

## LITOGENEZA I SEDYMENTACJA OSADÓW KENOZOIKU W PROFILU OTWORU WIERTNICZEGO SUCHOSTRUGA (NIECKA WARSZAWSKA)

### LITHOGENESIS AND SEDIMENTATION OF CAINOZOIC DEPOSITS IN THE SUCHOSTRUGA BOREHOLE SECTION (WARSAW TROUGH)

KRYSTYNA KENIG<sup>1</sup>

**Abstrakt.** Otwór wiertniczy Suchostruga znajduje się około 15 km na wschód od Mszczonowa i z geologicznego punktu widzenia leży w niecce warszawskiej, stanowiącej część jednostki tektonicznej – synklinorium brzeżnego. Jest jednym z sześciu otworów badawczych na arkuszu Mszczonów *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (SMGP) w skali 1:50 000*, ale jako jedyny udokumentował pełen profil osadów kenozoiku o łącznej miąższości 284,6 m. Na podstawie wyników analiz uziarnienia, składu mineralnego frakcji ciężkiej i lekkiej oraz składu petrograficznego żwirów wykazano różnice litologiczne i facjalne w osadach powstających w odmiennych basenach sedymentacyjnych nawet tego samego wieku, rozpatrywanych na podstawie osadów graniczących ze sobą w tym jednym profilu wiertniczym. Dodatkowym potwierdzeniem tego wnioskowania są wyniki analiz palinologicznych i mikropaleontologicznych. Badane osady powstały w środowisku morskim i lądowym. Odniesiono je do jednostek chronostratygraficznych paleocenu, eocenu, miocenu (pliocenu) oraz czwartorzędu. Profil Suchostruga można uznać za profil odniesienia – hipostratotyp o zasięgu regionalnym na obszarze środkowej Polski, a przynajmniej dla niecki warszawskiej.

**Słowa kluczowe:** litologia, litogeneza, kenozoik, niecka warszawska.

**Abstract.** The Suchostruga borehole was drilled approximately 15 km east of Mszczonów. From the geologic point of view, it lies in the Warsaw Trough that is part of a tectonic unit called the Marginal Trough. The borehole is one of six reconnaissance wells drilled in the Mszczonów Sheet of the SMGP (Detailed Geological Map of Poland), scale 1:50 000. However, this is the only borehole that has documented a complete Cainozoic section, 284.6 m thick. Lithological and facies differences between deposits that accumulated in different sedimentary basins of the same age, considered based on adjacent sediments in this single section have been proved based on the grain-size analysis, composition of heavy and light minerals and petrographic composition of gravels. Additional confirmation of the inference is the results of palynological and micropaleontological investigations. The sediments were deposited in marine and terrestrial environments. Finally, they have been correlated to the chronostratigraphic units of the Paleocene, Eocene, Miocene (Pliocene) and Quaternary. That is why the Suchostruga section can be considered a reference section for central Poland – a regional-scale hypostratotyp, at least for the Warsaw Trough.

**Key words:** lithology, lithogenesis, Cainozoic, Warsaw Trough.

---

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: krystyna.rywocka-kenig@pgi.gov.pl

## WSTĘP

Celem pracy było wykazanie możliwości rozpozniowania litologicznego, sedymentacyjnego, a w dalszej kolejności litostratygraficznego i chronostratygraficznego osadów kenozoicznych w profilu geologicznym na podstawie cech litologicznych, głównie mineralnych. Scharakteryzowano osady reprezentujące różne środowiska sedymentacji morskiej i lądowej. Wyniki badań mogą być pomocne w określeniu litostratygraficznym osadów występujących na granicy szeroko pojętych skał paleogenu, neogenu oraz plejstocenu w litologicznie jednolitych makroskopowo seriach osadu, jak również w sprawdzaniu możliwości korelacji lokalnych. Ponieważ często napotyka się trudności w litostratygraficznym rozpozniowaniu tych osadów, konieczne stało się zbadanie nowego, ważnego profilu osadów kenozoicznych, mogącego mieć znaczenie reperowe dla obszaru niecki warszawskiej i porównawcze dla dalszych regionów Niziu Polskiego.

Na tle rozwijających się badań składu i ewolucji szaty roślinnej, a pośrednio klimatu panującego podczas sedymentacji osadów paleogenu i neogenu, badania litologiczno-facjalne i mineralogiczne pozostają wyraźnie w tyle. Stąd potrzeba opracowania dostępnych profili w sposób całościowy i możliwie wszechstronny.

Otwór wiertniczy Suchostruga (fig. 1) znajduje się około 15 km na wschód od Mszczonowa i około 3 km na WSW od wsi o tej samej nazwie, po południowej stronie linii ko-

lejowej Skierniewice–Pilawa. Współrzędne geograficzne otworu wynoszą: X 20°44'30", Y 51°57'48". Położony jest na wysokości 165 m n.p.m.

Otwór wiertniczy Suchostruga został zaprojektowany i wykonany jako kartograficzny otwór badawczy dla *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000*, arkusz Mszczonów (Szalewicz, 1996), i był jednym z sześciu otworów na tym arkuszu. Wszystkie otwory osiągnęły strop ilów płomienistych na głębokości od 72,8 do 122,3 m, a tylko otwór Suchostruga udokumentował pełen profil osadów kenozoiku o miąższości 284,6 m.

Po raz pierwszy zasygnalizowano obecność „pełnego profilu osadów trzeciorzędowych” w Suchostrudze oraz konieczność jego dokładnego zbadania w opracowaniu Kenig i Zabielskiego (1996). Wówczas jednak ze względu na brak możliwości organizacyjno-finansowych próbę określenia wieku tych osadów można było przeprowadzić jedynie na podstawie opisu makroskopowego i wrywkowo wykonanych analizach uziarnienia.

W 2002 r. po ponownym sprofilowaniu całego profilu osadów i następnie wykonaniu analiz mineralnych z wytypowanych osadów uszczegółowiono pierwotne wydzielienia i ich interpretację. Jest to jedyny profil osadów kenozoicznych w tym regionie tak szeroko rozpoznany pod względem litologicznym i palinologicznym (Kenig, Zabielski, 1996; Kenig, 2005, 2008b).

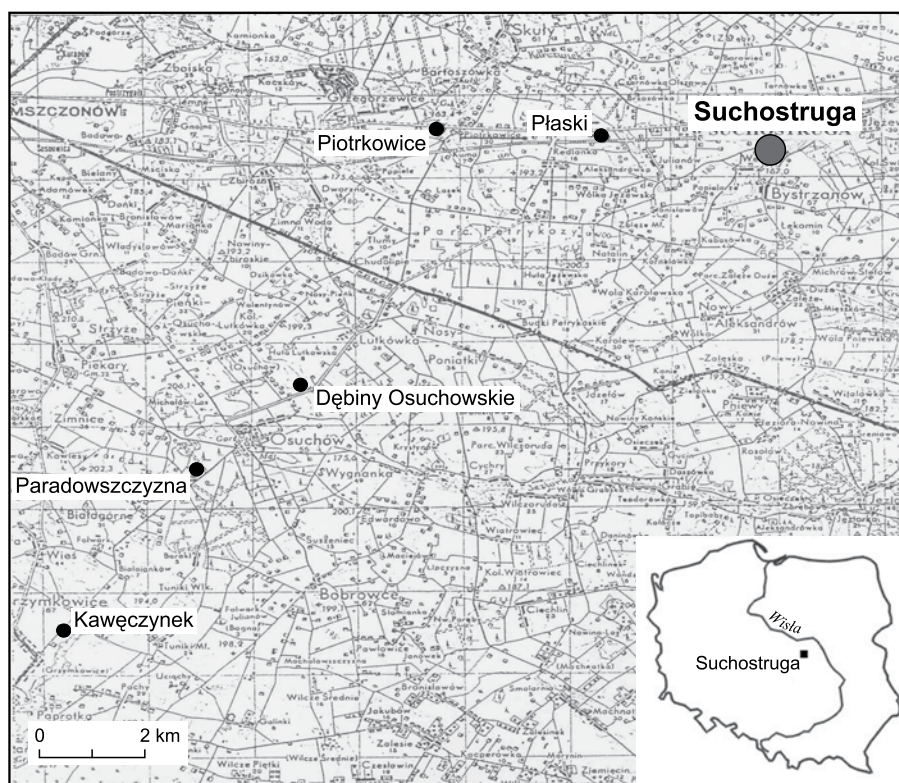


Fig. 1. Lokalizacja profilu Suchostruga

Location of the Suchostruga section

## METODYKA BADAŃ ANALITYCZNYCH

Metodyka badań analitycznych osadów w profilu Suchostruga jest zgodna z wytycznymi opracowania *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000* (Marks, Ber, red., 1999). Wyniki analityczne dotyczące osadów czwartorzędowych zawarte są w opracowaniu Kenig i Zabielskiego (1996). Pozostałe wyniki pochodzą z pracy Kenig (2005). Wykorzystano wyniki: analiz uziarnienia wykonanych metodą sitową, analizy minerałów ciężkich wykonywanych

w przedziale ziaren 0,25–0,1 mm, traktując minerały przezroczyste jako 100% (Kenig, 1999a), analizy składu mineralno-petrograficznego frakcji 1,0–0,5 mm (Kenig, 1999b, 2000; Kenig, Marks, 2001), analizy składu petrograficznego frakcji zwirowej 5–10 mm (Kenig, 2009).

Analizy palinologiczne wykonała Słodkowska (1996, 2003), a analizy mikropaleontologiczne Gaździcka (2010).

## ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ NIECKI WARSZAWSKIEJ

Niecka warszawska, stanowiąca część większej jednostki tektonicznej – synklinorium brzeżnego, na odcinku niecki warszawsko-lubelskiej jest rozwinięta w strefie krawędziowej prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, pochylonej w kierunku SW i oddzielonej od platformy epipaleozoicznej linią Teisseyre'a-Tornquista. Na krystalicznym cokole platformy prekambryjskiej są rozwinięte młodsze kompleksy strukturalne: paleozoiczny i permsko-mezozoiczny (Pożaryski, 1974; Żelichowski, 1974). W obrębie tego ostatniego kompleksu istnieje szerokie zagłębienie, które między permem a kredą górną podlegało wielofazowej subsydencji, najwyraźniej zaznaczającej się w osi późniejszego wału kujawsko-pomorskiego (antyklinorium środkowopolskie). Następnie na NE od wału została uformowana bruzda – synklinorium brzeżne (Dadlez i in., 1974). Omawiany obszar, ogólnie zwany tu rejonem Mszczonowa, jest położony w południowej części synklinorium, tworzącym tu nieckę warszawsko-lubelską.

