POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE NR 104

EUGENIUSZ DROZDOWSKI

GENEZA BASENU GRUDZIĄDZKIEGO W ŚWIETLE OSADÓW I FORM GLACJALNYCH

INSTYTUT GEOGRAFII
00-330 Warszawa
al. Nowy Świat Nr 72

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

http://rcin.org.pl

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 104

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
Polskiej Akademii Nauk
Zakład Przedsiębiorczości Zagranicznej Geografii
00-330 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

http://rcin.org.pl

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ
Но 104

ЭУГЕНЮШ ДРОЗДОВСКИ

ГЕНЕЗИС ГРУДЗЁНДЗСКОГО БАССЕЙНА В СВЕТЕ ОТЛОЖЕНИЙ И ФОРМ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ

*

GEOGRAPHICAL STUDIES
№ 104

EUGENIUSZ DROZDOWSKI

GENESIS OF THE GRUDZIĄDZ BASIN IN THE LIGHT OF ITS DEPOSITS AND GLACIAL FORMS

http://rcin.org.pl

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE NR 104

EUGENIUSZ DROZDOWSKI

GENEZA BASENU GRUDZIĄDZKIEGO W ŚWIETLE OSADÓW I FORM GLACJALNYCH

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK
1974

http://rcin.org.pl

Komitet Redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWOŃSKI
CZŁONKOWIE: R. GALON, L. STARKEL
SEKRETARZ: I. STAŃCZAK

Praca doktorska wykonana pod kierunkiem
dr. hab. JANA SZUPRYCZYŃSKIEGO

Redaktor Wydawnictwa Jan Kuźma

Redaktor techniczny Maria Kafarska

Printed in Poland

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1974. Nakład: 800 egz. Objętość: ark. wyd. 11,30, ark. druk. 8,75 + 10 wkl., ark. A1 12. Papier powlek. kl. V, 80 g, 70 × 100. Oddano do składania 28 X 1973. Podpisano do druku 12 IV 1974. Druk ukończono w maju 1974. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 1350/73 — P-10.
Cena zł 32.—

http://rcin.org.pl

SPIS TREŚCI

Uwagi wstępne 7
Cel i obiekt badań 7
Dotychczasowe opracowania 7
Metody badań 9
I. Ogólna charakterystyka rzeźby Basenu Grudziądzkiego 13
II. Stratygrafia osadów zlodowacenia bałtyckiego 15
Interglacjał eemski 15
Główne poziomy litologiczno-stratygraficzne zlodowacenia bałtyckiego 20
III. Pomocnicze kryteria interpretacji stratygraficznej i genetycznej glin morenowych 22
Analiza składu petrograficznego 22
Analiza ułożenia głazików 27
Analiza uziarnienia 27
IV. Analiza osadów 29
Zbocza Basenu Grudziądzkiego 29
Kępa Forteczna 43
Kępa Górnej Grupy 53
Kępa Strzemięcińska 63
V. Ogólna charakterystyka teras rzecznych i pseudoteras osuwiskowych . 73
Terasy rzeczne 73
Pseudoterasy osuwiskowe 74
VI. Analiza form glacjalnych 75
Terasy kemowe 75
Zboczowe formy kemowo-wytopiskowe, typu ablacyjnego . . . 80
Typy form wytopiskowych w obrębie teras rzecznych i stożków napływowych 83
Formy powstałe w wyniku wytopienia się brył martwego lodu . . 84
Zagłębienia rynnowe 87
VII. Podział stratygraficzny osadów glacjalnych i ich ogólna charakterystyka genetyczno-facjalna 88
Jednostki morfostratygraficzne 88
Drugi poziom glacjalny 90
Pierwszy poziom glacjalny 97
Szczegółowy podział morfostratygraficzny osadów 99
Zagadnienie genezy szczątków fauny plejstoceńskiej 102
Zagadnienie wieku drugiego poziomu glacjalnego 104
VIII. Problem genezy Basenu Grudziądzkiego 108

http://rcin.org.pl

IX. Podsumowanie i wnioski 115
Literatura 118
Генезис Грудзёндзского бассейна в свете отложений и форм глациальных (резюме) 123
Genesis of the Grudziądz Basin in the light of its deposits and glacial forms (summary) 129

http://rcin.org.pl

UWAGI WSTĘPNE

CEL I OBIEKT BADAŃ

Na czoło zagadnień geomorfologii i geologii Basenu Grudziądzkiego — największego kotlinnego rozszerzenia doliny dolnej Wisły — wysuwało się od dawna zagadnienie genezy tej formy, zmierzające do wyjaśnienia przyczyn powstania jej kształtu i swoistych „wysp wysoczyznowych", oddzielonych od otaczającej wysoczyzny morenowej szerokimi zakolami dawnego łożyska Wisły. Niniejsza praca stanowi nową próbę rozwiązania tego zagadnienia, opartą głównie na analizie osadów i form glacjalnych. Początkowo ujmowano to zagadnienie w sposób tradycyjny, od strony procesów rzeźbotwórczych rozgrywających się u schyłku plejstocenu i w holocenie. Jednakże w toku badań okazało się, że powstanie tej formy kotlinnej wiąże się ściśle z procesami glacjalnymi, zwłaszcza w okresie zaniku przedostatniego na tym terenie lądolodu zlodowacenia bałtyckiego. Poznanie przebiegu tych procesów i ich następstw geologicznych i geomorfologicznych uzasadniło skoncentrowanie badań na słabo zbadanych lub nie rozpoznanych dotąd w ogóle osadach i formach glacjalnych.

DOTYCHCZASOWE OPRACOWANIA

Najwcześniejsze publikacje dotyczące budowy geologicznej i rzeźby obszaru Basenu Grudziądzkiego pochodzą z początku XX w. i łączą się z nazwiskiem geologa niemieckiego A. Jentzscha. Wykonał on pierwsze szczegółowe zdjęcie geologiczne czwartorzędu tego terenu, którego wynikiem są mapy geologiczne w podziałce 1 : 25000, wydane wraz z tekstem objaśniającym przez Pruski Instytut Geologiczny w latach 1900—1911. Treść tych map, szczególnie w zakresie wydzieleń genetyczno-wiekowych osadów plejstoceńskich, uległa już w większości dezaktualizacji ze względu na przestarzałe koncepcje i metody kartowania. Odnośnie do genezy Basenu Grudziądzkiego A. Jentzsch wypowiada się w objaśnieniach do arkusza Grudziądz-Południe (1901), wyróżniając

http://rcin.org.pl

trzy poziomy terasowe (63—64 m, 41—45 m i 31—35 m n.p.m.), z których najwyższy jego zdaniem rejestruje najstarszą fazę rozwoju Basenu Grudziądzkiego i zarazem całej doliny dolnej Wisły. Osady budujące ów poziom, złożone ze żwirów i piasków o kilkunastometrowej miąższości, zawierające szczątki ssaków i mięczaków kopalnych na wtórnym złożu, zaliczył do późnoglacjalnych osadów rzecznych. Pogląd ten, któremu przeczą m.in. poprzeczne lub skośne do osi doliny upady warstw, zaciążył na dalszych badaniach niemieckich, w szczególności na interpretacji wiekowej szczątków fauny kopalnej występujących w tych osadach (R. Hermann 1911, 1914). W późniejszej pracy, w objaśnieniach do mapy geologicznej arkusza Sartowice (1911), A. Jentzsch zmodyfikował swój pierwszy pogląd o tyle, że za główną przyczynę powstania Basenu Grudziądzkiego uznał istnienie rozległego jeziora wód proglacjalnych, które nazwał zbiornikiem (basenem) sartowickim (Sartowitzer Becken). Pogląd ten uzyskał uznanie u innych badaczy niemieckich (P. Sonntag 1919, W. Wolff 1914).

W okresie międzywojennym ukazują się prace M. Limanowskiego (1922), B. Zaborskiego (1927) i obszerne paleogeograficzne studium doliny dolnej Wisły R. Galona (1934).

M. Limanowski w pracy poświęconej iłom chełmińskim nawiązuje do iłów warwowych odsłoniętych w wyrobisku cegielni na Kępie Strzemięcińskiej (obecnie cegielnia „Kalinkowa"), widząc w nich odpowiednik wiekowy iłów chełmińskich. Zaliczył je do osadów zastoiskowych fazy recesyjnej przedostatniego zlodowacenia, natomiast serię piasków drobnoziarnistych ponad iłami — do interglacjału riksdorfskiego, dzielącego jego zdaniem ostatnie zlodowacenie (L_4) od przedostatniego (L_3).

