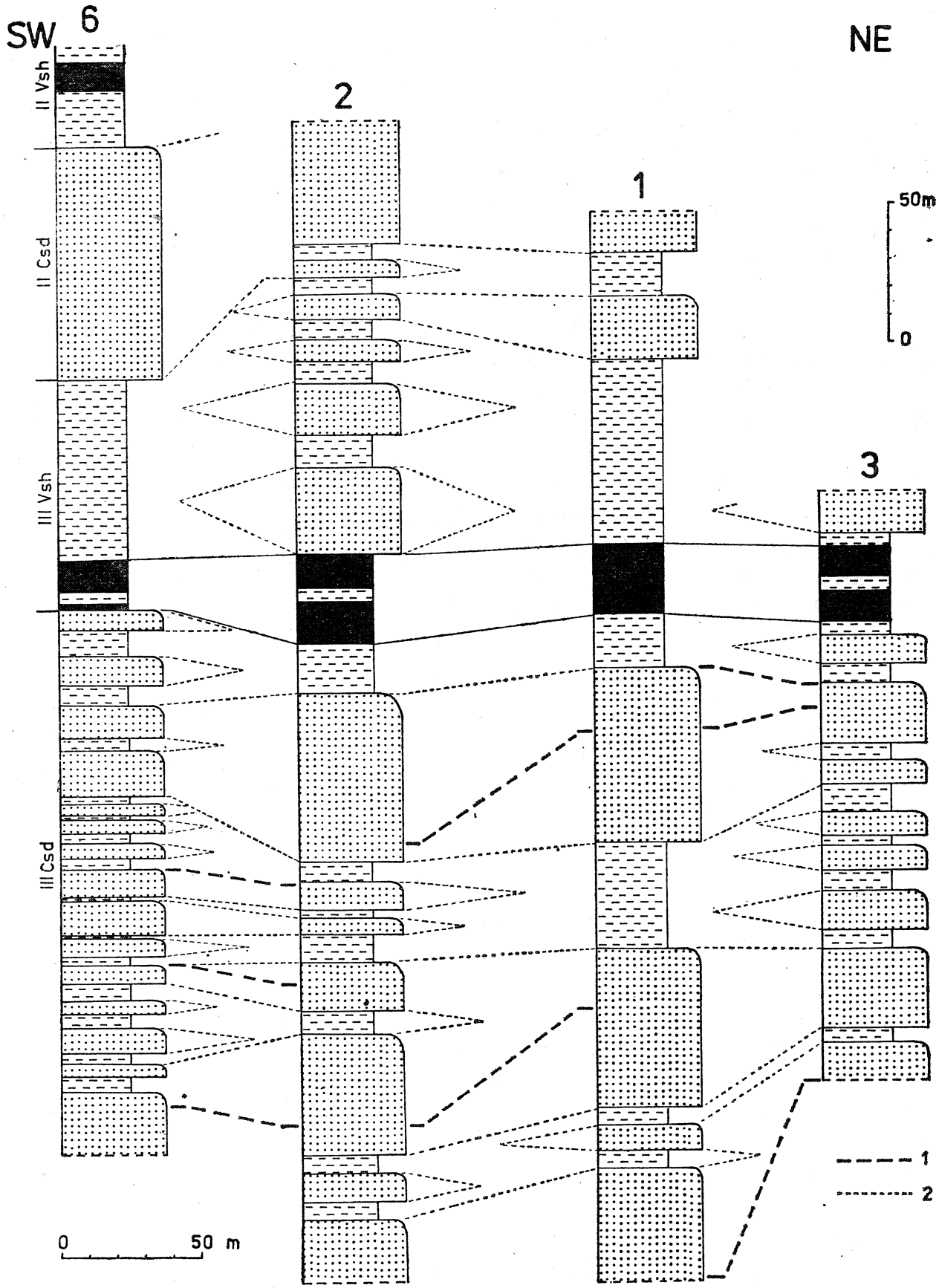


Fig. 8. Zmienność profilu paleogenu podmenilitowego z piaskowcami ciężkowickimi. Antyklina Iwonicza-Zdroju (wg Wyszyńskiego, 1932), 1 — horyzonty ropy naftowej; 2 — linie korelacyjne; inne symbole jak na fig. 3 i 6

Fig. 8. Variations in profiles of "Submenilite Paleogene" comprising Ciężkowice sandstones. Iwonicz-Zdrój anticline (profiles after Wyszyński, 1932). 1 — petroleum horizons; 2 — correlation lines; other symbols as in Fig. 3 and 6

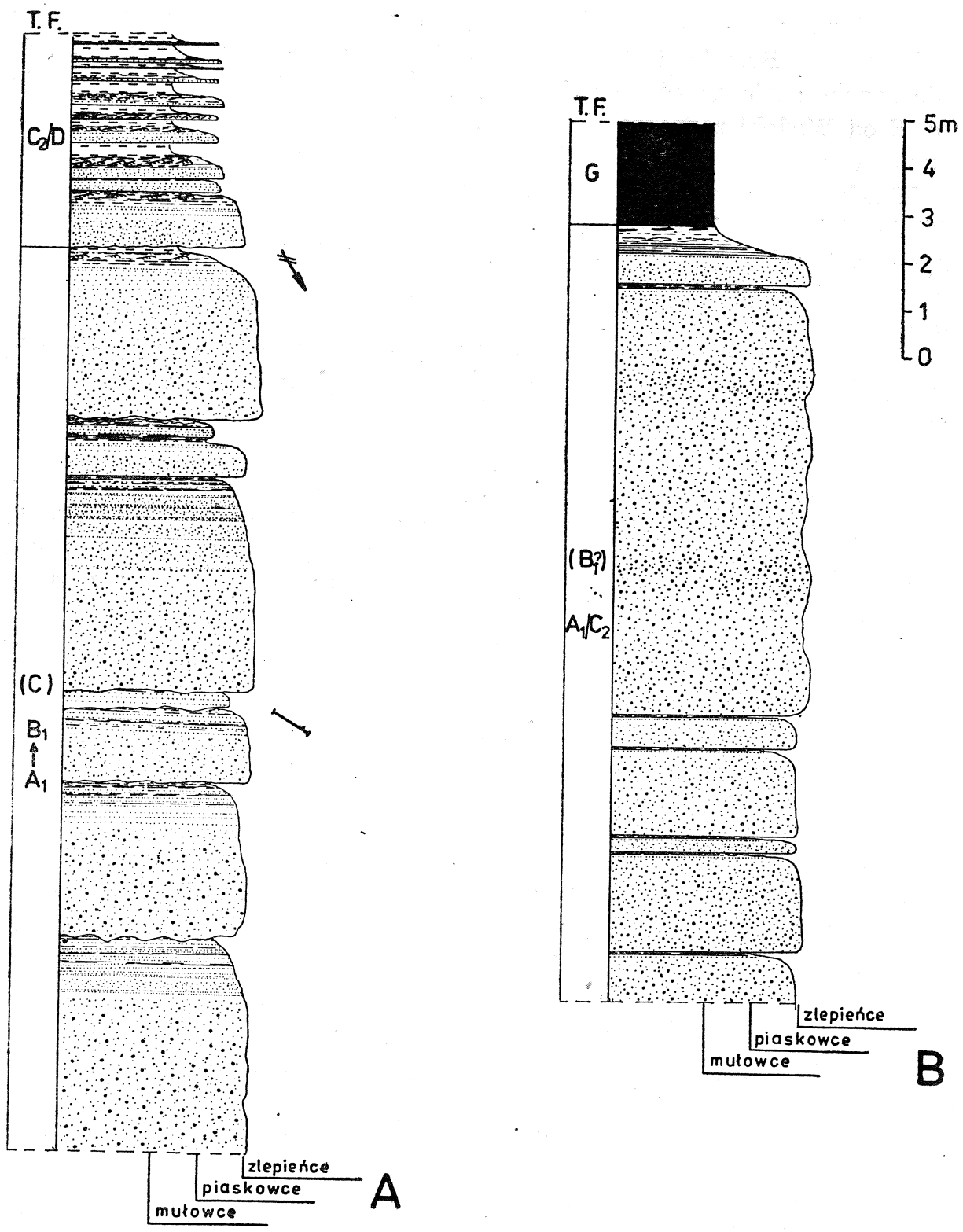


Fig. 10. Wykształcenie piaskowców ciężkowickich w górnych częściach kompleksów. A — kamieniołom w Bogoniowicach koło Ciężkowic; B — w potoku Odrzykońskim koło Krosna; znaczenie symboli jak na fig. 9. Piaskowce III poziomu

Fig. 10. Profiles showing upper parts of Ciężkowice sandstones complexes. A — quarry at Bogoniowice near Ciężkowice; B — Odrzykoński stream, north of Krosno. Sandstones of III horizon. Symbols as in Fig. 9

Największy udział — do 60% osiągają one lokalnie na obszarze pomiędzy południkami Brzeska i Brzozowa. W piaskowcach ciężkowickich wyraźnie zaznacza się zróżnicowanie najgrubszych frakcji (fig. 5). W rejonie na E od Wisłoki zaznacza się powiększanie najgrubszych frakcji, w kierunku coraz to młodszych poziomów.

Piaskowce ciężkowickie to utwory grubo- i bardzo gruboławicowe. Miąższości ławic dochodzą nawet do kilkunastu metrów. Zwykle w górnych częściach kompleksów zaznacza się cienienie ławic (fig. 10 A). Nieraz jednak strop kompleksów piaskowcowych stanowią ławice bardzo grube (fig. 10 B).

Kompleksy piaskowców ciężkowickich mają charakter pozytywnych, skomplikowanych sekwencji złożonych (patrz Mutti, Ricci Lucchi, 1975). Na E od Wisłoki dolne części kompleksów mają również charakter sekwencji negatywnych (fig. 9 D).

Lokalnie (Beskid Śląski, obszar pomiędzy południkami Brzeska i Brzozowa), powyżej głównych kompleksów, piaskowce ciężkowickie tworzą wkładki o kilkumetrowej miąższości i rozciągłości kilkudziesięcio- do ?kilkusetmetrowej, w utworach warstw hieroglifowych i łupków pstrych.

CHARAKTERYSTYKA FACJALNA PIASKOWCÓW CIĘŻKOWICKICH I UTWORÓW OTACZAJĄCYCH

Piaskowce ciężkowickie oraz utwory występujące w ich otoczeniu to utwory trzech odrębnych litofacji: piaskowców ciężkowickich, łupków pstrych i warstw hieroglifowych (patrz Książkiewicz, 1962). Litofacje te mają charakter asocjacji facjalnych (sensu Mutti, Ricci Lucchi, 1975).

ASOCJACJA FACJALNA PIASKOWCÓW CIĘŻKOWICKICH

Jest to asocjacja osadów żwirowych, piaszczystych i mułowych. Największy udział mają w niej piaskowce zlepieńcowate, zwane tu piaskowcami z otoczakami, a znikomy — mułowce. Zlepieńce występują w odmianach orto- i para- (podział wg Pettijohna, 1975). Ortozlepieńce stanowią do 60% utworów tej asocjacji, natomiast udział parazlepieńców jest zupełnie podrzędny.

Warstwy piaskowców i zlepieńców są grube i bardzo grube, natomiast warstwy mułowców mają miąższości przeważnie nie większe, niż kilka centymetrów. Poszczególne typy litologiczne osadu, w utworach asocjacji facjalnej piaskowców ciężkowickich występują zwykle w ze-

społach litologicznych i połączone są między sobą ciągłymi przejściami. Przejścia te są szybkie lub stopniowe. Szybkie przejścia występują przede wszystkim pomiędzy zlepieńcami i piaskowcami, a także lokalnie pomiędzy piaskowcami i mułowcami. Zespoły litologiczne występują jako ławice proste lub też tworzą ławice elementarne w obrębie ławic złożonych (Pl. II, fig. 1). Zlepieńce, piaskowce z otoczakami, rzadziej inne odmiany piaskowców, występują również samodzielnie, tworząc ławice elementarne. Mułowce oraz piaskowce od grubo- do drobnoziarnistych

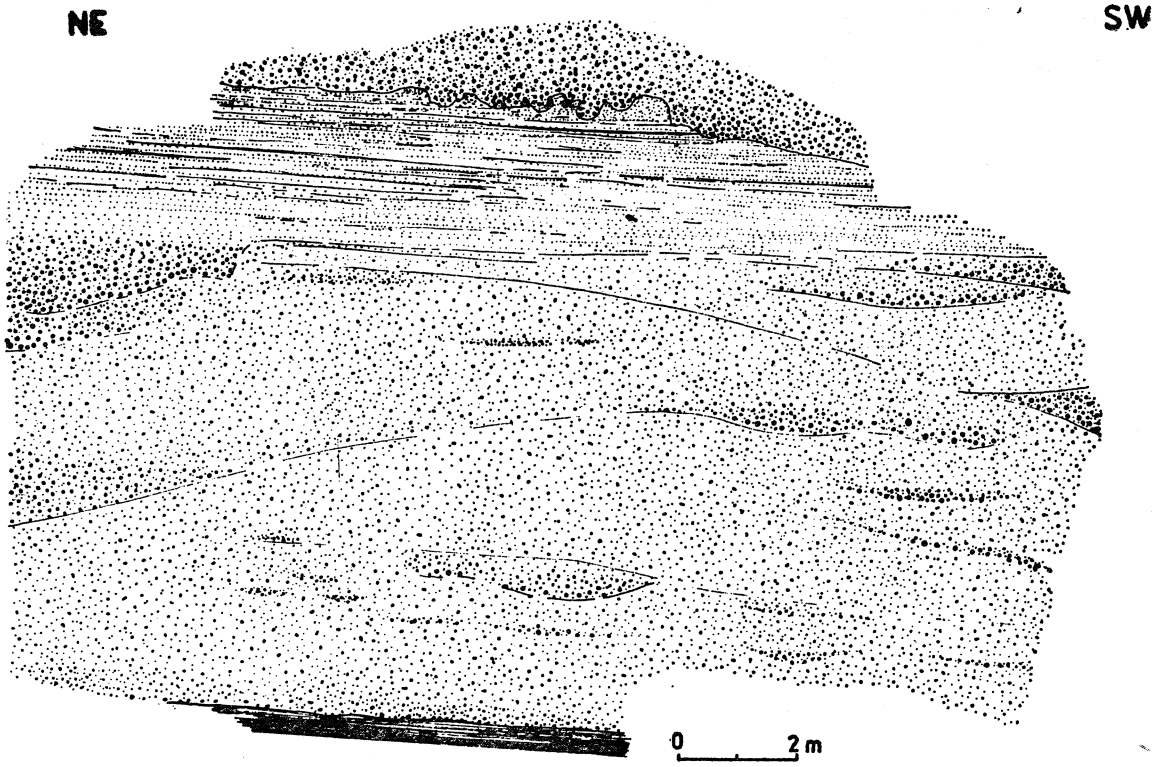


Fig. 11. Struktury piaskowców ciężkowickich. Widoczne od góry: struktury pogrązowe, płaska laminacja równoległa oraz soczewkowaty kształt ciał ortozlepieńców. Kamieniołom w Kąśnej Dolnej, na zachód od Ciężkowic

Fig, 11. Structures of Ciężkowice sandstones. Figure shows: load structures, horizontal plane lamination and lenticular shape of orthoconglomerate bodies. Sandstone quarry at Kąśna Dolna, west of Ciężkowice

występują w formie ławic prostych, zarówno wspólnie, jak i osobno.

Miąższości ławic prostych mieszczą się zasadniczo w przedziale od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów (najczęściej 1—2 m), natomiast miąższości ławic złożonych mieszczą się w przedziale od około 1 metra do kilkunastu metrów. Powierzchnie graniczne ławic bardzo często są nierówne. Dotyczy to głównie powierzchni granicznych w ławicach elementarnych. Przeważnie mają one erozyjny charakter (Pl. II, fig. 2). Deniwelacje tych powierzchni na ogół nie przekraczają 0,4 m. Powierzchnie spągowe ławic często wykazują deformacje o charakterze pogrązów (fig. 11, 12), natomiast rzadko występują na nich hieroglify

prądowe (Pl. III, fig. 1). Powierzchnie stropowe ławic prostych i złożonych są albo równe i wyraźne, czasami pokryte riplemarkami prądowymi, albo mają nierówną, erozyjną morfologię.

Do najbardziej charakterystycznych cech strukturalnych utworów asocjacji facjalnej piaskowców ciężkowickich należą: wykształcenie masywne (w osadzie nie zaznacza się ani warstwowanie, ani uziarnienie frakcjonalne), normalne uziarnienie frakcjonalne, płaska laminacja rów-

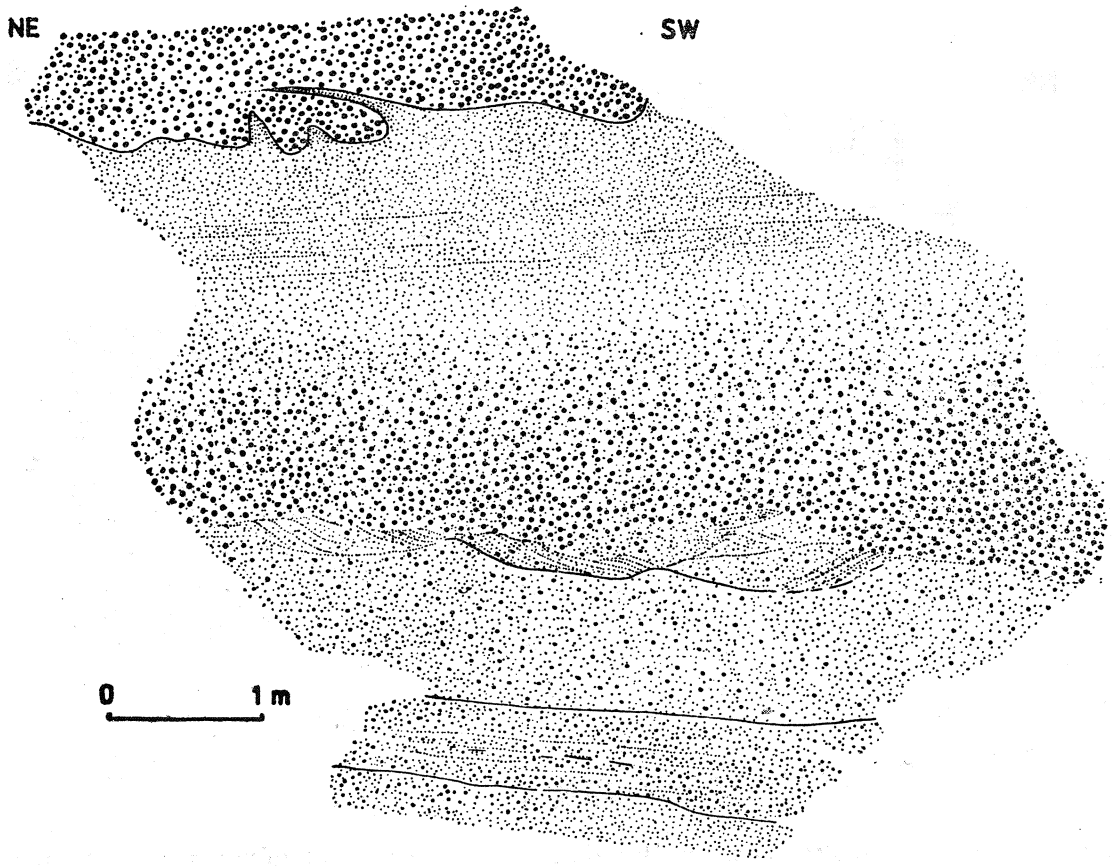


Fig. 12. Struktury piaskowców ciężkowickich. Widoczne od góry: struktury pogrążowe, płaska laminacja pozioma oraz warstwowanie rynnowe. Skałka „Warownia SW" w rezerwacie „Skamieniałe Miasto" k/Ciężkowic

Fig. 12. Structures of Ciężkowice sandstones. Figure shows: load structures, diffuse plane horizontal lamination, and trough bedding. Tor "Warownia SW", "Skamieniałe Miasto" near Ciężkowice

noległa oraz uporządkowana orientacja otoczaków. Masywne wykształcenie osadu zaznacza się zwykle w najniższych partiach ławicy, wyżej zaznacza się uziarnienie frakcjonalne. W wyższych częściach ławic lub dopiero w ich stropie, uziarnieniu frakcjonalnemu towarzyszy płaska laminacja równoległa (fig. 10, 11, 13). Nie jest to jednak regułą i kolejność występowania powyższych cech bywa też inna.

W ławicach zbudowanych z ortozlepieńców, piaskowców z otoczakami, rzadziej pozostałych piaskowców, występują często klasty łupków mułowych i ilastych o wielkościach od kilku do kilkudziesięciu centy-

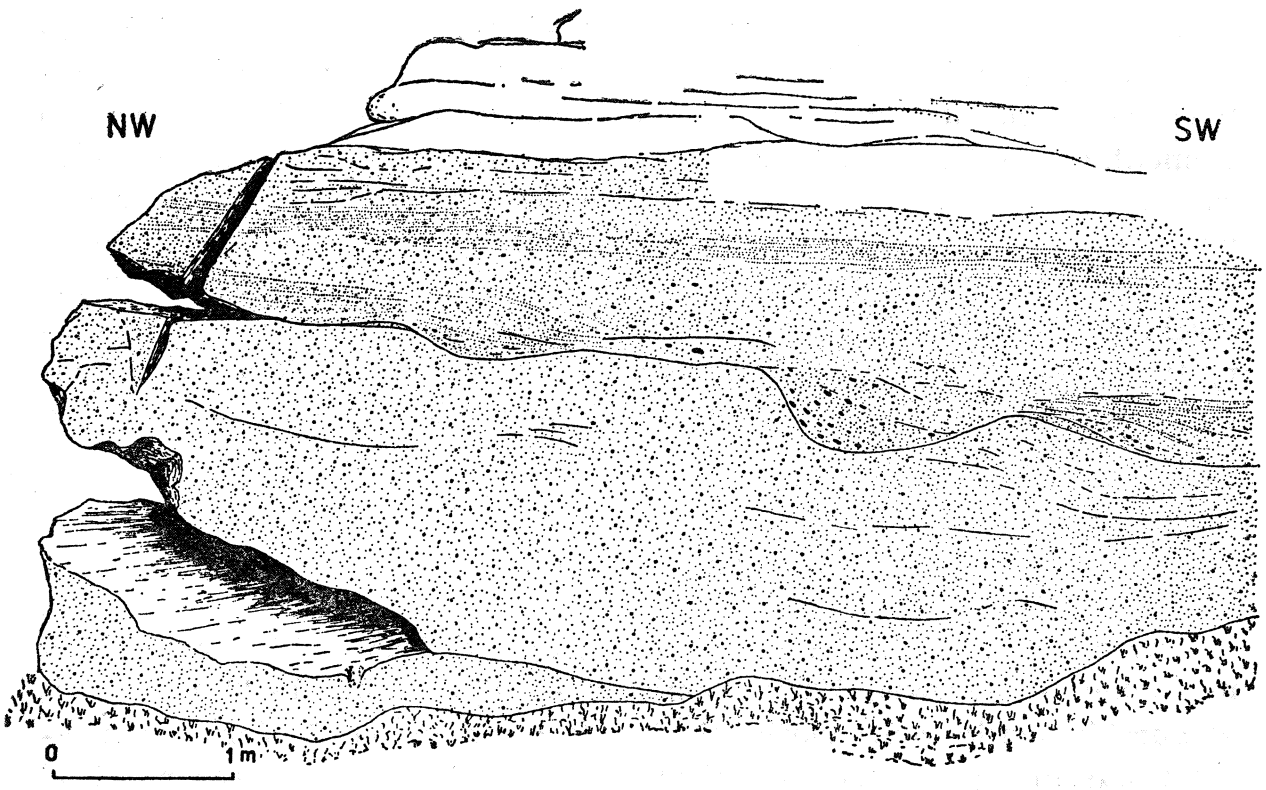


Fig. 13. Struktury piaskowców ciężkowickich. Ławica niższa o wykształceniu masywnym, wyższa — z niewyraźną laminacją poziomą oraz słabo zaznaczonym warstwowaniem rynnowym, w spągu. „Skałka z Krzyżem" w rezerwacie „Skamieniałe Miasto" k/Ciężkowic

Fig. 13. Structures of Ciężkowice sandstones. Massive — lower bed, upper bed exhibits diffuse, plane horizontal lamination and trough bedding. Tor "Skałka z Krzyżem", "Skamieniałe Miasto" near Ciężkowice

metrów. Są one rozmieszczone chaotycznie lub w pewnych poziomach. Zwykle grupują się one w spągu i przy stropie ławic prostych i elementarnych. Klasty te wykazują często imbrykację podprądową. Łupki z klastów mają zwykle odmienny wygląd niż łupki występujące w otoczeniu ławicy z klastami. Część z nich pochodzi z erozji utworów starszych. Świadczą o tym występujące w nich zespoły otwornic (alb — górna kreda), znacznie starsze od zespołów występujących w łupkach otaczających kompleksy piaskowców ciężkowickich. Klasty takie znaleziono w piaskowcach ciężkowickich odsłoniętych w kamieniołomie przy drodze z Ciężkowic do Ostruszy. Często łupki występujące w klastach są silnie zbioturbowane. Charakterystyczną cechą klastów zbudowanych z łupków mułowo-ilastych i ilastych jest ich uzbrojenie otoczakami kwarcu, znacznie większymi niż otoczaki, występujące w osadzie otaczającym klast.

Na powierzchniach ławic piaskowców i mułowców, rzadziej w ich wnętrzu, występują ślady organiczne. Są to głównie ślady „proste" (simple structures, Książkiewicz, 1977) i „koliste" (circuler structures, Książkiewicz, wyżej cyt.).

Asocjację facjalną piaskowców ciężkowickich podzielono na pięć litofacji. Utwory każdej litofacji odznaczają się zespołem charakterystycznych cech strukturalnych i występowaniem w formie ławic prostych lub elementarnych. Są to litofacje: parazlepieńców, ortozlepieńców, piaskowców z otoczakami, piaskowców i mułowców oraz litofacja utworów wewnętrznie zdeformowanych. W opisie litofacji ortozlepieńców i piaskowców z otoczakami zwrócono uwagę głównie na cechy utworów typowych, tj. zawartych w nazwie litofacji. Pominięto natomiast charakterystykę utworów drobniejziarnistych, gdyż wykształceniem swoim odpowiadają one osadom opisanym w litofacji piaskowców i mułowców.

