

ZDZISŁAW PAZDRO

BUDOWA GEOLOGICZNA REGIONU GDAŃSKIEGO

(2 fig.)

Géologie de la région de Gdańsk

(2 fig.)

1

Pojęcie regionu gdańskiego ma znaczenie umowne i może być traktowane nader elastycznie — wężiej lub szerzej. Mówiąc o nim mamy tu na myśli mniej lub więcej szeroki pas lądu przylegający od południa i zachodu do Zatoki Gdańskiej i rozciągający się od Elbląga przez Gdańsk, Sopot, Gdynię i Puck aż po Władysławowo i Hel. Tak pojęty obszar obejmuje kontrastujące ze sobą jednostki morfologiczne o różnej genezie i różnych cechach fizjograficznych: zwarte wysoczyzny dyluwialne, kępy, pradoliny, mierzeje lub kosa, deltę wiślaną. Gdańsk zajmuje w tym pasie położenie centralne będąc przy tym największym ośrodkiem urbanistycznym, przemysłowym, kulturalnym i administracyjnym. Czynnikiem, który wiąże i spaja w jakąś organiczną całość ziemie położone w regionie gdańskim jest morze. Wywiera ono wpływ na klimat regionu, na funkcjonalność miast i osiedli, na układ sieci komunikacyjnej, na charakter przemysłu, na psychikę ludności tu zamieszkałej itp.

2

Na tle ogólnej struktury głębokiego krystalicznego podłoża Polski region gdański przypada na dwie jednostki: wyniesienie Łeby i depresję peribałtycką (A. Dąbrowski, W. Pożaryski, J. Znosko). Pierwsza z nich zajmuje jedynie wąski pas wybrzeża między Półwyspem Helskim a Ustką i Darłowem i odznacza się wyniesieniem syluru, który np. w Łebie wznosi się swym stropem do rzędnej - 662 m ppm. Na sylurze leży znacznie zredukowana seria utworów mezozoicznych. Depresja peribałtycka, przypadająca na dolne Powiśle i znaczną część Warmii i Mazur, jest zakleszczoną tektoniczną podłoża krystalicznego rozpoś-

cierającą się pomiędzy tarczą bałtycką i płytą rosyjską. Jest wypełniona przypuszczalnie kompletną serią utworów paleozoicznych i mezozoicznych.

3

Najstarsze jednakże utwory, o jakich mamy bezpośrednie wiadomości, należą do górnej kredy. Znane są jedynie z tych otworów wiertniczych, które przebiły czwartorzęd i trzeciorzęd. Celem głębszych wierceń, które wykonano kiedykolwiek w regionie gdańskim, było wyłącznie poszukiwanie i ujęcie wód podziemnych i z tego powodu po osiągnięciu celu nie były one kontynuowane. Najgłębszym jest otwór wykonany na przedmieściu Gdańska w Cygankach jeszcze w r. 1907 (O. Zeise). Osiągnął on głębokość 295 m (-268 m ppm.). Nowe dane przyniosły wykonane krótko przed wojną otwory w Juracie (głębokość 252 m) i w Karwi (242,2 m) i opisane przez J. Samsonowicza, po wojnie zaś otwór w Helu do głębokości 226 m (-223 m ppm., O. i Z. Pazdro). W latach powojennych wykonano ogółem co najmniej 25 otworów, które zeszły do kredy, jednakże żaden z nich nie zdystansował wiercenia w Cygankach.

Szeroko rozprzestrzenione utwory senonu i emszeru sięgają ku północy mniej więcej po równoleżnik Helu, dalej zaś bezpośrednio pod czwartorzędem i trzeciorzędem spotykamy cenoman.

Senon wykształcony jest w postaci białawych margli ilastych, wśród których występują ławice bardzo twardych, ciemnych margli krzemienistych. Margle przewarstwione są zielonawoszarymi piaskami glaukonitycznymi. Przewarstwienia te — przeważnie rzędu kilkudziesięciu cm, rzadziej kilku m — rozmieszczone są nieregularnie i zdecydowanie podporządkowane marglom. Wiek margli określony jest na podstawie *Belemnitella mucronata*, która miejscami występuje masowo. Miąższość senonu wynosi 50 — 70 m.