Najbliższym profilem odniesienia w zakresie osadów kenozoicznych i starszych, a zwłaszcza granicy między nimi, jest otwór badawczy Mszczonów IG 1 (Dembowska, Marek, 1988), położony w osiowej części niecki warszawskiej. Notowane tam osady kredy górnej, wykształcone w postaci margli, wapieni marglistych i gez, zostały określone na podstawie analizy paleontologicznej na mastrycht górny. Ich strop znajduje się na głębokości 311,0 m, tj. 139,6 m n.p.m. W profilu tym schematycznie miąższościowo i stratygraficznie określono osady należące kolejno do paleocenu, eocenu, oligocenu i pliocenu oraz czwartorzędu (Krasowska, Marek, 1988).

Na obszarze niecki warszawskiej dolna granica paleocenu jest czytelna i wyraża się zmianą litologiczno-petrograficzną. Na marglach, gezach i opokach mastrychtu leżą gezy piaszczyste należące do paleocenu (Dembowska, Marek, 1988). Natomiast górna granica jest erozyjna. Osady paleocenu pod przykryciem młodszych utworów są wyraźnie rozwinięte w niecce lubelskiej i warszawskiej (Piwocki, 2004). Zróznicowane tempo subsydencji tego obszaru spowodowało znaczne różnice w miąższości tych osadów, przeciętnie osiągają one 27 m, a maksymalnie nawet do 98 m (otwór Żyrów). Osady te są obecnie zaliczane do formacji puławskiej należącej do danu.

Litologiczna granica z wyżej zalegającymi piaszczystymi osadami należącymi do eocenu z powierzchnią erozyjną

w spągu wyznacza następny etap budowy i procesów geologicznych w szeroko pojętym rejonie Mszczonowa.

Wyżej leżące osady oligocenu są wykształcone w tym rejonie jako morskie osady piaszczyste o zmiennej miąższości 5–18 m, a ich dolna granica jest usytuowana w formacji mosińskiej dolnej.

W neogenie zmienił się typ sedymentacji na lądowy, zachodzący na znacznym obszarze Niżu Polskiego w wilgotnym i ciepłym klimacie (Piwocki, Ziemińska-Tworzydło, 1995; Piwocki, 1998; Stuchlik, 1998). W tym czasie osadziły się piaski miocenu, niekiedy z cienkimi przewarstwieniami węgla, oraz pstre ily formacji poznańskiej (Krasowska, Marek, 1988), często zaburzone glacictektonicznie, co jest znane z rejonu Warszawy, Mszczonowa i innych rejonów Mazowsza (Baraniecka, 1975). Młodsza część miocenu (miocen środkowy i górny) oraz wczesny pliocen reprezentują ily szare, wyżej niebieskie i zielone, w stropie przechodzące w ily płomieniste. Koło Mszczonowa niektóre wychodne osadów mułkowych, ilastych, zachowanych w postaci kier, wykazały obecność zespołów pyłkowych pochodzących z niższej części miocenu górnego (Słodkowska, 2001).

Osady te powstawały w rozległych zbiornikach jeziornych, czasem z zaznaczającymi się wpływami sedymentacji morskiej, częściej z sedymentacji osadów rzecznych. W niecce warszawskiej osady te osiągają znaczną miąższość, średnio 50–60 m, niekiedy 100–150 m, wyklinowując się ku brzegom niecki. Kolor tych osadów zależy od zmiennego udziału rozproszonej substancji organicznej (ily szare) oraz zawartości tlenków żelaza dwu- i trójwartościowego (ily zielone, niebieskie i pstre). Natomiast ily płomieniste – jak uważa się ostatnio – „są zapewne wietrzeniowym profilem glebowym rozwiniętym na iłach niebieskich i zielonych” (Piwocki, 2004).

Do pliocenu należy tu wyższa część formacji poznańskiej – ogniwo iłów zielonych i iłów płomienistych. Najmłodsza część pliocenu stanowi jednostka litostratygraficzna zwana formacją gozdnicką. Na Mazowszu należą do niej utwory preglacialne powstałe w czasie poprzedzającym epokę lodowcową. Są to osady piaszczysto-zwirowe, lokalnie mułki i ily. Reprezentują sedymentację w klimacie chłodnym (Baraniecka, 1991).

Powierzchnię podczwartorzędową w rejonie Mszczonowa budują głównie ily płomieniste, podrzędnie mułki i pia-

ski zaliczane do pliocenu lub nierozdzielonej serii miocenu i pliocenu. Występuje ona na poziomie 45,7–92,5 m, opadając w kierunku SW i W w stosunku do położenia profilu Suchostruga, w którym strop pliocenu zalega na wysokości 102,0 m n.p.m. (Kenig, Zabielski, 1996; Szalewicz, 1996).

W okresie wczesnego czwartorzędu nastąpiła na tym obszarze silna erozja rzeczna i egzaracja, powodując zniszczenie i zredukowanie pierwotnych miąższości osadów preglacialnych i wcześniejszych pstrych iłów. Następujące kolejno transgresje lądolodów skandynawskich pozostawiły nie zawsze ciągłe poziomy glin morenowych, związanych z kolejnymi zlodowaceniami. W rejonie Mszczonowa moż-

na wyróżnić osady zlodowaceń południowopolskich (poziomy glin ze zlodowacenia nidy, san 1 i san 2). Gliny te są przedzielone różnej miąższości osadami fluwioglacjalnymi i seriami zastoiskowymi. Zdarzają się też i serie rzeczne zaliczane do interglacialiów. Największe wykształcenie przestrzenne i miąższościowe na omawianym obszarze mają osady pochodzące ze zlodowaceń środkowopolskich, głównie wieku odry. Natomiast gliny morenowe wieku warty tworzą nieciągłą pokrywę; w tym czasie powstawały osady i formy z deglacjacji. Młodsze odcinki czasowe zapisały się erozją obszaru, osadami stokowymi, tarasowymi oraz procesami wydmotwórczymi (Szalewicz, Włodek, 2009).

## PROFIL OSADÓW W SUCHOSTRUDZE

Ze względu na duże znaczenie tego profilu przedstawiono dokładny opis nawierconych osadów (fig. 2). Jest on wynikiem pierwotnego profilowania (Kenig, Zabielski, 1996; Szalewicz, 1996) oraz powtórnego w 2002 r. (Kenig, materiały rękopiśmienne), łącznie z pobieraniem próbek. Wykorzystano tu również wyniki badań palinostratygraficznych (Ślodka, 1996, 2003; Gaździcka, 2010).

Osady pochodzące z tzw. koryta osadowego zanieczyszczone płuczką wiertniczą, co wynika z techniki wiercenia, nie były badane analitycznie, zgodnie z zaleceniami metodycznymi (Marks, Ber, red., 1999).

Głębokość podano w metrach

### Czwartorzęd

0,0–14,5	piasek drobnoziarnisty, w spągu gruboziarnisty, słabo zwięzły, urobek z tzw. koryta osadowego
14,5–15,6	mułek szary, niewarstwowany
15,6–20,0	piasek drobno- i średnioziarnisty
20,0–22,5	mułek szary, niewarstwowany
22,5–29,0	piasek średnioziarnisty
29,0–32,0	mułek szary
32,0–43,0	piasek drobnoziarnisty z przewarstwieniem mułku na głębokości 38,5–39,3 m
43,0–49,4	mułek ilasty, szary, niewarstwowany
49,4–54,5	gлина morenowa, szarobrazowa
54,5–63,0	piasek różnoziarnisty, jasnoszary (mało urobku w skrzynce)

Osady od głębokości 14,5 do 63,0 m wykazują zawartość węgla wapnia. Osady leżące poniżej są bezwęglanowe.

### Pliocen dolny/ miocen górny

63,0–68,0	mułek jasnoszary, niewarstwowany, zbity, o strukturze gruzelkowej
68,0–76,6	mułek szarozółtawy, plamisty
76,6–88,0	piasek drobnoziarnisty, pylasty, zbity, niewarstwowany
88,0–153,5	iły płomieniste
153,5–155,2	piasek drobnoziarnisty
155,2–187,8	iły płomieniste, miejscami mułki ilaste, szarozółte, w spągu nieco piaszczyste
187,8–189,4	piasek średnioziarnisty szarozółty, laminowany poziomo, przechodzi w rytm

189,4–190,0	rytmity mułkowo-piaszczyste, drobna laminacja pozioma
190,0–190,3	mułki ilaste, płomieniste, struktura zbita, masywna
190,3–190,6	rytmity mułkowo-piaszczyste, o drobnej laminacji, przechodzą w piaski drobno- i średnioziarniste, warstwowane poziomo; laminy piasku drobnego czasem skośne
190,6–191,4	piasek średnioziarnisty, dość zwięzły, o słabo wyrażonej laminacji poziomej; zawiera drobne wkładki oraz pojedyncze szczątki roślin