Litofacja parazlepieńców

Parazlepieńce (żwirowce ilaste — Dżułyński, Radomski, 1955; pebbly mudstones — Orowel, 1957; diamictite — Flint i in., 1960) występują w obrębie piaskowców ciężkowickich II poziomu na Pogórzu Rożnowskim, odsłaniając się nad brzegiem Jeziora Rożnowskiego oraz na E od jeziora w Bukowcu, a także w łusce Bystrego (piaskowce ?I poziomu). We wszystkich wymienionych miejscach utwory te odsłaniają się bardzo słabo. We wszystkich wystąpieniach parazlepieńce charakteryzują się bezładnym rozmieszczeniem otoczaków w ilasto-piaszczystej do piaszczysto-ilastej masie wypełniającej. Otoczaki większe nie stykają się ze sobą, ich koncentracja jest zmienna. Wielkość otoczaków w parazlepieńcach nad Jeziorem Rożnowskim dochodzi do 50 cm (pojedynczo większe), w Bukowcu — do 15 cm, a w łusce Bystrego do 5 cm. Oprócz otoczaków w masie wypełniającej występują w różnym stopniu zdeformowane porwaki cienkich ławic piaskowców drobnoziarnistych oraz łupków.

Opisane parazlepieńce swoim wykształceniem odpowiadają żwirowcom ilastym z warstw istegniańskich (por. Unrug, 1963), iłów babickich (por. Bukowy, 1956), a także żwirowcom ilastym z osadów bogatych w masę wypełniającą, z grupy gruboklastycznych osadów redeponowanych (Walker, 1978) oraz żwirowcom ilastym facji A_2 Muttiego i Ricci Lucchiego (1975).

Litofacja ortozlepieńców

Do litofacji tej zaliczono ortozlepieńce, które tworzyły samodzielne warstwy — głównie o charakterze ławic elementarnych oraz zespoły litologiczne ortozlepieńców i piaskowców, a także ortozlepieńców, piaskowców i mułowców, w których interwał ortozlepieńców był wyraźnie

wyodrębniony, stanowiąc przynajmniej 30% ich miąższości. Ortozlepieńce mają charakter, przede wszystkim, drobnoziarnistych zlepieńców piaszczystych, rzadziej są to zlepieńce średnioziarniste i gruboziarniste. Utwory te charakteryzują się zwartym szkieletem ziarnowym, który tworzą składniki frakcji żwirowej, często ze znacznym udziałem elementów grubopiaszczystych (fig. 15, I—L; Pl. III, fig. 2). Masę wypełniającą stanowi materiał frakcji drobniejszych od średnioziarnistego piasku. Zwykle w dolnych częściach ławic ortozlepieńce mają wykształcenie masywne, natomiast w górnych częściach zaznacza się w nich normalne uziarnienie frakcjonalne (Pl. IV, fig. 1). Ortozlepieńce z normalnym uziarnieniem frakcjonalnym przechodzą ku górze w piaskowce. W kilku warstwach ortozlepieńców o dużej miąższości, na odcinku kilkunastu centymetrów od powierzchni spągowej, obserwowano odwrócone uziarnienie frakcjonalne. W ortozlepieńcach z piaskowców ciężkowickich obszaru położonego na E od Dunajca, zaznacza się nieraz laminacja płaskorównoległa, charakteryzująca się naprzemianległym ułożeniem lamin grubiej i drobniej ziarnistych (Pl. II, fig. 1). Laminacja ta występuje w górnej części warstw ortozlepieńców. Laminy mają miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów. W spągu kilku cienkich ławic ortozlepieńców drobnoziarnistych, w obrębie zagłębień erozyjnych, obserwowano warstwowanie rynnowe, w zestawach o miąższości kilkudziesięciu centymetrów. Dosyć często w ortozlepieńcach zaznacza się uporządkowana orientacja otoczaków. Najdłuższe osie otoczaków wykazują tendencję do układania się równolegle do kierunku paleotransportu. Najdłuższe osie oraz płaszczyzny osi AB otoczaków zapadają pod prąd, pod kątem około 30°. Jednokierunkowa orientacja najdłuższych osi otoczaków najlepiej jest widoczna w ortozlepieńcach z płaską laminacją równoległą, aczkolwiek nachylenie tych osi jest tam niewielkie i z reguły nie przekracza 10°. Ortozlepieńce z otoczakami, o wyraźnie jednokierunkowej orientacji najdłuższych osi, zawsze ku górze przechodzą szybko w piaskowce zlepieńcowate lub w piaskowce gruboziarniste o wykształceniu masywnym. Pozostałe ortozlepieńce, a zwłaszcza te, które występują w zespołach litologicznych z osadami drobniej ziarnistymi, charakteryzują się stopniowym przejściem do piaskowców. Powierzchnie stropowe ławic zespołów litologicznych ortozlepieńce — piaskowce (— mułowce) są zwykle równe, natomiast powierzchnie ławic elementarnych ortozlepieńców odznaczają się zawsze nierówną, erozyjną morfologią. Powierzchnie spągowe ławic ortozlepieńców o wykształceniu masywnym oraz ortozlepieńców z uziarnieniem frakcjonalnym mają najczęściej charakter erozyjny. Ich deniwelacje, z reguły, nie przekraczają 50 cm. Często wykazują one deformacje o charakterze pogrążowym (fig. 11, 12, 14). Powierzchnie graniczne warstw ortozlepieńców z otoczakami o wyraźnie jednokierunkowej orientacji najdłuższych osi i ortozlepieńców z płaską laminacją równoległą są prawie zawsze równe.

Miąższość ławic i interwałów ortozlepieńców mieści się w granicach od około 30 centymetrów do kilku metrów. W podobnym przedziale mieści się miąższość piaskowców występujących w zespołach litologicznych z ortozlepieńcami. Lateralna ciągłość ławic lub interwałów ortozlepieńcowych jest różna dla różnych odmian strukturalnych tych utworów. Ortozlepieńce o wykształceniu masywnym lub tylko z uziarnieniem frakcjonalnym zanikają nieraz już na odcinkach kilkumetrowych (fig. 14). Ortozlepieńce z płaską laminacją równoległą nie wykazują tak szybkiej zmienności lateralnej.

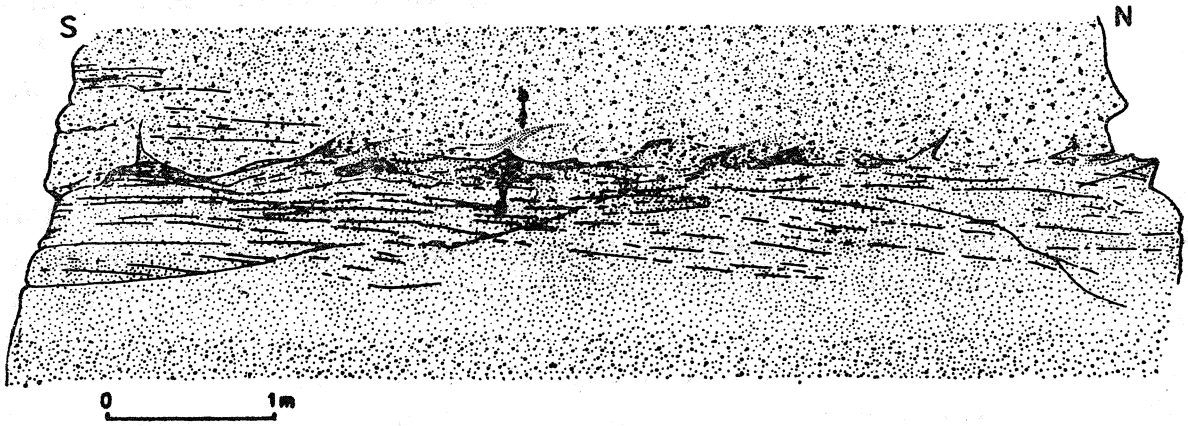


Fig. 14. Struktury piaskowców ciężkowickich. Struktury pogrązowe i związane z nimi struktury płomieniowe — b oraz pseudonodule — a, w strefie łączenia się dwu ławic. Skałka „Baszta" w rezerwacie „Skamieniałe Miasto" k/Ciężkowic
Fig. 14. Structures of Ciężkowice sandstones. Load structures, flame structures — b, and pseudonodules — a in the zone of beds amalgamation. Tor "Baszta", "Skamieniałe Miasto" near Ciężkowice

Utwory litofacji ortozlepieńców, swoim wykształceniem teksturalno-strukturalnym, odpowiadają fluksoturbidytom (patrz Unrug, 1963), zlepieńcom o zwartym szkielecie ziarnowym (clast supported conglomerates), z grupy gruboklastycznych osadów redeponowanych (Walker, 1978) oraz utworom facji A_1, częściowo A_2 Muttiego i Ricci Lucchiego (1975).

Litofacja piaskowców z otoczakami

Jest to litofacja utworów wyłącznie o charakterze piaskowców z otoczakami, występujących samodzielnie — w formie ławic elementarnych oraz zespołów litologicznych: piaskowce z otoczakami, piaskowce, mułowce. Spągowe partie warstwy opisywanej litofacji stanowią lokalnie utwory o charakterze ortozlepieńców. Interwały tych utworów stanowią jednak podrzędny składnik zespołów litologicznych (do 15% ich miąższości), a także charakteryzują się powolnym przechodzeniem w piaskowce z otoczakami.

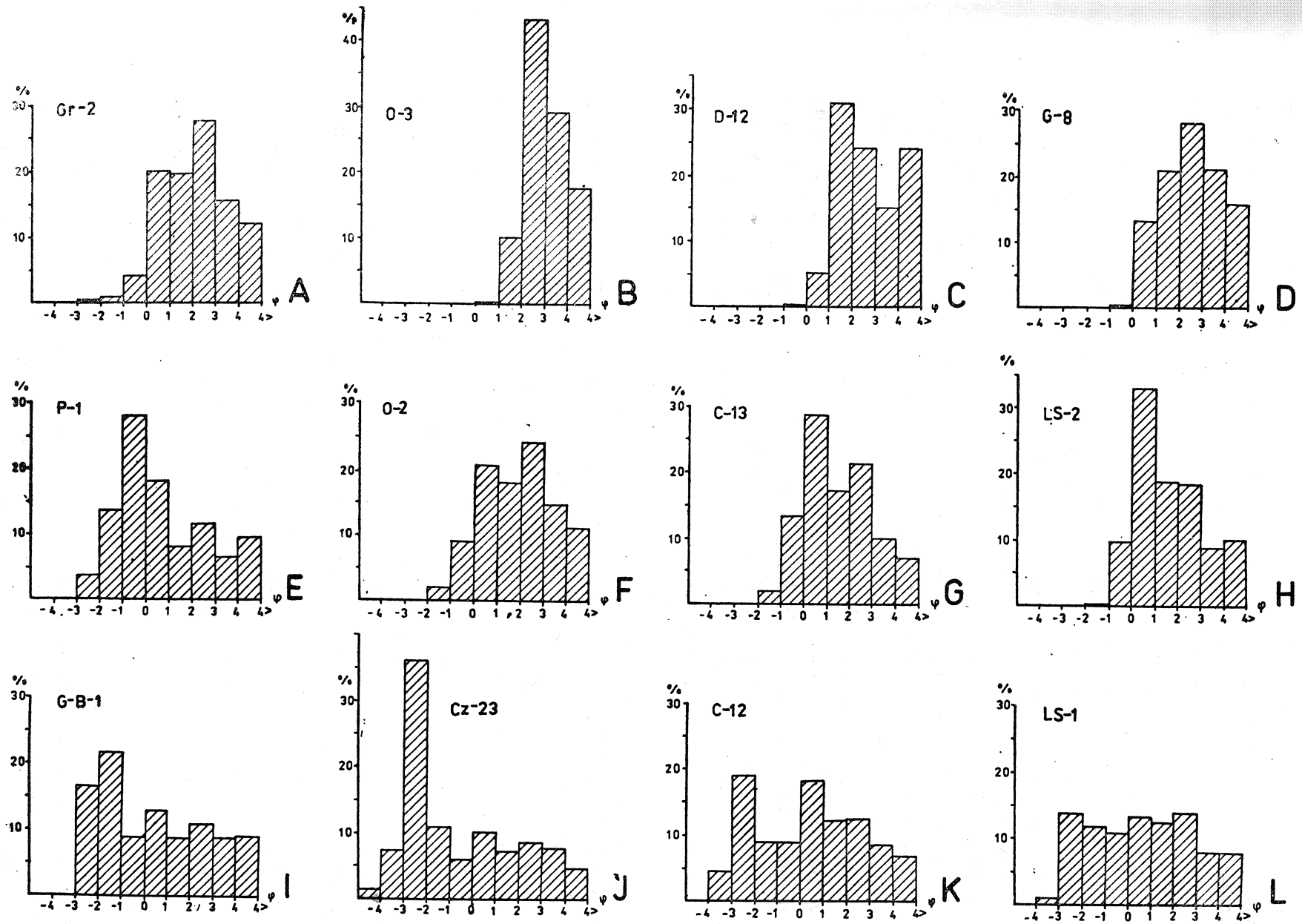


Fig. 15. Skład ziarnowy ortozlepieńców, piaskowców z otoczakami oraz piaskowców. Symbole prób: Gr — Gródek (łuska Stróż); O — Ostrusza k/Ciężkowic; D — Domaradz (NW od Brzozowa); G — Gorlice; P — Podzamcze (N od Jasła); G—B — Głogoczów (N od Myślenic); C — Ciężkowice; LS — Łęki Strzyżowskie (NW od Krosna); Cz — Czarnorzeki (N od Krosna)

Fig. 15. Grain-size distribution of orthoconglomerates, pebble sandstones and sandstones. Symbols of samples: Gr — Gródek (Stróże thrust slice); O — Ostrusza near Ciężkowice; D — Domaradz (NW of Brzozów); G — Gorlice; P — Podzamcze (N of Jasło); G—B — Głogoczów (N of Myślenice); C — Ciężkowice; LS — Łęki Strzyżowskie (NW of Krosno); Cz — Czarnorzeki (N of Krosno)

Utwory litofacji piaskowców z otoczakami dominują w kompleksach piaskowców ciężkowickich. Piaskowce z otoczakami charakteryzują się rozmieszczeniem w masie piaskowca różnoziarnistego (grubo- do drobnoziarnistego) pojedynczych otoczaków, o wielkościach od 2 do 20 mm. Otoczaki wystają z tła nadwietrzałej powierzchni skały, nadając jej charakterystyczny wygląd (Pl. V, fig. 1). Charakterystyka składu ziarnowego tych osadów przedstawiona jest na fig. 15 A. F—H.

Główne cechy strukturalne piaskowców z otoczakami to wykształcenie masywne, normalne uziarnienie frakcjonalne, warstwowanie oraz uporządkowana orientacja otoczaków. Wykształcenie masywne mają przede wszystkim piaskowce z otoczakami, występujące w dolnych częściach ławic lub interwałów o dużych miąższościach. W górnych częściach tych warstw zawsze zaznacza się normalne uziarnienie frakcjonalne. Piaskowce z otoczakami o wykształceniu masywnym występują również samodzielnie, tworząc ławice elementarne w obrębie ławic złożonych (fig. 12, 13). Uziarnienie frakcjonalne zaznacza się w większości warstw piaskowców z otoczakami. Przejawia się ono przechodzeniem piaskowców z otoczakami w piaskowce gruboziarniste, a tych w drobnoziarniste i mułowce. Cechę tę obserwowano w większości ławic opisywanych utworów. Uporządkowaną orientację otoczaków obserwowano w piaskowcach z otoczakami, występujących w piaskowcach ciężkowickich, pomiędzy Dunajcem i południkiem Brzozowa oraz rzadko na Pogórzu Wielickim. Warstwowanie obserwowano natomiast jedynie w piaskowcach ciężkowickich pomiędzy Dunajcem i południkiem Brzozowa, bez siodeł Bóbrki i Iwonicza-Zdroju. Warstwowanie występuje w piaskowcach z otoczakami, jako płaska laminacja równoległa oraz jako warstwowanie przekątne. Płaska laminacja równoległa (Pl. IV, fig. 2) zaznacza się występowaniem naprzemianległych lamin, bogatych i ubogich we frakcję żwirową (Pl. V, fig. 3) lub też zaznacza się tylko podkoncentrowaniem, w pewnych poziomach najdrobniejszych frakcji. Pierwszy rodzaj laminacji jest stosunkowo łatwo zauważalny, drugi widoczny jest tylko na zwietrzałych powierzchniach skały. Na powierzchniach tych widoczne są wystające laminy, bogate w najdrobniejsze frakcje (Pl. VI, fig. 1). Miąższość lamin, dla obu typów laminacji, mieści się w przedziale 20—200 mm. Przejścia pomiędzy laminami są ciągłe. Laminację płaską pierwszego rodzaju spotykano tylko w górnych częściach warstw piaskowców z otoczakami, laminację drugiego rodzaju spotykano w różnych partiach warstw piaskowców z otoczakami, nieraz obejmowała ona całe warstwy (fig. 13). W kilku ławicach zespołów litologicznych piaskowców z otoczakami, piaskowców i mułowców, obserwowano przechodzenie laminacji płaskiej, od piaskowców z otoczakami do piaskowców, a następnie, do mułowców. Laminacja w piaskowcach miała podobny charakter, jak w piaskowcach z otoczakami. Two-

rzyły ją naprzemianległe, grubsze laminy piaskowcowe i cieńsze, mułowcowe, z sieczką roślinną.

Warstwowanie przekątne w piaskowcach z otoczakami występuje wyłącznie w zestawach o dużej skali. Jest to głównie warstwowanie rynnowe. Występuje ono w spągowych częściach warstw piaskowców z otoczakami. Tylko w jednym miejscu obserwowano warstwowanie przekątne, w stropowej części warstwy piaskowców z otoczakami. Zestaw lamin przekątnych oddzielony był jednak od tej warstwy powierzchnią o charakterze erozyjnym (fig. 12). Miąższości zestawów rynnowego warstwowania przekątnego są rzędu 30—50 cm. Obserwowano jedynie zestawy występujące pojedynczo. W spągu i w wyższych częściach kilku ławic elementarnych piaskowców z otoczakami, zaznacza się warstwowanie przekątne, o charakterze tabularnym. Laminy przekątne dochodzą stycznie do mniej więcej płaskich powierzchni spągowych zestawów. Zestawy nie mają wyraźnej górnej powierzchni granicznej (Pl. VI, fig. 2; Pl. V, fig. 4). W dwóch przypadkach warstwowanie to zanika w osadzie, o wykształceniu masywnym (por. Winn, Dott, 1978).

W piaskowcach z otoczakami z warstwowaniem zaznacza się uporządkowana orientacja otoczaków. W piaskowcach z otoczakami z płaską laminacją równoległą, najdłuższe osie otoczaków układają się równolegle do kierunku paleoprądów. Osie te oraz płaszczyzny AB otoczaków wykazują trend do zapadania pod prąd, pod kątem do 20° (Pl. V, fig. 1).

Piaskowce z otoczakami często przechodzą ku górze w piaskowce gruboziarniste, a następnie w drobniej ziarniste. Przejścia te są zwykle powolne (fig. 14). Powierzchnie graniczne ławic piaskowców z otoczakami są zwykle nierówne. Powierzchnie spągowe często mają charakter erozyjny (Pl. VII, fig. 1; Pl. II, fig. 2; fig. 13), częste są na nich struktury pogrązowe (fig. 14; Pl. V, fig. 2), a tylko lokalnie są one pokryte hieroglifami (Pl. III, fig. 2). Powierzchnie stropowe są często rozmyte (fig. 12, 14).

Miąższość warstw piaskowców z otoczakami mieści się w przedziale 1—2 m. Interwały litologiczne w zespołach litologicznych z piaskowcami z otoczakami mają miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 1 metra. Interwały mułowcowe, występujące w stropie niektórych zespołów litologicznych z piaskowcami z otoczakami, mają przeważnie miąższości kilkucentymetrowe, rzadziej większe.

Utwory litofacji piaskowców z otoczakami, swoim wykształceniem strukturalno-teksturalnym, odpowiadają fluksoturbidytom (por. Unrug, 1963) oraz utworom facji piaskowców z otoczakami, z grupy gruboklastycznych osadów redeponowanych (Walker, 1978). Piaskowce z otoczakami o wykształceniu masywnym oraz z uziarnieniem frakcjonalnym odpowiadają utworom facji A_1 Muttiego i Ricci Lucchiego (1975), natomiast piaskowce z otoczakami z poziomym warstwowaniem równoległym odpowiadają utworom facji B tych utworów.

Litofacja piaskowców i mułowców

Jest to litofacja piaskowców, od grubo- do drobnoziarnistych (fig. 15 B—D) oraz mułowców, tworzących zwykle wspólnie z piaskowcami zespoły litologiczne, z przejściami od piaskowców do mułowców. Piaskowce i mułowce tej litofacji występują w formie ławic prostych. Piaskowce tworzą również ławice elementarne w obrębie ławic złożonych. Analogiczne piaskowce i mułowce występują w stropie ławic zespołów litologicznych: ortozlepieńce—piaskowce—mułowce oraz piaskowce z otoczakami—piaskowce—mułowce. Te piaskowce i mułowce włączono jednak odpowiednio do litofacji ortozlepieńców i piaskowców z otoczakami, by nie rozdzielać utworów jednego aktu depozycyjnego.

Piaskowce i mułowce opisywanej litofacji mają znacznie mniejszy udział w kompleksach piaskowców ciężkowickich niż utwory litofacji piaskowców z otoczakami. W niektórych rejonach są one jednak jedynym przedstawicielem asocjacji facjalnej piaskowców ciężkowickich (m. in. w piaskowcach III poziomu, w profilu potoku Odrzykońskiego, w południowym skrzydle antykliny Czarnorzeki—Zmiennica).

Niezależnie od przynależności litofacjalnej, piaskowce od grubo- do drobnoziarnistych z asocjacji facjalnej piaskowców ciężkowickich charakteryzują się, przede wszystkim, normalnym uziarnieniem frakcjonalnym, rzadziej wykształceniem masywnym. Obie te cechy często ograniczone są do niższych partii warstw tych piaskowców. W górnej części warstw zwykle pojawia się płaska laminacja równoległa naprzemianległych — grubszych lamin piaskowcowych i cieńszych mułowcowych, bogatych w zwęgloną sieczkę roślinną. Szczątki roślin często wykazują tendencję do układania się dłuższymi osiami w jednym kierunku (Pl. VII, fig. 2). Ku stropowi zmniejsza się miąższość lamin piaskowcowych, osad przechodzi w mułowiec piaszczysty. Interwał z płaską laminacją równoległą w piaskowcach jest często bardzo cienki (Pl. VIII, fig. 2) lub nawet niewidoczny. Lokalnie miąższość jego dochodzi do kilkudziesięciu centymetrów. W stropowych częściach niektórych ławic piaskowcowych występują zestawy warstwowania przekątnego o małej skali, związane genetycznie z riplemarkami (Pl. VII, fig. 4). Riplemarki pokrywają nieraz strop tych ławic. Ku górze piaskowce często przechodzą w mułowce piaszczyste, odznaczające się bardzo wyraźną laminacją płaskorównoległą (Pl. VIII, fig. 3), która przechodzi wyżej, w laminację przekątną o małej skali (Pl. VIII, fig. 1). W obrębie interwałów mułowcowych z płaską laminacją równoległą pojawiają się nieraz grube do bardzo grubych laminy piaskowcowe. Charakteryzują się one niewyraźnymi powierzchniami granicznymi. Od dołu mułowce przechodzą w piaskowce początkowo z wyraźną, wyżej z zanikającą, laminacją płaskorównoległą. Piaskowce środkowych partii lamin mają wykształcenie

masywne, wyżej ponownie pojawia się płaska laminacja równoległa i powolny wzrost miąższości lamin mułowcowych, zastępujących w końcu piaskowiec. W mułowcu, powyżej takich lamin piaskowcowych, występuje nieraz laminacja przekątna o małej skali, zwykle jednak występuje tylko płaska laminacja równoległa.

Miąższości interwałów mułowcowych w zespołach litologicznych z piaskowcami mieszczą się w przedziale od kilku milimetrów do ponad 1 metra, przeciętnie wynoszą około 20 cm. Bardzo często mułowce zachowane są tylko szczątkowo. Barwy mułowców bogatych w sieczkę roślinną są przeważnie brązowe, nieraz o fioletowym odcieniu, rzadziej czarne, natomiast mułowce ubogie w szczątki roślinne mają barwy ciemnoszare lub jasnozielone.

Powierzchnie spągowe ławic piaskowców opisywanej litofacji są zwykle pokryte hieroglifami prądowymi oraz strukturami pogrązowymi. Częste są na nich ślady organiczne, które występują również w obrębie ławic (Pl. VIII, fig. 3).

Utwory litofacji piaskowców i mułowców mają charakter turbidytów, często o swoistym wykształceniu i rozmieszczeniu interwałów laminacji poziomej (interwał Boumy B) oraz laminacji przekątnej (interwał Boumy C). Utwory te można wiązać z facją C (Mutti i Ricci Lucchi, 1975).

Litofacja utworów wewnętrznie zdeformowanych

Utwory wewnętrznie zdeformowane obserwowano jedynie w kilku ławicach w obrębie piaskowców ciężkowickich, na obszarze pomiędzy Dunajcem a Wisłokiem (w Znamirowicach nad Jeziorem Rożnowskim, w Ciężkowicach oraz w Czernej na NW od Jasła). Do utworów tych zaliczono piaskowce gruboziarniste, zawierające klasty łupkowe o wielkościach od kilku centymetrów do ponad 1 metra, rozmieszczone chaotycznie, w obrębie całej ławicy. Deformacyjny charakter struktury wewnętrznej osadu podkreślały smugi mułowe o nieregularnym przebiegu. Ławice tych utworów znajdowały się w spągu bardzo grubych ławic złożonych.

Utwory te odpowiadają osadom osuwiskowym (por. Unrug, 1963), reprezentują grupę utworów bogatych w masę wypełniającą (matrix supported, Walker, 1978), a także fację F (Mutti, Ricci Lucchi, 1975).