Publikacja B. Zaborskiego na temat genezy Basenu Grudziądzkiego ma charakter uwag przyczynkowych, poczynionych w oparciu o studium mapy i porównawcze obserwacje terenowe w dolinach Odry i Wisły. Ustosunkowując się krytycznie do koncepcji A. Jentzscha autor wyraża pogląd o erozyjnym pochodzeniu tej formy.

Bogaty materiał obserwacyjny dotyczący budowy geologicznej i rozwoju geomorfologicznego doliny dolnej Wisły jak również krytyczny przegląd dotychczasowych poglądów w tym zakresie zawierają prace R. Galona (1934, 1961, 1967, 1968a, b). W pracy poświęconej paleogeografii doliny dolnej Wisły (1934) R. Galon przedstawił m.in. syntetyczny profil osadów plejstoceńskich dolnego Powiśla, złożony z trzech ciągłych pokładów glin morenowych, z których dwa górne zaliczył do zlodowacenia bałtyckiego, trzeci zaś — do zlodowacenia środkowopolskiego. Ważnym ogniwem tego profilu, uznanym przez autora za przewodni horyzont stratygraficzny plejstocenu dolnego Powiśla, jest wiel-

http://rcin.org.pl

ka seria warstwowanych piasków drobnoziarnistych wraz z podścielającymi ją soczewami szarych iłów warwowych.

Jeśli chodzi o genezę Basenu Grudziądzkiego, R. Galon wypowiada się za jego erozyjnym pochodzeniem. Powstanie zakoli dawnego łożyska Wisły, które oddzielają obecnie kępy od wysoczyzny morenowej, wiąże z erozją boczną meandrującej rzeki. Basen Grudziądzki stanowi zatem, w myśl poglądów tego autora, wyłącznie dzieło erozji rzecznej, a występujące w jego obrębie kępy są ocalałymi od erozji wyspami meandrowymi.

W latach powojennych ukazały się m.in. prace geomorfologiczne L. Roszko, dotyczące zachodniej części Basenu Grudziądzkiego (1968a) oraz przyległej od północo-zachodu wysoczyzny morenowej (1966). Na szczególną uwagę zasługuje pierwsza z wymienionych publikacji. Jest to praca przyczynkowa na temat ewolucji zachodniej części Basenu Grudziądzkiego, oparta na datowaniu palynologicznym osadów organogenicznych wypełniających rynnę Jeziora Fletnowskiego, położoną na terasie dolnej (IV), oraz analizie stosunku tych osadów do form nałożonych na terasę: stożka napływowego Mątawy i wydm wałowych. Analizy pyłkowe wykazały (K. Kępczyński i B. Noryśkiewicz 1968), że spągowe partie osadów organogenicznych pochodzą z młodszego dryasu. W tym samym okresie zdaniem L. Roszko utworzyła się terasa dolna wraz ze stożkiem napływowym i wydmami.

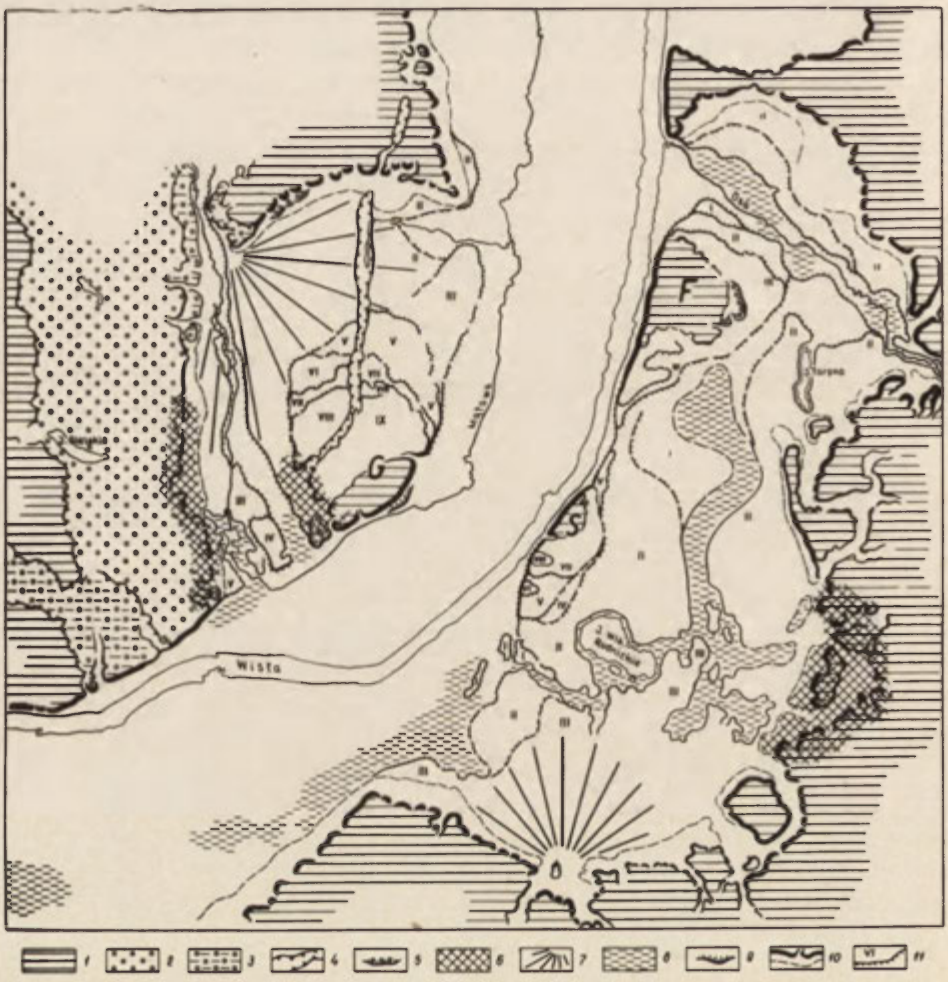
Istotne znaczenie z punktu widzenia rozpatrywanego problemu posiada stratygrafia osadów ostatniego zlodowacenia. W dziedzinie tej istnieje szereg nie rozwiązanych dotąd zagadnień. Dotyczą one głównie wieku poszczególnych jednostek litologiczno-stratygraficznych oraz ich interpretacji facjalnej i paleogeograficznej. Syntetyczne ujęcie tej problematyki w oparciu o dotychczasowy stan badań i poglądów zawierają prace R. Galona (1961, 1967), J. E. Mojskiego (1968, 1969) oraz atlas geologiczny czwartorzędu (J. E. Mojski, E. Rühle 1965).

METODY BADAŃ

Cel pracy, zmierzający do poznania osadów i form glacjalnych oraz zrekonstruowania na tej podstawie stosunków paleogeograficznych, wymagał zastosowania różnorodnych, wzajemnie uzupełniających się metod badawczych. Zasadnicze znaczenie miały metody analizy geomorfologiczno-strukturalnej, stratygraficznej i litologicznej. W praktyce preferowano zwykle jedną z nich w zależności od charakteru obiektu badań i zaawansowania prac.