### Miocen środkowy

191,4–201,5	piasek drobnoziarnisty laminowany poziomo, szarobrazowy od domieszki substancji organicznych, słabo zwięzły
201,5–202,2	piasek drobno- i średnioziarnisty z domieszką materiału organicznego ciemnobrunatnego
202,2–205,2	piasek drobnoziarnisty z domieszką materiału organicznego malejącą ku spągowi, bardzo zwięzły, widoczna struktura bulasta (sedymentacja błotna)
205,2–207,0	piasek drobnoziarnisty mułkowany, jasnoszary, struktura bulasta, sedymentacja błotna, silnie zwięzły, rdzeń pęka poziomo
207,0–207,9	piasek drobno- i średnioziarnisty jasnobrunatny, plamisty, miejscami ciemny od substancji organicznej, zwięzły
207,9–208,2	piasek średnioziarnisty z domieszką substancji organicznej, słabo zwięzły
208,2–218,0	piasek drobno- i średnioziarnisty z nielicznymi wkładkami lignitu, miejscami słabo widoczne warstwowanie poziome, zwięzły
218,0–218,5	mułek ciemnobrunatny, prawie czarny od substancji organicznej
218,5–218,7	piasek średnioziarnisty z materią organiczną i warstwą 5 cm żwirków kwarcowych
218,7–221,3	piasek średnioziarnisty z domieszką ziaren grubszych, z substancją organiczną, laminowany poziomo, zawiera błyszczące kawałki lignitu
221,3–226,2	piasek średnioziarnisty jasnobrazowy, z nielicznymi kawałkami lignitu, miejscami laminowany
226,2–226,35	piasek średnioziarnisty, słabo zwięzły, z lignitem
226,35–227,2	piasek drobno- i średnioziarnisty, zwięzły, jasnozółtawy, miejscami brązowy, z domieszką materii organicznej, miejscami słabo widoczna laminacja pozioma

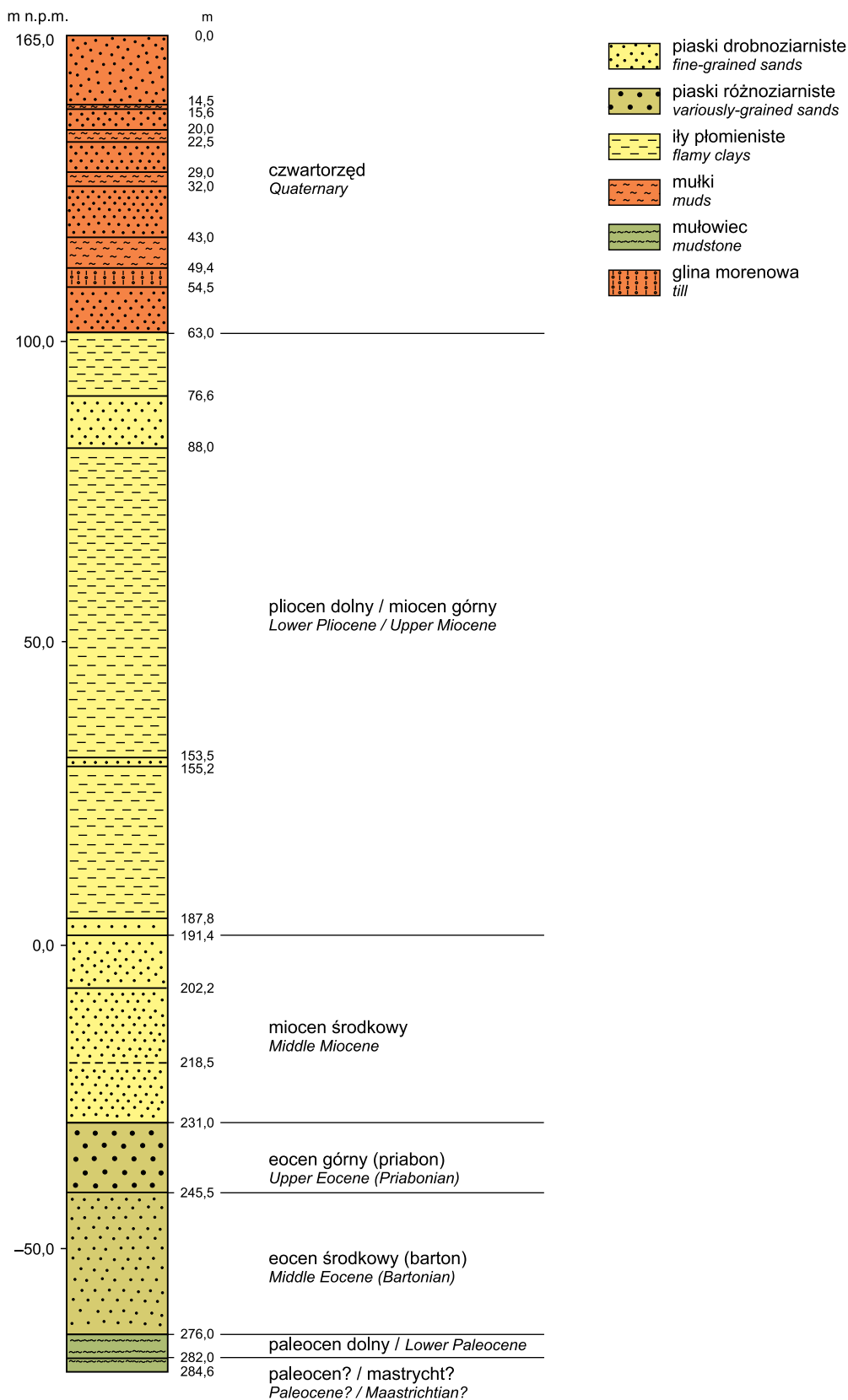


Fig. 2. Schematyczny profil zbadanych osadów kenozoiku

Schematic section of the Cainozoic deposits

- 227,2–227,5 piasek mułkowy z bardzo dużą zawartością pokruszonego lignitu (wkładki)
- 227,5–230,6 piasek średnioziarnisty, jasnożółty, lekko zwięzły, miejscami zawiera kawałki lignitu
- 230,6–231,0 piasek średnioziarnisty, brunatnożółty, plamisty, z wkładkami lignitu i rozproszoną substancją organiczną; w spągu warstewka piasku ze żwirem typu fasolki kwarcowej scementowanej związkami Fe i substancją organiczną oraz białymi minerałami siarczanowymi; ostra granica spągu
- Eocen górny (priabon) D 12**
- 231,0–242,5 piasek drobno- i średnioziarnisty, brunatny, żelazisty z domieszką glaukonitu, miejscami pojedyncze żwirki kwarcu (1–2 mm średnicy)
- 242,5–243,5 piasek drobnoziarnisty, brunatnozielonkawy, niewarstwowany, z wyraźną domieszką obtoczonych ziaren kwarcu (do 4 mm średnicy), ku spągowi więcej kwarcu, są też lidyty (czarne, obtoczone, błyszczące)
- 243,5–245,5 piasek drobnoziarnisty z licznymi żwirkami obtoczonego kwarcu o średnicy do 1 cm, typu fasolka; z lidydami obtoczonymi, błyszczącymi; niewarstwowany, ostra granica w spągu
- Eocen środkowy (barton) D 11**
- 245,5–251,2 piasek drobnoziarnisty mułkowy, brunatnozielony, z małą zawartością glaukonitu, niewarstwowany, struktura bulasta, nieco smugowany
- 251,2–251,5 piasek drobno- i średnioziarnisty, pylasty, brunatnozielony, struktura zbita, masywna, niewarstwowany
- 251,5–258,5 piasek średnioziarnisty z domieszką grubszej frakcji, jasnobrunatny, z małą zawartością glaukonitu, słabo zwięzły; na głębokości ok. 251,6 m żwirki typu fasolki kwarcowej
- 258,5–268,0 piasek drobnoziarnisty, słabo zwięzły, mały urobek rdzenia z tzw. koryta osadowego
- 268,0–270,3 piasek średnioziarnisty, zielonkawy, z wyraźną zawartością glaukonitu rosnącą w kierunku stropu, z domieszką piasku gruboziarnistego i pojedynczymi żwirkami do kilku mm średnicy, miejscami z mułkiem; na głębokości 268,2 m materia organiczna
- 270,3–276,0 piasek drobno- i średnioziarnisty, zielonkawy, słabo zwięzły, z niewielką zawartością glaukonitu, niewarstwowany, w spągu żwirek z obtoczonego kwarcu w warstewce mułkowej, ostra granica w spągu
- Paleocen dolny (dan środkowy) NP3**
- 276,0–282,0 mułowiec gezowaty (geza), porowaty, szary, z licznym detrytusem skorupki małży
- Paleocen?/ mastrycht?**
- 282,0–284,6 mułowiec marglisty, jasnoszary

## LITOGENEZA I ROZWÓJ SEDYMENTACJI OSADÓW KENOZOIKU

Charakterystykę litogenetyczną osadów przedstawiono na podstawie autorskiego opisu makroskopowego osadów w rdzeniu wiertniczym (Kenig, 2002, materiały rękopiśmienne) oraz z wykorzystaniem wyników badań analitycznych. Opis następuje zgodnie z sedymentacją w kierunku od spągu do stropu profilu.

Najstarszym osadem stwierdzonym w profilu wiertniczym na głębokości **282,0–284,6 m** jest mułowiec marglisty, nieco gezowaty, o małej ilości urobku. Makroskopowo odróżniający się od wyżej leżącej skały. Prawdopodobnie są to osady mastrychtu lub paleocenu (ISC, 2004).

Powyżej, na głębokości **276,0–282,0 m** zalega mułowiec gezowaty, szary, porowaty, lekki, z licznymi szczątkami małży. Wyjątkowo liczna obecność minerałów blaszkowatych w tym osadzie (biotyt, chloryt; po 11,8%), największa ze wszystkich osadów tego profilu, wskazuje na spokojną sedymentację, potwierdzoną również przez znaczną obecność minerałów nieprzezroczystych, głównie tlenków Fe oraz syderytu (32,4%). W zespole przezroczystych minerałów ciężkich dominuje granat (29,4%) nad turmalinem (17,6%), przy mniejszych zawartościach cyrkonu (8,8%) oraz dystenu i staurolitu (po 5,9%) – [figura 3](#).

