

WĘGLANOWOŚĆ, OBTOCZENIE ZIAREN I MINERAŁY CIĘŻKIE W FORMACJACH PALEOGENU I NEOGENU ŚRODKOWOZACHODNIEJ POLSKI

CARBONATE CONTENT, GRAIN ROUNDNESS AND HEAVY MINERALS IN PALEOGENE AND NEOGENE FORMATIONS OF MIDDLE WEST POLAND

ANDRZEJ ROMANEK¹

Abstrakt. W 40 próbkach pochodzących z czterech formacji paleogeńskich (oligocen) i czterech formacji neogeńskich (miocen) zbadano standardowymi badaniami litopetrograficznymi węglanowość, obtoczenie materiału ziarnistego i skład minerałów ciężkich. Cechy te dobrze charakteryzują analizowane osady i mogą służyć do określania ich pozycji litostratygraficznej. Ma to szczególne znaczenie w badaniach stratygraficznych krótkich odcinków rdzeni wiertniczych, które są głównym materiałem badawczym analizowanych osadów na Niziu Polskim. Formacje morskie oligocenu charakteryzuje podwyższona węglanowość i średnie obtoczenie materiału ziarnistego. Formacje te różniące skład minerałów ciężkich. Formacje lądowe oligocenu i miocenu odznaczają się niską węglanowością, na ogół złym stopniem obtoczenia ziaren i znaczną wewnętrzną odmiennością składu i udziału minerałów ciężkich.

Słowa kluczowe: węglanowość, obtoczenie ziaren, minerały ciężkie, litostratygrafia, paleogen, neogen, środkowozachodnia Polska.

Abstract. The most indicative qualities of four Paleogene formations (Oligocene) and four Neogene formations (Miocene), 40 samples of which have been the subject of the standard lithopetrographic analysis, prove to be carbonate content, grain roundness and composition of heavy minerals. Consequently, on the basis of these features, the lithostratigraphic position of the sediments may be determined, which is of high importance for stratigraphic examinations of short drill core intervals remaining the main research material of the analyzed deposits of the Polish Lowland. Oligocene marine formations are characterized by high carbonate content, medium grain roundness and varying composition of heavy minerals. As far as Oligocene and Miocene continental formations are concerned, low carbonate content and generally angular grains as well as significant differences in the heavy minerals' composition and percentage may be observed.

Key words: carbonate content, grain roundness, heavy minerals, lithostratigraphy, Paleogene, Neogene, Middle West Poland.

WSTĘP

Podczas wykonywania arkuszy *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (SMGP)* głębiej są rdzeniowane otwory badawcze których zadaniem na Niziu Polskim jest z reguły przebicie utworów czwartorzędowych i nawiercenie skał podścielających. W efekcie uzyskuje się z podłoża czwartorzędu zwykle krótkie – kilku-, kilkunastometrowej długości profile utworów paleogeńskiego lub neogeńskiego podłoża. Fragmenty te wyrwane z szerszego kontekstu litologicznego są

często trudne do interpretacji stratygraficznej, bez której stają się geologicznie mało użyteczne. Z utworów tych pobierane są próby do standardowych badań litopetrograficznych. Badania te obejmują cztery analizy: uziarnienia, obtoczenia materiału ziarnistego, składu minerałów ciężkich oraz węglanowości. Przedmiotem artykułu jest próba wyróżnienia i określenia wartości cech litopetrograficznych poszczególnych jednostek litostratygraficznych paleogenu i neogenu występujących na

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce; e-mail: andrzej.romanek@pgi.gov.pl

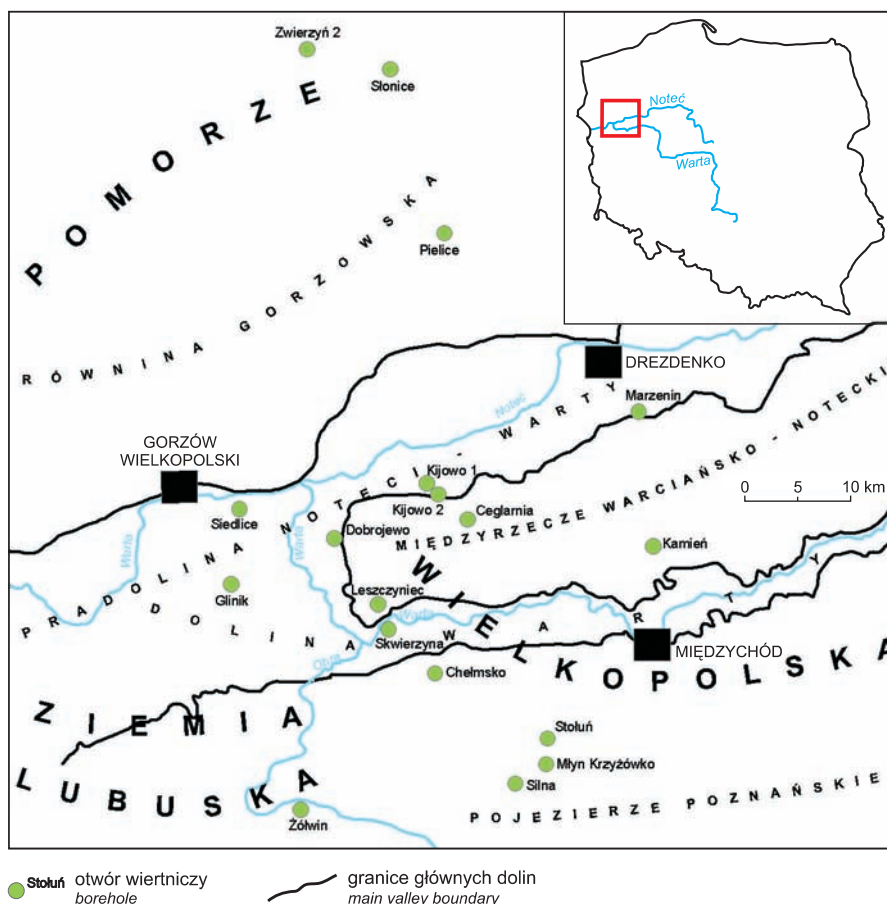


Fig. 1. Lokalizacja obszaru badań i analizowanych profili wiertniczych

Location map of the study area and borehole sections examined

omawianym obszarze. W powiązaniu z obserwacjami makroskopowymi umożliwiłoby to bardziej wiarygodną, bo opartą na wynikach badań cech mierzalnych, identyfikację jednostek litostratygraficznych nawiercanych pod czwartorzędem i tym samym włączenie wyników wierceń kartograficznych do badań stratygrafii skał paleogenu i neogenu.

Zbadano osady z 40 próbek pochodzących z rdzeni 18 otworów kartograficznych odwierconych na 9 arkuszach *SMGP* (fig. 1). Cechy litopetrograficzne formacji mosińskiej dolnej określono na podstawie 7 próbek, formacji rupelskiej – 6, formacji mosińskiej górnej – 4, formacji czempińskiej – 9, formacji gorzowskiej – 3, nierozdzielonych formacji adamskiej i pawłowickiej – 3, formacji krajeńskiej – 5, a formacji poznańskiej – 3. Zinterpretowano wyniki badań

Romanek (1994a, b, 1995, 1997a–c, 1999), Fert i innych (2000a, b) oraz Michałowskiej i Masłowskiej (2002).

Zdecydowana większość próbek pobieranych do badań pochodziła z osadów o dobrze określonej pozycji stratygraficznej. Nanoplanktonowe analizy utworów oligoceńskich wykonała Gaździcka (1994, 1997, 1999), a palinologiczne Ważyńska (1994a–d, 1996), Słodkowska (1996, 2000a, b) i Karoń (2002a, b).

Tylko osady o niewyraźnych cechach litostratygraficznych, leżące najprawdopodobniej nad formacją krajeńską i pod formacją poznańską, określone tu jako formacje adamska i pawłowicka, nie są zbadane biostratygraficznie, a ich pozycja wynika z analizy budowy geologicznej omawianego obszaru.