W pierwszym etapie badań wykonano szczegółowe zdjęcie geomorfologiczne w podziałce 1 : 25 000. Umożliwiło ono bliższe poznanie rzeź-

http://rcin.org.pl



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny Basenu Grudziądzkiego

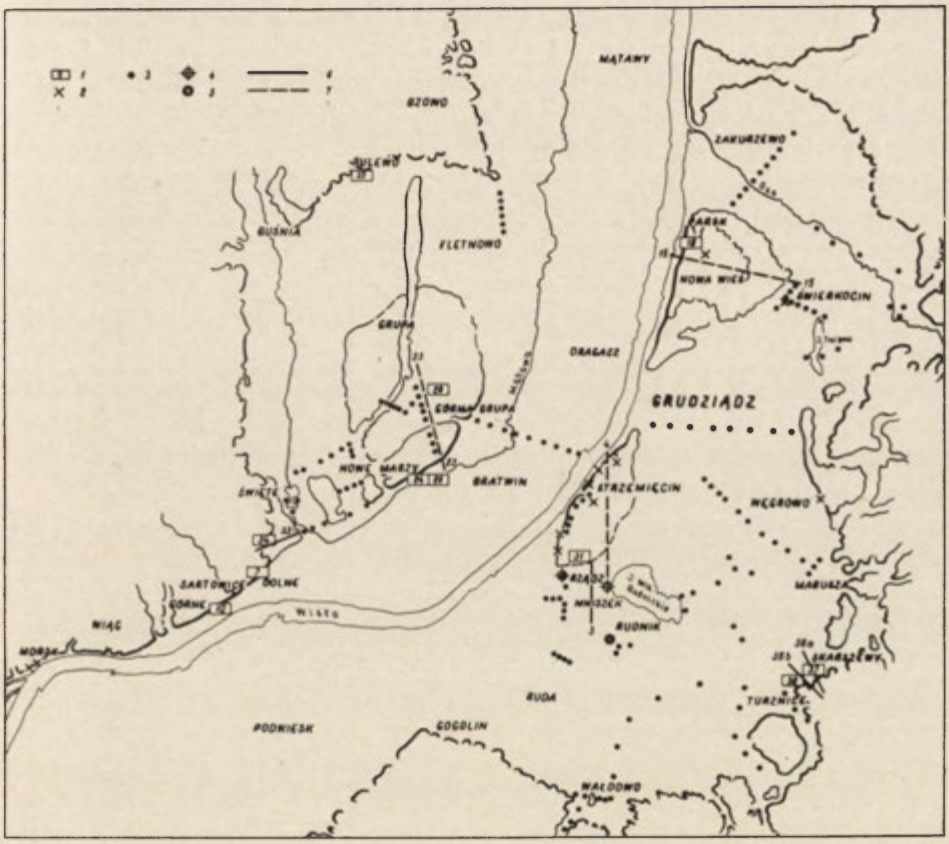
1 — wysoczyzna morenowa, *2* — sandr, *3* — erozyjne powierzchnie wód roztopowych, *4* — rynny glacjalne, *5* — terasy kemowe, *6* — zboczowe formy kemowo-wytopiskowe typu ablacyjnego, *7* — stożki napływowe, *8* — obszary zalewowe z torfem lub gytią, *9* — pseudoterasy osuwiskowe, *10* — krawędź wysoczyzny morenowej ze stokiem i strefą agradacji, *11* — terasy rzeczne z krawędzią, oznaczenia cyfrowe wg systemu ustalonego przez R. Galona (1968a) *F,G,S* — wyspy wysoczyzny morenowej, tzw. kępy; *F* — Kępa Forteczna, *G* — kępa Górnej Grupy, *S* — Kępa Strzemięcińska

Geomorphological scheme of Grudziądz Basin

1 — moraine plateau, *2* — outwash, *3* — erosional surfaces of meltwater flow, *4* — subglacial channels, *5* — kame terraces, *6* — kame and kettle slope topography of ablative type, *7* — alluvial cones, *8* — flood areas with peat and gyttia, *9* — landslide pseudo-terraces, *10* — rim of moraine plateau with a slope and aggradation zone, *11* — river terraces with rim; number indices after R. Galon's (1968a) system, *F, G, S* — moraine plateau islands, so-called kępy; F — Kępa Forteczna, *G* — Kępa of Górna Grupa, *S* — Kępa Strzemięcińska

http://rcin.org.pl

by rozpatrywanego terenu, określenie typów genetycznych form i ich wzajemnego stosunku. Szczególną uwagę zwrócono na poziomy dolinne. Wyróżniono terasy rzeczne, terasy kemowe i pseudoterasy osuwiskowe (ryc. 1). Terasy te, poza kemowymi, nie będą szczegółowo omawiane w niniejszej pracy, należy jednak podkreślić, że ich rozpoznanie i klasyfikacja były niezbędne dla właściwej interpretacji badanych zjawisk geologicznych i geomorfologicznych.



Ryc. 2. Szkic dokumentacyjny

1 — odkrywki dokumentowane, *2* — odkrywki opisane w tekście, *3* — wiercenia do głębokości 4,5 m, *4* — stanowiska interglacjału eemskiego, *5* — miejsce pobrania profilu osadów organogenicznych — allerød, *6* — linie przekrojów geologicznych i profili geomorfologicznych, *7* — orientacyjne linie szkiców morfologiczno-stratygraficznych

Documentary scheme

1 — exposures documented by figures, *2* — exposures dealt with in the text, *3* — drill-holes up to a depth of 4,5 m, *4* — sites of the Eem Interglacial, *5* — place where the profile of organogenic-Allerød deposits was taken, *6* — lines of geological sections and geomorphological profiles, *7* — approximate lines of morpho-stratigraphic sketches

http://rcin.org.pl

Równocześnie z kartowaniem geomorfologicznym zaczęto inwentaryzować i analizować stare i nowe dane wiertnicze z Basenu Grudziądzkiego oraz terenów przyległych. Pozwoliły one rozwiązać niektóre zagadnienia dotyczące budowy geologicznej tego obszaru (E. Drozdowski 1973) oraz stratygrafii osadów plejstoceńskich (E. Drozdowski, K. Tobolski 1972).

W kolejnym etapie badań, na podstawie zdjęcia geomorfologicznego i wstępnej znajomości stosunków geologicznych, przystąpiono do analizy osadów budujących kępy i zbocza Basenu Grudziądzkiego. Miała ona w pierwszym rzędzie cel stratygraficzny. Badane jednostki sedymentacyjne określano na tle ich ogólnej sytuacji w profilu osadów ostatniego zlodowacenia, dokumentowano ich sposób występowania, charakter kontaktu z sąsiednimi jednostkami, stosunek do form rzeźby współczesnej i kopalnej.

Następnie przeprowadzano analizę cech strukturalno-teksturalnych osadów (W. H. Twenhofel, S. A. Tylor 1941, A. Dylikowa 1952, S. Jewtuchowicz 1955, S. Dżułyński 1963a), uzupełniając ją — w odniesieniu do glin morenowych — statystycznymi analizami litologicznymi w zakresie ich uziarnienia, składu petrograficznego frakcji żwirowej i ułożenia dłuższych osi głazików (omówiono je szczegółowo w rozdziale III). Analizy te wraz z wynikami badań stratygraficznych służyły interpretacji genetyczno-facjalnej osadów, dając jednocześnie podstawę do ogólniejszych rekonstrukcji stosunków paleogeograficznych.

Analizy stratygraficzne i strukturalno-teksturalne przeprowadzono w 26 głębokich odkrywkach, będących właściwie oczyszczonymi i pogłębionymi odsłonięciami naturalnymi lub sztucznymi. Łącznie z badaniami związanymi z kartowaniem geomorfologicznym wykonano około 350 odkrywek i 150 wierceń ręcznych o głębokości 4—4,5 m. Rozmieszczenie wierceń oraz odkrywek i przekrojów geologicznych ilustruje szkic dokumentacyjny (ryc. 2).

Praca niniejsza została wykonana w latach 1966—1969 w ramach stypendium doktorskiego Instytutu Geografii PAN pod kierunkiem doc. dr. hab. J. Szupryczyńskiego, któremu pragnę złożyć serdeczne podziękowanie za wiele cennych uwag i rad przekazywanych mi zarówno w czasie badań terenowych, jak i w trakcie pisania pracy. Wyrazy serdecznej podzięki składam również prof. dr. R. Galonowi za wskazanie bardzo interesującego terenu i pierwsze wskazówki metodologiczne i merytoryczne. Prof. dr. E. Rühlemu i prof. dr. W. Niewiarowskiemu wdzięczny jestem za możliwość przedyskutowania niektórych zagadnień merytorycznych. Pragnę również gorąco podziękować mojej Żonie Genowefie za stworzenie mi w domu warunków do napisania tej pracy.

http://rcin.org.pl

I. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA RZEŹBY BASENU GRUDZIĄDZKIEGO

Największe rozszerzenie doliny dolnej Wisły, znane w literaturze pod nazwą Basenu Grudziądzkiego (R. Galon 1934) lub Kotliny Grudziądzkiej (J. Kondracki 1965), tworzy odrębną pod względem geomorfologicznym i geologicznym jednostkę. Forma ta, około 20 km długa i 18 km szeroka, ma zarys kolisty, odkształcony nieco w rejonie jeziora Tarpno i u wylotów dolin Osy i Mątawy (ryc. 1). Swoistą cechą morfologiczną Basenu Grudziądzkiego, wyróżniającą go spośród pozostałych kotlinnych rozszerzeń doliny Wisły, są trzy „wyspy wysoczyznowe", tzw. kępy. Wznoszą się one około 60 m ponad dno doliny, nawiązując swoimi wierzchołkami do poziomu otaczającej wysoczyzny morenowej. Po prawej stronie Wisły na południe od ujścia Osy wznosi się Kępa Forteczna (fot. 1), osiągająca w punkcie kulminacyjnym 86,1 m n.p.m., na południe od niej — Kępa Strzemięcińska o kulminacji 79,3 m n.p.m. Pomiędzy tymi kępami mniej więcej pośrodku kotliny leży miasto Grudziądz. Po lewej stronie Wisły, oddzielona od jej koryta równiną zalewową około 4 km szeroką, wznosi się trzecia z kolei wyspa wysoczyznowa — kępa Górnej Grupy (fot. 2), której wysokość maksymalna wynosi 77,3 m n.p.m.

