

MINERAŁY CIĘŻKIE JAKO WSKAŹNIKI ŹRÓDŁA MATERIAŁU DETRYTYCZNEGO W FORMACJI DĘBOWIECKIEJ (MIOCEN, ZACHODNIA CZĘŚĆ ZAPADLIKA PRZEDKARPACKIEGO)

Zygmunt Heliasz & Małgorzata Manowska

Uniwersytet Śląski ul. Mielczarskiego 60 41-200 Sosnowiec

Heliasz, Z. & Manowska, M., 1991. Minerale ciężkie jako wskaźniki źródła materiału detrytycznego w formacji dębowieckiej (miocen, zachodnia część zapadliska przedkarpackiego). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 61: 77 – 95.

Abstract: The composition of heavy fraction has been analysed for the clastic deposits of the lower part of Tertiary strata in the western part of the Carpathian Foredeep. Three assemblages of heavy minerals were obtained. Assemblage A, typical of the bottom breccias, indicates provenance of these deposits from the underlying Upper Carboniferous rocks and from the Carpathian flysch. In light of the heavy mineral data, the Dębowiec Formation consists of two parts. The lower one, preserved in the deepest palaeovalleys cut into the Upper Carboniferous basement, is characterized by assemblage B. The source of the clastic material for this assemblage was the flysch of the Subsilesian unit, which built the margin of Carpathians at time of The Dębowiec Formation deposition. The monomineral assemblage C consists of garnets (more than 90 %) and has the widest lateral extension. It might be supplied by the flysch of the Subsilesian unit and the Middle Godula Beds and Upper Istebna Beds belonging to the Silesian unit. It is also possible that the Culm rocks from the western fringe of the Upper Silesian Coal Basin and the Upper Carboniferous Krakowska Sandstone Series of the eastern part of the Upper Silesian Coal Basin were also sources of the clastic material. The final identification of the sources of clastic material to the Tertiary deposits requires further studies on heavy fraction in the flysch of the Western Carpathians.

Key words: Carpathian Foredeep, Middle Miocene, heavy minerals, source areas

Manuscript received 30 January 1989, revised accepted 10 April 1991

Abstrakt: Badania składu mineralnego frakcji ciężkiej przeprowadzono dla utworów detrytycznych budujących spagową partię profilu trzeciorzędu w zachodniej części zapadliska przedkarpackiego. Stwierdzono 3 zespoły minerałów ciężkich. Zespół A, charakterystyczny dla brekcji spagowych, wskazuje na związek genetyczny tych utworów z górnokarbońskim podłożem oraz z Karpatami fliszowymi. W obrębie formacji dębowieckiej na podstawie minerałów ciężkich stwierdzono dwudzielność. Część spagowa, zachowana w największych obniżeniach górnokarbońskiego podłoża, charakteryzuje się zespołem B.

Źródłem materiału dla tego zespołu były utwory fliszowe jednostki podśląskiej, tworzące wówczas brzeg Karpat. Monomineralny zespół C, składający się w ponad 90 % z granatów jest szeroko rozprzestrzeniony. Materiał detrytyczny mógł pochodzić z erodowanych utworów jednostki podśląskiej oraz środkowych warstw godulskich i górnych warstw istebniańskich z jednostki śląskiej. Z rozważań nie można także wykluczyć utworów kulmu z zachodniego obrzeżenia zagłębia górnosła-

skiego oraz górnokarbońskiej krakowskiej serii piaskowcowej ze wschodniej partii zagłębia. Ostateczne rozwiązanie kwestii źródeł materiału dla utworów trzeciorzędowych wymaga dalszych studiów nad składem frakcji ciężkiej w utworach fliszowych Zachodnich Karpat.

WPROWADZENIE

W zachodniej części zapadliska przedkarpackiego, wzdłuż brzegu i na przedpolu Karpat, występują mioceńskie utwory formacji dębowieckiej. Są to głównie zlepieńce i piaskowce. Znane są w literaturze pod różnymi nazwami: zlepieńce, warstwy lub serie dębowieckie: spągowe (dolne, podstawowe) zlepieńce miocenu, a ostatnio – jako formacja dębowiecka (Buła & Jura, 1983). Mimo wielokrotnego opisanie w profilach wierceń, utwory te nie doczekały się dostatecznego zdefiniowania. Jest to wynikiem braku wskaźników biostratygraficznych oraz rozpoznania wyłącznie wiertniczego, w sposób naturalny ograniczającego możliwości obserwacyjne.

Uznając, że koncepcje litostratygraficzne, paleogeograficzne i sedymentologiczne są tym bardziej wiarygodne, im szerszy zakres faktów analitycznych obejmują – autorzy podjęli badania składu mineralnego frakcji ciężkiej w utworach dębowieckich. Celem analizy minerałów ciężkich było określenie zespołów w jakich one występują oraz zmian w składzie minerałów ciężkich w profilu mioceńskich utworów detrytycznych. Badania te zmierzały ponadto do określenia źródła materiału detrytycznego i stwierdzenia ewentualnych jego zmian w trakcie depozycji utworów klastycznych.

Materiał do badań pochodził z 10 otworów wiertniczych zlokalizowanych w tradycyjnie tu wydzielanych, trzech polach górniczych: Bzie - Dębina, Zebrzydowice i Kaczyce (Fig. 1).

SYTUACJA GEOLOGICZNA

Najstarszą jednostkę w profilu utworów trzeciorzędowych na badanym obszarze stanowi formacja dębowiecka. Zasięg grubodetrytycznych utworów trzeciorzędowych w kierunku południowym nie jest dokładnie ustalony, gdyż przykryte są one grubym kompleksem fliszowym. W kierunku północnym zazwyczaj nie wykraczają poza linię dyslokacji Ruptawa – Brzeszcze, predysponującej przebieg południowego stoku Garbu Pawłowic.

Rejon Bzia - Dębiny, Zebrzydowic i Kaczyce jest południową peryferią zagłębia górnośląskiego. Podłożem osadów mioceńskich są skały karbonu produkcyjnego – głównie z warstw orzeskich i rudzkich, lokalnie także siodłowych.

Największą miąższość utworów trzeciorzędowych, przekraczającą nieznacznie 1200 m, stwierdzono w otworze Zebrzydowice 13 (Z 13 na Fig. 4), gdzie ich profil wydaje się także najpełniejszy. Bezpośrednio na podłożu spoczywają pstre osady 13 metrowej miąższości, opisywane jako saprolit. Są to różnej wielkości, ostrokrawędziste okruchy skał karbońskich, tkwiące w brą-