STRATYGRAFIA

Osady kenozoiczne na omawianym obszarze spoczywają na skałach górnej kredy (fig. 2, 3). Utwory kredowe reprezentowane są przez rozmaite skały węglanowe (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1979, 1981; Romanek, 2009) powstałe podczas kampanu i dolnego mastrychtu (Gawor-Bie-

dowa, Witwicka, 1960; Gawor-Biedowa, 1972; Cieśliński, Jaskowiak, 1973; Błaszkiwicz, 1984; Gaździcka, 1994, 1997, 2000).

Na denudacyjnej powierzchni skał kredowych leżą osady oligoceńskie (Ciuk, 1974; Dyjor, 1974; Piwocki,

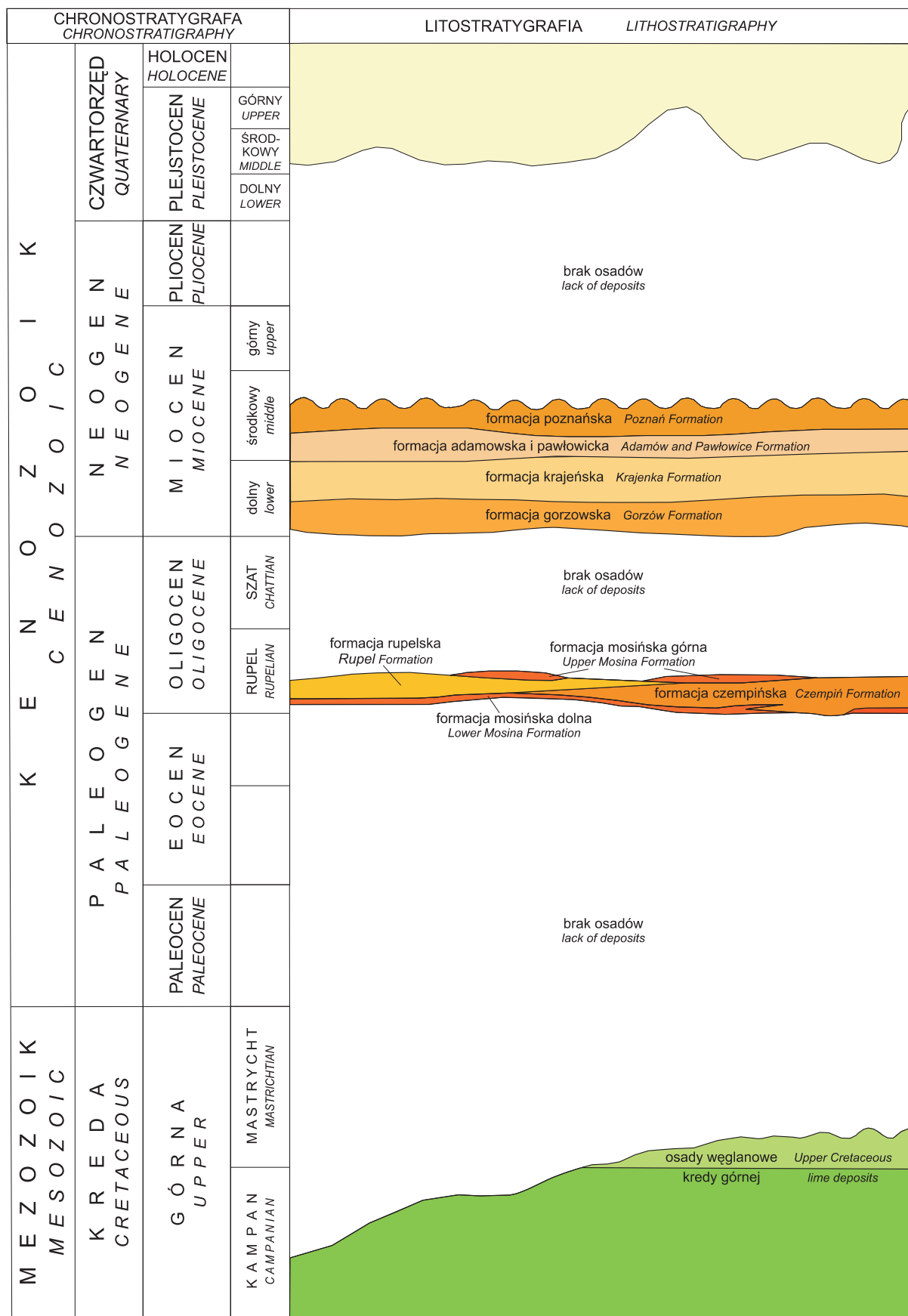


Fig. 2. Stratygrafia osadów kenozoicznych i ich podłoża

Stratigraphy of the Cenozoic and its basement

Olkowicz-Paprocka, 1987; Romanek, 2009). Rozdziela je więc długotrwała luka stratygraficzna obejmująca górny mastrycht, paleocen i prawie cały eocen (około 36 mln lat).

Profil paleogenu tworzą cztery litostratygraficzne jednostki – nieformalne formacje: mosińska dolna, rupelska, mosińska górna i czempińska (Ciuk, 1974; Dyjor, 1974; Piwocki, Olkowicz-Paprocka, 1987; Piwocki, 2004). Trzy pierwsze obejmują skały morskie, ostatnia reprezentuje zespół środowisk lądowych. Wszystkie utworzyły się we wczesnym oligocenie (rupelu) i ewentualnie w najmłodszym eocenie (Gaździcka, 1994, 1997, 1999).

Między osadami oligocenu i miocenu nie ma ciągłości, ale obserwowane penakordantne zaleganie utworów, obecność stosunkowo pełnych profili, krótkotrwałość luki obejmującej wyższy oligocen (około 4 mln lat) wskazują raczej na brak sedimentacji niż rozwój procesów denudacyjnych na większą skalę (Romanek, 2009).

Kompleks osadów miocেনskich składa się z czterech nieformalnych formacji reprezentujących dolny i środkowy miocen. Są to, poczynając od najstarszej, formacje: gorzowska, krajeńska, adamowska i pawłowicka oraz poznańska (Ciuk, 1970; Dyjor, 1970; Piwocki, 1991, 2004; Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1997; Stankowski, 2000; Romanek, 2009).

Ilaste osady formacji poznańskiej wieńczą profil neogenu. Ponad nimi leżą utwory czwartorzędowe. Rozdzielająca je luka stratygraficzna obejmuje wyższy miocen, pliocen i dolną część czwartorzędu po zlodowacenie nidy (około 5 mln lat).

Wyższy czwartorzęd reprezentuje zespół rozmaitych utworów glacialnych, fluwioglacialnych, zastoiskowych i stokowych powstałych w trakcie sześciu zlodowaceń (od zlodowacenia nidy począwszy) oraz osadów rzecznych, jeziornych i eolicznych reprezentujących rozdziałające je interglacjalny i holocen (Romanek, 2009).

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

W rdzeniach profili wiertniczych pod czwartorzędem stwierdza się obecność warstw nachylonych. Nawiercane są osady różnych jednostek litostratygraficznych paleogenu i neogenu, miąższości tych utworów oraz osadów czwartorzędowych są zmienne w szerokich granicach i wzajemnie się kompensują. Wszystko to wskazuje na zaburzony charakter podłoża czwartorzędu (fig. 3) uzasadniony głównie procesami glacitektonicznymi związanymi z aktywnością najstarszego na omawianym obszarze – lądolodu nidziańskiego (Romanek, 2009).

Obecność pod osadami czwartorzędu różnowiekowych skał neogenu i paleogenu wynika częściowo również z ograniczonego pierwotnego rozprzestrzenienia niektórych formacji (np. formacji poznańskiej), a także z denudacyjnego usunięcia górnych fragmentów pokrywy osadowej podścielającej czwartorzęd.

Pod osadami czwartorzędowymi środkowozachodniej Polski można się spodziewać utworów paleogenu i neogenu różnego wieku, a także w wyjątkowych przypadkach (np. w dnach głębokich rynien) skał kredowych (Romanek, 2009).