ASOCJACJA FACJALNA WARSTW HIEROGLIFOWYCH

Utwory tej asocjacji występują głównie w otoczeniu kompleksów piaskowców ciężkowickich. W obrębie kompleksów piaskowców ciężkowickich tworzą one wkładki o miąższości do kilku metrów lub wystę-

pują w formie pojedynczych ławic. Ich rozprzestrzenienie w jednostce śląskiej przedstawia fig. 2. Utwory warstw hieroglifowych to piaskowce drobno-, rzadziej średnioziarniste (skład granulometryczny — Jaskólski, 1939) i mułowce, tworzące zespoły litologiczne ze strukturami interwałów Boumy. Piaskowce występują w warstwach o grubościach od około 1 cm do kilkudziesięciu cm. Warstwy o miąższościach większych od 30 cm są jednak rzadkie. Piaskowce występujące w warstwach o miąższości większej od 10 cm składają się z interwałów Boumy B i C. Interwał płaskiej laminacji równoległej — B występuje w spągu, a wyżej, struktury interwału Boumy C. Cieńsze warstwy piaskowców zawierają wyłącznie interwał Boumy C. W spągu warstw piaskowców o miąższościach większych od 20 cm zwykle występuje również interwał o wykształceniu masywnym, rzadziej z uziarnieniem frakcjonalnym normalnym, odpowiadającym interwałowi Boumy A. W warstwach takich występują nieraz wyłącznie struktury interwałów Boumy A i C, z niewidocznym (ukrytym?) interwałem B. Powierzchnie spągowe warstw piaskowców są wyraźnie, ostro zaznaczone. Występują na nich często hieroglify prądowe lub organiczne, natomiast powierzchnie stropowe są niewyraźne. Wynika to z przechodzenia piaskowców w mułowce. Bardzo rzadko powierzchnie stropowe warstw piaskowcowych z warstw hieroglifowych są ostre. Piaskowce warstw hieroglifowych w ławicach niespękanych charakteryzują się dwoma typami zabarwienia. Część z nich, występująca w otoczeniu niższych kompleksów piaskowców ciężkowickich, ma barwy białe lub kremowe. Natomiast piaskowce warstw hieroglifowych występujące ponad piaskowcami ciężkowickimi mają głównie barwy szare. Piaskowce z bardzo cienkich i mocno spękanych ławic są zwykle ciemnoszare.

Mułowce z warstw hieroglifowych występują w zespołach litologicznych z opisanymi wyżej piaskowcami. Warstwy mułowców mają miąższość od kilku do kilkunastu centymetrów, rzadziej większą. Powierzchnie spągowe warstw są niewyraźne (przejścia od piaskowców do mułowców), natomiast powierzchnie stropowe są ostre. Struktury wewnątrzławicowe mułowców odpowiadają interwałom Boumy C, D, E. Mułowce te mają barwy od ciemnoszarych, poprzez szaroniebieskie do szarozielonych.

Piaskowce i mułowce warstw hieroglifowych różnią się od piaskowców i mułowców z piaskowców ciężkowickich bardziej subtelną laminacją. Nie ma w nich grubych lamin mułowcowych z sieczką roślinną, nie spotyka się w nich również szczątków roślinnych o wielkościach dostrzegalnych gołym okiem.

Z utworami warstw hieroglifowych związany jest bogaty zespół śladów organicznych (patrz Książkiewicz, 1977). Są to ślady proste, rozgałęziające się (branched structures, Książkiewicz, 1977), rozchodzące się (spreiten structures, jw.), kręte (winding structures, jw.), spiralne (spi-

ral structures, jw.), meandrujące (meanderind structures, jw.), siatkowe (networks, jw.).

W obrębie asocjacji facjalnej warstw hieroglifowych wydzielono litofacje: A — utworów rozpoczynających się interwałem Boumy A, B — utworów rozpoczynających się interwałem Boumy B, C — utworów rozpoczynających się interwałem Boumy C oraz AC — utworów rozpoczynających się interwałem Boumy A, lecz z niewidocznym interwałem Boumy B.

Występowanie w opisanych utworach typowych struktur interwałów Boumy świadczy, że są to typowe turbidyty (por. Ślączka, 1963 b). Reprezentują one klasyczne turbidyty, w grupie gruboklastycznych osadów redeponowanych Walkera (1978), natomiast w odniesieniu do modelu facjalnego Muttiego i Ricci Lucchiego (1975), facja A odpowiada facji C_2, facje B i C odpowiadają podfacjom D_1 oraz D_2, natomiast facja AC odpowiada podfacji C_1.

ASOCJACJA FACJALNA ŁUPKÓW PSTRYCH

Zaliczono tu łupki mułowcowe oraz ilaste, nie tworzące zespołów litologicznych z piaskowcami. Utwory te mają znikome znaczenie w obrębie kompleksów piaskowców ciężkowickich, są natomiast głównymi osadami w ich otoczeniu. Ściśle zazębiają się one z utworami warstw hieroglifowych. Występują na całym obszarze jednostki śląskiej (fig. 2).

Łupki pstre wyróżniają się przede wszystkim zabarwieniem. Mają one najczęściej barwy jasnozielone i czerwonobrunatne, rzadziej zdarzają się barwy niebieskawe lub ciemnoszare (ciemnoszare łupki występują głównie w otoczeniu piaskowców ciężkowickich Beskidu Śląskiego). Charakterystyczny jest rozkład zabarwienia łupków. Zwykle w otoczeniu ławic piaskowcowo-mułowcowych są one jasnozielone, wyżej przechodzą w czerwone z zielonymi centkami, smugami lub soczewkami (por. Ślączka, 1963 b; Koszarski, 1967). W praktyce geologicznej, łupki czerwone z zielonymi plamami nazywane są łupkami pstrymi. Analizy granulometryczne łupków pstrych wieku eoceńskiego z płaszczowiny magurskiej, analogicznych z opisywanymi, wykazały, że łupki czerwone i zielone tworzy głównie materiał frakcji iłowej (Dominik, 1977). Większy udział frakcji grubszych od iłowej zaznacza się w łupkach szarozielonych i ciemnoszarych.

Cechy strukturalne mułowców to laminacja płaska lub falista, podkreślona zróżnicowaniem odcieni zabarwienia lamin oraz złupkowaniem. W łupkach czerwonych strukturę podkreślają bardziej lub mniej regularnie rozmieszczone smugi i laminy zielone, a także złupkowanie.

Miąższości warstw opisywanych łupków wahają się w szerokim przedziale, od kilku milimetrów do kilku metrów.

Łupki pstre charakteryzują się występowaniem w nich zróżnicowanych śladów organicznych (patrz Książkiewicz, 1977). Występują w nich głównie ślady wzorzyste (patterned structures, Książkiewicz, op. cit.).

W asocjacji facjalnej łupków pstrych można wydzielić fację łupków mułowych z warstwowaniem i smugowaniem oraz fację łupków mułowo-ilastych bez dostrzegalnych struktur.

Łupki mułowcowe z warstwowaniem i smugowaniem odpowiadają utworom podfacji D_2 Muttiego i Ricci Lucchiego (1975), natomiast utwory drugiej facji odpowiadają ich facji G.

PETROGRAFIA

Ze względu na temat opracowania, zwrócono uwagę głównie na skład petrograficzny frakcji piaszczystych i żwirowych utworów asocjacji facjalnej piaskowców ciężkowickich, natomiast w mniejszym stopniu na skład pozostałych utworów.

UTWORY ASOCJACJI FACJALNEJ PIASKOWCÓW CIĘŻKOWICKICH

Skład petrograficzny frakcji żwirowych i piaszczystych, w utworach asocjacji facjalnej piaskowców ciężkowickich, zmienia się wraz ze zmianą wielkości frakcji. Najbardziej monotonny skład mają piaskowce i drobnoziarniste zlepieńce, większe źróżnicowanie zaznacza się we frakcjach grubszych od 2 cm.

Parazlepieńce

Najbardziej urozmaicony skład mają parazlepieńce znad Jeziora Rożnowskiego (piaskowce II poziomu; patrz Ślączka, 1963 a). Zmienia się on znacznie w zależności od wielkości otoczaków (fig. 16 A—C, F). Uderzającą cechą jest znikomy udział skał magmowych. Są one reprezentowane przez skały kwarcowo-skaleniowe o nieuporządkowanej teksturze oraz skały typu porfirów. Duży udział, szczególnie we frakcji 50—100 mm, mają skały metamorficzne (fig. 16 D). Charakterystyczne są tu gnejsy oczkowe, z białymi i różowymi skaleniami, różne odmiany łupków (kwarcytowe, łyszczykowe, kwarcowo-łyszczykowe, kwarcowo-skaleniowe), dość często spotykane są również szare marmury. Wśród skał osadowych, tworzących największe otoczaki i głazy, a nawet pojedyncze

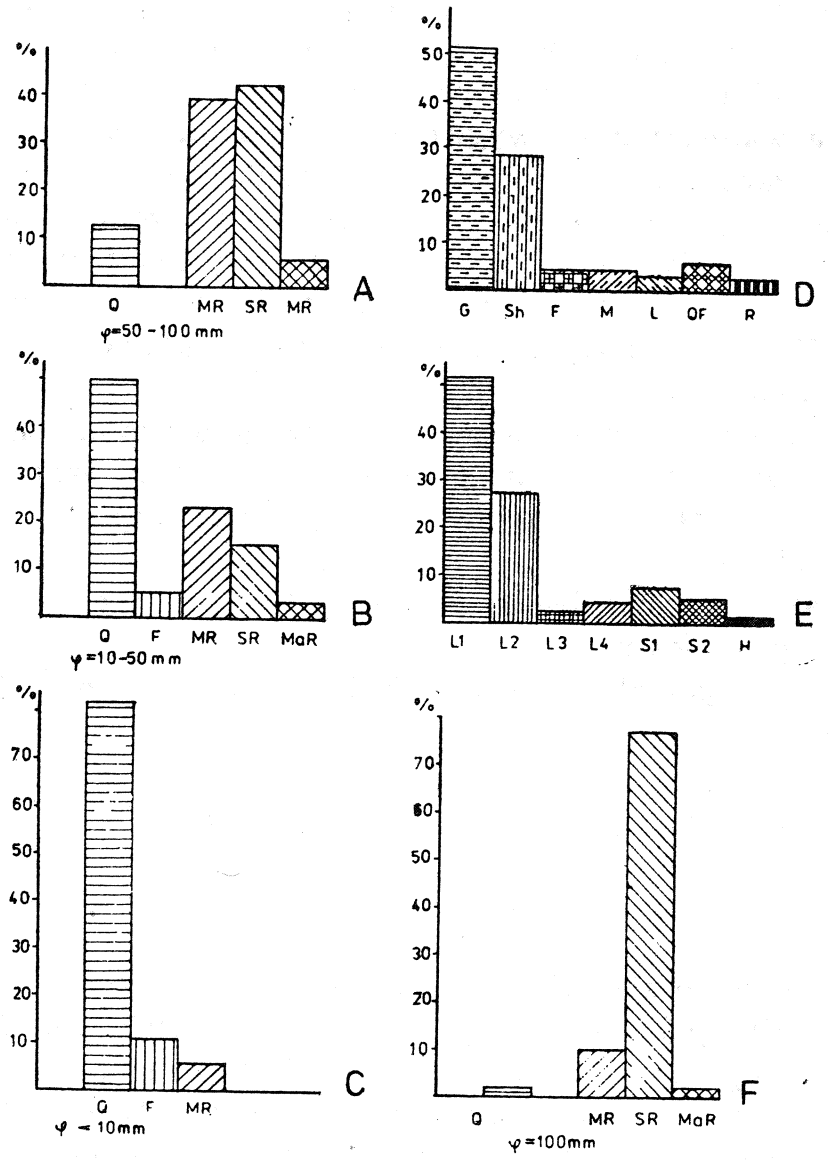


Fig. 16. Skład petrograficzny parazlepieńców z Gródka n/Dunajcem. A—C, F — w podanych frakcjach; Q — kwarc, F — skalenie, MR — skały metamorficzne, SR — skały osadowe, MaR — skały magmowe. D — skład skał metamorficznych: G — gnejsy, Sh — łupki; F — fyllity, M — marmury, L — skały krzemionkowe, QF — skały kwarcowo-skaleniowe, R — inne. E — skład skał osadowych: L1 — wapienie organogeniczne jasnobeżowe, L2 — wapienie mikrytowe, L3 — wapienie piaszczyste, L4 — wapienie organogeniczne stalowoszare, S1 — piaskowce o spoiwie wapnistym, S2 — piaskowce beżowe z muskowitem, H — krzemienie

Fig. 16. Petrographic composition of paraconglomerates from Gródek n/Dunajcem. A—C, F — in given fractions; Q — quartz, F — feldspar, MR — metamorphic rocks, SR — sedimentary rocks, MaR — magmatic rocks. D — composition of metamorphic rocks: G — gneisses, Sh — shists, F — phyllites, M — marbles, L — siliceous rocks, QF — quartz-feldspatic rocks, R — other rocks. E — composition of sedimentary rocks: L1 — light beige, organogenic limestones, L2 — micritic limestones, L3 — sandy limestones, S1 — sandstones with calcite cement, S2 — beige sandstones with muscowite, H — cherts

bloki, występują (fig. 16 E) jasne wapienie typu „sztramberskiego", opisane przez Morycową (1968), ciemne wapienie organogeniczne, beżowe wapienie mikrytowe, wapienie piaszczyste, piaskowce zlepieńcowate o spoiwie wapnistym — wyglądem przypominające piaskowce grodziskie, jasnoszare piaskowce drobno- i średnioziarniste, kwarcowo-muskowitowe o spoiwie krzemionkowym oraz skały krzemionkowe. Wśród jasnych wapieni (typu „sztramberskiego") występują wapienie glonowe, wieku paleocen — dolny eocen (Leszczyński, 1978) oraz wapienie numulitowe. Wapienie mikrytowe, tworzą często klasty, uzbrojone otoczakami kwarcu.

W parazlepieńcach z Bukowca stwierdzono analogiczne z wyżej opisanymi skały metamorficzne oraz osadowe. Udział skał osadowych jest tam jednak zupełnie podrzędny. Są to głównie wapienie mikrytowe oraz wapienie glonowe.

Otoczaki z parazlepieńców łuski Bystrego są reprezentowane prawie wyłącznie przez kwarc.

Otoczaki z parazlepieńców cechuje przeważnie dobre i bardzo dobre obtoczenie.

Ortozlepieńce

Są to głównie zlepieńce oligomiktyczne, pojedynczo występują ławice zlepieńców polimiktycznych (zlepieńce egzotykowe). Zlepieńce polimiktyczne występują w piaskowcach ciężkowickich, przede wszystkim na obszarze położonym pomiędzy Dunajcem i Białą. W pojedynczych ławicach spotykano je również na obszarze położonym w odległości do kilkunastu kilometrów na E od rzeki Białej. Na obszarze położonym na W od Dunajca zlepieńce polimiktyczne obserwowano jedynie w Zakliczynie, na NE od Myślenic. Wszystkie wystąpienia zlepieńców polimiktycznych mieszczą się w piaskowcach III i II poziomu.

W składzie obu rodzajów ortozlepieńców, oprócz kwarcu, występują skały metamorficzne, rzadziej skały osadowe, magmowe i okruchy skaleni. Skały metamorficzne mają wszędzie podobny charakter. Dominuje w nich gnejs oczkowy, mniejszy udział mają łupki krystaliczne. Skały osadowe oraz szczątki makroorganizmów spotykano jedynie w ortozlepieńcach piaskowców ciężkowickich Beskidu Małego oraz obszaru położonego pomiędzy Dunajcem i południkiem Brzozowa, bez antyklin Osobnicy—Bóbrki i Iwonicza-Zdroju. Spośród skał osadowych najczęściej występują wapienie mikrytowe — analogiczne z opisanymi z parazlepieńców znad Jeziora Rożnowskiego, rzadziej występują wapienie organogeniczne, piaskowce, skały wapienno-krzemionkowe i mułowce. Szczątki organiczne najczęściej są reprezentowane przez fragmenty szkieletu glonów

koralinowych („litotamnia"), występujące nieraz w formie rodoidów (Bosellini, Ginsburg, 1971), pojedynczo spotykane są fragmenty muszli ślimaków, skorup małżów oraz fragmenty kolonii mszywiołów. W ortozlepieńcach nad Jeziorem Rożnowskim znaleziono ząb eoceńskiego rekina ?*Lamna obliqua Agassiz* oraz fragment kolonii koralowca *Actinastrea* aff. *incrasa* Eliašova, opisanego dotąd z górnego eocenu Karpat Zewnętrznych. Beżowe wapienie mikrytowe występują często w postaci klastów, uzbrojonych otoczakami kwarcu. Są to wapienie ubogie w szczątki organiczne. Nieraz spotyka się w nich paleoceńskie globigeryny, pojedynczo występowały również kokkolity. W jednym okazie takich wapieni stwierdzono występowanie otwornic rodzaju *Hedbergella*. Ślączka (1963 a) i Morycowa (1968) wzmiankują o występowaniu w nich kalpionell.

Większość ortozlepieńców ma spoiwo ilaste. Ortozlepieńce zawierające klasty wapieni lub większe nagromadzenia szczątków organicznych zawsze mają spoiwo ilasto-wapniste. Ortozlepieńce piaskowców ciężkowickich łuski Bystrego mają spoiwo ilasto-krzemionkowe. W spoiwie ortozlepieńców często znaczny udział mają wodorotlenki Fe.

Zmiany obtoczenia składników frakcji żwirowej ortozlepieńców nie były szczegółowo analizowane. Ogólnie zauważono jednak znacznie słabsze obtoczenie otoczaków w ortozlepieńcach Beskidu Śląskiego i Małego oraz w antyklinie Iwonicza-Zdroju, w porównaniu do ortozlepieńców z piaskowców ciężkowickich pozostałego obszaru.

Piaskowce

Szczegółowe analizy składu petrograficznego piaskowców były wykonane z piaskowców ciężkowickich Beskidu Śląskiego (Unrug, 1968), rejonu Ciężkowic (Zerndt, 1924), antykliny Czarnorzek (Jaskólski, 1939) oraz antykliny Iwonicza-Zdroju (Jaskólski, 1931). W składzie wszystkich analizowanych piaskowców stwierdzono przewagę kwarcu nad innymi składnikami. Stanowi on od 50 do 93% masy skały. Udział skaleni wynosi od 0,5—16%, łyszczyków — 0—5,5%, okruchów skał — do 7,5%, glaukonitu do 1%, spoiwa 1,6—35%. Największy udział skaleni, powyżej 10%, stwierdzono w piaskowcach ciężkowickich Beskidu Śląskiego oraz antykliny Iwonicza-Zdroju. W rejonie Ciężkowic oraz Czarnorzek udział skaleni mieści się w przedziale 0,5—9,5%. Ze względu na skład badane piaskowce reprezentują głównie waki i arenity kwarcowe, rzadziej waki arkozowe i subarkozy (klasyfikacja wg Pettijohna i in., 1972).

Spoiwo piaskowców jest głównie ilaste. Partie piaskowców zawierające większe ilości szczątków organicznych (analogicznych, jak w ortozlepieńcach) mają spoiwo ilasto-wapniste, natomiast piaskowce ciężko-

wickie łuski Bystrego mają spoiwo krzemionkowo-ilaste. Piaskowce o spoiwie ilasto-wapnistym charakteryzują się występowaniem w formie brył, często o kulistych kształtach (Pl. VII, fig. 3).

Skład mineralogiczno-petrograficzny frakcji 2—6 mm ortozlepieńców i piaskowców z otoczakami

W ortozlepieńcach i piaskowcach z otoczakami analizowano skład mineralogiczno-petrograficzny frakcji 2—6 mm, w celu uchwycenia wielkości zmian i ich trendów oraz wyznaczenia obszarów z piaskowcami ciężkowickimi o podobnym składzie. Do analizy wybrano tę frakcję, gdyż spośród frakcji drobnych jej skład jest najbardziej zróżnicowany.

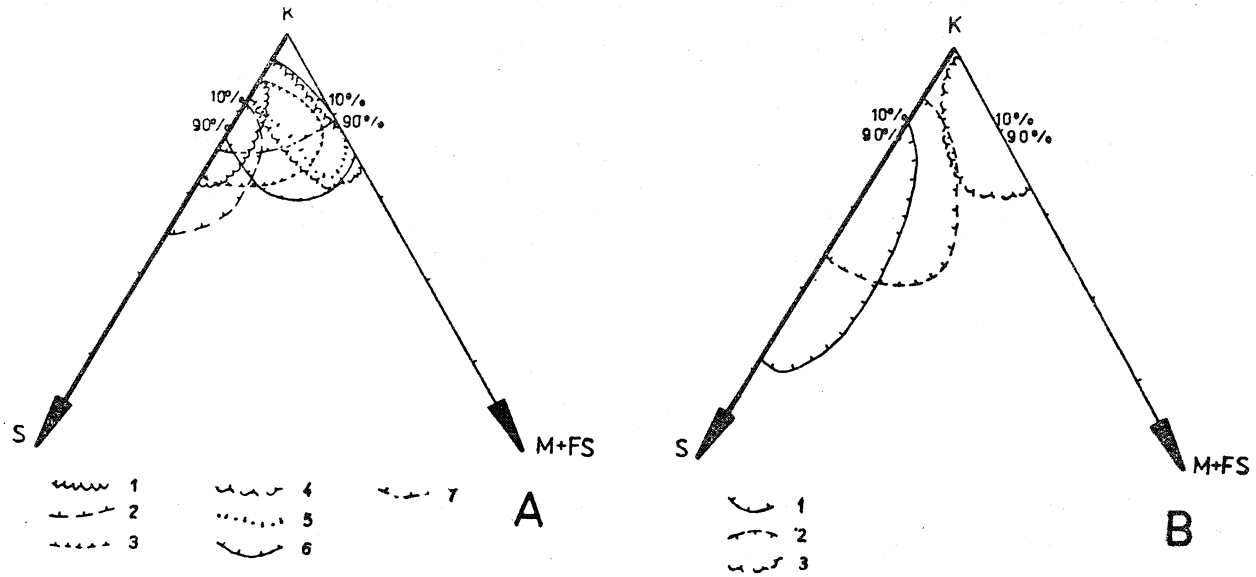


Fig. 17. Skład frakcji 2—6 mm w ortozlepieńcach i piaskowcach z otoczakami (por. tab. 2). A — z obszaru na wschód od południka Brzeska; 1—6 — granice pól zmienności składu: 1 — w antyklinie Iwonicza Zdroju, 2 — w antyklinie Bratkówki i Czarnorzek, 3 — w łusce Stróż, 4 — w antyklinie Jankowej, 5 — na Pogórzu Ciężkowickim, 6 — na Pogórzu Rożnowskim. B — z obszaru położonego na zachód od południka Brzeska; 1—3 — granice pól zmienności składu: 1 — w Beskidzie Śląskim, 2 — w Beskidzie Małym, 3 — na Pogórzu Wielickim. S — skalenie, K — kwarc, M + FS — łyszczyki i okruchy skał

Fig. 17. Composition of fraction 2—6 mm of orthoconglomerates and pebble sandstones (comp. Tab. 2). A — area to east of Brzesko meridian. 1—6 — compositional range: 1 — Iwonicz Zdrój anticline, 2 — Bratkówka and Czarnorzeki anticline, 3 — Stróże thrust slice, 4 — Jankowa anticline, 5 — Pogórze Ciężkowickie, 6 — Pogórze Rożnowskie. B — area to west of Brzesko meridian. 1—3 — compositional range: 1 — Beskid Śląski, 2 — Beskid Mały, 3 — Pogórze Wielickie. S — feldspar, K — quartz, M + FS — mica and rock fragments

Tabela 2
Table 2

Skład petrograficzny ortozlepieńców i piaskowców z otoczakami /frakcja 2-6 mm/
Petrographic composition of orthoconglomerates and pebble sandstones /fraction 2-6 mm/

	Próba	kwarc	skalenie	Zawartość w % skały magmowe	skały metamorficzne	skały osadowe
Beskid Śląski	ortozlepieńce					
	Kamesznica Kam-6	67,3	30,6	-	2,1	-
	" Kam-7	62,8	33,5	-	3,7	-
	" Kam-1	69,3	27,4	-	3,3	-
	piaskowce					
	Kamesznica Kam-2	89,0	11,0	-	-	-
	" Kam-3	83,8	16,2	-	-	-
Beskid Mały	ortozlepieńce					
	Krzeszów Kr-4	82,1	13,6	-	2,1	2,2
	" Kr-5	73,0	16,2	-	3,3	7,5
	piaskowce					
	Krzeszów Kr-1	76,4	22,6	-	-	-
	Tarnawa Tr-3	89,0	9,1	-	1,9	-
	Las L-1	82,3	16,3	-	1,4	-
Pogórze Wielickie	ortozlepieńce					
	Głogoczów-Bęczarka	84,1	4,7	4,7	6,5	-
	" G-B-2	94,9	-	-	5,1	-
	Krzyszkowice Krz-1	96,0	-	-	4,0	-
	piaskowce					
	Krzyszkowice Krz-1a	89,7	3,7	-	6,6	-
	Głogoczów-Bęczarka	87,5	3,6	2,0	6,9	-
	Czechówka Czech-1	88,8	6,2	-	5,0	-
	" Czech-2b	92,1	3,0	-	4,9	-
	Smykań Sm-1	96,4	2,1	-	1,5	-
Pogórze Roźnowskie	ortozlepieńce					
	Znamirowice Z-3	95,3	3,2	-	1,5	-
	Tabaszowa Ta-1	90,9	6,1	-	3,0	-
	Gródek n/Dunaj.KG-14a	83,0	4,1	2,9	10,0	-
	Bukowiec Bu-9	93,2	7,8	-		-
	piaskowce					
	Znamirowice Z-17	85,0	7,3	-	7,7	-
	" Z-25	88,3	6,7	-	5,0	-
	Gródek n/Dun, KG-14	91,7	5,7	-	3,6	-
	Bukowiec Bu-6	84,2	6,3	2,6	4,9	2,0
	" Bu-7	88,6	11,4	-	-	-
	" Bu-8	91,3	6,2	-	2,5	-
Pogórze ciężkowickie	ortozlepieńce					
	Jastrzębia J-4	93,2	3,0	-	1,5	2,3
	Kąśna Dolna Kn-2	97,1	1,5	-	1,4	-
	Jastrzębia-Borys	89,1	3,3	-	3,1	4,5
	Dąbrowa Db-1	95,3	-	-	4,7	-
	Bogoniowice Bog-3	92,5	1,8	2,3	2,3	1,1
	Ciężkowice W1	97,0	-	-	3,0	-
	" W2	92,7	2,8	-	4,5	-
	" W3	97,0	2,0	-	1,0	-

Tabela 2 c.d. Table 2 continued

Pogórze Ciężkowickie	Jodłówka Tuchowska JT-7a	92,8	5,1	-	2,1	-
	" " JT-7b	94,4	2,5	-	3,1	-
	" " JT-7c	92,2	6,7	-	1,1	-
	" " JT-7d	93,1	1,2	-	5,7	-
	Rzepiennik Biskupi RB-1	85,0	3,2	-	11,8	-
	piaskowce					
	Jodłówka Tuchowska C-15	95,0	2,3	-	2,7	-
	Ciężkowice C-12	95,1	3,2	-	1,7	-
	" C-13	93,8	6,2	-	-	-
	Ostrusza O-2	95,8	3,1	-	1,1	-
siodło Jankowej	ortozlepieńce					
	Stróża 21	93,1	1,0	-	3,7	2,2
	Bobowa-Koczanka 26	84,6	1,3	3,0	8,9	2,2
	piaskowce					
	Bobowa-Koczanka 4	94,3	4,0	-	1,7	-
	" " 29	92,3	5,1	-	2,6	-
łuska Stróż	ortozlepieńce					
	Chodorowa Ch-2	90,3	5,1	1,8	2,8	-
	Gródek Gr-2	75,7	20,0	-	4,3	-
	piaskowce					
	Gródek Gr-6	83,2	15,0	-	2,8	-
siodło s.Gorlic	ortozlepieńce					
	Gorlice G-7	89,5	9,3	-	1,2	-
	piaskowce					
	Gorlice G-10	75,6	24,4	-	-	-
Siodło Bratkówki	ortozlepieńce					
	Łęki Strzyżowskie LS-4a	97,1	1,2	-	1,7	-
	" Ls-4b	92,2	3,0	-	3,8	1,0
	" LS-1	95,2	2,2	-	2,3	0,3
	" LS-6	89,6	3,2	-	6,6	0,6
	piaskowce					
	Łęki Strzyżowskie LS-2	92,7	4,3	-	3,0	-
	Frysztak F-3	96,8	2,6	-	0,6	-
Siodło Czarnorzek	ortozlepieńce					
	Korczyna Ko-1a	98,4	1,6	-	-	-
	" Ko-1b	95,2	3,8	-	1,0	-
	Czarnorzeki Cz-3a	93,1	5,7	-	1,2	-
	piaskowce					
	Czarnorzeki Cz-3b	93,7	4,2	-	2,1	-
	" Cz-4	93,3	5,1	-	1,6	-
	" Cz-6	91,8	7,7	-	0,5	-
Siodło Iwonicza	ortozlepieńce					
	Iwonicz-Klimkówka IK-4	95,7	4,0	-	0,3	-
	piaskowce					
	Iwonicz-Klimkówka IK-1	85,4	14,0	-	0,6	-
	" " IK-2	82,8	16,1	-	1,1	-
	Rymanów R-3a	84,0	14,3	-	1,7	-
	" R-3b	77,3	22,1	-	0,6	-
łuska Bystrego	piaskowce					
	Łubne Ł-6	86,7	13,3	-	-	-
	" Ł-1	84,5	15,1	-	0,4	-

Przebadano 73 próby, w każdej po około 200 ziaren. Otoczaki lidytów włączono do grupy skał metamorficznych, ze względu na ich przypuszczalny związek z serią suprakrustalną. We wszystkich próbach przeważał kwarc (tab. 2; fig. 17), udział skaleni mieści się w przedziale od 0 do 33,5%, natomiast udział okruchów skał wynosi od 0 do 14,1%. W piaskowcach ciężkowickich Beskidu Śląskiego, Beskidu Małego, ?IV poziomu w Gorlicach, ?II poziomu w łusce Stróż. ?I poziomu w antyklinie Iwonicza-Zdroju oraz łuski Bystrego (?I poziom), udział skaleni przekracza 10%. Największy udział skaleni stwierdzono przy tym w piaskowcach ciężkowickich Beskidu Śląskiego.

