

Marian WAGNER¹

ZMIENNOŚĆ LITOLOGICZNO-PETROGRAFICZNA I WARUNKI SEDYMENTACJI UTWORÓW NAJMŁODSZEGO TRZECIORZĘDU W ZAPADLISKU ŚRODKOWEJ ODRY

SPIS TREŚCI

Wprowadzenie	58
Dotychczasowy stan rozpoznania utworów młodszej części neogenu ze szczególnym uwzględnieniem badań litologiczno-petrograficznych	58
Metody badań	59
Budowa geologiczna warstw poznańskich i warstw gozdnickich	61
Charakter litologiczny	61
Zmienność zespołów minerałów ciężkich	63
Cechy morfologiczne i rozkład grubości	68
Tektonika	86
Zmienność litologiczno-petrograficzna utworów	70
Dolne warstwy poznańskie	71
Skały piaszczyste	71
Skały mułkowe	73
Skały ilaste	73
Syderyty ilaste	74
Węgiel brunatny	74
Górne warstwy poznańskie	74
Skały żwirowe	75
Skały piaszczyste	75
Skały mułkowe	76
Skały ilaste	78
Skały węglanowe	82
Węgiel brunatny	83
Warstwy gozdnickie	84
Analiza sedymentologiczna rozkładów granulometrycznych	90
Warunki sedymentacji	95
Literatura	97
Lithological-petrographical variability and depositional settings of the youngest Tertiary sediments on Middle-Odra Trough — summary	99

Streszczenie

W pracy przedstawiono wyniki badań litologiczno-petrograficznych i sedymentologicznych osadów warstw poznańskich i warstw gozdnickich, stwierdzonych w wierceniach geologicznych między Głogowem a Lubinem na monoklinie przedśudeckiej. Utwory te zbudowane są z różnych odmian skał o cechach strukturalnych i składzie mineralnym świadczącym o odmiennych warunkach depozycji. W skałach tych określono za-

wartość podstawowych składników skałotwórczych i zmienność uziarnienia. Środowisko sedymentacyjne oceniono na szerokim tle geologicznym, uwydatniając cechy petrologiczne osadów. Zaobserwowana zmienność pozwoliła na wydzielenie 2 facji, korelujących z podziałem litostratygraficznym dla tej części trzeciorzędu. Wykonane badania mogą być podstawą poszukiwań złóż surowców dla przemysłu materiałów budowlanych.

¹ Instytut Surowców Energetycznych Akademii Górniczo-Hutniczej al. A. Mickiewicza 30, 31-059 Kraków.

WPROWADZENIE

Terminem „utwory najmłodszego trzeciorzędu” objęto kompleks skał osadowych górnego miocenu i pliocenu zbudowany z tzw. warstw poznańskich (Ciuk 1970), nazywanych również serią poznańską (Dyjur 1966, 1968), i warstw gozdnickich, znanych głównie pod nazwą serii z Gozdnicy (Dyjur 1966a) lub warstw kaławskich.

Do chwili obecnej ukazało się wiele publikacji, których celem była charakterystyka skał warstw poznańskich i warstw gozdnickich. Dotyczą one jednak głównie centralnych rejonów Niżu Polskiego lub Sudetów i ich bezpośredniego przedpola. Również charakter tych prac jest często zbyt ogólny lub przyczyn-

kowy, a zamieszczona w nich charakterystyka petrograficzna i sedimentologiczna skał jest niepełna i obejmuje tylko niektóre ich odmiany.

Z tych też względów zajęto się bardziej szczegółowo problemem wykształcenia litologiczno-petrograficznego i charakterem sedimentologicznym skał najmłodszej części trzeciorzędu w rejonie, w którym warstwy poznańskie mają miąższość zbliżoną do maksymalnej (ponad 115 m), a warstwy gozdnickie są prawie nieznanne. Analiza taka może okazać się przydatna zarówno dla wnioskowań paleogeograficznych, jak również może stanowić punkt wyjścia do dalszych badań w zakresie poszukiwań surowców budowlanych.

DOTYCHCZASOWY STAN ROZPOZNANIA UTWORÓW MŁODSZEJ CZĘŚCI NEOGENU

ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM BADAŃ LITOLOGICZNO-PETROGRAFICZNYCH

Utwory warstw poznańskich pokrywają zwartym płaszczem dużą część Polski, zajmując obszar około 80 tys. km². Ku wschodowi przechodzą one na obszar Związku Radzieckiego (część serii połtawskiej), natomiast odpowiednikami tych utworów na terenie Niemieckiej Republiki Demokratycznej są tzw. ility z Weisswasser, znane z Dolnych Łużyc i Brandenburgii (fig. 1).

Utwory warstw poznańskich w Polsce osiągają maksymalne grubości w rejonie Warszawy (163 m) i Poznania (ponad 100 m). Strefą o znacznie mniejszej grubości tych utworów jest środkowa część antyklinoorium środkowopolskiego.

Charakter litologiczny skał warstw poznańskich jest zróżnicowany. Podstawowymi składnikami większości profilów są ility, podrzędny mułki i piaski

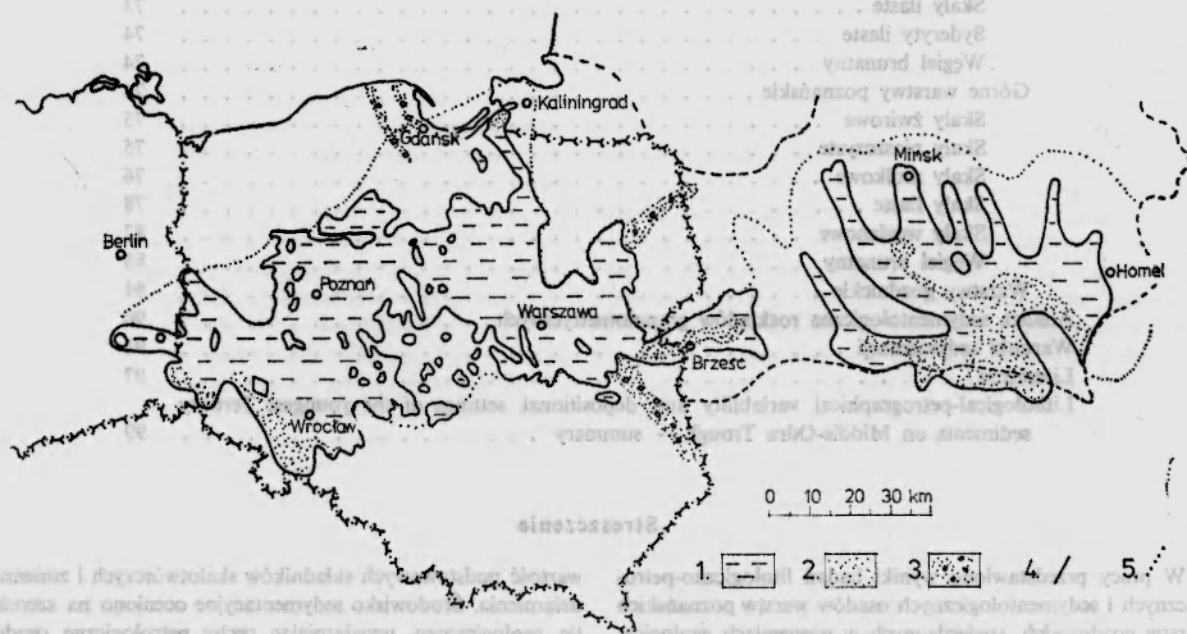


Fig. 1

Występowanie warstw poznańskich w Polsce i krajach ościennych

1 - ility; 2 - mułki; 3 - żwiry akumulowane w dolinach rzek; 4 - współczesny zasięg warstw poznańskich; 5 - zasięg zbiornika łąw poznańskich

Occurrence of Poznań Beds in Poland and adjacent countries

1 - clays; 2 - silts and sands; 3 - gravelly deposits in river valleys; 4 - present extent of Poznań Beds; 5 - extent of the basin of Poznań Clays

(Kozydra, Wyrwicki 1970). Znane są profile zbudowane wyłącznie z ilów. Daje się jednak zauważyć, że w miarę oddalania od części centralnych ku peryferiom zbiorników sedymentacyjnych zwiększa się w profilach domieszka frakcji mułkowej i piaszczystej (Rühle 1974; Czarnik 1972). W skrajnych rejonach rozprzestrzenienia warstw poznańskich, poza zasięgiem facji ilastej, pojawiają się piaski i żwiry akumulowane w dolinach rzek (fig. 1). Żwiry te mają charakterystyczny skład petrograficzny wskazujący na transport materiału detrytycznego z obszaru Skandynawii, Białorusi i Karpat (Wonsawiczus 1965). Podobne zależności zostały ustalone przez Dyjora (1966, 1968) dla obszaru monokliny przedsudeckiej.

W profilu warstw poznańskich występuje dość regularne następstwo warstw ilastych i piaszczystych względnie mułkowych (Kozydra, Wyrwicki 1970; Rybicki 1970; Rybicki, Kłapyta 1972).

Badania mineralogiczne wykazały, że głównym składnikiem ilów są: illit lub hydromiki, montmorillonit oraz kwarc i niekiedy kaolinit. Minerale węglanowe i markasyt są składnikami akcesorycznymi (Kłapyta 1975). Zmienne są proporcje między wymienionymi minerałami, tak w profilu pionowym, jak i w rozprzestrzenieniu poziomym. W wielu rejonach Niżu Polskiego głównym składnikiem ilów poznańskich jest beidellit (Wyrwicki, Wiewióra 1972), niekiedy hydromiki i kaolinit (Dyjor *et al.* 1968). Dotyczy to szczególnie rejonów położonych blisko skaolinizowanych masywów granitowych lub gnejsowych.

Charakterystycznym składnikiem ilów poznańskich są margliste lub węglanowe konkracje, zbudowane głównie z kalcytu, niekiedy z dolomitu lub syderytu (Wyrwicki, Maliszewska 1977). Z południowej części monokliny przedsudeckiej znane są również konkracje barytowe (Kowalski *et al.* 1974).

Ważnym zagadnieniem sedymentologicznym dotyczącym warstw poznańskich jest ich węgloność. Dotychczas przyjmowano, że ily poznańskie są kompleksem skalnym w zasadzie bezwęglowym, choć obecność w nich wkładek węgla sygnalizowano w wielu pracach (Lewiński 1904; Ciuk 1970; Czarnik 1972). Z nowszych prac jednak wynika, że warstwy poznańskie mają charakter formacji węglonośnej zaczątkowej, a nagromadzenie materiału węglowego (wkładki o miąższości od 0,03 do 3,0 m) związane jest z peryferycznymi strefami niedużych zbiorników sedymentacyjnych (Kunkiel 1975; Frankiewicz, Wagner 1980).

Warstwy gozdnicze zostały opisane w rejonie Gozdnicy i Węglińca na bloku przedsudeckim (Nossek 1964; Dyjor 1966, 1968). Występują one powyżej ilów poznańskich lub zazębiają się z nimi, stanowiąc najwyższy poziom litostratygraficzny trzeciorzędu (górnym pliocen).

Miąższość tych warstw jest zmienna i maksymalnie wynosi około 50 m. Według Oberca (1972) i Bukińskiego (1970) ich rozprzestrzenienie nie jest ograniczone jedynie do bloku przedsudeckiego, lecz sięga dalej na północ, aż po okolice Lubina, Rawicza i Wołowa, gdzie podobne skały opisał Piwocki (1975) oraz Dyjor i Kuszell (1975).

Warstwy gozdnicze zbudowane są z trzech nieco odmiennie wykształconych poziomów litologicznych (H_1-H_3), różniących się składem mineralnym. Składnikami charakterystycznymi tych skał są: kwarc, skałenie i minerale ilaste, reprezentowane głównie przez kaolinit (Dyjor 1966, 1968).

Warstwy gozdnicze są wykształcone w postaci rozległego stożka piedmontowego, usypanego na przedpolu Sudetów przez rzeki plioceńskie.

METODY BADAŃ

W ramach badań przeprowadzono prace geologiczne terenowe i laboratoryjne. Prace terenowe polegały na sprofilowaniu i opróbowaniu 45 otworów wiertniczych, wykonanych w latach 1974–1976, w rejonie między Brzegiem Głogowskim i Lubinem (fig. 2). Przeprowadzono również analizę materiałów archiwalnych, uzyskanych z wcześniej wykonanych wierceń w tym rejonie.

Opróbowane skały poddano badaniom laboratoryjnym. Badania specjalistyczne poprzedzono obserwacjami makroskopowymi próbek polerowanych, co pozwoliło na wydzielenie wielu typów struktur sedymentacyjnych. Obserwacje te uzupełniono oznaczeniem mikrostruktur w płytkach cienkich. Wykonano

ponadto analizy granulometryczne, których wyniki wykorzystano do określenia rodzaju transportu materiału detrytycznego i środowiska sedymentacyjnego osadów sposobami zaproponowanymi przez Passegę (1975), Bullera i McManusa (1972) oraz Bulla (1962).

Skład mineralny skał określono metodami: mikroskopową optyczną w spolaryzowanym świetle przechodzącym i odbitym, rentgenowską na dyfraktometrze DRON-1,5 stosując odfiltrowane promieniowanie $Cu/K\alpha$, termiczną na derywatografie systemu Paulików i Erdeya.

Charakterystykę mineralogiczną skał uzupełniono analizą minerałów ciężkich.

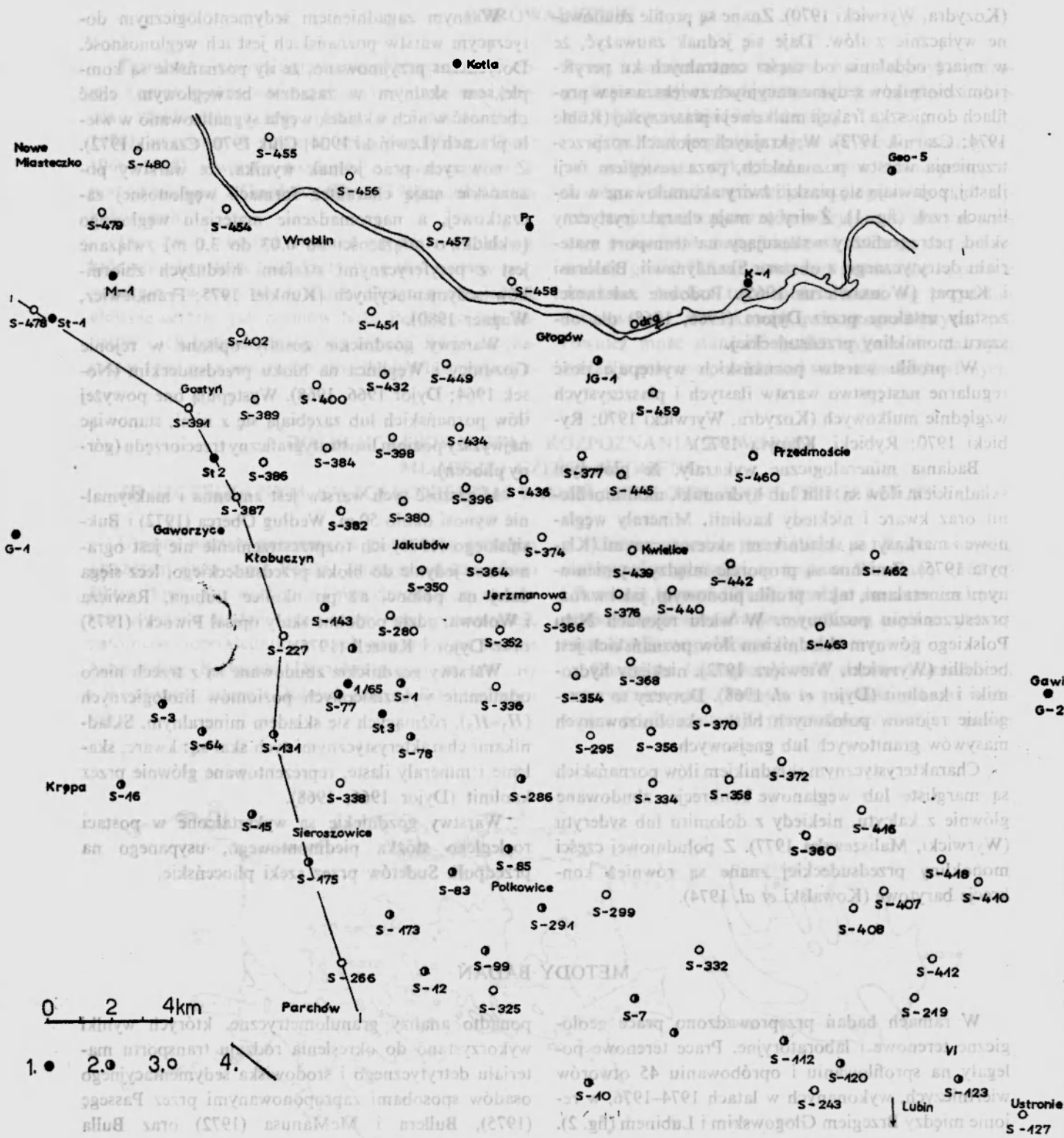


Fig. 2

Schemat rozmieszczenia otworów wiertniczych w rejonie Głogowa—Ustronia

1 — otwory hydrogeologiczne; 2 — archiwalne otwory przemysłu miedziowego; 3 — profilowane otwory przemysłu miedziowego; 4 — linia przekroju geologicznego (zob. fig. 9)

Borehole location in the vicinity of Głogów—Ustronie

1 — hydrogeological boreholes; 2 — archival boreholes of copper-mining industry; 3 — logged boreholes of the copper-mining industry; 4 — line of geological cross-section (see fig. 9)

Dla niektórych próbek skał węglanowych wykonano skróconą analizę chemiczną, określając zawartość CaO, MgO, Fe₂O₃, pozostałość nierozpuszczalną

w HCl, straty prażenia i zawartość materiału węglowego. Dla próbek węgla brunatnego wykonano skróconą analizę technologiczną według Polskich Norm,

BUDOWA GEOLOGICZNA WARSTW POZNAŃSKICH I WARSTW GOZDNICKICH

CHARAKTER LITOLOGICZNY

W okolicach Brzegu Głogowskiego, Rudnej i Głogowa ponad pokładem węgla brunatnego Henryk występuje gruby kompleks skał ilasto-piaszczystych warstw poznańskich i warstw gozdnickich. Zmiany facjalne, jakie uwydatniły się w okresie powstawania ilów poznańskich, pozwalają na wydzielenie dwóch odcinków profilu tych warstw: dolnego i górnego, które różnią się barwą osadów, składem mineralnym, zawartością materiału organicznego itp. Czynnikiem wiążącym obydwie odcinki profilu w jednostkę wyższego rzędu są zbliżone cechy sedimentologiczne osadów, różne zarówno od skał starszych, jak i młodszych.

Dolne warstwy poznańskie występują bezpośrednio ponad pokładem węgla brunatnego Henryk. Maksymalna ich grubość wynosi 16,8 m, średnia około 6,0 m. Składają się z ilów (63,7%), w mniejszym stopniu mułków (21,8%) i piasków (12,2%) oraz lokalnie z węgla brunatnego (2,1%) i syderytów ilastych (0,2%). Rozprzestrzenienie poziome wyróżnionych typów skał nie jest równomierne, tzn. piaski i mułki dominują w profilach dolnych warstw poznańskich w północno-zachodniej i wschodniej części obszaru, a ilły zaś w części środkowej.

Iły tworzą warstwy lub soczewy o grubości od 0,3 do 10 m (fig. 3). Barwa tych skał jest popielata, brunatna, niekiedy zielonkawopopielata. Charakterystycznym składnikiem ilów jest materiał węglowy wykształcony jako wtrącenia detrytusowe, ułamków ksytytów i uwęglin roślinnych. Większe nagromadzenie uwęglonych szczątków roślinnych występuje zwykle około 1–4 m nad pokładem Henryk nadając ilom nie tylko ciemniejsze zabarwienie, ale i charakterystyczną oddzielność („iły liściowe”).

Mułki natomiast tworzą warstwy osiągające grubość od 0,5 do 9,0 m (fig. 3). Ze stropowymi ilami związane są stopniowymi przejściami, a od podścielających je piasków są oddzielone często powierzchnią erozyjną. Zabarczenie mułków jest jasnopopielate, niekiedy brunatne lub ciemnopopielate (odmiany węgliste).

Piaski są dość rzadkim składnikiem profilu dolnych warstw poznańskich. Reprezentowane są tu głównie odmiany drobnoziarniste. Wzrost ilościowy frakcji aleurytowej powoduje stopniowe ich przejścia w muł-

ki, natomiast od warstw ilastych, występujących w stropie lub spągu, oddzielone są powierzchnią erozyjną.

Grubość warstw lub soczew piasków wynosi od kilku cm do około 7,0 m (fig. 3). Zabarczenie tych skał jest popielate. Od podobnie zabarczonych piasków starszych (z warstw środkowopolskich) różnią się bezkierunkowymi teksturami i małą zawartością jasnych łyszczyków.

Skład litologiczny dolnej części warstw poznańskich uzupełniają soczewy humusowego węgla brunatnego i brunatnych syderytów ilastych. Skały te tworzą najczęściej przeławienienia o małej grubości wśród ilów.

Górna część profilu warstw poznańskich liczy maksymalnie 116,3 m i wielokrotnie przewyższa grubością część dolną. Cechą tego ogniwa jest wyraźna budowa cykliczna, przejawiająca się w następstwie warstw ilowych i piaszczystych (fig. 4). Osady tej części profilu wyróżniają się ponadto zabarwieniem, które jest najczęściej seledynowe lub zielonkawe. Skały o zabarwieniu popielatym i oliwkowym tworzą wyróżniające się makroskopowo poziomy związane z obecnością rozproszonego materiału węglowego. Podobnie są wykształcone horyzonty zbudowane z osadów o zabarwieniu wiśniowym i beżowym. Zabarczenie wiśniowe spowodowane jest przez tlenowodorotlenki żelaza, natomiast beżowe wynika z obecności dużej ilości drobnych kongregacji węglanowych i utworów typu onkolitowego, tkwiących w ilach marglistych.

Wymienione cechy wyraźnie odróżniają górną część profilu warstw poznańskich od dolnej. Granica litologiczna między nimi na ogół jest wyraźna. Jedyne w peryferyjnych częściach obszaru na pograniczu obydwu części warstw poznańskich obserwowano zjawisko stopniowego przechodzenia osadów. Powierzchnię rozgraniczającą wyznaczono tu formalnie na podstawie analizy minerałów ciężkich lub też przewagi seledynowego zabarczenia skał.

Skład litologiczny górnych warstw poznańskich w różnych częściach badanego obszaru jest zróżnicowany. W części południowej dominują iły (54,1%); mułki (26,8%) i piaski (19,0%) są również licznym składnikiem profilów. Skład litologiczny w tej części obszaru uzupełniają margle (0,1%). Część północna obszaru (rejon Wróblina i Głogowa) charakteryzuje się zdecydowaną dominacją ilów (78,4%), mniejszą

zawartością mułków (19,7%) i podrzędną piasków (1,5%). Częstym składnikiem profilów górnych warstw poznańskich są tu ponadto soczewy węgla brunatnego (0,4%).

Grubości skał ilastych i mułkowych górnych warstw poznańskich są podobne i zawierają się w przedziale od 0,3 do 10,0 m. Nieco inaczej wykształcone są warstwy piaszczyste. Piaszki drobnoziarniste, często mułkowane, tworzą rozległe soczewy o grubości do 40 m, zmniejszające grubość najczęściej z południa na północ.

Warstwy gozdnicze w rejonie Głogowa–Lubina położone są bezpośrednio ponad warstwami poznańskimi. Granica między tymi jednostkami jest wyraźna i ma charakter erozyjny. Wskazuje na to brak w wielu profilach najwyższego poziomu ilów płomienistych oraz występowanie w najniższej części warstw gozdniczych warstwy żwirowej z otoczkami ilów płomienistych o średnicy do 1,5 cm.

Granica stropowa warstw gozdniczych również ma charakter erozyjny. Widoczna jest wyraźnie w profilach dzięki odmiennym cechom litologicznym skał plejstocenijskich (gliny zwałowe, bruk morenowy) i trzeciorzędowych (skały żwirowo-piaszczyste z dużą domieszką beżowego kaolinitu). Cechy te bardzo wyraźnie występują w składzie mineralnym frakcji żwirowej, ponieważ specyficznym składnikiem skał czwartorzędowych są okruchy wapieni, bazaltów, węgla i prawie niezwiertżale skałenie, natomiast składników tych na ogół brak wśród skał warstw gozdniczych. Zawierają one zawsze silnie skaolinityzowane skałenie.

Profil warstw gozdniczych w rejonie Głogowa i Lubina ma grubość maksymalnie 80 m, średnio 50 m. Charakteryzuje się interesującą budową cykliczną. Podstawą cyklotemów są soczewy piasków różnoziarnistych, zawierających często znaczną domieszkę żwiru, które zwykle przechodzą stopniowo w mułki, a te w ropy. Ropy ilaste mają często zabarwienie wiśniowe lub żółte, spowodowane obecnością tlenków żelaza. Barwa ta wyraźnie wyróżnia je od skał położonych niżej w cyklu, ponieważ tutaj dominuje zabarwienie beżowe. Stopniowane przejścia osadów często są zaburzone przez erozję części cyklotemów. Przejawia się to najczęściej występowaniem warstw piaszczystych (kwarcowo-skałeniowych) wśród ropy.

Zasadniczym składnikiem profilu warstw gozdniczych są piaski, które osiągają miąższość od kilku do kilkudziesięciu cm do około 35 m (fig. 5). W południowej części obszaru udział piasków w budowie profilów oceniono na 36,0%, natomiast w części północnej tylko na 27,2%. Podobnie wykształcone są warstwy mułków, które osiągają grubość do 20 m, a ich udział procentowy w profilach badanego obszaru wynosi odpowiednio 26,6 i 19,6%.