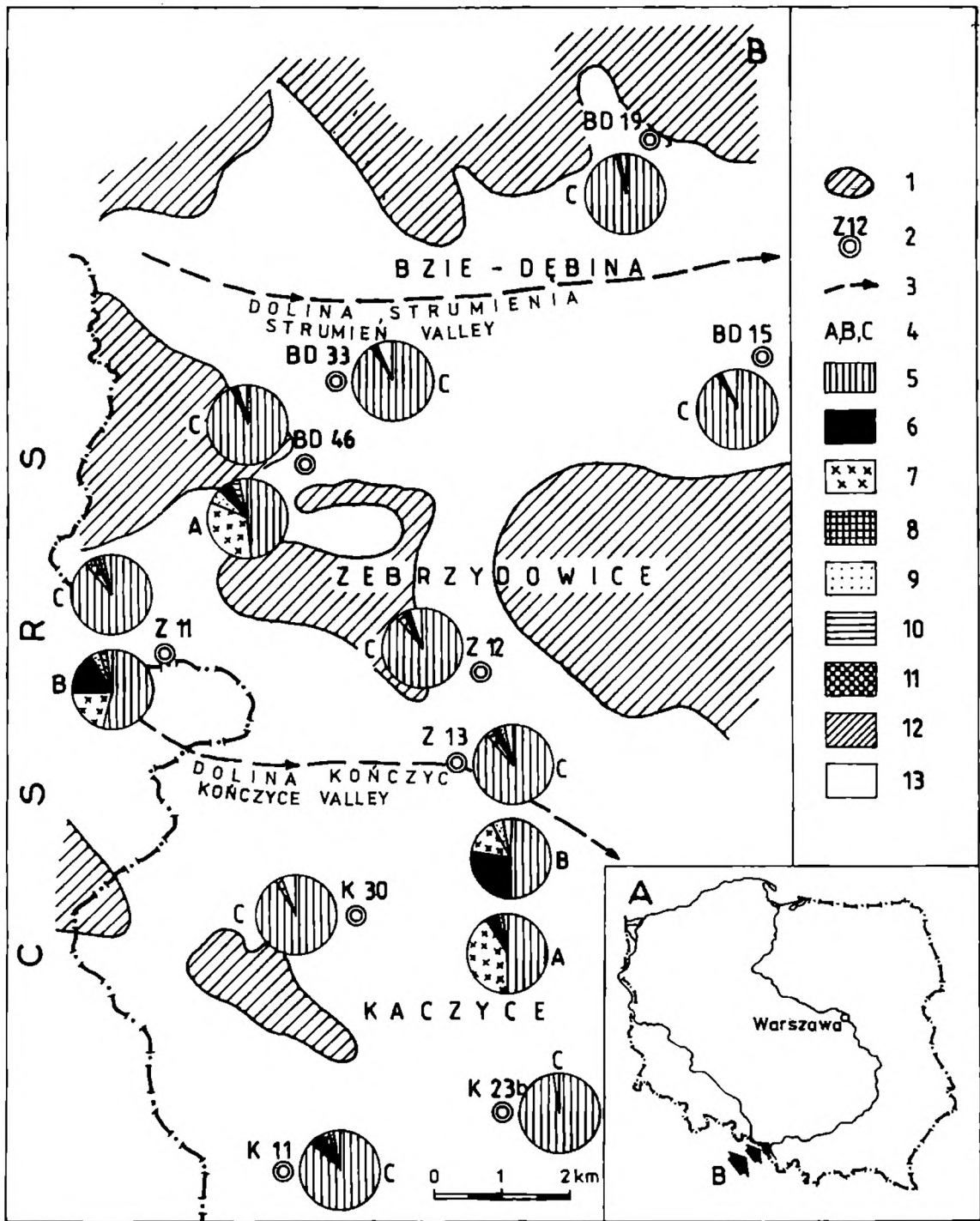


Fig. 1 Skład mineralny frakcji ciężkiej osadów formacji dębowieckiej w otworach wiertniczych z SW części zapadliska przedkarpackiego: 1 - obszary pozbawione osadów gruboklastycznych; 2 - otwór wiertniczy; 3 - osie dolin kopalnych; 4 - typ zespołu mineralów ciężkich; 5 - granaty; 6 - staurolit; 7 - cyrkon; 8 - dysten; 9 - turmalin; 10 - rutyl; 11 - epidot; 12 - amfibole; 13 - nieznaczone i wyżej podane (nr 5 - 12) jeśli mniej liczne niż 1.5%

Fig. 1 Heavy mineral composition of the Dębowiec Formation in boreholes in southeast part of the Carpathian Foredeep: 1 - areas devoid of detrital deposits; 2 - borehole; 3 - axes of paleo-valleys; 4 - type of heavy mineral assemblage; 5 - garnets; 6 - staurolite; 7 - zircon; 8 - kyanite; 9 - tourmaline; 10 - rutile; 11 - epidote; 12 - amphiboles; 13 - indeterminate minerals and those mentioned above (nos. 5 - 12), if less than 1.5%

zowym lub czerwonym tle piaszczysto-ilastym. Buła & Jura, (1983) korelują te utwory z formacją kłodnicką, znaną z centralnej części Górnosląskiego Zagłębia Węglowego.

Powyżej występują poziomo laminowane zielonoszare iłowce i mułowce, słabo margliste. Reprezentują one formację zebrzydowicką. Termin ten wprowadzono, traktując wiercenie Z 13 jako stratotyp (Buła & Jura, 1983).

Uważa się, że brekcje spągowe (saprolit) i formacja zebrzydowicka powstały w karpatianie (Buła & Jura, 1983., Oszczytko & Tomasz, 1985), choć jak dotąd nie zostało to potwierdzone biostratygraficznie.

Znacznie większe rozprzestrzenienie charakteryzuje utwory formacji dębowieckiej, które nie przykryły tylko największych kulminacji w stropie karbony (Fig. 1). Powierzchnia spągowa formacji dębowieckiej jest silnie zróżnicowana, natomiast strop jest znacznie wyrównany. Są to brekcje, zlepieńce i piaskowce. Frakcje grubiej ziarniste są charakterystyczne dla dolnych partii profilu, ustępując wyżej różnym typom piaskowców.

Materiał okruchowy w utworach dębowieckich jest źle wysortowany i słabo obtoczony. Wykazuje jednak tendencję do kierunkowego wzrostu wysortowania, a także zmniejszania wielkości ziarn w kierunku północnym (Solik-Heliasz, 1987). Utwory dębowieckie cechuje zróżnicowanie stopnia lityfikacji. Choć najczęściej są one rozsypliwie, zauważa się jednak wzrost zlityfikowania w kierunku północnym. Wiąże się to ze zmianą spoiwa, od głównie ilastego na południu do ilasto-węglanowego na północy. Na obszarze badań maksymalna miąższość klastyków formacji dębowieckiej sięga 225 m. Utwory dębowieckie nie zawierają wskaźników biostratygraficznych. Na podstawie rozważań strukturalnych i paleogeograficznych dla całej zachodniej części zapadliska przedkarpackiego przyjmuje się, że reprezentują one dolny baden (Buła & Jura, 1983).

Ponad opisanymi utworami detrytycznymi zalega miąższa seria iłołupków marglistych z licznymi przewarstwieniami piasków i piaskowców oraz kilkana poziomami tufitów. Utwory te budują formację skawińską (Alexandrowicz, 1971), która na obszarze badań osiąga około 1000 metrów miąższości i wieńczy profil trzeciorzędu. W oparciu o badania mikrofaunistyczne, iłołupki formacji skawińskiej zaliczane są do dolnego badenu (Alexandrowicz, 1971).

Kontakt detrytycznych utworów dębowieckich z nadległymi iłołupkami formacji skawińskiej, na badanym obszarze jest ostry i łatwo czytelny w profilach wierceń. Nie wykazuje charakteru gradacyjnego, którego dopatrują się Buła i Jura (1983) w odniesieniu do obszaru cieszyńskiego.

UWAGI METODYCZNE

Badaniami objęto utwory grubodetrytyczne tworzące saprolit i formację dębowiecką. Autorzy nie dysponowali kompletnym materiałem wiertniczym, lecz korzystali z próbek otrzymanych z Głównego Instytutu Górnictwa, pobra-

nych pierwotnie w celu badań hydrogeologicznych. Opróbowanie rdzeni wiertniczych nie było prowadzone w stałych przedziałach głębokościowych, lecz miało dokumentować typy litologiczne wydzielane makroskopowo.

Część rdzenia wiertniczego o wadze około 0,3 kg rozkruszano mechanicznie, wykorzystując fakt słabej zwykle lityfikacji skały, a następnie przesiewano uzyskując wybraną frakcję.

W analizie minerałów ciężkich, zwłaszcza w odniesieniu do osadów starszych niż czwartorzędowe, często pojawia się problem doboru do badań optymalnej klasy ziarnowej. Turnau-Morawska (1955) twierdzi, że w zasadzie poprawną jest metoda wydzielania minerałów ciężkich z całego osadu, lecz ich opracowanie bywa uciążliwe technicznie. Można wówczas wydzielać minerały z pewnych frakcji, jednak co najmniej dwóch. Przegląd publikowanych pozycji dotyczących minerałów ciężkich zawarty w pracy Leszczyńskiego (1981) oraz szereg innych prac tam nie wymienionych wskazują, że zasada ta nie jest stosowana przez większość autorów. Istnieje ponadto wiele prac, które w ogóle nie zawierają informacji o badanej frakcji (m.in. Turnau-Morawska & Łydka, 1952; Łoziński, 1956, Szczurowska, 1961; Nowak & Szczurowska, 1961; Unrug, 1968).

Można zatem zastanawiać się, czy celowe jest podejmowanie próby korelacji warstw na podstawie jakości i ilości minerałów ciężkich, jeśli porównuje się ze sobą wyniki badań różnych frakcji. Inną wątpliwość może budzić ewentualna zależność składu frakcji ciężkiej od uziarnienia osadu.

Badania autorów wskazują, że nie zaznacza się zróżnicowanie zespołu minerałów ciężkich w zależności od rodzaju skały (Fig. 3 i 4). Potwierdza to wcześniejszy pogląd Turnau-Morawskiej (1955), iż nie stwierdzono, aby którykolwiek z zasadniczych składników ciężkich zupełnie zanikał w pewnej facji osadu. Z kolei w celu określenia charakteru zmian w składzie minerałów ciężkich w zależności od badanej frakcji autorzy porównywali wyniki otrzymane dla tej samej próby we frakcji 0.05 – 0.25 mm i 0.25 – 0.5 mm (Fig. 2, część A). Porównano ponadto skład minerałów ciężkich we frakcjach 0.05 – 0.25 mm i 0.1 – 0.25 mm, ale otrzymanych niezależnie z dwóch części tej samej próby (Fig. 2, część B). Stwierdzono, że w obydwu przypadkach zespoły minerałów ciężkich w poszczególnych frakcjach są takie same. Różnice ilościowe w obrębie zespołów dotyczą głównie cyrkonu, co jest zrozumiałe zważywszy naturalną skłonność tego minerału do tworzenia kryształów mniejszych rozmiarów. We frakcji 0.25 – 0.5 mm obserwuje się ponadto zmniejszenie bezwzględnej ilości minerałów ciężkich oraz zubożenie składu mineralnego.