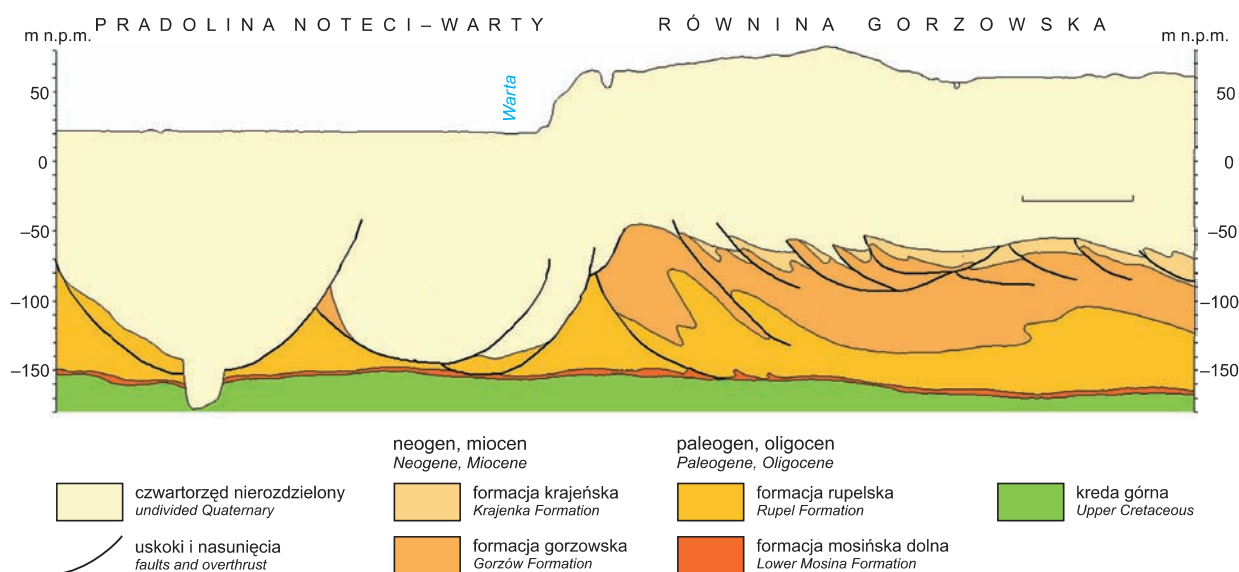


Fig. 3. Schemat budowy geologicznej

Schematic geological structure of the area

BADANIA LITOPETROGRAFICZNE

W skład standardowych badań litopetrograficznych stosowanych do skał podłoża czwartorzędu wchodzi analiza uziarnienia, analiza obtoczenia ziaren kwarcu, analiza składu minerałów ciężkich i badanie węglanowości.

Analiza uziarnienia precyzuje i uwiarygadnia obserwacje makroskopowe, i w takim stopniu może być użyteczna do identyfikacji jednostek litostratygraficznych. Obtoczenie ziaren kwarcu, skład minerałów ciężkich i węglanowość to cechy, których makroskopowo nie można określić. Zmierzone instrumentalnie mogą być pomocne do kwalifikacji litostratygraficznej nawierzonego pod czwartorzędem analizowanego osadu.

Do badań obtoczenia wykorzystuje się ziarna kwarcu o średnicy 0,5–1,0 mm. Są one fotografowane i w powiększeniu makroskopowo zaliczane do poszczególnych grup ziaren: obtoczonych, częściowo obtoczonych i kanciastych. Stan obtoczenia materiału ziarnistego opisuje współczynnik obtoczenia:

$$R = \frac{K + 0,5C}{O + 0,5C}$$

gdzie:

- O* – procentowe zawartości ziaren obtoczonych;
- C* – procentowe zawartości ziaren częściowo obtoczonych;
- K* – procentowe zawartości ziaren kanciastych.

Podkreślenia wymaga fakt, że jednolicie wykształcone skały drobnoziarniste (iły, mułki) i gruboziarniste (gruboziarniste piaski i żwiry) nie zawierają ziaren wykorzystywanych do badania obtoczenia, dlatego też dla kilku próbek z niektórych formacji brakuje wyników badań obtoczenia materiału ziarnistego (np. formacja rupelska, formacja poznańska).

Minerały ciężkie wydziela się z frakcji 0,10–0,25 mm. Wśród nich wyróżnia się grupę minerałów nieprzezroczystych, węglany, glaukonit, oraz grupę minerałów przezroczystych, w której identyfikowane są poszczególne rodzaje minerałów. W analizie minerałów przezroczystych ustala się proporcje minerałów ciężkich przezroczystych do nieprzezroczystych, obecność węglanów i glaukonitu, zależności między ilością minerałów łuszczykowych, odpornych i nieodpornych oraz udział poszczególnych minerałów i ich grup w spektrum. Analiza ilościowa minerałów ciężkich powinna być prowadzona na materiale nie mniejszym niż 300 ziaren minerałów ciężkich przezroczystych w próbce.

Minerały ciężkie obecne w osadach paleogenu i neogenu były już w Polsce przedmiotem badań i licznych publikacji (m.in. Kosmowska-Ceranowicz, 1979; Kosmowska-Ceranowicz, Bühman, 1982; Masłowska, Michałowska, 2004). Występowanie minerałów ciężkich zbadano w profilach z Pomorza, Mazur, okolic Warszawy i Poznania, wyróżniając szereg zespołów skalnych z charakterystycznym dla nich spektrum minerałów. Porównanie wyników tych badań z

aktualnie prezentowanymi napotyka na trudności. Wynikają one przede wszystkim z różnych frakcji użytych do wydzielenia minerałów ciężkich. Także sposób wykorzystania wyników badań jest różny. Celem jednych było wydzielenie „poziomów” stratygraficznych według kryterium występowania i składu minerałów ciężkich; celem obecnych jest uzupełnienie charakterystyki makroskopowej jednostek litostratygraficznych, m.in. o obecność i udziały w ich osadach minerałów ciężkich.

Węglanowość utworów jest cechą badaną w materiale z frakcji poniżej 0,1 mm metodą objętościową aparatem Orsat z założeniem, że całość dwutlenku węgla pochodzi z węglanu wapnia.

OBTOCZENIE ZIAREN KWARCU

Obtoczenie materiału ziarnistego charakteryzuje współczynnik obtoczenia *R* (fig. 4). Im większa wartość współczynnika tym więcej ziaren kanciastych w próbce. Pod względem tego udziału nie mają sobie równych osady formacji czempińskiej. W większości prób wartości współczynnika *R* znacznie przekraczają 1 osiągając 3 i 4. Wskazuje to na zdecydowaną dominację ziarn kanciastych w badanym materiale. Wyjątkowo trafiają się próbki z osadami dobrze obtoczonymi (Młyn Krzyżówko – *R* = 0,41) oraz próbki, których, z uwagi na brak odpowiedniej frakcji, nie można było zbadać (np. Skwierzyna). W sumie wśród utworów paleogenu i neogenu osady formacji czempińskiej odznaczają się zdecydowanie najgorszym obtoczeniem materiału ziarnistego.

Na przeciwnym biegunie sytuują się utwory formacji rupelskiej oligocenu. Badania obtoczenia można było, z uwagi na obecność wymaganej frakcji, wykonać jedynie na materiale z trzech próbek. We wszystkich przypadkach uzyskano wyniki wskazujące na dobre obtoczenie utworów formacji rupelskiej. Warto podkreślić również, że poziom obtoczenia tych ziaren jest wyrównany.

Podobnie wyrównanym, ale nieco gorszym obtoczeniem charakteryzują się osady formacji mosińskiej górnej.

Również wyrównanym, ale słabym obtoczeniem odznaczają się utwory formacji gorzowskiej.

Formacja mosińska dolna i krajeńska składają się w znacznej mierze z osadów nie zawierających frakcji odpowiedniej do badań obtoczenia. Utwory, które zawierają taką frakcję prezentują zróżnicowany stopień obtoczenia wskazujący na różnorodność warunków sedymentacji i różne źródła materiału ziarnistego.