Jest to środowisko sedymentacji morskiej (11,7% glaukonitu), strefy litoralnej, o głębokości do 100 m z bogatym fitoplanktonem (Piwocki, 2004). Charakterystyczne taksony glonów morskich *Carpatella cornuta*, *Senoniasphaera inornatum*, *Paleotetradinium minusculum* pozwalają na

określenie wieku tego osadu na paleocen dolny (Słodkowska, 2003). Natomiast obecność nanoplanktonu wapiennego pozwala uściślić wiek górnej części tych osadów na środkową część piętra dan, poziom nanoplanktonowy NP3 *Sullivania danica*. W składzie taksonomicznym zespołów paleogeńskich licznie występują *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus vpelagicus*, *Thoracosphaera operculata*, co świadczy o akumulacji osadów w niezbyt głębokiej strefie basenu w niedużej odległości od brzegu (Gaździcka, 2010). Stwierdzono tu również redeponowane kokkolity górnokredowe i otwornice planktoniczne z rodzaju *Globigeryna* oraz detrytus organiczny.

Na obecnym etapie dokumentacji analitycznej można sądzić, że osady te przynależą do formacji puławskiej (Piwocki, 2004), występującej w niecce warszawskiej. Ze względu na potwierdzenie jedynie stropowej części tych osadów w profilu Suchostruga trzeba zachować ostrożność, traktując je jako paleocen dolny.

Na osadach paleocenu ostrą granicą erozyjną zalega seria osadów z głębokości **245,5–276,0 m** o zmieniającym się typie sedymentacji piaszczystej. Seria ta składa się z wielu warstw zróżnicowanych litologicznie i mineralnie. W samym spągu tej serii, na głębokości 276,0 m, widoczna jest wyraźna granica transgresywna (żwirek z obtoczonych ziaren kwarcu) pomiędzy mułowcem gezowatym a mułkiem piaszczystym ze żwirkiem leżącym wyżej. Natomiast od spągu jest to piasek początkowo drobnoziarnisty, miejscami

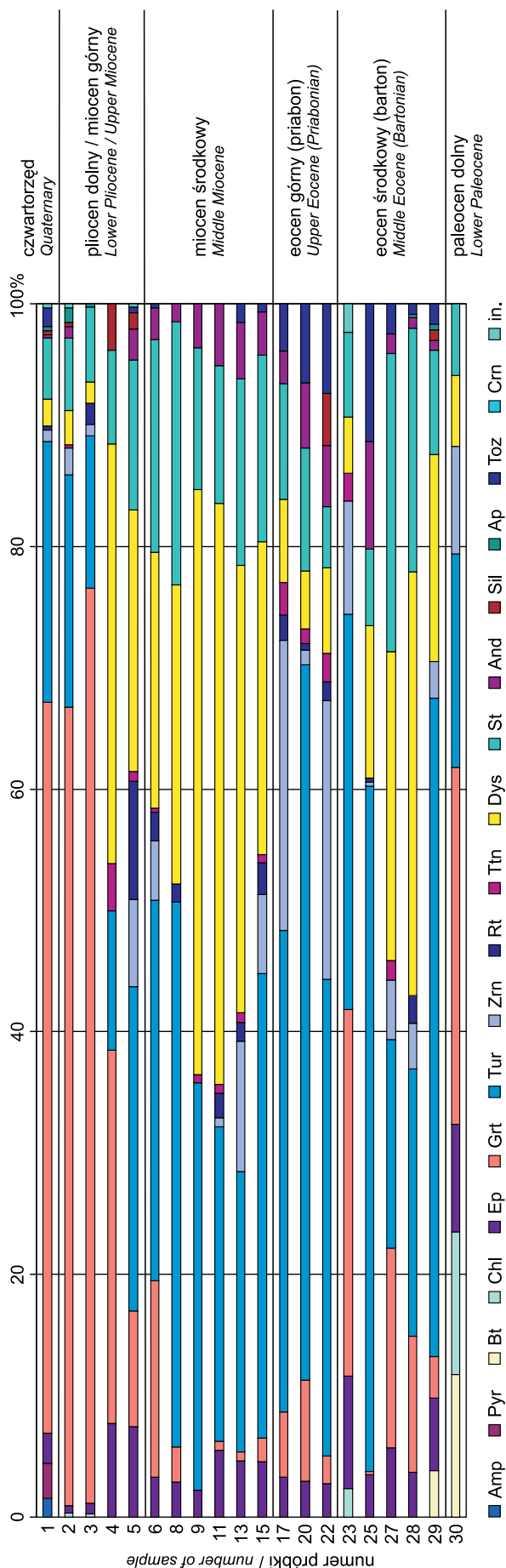


Fig. 3. Skład minerałów ciężkich w osadach kenozoiku profilu Suchostruga

Amp – amfibole, Pyr – pirokseny, Bt – biotyt, Chl – chloryt, Ep – epidot, Grt – granat, Tur – turmalin, Zrn – cyrkon, Rt – rutil, Ttn – tytanit, Dys – dysten, St – staurolit, And – andaluzyt, Sil – sylimanit, Ap – apatyt, Toz – topaz, Crn – korund, inne

Heavy minerals in Cainozoic deposits of the Suchostruga section

Amp – amphibole, Pyr – pyroxene, Bt – biotite, Chl – chlorite, Ep – epidote, Grt – garnet, Tur – tourmaline, Zrn – zircon, Rt – rutile, Ttn – titanite, Dys – distene, St – staurolite, And – andalusite, Sil – sillimanite, Ap – apatite, Toz – topaz, Crn – corundum and others

mułkowaty oraz piasek średnioziarnisty z glaukonitem, zielonkawy, słabo zwięzły, niewarstwowany (268,0–276,0 m). W stropowej części (268,0–270,3 m) jest to piasek z dominującą zawartością frakcji średnioziarnistej i z udziałem piasku gruboziarnistego oraz pojedynczymi żwirikami do kilku milimetrów średnicy, ze zwiększającym się udziałem glaukonitu w kierunku stropu tej warstwy. Na głębokości 268,2 m zawiera materiał organiczny. Ziarna kwarcu najczęściej są częściowo obtoczone, błyszczące, w mniejszości pozostają ziarna obtoczone. Wśród przezroczystych minerałów ciężkich w dolnej części warstwy zaznacza się duża przewaga turmalinu (54,3%) i proporcjonalnie mniejszy udział dystenu (17,1%), co jednocześnie łączy się z gwałtownym spadkiem zawartości granatu (do 3,4%). Próbką z głębokości 269,2–269,3 m (pr. 28) zawierała jedynie nieprzezroczyste ziarna syderytu. Dlatego została poddana płukaniu w HCl i dopiero ponowna analiza pozwoliła na uzyskanie już pełnego spektrum minerałów przezroczystych. Największą frekwencję uzyskał w niej dysten (34,9%), a następnie turmalin (22,0%) oraz staurolit (20,0%). Podobny skład mineralny mają piaski z części stropowej tej warstwy (pr. 27), gdzie też jest przewaga dystenu i staurolitu, przy obecności turmalinu (17,2%) i granatu (16,4%). Potwierdzeniem odrębnego rodzaju sedymentacji tej warstwy są cechy mineralne tych osadów.

Część stropowa tych piasków zawiera w składzie mineralno-petrograficznym największą w całym profilu ilość glaukonitu, w formie ziaren i skupień, aż do 35,4%. Również następuje tu wyraźne zwiększenie obecności ziaren mułowcowych (fig. 4). Najprawdopodobniej pochodzą one z rozmywania osadów paleocenu i bliskiego ich transportu, a jednocześnie jako skały kruche ulegają łatwej degradacji. Potwierdzeniem tego jest ich liczna obecność także we frakcji grubszej, powyżej 1,0 mm. Jest tu także nieoznaczalny fragment szkieletu ryby.

Przedział głębokości 245,5–258,5 m: od dołu są to piaski średnioziarniste z domieszką gruboziarnistych i dobrze obtoczonego żwirku kwarcowego typu fasolka, słabo zwięzłe, brunatne, z małą zawartością glaukonitu, niewarstwowane. Od głębokości 251,2 m przechodzą w piasek drobnoziarnisty, pylasty, brunatnozielony, z glaukonitem, nieco smugowany, o strukturze zbitej, masywnej. Średnia średnica ziaren Mz zmienia się od 1,31 do 2,56 phi, a więc w trakcie sedymentacji osad jest coraz drobniejszy, słabo wysortowany. Słabnie reżim hydrologiczny. W niższej części tej serii (fig. 3 pr. 25) następuje wzrost zawartości turmalinu do 56,5%. Dużo mniejszą zawartość osiągają dysten (12,6%), staurolit (6,3%) i amfibol (8,8%). Wyjątkową ilość osiąga tu topaz (11,4%). Wśród minerałów nieprzezroczystych obecne są tylko tlenki pierwotne hematyt i ilmenit. Wyżej (pr. 23) maleje udział turmalinu (32,6%), przy zmiennej obecności cyrkonu (9,3%) i dystenu (4,7%).

Piaski reprezentowane przez próbki 25 i 26 (fig. 4) zawierają w składzie mineralno-petrograficznym prawie same ziarna kwarców, jedynie z niewielką domieszką ziaren ciemnych (krzemienie) oraz białych, dość miękkich minerałów nieprzezroczystych (siarczany). Natomiast część stropowa tej serii (pr. 24, 23) zawiera wielokrotnie większy udział mu-

łowców z rozmywanego paleocenu, co rzutuje na proporcjonalnie mniejszą zawartość ziaren kwarcu (ok. 50%).

Całość tych warstw odzwierciedla sedymentację morską. Na podstawie znalezionej fitoplanktonu: *Heteraulocysta porosa*, *Cordosphaeridium funiculatum*, *Dracodinium politum* określono wiek tych osadów na eocen środkowy (barton) poziom D11 (Słodkowska, 2003). Obecne były również pyłki roślin okrytonasiennych: *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus*, *Nupodollis thiergarti*, *Basopolis vancampoae*, typowych dla tego okresu.