Poprzeczne do osi doliny profile morfologiczne kęp są asymetryczne: stromym podciętym erozyjnie stokiem opadają w kierunku Wisły lub równiny zalewowej (fot. 1 i 2), łagodnym zaś z wyraźnie uformowanymi gdzieniegdzie terasami — w kierunku przeciwnym ku obu szerokim zakolom dawnego łożyska Wisły.

Terasy rzeczne występują w Basenie Grudziądzkim w pełnym, dziewięciostopniowym zespole, odpowiadającym poziomom IX—I według systemu klasyfikacyjnego teras pradoliny Noteci-Warty i dolin z nią związanych (R. Galon 1968a). Największe powierzchnie zajmują terasy stanowiące dna zakoli (ryc. 1), tj. terasy nadzalewowe I, II i III o wysokości 21—22, 24—25 i 27—28 m n.p.m., oraz równina zalewowa, ciągnąca się szerokim, kilkukilometrowym pasem wzdłuż koryta Wisły,

http://rcin.org.pl

która w granicach rozpatrywanego obszaru obniża się od około 20 do 17 m n.p.m.

Innym charakterystycznym elementem rzeźby Basenu Grudziądzkiego są olbrzymie stożki napływowe, usypane w promieniu kilku kilometrów u wylotów dolin rozcinających przyległą wysoczyznę morenową. Największe z nich rozpościerają się na powierzchniach teras IV, III i II. Są to: stożek napływowy Mątawy w zachodniej części Basenu Grudziądzkiego oraz stożki Maruszy (Rudnianki), Turznicy i Młynówki z jej dopływem Strugą Wałdowską w części wschodniej (ryc. 1). Znaczne obszary teras rzecznych i stożków napływowych zajmują pola wydmowe.

Do swoistych cech fizycznogeograficznych Basenu Grudziądzkiego należy również zaliczyć liczne jeziora. Zajmują one według obliczeń S. Kopczyńskiego (1963) 1,32% powierzchni omawianego obszaru. Oprócz typowych dla doliny Wisły starorzeczy, występujących w granicach współczesnego dna zalewowego doliny, jeziora spotyka się także na powierzchni teras II, III i IV (ryc. 1). Do największych należą Jezioro Rudnickie Wielkie (177,7 ha), jezioro Tarpno (34,5 ha) i Jezioro Fletnowskie (8 ha). Cechy morfometryczne dwu ostatnio wymienionych zbiorników wodnych wskazują na ich założenie rynnowe (S. Kopczyński 1963).

Basen Grudziądzki został wyodrębniony w podziale fizycznogeograficznym Polski jako samodzielny mezoregion w obrębie subprowincji Doliny Dolnej Wisły pod mianem Kotliny Grudziądzkiej (J. Kondracki 1965, J. Kondracki, J. Ostrowski 1968). Zgodnie z tym podziałem rozpatrywany obszar sąsiaduje od południo-wschodu z mezoregionem Pojezierza Chełmińskiego, od północo-wschodu z makroregionem Pojezierza Iławskiego, od zachodu zaś z mezoregionem Borów Tucholskich. Powierzchnia Kotliny Grudziądzkiej według obliczeń L. Czajkowskiego (1969) wynosi 240 km². Odpowiada to 1/4 (24,94%) obszaru podprowincji Doliny Dolnej Wisły.

http://rcin.org.pl

II. STRATYGRAFIA OSADÓW ZLODOWACENIA BAŁTYCKIEGO

INTERGLACJAŁ EEMSKI

Odsłonięty na rozpatrywanym odcinku doliny dolnej Wisły profil osadów plejstoceńskich zawiera maksymalnie trzy pokłady glin morenowych wraz z przedzielającymi je osadami akumulacji wodnolodowcowej. Wieku tych pokładów morenowych nie można niestety dokładnie określić, ponieważ nie znaleziono dotychczas osadów międzymorenowych z zawartością paleontologiczną *in situ*. Brak było dotąd także zdefiniowanych pod względem florystycznym osadów interglacjału eemskiego, które by jednoznacznie określały dolną granicę kompleksu osadów zlodowacenia bałtyckiego na tym terenie. Znane bowiem profile interglacjału eemskiego nad dolną Wisłą występują na północ od Basenu Grudziądzkiego i reprezentowane są przez osady morskie z fauną morską (por. m.in. R. Galon 1934, 1961, 1967, B. Halicki, J. Brodniewicz 1961, A. Makowska 1969). Utrudniało to interpretację chronologiczną zdarzeń geologicznych i paleogeograficznych rozgrywających się na rozpatrywanym terenie w ciągu ostatniego zlodowacenia. Trudności te udało się pokonać dzięki znalezieniu osadów jeziornych z florą interglacjalną w Grudziądzu-Mniszku i w Rządzu. Zostały one opisane i wstępnie opracowane przez E. Drozdowskiego i K. Tobolskiego (1972).

Możliwość występowania osadów interglacjału eemskiego ze szczątkami roślinnymi na obszarze Basenu Grudziądzkiego sygnalizowały osady organogeniczne niektórych profili wiertniczych w Grudziądzu-Mniszku i w Rządzu. Wykazywały je zarówno stare materiały wiertnicze, jak i nowsze wiercenia. Uzasadniło to celowość przeprowadzenia przez Instytut Geografii PAN specjalnego wiercenia badawczego. Zlokalizowano je w Mniszku obok wiercenia studziennego „Wodrolu" z 1961 roku, w którym profil osadów organogenicznych — sądząc z opisu i zachowanych próbek kontrolnych — wydał się najpełniej rozwinięty.

Lokalizację otworu badawczego przedstawia mapa dokumentacyjna (ryc. 2). Zaznaczono na niej również drugie stanowisko w Rządzu, które

http://rcin.org.pl

opracowano dotychczas wstępnie na podstawie zachowanych próbek kontrolnych wiercenia studziennego (E. Drozdowski, K. Tobolski 1972). W obu miejscach osady z florą eemską występują na tym samym poziomie terasy nadzalewowej o wysokości 24—25 m n.p.m., która w ujednoliconym systemie teras pradoliny Noteci-Warty i dolin z nią związanych figuruje jako terasa II (R. Galon 1968a). Jest to terasa akumulacyjno-erozyjna z pokrywą akumulacyjną osiągającą około 6—7 m miąższości. Osady interglacjału eemskiego występują pod pokrywą akumulacyjną tej terasy i niżej leżącymi starszymi utworami plejstoceńskimi, wykształconymi bądź w postaci iłów warwowych i osadów żwirowo-piaszczystych (Mniszek), bądź gliny morenowej (Rządz).