W dolnej części serii marglistej materiał piaszczysty zaczyna przeważać nad marglami i mniej więcej na rzędnej -150 do -180 m ppm. rozpoczyna się emszer składający się prawie wyłącznie z takich samych średnio- lub drobnoziarnistych piasków zielonawoszarych, glaukonitycznych. Ku dołowi zjawiają się z coraz większym nasileniem konkrecje piaskowcowe, następnie zaś całe ławice twardych piaskowców o spoiwie wapnistym. Charakterystyczną formą jest *Actinocamax westfalicus*.

Przed wojną J. Samsonowicz stwierdził w Karwi, Juracie i Starym Helu występowanie bezpośrednio pod czwartorzędem cenomanu w facji Arnager Grönsand. Są to drobnoziarniste, mułkowate piaski, mułki i ciemnozielone iły. W wierceniu w Helu, usytuowanym między stacją kolejową a osadą (r. 1952), stwierdziliśmy leżące bezpośrednio pod czwartorzędem na głębokości 99,6 — 108,9 m krzemieniste margle senońskie, poniżej zaś aż do końca wiercenia do głębokości 226,5 m cenoman. W górnej części składał się z drobnoziarnistych, zielonych, silnie ilastych lub mułkowatych piasków, niżej zaś z ciemnozielonych piaszczystych iłów i mułków.

Nieco więcej wiadomości dotyczących niższych ogniw kredy przyniesie prawdopodobnie po jego opracowaniu wiercenie wykonane przez przemysł naftowy w Ostrzycach około 38 km na SW od Gdańska. Prze-

bito tam utwory kredowe o łącznej miąższości 499 m, z czego według prowizorycznego oznaczenia przypadać ma na górną kredę w postaci jasnych margli, piasków, piaskowców i iłów glaukonitowych 328 m, na dolną zaś kredę w postaci szarych mułowców i ciemnych iłów — 171 m.

Charakter osadów kredowych obszaru gdańskiego świadczy, że leżał on w strefie bliskiej północnych brzegowisk mórz górnokredowych.

Osady cenomanu z Półwyspu Helskiego i Karwi, znane też wzdłuż południowego wybrzeża Bałtyku aż po wyspę Uznam, reprezentują utwory płytkiego, przybrzeżnego morza. Jak wiadomo, w przybliżeniu brzeg tego morza wyznacza linia biegnąca od Skanii przez Bornholm na Królewiec.

Na temat turonu w obszarze gdańskim nic pewnego narazie nie możemy powiedzieć. Nie jest wykluczona luka sedymenacyjna.

Sedymentacja w emszerze ma znów charakter płytkowodny. Przypuszczalnie trwa ona bez przerwy aż do końca senonu, z tym jednak, że na przełomie emszeru i senonu oraz w ciągu senonu zaznaczają się alternujące zmiany warunków sedymenacyjnych wyrażające się przewarstwieniami piasków i margli.

4

Strop kredy wykazuje deniwelacje dochodzące do 60 m. W jego ukształtowaniu zaznacza się wyraźna rynna biegnąca od Jeziora Drużno