Powyżej, **231,0–245,5 m**, następuje gwałtowne przejście do osadów piaszczystych zawierających znaczny udział frakcji gruboziarnistej. Seria zaczyna się w spagu piaskiem drobnoziarnistym z udziałem frakcji grubszych, łącznie osiągając 89%. Średnia średnica ziaren Mz jest zmienna i zawiera się w przedziale 1,10–0,25 phi. Osad wyraźnie staje się grubszy, o złym wysortowaniu, najgorszym w całym profilu; krzywa rozkładu uziarnienia jest silnie spłaszczona, w związku ze zmiennymi źródłami zasilania i słabą selekcją. Powyżej osad staje się niemal monofrakcyjny (77% zawartości frakcji drobnoziarnistej), przy małym udziale frakcji mułkowych (9,6%) i ilastych (5,9%). Średnia średnica ziaren Mz jest dość podobna i wynosi 2,79–3,0 phi. Natomiast wysortowanie jest zmienne, od średniego do słabego, a rozkład krzywej uziarnienia jest mezokurtyczny (krzywa stroma). Część stropowa osadu jest zbudowana z piasków drobno- i średnioziarnistych, przy małych zawartościach frakcji mułkowo-ilastych. Średnia średnica ziaren Mz jest dość jednolita, zmieniając się od 2,83 do 2,34 phi w kierunku stropu, przy słabym wysortowaniu, dodatniej skośności, malejącej wartości kurtozy (KG) w tym kierunku, w granicach leptokurtycznych. Wysokie wartości kurtozy w górnej części serii świadczą o jednakowym źródle zasilania, niezmiennych warunkach sedymentacji.

Cała ta seria osadów piaszczystych wyróżnia się wyraźnie cechami litologiczno-mineralnymi od pozostałych serii osadów, zwłaszcza zalegających bezpośrednio niżej. Jest to osad o znacznej dojrzałości mineralnej, z zespołem minerałów odpornych na niszczenie w procesie wielokrotnej redepozycji. Minerale ciężkie występują tu w asocjacji turmalin–cyrkon (58–23%), z mniejszym udziałem dystenu i staurolitu (fig. 3). Wśród minerałów nieprzezroczystych obecne są tylko hematyt i ilmenit.

W trakcie sedymentacji tego osadu zaznacza się wygasający ku stropowi udział mułowców paleoceńskich, aż do pojawienia się w stropie tej serii detrytus węgla. Jednocześnie łączy się to ze wzrostem udziału ziaren kwarcu w stropie. Obecne są dość regularnie ciemne krzemienie i agregaty żelaziste (fig. 4). Wszystko to wskazuje na spływający się zbiornik morski i zmianę obszaru zasilania.

Prawie wszystkie ziarna kwarcu frakcji piaszczystej, oglądane pod lupą binokularową, są obtoczone, błyszczące. Na niektórych z nich obserwuje się przerosty glaukonitu lub wgłębienia wypełnione glaukonitem. Zdarzają się także dobrze obtoczone ziarna krzemionkowe.

Jest to seria zaliczona do eocenu górnego na podstawie obecności zespołu fitoplanktonu morskiego, a zwłaszcza



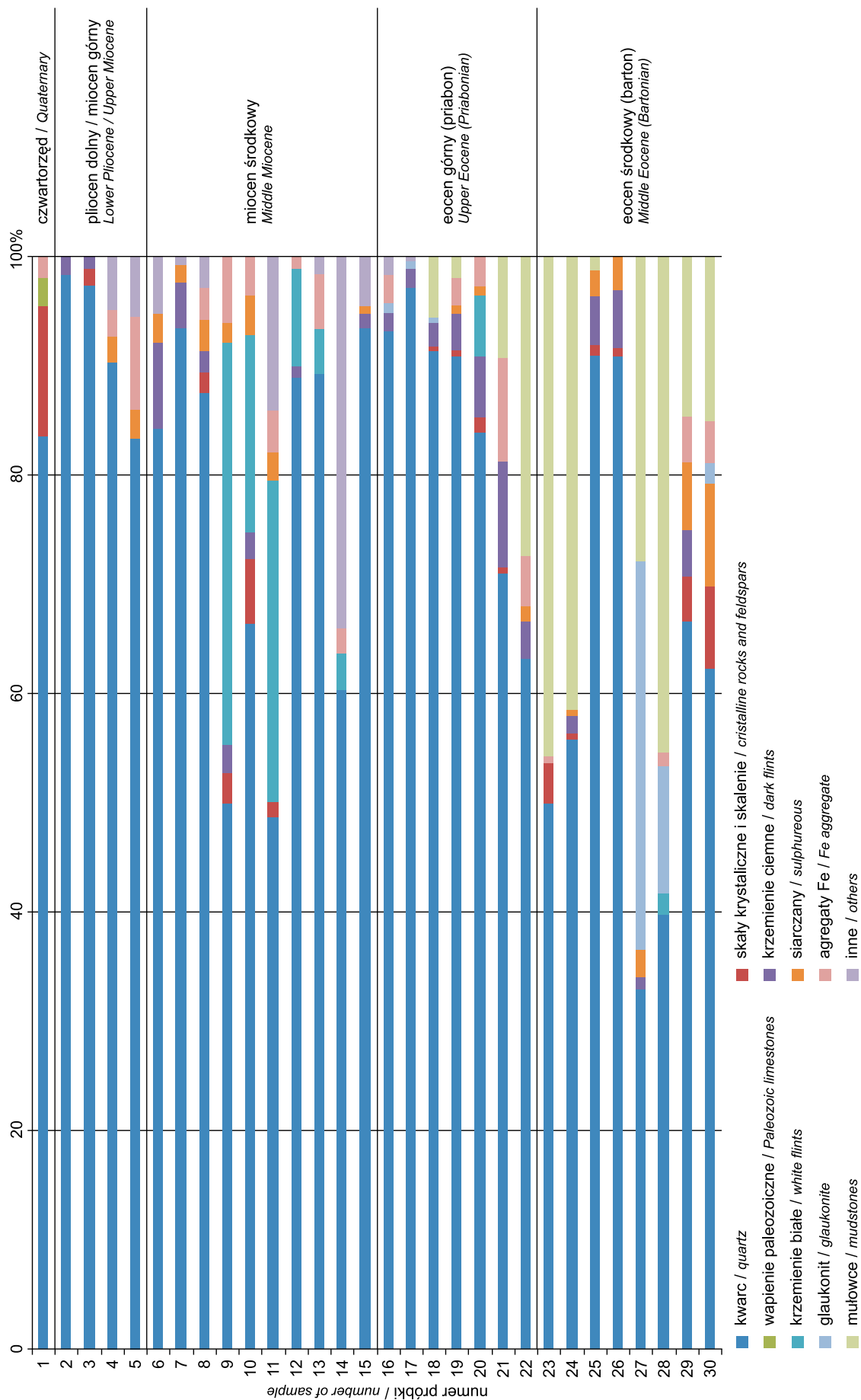


Fig. 4. Skład mineralów lekkich w osadach kenozoiku profilu Suchostruga

Light minerals in Cainozoic deposits of the Suchostruga section

*Areosphaeridium diktyoplokum*, *Charlesdownia*, *Chytresphaeridia parva*, *Diphyes colligerum*, *Paucilobimorpha incurvata*, *P. spinosa*, *P. triradiata* i *Wetzeliiella astra*. Z roślin okrytonasiennych znaleziono pyłek *Minorpollis* i *Plicopolis plicatus* (Słodkowska, 2003).

Na głębokości **231,0 m** następuje wyraźna zmiana typu sedymentacji z morskiej na śródlądową. Erozyjną granicą w spągu zalega tu seria osadów do głębokości 202,2 m. Zaznaczona jest warstwą piasku drobnoziarnistego ze zwiarem typu fasolka kwarcowa, scementowaną związkami żelaza. Są to piaski głównie drobnoziarniste (do 80,6%), miejscami z niemal równym udziałem frakcji drobno- i średnioziarnistej. Zawierają drobne przewarstwienia piaszczysto-mułkowe i wtedy mają 31,6% zawartości frakcji mułkowej oraz do 23% ilastej. Osad ten jest raczej zwięzły, miejscami zawiera warstwy ciemnobrunatne od rozproszonej substancji organicznej, w dolnej części serii obecne są liczne fragmenty lignitu. Średnia średnica ziarna Mz w częściach piaszczystych wynosi 1,68–2,63 phi, natomiast w częściach mułkowych – 4,09 i 3,52 phi. Wyszortowanie jest zmienne, od średnio dobrego (0,61) w piaskach do bardzo słabego (2,41) w mułkach. Krzywe rozkładu uziarnienia tych piasków są skośne dodatnio i bardzo leptokurtyczne (stromie), tylko w częściach mułkowych spłaszczone (platykurtyczne), co wynika ze zmiennego typu sedymentacji zbiornikowej – w spływającym się zbiorniku miejscami typu błotnego lub ze śladami przepływu.

Seria tych osadów ma swą, odrębną od pozostałych, charakterystykę mineralogiczną. Minerale ciężkie tworzą asocjację dystenowo-turmalinową (48,2–38,2%), przy obecności staurolitu (do 15%) i niemal nieobecności granatów (fig. 3). Wśród minerałów nieprzezroczystych występuje głównie hematyt ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) i ilmenit ( $\text{FeTiO}_3$ ) oraz pojedyncze ziarna syderytu ( $\text{FeCO}_3$ ). W składzie mineralnym frakcji lekkiej, oprócz dominującego kwarcu, wyraźną grupę o wysokiej zawartości w całym profilu stanowią białawe krzemienie (do 37,5%), również obecne są agregaty żelaziste (do 6,2%) oraz bardzo obfity tu detrytus uwęglonego drewna (do 34,1%) w wydzieleniu Inne na figurze 4. Nieliczne są obecne krzemionkowe fragmenty szarych oskorupień wielkości ponad 1 mm. Zaczynają pokazywać się minerale siarczanowe. Ziarna kwarcu są obtoczone i częściowo obtoczone, błyszczące, a w stropowej części pojawiają się ziarna matowe z cechami eolizacji. Akumulacja tych osadów zachodziła w niskoenergetycznych zbiornikach lądowych z małym przepływem, w środowisku redukcyjnym.

Na podstawie występowania zespołu pyłku roślin okrytonasiennych, m.in. *Betulaepollenites betuloides*, *Faguspollenites*, *Alnipollenites verus*, *Araliaceopollenites edmundii*, *Pterocaryapollenites*, a wśród nagonasiennych: *Tsugaepollenites* i *Sequiapollenites*, wiek osadów został określony na miocen środkowy (Słodkowska, 1996).