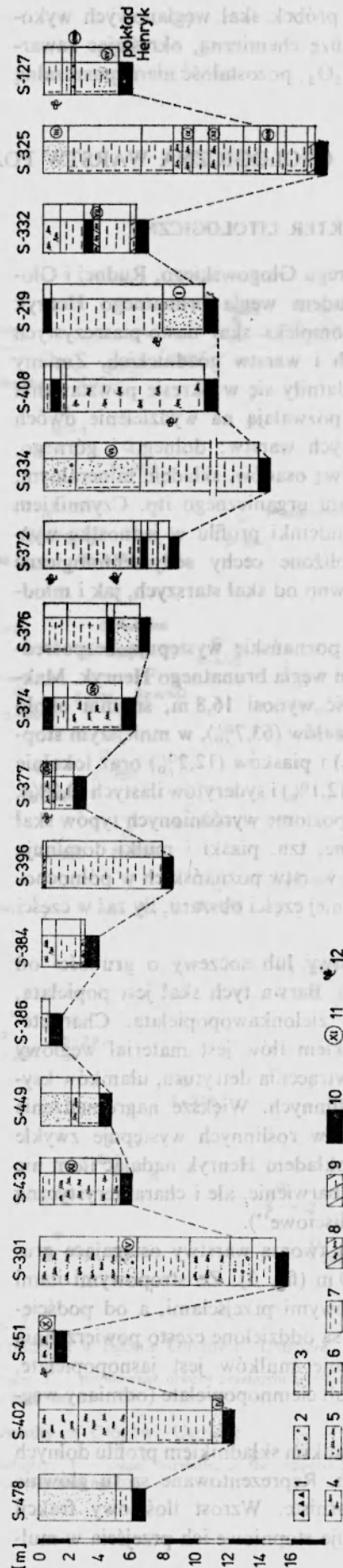


Fig. 3

Zobawienie profili dolnych warstw poznańskich z rejonu Głogowa

Comparison of the profiles of lower Poznań Beds, Głogów district

1 — syderity ilaste; 2 — variously grained sands; 3 — uniformly graded sands; 4 — unf. rm.; 5 — clayey silts; 6 — clayey silts; 7 — silts; 8 — mułki w glinie; 9 — ropy ilaste; 10 — węgla brunatnego; 11 — numer próbk; 12 — na terenie kopalni flory

1 — clayey siderite; 2 — variously grained sands; 3 — uniformly graded sands; 4 — unf. rm.; 5 — clayey silts; 6 — clayey silts; 7 — silts; 8 — carbonaceous silts; 9 — brown coal; 10 — brown coal; 11 — sample number; 12 — occurrence of fossil flora

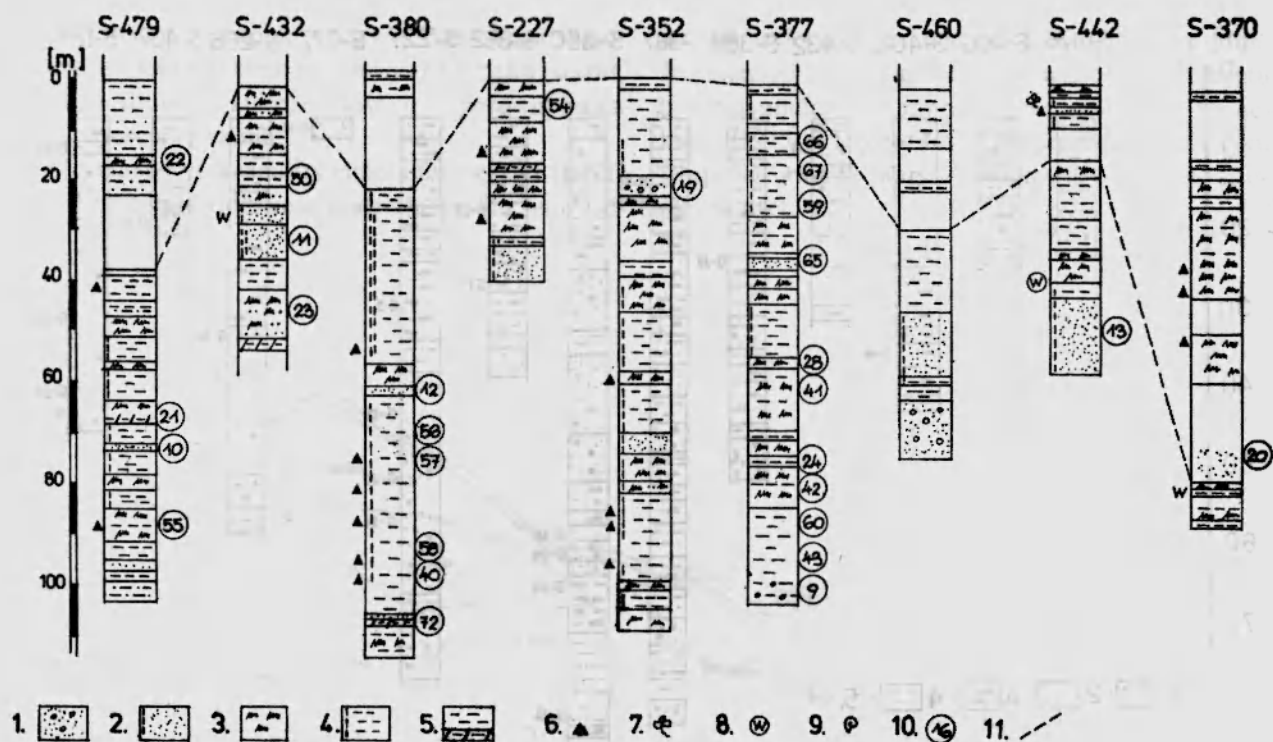


Fig. 4

Zestawienie wybranych profili górnych warstw poznańskich z rejonu Głogowa

1 – piaski różnoziarniste; 2 – piaski równoziarniste; 3 – mulki; 4 – ropy piaszczyste; 5 – ropy i ropy węgliste; 6 – poziomy konkracje węglanowe; 7 – nagromadzenie kopalnej flory; 8 – wkładki węgla brunatnego; 9 – występowanie mikrofauny; 10 – numer próbki; 11 – granica stropowa warstw poznańskich in situ

Compilation of the selected profiles of Upper Poznań Beds, Głogów district

1 – variously grained sands; 2 – uniformly grained sands; 3 – silts; 4 – sandy clays; 5 – clays and carbonaceous clays; 6 – horizons of carbonate concretions; 7 – occurrence of fossil flora; 8 – brown coal interbeds; 9 – occurrence of microfauna; 10 – sample number; 11 – upper boundary of the Poznań Beds in situ

Soczwy ilaste są cienkie i zwykle wyklinowują się w niedużej odległości. Maksymalna ich grubość wynosi tu około 13 m. W południowej części obszaru stanowią one 32,2%, natomiast ku północy stają się przeważającym składnikiem profili (52,1%). Również w kierunku z południa na północ w piaskach i mulkach wzrasta zawartość frakcji ilastej.

Żwiry są dość rzadkim składnikiem profilu warstw gozdnickich (5,2% w części południowej i 1,1% na północy). Tworzą one soczwy o niedużej grubości, natomiast częściej występują jako domieszka wśród piasków, niekiedy mulków i ilów.

ZMIENNOŚĆ ZESPOŁÓW MINERAŁÓW CIĘŻKICH

W pionowym profilu trzeciorzędu i czwartorzędu znad pokładu Henryk stwierdzono istotne różnice w składzie jakościowym i stosunkach ilościowych zespołów minerałów ciężkich. Różnice te wykorzystano do rozgraniczenia poszczególnych serii skalnych.

W wyniku analizy uzyskano trzy odmienne zespoły składników ciężkich:

– najmłodszy, charakterystyczny dla utworów czwartorzędowych;

– młodszy, typowy dla skał warstw gozdnickich i górnych warstw poznańskich;

– starszy, charakterystyczny dla dolnych warstw poznańskich i bardzo podobny do piasków warstw środkowopolskich, występujących poniżej pokładu Henryk.

Zespół najmłodszy charakteryzuje się przewagą ilościową granatu (25,3–59,0% obj.) nad cyrkonem (11,0–30,0% obj.). Wyróżnia go ponadto obecność dużej ilości minerałów nieodpornych lub słabo odpornych na wietrzenie, jak: amfibol (hornblenda zielona i brunatna), piroksen (augit, niekiedy gedryt), epidot, biotyt i chloryt. Składnikiem charakterystycznym tego zespołu jest odmiana granatu – uwarowit, który nie występuje w zespołach starszych. Frakcja minerałów nieprzeźroczystych złożona jest zasadniczo z magnetytu i ilmenitu, a siarczki i tlenowodorotlenki żelaza są jej podrzędnym składnikiem. Zespół najmłodszy występuje tylko w osadach plejstocenu. Ze względu na ilościowe różnice w zawartości turmalinu i rutyłu można w nim wyróżnić dwa podzespoły, odpowiadające dwóm poziomom glin zwalowych. Zawartość wymienionych składników jest pod-

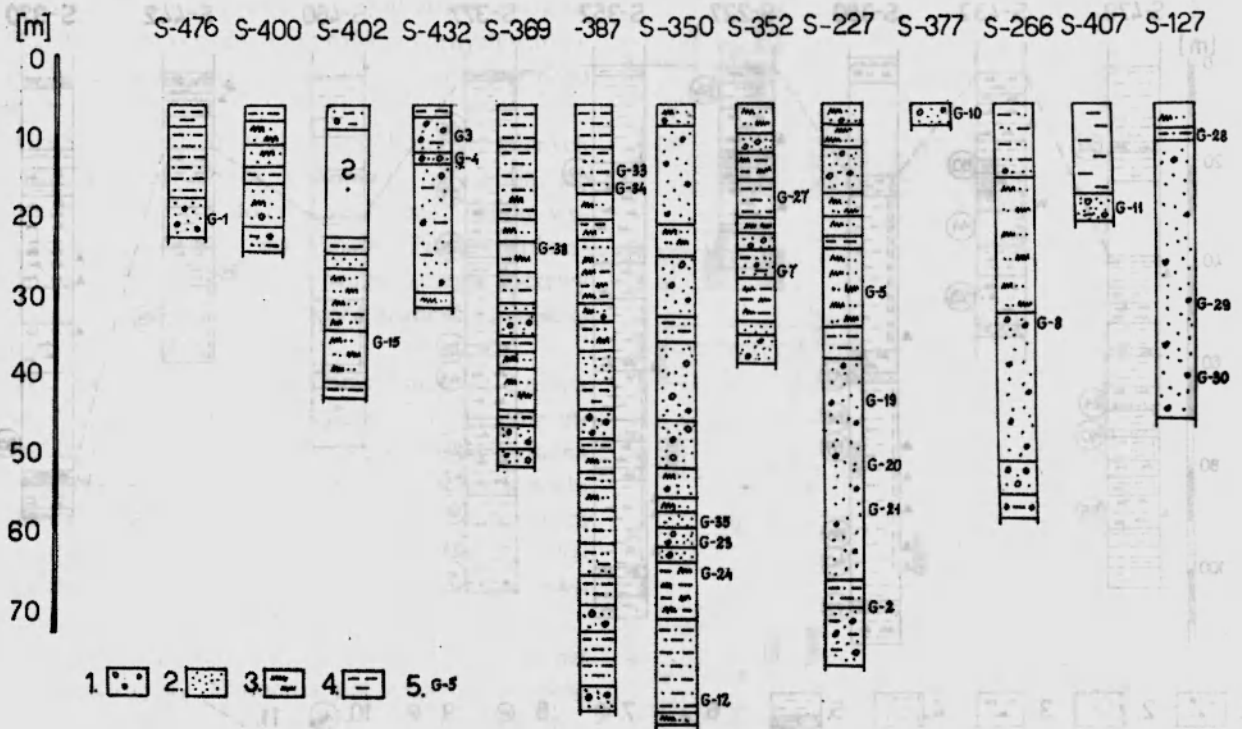


Fig. 5

Zestawienie wybranych profili warstw gozdniczkich z rejonu Głogowa

1 - żwir; 2 - piasek; 3 - mułek; 4 - il; 5 - numer próbki

Compilation of the selected profiles of Gozdnicza Beds, Głogów district

1 - gravel; 2 - sand; 3 - silt; 4 - clay; 5 - sample number

rzędna w glinach zwałowych młodszych, natomiast w starszych jest dominująca.

Zespół minerałów ciężkich określony jako młodszy cechuje ilościowa przewaga cyrkonu (23,1–47,2% obj.) nad granatem (12,0–29,0% obj.). Zanikają w nim minerały nieodporne na wietrzenie (chloryt, amfibol, piroksen), natomiast ilość składników nieodpornych wobec transportu mechanicznego (dysten, epidot) ulega jedynie nieznacznemu obniżeniu. Minerale nieprzeźroczyste tego zespołu reprezentowane są głównie przez siarczki żelaza oraz nieduże ilości magnetytu i ilmenitu. W obrębie poziomów skał o zabarwieniu wiśniowym zasadniczym składnikiem frakcji nieprzeźroczystej są tlenki żelaza.

Zespół minerałów ciężkich nazwany starszym wykazuje duże podobieństwo składu mineralnego do piasków warstw środkowopolskich. Różnica dotyczy jedynie procentowej zawartości epidotu, który w skałach starszych jest minerałem pospolitym. Zespół starszy cechuje ilościowa przewaga granatu (25,5–48,1% obj.) nad cyrkonem (12,1–39,6% obj.), co jest również charakterystyczne dla zespołu najmłodszego (czwartorzędowego). Cechą różnicującą obydwie zespoły jest zawartość takich składników, jak: amfibol, piroksen, monacyt i syllibanit, których nie stwierdzono w więk-

Tabela 1

Zmienność zawartości zespołów minerałów ciężkich w warstwach poznańskich i gozdniczkich rejonu Głogowa (wartości w % liczbowych)

Variation of heavy-mineral content in the Poznań Beds and Gozdnicza Beds, Głogów district (values in number frequency %)

	Serie osadowe — Sedimentary series		
	I	II	III
Cyrkon — zircon	11,0–30,0	23,1–47,2	12,1–39,6
Turmalin — tourmaline	3,0–10,7	6,8–18,2	1,7–9,2
Rutyl — rutile	0,7–10,0	8,0–22,5	2,8–10,6
Dysten — kyanite	1,7–6,2	5,8–14,6	2,8–6,8
Epidot — epidote	0,3–6,1	0,0–2,5	0,1–5,5
Granat — garnet	25,3–59,0	12,0–29,0	25,5–48,1
Amfibol — amphibole	4,3–16,0	0,0–1,0	0,0–0,8
Piroksen — pyroxene	2,2–8,5	0,0–3,3	0,0–3,2
Glaukonit — glauconite	0,0–2,0	0,0–11,0	0,0–6,6
% wagowy — weight %	1,1–2,2	0,2–1,2	0,2–0,8
Pozycja stratygraficzna		pliocen-górny miocen	górny miocen
Stratigraphic position	czwartorzęd Quaternary	Pliocene and Upper Miocene	górny miocen Upper Miocene

szych ilościach w zespole starszym. Pospolitym składnikiem zespołu starszego jest również turmalin (szerlit, niekiedy drawit), którego ilość jest porównywalna z zawartością cyrkonu.

Uzyskane wyniki analizy minerałów ciężkich (tab.1) potwierdziły prawidłowość podziału profilu naj młod-

szego trzeciorzędu na podstawie cech litologicznych. Jednocześnie wskazują one na prawidłowość schematu litostratygraficznego zaproponowanego przez Piwockiego (1975), którego nowość polega na postawieniu stropowej granicy warstw środkowopolskich w stropie dolnych warstw poznańskich.

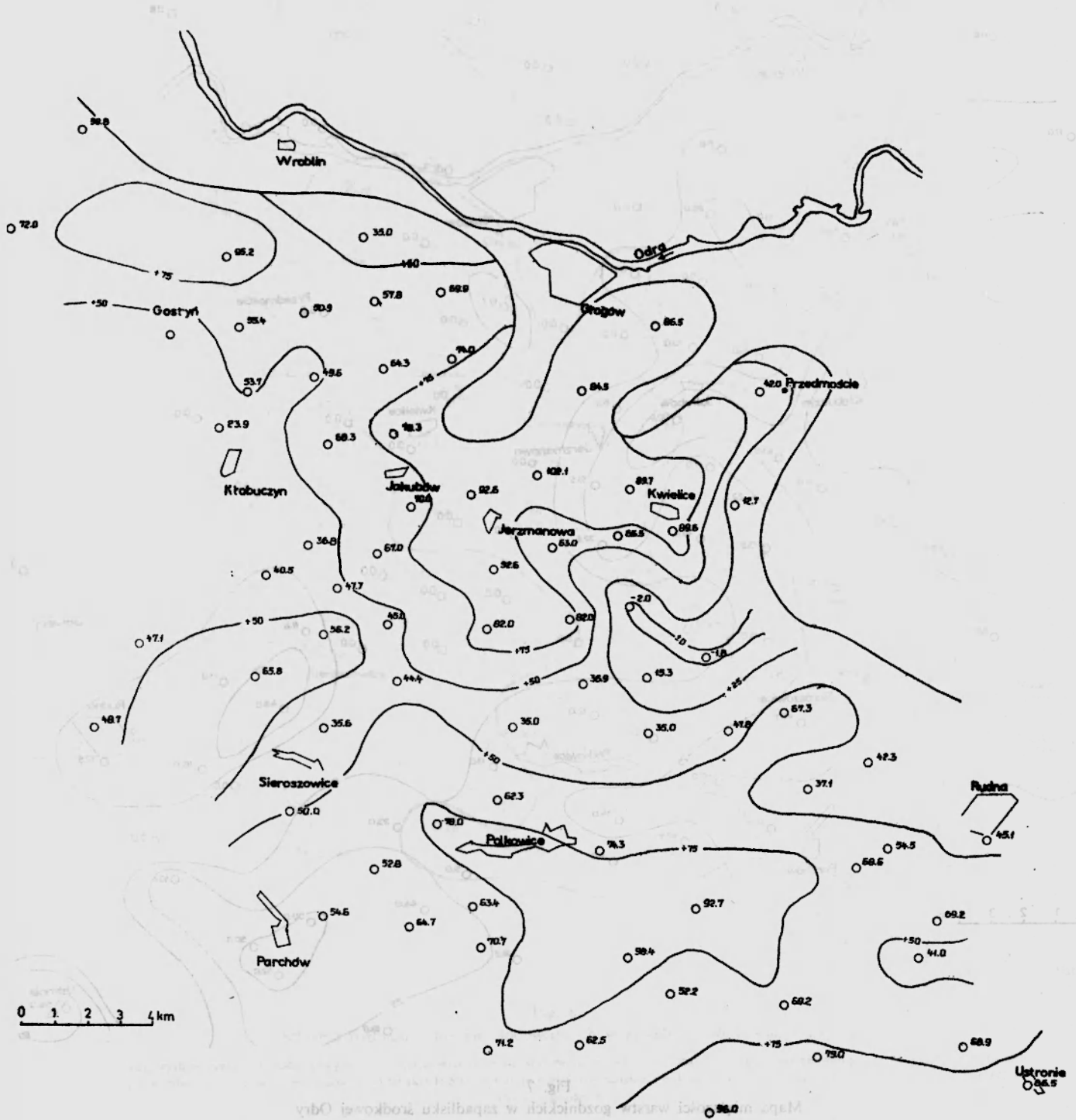


Fig. 6
 Mapa morfologiczna stropu warstw poznańskich w zapadliku środkowej Odry
 Morphological map of the top of Poznań Beds, Middle-Odra Trough

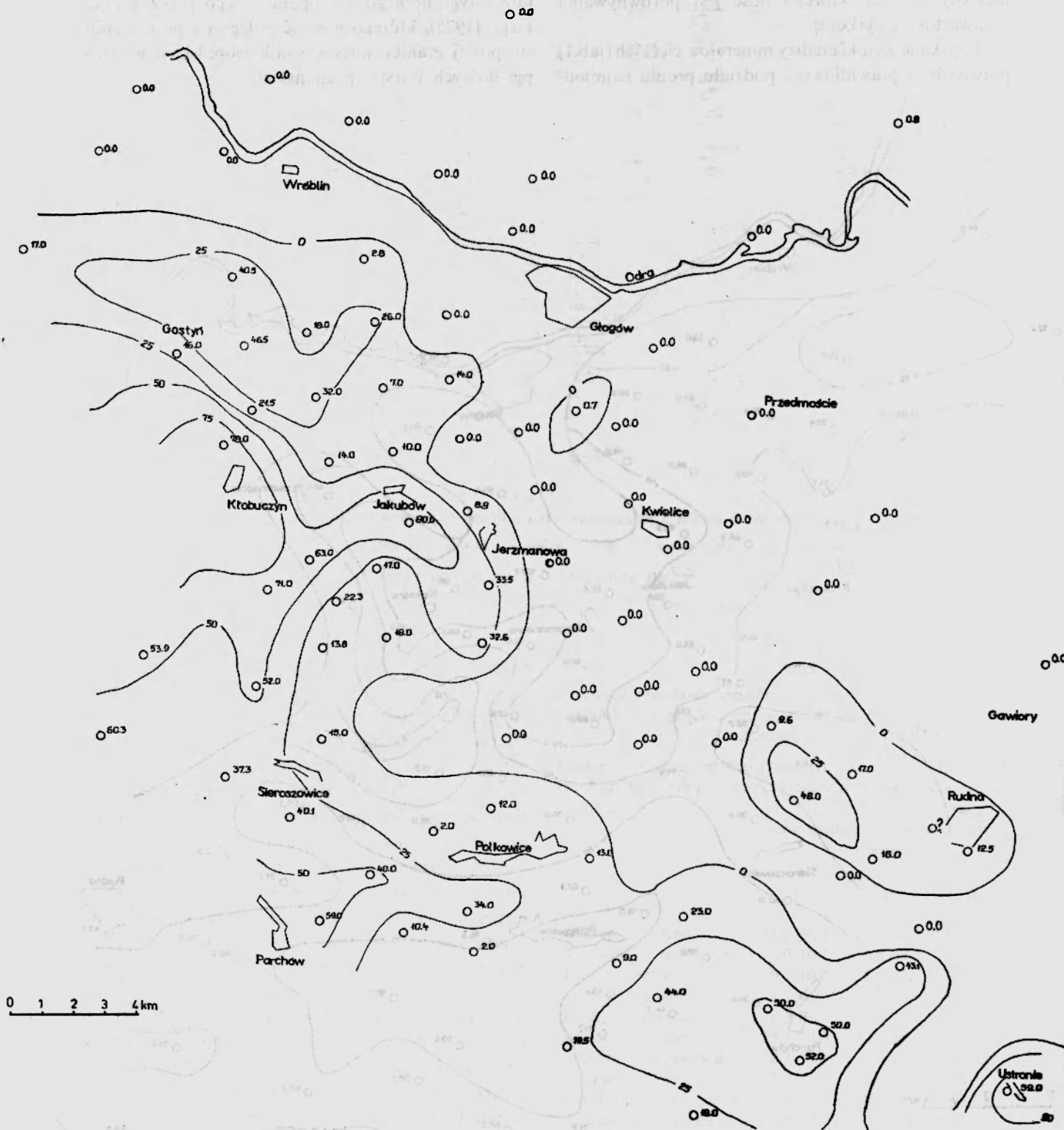


Fig. 7

Mapa miąższości warstw gozdniczych w zapadlisku środkowej Odry

Thickness map of the Gozdnica Beds, Middle-Odra Trough

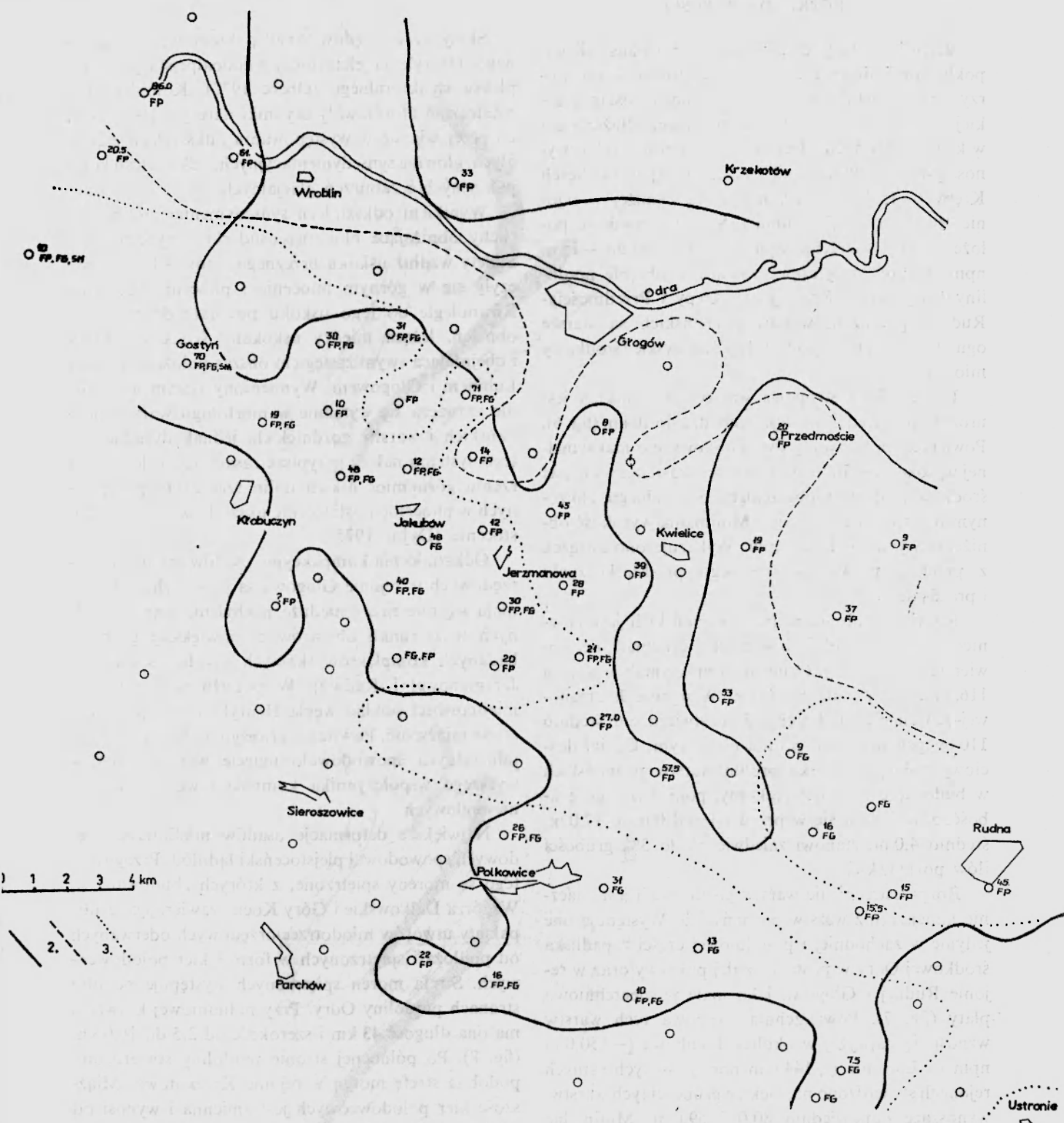


Fig. 8

Schemat rozmieszczenia kier lodowcowych w zapadliisku środkowej Odry

1 - zasięg występowania kier lodowcowych; 2 - zasięg występowania warstw poznańskich in situ; 3 - zasięg występowania warstw gozdnickich in situ
 Symbole przy otworach obejmują: miąższość kry i jej skład; SM - warstwy śródkowopolskie z pokładem węgla Henryk; FP - warstwy poznańskie; FG - warstwy gozdnickie

Graphical scheme showing inferred location of ice-cakes in the Middle-Odra Trough

1 - areal extent of ice-cake occurrences; 2 - extent of the Poznań Beds in situ; 3 - extent of the Gozdnicza Beds in situ. Symbols at the borehole location include: ice-cake thickness and composition; SM - Mid-Polish Beds, including brown-coal seam Henryk; FP - Poznań Beds; FG - Gozdnicza Beds

CECHY MORFOLOGICZNE I ROZKŁAD GRUBOŚCI

TEKTONIKA

Bezpośrednim podłożem warstw poznańskich jest pokład węgla brunatnego Henryk, którego strop tworzy formę morfologiczno-strukturalną w postaci płaskiej i wydłużonej synkliny o przebiegu dłuższej osi w kierunku NW-SE. Deniwelacje tej powierzchni wynoszą 46,0 m. Wznosi się ona najwyżej w okolicach Krępy (+15,3 m npm.), natomiast najniżej w rejonie Rudnej (-30,7 m npm.). Średnia wysokość położenia tej powierzchni wynosi około -10 do -15 m npm. W północnej części obszaru w obrębie pradoliny Odry, również w rejonie Krępy i Przedmościa-Rudnej, podłożem warstw poznańskich są starsze ogniwa miocenu, aż po warstwy ścinawskie (środkowy miocen).

Powierzchnia stropowa warstw poznańskich jest urozmaicona, a deniwelacje dochodzą do 104 m (fig. 6). Powierzchnia ta tworzy dwa płaskowyzę o maksymalnej wysokości +102,1 m, które są rozdzielone w części środkowej obszaru obniżeniem o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego. Minimalna wysokość obniżenia wynosi -1,8 m npm. Wykazuje ono związek z przebiegiem koryta rzeczno pra-Maskorzynki i pra-Rudnej.