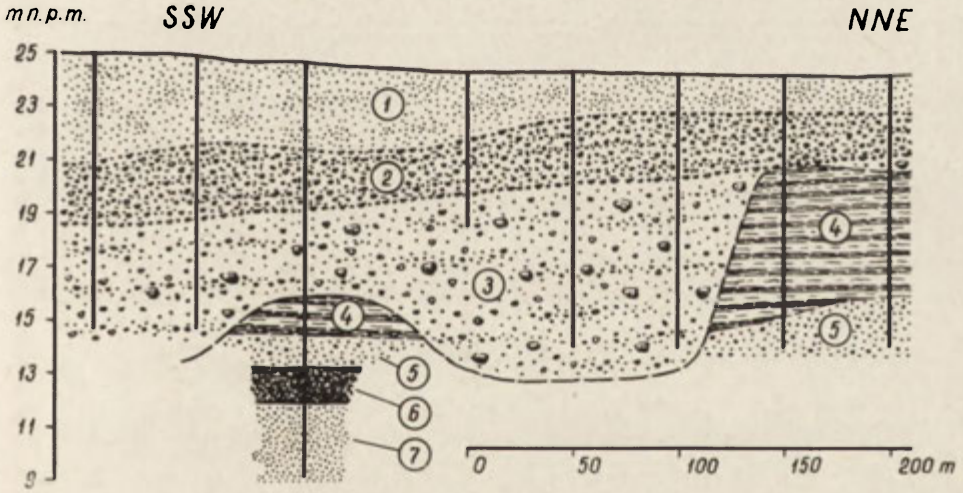
Profil wiercenia badawczego w Grudziądzu-Mniszku przedstawia się następująco:

0,0—0,30 m — warstwa humusowa
0,30—0,80 m — piasek drobnoziarnisty, żółtoszary
0,80—1,30 m — piasek średnioziarnisty, ciemnożółty z toczeńcami iłu z otoczką żelazistą
1,30—2,50 m — piasek średnioziarnisty, żółty
2,50—3,40 m — piasek drobnoziarnisty, jasnożółty
3,40—5,20 m — piasek różnoziarnisty z ziarnami żwirów, szarożółty
5,20—5,55 m — piasek zmieszany z żwirem, zawierający dużą ilość okruchów miękkich skał wapiennych, szarożółty
5,55—6,30 m — żwir piaszczysty z fragmentami iłu, szary
6,30—8,30 m — żwir piaszczysty z fragmentami iłu i głazikami o średnicy do 12 cm
8,30—9,00 m — żwir piaszczysty z głazikami, szary
9,00—10,00 m — piasek różnoziarnisty z ziarnami żwirów, szary
10,00—10,73 m — ił szarozielony z substancją organiczną i fragmentami skorupek mięczaków
10,73—10,93 m — mułek ciemnoszary z substancją organiczną
10,93—11,18 m — mułek torfiasty
11,18—11,48 m — torf (?) zailony
11,48—12,00 m — mułek piaszczysty z substancją organiczną
12,00—14,00 m — piasek drobnoziarnisty, w górnej części z grudkami torfu
14,00—15,90 m — mułek torfiasty, miejscami w postaci torfu zailonego
15,90—16,70 m — mułek piaszczysty z dużą ilością detrytusu roślinnego
16,70—19,00 m — mułek ilasty zielonoszary, zwięzły, z substancją organiczną, skorupami mięczaków, niektóre szczątki roślin impregnowane pirytem
19,00—19,50 m — piasek średnioziarnisty, szary

http://rcin.org.pl

Jak z powyższego profilu wynika, osady organogeniczne występują w dwóch seriach przedzielonych dwumetrową warstwą piasków drobnoziarnistych. Dotychczasowe analizy paleobotaniczne, przeprowadzone przez K. Tobolskiego, dają dostatecznie pewną podstawę do zaliczenia dolnej serii do interglacjału eemskiego, co zaś się tyczy górnej serii — zbyt skromne są na razie dane, aby można było określić jej wiek. Obraz zmian florystycznych w dolnej serii skłania raczej do wyrażenia sugestii, że reprezentuje ona jakiś wczesny interstadiał würmski. Zagadnienie to wymaga jeszcze dalszych badań.

Pozycja stratygraficzna osadów interglacjału eemskiego w stosunku do utworów podścielających jest trudna do określenia. W pobliskim otworze studziennym „Wodrolu", zlokalizowanym w odległości około 20 m od otworu wiercenia badawczego, występują pod osadami organogenicznymi do głębokości 32,0 m piaski różnoziarniste i żwir piaszczysty (opis litologiczny na podstawie zachowanych próbek kontrolnych), poniżej do 38,5 m stwierdzono żwiry piaszczyste z głazikami i ił brunatny. Z szeregu wierceń studziennych rozmieszczonych na północ od opisanego stanowiska wynika, że na wysokości dokumentowanego profilu



Ryc. 3. Przekrój przez osady budujące terasę II w rejonie stanowiska interglacjału eemskiego w Grudziądzu-Mniszku

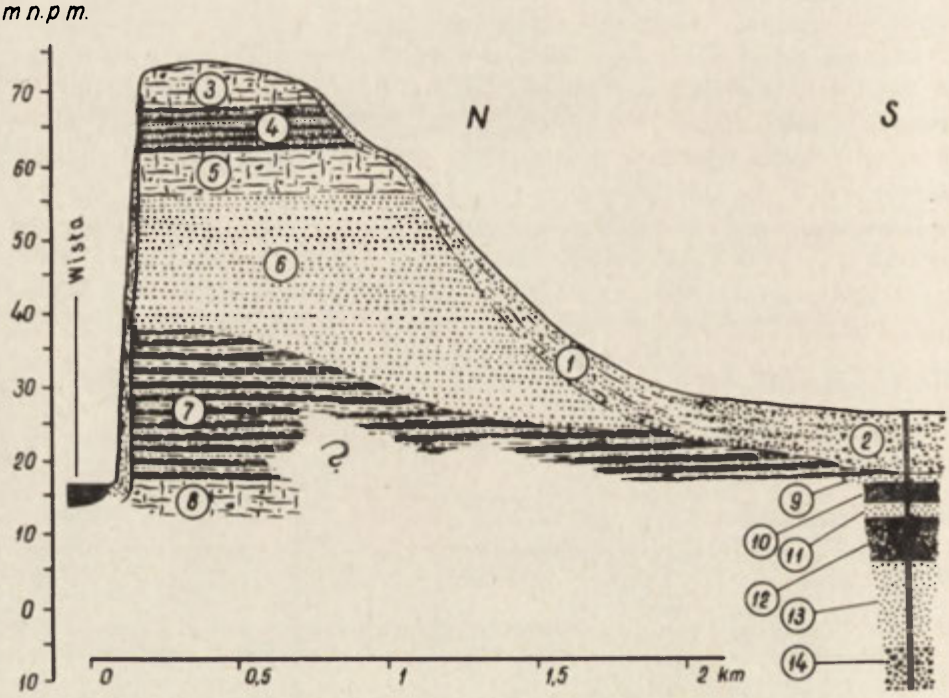
1 — piaski drobno- i średnioziarniste, *2* — żwir piaszczysty z okruchami miękkich skal wapiennych, *3* — piaski i żwiry różnoziarniste z głazikami, *4* — ił warwowy szary, *5* — piaski drobno- i średnioziarniste, *6* — torf. *7* — piaski drobnoziarniste

Section through deposits building terrace II within the site of Eem Interglacial at Grudziądz-Mniszek

1 — fine- and medium-grained sands, *2* — sandy gravel with chips of soft limestone rocks. *3* — sands and various-grained gravels with pebbles, *4* — grey varved clay, *5* — fine- and medium-grained sands, *6* — peat, *7* — fine grained sands

http://rcin.org.pl

i poniżej jego spągu występują piaski i żwiry o znacznej miąższości, od 20 do 40 m. Spoczywają one na nierównym stropie gliny szarobrunatnej lub bezpośrednio na osadach trzeciorzędowych, zaburzonych glacitektonicznie i przypuszczalnie pociętych i zasypanych w wyniku działania procesów fluwialnych. Określenie wieku tych osadów winno być poprzedzone szczegółowymi badaniami granulometryczno-petrograficznymi.



