

Janina ŁYCZEWSKA

Stratygrafia paleogenu i neogenu Polski północnej

WSTĘP

Niż Polski jest częścią Nizu środkowo-europejskiego, obejmującego obniżenie ograniczone od północy i północnego wschodu staropaleozoicznymi utworami Skandynawii, Litwy, Łotwy i Estonii, od południa zaś i południowego zachodu — utworami staropaleozoicznymi masywów górskich Europy środkowej. Obniżenie to w całości, jako wklęsnięcie bałtycko-pomorskie, ma ogólny kierunek mniej więcej wschód—zachód, a zatem kierunek prawie równoległy do brzegu krystalicznej platformy wschodnio-europejskiej (K. Bohdanowicz, 1936). Natomiast cykle górotwórczości, od kaledońskiej do alpejskiej, wytworzyły elementy tektoniczne niezgodne z tym kierunkiem. Przeważa w nich mianowicie kierunek NW—SE z licznymi odchyleniami zarówno ku NNW—SSE jak i WNW—ESE. Powstała w ten sposób skomplikowana budowa starszego podłoża Nizu północno-europejskiego, której rozpoznanie do dziś nie jest dostateczne.

Prawie cały obszar Polski północnej pokrywają utwory plejstoceniowe, a tylko w nielicznych miejscach odsłaniają się skały starsze. Wskutek tego znajomość składu i budowy podłoża plejstocenu musi być oparta na wierceniach. Wobec stosunkowo niewielkiej ilości materiału z wierceń powstają duże trudności przy rozwiązywaniu problemów geologicznych tego obszaru.

W literaturze geologicznej brak jest dotychczas syntetycznej pracy o budowie geologicznej Polski północnej. Badania wykonane w ostatnich latach przez Instytut Geologiczny wypełniają częściowo tę lukę. Dotyczy to również utworów trzeciorzędowych, choć w mniejszym stopniu niż struktur głębszych, które skupiają najważniejsze problemy geologiczne.

Podstawą niniejszego opracowania trzeciorzędu są obserwacje i prace w terenie, które autorka prowadziła w latach 1946—1952 na obszarze Kujaw, opracowane w 1956 r. (J. Łyczewska 1958). Dzięki poznanym w pięknych odsłonięciach przekrojom utworów trzeciorzędowych, zwłaszcza w stromościennym brzegu Wisły pod Włocławkiem i Dobrzyniem, można było ustosunkować się krytycznie do materiałów zarówno z wierceń, jak i z literatury oraz przeprowadzić ich interpretację.

Literatura odnośnie zagadnień geologicznych Polski północnej ma liczne pozycje. Na pierwsze miejsce wysuwają się opracowania dotyczące części środkowej, mianowicie Kujaw i Wielkopolski. Zainteresowanie geo-

logiczne tymi obszarami związane było z istnieniem solanek a następnie z przypuszczeniami o występowaniu ropy naftowej. Natomiast część zachodnia Polski północnej (Pojezierze Pomorskie), a zwłaszcza część wschodnia (Pojezierze Mazurskie i Podlasie) nie budziły specjalnych zainteresowań geologicznych, co spowodowało znacznie słabsze ich rozpoznanie i opracowanie geologiczne. Materiały z literatury zostały uwzględnione przy opracowaniach poszczególnych zagadnień w tej pracy.

Szkic sytuacyjny (orientacyjny) z uwzględnieniem używanych w tekście nazw regionalnych i jednostek geomorfologicznych oraz miejscowości przedstawia figura 1.

BUDOWA GEOLOGICZNA PODŁOŻA PODTRZECIORZĘDOWEGO POLSKI PÓŁNOCNEJ

W celu zrozumienia zagadnień trzeciorzędowych, należy podać strukturę, paleomorfologię oraz główne kierunki tektoniczne spągu utworów trzeciorzędowych.

Budowa głębszego podłoża Nizy północno-europejskiego jest skomplikowana. Tworzą ją synkliny i antykliny z systemem dyslokacji, wytworzone w czasie ruchów górotwórczych, działających zarówno bezpośrednio na tym obszarze, jak również powstałe jako refleksy ruchów działających na obszarach sąsiednich.

Polska północna, jak to zostało podane we wstępie, znajduje się w obniżeniu między staropaleozoicznymi utworami zarówno od północnego wschodu, jak też od południa i południowego zachodu. W obniżeniu tym w młodszych okresach geologicznych (od jury przez kredę i starszy trzeciorzęd) zostały wydźwignięte twory cechsztynu, triasu, jury i kredy w formie silnie wydłużonej elewacji. Jest to antyklinorium kujawsko-pomorskie, będące przedłużeniem antyklinorium świętokrzyskiego. Przebiega ono w kierunku NW — SE. Skrzydła antyklinorium zbudowane są z coraz młodszych ogniów kredy i przechodzą z jednej strony — ku północnemu wschodowi w nieckę mazowiecką, z drugiej strony — ku południowemu zachodowi w nieckę szczecińską.

Antyklinorium kujawsko-pomorskie stanowi najważniejszy element strukturalny w budowie Polski północnej. Zagadnienie to, oprócz poszukiwań prowadzonych dorywczo od 1798 r., doczekało się systematycznych opracowań, zapoczątkowanych badaniami grawimetrycznymi w 1926 r. Prace prowadziły stopniowo do coraz większych osiągnięć, aż do uzyskania syntetycznego obrazu budowy geologicznej antyklinorium. Intensywny rozwój badań datuje się od 1947 r. w ramach prac badawczych Instytutu Geologicznego. Zestawieniem historii badań zajął się S. Tyski w 1956 r. Podsumowanie wyników dla części południowo-wschodniej antyklinorium (część kujawska) wykonał W. Pożaryski w 1952 r. Natomiast część pomorska antyklinorium jest jeszcze w opracowaniu. Obraz, jaki zarysowuje się w budowie podłoża podtrzeciorzędowego, przedstawia fig. 2. Wprowadzone są na niej nazwy wyróżnionych jednostek strukturalnych oraz zarys ukształtowania powierzchni podtrzeciorzędowej. Można tu wyróżnić następujące jednostki strukturalne (idąc od północnego wschodu ku południowemu zachodowi):

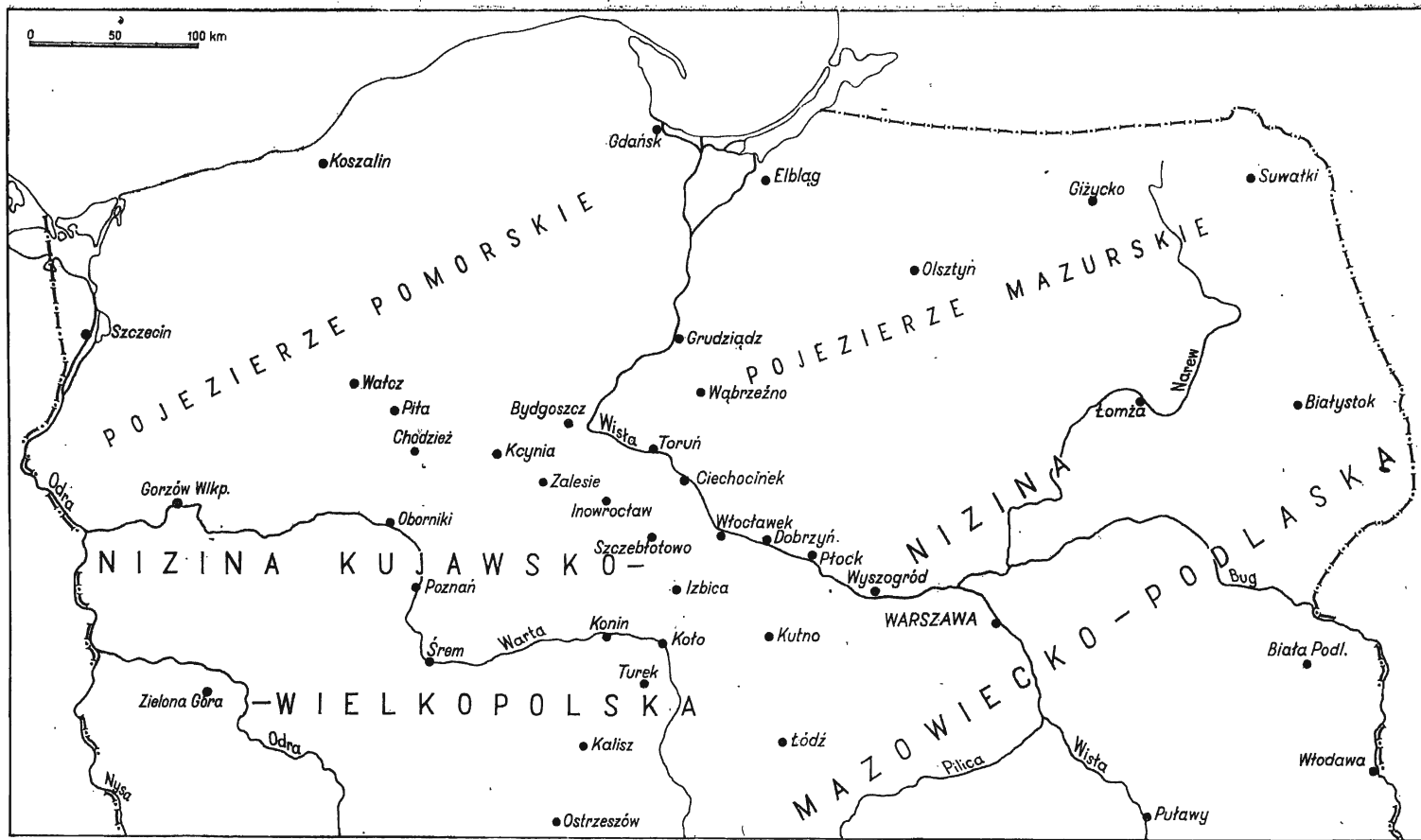


Fig. 1. Szkic orientacyjny i główne jednostki geomorfologiczne Polski północnej*
 Preliminary sketch and principal geomorphological units of northern Poland

* Ponieważ dane o wierceniu w Boryszewle pod Sochaczewem przekazane zostały Redakcji podczas druku pracy — umieszczenie ich na figurach 1 i 3 było już niemożliwe (przyp. Red.).

- 1) niecka mazowiecka — rozległe obniżenie typu synklinorium, zbudowane z kredy górnej;
- 2) antyklinorium kujawsko-pomorskie, złożone z dwóch głównych części (kujawskiej i pomorskiej), rozerwanych w okolicy Inowrocława i Ciechocinka i rozsuniętych w tym miejscu około 30 km wzdłuż linii W-E; antyklinorium kujawsko-pomorskie zbudowane jest z cechsztynu, triasu, jury i kredy;
- 3) niecka wielkopolska — rozległe obniżenie typu synklinorium, zbudowane z kredy górnej w części centralnej, a z coraz starszych ogniw kredy i jury ku peryferiom.

Budowa wymienionych powyżej jednostek strukturalnych jest skomplikowana przez tektonikę, w obrębie zaś każdej jednostki występują drugorzędne sfałdowania podłoża. Dlatego niecki są właściwie synklinoriami.

Ruchy wydźwigające, którym podlegał omawiany obszar w czasie mezozoiku, zdecydowały o regresywnym charakterze mórz północnoeuropejskich w trzeciorzędzie. Trzeciorzędowe zalewy morskie były krótkotrwałe, o coraz mniejszym zasięgu. Zaznaczyła się też odrębność zbiornika północnego od południowego (Tetydy) i przerwanie między nimi łączności.

UTWORY TRZECIORZĘDOWE

W okresie trzeciorzędowym obszar otwartego morza na terenie Europy północnej znajdował się w miejscu dzisiejszego Morza Północnego, Belgii, Holandii, Anglii południowej, Danii i Niemiec północnych. Transgresje tego morza sięgały głęboko na obszar Nizy północno-polskiego a nawet w oligocenie, w okresie maksymalnego zalewu, cieśnina morska ciągnęła się do Europy wschodniej. Prawdopodobnie w innych piętrach istniały również krótkotrwałe połączenia Północnego Morza trzeciorzędowego z morzem Tetydy. Zjawisko to, przy migracji fauny, może mieć podstawowe znaczenie dla synchronizacji osadów trzeciorzędowych zbiornika północnego ze zbiornikiem południowym.

Mezozoiczne ruchy tektoniczne przetrwały przez starszy trzeciorzęd, słabnąć stopniowo w trzeciorzędzie młodszym i czwartorzędzie. W okresie trzeciorzędowym odnowiły się również zjawiska wulkanizmu na obszarze środkowo- i północno-europejskim, dzięki czemu mamy wkładki tufów wulkanicznych w utworach trzeciorzędowych, charakterystyczne zwłaszcza w eocenie dolnym.

Rozpoziomowanie stratygraficzne utworów trzeciorzędowych Polski północnej należy do trudnych zagadnień. Paralelizacja utworów, zwłaszcza trzeciorzędu młodszego, różnych zbiorników nie jest dotychczas przeprowadzona i nie posiada ustalonych podstaw.