Poczynając od głębokości **202,2 m** do **191,4 m** następuje ostra zmiana warunków sedymentacji. Nowa litofacja jest wyrażona w zmianach cech litologicznych, głównie mineralnych. Zaczyna się sedymentacją piasków drobno- i średnioziarnistych, laminowanych najczęściej poziomo. W piaskach

tych znajduje się detrytus uwęglonych roślin oraz miejscami pył węglowy.

W całym osadzie wartości parametru Mz zmniejszają się od 3,25 (w spągu) do 2,46 phi (w stropie), więc osad uzyskuje grubsze średnie ziarno w trakcie sedymentacji. Wyszortowanie tych osadów jest zmienne, od bardzo słabego do średniego. Skład minerałów ciężkich tych osadów pokazuje asocjację turmalin–dysten, przy wzroście turmalinu, w dolnej części skokowy ubytek dystenu (25,8%), przy wzroście turmalinu (38,%) i staurolitu (15,4%) oraz wzrost udziału granatów (fig. 3). We frakcji lekkiej obserwuje się obecność ciemnych krzemieni oraz białych nieprzezroczystych minerałów siarczanowych (anhydryt, celestyn; fig. 4). Zostały one rozpoznane w dość znacznej ilości także we frakcji minerałów ciężkich. W niewielkich ilościach są obecne także szczątki węgla, drewna i skupienia pirytowe. Nieliczne tu ziarna kwarcu frakcji piaszczystej są najczęściej częściowo obtoczone, matowe lub/i błyszczące, zdarzają się też ziarna kanciaste.

Chociaż na podstawie palinologicznej wiek tej serii osadów, również jak i serii poniżej, został określony na miocen środkowy, to można stwierdzić, że osady te powstawały w odmiennym basenie sedymentacyjnym, o mniejszym przepływie, w innych warunkach środowiskowych i litodynamicznych, tworząc inną litofację niż osady leżące bezpośrednio poniżej.

Osady z głębokości **187,8–191,4 m** budują rytmicznie warstwowane osady drobnych piasków i mułków. Średnia średnica ziaren wynosi tu 2,64 phi, przy polepszającym się wysortowaniu. W zbiorniku panują dość jednolite warunki sedymentacyjne, co potwierdza stroma krzywa rozkładu uziarnienia. Malejący udział granatu, turmalinu przy wzroście rutylu (fig. 3) odróżnia tę serię od niżej zalegających osadów.

W próbkę ze spągu tej serii (191,2 m) są już obecne taksony świadczące o wieku górnioceńskim (Słodkowska, 2003).

Na tych osadach na głębokości **63,0–187,8 m** zalega mięszsza seria wykształcona w facji ilów płomienistych. Osady te pod względem granulometrycznym charakteryzują się dominującą zawartością frakcji mułkowych (56,2–66,0%) i ilastych (25,5–36,9%), przy małej obecności frakcji grubszych (4,4–12,8%). Mz osiąga tu wartości 5,1 do 5,59 phi, a więc jest dość jednolite i największe w profilu, świadcząc o najdrobniejszym relatywnie osadzie. Rozkład krzywej uziarnienia jest platykurtyczny, krzywa jest spłaszczona i skośna dodatnio. W stropowej części mułki te charakteryzują się strukturą gruzelkowatą, co potwierdza litofację przybrzeża (lub/i spływów błotnych).

W stropowej części tego kompleksu spokojna sedymentacja zbiornikowa jest przzerwana, na głębokości 76,7–88,0 m, osadami o cechach przepływu. Łączna zawartość frakcji piaszczystych w tym osadzie zmniejsza się w kierunku stropu do 84,6%, przy zwiększającej się w tym kierunku obecności frakcji mułkowych (od 5,1% do 10,8%) oraz ilastych (do 4,6%), co świadczy o wygasającym przepływie i słabnącej kompetencji ośrodka fluwialnego. Wartość parametru

średniej średnicy ziarna  $M_z$  wzrasta w tych piaskach od 0,71 do 2,15  $\phi$ , co potwierdza zmniejszanie wielkości ziarna wraz z sedymentacją osadu. W tej warstwie piaszczystej następuje znaczny przyrost granatów, nawet do 75%, przy malejącej obecności turmalinu w granicach 11–19% (pr. 2 i 3 na fig. 3). Ziarna kwarcu frakcji piaszczystej najczęściej są częściowo obtoczone i zaczynają wykazywać oznaki eolizacji. Natomiast w osadach bardzo drobnofrakcyjnych, typu ilów płomienistych, skład mineralny frakcji ciężkiej jest odmienny i charakteryzuje się asocjacją mineralną dysten–granat–turmalin (pr. 4).

Ogólnie biorąc, osady typu ilów płomienistych powstawały w zbiornikach o bardzo niskiej energii, jednak wykazujących okresowe zmiany nasilenia tej energii w trakcie sedymentacji.

Osady te mogą należeć do formacji poznańskiej, prawdopodobnie wieku miocen górny. Z powodu braku sporomorf, typowego dla tego rodzaju osadów formacji poznańskiej na obszarze centralnej części Nizy Polskiego w miocenie górnym, jedynie w sposób pośredni można odnieść się do tego wieku (Piwocki i in., 2004).

Od głębokości **63,0 m**, w kierunku stropu profilu, zaczyna się sedymentacja plejstocenska. Są to piaski różnoziarniste z dominującą frakcją gruboziarnistą (do 43%), przy nieco mniejszym udziale frakcji średnioziarnistej (do 33,8%). Wartość parametru  $M_z$  wynosi 1,11  $\phi$ . Ziarna kwarcu frakcji piaszczystej są dość dobrze obtoczone, wykazując przewagę ziaren obtoczonych nad częściowo obtoczonymi. Węglanowość tego osadu jest niewielka i wynosi 2,4% zawartości  $\text{CaCO}_3$ , co wynika z rodzaju sedymentacji typu rzecznej, odznaczającego się silnym reżimem hydrologicznym. Nie

bez wpływu na to pozostaje również fakt zalegania w bezpośrednim podłożu tych piasków bezwęglanowych osadów mułkowych i ilastych miocenu górnego (pliocenu dolnego). Cechy litologiczne, a zwłaszcza mineralne, potwierdzają tę granicę (Kenig, Zabielski, 1996). Zmienia się mianowicie skład mineralów ciężkich, wśród których wyraźnie wzrasta ilość granatów (60,3%), obecny jest turmalin (21,5%) oraz pojawiają się amfibole (fig. 3).

Epizod glacialny w trakcie sedymentacji osadów plejstocenskich zapisany jest w postaci gliny morenowej, zalegającej na głębokości 49,4–54,5 m. Gлина ta w składzie petrograficznym charakteryzuje się przewagą żwirów skał krystalicznych (32,0%) nad wapieniami paleozoicznymi (30,0%), przy znacznej zawartości paleogeńskich mułków lokalnych (6%). Wartości współczynników petrograficznych są następujące: O/K 1,30, K/W 0,86 i A/B 1,00. Wartości te wykazują duże podobieństwo do wartości z poziomu gliny morenowej zalegającej na podobnej głębokości w profilu wiertniczym Kawęczynek z rejonu Mszczonowa (fig. 1). Chronostratygraficznie gliny te zostały zaliczone do zlodowacenia wilgi (Kenig, Zabielski, 1996). Charakterystyczne jest, że poziomy litostratygraficznie tego wieku nie są wyróżniane w najbliższych położonych profilach badawczych, a są notowane w obszarach znajdujących się na północ, w rejonie Grodziska Mazowieckiego (Kenig, Sobczuk, 1983).

Sedymentację plejstocenską w profilu Suchostruga kończy seria piasków i mułków. Części piaszczyste tej serii wykazują polepszające się obtoczenie ziaren kwarcu w kierunku stropu, co wskazuje na wygasającą sedymentację fluwio-glacialną z oddalającym się obszarem zasilania glacialnego (Kenig, Zabielski, 1996).

## DYSKUSJA WYNIKÓW

Z analizy dostępnych wyników dotyczących mineralów ciężkich na Nizy Polskiej wynika, że największe podobieństwo mineralne zbadanych osadów w profilu Suchostruga w stosunku do innych rejonów dotyczy piaszczystych osadów miocenu. Przejawia się to obecnością mineralów odpornych występujących w asocjacji mineralnej turmalin–dysten w osadach miocenu środkowego w profilu Suchostruga i asocjacji dysten–turmalin w miocenie dolnym w Bełchatowie (Goździk i in., 2010). Ważną cechą tych porównywanych osadów jest minimalny udział granatów. Na obszarze Pomorza w osadach najwyższego miocenu notowane są również przeważające zawartości turmalinu i dystenu (Kramarska, 2004).

Natomiast osady miocenu środkowego badane przez Kosmowską-Ceranowicz (1979) oraz Kosmowską-Ceranowicz i Bühmana (1982) nie wykazują podobieństwa mineralnego do osadów opisanych wyżej. Może to wynikać zarówno ze względów metodycznych (autorzy ci badali mniejszą frakcję, co może powodować odmienne wyniki, na co zwracają uwagę Kenig (1999a) oraz Racinowski (2008), jak i wykształcenia facjalnego porównywanych osadów należących do odrębnych basenów sedymentacyjnych, w których zmien-

ność składu mineralnego łączy się ze zmianami obszarów zasilania o różnych cechach mineralnych. Uwaga ta dotyczy zarówno osadów miocenu, jak i starszych (eocen). Jest to o tyle ważne we wnioskowaniu międzyregionalnym, że wyniki te są powtarzane przez innych autorów, np. Walkiewicz (1984) w opracowaniu dotyczącym Wielkopolski. Jedynie w miocenie górnym Kosmowska-Ceranowicz i Bühman (1982) notują przewagę granatów z obecnością cyrkonów, co potwierdza się w profilu Suchostruga, gdzie również przeważają granaty, lecz ze znaczącym udziałem turmalinu, a minimalną ilością cyrkonu.

Natomiast w rejonie Olsztyna dostępne do badań osady neogenu z profili wierzeń kartograficznych SMGP 1:50 000 wykazują dużą zmienność składu mineralnego w zależności od facji tych osadów. Najczęściej minerały występują w asocjacji granat–turmalin, niekiedy z udziałem staurolitu (Kenig, 2008a).