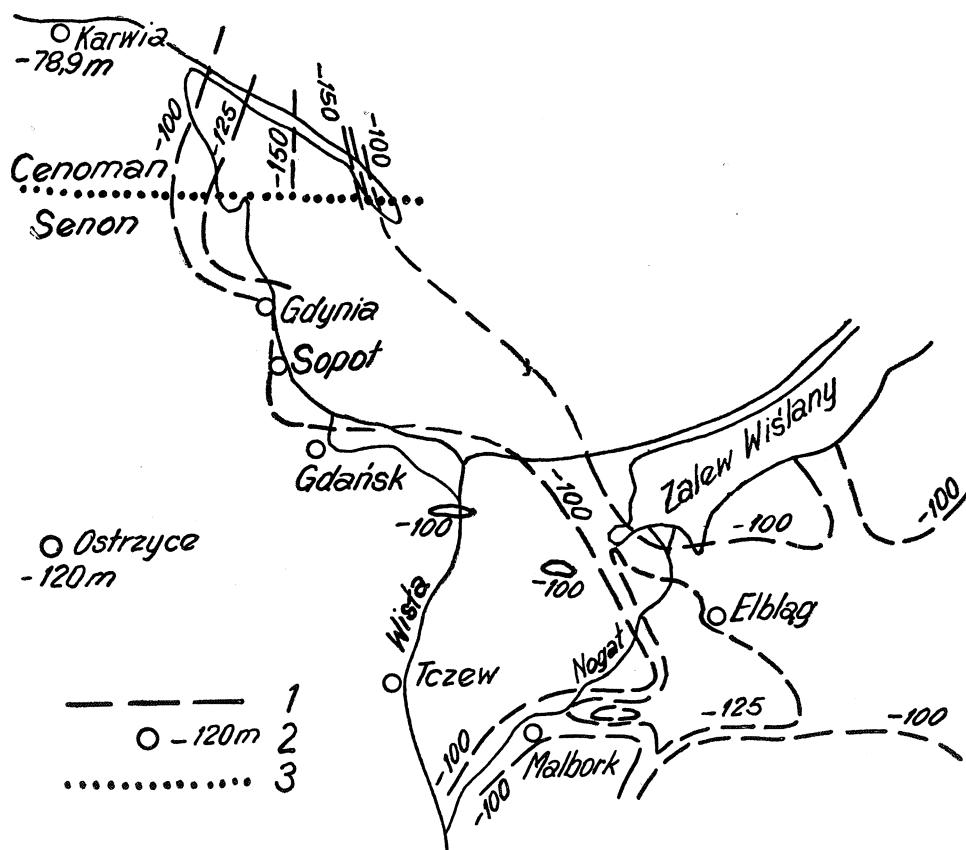


Fig. 1 Ukształtowanie stropu kredy w regionie gdańskim. 1 — stratoizohipsy
2 — rzędna stropu kredy; 3 — północna granica senonu

ku NW, dalej prawdopodobnie przez Zatokę Gdańską na Półwysep Helski. Najniżej spotykamy strop kredy między Malborkiem a Elblągiem (Kaczynos — 141 m ppm.) i na Półwyspie Helskim między Jastarnią i Helem (Jastarnia — 141 m, Jurata — 143 m, Stary Hel więcej niż — 177 m ppm.). Zaklesłość ta ma charakter erozyjny, na co wskazuje fakt, że jest ona wypełniona utworami czwartorzędowymi przy braku trzeciorzędu lub obecności tylko jego szczątków. Należy przypuszczać, że proces erozji odbywał się pod koniec pliocenu i z początkiem plejstocenu, a dokończony był zapewne także egzaracją lodowcową.

Na wschód i zachód od osi rynny strop kredy podnosi się i w pozostałych odcinkach terenu trzyma się rzędnej — 100 m ppm. z nieznacznymi wahaniami. W Ostrzycach zaznacza się ponowne obniżenie do — 120 m ppm. Ku południowi natomiast podnosi się stale wzdłuż dolnej Wisły. W Fordonie np. leży na rzędnej — 30 m ppm.

5

Górna kreda regionu gdańskiego jest potężnym zbiornikiem artezyjskich wód podziemnych. Ich skład chemiczny jest bardzo charakterystyczny i daje podstawy do pewnych wniosków. Na Żuławach Gdańskich, w Malborku, Tczewie, Gdańsku, Sopocie i Gdyni wody kredowe odznaczają się doskonałą jakością i zawierają znikome ilości chlorków w granicach 4—18 mg/l Cl'. Natomiast na Żuławach Elbląskich stwierdzono już dawniej zasolenie tych wód (E. Ostendorff), a ostatnio przeko-