Rozkład grubości warstw poznańskich jest zróżnicowany, co zasadniczo wynika z urozmaiconej powierzchni stropowej. Grubość ta maksymalnie wynosi 116,3 m, minimalnie zaś 8,0 m. W rejonie Jerzmanowej-Kwielic i w okolicach Lubina stwierdzono średnio 110 m tych warstw w profilu pionowym. Udział ilościowy dolnego odcinka profilu warstw poznańskich w budowie całości jest znikomy, ponieważ jego grubość, zawierająca się w przedziale od 0,0 do 17,0 m, średnio 4,0 m, stanowi zaledwie około 3% grubości iłów poznańskich.

Rozprzestrzenienie warstw gozdnickich jest znacznie mniejsze niż warstw poznańskich. Występują one jedynie w zachodniej i południowej części zapadliska środkowej Odry w postaci ciągłej pokrywy oraz w rejonie Rudnej i Głogowa jako małe powierzchniowo płyty (fig. 7). Powierzchnia stropowa tych warstw wznosi się najwyżej w okolicy Jakubowa (+150,0 m npm.) i Ustronia (+144,6 m npm.). W tych samych rejonach stwierdzono największe grubości tych warstw, wynoszące odpowiednio 80,0 i 59,0 m. Minimalne miąższości warstw gozdnickich stwierdzono w rejonie Polkowic (2,0 m) oraz w okolicach Głogowa (0,7 m). Rozkład grubości tych warstw (fig. 7) przypomina morfologicznie stożek napływowy o charakterze piedmontowym, który został utworzony przez rzeki spływające z Sudetów.

Skały trzeciorzędowe znad pokładu węgla brunatnego Henryk są elementem młodoalpejskiego kompleksu strukturalnego (Oberc 1972). Kompleks ten ostatecznie uformowały czynniki natury tektonicznej, co przejawia się w występowaniu odkształceń nieciągłych, głównie synsedymencyjnych, odkształceń kompakcyjnych i zaburzeń glacialnych.

Wynikiem odkształceń synsedymencyjnych były ruchy obniżające blok przedsudecki i wypiętrzające Sudety wzdłuż uskoku brzeżnego, które silnie zaznaczyły się w górnym miocenie i pliocenie (*loc. cit.*). Równoległe do tego uskoku powstała druga strefa obniżenia, leżąca między uskokami środkowej Odry i obejmująca swym zasięgiem obszar położony między Lubinem i Głogowem. Wymieniony system uskoców nie zaznacza się wyraźnie w morfologii warstw poznańskich i warstw gozdnickich, jednak dyslokacjom tego systemu należy przypisać zasadniczą rolę w tworzeniu górnomiocenijskich dolin rzecznych, pogłębiionych w pliocenie i ostatecznie ukształtowanych w plejstocenie (Dyjur 1975).

Odształcenia kompakcyjne osadów młodotrzeciorzędowych w rejonie Głogowa są powszechne. Ujawniają się one przez nieduże nachylenie warstw skalnych w kierunku obszarów o największej grubości badanych kompleksów skalnych (okolice Jakubowa Jerzmanowej i Rudnej). W pobliżu wymienionych miejscowości pokład węgla Henryk wykazuje zwiększoną miąższość. Powstanie grubego nadkładu osadów mineralnych spowodowało ugięcie warstw wskutek wyższego współczynnika kompaktacji węgla niż skał niewęglowych.

Największe deformacje osadów młodotrzeciorzędowych spowodował plejstocenijski lądolód. Przejawem tego są moreny spiętrzone, z których zbudowane są Wzgórza Dalkowskie i Góry Kocie, zawierające grube pakiety utworów młodotrzeciorzędowych oderwanych od podłoża i spiętrzonych w formie kier polodowcowych. Strefa moren spiętrzonych występuje po obu stronach pradoliny Odry. Przy południowej krawędzi ma ona długość 43 km i szerokość od 2,5 do 16,0 km (fig. 8). Po północnej stronie pradoliny stwierdzono podobną strefę moren w rejonie Krzekotowa. Miąższość kier polodowcowych jest zmienna i wynosi od 7,0 do 114,0 m. Utwory trzeciorzędowe są reprezentowane tutaj przez fragmenty warstw środkowopolskich z pokładem węgla Henryk, warstwy poznańskie i gozdnickie (fig. 8).

Zaburzenia glacialne w dużej skali widoczne są dobrze w krach zawierających fragmenty pokładu węgla Henryk (fig. 9). Charakterystycznym typem zaburzeń są złuskowacenia, natomiast sfałdowanie utwo-

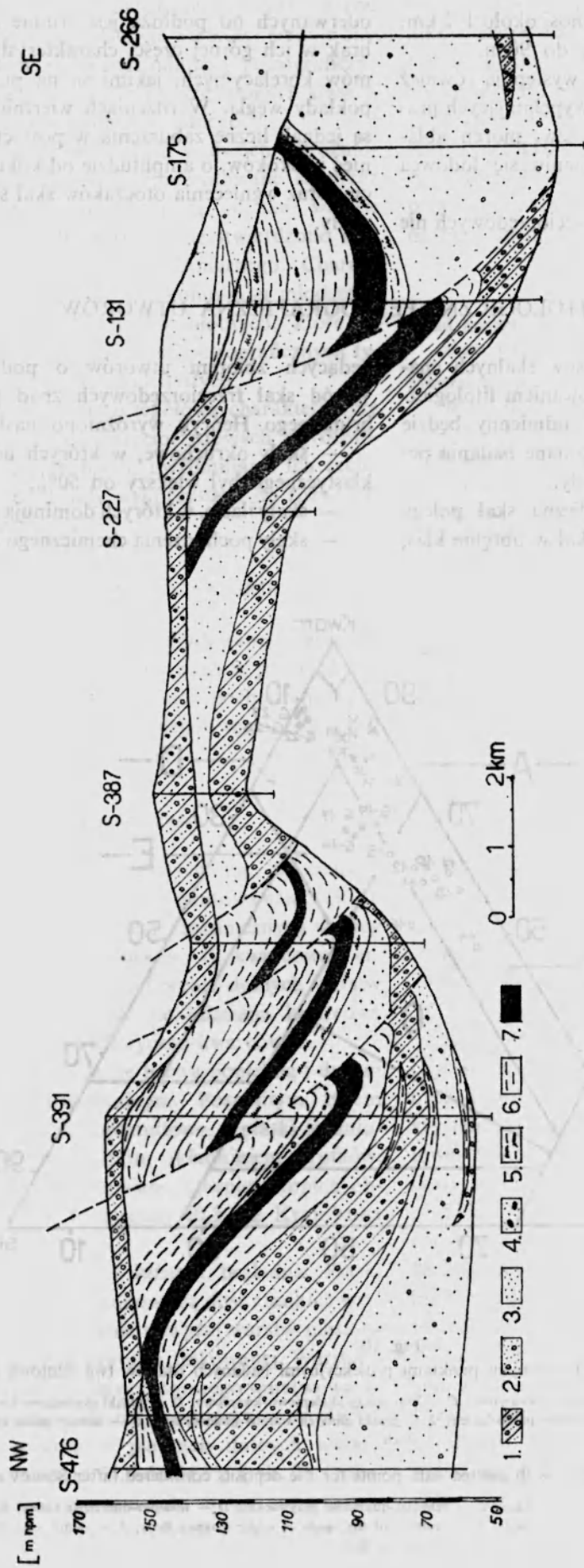


Fig. 9

Przekrój geologiczny przez strefę zaburzeń górczyńskich w rejonie Gostyni^a i Parchowa

1 - glini zwałowa; 2 - piaski czwartorzędowe; 3 - piaski trzeciorzędowe; 4 - paki z okruchami węgla; 5 i 6 - i y warstw poznańskich; 7 - węgiel brunatny pokładu Henryk

Geological cross section through the belt of glacio-tectonic deformation in the vicinity of Gostynin and Parchów

1 - glacial drift; 2 - Quaternary sands; 3 - Tertiary sands; 4 - sands with brown-coal debris; 5 and 6 - clays of the Poznań Beds; 7 - brown-coal seam Henryk

rów jest słabe. Rozległość łusek wynosi około 1–2 km, a amplituda deformacji dochodzi do 90 m.

Pakiety skał trzeciorzędowych występują również wśród osadów czwartorzędowych wypełniających pradolinę Odry. Są one elementem tzw. moren ablastycznych, które powstały po stopieniu się lodowca z materiału przezeń wlezonego.

Stwierdzenie deformacji skał trzeciorzędowych nie

oderwanych od podłoża jest trudne ze względu na brak w ich górnej części charakterystycznych poziomów korelacyjnych, jakimi są na przykład rozległe pokłady węgla. W rdzeniach wiertniczych widoczne są jednak liczne zaburzenia w postaci fałdów, nasunięć i uskoków, o amplitudzie od kilku do kilkunastu cm, oraz wgniecenia otoczek skał skandynawskich w ily.

ZMIENNOŚĆ LITOLOGICZNO-PETROGRAFICZNA UTWORÓW

Osady wyróżnionych kompleksów skalnych charakteryzują się znacznym zróżnicowaniem litologicznym, z czego można wnosić, że odmienny będzie również ich skład mineralny. Wykonane badania petrograficzne w pełni to potwierdziły.

Przyjęta klasyfikacja petrograficzna skał polega na wyróżnieniu typów i odmian skał w obrębie klas,

będących zbiorem utworów o podobnej genezie. Wśród skał trzeciorzędowych znad pokładu węgla brunatnego Henryk wyróżniono następujące klasy:

- skały okruchowe, w których udział materiału klastycznego był większy od 50%,
- skały ilaste, w których dominują minerały ilaste,
- skały pochodzenia chemicznego i organicznego.

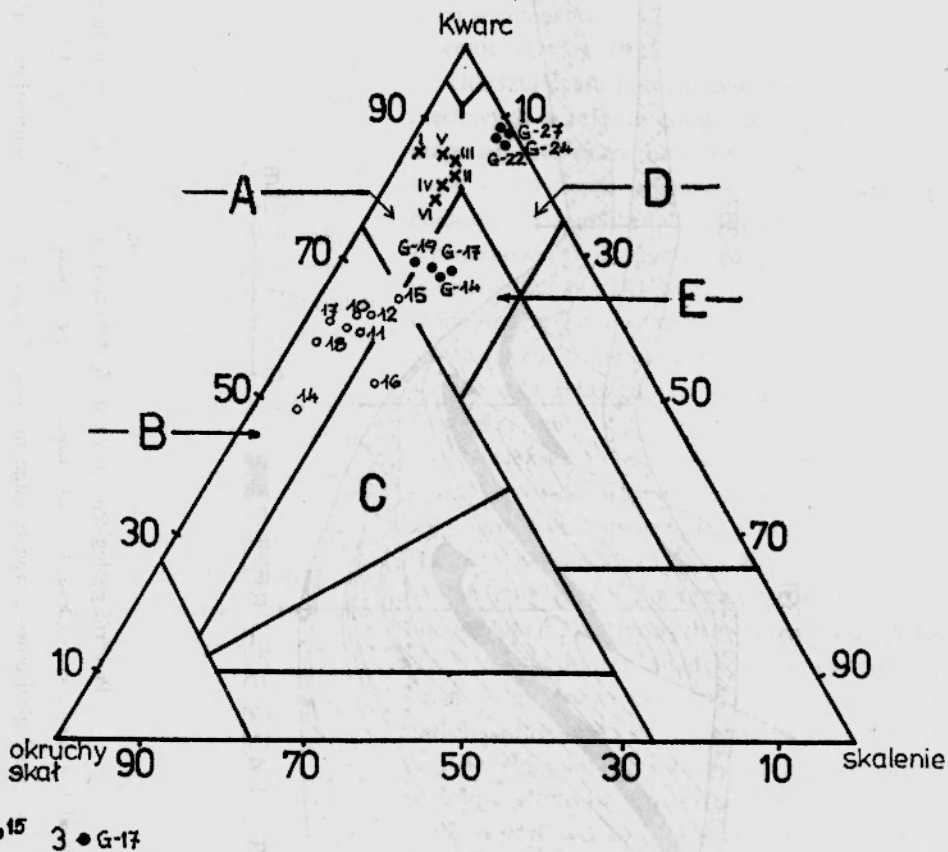


Fig. 10

Trójkąt klasyfikacyjny piasków z naniesionymi punktami projekcyjnymi badanych osadów (wg Szutowa *et al.* 1972)

A — piaski krzemionkowo-kwarcowe; B — szarogłazy kwarcowe; C — szarogłazy skaleniowo-kwarcowe; D — piaski skaleniowo-kwarcowe; E — piaski kwarcowe mezomiktyczne; 1 — piaski dolnych warstw poznańskich; 2 — piaski górnych warstw poznańskich; 3 — utwory piaszczyste warstw gozdniczkich

Ternary diagram of sand classification, with plotted data points for the deposits considered (after Shutov *et al.* 1972)

A — siliciclastic-quartzose sands; B — quartzose graywackes; C — feldspar-quartzose graywackes; D — feldspar-quartzose sands; E — mesomict quartzose sands; 1 — samples of the sands of lower Poznań Beds; 2 — samples of the sands of upper Poznań Beds; 3 — samples of the sandy deposits of Gozdnicza Beds

Typy petrograficzne wyróżniono jedynie wśród skał okruchowych na podstawie wielkości średnic ziaren detrytycznych, natomiast odmiany petrograficzne skał wydzielono we wszystkich wyróżnionych klasach na podstawie ich składu mineralnego.

Utwory warstw poznańskich w dwóch wyróżnionych częściach zasadniczo reprezentowane są przez identyczne klasy, czym różnią się od skał warstw gozdnickich, w obrębie których nie stwierdzono skał pochodzenia chemicznego i organicznego. Charakterystycznym składnikiem skał kompleksu młodszego są natomiast utwory spływów błotnych, które są mechaniczną mieszaniną różnych petrograficznych typów skał okruchowych i skał ilastych.

Niżej przedstawiono szczegółową charakterystykę petrograficzną utworów trzeciorzędowych wyróżnionych kompleksów skalnych, uwydatniając ich cechy genetyczne, które zostały wykorzystane do rozważań sedymentologicznych.

DOLNE WARSTWY POZNAŃSKIE

Dolne warstwy poznańskie zbudowane są głównie ze skał klastycznych, reprezentowanych przez piaski, mułki, oraz ze skał ilastych. Osady pochodzenia chemicznego (syderyty) i organicznego (węgiel brunatny) są ich podrzędnym składnikiem.

SKAŁY PIASZCZYSTE

Do podziału skał piaszczystych (fig. 10) zastosowano petrograficzną klasyfikację Szutowa *et al.* (1972). Stwierdzono, że spośród trzech zasadniczych według tej klasyfikacji odmian piasków, tj. kwarcowej, arkozowej i szarogłazowej, w obrębie dolnych warstw poznańskich występuje jedynie odmiana kwarcowa (piaski krzemionkowo-klastyczno-kwarcowe).

Badane skały cechują się barwą popielatą i dużym zróżnicowaniem strukturalnym. Pospolitym typem piasków są skały drobnopsamitowe, a piaski średnio- i gruboziarniste są rzadkim składnikiem profilów. Skały te są słabo wysortowane, również stopień obtoczenia ziaren jest tu nieduży (0,3 wg Krumbeina i Slossa 1963).

Tekstura jest na ogół luźna i bezładna. Piaski wykazujące teksturę kierunkową są dość rzadkie i występują w profilu przeważnie powyżej warstw piasków nie wykazujących tekstury ukierunkowanej. Warstwowanie ich zaliczono do klasy rynnowego warstwowania przekątnego o małej skali (Gradziński *et al.* 1976).

Zawartość kwarcu w piaskach dolnych warstw poznańskich wynosi od 54,6 do 74,9% (tab. 2). Ostrokrawędziste ziarna tego minerału są spękane i skorodowane, a w zatokach korozyjnych stwierdzono wys-

tępowanie minerałów o cechach optycznych składników grupy kaolinitu.

Udział skaleni w badanych piaskach jest zmienny i wynosi od 1,5 do 5,7%. Reprezentowane są one przez słabo obtoczone ziarna mikroklinu i ortoklazu oraz plagioklazów szeregu albit-oligoklaz. Pospolitym typem przeobrażenia skaleni jest kaolinityzacja, przy czym najbardziej zaawansowany jest ten proces na powierzchniach plagioklazów.

Tabela 2

Skład mineralny piasków i mułków dolnych warstw poznańskich z rejonu Głogowa (wartości w % liczbowych)

Mineral composition of sands and silts of the lower Poznań Beds, Głogów district (values in number frequency %)

Składnik mineralny Mineral constituent	Piaski Sands	Mułki kwarcowe Quartzose silts	Mułki węgliste Carbonaceous silts
Kwarc Quartz	54,6-74,8	41,2-54,7	40,6-50,0
Skalenie Feldspars	1,5-5,7	2,3-5,0	0,9-1,9
Okruchy skalne Rock fragments	5,3-10,4	0,0-6,4	0,3-2,2
Miki Micas	3,3-10,6	2,1-8,5	2,8-8,2
Materiał węglowy Carbonaceous matter	1,0-15,0	1,6-8,9	27,8-34,8

Licznym ilościowo składnikiem piasków są okruchy skalne reprezentowane przez fragmenty pelitycznych i organogenicznych wapieni, kwarcyty, łupki krystaliczne, chalcedony oraz piaskowce glaukonitowe. Stwierdzono tu również intraklasty syderytów ilastych.

Skład mineralny piasków uzupełniają: muskowit i hydrobiotyt (2,1-10,6%), materiał węglowy (1,0-15,0%), reprezentowany przez drobne okruchy ksytylitów zbudowane z ulminitu, rezynit i atrynit oraz minerały ilaste (1,2-22,7%).

Skład mineralny frakcji pelitowej określono rentgenograficznie (fig. 11). Wykonane dyfraktogramy wykazały obecność silnych refleksów kwarcu, kalcytu i syderytu. Minerały ilaste reprezentowane są przez muskowit ($d = 1,00, 0,502, 0,150$ nm), fazy mieszanopakietowe typu illit-montmorillonit (d około 1,2-1,3 nm) oraz kaolinit ($d = 0,712$ i 0,355 nm).

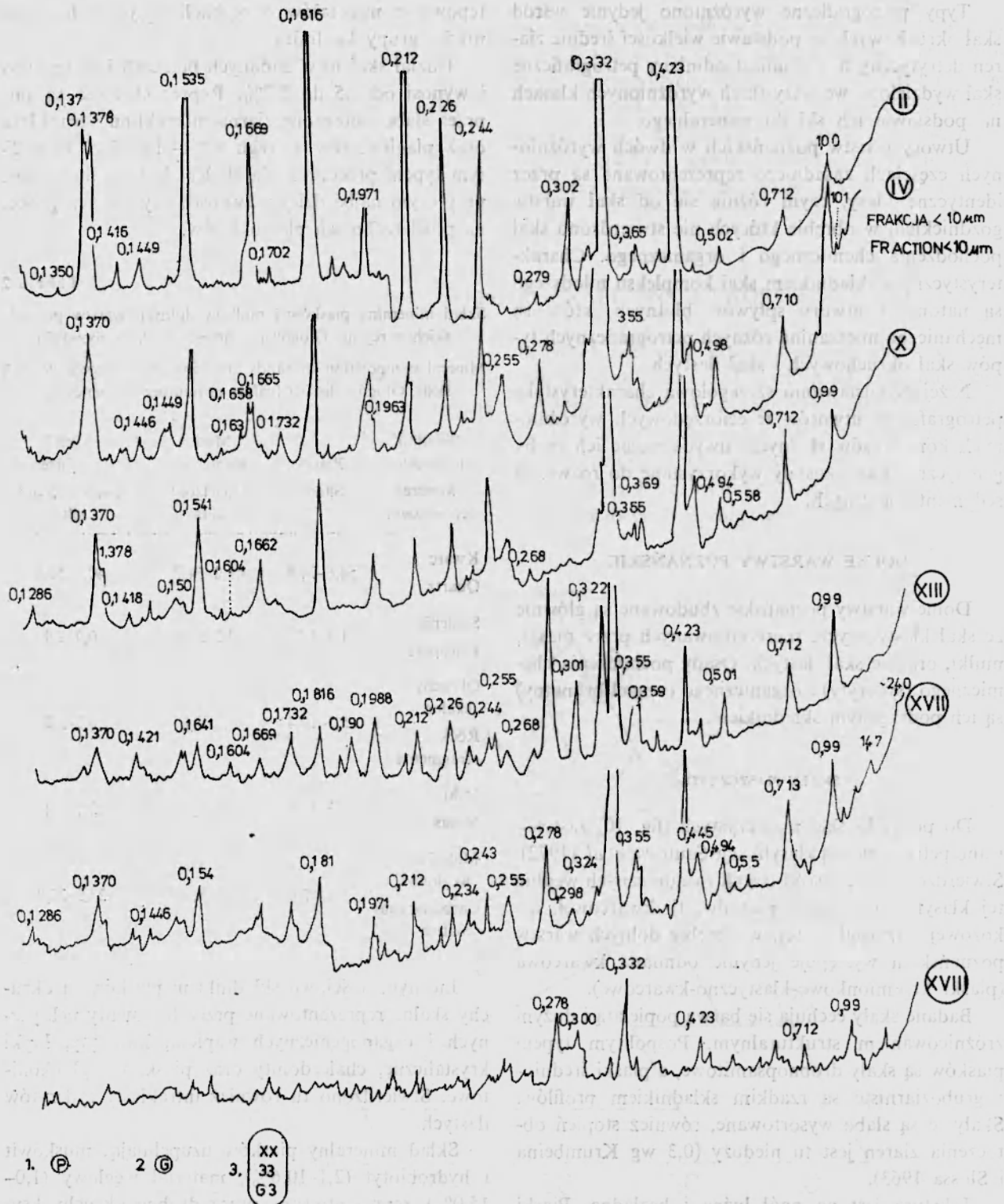


Fig. 11

Dyfraktogramy utworów dolnych warstw poznańskich z rejonu Głogowa

Objaśnienia do rysunków 11-14: 1 — próbka prażona; 2 — próbka glicerynowana; 3 — numer próbki

Diffractograms of the sediments of lower Poznań Beds, Głogów district

Explanations to the figs. 11-14: 1 — calcined sample; 2 — glycerinated sample; 3 — sample number

SKAŁY MULKOWE

Mułki występują w profilach dolnych warstw poznańskich częściej niż piaski. Wyróżniono wśród nich dwie odmiany: mułki kwarcowe i mułki węgliste, biorąc pod uwagę różnice w zawartości materiału węglowego (tab. 2). Skład petrograficzny mułków można przedstawić również za pomocą trójkąta Szutowa. Jednak zastosowanie tego schematu budzi wiele zastrzeżeń, ponieważ drobnoziarnisty charakter mułków utrudnia mikroskopowe odróżnienie kwarcu od skaleni, ponadto jest on również przyczyną rzadkiego obserwowania w nich okruchów skalnych.

Mułki kwarcowe cechuje jasnopopielate zabarwienie, które niekiedy ma odcień popielatobrunatny, wywołany występowaniem drobnych soczewek syderytu lub też uwęglonych szczątków roślinnych. Tekstura mułków jest kierunkowa. Wyróżniono mułki kwarcowe laminowane równoległe i warstwowane przekątnie. Skały wykazujące laminację na ogół są bogatsze w materiał frakcji pelitowej i materiał węglowy, który koncentruje się w laminach ciemniejszych.

W składzie mineralnym mułków kwarcowych dominuje kwarc (41,2–54,7%) oraz minerały ilaste (22,8–33,0%). W podrzędnych ilościach stwierdzono występowanie muskowitu i zwietrzałego biotyту (2,1–8,5%), skaleni (2,3–5,0%) i syderytu (0,1–0,3%). Wśród minerałów ilastych rozproszony jest materiał węglowy (1,6–8,9%) i piryt (1,0–3,6%), zastępowany niekiedy getytem.

Kwarc tworzy ostrokrawędziste ziarna, natomiast rzadko wchodzi w skład okruchów skalnych reprezentowanych przez fragmenty kwarcytów, piaskowców z glaukonitem, okruchów wapieni i syderytów, w które szczególnie wzbogacone są mułki o warstwowaniu przekątnym. Skalenie, reprezentowane przez silnie skaolinityzowane ziarna ortoklazu, mikroklinu i albitu, są trudno rozpoznawalne w płytkach cienkich, ale występowanie ich sygnalizuje analiza rentgenograficzna (d około 0,322, 0,382 nm itp. — fig. 11).

Muskowit jest silnie zwietrzały (hydromuskowit). Występuje on w postaci blaszek wielkości do 0,1 mm, silnie postrzępionych i rozwarstwionych. Na dyfraktogramach faza ta ujawnia wyraźne refleksy około 0,99, 0,499, 0,150 nm. Poszerzenie pasma podstawowego tego minerału w kierunku mniejszych kątów wskazuje na możliwość występowania faz mieszanopaketowych typu illit/montmorillonit.

Składnikiem ilastego tła mułków kwarcowych jest kaolinit. Sygnalizowany jest on w badanych skałach liniami dyfrakcyjnymi około 0,712 i 0,355 nm wobec braku podstawowych refleksów chlorytów i montmorillonitu (fig. 11).

Skład materiału węglowego jest podobny jak w mułkach węglistych.

Mułki węgliste różnią się od odmian kwarcowych wzbogaceniem w materiał organiczny (tab. 2), co ujawnia się w ich zabarwieniu ciemnopopielatym, niekiedy brunatnopopielatym. Skały te są laminowane równoległe, wykazują wyraźną oddzielność poziomą.

Skład mineralny mułków węglistych jest podobny jakościowo do odmian kwarcowych. Wyróżnia je zawartość materiału węglowego, którego ilość oceniono na 27,8 do 34,8% (tab. 2). Podstawowym jego komponentem jest atrynit, wykształcony jako porowaty detrytus humusowych cząstek. W obrębie atrynitu tkwią drobne soczewki tekstynitu i tekstoulminitu. Skład materiału węglowego uzupełniają nieduże ilości rezynitu.

Minerały ilaste są wymieszane z atrynitem, który maskuje ich cechy optyczne. Jednak liczne strzępki hydromik i pseudomorfozy kaolinitowe wskazują na illitowo-kaolinitowy charakter tła ilastego mułków węglistych.

SKAŁY ILASTE

Skały ilaste są najbardziej rozpowszechnione w profilach dolnych warstw poznańskich. Wyróżniono dwie odmiany tych skał: ility illitowo-kaolinitowe oraz ility węgliste.

ILITY illitowo-kaolinitowe cechują się barwą jasnopopielatą, niekiedy mają odcień brunatny wskutek obecności materiału węglowego. Są laminowane równoległe. Do tekstur obserwowanych lokalnie należą pograży, powstające wskutek niestatecznego warstwowania gęstościowego, co jest szczególnie charakterystyczne dla osadów równi zalewowych.

Badaniami mikroskopowymi potwierdzono kierunkową teksturę ility. Zestawy ilastych lamin równoległych, o grubości od 1 do 3 mm, rozdzielone są cieńszymi zestawami lamin wzbogaconych w materiał aleurytowy. Ponadto tekstura kierunkowa tych skał podkreślona jest równoległym ułożeniem drobnych blaszek hydrolyzycyków i mikroskładników węglowych.

Minerały ilaste tworzą tło skalne dla ostrokrawędzistych ziaren kwarcu, okruchów skał wapiennych, owalnych skupień syderytu i żelifikowanych fragmentów ksyliłtów. Mniej liczny składnikiem tych skał są drobne ziarna siarczków żelaza, które wyróżniają się izometrycznym pokrojem.