Na podstawie zaprezentowanych wyników oraz zawartych w literaturze danych na ten temat (m.in. Nawara, 1969), autorzy skłaniają się do stwierdzenia, że dobranie odpowiednio szerokiej frakcji prowadzi do modyfikacji stosunków ilościowych w obrębie zespołu minerałów ciężkich w stosunku do całego osadu, lecz nie zmienia charakteru tego zespołu. Ewentualne różnice w uzyskiwanych wynikach są wyraźniejsze jeśli wydzielamy równocześnie kilka

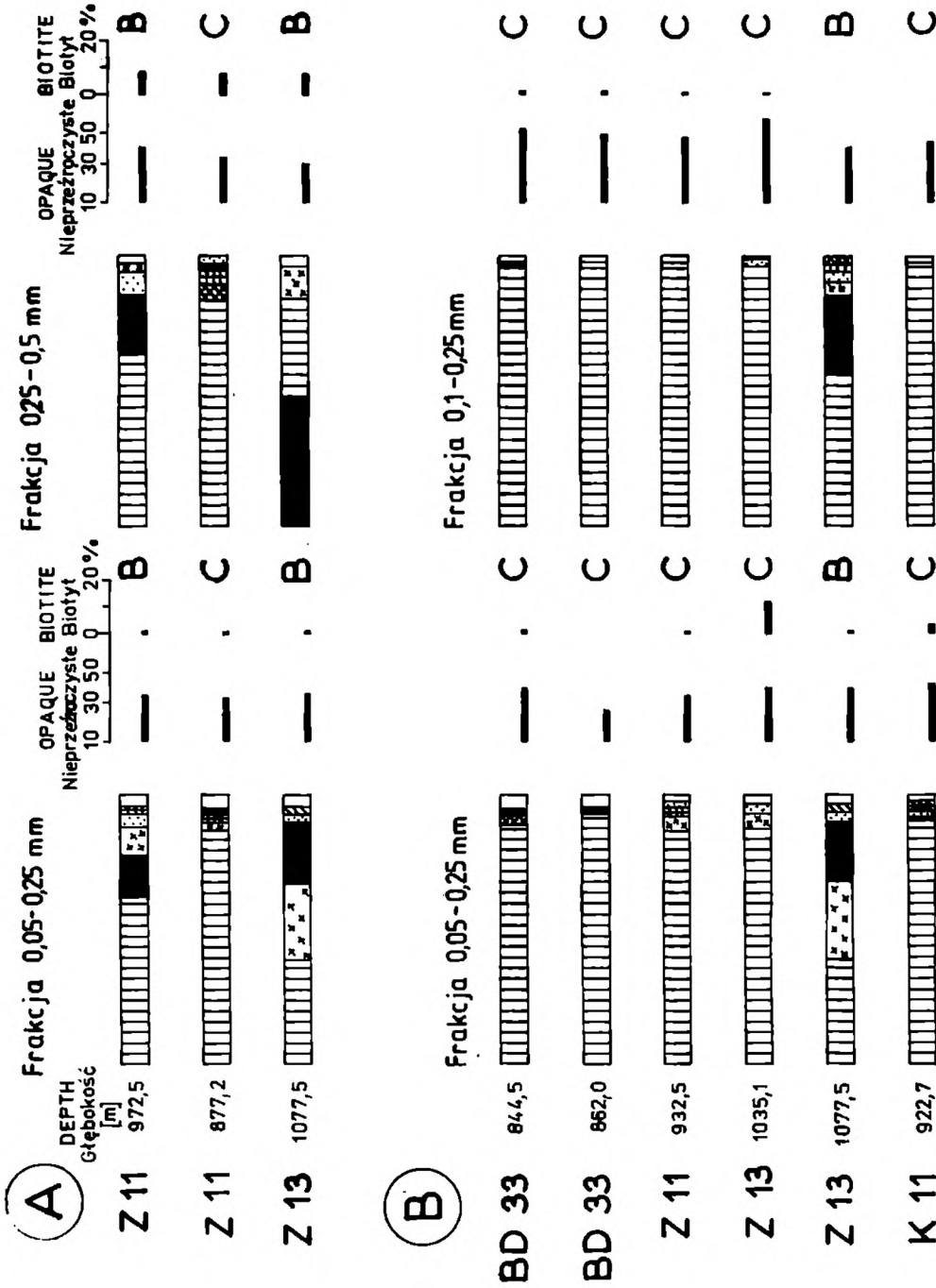


Fig. 2 Porównanie udziału procentowego minerałów ciężkich w zależności od badanej frakcji. Objasnienia symboli jak na Fig. 1

Fig. 2 Comparison of heavy mineral percentage in dependence of analysed grain-size. Explanations as for Fig. 1

frakcji z jednej próby. Są natomiast mniej istotne gdy separujemy dwie zbliżone frakcje równoległe z osobnych naważek pobranych z tej samej próby. A to oznacza, że jest możliwe i uzasadnione porównywanie wyników badań podobnych, choć nie identycznych, frakcji z różnych osadów.

Zaprezentowane wyniki skłoniły autorów do przyjęcia frakcji 0,05 – 0,25 mm jako optymalnej dla dalszych badań. Frakcja ta, także zdaniem Turnau-Morawskiej (1955, powołującej się ponadto na pracę Baturina z roku 1933) oraz Szczerbińskiego (1964), zawiera najwięcej minerałów i jest najwygodniejsza w użyciu. Zastosowany przedział wielkości ziarn jest dość szeroki, gdyż obejmuje wydzielane czasem w badaniach minerałów ciężkich dwie frakcje: 0,06 – 0,12 mm i 0,12 – 0,25 mm (Nawara, 1969).

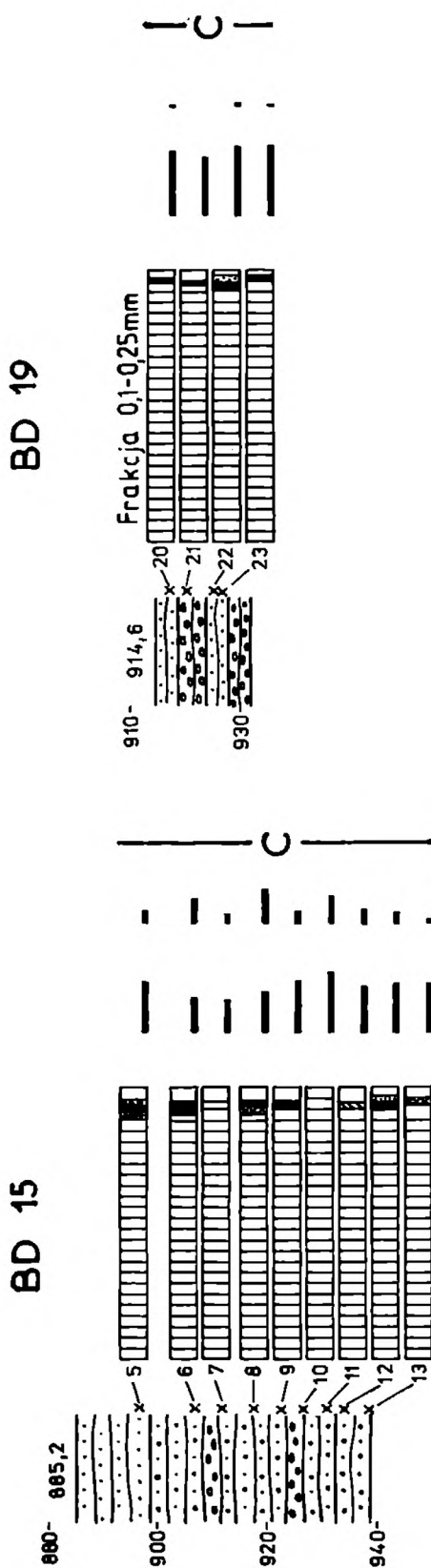
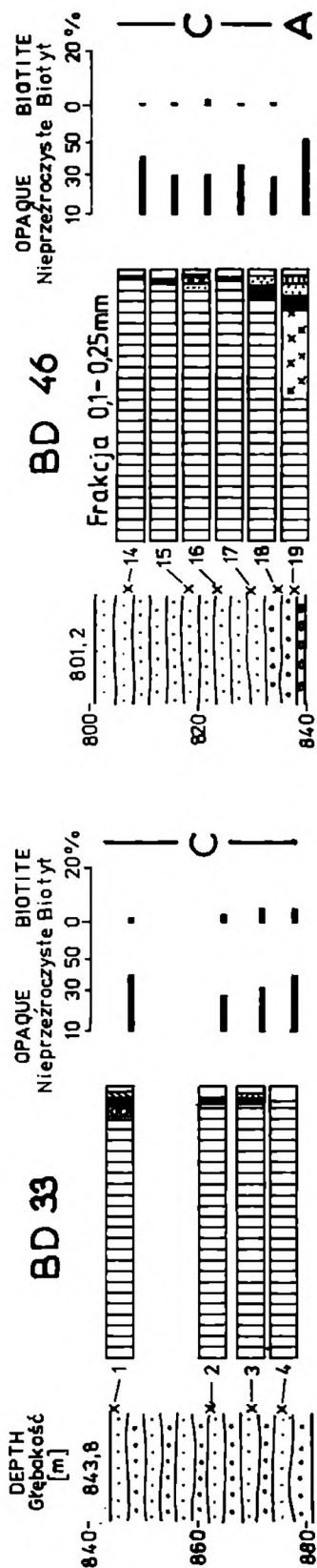
Dla trzech otworów wiertniczych (BD 19, BD 46 i K 23) autorzy dysponowali jedynie wyseparowanym materiałem o frakcji 0,1 – 0,25 mm. Próby te cechują się zwykle nieco większym udziałem granatów. Jednak próba nr 19 z otworu BD 46 (Fig. 3) zawiera także 32% cyrkonów i inne minerały towarzyszące, charakterystyczne dla zespołu A, co różni ją od pozostałych prób, cechujących się zespołem C. Potwierdza to wcześniejsze sugestie autorów o ograniczonym wpływie wielkości badanych ziarn na skład zespołów minerałów ciężkich. Dlatego autorzy uznali za zasadne wykorzystanie także tych wyników.