Osady trzeciorzędowe odznaczają się z jednej strony monotonnym składem petrograficznym, z drugiej zaś — widać w nich dużą zmienność facjalną, w zależności od warunków sedymentacyjnych w poszczególnych zbiornikach. Osady trzeciorzędowe morskie są to przeważnie osady przybrzeżne lub szelfowe. Osadów otwartego morza jest niewiele. Przeważają utwory sypkie, klastyczne. Mamy więc piaski często z domieszką glaukonitu, ility mikowe, a w osadach zbiorników jeziornych liczne wkładki węgla brunatnego, w neogenie zaś — lignity. Osady chemiczne występują

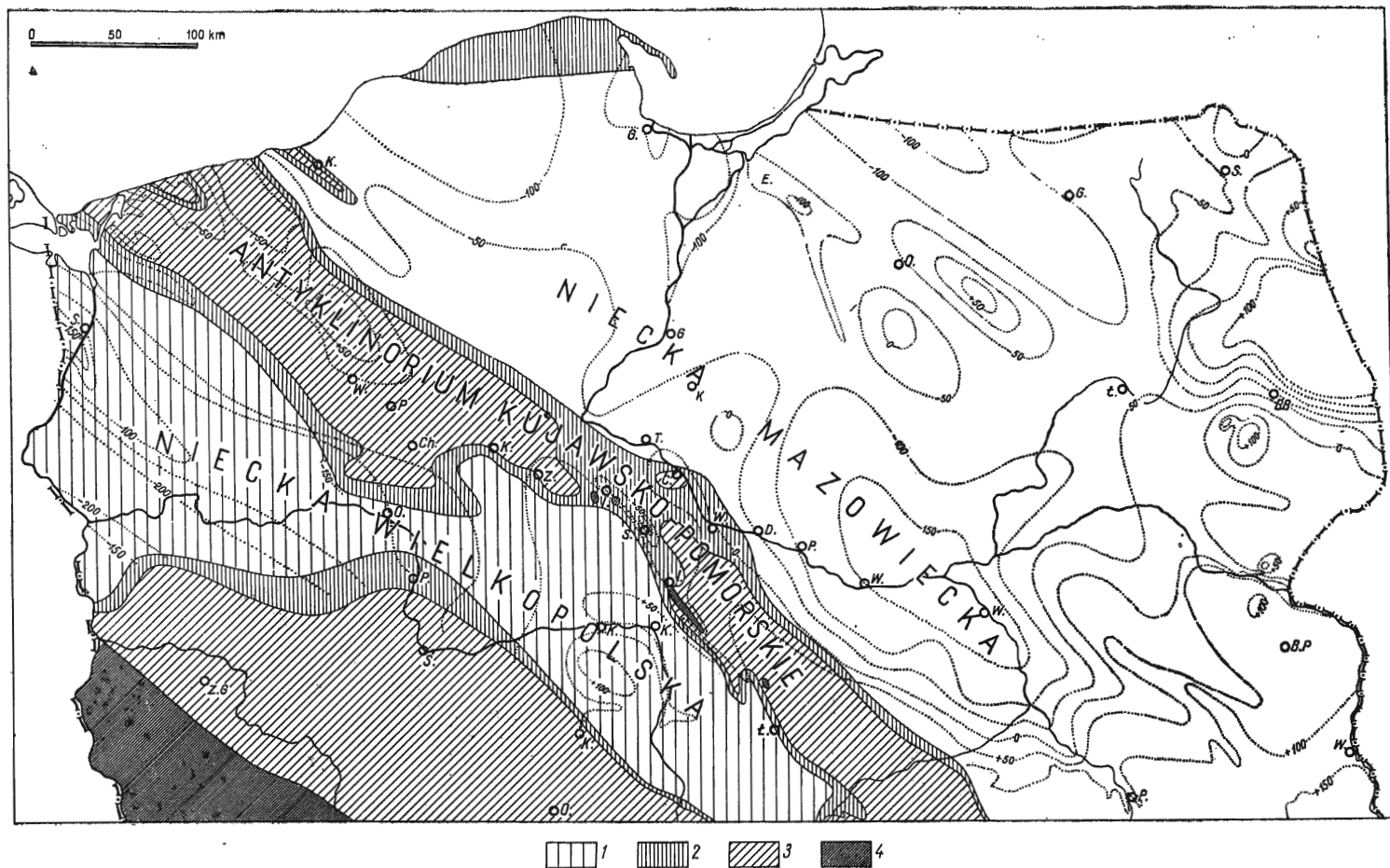


Fig. 2. Podtrzeciorzędowa powierzchnia Polski północnej i główne jednostki strukturalne.
Subtertiary surface of northern Poland and its principal structural units

1 — kreda górna, 2 — kreda dolna, 3 — jura i trias, 4 — paleozoik i krystalinik
1 — Upper Cretaceous, 2 — Lower Cretaceous, 3 — Jurassic nad Trias, 4 — Paleozoic and cristalline rocks

Zestawione na podstawie: } Atlas géologique de Pologne. I. G. Warszawa, 1956.
Compiled on te basis of:

rzadko i nie są związane z warunkami paleoklimatycznymi, które mogą mieć znaczenie stratygraficzne. To samo dotyczy osadów organogenicznych — znalezienie organizmów zwierzęcych należy do rzadkości, szczątki zaś organizmów roślinnych są dotychczas słabo wykorzystane dla celów stratygrafii.

Po tej ogólnej charakterystyce utworów trzeciorzędowych zostaną omówione utwory poszczególnych pięter trzeciorzędu.

PALEOCEN

Do niedawna osady paleocenu nie były znane z obszaru Polski północnej. Dopiero wiercenie wykonane w 1950 r. w Boryszewie pod Sochaczewem dostarczyło danych, wskazujących, że w dolnym paleocenie istniał na obszarze Polski zbiornik sedymentacyjny morski. Był on połączony zarówno ze zbiornikiem duńsko-szwedzkim jak i prawdopodobnie ze zbiornikiem Tetydy. Dotychczasowe przypuszczenie o reliktowym morzu dolnopaleoceńskim (mont) z okolicy Czarnej Hańczy pod Sopoćkiniami, zostaje w ten sposób potwierdzone, jak również przypuszczenie, że ility radiolariowe z nad górnego senonu pod Gdańskiem mogły powstać w tymże zbiorniku dolnopaleoceńskim.

Wiercenie w Boryszewie (wysokość n.p.m. około 76 m) osiągnęło głębokość 209,5 m. Pod utworami oligocenu, na głębokości od 192,9 do 209,5 m występują piaski drobno i średnioziarniste, zielonawoszare, kwarcowe, z licznymi ziarnami glaukonitu, z okruchami wapiennych organizmów i z pyłem wapiennym białym, sklejającym ziarna w grudki. Ostatnia próbka z głębokości poniżej 209,5 m stanowi już piaskowiec spoisty, miejscami prawie zlewny, białoszary z licznymi ziarnami glaukonitu i okruchami organizmów wapiennych. M. Rózkowska (1955) zbadła z tych warstw faunę koralowców i doszła do wniosku, że wiek osadów należy prawdopodobnie do montu. Potwierdzenie wieku paleoceńskiego dali F. Brotzen i K. Pożaryska (1957). Opracowali oni otwornice z wiercenia w Boryszewie na podstawie materiałów porównawczych paleoceńskich, znajdujących się w Sztokholmie. Wymienieni autorzy oznaczyli około 70 gatunków otwornic, z których najbardziej charakterystyczne, typowe paleoceńskie są: *Ceratobulimina perplexa* Plummer, *C. tuberculata* Brotzen, *Lamarckina rugulosa* Plummer.

Facja piaszczysto-glaukonityczna osadu dolnopaleoceńskiego w Boryszewie oraz „całkowity brak globigeryn i globorotalii świadczy o tym, że sedymentacja ta odbywała się niedaleko od linii brzegowej, a M. Rózkowska (1955) wskazywała już na bardzo płytkowodny charakter osadu“ (cytowano według F. Brotzena i K. Pożaryskiej 1957, str. 279).

EOCEN

W eocenie przeważa na obszarze północno-europejskim niski, słabo urzeźbiony ląd i dlatego zalewany czasowo albo zatokami morskimi odgałęziającymi się od istniejącego na północy morza otwartego, albo rozległymi jeziorami śródlądowymi.

W eocenie dolnym zatoka morska sięgała poprzez Danię do obszaru dolnej Odry (70 km na południowy wschód od Szczecina). Według H.

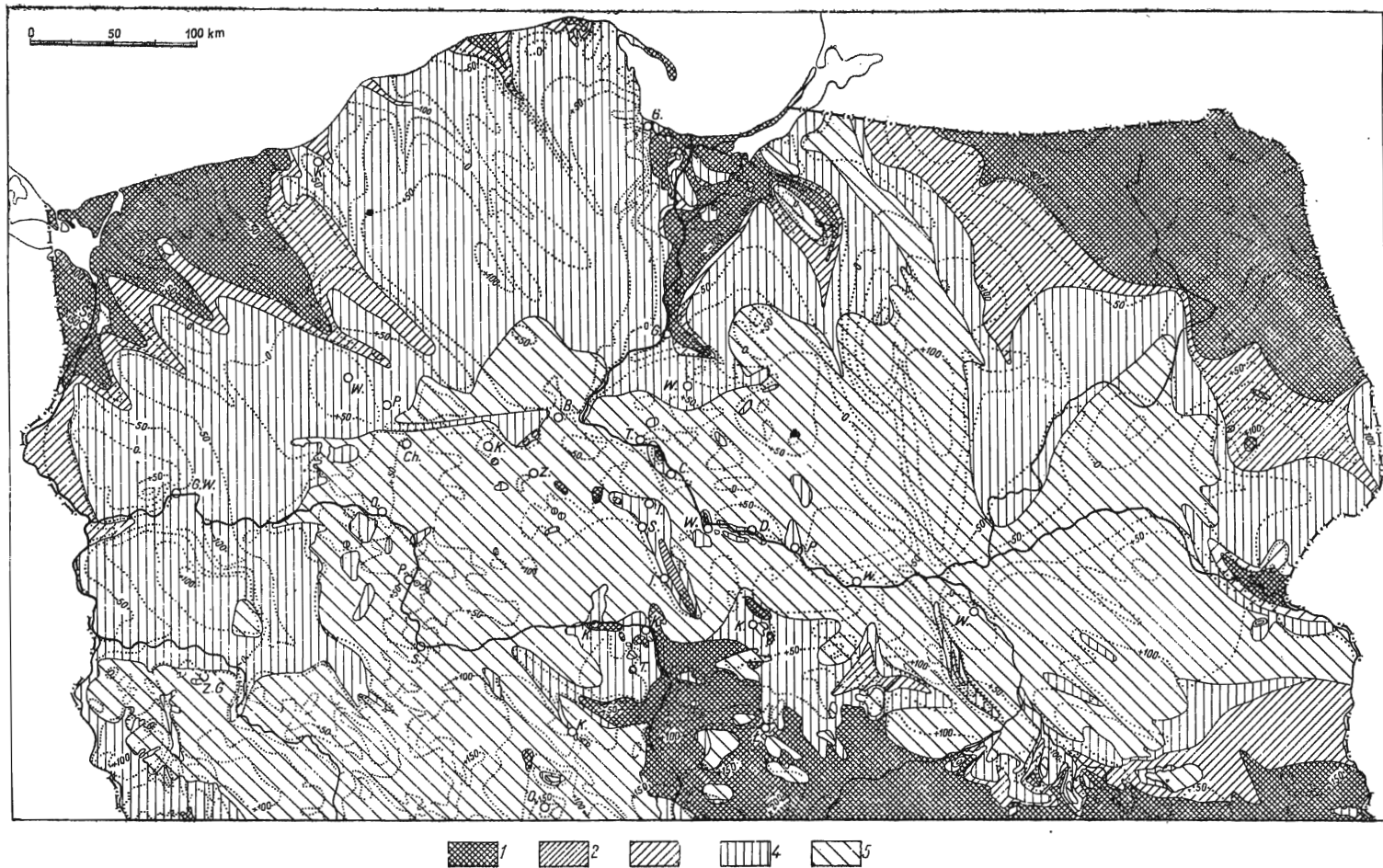


Fig. 3. Trzeciorzędowa powierzchnia Polski północnej
Tertiary surface of northern Poland

1 — utwory przedtrzeciorzędowe, 2 — eocen, 3 — oligocen, 4 — miocen, 5 — pliocen
1 — pretertiary rocks, 2 — Eocene, 3 — Oligocene, 4 — Miocene, 5 — Pliocene

Zestawione na podstawie: } Atlas géologique de Pologne. I. G. Warszawa, 1956.
Compiled on the basis of: }

Udlufta (1944) znane są osady ilaste również z okolic Gdańska, co rozszerzyłoby zasięg zalewu morskiego dalej ku wschodowi, włączając obszar dolnej Wisły. Osadami tego zbiornika są ily z koloidalnymi wkładkami pyłu wulkanicznego, barwnymi lub szarymi, stanowiącymi charakterystyczną cechę osadów eocenu dolnego.

Szczegółowe opracowanie osadów dolnoeocęńskich obszaru Polski północnej zostało wykonane na podstawie prób wiercenia w Wałczu (25 km na północny zachód od Piły). W wierceniu tym eocen dolny występuje na głębokości od 98,0 m do 166,1 m. Powierzchnia terenu wznosi się na 108,0 m n.p.m. Nad utworami eocenu dolnego występują utwory czwartorzędowe, pod utworami eocenu dolnego występują utwory retyko-liasu. Miąższość utworów eocęńskich wynosi 68,1 m. Utwory te reprezentowane są w głównej masie przez ily mikowe, miejscami piaszczyste, barwy kawowo-brązowej, z dużymi blaszkami miki, miejscami ze śladami drobnego warstwowania. W iłach tych, zwłaszcza w ich partiach piaszczystych, występują skrzemieniałe okrzemki i igły gąbek (opracowanie Seitza i Staesche'a). Drugorzędnie występują warstewki piasku drobnoziarnistego, miejscami gruboziarnistego, miejscami ilastego, barwy jasnoszarej, żółtawoszarej, brązowej w różnych odcieniach i szarzielonej. Wkładki piasków w masie iłów są często przekątnie warstwowane. W stropie utworów dolnoeocęńskich zaznacza się przewaga warstw piaszczystych, nawet średnio i gruboziarnistych, z domieszką ułamków węgla brunatnego. Skład piasku to przede wszystkim ziarna kwarcu, przeważnie obtoczone, często wypolerowane (ale zdarzają się i chropawe). Poza kwarcem występują ziarna glaukonitu, miejscami bardzo licznie, nadając piaskom charakterystyczne zabarwienie szarzielone, występują też blaszki miki, piryty (sporadycznie), ułamki kaolinitu i bursztynu.