Występowanie składników wyróżnionych w toku badań mikroskopowych potwierdzono analizami rentgenowskimi (fig. 11). Obok intensywnych pasm dyfrakcyjnych kwarcu, syderytu i kalcytu wyróżniają się intensywnością linie dyfrakcyjne minerałów ilastych. Silne linie około 0,99, 0,49 nm i dalszych rzę-

dów odniesiono do illitu. Pasma podstawowe tej fazy mineralnej jest poszerzone w kierunku mniejszych kątów, co może świadczyć o występowaniu przerostów illitowo-montmorillonitowych.

Refleksy około 0,712, 0,355 nm itp. przyporządkowano kaolinitowi wobec braku linii dyfrakcyjnych chlorytów. Tym samym potwierdzono obserwacje mikroskopowe, w toku których stwierdzono występowanie agregatów kaolinitu typu kolumnowego. Skupienia te są szczególnie liczne w strefach kontaktu łuszczyków z żelifikowanym materiałem węglowym.

Stwierdzono również słabe refleksy o wartościach około 2,0 i 1,2 nm. Mogą to być linie regularnej struktury mieszanopakietowej mika/wermikulit (Stoch 1974), która stanowi formę pośrednią w procesie transformacji mik w montmorillonit, przechodzący następnie w kaolinit. Interpretację tę potwierdza występowanie linii około 1,46 nm, która po nasyceniu gliceryną przesuwa się do 1,7 nm. Jest to linia montmorillonitu, a jej ostry profil może świadczyć o dobrym jego uporządkowaniu.

Iły węgliste mają cechy strukturalne i teksturalne podobne do ilów illitowo-kaolinitowych. Wyróżniają się jednak ciemniejszym odcieniem oraz odmiennym składem mineralnym.

Wśród składników mineralnych tej odmiany ilów wyróżniono minerały ilaste, ziarna kwarcu, blaszki muskowitu oraz soczewkowe skupienia syderytu. Cechy optyczne minerałów ilastych maskowane są przez materiał węglowy, którego zasadniczym komponentem jest atrynit. Mieszanina minerałów ilastych i atrynitu stanowi około 75% obj. lamin wzbogaconych w materiał węglowy. Inną formą występowania tego materiału są fragmenty ksyliitów. Mają one kształt wydłużony i osiągają średnicę do 3 mm. Zbudowane są głównie z ulminitu, który wykazuje zróżnicowany stopień żelifikacji. Ponadto składnikiem ilów są pojedyncze skupienia rezynitu, niekiedy sporynitu i kutynitu. Niekiedy składniki te występują w większych skupieniach widocznych makroskopowo.

Skład materiału węglowego uzupełniony jest pojedynczymi ziarnami sklerotynitu i inertodetrynitu.

SYDERYTY ILASTE

Syderyty ilaste stwierdzono wśród ilów illitowo-kaolinitowych, w których tworzą soczewy barwy brunatnej, niekiedy z odcieniem czerwonym. Są masywne i twarde, o przełamie nierównym ziarnistym. Cechą charakterystyczną syderytów są pionowe lub pochyle kanaliki wypełnione ilem, które morfologicznie przypominają odlewy kłaczy traw.

Syderyty ilaste są zbudowane z syderytu wykształconego w postaci romboedrycznych płytek (fig. 11).

Krawędzie kryształów są otoczone często getytem lub hematytem, co nadaje tym skałom czerwonawe zabarwienie. Wśród syderytu rozproszone są minerały ilaste, drobne ziarna kwarcu i kryształki pirytu.

WĘGIEL BRUNATNY

Węgiel brunatny tworzy odosobnione soczewy o grubości od 0,4 do 0,8 m, które występują w rejonie Obiszowa, Rudnej i Pieszkowic. Wkładki węgla skorelowano w jeden poziom węglonośny.

Węgiel ten ma barwę ciemnobrunatną, przełam nierówny, postrzępiony. Odznacza się równoległym warstewkowaniem i nieregularną podzielnością, co jest wynikiem jego budowy petrograficznej. Makroskopowo wyróżniają się w nim warstewki ksylitowe o grubości od 2 do 10 cm, które są przedzielone mniej licznymi i cieńszymi warstewkami węgla ziemistego właściwego i liptobiolitowego. Jest to więc węgiel brunatny humusowy, ziemisto-ksylitowy.

Ksyliity zbudowane są z tekstynitu i ulminitu. Tekstynit na ogół jest składnikiem wewnętrznych partii ksyliitów, natomiast ulminit ich części zewnętrznych. Ponadto z ulminitu zbudowane są pojedyncze warstewki wyróżniane wśród atrynitu, które można porównywać z fragmentami igieł drzew szpilkowych.

Atrynit wykształcony jest w postaci porowatego materiału, który jest elementem spajającym inne składniki węgla.

Spośród macerałów grupy liptynitu dominują tu kutynit i rezynit. Fuzynit występuje w formie drobnych soczewek wśród atrynitu. Niekiedy można go obserwować w skrajnych częściach ksyliitów, w których reprezentowany jest zasadniczo przez semifuzynit. Skład macerałów grupy inertynitu uzupełniony jest niedużymi ilościami sklerotynitu i inertodetrynitu. Sklerotynit jest częstym składnikiem skupień ulminitu, co wskazuje na związek żelifikacji drewna z życiową działalnością grzybów.

Materiał mineralny węgla brunatnego dolnych warstw poznańskich tworzą nieduże ilości kwarcu, syderytu, siarczków żelaza i minerałów ilastych. Składniki te są najczęściej rozproszone wśród atrynitu.

GÓRNE WARSTWY POZNAŃSKIE

Utwory tego ogniwa warstw poznańskich w rejonie Głogowa złożone są głównie z piasków, mułków i ilów, a także z lokalnie spotykanych żwirów, skał węglanowych i węgla brunatnego. Zauważono, że częstość występowania typów i odmian skał w tym odcinku profilu jest zróżnicowana tak w profilu pionowym, jak i w rozprzestrzenieniu poziomym. Świadczy to o zmiennych warunkach sedymentacji w czasie i przestrzeni.

SKAŁY ŻWIROWE

Skały żwirowe występują przeważnie w spągowej części górnych warstw poznańskich, w postaci soczew o grubości do 4 m. Wyróżniono dwie odmiany petrograficzne psefitów: żwiry wieloskładnikowe i żwirowce ilaste. Różnice między tymi odmianami dotyczą głównie składu petrograficznego i zwięzłości.

Żwiry wieloskładnikowe odznaczają się zabarwieniem popielatoniebieskim. Są utworem słabo wysortowanym ($\phi = 2-11$ mm) o teksturze bezładnej i słabo zwięzłej. Słabo obtoczone ziarna frakcji żwirowej, które stanowią od 66 do 82% węg., spojone są piaskiem różnoziarnistym, nieco zailonym, tworzącym spoiwo typu matrix. Skąd petrograficzny tych skał przedstawiono w tabeli 3.

Tabela 3

Skład żwirów górnych warstw poznańskich rejonu Głogowa
Composition of the gravels of upper Poznań Beds, Głogów district

Składnik petrograficzny Petrographic constituent	Zawartość (wartości w % liczbowych) Content (values in number frequency %)
Kwarc quartz	32,0-46,0
Kwarcyty quartzites	31,0-40,0
Lidyty lydites	1,0-8,0
Granity i gnejsy granites and gneisses	4,0-11,0
Porfiry porphyres	1,0-3,0
Wapienie limestones	1,0-3,0
Piaskowce sandstones	0,0-16,0

Żwirowce ilaste są rzadką odmianą petrograficzną osadów warstw poznańskich. Zbudowane są z otoczek o charakterze intraklastów spojonych ilem o zabarwieniu seledynowym. Otoczki ($\phi = 3-50$ mm) mają kształt kulisty lub wrzecionowaty oraz wykazują dobre obtoczenie.

Otoczki są fragmentami piasków zailonych i mułków oraz węgla brunatnego. Często w skład żwirowców wchodzi otoczki ilów o zabarwieniu wiśniowym.

Cechy petrograficzno-chemiczne fragmentów węgla są podobne do węgla występującego w tym ogniwie litostratygraficznym. Również charakterystyka petro-

graficzna innych otoczek wskazuje na ich pochodzenie z tego odcinka profilu. Świadczy to o śródfornym charakterze żwirowców ilastych.

SKAŁY PIASZCZYSTE

Piaski są częstym składnikiem litologicznym górnych warstw poznańskich w południowej i zachodniej części badanego obszaru; ku północy ich udział w budowie staje się podrzędny.

Psamity tej części profilu warstw poznańskich są zwykle piaskami drobnoziarnistymi i zailonymi. Odmiany o grubszym ziarnie spotykano jedynie razem ze żwirami.

Warstwy i soczewy piasków drobnoziarnistych na ogół nie wykazują struktur wewnątrzławicowych. Jedynie dolne części ławic piaszczystych wykazują obecność płytkich zagłębień o charakterze rynien erozyjnych, wypełnionych piaskiem lub mułkiem o warstwowaniu przekątnym lub klinowym. Ponadto piaski często zostają wciskane w wyżej leżące mułki w postaci żył klastycznych o szerokości 1-3 cm.

Wysortowanie składników detrytycznych piasków jest dość dobre, a wzrost frakcji aleurytowej powoduje ich stopniowe przejście w mułki. Domieszka frakcji pelitowej powoduje słabą zwięzłość tych skał.

Materiał okrucowy piasków złożony jest z kwarcu, podrzędnie skaleni, łuszczaków, glaukonitu i minerałów ciężkich (cyrkonu, granatu, chlorytu i siarczku żelaza). Materiał ten tkwi we właściwym spoiwie ilastym, które zawiera dużą liczbę drobnych blaszek hydromik. Udział ilościowy spoiwa w odmianach o grubszym ziarnie zmniejsza się. Niektóre wolne przestrzenie między ziarnami wypełnione są uwęglonym materiałem roślinnym lub tlenkami żelaza.

Kwarc występuje w postaci samodzielnych ziaren oraz okruców skał krystalicznych (granitoidy, łupki krystaliczne, gnejsy) i osadowych (wapienie i chalcedonity). Często zawiera pylastą i nieprzeźroczystą substancję mineralną ułożoną w nieregularne smugi, również wrostki cyrkonu, rutylu i turmalinu.

Skalenie (mikroklin, rzadko ortoklaz i albit) są nieliczne. Powierzchnie ziaren tych minerałów są często skaolinityzowane lub pokryte drobnymi łuskami serycytu.

Muskowit zachowuje swoje typowe cechy optyczne jedynie w centralnych częściach większych blaszek. Skrajne części blaszek oraz drobne strzępki wykazują typowe cechy optyczne hydromuskowitu.

Biotyt występuje sporadycznie w badanych piaskach. Obserwowano zaawansowany proces zwietrzenia tego minerału, przejawiający się jego wybieleniem, niekiedy schlorotyżowaniem.

Glaukonit wykazuje cechy morfologiczne i optycz-

ne wskazujące na jego detrytyczne pochodzenie: pierwotna forma agregatów została pokruszona, a fragmenty o średnicy od 0,01 do 0,08 mm są rozproszone wśród innych ziaren detrytycznych. Zwiertzenie uwidoczniło się zmianą zabarwienia na żółtobrunatne oraz podwyższeniem dwójłomności.

Kalcyt występuje w postaci pyłu rozproszonego wśród pelitu oraz ziaren o większej średnicy. Niekiedy ziarna kalcytu pokryte są cienkimi otoczkami mikrytowymi, świadczącymi o akrecji węglanowej w zdeponowanym osadzie. Fragmenty fauny morskiej (człony liliowców) w okruchach wapieni i duża ich koncentracja wśród materiału o grubszym ziarnie świadczą o detrytycznym pochodzeniu węglanów.

Skład frakcji pelitowej zbadano rentgenograficznie. Stwierdzono, że głównym składnikiem tej frakcji jest illit z małą domieszką chlorytu i kaolinitu.

Wyniki analiz mikroskopowych planimetrycznych (tab. 4) naniesione na trójkątny diagram klasyfikacyjny (fig. 10) dały punkty projekcyjne położone w po-

lu szarogłazów kwarcowych. W klasyfikacji Łydki i Pettijohna (1975) badane piaski odpowiadają szarogłazom niższego rzędu.

SKAŁY MUŁKOWE

W porównaniu do skał średniookruchowych (psammitów) skały mułkowe występują częściej w profilach górnych warstw poznańskich, będąc obok ilów ich dominującym składnikiem w zachodniej i południowej części badanego obszaru.

Wśród mułków wyróżniono dwie odmiany petrograficzne: mułki szarogłazowe i mułki węgliste, wiążąc je genetycznie z towarzyszącymi piaskami szarogłazowymi i węglem brunatnym. Znaczne rozdrobnienie materiału okruchowego niejednokrotnie utrudnia odróżnienie kwarcu od skaleni oraz jest przyczyną rzadkiego występowania okruchów skalnych, co dodatkowo uzasadnia przyjęty podział.

Mułki szarogłazowe powiązane są ciągłymi

Tabela 4

Skład mineralny górnych warstw poznańskich z rejonu Głogowa (wartości w % liczbowych)
Mineral composition of the Upper Poznań Beds, Głogów district (values in number frequency %)

Składnik mineralny Mineral constituent	Piaski Sands	Mułki Silt	Iły - Clays			
			illitowe illitic	margliste marly	pstre variegated	węgliste carbonaceous
Kwarc Quartz	49,0-65,1	30,9-56,6	10,6-27,1	1,0-14,2	13,5-14,4	6,0-12,0
Skalenie Feldspars	4,0-12,9	1,6-5,5	0,0-4,6	0,0-2,7	0,0-0,7	0,0-0,6
Miki Micas	1,7-9,9	0,0-8,0	0,0-4,6	0,0-4,8	0,0-1,6	1,8-4,0
Węglany Carbonates	1,2-9,8	0,2-19,2	0,0-10,8	6,5-22,6	0,0-1,7	0,0-1,7
Glaukonit Glauconite	0,0-4,2	0,0-5,0	0,0-3,1	0,0	0,0	0,0
Chloryt Chlorite	0,0-2,0	0,2-2,6	0,0-1,0	0,0	0,0	0,0
Minerały ilaste Clay minerals	10, -25,0	12,9-31,0	62,0-94,4	20,0-75,7	12,6-61,5	48,0-58,2
Materiał marglisty Marly matter	0,0	0,0	0,0	17,6-55,0	0,0	0,0
Materiał węglowy Carbonaceous matter	0,0-5,0	0,0-21,8	0,2-4,3	0,0-1,4	0,0	29,0-35,0
Tlenki żelaza Iron oxides	0,0	0,0	0,0	0,0	7,6-55,0	0,0

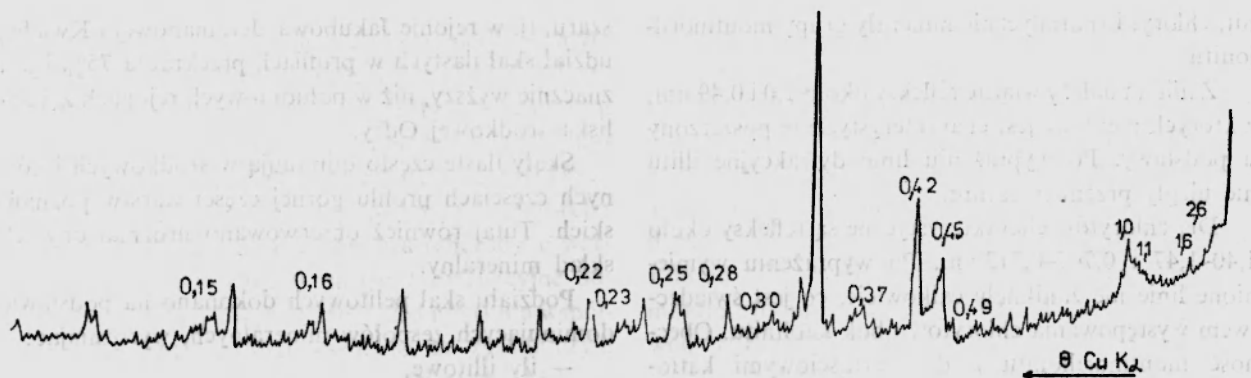


Fig. 12

Dyfraktogram glaukonitu z mułków górnych warstw poznańskich

Diffractogram of the glauconite from silts of upper Poznań Beds

przejściami z piaskami, natomiast przejście tych skał w ropy leżące wyżej jest najczęściej stopniowe.

Barwa mułków szarogłazowych jest seledynowa i na ogół ciemniejsza niż piasków. Niekiedy występuje szare, szarobeżowe lub pstre zabarwienie tych skał. Mułki bogatsze w materiał pelitowy wykazują tekstury kierunkowe: równoległą laminację, zaburzoną mikrouskokami lub fałdami (zaburzenia glacictektoniczne), oraz warstewkowanie przekątne w małej skali, podkreślone kierunkowym rozmieszczeniem wtrąceń skał węglanowych lub piaszczystych. Typową jednak teksturą mułków szarogłazowych jest tekstura bezładna i masywna. W stanie wysuszonym są to skały kruche i rozsypliwie, na mokro twaroplastyczne.

Skład mineralny mułków szarogłazowych podobny jest do piasków tej samej odmiany (tab. 4). Różnica dotyczy jedynie zawartości okruchów skalnych, co wynika z ich rozdrobnienia i przejścia tych składników mineralnych w samodzielne ziarna detrytyczne lub mikroziarnistą masę typu „matrix”. Proces rozdrobnienia najlepiej widoczny jest wśród okruchów wapieni. Obok rzadkich, dobrze obtoczonych fragmentów wapieni występuje duża ilość pyłu kalcytowego, który układa się w postaci smug o ułożeniu zgodnym z kierunkiem teksturalnym skały. Zagęszczenie cząstek kalcytowych powoduje stopniowe przejście tych skał w utwory węglanowe. Częstym składnikiem charakterystycznym mułków szarogłazowych jest uwęglony materiał, występujący często wśród składników węglanowych. Badania rentgenograficzne wykazały, że oprócz kalcytu ważnym składnikiem materiału węglanowego jest syderyt ($d = 3,359, 0,279, 0,190$ nm itp.) oraz nieduże ilości dolomitu ($d = 0,288$ nm). Minerale te często występują obok siebie. Stwierdzono, że kalcyt i dolomit wchodzi w skład owalnych skupień o teksturze onkolitowej, natomiast syderyt na ogół wypełnia przestrzeń między nimi, wiążąc je w formy przypominające grudki groniaste (Illing

1954). Szczegółową charakterystykę mineralogiczno-chemiczną utworów węglanowych przedstawiono w dalszej części pracy.

Glaukonit występujący w mułkach ubogich w składniki pelityczne wykazuje cechy minerału zwierzęcego. Zupełnie inne jest wykształcenie tego minerału w obrębie lamin bogatych w minerały ilaste. Tworzy on owalne agregaty o średnicy od 0,07 do 0,10 mm, które charakteryzują się trawiastozieloną barwą i niezbyt wysoką dwójłomnością. Badania rentgenowskie wykazały, że glaukonit mułków szarogłazowych ma strukturę mieszanopakietową typu mika/montmorillonit (fig. 12). Obraz dyfrakcyjny próbki wskazuje, że prawdopodobne jest występowanie dwóch faz glaukonitowych, różniących się stopniem uporządkowania w nawarstwianiu pakietów. Odmiana o bardziej uporządkowanej strukturze sygnalizowana jest refleksem około 2,65 nm, druga o mniej uporządkowanym nawarstwieniu pakietów charakteryzuje się rozmyciem linii 0,449, 0,259 nm itp. (Stoch 1974). Na mieszany charakter przerostów wskazuje również szeroka i urozmaicona morfologicznie linia dyfrakcyjna 060 z dwukrotnym maksimum około 0,150 i 0,151 nm.

Glaukonit mniej uporządkowany należy uznać za minerał autigeniczny, natomiast możliwe jest, że druga faza przedstawia glaukonit detrytyczny, który może pochodzić z paleogeńskich osadów podłoża miocenu (Matl, Śmigielska 1977).

Oprócz niedużych ilości glaukonitu składnikami mułków szarogłazowych są inne minerały ilaste (tab. 4). Mikroskopowo są one bezbarwne, zielonkawe lub seledynowe. Wykazują średnie i niskie barwy interferencyjne; są wykształcone w postaci drobnych agregatów i nieregularnych blaszek, tworzących siatkowate struktury wokół większych ziaren detrytycznych. Składniki ilaste, podobnie jak w piaskach, reprezentowane są przez illit, któremu towarzyszy kaoli-

nit, chloryt i sporadycznie minerały grupy montmorillonitu.

Z illitem należy wiązać refleksy około 1,0 i 0,49 nm, z których pierwszy jest charakterystycznie poszerzony u podstawy. Po wyprażeniu linie dyfrakcyjne illitu nie uległy przemieszczeniu.

Dla chlorytów charakterystyczne są refleksy około 1,40–1,47 i 0,707–0,712 nm. Po wyprażeniu wymienione linie nie zaniknęły całkowicie, co jest świadectwem występowania chlorytów obok kaolinitu. Obecność montmorillonitu z dwuwartościowymi kationami na pozycjach wymiennych sygnalizowana jest refleksem około 1,57 nm, który po wyprażeniu przesuwają się do 1,0 nm, wzmacniając linię mik.

Mułki węgliste towarzyszą soczewom węgla brunatnego, z którymi związane są stopniowymi przejściami. Występują z reguły w spągu węgla, słabo odróżniające się od niego barwą ciemnobrunatną lub czarną. Mułki węgliste wykazują wyraźną oddzielność zgodną z zaznaczającym się warstewkowaniem. Na powierzchniach oddzielności obserwowano drobne blaszki jasnych łuszczyków. Są to skały dość zwarte, które w wodzie ulegają rozłusowaniu.

W składzie mineralnym mułków węglistych dominuje kwarc i uwęglony materiał roślinny (tab. 4). W podrzędnych ilościach występują: minerały ilaste, muskowit, skalenie i minerały ciężkie (siarczki żelaza, cyrkon, rutyl i zmienna ilość granatu).

Materiał detrytyczny mułków jest słabo wysortowany, a jego cechy morfologiczne i optyczne podobne są do cech składników klastycznych mułków szarogłazowych.

Materiał węglowy złożony jest głównie z atrynitu i ulminitu. Atrynit wykształcony w postaci drobnych humusowych cząstek jest wymieszany z pelitem ilastym i kwarcowym. W odmianach mułków o czarnym zabarwieniu atrynit przepojony jest żelinitem. Ten ostatni niekiedy tworzy odosobnione cienkie warstewki lub soczewki.

Z ulminitu zbudowane są fragmenty ksyliłów, które są ułożone zgodnie z kierunkiem tekstury. Ponadto składnikiem tych skał są nieliczne ilości rezynitu i sklerotynitu, które występują w obrębie tkanek ksyliłów lub w ich najbliższym otoczeniu.

Minerały ilaste rozproszone wśród atrynitu są nieoznaczalne metodami optycznymi. Wyróżniające się drobne blaszki hydrołuszczyków oraz skupienia kaolinitu, który tworzy pseudomorfozy po plagioklazach, świadczą o charakterze kaolinitowo-illitowym tła ilastego.

SKAŁY ILASTE

W rejonie Głogowa utwory pelitowe są dominującym typem litologicznym skał górnego odcinka warstw poznańskich. W północnej części badanego ob-

szaru, tj. w rejonie Jakubowa, Jerzmanowej i Kwielic, udział skał ilastych w profilach przekracza 75% i jest znacznie wyższy, niż w południowych rejonach zapadliska środkowej Odry.

Skały ilaste często dominują w środkowych i górnych częściach profilu górnej części warstw poznańskich. Tutaj również obserwowano urozmaicony ich skład mineralny.

Podziału skał pelitowych dokonano na podstawie dominujących zespołów mineralnych, wyróżniając:

- ility illitowe,
- ility margliste,
- ility pstre,
- ility węgliste.

Iły illitowe są ilościowo najliczniejsze wśród górnych warstw poznańskich. Udział ich oceniono na 80% całkowitej ilości skał ilastych. Mają barwę seledynową, niekiedy oliwkową lub szarą, gdy występują w towarzystwie iltów węglistych lub węgla brunatnego.

Skały te na ogół nie wykazują tekstur kierunkowych. Typowym wykształceniem jest tekstura masywna z bezładnym rozmieszczeniem składników. W przypadku większej domieszki materiału o grubszym ziarnie ujawniają warstewkowanie lub laminację. Wśród tekstur kierunkowych najbardziej częste są: płaska laminacja równoległa, nieregularna laminacja soczewkowa lub falista oraz warstewkowanie przekątne.

Iły illitowe pęcznią w wodzie, zwiększając objętość od 0,5 do 2,0 razy. Największe pęcznienie charakterystyczne jest dla iltów znad warstewek żżelifikowanego węgla brunatnego. Po wysuszeniu ility illitowe stają się twarde i kruche.

Składnikami mineralnymi iltów illitowych są minerały ilaste, kwarc, siarczki żelaza oraz zmienna, na ogół nieduża ilość materiału węglowego i skaleni (tab. 4). Udział kwarcu jest podrzędny (maksymalnie 27,1%). Ostrokrawędziste ziarna tego minerału mieszczą się w zakresie frakcji pelitowej, a pojedyncze dochodzą do 0,5 mm, średnio 0,08 mm.

Siarczki żelaza reprezentowane są w badanych skałach przez drobne, krystaliczne skupienia markasytu. Koncentrują się one często w warstewkach występujących wśród iltów węglistych. Piryt jest zupełnie pobocznym składnikiem.

W płytkach cienkich illit na tle pozostałych składników ilastych ujawnia się wskutek blaszkowatego pokroju i dość wysokich barw interferencyjnych. Wielkość blaszek tego minerału wynosi zwykle od kilku do 100 μm . Wokół ziarn detrytycznych illit tworzy siatkowate struktury, natomiast w skałach bez większej zawartości materiału o grubszym ziarnie pierzaste agregaty, zbiorowo wygaszające światło spolaryzowane.

Obecność illitu na dyfraktogramach rentgenow-

skich zdradzają mocne, choć zwykle nieco rozmyte refleksy podstawowe o $d = 0,98-1,02$ i $0,49-0,501$ nm (fig. 13), które po wyprażeniu próbek i nasyceniu gliceryną nie zmieniają swego położenia. Linie dyfrakcyjne od płaszczyzny 060 z wartością około $0,1481-0,1498$ nm wskazują na dioktaedryczny charakter strukturalny illitu, natomiast analiza refleksów o wartościach $d = 0,374$ i $0,280$ nm (linie dyfrakcyjne odmiany politypowej $2M_1$) i $0,256-0,258$ nm (linia wspólna odmian $2M_1$ i $1Md$) wskazują, że zasadniczym składnikiem illitu jest odmiana politypowa $1Md$, reprezentująca zwykle minerały autigeniczne (Stoch 1974). W skałach zawierających blaszki hydrolyszczyków proporcje odmian politypowych są odwrotne lub zbliżone. Wpływ linii montmorillonitu (13:20) i kaolinitu (201) na obliczenie stosunku odmian politypowych illitu można zaniedbać, wskutek niedużej zawartości tych składników, co wykazano w toku obróbki termicznej i przez glicerynowanie próbek (fig. 13).

Kaolinit na tle innych składników ilastych w płytkach cienkich jest nierozpoznawalny wskutek drobnoziarnistego wykształcenia. Jednak niektóre fragmenty płytek cienkich słabo reagują na światło spolaryzowane, co jednak może być spowodowane dużą ilością drobnoziarnistego kwarcu. W przeciwieństwie do obrazu optycznego kaolinitu na dyfraktogramach sygnalizowany jest wyraźnymi refleksami około $0,712$ i $0,355$ nm oraz liniami dalszych rzędów (fig. 13). Po wyprażeniu tych próbek intensywność linii podstawowych ulega zmniejszeniu, co jest oznaką występowania chlorytów. Linie dyfrakcyjne, które nie koincydują z refleksami innych minerałów, zanikają. Na występowanie kaolinitu wskazuje ponadto dająca się wyróżnić linia 003 tego minerału ($d = 0,237$ nm). Ogólny charakter refleksów kaolinitu wskazuje na jego słabe uporządkowanie.