Minerały ciężkie piaskowców ciężkowickich

Analizy minerałów ciężkich dokonano w oparciu o dane z literatury, z piaskowców ciężkowickich Beskidu Śląskiego (Krysowska-Iwaszkiewicz, Unrug, 1967; Unrug, 1968), Ciężkowic (Zerndt, 1924), antykliny Czarnorzek (Jaskólski, 1939), Iwonicza-Zdroju (Jaskólski, 1931), łuski Bystrego (Szczurowska, Ślączka, 1964) oraz wiercenia „Zatwarnica" (Szczurowska, 1967), a także w oparciu o dane uzyskane z opracowania prób pobranych z piaskowców ciężkowickich Beskidu Małego, Pogórza Wielickiego, Pogórza Rożnowskiego, Pogórza Ciężkowickiego, antykliny Gorlic, Podzamcza oraz Bratkówki.

W niniejszym opracowaniu minerały ciężkie analizowane były we frakcji 0,15—0,06 mm, głównie piaskowców z otoczakami, Zerndt (wyż. cyt.) analizował je we frakcji 0,3—0,05 mm, Jaskólski (1931) — we frakcji poniżej 0,5 mm oraz (1939), 0,25—0,06 mm, Krysowska-Iwaszkiewicz, Unrug (wyż. cyt.) — we frakcji poniżej 0,5 mm, Szczurowska i Ślączka (wyż. cyt.) oraz Szczurowska (wyż. cyt.) — we frakcji 0,25—0,088 mm. W niniejszym opracowaniu próby przygotowywane były według metody opisanej przez Müllera (1967). Celem analizy minerałów ciężkich było określenie zespołów, w jakich one występują oraz zmian w składzie minerałów ciężkich w piaskowcach ciężkowickich całej jednostki śląskiej.

Procentowy udział frakcji ciężkiej w analizowanych piaskowcach, waha się od 0,01 do 1,0% (tab. 3). Największy jej udział (0,3—1,0%) zaznacza się w piaskowcach ciężkowickich antykliny Gorlic, najmniejszy (0,02—0,3%) — w rejonie Czarnorzek i Rymanowa-Zdroju. Dla piaskowców ciężkowickich obszaru położnego na E od Dunajca, zaznacza się tendencja do zmniejszania się udziału frakcji ciężkiej, od W, NW, ku SE.

W składzie minerałów ciężkich występują minerały przezroczyste i nieprzezroczyste. Minerały nieprzezroczyste nie były dokładniej analizowane. Udział ich we frakcji ciężkiej wynosi od 20 do 80%. W ich składzie dominuje piryt i tlenki Fe. Wśród minerałów przezroczystych największy udział mają: cyrkon, granat i turmalin — pozostając minerała-

mi głównymi, mniejszy udział mają: rutyl, staurolit, łyszczyki i chloryty. W ilościach śladowych występują: anataz, cyjanit, epidot, hornblenda, monacyt, piroksen i sylimanit. Analogiczny skład minerałów ciężkich został stwierdzony w piaskowcach ciężkowickich jednostki śląskiej z Beskidów Śląsko-Morawskich (Žůrkova, 1975). Zwykle w składzie minerałów ciężkich dominuje jeden z trzech wyżej wymienionych minerałów głównych, nadając ton zespołowi. Na tej podstawie wyróżniono 4 zespoły minerałów ciężkich:

1. — zespół z dominującym cyrkonem,
2. — zespół z dominującym granatem,
3. — zespół z dominującym turmalinem,
4. — zespół mieszany, z podobnym udziałem granatu, cyrkonu i turmalinu lub też z przewagą jednego z nich w niektórych partiach ławic.

Z minerałów śladowych, głównie zespołowi pierwszemu towarzyszą anataz i sylimanit, drugiemu — cyjanit i hornblenda. Z reguły rutyl dominuje nad staurolitem. Udział obu tych minerałów nie przekracza 15%.

Podobnie jak i w utworach innych ogniw litostratygraficznych fliszu karpackiego, tak i w piaskowcach ciężkowickich zaznaczają się wahania udziału poszczególnych minerałów w różnych partiach jednej ławicy. Niejednokrotnie sięgają one do 20% dla minerałów głównych. Jeszcze wyraźniej zaznacza się zmienność składu minerałów ciężkich w piaskowcach różnych ławic, nawet ze sobą sąsiadujących (patrz Jaskólski, 1939).

Zespoły minerałów ciężkich piaskowców ciężkowickich przedstawione są w tabeli 3, natomiast zróżnicowanie udziału głównych minerałów ciężkich (cyrkon połączony z rutylem) przedstawione jest na fig. 18. Niewielka ilość analiz z piaskowców ciężkowickich na W od Dunajca nie pozwala wyciągać szerszych wniosków o wielkości zróżnicowania występujących tam minerałów ciężkich. Mimo to wydaje się, że piaskowce ciężkowickie każdego z wyróżnionych tam obszarów posiadają odmienne zespoły minerałów ciężkich (fig. 18). W piaskowcach ciężkowickich na E od Dunajca wyróżniają się trzy rejony z odmiennymi zespołami minerałów ciężkich:

1. — Pogórze Ciężkowickie — z dominacją cyrkonów z rutylami nad turmalinami i granatami,
2. — Pogórze Rożnowskie i rejon Gorlic — z podobnym udziałem cyrkonów z rutylem oraz granatów, bądź z niewielką przewagą cyrkonów lub granatów, przy niewielkim udziale turmalinów,
3. — antyklina Czarnorzek i Iwonicza-Zdroju — z podobnym udziałem cyrkonu z rutylem, granatu i turmalinu, bądź z przewagą jednego z nich.

W piaskowcach ciężkowickich łuski Bystrego oraz w wierceniu „Zatwarnica" stwierdzono dominację cyrkonu nad pozostałymi minerałami

Tabela 3
Table 3

Skład przezroczystych minerałów ciężkich z piaskowców ciężkowickich jednostki śląskiej
Composition of transparent heavy minerals from Ciężkowice sandstones of Silesian Unit

Rodzaje minerałów	Beskid Śląski	Beskid Mały	Pogórze Wielickie: Głogoczów	Pogórze Wielickie: Czechówka, Smykań	Pogórze Rożnowskie: Znamirowice poziom III	Pogórze Rożnowskie: Gródek n/Dunajcem poziom II?	Pogórze Rożnowskie: Bukowiec poziom I?	Gorlice poziom IV?	Gorlice poziom II?	Gorlice poziom I?	Czarnorzeki poziom III	Czarnorzeki poziom II	Czarnorzeki poziom I	Potok Klimkowiecki poziom I? i II?	Rymanów poziom I?	Ciężkowice, kompleks niższy, poziom III	Ciężkowice, kompleks wyższy, poziom III	Jodłówka Tuchowska poziom III	Podzamcze k/Jasła poziom III?	Łęki Strzyżowskie poziom II?	Łuska Bystrego poziom I?
anataz							T		O–T								>T		>T	>T	T
biotyt		>T	T	>T	T–R	>T	T	R	R	R	R	O–R	O–R			T	>T	T	>T	R	
chloryt		T	T	O–T	T	T	T	T–R	O–T	T	O–R	O–R	O–R		O–T	T	>T	T	>T		
chlorytoid					T	T			T	T	O–T	O–T	O–R			O–T	O–T	T		T	T
cjanit				T				O–T	T	T	O–T						O–T				T
cyrkon	A–VA	<C	C	A–VA	A	C	<A	>R	<A	C	R–C	R–C	R–C	O–C	C	VA–D	VA	<VA	VA	VA	C–A
epidot											O–T										
granat	R–C	VA	VA	C≥VA	C≥VA	>A	>A	VA–D	A	>A	A–VA	R≥C	O–R	C–A	R–C	R	R	C	R	>T	T
hornblenda								O–T	O–T	T	O–R			O–T							
monacyt										T											
piroksen								T	O–T			T				T	O–T		T		
rutyl	R–C	<C	T	R	C	R	R	R	R	>T	O–R	R	O–R	O–C	C	R	R	R	R	R	R
staurolit	O–R	T	R	T	T	T	T	T	T–R	R	R	R	O–R	O–R	O–R	R–C	O–T	R	R	T	
sylimanit					O–T				T							O–T	O–T				T
turmalin	C≥C	<C	R	R	R–C	<C	R	R	C	C	C–A	A≥A	O–C	C	C	R–C	R	>R	C	C	C
śr.zaw.w %	0.20	0.28	0.15	0.09	0.15	0.20	0.21	0.51	0.40	0.99	0.28	0.20	0.19	0.30	0.07	0.07	0.10	0.06	0.36	0.24	0.34

T = 0 – 1%; >T = 1 – 3%; >R = 1 – 10%; R = 10 – 15%; C = 10 – 30% <C = 7 – 10% C = 30 – 35%; A = 30 – 50%
<A = 25 – 30%; >A = 50 – 55%; VA = 50 – 75%; <VA = 50 – 45%; D = >75%; śr.zaw.w % – średnia zawartość frakcji ciężkiej.

ciężkimi, przy znacznym udziale turmalinu i niewielkim udziale granatu (Szczurowska, Ślączka, 1964; Szczurowska, 1967).

Minerały ciężkie piaskowców ciężkowickich to minerały bardzo odporne na wietrzenie chemiczne i fizyczne. Występują w formie ziarn o kształtach idiomorficznych i ziarn obtoczonych. Taki charakter ziarn

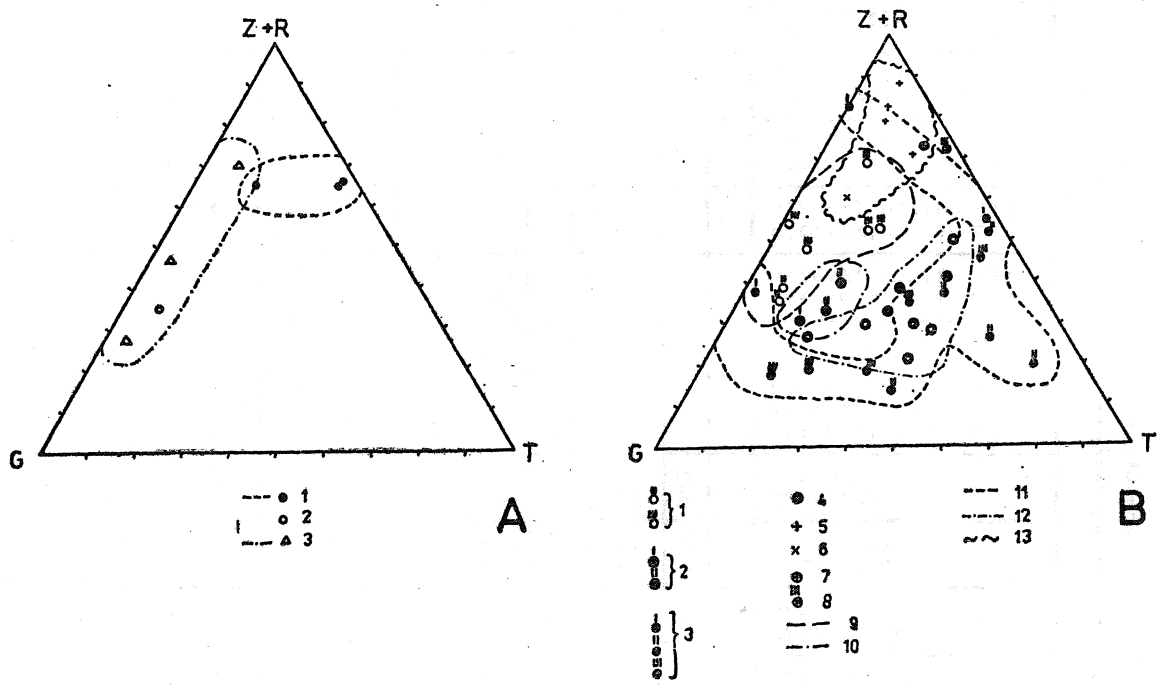


Fig. 18. Zespoły minerałów ciężkich z piaskowców ciężkowickich. A — z obszaru, na zachód od południka Brzeska; 1 — Beskid Śląski, 2 — Beskid Mały, 3 — Pogórze Wielickie. B — z obszaru na wschód od południka Brzeska; 1 — Pogórze Rożnowskie, 2 — antyklina Gorlic, 3 — antyklina Czarnorzek, 4 — antyklina Iwonicza-Zdroju, 5 — rejon Ciężkowic, 6 — rejon Jodłówki Tuchowskiej (antyklina Liwocz-Brzanka), 7 — antyklina Podzamcza, 8 — rejon Łęk Strzyżowskich; cyfry rzymskie oznaczają poziom piaskowców, z którego pochodzi próba; 9—13 — granice pól zespołu z: Pogórza Rożnowskiego — 9, antykliny Gorlic — 10, antykliny Czarnorzek — 11, antykliny Iwonicza-Zdroju — 12, Pogórza Ciężkowickiego — 13; G — granat, Z + R — cyrkon z rutylem, T — turmalin

Fig. 18. Heavy minerals assemblages from the Ciężkowice sandstones. A — the area to the west of Brzesko meridian. 1 — Beskid Śląski, 2 — Beskid Mały, 3 — Pogórze Wielickie. B — the area to the east of Brzesko meridian. 1 — Pogórze Rożnowskie, 2 — anticline Gorlice, 3 — anticline Czarnorzeki, 4 — Iwonicz-Zdrój anticline, 5 — Ciężkowice area, 6 — Jodłówka Tuchowska area (Liwocz-Brzanka anticline), 7 — Podzamcze anticline, 8 — Łęki Strzyżowskie area; roman numerals refer to patricular sandstone horizon. 9—13 — compositional range: Pogórze Rożnowskie — 9, Gorlice anticline — 10, Czarnorzeki anticline — 11, Iwonicz-Zdrój anticline — 12, Pogórze Ciężkowickie — 13, G — garnet, Z + R — zirkon and rutile, T — tourmaline

minerałów ciężkich sugeruje ich pochodzenie zarówno ze skał osadowych, jak i ze skał krystalicznych. Idiomorficzne ziarna minerałów ciężkich dominują w piaskowcach ciężkowickich Beskidu Śląskiego, Beskidu Małego i Pogórza Wielickiego. W piaskowcach ciężkowickich obszaru po-

łożonego na E od Dunajca udział takich ziarn jest niewielki, a w rejonie Czarnorzek, Podzamcza, Łęk Strzyżowskich i Iwonicza Zdroju, stwierdzono przewagę ziarn obtoczonych. Na dobre obtoczenie ziarn minerałów ciężkich zwrócono również uwagę w piaskowcach ciężkowickich łuski Bystrego (Szczurowska, Ślączka, 1964).

PIASKOWCE ASOCJACJI FACJALNEJ WARSTW HIEROGLIFOWYCH

Skład mineralogiczno-petrograficzny piaskowców asocjacji facjalnej warstw hieroglifowych podany został w pracach Jaskólskiego (1931, 1939), z rejonu Czarnorzek oraz Iwonicza-Zdroju, a także w pracy Unruga (1968) — z Beskidu Śląskiego. W piaskowcach tych kwarc stanowi 45,3—88,4%, skalenie — 0,0—9,0%, łyszczyki — 0,0—9,0%, glaukonit, jeżeli występuje, to w ilościach mniejszych od 1,0%, spoiwo — 5,9—49,2%. Są to więc piaskowce o bardzo zróżnicowanym składzie. Spoiwem jest w nich ilasto-serycytowa masa wypełniająca, nieraz z udziałem krzemionki lub $CaCO_3$, rzadziej występuje spoiwo krzemionkowe lub wapniste.

Zwrócono uwagę na występowanie dwóch odmian piaskowców w opisywanej asocjacji facjalnej. Odmiany te różnią się zawartością łyszczyków i glaukonitu (patrz Jaskólski, 1931). Część z nich nie zawiera glaukonitu i cechuje się znikomym udziałem łyszczyków, część zawiera glaukonit i łyszczyki. Piaskowce nie zawierające glaukonitu i posiadające przy tym spoiwo ilaste są bardzo podobne do piaskowców ciężkowickich. Tak jak piaskowce ciężkowickie mają one barwy białe, na wilgotnych powierzchniach o niebieskawym odcieniu. Piaskowce zawierające glaukonit i większą ilość łyszczyków są na suchych, świeżych powierzchniach szarobeżowe, natomiast na powierzchniach wilgotnych nabierają zielonawego odcienia. Często jednak piaskowce asocjacji facjalnej warstw hieroglifowych są silnie spękane i przesycone wodorotlenkami Fe i tlenkami Mn, które nadają im barwy brunatne lub czarne.

Utwory asocjacji facjalnej łupków pstrych

Składu mineralnego tych utworów nie analizowano. Przypuszczalnie nie różni się on od składu analogicznych z wyglądu łupków pstrych z jednostki magurskiej (patrz Dominik, 1977), gdyż jak wykazano w Karpatach Słowackich (Picha, 1969), łupki pstre wszystkich jednostek tektonicznych mają podobny skład. Najbardziej charakterystycznymi minerałami łupków pstrych są: illit, chloryt i kwarc, ponadto w ilościach podrzędnych występuje kaolinit, smektyt, wermikulit, struktury mieszanopakietowe, skalenie oraz minerały węglanowe i hematyt. W dol-

noeoceńskich łupkach pstrych jednostki śląskiej stwierdzono również występowanie klinoptylolitu (Wieser, 1969). Według Dominika (wyż. cyt.) zmiany w proporcjach minerałów ilastych są dość duże, nie zawsze ma to jednak odbicie w cechach makroskopowych łupków, podobnie jak i różnice w wyglądzie łupków nie zawsze znajdują odbicie w zmianach jakościowych i ilościowych minerałów ilastych. Stwierdził on również, że zawartość kwarcu i jego uziarnienie, udział Fe, zawartość minerałów węglanowych oraz substancji organicznej, nie mają wpływu na zespół minerałów ilastych. Zauważył on jednak, że w łupkach czarnych lub ciemnoszarych zaznacza się podwyższona zawartość kaolinitu, natomiast w łupkach silnie zwietrzałych zaznacza się obecność wermikulitu.

PROCESY TRANSPORTU I DEPOZYCJI

Cechy strukturalno-teksturalne utworów asocjacji facjalnej piaskowców ciężkowickich i asocjacji towarzyszących wskazują na transport budującego je materiału klastycznego, głównie w różnego rodzaju podwodnych grawitacyjnych spływach osadu (subaqueous sediment gravity flows; Middleton, Hampton, 1976). Jedynie łupki ilaste o wykształceniu masywnym można uznać za osady zdeponowane ze swobodnego opadania z zawiesiny (por. facja G, Mutti i Ricci Lucchi, 1975).

Materiał klastyczny utworów asocjacji facjalnej warstw hieroglifowych, facji piaskowców i mułowców oraz facji łupków mułowcowych z warstwowaniem i smugowaniem, deponowany był tylko z prądów zawiesinowych. Materiał klastyczny utworów pozostałych facji z asocjacji facjalnej piaskowców ciężkowickich, bez facji utworów wewnętrznie zdeformowanych, deponowany był z kilku rodzajów podwodnych grawitacyjnych spływów osadu. Charakter spływów był prawdopodobnie w większości pośredni pomiędzy spływami kohezyjnymi (patrz Porębski, 1979; debris flow; Middleton, Hampton, 1976), upłynnionymi (fluidized flow; Middleton, Hampton, 1976), kolizyjnymi (patrz Porębski, 1979; grain flow; Middleton, Hampton, 1976) i prądami zawiesinowymi o wysokiej gęstości (high density turbidity current; Middleton, Hampton, 1976). Wskazuje na to nieobecność w części utworów tych litofacji, struktur typowych dla jednego określonego rodzaju spływu (por. Winn, Dott, 1978).

Utwory litofacji ortozlepieńców i piaskowców z otoczakami występujące w zespołach litologicznych: ortozlepieńce—piaskowce—mułowce oraz piaskowce z otoczakami—piaskowce—mułowce, deponowane były ze spływów o dwóch wyraźnie różniących się fazach (por. fluksoturbidyty, Dżułyński i in., 1959): 1 — depozycja z gęstych spływów, w których ziarna i klasty podtrzymywane były w zawieszeniu nad

dnem, dzięki różnym mechanizmom, włącznie z turbulencją płynu, 2 — depozycja ze spływów o charakterze prądów zawiesinowych, w których turbulencja płynu była głównym mechanizmem podtrzymującym ziarna w zawieszeniu. Świadczy o tym występowanie wszystkich wymienionych osadów obu facji w połączeniu, tj. ciągłości sedymentacyjnej przy podanej wyżej kolejności. Część osadów wymienionych litofacji zdeponowana została ze spływów zachodzących po sobie w krótkich odstępach czasu tak, że depozycja ze spływu późniejszego rozpoczynała się przed zakończeniem depozycji ze spływu poprzedniego (por. Wood, Smith, 1958; Hendry, 1973). Zaznacza się to występowaniem elementarnych ławic zlepieńców, piaskowców z otoczakami bądź zespołów litologicznych zlepieńce—piaskowce, piaskowce z otoczakami—piaskowce. Powierzchnie stropowe tych ławic nie zawsze są ostre, a nierówności powierzchni są zbyt małe (do 10 cm), by sądzić, że utwory wyższych interwałów (turbidytowych) zostały zerodowane po zakończeniu depozycji ze spływu. Przyczyną tworzenia się tego typu ławic mogło być właśnie szybkie powtarzanie się spływów.

Spływy, z których deponowany był materiał klastyczny utworów litofacji ortozlepieńców i piaskowców z otoczakami oraz piaskowców i mułowców, często charakteryzowały się nieregularnymi zmianami reżimu przepływu (natężenia depozycji). Przy ogólnej tendencji do zmian reżimu przepływu od górnego do dolnego w czasie trwania spływu, okresowo reżim przepływu wzrastał. Widoczne jest to najlepiej w górnych częściach ławic, gdzie w obrębie interwałów z laminacją typu interwału Boumy B, występują grube laminy piaskowcowe, wewnątrz o wykształceniu masywnym.

Część materiału klastycznego piaskowców ciężkowickich zdeponowana została z turbulencyjnych prądów trakcyjnych (turbulent tractive flows; Winn, Dott, 1977, 1978). Świadczy o tym występowanie osadów z warstwowaniem poziomym lub przekątnym, o ostrych przejściach pomiędzy laminami (Pl. V, fig. 4; Pl. VI, fig. 2).

Parazlepieńce są osadem spływów kohezyjnych (por. Middleton, Hampton, 1976), natomiast utwory wewnętrznie zdeformowane są utworem osuwisk podmorskich.

KIERUNKI PALEOTRANSPORTU MATERIAŁU KLASTYCZNEGO

Kierunki paleotransportu materiału klastycznego w piaskowcach ciężkowickich określano na podstawie orientacji otoczaków w piaskowcach z otoczakami i w ortozlepieńcach, warstwowań przekątnych, hieroglifów prądowych, szczątków roślinnych, struktur płomieniowych, riplemarków oraz klastów łupkowych. Wszystkie wymienione wyżej cechy nie występują jednak powszechnie. W niektórych rejonach lub partiach profilu nie

było możliwe określenie kierunków paleotransportu (np. w piaskowcach ciężkowickich antykliny Bóbrki i Iwonicza-Zdroju, rejonu położonego na NW od Jeziora Rożnowskiego, rejonu na E od Raby, z wyjątkiem okolic Smykani). Pomiary kierunków paleotransportu wykonane zostały w odniesieniu do poziomów piaskowcowych. Z większej ilości danych, szczególnie z analiz orientacji otoczaków oraz z pomiarów laminacji przekątnej związanej genetycznie z riplemarkami, obliczono średnie azymuty i w miarę możliwości porównano je z azymutami kierunków paleotransportu, wskazywanymi przez hieroglify prądowe.