W eocenie środkowym zaznaczyła się regresja morska i cała Polska północna była prawdopodobnie lądem.

W eocenie górnym wytworzyły się zbiorniki śródlądowe, jeziorne, na obszarze środkowej części Polski północnej. Jeden z tych zbiorników rozciągał się na przestrzeni około 165 km w kierunku WSW — ENE, od Obornik nad Wartą, przez Chodzież, Kcynię, Inowrocław, Toruń aż do Grudziądza. W zbiorniku tym osadziły się tzw. ily toruńskie, poznane z okolicy Torunia. Jest to utwór ilasty, bezwapienny, barwy ciemno-brunatnej, miejscami warstwowany (bardzo cienkie warstewki), z domieszką drobnoziarnistego piasku kwarcowego i miki, a niekiedy z wkładkami węgla brunatnego. Miąższość iłów toruńskich jest niewielka, przeciętnie od 12 do 15 m, ale zdarzają się większe, np. w Zalesiu — 38 m. Wyjątkowo osady te osiągają 90 m (pod Wąbrzeżnem). Skamieniałości w iłach toruńskich dotychczas nie znaleziono, wiek zaś oznaczono na podstawie położenia ich w stropie senonu, a w spągu oligocenu dolnego. Analogiczne osady z ułankami węgla brunatnego występują w dolinie Renu i w Saksonii i są tam uznane za eocen. Zagadnienie iłów toruńskich nie jest jednak ani dostatecznie udokumentowane, ani wyjaśnione i to tak dalece, że obok przeważającego poglądu, iż są to osady słodkowodne, część geologów uznaje je za osady morskie i to nawet morza głębokiego (A. Jentzsch, 1913, N. Polutoff, 1933). Gdyby ily z okolicy Gdańska okazały się istotnie osadami morskimi (z piętca eocenu górnego), można by

zatokę morską z północnego zachodu rozszerzyć na obszar zbiornika iłów toruńskich.

Z nielicznych wierceń, w których natrafiono na utwory starszego paleogenu, wymienić należy wiercenie w Szczebłotowie na obszarze antyklinorium kujawskiego. Na głębokości od 144,0 m do 236,0 m (co odpowiada głębokości od 52,0 do 144,0 m p.p.m.) występuje seria iłów ciemnobrunatnych lub czarnych, mniej lub więcej zwięzłych z przewarstwieniami piasków różnoziarnistych, szarzielonych i brunatnawych, często scementowanych łem. Jako domieszka w całej serii występuje glaukonit, blaszki muskowitu, grudki pirytu drobnokrystalicznego, konkretje pirytu, ziarna kwarcu zadymionego, ułamki wapienia białego, kryształki gipsu, kuliste igły gąbek, nieliczne otwornice przekalcytowane, koprolity, małżoraczki, drobne ślimaki. Seria tych utworów leży pod niewątpliwym oligocenem, a nad utworami jury (purbeku). O wieku tych osadów nie można się definitywnie wypowiedzieć. W. Pożaryski zalicza je ogólnie do paleogenu.

Pod koniec eocenu północno-europejskie obszary lądowe porośnięte były lasami drzew szpilkowych, z których *Pinus succinifera* dostarczała wielkich ilości żywicy. Żywica ta twardniejąc dawała bryłki bursztynu, w których zachowały się skamieniałości, przeważnie owadów i pajaków. Jest to najlepiej poznana fauna owadów w ciągu całej historii ziemi. Te bursztynonośne osady lądowe eoceńskie zostały rozmyte w czasie transgresji dolnooligoczeńskiej, bursztyn zaś z nich został włączony do osadów morskich przede wszystkim dolnooligoczeńskich. W następnych okresach geologicznych, aż do czwartorzędu włącznie, bursztyn występuje na wtórnym złożu.

OLIGOCEN

Oligocen dolny

Oligocen dolny rozpoczyna się wielkim zalewem morskim, który w Polsce objął całą Płytę Lubelską a przez nieckę mazowiecką i Pojezierze łączył się ze zbiornikami morskimi północno-zachodnimi. Polska północna zalana była morzem całkowicie.

Osadami morskimi oligocenu dolnego na obszarze Polski północnej są piaski glaukonitowe z fosforytami, lokalnie z wkładkami żwirów kwarcowych albo mułków i iłów. Osady te mają barwę szarą, zieloną i szarzieloną, najczęściej są bezwapienne lub słabo wapniste. Wapnistość pochodzi od obecności ułamków detrytycznych ze skał wapiennych. Charakterystyczną cechą piasków i mułków oligoczeńskich jest brak utlenienia, czego rezultatem jest obecność pirytu. Piryt występuje albo w drobnych kryształach, albo jako masa sklejjająca ziarna kwarcu.

W utworach oligoczeńskich najobficiej występuje glaukonit. Ziarna glaukonitu mają powierzchnie szarawe, brudne i zamazane, piękna zaś zielona barwa glaukonitu występuje dopiero po przemyciu kwasem solnym. Ziarna kwarcu, jako główny składnik utworów oligoczeńskich, są słabo obtoczone, ale doskonale wypolerowane. Poznane z wierceń osady oligocenu Polski północnej mają bogatą faunę koralii, ślimaków i małży wykazującą pokrewieństwo między obszarami południowo-wschodnimi i północno-zachodnimi. Wyjątkowo bogata fauna występuje w osadach Sambii. Tam również powstały wielkie złoża bursztynu, wymytego ze

zniszczonych bursztynowych utworów lądowych eocenu. Część autorów przypisuje bryłkom bursztynu również wiek dolnooligoceniński.

Na podstawie wierceń można wnioskować, iż osady oligocenu dolnego występują na rozległych obszarach niecki wielkopolskiej, antyklinorium kujawsko-pomorskiego oraz niecki mazowieckiej.

Oligocen środkowy

Zalew rozległego morza dolnooligocenińskiego szybko cofnął się z terenu Polski, z wyjątkiem obszaru Pomorza zachodniego i Kujaw. W ciągu oligocenu środkowego morze zajmowało tereny prawdopodobnie od dolnej Wisły przez Koszalin, dolną Odrę, sięgając płytkimi zalewami głęboko na Kujawy.

Osadami otwartego morza tego okresu są ilły błękitno-szare, z septariami — konkrecjami żelazisto-marglistymi, charakterystycznie wewnątrz spękanymi. Iły septariowe w stropie zawierają żelaziak ilasty z dość liczną fauną małży i ślimaków. Nad ilami septariowymi osadził się piasek glaukonitowy, tzw. szczeciński, zawierający konkrecje żelaziaka ilastego oraz szczątki drewna napływowego. Znalezione w nich faunę m. in. *Cyprina rotundata* B r., *Pecten bifidus* G d f., *Fusus multisulcatus* N y s t. (Koenen, 1886, 1894). Natomiast w zalewie kujawskim, sięgającym po Izbicę, osadziły się utwory innego typu, płytkowodne, ilasto-piaszczyste, częściowo margliste z ziarnami glaukonitu, ze zwęglonymi szczątkami roślin, nielicznymi małżami i ślimakami oraz licznymi otwornicami (W. Pożaryski, 1953).

Na podstawie otwornic można było oznaczyć wiek tych utworów. Według opracowania W. Pożaryskiego, warstwy morskiego paleogenu w Izbicy należą do piętra oligocenu środkowego (poziom górny) oraz do piętra oligocenu górnego (poziom dolny). Trudność rozgraniczenia oligocenu środkowego od górnego powstała wskutek braku typowych form przewodnich dla każdego z tych pięter, a równocześnie w wspólnym występowaniu innych form im tylko właściwych. Osady środkowe i górno oligoceniskie w Izbicy występują na głębokości od 7,0—69,0 m p.p.m., miąższość ich wynosi zatem 62 m. Są to według opisu W. Pożaryskiego (1953) następujące typy skał (idąc od góry):

„9,7 m miąższości — Piaskowiec szary, brunatnawy, kruchy, o lepszym krzemionkowo-ilastym, bezwapiennym, z wyjątkiem spągowej warstewki nieco marglistej, o miąższości 20 cm; ziarna kwarcu są drobne (poniżej 0,4 mm średnicy), zawierają liczne wrostki i bywają spękanne; z rzadka występują ziarna glaukonitu, blaszki muskowitu oraz skupienia drobnokrystalicznego piryty; w dolnej części zdarzają się skupienia ziarn kwarcu scementowanych krzemionką barwy niebieskawo-białej.

Wśród szczątków organizmów dominują opalowe igły gąbek, w dolnej połowie warstwy — drobne, zwęglone kawałki drewna i odciski skorup małży i ślimaków.

0,1 m miąższości — Syderyt ciemnoszary, zbity, o powierzchni nierównej.
11,5 m „ — Margiel piaszczysty, szary porowaty; ziarna piasku posiadają wielkość poniżej 0,3 mm średnicy; są tu również nieliczne blaszki muskowitu, ziarna glaukonitu i skupienia drobnokrystalicznego piryty; piasek i il rozłożone są nierównomiernie, czasem skupione w naprzemianległych ławicach.

Liczne szczątki organizmów; skorupki małży i ślimaków są często miękkie, nadźarte lub połamane; kolce jeżowców — skupione przeważnie w postaci gniazd; liczne są otwornice wapienoszkieletowe; poza tym widoczne są białe, krzemionkowe igły gąbek (triaksony), jak również próżnie po rozpuszczonych igłach.

- 30,0 m miąższości — Piasek ilasty, szary, bezwapienny; piasek drobnoziarnisty, mułek z domieszką iłu, miejscami ławice piasku gruboziarnistego; piasek ten zawiera rzadko rozproszone ziarna glaukonitu; spód warstwy jest mułkowo-ilasty.
- 4,5 m miąższości — Margiel piaszczysty, szary, porowaty, z licznymi szczątkami organizmów, taki sam jak margiel leżący wyżej pod warstwą syderytu, jedynie nieco mniej spoisty.
- 4,0 m miąższości — Mułek ilasty ciemnoszary, miękki lub twardy, scementowany węglanem wapnia; partie miękkie są bezwapienne; zawiera on niewielką domieszkę drobnego piasku ułożonego ławicami oraz nieliczne ziarna glaukonitu i blaszki muskowitu; szczątki organizmów są liczne, przeważnie w partiach wapienistych (igły gąbek, skorupki małży i otwornice).
- 2,0 m miąższości — Głina szara i ciemnoszara z ziarnami kwarcu o średnicy poniżej 0,8 mm; zawiera nieliczne ziarna glaukonitu, blaszki miki i krzemionkowe igły gąbek; widoczne wyraźne uwarstwienie.“
- (Cytowane według W. Pożaryskiego, 1953; str. 11, tabl. 1).

W innym wierceniu, mianowicie w Szczebłotowie oligocen występuje na głębokości od 108,0 m do 144,0 m (co stanowi w odniesieniu do poziomu morza głębokości od 16,0 do 52,0 m p. p. m.). Grubość oligocenu wynosi więc 36 m. W opracowaniu W. Pożaryskiego, który dysponował próbkami płuczkowymi z tego wiercenia, jest to seria piasków różnoziarnistych szarych, szarzielonych i brunatnych.

W obydwu wierceniach w Izbicy i w Szczebłotowie zachowana seria utworów oligoceńskich reprezentuje osady płytkowodne, przybrzeżne, zależne od lokalnych warunków, od składu wybrzeży pobliskiego ładu (liczne ułamki skał wapiennych), tym niemniej świadczy o bliskości otwartego morza i o połączeniu z nim (obfitość występowania igieł gąbek). Na podstawie badań mikrofaunistycznych W. Pożaryski oznaczył około 90 gatunków otwornic, wśród których występują formy charakterystyczne zarówno dla oligocenu środkowego (poziom górny), jak i dla oligocenu górnego (poziom dolny).

Oligocen górny

Badania W. Pożaryskiego (1953) wykazały, że jeszcze na początku oligocenu górnego morze nie wycofało się z terenu Kujaw. Opisanie powyżej wiercenie w Izbicy Kujawskiej osiągnęło osady górno-oligoceńskie, nie rozgraniczone od osadów środkowo-oligoceńskich. Dlatego omówiono je wspólnie z osadami środkowo-oligoceńskimi.

Morze ustąpiło z terenu Kujaw dopiero pod koniec oligocenu i wtedy już tylko w okolicy Szczecina zachowała się niewielka zatoka morska, w której osadziły się utwory litoralne, nieznacznej miąższości (5 m zachowana miąższość). Są to piaski mikowe z żelaziakiem ilastym i szczątkami roślin.

Z wyjątkiem zalewu morskiego w okolicy Izbicy Kujawskiej, który jako odnoga morska przetrwał od oligocenu środkowego do początku oli-

gocenu górnego, cała Polska w oligocenie górnym była lądem. O osadach lądowych tego okresu nic nie wiemy, sądzić jedynie można, że istniała wówczas silna denudacja, która niszczyła mało odporne skały oligocenu dolnego i środkowego. Tym należy tłumaczyć istniejące dziś na obszarze Kujaw tylko niewielkie połacie, przeważnie depresje podłoża starszego, w których ocalały osady oligocenu.

Regresja morza, wskutek której wynurzył się obszar północnej Polski w końcu oligocenu, związana była z nową fazą górotwórczą (sawijską), która wypiętrzyła ostatecznie większość pasm alpejskich. Faza tej górotwórczości dzieli cały okres trzeciorzędowy na dwa odcinki: dolny (paleogen) i górny (neogen). Neogen (miocen i pliocen) stanowi odrębny cykl sedymentacyjny i erozyjny, który poprzez stopniowe przemiany prowadził do wytworzenia ukształtowania mórz i lądów zbliżonego do obecnego.

MIOCEN

Miocen dolny

Początek neogenu, miocen dolny (piętro akwitan i prawdopodobnie część burdygału) był dla Polski okresem lądowym, W okresie tym nastąpiło wyrównanie erozyjne powierzchni zdyslokowanej poprzednio w czasie sawijskiej fazy górotwórczej. Wskazują na to osady lignitowe miocenu środkowego i górnego, leżące niezgodnie albo na utworach jurajskich, albo na utworach kredowych albo wreszcie na oligoceńskich.