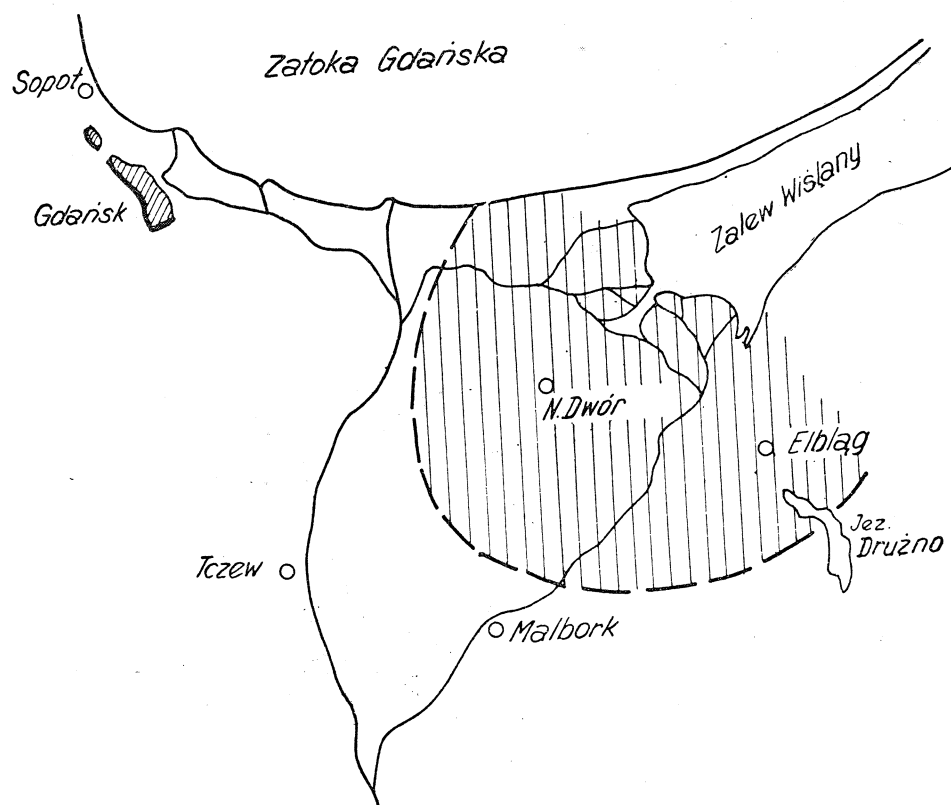


Fig. 2. Obszar zasolenia wód kredowych na Żuławach

naliśmy się, że zasięg zasolenia jest znacznie szerszy, niż przypuszczano. Charakterystyczny jest rozkład stężenia zasolenia. Jego maksymalne wartości w przystropowych warstwach kredy występują w okolicy Nowego Dworu Gdańskiego osiągając tu 2500 mg/l Cl'. Począwszy stąd zasolenie spada ku peryferiom i np. w Elblągu wynosi 819 mg/l Cl'. Natomiast stwierdza się wzrost zasolenia z postępem głębokości. Wiercenie wykonane w Nowym Dworze Gd. na terenie Olejarni w r. 1949 otrzymało wodę w marglach senonu na głębokości 105 m o zasoleniu 2220 mg/l, podczas gdy w piaskach na głębokości 145 m wyniosło ono już blisko 4950 mg/l. Wzrost zasolenia z głębokością wskazuje niedwuznacznie na jego genezę. Może to być tylko wyciskanie solanek ze starszego podłoża — z cechsztynu, triasu, jury. Ograniczony zaś zasięg w planie — co prawda poznany dotychczas tylko częściowo — zdaje się wskazywać na istnienie w głębszym podłożu wschodniej części Żuław jakiejś struktury połączonej z głęboko sięgającymi pęknięciami.

Jest możliwe, że w rejonie Nowego Dworu Gdańskiego istnieje głęboko ukryta struktura wysadowa przypadająca na skrzyżowanie dwóch kierunków tektonicznych: starszego przedpaleozoicznego i młodszej mezozoicznej. Albo, być może, istnieje tu młodsza wgłębna struktura związana genetycznie z zespołem struktur mezozoicznych Polski niżowej, równoległa do wału kujawsko-pomorskiego. Bieg jej mógłby być wyznaczony linią Nowy Dwór Gdański — Dąbrówno, o ile potwierdziłyby się dawne wiadomości podane przez O. Linstowa o występowaniu wód zasolonych w rejonie tej ostatniej miejscowości.

Więcej światła rzuciłyby na tę sprawę dokładne zdjęcia geofizyczne, których brak w opisywanym regionie daje się bardzo odczuwać. Niemniej jednak już na przeglądowych mapach grawimetrycznych zaznacza się we wschodniej części Żuław dodatnia anomalia rzędu +10 mgal, która zapewne jest oddźwiękiem jakiejś struktury wgłębnej. Potwierdzałaby ona nasze domniemanie.