Osady formacji poznańskiej, z uwagi na swoje głównie ilaste wykształcenie i związany z tym brak frakcji do badania obtoczenia, nie mogą zostać pod tym względem scharakteryzowane. Jedna pozytywna próbka pochodzi z wkładki drobnopiaszczystej, nietypowej w osadach tej formacji na omawianym terenie.

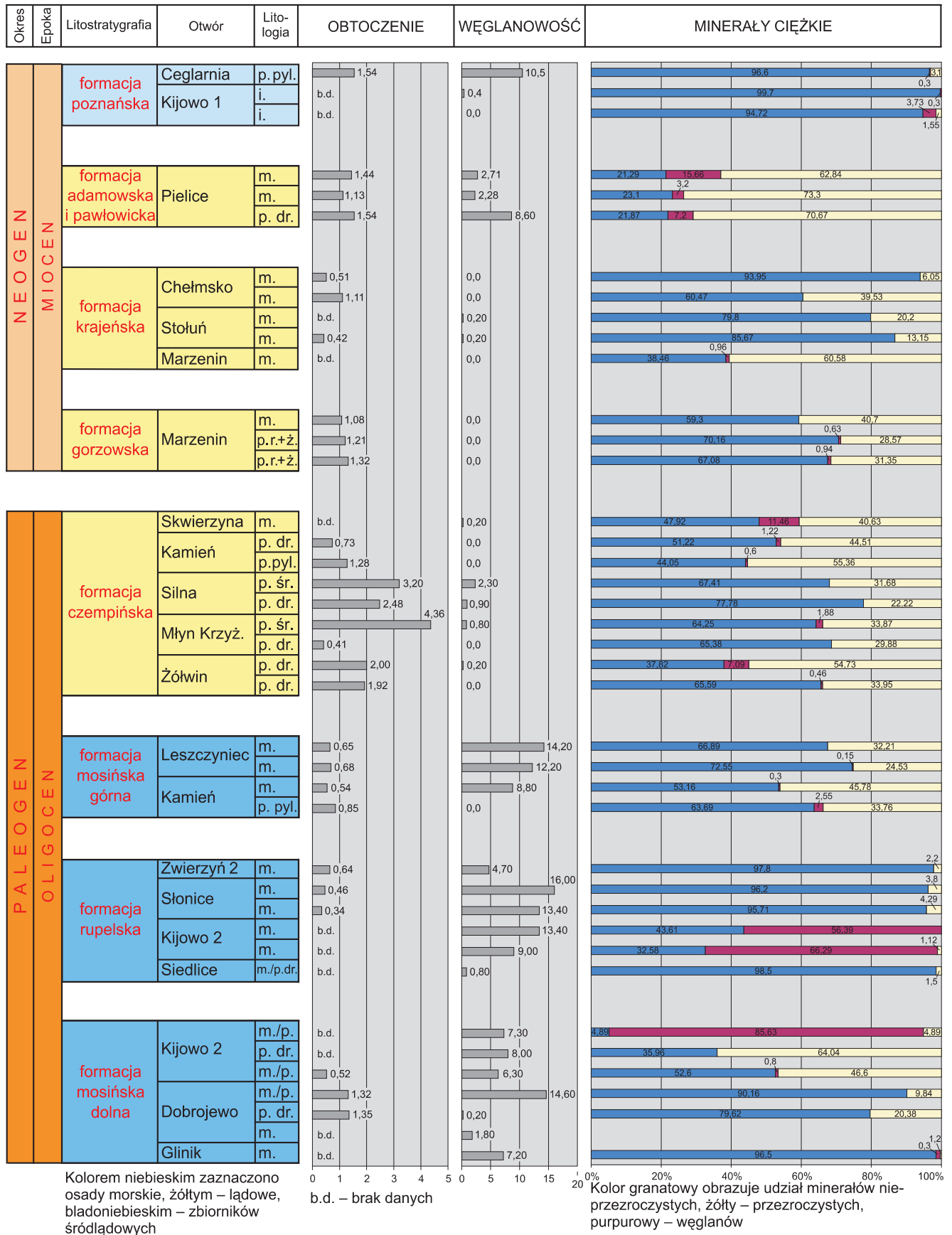


Fig. 4. Obtoczenie ziaren, węglanowość i minerały ciężkie w formacjach paleogenu i neogenu

Grain roundness, carbonate content and heavy minerals in Paleogene and Neogene formations

WĘGLANOWOŚĆ

Ze względu na zawartość węglanów w profilu paleogenu i neogenu środkowozachodniej Polski wyróżnia się na wyraźnie odmienne fragmenty (fig. 4). Utwory morskie paleogenu (oligocenu), czyli formacje: mosińską dolną, rupelska, mosińską górną, cechuje podwyższony udział soli kwasu węglowego w osadzie. W większości próbek udział ten mieści się w przedziale 5–15%. Trzeba jednak odnotować również obecność pojedynczych przypadków osadów bezwęglanowych lub zawierających znikome ilości węglanów. Węglanowość tych osadów nie odbiega od wartości uzyskanych w osadach pozostałych formacji paleogenu i neogenu (czempińskiej, gorzowskiej, krajeńskiej i poznańskiej), które cechuje ubóstwo węglanów lub ich całkowity brak. Od tego niewapnisteo tła nieco odbiegają wyniki nielicznych próbek z formacji czempińskiej i jednej próbki z formacji poznańskiej. O wyjątkowości próbki z formacji poznańskiej była już mowa przy opisie obtoczenia osadów. Tu ta wyjątkowość zyskuje kolejne potwierdzenie. Podwyższona węglanowość notowana w osadach formacji czempińskiej może odzwierciedlać morskie wpływy docierające na peryferie obszaru akumulacyjnego lądowych osadów formacji.

MINERAŁY CIĘŻKIE

Pod względem udziału minerałów ciężkich i proporcji minerałów nieprzezroczystych do przezroczystych zdecydowanie wyróżniają się w profilu paleogenu i neogenu dwie jednostki: formacja rupelska i formacja poznańska (fig. 4). Obydwie odznaczają się praktycznie brakiem minerałów ciężkich przezroczystych w badanej frakcji. W formacji poznańskiej stwierdza się od kilku do kilkunastu ziaren minerałów ciężkich przezroczystych w preparacie, a w formacji rupelskiej od kilkunastu do kilkadziesiątu. Próbki z pozostałych formacji zawierają materiał, który mógł zostać poddany analizie ilościowej. Przeważnie liczba ziaren minerałów przezroczystych przekraczała 300, lub oscylowała wokół tej liczby. W nielicznych przypadkach do analizy włączono wyniki z próbek, z których pochodziło ponad 150 ziaren minerałów przezroczystych.

Formacja mosińska dolna i rupelska wykazują w nielicznych, pojedynczych próbach wysokie zawartości węglanów sięgające 86%, podczas gdy w większości przypadków stwierdza się brak lub śladowe ilości minerałów węglanowych. Wyniki badań węglanowości są potwierdzeniem wcześniejszych makroskopowych obserwacji obecności w tych formacjach ławic o podwyższonej wapnistości.

W dziedzinie litostratygrafii, zwłaszcza utworów oligoceniskich szczególna rola przypisywana jest glaukonitowi. W istocie, w piaszczystych osadach formacji mosińskiej dolnej i górnej występuje on skałotwórczo. Tymczasem w analizowanych próbkach pochodzących także z wymienionych formacji jego rola zdaje się być znacznie mniejsza. Spośród siedmiu próbek pochodzących z formacji mosińskiej dolnej sześć nie zawiera glaukonitu, za to w siódmej jego zawartość

sięga 4,59%. Bardziej regularnie glaukonit występuje w preparatach z formacji mosińskiej górnej. Z czterech próbek z tej formacji trzy zawierały glaukonit (0,75–2,77%), nie zawierały go natomiast osady formacji rupelskiej (6 próbek) i poznańskiej (3 próbki). W próbkach z formacji czempińskiej, gorzowskiej i krajeńskiej glaukonit bywa obecny niekiedy w znacznych ilościach. Szczególnie zróżnicowaną zawartością glaukonitu odznaczają się próbki formacji czempińskiej. Na dziewięć badanych próbek ziarna glaukonitu stwierdzono w sześciu, z zawartością od 0,46 do 11,46%. Niewielkie jego ilości (po 0,63%) występowały w dwóch próbkach (na trzy badane) z formacji gorzowskiej. Wyjątkowo (spośród pięciu badanych próbek tylko w jednej) spotyka się glaukonit (1,18%) w formacji krajeńskiej.