Miocen środkowy i górny

Należą tu piętra — część burdygału, helwet, torton, sarmat.

W helwecie a może już w burdygale, jak przypuszcza J. Samsonowicz (1952), morze wkroczyło na obszar głębokiego zapadliska podkarpackiego. Morze to istniało poprzez helwet i torton na Podkarpaciu, a w sarmacie przesunęło się ku północnemu wschodowi, w kierunku Lubelszczyzny i Wołynia. W ciągu sarmatu morze cofało się ku wschodowi. Obszar wyżyn środkowo-polskich oddzielał morze południowej Polski od zbiornika wodnego, wytworzonego równocześnie na obszarze północno-europejskim. Czy istniało połączenie obydwu zbiorników? Jest to zagadnienie do dziś nie rozwiązane, mimo, że zostało postawione przez F. Kautsky'ego już w 1925 r. i wywołało polemikę z W. Friedbergiem (1931). Według Kautsky'ego morze północnoniemieckie piętra helweckiego łączyło się z morzem zagłębia wiedeńskiego przez Śląsk i Wielkopolskę. Zostało to określone na podstawie fauny helwetu, mianowicie szeregu wspólnych form dla obydwu zbiorników.

Zagadnienie odnogi morskiej w miocenie środkowym jest interesujące, gdyż utwory piaskowców kwarcytowych, występujących w południowej Wielkopolsce aż do Kujaw, a leżące niezgodnie pod formacją lignitową, mogą być utworem litoralnym morskim. Piaskowce kwarcytowe sięgają od południowo-zachodniego skrzydła antyklinorium kujawskiego w stronę południowo-zachodnią aż do Wzgórz Ostrzeszowskich, opracowanych przez J. Gołąba (1951). Wprawdzie J. Gołęb uznał ten typ osadów kwarcytowych za osad wielkiego zbiornika lądowego i przypisuje im wiek dolnotortonński, ale sprawa nie została rozstrzygnięta definitywnie. Dalsze badania mogą dostarczyć bogatszych, uzupełniających materiałów paleon-

tologicznych, które pozwolą wyjaśnić zarówno genezę jak i wiek ciekawej formacji piaskowców kwarcytowych.

Wiek formacji lignitowej na Niziu północno-polskim nie jest ustalony. Pierwszy J. Lewiński w 1914 r. próbował rozwiązać to zagadnienie, synchronizując wkroczenie morza na południu Polski z powstaniem utworów bagiennych na północy. Na Śląsku (okolice Gliwic), gdzie mamy kontakt utworów lądowych lignitowych z utworami morskimi miocenijskimi, stosunek ich jest następujący: na osadach morskich środkowomiocenijskich (helwet, torton) leżą utwory węgla brunatnego — są więc wieku górnomiocenijskiego (sarmat). Tymczasem J. Lewiński uznaje wiek formacji lignitowej na Niziu północnym za tortoński. Niezgodność z obserwacjami na Śląsku tłumaczy w ten sposób, że okres tworzenia się formacji lignitowej na Niziu rozpoczął się w miocenie środkowym i trwał nieprzerwanie do sarmatu włącznie. Formacja lignitowa Śląska odpowiadałaby więc górnej części formacji lignitowej na Niziu. Pogląd J. Lewińskiego podtrzymuje J. Samsonowicz (1952) uważając, że ułożenie utworów węgla brunatnego na utworach morskich środkowomiocenijskich przesądza ich wiek tylko lokalnie, nie charakteryzuje natomiast wieku utworów węgla brunatnego nawet w niewielkiej odległości od Gliwic. Utwory te osiagając tam znaczne miąższości mogą mieć dolne warstwy znacznie starsze od górnych. To wielkie zróżnicowanie pionowe odnosi się również do obszarów węgla brunatnego na całym Niziu Polskim. Potwierdzają to również badania paleobotaniczne — np. badania flory miocenijskiej z Chłapowa nad Bałtykiem (O. Heer, 1869) pozwalają przyjąć jej wiek na helwet. Flora chłapowska zawiera m. i.: *Taxodium distichum miocenum* Heer, *Glyptostrobus europaeus* Brgn., *Sequoia Landsdorfi* Brgn., *Alnus Kefesteinii* Ung., *Ficus Tiliaefolia* Brgn., *Carpinus grandis* Ung., *Betula prisca* Ett., oraz *Juglans*, *Amygdalus*, *Laurus*, *Cinnamomum*.

Flora ta rozwijała się w klimacie wilgotnym i ciepłym (średnia roczna około 20°C). Natomiast flora miocenijska z górnych warstw węgla brunatnego (np. z Koronowa pod Bydgoszczą, opracowana przez O. Heera, 1869) oraz z Konina, (opracowana ostatnio przez J. Raniecką-Bobrowską, 1954), wykazuje klimat znacznie chłodniejszy w stosunku do klimatu miocenu środkowego. Badania florystyczne różnych odcinków profilu formacji węgla brunatnego, niezależnie od wielkiego zróżnicowania zespołów roślinnych, wskazują na konsekwentne pogarszanie się warunków klimatycznych w ciągu miocenu.

Zagadnienie uszeregowania flor kopalnych miocenijskich według ich wieku względnego nie zostało dotychczas wykonane. W każdym razie na podstawie dotychczasowych badań możemy przyjąć wiek środkowo- i górnomiocenijski (helwet, torton, sarmat) dla utworów formacji węgla brunatnego Polski środkowej i północnej, nie wykluczając również wieku starszego — miocenu dolnego (burdygału), na co wskazywałyby badania florystyczne O. Heera na Pomorzu (1869).

Charakterystyka utworów formacji węgla brunatnego dla obszaru Polski północnej opiera się na setkach wierceń oraz na odsłonięciach miocenu. Odsłonięcia występują po obydwu stronach antyklinorium kujawsko-pomorskiego oraz na obrzeżeniu masywu krystalicznego Sudetów. Odsłonięcia miocenu grupują się po stronie południowo-zachodniej antyklinorium w okolicach Koła — Konina nad Wartą, następnie wzdłuż do-

liny środkowej Warty oraz po północno-wschodniej stronie antyklinorium, w okolicach Włocławka — Płocka nad Wisłą.

Na podstawie materiałów z wierceń oraz odsłonień wnioskować można o różnorodności wykształcenia i miąższości serii miocenu niżowego. Wykształcenie osadów miocenijskich obserwowane w odsłonięciach różni się niewątpliwie od prób z wierceń. Różnice te stają się zrozumiałe, jeśli uwzględnimy, że osady miocenu w wierceniach leżą przeważnie głęboko pod nieprzepuszczalnymi łamami pliocenijskimi i że działania utleniającego tam nie ma, podczas gdy osady miocenu, odsłonięte i wyniesione do strefy oksydacyjnej, podlegają przemianom chemicznym i mechanicznym. Siarczki żelaza rozkładają się z CaCO_3 , rozsiały w osadach i infiltrującym z góry, dając gips. Żelazo w postaci limonitu występuje albo w rozproszeniu, nadając utworom barwy w tonacji brunatnawej, albo cementując pokłady piasków w piaskowce limonityczne. Pył węgla brunatnego ulega utlenieniu, pozostają odporniejsze cząstki lignitu. Procesy chemiczne zachodzą zwłaszcza w partiach osadów zaburzonych, tam gdzie powstają szczeliny, ułatwiające infiltrację wód czwartorzędowych z dużą zawartością CaCO_3 . Sfałdowane partie utworów lignitowych pod Dobrzyńem nad Wisłą występują wprost pod utworami czwartorzędowymi i pokryte są głębokimi szczelinami, wzdłuż których widać intensywne zmineralizowanie.

W spągu miocenijskiej formacji węgla brunatnego występują piaskowce, miejscami typu kwarcytowego, oraz piaski kwarcowe białe i szarawe. Odsłonięcia tych utworów obserwować można w dolinie Warty w okolicy Koła — Konina. Piaski i piaskowce występują tam albo płytko pod utworami powierzchniowymi, albo wprost na powierzchni. Utwory te znane już były w literaturze przed 1900 r. (J. B. Pusch, 1833—1836). Wspomina o nich również J. Samsonowicz (1928) jako o piaskowcach trzeciorzędowych leżących na kredzie. Są to piaskowce i piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste do ziarn żwiru włącznie, o różnym stopniu scementowania, od materiału sypkiego do zwięzłego a nawet zlewnego typu kwarcytowego. Występowanie tych utworów obserwowałam w części północnej arkusza Koło nad Wartą (miejscowości: Ochle, Kamienna Góra, Biała Góra, Trzęsniew, Kuny, Adamów). Powierzchnia piaskowców wykazuje wielkie nierówności, partie ich sterczą jako monadniki powierzchni trzeciorzędowej, zniszczone zarówno przed osadzeniem się formacji lignitowej, jak i w okresie lodowcowym. O tym ostatnim świadczą wielkie bloki piaskowców rozproszone w osadach plejstocenijskich po całej okolicy.

Czy utwory piasków i piaskowców kwarcytowych związane są z utworami węgla brunatnego, czy też należą do oddzielnej facji, czy może przedzielone są przerwą sedymentacyjną, trudno na podstawie dotychczasowych obserwacji rozstrzygnąć. Na istnienie przerwy sedymentacyjnej wskazywałoby zniszczenie powierzchni piaskowca oraz wytworzenie zagłębień, w których osadziły się następnie utwory węgla brunatnego. J. Samsonowicz na podstawie badań na tym terenie podaje taką opinię: „...na północnym zboczu wzniesienia kredowego leżą piaskowce trzeciorzędowe Trzęsniewa i Morzysławia i wyższe nieco (podkreślenie autora) utwory lignitowe” — (J. Samsonowicz, 1928). Zgadzam się z wypowiedzią J. Samsonowicza, znajdując jej wielokrotne potwierdzenie w terenie.

Zagadnienie piaskowców miocenijskich zostało ciekawie i wszechstronnie opracowane dla obszaru południowej Wielkopolski przez J. Gołęba (1951). Pod Ostrzeszowem występują mianowicie pod miocenijską formacją lignitową kwarcyty białe, szare, brunatnawe i piaski kwarcowe. Jest to materiał przeważnie drobnoziarnisty, niekiedy jednak posiada charakter druzgotowy, często też występuje skład średnio- i gruboziarnisty, niekiedy zlepieńcowaty ze żwirami dochodzącymi do 5 cm średnicy.

Przeważającym składnikiem są kwarcie mleczne o charakterze żyłowym, doskonale obtoczone, barwy zasadniczo białej, chociaż zdarzają się też kwarcie żółte i różowe, występują też otoczaki łupków krzemionkowych. Stropowe powierzchnie kwarcytów wykazują pewne wypolerowanie, odkrzemionkowanie a nawet nabrzmienia hieroglifowe typu spływowego. Wskazuje to na istnienie przerwy sedymentacyjnej oraz na niezgodność ułożenia wyżej leżącej serii lignitowej. W spągu formacji kwarcytowej występuje il plastyczny, brunatny, miejscami fioletowy, nieokreślonego wieku, leżący wprost na utworach kajprowych. Kwarcyty uznaje J. Gołąb za osad słodkowodny, zarówno wód bieżących jak i stojących, na co wskazuje wielka różnorodność ziarna, od żwirów o średnicy 5 cm do ziarn najdrobniejszych.

W kwarcytach znalazł J. Gołąb florę, mianowicie liście i owoce w postaci negatywów. Oznaczone formy (*Castanopsis Schmitiana*, *Salix Goëperti*, *Laurus* sp., *Vitis* sp.) wskazują na niewątpliwie wiek trzeciorzędowy — miocenijski. Według niektórych autorów, *Castanopsis* należy do trzeciorzędu starszego. Ponieważ flora miocenijska Wielkopolski i Śląska należy do miocenu górnego, a w tym wypadku formacja lignitowa leży niezgodnie na utworach kwarcytowych, autor wnioskuje, że wiek utworów kwarcytowych jest starszy od formacji lignitowej, najprawdopodobniej dolnotortonjski. Między dolnym a górnym tortonem na tym obszarze istniała przerwa sedymentacyjna, o czym świadczą wygładzone powierzchnie kwarcytów, a także otoczaki tychże kwarcytów, znajdowane na wyższych powierzchniach formacji kwarcytowej, pokryte z kolei formacją lignitową. Autor podaje również, że podobne utwory kwarcytowe napotykał sporadycznie na przestrzeni od Ostrzeszowa do okolic Turka. Występowanie ich przewiduje dalej ku wschodowi, aż na Polesiu, gdzie w analogicznych kwarcytach znalazł B. Halicki ślady roślin trzeciorzędowych (cyt. według J. Gołęba, 1951).

Rozwiązując wszechstronnie zagadnienie stratygrafii i tektoniki neogenu w okolicy Ostrzeszowa, J. Gołąb wysuwa wniosek, że Wzgórza Ostrzeszowskie stanowią klucz do rozwiązania ogólnej tektoniki trzeciorzędu młodszego, jak również stanowią całokształt zagadnień sedymentacji miocenijskiej niecki północno-europejskiej.

Seria czysto kwarcowych piaskowców i piasków z obszaru nadwarciańskiego odpowiada kwarcytom i piaskom kwarcowym z obszaru Wzgórz Ostrzeszowskich. Ponieważ jednak cykl sedymentacyjny formacji lignitowej jest datowany dla Polski północnej i środkowej już w tortonie a nawet w helwecie (wyniki badań florystycznych), a równocześnie zaznacza się przerwa po osadzeniu się piaskowców kwarcytowych — przeto serię tychże piaskowców skłonna byłabym przesunąć niżej niż torton dolny, (jak to podaje J. Gołąb).