Ryc. 4. Pozycja eemskich osadów organogenicznych na tle schematycznego profilu morfologiczno-stratygraficznego Kępy Strzemięcińskiej

1 — deluwia, *2* — piaszczysto-żwirowe osady aluwialne, *3* — morena ablacyjno-soliflukcyjna, *4* — brązowo-żółte iły warwowe, *5* — dwudzielna glina morenowa, *6* — warstwowane piaski drobnoziarniste, *7* — szare iły warwowe, *8* — glina morenowa, *9* — piaski drobno- i średnioziarniste z domieszką żwirów, *10* — górna seria osadów jeziornych ze szczątkami roślinnymi (wczesny Wurm?), *11* — piaski drobnoziarniste, *12* — dolna seria osadów jeziornych ze szczątkami roślinnymi (interglacjał eemski), *13* — piaski drobno- i średnioziarniste, *14* – żwir piaszczysty

Position of Eeem organogenic deposits against a background of schematic morpho-stratigraphic profile of Kępa Strzemięcińska

1 — slope wash, *2* — sand-gravel alluvial deposits, *3* — superglacial-solifluction till, *4* — brown-yellow varved clays, *5* — bipartite till strata, *6* — stratified fine-grained sands, *7* — grey varved clays, *8* — till, *9* — fine- and medium-grained sands with admixture of gravel, *10* — upper series of lacustrine deposits with plant remnants (early Würm?), *11* — fine-grained sand, *12* — lower series of lacustrine deposits with plant remnants (Eem Interglacial), *13* — fine- and medium-grained sands, *14* — sandy gravel

http://rcin.org.pl

Na bardziej przekonywających przesłankach litologiczno-stratygraficznych można ustalić pozycję osadów interglacjalnych w stosunku do utworów ostatniego zlodowacenia. Istotne znaczenie posiada tu charakterystyczny dla rozpatrywanego terenu pokład szarych iłów warwowych, tworzący najniższy segment profilu stratygraficznego kęp i obrzeżenia Basenu Grudziądzkiego. Stwierdzono go w licznych wierceniach inżynieryjno-geologicznych, przeprowadzanych równocześnie z wierceniem badawczym w najbliższym sąsiedztwie omawianego stanowiska. Uzyskane tą drogą materiały posłużyły do sporządzenia przekroju geologicznego wzdłuż linii przebiegającej mniej więcej równolegle do zachodniego brzegu Jeziora Rudnickiego Wielkiego w odległości około 35—40 m od dokumentowanego stanowiska (ryc. 2 i 3). Przekrój ten ukazuje sposób występowania iłów warwowych i ich stosunek do górnej serii organogenicznej. Pozwala on stwierdzić dwa ważne fakty dotyczące pozycji stratygraficznej omawianych osadów organogenicznych, a mianowicie: górna seria osadów organogenicznych występuje pod iłem warwowym, ił warwowy uległ rozcięciu erozyjnemu. Pierwszy fakt rozstrzyga o przynależności iłów warwowych do osadów ostatniego zlodowacenia, drugi zaś tłumaczy brak warstwy iłów warwowych w otworze wiercenia badawczego. Interpretację taką zdają się potwierdzać fragmenty iłu w żwirach piaszczystych, stwierdzone w otworze badawczym na głębokości 5,55—8,30 m.

Stosunek eemskich osadów organogenicznych do osadów ostatniego zlodowacenia przedstawiono na ryc. 4 w nawiązaniu do schematycznego profilu morfologiczno-stratygraficznego Kępy Strzemięcińskiej.

Należy zwrócić uwagę na najstarszy poziom gliny morenowej zlodowacenia bałtyckiego, leżący ponad osadami z florą eemską w Rządzu (E. Drozdowski, K. Tobolski 1972). Na omawianym terenie ten gliniasty osad pojawia się miejscami pod pokładem szarych iłów warwowych na wysokości od około 10 m do 15 m n.p.m. O występowaniu gliny morenowej pod szarymi iłami warwowymi wspomniał już A. Jentzsch (1901), podkreślając jednocześnie nieciągłe jej rozprzestrzenienie. Sprawa wieku gliny w tej sytuacji stratygraficznej jest bardzo interesująca i wymaga podjęcia specjalnych prac badawczych.

Górna część profilu osadów ostatniego zlodowacenia będzie omówiona w rozdziale poświęconym analizie osadów glacjalnych.

Uzyskane dotąd dane paleobotaniczne i geologiczne umożliwiają wyznaczenie dolnej granicy kompleksu osadów zlodowacenia bałtyckiego w obrębie Basenu Grudziądzkiego. Zasadnicze znaczenie w tym względzie mają następujące fakty:

— występowanie szarych iłów warwowych powyżej górnej serii organogenicznej w profilu wiercenia badawczego w Grudziądzu-Mniszku

http://rcin.org.pl

— przykrycie utworów jeziornych z florą eemską przez glinę morenową w profilu wiercenia studziennego w Rządzu.

Fakty te pozwalają zaliczyć wszystkie odsłonięte na rozpatrywanym terenie osady plejstoceńskie do utworów ostatniego zlodowacenia, a dolną ich granicę przeprowadzić poniżej szarych iłów warwowych i lokalnie je podścielającego trzeciego pokładu gliny morenowej. W skład lokalnego profilu stratygraficznego ostatniego zlodowacenia wchodzą zatem trzy pokłady glin morenowych i przedzielające je osady sedymentacji wodnolodowcowej o łącznej miąższości około 70 m.

Osady interglacjału eemskiego są na tym terenie wykształcone w facji zbiorników słodkowodnych, co potwierdza dotychczasowe poglądy w tym zakresie (A. Jentzsch 1901, R. Galon 1934, J. E. Mojski, E. Rühle 1965). Leżą one około 4—10 m n.p.m., tzn. mniej więcej na poziomie osadów morskich interglacjału eemskiego w okolicach Kwidzynia (A. Makowska 1969).

GŁÓWNE POZIOMY LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNE ZLODOWACENIA BAŁTYCKIEGO

W strukturze profilu stratygraficznego osadów ostatniego zlodowacenia na rozpatrywanym terenie stwierdzić można bardzo ważną prawidłowość. Polega ona na tym, że górne i dolne poziomy litologiczne tego profilu ulegają zmianom, natomiast poziomem stałym i ciągłym, ukazującym się powszechnie w zboczach dolinnych, jest wielka seria warstwowanych piasków drobnoziarnistych o miąższości od kilkunastu do dwudziestu kilku metrów, która wraz z podścielającymi ją soczewami szarych iłów warwowych została wydzielona przez R. Galona (1934) pod nazwą II fluwioglacjału jako przewodni horyzont litologiczno-stratygraficzny plejstocenu dolnego Powiśla. Ze względu na to, że horyzont ten daje się stosunkowo łatwo korelować na znacznych przestrzeniach, stanowi on dobrą podstawę wyjściową dla interpretacji stratygraficznej osadów plejstoceńskich. Jego cechą charakterystyczną jest to, że wyrównuje on deniwelacje swego podłoża i tworzy względnie równą, nachyloną ku osi doliny Wisły powierzchnię kontaktu z nadległym, drugim pokładem gliny morenowej.

Powyżej II fluwioglacjału zalega drugi pokład morenowy, najczęściej dwudzielny, który w syntetycznym schemacie stratygraficznym R. Galona figuruje jako pierwsza dolna glina morenowa. Charakteryzuje się dużą zmiennością pod względem miąższości, wykształcenia facjalnego i położenia wysokościowego. Normalnie rozwinięty, dwuczłonowy profil tego pokładu ukazuje się w dolinie Wisły na odcinku od Świecia do Grudziądza na wysokości około 50—63 m n.p.m. Z bie-

http://rcin.org.pl

giem Wisły miąższość jego maleje; o ile w okolicach Morska wynosi 10—13 m, to na obszarze Basenu Grudziądzkiego zmniejsza się do 3—6 m. Dwuczłonowy profil morenowy w obrębie kęp jest rzadkością; zaobserwowano go jedynie na Kępie Strzemięcińskiej. W innych odsłonięciach zamiast jednolitego pokładu gliny występują morenowe osady ablacyjne oraz osady sedymentacji wodnolodowcowej (piaski, mułki, iły).

Ponad drugim, dwudzielnym pokładem morenowym pojawiają się w odsłonięciach zboczowych i w profilach wiertniczych brązowo-żółte osady zastoiskowe typu warwowego, miejscami wtórnie przemieszczona morena ablacyjna oraz piaski i żwiry o różnym uziarnieniu. W podziale plejstocenu R. Galona reprezentują one tzw. I fluwioglacjał. Utwory zastoiskowe wykazują znaczną rozciągłość poziomą przy zmiennych lecz niewielkich na ogół miąższościach, nie przekraczających w zasadzie 5—6 m.

Najmłodszy poziom morenowy tworzy glina morenowa o jednakowej na znacznych przestrzeniach miąższości od 6 do 7 m i jednolitych właściwościach strukturalno-teksturalnych. W Basenie Grudziądzkim ten osad lodowcowy występuje na Kępie Fortecznej i kępie Górnej Grupy, brak go natomiast na Kępie Strzemięcińskiej, na co wskazywał już R. Galon (1934).

Oba górne pokłady glin morenowych wraz z przedzielającym je I fluwioglacjałem reprezentują, zgodnie z dotychczasowymi poglądami (R. Galon 1934, 1961, J. E. Mojski 1968, 1969, J. E. Mojski, E. Rühle 1965) główny stadiał zlodowacenia bałtyckiego.