Piaskowce ciężkowickie cechuje duża zmienność w rozkładzie kierunków paleotransportu materiału klastycznego. Dotyczy to, przede wszystkim, utworów litofacji ortozlepieńców i piaskowców z otoczakami z warstwowaniem przekątnym o dużej skali. Kierunki określane w sąsiednich warstwach tych utworów różnią się często o kilkadziesiąt stopni, a w większych odcinkach profilu rozrzut ich dochodzi nawet do 180° (fig. 6, 7).

Na fig. 5 przedstawione są kierunki paleotransportu materiału klastycznego piaskowców ciężkowickich dla poszczególnych obszarów i poziomów, z wyjątkiem łuski Bystrego, gdzie nie zostały określone jednoznacznie.

W piaskowcach ciężkowickich obszarów położonych na W od Dunajca, z wyjątkiem E części Pogórza Wielickiego, rozkład kierunków wskazuje na transport materiału z SW i S ku NE i N. Takie kierunki transportu występują również w piaskowcach ciężkowickich obszaru położonego na E od Dunajca, chociaż duży udział mają tam również kierunki z W ku E, a nawet z NW i N ku SE i S. Dotyczy to szczególnie piaskowców III poziomu na całym opisywanym obszarze (fig. 5 B) oraz piaskowców wszystkich poziomów w rejonie antykliny Czarnorzek (fig. 7). Analogiczny rozkład kierunków paleotransportu materiału klastycznego, został stwierdzony w piaskowcach istebniańskich (Unrug, 1963). Kierunki paleotransportu z NW ku SE, uważane są tam za kierunki wymuszone przebiegiem skłonu podmorskiego, ograniczającego od N basen, w którym utwory te były zdeponowane. W taki sam sposób można tłumaczyć występowanie kierunków paleotransportu z NW ku SE w piaskowcach ciężkowickich.

Na transport materiału klastycznego z SW i W w piaskowcach ciężkowickich obszaru położonego pomiędzy południkami Brzeska i Brzozowa oraz na obszarze Pogórza Wielickiego, wskazuje również rozkład najgrubszych frakcji, rozkład miąższości piaskowców w poszczególnych poziomach (fig. 5) oraz zmiany w wykształceniu piaskowców tych poziomów. Wszystkie wymienione wyżej cechy posłużyły do sporządzenia mapy zgeneralizowanych kierunków paleotransportu materiału klastycznego piaskowców ciężkowickich, w odniesieniu do wydzielanych w nich poziomów (fig. 19). Z mapy tej widać, że całość materiału klastycznego

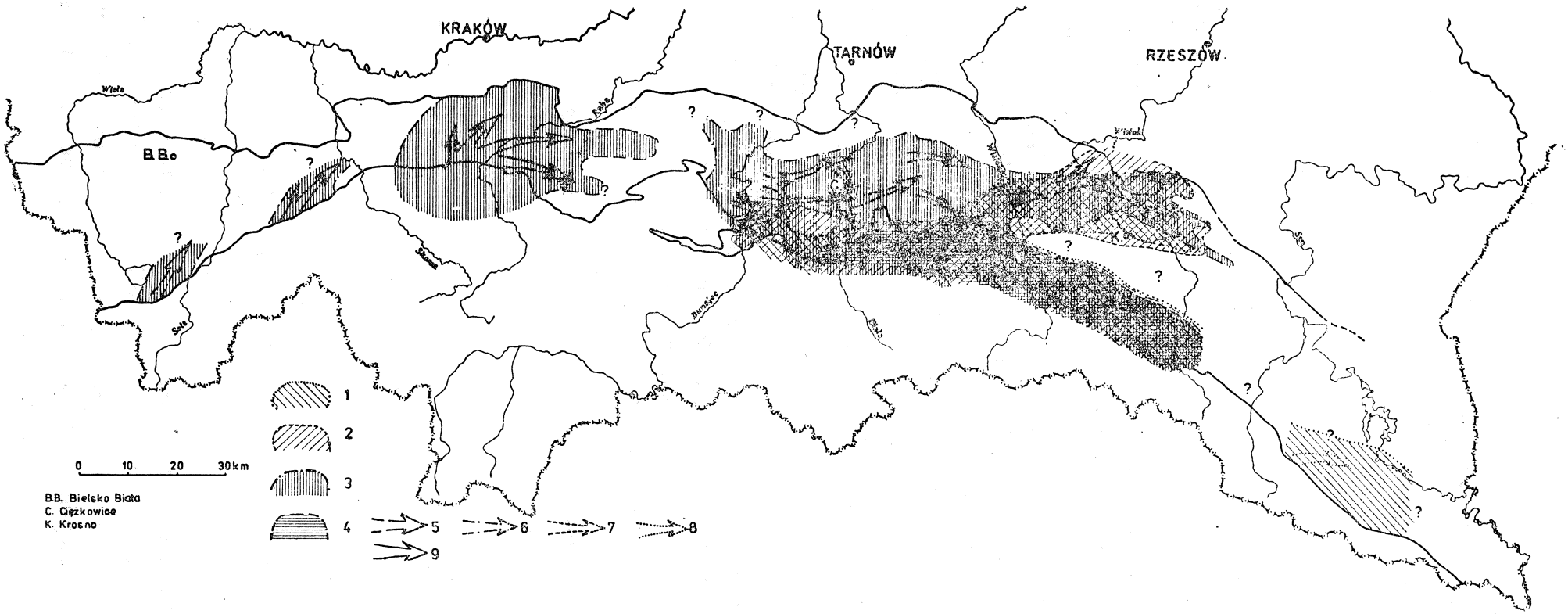


Fig. 19. Mapa pierwotnego rozmieszczenia w jednostce śląskiej piaskowców ciężkowickich oraz główne kierunki transportu materiału klastycznego. 1—4 — obszary występowania piaskowców — odpowiednio I—IV poziomu; 5—8 — główne kierunki transportu materiału klastycznego w piaskowcach — odpowiednio IV—I poziomu; 9 — główne kierunki transportu materiału klastycznego piaskowców wszystkich poziomów występujących na danym obszarze

Fig. 19. Primary distribution of Ciężkowice sandstones in Silesian Unit. Main paleotransport directions. 1—4 — distribution areas of sandstones of I—IV horizon; 5—8 — main transport directions in sandstones of IV—I horizon; 9 — main transport direction in all sandstone horizons

piaskowców ciężkowickich pochodzi najprawdopodobniej z obszarów źródłowych, położonych na S od basenu śląskiego, tj. z kordyliery śląskiej. Nie można jednak wykluczyć pochodzenia materiału klastycznego piaskowców ciężkowickich E części Pogórza Wielickiego, Pogórza Ciężkowickiego oraz rejonu położonego na N od osi Dołów Jasielsko-Sanockich, z obszarów położonych po północnej stronie basenu śląskiego. Wskazuje na to, przede wszystkim, znaczny udział w piaskowcach ciężkowickich tych rejonów, kierunków paleotransportu z NW i N, a częściowo również rozkład najgrubszych frakcji. Obszar źródłowy mógł się znajdować w obrębie basenu śląskiego, gdyż z wyjątkiem okolic Krosna, piaskowce ciężkowickie tego rejonu nie dochodzą do N brzegu jednostki śląskiej. Być może źródłem materiału klastycznego tych piaskowców był fragment dna basenu śląskiego, wyniesiony w czasie ich sedymentacji. Pewną przesłanką wskazującą na taki charakter obszaru źródłowego są klasty łupków kredowych, występujące w piaskowcach ciężkowickich koło Ciężkowic. Klasty tych łupków świadczą o głębokim rozcięciu niektórych partii dna basenu śląskiego (po osady albu). Tak głęboka erozja mogła być efektem podnoszenia się niektórych partii dna. Nie jest wykluczone, że wyniesione wtedy partie dna basenu śląskiego pokrywają się obecnie z osiowymi partiami najsilniej wyniesionych antyklin (np. antyklina Liwocz-Brzanka).

W utworach warstw hieroglifowych piaskowce barwy białej, nie zawierające glaukonitu, mają kierunki paleotransportu, wykazujące trend do pokrywania się z kierunkami paleotransportu w piaskowcach ciężkowickich, natomiast piaskowce barwy szarej, zawierające glaukonit, mają kierunki paleotransportu o innym rozkładzie niż w piaskowcach ciężkowickich. Możliwe, że różnice w rozkładzie kierunków paleotransportu obu typów piaskowców warstw hieroglifowych są wynikiem pochodzenia materiału klastycznego z różnych obszarów źródłowych. Materiał klastyczny piaskowców nie zawierających glaukonitu pochodzi prawdopodobnie z tych samych obszarów źródłowych, co i materiał piaskowców ciężkowickich.

ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI

Środowisko sedymentacji piaskowców ciężkowickich określono na podstawie charakteru strukturalno-teksturalnego, szczątków i śladów organicznych, sposobu występowania oraz kierunków paleotransportu materiału klastycznego piaskowców ciężkowickich i utworów otaczających je. Przeławicanie się tych utworów, ostre przejścia od utworów asocjacji facjalnej łupków pstrych do utworów asocjacji facjalnej warstw hieroglifowych i piaskowców ciężkowickich, a także od utworów asocjacji facjalnej warstw hieroglifowych do utworów asocjacji facjalnej piaskow-

ców ciężkowickich przemawiają za depozycją wszystkich tych utworów w obrębie tego samego środowiska sedymentacyjnego, w podobnych warunkach batymetrycznych. Zespoły osadów o charakterze strukturalno-teksturalnym podobnym do utworów analizowanych w niniejszej pracy znane są obecnie z głębokich mórz i wybrzeży oceanów, gdzie osadzają się na podmorskich stożkach oraz w ich otoczeniu (patrz Nelson, Kulm, 1973; Nelson, Nilsen, 1974; Normark, 1970, 1974, 1978; Piper, 1970; Shepard, Buffington, 1968; Shepard, Dill, 1966). Osady współczesnych stożków podmorskich są jednak znacznie drobniej ziarniste niż osady analizowane w niniejszym opracowaniu. Osady najbardziej odpowiadające analizowanym w niniejszej pracy opisywane są z kopalnych stożków podmorskich (Mutti, Ricci Lucchi, 1975; Walker, 1978; Walker, Mutti, 1973). Pozwala to przypuszczać, że również piaskowce ciężkowickie wraz z utworami otaczającymi są osadami kopalnych stożków podmorskich, podobnie jak sugeruje się to dla innych osadów fliszu karpackiego (Dżułyński, Ślączka, 1958; Książkiewicz, 1962; Unrug, 1963). O depozycji piaskowców ciężkowickich na podmorskich stożkach świadczy także soczewkowy sposób ich występowania w obrębie utworów asocjacji facjalnej warstw hieroglifowych i łupków pstrych (fig. 3, 4), wachlarzowy rozkład kierunków paleotransportu (fig. 5 A) oraz podobny, jak na podmorskich stożkach, sposób transportu i depozycji materiału klastycznego (patrz Nelson, Nilsen, 1974; Muttii, Ricci Lucchi, 1975; Walker, Mutti, 1973; Walker, 1978; Ślączka, Unrug 1976).

Materiał klastyczny piaskowców ciężkowickich pochodzi z redepozycji, z płytszych stref basenu. Wskazuje na to charakter występujących w nich szczątków organicznych (Leszczyński, 1978). Są to głównie szczątki organizmów strefy nerytycznej, podczas gdy w otaczających piaskowce łupkach pstrych występują szczątki reprezentujące zespoły organizmów niższej części strefy batialnej (Książkiewicz, 1975).

Partie litosomów piaskowców ciężkowickich zbudowane ze zlepieńców i piaskowców z otoczakami, z licznymi powierzchniami rozmyć erozyjnych, mają charakter wypełnień kanałów stożka lub osadów zdeponowanych u wylotu kanałów, w formie wałów przyujściowych (por. Mutti, Ricchi Lucchi, 1975; Walker, 1978). Zwykle są one wykształcone w postaci sekwencji pozytywnych ze zmniejszającymi się ku górze miąższościami ławic i wielkościami ziarna, co jest również typowe dla osadów kanałowych. Partie litosomów piaskowców ciężkowickich, w których dominują utwory litofacji piaskowców i mułowców, przy niewielkim udziale piaskowców z otoczakami, bez wyraźnych powierzchni erozyjnych, wykształcone w postaci sekwencji negatywnych (z rosnącymi ku górze sekwencji miąższościami ławic i wielkościami ziarna) można uważać za loby depozycyjne bez kanałów (patrz Normark, 1978; Walker, 1978).

Materiał klastyczny piaskowców bogatych w glaukonit i związanych z nimi łupków z asocjacji facjalnej warstw hieroglifowych może pocho-

dzić z innych obszarów źródłowych niż materiał klastyczny utworów asocjacji piaskowców ciężkowickich, a także może być związany z innymi niż one drogami dystrybucji materiału. Prawdopodobnie piaskowce bogate w glaukonit są utworami modyfikującymi morfologię stożków piaskowców ciężkowickich. Podobny charakter mają utwory asocjacji facjalnej łupków pstrych. Ich depozycja była niezależna od morfologii stożka. Zachowały się jednak tylko w miejscach, gdzie było mniejsze natężenie transportu i depozycji materiału gruboklastycznego. Ich rozmieszczenie znaczy obszary z otoczenia kanałów i lobów depozycyjnych stożków piaskowców ciężkowickich, a także obszary równi akumulacyjnej. Występowanie łupków pstrych w obrębie kompleksów piaskowców ciężkowickich, może też wskazywać na okres zmniejszonego natężenia sedymentacji materiału gruboklastycznego. Ciemnoszare i czarne łupki należy wiązać z obszarami sedymentacji, położonymi bliżej wybrzeży basenu. Wskazuje na to ich rozmieszczenie w basenie oraz zwiększony udział w ich składzie materii organicznej (Unrug, 1963) i kaolinitu (Dominik, 1977), cechujący obszary położone w pobliżu lądów (Mutti, 1977).

Piaskowce bez glaukonitu i związane z nimi łupki z asocjacji facjalnej warstw hieroglifowych tworzy materiał, który przypuszczalnie pochodzi z tego samego obszaru źródłowego, co i materiał klastyczny utworów asocjacji facjalnej piaskowców ciężkowickich. Materiał ten mógł być znoszony tymi samymi drogami, co i materiał klastyczny utworów asocjacji facjalnej piaskowców ciężkowickich, współtworząc z nimi stożki. Piaskowce bez glaukonitu i związane z nimi łupki, tworzące cienkie wkładki w obrębie utworów asocjacji facjalnej piaskowców ciężkowickich o charakterze wypełnień kanałów można uważać za osady kanałowe, zdeponowane w okresie zmniejszonego natężenia sedymentacji materiału gruboklastycznego lub też za osady brzeżnych partii kanałów (por. Mutti, 1977). Cienko- i bardzo cienkoławicowe piaskowce drobnoziarniste bez glaukonitu, przeławicające się z ciemnoszarymi lub czarnymi mułowcami, mogą być osadami wałów brzegowych głównych kanałów stożka (por. Mutti, wyż. cyt.). Natomiast piaskowce bez glaukonitu, występujące w sekwencjach o zróżnicowanej miąższości i przeławicające się z zielonymi lub czerwonymi łupkami, należy wiązać raczej z obszarami okalającymi loby depozycyjne stożków podmorskich, w które docierało znacznie mniej materiału gruboklastycznego, a przy tym był on zubożony w materię organiczną. Głównie cienko- i bardzo cienkoławicowe piaskowce bez glaukonitu, występujące wśród łupków zielonych i czerwonych, mogą być osadem stref przejściowych od stożka do równi akumulacyjnej basenu (por. Mutti, wyż. cyt.).

Rozmieszczenie piaskowców ciężkowickich w obrębie jednostki śląskiej (fig. 2, 5), zróżnicowanie ich składu mineralogiczno-petrograficznego oraz rozkład kierunków paleotransportu materiału klastycznego (fig. 5) wskazuje, że były one deponowane w formie kilku odrębnych

stożków podmorskich. Zgodnie z obecnym położeniem geograficznym były to: stożek Beskidu Śląskiego, stożek Beskidu Małego, stożek Pogórza Wielickiego oraz stożek wschodni, obejmujący piaskowce ciężkowickie obszaru położonego na E od południka Brzeska. Stożek wschodni jest najlepiej zachowany. Zajmuje on największy obszar. W jego obręb włączono również piaskowce ciężkowickie Bieszczad, gdyż swoim składem mineralogiczno-petrograficznym upodabniają się one do piaskowców antykliny Iwonicza-Zdroju, znajdujących się w obrębie tego stożka. Wydłużony kształt stożka wschodniego i jego prawdopodobny rozdział od wschodu na dwie części, z pewnością był wymuszony kształtem basenu. Jest to typowe dla stożków podmorskich, rozwijających się w basenach zamkniętych (restricted basins; Nelson, Nilsen, 1974), a do takich należy również zaliczyć basen śląski.

Piaskowce IV poziomu na stożku wschodnim, w rejonie Gorlic mają charakter osadów wypełniających kanały nadstożka, natomiast w rejonie położonym na E od Wisłoki mają prawdopodobnie charakter osadów lobów depozycyjnych. Piaskowce III poziomu, na obszarze Pogórza Rożnowskiego i Ciężkowickiego, mają głównie charakter osadów wypełniających kanały nadstożka lub zdeponowanych tuż u ich wylotu, w formie lobów depozycyjnych, rzadziej mają charakter osadów wypełniających główne kanały stożka. W antyklinie Jankowej (w rejonie Stróżnej) dolna część kompleksu ma charakter osadów lobu depozycyjnego, górna odpowiada osadom kanałów nadstożka. W antyklinie Czarnorzek piaskowce ciężkowickie mają głównie charakter osadów zdeponowanych z dala od wylotu kanałów, na lobie depozycyjnym. Piaskowce II i I poziomu we wszystkich badanych odsłonięciach mają charakter osadów wypełniających kanały nadstożka lub zdeponowanych u ich wylotu.

Utwory asocjacji facjalnej warstw hieroglifowych, występujące w otoczeniu kompleksów piaskowcowych III poziomu w rejonie Jeziora Rożnowskiego po Ciężkowice, mają charakter osadów wałów brzegowych głównych kanałów stożka.

Stożek piaskowców ciężkowickich Pogórza Wielickiego ma podobnie jak stożek wschodni kształt wydłużony. Najbardziej proksymalny rejon tego stożka znajduje się w okolicy Myślenic. Jego partie najbardziej dystalne sięgają Pogórza Wiśnickiego. W Zachodniej części Pogórza Wielickiego, po Rabę oraz w rejonie Smykani odsłaniają się głównie utwory o charakterze osadów wypełniających kanały nadstożka lub zdeponowanych u ich wylotu. Na E od Raby, oprócz rejonu Smykani, odsłaniają się wyłącznie osady o charakterze deponowanych na lobach depozycyjnych, z dala od wylotu kanałów stożka.

W Beskidzie Małym odsłania się tylko niewielki fragment stożka. Odsłaniający się rejon reprezentuje prawdopodobnie fragment nadstożka z kanałami. Na SW końcu tego obszaru, osady mają charakter zdeponowanych na lobie depozycyjnym.

W Beskidzie Śląskim odsłonięty jest również tylko jeden poprzeczny przekrój stożka piaskowców ciężkowickich. Prawdopodobnie odsłonięty jest rejon przechodzenia kanału głównego stożka w kanały nadstożka. Wskazuje na to wyraźnie soczewkowy charakter litosomów piaskowcowych, a także głównie mułowcowy charakter otaczających je utworów i ciemne ich barwy.

Charakterystyczną cechą stożków piaskowców ciężkowickich jest brak rozległych lobów depozycyjnych, wolno przechodzących w równię akumulacyjną. Prawdopodobnie wynika to z charakteru teksturalnego dostarczonego materiału. Stosunkowo niewielki udział miały w nim frakcje drobniejsze od średnioziarnistego piasku. Materiał ten roznoszony był w spływach o niewielkim rozprzestrzenieniu lateralnym i szybko deponowany w kanałach bądź u ich wylotu, tworząc niewielkie loby depozycyjne o charakterze wałów przyujściowych (por. Mutti, 1977). Nie było warunków do tworzenia się rozległych lobów, przechodzących powoli w osady równi akumulacyjnej, jak w przypadku stożków typu apenińskiego (patrz Mutti, Ricci Lucchi, 1972; Mutti, 1974; Ricci Lucchi, 1975).

Zespoły organizmów występujące w piaskowcach ciężkowickich są charakterystyczne głównie dla strefy sublitoralnej. Natomiast zespoły organizmów występujące w łupkach pstrych, otaczających piaskowce ciężkowickie, wskazują na pochodzenie łupków z niższej części strefy batialnej (Książkiewicz, 1975).

Jak wcześniej zaznaczono, piaskowce ciężkowickie są osadami redeponowanymi ze stref płytszych na obszary sedymentacji pstrych łupków. Można przyjąć, że osadzały się one podobnie, jak i te łupki w strefie batialnej. Sugerowany dla materiału klastycznego piaskowców ciężkowickich transport w podwodnych grawitacyjnych spływach osadu pozwala przypuszczać, że piaskowce te deponowane były w najgłębszych partiach basenu. Najpłycej osadziły się przy tym piaskowce z rejonów najbliższych obszarowi źródłowemu, najgłębiej, partie piaskowców najbardziej od niego oddalone. Nie wykluczone, że głębokości niektórych partii basenu przekraczały kilka tysięcy metrów (por. Koszarski, Żytko, 1965). Wystarczy zauważyć, że różnice w głębokości sedymentacji najbardziej proksymalnych części stożka wschodniego (rejon Jeziora Rożnowskiego oraz rejon Gorlic) w stosunku do części najbardziej dystalnych (rejon Brzozowa, Bieszczady), oddalonych od siebie o ponad 100 km, mogły przekraczać 1500 m, już przy nachyleniu dna pod kątem około 1°.

Wydaje się, że nie ma bezdyskusyjnych podstaw do przypisywania sedymentacji piaskowców ciężkowickich głębokościom znacznie mniejszym (strefa sublitoralna) od głębokości sedymentacji otaczających piaskowce pstrych łupków, tylko na podstawie warstwowań przekątnych dużej skali (patrz Książkiewicz, 1975, 1977), gdyż prawdopodobnie struktury te nie są zależne od głębokości środowiska sedymentacyjnego (patrz Winn, Dott, 1976, 1977; Walker, 1975, 1976, 1978).

Dno basenu śląskiego w okresie sedymentacji piaskowców ciężkowickich z pewnością miało nierówną morfologię. Wskazuje na to prawdopodobne rozdzielanie się stożka wschodniego w rejonie Dołów Jasielsko-Sanockich. Rozkład kierunków paleotransportu pozwala sądzić, że było ono nachylone generalnie ku E, SE (por. Książkiewicz, 1958). Ku N od obszarów występowania piaskowców ciężkowickich, dno basenu śląskiego prawdopodobnie się podnosiło. Wskazywać na to może zastępowanie łupków pstrych jednostki śląskiej łupkami marglistymi i marglami w jednostce podśląskiej (por. Koszarski, Żytko, 1965). Nie wiadomo dokładnie, jaki był pierwotny kształt basenu śląskiego, wydaje się jednak, że w ogólnych zarysach nie różnił się on znaczniej od obecnego kształtu jednostki śląskiej. Z pewnością był on dużo szerszy, a być może również nieco mniej wygięty. Na S ograniczony był pasem wyniesień kordyliery śląskiej, a od N ograniczał go wyniesiony obszar jednostki podśląskiej.

ROZWÓJ SEDYMENTACJI

Piaskowce ciężkowickie są osadem wielkiego cyklu sedymentacyjnego, który zaznaczył się bardzo intensywną depozycją osadów gruboklastycznych. Cykl ten trwał od cenomanu po dolny eocen. Sedymentację piaskowców ciężkowickich poprzedził krótki okres, w czasie którego w całym basenie śląskim deponowane były głównie utwory mułowe i ilaste. Tylko w rejonie położonym na S od linii biegnącej osią Dołów Jasielsko-Sanockich trwała słaba sedymentacja osadów piaszczystych. Osadziły się wtedy piaskowce IV poziomu. W początkowym okresie spokojnej sedymentacji deponowane były ciemnoszare i czarne łupki, głównie mułowcowe, później, prawie na całym obszarze zapanowała depozycja, głównie ilastych łupków czerwonych i zielonych (pstrych). Łupki pstre osadzały się również w czasie trwania sedymentacji piaskowców ciężkowickich i po jej zakończeniu po górny eocen włącznie.

Łupki ciemnoszare, tworzące się w niektórych rejonach w okresie sedymentacji łupków pstrych, osadzały się prawdopodobnie głównie w strefach znajdujących się pod dużym wpływem lądów, tj. w niedużej od nich odległości lub też w pobliżu głównych dróg roznoszenia osadu po dnie basenu.

Sedymentacja piaskowców ciężkowickich rozpoczęła się pod koniec paleocenu. Na obszarach położonych obecnie na W od południka Brzeska, początek sedymentacji tych piaskowców zaznaczony jest bardzo wyraźnie. Rozpoczynają się one bardzo gruboławicowymi utworami litofacji piaskowców z otoczakami i ortozlepieńców. Natomiast na obszarze położonym na E od południka Brzeska, określenie początku sedymentacji piaskowców ciężkowickich przysparza pewnych trudności, ponieważ w je-

go S części piaskowce te nie są wyraźnie oddzielone od wykształconych w podobny sposób piaskowców istebniańskich. Łączą je piaskowce dyskusyjnego IV poziomu. Wydaje się jednak, że piaskowce tego poziomu powinno się łączyć z kończącym się cyklem sedymentacji piaskowców istebniańskich. Wskazuje na to ich niewielkie rozprzestrzenienie oraz stosunkowo drobnoziarnisty charakter. W takim ujęciu, za rozpoczynające sedymentację piaskowców ciężkowickich na tym obszarze należałoby uznać piaskowce III poziomu. Piaskowce te zajmują największy obszar i są przy tym wykształcone typowo.