W odsłonięciach trzeciorzędu nad Wisłą, w stromym brzegu na przestrzeni od Włocławka do Dobrzynia, występuje w spągowych partiach

osadów lignitowych również piaskowiec. Jest to już jednak petrograficznie inny typ osadu, związany z cyklem sedymentacyjnym osadów lignitowych. U podstawy formacji węgla brunatnego występują mianowicie różnoziarniste piaski z warstewkami żwirów, ku górze z przewarstwieniami mułków. Warstwy te, zwłaszcza piaski gruboziarniste i żwiry, są często scementowane w piaskowiec (lub zlepieniec w wypadku materiału grubszego) lepiszczem żelazistym lub ilastym, tworząc ławice piaskowca o różnej spoistości, barwy brunatnej, żółtej (ochrowej) lub rzadziej białej. Nie jest to już materiał czysto kwarcowy, jak w przypadku piaskowców występujących nad Wartą, bo zanieczyszczenie zarówno mineralne jak i organiczne jest duże. Piaskowce z nad Wisły pochodzą z innego cyklu sedymentacyjnego, związanego bezpośrednio z tworzeniem się formacji węgla brunatnego.

Na piaskowcach lub też na utworach piaszczysto-żwirowych ułożone są zgodnie serie mułowo-piaszczyste i węgle brunatne całej formacji lignitowej.

Z przeglądu wierceń wynika, że na całym omawianym obszarze pewne partie piaszczystych utworów miocেনskich na różnych głębokościach zostały scementowane w piaskowce lepiszczem różnego typu. Może to być lepiszcze krzemionkowe, żelaziste z częstą odmianą pirytowego, wreszcie ilaste. Piaskowce tego typu stanowią część składową formacji węgla brunatnego i nie należy ich identyfikować z piaskowcami typu ostrzeszowskiego i nadwarciańskiego, które są niewątpliwie starsze od formacji węgla brunatnego.

Osady formacji brunatno-węglowej Polski północnej składają się w przeważającej części z różnoziarnistych piasków poza tym z mułków glin, ilów (nawet łożupków). Najbardziej charakterystycznym składnikiem są warstwy węgla brunatnego. Omówione zostają kolejno wymienione składniki:

1. Piaski miocенskie są bardzo różnorodne — od piasku pylastego (kurzawki) poprzez piaski drobno-, średnio- do gruboziarnistych i żwirów. Materiał skalny stanowią w przeważającej części kwarcce. Ziarna są przeważnie dobrze posegregowane, barwy zazwyczaj szarej, szarobiałej, różowawej, brunatnej w różnych odcieniach i czarnej, w zależności od stopnia utlenienia i domieszki organicznej. Ziarna drobne są przeważnie kanciate, im grubsze — tym coraz lepiej obtoczone, nawet wypolerowane, błyszczące. Piaski mają domieszkę miki białej w ilości tym większej, im piasek jest drobniejszy.

2. Mułki miocенskie są to osady kwarcowo-mikowe, mniej lub więcej spoiste, partiami zwięzłe, ilaste, z warstewkami ilitu czarnego, miejscami prawie łupkowate, barwy od szarej do brunatnej, partiami zorsztynizowane. Mułki w osadach miocенskich występują równie często jak gliny (w opisach najczęściej mylone i nie wydzielane właściwie). Bardziej wyodrębniają się ility zwięzłe, tłuste; występowanie ich należy również do zjawisk powszechnych w miocenie. Warstwy ilitu są najczęściej przesycone ułamkami roślin i znaleźć w nich można piękną i bogatą florę (np. odsłonięcia w Bachorzewie nad Wisłą pod Dobrzyniem dostarczają obfitej flory).

3. W osadach miocenu występują w piaskach, mułkach i iłach różnorodne domieszki. Mogą to być domieszki mechaniczne pochodzące z transportu wodnego albo domieszki chemiczne, wytworzone wskutek procesów chemicznych. Domieszki te są następujące:

a) konkrecje żelaziste kruche lub trwałe; często występuje orsztynicacja warstw, oklejanie ziarn kwarcu tlenkami żelaza co nadaje im barwę czerwonawą lub tlenkami manganu, dającymi barwę czarną;

b) konkrecje pirytowe lub produkty rozkładu pirytu, piryt drobno-kryształiczny, czasem w twardych skupieniach barwy szarozielonej. Konkrecje pirytowe mają rozmaity kształt: walcowaty, kulisty, nerkowaty, płaski; powierzchnie ich są w różnym stopniu zwietrzałe, przeważnie porowate, matowe, pod lupą widać ziarna kwarcu scementowane pirytem, wewnątrz po rozbiciu konkrecji widać jednolitą masę ziarn kwarcu scementowanych pirytem o metaliczno-srebrzystym, miejscami złotawym połysku;

c) ułamki drewna spirytyzowanego;

d) konkrecje markasytowe;

e) konkrecje krzemionkowe;

f) gipsy w różnych postaciach: kryształy w ogromnym bogactwie form, czasem z towarzyszeniem kryształów soli (na obszarach wysadów solnych); gipsy mogą też występować w postaci rozproszonej w piaskach i mułkach. W odsłonięciach wysokiego brzegu Wisły pod Dobrzyniem w utworach mioceńskich obserwować można piękne kryształy gipsu oraz skupienia gipsu ziemistego;

g) z domieszek sporadycznie występujących w osadach miocenu wymienić należy: ziarna glaukonitu, kwarcu szarego, zadymionego, wykwitły ałunu żelazistego, produkty rozkładu siarczków, wykwitły siarczanów oraz siarczki żelaza.

Najważniejszym jednak składnikiem formacji węgla brunatnego są pokłady węgla brunatnego w kilku poziomach. Wyróżnić można dwa zasadnicze pokłady: górny i dolny. Miąższość tych pokładów jest na omawianym obszarze bardzo zmienna, ciągłość pokładów przeważnie niestała, często występuje rozszczępienie poziomu górnego na kilka pokładów cienkich z dużymi warstwami płonymi. Według J. Lewińskiego (1924) najgrubszy pokład węgla brunatnego leży bezpośrednio pod ilami pliocenu lub oddzielony jest od nich niegrubą warstwą (kilkanaście do kilkudziesięciu cm). Głębiej leżące pokłady węgla są niestałe, soczewkowate i na ogół cieńsze. Zdarzają się jednak soczewki węgla brunatnego w spągu serii mioceńskiej, osiagające znaczne miąższości. Na przykład wiercenie w Kotliskach Wielkich pod Kutnem (F. Różycki, 1956) wykazało warstwę węgla brunatnego o grubości 22 m w spągu serii mioceńskiej osiagającej tu 74 m miąższości.

Węgłe brunatne mioceńskie są to węgłe ziemiste, ciemne, kruche, z nierównym przełamem. Wyjątkowo trafia się odmiana węgla brunatnego w postaci węgla czarnego błyszczącego, podobnego do węgla kamiennego. Ten typ węgla brunatnego powstaje wskutek ciśnienia i sprasowania przy dyslokacjach (A. Makowski, 1947). Zależnie od domieszki ilu lub piasku, węgiel brunatny przechodzi w odmianę ilastą lub piaszczystą. Barwa zmienia się od czarnej w różnych odcieniach. Ułamki lignitu zjawiają się albo w pokładach węgla ziemistego, albo tworzą samodzielne warstwy. Pojedyncze pnie drzew (przeważnie iglastych jako bogatych w żywicę, dzięki której mogły łatwiej się zachować) znajdujące w odsłonięciach wysokiego brzegu Wisły — dochodziły do 1,5 m długości.

W osadach węgla brunatnego występuje wielka ilość szczątków roślinnych, a zwłaszcza pięknie zachowane liście. Występują one w wielkich nagromadzeniach w partiach ilastych serii brunatno-węglowej i wskazuje, że drzewa liściaste były silnie również rozprzestrzenione w tym okresie. Spośród miocenijskich drzew szpilkowych lignitowych stwierdzono w Polsce następujące gatunki (J. Lilpop, 1924): *Taxodioxylon* sp., Krausel, *Glyptostroboxylon tenerum* C. v. n. (chińska sosna wodna), *Podocarpoxylon Gothan*. Badania S. Kownasa (1951) wzbogacają ten zespół drewn miocenijskich o charakterystyczne gatunki: *Pinus cuiavicum* i *Taxodioxylon juniperoides*. W odsłonięciach brzegu Wisły pod Dobrzyniem występują w pokładach węgla brunatnego liczne skupienia białego, pylastego gipsu ziemistego.

Miąszości całej serii węgla brunatnego wahają się w znacznych granicach. Największe występują w niecce wielkopolskiej, przekraczając często 100 m miąszości, a nawet w Śremie (na południe od Poznania) zaobserwowano maksymalną miąszość miocenu, mianowicie 211 m.

Obserwacje odsłoniętych zboczy doliny Wisły i szczegółowe ich sprofilowanie pozwoliło ustalić następujący chronologiczny układ warstw formacji lignitowej:

1. U samej podstawy formacji leżą piaski różnoziarniste z warstewkami żwirów, ku górze z przewarstwieniami mułków. Warstwy te, zwłaszcza piaski gruboziarniste i żwiry, są często scementowane w piaskowce (albo w zlepierce w wypadku materiału żwirowego) lepiszczem żelazistym lub krzemionkowym tworząc ławice piaskowca brunatnego, żółtego lub białego, o różnej spoiistości ziarn. Miąszość tej warstwy wynosi około 5 m. Tutaj też prawdopodobnie występują piaskowce spirytywizowane, zwięźle, jasnoszare, przesycone pirytem (nie znalazłam ich *in situ*, lecz tylko w osypiskach spągu formacji węgla brunatnego.

2. Wyżej leży warstwa mułkowo-piaszczysta, składająca się z piasków drobnoziarnistych, mułków i mułków ilastych. Piaski i mułki zawierają cieniutkie (1 mm do paru centymetrów grubości) smugi iłów węglistych. Miąszość całej warstwy wynosi około 10 m.

3. Nad warstwą mułkowo-piaszczystą występuje właściwa seria węgla brunatnego, złożona z pokładów węgla brunatnego, poprzedzielanych warstwami piasków, mułków, iłów pylastych, o barwach szarych, białych, brązowych i brunatnych w różnych odcieniach do czarnych włącznie. Pokłady węgla są przeważnie dwa, miejscami trzy lub więcej. Grubość poszczególnych pokładów węgla jest zmienna. Najgrubszy, a zarazem najbardziej stały, pokład występuje w stropie serii, na pograniczu z ilami plioceńskimi. Miąszość tego pokładu, tzw. podstawowego, wynosi przeciętnie około 1 m. Poniżej pokładu podstawowego warstwy węgla są znacznie cieńsze. Węgiel brunatny należy przeważnie do kategorii węgla brunatnych ziemistych. Czasem jest to typ torfowy, a z rzadka tylko lignit. W dolnej części pokładu podstawowego węgiel zawiera prawie zawsze pewną domieszkę piasku; prócz tego występują tu często skupienia białego, pylastego gipsu ziemistego. Bliżej stropu węgiel jest niekiedy zanieczyszczony ilem. Szczątki roślinne występują w wielkich ilościach nie tylko w warstwach węgla brunatnego, ale również w warstwach iłów i są w nich najpiękniej zachowane. Opracowaniem roślin kopalnych w Dobrzyniu zajął się S. Kownas z Zakładu Botaniki ogólnej Uniwersytetu

Toruńskiego. W 1951 r. autor ten opublikował opracowanie drewnien z Dobrzynia. Główną masę drewnien z Dobrzynia stanowią drzewa szpilkowe, reprezentowane przez pięć rodzajów i 9 gatunków. Ciekawą cechą sosen (*Pinuxylon cuiavicum* n. sp., *Pinuxylon parenchymatosum*) jest obecność miękiszu żywicznego, którego u sosen współczesnych prawie się nie spotyka, w trzeciorzędowych zaś sosnach występuje tylko u nielicznych gatunków. Najliczniejsze są drewna o budowie *Juniperoxylon*, następnie *Cupressinoxylon*, wreszcie *Taxodioxylon*; nielicznie reprezentowany jest rodzaj *Glyptostroboxylon*. W pracy z 1955 r. S. Kownas opisał dziewięć typów kopalnego drewna roślin z klasy *Coniferae* oraz pięćdziesiąt pięć gatunków roślin wyższych, oznaczonych na podstawie liści, nasion i owoców. Są to przede wszystkim szczątki roślin o charakterze leśnym, a w nielicznych odkrywkach szczątki roślin wodnych i błotnych. Autor nie przeprowadził jednak analizy opracowanej flory, ani porównania z innymi podobnymi florami, a także powstrzymał się od wyciągnięcia wniosków ze względu na niedostateczny jeszcze stan wykorzystania odkrywek z Dobrzynia.

4. W stropie serii węgla brunatnego leży prawie wszędzie cienka warstewka (5—10 centymetrów miąższości) iłu ciemnobrunatnego, najczęściej przesycona wielką ilością kryształów gipsu. Jest to warstwa przejściowa do pliocenu.

PLIOCEN

Na obszarze rozległych zbiorników mioceńskich, zasypanych piaskiem i zatorfionych pod koniec miocenu, zapanował ład na krótki okres czasu. Już A. Skrinnikow (cytowane według K. Kowalewskiego, 1923) stwierdził istnienie przerwy sedimentacyjnej między formacją lignitową a łałami pliocenu, wyrażającej się transgresywnym położeniem łał miocenijskich nad mioceniem. Na początku pliocenu wytworzył się rozległy zbiornik sedimentacyjny. Granice zasięgu osadów pliocenu są nieco mniejsze niż osadów w rozlewiskach mioceńskich, ale nie musi to być pierwotne, gdyż osady plioceńskie ulegały przez cały okres czwartorzędowy procesom niszczącym.

Zbiornik plioceński, obejmujący nieckę wielkopolską, antyklinorium kujawsko-pomorskie i nieckę mazowiecką, czyli cały obszar Polski północnej, wypełniony jest osadami o dużej zmienności facjalnej i znacznych miąższościach, dochodzących do 160 m (Sanniki, Warszawa).