Należy podkreślić, że badania minerałów ciężkich oparte są najczęściej na dużej ilości prób. Umożliwia to wykrycie generalnych zależności w składzie mineralnym frakcji ciężkiej w analizowanym basenie sedymentacyjnym. Pozwala jednocześnie wyłączyć z dalszej interpretacji przypadki anomalnego nagromadzenia pewnych minerałów. Mając to na względzie, autorzy oparli swe wnioski o analizę znacznej ilości prób (łącznie 73).

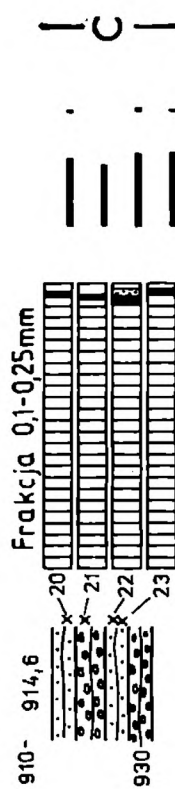
Preparaty mikroskopowe przygotowano metodą standardową. W każdej próbie liczono 300 ziarn przeźroczyстых. Preparaty mikroskopowe przechowywane są w Katedrze Geologii Podstawowej na Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego.

WYNIKI BADAŃ

Ilość frakcji ciężkiej w analizowanych osadach jest zróżnicowana w szerokim zakresie, od ilości śladowych do kilkuprocentowych. Znaczny jest także udział minerałów nieprzeźroczyстых, od 17% do 65% (Fig. 3 i 4). Są to minerały niemagnetyczne. W losowo wybranych 6 próbkach stwierdzono badaniami rentgenowskimi, że składnikiem dominującym jest piryt. W kilku innych próbach występują wyłącznie minerały nieprzeźroczyyste. Jest to prawdopodobnie spowodowane obrastaniem minerałów przeźroczyстых przez autigeniczne uwodnione tlenki żelaza. Można sądzić, że z tego względu ilość frakcji ciężkiej nie może być traktowana jako diagnostyczna dla obszaru podlegającego erozji i dostarczającego materiału detrytycznego, jak też dla warunków transportu.



BD 19



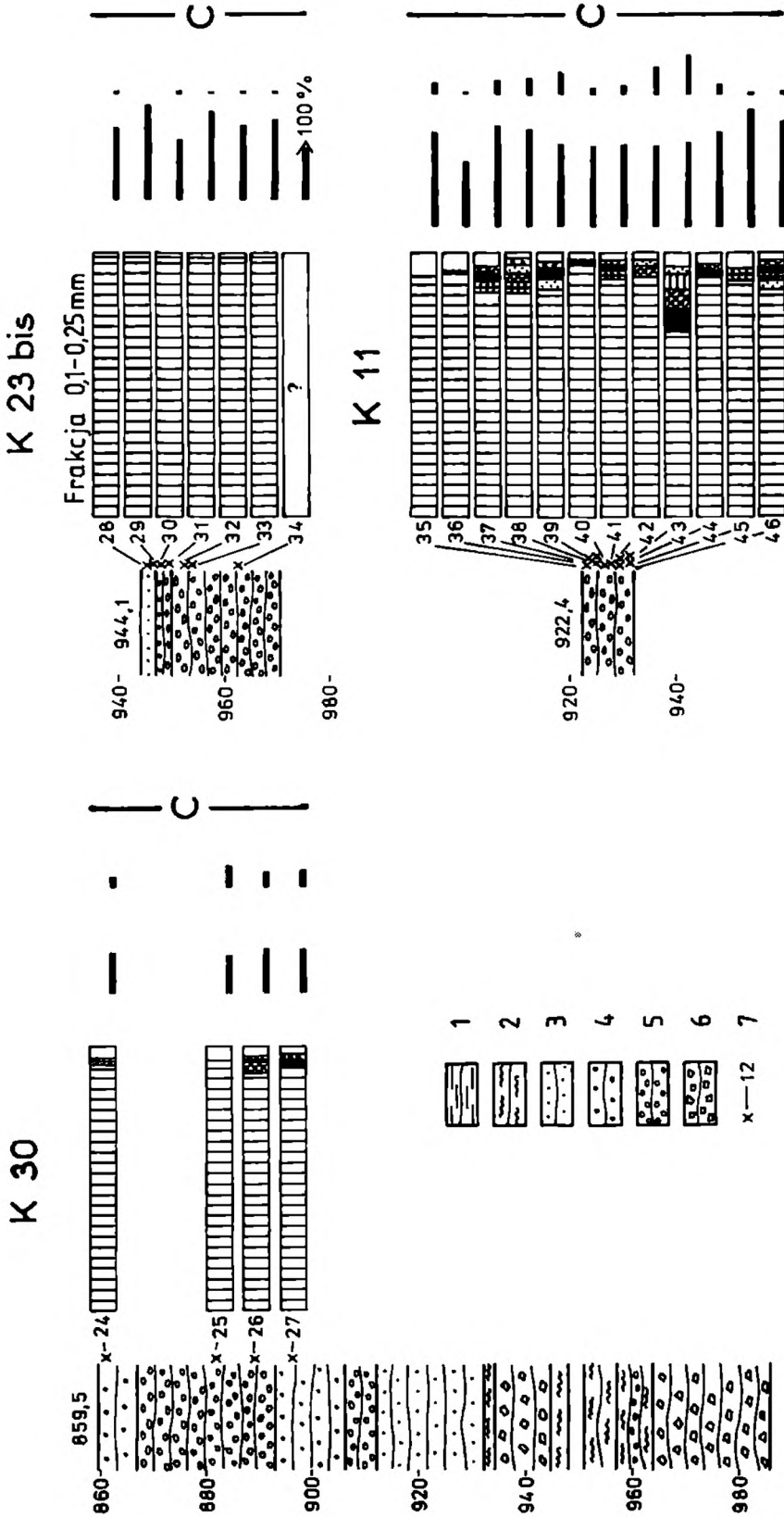


Fig. 3 Udział procentowy minerałów ciężkich w próbach, na tle profili otworów wiertniczych z rejonu Bzie - Dębina i Kaczyce: 1 - iltowce; 2 - mulowce; 3 - piaskowce drobno- i średnioziarniste; 4 - piaskowce gruboziarniste; 5 - zlepieńce; 6 - brekcje; 7 - lokalizacja prób z kolejnym numerem. Pozostałe symbole jak na Fig. 1

Fig. 3 Heavy mineral percentage logs against borehole logs of Bzie - Dębina and Kaczyce areas: 1 - mudstones; 2 - siltstones; 3 - fine- and medium-grained sandstones; 4 - coarse-grained sandstones; 5 - conglomerates; 6 - breccias; 7 - position of samples with serial number. For other explanations see caption to Fig. 1