Poniżej przewodniego poziomu międzymorenowych piasków i szarych iłów warwowych leży wspomniany już trzeci pokład gliny morenowej, który w profilu Rządza występuje bezpośrednio ponad osadami jeziornymi ze szczątkami flory eemskiej (E. Drozdowski, K. Tobolski 1972).

Zgromadzone dotąd materiały potwierdzają zatem ogólny schemat budowy profilu stratygraficznego osadów plejstoceńskich, ustalony dla tego obszaru przez R. Galona (1934, 1967). Inny jest jednakże wiek dolnej części tego profilu. W świetle nowych danych biostratygraficznych kompleks osadów zlodowacenia bałtyckiego obejmuje także przewodni horyzont piasków drobnoziarnistych i szarych iłów warwowych (II fluwioglacjał), łącznie z podścielającym go lokalnie trzecim pokładem gliny morenowej.

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
Polskiej Akademii Nauk
Zakład Przestrzennego Zagospodarowania
00-330 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

http://rcin.org.pl

III. POMOCNICZE KRYTERIA INTERPRETACJI STRATYGRAFICZNEJ I GENETYCZNEJ GLIN MORENOWYCH

W celu uzyskania kryteriów pomocniczych, które pozwalałyby zarazem uzupełniać i sprawdzać metody badań stratygraficznych i strukturalnych, zastosowano statystyczne analizy litologiczne glin, obejmując nimi: skład petrograficzny frakcji żwirowej, ułożenie dłuższych osi głazików oraz uziarnienie (skład mechaniczny).

Analizom składu petrograficznego poddano najpierw gliny morenowe występujące w profilu Morska około 5 km od południo-zachodniej granicy Basenu Grudziądzkiego (ryc. 2), gdzie w stromym, podciętym przez Wisłę zboczu doliny odsłaniają się oba najmłodsze pokłady glin morenowych w dużej miąższości, typowym wykształceniu facjalnym i w wyraźnej sytuacji stratygraficznej (fot. 3). Profil ten został opisany przez R. Galona (1934) i E. Drozdowskiego (1967). Postępując z góry ku dołowi przedstawia się on następująco:

glina morenowa, 4—5 m
piaski drobnoziarniste, ok. 8 m
iły warwowe, ok. 2 m (fot. 3 — *w*)
glina morenowa dwudzielna, ok. 12—13 m (fot. 3 — *a*, *b*)
piaski drobnoziarniste, ok. 20 m.

ANALIZA SKŁADU PETROGRAFICZNEGO

Analizy petrograficzne frakcji żwirowej glin morenowych zapoczątkował na rozpatrywanym terenie R. Błachowski (1939), który poświęcił temu zagadnieniu specjalne studium. Po nim analizy takie przeprowadzili M. Liberacki i T. Murawski (1964) w odniesieniu do osadów lodowcowych odsłoniętych w dolinie dolnej Wdy. Nawiązywanie do tych prac jest jednak utrudnione ze względu na różne frakcje analizowanych żwirów. R. Błachowski badał frakcję 2—4 mm, natomiast M. Liberacki i T. Murawski — frakcję powyżej 10 mm. Nieporównywalność wyników pogłębia nadto niepewna pozycja stratygraficzna glin morenowych, zwłaszcza w pracy M. Liberackiego i T. Murawskiego, w któ-

http://rcin.org.pl

rej analizom petrograficznym poddano tylko osady lodowcowe odsłonięte w dolinie dolnej Wdy, w okolicy Gródka.

W niniejszej pracy analizy petrograficzne przeprowadzono w dwu frakcjach żwirowych: 5—10 mm i 2—5 mm. Próbki do analiz pobierano punktowo w pionie profilu w odstępach od 1 m do 2—3 m zależnie od miąższości warstwy. Pierwszą próbkę z glin tworzących współczesną rzeźbę terenu pobierano na głębokości co najmniej 2 m, z glin występujących w niższych częściach badanych profili (drugi pokład morenowy) — na głębokości 1 m od stropu warstwy. W przypadku gdy miąższość warstwy była mniejsza niż 2 m, pobierano próbkę z jej partii spągowej. Materiał do analiz wypłukiwano z jednej próby o wadze 10—15 kg, którą w miarę możliwości pobierano w jednej bryle, wyciętej w uprzednio oczyszczonej ścianie odkrywki. Ilość ziarn we frakcji 5—10 mm wynosiła w jednej próbce z reguły około 500. We frakcji 2—5 mm była ona kilkakrotnie razy większa, toteż do analiz brano tylko część uzyskanego materiału, zwykle w ilości przekraczającej 500 ziarn. Skład petrograficzny określano w relacjach ilościowych.

Na podstawie wstępnych wyników analiz dokonano następującego uproszczonego podziału na grupy petrograficzne: *Kr* — skały krystaliczne i ich składniki, bez kwarców, *Kw* — kwarce, *W* — wapienie i dolomity, *Mp* — margle piaszczyste *Op* — pozostałe skały osadowe (piaskowce i kwarcyty, mułowce, iłowce, okruchy lignitu i inne skały osadowe).

Wydzielając powyższe grupy, kierowano się charakterystycznymi właściwościami składu petrograficznego badanych glin morenowych i prostotą metody segregacji żwirów, eliminującą momenty subiektywne, które przy masowości analiz (ogółem przebadano 60 próbek, co stanowi około 30 000 ziarn) mogłyby wpływać niekorzystnie na wyniki badań (B. Krygowski 1958, J. Trembaczowski 1961, A. Ludwig 1961, A. Karczewski 1963, G. Gillberg 1965, J. Rzechowski 1966, R. Racinowski 1969).

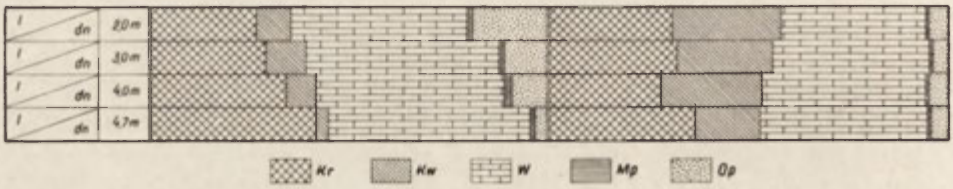
Wypada zwrócić uwagę na grupę margli piaszczystych, którą wyodrębniono ze skał osadowych niewapiennych. Wyodrębnienie tych skał w globalnym spektrum petrograficznym uzasadnia stosunkowo liczne ich występowanie, większe w drugim pokładzie morenowym, mniejsze w pierwszym, jak również niewielki zasięg terytorialny przeprowadzonych badań.

Na podstawie wartości procentowych poszczególnych grup skalnych obliczono według propozycji J. Trembaczowskiego (1961) następujące wskaźniki petrograficzne: O/K — stosunek skał osadowych ($W + Mp + Op$) do krystalicznych ($Kr + Kw$) oraz K/W — stosunek skał krystalicznych ($Kr + Kw$) do wapiennych (W).

Wyniki badań petrograficznych przedstawiają tablice wraz z diagramami (ryc. 5 i 6). Zestawiono na nich wielkości poszczególnych grup

http://rcin.org.pl

Pg / Fm	gw	ø 5-10 mm												ø 2-5 mm											
		Kr		Kw		W		Mp		Op		O/K	K/W	Kr		Kw		W		Mp		Op		O/K	K/W
		g	%	g	%	g	%	g	%	g	%			g	%	g	%	g	%	g	%	g	%		
I ab	2,0m	178	28,5	60	9,0	292	44,0	10	1,5	126	19,0	1,82	0,81	343	30,6	315	28,0	408	36,3	5	0,5	52	4,6	0,71	1,81
I dn	3,0m	135	22,5	45	9,8	225	48,1	7	1,5	46	10,1	1,53	0,80	570	31,8	438	24,4	703	39,1	6	0,3	78	4,4	0,78	1,44
I dn	4,0m	249	34,5	53	7,3	348	47,4	13	1,8	85	9,0	1,39	0,88	375	27,9	340	25,3	552	41,1	5	0,4	71	5,3	0,88	1,39
I dn	4,7m	189	44,7	15	3,3	231	51,0	3	0,7	15	3,3	1,22	0,88	400	36,6	180	16,5	484	42,5	4	0,4	44	4,0	0,88	1,25