Chloryty występują wśród minerałów ilastych w postaci blaszek o wielkości od kilku μm do około $0,05$ nm. Większe ich blaszki koncentrują się wśród strzępków hydrolyszczyków i mają wyraźnie detrytyczny charakter. Na dyfraktogramach rentgenowskich minerały tej grupy sygnalizowane są dwoma podstawowymi refleksami około $1,42$ i $0,710$ nm. Słaba intensywność refleksów, zachowanych po wyprażeniu próbek, wskazuje, że chloryty są podrzędnym składnikiem mineralnym ilów illitowych, co stwierdzono również w toku badań mikroskopowych (tab. 4).

Charakterystycznym składnikiem ilów illitowych są minerały grupy montmorillonitu, dające na dyfraktogramach urozmaicone pasmo podstawowe w zakresie od $1,2$ do $2,4$ nm (fig. 13). Położenie głównego maksimum (d około $1,46-1,57$ nm) świadczy o obecności montmorillonitu, zawierającego dwuwartościowe kationy na pozycjach wymiennych (Ca, Mg).

W próbkach glicerynowanych główne maksimum ulega przemieszczeniu do d około $1,76-2,00$ nm, natomiast w próbkach prażonych ulega ono przemieszczeniu na pozycję $1,0$ nm, co uwidacznia się wzmocnieniem refleksu grupy mik. Pasma podstawowe oprócz głównego maksimum wykazuje obecność słabych refleksów i przegięć, zaznaczających się silniej około $1,66$ do $1,76$ nm. Sygnalizują one obecność hydratów montmorillonitu, zawierających od 1 do 4 warstw wody międzypakietowej oraz nieuporządkowane przerosty tych hydratów. Fazy mieszanopakietowe typu mika/montmorillonit ujawniają się rozmyciem w stronę mniejszych kątów refleksu podstawowego mik oraz występowaniem słabych linii dyfrakcyjnych około $1,1$ i $1,3$ nm. Przerosty dające refleksy około $1,3$ nm zawierają mieszane kationy 1- i 2-wartościowe na pozycjach wymiennych, natomiast refleksy około $1,12$ nm należy traktować jako uporządkowane lub częściowo uporządkowane fazy mieszanopakietowe illitowo-montmorillonitowe. Fazy mieszane typu mika/chloryt ujawniają się na dyfraktogramach słabym refleksem podstawowym około $1,08$ nm, który nie zmienia swojego położenia w próbkach prażonych i glicerynowanych.

Diagnozę mikroskopową i rentgenograficzną wymienionych faz mineralnych potwierdzono również badaniami derywatograficznymi.

Otrzymane wyniki kompleksowych badań minerałów ilastych ilów illitowych, występujących w górnych warstwach poznańskich, pozwoliły na sformułowanie następujących wniosków:

1. Zasadniczym składnikiem tych ilów jest illit.
2. Zawartość kaolinitu jest zmienna, a jego względny ilościowy udział w stosunku do pozostałych składników ilastych zmienia się jak stosunek $1:2-1:5$. Najwięcej kaolinitu zawierają skały występujące w południowo-zachodniej części badanego obszaru, natomiast w kierunku północno-wschodnim zawartość tego minerału jest wyraźnie mniejsza.
3. Zawartość minerałów grupy montmorillonitu podlega odwrotnej zależności niż zawartość kaolinitu, tzn. w rejonie Rudnej, Ustronia i Jaczowa (północna i wschodnia część obszaru) minerały grupy montmorillonitu stanowią znaczący składnik skał illitowych, w przeciwieństwie do południowej i zachodniej części obszaru.
4. W skałach, w których stwierdzono drobnoziarnisty illit, występuje również autigeniczny glaukonit,
5. Chloryty są częstsze w mułkach i ilach z większymi blaszkami hydrolyszczyków.
6. W profilu pionowym górnych warstw poznańskich zależności występowania w ilach illitowych kaolinitu i montmorillonitu nie są wyraźne. Niemniej można stwierdzić, że kaolinit często koncentruje się w dolnej i górnej części profilów, natomiast montmorillonit wyraźnie częściej występuje w ilach znad

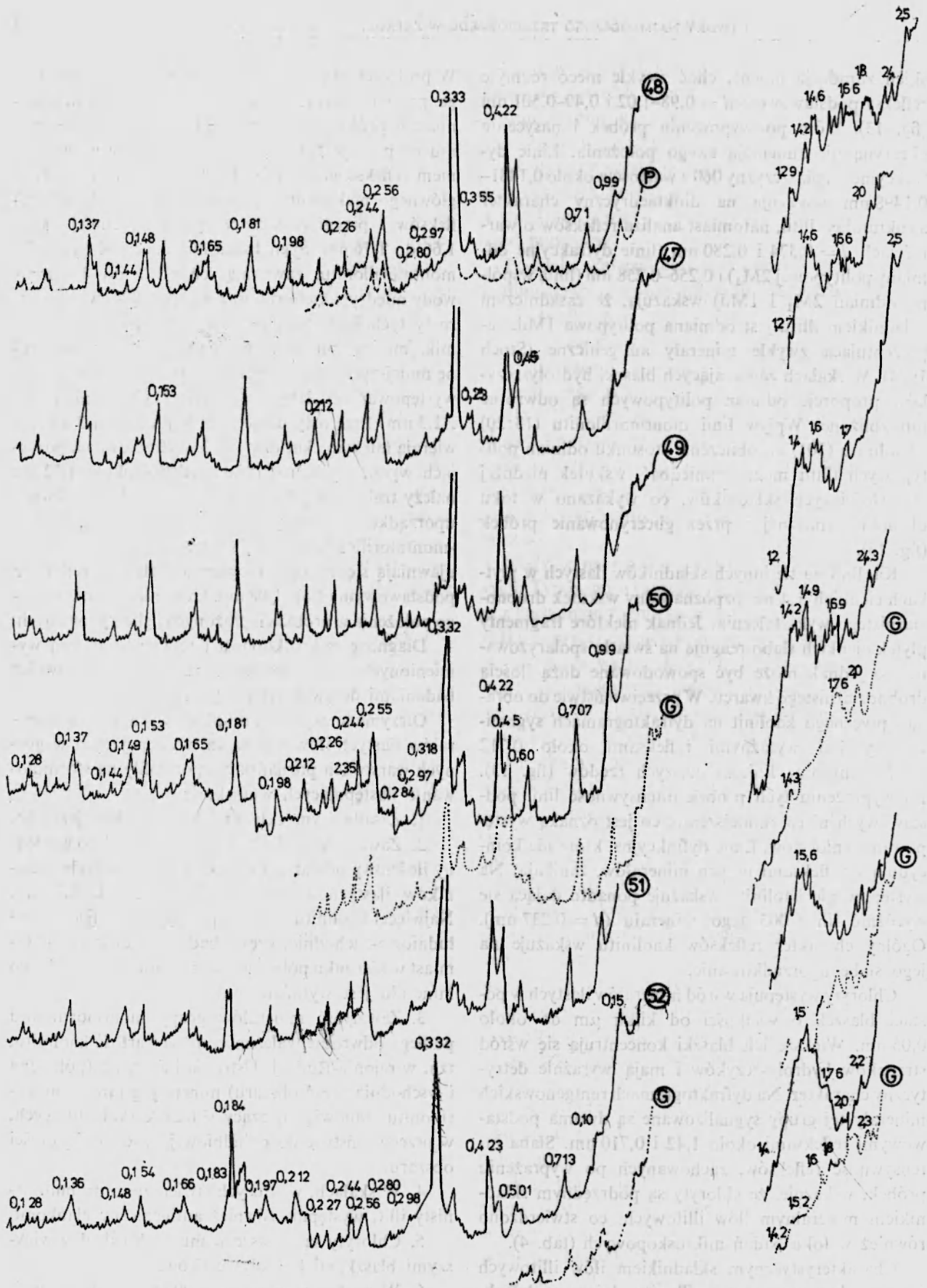


Fig. 13

Zestawienie dyfraktogramów ilów illitowych warstw poznańskich z rejonu Głogowa

Objaśnienia jak na fig. 11

Compilation of the diffractograms of illitic clays in Poznań Beds, Głogów district

Explanations as in fig. 11

warstw węgla brunatnego. Wydaje się, że alkaliczne środowisko tworzenia się doplerytu (huminiin Ca, Mg, Fe) sprzyjało degradacji glinokrzemianów w kierunku tworzenia struktur pęczniących.

Iły margliste są częstym składnikiem profilów usytuowanych w dalszej odległości od ujść mioceńskich rzek do zbiornika iłów poznańskich, tzn. rzadko spotyka się je w południowo-zachodniej części badanego obszaru, częściej natomiast w pozostałych rejonach. Iły margliste przeważnie występują w postaci pakietów warstw o grubości od 0,1 do 0,5 m, które są rozdzielone warstwami ilastymi lub mułkowymi. Zestawy tak wykształconych iłów tworzą od 2 do 5 poziomów, zasadniczo odpowiadających liczbie poziomów węglowych oraz cyklotemów sedymentacyjnych.

Badane iły mają barwę seledynową, niekiedy beżową, która wynika ze stopniowego przejścia w warstewki lub soczewki margli i wapieni. Wykazują duże zróżnicowanie teksturalne; najczęściej są warstewkowane, lecz cecha ta ujawnia się często dopiero w stanie podsuszonym, powodując ich płytkowaty rozpad. Inną odmianą teksturalną są iły laminowane nieregularnie, faliście lub konwolucyjnie ze skupieniami syngenetycznych minerałów węglanowych.

Domieszka materiału detrytycznego (kwarc, rzadko skalenie, łyszczyki i okruchy wapieni) jest charakterystyczna dla iłów warstewkowanych lub laminowanych ukośnie.

Skład mineralny iłów marglistych jest podobny do iłów illitowych. Wyróżnia je jedynie duża zawartość minerałów węglanowych, od 4,8 do 22,6%, średnio 16%, reprezentowanych przez kalcyt, syderyt i nie dużą ilość dolomitu.

Węglany wykształcone są w badanych iłach w postaci pyłu rozproszonego wśród składników ilastych, okruchów skał starszych oraz syngenetycznych skupień węglanowych, zaliczonych do konkrekcji, a częściowo do utworów typu onkolitów. Ponadto rzadkim składnikiem tych iłów są kalcytowe skorupki otwornic, występujące w towarzystwie autigenicznego glaukonitu.

Cząstki pyłu węglanowego mają średnicę około 5 μm . Wydaje się, że duża część tego pyłu jest pochodzenia detrytycznego. Wskazują na to liczne okruchy wapienne występujące w warstewkach wzbogaconych w pył węglanowy i inny materiał klastyczny. Nie należy jednak wykluczać również autigenicznego pochodzenia tego składnika, na co wskazują otoczki mikrytowe syderytu na okruchach detrytycznych o większej średnicy. Otoczki te często pokrywają się w warunkach utleniających pigmentem tlenków i wodorotlenków żelaza.

Iły pstre odróżniają się od innych skał pelitowych

zabarwieniem wiśniowym lub żółtobrazowym, ujawniającym się w postaci smug, gniazd lub nieregularnych skupień w jasnobieżowym tle.

Pakiety iłów pstrych tworzą od 1 do 5 poziomów w stropowych częściach cyklotemów. Najbardziej rozległy jest najwyższy (najmłodszy) poziom pstrych skał, który osiąga grubość od 1 do 13 m i jest rozprzestrzeniony na dużym obszarze zapadliska środkowej Odry. Został on wydzielony przez Dyjora jako jednostka litostratygraficzna niższego rzędu wśród tzw. serii poznańskiej. Pozostałe poziomy występują jedynie w północnej i południowo-wschodniej części obszaru.

Górna część poziomów pstrych skał jest wybielona, a wtórne wzbogacenie w składniki o zabarwieniu wiśniowym obserwowano kilkadziesiąt cm niżej. Zjawisko to znane jest z profilów wietrzeniowych klimatu umiarkowanego i wynika z deferyfikacji skał zachodzącej w silnie zakwaszonym środowisku.

Skład mineralny pstrych iłów podobny jest do składu zapiaszczonych iłów illitowych. Podobieństwo dotyczy składu zespołu minerałów ilastych, reprezentowanych przez illit, kaolinit, minerały grupy montmorillonitu i nieduże ilości chlorytów (fig. 14) oraz materiału detrytycznego (kwarc, niekiedy skalenie i łyszczyki). Składnikami wyróżniającymi pstre skały są tlenki i wodorotlenki żelaza i gips. Hematyt jest charakterystyczny dla skał wykazujących wiśniowe plamy, natomiast getyt jest składnikiem skał o zabarwieniu żółtym i brązowym. Obecność hematytu sygnalizowana jest na dyfraktogramach refleksami około 0,268 nm oraz liniami dalszych rzędów (fig. 14), natomiast zawartość getytu wynika z obecności refleksów około 0,414, 0,245, 0,180 nm i in.

Forma występowania tych minerałów w pstrych iłach jest zróżnicowana: tworzą one skupienia najczęściej smugowe, podobne do rozmieszczenia siarczków żelaza w iłach illitowych lub marglistych. Inną formą występowania są otoczki wokół okruchów węglanowych oraz wypełnienia szczelin. Ponieważ w skałach tych nie stwierdzono siarczków żelaza i syderytu, wysunięto wniosek, że tlenki i wodorotlenki żelaza są produktem utlenienia tych minerałów.

Gips tworzy kryształki o średnicy do 3 mm. Występuje on najczęściej w towarzystwie tlenków żelaza, co wskazuje na jego powstanie w strefie wietrzenia z rozkładu pyłu węglanowego w zakwaszonym środowisku utleniania siarczków żelaza. Na dyfraktogramach gips ujawnia się refleksami około 0,76, 0,305, 0,207 nm (fig. 14).

Z przedstawionych danych wynika jasno, że pstre iły są kopalnymi zwietrzelinami iłów illitowych i marglistych, które powstały w okresach silnego spłycenia zbiornika sedymentacyjnego iłów poznańskich. Występowanie w nich skaleni, większych okruchów skał

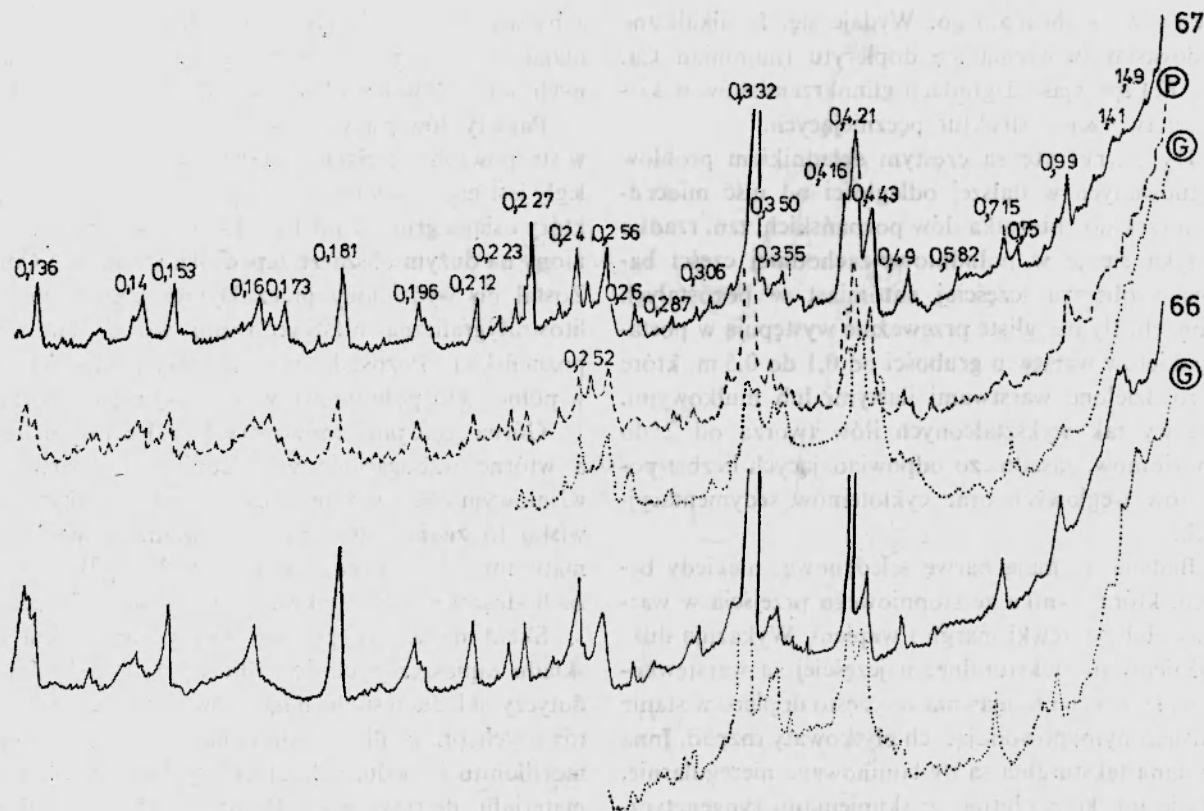


Fig. 14

Zestawienie dyfraktogramów ilów pstrych górnych warstw poznańskich z rejonu Głogowa

Objaśnienia jak na fig. 11

Compilation of the diffractograms of variegated clays in upper Poznań Beds, Głogów district

Explanations as in fig. 11

węglanowych i chlorytów świadczy o krótkim okresie wietrzenia skał.

Iły węgliste są rzadkim składnikiem litologicznym górnych warstw poznańskich. Stwierdzono je jedynie w północnej i wschodniej części obszaru, gdzie tworzą mało rozległe soczewy lub warstwy towarzyszące węglowi brunatnemu. Przejście ilów węglistych w warstwy węglowe jest stopniowe, natomiast kontakt tych skał z ilami illitowymi jest ostry.

Iły węgliste mają barwę ciemnopopielatą, niekiedy czarną. Odmiany o jaśniejszym odcieniu barwy zawierają makroskopowo widoczne szczątki roślinne w postaci detrytusu, fragmentów gałązek i uwęglin liści. Występowanie wymienionych szczątków organicznych związane jest z kierunkową teksturą, najczęściej płaską laminacją równoległą.

Iły węgliste są często zapiaszczone. Wzrost zawartości frakcji aleurytowej powoduje ich stopniowe przejścia w mułki węgliste. Materiał detrytyczny reprezentowany jest przez kwarc, hydrołyzczyki, niekiedy muskowit oraz skupienia chalcedonu i siarczków żelaza. Owalny pokrój siarczków żelaza wskazuje na występowanie tzw. piryty bakteryjnego.

Materiał węglowy złożony jest z atrynitu, niekiedy silnie żelifikowanego. Cząstki atrynitu rozproszone są wśród minerałów ilastych, ujawniających się dzięki anizotropii optycznej. Większa domieszka materiału detrytycznego wpływa na jakościowe urozmaicenie składu materiału organicznego, ponieważ obok atrynitu stwierdzono owalne skupienia rezynitu i sklerotynitu, a również często warstewki fuzynitu, ulminitu i pojedyncze skupienia kutynitu.

Z analiz technologicznych ilów węglistych wynika, że zawartość popiołu zmienia się w przedziale od 52 do 60% wag., natomiast zawartość części lotnych w przeliczeniu na stan suchy i bezpopiołowy wynosi około 80% wag. Przytoczona wartość wskazuje na dość silne zwietrzenie materiału węglowego, co jest typowe dla transportu materiału w środowisku rzeczynym.

SKAŁY WĘGLANOWE

Utwory węglanowe towarzyszą mułkom i ilom marglistym, z którymi wiążą się stopniowymi przejściami. Zwykle tworzą skupienia owalnego kształtu

ra następnie przekształca się w odosobnione soczewy zdoplekrytyzowanego węgla ksylitowego o maksymalnej miąższości około 0,1 m.

Poziom węglowy B_4 stwierdzony został w rejonie Rudnej. Zbudowany jest z pojedynczej warstwy węgla ksylitowo-ziemistego o miąższości od 0,1 do 0,3 m. W rejonie Budzowa odpowiednikiem jego jest warstwa silnie węglistego iłu.

Węgiel górnych warstw poznańskich jest przeważnie węglem ksylitowo-ziemistym. Odmiana ziemista jest zasadniczym jego składnikiem. Ma ona barwę ciemnobrunatną, niekiedy brunatnoczarną; tkwią w niej mniej lub bardziej liczne ksylity, kruche lub zdoplekrytyzowane o zabarwieniu jasnobrunatnym lub czarnym.

Ponadto w obrębie opisywanego kompleksu ilastego stwierdzono kilkucentymetrowe soczewki węgla ksylitowego. Jest on dość silnie zdoplekrytyzowany oraz impregnowany siarczkami żelaza, stąd jego zabarwienie jest przeważnie brunatnoczarne.

Zasadniczymi mikroskładnikami węgla górnych warstw poznańskich są macerały grupy huminitu, które stwierdzono w ilości od 71,5 do 92,0%. Macerały grupy liptynit (2,0–14,6%) i inertynitu (1,0–15,5%) stwierdzono w mniejszych ilościach.

Szczegółową charakterystykę petrograficzną i chemiczno-technologiczną węgla brunatnego górnej części profilu warstw poznańskich przedstawiono w pracy Frankiewicz i Wagnera (1981).

WARSTWY GOZDNICKIE

Przypuszcza się, że osady warstw gozdniczych w rejonie Głogowa pochodzą z dwóch rozległych stożków o charakterze piedmontowym: w części wschodniej stożka Gromadki, a w części zachodniej stożka Grzymalina-Polkowic (Dyjur 1966, 1968).

Osady tych stożków napływowych reprezentowane są wyłącznie przez skały klastyczne, które z punktu widzenia strukturalno-sedymentologicznego można podzielić na:

- osady spływów rumoszu (osady spływów błotnych),
- osady wód płynących, w tym twory żwirowo-piaszczyste i mułkowo-ilaste.

Wymienione twory związane są naprzemianległym następstwem w profilu pionowym, polegającym na tworzeniu proluwialnych cykli, zaczynających się pokrywą spływu rumoszu, a zakończonych warstwą iłu równiny aluwialnej. Następstwo tych cykli zaburzone bywa wkładkami osadów wód płynących, które obok spływów są czynnikiem kształtującym opisywane stożki.

Osady spływów błotnych są mieszaniną składników ilasto-mułkowych, piasku i żwiru w różnym stosunku ilościowym (fig. 25). Barwa tych skał jest popielatożółta lub popielatobeżowa. Tworzą one lokalnie wykształcone pokrywy o grubości od 2 do 6 m. W kierunku górnej części profilu wykazują zmniejsz-

Tabela 5

Skład mineralny warstw gozdniczych z rejonu Głogowa (wartości w % ilościowych)
Mineral composition of the Gozdnicza Beds, Głogów district (values in number frequency %)

Składnik petrograficzny Petrographic constituent	Osady spływów błotnych Mud-flow deposits	Osady zalewów strumieniowych i warstwowych Streamflood and sheetflood deposits		
		twory żwirowo-piaszczyste gravelly and sandy deposits	twory piaszczyste sandy deposits	twory mułkowo-ilaste silty and clayey deposits
Kwarc Quartz	27,2–59,0	56,8–60,9	80,4–84,0	39,5–45,2
Skalenie Feldspars	14,3–23,0	17,3–18,6	11,6–14,6	6,7–9,1
Węglany Carbonates	0,0–0,2	0,3–0,5	0,0	0,0
Minerały nieprzezroczyste Opaques	1,2–4,4	2,8–3,1	0,8–1,2	3,1–4,2
Okruchy skalne Rock fragments	16,2–31,8	15,1–20,6	2,5–3,6	0,4–1,2

szającą się średnicę ziarn, przechodząc w sposób ciągły w osady określane jako sływy mułkowe.

Osady sływów dominują zwykle w dolnych i środkowych częściach profilów warstw gozdnickich (fig. 5). W kierunku północnym i północno-wschodnim udział ilościowy tych skał staje się podrzędny.

Osady sływowe są skałami źle wysortowanymi. Maksymalna średnica okruchów skalnych wynosi około 15 mm i od 20 do 500 razy przewyższa średnią średnicę ziarn. Obtoczenie ziarn jest różne, jednak większość elementów detrytycznych, szczególnie frakcji żwirowo-piaszczystej jest źle obtoczona.

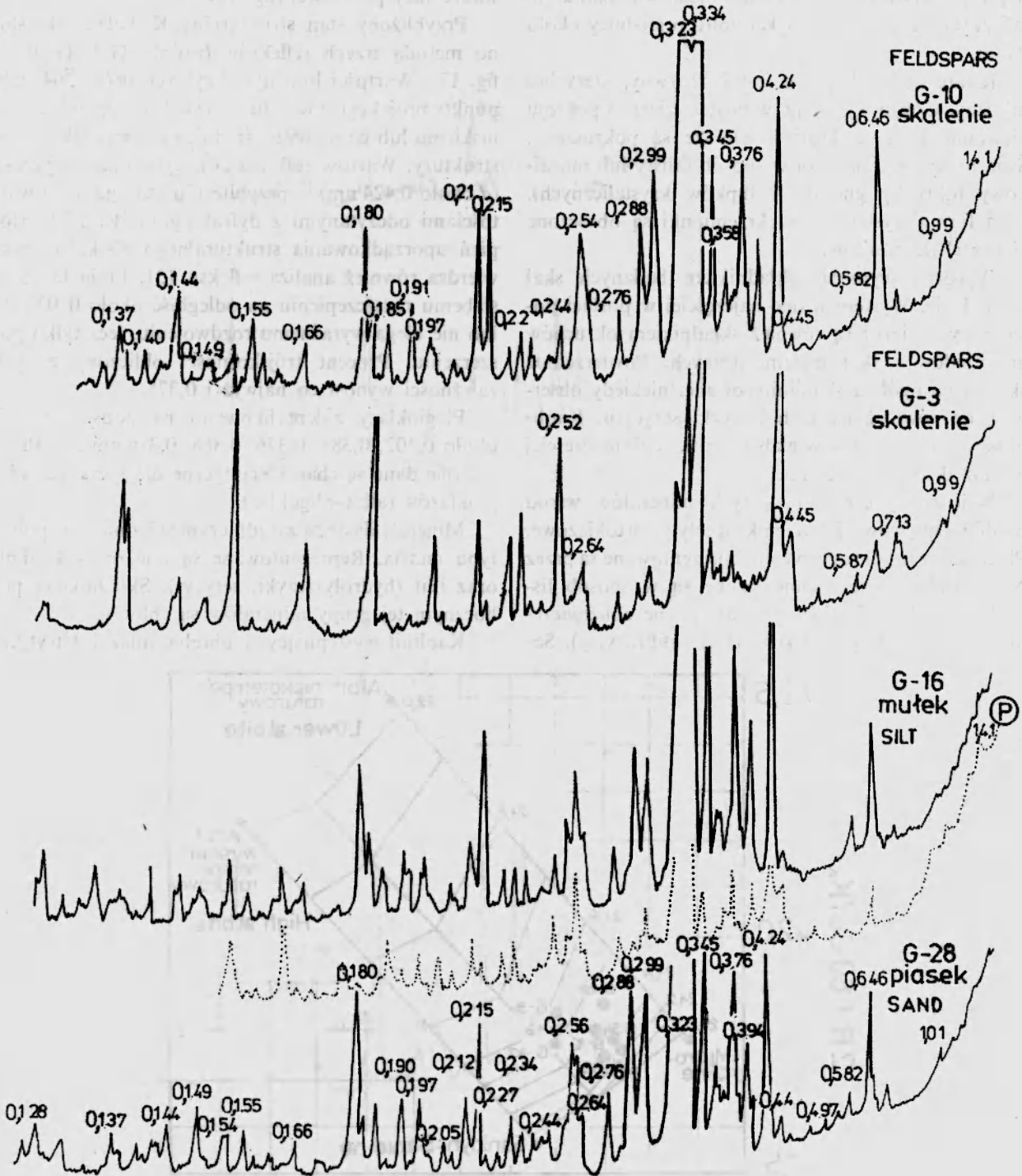


Fig. 16

Zestawienie dyfraktogramów skaleni i skał bogatych w skalenie z warstw gozdnickich rejonu Głogowa

Objaśnienia jak na fig. 11

Compilation of the diffractograms of feldspars and feldspar-rich sediments in the Gozdnicza Beds, Głogów district

Explanations as in fig. 11

Osady spływów rumoszu mają teksturę bezładną, natomiast bardziej drobnoziarniste osady wykazują teksturę frakcyjną.