Skład litologiczny osadów pliocenu wygląda następująco: iłu zwięzłego 30%, iłu pylastego 30%, mułku 20%, piasku pylastego 10%, piasku drobno- i średnioziarnistego 10% (E. Rühle, 1955).

Profile osadów plioceńskich wykazują dużą zmienność facjalną nawet w pobliskich wierceniach. Poza tym w pojedynczych profilach zaznacza się również zmienność facjalna i to powtarzająca się kilkakrotnie. Ku peryferiom zbiornika, zwłaszcza północnym i północno-wschodnim zaznacza się silne spiaszczenie osadów, a także zjawiają się ułamki drewna i warstewki węgla brunatnych. J. Samsonowicz podaje (1952); że na Mazurach i w Sambii wśród piaszczystych osadów pliocenu zjawiają się żwiry złożone ze skał skandynawskich, zsylikowanych przed ich zabraniem przez rzeki. Na łańdzie skandynawskim panował bowiem klimat dość ciepły

i wilgotny i odbywało się wietrzenie prowadzące do kaolinizacji i sylifyfikacji nagromadzonych rumoszków skalnych. Stąd pochodzi obecność pyłu kaolinowego i żwiru zsylyfikowanego w osadach litoralnych północnej części zbiornika plioceńskiego (P. Woldstedt, 1950). Podobne zresztą zjawisko zaobserwować można w osadach plioceńskich na południowych peryferiach zbiornika — domieszka piasku i materiału grubszego, zsylyfikowanego, o składzie petrograficznym wskazującym na pochodzenie z południowego zachodu.

Stratygrafia i warunki paleoklimatyczne pliocenu dla Polski północnej nie zostały dotychczas opracowane. Nie mamy ani dostatecznie pewnego odgraniczenia pliocenu od miocenu, ani pliocenu od plejstocenu. Wyjątek stanowi opracowanie tych zagadnień dla obszaru karpackiego. Mianowicie w pracach Szafera (1947, 1954) opracowano roślinność plioceńską Polski południowej na podstawie bogatej flory kopalnej z Krościenka nad Dunajcem, z Mizernej pod Czorsztynem oraz z pobliskiej Huby. Równocześnie autor podał w tych pracach charakterystykę klimatu oraz jego przemiany, a także przedstawił próbę stratygrafii pliocenu. Wnioski stratygraficzne i paleoklimatyczne z obszaru gór, po wprowadzeniu poprawek strefowych i wysokościowych, można rozszerzyć na obszar całej Polski. W. Szafer wydzielił na podstawie florystycznej oraz analizy klimatu trzy piętra stratygraficzne w pliocenie:

a) pliocen dolny z klimatem najcieplejszym, zapewne subtropikalnym z roślinnością wybitnie ciepłolubną;

b) pliocen środkowy, w którym nastąpiło wyraźne chłodne i wilgotne wahnięcie klimatyczne, co z jednej strony spowodowało zanik lub cofnięcie ku południowi szeregu ciepłolubnych roślin plioceńskich, — z drugiej zaś spowodowało pierwszą, najstarszą falę roślin borealnych z północy i północnego-wschodu; geolodzy niemieccy (np. Hucke, 1928), przyjmowali w pliocenie nawet zlodowacenie na podstawie występowania otoczków sylurskich wśród plioceńskiego piasku kwarcowego w obrzeżeniu zbiornika plioceńskiego w Niemczech. Nowsze jednak badania (G. Krause, K. Hucke, J. Hesemann, cyt. według P. Woldstedta, 1950) wykazały, że typ osadów plioceńskich i sposób ich ułożenia wyklucza jednak udział lodowca;

c) pliocen górny z klimatem ciepłym, początkowo łagodnym i wilgotnym, stopniowo zmieniającym się na kontynentalny dość suchy; na północ od Karpat musiał panować klimat jeszcze bardziej suchy (przez analogię ze zmianami strefowymi zachodzącymi również i obecnie) zbliżający się do stepowego; jest to przygotowanie do przejścia do okresu wybitnego oziębienia klimatu w czasie należącym już do plejstocenu.

Stratygrafia opracowana dla Polski południowej na podstawie klimatycznej, osiągniętej analizą mikro- i makroskamieniałości, znajduje fragmentaryczne sprawdziany i mierniki w osadach pliocenu na obszarze Polski północnej. Na przykład charakter fauny plioceńskiej z Węzów pod Działoszynem (J. Samsonowicz, 1934) zdaje się wskazywać na istnienie w Polsce środkowej w pliocenie zarówno gatunków związanych z obszarami leśnymi, jak i gatunków związanych z warunkami klimatu suchego, zapewne stepowego. W. Szafer przypuszcza (1954), że subtropikalna fauna z Węzów jest wieku dolnoplioceńskiego, fauna zaś złożona ze zwierząt stepowych jest wieku górnoplioceńskiego. Fauna lądowa plioceńska jest

jednak za słabo reprezentowana, żeby stanowiła kryterium stratygraficzne.

Na zgodność z klimatem podanym przez Szafera dla pliocenu górnego wskazują również na obszarze Polski północnej i środkowej cechy klimatu pustynnego: zjawiska skrzemieniaienia różnych skał (zarówno mezozoicznych jak i trzeciorzędowych, zwłaszcza sarmackich), silne wietrzenie mechaniczne, szlif wiatrowy i inkrustacja zewnętrzna lakierem pustynnym na otoczakach skał, mineralizacja osadów plioceńskich oraz ławice syderytów lub liczne i znacznych rozmiarów konkrecje sferosyderytów (nierazko większe niż 1 m średnicy). Świadczą o tym również piaski eoliczne o ziarnach ostrokrawędzistych, osadzone jako wkładki w iłach plioceńskich w południowych brzeżnych strefach zbiornika.

Na podstawie stanu dzisiejszych wiadomości o utworach plioceńskich zbiornika Polski środkowej i północnej nie możemy wydzielić drobniejszych jednostek stratygraficznych. Pliocen niżowy traktujemy jeszcze jako całość, choć niewątpliwie zróżnicowanie istnieje, brak tylko podstaw dostatecznie pewnych do wydzielenia poziomów.

Osady plioceńskie, charakteryzujące się jednostajnymi drobnoziarnistymi osadami z przewodnimi warstwami iłów tzw. pstrych, stanowią ważny horyzont w wierceniach. Iły pstre są to ily zwięzłe, plastyczne, barwy szarej lub zielonawej, które przy wietrzeniu, wskutek rozkładu zawieszzonego w nich pyłu siarczków żelaza, przyjmują barwę pstrą: cegląstą, czerwoną, żółtą, zieloną. Iły plioceńskie występują na wielkich przestrzeniach i osiągają znaczną miąższość (znane są liczne wiercenia zarówno na obszarze niecki wielkopolskiej, jak i mazowieckiej, gdzie osady pliocenu dochodzą do 150 m miąższości).

Na podstawie materiałów z wierceń i obserwacji odkrywek pliocenu widać duże zróżnicowanie jego osadów. W zasadniczej masie są to ily pylaste i mułki. Barwę mają szarą, niebieskawą, brązową do czarnej od domieszek bitumicznych lub pstrą, jeśli zachodziły procesy utleniania. Dość licznie zdarzają się w iłach plioceńskich wkładki piasków w postaci mniej lub więcej rozległych warstw lub soczewek. Piaski są przeważnie drobnoziarniste, często pylaste — tworzą one tzw. kurzawki, znacznych nieraz rozmiarów.

Z domieszek występujących w iłach plioceńskich natrafia się na węglan wapnia w postaci białych wykwitów lub drobnych konkrecji kremowobiałych, silnie wapnistych. Przy opracowywaniu prób wiertniczych przez różnych autorów, podany jest często opis pliocenu jako „głina marglistą”. Oprócz węglanu wapnia natrafia się w iłach plioceńskich na konkrecje krzemionkowe i kryształy gipsu. Wzbogacenie w węglan wapnia, zwłaszcza w postaci wykwitów wapiennych, obserwuje się często w stropie pliocenu, spękanym i pokrytym osadami lodowcowymi, zasobnymi w CaCO_3 — woda z warstw czwartorzędowych przedostaje się szczelinami do pliocenu i strąca się albo węglan wapnia, albo gips (dzięki obecności H_2SO_4 w ile), albo wreszcie syderyt. Silne zmineralizowanie utworów pliocenu obserwować można w odsłonięciach wysokiego brzegu Wisły między Włocławkiem a Dobrzyniem. Seria odsłoniętych iłów plioceńskich tworzy jednolite pokłady o nieznacznych śladach uwarstwienia. Często w miejscach zdyslokowanych występuje „uwarstwienie wtórne“, wskutek

rozszczerzenia i przesunięć poszczególnych partii ilów a także wskutek infiltracji wód.

Litologicznie osady pliocenu są serią monotonną — ily i mułki, w nie-licznych zaś tylko miejscach pojawiają się wkładki piaszczyste. Natomiast licznie występują skupienia i kryształy gipsu, konkretje sferosyde-rytów lub ławice syderytu. Gipsy z okolicy Dobrzynia z utworów plio-ccnu a częściowo i miocenu stanowią ciekawy materiał do studiów mi-neralogicznych. Kryształy ich doskonale wykształcone wykazują lic-nc postacie krystalograficzne, a ponad to tworzą połączenia i kombi-nacje zrostów i przerostów we wszystkich możliwych kierunkach. Naj-cciekawsze są różnorodne zbliźniaczenia i zrostki krystaliczne bliźnia-ccom podobne, oraz różnorodne skupienia kryształów pojedynczych, mie-ccscami z niedokończoną budową, złożoną z „rumowiska“ cząstek łuseczko-watych i ze skupień drobnych narosłych kryształów. Gipsami z okolicy Dobrzynia zajmował się J. Tokarski (1909) oraz ostatnio E. Gajdówna (1952). J. Tokarski zwrócił uwagę na występowanie tzw. figur wytrawień, czyli rysunków na powierzchni ściany najdoskonalszej łupliwości, zach-owanych bardzo wyraźnie. W kryształach gipsu z Dobrzynia figury wy-trawień występują w postaci szeregu prążków, rowków, dołków, stożków itp. form. Rysunki te są rozrzucone nierównomiernie na powierzchni naj-cclepiej zazwyczaj zachowanej ściany dwuścianu skośnego podłużnego (010). Wielkość kryształów gipsu z Dobrzynia waha się od najdrobniej-szych do 10 cm długości (mierzonej w kierunku osi głównej).

Związki żelaza w osadach pliocenu występują w rozproszaniu lub dają skupienia w postaci syderytów i sferosyde-rytów z wykrystalizowanym wewnątrz kalcytem. Z rzadka trafiają się też konkretje syde-rytu oolitycz-ncgo; jedna ze znalezionych konkretji miała 20 cm średnicy. Również S. Doktorowicz-Hrebnicki w czasie badań węgla brunatnych pod Włoc-ławkiem napotykał luźne kawałki syde-rytu oolitycz-ncgo. Syde-ryty wy-ccstępują albo w postaci warstwy zsyde-rytyzowanego iltu, łupiącego się na kostki, albo w postaci konkretji sferosyde-rytów. Ławice syde-rytyczne mają miąższość około 1 m, ciągną się z biegiem warstw pliocenu, w wy-ccpadku zaś zdyslokowania warstw, ławice syde-rytu ulegają tym samym odkształceniom. Ił zsyde-rytyzowany (syde-ryt ilasty) ma barwę jasno lub ciemnoszarą, jest spękany, w szczelinach posiada wykrystalizowany kal-ccyt. Konkretje sferosyde-rytów są kuliste lub owalne, wewnątrz spękane i wypełnione wykrystalizowanym kalcytem, barwę mają brązową, brązo-woszarą i podobne są do septarii środkowooligocccńskich. Wielkość poje-dynczych buł sferosyde-rytów w iltach pliocccńskich nierzadko dochodzi do 1,5 m średnicy. Zarówno ily syde-rytyczne jak i konkretje reagują sil-ncie z HCl.

Z terenu Wielkopolski znane są liczne wiercenia z warstwami syde-rytu i „septarii“ (jak je określa większość autorów opracowujących te wier-ccenia), ale zjawisko syde-rytyzacji w iltach pliocccńskich nie zostało wyjaś-ncnione. Być może, że procesy syde-rytyzacji zachodziły w pliocenie gór-ncnym, w czasie którego panował klimat pustynny i w zbiorniku sedymen-tacyjnym mogły powstać zjawiska mineralizacji. Wprawdzie dotychczas-owe obserwacje występowania syde-rytów w osadach pliocenu związane były z osadami morskimi, ale zjawisko to znane z innych okresów geo-logicznych wskazuje, że również w zbiornikach słodkowodnych może odby-

wać się strącanie sydereytów. Geolodzy niemieccy np. H. Heck (1942) wyznaczają zasięg występowania sydereytów na obszarze Szlezwiig-Holsztynu mniej więcej z zasięgiem morza plioceńskiego.

W literaturze na temat pliocenu występuje często określenie iłów plioceńskich jako „iłów septariowych poznańskich”. E. Beyrich (1855) na podstawie prób spod Berlina zalicza ily pstre do iłów septariowych środkowooligocieńskich. To samo stanowisko zajmuje H. Girard (1855). W 1877 r. A. Jentsch ustala na podstawie flory wiek iłów pstrych jako górniooligocieńskich, ale zachowuje termin „poznańskie ily septariowe”. Również w opisach wierceń przez autorów niemieckich (A. Jentsch) używane są określenia „ił z septariami”, „wapienie septariowe” a nawet „septarie” jako warstwa w iłach plioceńskich.