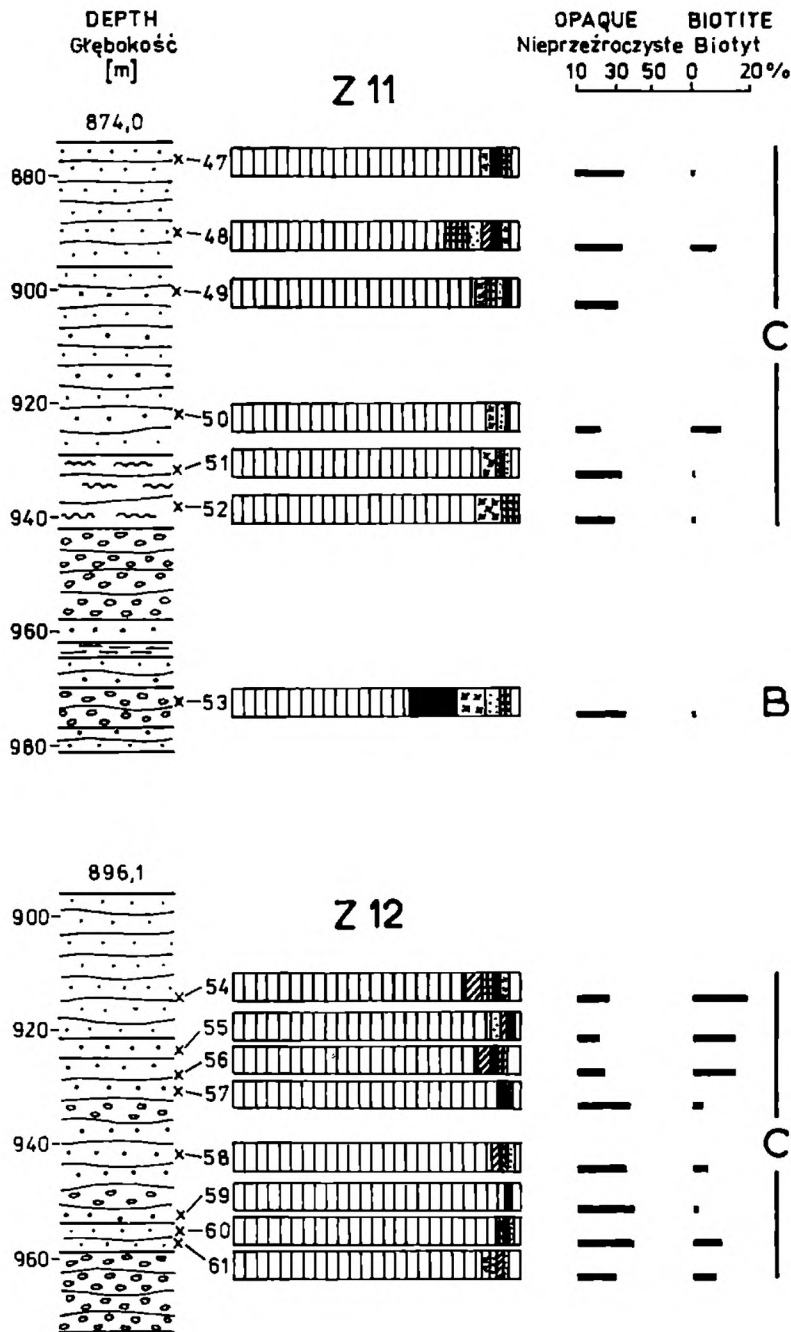


Fig. 4 Udział procentowy minerałów ciężkich w próbach na tle otworów wiertniczych z rejonu Zebrzydowic. Objasnienia jak na Fig. 1 i 3

Dość ubogi jest skład mineralny składników przezroczystych. Dominującym minerałem jest granat, którego ilość waha się od 39% do 99%. Tworzy on ziarna nieregularne, czasem izometryczne. Zwykle ziarna są ostrokrawędziste, rzadziej mają zaokrąglone naroża. Dość często zawierają wrostki rutylu lub cyrkonu. Część ziarn jest mocno spękana. Sporadycznie spotyka się tzw. granaty schodkowe o zregenerowanej powierzchni. Przeważają granaty bezbarw-

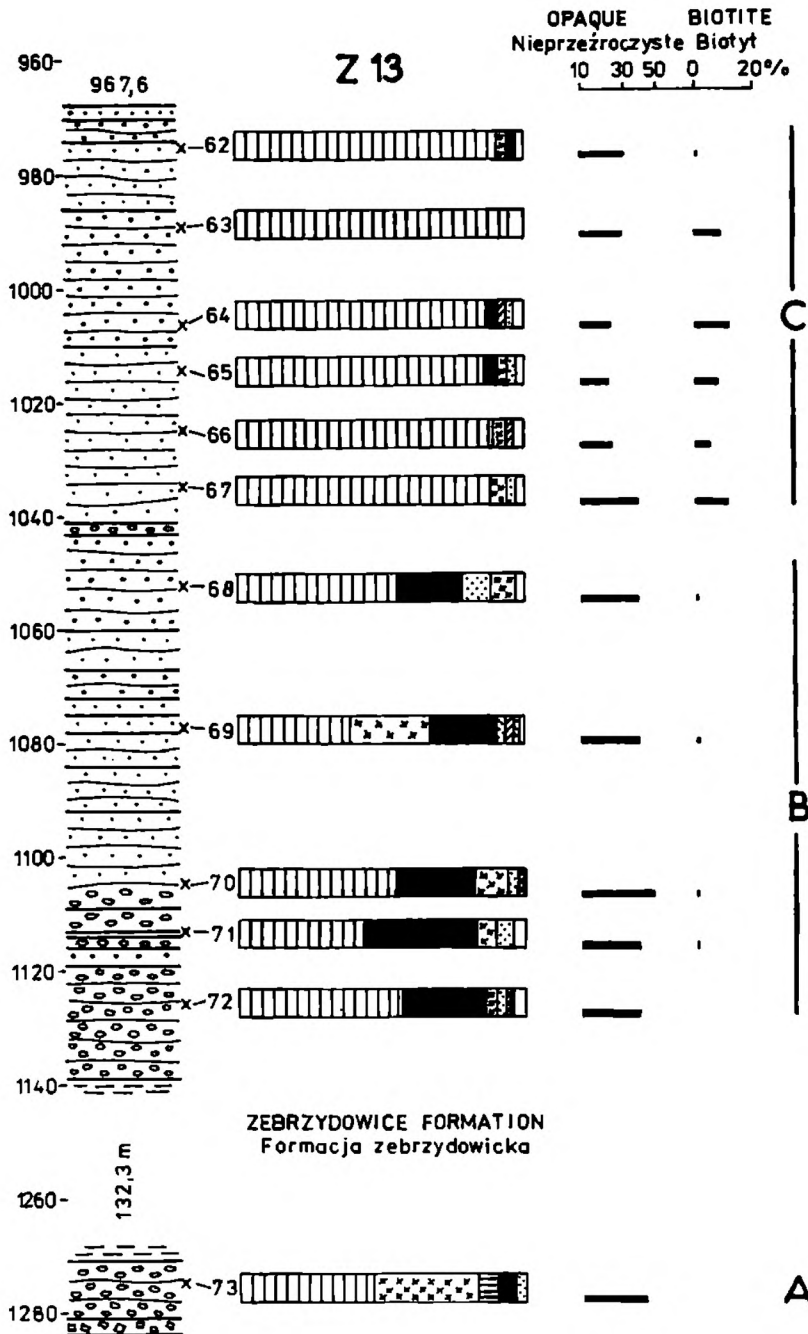


Fig. 4 Heavy mineral percentage shown against borehole logs of Zebrydowice area. For explanations see caption to Figs. 1 and 3

ne, bywają też żółtawe i bladioróżowe. Obserwowane barwy wskazują na zbliżony do almandynu lub piropu skład granatów. Dokładniejsze określenie charakteru mineralnego występujących granatów, przeprowadzono przy zastosowaniu analizy rentgenowskiej, po rozpuszczeniu minerałów nieprzeźroczystych w wodzie królewskiej. Z analiz dyfraktogramów wynika, że granaty w analizowanych próbkach należą do grupy pirałspitów. Biorąc