Nie wiadomo, jaka jest rzeczywista relacja przestrzenna początku sedymentacji piaskowców ciężkowickich w całej jednostce śląskiej. Uznanie piaskowców III poziomu obszaru leżącego na E od południka Brzeska, za rozpoczynające sedymentację piaskowców ciężkowickich sugeruje, że w tym rejonie mogła ona rozpocząć się najpóźniej, gdyż piaskowce te są tam podścielone najgrubszą warstwą łupków pstrych. Nie wiadomo jednak, czy mniejsze miąższości łupków pstrych, podścielających piaskowce ciężkowickie w innych obszarach lub też ich brak, nie są wynikiem położenia obszaru w strefie, w której sedymentacja pstrych łupków rozpoczęła się później (np. strefy położone w pobliżu wybrzeży lub głównych dróg roznoszenia materiału klastycznego), albo też, czy nie zostały tam zerodowane.

Paleoceński okres sedymentacji piaskowców ciężkowickich jednostki śląskiej był głównym okresem ich powstawania. W okresie tym osadzały się one na kilku stożkach, rozmieszczonych na całej długości polskiej części jednostki śląskiej. Materiał klastyczny dostarczany był z obszaru źródłowego położonego na S od basenu śląskiego. Możliwe, że część materiału stożka wschodniego mogła pochodzić z obszaru położonego na N od osi tego basenu.

Skład petrograficzny paleoceńskich piaskowców wskazuje, że skałami wyjściowymi dla nich, na obszarze położonym na W od południka Brzeska, były skały krystaliczne (prawdopodobnie metamorficzne) lub bardzo niedojrzałe skały osadowe (por. Krysowska-Iwaszkiewicz, Unrug, 1967), natomiast na obszarze położonym na E od południka Brzeska, głównie skały osadowe (por. Szczurowska, 1967), w tym również starsze osady fliszowe. W przybrzeżnych partiach basenu śląskiego, w rejonach, z których pochodził materiał klastyczny piaskowców ciężkowickich Beskidu Małego i obszaru położonego na E od południka Brzeska, lokalnie osadzały się muły wapienne. Prawdopodobnie rozwinięte tam było również bogate życie organiczne. Wskazują na to uzbrojone klasty wapieni mikrytowych oraz szczątki organiczne, występujące w piaskowcach tych obszarów. Partie przybrzeżne basenu śląskiego w rejonach, z których pochodził materiał klastyczny piaskowców ciężkowickich Beskidu Śląskiego i Pogórza Wielickiego, cechował prawdopodobnie intensywny do-

pływ materiału terrygenicznego, uniemożliwiający szerszy rozwój bentosu i osadów innych typów litologicznych.

Materiał klastyczny piaskowców ciężkowickich znoszony był okresowo, z różnym natężeniem i w różnej wielkości spływach, w obszary ciągłej depozycji osadu ilastego. Deponowany był w formie podmorskich stożków, począwszy od wylotu głównych dróg dostawy (?kanionów podmorskich), znajdujących się u podstawy skłonu obszaru źródłowego. Stożki piaskowców ciężkowickich progradowały w kierunku zgodnym z największym nachyleniem dna basenu. Materiał klastyczny roznoszony był po dnie głównie w gęstych spływach, z grupy grawitacyjnych spływów osadu. Transportowany był on kanałami, w nich też głównie był deponowany. Część materiału osadzała się u wylotu kanałów w formie wałów przyujściowych. Migracja kanałów, a szczególnie ich końcowych odcinków, powodowała rozrastanie się obszaru sedymentacji piaskowców ciężkowickich nie tylko w kierunku zgodnym z ogólnym nachyleniem dna, ale też obocznie. Rzadziej dochodziło do generalnej zmiany kierunku dystrybucji materiału klastycznego. Wtedy wcześniej rozbudowywany lob zamierał. W zależności od położenia nowego obszaru sedymentacji materiału klastycznego, poprzednio rozbudowywany lob okrywany był wyłącznie osadem ilastym lub również osadem drobnopiaszczystym.

Zmiany kierunku dystrybucji materiału klastycznego wywołane były czynnikami środowiskowymi (np. zaczopowanie kanału głównego) lub zewnętrznymi (np. długa przerwa w dostawie materiału). Kolejne generalne zmiany kierunku dystrybucji materiału klastycznego prowadziły do tworzenia się soczew piaskowcowych w obrębie osadów drobniej ziarnistych.

Nagłe wyklinowywanie się osadu gruboklastycznego w osadach drobnoziarnistych wynika ze sposobu jego depozycji, na ten zaś duży wpływ miał skład ziarnowy materiału wyjściowego.

Materiał klastyczny piaskowców ciężkowickich Beskidu Śląskiego i Małego dostarczany był z S—SW, Pogórza Wielickiego — z podobnych kierunków, od strony Myślenic. Natomiast materiał piaskowców ciężkowickich z obszaru położonego na E od południka Brzeska był prawdopodobnie dostarczany z SW—W, od strony Pogórza Rożnowskiego.

Na przełomie paleocenu i eocenu zakończył się dopływ materiału gruboklastycznego do rejonu Pogórza Ciężkowickiego z obszaru położonego na W od niego. W eocenie osadzał się tam głównie materiał ilasty łupków pstrych. Okresowo prądy zawiesinowe dostarczały grubszego materiału, tworzącego osady asocjacji warstw hieroglifowych, lokalnie o typie strukturalno-teksturalnym piaskowców ciężkowickich.

Nie wiadomo, czy na przełomie paleocenu i eocenu zaznaczyła się przerwa w dostawie materiału gruboklastycznego w całej części basenu śląskiego, reprezentowanego obecnie przez jednostkę śląską w granicach

Polski. Możliwe, że do części wschodniej basenu był on dostarczany w dalszym ciągu. Wskazuje to na połączone występowanie piaskowców paleoceńskich z eoceńskimi w łusce Stróż (patrz Świdziński, 1950). Należy jednak zaznaczyć, że na większej części tego obszaru paleoceńskie piaskowce ciężkowickie (III poziom) oddzielone są od eoceńskich łupkami pstrymi III poziomu. Być może jest to wynikiem przemiennej depozycji kompleksów piaskowcowych w różnych rejonach (np. na N lub S od osi Dołów Jasielsko-Sanockich; kiedy w jednym rejonie deponowane były piaskowce, w innym osadzały się łupki). Dokładne interwały czasowe, w jakich deponowane były piaskowce w poszczególnych rejonach nie są znane.

W eocenie piaskowce ciężkowickie tworzyły się głównie na obszarze położonym na E od Dunajca (piaskowce II i I poziomu). W rejonie Pogórza Rożnowskiego rozpoczynają się one parazlepieńcami, w których oprócz wapieni „typu sztramberskiego" występują m. in. bardzo dobrze obtoczone otoczaki wapieni glonowych wieku paleocen—dolny eocen oraz podobnego wieku uzbrojone klasty wapieni mikrytowych i klasty wapieni numulitowych. Stopień obtoczenia otoczaków wapieni glonowych wskazuje na wyniesienie pewnych partii wybrzeża basenu, z których pochodził materiał piaskowców ciężkowickich tego rejonu. Była to z pewnością główna przyczyna przedłużonej sedymentacji piaskowców ciężkowickich na obszarze położonym na E od Dunajca. Osadzały się one jednak na znacznie mniejszym obszarze niż w paleocenie. Obszar ich występowania pokrywa się prawdopodobnie ze strefami maksymalnej subsydencji dna basenu śląskiego w dolnym eocenie. Prawdopodobnie w dolnym eocenie rozpoczęła się dostawa materiału gruboklastycznego również od strony Gorlic. Jak wynika ze składu minerałów ciężkich oraz ze stopnia ich obtoczenia skałami wyjściowymi dla tych piaskowców były skały osadowe. Transport i depozycja materiału odbywały się podobnie, jak i w paleocenie, przy czym obszar maksymalnej depozycji przesunął się ku E, w stosunku do takiego obszaru piaskowców III poziomu. Zaznaczające się dwa poziomy piaskowców zajmują inną pozycję w profilu obszaru położonego na N od Dołów Jasielsko-Sanockich, niż w profilu obszaru położonego od nich na S (patrz Lenk, 1974; profile syntetyczne eocenu podmenilitowego). Jest to wskazówką na powstanie tych poziomów w różnym czasie. W rejonie na E od Gorlic piaskowce obu poziomów prawdopodobnie się łączą (Lenk, 1974), co wskazywałoby na nieprzerwaną dostawę do tej części basenu śląskiego materiału gruboklastycznego, w okresie depozycji obu poziomów piaskowcowych. Rozdzielenie ich łupkami pstrymi dalej na wschodzie, może więc świadczyć o przemiennym tworzeniu się tych piaskowców w obu rejonach. Piaskowce I poziomu zajmują znacznie mniejszy obszar niż piaskowce II poziomu. Swoje maksymalne miąższości osiągają w rejonie przesuniętym na SE, w stosunku do rejonu maksymalnych miąższości piaskowców

starszego poziomu. Takie przesuwanie się maksymalnych miąższości piaskowców, w coraz to młodszych kompleksach, jest typowe w rozwoju podmorskich stożków.

Piaskowce I poziomu są bardzo słabo rozwinięte na Pogórzu Rożnowskim, co wskazuje na spadek aktywności źródła, z którego były one tam sypane. Większa część materiału klastycznego piaskowców tego poziomu była przynoszona prawdopodobnie z obecnego kierunku Gorlic.

Pod koniec dolnego eocenu przerwana zostaje intensywna dostawa materiału gruboklastycznego, tworzącego piaskowce ciężkowickie stożka wschodniego. W całym basenie śląskim panuje ciągła depozycja utworów ilastych, okresowo, depozycja osadów drobnopiaszczystych, znoszonych prądami zawiesinowymi. Osady te modyfikują w sposób wyrównujący dno basenu śląskiego.

Stożki piaskowców ciężkowickich w obrębie jednostki śląskiej powstały więc w różnym czasie. Stożki piaskowców ciężkowickich Beskidu Śląskiego i Małego wyklinowywały się prawdopodobnie, głównie w kierunku N—NE. Stożek Pogórza Wielickiego wyklinowuje się od rejonu Myślenic na zewnątrz, głównie w kierunku N, NE i E, być może częściowo, nawet na obszarze jednostki podśląskiej. Stożek wschodni wyklinowuje się głównie ku SE.

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

Bieda F. (1946), Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic (La stratigraphie du Flysch des Karpates centrales polonaises basèe sur le grands Foraminifères). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 16: 1—41. Kraków.

Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Żytko K. (1963), Stratigraphie des Karpates externes polonaises. *Inst. Geól., Biul.* 181: 5—174. Warszawa.

Birecki T. (1964), Budowa geologiczna synkliny Bobowej (The geological structure of the Bobowa syncline). *Prace geol.*, 21: 43. Warszawa.

Birkenmajer K. (red.), (1975), Zasady polskiej klasyfikacji i nomenklatury stratygraficznej. *Instrukcje i metody badań geologicznych*, 33: 1—63. Warszawa.

Bosellini A., Ginsburg R. N. (1971), Form and internal structure of Recent algal nodules (rhodolites) from Bermuda. *Jour. Geol.*, 79: 669—682. Chicago.

Bukowy S. (1956), Observations on the sedimentation of the Babica clays (Paleocene) in the Middle Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sc.*, cl. III, 4: 631—635. Warszawa.

Burtanówna J. (1933), Geologia okolicy Myślenic na zachód od Raby (Der geol. Bau der Umgegend von Myślenice westl. vom Raba Fluss). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 9: 279—292. Kraków.

Burtanówna J. (1936), Stratigraphie des Schlesischen Beskiden. *Bull. Intern. Acad. Pol.* Sc. Ser. A: 195—209. Kraków.

Burtanówna J., Konior K., Książkiewicz M. (1937), Mapa geologiczna Karpat Śląskich. 104 pp., PAU, Wyd. Śląskie. Kraków.

Crowell J. C. (1957), Origin of pebbly mudstones. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 68: 993—1010. Colorado.

Czernikowski J. (1950), Otwornice tzw. „pstrego eocenu" i jego paleogeografia na obszarze między Sanokiem a Gorlicami (Foraminiferes of the so called "Many coloured Eocene" in the region between Sanok and Gorlice). *Nafta*, 6, 5: 118—122. Kraków.

Dominik J. (1977), Studium mineralogiczno-petrograficzne pstrych łupków płaszczowiny magurskiej Karpat (A mineralogical-petrographical study of variegated shales from the Magura nappe, the Carpathians). *Prace miner. Komis. Nauk Miner. PAN Oddz. w Krakowie*, 53: 79 p. Kraków.

Dott R. H. Jr. (1963), Dynamics of subaqueous gravity depositional structures. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 47: 104—128. Tulsa.

Dżułyński S., Książkiewicz M., Kuenen P. H., (1959), Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 70: 1089—1118. New York.

Dżułyński S., Radomski A. (1955), Pochodzenie śladów wleczenia na tle teorii prądów zawiesinowych. *Acta geol. pol.*, 5: 47—66. Warszawa.

Dżułyński S., Ślączka A. (1958), Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krośnieńskich (Directional structures and sedimentation of the Krosno beds, Carpathian flysch). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 28, 3: 205—260. Kraków.

Flint R. F., Sanders J. E., Rodgers J. (1960), Diamictite, a substitute term for symmictite. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 71: 1809. Colorado.

Geroch S. (1960), Zespoły mikrofauny z kredy i paleogenu serii śląskiej w Beskidzie Śląskim (Microfaunal assemblages from the Cretaceous and Paleogene Silesian Unit in the Beskid Śląski Mts.). *Inst. Geol., Biul.* 153. Z badań geologicznych w Karpatach, 5: 1—138. Warszawa.

Geroch S., Jednorowska A., Książkiewicz M., Liszkowa J. (1967), Stratigraphy based upon microfauna in the Western Carpathians. *Inst. Geol., Biul.*, 211, Z badań mikropaleontologicznych, 5, X Europejskie Kolokwium Mikropaleontologiczne w Polsce: 185—267. Warszawa.

Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R. (1976), Sedymentologia, 613 p., Wyd. Geol. Warszawa.

Grzybowski J. (1897), Mikroskopowe badania namułów wiertniczych z kopalń naftowych. I Pas Potocki i okolice Krosna. II uwagi ogólne. *Kosmos*, 22: 393—439. Lwów.

Grzybowski J. (1921), Piaskowiec ciężkowicki. *Kosmos*, 46: 221—226. Lwów.

Guzik K., Pożaryski W. (1949), Fałd Biecza (Biecz anticline, Middle Carpathians). *Państw. Inst. Geol., Biul.*, 53: 33 p. Warszawa.

Hendry H. E. (1973), Sedimentation of deep water conglomerates in Lower Ordovician rocks of Quebeck — composite bedding produced by progresive liquefaction of sediment? *Jour. Sed. Petr.*, 43: 125—136. Tulsa.

Hilterman H. (1943), Zur Stratigraphie und Microfossilführung der Mittelkarpaten. *Oel u. Kohle*, 39: 745—749, Berlin.

Jaskólski S. (1931), Materiały do geologii i petrografii fliszu karpackiego okolic Rymanowa. *Sprawozdania Państw. Inst. Geol.*, 6: 697—735. Warszawa.

Jaskólski S. (1939), Wstęp do charakterystyki petrograficznej niektórych seryj ropnych polskich Karpat fliszowych (Einführung in die petrographische Charakteristik gewisser ölführenden Schichtfolgen der polnischen Flyschkarpaten). *Państw. Inst. Geol., Biul.*, 23: 1—90. Warszawa.

Jurkiewicz H. (1958), Zespoły mikrofauny ze skał fliszowych fałdu Bóbrki,

Karpaty krośnieńskie (Assemblages of microfauna from Flysch beds near Krosno, Carpathians). *Zesz. nauk. AGH*, 15, Geologia 2: 23—44. Kraków.

Jurkiewicz H. (1959), Poziomy otwornicowe paleogenu wschodniej części jednostki śląskiej (Microfaunal correlation in the Paleogen of the eastern part of the Silesian nappe). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 29, 3: 235—263. Kraków.

Jurkiewicz H. (1960), Paleogeografia piaskowców ciężkowickich na obszarze centralnej depresji karpackiej na podstawie mikrofauny (Paleogeography of the Ciężkowice sandstones in the Central Carpathian Depression on the basis of microfauna). *Prz. geol.*, 8, 9: 479—481. Warszawa.

Jurkiewicz H. (1967), Otwornice paleogenu podmenilitowego polskich Karpat środkowych (Foraminifers in the sub-Menilitic Paleogene of the Polish Middle Carpathians). *Inst. Geol., Biul.*, 210, Z badań stratygraficzno-paleontologicznych w Polsce, 4: 179 p. Warszawa.

Karnkowski P. (1959), Budowa geologiczna antykliny Jankowej (Jankowa anticline, Middle Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 29, 3: 281—294. Kraków.

Kondracki J. (1967), Geografia regionalna Polski. 575 p., Państw. Wyd. Nauk. Warszawa.

Konior K. (1933), Z badań geologicznych w Karpatach środkowych między Gorlicami a Sanokiem (Recherches geol. dans les Carpathes centrales entre Gorlice et Sanok). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 9: 246—278. Kraków.

Koszarski L. (1956), Observations on the sedimentation of the Ciężkowice Sandstone near Ciężkowice (Carpathian Flysch). *Bull. Acad. Pol. Sc.*, cl. 3, 4: 393—398. Warszawa.

Koszarski L. (1962), Badania nad sedymentacją piaskowców ciężkowickich okolic Iwonicza i Rymanowa (streszcz. referatu). *Spraw. z Pos. Kom. PAN Oddz. w Krakowie* I—VI: 258—260. Kraków.

Koszarski L. (1963), O sedymentacji piaskowców ciężkowickich (Streszcz. referatu). *Kwart. geol.*, 7, 4: 717—718. Warszawa.

Koszarski L. (1967), Spostrzeżenia nad sedymentacją pstrych łupków paleogenu w Karpatach fliszowych (Streszcz. referatu). *Spraw. z Pos. Komis. PAN Oddz. w Krakowie* I—V: 202—205. Kraków.

Koszarski L., Żytko K. (1965), Le problème de la profondeur de la mer du géosynclinal karpathique de flysch. *Carpatho-Balkan Geological Association, VII Congress Sofia, Reports*, 2, 2: 81—86. Sofia.

Kozikowski H. (1958), Geologia centralnej depresji karpackiej między Żmigrodem a Sanokiem (Geology of the Central Carpathian Depression between Żmigród and Sanok, the Polish Flysch Carpathians). *Acta geol. pol.*, 8, 4: 477—499. Warszawa.

Kozikowski H. (1966), Zarys geologii obszaru Krygu—Lipinek koło Gorlic (Outline of geology in the Kryg—Lipinki area, near Gorlice, Polish Flysch Carpathians). *Kwart. geol.*, 10, 2: 407—430. Warszawa.

Kruczek J. (1956), Geologia antykliny Łężyny—Świerchowa (Geology of the Łężyny—Swierchowa anticline, the Carpathians). W: Z badań geologicznych w Karpatach, *1. Biul. Inst. Geol.*, 110: 139—175, Wyd. Geol. Warszawa.

Krysowska-Iwaszkiewicz M., Unrug R. (1967), Heavy minerals in the Polish Western Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sc.* Ser. Sc. geol. geogr. 15: 57—64. Warszawa.

Książkiewicz M. (1951), Objaśnienia arkusza Wadowice. Państw. Inst. Geol., Ogólna Mapa Geologiczna Polski w skali 1 : 50 000: 283 p. Warszawa.

Książkiewicz M. (1958), Sedimentation in the Carpathian flysch sea. *Geol. Rundschau*, 47: 418—425. Stuttgart.

Książkiewicz M. (1960), Zarys paleogeografii polskich Karpat fliszowych (Outline of the paleogeography in the Polish Flysch Carpathians). W: Czterdzieści lat Instytutu Geologicznego, 1919—1959. *Prace Inst. Geol.*, 30, 2: 209—231. Warszawa.

Książkiewicz M. (red.), (1962), Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, zeszyt 13, Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych. Warszawa.

Książkiewicz M. (1975), Bathymetry of the Carpathian flysch basin. *Acta geol. pol.*, 25: 309—367. Warszawa.

Książkiewicz M. (1977), Trace fossils in the flysch of the Polish Carpathians. *Paleont. pol.*, 36, Państw. Wyd. Nauk. Warszawa.

Lenk T. (1966), Badania facjalne i strukturalne kolektorów eoceńskich w Karpatach (Facial and structural studies of eocene oil — reservoirs in Carpathian Mountains). *Nafta*, 22, 6: 161—164. Kraków.

Lenk T. (1968), Opracowanie facji i struktury piaskowców ciężkowickich w Karpatach. *Biul. Inst. Naft.*, 18, 3: 9—11, W: *Nafta*, 24, 6. Kraków.

Lenk T. (1974), Opracowanie map facjalnych i strukturalnych piaskowców ciężkowickich centralnego synklinorium Karpat dla projektów rozszerzenia istniejących złóż ropy naftowej i odkrycia nowych. NCR-342, *Inst. Naft. maszynopis*, 131 p. Kraków.

Lenk T. (1975), Opracowanie map facjalnych i perspektyw poszukiwawczych złóż ropy i gazu w piaskowcach ciężkowickich w Karpatach. *Biul. Inst. Naft.*, 25, 5: 17—19. W: *Nafta*, 31, 7. Kraków.

Leszczyński S. (1978), Wapienie glonowe i rodolity z piaskowców ciężkowickich jednostki śląskiej w Karpatach (Algal limestones and rhodolites from Ciężkowice sandstones of the Silesian Unit, Polish Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48, 4: 391—401. Warszawa.

Middleton G. V., Hampton M. A. (1976), Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: D. J. Stanley and D. J. P. Swift (eds), Marine sediment transport and environmental management: 197—218, John Wiley and Sons.

Mitura F., Birecki T. (1966), Budowa geologiczna Karpat między Korczyną a Domaradzem (Geological structure of the Carpathians between Korczyna and Domaradz). *Pr. Inst. Naft.* (bez nr): 52. Kraków.

Mitura F., Birecki T., Zieliński J. J. (1962), Budowa geologiczna antykliny czarnorzeckiej w okolicy Orzechówki (Geological structure of the Czarnorzeki anticline, near Orzechówka, and prospecting possibilities in the area). *Prz. geol.*, 11, 1: 10—14. Warszawa.

Morycowa E. (1968), Egzotyki wapieni typu sztramberskiego z koralami znad Jeziora Rożnowskiego (Sur les calcaires exotiques a Madreporaires dans les environs de Lac de Rożnów, Carpathes polonaises de Flysch). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38, 1: 19—32, Wyd. Geol. Warszawa.

Mutti E. (1977), Distinctive thin bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain), in: *Sedimentology*, 24: 107—131. Amsterdam.

Mutti E. (1974), Examples of ancient deep-sea fan deposits from circum-Mediterranean geosynclines. In: R. H. Dott, Jr. et R. H. Shaver (eds), Modern and ancient geosynclinal sedimentation. *Econ. Soc. Paleont. Miner. Spec. Publ.*, 19: 92—105.

Mutti E., Ricci-Lucchi F. (1975), Turbidite facies and facies associations. In: Examples of turbidite facies and facies associations from selected format-

ions of the Northern Appennines. *IX Intern. Congr. Sedim., Nice — 75, Field Trip A11:* 21—36. Nice.

Müller G. (1967), Methods in sedimentary petrology. 283 p., Schwietzerbartsche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart.

Nelson C. H., Kulm L. D. (1973), Submarine fans and deep-sea channels. In: G. V. Middleton, A. H. Bouma (eds), Turbidites and deep-water sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Pacific Coast Section, Short Course:* 39—78. Anaheim.

Nelson C. H., Nilsen T. H. (1974), Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans. In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.*, 19: 69—91.

Normark W. R. (1970), Growth patterns of deep-sea fans. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 54: 2170—2195. Tulsa.

Normark W. R. (1974), Submarine canyons and fan valleys: factors affecting growth patterns of deep-sea fans. In: R. H. Dott, Jr., R. H. Shaver (eds). Modern and ancient geosynclinal sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.*, 19: 56—68.

Normark W. R. (1978), Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 62: 912—931. Tulsa.

Oberc J. (1950), Fałd gorlicki i brzeg płaszczowiny magurskiej na wschód od Gorlic. *Inst. Geol., Biul.* Warszawa.

Obtułowicz J. (1952), Zdjęcia geologiczne fałdów Iwonicza, Klimkówki, Rymanowa, *Geol. i Statyst. Naft.* 2. Kraków.

Pettijohn F. J. (1975), Sedimentary rocks. 628 p. Harper and Row. New York.

Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. (1792), Sand and sandstone. 618 p., Springer Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.

Picha F. (1969), Clay minerals in the Carpathian flysch. Acta Univ. Carolinae., *Geologia* 1. Praha.

Piper D. J. (1970), A silurian deep-sea fan deposit in western Ireland and its bearing on the nature of turbidity currents. *J. Geol.*, 78: 509—522. Chicago.

Porębski S. (1980), Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzic (Sudety Zachodnie). *Geologia Sudetica,* 15 (w druku). Warszawa.

Ricci Lucchi F. (1975), Depositional cycles in two turbidite formations of northern Appennines. *Jour. Sed. Petr.*, 45: 3—43. Tulsa.

Shepard F. P., Buffington E. C. (1968), La Jolla submarine fan valley. *Marine Geol.*, 6: 107—143.

Shepard F. P., Dill R. F. (1966), Submarine canyons and other sea valleys. 381 p., Rand McNaly and Co. Chicago.

Sokołowski S. (1935), Geologia doliny Dunajca między Tropiem a Kurowem (Geologie des Dunajec-Tales zwischen Tropie und Kurów am Dunajec). *Kosmos,* 60, 2: 49—93. Lwów.

Stanley D. J., Unrug. R. (1972), Submarine channel deposits, fluxoturbidites and other indicators of slope and base of slope environments in modern and ancient sedimentary environments. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.*, 16: 287—340. Tulsa.

Stauffer P. H. (1967), Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California. *Jour. Sed. Petr.*, 37: 487—508. Tulsa.

Szajnocha W. (1895), Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 5, 82 p., Wyd. Kom. Fizjogr. Akad. Umiej. Kraków.

Szczurowska J. (1967), Heavy minerals of Paleogene deposits in the South-eastern part of the Central Carpathian Depression. *VIII Kongres, Karpato-Balkanska Geološka Asocijacija*, 2: 425—428. Beograd.

Szczurowska J., Ślączka A. (1964), Petrografia i uwagi dotyczące sedymentacji osadów z łuski Bystrego. (Streszcz. referatu). *Kwart. geol.*, 8, 2: 450. Warszawa.

Ślączka A. (1963a), Pstre łupki z Miłkowej i budowa geologiczna obszaru otaczającego (Variegated shales from Miłkowa and geology of the adjacent area). *Kwart. geol.*, 7, 2: 295—304. Warszawa.