Analiza obecności i zawartości glaukonitu wśród minerałów ciężkich w próbkach z osadów paleogenu i neogenu prowadzi do wniosku, że minerał ten w analizowanej frakcji występuje chimerycznie, rozproszony w całym profilu. Względnie najregularniej obecny jest w próbkach formacji mosińskiej górnej. Uzyskiwany na drodze standardowych badań litopetrograficznych nie spełnia wymogów kryterium litostratygraficznego, pozostając nim nadal w obserwacjach makroskopowych.

Skład minerałów ciężkich przezroczystych zależy w znacznej mierze od środowiska sedymentacji. Z punktu widzenia stratygraficznej użyteczności dyskwalifikowane są osady zbiorników wodnych zamkniętych lub o ograniczonej cyrkulacji wód. W utworach tych środowisk dochodzi do wysokich koncentracji minerałów łuszczykowych – głównie biotyty i chloryty niezależnie od okresu tworzenia się osadów. Tego rodzaju pojedyncze próbki z osadów jeziornych z udziałem biotytów (do 66%) i chlorytów (do 41%) pochodzą z ławic formacji mosińskiej dolnej, mosińskiej górnej, czempińskiej, gorzowskiej i krajeńskiej. W przypadku formacji krajeńskiej zabrakło próbek z osadów innych niż jeziorne, o większym zróżnicowaniu minerałów ciężkich i dlatego utwory tej formacji nie mogą zostać scharakteryzowane pod względem składu i udziału przezroczystych minerałów ciężkich.

Osady morskie formacji mosińskiej dolnej, górnej oraz w przewodzie lądowe formacji czempińskiej, gorzowskiej oraz adamowskiej i pawłowickiej odznaczają się wewnątrznie zróżnicowanymi i odróżnialnymi zespołami przezroczystych minerałów ciężkich. Transgresywne utwory formacji mosińskiej dolnej obfitują w epidot i staurolit z towarzyszącymi im odpornymi minerałami: dystenem i cyrkonem. Również transgresywne osady formacji mosińskiej górnej odznaczają się obecnością zespołu przezroczystych minerałów ciężkich zdominowanego przez amfibole i granaty z pobocznymi staurolitami, dystenami i wyjątkowo w próbkach z tej formacji licznymi topazami.

Spektra lądowych – w przewodzie rzecznych – utworów formacji czempińskiej i gorzowskiej charakteryzują się dużym zróżnicowaniem jakościowym. Udział wielu minerałów przekracza w nich 5%. W spektrach osadów formacji czempińskiej przeważają dysten i turmalin. Uzupełniają je granaty, pirokseny, cyrkon, staurolit, epidoty i amfibole.

Szczególne jest tu obecność nietrwałych piroksenów, które w takich ilościach nie występują w próbkach z żadnej innej formacji na analizowanym terenie. W osadach formacji gorzowskiej będących produktem głębokiej erozji i resedymencji znajdowane są przezroczyste minerały ciężkie pochodzące z podścielających morskich utworów oligocenu (epidoty, amfibole, granaty) oraz towarzyszące im minerały trwale obecne w osadach wszystkich paleogeńskich i neogeńskich jednostek litostratygraficznych choć z różnym udziałem (dysten, turmalin, staurolit). Dość urozmaicony jest zespół przezroczystych minerałów ciężkich w osadach nierozdzielonych formacji adamowskiej i pawłowickiej. Osady te cechuje wyraźna dominacja minerałów odpornych – staurolitu i cyrkonu oraz turmalinu nad granatami i epidotami.

Istnieje teoretycznie uzasadnione przekonanie o związku jaki powinien zachodzić między obtoczeniem ziaren i zawartością odpornych minerałów ciężkich w osadzie. Prześledzenie tego związku w badanych próbkach jest trudne, a niekiedy niemożliwe. W próbkach z formacji mosińskiej dolnej, rupelskiej, krajeńskiej, poznańskiej albo brak jest materiału we frakcji odpowiedniej do badania obtoczenia ziaren, albo przezroczystych minerałów ciężkich, albo jednego i drugiego. Spośród pozostałych formacji gorzowska, adamowska i pawłowicka, a zwłaszcza czempińska odznaczają się w badanej frakcji złym stopniem obtoczenia materiału ziarnistego (współczynniki R powyżej jedności). Natomiast zbliżonym w poszczególnych próbkach wartościom współczynnika obtoczenia odpowiada znaczne

zróżnicowane zawartości minerałów odpornych (cyrkon+dysten+staurolit) od 4–33% (śr. 20,5%) w formacji gorzowskiej do 53–70% (śr. 62,52%) w formacji adamowskiej i pawłowickiej. Szczegółowa analiza wartości współczynników obtoczenia ziaren i zawartości odpornych, przezroczystych minerałów ciężkich przeprowadzona na materiale z poligenicznej formacji czempińskiej przynosi wyniki czasem odwrotne od oczekiwanych. Na przykład próbki 1 i 6 (tab. 1) o najniższych wartościach współczynników obtoczenia ziaren zawierają jednocześnie najmniej odpornych, przezroczystych minerałów ciężkich. O podobnych relacjach informują wyniki badań próbek z formacji mosińskiej górnej. Odnacza się ona wśród formacji paleogenu i neogenu najlepszym obtoczeniem ziaren, a zawiera względnie niewiele (w porównaniu z innymi formacjami) odpornych, przezroczystych minerałów ciężkich. Odpowiadać za taki stan relacji obtoczenia ziaren do udziału minerałów odpornych w spektrum minerałów ciężkich przezroczystych może być zbyt wolny i za mało dynamiczny proces sedymentacyjnej selekcji mineralnej w stosunku do wydajnego źródła nieobtoczonego materiału ziarnistego. Możliwy jest także brak pełnej reprezentatywności wyników badanych cech w przyjętych do badań frakcjach, lub obydwa czynniki oddziaływały wspólnie. Relacje między obtoczeniem ziaren i zawartością odpornych minerałów ciężkich nie stanowią więc cechy charakterystycznej nadającej się do wykorzystania w badaniach litostratygraficznych formacji paleogenu i neogenu na środkowym zachodzie Polski.

Tabela 1

Obtoczenie ziaren i odporne przezroczyste minerały ciężkie w wybranych formacjach paleogenu

Grain roundness and resistant non-opaque minerals in some Paleogene formations

Formacja	Litologia	Numer próbki	Współczynnik obtoczenia R	Suma odpornych przezroczystych minerałów ciężkich [%]
Czempińska	piaski drobnoziarniste	1	0,73	9,30
	piaski pyłowate	2	1,28	59,91
	piaski średnioziarniste	3	3,20	45,24
	piaski drobnoziarniste	4	2,48	37,16
	piaski średnioziarniste	5	4,36	44,35
	piaski drobnoziarniste	6	0,41	8,42
	piaski drobnoziarniste	7	2,00	5,87
Mosińska górna	piaski pyłowate	8	0,68	13,10
	mułki	9	0,54	26,20
	mułki	10	0,85	5,87

WYBRANE CECHY LITOPETROGRAFICZNE W FORMACJACH PALEOGENU I NEOGENU

OLIGOCEN

Formacja mosińska dolna

Formację mosińską dolną tworzą osady o zróżnicowanej zawartości węglanów zazwyczaj mieszczącej się w przedziale 6–8% (fig. 4). Obecne są również nieliczne ławice bezwęglanowe lub o niewielkiej węglanowości do 2%.