Skład mineralny badanych skał jest zmienny (tab. 5). Zasadniczym ich składnikiem mineralnym jest materiał ilasto-mułkowy tworzący spoiwo dla większych ziarn kwarcu, skaleni, okruchów skał krystalicznych oraz agregatów kaolinitu o średnicy około 2 mm.

Kwarc makroskopowo jest bezbarwny, szary lub mleczny. Często występuje w postaci ziarn o pokroju bipiramidalnym, z których większe są pokruszone. Światło wygasa na ogół w sposób falisty lub mozaikowy (okruszy gnejsów i łupków krystalicznych). Inną formą występowania krzemionki są obtoczone ziarna chalcedonitów.

Wyróżniającym się składnikiem badanych skał są skaleni. Występują one najczęściej w postaci pojedynczych ziarn; są również składnikiem okruchów granitoidów i skał metamorficznych. Powierzchnie skaleni na ogół są skałinizowane, niekiedy obserwowano również na nich łuseczki serycytu. Kałinizacja wnika także w głąb ziarn skaleni, najczęściej wzdłuż drobnych szczelin.

Najbardziej częstą fazą tych minerałów wśród osadów spływowych są mikropertyty ortoklazowe. Plagioklasy w mikropertytach reprezentowane są przez Na-skalenie, które rozmieszczone są w sposób listewkowaty lub plamisty. Wykazują one zbliżenie typu albitowego (mikropertyty infiltracyjne). Sa-

modzielne ziarna ortoklazów, mikroklinu lub plagioklazów szeregu albit-oligoklaz są rzadkim składnikiem badanych skał.

Analiza rentgenograficzna wydzielonej frakcji skaleni wykazała ich niejednorodność. Stwierdzono obecność skaleni potasowych i sodowych, przy dużej przewadze fazy potasowej (fig. 16).

Przybliżony stan strukturalny K-skaleni określono metodą trzech refleksów (próbki G-3, G-10 — fig. 17). Wartości linii dyfrakcyjnych 060 i 204 dały punkty projekcyjne w polu serii skaleni odpowiadające niskiemu lub co najwyżej średniemu uporządkowaniu struktury. Wartość refleksu 201 wyliczona z wykresu (d około 0,424 nm) w przybliżeniu jest zgodna z wartościami odczytanymi z dyfraktogramów. Niski stopień uporządkowania strukturalnego K-skaleni potwierdza również analiza refleksu 131. Linia ta ulega słabemu rozszczepieniu na odległość około $0^{\circ}03$ (2θ) lub nie ulega wyraźnemu rozdzieleniu, lecz tylko poszerzeniu. Procent trójskośności obliczony z tych zależności wynosi co najwyżej 0,375.

Plagioklasy zidentyfikowano na podstawie linii około 0,402, 0,385, 0,376, 0,366, 0,316 nm itp. Przytoczone dane są charakterystyczne dla kwaśnych plagioklazów (albit-oligoklaz).

Minerały ilaste są zasadniczym składnikiem spoiwa typu matrix. Reprezentowane są one przez kaolinit oraz illit (hydrolyszczyki, serycyt). Składnikiem pomocznym tej grupy minerałów są chloryty.

Kaolinit występujący w obrębie miazgi detrytycz-

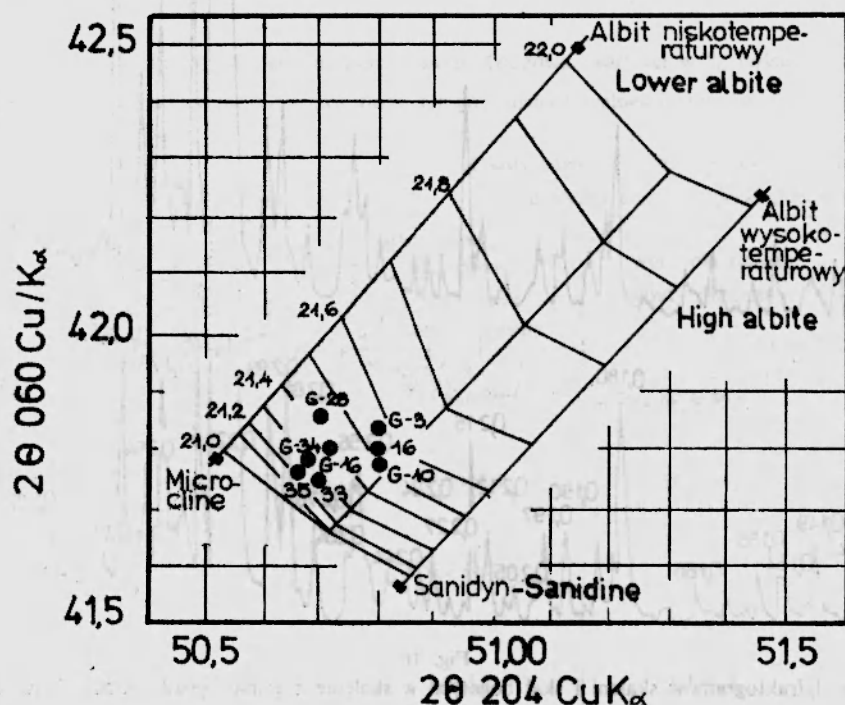


Fig. 17

Diagram Wrighta (1968) z naniesionymi punktami projekcyjnymi analizowanych skaleni
Wright's (1968) diagram, with plotted data points for the studied feldspars

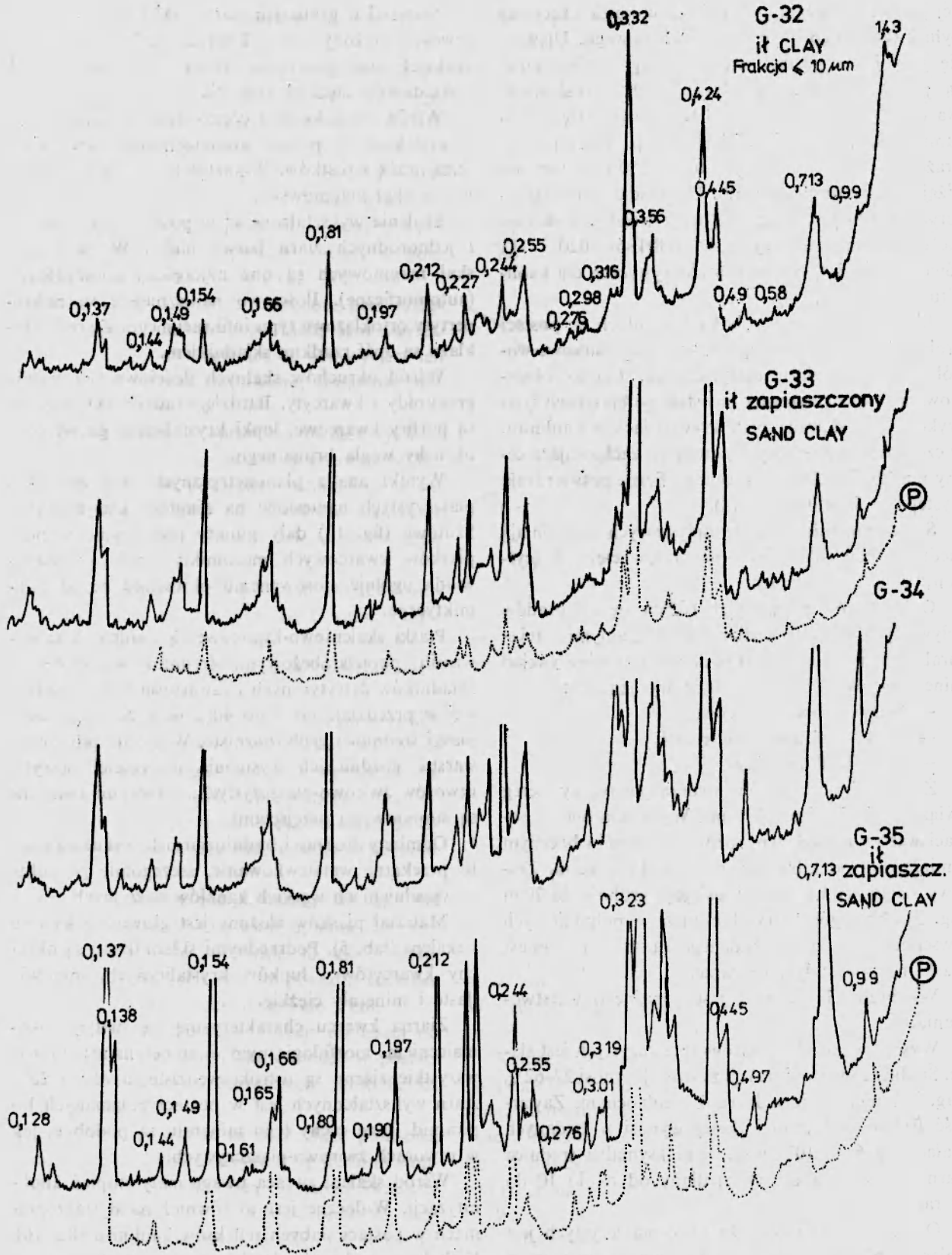


Fig. 18

Zestawienie dyfraktogramów iłów z warstw gozdnickich rejonu Głogowa

Objaśnienia jak na fig. 11

Compilation of the diffractograms of clays in Gozdnicza Beds, Głogów district

Explanations as in fig. 11

nej jest niezauważalny w płytkach wskutek obecności pyłu kwarcowego i być może skaleniowego. Ujawnia się jedynie w postaci większych agregatów, które są pseudomorfozami po łyszczkach i skaleniach. Na dyfraktogramach minerał ten ujawnia się refleksami około 0,713, 0,445, 0,355 nm itp., które po wyprażeniu próbek w temperaturze 550°C silnie obniżają intensywność (fig. 18). Uporządkowanie strukturalne tej fazy, jak się wydaje, jest słabe. Wskazuje na to stosunek intensywności refleksów 020 i 111 równy około 1,4, co jest charakterystyczne dla kaolinitu D (Stoch 1974).

Illit stwierdzono w płytkach cienkich w postaci drobnych blaszek, tworzących struktury siatkowe wokół większych ziarn detrytycznych. Często obserwowano większe agregaty powstałe po blaszkach łyszczków i zbudowane przy krawędziach z kaolinitu, w częściach wewnętrznych natomiast zachowujące cechy muskowitu. Dane rentgenograficzne potwierdzają występowanie illitu (fig. 18).

Skład mineralny osadów spływowych uzupełniają nieduże ilości chlorytów i minerałów ciężkich (cyrkon, granat, rutyl i in.).

Osady wód płynących różnią się od osadów spływowych głównie cechami strukturalnymi i teksturalnymi, natomiast mają podobny jakościowo skład mineralny. Wśród osadów tych wyróżniono:

- żwiry i piaski kwarcowe,
- piaski skaleniowo-kwarcowe,
- skały mułkowo-ilaste.

Żwiry i piaski kwarcowe tworzą genetyczny szereg związany ciągłymi przejściami. Występują one w postaci warstw o niedużym rozprzestrzenieniu bocznym i miąższości od kilku decymetrów do kilku m. Zestawy warstw tych utworów osiągają grubość do 70 m (fig. 5). Na ogół żwiry dominują w południowych i wschodnich rejonach badanego obszaru, natomiast piaski na pozostałym obszarze.

W obrębie ławic brak jest wyraźnego warstwowania.

Wysortowanie skał żwirowo-piaszczystych jest słabe. Średnia zawartość frakcji żwirowej wynosi 27–62% wag. i zmniejsza się w kierunku północnym. Zawartość frakcji mułkowej i ilastej wynosi w badanych skałach od 6 do 10% wag., a maksymalna średnica ziarn jest większa od ich mediany od około 10 do 22 razy.

Obtroczenie ziarn skał żwirowo-piaszczystych jest zmienne. Najczęściej ziarna wykazują średni stopień obtroczenia.

Tekstura jest słabo zwięzła. Elementem spajającym są tutaj ziarna frakcji mułkowo-pelitowej oraz wodorotlenki żelaza, nadające tym utworom żółtawe zabarwienie.

Materiał o grubszym ziarnie skał żwirowo-piaszczystych złożony jest z kwarcu, skaleni, okruchów skalnych oraz podrzędnej ilości minerałów ilastych i składników ciężkich (tab. 5).

Wśród ziarn kwarcu często obserwowano ziarna wykształcone w postaci automorficznej, zawierające dużą liczbę wrostków. Wskazuje to na ich pochodzenie ze skał magmowych.

Skalenie wykształcone są w postaci pojedynczych i jednorodnych ziarn barwy białej. W okruchach skał magmowych są one najczęściej idiomorficzne (automorficzne). Ilościowo najliczniejsze są mikroptyty ortoklazowe typu infiltracyjnego. Ziarna ortoklazu są dość rzadkim składnikiem.

Wśród okruchów skalnych ilościowo przeważają granitoidy i kwarcyty. Bardziej rzadkim składnikiem są porfiry kwarcowe, łupki krystaliczne, gnejsy oraz okruchy węgla brunatnego.

Wyniki analiz planimetrycznych skał żwirowo-piaszczystych naniesione na diagram klasyfikacyjny Szutowa (fig. 10) dały punkty projekcyjne w polu piasków kwarcowych mezomiktycznych, co odpowiada ogólnie stosowanemu określeniu piaski polimiktyczne.

Piaski skaleniowo-kwarcowe są osadem o zabarwieniu popielatobeżowym, średnim wysortowaniu składników detrytycznych i zawartości frakcji mułkowej w przedziale od 3 do 40% wag. Są to głównie piaski średnio- i gruboziarniste. W profilu pionowym warstw gozdnickich występują najczęściej powyżej utworów żwirowo-piaszczystych, z którymi związane są stopniowymi przejściami.

Odmiany drobno- i średnioziarniste wykazują często przekątne warstewkowanie, szczególnie pospolite w wypełnieniach wąskich kanałów erozyjnych.

Materiał piasków złożony jest głównie z kwarcu i skaleni (tab. 5). Podrzednymi składnikami są okruchy kwarcytów i łupków krystalicznych, minerały ilaste i minerały ciężkie.

Ziarna kwarcu charakteryzują się małym urozmaiceniem morfologicznym i mineralnym; prawie wszystkie ziarna są ostrokrawędziste, a około 25% ziarn wykształconych jest w postaci połamanych bipiramid. Inne cechy tego minerału są podobne, jak w utworach żwirowo-piaszczystych.

Wśród skaleni zwraca uwagę mały stopień kaolinityzacji. Widoczne jest to również na dyfraktogramach w postaci słabych refleksów kaolinitu (fig. 16). K-skalenie wykazują średni stopień strukturalnego uporządkowania. Wyraźnie rozszczepiony jest refleks pochodzący od ściany 131, co odpowiada trójskośności około 0,500. Na diagramie Wrighta (fig. 17) punkt projekcyjny piasku (próbka G-28) przesunięty jest w stronę mikroklinu. Refleksy fazy Na-skaleni

odpowiadają plagioklazom kwaśnym szeregu albit-oligoklaz.

Oprócz kaolinitu składnikami zespołu minerałów ilastych są: illit i minerały mieszanopakietowe typu illit/montmorillonit. O występowaniu wymienionych faz świadczy rozmyte pasmo około 1,0–1,1 nm ulegające wyostreniu po prażeniu próbki. Skład minerałów ilastych uzupełniają nieduże ilości chlorytów. Punkty projekcyjne piasków skaleniuowo-kwarcowych na diagramie Szutowa zgrupowane zostały w polu piasków skaleniuowo-kwarcowych (fig. 10).

Osady mułkowo-ilaste są urozmaiconą pod względem składu granulometrycznego klasą skał warstw gozdnickich. Cechą wyróżniającą te utwory jest ich zasobność w frakcję pelitową, której zawartość oceniono na 3–68% wag. (fig. 25).

Skały te występują w górnych częściach cyklotemów, tworząc dość rozległe pokrywy grubości od 0,5 do 11,0 m. W kierunku północnym udział tych utworów w profilach wyraźnie się zwiększa. Od skał piaszczystych i osadów spływów oddzielone są wyraźną powierzchnią.

Utwory mułkowo-ilaste wykazują warstewkowanie, spowodowane naprzemianległymi warstewkami mułkowymi i ilastymi o grubości od 1 do 5 cm. Warstewki mułkowe wzbogacone są w materiał piaszczysty (kwarc i skalenie).

Są to utwory barwy popielatej, popielatobeżowej, niekiedy białej lub ciemnopopielatej wskutek obecności materiału węglowego. Wyraźnie wyróżniają się skały o zabarwieniu pstrym, które tworzą kilka poziomów w stropowych częściach cyklotemów. Skały pstrye są silnie spękane, a szczelinki bywają wypełnione getytem.

Materiał o grubszym ziarnie reprezentowany jest przez ostrokrawędziste ziarna kwarcu, silnie skaolinityzowane skalenie oraz zwietrzałe blaszki biotytu. Częstym składnikiem tych skał są ponadto toczne pstrye ilów o średnicy dochodzącej do 1 cm.

Przewaga kwarcu nawet w frakcji mniejszej od 10 μm uwidacznia się na dyfraktogramach w postaci intensywnych refleksów o wartościach około 0,332, 0,244 nm itp. (fig. 18).

Skalenie reprezentowane są przez fazę potasową i sodową. K-skalenie charakteryzują się średnim stopniem uporządkowania struktury, o czym świadczy rozszczepienie refleksu 131. Położenie punktów projekcyjnych na diagramie Wrighta (fig. 17) wskazuje na stan strukturalny zbliżony do tzw. hipoortoklaz (próbki G-33, G-35).

Kaolinit zaznacza swą obecność refleksami podstawowymi o wartościach d około 0,713 i 0,355 nm, które obniżają intensywność na dyfraktogramach próbek prażonych. Świadczy to o obecności w badanych

skałach chlorytów (d około 1,42 nm). Kaolinit sygnalizują również krzywe DTA w postaci silnego efektu endotermicznego około 550°C i egzotermicznego około 900°C (fig. 19). Efekt egzotermiczny kaolinitu jest

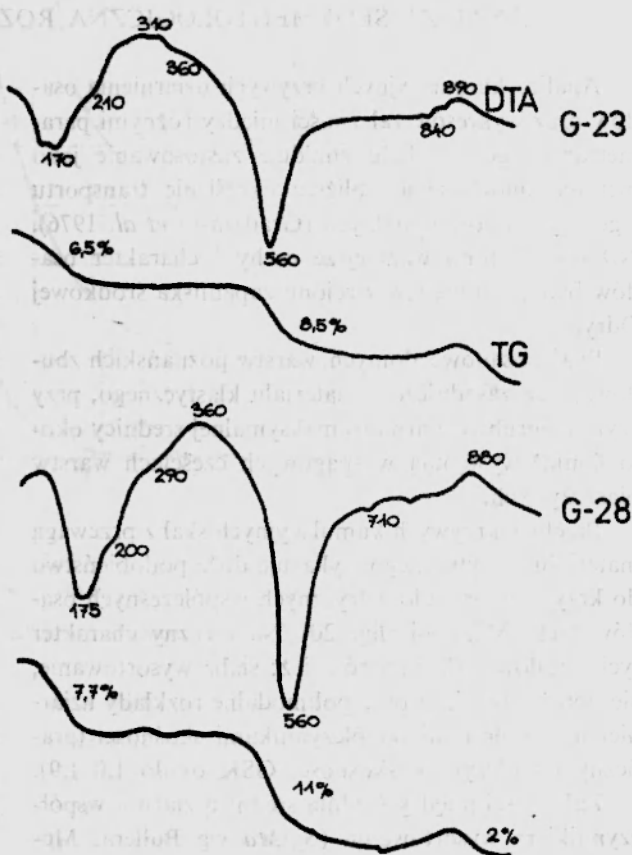


Fig. 19

Krzywe DTA i TG ilów z warstw gozdnickich rejonu Głogowa
DTA and TG curves of the clays of Gozdnicza Beds, Głogów district

rozmyte, a jego temperatura maksymalna obniżona, co świadczy o obecności w badanych próbkach illitu. Występowanie tego minerału wyraźnie potwierdza analiza rentgenowska (d około 0,99, 0,498 nm itp.).

Kaolinit występujący w skałach mułkowo-ilastych należy przypuszczalnie do odmiany o niedużym uporządkowaniu strukturalnym. Stosunek intensywności refleksów 020 i 111 (około 1,2–1,4) oraz analiza linii dyfrakcyjnych w zakresie od 0,445 do 0,147 nm wskazują na występowanie kaolinitu D.

W niektórych poziomach badanych skał stwierdzono fazy mieszanopakietowe typu illit/montmorillonit oraz nieduże domieszki montmorillonitu. Wskazują na to: znacznie poszerzone pasmo illitu od około 0,99 do 1,04 nm, wyraźne pasma dyfrakcyjne około 1,43, 1,21 i 0,5–0,6 nm. Na termogramach (DTA) dwa słabe efekty endotermiczne około 710 i 740°C należy wiązać z występowaniem tych faz mineralnych.

Skład mineralny badanych skał uzupełniają zmienne, lecz na ogół nieduże ilości materiału węglowego (rozproszony detrytus i okruchy ksyliłów), dające na

krzywych DTA szerokie maksimum egzotermiczne około 310–360°C.

ANALIZA SEDYMENTOLOGICZNA ROZKŁADÓW GRANULOMETRYCZNYCH

Analiza kumulacyjnych krzywych uziarnienia osadów oraz wykresów zależności między różnymi parametrami tego rozkładu znajduje zastosowanie jako metoda umożliwiająca bliższe określenie transportu i genezy osadów kopalnych (Gradziński *et al.* 1976). Niżej omówiono ważniejsze cechy i charakter osadów badanych warstw z rejonu zapadliska środkowej Odry.

Skały osadowe dolnych warstw poznańskich zbudowane są zasadniczo z materiału klastycznego, przy czym najgrubsze ziarna (o maksymalnej średnicy około 4 mm) występują w spągowych częściach warstw piaszczystych.

Przebieg krzywych kumulacyjnych skał z przewagą materiału detrytycznego wykazuje duże podobieństwo do krzywych granulometrycznych współczesnych osadów rzeki Missisipi (fig. 20). Na rzeczny charakter tych osadów wskazują również: słabe wysortowanie, złe obtoczenie ziarn oraz polimodalne rozkłady uziarnienia z dodatnimi współczynnikami skośności (graficzny współczynnik skośności GSK około 1,0–1,9).

Zależności między średnią średnicą ziarn a współczynnikiem wysortowania (S_A/Md wg Bullera, Mc-

Manusa 1972) dają punkty projekcyjne w polu jeziorno-morskich osadów „wód spokojnych”, natomiast zależność między medianą a pierwszym percentylem rozkładu (C/Md wg Passegi 1957, 1964) daje punkty projekcyjne w polu zawiesiny pelagicznej osadów jeziornych, zawiesiny jednorodnej i prądów zawiesinowych. Ponieważ przyjmuje się, że diagramy Passegi dobrze określają mechanizm transportu materiału detrytycznego, jeżeli weźmiemy pod uwagę również wyniki badań litologiczno-petrograficznych, to możemy przyjąć rzeczne pochodzenie osadów dolnych warstw poznańskich. Skały o grubszym ziarnie są przypuszczalnie osadami korytowymi, elementem wałów brzegowych lub łach meandrowych, natomiast utwory aleurytowo-pelityczne są osadem pozakorytowym równi zalewowej lub osadem płytkiego jeziora.

Skład ziarnowy skał górnych warstw poznańskich określono dla próbek wykazujących zmienny stosunek zawartości wyróżnionych frakcji (fig. 21).