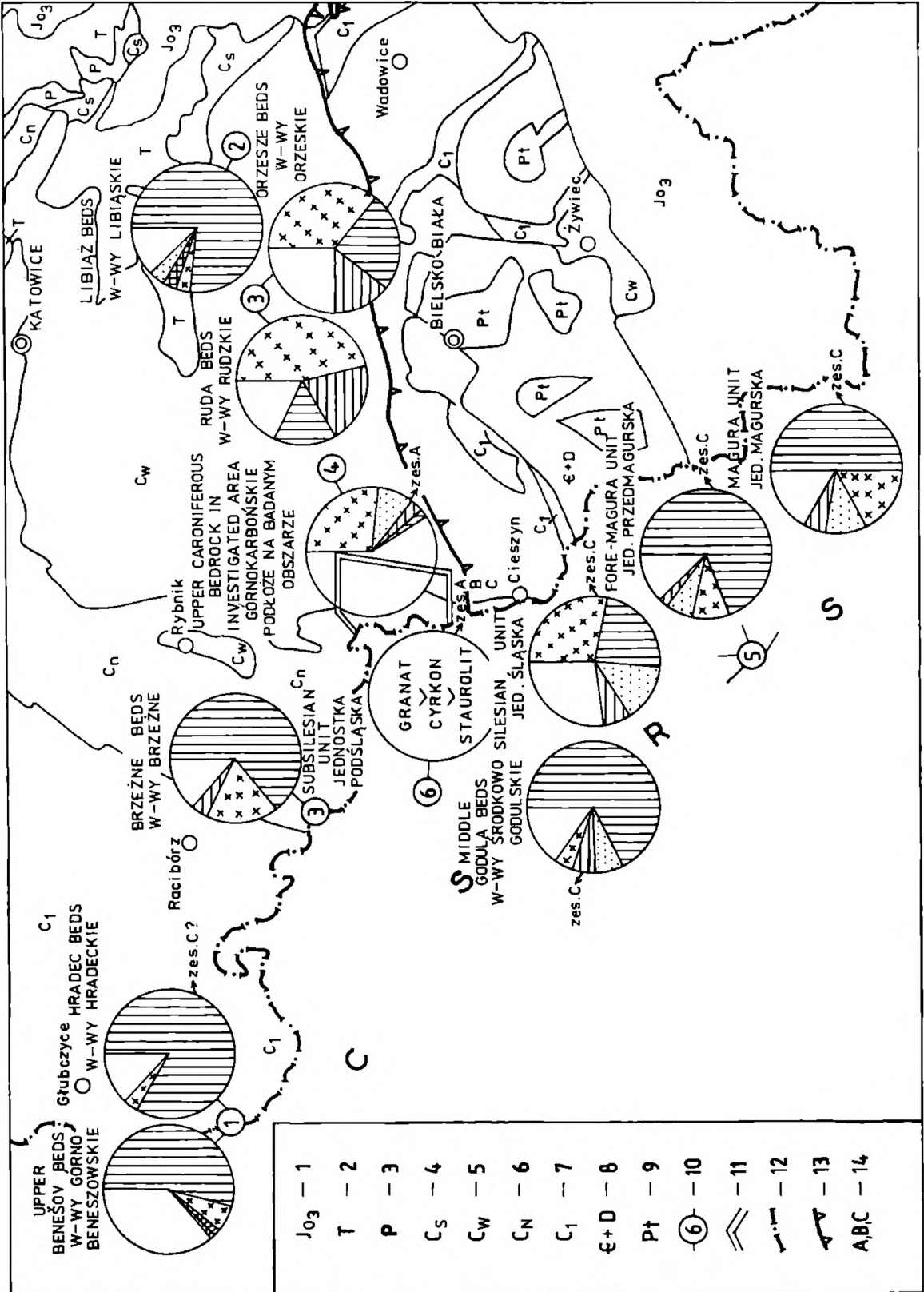


Fig. 5 Skład mineralny frakcji ciężkiej w skałach podłoża i fliszu karpackiego na tle szkicu geologicznego południowej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i obszarów sąsiednich. Szkic geologiczny według Rühle (1978), nieco uproszczony. 1 – jura (oksford); 2 – trias; 3 – perm; 4-6 – karbon górny: 4 – stefan; 5 – westfal; 6 – namur; 7 – karbon dolny; 8 – kambr + dewon; 9 – proterozoik; 10 – źródło danych: ① – Łydka, 1957; ② – Łydka, 1955; ③ – Szczerbiński, 1964; ④ – dokumentacje otworów wiertniczych; ⑤ – Kryowska-Iwazkiewicz & Unrug, 1967; ⑥ – Nowak & Szczurowska, 1964; 11 – zarys badanego obszaru; 12 – granica państwa; 13 – współczesny brzeg nasunięcia karpackiego; 14 – typy zespołów minerałów ciężkich. Pozostałe oznaczenia jak na Fig. 1, z wyjątkiem 13 – nieoznaczone, inne mniej liczne niż 1.5% oraz biotyt

Fig. 5 Heavy mineral composition of pre-Cretaceous bedrock in the southern part of the Upper Silesia Coal Basin and adjoining areas. Geological sketchmap after Rühle (1978), slightly simplified. 1 – Upper Jurassic (Oxfordian); 2 – Triassic; 3 – Permian; 4-6 – Upper Carboniferous: 4 – Stephanian; 5 – Westphalian; 6 – Namurian; 7 – Lower Carboniferous; 8 – Cambrian + Devonian; 9 – Proterozoic; 10 – sources of data: ① – Łydka, 1957; ② – Łydka, 1955; ③ – Szczerbiński, 1964; ④ – borehole documentation; ⑤ – Kryowska-Iwazkiewicz & Unrug, 1967; ⑥ – Nowak & Szczurowska, 1964; 11 – boundaries of studied area; 12 – state boundary; 13 – present front of the Carpathian overthrust; 14 – heavy mineral assemblages. Other explanations as in Fig. 1, except for 13 – indetermined minerals, other if less frequent than 1.5%, and biotite

pod uwagę obliczoną wielkość krawędzi komórki elementarnej, wynoszącą 11,58 Å, oraz przybliżone współczynniki załamania światła można przypuszczać, że obserwowane granaty są almandynami a częściowo almandynami z domieszkami cząsteczki piropowej i spessartynowej lub jednej z nich. Podobne wyniki prezentuje Kryowska (1966), także badająca osady trzeciorzędowe z zapadliska przedkarpackiego, choć głównie z obszaru między Krakowem a Dunajcem i zajmujące nieco wyższą pozycję w profilu utworów trzeciorzędowych.

W prawie każdej analizowanej próbie stwierdzono występowanie ziarn staurolitu. Maksymalny ich udział sięga 39%. Są to wyłącznie ziarna nieregularne. Obserwuje się charakterystyczny pleochroizm w barwach od jasnożółtej, słomkowej do intensywnie żółtej, prawie cytrynowej.

W niektórych próbach stwierdzono duży udział cyrkonów, sięgający maksymalnie 36%. Są to głównie ziarna idiomorficzne o pokroju słupkowym. Rzadsze są fragmenty słupka, a sporadycznie spotyka się formy dobrze obtoczone, owalne. Ziarna cyrkonów licznie występują w postaci wrostków z silną obwódką pleochroiczną w obrębie muskowitu i biotytu (czasem około 50 ziarn w 1 blaszce).

Do grupy minerałów występujących rzadziej i w niewielkiej ilości należą: turmalin, dysten, epidot i rutyl. Ziarna turmalinu są fragmentami słupków, czasem o za-

okrągłych narożach. Charakterystyczny jest dla nich pleochroizm o barwach od ciemnobrunatnej, nieledwie czarnej, do prawie bezbarwnej. Ziarna dystenu mają zwykle pokrój tabliczkowaty, rzadziej słupkowy. Przeważnie dostrzegalny jest słaby, jasnoniebieski pleochroizm. Rutyl występuje w postaci krótkich słupków o zaokrąglonych narożach, barwy pomarańczowo-brunatnej. Ziarna epidotu są zwykle zaokrąglone, mają jasne, oliwkowo-żółte barwy. Czasem widoczna jest łupliwość.

Sporadycznie stwierdzano tytanit, sylimanit, monacyt i apatyt. Do nielicznych składników należy zaliczyć amfibole, które reprezentowane są przez zieloną hornblendę. Choć często widoczna jest charakterystyczna łupliwość, wiele ziarn uległo także chlorytyzacji. Składnikiem wszystkich zespołów mineralnych jest muskowitz, występujący w formie zróżnicowanej wielkości bezbarwnych lub bladożółtych blaszek.

Zróżnicowana jest ilość stwierdzonego w próbkach biotyту. Są to blaszki o barwie od żółtawej do jasnobrunatnej. Rzadko widoczna jest łupliwość, natomiast częste są objawy chlorytyzacji. W kilku otworach wiertniczych obserwuje się większą ilość biotyту w partiach stropowych osadów. Niższe partie profilu cechują się zwykle bardzo niewielką jego ilością (Fig. 3 i 4). Ponieważ zmianom ilościowym nie towarzyszą zmiany jakościowe należy sądzić, że świadczą one raczej o zmianach w tempie sedymentacji niż o odmienności obszarów macierzystych dla materiału detrytycznego.