Materiał ziarnisty formacji mosińskiej dolnej odznacza się zróżnicowanym stopniem obtoczenia (fig. 4) od średniego ($R = 0,52$) do złego ($R = 1,3$) z przewagą ostatniego.

Wśród minerałów ciężkich (fig. 4) nieprzezroczyste (5–96%) przeważają nad przezroczystymi (0–64%). Sporadycznie obserwuje się znaczny udział minerałów węglanowych (86%). Spektrum przezroczystych minerałów

ciężkich (fig. 5) zdominowane jest przez epidot i staurolit mające zbliżone udziały 35–38%. Towarzyszą im dysten (6%) i cyrkon (5%). W sumie przeważają więc minerały trwale pochodzące z podłoża transgresywnych utworów oligocenu.

Formacja rupelska

Utwory formacji rupelskiej charakteryzują się podobną węglanowością jak skały formacji mosińskiej dolnej, w większości przypadków wynosi ona od 5 do 16% (fig. 4). Tylko wyjątkowo napotyka się osady prawie bezwęglanowe (0,8%).

W formacji rupelskiej obtoczenie materiału ziarnistego jest odmienne niż formacji mosińskiej dolnej (fig. 4).

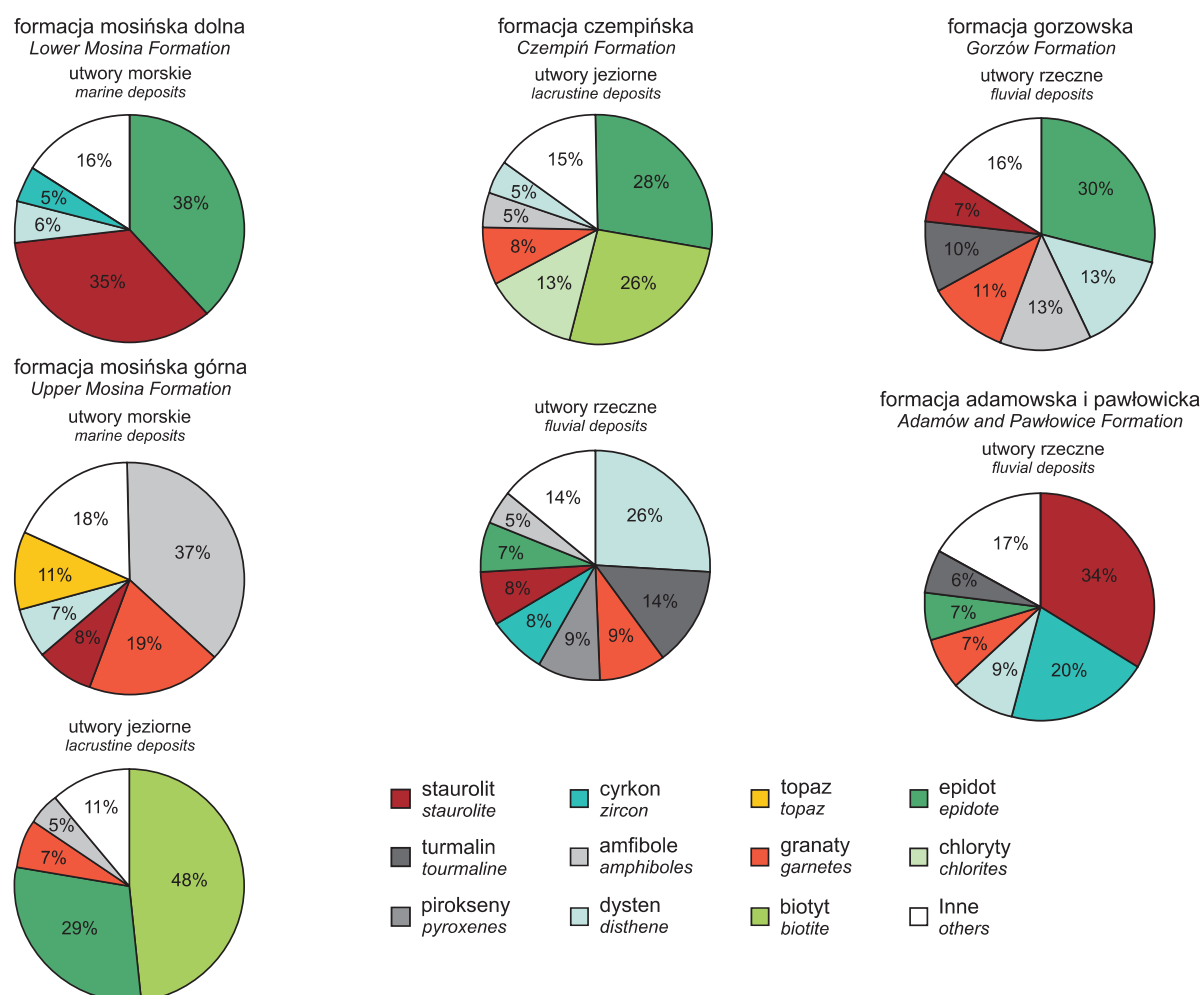


Fig. 5. Przezroczyste minerały ciężkie w niektórych formacjach paleogenu i neogenu

Non-opaque heavy minerals in some Paleogene and Neogene formations

Współczynniki obtoczenia są zbliżone, a w preparatach przeważają ziarna obtoczone i półobtroczone. Materiał ziarnisty jest więc dobrze ($R = 0,3-0,4$) lub średnioobtoczony ($R = 0,4-0,6$). W części prób zabrakło materiału do badań obtoczenia ziaren.

Minerały ciężkie (fig. 4) reprezentują głównie ziarna nieprzezroczyste (33–98%). Minerały przezroczyste osiągają zaledwie 0–4% składu. Obecne są ławice ze znaczną ilością węglanów (56–66%).

Formacja mosińska górna

Formacja mosińska górna obejmuje osady z zawartością węglanów zbliżoną do określonej w osadach dwu starszych formacji (fig. 4). Ich węglanowość zawiera się w przedziale 8–14%. Podobnie jak w osadach starszych także w obrębie formacji mosińskiej górnej występują próbki nie zawierające węglanów.

Obtroczenie materiału ziarnistego (fig. 4) jest w obrębie skał formacji mosińskiej górnej wyrównane i średnie na pograniczu ze złym ($R = 0,5-0,8$).

W zespole minerałów ciężkich (fig. 4) zaznacza się przewaga minerałów nieprzezroczystych (53–73%) nad przezroczystymi (25–46%). Pospolicie, ale w ilościach śladowych obecne są węglany i glaukonit. Minerały ciężkie przezroczyste (fig. 5) tworzy zespół zupełnie odrębny od występującego w skałach formacji mosińskiej dolnej. Jest on bardziej zróżnicowany i zdominowany przez amfibole i granaty występujące w towarzystwie staurolitu, dystenu i topazu. Charakterystyczne dla utworów formacji mosińskiej górnej są zwłaszcza te ostatnie minerały, które tak licznie i pospolicie nie występują w osadach żadnej innej formacji paleogenu i neogenu na omawianym obszarze, zyskując tym samym status minerałów przewodnich.

Formacja czempińska

W odróżnieniu od dotąd scharakteryzowanych jednostek litostratygraficznych utworzonych przez osady morskie, utwory formacji czempińskiej stanowią i reprezentują zespół środowisk lądowych. Odnznaczają się niską węglanowością (fig. 4). Około połowa prób okazała się prawie bezwęglanowa, a w pozostałych zawartość węglanów wahała się od 0,8 do 2,3%.

Pod względem obtoczenia materiału ziarnistego osady formacji czempińskiej wyróżniają się zdecydowanie w profilu paleogenu i neogenu. Charakteryzuje je wybitnie duży udział ziaren kanciastych, dzięki któremu wartości współczynnika obtoczenia przekraczają 4 (fig. 4). Do pospolitych należą ławice osadów źle obtoczonych ze współczynnikami w granicach 1–3, a do wyjątków utwory z dobrze obtoczonym materiałem ziarnistym ($R = 0,41$).