Zasadniczym składnikiem litologicznym górnych warstw poznańskich są utwory pelitowe. Zawartość frakcji o średnicy poniżej 2 μm wynosi maksymalnie

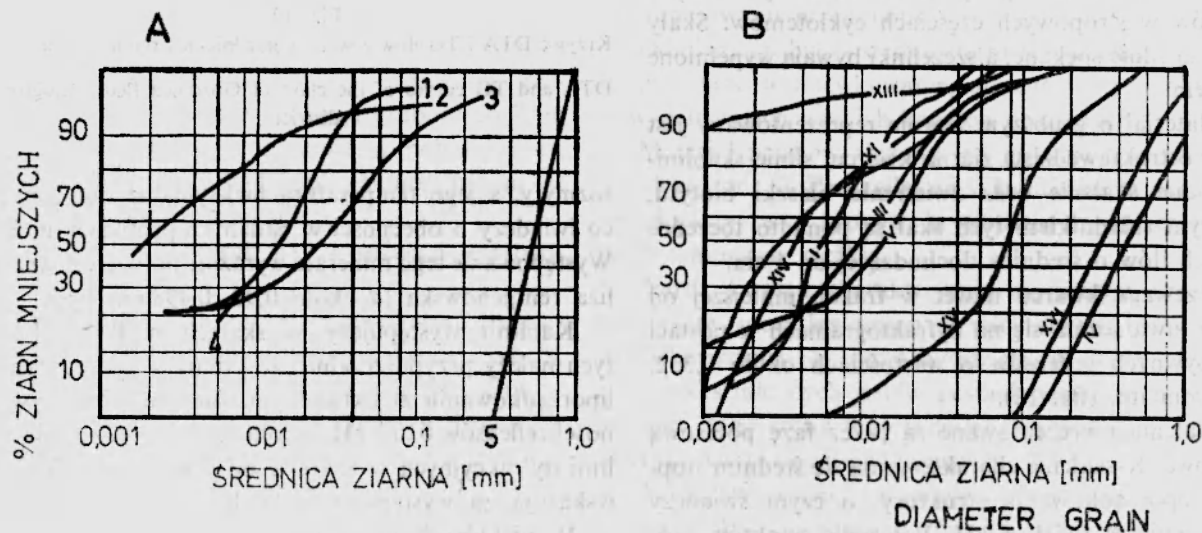


Fig. 20

Kumulacyjne krzywe granulometryczne współczesnych osadów rzeki Missisipi (A) (wg Allena 1965) i osadów dolnych warstw poznańskich z rejonu Głogowa (B)

1 - nieczynne koryto; 2 - basen popowodziowy; 3 - wał brzegowy; 4 - łacha meandrowa; 5 - łacha meandrowa

Cumulative grain-size curves of the modern Mississippi River sands (A) (from Allen 1965) and of the sediments of lower Poznań Beds, Głogów district (B)

1 - abandoned channel; 2 - flood basin; 3 - natural levee; 4 - point bar; 5 - point bar

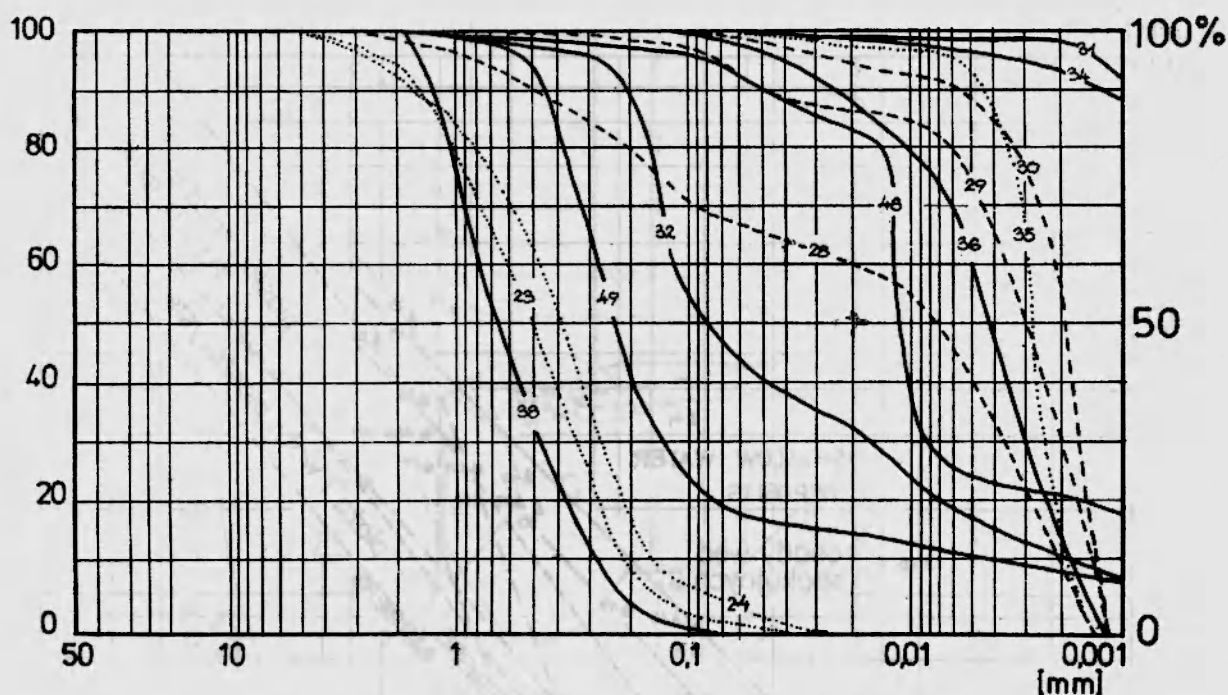


Fig. 21

Kumulacyjne krzywe niektórych osadów górnych poznańskich z rejonu Głogowa

Cumulative grain-size curves of the selected sediments of upper Poznań Beds, Głogów district

96% wag., średnio od 70 do 80% wag. Stwierdzono, że ziarna minerałów ilastych w skałach zawierających węglany, materiał węglowy i tlenki żelaza tworzą wieloziarnowe cementacyjne agregaty przy udziale substancji organicznych, węglanowych, krzemionki i tlenków żelaza. Dużą rolę w tworzeniu agregatów należy przypisać minerałom grupy montmorillonitu, które zawierają dwuwartościowe kationy wymienne. Agregaty powstały prawdopodobnie w okresie sedymentacji ilów, o czym świadczą mikrotekstury skał, polegające na kierunkowym ułożeniu agregatów, dokumentowane kierunkowym wygaszaniem światła spolaryzowanego oraz dobrym wysortowaniem agregatów.

Skały o grubszym ziarnie, dominujące w południowym i południowo-wschodnim rejonie, reprezentowane są przez mułki i piaski drobnoziarniste. Skały te mają stałą domieszkę frakcji drobniejszych i grubszych i wskutek tego wysortowanie ich jest dość zmienne, a rozkład granulometryczny na ogół polimodalny. Skośność mułków i piasków waha się od wartości ujemnych do dodatnich, co świadczy o wieloczynnikowym kształtowaniu osadów. Obserwacje te potwierdza analiza obtoczenia i kulistości ziarn detrytycznych. Obtoczenie w mułkach jest słabe, natomiast w piaskach duży procent ziarn detrytycznych wykazuje dobre obtoczenie. Współczynnik kulistości w wymienionych klasach osadów jest średni.

Zależność S_d/Md (fig. 22) mułków i piasków górnych warstw poznańskich wskazuje ogólnie na osady

wód spokojnych, jeziornych względnie morskich, jednocześnie wykluczając osady pochodzenia eolicznego, plażowego i rzeczno-jeziornego. Diagram C/Md wskazuje na osady różnych stref jeziora oraz rzeczno-jeziornego (fig. 23). Inna wersja diagramu, uwzględniająca występowanie osadów morskich, sugeruje, że domniemane utwory rzeczno-jeziornego odpowiadają swymi granulometrycznymi parametrami osadom szelfowym strefy supralitoralnej i sublitoralnej (fig. 24). Z porównań tych wynika, że graficzne diagramy zależności różnych parametrów granulometrycznych nie mogą stanowić zasadniczego kryterium określania genezy osadów ze względu na zbliżone cechy strukturalne utworów wielu środowisk sedymentacyjnych, co najlepiej jest widoczne wśród osadów lądowych i płytkomorskich. Mając jednak na uwadze wykształcenie strukturalne i petrograficzne osadów mułkowo-piaszczystych górnych warstw poznańskich można sądzić, że materiał detrytyczny tych osadów był transportowany w zawiesinie jednorodnej i frakcjonalnej w płytkowodnym środowisku morskim.

W osadach spływów błotnych warstw gozdnickich występuje materiał różnych frakcji (fig. 25) w zmiennym stosunku ilościowym, stąd wysortowanie tych składników jest nieduże. Rozkład granulometryczny tych osadów jest polimodalny o zmiennej skośności, natomiast obtoczenie ziarn jest nieznaczne, a ich kulistość zróżnicowana.

Osady piaszczyste i mułkowo-ilaste wód płynących

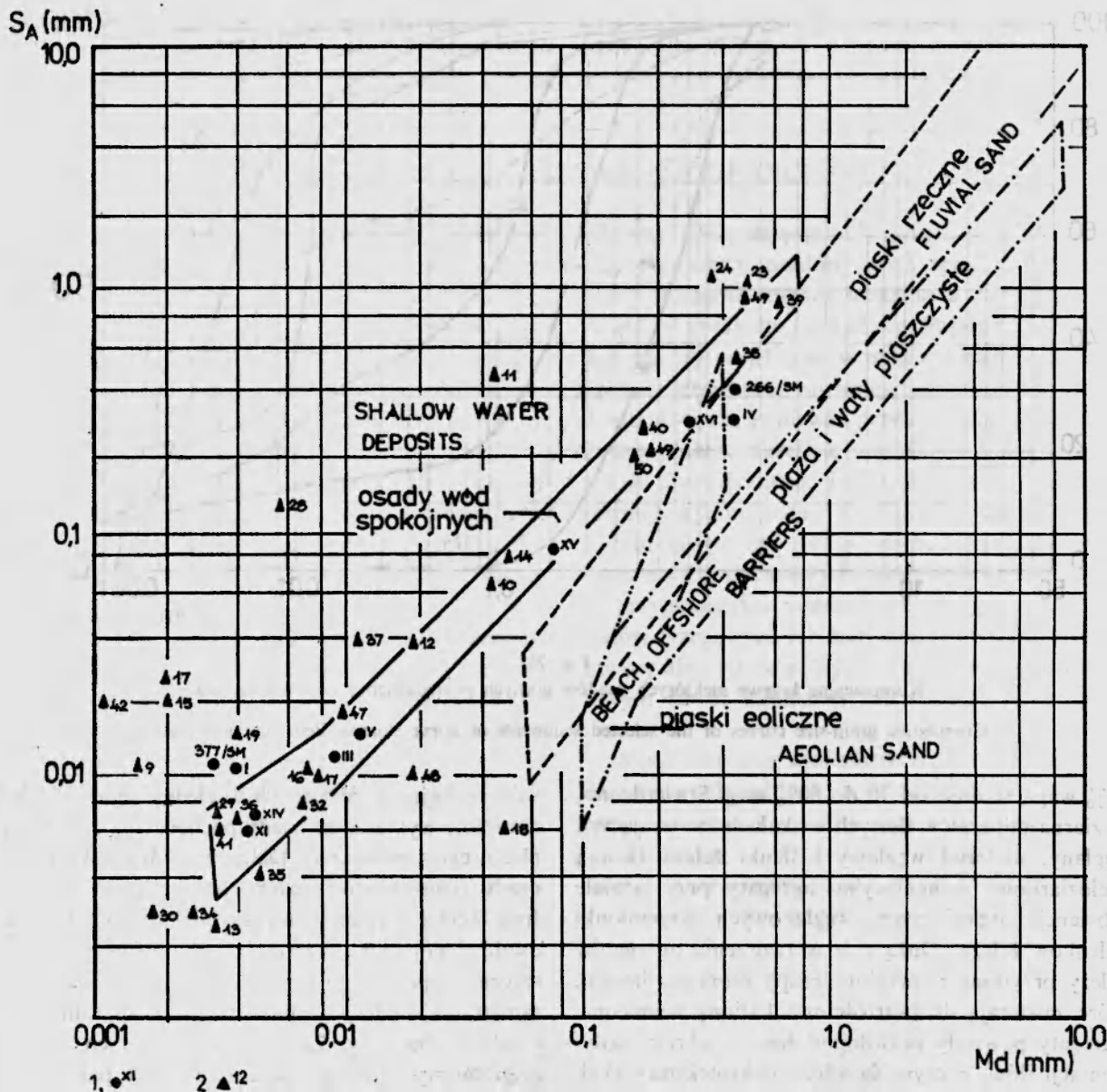


Fig. 22

Zależność między graficzną medianą a współczynnikiem wysortowania dla piasków z różnych środowisk sedimentacyjnych

1 — piaski z dolnych warstw poznańskich; 2 — piaski z górnych warstw poznańskich

Diagram of median diameter versus sorting coefficient for sands of various sedimentary environments

1 — sands of the lower Poznań Beds; 2 — sands of the upper Poznań Beds

są słabo wysortowane, ale znacznie lepiej niż osady spływów. Niektóre warstwy tych osadów charakteryzują się dobrym wysortowaniem składników detrytycznych (fig. 25). Obtoczenie i kulistość ziarn są zmienne.

Zastosowanie diagramów Bullera, McManusa i Passagi do określenia mechanizmu transportu i genezy osadów warstw gozdnickich nie przyniosło spodziewanych rezultatów, ze względu na duży rozrzut punktów projekcyjnych. Dopiero zastosowanie diagramu ułożonego dla współczesnych osadów stożka napływowego z Fresno County (USA) pozwoliło na

pewne określenie ich genezy i sposobu transportu (fig. 26). Interpretacja tego diagramu wskazuje, że w profilu pionowym warstw gozdnickich najszerszej reprezentowane są osady strumieni roztokowych płynących po powierzchni stożka napływowego. Utwory strumieni przedzielone są osadami spływów błotnych i zalewów warstwowych, powstałych wskutek przekroczenia stanu koryta strumieni roztokowych i osadzenia materiału transportowanego na większej przestrzeni. Osady zalewów warstwowych można w przybliżeniu porównać do utworów rzecznych równi pozakorytowej.

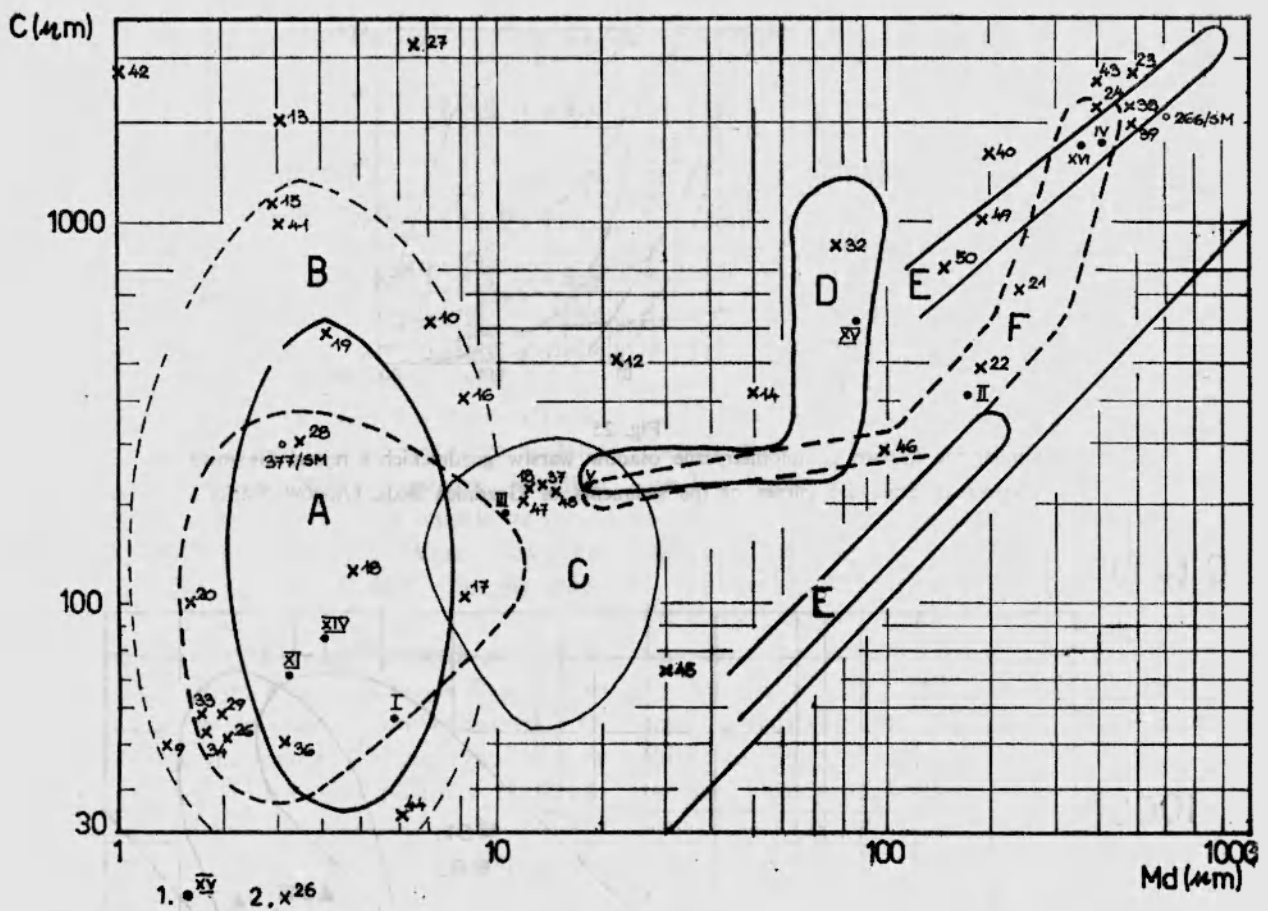


Fig. 23

Diagram wskaźników C/Md dla osadów różnych środowisk kontynentalnych z naniesionymi punktami projekcyjnymi osadów warstw poznańskich z rejonu Głogowa

A – osady jeziorne; B – strefa przybrzeżna jeziora; C – zawiesina „pelagiczna”; D – kanały pływowe; E – rzeczne prądy zawiesinowe; F – zawiesina frakcyjnalna; I – osady dolnych warstw poznańskich; 2 – osady górnych warstw poznańskich

Diagram of C/Md for various continental sediments, with plotted data points of the sediments of Poznań Beds, Głogów district
A – lacustrine deposits; B – lacustrine shoreline; C – „pelagic” suspension; D – tidal channel; E – fluvial turbidity currents; F – graded suspension; I – sediments of lower Poznań Beds; 2 – sediments of upper Poznań Beds

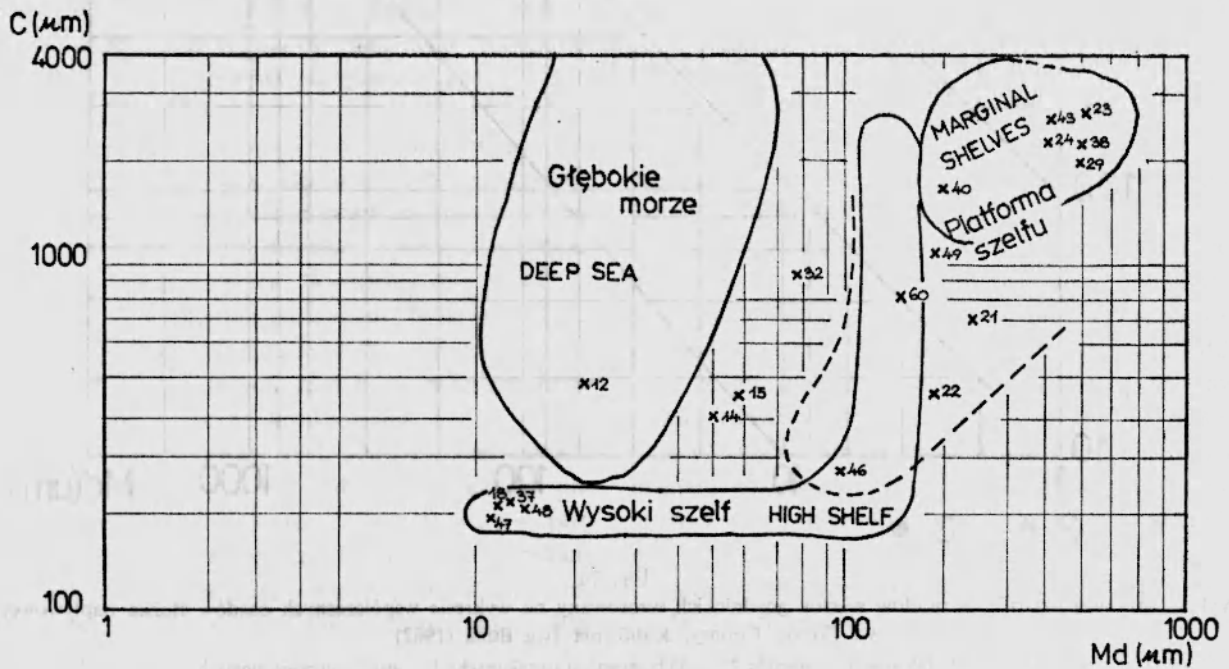


Fig. 24

Diagram wskaźników C/Md dla morskich osadów z naniesionymi punktami projekcyjnymi osadów górnych warstw poznańskich z rejonu Głogowa

Diagram of C/Md for marine sands, with plotted data points of the sediments of upper Poznań Beds, Głogów district

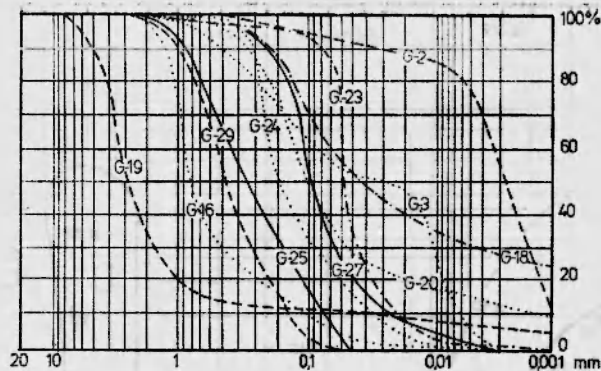


Fig. 25
 Kumulacyjne krzywe granulometryczne osadów warstw gozdniczych z rejonu Głogowa
 Cumulative grain-size curves of the sediments of Gozdnicza Beds, Głogów district

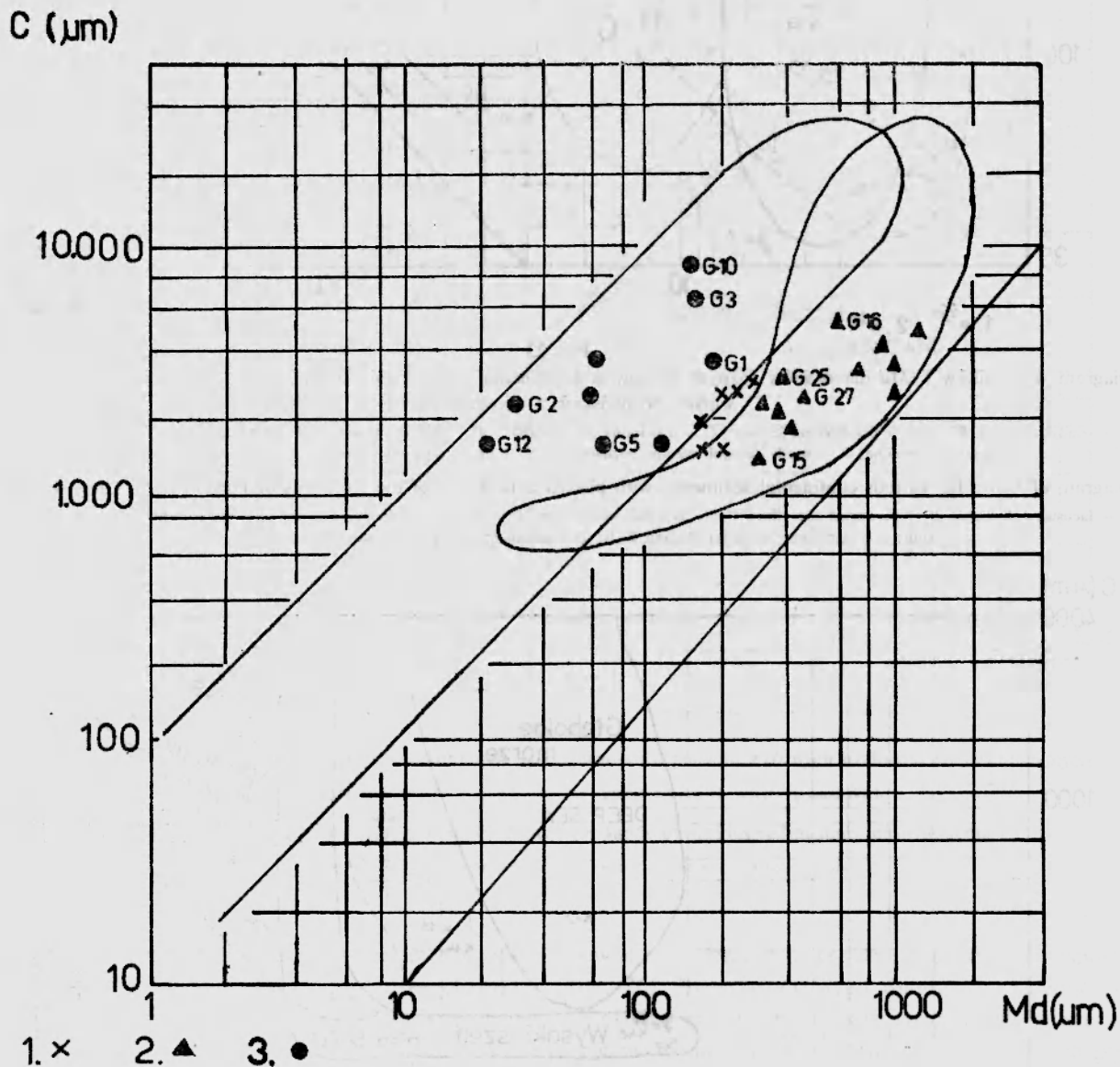


Fig. 26
 Wykres rozkładu uziarnienia osadów warstw gozdniczych wzorowany na wykresie współczesnych osadów stożka napływowego we Fresno County, Kalifornia (wg Bulla (1962))

1 - osady zalewów warstwowych; 2 - osady strumieni roztokowych; 3 - osady splywów błotnych

Grain-size plot of the sediments of Gozdnicza Beds, as based on Bull's (1962) diagram of the Fresno County alluvial-fan deposits, California

1 - sheetflood deposits; 2 - braided-stream deposits; 3 - mudflow deposits

WARUNKI SEDYMENTACJI

Sedymentację ilów poznańskich w zapadlisku środkowej Odry rozpoczynają osady dolnych warstw poznańskich.

Materiał o grubszym ziarnie skał tego kompleksu cechuje przewaga kwarcu przy niedużym ilościowo udziale skaleni, a wśród minerałów ciężkich granatu, cyrkonu, turmalinu i niekiedy rutyłu. Materiał ten tworzy dość grube warstwy piasków i mułków kwarcowych. Pochodzenie jego wiązać można ze skałami krystalicznymi typu granitoidów i gnejsów; jednakże większa jego część pochodzi, jak się wydaje, ze zniszczenia starszych skał osadowych. Wraz z kwarcem znoszony był również materiał ilasty, złożony głównie z illitu i kaolinitu.

Osady dolnej części ilów poznańskich gromadziły się w warunkach środowiska rzeczno-jeziornego. Reprezentowane są głównie przez aluwia równi zalewowej z lokalnie występującymi osadami bagiennymi (utwory węglowe i sydereyty). Niektóre poziomy skał tego ogniwa ilów poznańskich wykazują cechy osadów jeziornych, co wynika z przejściowego charakteru sedymentologicznego od typowo rzecznych osadów warstw środkowopolskich do jeziorno-morskich utworów górnych warstw poznańskich. Można przypuszczać, że analizowane utwory pierwotnie były rozwinięte na całym obszarze zapadliska, lecz zostały później wyerodowane. Świadczy o tym środowisko powstania: osady rzeczne wykształcone są przeważnie w postaci rozległej pokrywy osadowej, brak w ich stropowej części pstrych skał mimo dużej zawartości siarczków żelaza, duże ilości okruchów skał tego kompleksu występują wśród utworów spągowych górnej części warstw poznańskich.

Osady górnego odcinka profilu warstw poznańskich generalnie są wykształcone w postaci skał pelitowych (iłów), pelitowo-aleurytowych (mułków) z wkładkami piasków, skał węglanowych i lokalnie występujących osadów węglowych. Występują one prawie na całym obszarze objętym badaniami. Brak ich jedynie w obrębie głogowskich odcinków doliny pra-Odry i pra-Rudnej, z których zostały wypchnięte przez łądolód i spiętrzone na krawędziach.

Do określenia genezy tych utworów zastosowano rozmaite grupy kryteriów (tab. 6). Wykazały one duże podobieństwo utworów górnych warstw poznańskich do osadów jeziornych lub płytkomorskich. Wniosek ten potwierdzają również graficzne diagramy zależności między ważniejszymi parametrami rozkładów ziarnowych.

Dla oceny środowiska sedymentacji duże znaczenie ma również znajomość kierunków transportu i pochodzenia materiału detrytycznego. Ponieważ bezpo-

średni pomiar kierunków struktur sedymentacyjnych w badanych skałach nie był możliwy (brak naturalnych odsłonień), wykonano mapę procentowej zawartości dwóch składników litologicznych: materiału o grubszym ziarnie (piasek i mułek) i innego materiału, która pozwoliła na wykrycie stref zbiornika z przewagą sedymentacji piaszczystej. Wykazano, że strefy takie występują w południowej (rejon Lubina-Parchowa), zachodniej (Krępa-Gostyń) i wschodniej (rejon Przedmościa-Komornik) części obszaru. Rejony położone w południowej i zachodniej części można wiązać z obszarami alimentacyjnymi położonymi w Sudetach. Transport rzeczny materiału z Sudetów był, według Dyjora (1968 i in.), głównym kierunkiem transportu materiału w górnym miocenie.