Ślączka A. (1963b), Spostrzeżenia nad sedymentacją warstw hieroglifowych i pstrych łupków w SE części jednostki dukielskiej, Polskie Karpaty Wschodnie (Observations on the sedimentation of hieroglyphic beds and variegated shales from Dukla unit, Polish Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33, 1: 93—107. Kraków.

Ślączka A., Unrug R. (1976), Trends of textural and structural variations in turbidite sandstones: the Cergowa Sandstones (Oligocene, Outer Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46: 55—73. Kraków—Warszawa.

Świdziński H. (1933), „Prządki" skałki piaskowca ciężkowickiego pod Krosnem („Prządki" groupe de rochers près de Krosno, Karpates). *Zabytki Przyr. Nieożywionej Ziem RP*, 2: 94—120. Warszawa.

Świdziński H. (1947), Słownik Stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. *Państw. Inst. Geol., Biul.*, 37: 1—124. Warszawa.

Świdziński H. (1950), Łuska Stróż koło Grybowa, Karpaty Środkowe (Stróże scale near Grybów — Middle Carpathians). *Państw. Inst. Geol., Biul.*, 59: 70. Warszawa.

Uhlig V. (1888), Ergebnisse geol. Aufnahme in den Westgalizischen Karpathen. *Jahrbuch Geol. Bund. Anst.*, 38: 85—264. Wien.

Unrug R. (1963), Istebna beds — a fluxoturbidity formation in the Carpathian Flysch. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33: 49—92. Kraków.

Unrug R. (1968), Kordyliera śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Wysokiego i Beskidu Śląskiego, Polskie Karpaty Zachodnie (The Silesian cordillera as the source of clastic material of the flysch sandstone of the Beskid Śląski and Beskid Wysoki ranges, Polish Western Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38, 1: 81—155. Kraków.

Walker R. G. (1966), Deep channels in turbidite bearing formations. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 50: 1899—1917. Tulsa.

Walker R. G. (1975a), Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite associations. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, 86: 737—748. Boulder.

Walker R. G. (1975b), Upper Cretaceous resedimented conglomerate at Wheeler Gorge, California: Description and field guide. *Jour. Sed. Petr.*, 45: 105—112. Tulsa.

Walker R. G. (1976), Facies models. 2. Turbidites and associated coarse clastic deposits. *Geoscience Canada*, 3: 25—36.

Walker R. G. (1978), Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for explorations for stratigraphic traps. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 62: 932—966. Stillwater.

Walker R. G., Mutti E. (1973), Turbidite facies and facies associations. In: G. V. Middleton and A. H. Bouma (eds), Turbidites and deep-water sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Pacific Coast Section*: 119—157. Los Angeles.

Walter H., Dunikowski E. (1883), Geologiczna budowa naftonośnego obszaru zachodnio-galicyjskich Karpat. *Kosmos*, 8: 309—334. Lwów.

Wdowiarz S. (1960), Ropa naftowa i gaz ziemny na tle geologii Karpat. *Inst. Geol. Biul.* Warszawa.

Wenthworth C. K. (1922), A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Jour. Geol.*, 30: 377—392. Chicago.

Wieser T. (1969), Clinoptylolite from Lower Eocene variegated shales of the External Flysch Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sc.*, Ser. Sc. geol. geogr., 17: 123—129. Warszawa.

Winn R. D. Jr., Dott R. H. Jr. (1976), Submarine-fan sedimentation in Mesozoik arc-rear marginal basin in southern South America. (Abstr.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 60: 734. Stillwater.

Winn R. D., Dott R. H. Jr. (1977), Large-scale traction produced structures in deep-water fan-channel conglomerates in southern Chile. *Geology*, 5: 41—44. Boulder.

Winn R. D. Jr., Dott R. H. Jr. (1978), Submarine-fan turbidites and resedimented conglomerates in a Mesozoik arc-rear marginal basin in southern South America. In: D. J. Stanley and G. Kelling (eds), Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches, Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg.

Wood A., Smith A. J. (1958), The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth Grits (Upper Llandoverian). *Geol. Soc. London, Quart. Jour.*, 114: 163—195. London.

Wyszyński O. (1932), Antyklina iwonicka. *Geologia i Statystyka Naftowa.* 7: 134—143. Borysław.

Zerndt J. (1924), Petrographische Studien über Karpathen Sandsteine der Umgegend von Ciężkowice. *Bull. Acad. Pol. Sc.* Ser. A, 5—6A: 195—218. Kraków.

Zieliński J. J. (1952), Budowa geologiczna fałdu czarnorzeckiego w rejonie Starej Wsi, Zmiennicy, Malinówki, Orzechówki i Jabłonicy. *Państw. Inst. Geol., Biul. Inform.*, 3. Warszawa.

Zůrková I. (1975), Těžké minerály v ciężkowickém piskovci godulského paleogénu slezské jednotky. *Geol. prace, Správy*, 63: 159—164. GÚDŠ. Bratislava.

SUMMARY

The Ciężkowice sandstones of the Silesian unit in the Polish Carpathians (Fig. 1) are thick- and very thick-bedded, coarse clastic flysch deposits. They occur in the form of elongated lenses within muddy and clayely shales (variegated shales) which locally contain thin-bedded fine-grained sandstones (Hieroglyphic beds). The Ciężkowice sandstones together with the variegated shales and Hieroglyphic beds are referred to as "Submenilite Paleogene" deposits. They occur mainly in the southern part of the Silesian unit (Fig. 2). Adjacent to the areas of occurrence of the Ciężkowice sandstones, the Submenilite Paleogene deposits are developed as variegated shales and Hieroglyphic beds whereas further away, only as variegated shales. In the Sub-Silesian unit, bordering on the Silesian unit from the north, the Submenilite

Paleogene deposits correspond to clay-muddy variegated shales and variegated marls (Tab. 1).

The Ciężkowice sandstones are of the upper part of Paleocene — Lower Eocene age (Fig. 3). Except for a few small lenses, the Ciężkowice sandstones of the Pogórze Ciężkowickie, Pogórze Wielickie, Beskid Mały and Beskid Śląski (Fig. 4) were deposited entirely in the Palaeocene.

The lenses of the Ciężkowice sandstones are correlated on the basis of foraminiferal microfauna occurring in the enclosing shales. The foraminiferal assemblages permit one to divide the Ciężkowice sandstones into three distinct horizons (Fig. 3). A fourth sandstone horizon is sometimes claimed to exist in the eastern part of the area under study, yet the criteria of its separation have not been precisely defined. The sediments between the Ciężkowice sandstone horizons are referred to as variegated shale horizons. The sandstone and shale horizons are numbered from the top downwards.

On the basis of fragmentary sedimentological studies carried out to-date (Koszarski 1956, 1962, 1963), the Ciężkowice sandstones are assighed to fluxoturbidites sensu Dżułyński et al. (1959). They are regarded as the deposits of submarine fans (Książkiewicz 1962). Stanley and Unrug (1972) are of the opinion that the Ciężkowice sandstones of the Silesian Beskid are the deposits of submarine channels.

The present investigations have shown that the Ciężkowice sandstones contain conglomerates and subordinate mudstones besides the dominant sandstones. The beds generally consist of a few or all these types of rocks connected by continuous passage zones (Pl. IV, Fig. 1). Mudstones occur in the upper parts of the beds (Pl. VIII, Fig. 2), forming layers that vary from some to a dozen or so centimeters in thickness.

The most characteristic features of the Ciężkowice sandstones are: massive bedding (Pl. V, Fig. 1), normal grading (Pl. II, Fig. 1), horizontal lamination (Pl. IV, Fig. 2; Pl. V, Fig. 3; Pl. VI, Fig. 1; Pl. VII, Fig. 1), and grain orientation (Pl. III, Fig. 2). The sandstones also show large--scale cross-bedding (Pl. V, Fig. 4; Pl. IV, Fig. 2; Fig. 13). The mudstones occurring in the Ciężkowice sandstones display mainly horizontal lamination (Pl. VIII, Fig. 2, 3), but ripple cross-lamination is also fairly common (Pl. VII, Fig. 4). In the upper parts of the beds made up of sandstones passing into mudstones, structures corresponding to Bouma divisions have been found (Pl. VIII, Fig. 1).

Mudstone clasts are abundant within the Ciężkowice sandstone beds. In the area of Ciężkowice, clasts from Cretaceous shales (Albian—Upper Cretaceous) have been noted.

The thickness of beds in the Ciężkowice sandstones varies from several dozen centimeters to a dozen or so meters, the lower surfaces of the beds are commonly erosional in nature (Pl. II, Fig. 2). They are frequently deformed by load casts (Pl. V, Fig. 2 Fig. 11, 12, 14). Current

marks are scarace (Pl. III, Fig. 1). The directions of palaeotransport of the clastic material point its provenance from a source area situated mainly on the south side of the sedimentary basin (Fig. 5, 19), within the Silesian cordillera (vide Książkiewicz 1958).

The Ciężkowice sandstones show a differentiated mineralogical composition (Fig. 17; Table 2; Jaskólski 1931, 1939; Unrug 1968; Zerndt 1924), varying in different areas of their occurrence. The conglomerates are generally oligomictic, having a higher content of rock fragments only in the area situated east of the Dunajec river (Fig. 16). There they contain, e.g., fragments of Upper Jurassic—Lower Cretaceous and Paleocene—Eocene sedimentary rocks, as well as redeposited Lithotamnia fragments and rhodoides. The sandstones have an character intermediate between arenites and quartz-feldspathic wackes (Fig. 15; Tab. 2). The grains of heavy minerals (Tab. 3; Fig. 18) from the Ciężkowice sandstones west of the Brzesko meridian do not show any significant tracecs of abrasion, in contrast to those found east of that meridian.

Lithosomes of the Ciężkowice sandstones pinch out abruptly in the direction normal to their elongation (Fig. 6, 8).

In the vertical profile beds of the Ciężkowice sandstones form sequences without distinct trend or — positive, complex, composite sequences (vide Ricci Lucchi 1975). Positive sequences are more pronounced in the upper parts of the lithosomes (Fig. 10A). Eeast and north-east of Krosno the lower parts of sequences have a character of negative sequences.

Between the Brzesko and Brzozów meridians the Ciężkowice sandstones, from individual horizons, show differences in their extension (Fig. 5B—D). While sandstones of the horizon III have the widest extension, those of the horizons II and I cover a smaller area. The maximum thickness of sandstones in higher horizons changes eastwards and south-eastwards, decreasing from 200 m in the horizon III to 120 m in the horizon I. The coarsest fractions become smaller in this area to east and south-east, but in the eastern part they increase in the younger horizons. In the Ciężkowice sandstones of the Pogórze Wielickie (Fig. 1) the coarsest fractions become finer to north-east and east (Fig. 5).

Five lithofacies have been distinguished in the Ciężkowice sandstones: paraconglomerates, orthoconglomerates, pebble sandstones, sandstones and mudstones, and the lithofacies of internally deformed deposits. These lithofacies make up a facies association of the Ciężkowice sandstones. The deposits of each lithofacies individualize by distinctive textural and structural features and also by the occurrence in the form of beds. They reflect mainly various processes involving the transport and deposition of clastic materiał of the Ciężkowice sandstones, and through them also the sedimentary environment. The lithofacies distinguished in the Ciężkowice sandstones correspond to the lithofacies of

the resedimented coarse-clastic family of Walker (1978), as well as to the turbidite facies of Mutti and Ricci Lucchi (1975). The bulk of the Ciężkowice sandstones is developed in the pebble sandstone facies corresponding to the pebble sandstone facies of Walker, the A_1 and B facies of Mutti and Ricci Lucchi, and to the fluxoturbidites of Dżułyński et al. (1959) and Unrug (1963). A part of the Ciężkowice sandstones is developed in the orthoconglomerate facies corresponding to the clast supported conglomerates of Walker and to the facies A_1 and partly A_2 of Mutti and Ricci Lucchi, and in the sandstone and mudstone facies similar in character to the turbidite facies of Walker and the C facies of Mutti and Ricci Lucchi. Sandstones and mudstones which commonly occur together with orthoconglomerates or pebble sandstones in the upper part of beds have been asssigned repectively to the lithofacies of orthoconglomerates or pebble sandstones.

The Hieroglyphic beds accompanying the Ciężkowice sandstones are represented by thin- and medium-bedded, fine- and medium-grained sandstones interbedded with dark-grey mudstones. They have typical structures of Bouma divisions. A part of sandstones of the Hieroglyphic beds contain glauconite and is rich in micas, the other part is free from glauconite and low in micas. The petrographic composition of the latter sandstones is similar to that of the Ciężkowice sandstones. The deposits of Hieroglyphic beds make up a distinct facies association consisting of facies corresponding to the C and D facies of Mutti and Ricci Lucchi.

The variegated shales, represented by muddy and clayely shales, are light green, red-brown, or less commonly grey in colour. They are characterized by massive bedding accentuated by irregular parting, or show horizontal, and wavy lamination or flaser bedding. The variegated shales make up a facies association with two facies corresponding to the D_2 and G facies of Mutti and Ricci Lucchi. The shales in question contain abundant remains of foraminiferal microfauna which testifies to their deposition at depths corresponding to the lower part of the batnyal zone (Książkiewicz, 1975).

The available evidence indicates that the Ciężkowice sandstones were deposited in a basin bounded by the Silesian cordillera from S and the uplifted zone of the Sub-Silesian unit from N (cf. Koszarski, Żytko 1965). They were deposited at depths corresponding to the bathyal zone. The clastic material was supplied periodicaly with varying intensity, in flows different magnitude, from source areas situated south of the Silesian basin. It was deposited in zones of continuous sedimentation of muds and clays, in the form of submarine fans. The largest and most complex was the fan situated in the eastern part of the basin. On this fan, the sandstones occurring in the area situated east of the Brzesko meridian, were deposited.

The source rocks for the Ciężkowice sandstones from the area west

of the Brzesko meridian were crystalline rocks or very immature sedimentary rocks. This is evidenced by the absence of pebbles of sedimentary rocks in these sandstones, and by the occurrence of angular grains of heavy minerals. The source rocks for the Ciężkowice sandstones from the area situated east of the Brzesko meridian were primarilly sedimentary rocks, including older flysch rocks. This thesis is supported by the presence of sedimentary rock pebbles, rounded grains of heavy minerals, and clasts from Cretaceous flysch shales.

The clastic material of the Ciężkowice sandstones was mainly transported in high density flows of the group of subaqueous gravity flows. Transport in turbidity currents did not play any significant role because of the low content of fractions finer than the medium-grained sand in the source material of the Ciężkowice sandstones. The material of coarse fractions of the orthoconglomerate facies was transported in flows in which grains and clasts were supported above the bed by grains interactions, fluid turbulence and fluid buoyancy. The material of finer fractions, deposited in the final phases of flow, was transported in flows of the type of turbidity currents.

The material of coarser fractions of the pebble sandstone lithofacies, deposited in an early phase of the flow, was transported in flows in which grains and clasts were supported above the bed by the upward component of fluid turbulence, fluid buoyancy and, to a lesser extent, by grain interactions, and during the deposition also by upward intergranular flow. The material of finer fractions, deposited in the final phases of the flow, was transported in flows of the turbidity current type, as in the case of the orthoconglomerate lithofacies.

The clastic material of the sandstone and mudstone facies was transported in turbidity currents, that of the paraconglomerates as debris flow whereas the internally deformed deposits are slump deposits.

The deposits of the orthoconglomerate and pebble sandstone facies were deposited from flows showing two distinct phases: 1. deposition from high density flows in which grains and clasts were supported above the bed by different mechanisms, including fluid turbulence: 2. deposition from flows of the turbidity current type, in which fluid turbulence was the principal mechanisms supporting grains in suspension. Periodically the flows in which clasts of the orthoconglomerate and pebble sandstone facies were transported had a character of turbulent traction currents. The material deposited from them shows large-scale horizontal and cross-stratification.

The deposition of the material frequently proceeded with an intensity changing at irregular time intervals. Although the general tendency for the deposition intensity was to decrease during the flow, it increased periodically. These changes are reflected by the interbedding of sandstones and conglomerates or by the occurrence of thick sandstone la-

minae (up to 20 cm) within the deposits with horizontal lamination of the type corresponding to the Bouma B interval, with continuous passage zones between these deposits.

The clastic material of the Hieroglyphic beds, and partly also of the variegated shales, was transported in turbidity currents. A great part of the shales represents hemipelagic deposits owing their origin to the "rainfall" from surface waters, the nepheloid layer, etc.

The clastic material of the Ciężkowice sandstones transported in high density flows was deposited in the channels of submarine fans or at the mouth of these channels, on a small depositional lobes. The material carried by turbidity currents, on the other hand, was mainly deposited outside the channel zones, in the outer parts of the fans.

The distribution of clastic material of the Hieroglyphic beds with mica-rich sandstones containing glauconite was independent of the distribution system of clastic material of the Ciężkowice sandstones and the Hieroglyphic beds with glauconite-free sandstones poor in micas. The deposition of this material modified the morphology of the Ciężkowice sandstone fans.

Now and again the directions of the distribution of clastic material of the Ciężkowice sandstones changed, resulting in the formation of sandstone bodies within mudstone-dominated deposits (variegated shales and Hieroglyphic beds).

The morphology of the Ciężkowice sandstone fans was determined by the textural nature of the material supplied, the shape of the basin and its morphology. Both the lack of extensive depositional lobes with the Ciężkowice sandstones and the abrupt passing of these sandstones into fine-clastic deposits of the Hieroglyphic beds and variegated shales are the result of the low content of medium- and fine-grained sand fractions in the source material of the Ciężkowice sandstones.

The culminant period of sedimentation of the Ciężkowice sandstones fell at the end of the Paleocene. In the Lower Eocene they were deposited intensely in the eastern part of the sedimentary basin, situated today in the area east of the Dunajec river. In that period the supply of the material from the present-day area of the Pogórze Rożnowskie was gradually decreasing whereas the supply from the present Gorlice region was increasing. In general, the intensity of sedimentation of the Ciężkowice sandstones decreased in the Lower Eocene, and their deposition can be assumed to have discontinued altogether about the end of that period.

translated by H. Kisielewska

OBJAŚNIENIA PLANSZ — EXPLANATION OF PLATES

Plansza — Plate I

Fig. 1. Skałki piaskowców ciężkowickich. Widoczne niewyraźne uławicenie. „Prządki" koło Krosna (antyklina Czarnorzek).

Fig. 1. Tors of Ciężkowice sandstones. Note indistinct bedding. "Prządki" near Krosno (Czarnorzeki anticline).

Fig. 2, Skałka piaskowców ciężkowickich. Widoczne uławicenie nierównoległe. „Skamieniałe Miasto" koło Ciężkowic.

Fig. 2. Tor of Ciężkowice sandstones. Note indistinct, nonparallel bedding. "Skamieniałe Miasto" near Ciężkowice.

Plansza — Plate II

Fig. 1. Ławice złożone utworów litofacji ortozlepieńców, zbudowane z zespołów litologicznych ortozlepieńce-piaskowce. Widoczne uziarnienie frakcjonalne, płaska laminacja równoległa oraz struktury erozyjne. Kamieniołom w Łękach Strzyżowskich.

Fig. 1. Composite beds (orthoconglomerate lithofacies), consisting of orthoconglomerates and sandstones. Note graded bedding, plane horizontal lamination and erosional structures. Łęki Strzyżowskie.

Fig. 2. Utwory litofacji piaskowców z otoczakami. Widoczny erozyjny kontakt ławic. Ławica dolna z płaską laminacją poziomą wynikającą z podkoncentrowania w pewnych poziomach najdrobniejszych frakcji. Ławica górna o wykształceniu masywnym (bezstrukturowa). Skałka przy drodze koło zamku „Odrzykoń" (antyklina Czarnorzek).

Fig. 2. Pebble sandstone lithofacies. Note erosional surface. The lower bed with plane horizontal lamination due to zonal concentration of fines. The upper bed — massive (structureless). Tor near "Odrzykoń" castle (Czarnorzeki anticline).

Plansza — Plate III

Fig. 1. Hieroglify narzędziowe na spągu ławicy piaskowców z otoczakami. Widoczne odlewy zadziorów uderzeniowych, śladów wleczenia oraz śladów poślizgów ze zmarszczką czołową. Kamieniołom w Bogoniowicach koło Ciężkowic.

Fig. 1. Tool casts on bottom surface of pebble sandstone bed. Note prod casts, brush casts, and groove casts. Bogoniowice near Ciężkowice.

Fig. 2. Utwory litofacji ortozlepieńców. Widoczne połączone warstwy ortozlepieńców i piaskowców, uziarnienie frakcjonalne normalne i odwrócone oraz uporządkowana orientacja otoczaków. Kamieniołom w Łękach Strzyżowskich.

Fig. 2. Orthoconglomerate lithofacies, amalgamated orthoconglomerate and sandstone layers. Note: normal and inverse grading and preferred clast orientation. Łęki Strzyżowskie.

Plansza — Plate IV

Fig. 1. Ławica złożona utworów litofacji ortozlepieńców. Widoczne masywne (bezstrukturowe) wykształcenie ortozlepieńców w niższej części ławicy i uziarnienie frakcjonalne, połączone z przechodzeniem ortozlepieńców w piaskowce w jej wyższej części. Odsłonięcie na wschodnim brzegu Jeziora Rożnowskiego, na południe od Gródka nad Dunajcem.

Fig. 1. Composite bed of deposits of orthoconglomerate lithofacies. Note: massive (structureless) orthoconglomerate in lower part and normally graded in upper one. In upper part of bed orthoconglomerate passes upwards into sandstone. Gródek nad Dunajcem.

Fig. 2. Utwory litofacji piaskowców z otoczakami. W dolnej ławicy widoczna płaska laminacja pozioma wynikająca z naprzemianległego ułożenia lamin grubiej i drobniej ziarnistych. Ławica wyższa złożona, w wyższej części z laminacją jak w ławicy dolnej, niżej masywna. Skałka „Warownia NE" w rezerwacie „Skamieniałe Miasto" koło Ciężkowic.

Fig. 2. Pebble sandstone lithofacies. Note: horizontal, plane lamination due to alternation of coarser and finer grained laminae — in lower bed and in upper part of upper bed. Lower part of upper bed — massive. "Skamieniałe Miasto" near Ciężkowice.

Plansza — Plate V

Fig. 1. Piaskowce z otoczakami. Otoczaki elipsoidalne i wrzecionowate wykazują tendencję do układania się najdłuższą osią równolegle do skali. „Prządki" koło Krosna (antyklina Czarnorzek).

Fig. 1. Pebble sandstone. Ellipsoidal and spindle-shaped pebbles show preferred orientation, with long axis parallel to bar. "Prządki" near Krosno (Czarnorzeki anticline).

Fig. 2. Utwory litofacji piaskowców z otoczakami. Widoczne normalne uziarnienie frakcjonalne oraz deformacje pogrązowe powstałe w czasie płynięcia osadu, w ostatniej fazie depozycji. Skałka na zachód od zamku „Odrzykoń" koło Krosna (antyklina Czarnorzek).

Fig. 2. Pebble sandstone lithofacies. Note normal grading and load structures. Tor near "Odrzykoń" castle, (Czarnorzeki anticline).

Fig. 3. Piaskowiec z otoczakami. Widoczna płaska laminacja pozioma wynikająca z naprzemianległego ułożenia lamin grubiej i drobniej ziarnistych. Skałka „Warownia NE" w rezerwacie „Skamieniałe Miasto" koło Ciężkowic.

Fig. 3. Pebble sandstone. Note plane, horizontal lamination due to alternation of sandstone and pebble sandstone laminae. "Skamieniałe Miasto" near Ciężkowice.

Fig. 4. Piaskowiec z otoczakami. Widoczne tabularne warstwowanie przekątne o stycznym dochodzeniu lamin do dolnej powierzchni zestawu. Ku górze laminy zanikają w piaskowcach z otoczakami o wykształceniu masywnym. „Prządki" koło Krosna.

Fig. 4. Pebble sandstone. Note tabular and tangencial cross-stratification in lower part of bed. Cross-stratified sandstone passes upwards into massive sandstone. "Prządki" near Krosno (Czarnorzeki anticline).

Plansza — Plate VI

Fig. 1. Fragment ławicy złożonej piaskowców z otoczakami. Widoczna słabo wyrażona, płaska laminacja równoległa wynikająca z podkoncentrowania w pewnych poziomach najdrobniejszych frakcji. „Prządki" koło Krosna (antyklina Czarnorzek).

Fig. 1. Part of pebble sandstone composite bed. Note crude, plane horizontal lamination due to zonal concentration of fine fraction. "Prządki" near Krosno (Czarnorzeki anticline).

Fig. 2. Tabularne warstwowanie przekątne o stycznym dochodzeniu lamin do dolnej powierzchni zestawu, w piaskowcach z otoczakami. Górna powierzchnia zestawu nie zaznacza się. Skałka na zachód od zamku „Odrzykoń" koło Krosna (antyklina Czarnorzek).

Fig. 2. Tabular cross-bedding in pebble sandstone. Cross-stratified sandstone passes upwards into massive sandstone. Tor near "Odrzykoń" castle (Czarnorzeki anticline).

Plansza — Plate VII

Fig. 1. Utwory litofacji piaskowców z otoczakami. Górna część ławicy dolnej zakończona interwałem z płaską laminacją poziomą. Ławica wyższa o wyraźnie erozyjnym spągu. Ściana północno-wschodnia w skałce „Warownia NE", „Skamieniałe Miasto" koło Ciężkowic.

Fig. 1. Pebble sandstone lithofacies. Nate plane, horizontal lamination in upper part of lower bed. Upper bed with erosional bottom surface. "Skamieniałe Miasto" near Ciężkowice.

Fig. 2. Utwory litofacji piaskowców z otoczakami. Widoczna powierzchnia laminy z górnej części ławicy, pokryta odciskami roślin. Kamieniołom przy drodze z Ciężkowic do Ostruszy.

Fig. 2. Pebble sandstone lithofacies. Note upper surface of very fine-grained sandstone lamina with plant imprints. Ostrusza, SE of Ciężkowice.

Fig. 3. Bryły piaskowców z otoczakami o spoiwie wapnisto-ilastym. Kamieniołom w Stróżnej koło Bobowej.

Fig. 3. Pebble sandstone balls. Stróżna near Bobowa.

Fig. 4. Utwory litofacji piaskowców i mułowców. Interwał z zestawami laminacji przekątnej małej skali, ze stropowej partii ławicy. Odsłonięcie na zachodnim brzegu Jeziora Rożnowskiego w Znamirowicach.

Fig. 4. Sandstone and mudstone lithofacies. Note small scale cross-lamination in sandstone. Upper part of bed. Znamirowice on Rożnów Lake.