6

Po ustąpieniu morza senońskiego obszar gdański jest w ciągu eocenu lądem. Nie znaleziono tu do tej pory utworów znanych jako ily toruńskie z okolic Grudziądza, Bydgoszczy i Torunia. W nowszych materiałach wiertniczych nie znaleźliśmy też potwierdzenia przypuszczenia, jakoby duńsko-szczecińska zatoka morza eocennego sięgała aż po okolice Gdańska (H. U d l u f t). Skądinąd wiadomo, że na obszarze bałtyckim rozwijała się w tym czasie w ciepłym klimacie *Pinus succinifera* tworząc rozległe lasy.

7

Nowy zalew morski wkroczył w region gdański w dolnym oligocenie. Mamy tu północny odcinek wielkiego morza, które objęło prawie całą środkową i północną Polskę. W porównaniu z innymi obszarami osady oligocenu w regionie gdańskim są skąpe, bowiem ich przeciętna miąższość wynosi zaledwie około 12 m. Są to intensywnie zielone, silnie ilaste, drobnoziarniste, glaukonitowe piaski i piaszczyste lub mułkowate ily.

Charakterystyczną cechą osadów są pospolite konkrecje fosforytowe od drobnych ziarenek do wielkości orzecha włoskiego. Miejscami nagromadzenie ich wydaje się tak obfite, że uzasadniają przeprowadzenie specjalnych w tym kierunku badań (W. W a w r y k). Liczne są również nagromadzenia konkrecji piritowych. Natomiast bursztyny osadzone wtórnie w oligocenie są tu raczej rzadkie.

Utwory oligocenu znamy przede wszystkim z wierceń, gdyż strop ich normalnie nie leży wyżej niż na rzędnej — 80 m ppm. Miejscami niewielkie kry glacialne oligocenu występują w utworach dyluwialnych.

Morze oligoceńskie trwało na naszym obszarze stosunkowo krótko i już pod koniec latorfu wycofało się na zachód, co pozostawiało zapewne w związku z pierwszymi impulsami fazy sawijskiej.

8

Wyższy człon trzeciorzędu należy do dobrze znanej i szeroko w Polsce rozprzestrzenionej mioceneńskiej formacji burowęglowej. Reprezentuje zupełnie inny typ facjalny. Są to osady słodkowodne, jeziorne i bagienne, które według dotychczasowych poglądów tworzyły się nieprzerwanie w ciągu helwetu, tortonu i sarmatu (J. Lewiński, J. Samsonowicz, J. Łyczewska).

Znana jest powszechnie różnorodność i zmienność wykształcenia litologicznego tej formacji. Nastęstwo warstw ustalone w jednym obszarze nie musi być takie same jak w innym. Najbardziej stałym co do położenia składnikiem jest górny poziom węgla brunatnego leżący w przystropowej części formacji. W regionie gdańskim, często powtarzającym się w różnych wariantach, jest następujący schemat: u dołu piaski gruboziarniste (rzadko i tylko lokalnie, soczewkowato), wyżej ily i ily piaszczyste, mułki, piaski pylaste, węgle brunatne pokryte niegrubą warstwą piasków. Ily są ciemne, ciemnobrunatne, prawie czarne. Zawierają różne domieszki, jak np. konkrecje piritowe, spirytizowane ułamki drewna, czasem kryształki gipsu. Mułki są również przeważnie barwy ciemnej, kwarcowo-mikowe z pyłem węgla brunatnego. Piaski są przeważnie pylaste, rzadziej drobnoziarniste, kwarcowe ze znaczną ilością drobnych łuseczek srebrzystej miki. Barwa ich jest jasna, prawie biała, lecz występują też smugi i laminacje ciemne, w których nagromadzony jest pył węglowy. Częste są zwęglone szczątki roślinne, niekiedy duże pnie. Węgla brunatne są ziemiste, kruche i rozsypliwie. Były kilkakrotnie powtarzane, począwszy od roku 1856, próby ich eksploatacji, np. w Pierwoszynie na Kępie Oksywskiej lub w Chłapowie w klimie rozewskim. Próby te jednak rychło się kończyły, ponieważ pokłady węgla okazywały się bardzo niestałymi. Przeważnie były to szybko cieniejące i zanikające soczewki.

W Chłapowie występuje jedno z najbogatszych stanowisk kopalnej flory mioceneńskiej. W zebranych tu materiale O. Heer oznaczył jeszcze w r. 1869 — 118 gatunków. Flora ta wskazywałaby na klimat wilgotny i ciepły o średniej temperaturze rocznej około 20 °C. Według opinii paleobotaników wymaga ona ponownego nowoczesnego opracowania monograficznego.