Wschodnia strefa wzbogacenia w materiał piaszczysty przedstawia się również jako brzegowa strefa zbiornika ilów poznańskich. Materiał detrytyczny zdeponowany tutaj mógł pochodzić z rejonu tzw. wału metakarpackiego, który został zniszczony w górnym tortonie przez wody geosynkliny karpackiej (Dyjor *et al.* 1977). Faktem potwierdzającym ten pogląd są okruchy opok wapnistych i wapieni występujące w piaskach ilów poznańskich, a znane z południowo-wschodniej części monokliny przedsudeckiej, tzn. z rejonu przypuszczalnego występowania wału metakarpackiego.

Poza wymienionymi strefami dominowała sedymentacja materiału pelitowego, którego zasadniczym składnikiem są minerały ilaste. Wysłano wniosek, że zasadnicza część składników ilastych jest detrytycznego pochodzenia. Wskazuje na to detrytyczny charakter illitu (odmiana politypowa 2M₁) oraz zależności dotyczące zawartości kaolinitu i minerałów grupy montmorillonitu w skałach od geograficznego położenia badanych profili.

Nie należy jednak wykluczać możliwości autigenicznego powstania minerałów ilastych w niektórych poziomach. Na proces taki wskazują: występowanie drobnoziarnistego illitu (odmiana politypowa 1Md) wraz z autigenicznym glaukonitem oraz wyraźnie wyższa zawartość montmorillonitu w skałach występujących wśród zdopletyzowanych warstewek węgla brunatnego. Ponieważ zjawiskom dopletyzacji sprzyja środowisko słabo alkaliczne, prawdopodobnie było nim środowisko brackiego jeziora, powstałe po ustąpieniu płytkich ingresji morskich.

W świetle powyższych ustaleń można wnosić, że utwory górnych warstw poznańskich powstały w środowisku jezior okresowo zalewanych słonymi wodami morskimi (wg Dyjora *loc. cit.* pierwszy zalew morski w górnym tortonie wyszedł z geosynkliny karpackiej,

Charakterystyka sedimentologiczna górnych warstw poznańskich z rejonu Głogowa
Sedimentological characteristics of the Upper Poznań Beds, Głogów district

Cechy osadu Sedimentary features	Osady rzeczne Fluvial deposits	Osady jeziorne Lacustrine deposits	Osady płytkiego morza Shallow-marine deposits	Osady rejonu Głogowa Deposits in the Głogów district
Warstwowanie poziome Horizontal stratification	niewielka rozciągłość boczna limited lateral extent	znaczna rozciągłość boczna considerable lateral extent	znaczna rozciągłość boczna considerable lateral extent	znaczna rozciągłość boczna considerable lateral extent
Laminacja pozioma Horizontal parallel lamination	obecna tylko w osadach pelitowych present in pelitic sediment	częsta frequent	rzadka rare	częsta w ilach i mulkach frequent in clays and silts
Struktury erozyjne na powierzchniach ławic Erosional channels, washouts, cut-and-fill structures	częste frequent	rzadkie rare	częste frequent	rzadkie rare
Agregaty ziarnowe minerałów ilastych Granular aggregates of clay minerals	brak absent	rzadkie rare	częste frequent	częste frequent
Zlepienieć srodformacyjne Infraformational conglomerates	częste frequent	rzadkie rare	częste frequent	rzadkie rare
Żyłki piaskowe Sand dikes	częste frequent	rzadkie rare	częste frequent	rzadkie rare
Występowanie glaukonitu Occurrence of glauconite	brak absent	na ogół brak generally absent	częste frequent	rzadkie rare
Następstwo warstw Sedimentary sequence	cykle frakcjonowane proste fining-upward cycles	cykle regresywne (na ogół) generally regressive onlaps (coarsening-upward cycles)	cykle transgresywno-regresywne transgressive and regressive onlaps	na ogół cykle transgresywno-regresywne generally transgressive-and-regressive onlaps

a następne z Morza Północnego wzdłuż doliny pra-Łaby). Podczas tych ingresji powstawał na Niżu Polskim jeden duży zbiornik sedimentacyjny (o powierzchni około 80 tys. km²), który w okresie między zalewami morskimi kurczył się i rozpadał na lokalne jeziorzyska. Jednym z nich był przypuszczalnie zbiornik w zapadlisku środkowej Odry. Strefy peryferyczne odosobnionych jeziorzysk dokumentują m. in. wkładki węgla poznańskiej grupy osadów fitogenicznych (0), stwierdzone w rejonie Głogowa i na innych obszarach Niżu Polskiego (Frankiewicz, Wagner 1980) oraz w za-

chodniej części zapadliska przedkarpacciego (Dyjur, Sadowska 1977).

Kompleks skalny warstw gozdnickich różni się od utworów starszych wykształceniem litologiczno-petrograficznym i cechami sedimentologicznymi. Zbudowany jest wyłącznie ze skał klastycznych o dużej zmienności granulometrycznej, o dość stałym natomiast składzie mineralnym. Zastosowana klasyfikacja petrograficzna skał tego kompleksu, uzupełniona charakterystyką morfologiczną oraz sedimentologiczną osadów jednoznacznie wskazuje na genezę tych utwo-

rów. Ustalono, że warstwy gozdnicckie w zapadlisku środkowej Odry tworzą peryferyczną część stożka napływowego o charakterze piedmontowym, złożonego ze stożków Gromadki i Grzymalina-Polkowic (Dyjur 1966 i in.).

Cechy morfologiczne kompleksu warstw gozdnicckich w rejonie Głogowa wskazują na transport materiału detrytycznego z kierunku południowego i południowo-zachodniego, natomiast zespół minerałów ciężkich, podobny do frakcji składników ciężkich z górnej części profilu ilów poznańskich, wskazuje, że zasadniczy kierunek rzek spływających z Sudetów nie ulegał zmianie w najmłodszej części górnego miocenu i pliocenu.

Skład mineralny zespołu minerałów ciężkich i zes-

taw minerałów w utworach warstw gozdnicckich wskazują, że przypuszczalnym źródłem materiału detrytycznego mogły być kaolinitowe zwietzeliny, rozwinięte na granitach lub gnejsach sudeckich. Wydaje się, że materiał może pochodzić z rejonu Strzegomia, na co wskazuje obecność w nim detrytycznego chlorytu, a przede wszystkim grafitu, znanego z łupków metamorficznych osłony granitów tego rejonu.

Brak wyraźnych kryteriów do petrograficznego rozgraniczenia warstw gozdnicckich w zapadlisku środkowej Odry upoważnia do stwierdzenia, że występuje tu najmłodszy z trzech poziomów tych warstw znanych z rejonu Gozdniczy (Dyjur *loc. cit.*), odpowiadający wiekowo górnemu pliocenowi.

LITERATURA

- ALLEN J. R. L., 1965: A Review of the Origin and Characteristics of Recent Alluvial Sediments. *Sedimentology*, no. 5.
- BUKSIŃSKI S., 1963: Utwory neogenu na obszarze Lubiąskiego Okręgu Miedziowego. Spraw. z pos. nauk. IG. *Kwart. Geol.*, t. 7, nr 4.
- 1970: Utwory kenozoiczne między Legnicą a Głogowem. Arch. Inst. Geol. Warszawa (maszynopis).
- BULL W. B., 1962: Relation of Textural (CM) Patterns to Depositional Environments of Alluvial-Fan Deposits. *J. Sedim. Petrol.*, no. 32.
- BULLER A. T., MCMANUS J., 1972: Simple Metric Sedimentary Statistics Used to Recognize Different Environment. *Sedimentology*, no. 18.
- CIUK E., 1970: Schematy litostratigraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. Lithostratigraphical Schemes of the Tertiary from the Polish Lowland Area. *Kwart. Geol.*, t. 14, nr 2.
- CZARNIK J., 1972: Paleogeografia okolic Turka w górnym trzeciorzędzie i plejstocenie. Paleogeography of the Environs of Turka Upper Tertiary and Pleistocene. *Stud. Geol. Pol.*, vol. 40.
- DYJUR S., 1966: Młodotrzeciorzędowa sieć rzeczna zachodniej części Dolnego Śląska. [w:] *Z geologii Ziemi Zachodnich*. Wrocław.
- 1966a: Wiek serii białych żwirów i glin kaolinowych w zachodniej części przedpola Sudetów. *Prz. Geol.*, nr 11.
- 1968: Poziomy morskie w serii ilów poznańskich. Sea-level in the Poznań Clays Series. *Kwart. Geol.*, t. 12, nr 4.
- 1975: Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach i na bloku przedsudeckim. Late Tertiary Tectonic Movements in the Sudety Mts. and Fore-Sudetic Block. I Kraj. Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej na obszarze Polski”, t. 1, Wyd. Geol., Warszawa.
- DYJUR S., BOGDA A., CHODAK T., 1968: Wstępne badania składu mineralnego ilów poznańskich. Preliminary Studies on the Mineral Composition of the Poznań Clays. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 38, z. 4.
- DYJUR S., KUSZELL T., 1975: Budowa geologiczna pradolina Baryczy. The Geologic Structure of the Barycz Ice Marginal Valley. *Acta Univ. Vratisl.*, no. 247.
- DYJUR S., SADOWSKA A., 1977: Problem wieku i korelacja górnomiocenijskich pokładów węgla brunatnych. *Geol. Sud.*, vol. 12.
- FRANKIEWICZ J., WAGNER M., 1980: Uwagi o występowaniu osadów fitogenicznych poznańskiej grupy węglowej (0) na Niżu Polskim. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. Geol. PAN Kraków* (t. 24, z. 1).
- 1981: Występowanie i charakter litologiczny osadów fitogenicznych poznańskiej grupy węglowej (0) w Polsce. *Kwart. Geol.* (w druku).
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R., 1976: Sedymentologia. Wyd. Geol., Warszawa.
- ILLING C. V., 1954: Bahaman Calcareous Sands. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, no. 38.
- KŁAPYTA Z., 1975: Bentonity i ily montmorillonitowe Polski. Bentonites and Montmorillonite Clays of Poland. *Pr. Miner. PAN*, nr 43. Kraków.
- KOWALSKI W., SZPIŁA K., WYRWICKI R., 1974: Konkrecje barytowe w ilach serii poznańskiej ze Stabłowic k. Wrocławia. *Kwart. Geol.*, t. 18, nr 2.
- KOZYDRA W., WYRWICKI R., 1970: Surowce ilaste. Wyd. Geol., Warszawa.
- KRUMBEIN W. C., SLOSS L. L., 1963: Stratigraphy and Sedimentation. 2nd ed., Freeman, San Francisco.
- KUNKIEL A., 1975: Osady ilowe neogenu młodszego Wielkopolski środkowej w świetle bibulowej chromatografii rozdzielczej. Clay Sediments of Younger Neogene in Central Wielkopolska Displayed by Paper Partition Chromatography. *Pr. Komis. Geogr. Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, t. 14.
- LEWIŃSKI J., 1904: Sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych wzdłuż drogi żelaznej warszawsko-kaliskiej. Comte rendu des recherches géologiques exécutées le long du chemin de fer Varsovie-Kalisz. *Pam. Fizjogr.*, t. 18.
- LOGAN B. W., REZAK R., GINSBURG R. N., 1964: Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites. *J. Geol.*, vol. 72.
- MATL K., ŚMIGIELSKA T., 1977: Paleogene Marine Sediments between Głogów and Sieroszewice (Lower Silesia — Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 47.
- NOSEK M., 1964: Utwory trzeciorzędowe i ich węgloność w zachodniej części niecki północnosudeckiej. The Tertiary Formations and Their Brown Coal Contents in the Western Part of the North-Sudetic Trough. *Kwart. Geol.*, t. 8, nr 2.

OBERC J., 1972: *Budowa geologiczna Polski. Sudety i obszary przyległe. Tektonika*. t. 4, cz. 2. Wyd. Geol., Warszawa.

PASSEGA R., 1957: Texture as Characteristic of Clastic Deposition. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, no. 41.

— 1964: Grain-size representation by CM Patterns as a Geological Tool. *J. Sedim. Petrol.*, no. 34.

PETTIJOHN F. J., 1957: *Sedimentary Rocks*. Harper, New York.

PIWOCKI M., 1975: Trzeciorzęd okolic Rawicza i jego węglonośność. The Tertiary of the Rawicz Vicinity and Its Coal Bearing Properties. *Biul. Inst. Geol.*, nr 284, t. 5.

RÜHLE E., 1974: Skały platformy prekambryjskiej w Polsce. Pokrywa osadowa. Trzeciorzęd. Rocks of the Precambrian Platform in Poland. Sedimentary Cover. Tertiary. *Pr. Inst. Geol.*, t. 74, cz. 2.

RYBICKI S., 1970: Wpływ spękań na własności inżyniersko-geologiczne iłów poznańskich rejonu Turka. *Prz. Geol.*, nr 6.

RYBICKI S., KŁAPYTA Z., 1972: Charakterystyka litologiczna i skład mineralny iłów poznańskich rejonu Turka. *Prz. Geol.*, nr 4.

STOCH L., 1974: *Minerały ilaste*. Wyd. Geol., Warszawa.

SZUTOW W. D., KOSSOWSKAJA A. G., MURAWIEW W. J., JURKOWA R. M., 1972: *Grauwaki*, Nauka, Moskwa.

WAGNER M., 1981: Osady węglanowe serii poznańskiej w rejonie Głogowa. *Zesz. Nauk. AGH, Kwart.* (w druku).

WONSAWICZUS W., 1965: Doczterwierzchnia powierzchnost' jugo-zapadnoj Priłaitiki. Gos. Gieol. Kom. SSSR. Wilnius.

WRIGHT T. L., 1968: X-ray and Optical Study of Alkali Feldspar. II. An X-ray Method for Determining the Composition and Structural State from Measurement of 20 Values for Three Reflections. *Amer. Miner.*, no. 53.

WYRWICKI R., MALISZEWSKA A., 1977: Utwory węglanowe w osadach ilastych serii poznańskiej. Carbonates in the Clay Sediments of the Poznań Series (Neogene). *Biul. Inst. Geol.*, nr 298, t. 11.

WYRWICKI R., WIEWIÓRA A., 1972: Minerały ilaste osadów serii poznańskiej w profilu Mastki. Clay Minerals of the Poznań Series (Pliocene) in the Section of Mastki. *Kwart. Geol.*, t. 16, nr 3.

LITERATURA

BRANDEIS W. J., 1967: A Review of the Origin and Character of the Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 84, 1, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1968: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 85, 2, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1970: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 87, 3, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1972: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 89, 4, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1974: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 91, 5, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1976: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 93, 6, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1978: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 95, 7, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1980: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 97, 8, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1982: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 99, 9, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1984: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 101, 10, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1986: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 103, 11, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1988: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 105, 12, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1990: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 107, 13, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1992: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 109, 14, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1994: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 111, 15, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1996: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 113, 16, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1998: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 115, 17, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2000: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 117, 18, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2002: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 119, 19, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2004: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 121, 20, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2006: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 123, 21, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2008: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 125, 22, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2010: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 127, 23, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2012: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 129, 24, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2014: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 131, 25, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2016: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 133, 26, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2018: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 135, 27, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2020: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 137, 28, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2022: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 139, 29, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2024: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 141, 30, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1967: A Review of the Origin and Character of the Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 84, 1, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1968: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 85, 2, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1970: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 87, 3, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1972: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 89, 4, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1974: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 91, 5, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1976: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 93, 6, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1978: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 95, 7, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1980: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 97, 8, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1982: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 99, 9, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1984: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 101, 10, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1986: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 103, 11, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1988: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 105, 12, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1990: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 107, 13, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1992: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 109, 14, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1994: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 111, 15, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1996: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 113, 16, 1-10.

BRANDEIS W. J., 1998: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 115, 17, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2000: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 117, 18, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2002: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 119, 19, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2004: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 121, 20, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2006: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 123, 21, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2008: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 125, 22, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2010: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 127, 23, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2012: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 129, 24, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2014: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 131, 25, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2016: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 133, 26, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2018: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 135, 27, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2020: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 137, 28, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2022: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 139, 29, 1-10.

BRANDEIS W. J., 2024: The Poznań Series. *Geological Magazine*, Cambridge, 141, 30, 1-10.

Marian WAGNER¹

LITHOLOGICAL-PETROGRAPHICAL VARIABILITY AND DEPOSITIONAL SETTINGS OF THE YOUNGEST TERTIARY SEDIMENTS IN MIDDLE-ODRA TROUGH

ABSTRACT: This paper presents the results of a recent petrographic study of the so-called Poznań Beds and Gozdnica Beds (uppermost Tertiary) in the Middle-Odra Trough, southwestern Poland. The petrographic data are reviewed here in a close connection with the general geology of these two (informal) lithostratigraphic units. As a whole, the petrographic and geological evidence have been used to interpret the sedimentary environment of

these two rock series. It has been inferred that the lower Poznań Beds were deposited in a fluvial environment, while the upper Poznań Beds did probably originate in a lacustrine/shallow-marine environment. The Gozdnica Beds, in turn, are thought to have originated through alluvial-fan deposition at the outer (northeastern) edge of the Sudetes; marginal portion of this latter alluvial wedge has been recognized as present in the vicinity of Głogów.

Summary

The term "youngest Tertiary deposits", as used herein, refers to the Upper Miocene and Pliocene sediments of southwestern Poland, which have been previously named the Poznań Beds and Gozdnica Beds (Dyjur 1966; Ciuk 1970).

The Poznań Beds (or Series) are known to be extensively developed in the Polish Lowland and in the territories of adjacent countries (fig. 1). Maximum thicknesses of this particular rock unit have been recognized as developed in the vicinities of Warszawa (163 m) and Poznań (more than 100 m).

Main lithological component of this sedimentary series are clays, so the sequence has been therefore often referred to as the Poznań Clays. In the marginal parts of their areal extent, the clays are accompanied by silts, muds and sands, and locally even by gravels (fig. 1). Pebble composition of the gravels indicates clastic material derivation from the areas of Sudetes (Dyjur 1966, 1968), Carpathians, White Russia, and Scandinavia (Wonsawiczus 1965; Rühle 1974).

The clayey facies, which predominates in the Poznań Beds, is mineralogically composed mostly of illite and quartz.

Frequently identified are also montmorillonite and, more locally, kaolinite (Dyjur *et al.* 1968; Wyrwicki, Wiewóra 1972; Kłapyta 1975). Another characteristic lithology of the Poznań Beds are marly clays, which often contain carbonate concretions (Wyrwicki, Maliszewska 1977) and/or barite concretions (Kowalski *et al.* 1974). Brown coals are themselves a virtually subordinate lithological component of the Poznań Clays. The thickness of the coal seams ranges between 3 cm and 3 m (Frankiewicz, Wagner 1980, 1981). The coal seams have been recognized as being restricted primarily to the marginal zones of the presentday extent of Poznań Beds.

The Gozdnica Beds, being also referred here to as the Gozdnica Series, are known from a number of localities within the Fore-Sudetic Block and Fore-Sudetic Monocline. In the vicinity of Gozdnica, the thickness of the unit attains 50 m. Main mineralogical constituents of the sediment are detrital quartz, feldspar, and abundant kaolinite. In its occurrence, the Gozdnica Series extends from the prominent Sudetic Marginal Fault to the vicinities of Lubin and Rawicz.

METHOD OF STUDY

The geological fieldwork comprised logging of 45 borehole profiles. In addition, archival profiles of a number of hydrogeological boreholes (fig. 2) have been used in this study.

Mineral composition of the sediments has been determined using the following laboratory techniques:

1) optical microscopy under trespassing light and reflectory light, with the use of East-German Laboval 2pol and Amplival microscopes;

2) X-ray diffractometry, using a Russian DRON-1.5 diffractometer;

3) differential thermal analysis (DTA), using a Hungarian (Pauliks' system) derivatograph;

4) chemical analysis (applied to carbonate rock samples only).

Coals have been studied using standard technological and chemical techniques, following closely the Polish Industrial Norm.

¹ Institute of Fuel Materials, University of Mining and Metallurgy, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Poland.

GEOLOGICAL SETTING AND STRATIGRAPHY

In their vertical profile, the two lithostratigraphic units under consideration are bounded by the following important features: the occurrence of the brown-coal seam Henryk at the base of the Poznań Beds, and the presence of distinct erosional surfaces marking the top of the Poznań Beds and the top of the overlying Gozdnica Beds, respectively (figs. 3, 4 and 5). In the vicinity of Głogów, the areal distribution of this entire lithostratigraphic succession appears to be limited by the presence and lateral extent of the (Pleistocene) Barycz-Głogów ice-marginal valley (fig. 8).

The two lithostratigraphic units differ in their thickness. The Poznań Beds succession is averagely 110 m thick, with a maximum of 116.3 m, while the succession of the Gozdnica Beds has a mean thickness of 50 m and a maximum thickness of 80 m (fig. 7). The difference in thickness of these two sedimentary series (fig. 6) has been primarily due to the aforesaid erosion at the top of the Poznań Beds, which took place in the Middle Pliocene and Pleistocene (the Warta stage of the Central Polish Glaciation).

The above-said glacial erosion did also result in off-plucking of some sheets of the Tertiary rocks from the basement, which were then transported in the form of „ice cakes”. The ice cakes are found as present within the push-moraine complex of the Dalkowskie Hills, extending closely to the southern margin of the afore-mentioned ice marginal valley of

Barycz-Głogów (fig. 8). In the last-named vicinity, the individual ice-cake sheets vary in thickness from 17 to 114 m. The rock sheets are commonly deformed, with the main type of glaciotectionic deformation being represented by thrust-folds of an amplitude of up to 90 m (fig. 9).

The vertical profile of the Poznań Beds, especially when fully developed, displays a fairly characteristic succession of the individual lithologies. On the basis of this criterion, the profile of the Poznań Beds has been subdivided into two portions: a lower portion (Upper Tortonian) and an upper portion (Sarmatian-Brunsumian A+B), respectively. The two parts of the profile differ primarily in the nature of facies and, in consequence, in the origin of sediments.

On the other hand, however, no regularity of the above-said type has been noted within the vertical profile of the overlying Gozdnica Beds. It has been inferred that this latter sedimentary sequence, as developed in the vicinity of Głogów, corresponds to the youngest lithological horizon (Reuverian C) known from the type locality of the series in the vicinity of Gozdnica. This suggestion is based primarily on petrographical and sedimentological data, as well as on regional palaeogeographical considerations. If these statements are true, then there would be a stratigraphic gap (comprising Reuverian A+B) between the sequence of Poznań Clays and the Gozdnica Beds.

LITHOLOGY AND PETROGRAPHY

In the Middle-Odra Trough, the main lithological component of the Poznań Beds are clays and silts; these are accompanied by subordinate sands and some interbeds of carbonaceous rock and brown coal. In its lithological composition the sequence of Poznań Clays differs from the Gozdnica Beds. This latter unit is composed mostly of coarser-grained clastics and subordinate clayey sediments, among which have been recognized the alluvial-fan deposits laid down by mudflows and related water-flows.

The entire sequence of the Poznań Beds displays throughout a fairly uniform lithological assemblage, and is also mineralogically uniform. It is only in the uppermost part of the sequence where the lithological variation is relatively greater, and so this upper segment of the profile, although internally rather uniform too, differs from the remaining part of the sequence.

The Poznań Beds are predominated by pelitic rock varieties, and that is why this lithostratigraphic unit is often referred to as the Poznań Clays. Most of these pelitic rocks contain illite and quartz; the two minerals are often accompanied by minor amounts of kaolinite, montmorillonite, mix-layered clay minerals, chlorite, and glauconite amongst some others. The mineral composition of clays in the lower Poznań Beds appears to be uniform (fig. 11), both vertically and laterally. Therefore, only two rock varieties have been distinguished within this series, namely the illitic-kaolinitic clays and the carbonaceous clays.

In the upper Poznań Beds, in turn, the mineral composition of the clays appears to be variable in both vertical and lateral direction. The main lithological component of the sequence are illitic clays (fig. 13), while the marly clays, variegated clays and carbonaceous clays are all less abundant. As regards the vertical variation, both the lowermost and the uppermost

portion of the sequence appear to be enriched in kaolinite, whereas its middle portion preferentially contains montmorillonite and related mix-layered clay minerals. Lateral variation of the sequence seems to be most striking when viewed in the north-south direction; the illitic clays contain more kaolinite in the southern part of the study area than in its northern part, while there is an inverse tendency in the distribution of the montmorillonite.

The marly clays, which are present throughout the study area, differ from the associated illitic clays principally by the presence of carbonates (calcite, siderite, rare dolomite). The carbonate minerals are usually dispersed throughout rock groundmass, and apparently do not form any distinct concretionary bodies within or outside the marly beds.

The variegated clays, in turn, characteristically contain dispersed haematite, goethite, and minor gypsum. These deposits are common in the vicinity of Głogów, where they form 1 to 5 paleosol horizons (i.e., isolated weathering profiles). The paleosols, as present at the top of individual depositional sequences (or cycles), are themselves suggestive of the repetitive stages of temporal shallowing of the depositional basin.

The carbonaceous clays are rare within the profile of the Gozdnica Beds. They have only been found as accompanying the brown-coal seams in the northern and eastern (marginal) parts of the study area.

The Gozdnica Beds do only rarely contain any pure clayey deposits, although the clayey fraction is present as admixture in various coarser-grained sediments. The clay minerals are mostly illite or illite-kaolinite assemblage and/or kaolinite with an admixture of montmorillonite and related mix-layered clays. The considerable amount of kaolinite distinguishes these clay-bearing deposits from those present in the Poznań Beds.

The silts and muds in the Poznań Clays are always tran-

sitional to the adjacent sands, and so the mineral composition of these all deposits is essentially the same. This is true even for stratigraphically different segments of the profile, which display only slight differences in the composition of these coarser-grained sediments. In the upper Poznań Beds, the muds and sands are compositionally closer to the greywacke category (fig. 10 and table 4), while in the lower Poznań Beds these sediments are essentially quartzose in their composition (fig. 10 and table 2).

In the Gozdnica Beds, in turn, the silty and muddy deposits and sands all display different mineral composition. Their detrital fraction is predominated by pelitic quartz K-feldspar, and fragments of granitoids and gneisses (table 5).

The gravels of the Poznań Beds are polymictic and con-

tain considerable amounts of the fragments of quartzites and quartzitic sandstones (table 3). In this respect they differ from the composition of the gravels in Gozdnica Beds. Another feature that distinguishes the two gravel assemblages is the content of pelitic fraction; this latter is among the major constituents of the gravels in Gozdnica Beds, while is volumetrically insignificant in the gravels of Poznań Beds.

An important lithological component of the Poznań Beds are carbonate rocks and brown coal. These former are present as calcitic and/or sideritic concretions, or as calcitic-dolomitic spheroidal forms resembling the concentrically stacked spheroids (type SS-C) of Logan *et al.* (1964). As regards the brown coals, these are humic in character and display an earthy-xylitic or xylitic appearance.

SEDIMENTOLOGICAL CHARACTERISTICS

The Poznań Beds and the Gozdnica Beds exhibit differing assemblages of primary sedimentary structures, which are consequently thought here to reflect different conditions of the origin of sediment. The sediments of the Poznań Beds display mostly horizontal parallel stratification or are unstratified ("structureless") (table 6). The Gozdnica Beds, in turn, most often display graded bedding and convolute bedding, or are less commonly horizontally stratified.

Grain-size parameters of the silty/muddy deposits and sands have been plotted in the well-known „genetic” diagrams of Passega (1957), Bull (1962), and Buller and McManus (1972).

The projection of the data points indicates a lacustrine/fluviol environment for the lower Poznań Beds (figs. 22 and 23), and a lacustrine/shallow-marine environment for the upper Poznań Beds (figs. 22, 23 and 24). For the Gozdnica Beds, the cumulative grain-size curves of sediment samples and the data projection in Bull's diagram all indicate an alluvial-fan environment (figs. 25 and 26).

The above-said sedimentological inferences are consistent with, and to some degree proved by the geological and petrographical evidence.

Translated by W. Nemeč