Skład mineralny frakcji ciężkiej przedstawiono w formie diagramów kołowych i wykresów kolumnowych. Diagramy kołowe (Fig. 1) reprezentują uśrednione spektrum dla danego otworu wiertniczego z uwzględnieniem wszystkich wykonanych analiz. Wyjątkiem są otwory: BD 46, Z 11 i Z 13. Stwierdzono w nich bowiem wyraźne zróżnicowanie składu mineralnego frakcji ciężkiej z głębokością, co umożliwiło wydzielenie odrębnych zespołów mineralów ciężkich (Fig. 3 i 4). W tych otworach przedstawiono uśrednione diagramy kołowe dla każdego wyróżnionego zespołu. Z danych zawartych na wykresach kolumnowych wynika, że w badanych osadach występują trzy zespoły mineralów ciężkich o składzie:

Zespół A – granat i cyrkon jako minerały główne, z domieszką staurolitu, turmalinu i rutilu

Zespół B – granat, staurolit i cyrkon jako minerały główne, z mniejszym udziałem turmalinu

Zespół C – zdecydowanie dominujący granat z niewielką ilością staurolitu, cyrkonu i turmalinu w niektórych próbach.

Wszystkie trzy zespoły występują jedynie w otworze Z 13, który zlokalizowany jest w największym obniżeniu podłoża karbońskiego. W otworze BD 46 stwierdza się następstwo AC, a w otworze Z 11 sekwencję BC. W pozostałych badanych otworach wiertniczych rozpoznano wyłącznie zespół C.

DYSKUSJA WYNIKÓW

Wyjątkowo niska zawartość amfiboli i piroksenów, a także mało urozmaicony skład frakcji ciężkiej skłaniają do przypuszczenia, że materiał okruchowy w rozpatrywanych osadach nie pochodził bezpośrednio ze skał magmowych czy metamorficznych, lecz z redepozycji skał osadowych. Powyższy wniosek ukierunkowuje poszukiwania stref alimentacji dla wyróżnionych zespołów minerałów ciężkich. Na Fig. 5 przedstawiono diagramy ilustrujące skład frakcji ciężkiej w potencjalnych strefach alimentacji, sporządzone na podstawie danych publikowanych. Interpretując zawarte w diagramach dane należy uwzględnić, że ilustrują one zestaw minerałów ciężkich w różnych klasach ziarnowych. Ponadto, tylko część badaczy uwzględniała biotyt w analizie statystycznej. Toteż dla porównań, bardziej istotne są proporcje między składnikami – zwłaszcza ważnymi dla interpretacji badanych utworów trzeciorzędowych (granaty, cyrkon, staurolit) – aniżeli bezwzględna ilość poszczególnych minerałów.

Zespół A związany jest z utworami określanymi jako brekcje spągowe (saproilit), będące efektem wietrzenia górnokarbońskiego podłoża. Utwory te powinny zatem zawierać zespół minerałów ciężkich zbliżony do skał górnokarbońskich. Szczegółowe studia nad składem frakcji ciężkiej w skałach górnokarbońskich prowadził Szczerbiński (1964). Badania te koncentrowały się głównie w centralnej i wschodniej części zagłębia górnosląskiego oraz Rybnickiego Okręgu Węglowego, jako obszarów ówczesnej eksploatacji górniczej. Cytowany autor stwierdził występowanie trzech głównych minerałów we frakcji ciężkiej: granatu, cyrkonu i biotytu i podrzędnie – turmalinu i rutyłu. Wzajemne proporcje minerałów zmieniają się w szerokim zakresie tak lateralnie jak i pionowo. Dla interpretacji związków skał podłoża z badanymi osadami trzeciorzędowymi ważna jest obserwacja, że w strefie położonej najbliżej badanego obszaru, zaznacza się wyraźne zmniejszenie ilości granatów na rzecz cyrkonu. Natomiast informacje o składzie frakcji ciężkiej w utworach górnokarbońskich na obszarze Bzia - Dębiny, Zebrzydowic i Kaczyc, zawarte są w dokumentacjach niektórych otworów wiertniczych. Mineralemi ciężkimi występującymi tu najczęściej i w co najmniej kilkuprocentowych ilościach są: biotyt, cyrkon, turmalin i rutil. W mniejszych ilościach występują także apatyt i fluoryt. Nie stwierdzono staurolitu, a granat występuje jedynie śladowo i tylko w części prób (Fig. 5). Pamiętając o zasygnalizowanym wcześniej antagonistycznym występowaniu granatu i cyrkonu w zależności od wielkości ziarn, należy podkreślić, że przedstawione badania dotyczą frakcji 0.2 – 0.5 mm. W porównywalnej z aktualnym opracowaniem, frakcji 0.05 – 0.25 mm, stosunek cyrkonu do granatu prawdopodobnie byłby jeszcze większy.

Powyższe uwagi dotyczące granatów, są istotne ze względu na dominację tych minerałów we wszystkich zespołach występujących w badanych osadach

trzeciorzędowych. Nawet w zespole A, charakteryzującym brekcje leżące bezpośrednio na stropie karbonu udział granatów sięga 50%. Sugeruje to, że osady spągowe nie są wyłącznie utworem rezydulanym, lecz w znacznej mierze zawierają składniki spoza górnokarbońskiego podłoża. Dotyczy to głównie frakcji mułowcowo-piaszczystych, poddawanych analizie. Natomiast materiał gławowy był głównie karboński, na co wskazują obserwacje makroskopowe.

Bardziej złożony model sedymentacji przyjmowany jest dla formacji dębowieckiej, stanowiącej zasadniczy przedmiot badań. Zgodnie z poglądami zawartymi w literaturze, strefami źródłowymi dla klastyków dębowieckich były: podłoże górnokarbońskie, wychodnie kulmu oraz Karpaty fliszowe (Buła & Jura, 1983; Oszczypko & Tomasz, 1985). Z przytoczonych wcześniej danych wynika, że utwory górnokarbońskiego podłoża nie mogły stanowić istotnego źródła materiału. Powyższy wniosek wynika z braku w skałach podłoża staurolitu charakteryzującego zespół B oraz z występowania w utworach karbońskich śladowych ilości granatów, które dominują w obydwu zespołach formacji dębowieckiej (Fig. 3 i 4). Spośród utworów górnokarbońskich pewien wpływ na skład zespołu C mogły wywrzeć jedynie bogate w granaty utwory krakowskiej serii piaskowcowej (Łydka, 1955; Fig. 5), lecz wymagałoby to przyjęcia transportu z kierunku NE, co nie znajduje uzasadnienia w cechach teksturalnych opisywanych osadów (Solik-Heliasz, 1987).

Utwory kulmu cechują się dominacją granatu w składzie frakcji ciężkiej jedynie w rejonie Głubczyc (Łydka, 1957; Fig. 5). Natomiast w utworach dolnokarbońskich ze wschodniego obrzeżenia zagłębia górnosląskiego obserwuje się wyraźną przewagę cyrkonów (Krysowska, 1959 fide Szczerbiński, 1964). Ze względu na zbliżony do równoleżnikowego przebieg dolin kopalnych i ich nachylenie w kierunku ESE (por. Fig. 1), nie można wykluczyć z rozważań utworów kulmu z zachodniego obrzeżenia Górnosląskiego Zagłębia Węglowego jako strefy alimentacji, zwłaszcza dla zespołu C. Nie mogło to być jednak liczące się źródło materiału, gdyż w zespole C w prawie każdej próbie występuje w niewielkiej ilości staurolit, nicobecny w utworach kulmu. Z kolei, minerał równie odporny w procesach wietrzenia i transportu jakim jest rutyl, stanowiący minerał towarzyszący granatom w skałach kulmu, w badanych osadach jest stwierdzany sporadycznie.

W utworach fliszowych jednostki śląskiej, ograniczających badany obszar od południa, także nie stwierdzono występowania staurolitu w ilościach większych niż kilka procent, a zwykle w ogóle nie był odnotowany (Nowak & Szczurowska, 1964; Burtan & Szczurowska, 1964; Krysowska-Iwaszkiewicz & Unrug, 1967). Natomiast niektóre jednostki litostratygraficzne fliszu zawierają dużą ilość granatów (Fig. 5). W jednostce śląskiej szczególnie bogate w granaty są środkowe warstwy godulskie i górne warstwy istebniańskie. Duży udział granatów i obecność staurolitu notowana jest ponadto ze wschodniej i centralnej części polskiego odcinka Karpat (Jaskólski, 1939; Tokarski, 1947; Łoziński, 1956; Leszczyński, 1981).