Miocen znany nam jest nie tylko z wierceń, lecz również z naturalnych odsłonień. Liczne odkrywki występują w Cygankach, Wrzeszczu, Oliwie oraz w klifach: redłowskim, oksywskim i rozewskim. Nie wszędzie jednak jest to miocen wrosły. Nowsze dane wskazują w wielu przypadkach na potężne kry glacialne.

Całkowita miąższość miocenu w regionie gdańskim zdaje się nie przekraczać 80 m, przy czym w całości zachowana ona jest jedynie na obszarze zwartych wysoczyzn dyluwialnych i to tylko tam, gdzie nie ma zaburzeń glacitektonicznych.

9

Sprawa istnienia pliocenu w regionie gdańskim nie jest jasna. Osady wielkiego poznańsko-mazowieckiego zbiornika sedymentacyjnego przechodzą na jego północnych peryferiach w fację piaszczystą (J. Łyczewska). Zawierają niekiedy ułamki drewna i warstewki węgla brunatnego, dzięki czemu upodabniają się do niżejległych utworów miocenijskich. Rozgraniczenie miocenu od pliocenu nie jest w tych warunkach dostatecznie ścisłe. Według mniemania geologów niemieckich kwarcowo-łyszczkowe piaski występujące w stropie trzeciorzędu na Zachodnim Pomorzu, a także w Gdańsku mają przynależeć wiekowo do pliocenu (K. H u c k e). Jak do tej pory, brak jednak przekonujących na to dowodów.

10

Jest rzeczą od dawna znaną, że trzeciorząd na obszarze Niziny Żuławskiej został w bardzo znacznym stopniu erozyjnie zniszczony (A. J e n t z s c h, R. G a l o n). Na Przeglądowej Mapie Geologicznej Polski, arkusz Gdańsk (1953), przedstawiono w oparciu o wyniki wielu wierceń bardziej szczegółowy obraz urzeźbienia podłoża czwartorzędu. Uzupełniają go obecnie badania D. P i a s e c k i e g o, J. S z u k a l s k i e g o, i B. W r ó b l a. Na wysoczyznach obramujących zakłęśłość delty Wisły od zachodu i wschodu podłoże czwartorzędu wznosi się bardzo wysoko. Na Pojezierzu Kaszubskim, np. w Kartuzach do +60 m n.p.m., w Strzeczcu +83 m, na Kępie Elbląskiej w Pięknym Lesie do +43 m. Tymczasem pod deltą schodzi do poziomu —60 do —80 m ppm., a w opisanej poprzednio rynnie kredowej poniżej —125 m, lokalnie nawet do —145 m ppm. W ten sposób stwierdzamy deniwelacje podłoża dochodzące do 230 m. Po zdjęciu pokrywy czwartorzędowej ukazałaby się nam rozległa i głęboka zakłęśłość jej podłoża o wcale urozmaiconej i intensywniej rzeźbie. Jest ona wynikiem preglacialnej erozji i lodowcowej egzaracji. Zachodnie zbocze zakłęśłości dość dobrze poznane w okolicach Gdańska ujawnia również bogatą rzeźbę w postaci pogrzebanych pod utworami dyluwialnymi dolin otwierających się ku E i NE. Tak więc zagłębienie dolnej Wisły można uważać za erozyjne, za czym wypowiada się większość badaczy od przeszło 60 lat.

Natomiast Zatoka Gdańska według poglądów również większości autorów pochodzi z powodów glacialnych z postglacialnym ruchem tektonicznym.