Dodatkowo ciekawych porównań w zakresie mineralów ciężkich dostarczają wyniki uzyskane z rejonu NE Litwy (Kenig, 2005). Zbadano próbki pobrane przez autorkę z dużej, eksploatowanej na potrzeby przemysłu szklarskiego kopalni piasku kwarcowego, znajdującej się na zachód od miejscowo-

ści Anyksciai. Poniżej 7-metrowego nadkładu plejstocenijskich osadów glacialnych znajdują się wielometrowej miąższości drobnoziarniste, monomineralne piaski kwarcowe, zaliczane przez Bitinasa (2001) do neogenu. Skład minerałów ciężkich tych piasków charakteryzuje się małym udziałem minerałów przezroczystych, w których dominuje dysten, a brak granatów. Niewielkie zmiany zawartości dystenu (wzrost w górnej części do 73,3%) i turmalinu (ubytek do 18,1% w tymże kierunku) wynika ze zmiany subfacji środowiska rzecznoego. Część stropowa jest drobnoziarnista, a część niższa wykazuje zawartość frakcji mułkowej. Materiał do depozycji tych piasków pochodził z silnie wietrzejących piaskowców dewońskich, powszechnie występujących w NE Litwie. W okresie neogenu, w warunkach ciepłego i wilgotnego klimatu, następowało silne wietrzenie chemiczne. Dlatego ubywało ziaren mineralnych nieodpornych na wietrzenie chemiczne, a pozostawał głównie kwarc, który był akumulowany w różnych subfacjach paleorzek oraz jezior. Ziarna kwarcu z tych piasków często mają na powierzchni ślady korozji chemicznej. Badania powierzchni ziaren kwarcu z osadów miocenu za pomocą SEM z różnych obszarów Polski potwierdzają takie wnioski (Kenig, 1995).

Drugim miejscem porównawczych badań było odsłonięcie Giliai, znajdujące się niedaleko na północ od miejscowości Anyksciai, na lewym, wysokim brzegu rzeki Sventoj. Pod około 7-metrową warstwą osadów plejstocenu zalegają tam ostrą granicą piaski drobnoziarniste, dobrze wysortowane, miejscami warstwowane, białe, ku spągowi zawierające zmienną zawartość substancji węglowej. Są to osady zaliczane do miocenu przez Kondratienę i Seiriene (2001). Próbkę zostały pobrane z interwału 7,6–9,7 m profilu zbada-

nego przez te autorki. Pod względem mineralnym w osadach tych najwięcej jest turmalinu i dystenu, z przemienną ich proporcją, a brak granatów. Ze względu na duże podobieństwo mineralne frakcji ciężkiej z piasków z kopalni kwarcu i odsłonięcia nad rzeką Sventoj można sądzić, że piaski te należą do jednego ogniwa litostratygraficznego. Trzeba jeszcze dodać, że w spągu tego odsłonięcia, na głębokości około 17 m, zalegają dewońskie piaski różnoziarniste. Mogą one stanowić materiał wyjściowy, niszczone i redeponowane w zbiornikach neogeńskich, tu w facjach rzecznych.

Można sądzić, że w czasie miocenu na obszarze Polski środkowej i północnej oraz NE części Litwy panowały podobne warunki sedymentacyjne i środowiskowe.

Inną sprawą wymagającą podkreślenia jest odrębność litologiczno-mineralna osadów z głębokości 231,0–245,5 m w profilu Suchostruga, zaliczanych na podstawie dwóch próbek z górnej części serii do eocenu górnego (Ślodka, 2003). Wydaje się jednak, że wyraźne odmienne cechy mineralne tych osadów, ich położenie w profilu oraz sytuacja geologiczna obszaru Mszczonowa mogą uprawniać do sugerowania możliwości traktowania tej serii jako oligoceńskiej, jak było we wcześniejszym opracowaniu Kenig i Zabielskiego (1996). W każdym bądź razie jest to całkowicie odrębny basen sedymentacyjny w stosunku do osadów zalegających poniżej i określonych jako eocen środkowy. W świetle takich rozważań można podejrzewać, że niektóre z ogniw zaliczanych dotychczas do oligocenu na podstawie opisu makroskopowego i kryterium litologiczno-mineralnego mogą ulec reinterpretacji i będą mogły być zakwalifikowane jako eocen górny na podstawie dalszych analiz, w tym palinologicznych.

## PODSUMOWANIE

W profilu Suchostruga wykazano zapis zmian litologiczno-facialnych osadów i przypisano do litostratygraficznych wydzieleni paleogenu i neogenu, potwierdzonych również palinologicznie. Profil Suchostruga można uznać za profil odniesienia – hipostratotyp o zasięgu regionalnym, a przynajmniej dla niecki warszawskiej.

Podano cechy charakteryzujące różne środowiska sedymentacji morskiej i lądowej w osadach kenozoiku profilu Suchostruga. W osadach tych wykazano typy litofacji i sublito-facji, a następnie przeprowadzono próbę powiązania ich w poziomy litostratygraficzne.

Do osadów litofacji morskiej należą:

- mułowiec gezwaty ze spokojnej sedymentacji strefy litoralnej. Osad zawiera w składzie mineralnym dużą ilość minerałów blaszkowatych, glaukonitu, minerałów nieprzezroczystych oraz asocjację mineralną granat–turmalin. Fitoplankton i kokolity wskazują na paleocen dolny;
- osady piaszczyste ze zmienną zawartością frakcji, w tym gruboziarnistych, ze żwirkiem kwarcowym typu fasolka, o asocjacji mineralnej turmalin–dysten lub dysten–staurolit, z obecnością granatów oraz z za-

wartością glaukonitu, siarczanów i mułowców gezwatych z rozmywania osadów paleocenu. Fitoplankton wskazuje na eocen środkowy;

- osady piaszczyste z udziałem żwirków kwarcowych, o złym wysortowaniu i asocjacji mineralnej turmalin–cyrkon, z wygasającą zawartością ku stropowi rozmywanych mułowców paleoceńskich. Fitoplankton wskazuje na eocen górny.

Do osadów litofacji lądowej należą:

- osady drobno- i średniopiaszczyste z asocjacją dysten–turmalin przy braku granatów oraz z obecnością krzemieni i minerałów siarczanowych, z detrytusem węglonego drewna;
- osady piaszczyste laminowane poziomo z pyłem węglowym, o asocjacji turmalin–dysten, ze wzrostem udziału granatów. Oba te wyróżnienia zaliczono na podstawie palinologicznej do miocenu środkowego;
- osady piaszczyste i mułkowate rytmicznie warstwowane, z malejącym udziałem granatów i turmalinu przy wzroście rutyli, na podstawie palinologicznej zaliczone do miocenu górnego;

- osady mułkowo-ilaste facji ilów płomienistych zawierające przewarstwienia piaszczyste, o zmiennym składzie mineralnym, zaliczone (przy braku sporomorf) do miocenu górnego.

W składzie mineralnym osadów sedymentacji plejstoceńskiej oprócz m.in. przeważających granatów są obecne amfibole.

Wykazano, że skład minerałów ciężkich i lekkich dobrze odzwierciedla zmienne środowiska depozycji osadów kenozoicznych.

*Panu dr. Jackowi Kasińskiemu bardzo serdecznie dziękuję za wnikliwą recenzję pracy, co przyczyniło się do lepszego jej przygotowania.*

## LITERATURA

- BARANIECKA M.D., 1975 — Zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niziu Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **288**.
- BARANIECKA M.D., 1991 — Profil Róźce na tle podstawowych profili osadów preglacialnych na południowym Mazowszu. *Prz. Geol.*, **39**, 5/6: 254–257.
- BITINAS A., 2001 — Anyksciai quarry of quartz sand. Field Symposium on Quaternary Geology in Lithuania. Excursion Guide: 33–36.
- DADLEZ R., MAREK S., RACZYŃSKA A., 1974 — Polska północno-zachodnia i środkowa. *W: Budowa geologiczna Polski. Tektonika*, cz. 1, Niz Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- DEMBOWSKA J., MAREK S., 1988 — Mszczonów IG 1, Mszczonów IG 2, Nadarzyn IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiertn.*, 65.
- GAŹDZICKA E., 2010 — Wyniki analizy nanoplanktonu wapiennego sekwencji paleogeńskich z otworu Suchostruga. *Centr. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- GOŹDZIK J., KENIG K., STRÓŻAK A., 2010 — Zmiany kształtu ziaren kwarcowych oraz składu mineralnego piaszczystych osadów miocenu, pliocenu i starszego czwartorzędu w rowie Kleszczowa. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **438**: 33–50.
- ISC, 2004 — International Stratigraphic Chart. [www.stratigraphy.org](http://www.stratigraphy.org)
- KENIG K., 1995 — Mikrorzeźba powierzchni ziarn kwarcu w osadach morskich i lądowych. *W: Atlas geologiczny południowego Bałtyku 1:500 000* (red. J.E. Mojski): 38–41, tabl. XXII. PAE, Warszawa.
- KENIG K., 1999a — Analiza minerałów ciężkich. *W: Metodyka opracowania szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000* (red. L. Marks, A. Ber):
- KENIG K., 1999b — Analiza składu mineralogiczno-petrograficznego frakcji piaszczystej. *W: Metodyka opracowania szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000* (red. L. Marks, A. Ber). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KENIG K., 2000 — Ocena wartości interpretacyjnej współczynnika obtoczenia ziaren kwarcu z osadów czwartorzędowych (metoda fotograficzna). *Prz. Geol.*, **48**, 4: 360–363.
- KENIG K., 2005 — Litologiczna charakterystyka osadów na granicy trzeciorzęd/czwartorzęd z uwzględnieniem nowych, repetycyjnych profili w ujęciu regionalnym. Synteza badań litologicznych wykonywanych przy realizacji Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 na obszarze Niziu Polskiego. *Centr. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- KENIG K., 2008a — Cechy mineralne osadów neogenu i paleogenu z bezpośredniego podłoża plejstocenu i ich odzwierciedlenie w osadach plejstocenu z wybranych rejonów Niziu Polskiego. *Mat. Konf. Osady z pogranicza czwartorzędu i neogenu, paleogenu – źródłem informacji o wpływie podłoża na litologię osadów na Niziu Polskim. Abstrakty*: 13–14. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KENIG K., 2008b — Przebieg sedymentacji osadów paleogenu, neogenu i plejstocenu w profilu Suchostruga (k. Mszczonowa). *Mat. Konf. Osady z pogranicza czwartorzędu i neogenu, paleogenu – źródłem informacji o wpływie podłoża na litologię osadów na Niziu Polskim. Abstrakty*: 15–16. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KENIG K., 2009 — Litologia glin morenowych na Niziu Polskim – podstawowe metody badawcze. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **437**: 1–57.
- KENIG K., MARKS L., 2001 — Znaczenie kryteriów litologicznych do litostratygrafii osadów czwartorzędowych. *W: Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygrafii czwartorzędu* (red. E. Mycielska-Dowgiało): 9–16. Wyd. UW, Warszawa.
- KENIG K., SOBCZUK B., 1983 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Grodzisk Mazowiecki. *Centr. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- KENIG K., ZABIELSKI R., 1996 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Mszczonów. *Centr. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- KONDRATIENE O., SEIRIENE V., 2001 — Neogene/Pre-Pleistocene sediments at the Giliai outcrop. Field Symposium on Quaternary Geology in Lithuania. Excursion Guide: 37–39. Vilnius.
- KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., 1979 — Zmienność litologiczna i pochodzenie okrucowych osadów trzeciorzędowych wybranych rejonów północnej i środkowej Polski. *Pr. Muzeum Ziemi*, **30**: 3–73.
- 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**: 89–110.
- KRAMARSKA R., 2004 — Litologia, litostratygrafia i zespoły minerałów ciężkich w profilu osadów paleogenu i neogenu w Łęczyczach k. Lęborka. *Prz. Geol.*, **52**, 8/1: 695–696.
- KRASOWSKA A., MAREK S., 1988 — Czwartorzęd. Trzeciorzęd. *W: Mszczonów IG 1, Mszczonów IG 2, Nadarzyn IG 1. Prof. Głęb. Otw. Wiertn.*, z. 65: 40–42.
- MARKS L., BER A. (red.), 1999 — Metodyka opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PIWOCKI M., 1998 — An outline of the palaeographic and palaeoclimatic developments. *W: Palynology and palaeography of the Neogene in the Polish Lowlands. Pr. Państw. Inst. Geol.*, **160**: 8–12.