Należy jednak uwzględnić, że we wczesnym badaniu, kiedy osadzały się utwory formacji dębowieckiej, brzeg Karpat budowały utwory jednostki podśląskiej, sięgające wówczas grzbietu Cieszyn - Slávkov (Oszczypko & Tomáš, 1985). Tworzyły się wtedy wielkie spływy grawitacyjne złożone ze skał fliszowych, pokrywające utwory karpatańskie. Osady tych spływów zachowane są na południe od obszaru badań i wydzielane w obrębie formacji dębowieckiej jako ogniwo zamarskie (Buła & Jura, 1983). Równocześnie, poddane procesom erozyjnym utwory fliszowe jednostki podśląskiej, stanowiły źródło materiału dla utworów detrytycznych osadzanych na północ od rejonu Kaczyc (Fig. 1). Wiązać je należy głównie z zespołem B, charakterystycznym dla dolnego odcinka utworów dębowieckich. Ze względu na znaczne zredukowanie obszaru wychodni jednostki podśląskiej przez ruchy nasuwcze Karpat po wczesnym badaniu, brak jest bliższych danych o składzie frakcji ciężkiej w serii podśląskiej. Jedynie Nowak i Szczurowska (1964) wspominają, że utwory dolnej i górnej kredy podśląskiej z Karpat Bielskich wykazują przewagę granatu nad cyrkonem i zawierają staurolit (Fig. 5).

Z utworów fliszowych pochodził także materiał wyższej części formacji dębowieckiej, charakteryzujący się zespołem C. Źródłem materiału detrytycznego mogły być zarówno niektóre z podanych wcześniej ogniw jednostki śląskiej, jak też niedostępne dzisiaj obserwacjom ogniwa jednostki podśląskiej.

Pochodzenie materiału utworów formacji dębowieckiej ze skał fliszowych wydaje się uzasadnione w świetle dokonanego przeglądu innych potencjalnych stref alimentacyjnych.

W podsumowaniu należy stwierdzić, że wobec skromnego materiału porównawczego i podniesionych zastrzeżeń natury metodycznej, przedstawione wyniki nie pozwalają na jednoznaczne rozstrzygnięcia. Wydaje się jednak celowe podkreślenie, że w oparciu o badania minerałów ciężkich, rysuje się nieco bardziej złożony model sedimentacji trzeciorzędowych utworów detrytycznych w SW części zapadliska przedkarpackiego, aniżeli dotąd przyjmowany (Buła & Jura, 1983). Brekcje spągowe, uważane za osad typowo rezydualny, co najwyżej przemieszczany w formie koluwium, zawierają znaczną ilość materiału spoza górnokarbońskiego podłoża. Materiał allochtoniczny dominuje szczególnie w tych frakcjach, w których analizowano skład minerałów ciężkich. Towarzyszy on grubookruchowemu materiałowi górnokarbońskiemu. W obrębie formacji dębowieckiej nie tylko zaznacza się stopniowe zmniejszanie wielkości ziarn w kierunku stropu, lecz występuje wyraźna dwudzielność. Partia spągowa, zachowana jedynie w największych obniżeniach podłoża, była zasilana z odmiennych źródeł niż szeroko rozprzestrzeniona część górnokarbońska. Choć w obydwu wypadkach materiał detrytyczny pochodził głównie z Karpat, to wydaje się, że erozji poddawane były utwory z różnych jednostek litostratygraficznych fliszu karpackiego.

Związek utworów trzeciorzędowych centralnej części zapadliska przedkarpackiego z erodowanymi skałami fliszowymi podkreśla także Krysowska

(1966) na podstawie badań minerałów ciężkich. Podobny pogląd prezentuje Doktor (1983) w oparciu o badania sedymentologiczne i petrograficzne utworów żwirowych występujących w przykarpackiej części zapadliska przedkarpackiego, w obrębie pelitycznych utworów miocenu.

Dokładne ustalenie źródeł alimentacji dla badanych utworów detrytycznych mogłoby uzupełnić rozważania nad przebiegiem depozycji w zapadlisku przedkarpackim oraz ewolucji brzegu Karpat. Wymaga to jednak prowadzenia dalszych studiów nad składem frakcji ciężkiej, zarówno utworów fliszowych jak i skał podłoża współczesnych Karpat w ich brzeżnej partii (Fig. 5). Autorzy sądzą ponadto, że przeprowadzenie analizy składu frakcji ciężkiej także w utworach formacji skawińskiej mogłoby stanowić ważny element w rekonstrukcjach palinostycznych brzegu Karpat w dolnym badenie.

Podziękowania

Autorom przypadł miły obowiązek podziękowania dr Eleonorze Solik-Heliasz z Głównego Instytutu Górniczego za dostarczenie prób do badań. Dziękujemy także mgr B. Ptakowi za wykonanie analiz rentgenowskich oraz mgr R. Chybiorzowi za wykreślenie rysunków.

LITERATURA CYTOWANA – REFERENCES

- Alexandrowicz, S.W., 1971. Profil wzorcowy warstw skawińskich (badenian) w Skawinie koło Krakowa. *Spraw. Pos. Komis. Nauk. Oddz. PAN w Krakowie*, 17: 194 – 195.
- Buła, Z. & Jura, D., 1983. Litostratygrafia osadów rowu przedgórskiego Karpat w rejonie Śląska Cieszyńskiego. *Zesz. Nauk. AGH, 913, Geologia*, 9(1): 5 – 27.
- Burtan, J. & Szczurowska, J., 1964. Minerale ciężkie warstw godulskich okolic Myślenic i Wiśniowej. *Kwart. Geol.*, 8: 980 – 981.
- Doktor, M., 1983. Sedymentacja osadów żwirowych w miocenie na przedpolu Karpat. *Studia Geol. Polon.*, 78: 107 pp.
- Jaskólski, S., 1939. Wstęp do charakterystyki petrograficznej niektórych serii ropnych polskich Karpat fliszowych. *Państw. Inst. Geol. Biul.*, 23: 1 – 90.
- Krysowska, M., 1966. Minerale ciężkie w utworach miocenijskich obszaru śląsko-krakowskiego. *Prace Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 36: 71 pp.
- Krysowska-Iwaszkiewicz, M. & Unrug, R., 1967. Heavy minerals in the flysch of the Polish Western Carpathians. *Bull. Acad. Polon. Sc. Ser. Sc. Geol. Geogr.*, 15(2): 57 – 64.
- Leszczyński, S., 1981. Piaskowce ciężkowickie jednostki śląskiej w Polskich Karpatach: Studium sedymentacji głębokowodnej osadów gruboklastycznych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 51: 435 – 502.
- Łoziński, J., 1956. Porównanie zespołów minerałów ciężkich fliszu podhalańskiego, aalenu fliszowego w pasie skałowym i egzotyków jurajskich z Bachowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 26: 157 – 164.
- Łydka, K., 1955. Studia petrograficzne nad permo-karbonem krakowskim. *Inst. Geol. Biul.*, 97: 115 – 227.
- Łydka, K., 1957. Studia petrograficzne kulmu okolic Głubczyc. *Arch. Miner.* 21: 119 – 167.
- Nawara, K., 1969. Minerale ciężkie w utworach trzeciorzędowych i czwartorzędowych zagłębia żytawskiego. *Kwart. Geol.*, 13: 643 – 654
- Nowak, W. & Szczurowska, J., 1964. Wyniki badań minerałów frakcji ciężkiej oraz uwagi o paleogeografii dolnej i górnej kredy śląskiej i podśląskiej Karpat Bielskich. *Kwart. Geol.*, 8: 975
- Oszczytko, N. & Tomasz, A., 1985. Tectonic evolution of marginal part of the Polish Flysch Carpathians in the Middle Miocene. *Kwart. Geol.*, 29: 109 – 128

- Ruhle, E., (red.), 1978. *Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoicznych i kredowych w skali 1:500 000*. Wyd. Geol.,
- Solik-Heliasz, E., 1987. *Zmienności własności hydrogeologicznych warstw dębowieckich w południowo-zachodniej części GZW na tle ich cech strukturalnych*. Archiwum Głównego Instytutu Górnictwa, 96pp., (niepublikowane-unpublished)
- Szczerbiński, J., 1964. *Minerały ciężkie skał karbońskich jako minerały przewodnie przy badaniach stratygraficznych*. Archiwum Politechniki Gliwickiej, Gliwice, 170 pp., (niepublikowane-unpublished)
- Szczurowska, J., 1961. O wieku cieszynitów na podstawie analiz minerałów ciężkich w górnych łupkach cieszyńskich. *Kwart. Geol.*, 5: 175 – 181
- Tokarski, J., 1947. Ciężkie minerały jako wskaźniki stratygraficzne serii fliszowych. *Spraw. Pos. PAU*, 6
- Turnau-Morawska, M., 1955. Znaczenie analizy minerałów ciężkich w rozwiązywaniu zagadnień geologicznych. *Acta Geol. Polon.*, 5 (3): 363 – 388
- Turnau-Morawska, M. & Łydka, K., 1952. Studia petrograficzne nad arkozą kwaczalską. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 22: 473 – 494
- Unrug, R., 1968. Kordyliera śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysokiego (Polskie Karpaty Zachodnie). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38: 81 – 164.