Plansza — Plate VIII

Fig. 1. Struktury interwałów Boumy B, C i D w ławicy utworów litofacji piaskowców i mułowców. Kamieniołom w Stróżnej koło Bobowej.

Fig. 1. Structures of Bouma B, C and D division in bed sandstone and mudstone lithofacies. Stróżna near Bobowa.

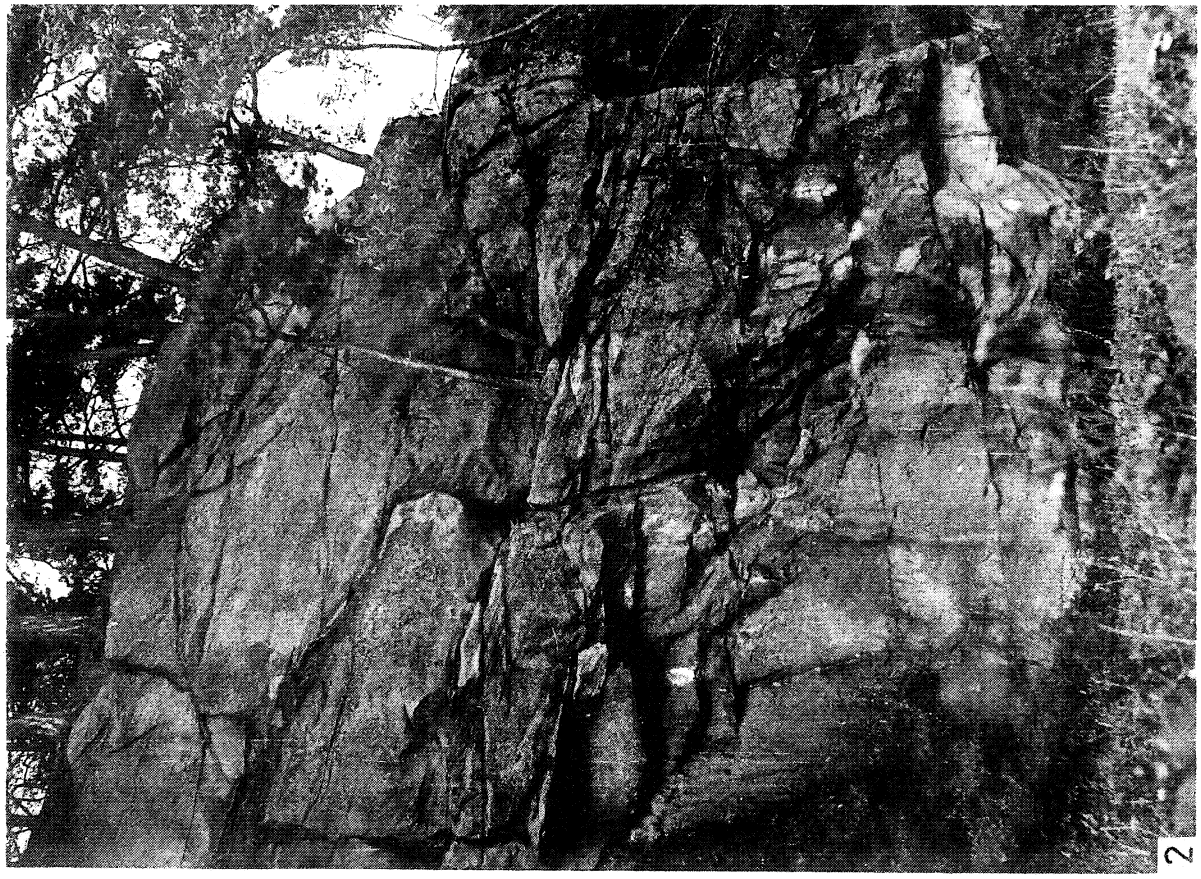
Fig. 2. Utwory litofacji piaskowców z otoczakami. Z prawej strony, górna część ławicy z płaską laminacją poziomą, przechodzącą w laminację smużystą, podkreśloną ciemnymi laminami mułowcowymi ze zwęglonym detrytusem roślinnym. Potok Stróżówka w Stróżnej koło Bobowej.

Fig. 2. Pebble sandstone lithofacies. From right to left — upper part of bed with plane horizontal lamination passing into flaser bedding. Dark laminae and topmost part of bed are rich in carbonized plant detritus. Stróżna near Bobowa.

Fig. 3. Płaska laminacja pozioma (interwał Boumy B) i struktury bioturbacyjne w stropowej partii ławicy utworów litofacji piaskowców z otoczakami. Kamieniołom przy drodze z Ciężkowic do Ostruszy.

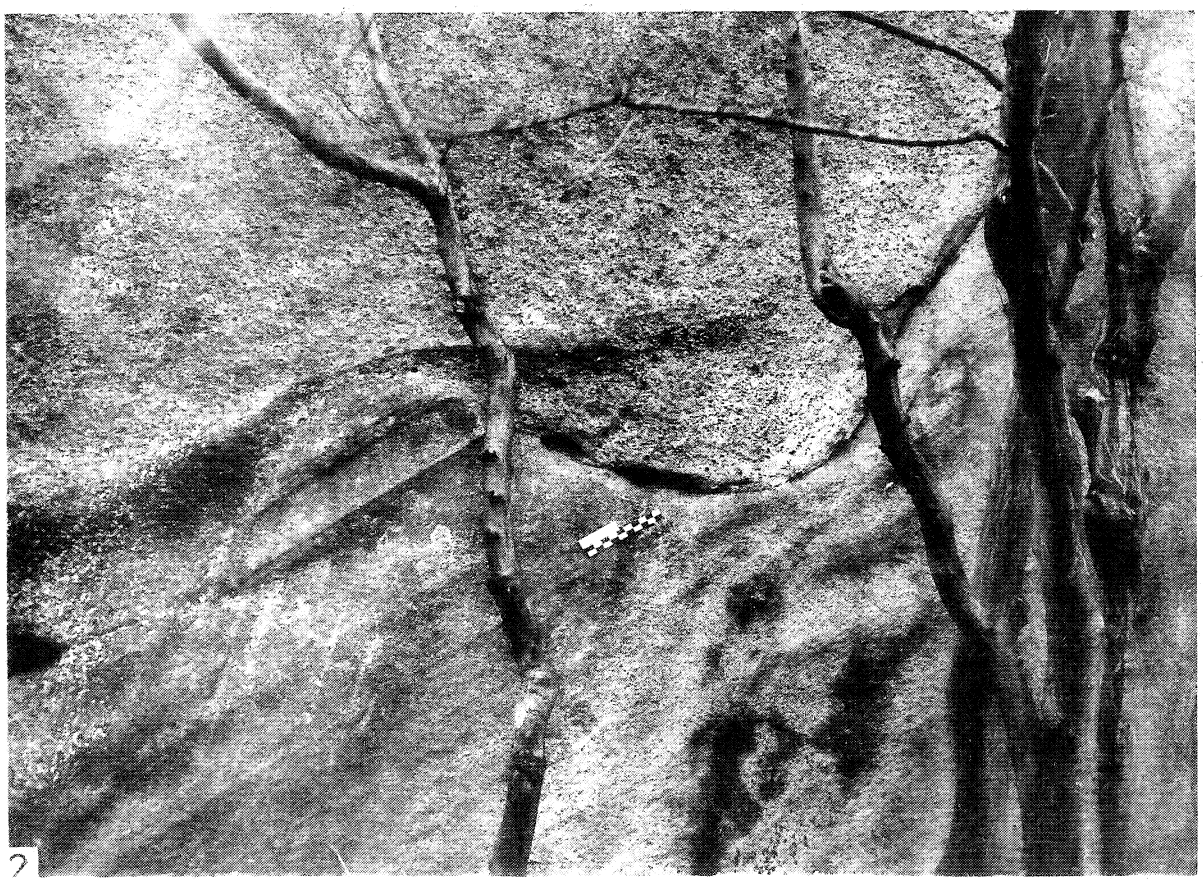
Fig. 3. Pebble sandstone lithofacies. Plane, horizontal lamination (Bouma B division) and bioturbations in upper part of bed. Ostrusza near Ciężkowice.

1



2

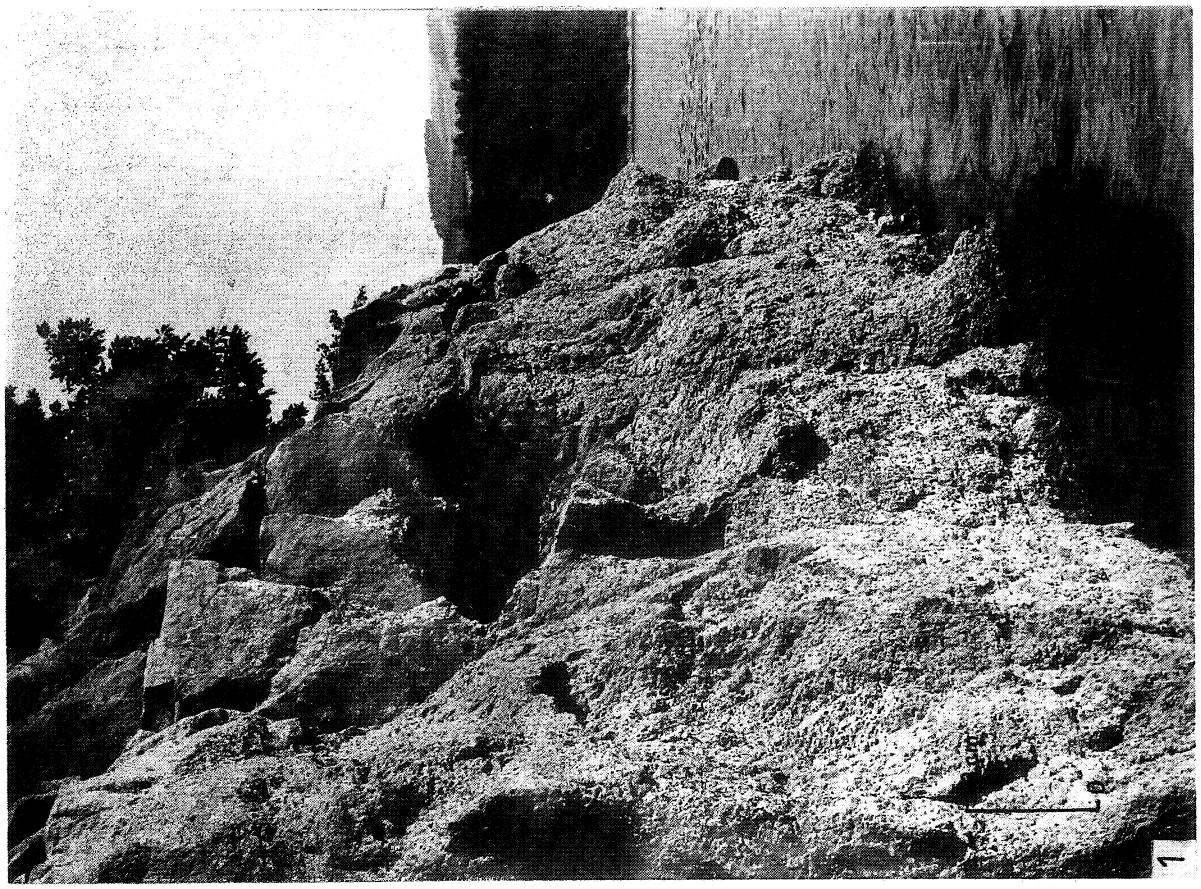
1

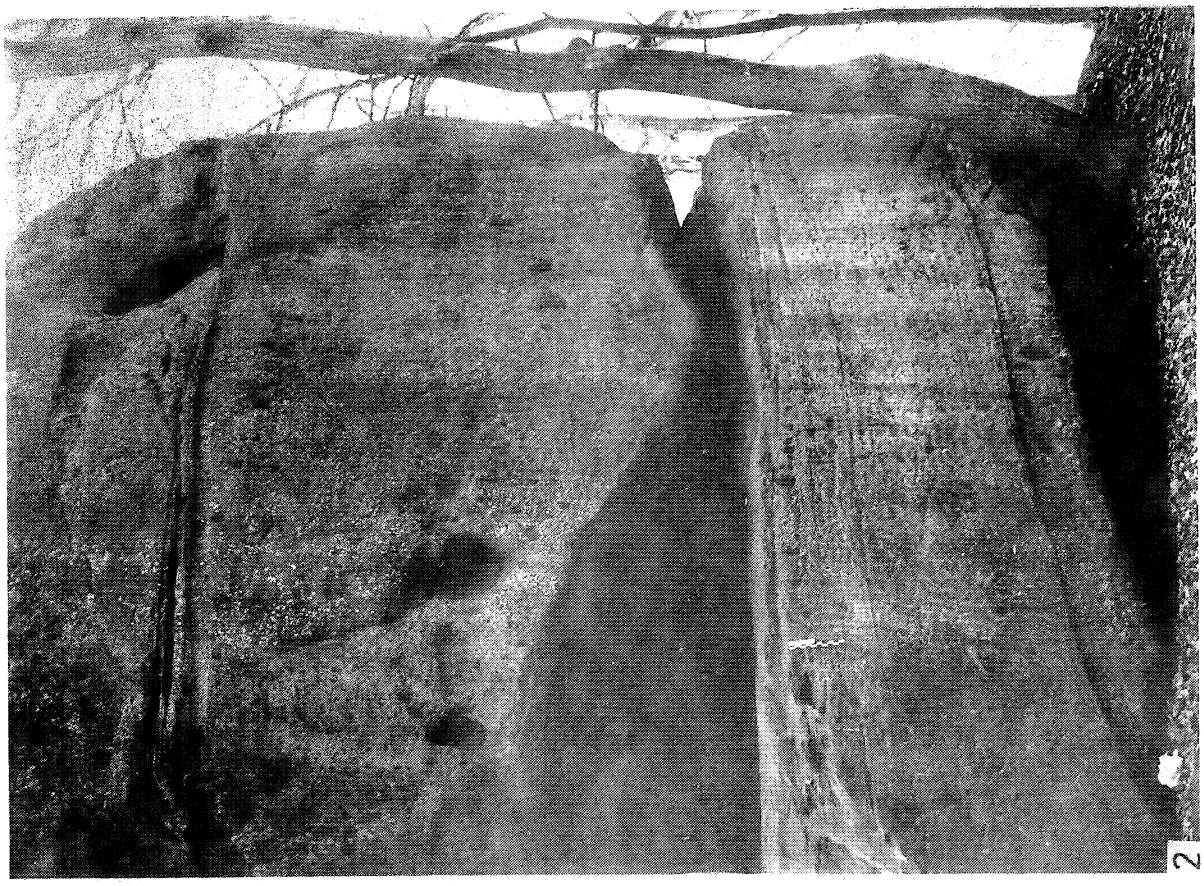


2

1

2


1

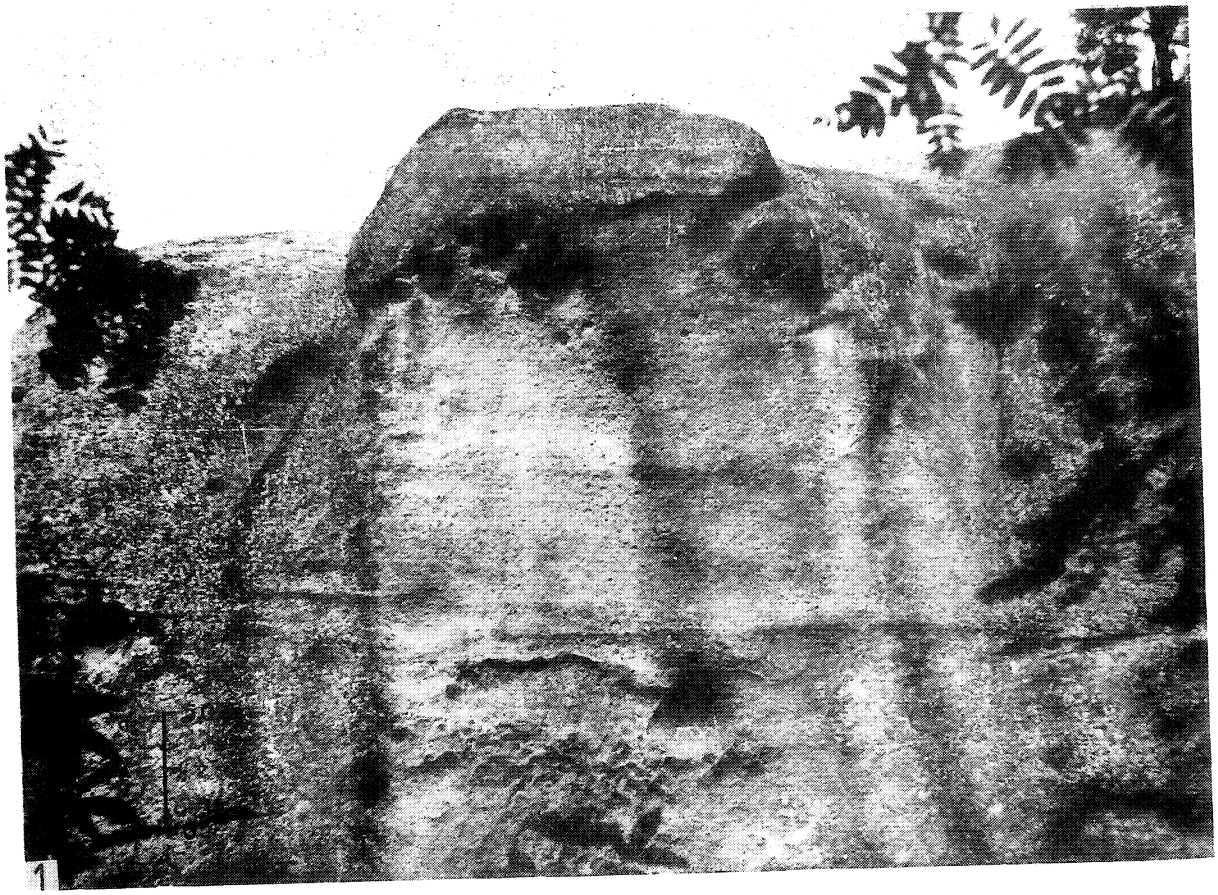

2

1

2

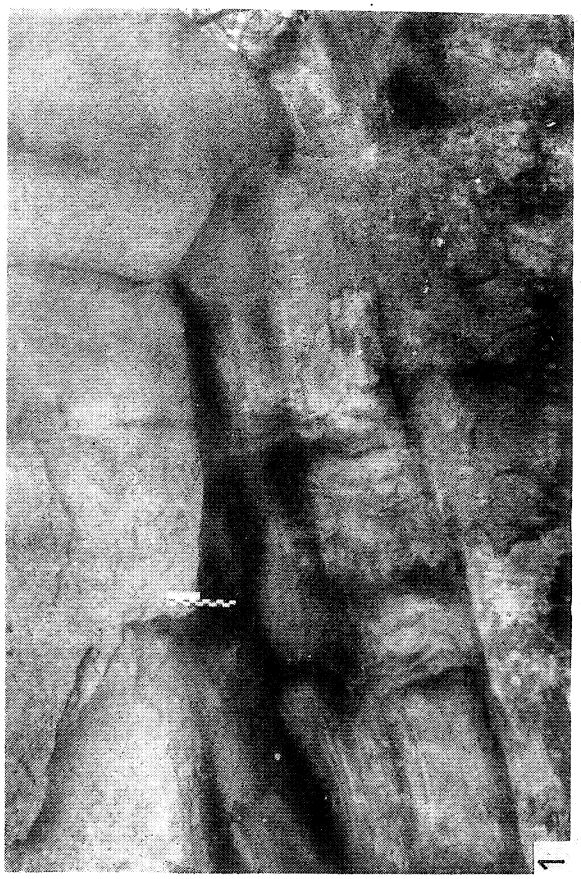
3

4



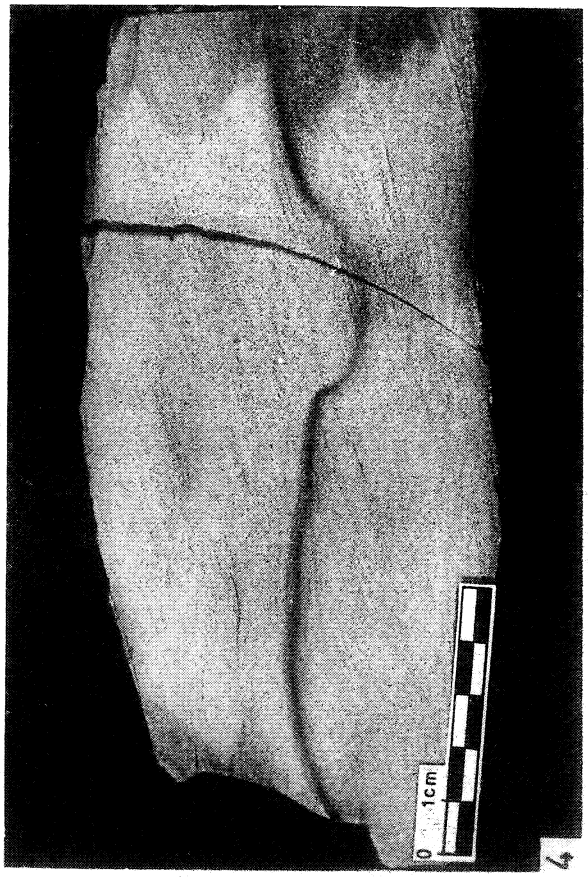
1

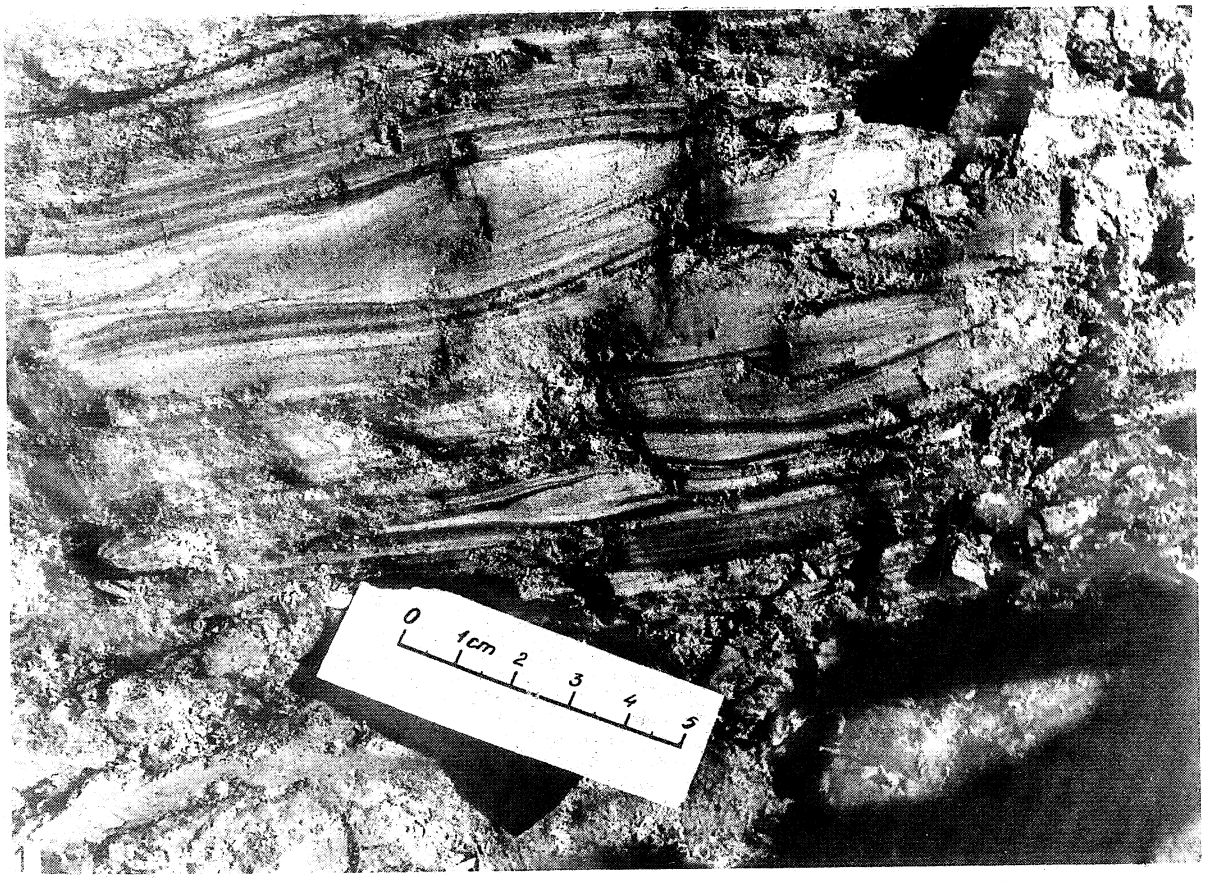
2


1

0 1cm
2

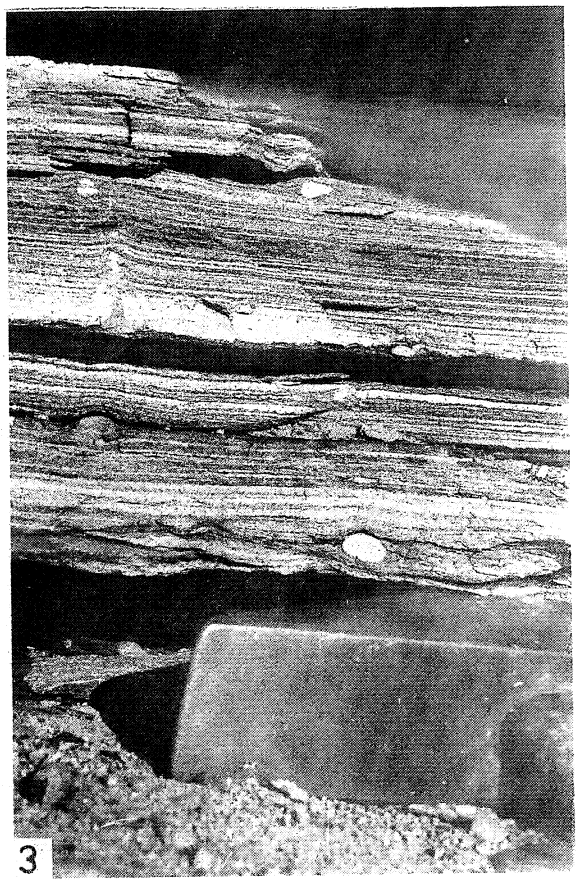
50 cm
0
3


0 1cm
4



1

2



3