W spektrum minerałów ciężkich (fig. 4) zaznacza się przewaga nieprzezroczystych (53–73%) nad przezroczystymi (25–46%). Pospolicie, choć w niewielkich ilościach obecny jest glaukonit (0,3–4,7%) i węglany (0,4–1,9%, wyjątkowo 11,0%).

Wśród minerałów ciężkich przezroczystych (fig. 5) wyróżnia się dwa zespoły związane z odmiennymi środowiskami sedymentacyjnymi osadów macierzystych – zespół charakterystyczny dla utworów jeziornych oraz zespół, który można wiązać z osadami środowiska rzecznoego. Pierwszy z zespołów odznacza się obfitością minerałów łuszczkowych – biotytów (26%) i chlorytów (13%). Towarzyszą im pospolite w oligocenie epidoty (28%). Podrzednie występują granat, amfibole i dysten.

Osady rzeczne odznaczają się większym zróżnicowaniem jakościowym minerałów ciężkich. Średni udział powyżej 5% uzyskuje tam 8 minerałów. W zespole dominują dysten (26%) i turmalin (14%). Wśród minerałów pobocznych są granat, pirokseny, cyrkon, staurolit, epidot i amfibole. Szczególnie charakterystyczna jest obecność i udział piroksenów nie notowanych w innych formacjach paleogenu i neogenu analizowanego obszaru.

MIOCEN

Formacja gorzowska

Rzeczne osady formacji gorzowskiej są bezwęglanowe. Buduje je równoobtoczony i słaboobtoczony materiał ziarnisty ze współczynnikami obtoczenia w granicach 1,1–1,3 (fig. 4).

Wśród minerałów ciężkich (fig. 4) zaznacza się przewaga nieprzezroczystych (59–70%) nad przezroczystymi (29–41%). Węglany i glaukonit są obecne, ale ich udziały nie sięgają 1%. Skład przezroczystych minerałów ciężkich (fig. 5) jest urozmaicony a stosunki ilościowe wyrównane. Udziały aż pięciu minerałów osiągają i przekraczają 10%. Są to: epidot (30%), dysten (13%), amfibole (13%), granaty (11%) i turmalin (10%). Towarzyszą im staurolity.

Formacja krajeńska

Materiał ziarnisty lądowych osadów bezwęglanowych formacji krajeńskiej odznacza się zróżnicowanym obtoczeniem (fig. 4) od dobrego ($R = 0,42$) po złe ($R = 1,11$).

Spektrum minerałów ciężkich (fig. 4) charakteryzuje przewaga minerałów nieprzezroczystych (38–94%) nad przezroczystymi (6–61%). Pojedyncze próby zawierają niewielkie ilości węglanów i glaukonitu (do 1%). Próby zawierające przezroczyste minerały ciężkie pochodziły z osadów jeziornych i zawierały głównie ziarna minerałów łuszczkowych. Skład i proporcje charakterystycznych dla innych osadów formacji krajeńskiej przezroczystych minerałów ciężkich z powodu braku materiału badawczego nie mogły zostać ustalone.

Formacje adamowska i pawłowicka

Skały formacji adamowskiej i pawłowickiej jako jedyne w profilu miocenu wykazują niewielką, ale konsekwentną węglanowość w granicach 2–9% (fig. 4). Wyniki te

korespondują z obecnością ziaren węglanowych minerałów ciężkich.

Pod względem obtoczenia materiału ziarnistego skały formacji adamowskiej i pawłowickiej prezentują przewagę ziaren źle obtoczonych (fig. 4), która utrzymuje się konsekwentnie ($R = 1,13-1,54$).

Osady formacji adamowskiej i pawłowickiej są zdominowane (fig. 4) przez minerały przezroczyste (63–73%). Minerale nieprzezroczyste występują w mniejszości (21–23%), co stanowi ewenement w utworach paleogenu i neogenu badanego obszaru. Równie zaskakujący jest udział minerałów węglanowych na poziomie 3–16% w próbach pochodzących ze skał miocenijskich. Zespół minerałów przezroczystych (fig. 5) składa się jak żaden inny niemal wyłącznie z minerałów odpornych: staurolit (34%), cyrkon (20%), dysten (9%), turmalin (6%) i towarzyszących im granatów (7%) i epidotów (7%).

Formacja poznańska

Ilaste osady formacji poznańskiej nie zawierają węglanów (fig. 4), chociaż wyjątkowo trafiają się wśród nich cienkie wkładki, w których zawartość soli kwasu węglowego może sięgać 10%.

W próbach z iłów zazwyczaj brak frakcji do badań obtoczenia ziaren (fig. 4). Wkładki mułkowe i drobnopiaszczyste utworzone są z materiału ziarnistego źle obtoczonego ($R = 1,54$).

Spektrum minerałów ciężkich (fig. 4) jest zdominowane przez minerały nieprzezroczyste (95–100%). Przezroczystych jest 0–3%. We wszystkich próbkach notuje się niewielkie ilości węglanów (0,3–3,7%). Preparaty minerałów ciężkich zawierają od kilku do kilkunastu ziaren minerałów przezroczystych. Nie mogą być więc one podstawą do ich jakościowej i ilościowej charakterystyki.

PODSUMOWANIE

Mierzalne instrumentalnie cechy poszczególnych jednostek litostratygraficznych paleogenu i neogenu dobrze charakteryzują większość z nich, stanowiąc uzupełnienie cech obserwowanych makroskopowo, na podstawie których jednostki te zostały wyróżnione. Bazując na wynikach badań litopetrograficznych (węglanowości, obtoczeniu materiału ziarnistego, składzie i proporcjach ilościowych minerałów ciężkich), można obecnie ze znacznym prawdopodobieństwem określić jednostkę litostratygraficzną, którą reprezentują badane osady, nawet jeśli analizie poddano krótkie niereprezentatywne fragmenty profilu paleogenu lub neogenu. Jeśli mamy do dyspozycji charakterystyczne cechy makroskopowe, prawdopodobieństwo właściwej diagnozy

litostratygraficznej wzrasta. Zatem standardowe badania litopetrograficzne powinny być na zachodzie Niżu Polskiego do osadów paleogenu i neogenu stosowane przy określaniu ich pozycji litostratygraficznej. Jednocześnie rozkład zawartości badanych cech we wszystkich jednostkach litostratygraficznych wskazuje na obecność pojedynczych wyników odbiegających od przeciętnego tła. Skłania to do sugestii, by badania litopetrograficzne prowadzić przynajmniej na kilku próbkach. Pozwoli to uniknąć wyników wyjątkowych, nietypowych i niecharakterystycznych dla danej jednostki litostratygraficznej, a więc błędnej kwalifikacji litostratygraficznej owocującej często dalszymi konsekwencjami w interpretacjach geologicznych.