Potężna pokrywa utworów czwartorzędowych tworzy formację geologiczną, która w regionie gdańskim rzuca się wszędzie w oczy. Na podstawie badań licznych odsłonień i interpretacji materiałów pochodzących z wierceń ustalił się pogląd, że na obszarze dolnej Wisły i krain sąsiednich występują trzy główne poziomy gliny zwałowej (A. Jentzsch, R. Galon, B. Halicki, Z. Kotański). Pokłady te lokalnie mogą rozszczepiać się na drugorzędne. Dolna glina — szara — odpowiadałaby zlodowaceniowi środkowopolskiemu. Leży ona przeważnie bezpośrednio na starszym podłożu, miejscami jednak podścielona jest jeszcze wczesnoplejstoceniowymi osadami piaszczysto-żwirowymi. Powyżej szarej gliny występuje interglacjał eemski reprezentowany przez kilkudziesięciometrową serię piasków i żwirów fluwioglacjalnych. Natomiast w szczycie delty oraz w okolicach Tczewa, Malborka, Sztumu i Kwidzyna występują ilasto-margliste osady morskie z fauną eemską. Wyżejległe utwory zlodowacenia bałtyckiego reprezentowane są w zasadzie przez dwa dalsze pokłady gliny zwałowej przedzielone miejscami utworami piaszczystymi typu fluwioglacjalnego lub łąkami zastoisłowymi. Być może, że utwory rozdzielające gliny odpowiadają wiekowo serii Skaerumhede. Najwyższy pokład gliny pokryty jest miejscami piaskami zwałowymi, łąkami zastoisłowymi lub w sąsiedztwie moren czołowych piaskami sandrowymi. Podany schemat nie wszędzie daje się przyjąć bez zastrzeżeń. Interpretacja stratygraficzna niektórych profilów wiertniczych napotyka trudności. Spotyka się niekiedy znaczne rozczłonkowanie glin zwałowych aż do 7 pokładów, gdzie indziej — przeciwnie, potężne monolity glin zwałowych przy braku rozdzielających je piasków.

Na szczególną uwagę zasługują szare i czerwone łąki elbląskie z *Yoldia arctica*. Co do stratygraficznej ich pozycji zdania są podzielone. Zalicza się je przeważnie do interglacjału eemskiego (A. Jentzsch, P. Sonntag, R. Galon). Przeciwstawia się temu B. Halicki przypisując im wiek Skaerumhede, który traktuje jako odrębny okres interglacjalny. Faktem jest, że uboga fauna łąk elbląskich ma charakter borealny, gdy natomiast fauna eemska — ciepły, lużytański. Piękne odsłonięcia łąk elbląskich znane są ze zboczy Kępy Elbląskiej aż po Kadyny. Znane są również z klifu redłowskiego.

Region gdański cechuje szerokie rozprzestrzenienie i znaczne zróżnicowanie genetyczne utworów holoceniowych. Na Kosie Helskiej — przynajmniej od Jastarni do jej cypla — występują łąki wieku ancylusowego a nad nimi piaski i mułki z fauną morską wieku litorynowego (J. Samsonowicz). Osiągają one łącznie miąższość dochodzącą do 75 m. Piaski morskie z fauną litorynową występują również wśród utworów napływowych północnej i wschodniej części delty Wisły wskazując na oscylujący charakter przebiegu procesu deltowego.

Aluwia deltowe pokrywają całe Żuławy. Są to przeważnie drobnoziarniste piaski często z domieszką zbutwiałych szczątków roślin, dalej mułki, gliny rzeczne, namuły organiczne w stanie rozkładu, margle

łąkowe i torfy. Układ wymienionych warstw jest bardzo zmienny, przepłatający się, soczewkowaty itp. W młodszych częściach delty torfy występują niekiedy w dwóch lub trzech poziomach. Miąższość serii deltowej dochodzi do 38 m w północnej części Żuław i zmniejsza się ku jej szczytowi.

Dna pradolin pokrywają utwory aluwialne w postaci piasków i mułków pokrytych na znacznych przestrzeniach torfami.

Do holocenu zaliczamy również deluwia zboczowe oraz piaski i żwiry stożków napływowych rozwiniętych niekiedy szeroko u stóp wysoczyzn dyluwialnych.

Do najmłodszych utworów holocenijskich należą piaski wydymowe osiagające w niektórych odcinkach Kosy Helskiej i Mierzei Wiślanej znaczną miąższość dochodzącą do 30 m.