Również A. Makowski podaje (1947), że ily plioceńskie charakteryzują się występowaniem w nich konkrecji wapiennych. W związku z tymi niejasnościami odnośnie typu osadów plioceńskich i zawartych w nich konkrecji z fauną jakoby morską (J. Kolski, 1903) należało spróbować wyjaśnić zagadnienie. Zostały zbadane odsłonięcia pliocenu w Dobrzyniu nad Wisłą. Makrofauny nie udało się znaleźć. Również badania na zawartość mikrofauny w konkrecjach i w wapiennych partiach pliocenu dały wynik negatywny. Natomiast bezwapienny ił plioceński (próbki spod Włocławka i Wyszogrodu) zawierał skąpą mikrofaunę według badań Pracowni Mikropaleontologicznej I. G. Były to krzemionkowe igły gąbek, normalne czteroosiowe, kuliste a także spirytyzowane okrzemki. Wskazywałoby to na istnienie środowiska morskiego z zastrzeżeniem, że igły gąbek i okrzemki występują na złożu pierwotnym.

Wyniki przeprowadzonych dotychczas badań doprowadziły do następujących wniosków: osady plioceńskie (ily i mułki) są w zasadniczej swej masie bezwapienne i osadzone zostały w zbiorniku zamkniętym, słodkowodnym. W osadach tych występują ślady otwornic morskich. Być może wskazuje to na krótkotrwałe połączenie zbiornika plioceńskiego z morzem otwartym. Zjawisko krótkotrwałych zalewów morskich mogło występować na rozległych obszarach Wielkopolski, skąd znamy ławice konglomeratów, związane z osadami brzeżnymiorskimi. A. Luniewski opisuje wiercenie w Gnieździe (B. Krygowski, 1953), w którym w pliocenie stwierdza zmienność sedymentacyjną typu ilasto-zlepieńcowatego (na przemian warstwa ładu zwięzłego pstrego i warstwa konglomeratu). Miąższość opisaney serii pliocenu wynosi 55,4 m, w tym występują 4 warstwy konglomeratu, najgrubsza z nich ma 4,4 m miąższości. H. L. Heck w opracowaniu morskiego pliocenu ze Szlezwiigu (1944) podaje zarówno występowanie konkrecji sydereytu (z obfitą fauną morską) jak i warstwy konglomeratów, związane z transgresją morską.

Pod Włocławkiem znajdowane były sporadycznie w iłach plioceńskich sydereyty oolityczne, które mogłyby świadczyć również o środowisku morskim na obszarze niecki mazowieckiej. Którędy mogło przenikać północne morze plioceńskie na obszar niecki Mazowieckiej? Zagadnienie to nie zostało dotychczas wyjaśnione. Pewne sugestie nasuwa antyklinorium kujawsko-pomorskie wydzwignięte przed pliocenem, ono bowiem spowodowało zanik depresji morskiej na tym obszarze. Natomiast na wschód i na zachód od antyklinorium zaznaczają się zalewy morskie. Na teren niecki wielkopolskiej morze północne z okolic Szczecina mogło przenikać

UTWORY STROPOWE TRZECIORZĘDU

Po zakończeniu cyklu sedymentacyjnego pliocenińskiego wytworzył się na obszarze Polski północnej łąd stały, pochylony ku depresji wycofującego się morza, tzn. ku północy. Jest to już ukształtowanie granic łądów i mórz zmierzające do wytworzenia dzisiejszego zarysu. Raz jeszcze sięga zatoka w okolice Kujaw, pod Toruń, w interglacjale eemskim, szybko jednak wycofuje się ostatecznie i ukształtowuje w ramach morza Bałtyckiego.

Na łądzie wytworzonym po zaniku zbiornika pliocenińskiego, rozpoczęła się denudacja i rozwinął się normalny cykl erozyjny. Rzeki główne płynące z wyżyn środkowo-polskich (znacznie wyższych niż obecnie) przecinały świeżo wynurzony łąd Niżu północnej Polski. Przemiany, jakim podlegał obszar osadów plioceniških do czasu nasunięcia się nań lodowca, stanowią przedmiot szczegółowych badań ostatnich lat. Są to badania przede wszystkim paleobotaniczne. Już jednak J. Lewiński zwrócił uwagę na ten okres przejściowy i zanalizował go szczegółowo w pracy na temat rozgraniczenia trzeciorzędu i czwartorzędu (1929).

Pod koniec pliocenu, po klimacie stepowym a nawet pustynnym, zwiększyła się wilgotność klimatu. Musiały istnieć duże opady atmosferyczne, gdyż z południa z Karpat dopływała wielka ilość żwirów i piasków gruboziarnistych. Osady te należą do tzw. preglacjału. Badania paleobotaniczne W. Szafera, dotyczące górnej granicy pliocenu i przejścia do dolnego plejstocenu, potwierdzają istnienie okresu klimatycznego, w czasie którego mogły się wytworzyć osady typu preglacjalnego. Przynależność preglacjału do plejstocenu stanowi zagadnienie dotychczas syntetycznie nie ujęte, ale w pracach dla poszczególnych regionów jest wyraźna tendencja do zaliczenia preglacjału do okresu czwartorzędowego. J. Lewiński (1929) skłonny już był zaliczyć opisane przez siebie osady preglacjalne do dolnego plejstocenu, do zlodowacenia Günz. Dwa pokłady żwirów preglacjalne odpowiadałyby dwudzielności Günzu; między tymi żwirami leżące łąy ze szczątkami roślin i okrzeskami wskazywałyby na interstadiał, który nastąpił w czasie zlodowacenia Günz. Ostatnie badania E. Rühlego (1955) potwierdzają słuszność przypuszczeń J. Lewińskiego.

Na zakończenie tego rozdziału podam interesującą wypowiedź W. Szafera (1953) na temat granicy między pliocenem a plejstocenem. Na podstawie badań florystycznych W. Szafer zaobserwował mianowicie, że granica ta nie jest granicą absolutną i jakościową, odgraniczającą od siebie różne zespoły florystyczne. Przeciwnie granica między pliocenem a plejstocenem jest tylko względna i ilościowa. Podobieństwo florystyczne między obu okresami jest znaczne. Jeszcze w pierwszym interglacjale (Günz — Mindel) zaznacza się nawrót niektórych ciepłolubnych gatunków trzeciorzędowych; również w ciągu następnych interglacjałów występują ciągle relikty flory trzeciorzędowej aż do dziś włącznie. Na tej podstawie, a także na podstawie zimnego wahnięcia klimatycznego w środkowym pliocenie, stawia W. Szafer pytanie, czy nie należy oddzielić pliocenu od trzeciorzędu i włączyć go do plejstocenu wprowadzając pojęcie jednej, najmłodszej ery geologicznej? Wymagałoby to jednak innych jeszcze ważnych argumentów naukowych, przede wszystkim zaś wykazania, że granica dzieląca miocen od pliocenu jest o wiele wyraźniejsza i straty-

graficznie ważniejsza niż granica oddzielająca pliocen od plejstocenu. Należałoby razem powiązać kryteria biologiczne, stratygraficzne, tektoniczne i geomorfologiczne i dopiero wtedy można by dojść do rozwiązania problemu granicy między trzeciorzędem i czwartorzędem. Badaniami tymi zajmują się W. I. Gromow i N. I. Nikołajew (cyt. według W. Szafra, 1953).

Świętokrzyska Stacja I. G.

Nadesłano we wrześniu 1957 r.

PIŚMIENICTWO

- BEYRICH E. (1855) — Zusammenhang der nordeutschen Tertiärbildungen. Abhandl. d. Akademie d. Wissensch. Berlin.
- BOHDANOWICZ K. (1936) — Geologia porównawcza. Sosnowiec.
- BROTZEN F., POŻARYSKA K. (1957) — The paleocene in central Poland. Acta Geol. Pol. PAN, 7, str. 273—280, Warszawa.
- FRIEDBERG W. (1931) — Studia nad formacją mioceńską Polski. Kosmos, 40, str. 357—363. Lwów.
- GAJDOWNA E. (1952) — Gips i towarzyszące mu minerały w Dobrzyniu nad Wisłą. Wiad. Muzeum Ziemi, str. 91—96. Warszawa.
- GIRARD H. (1855) — Die Norddeutsche Ebene, insbesondere zwischen Elbe und Weichsel. Berlin.
- GOŁĄB J. (1951) — Geologia Wzgórz Ostrzeszowskich. Pr. Państw. Inst. Geol. 7, Księga Pamiątkowa ku czci K. Bohdanowicza, str. 115—144. Warszawa.
- HECK H. L. (1944) — Marines Pliocän in Schleswig-Holstein und der „Bredstedter Ton“. Jb. d. Reichsamt f. Bodenforsch. f. 1942 63. Berlin.
- HEER O. (1869) — Miozäne baltische Flora. Königsberg.
- HUCKE K. (1928) — Zur Verbreitung des Pliocäns in Norddeutschland. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. 49. f. 1928. Berlin.
- JENTZSCH A. (1877) — Bericht über die Geologische Durchforschung der Provinz Preussen im Jahre 1876. Schrift d. Physik-ökonom. Gesellsch. zu Königsberg Jahr. 1876. Königsberg.
- JENTZSCH A. (1913) — Das Tertiär des nordöstlichen Deutschlands. Abh. d. K. Pr. Geol. L.-Anst. N. F., H. 72, Berlin.
- KAUTSKY F. (1925) — Die boreale und mediterrane Provinz des europäischen Miozäns. Mitt. d. Geol. Gesel. in Wien, 18. Wien.
- KOLSKI J. (1903) — Odkrycie osadów morskich trzeciorzędowych pod Płockiem. Wszechświat, 22, str. 305—308, Warszawa.
- KOWALEWSKI K. (1923) — Porównanie osadów trzeciorzędowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich z trzeciorzędem Nizy Polskiego. Pos. Nauk., Państw. Inst. Geol., nr 6, str. 15—16. Warszawa.
- KOWNAS S. (1951) — Trzeciorzędowe drewna z Dobrzynia nad Wisłą. Studia Soc. Scien. Torunensis, Sec. D 1, str. 67—121. Toruń.
- KOWNAS S. (1955) — Trzeciorzędowa flora z Dobrzynia nad Wisłą. Acta Geol. Pol. PAN, 5, str. 439—516. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J. (1952) — Zarys geologii Polski. Państw. Wyd. Nauk. Warszawa.

- LEWIŃSKI J. (1914) — Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy. Pr. Tow. Nauk. Warszawskiego, 7, str. 1—159. Warszawa.
- LEWIŃSKI J. (1924) — Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa“ w pradodolinie Wisły pod Włocławkiem. Spraw. Państw. Inst. Geol., 2, str. 497—549. Warszawa.
- LEWIŃSKI J. (1929) — Die Grenzschichten zwischen Tertiär und Quartär in Mittelpolen. Ztschr. f. Geschiebeforsch., 5, str. 88—98. Berlin.
- LILPOP J. (1924) — Materiały do flory drzew lignitowych Polski. Spraw. Państw. Inst. Geol. 2, str. 387—401. Warszawa.
- ŁYCZEWSKA J. (1958) — Utwory trzeciorzędowe Kujaw środkowych i wschodnich. Pr. Inst. Geol. Warszawa (w druku).
- MAKOWSKI A. (1947) — Węgiel brunatny w Środkowej Polsce. Biul. Państw. Inst. Geol., 40. Warszawa.
- POLUTOFF. N. (1933) — Über Mittelkreide und Tertiär in d. Tiefbohrung Sietz nebst Beschreibung d. mittelkretazischen Fauna. Preuss. Geol. L. A. Abh. N. F., 155, s. 1—80. Berlin.
- POŻARYSKI W. (1952) — Podłoże mezozoiczne Kujaw. Biul. Państw. Inst. Geol. 55. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1952) — Ponowne odkrycie utworów dolnokredowych na Kujawach. Biul. Inform. Inst. Geol., z. 2. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1953) — Osady morskie oligocenu młodszego na Kujawach. Biul. Inst. Geol. 87. Warszawa.
- PUSCH J. B. (1833—1836) — Geognostische Beschreibung von Polen. Stuttgart u. Tübingen!
- RANIECKA-BOBROWSKA J. (1954) — Trzeciorzędowa flora liściowa z Konina. Biul. Inst. Geol. 71, str. 5—36. Warszawa.
- ROŹKOWSKA M. (1955) — Koralewce okolic Sochaczewa z warstw z *Crania tuberculata*. Acta Geol. Pol. PAN, 7, z. 2. Warszawa.
- RÓŻYCKI F. (1956) — Trzeciorząd Łodzi i okolic. Łódzkie Tow. Nauk. wyd. III, nr 49. Łódź.
- RÜHLE E. (1955) — Przegląd wiadomości o podłożu czwartorzędu północno-wschodniej części Niżu Polskiego. Inst. Geol. Biul. 70, str. 159—173. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1928) — O solankach w Łęczyckim i o ich związku z budową podłoża czwartorzędu. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., nr 19—20, str. 27—29. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1934) — Zjawiska krasowe i trzeciorzędowa brekcja kostna w Wężach pod Działoszynem nad Wartą. Zabytki Przyr. Nieożyw. 3, str. 151—163. Warszawa.
- SZAFER W. (1945—1947) — Flora plioceniska z Krościenka nad Dunajcem. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. PAU, 12. Dz. B, nr 1—2. Kraków.
- SZAFER W. (1953) — Stratygrafia czwartorzędu w Polsce na podstawie florystycznej. Roczn. Pol. Tow. Geol. 22, Kraków.
- SZAFER W. (1954) — Plioceniska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. Pr. Państw. Inst. Geol. II Warszawa.
- TOKARSKI J. (1909) — Przyczynek do znajomości luźnych kryształów gipsu z Dobrzyń. Kosmos 34, str. 721—738. Lwów.
- TYSKI S. (1956) — Zarys historii badań geologicznych w północno-zachodniej Polsce. Przegl. Geol., z. 12, str. 544—550. Warszawa.

- UDLUFT H. (1944) — Die geologischen Grundlagen f. den Wasserkreislauf und die Wasserversorgung des Mittleren Norddeutschen Flachlandes. Hydrogeologische Forschungen. Berlin.
- WOLDSTEDT P. (1950) — Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart.

Janina ŁYCZEWSKA

STRATIGRAPHY OF THE PALAEOGENE AND NEOGENE OF NORTHERN POLAND

Summary

The area of Northern Poland constitutes a part of the Northern European Lowland.