- PIWOCKI M., 2004 — Paleogen. *W: Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia, cz. 3a: 22–71.* Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PIWOCKI M., ZIEBIŃSKA-TWORZYDŁO M., 1995 — Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niziu Polskim. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 916–927.
- PIWOCKI M., BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2004 — Neogen. *W: Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia, cz. 3a: 71–133.* Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- POŻARSKI W., 1974 — Budowa geologiczna Polski, T. 4, Tektonika cz. 1 – Niz Polski. Inst. Geol., Warszawa.
- RACINOWSKI R., 2008 — Znaczenie analizy minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych Polski. *Ann. UMCS*, **63**, 1: 7–44.
- SŁODKOWSKA B., 1996 — Wyniki badań sporowo-pyłkowych i fitoplanktonowych próbek osadów trzeciorzędowych z profilu Suchostruga III (ark. Mszczonów 1:50 000). *Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- SŁODKOWSKA B., 2001 — Wyniki badań palinologicznych próbek trzeciorzędowych z kopalni gliniek keramzytowych w Mszczonowie. *Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- SŁODKOWSKA B., 2003 — Wyniki badań palinologicznych próbek osadów trzeciorzędowych profilu Suchostruga III. *Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- STUHLIK L., 1998 — Palaeofloristic and palaeoclimatic changes during the Neogene. Palynology and palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **160**: 34–35.
- SZALEWICZ H., 1996 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Mszczonów. *Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- SZALEWICZ H., WŁODEK M., 2009 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Mszczonów. *Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.*
- WALKIEWICZ Z., 1984 — Trzeciorzęd na obszarze Wielkopolski. UAM, Poznań.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1974 — Obszar radomsko-lubelski. *W: Budowa geologiczna Polski, T. 4, Tektonika, cz. 1 Niz Polski.* Inst. Geol., Warszawa.

## SUMMARY

The Suchostruga borehole was drilled approximately 15 km east of Mszczonów. From the geologic point of view it lies in the Warsaw Trough that is part of a tectonic unit called the Marginal Trough. The borehole is one of six reconnaissance wells (Fig. 1) drilled in the Mszczonów Sheet of the DGMP (Detailed Geological Map of Poland), scale 1:50 000 (Szalewicz, 1996). However, this is the only borehole that has documented a complete Cainozoic section, 284.6 m in thickness.

This is a unique section of these deposits in the territory of central Poland, allowing for a wide range of research based on lithological, palynological and paleontological studies.

The section provided data for reconstruction of lithological and facies changes assigned to the Paleogene and Neogene lithostratigraphic units, also proved by palynological evidence. That is why the Suchostruga section can be considered a reference section – a regional-scale hypostratotype, at least for the Warsaw Trough.

The nearest section suitable for comparisons of Cainozoic and older deposits is the deep borehole of Mszczonów IG 1 (Dembowska, Marek, 1985) located in the axial zone of the Warsaw Trough. Paleogene, Eocene, Oligocene, Pliocene and Quaternary deposits and their thicknesses have been identified in that borehole (Krassowska, Marek, 1988).

This paper presents a detailed description of the Suchostruga deposits (Fig. 2) based on the original logging (Kenig, Zabielski, 1996; Szalewicz, 1996) subsequently repeated by Kenig (2002, manuscript materials). Palynostratigraphic investigations have also been used for this description (Słodkowska, 2001, 2003; Gaździcka, 2010).

Sedimentation process and lithogenetic features of the deposits are presented from base to top. The basal layer (282.0–284.6 m) is represented by marly, gaize-like mud-

stones, Maastrichtian or Paleocene in age. They are overlain (276.0–282.0 m) by gaize-like mudstones containing abundant bivalve shell detritus. Calm marine sedimentation of these deposits is proved by numerous flaky minerals (Fig. 3), opaque minerals and glauconite. There is also abundant algae phytoplankton and calcareous nannoplankton indicating sedimentation in a shallow marine zone not far from the shore. The age of these deposits is determined to be early Paleocene, middle part of the Danian, nannoplankton zone NP3.

The Paleocene deposits are separated by a sharp erosional surface by the overlying various sand deposits occurring at the depth of 245.5–276.0 m. This series is composed of a number of variously grain-sized sand layers showing clearly different mineral properties. Figure 3 shows a varying proportion of tourmaline, disthene, garnet and glauconite.

Increasing amount of silt-size grains, originating from destruction of Paleocene sediments and transported over a short distance, is also observed in some sand layers. It results in the proportionally smaller content of quartz grains (Fig. 4). The features of these strata indicate a marine succession. Phytoplankton determinations suggest that the deposits represent the middle Eocene (Bartonian), D11 Zone. Above, 231.0–245.5 m, there is a rapid transition into sediments containing a considerable proportion of coarse-grained sands grading into fine- and medium-grained sands. The whole sand series clearly discriminates itself lithologically and mineralogically from the other deposits, especially from the underlying rocks.

Heavy minerals occur in a tourmaline–zircon association, with a smaller percentage of disthene and staurolite (Fig. 3). These deposits show an upward-decreasing proportion of Paleocene mudstones in the section, which is also combined with an increasing contribution of quartz grains in this

direction. The latter are well rounded and glossy, and some of them show glauconite overgrowths visible at the surface. A marine phytoplankton assemblage found in the sands suggests late Eocene (Priabonian) age of the deposits, D12 Zone. Starting from the depth of 231.0 m (up to 202.2 m) there is a clear change from marine to inland sedimentation. The erosional basal surface is accentuated by a fine-grained sand layer cemented by iron compounds with well-rounded quartz gravel (so-called "quartz bean"). The whole series is represented by fine-grained, locally medium-grained sands containing organic matter. Heavy minerals occur in a disthene–tourmaline association with the presence of staurolite and the absence of garnets (Fig. 3). The light mineral suite contains, apart from dominant quartz grains, light-coloured flints, ferruginous aggregates and coalified wood detritus (Fig. 4). Frosted grains with features of aeolization appear at the top of the interval. These sediments were deposited in low-energy inland basins with a low flow-through rate, in a reducing environment.

Based on an Angiosperm pollen assemblage, the age of the deposits is middle Miocene. There is a rapid change in sedimentary conditions in the 202.2–191.4 m interval. This is a fine- to medium-grained sediment containing coalified plant detritus and coal silt. The heavy mineral composition is represented by a tourmaline–disthene association with an

increasing proportion of garnets (Fig. 3). The light mineral suite includes dark flints and sulphate minerals (Fig. 4). This sedimentary basin was different from the previous one, although also considered middle Miocene in age. The overlying deposits from the depth of 187.8–191.4 m are represented by rhythmically bedded fine-grained sands and muds deposited in a unified environment of the late Miocene. These deposits are overlain by a thick series (63.0–187.8 m) of the Flamy Clays. A calm basinal sedimentation is interrupted at the top of the series at the depth of 76.7–88.0 m by sandy sediments deposited in a flowing water regime. They are characterised by an increasing content of garnets and a decreasing proportion of tourmaline. Quartz grains in the sands are subrounded and show signs of aeolization. Heavy mineral composition of the Flamy Clay deposits is different and characterised by disthene–garnet–tourmaline mineral association (Fig. 3). These deposits represent the upper Miocene Poznań Formation.

The upper part of the Suchostruga section, above the depth of 63.0 m, is composed of Pleistocene deposits represented by variously grained sands, tills, sands and muds.

The paper demonstrates that the heavy and light mineral suites from the Cainozoic deposits of the Suchostruga section well reflect the varying depositional conditions in different marine and terrestrial sedimentary environments.