13

Wydaje się, że leżące wysoko na wierzchowinach dyluwialnych pokłady glin zwałowych wraz z przedzielającymi je piaskami i żwirami schodzą po zboczu zakłęśności żuławskiej w dół pod deltę i holocenijskie utwory napływowe. Wyobrażamy sobie, że wytworzona na przełomie pliocenu i plejstocenu zakłęśność erozyjna pozostawała nadal zakłęśnością również i w okresach wolnych od pokrycia lodem, to znaczy, że nigdy nie była ona całkowicie wypełniona osadami dyluwialnymi. Uderzający jest prawie zupełny brak zjawisk glacitektonicznych na obszarze Żuław. Widocznie więc ingredujące lądolody nie napotykały tu poważniejszych przeszkód, posuwały się spokojnie i bez oporu. Natomiast na sąsiadujących wyżynach zaburzenia glacitektoniczne są niezwykle częste i do rzadkości należy wiercenie, które by ich nie rejestrowało. Przykładem może być sytuacja w Elblągu. Otwory wiertnicze przy ul. Malborskiej, usytuowane na nizinie około 2 km od zbocza Kępy Elbląskiej, weszły po przebiciu dwóch pokładów gliny zwałowej w czerwone iły elbląskie na głębokości 83 m (tj. na rzędnej — 81 m ppm.). Miąższość iłów wynosi tu 16 m. Wypada przyjąć, że położenie iłów jest tu normalne. Tymczasem inny otwór wiertniczy położony w górnej części miasta już na zboczu Kępy przewiercał na przełomie 35 — 99 m trzy razy czerwone iły elbląskie przedzielone szarą gliną zwałową. Ten fakt da się wytłumaczyć jedynie gwałtownym sfałdowaniem glacitektonicznym. Przypuszczamy, że wszystkie odsłonięcia iłów elbląskich wzdłuż południowego brzegu Zalewu Wiślanego występują w strefie zaburzeń tego rodzaju.

14

Charakterystycznym elementem w morfologii regionu gdańskiego są kępy: elbląska, redłowska, oksywska, pucka i swarzewska. W klifach redłowskim, oksywskim i rozewskim odsłania się miocen. Ten fakt, jak również pewne dane z wierceń skłoniły S. Pawłowskiego do postawienia tezy, że kępy są geologicznie predysponowane przez podnoszące się pod nimi podłoże czwartorzędu. Pogląd ten uważaliśmy za słuszny, lecz obecnie mamy nowe dane, które zmuszają do jego rewizji.

Otwór wiertniczy wykonany w r. 1957 we Władysławowie na zachód od stacji kolejowej i położony już na wierzchowinie przebijał do głębokości 104,1 m czwartorzęd z trzema krami miocenu. Strop podłoża czwartorzędu wypada tu na rzędnej około — 70 m ppm. Po przebiciu 11,4 m trzeciorzędu (miocen + oligocen) wiercenie osiągnęło na rzędnej — 91,1 m ciemnozielone iły i iłolupki z otwornicami *Textularia ripleyensis*. Litologiczny charakter warstw pozwala zaliczyć je do ceno-manu. A więc odsłonięty w klifie kępy swarzewskiej między Rozewiem a Cetniewem miocen nie znajduje się na miejscu, lecz jest potężną krą glacialną. Stwierdzając to dzisiaj nie można nie zacytować słów J. Samsonowicza, który w r. 1938 tak pisał o odsłonięciach miocenu w Chłapowie: „...wir haben keine Sicherheit, dass das Miozän der erwähnten Aufschlüsse im Ganzen in situ liegt und nicht teilweise oder gänzlich aus losen Schollen besteht”.

Prawdopodobnie te same słowa odnieść można do odsłonieć miocenu w klifie redłowskim. Wykonane w r. 1958 wiercenie w Orłowie usytuowane niedaleko ujścia Kaczej do morza stwierdziło serię utworów plejstocénskich schodzącą aż do rzędnej — 65 m ppm.

W świetle tych faktów bynajmniej nie można negować geologicznej predyspozycji kęp nadmorskich. Przyczyną ich powstania nie było jednakże podnoszenie się stropu podłoża czwartorzędowego, lecz prawdopodobnie istnienie ośrodków oporu, jaki względem erozyjnej działalności systemu rzeczno-rozwojającego się przed czołem topniejącego lądolodu tworzyły guzy i nabrzmienia osadów dyluwialnych łącznie z zawartymi w nich i spiętrzonymi krami glacialnymi. Rzeki tego systemu mogły omijać te ośrodki i erodować swe pradoliny w obniżeniach pierwotnej powierzchni, wskutek czego powstał kręty, meandryczny układ pradolin rozczłonkowujący wyżynę dyluwialną na szereg izolowanych kęp.