The cycles of orogenesis, beginning with the Caledonian up to the Alpine, have formed within the range of this Lowland tectonic elements with a NW-SE trend, with numerous deviations both towards NNW-SSE and WNW-ESE.

The most important structural element in the structure of the substratum of the Polish Lowland is the so-called Kujawy-Pomorze (Pomerania) anticlinorium which constitutes an prolongation of the Święty Krzyż anticlinorium; it runs in a NW-SE direction. It represents a markedly elongated elevation built by upthrust formations of Zechstein, Triassic, Jurassic and Cretaceous. The flanks of this anticlinorium are built of successively younger stages of the Cretaceous; in one direction, towards NE, they pass into the Mazowsze basin, — in the other direction, towards SW, into the Wielkopolska basin (Western Poland).

The picture presented by the development of the Sub-Tertiary substratum is illustrated by Fig. 2. In this outline the following structural units (from NE towards SW) are distinguished:

1. Mazowsze basin — a wide-spread depression of a synclinorium type, built by deposits of the Upper Cretaceous,
2. Kujawy-Pomorze anticlinorium — consisting of a Kujawy and a Pomorze part which are split asunder in the region of Inowrocław and Ciechocinek and there displaced to a distance of about 30 km., along a W-E line,
3. Wielkopolska basin — a wide-spread depression of a synclinorium type, in its central part built by deposits of the Upper Cretaceous and, towards its margin, by increasingly older Cretaceous and Jurassic stages.

The structure of these units is tectonically complicated, and within the range of each unit there exist secondary foldings of the substratum. For this reason, the basins are actually synclinoria.

During the Mesozoic, the upthrusting movements which caused the building of anticlinoria and synclinoria brought about a regressive character of the Northern European oceans during the Tertiary. Tertiary transgressions of the sea were

short-lived and of increasingly feeble range. There also was caused then a separation of the Northern European basin from the Southern European basin, and the connection between them was severed.

Tertiary sediments

During the Tertiary, transgressions of the Northern European sea extended deep into the Northern Polish Lowland; even in the Oligocene, at the period of highest floods, a narrow passage of the ocean extended to Eastern Europe. It is probable that in other stages of the Tertiary there also existed short-lived connections between the Northern sea and the Tethys.

The tectonic movements of the Mesozoic period continued throughout the Older Tertiary, gradually abating during the Younger Tertiary and the Quaternary. At the same time there occurred renewed volcanic activities on the Middle and Northern European area, due to which in the Tertiary deposits we find intercalations of volcanic tuffs.

The stratigraphical subdivision of the Tertiary sediments of Northern Poland is a difficult endeavour. Hitherto no parallelization of these sediments, especially of younger Tertiary ones, of the various basins has been undertaken, and there seems to be no fixed basis for this task. The marine sediments of the Tertiary are mainly littoral or of the shelf type. There are but few sediments of the open sea. Loose, clastic formations predominate. Thus we find sands, and, in the deposits of lake-type depressions, numerous intercalations of bituminous coal and lignite. Chemical sediments are rare and they are not connected with palaeoclimatic conditions which might have been of stratigraphical significance. The same refers to organogenic deposits, — remains of animal organisms are found but rarely, while floral remains heretofore are but sparsely utilized for stratigraphical purposes.

Paleocene

The bore hole at Boryszew near Sochaczew, drilled in 1950 reached at the depth of 192,9 to 209,5 m. Paleocene sediments in which M. Rózkowska (1955) identified a fauna of Montian corals. A confirmation of the age of these sediments, based on foraminifer fauna, has been supplied by S. Brotzen and K. Pożaryska.

Eocene

During the Lower Eocene, an marine gulf reached across Denmark as far as the region of the lower Oder river (70 km. towards south-east from Szczecin). According to H. Udluft (1944), argillaceous deposits are known also from the vicinity of Gdańsk, which would enlarge further to the east the range of the marine transgression, comprising the area of the lower Vistula river. The sediments of this basin consist of micaceous clays, locally arenaceous, with intercalations of colloidal volcanic dust, mottled or grey, which are a characteristic feature of Lower Eocene sediments. In the clays, especially in their arenaceous part, there occur silicified diatoms and spiculae of sponges. Often the arenaceous intercalations are diagonally stratified. At the top of the series of Lower Eocene sediments there has been observed a preponderance of banks of sand, even of medium — and coarse-grained sands, with an admixture of lignite fragments.

In the Middle Eocene a regression of the sea took place, and probably all of Northern Poland was then land.

In the Upper Eocene there were formed continental lake-type basins upon the middle part of Northern Poland. In one of these basins, in the region of Toruń, there

were laid down the so-called Toruń clays. This is an argillaceous, limeless dark-brown formation, locally stratified with an admixture of fine-grained quartz sand and mica, at times also with seams of bituminous coal. The thickness of the Toruń clays is moderate (12—15 meters), but there also occur thicker layers (in Zalesie 38 m., in Wąbrzeźna 90 m.). So far, no fossils have been found in the Toruń clays, — thus the problems of these sediments lacks documentary evidence.

During the Eocene, the terrestrial Northern European areas were covered by forests of coniferous trees of which *Pinus succinifera* supplied great quantities of resin. In hardening this resin formed lumps of amber in which fossils, mainly insects and spiders, are preserved. These amber-bearing continental sediments of the Eocene were later washed down during the Lower Oligocene transgression. Their amber has been incorporated into the marine deposits, mainly in the Lower Oligocene deposits, and it appears in the succeeding geological periods, as late as the Quaternary, in secondary deposits.

Oligocene

The Lower Oligocene began with an important marine transgression which embraced all of Northern and Central Poland. Sediments of that period are glauconitic sands with phosphorites and pyrite, locally containing intercalations of quartz gravels, or of silts and clays. Of fauna there appear corals, gastropods and lamellibranchs, which disclose a relationship between the south-eastern and the north-western regions.

In the Middle Oligocene the expanse of the sea receded from the area of Poland, with the exception of Western Pomorze whence by transgressions the sea extended deeply into Kujawy. Deposits of the open sea of that period are bluish-grey clays with *Septariae*. At the top of these septarian clays there appears an iron clay with a fairly numerous fauna of lamellibranchs and gastropods. On top of the septarian clays there was laid down a glauconitic sand, the so-called Szczecin sand. It contains concretions of iron clay and remains of wood.

In the Kujawy gulf, on the other hand, which extended as far as Izbica, there were deposited sediments of a different kind: a shallow-water type, argillaceous-arenaceous, partly marly, with glauconitic grains, containing carbonized plant remains, scanty lamellibranchs and gastropods, and numerous foraminifers. On the basis of these foraminifers the age of these sediments has been determined. They belong to the a Upper horizon of the Middle Oligocene and to the lower horizon of the Upper Oligocene. Hence it may be concluded that even at the beginning of the Upper Oligocene the sea had not receded from the area of Kujawy; this recession did not take place until the end of the Oligocene. At that time, only in the region of Szczecin a small gulf of the sea was left in which littoral sediments were deposited. These are micaceous sands with iron clay and floral remains.

The regression of the sea, due to which towards the end of the Oligocene the area of Northern Poland emerged, was connected with a renewed phase of Alpine orogenesis. This phase divides the entire Tertiary period into 2 sections: the lower one (Palaeogene: Palaeocene, Eocene and Oligocene) and the upper one (Neogene: Miocene and Pliocene).

Miocene

During the Lower Miocene the area of Northern Poland constituted land.

In the Middle and Upper Miocene there was formed a fresh-water basin which probably had a short-lived connection with the marine basin of Southern Poland.

Characteristic sediments of the Upper and Middle Miocene are deposits of the so-called brown coal formation. The age of this formation is determined on a floral basis. However, hitherto the matter of stratigraphical arrangements of the fossil floras of the Miocene according to their relative age has not been carried out. On the basis of the present status of investigations we may assume a Middle and Upper Miocene age for the deposits of the brown coal formation of Central and Northern Poland, however an older, Lower Miocene, age is not excluded.

At the bottom of the Miocene series there appear sandstones, locally of quartzitic type, and white or greyish quartz sands. The occurrence of these sands may be observed along the Warta river. The top surfaces of these sediments disclose marked irregularities: some parts protrude like monadnoks beyond of the Tertiary surface, sculpted not only before deposition of the lignite formation, but also during the period of glacier exaration. Proof of the latter are large sandstone blocks scattered in the Pleistocene deposits over the entire area.

In the depressions of the surface of these sandstones and quartz sands there were then deposited formations of bitumbrown coal. This proves the occurrence of a sedimentary break, during which the sandstone surface was destroyed and moulded by eroded.

Analogous sandstones and quartzites have been described by J. Gołąb in Wielkopolska, in the region of Ostrzeszów (1951). Flora found there indicates a Tertiary-Miocene age. Most probably this is the older Tertiary, judging by the occurrence of *Castanopsis Schmitiana*.

The top surfaces of these formations discloses a polished, desilicified surface with hieroglyphic swellings of a flow type; on top of the surface, quartzitic pebbles were found. All this tends to prove a break in sedimentation and an unconformity in the deposition of the superimposed lignite series.

The brown coal series comprises a group of sandstones too. These, however, are petrographically another type of sediment, connected with the sedimentation cycle of the bitumbrown coal formations. They consist of unequigranular sands with strata of gravels and silts, frequently cemented by a siliceous, ferruginous or argillaceous cementing mass. This material is not pure quartz any more; its contamination, both mineral and organic, is considerable. Thus those sandstones should not be mistaken for those of the Ostrzeszów or the Warta valley type, which undoubtedly are older than the of brown coal formations.

The deposits of the brown coal formation in Northern Poland consist mainly of unequigranular sands, furthermore of loams, silts, clays (even iron clays), and of seams of brown coal which are the most characteristic constituents of the brown coal formation.

In all these Miocene sediments there appear various additional components of mechanical or chemical derivation, such as

- a) ferruginous concretions, brittle or hard; — frequently the strata become ortsteinized, the quartz grains being cemented together by iron or manganese oxide;
- b) pyrite concretions or products of pyrite decomposition, fine-crystalline pyrite, at times with hard grey-green agglomerations, fragments of spiritized wood;
- c) marcasite concretions;
- d) siliceous concretions;
- e) gypsum rocks in various formes: crystals in manifold patterns;
- f) of admixtures which sporadically appear in the Miocene sediments there following should be mentioned: glauconite grains and greyish smoky quartz grains,

ferruginous alunite efflorescences of sulphide decomposition, tarnish of sulphide or iron sulphides.

Brown coal seams occur within the series of Miocene sediments in several horizons. There may be distinguished two principal seams: an upper and a lower one. The thickness of these seams varies greatly, their continuity is usually limited; frequently occurs a splitting up of a main seam into several thin seams, with thick sterile strata.

The Miocene brown coal are earthy, dark and brittle coal, with uneven fracture. Rarely lignite is found. At times a variety of brown coal occurs in the form of black shiny coal, similar to bituminous coal. This type of coal is produced by pressure and by squeezing at the dislocations zones. Depending upon the amount of clay or sand admixture, the brown coal changes into a clayey or sandy variety. The colour changes from black to brown in varying hues. Fragments of lignite appear either in seams of earthy coal, or they form independent seams.

In brown coal sediments there occur numerous vegetal remains, especially well preserved leaves (in the clayey Miocene deposits). They indicate that alongside of coniferous trees which predominated during the Miocene (when rich in resin they were better preserved, loafed trees also grew extensively during that period.

Pliocene

On the vast areas of Miocene basins, filled in by sands and changed into peat bogs towards the end of the Miocene, there prevailed land for a brief period. This is shown by the transgressive deposition of Pliocene clays on top of the Miocene.

At the commencement of the Pliocene there was formed a wide-spread sedimentation basin, comprising the Poznań-Łódź synclinorium, the Kujawy-Pomorze anticlinorium and the Mazowsze synclinorium. These sediments are featured by a great variability of facies and by their considerable thicknesses, reaching up to 160 m. Towards the periphery of this basin, especially the its northern and north-eastern ones, the sediments turned increasingly arenaceous and contain fragments of wood and thin seams of brown coal.

On the basis of our present cognizance of the Pliocene sediments of the Central and Northern Polish basins we are not yet able to distinguish detailed stratigraphical units. We still are compelled to treat the Pliocene as one unit.

The lithological composition of the Pliocene sediments has been discussed by E. Rühle (1955).

Index strata of the Pliocene are the so-called variegated clays. These are compact, plastic clays of grey or greenish colour by weathering the variegated clays assume a mottled colour; red, yellow, green, brick red by the decomposition of iron sulphides, which are suspended in the clays in the form of dust.

Quite frequent are sand intercalations in the form of more or less extensive strata or lenses. Usually these sands are fine-grained, frequently silty, — forming the so-called quicksand.

Of admixtures found in the Pliocene clays there should be mentioned precipitations of calcium carbonate, furthermore siliceous concretions, gypsum crystals and siderites.

From the Wielkopolska region there are known numerous bore-holes with siderite beds and "septaria" (as they are called by the majority of authors studying these bore-hole logs); however, the matter of sideritization in the Pliocene clays sediments has not been clarified.

It seems possible that processes of sideritization took place in the Upper Pliocene at a time when a desert climate ruled there, and when in the sedimentation basin processes of mineralization went forth. It is not excluded, however, that the range of occurrence of siderites is connected with the spread of the Pliocene sea. There might have existed a short-lived connection between the fresh-water Pliocene basin and the open sea. The probability of this conjecture is supported by: thick beds of conglomerates, intercalated by typical variegated clay (Gniezno), oolitic siderites (Włocławek), siliceous spiculae of sponges and piritized diatoms in the variegated clays (Włocławek, Wyszogród).

Towards the end of the Pliocene, the sweetening off of the basin must have been complete, brought about by the influx of large streams from the north as well as from the south and east. The filled-in Pliocene basin was divided into minor lakes in which the sedimentation cycle was brought to an end. Quite frequently these minor basins were converted into peat bogs and produced thin seams of brown coal.