LITERATURA

- BŁASZKIEWICZ A., 1984 — Korelacja podziałów biostratygraficznych kredy górnej Polski z innymi obszarami. *W: Budowa geologiczna Polski. T. 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. Cz. 2c. Mezozoik. Kreda* (red. L. Malinowska): tab. 13. Wyd. Geol., Warszawa.
- CIEŚLIŃSKI S., JASKOWIAK M., 1973 — Kreda. Niecka szczecińska i monoklina przedsudecka. *W: Budowa geologiczna Polski. T. 1. Stratygrafia. Cz. 2. Mezozoik* (red. S. Sokołowski) 586–592. Inst. Geol. Warszawa.
- CIUK E., 1970 — Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 754–766.
- CIUK E., 1974 — Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biul. Inst. Geol.*, **281**: 7–40.
- DYJOR S., 1970 — Seria poznańska w Polsce Zachodniej. *Kwart. Geol.*, **14**, 4: 819–835.
- DYJOR S., 1974 — Oligocen niżowej części Dolnego Śląska i Ziemi Lubuskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **281**: 119–134.
- FERT Z., MAKAREWICZ B., ZACZKIEWICZ B., 2000a — Badania petrograficzno-litologiczne. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Bledzew (427). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- FERT Z., MAKAREWICZ B., ZACZKIEWICZ B., 2000b — Badania petrograficzno-litologiczne. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Trzebiecz (390). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- GAWOR-BIEDOWA E., 1972 — Stratygrafia mikropaleontologiczna kredy górnej w profilu Międzychód. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **2**: 143–150.
- GAWOR-BIEDOWA E., WITWICKA E., 1960 — Stratygrafia mikropaleontologiczna górnego albu i górnej kredy w Polsce, bez Karpat. *Kwart. Geol.*, **4**, 4: 974–988.
- GAŹDZICKA E., 1994 — Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Santok (388). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- GAŹDZICKA E., 1997 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Lipki Wielkie (389). Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- GAŹDZICKA E., 1999 — Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Chłopowo (309). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- GAŹDZICKA E., 2000 — Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Trzebiecz (390). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M. (red.), 1979 — Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. *Pr. Inst. Geol.*, **96**: 5–124.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOVA M., 1981 — Sedymentacja i stratygrafia kredy górnej w północno-zachodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **98**: 5–80.
- KARON R., 2002a — Wyniki analizy palinologicznej próbek osadów z otworów wiertniczych z arkusza Międzyrzecz, 1:50 000 SMGP. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- KARON R., 2002b — Wyniki analizy palinologicznej próbek osadów z otworów wiertniczych z arkusza Trzebiecz, 1:50 000 SMGP. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., 1979 — Zmienność litologiczna i pochodzenie okruszonych osadów trzeciorzędowych wybranych rejonów północnej i środkowej Polski w świetle wyników analizy przezroczystych minerałów ciężkich. *Pr. Muzeum Ziemi*, **30**.
- KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., BÜHMANN D., 1982 — Translucent heavy minerals and clay minerals in Tertiary sediments of Gołębin Stary and Kuleszewo (Poland). *Pr. Muzeum Ziemi*, **35**.
- MICHAŁOWSKA M., MASŁOWSKA M., 2002 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych dla arkusza Trzebiecz (467). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- MASŁOWSKA M., MICHAŁOWSKA M., 2004 — Skład minerałów ciężkich w osadach podłoża czwartorzędowego północno-zachodniej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **407**: 89–111.
- PIWOCKI M., 1991 — Geologia trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego w rowach tektonicznych Wielkopolski. *W: Przewodnik 62 Zjazdu Pol. Tow. Geol. (red. S. Lorenc, J. Wojewoda)*: 19–23. Poznań.
- PIWOCKI M., 2004 — Paleogen. *W: Budowa geologiczna Polski. T. 1. Stratygrafia. Cz. 3a. Kenozoik. Paleogen, neogen (red. T.M. Peryt, M. Piwocki)*: 22–71. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PIWOCKI M., OLKOWICZ-PAPROCKA I., 1987 — Litostratygrafia paleogenu, perspektywy i metodyka poszukiwań bursztynu w północnej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **356**: 7–28.
- PIWOCKI M., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1997 — Neogene of the Polish Lowlands – lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Kwart. Geol.*, **41**, 1: 21–34.
- ROMANEK M., 1994a — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Opracowanie do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Santok (388). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- ROMANEK M., 1994b — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Opracowanie do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Drezdenko (350). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- ROMANEK M., 1995 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Opracowanie do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Skwierzyna (428). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- ROMANEK M., 1997a — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Opracowanie do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Pelczyce (308). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- ROMANEK M., 1997b — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Opracowanie do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Lipki Wielkie (389). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- ROMANEK M., 1997c — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Opracowanie do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Strzelce Krajeńskie (349). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- ROMANEK M., 1999 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Opracowanie do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Chłopowo (389). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- ROMANEK A., 2009 — Kenozoik na pograniczu Ziemi Lubuskiej, Pomorza i Wielkopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **192**.
- SŁODKOWSKA B., 1996 — Wyniki analiz palinologicznych próbek osadów z profili Zwierzyn 2 i Krzęcin 3 z arkusza Pelczyce Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2000a — Wyniki analiz palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z arkusza Bledzew Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- SŁODKOWSKA B., 2000b — Wyniki analiz palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z profili Kamień PIG 1, Marzenin PIG 1 z arkusza Trzebiecz Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- STANKOWSKI W., 2000 — Problemy geologii kenozoiku Wielkopolski. *W: Przewodnik 71 Zjazdu Pol. Tow. Geol. (J. Biernacka, J. Skoczylas)*: 59–69. Poznań.
- WAŻYŃSKA H., 1994a — Orzeczenie palinologiczne próbek z wiercenia Chełmsko PIG 1. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- WAŻYŃSKA H., 1994b — Opracowanie palinologiczne próbek z otworu wiertniczego Leszczyniec PIG 1. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- WAŻYŃSKA H., 1994c — Wyniki analizy mikroflorystycznej próbek z wiercenia Skwierzyna PIG 1. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- WAŻYŃSKA H., 1994d — Wyniki badań palinologicznych osadów z wiercenia Stołów PIG 1. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- WAŻYŃSKA H., 1996 — Wyniki badań palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych z wierceń Płotno 1, Zwierzyn 2, Krzęcin 3, (ark. Pelczyce Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.

SUMMARY

Carbonate content, grain roundness and composition and percentage of heavy minerals in Paleogene sediments (Early Oligocene and Neogene, Early and Middle Miocene) between Drezdenko and Gorzów Wielkopolski in the Middle West of Poland have been examined. These qualities are characteristic of lithostratigraphic units identified in these areas.

It has been concluded that the Lower Mosina Formation is composed of deposits of highly diversified carbonate content (1–15%), variable grain roundness (5–7%) ($R = 0.5–1.3$) with opaque heavy minerals (5–96%) being predominant. Non-opaque minerals (0–64%) are represented mostly by an assemblage of epidotes (37%) and staurolites (35%).

The Rupel Formation is composed of sediments of highly diversified carbonate content (1–16%), with rounded and well rounded grains ($R = 0.3–0.6$) and a wide range of heavy minerals comprising opaque minerals (33–98%) and occasional carbonates (56–86%).

The Upper Mosina Formation is represented mainly by carbonate rocks (8–14%), with generally sub-angular and sub-rounded grains ($R = 0.5–0.8$) and prevailing opaque heavy minerals (53–73%). It is an amphibole-garnet assemblage dominant (37%) within non-opaque minerals with a high percentage of topaz (11%).

The Czempin Formation rocks prove to be carbonate free, with mostly angular and sub-angular grains. They contain mainly opaque heavy minerals (38–78%) predominating non-opaques (22–55%), and with common, but low in

percentage, glauconite. Non-opaque minerals in lacustrine sediments of the Czempin Formation are dominated by an epidote (28%)–biotite (26%)–chlorite (13%) assemblage, whereas in fluvial deposits it is mostly a kyanite (26%)–tourmaline (14%) assemblage with the characteristic presence of pyroxene.

Fluvial sediments of the Gorzów Formation are carbonate free with angular grains ($R = 1.1–1.3$). They show a higher percentage of opaque heavy minerals (59–70%) than of non-opaques (29–41%), as well as trace amounts of carbonates (around 1%) and glauconite (around 1%). They are characterized by a diversified composition of non-opaque heavy minerals embracing epidote (30%), kyanite (13%), amphibole (13%), garnet (11%) and tourmaline (10%).

The Lignite-bearing Krajenka Formation includes carbonate free sediments with grains varying from rounded to angular ($R = 0.4–1.1$) and opaque heavy minerals (38–94%) more common than non-opaque ones (6–61%). These are predominantly biotite, chlorite and resistant minerals that constitute non-opaque minerals in lacustrine sediments of the Krajenka Formation.

The Poznań Formation clay is carbonate free, with practically no material for the grain roundness analysis. Heavy minerals are almost exclusively represented by opaque minerals (95–100%).

Translated by Anna Romanek