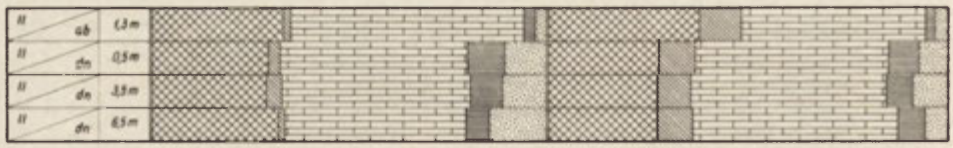
Ryc. 5. Morsk. Skład petrograficzny gliny morenowej

Pg — poziom glacjalny, *Fm* — facja gliny morenowej, *gw* — głębokość poboru próbki od stropu warstwy, *ab* — morena ablacyjna, *dn* — glina morenowa denna, *q* — ilość, *Kr* — skały krystaliczne i ich składniki, bez kwarców, *Kw* — kwarce, *W* — wapienie i dolomity, *Mp* — margle piaszczyste, *Op* — skały osadowe pozostałe: piaskowce, kwarcyty, mułowce, iłowce, okruchy lignitu i inne skały osadowe nierozpoznane, O/K — stosunek skał osadowych do krystalicznych, K/W — stosunek skał krystalicznych do wapiennych

Morsk. Petrographic composition of till

P_g — glacial-drift horizon, *Fm* — facias of till, *gw* — depth of sample-taking measured from the top of bed, *ab* — superglacial till, *dn* — lodgment till, *q* — quantity, *kr* — crystalline rocks and their components without quartzes, *Kw* — quartzes, *W* — limestones and dolomites, *Mp* — sandy marls, *Op* — other sedimentary rocks: sandstones quartzites, mudstones, claystones, lignite chips and other unidentified sedimentary rocks, O/K — ratio of sedimentary rocks ($W + Mp + Op$) to crystalline rocks ($Kr + Kw$), K/W — ratio of crystalline to limestone rocks

Pg / Fm	gw	ø 5-10 mm												ø 2-5 mm											
		Kr		Kw		W		Mp		Op		O/K	K/W	Kr		Kw		W		Mp		Op		O/K	K/W
		g	%	g	%	g	%	g	%	g	%			g	%	g	%	g	%	g	%	g	%		
II ab	1,3m	210	33,5	11	1,7	371	59,3	18	2,9	16	2,5	1,83	0,60	468	38,0	135	10,5	640	45,9	32	2,4	42	3,2	1,06	1,06
II dn	0,5m	154	30,0	16	3,1	243	47,4	44	8,8	57	10,7	2,07	0,70	298	27,3	97	8,1	580	48,7	60	2,5	73	6,8	1,70	0,76
II dn	3,5m	220	29,5	28	3,7	351	46,8	64	8,6	85	11,3	2,01	0,71	382	27,5	112	8,6	646	48,2	81	6,2	111	8,5	1,77	0,73
II dn	6,5m	159	32,5	6	1,1	238	45,7	30	5,8	78	14,9	1,88	0,74	224	22,6	72	8,8	420	51,7	31	6,3	45	5,5	1,75	0,70



Ryc. 6. Morsk. Skład petrograficzny glin morenowych (objaśnienie diagramu przy ryc. 5)

Morsk. Petrographic composition of tills (explanation as in fig. 5)

http://rcin.org.pl

petrograficznych we frakcjach 5—10 mm i 2—5 mm w ilościach bezwzględnych i w stosunkach procentowych, a po prawej stronie odpowiadające im wartości wskaźników O/K i K/W. Udział procentowy poszczególnych grup petrograficznych obrazują diagramy.

W obrazie petrograficznym frakcji 5—10 mm dla górnej gliny morenowej (ryc. 5) zaznacza się w przekroju warstwy z góry ku dołowi wyraźny stały wzrost udziału skał krystalicznych ($Kr + Kw$). O ile w próbce pobranej z głębokości 2 m zawartość ich wynosi 35,5%, to już na głębokości 4,7 m — 45,0%. Wzrostowi udziału skał krystalicznych towarzyszy gwałtowne zmniejszanie się zawartości skał osadowych niewapiennych, głównie piaskowców i margli piaszczystych (z 20,5% na 4,0%). Powoduje to zmniejszenie udziału skał osadowych ku dołowi od 64,5% do 55,0%.

We frakcji 2—5 mm udział procentowy poszczególnych grup petrograficznych wykazuje w szczegółach większe fluktuacje, lecz i tu, ogólnie rzecz biorąc, zaobserwować można wyraźnie ukierunkowaną zmienność głównych grup skalnych. Wyraża się ona w zmniejszaniu się zawartości skał krystalicznych i rosnącym udziale skał osadowych z góry ku dołowi, a więc odwrotnie niż we frakcji 5—10 mm. Odpowiednie wartości liczbowe wynoszą: w grupie skał krystalicznych od 58,6% do 53,1%, w grupie skał osadowych od 41,1% do 46,9%.

Z danych tych wynika, że w składzie petrograficznym górnej gliny morenowej zachodzą istotne różnice w zależności od tego, na jakiej głębokości od stropu warstwy pobrano daną próbkę. Z tych względów szczególnego, wskaźnikowego znaczenia nabierają stwierdzone prawidłowości zmian składu petrograficznego w pionie, możliwe do uchwycenia przy analizowaniu żwirów w dwóch frakcjach. Wyrażają się one w zmniejszaniu się wartości wskaźnika O/K we frakcji 5—10 mm i wzroście wartości tego wskaźnika we frakcji 2—5 mm w kierunku pionowym z góry ku dołowi warstwy. Prawidłowości te, dla których stwierdzenia wystarczają w zasadzie dwie próbki, zostały w pełni potwierdzone przez dalsze badania na obszarze Basenu Grudziądzkiego.

Inną cechą rozpoznawczą górnej gliny jest przewaga skał krystalicznych we frakcji 2—5 mm, na co zwrócił już uwagę R. Błachowski (1939), który prowadził badania właśnie wśród tej drobnej frakcji (2—4 mm). W grupie skał krystalicznych duży udział we frakcji 2—5 mm posiadają kwarce (od 28,0% do 16,5%).

Drugi pokład morenowy dzieli się na dwie różne pod względem litologicznym warstwy glin morenowych: na górną, szarą, zawierającą dużą ilość materiału głazowo-żwirowego i ilastego, o miąższości około 2 m, i dolną, brunatną, o luźniejszej konsystencji, której miąższość dochodzi do około 10 m. Jak wykazały badania strukturalno-teksturalne, przed-

http://rcin.org.pl

stawione w dalszej części pracy, obie warstwy glin morenowych należy zaliczyć do jednego nasunięcia lodowcowego, zgodnie z ich dotychczasową interpretacją stratygraficzną (R. Galon 1934). Górna warstwa reprezentuje bowiem morenę ablacyjną (fot. 3 — *a*), dolna — glinę morenową denną (fot. 3 — *b*). Różnice między tymi dwiema glinami we frakcji 5—10 mm przejawiają się w zmianie zawartości skał osadowych niewapiennych, zwłaszcza margli piaszczystych (ryc. 6). Udział procentowy tych skał w morenie ablacyjnej wynosi tylko 5,4%, natomiast w glinie morenowej dennej od 19,5% do 20,2%. Zawartość skał krystalicznych we frakcji 5—10 mm jest prawie jednakowa w glinie ablacyjnej i dennej.

Skład petrograficzny żwirów w glinach drugiego pokładu morenowego charakteryzują zatem jako kryteria korelacji stratygraficznej następujące dane: mniejsza wartość wskaźnika O/K i większa wskaźnika K/W we frakcji 2—5 mm w stosunku do frakcji 5—10 mm dla moreny ablacyjnej, natomiast dla gliny morenowej dennej — podobna, lecz znacznie słabiej wyrażona różnica wartości wskaźnika O/K i niemal jednakowa wartość wskaźnika K/W w obu frakcjach.

Do wskaźnikowych cech petrograficznych odróżniających glinę morenową denną od moreny ablacyjnej należy również zaliczyć większy udział procentowy margli piaszczystych w glinie morenowej dennej. Zaznacza się on zarówno we frakcji 5—10 mm, jak i 2—5 mm.

W związku ze stwierdzonymi zmianami składu petrograficznego żwirów między frakcją 5—10 mm a frakcją 2—5 mm nasuwa się problem interpretacji paleogeograficznej tych zmian. Biorąc pod uwagę głębokość poboru próbek, na której to w zasadzie wykluczyć można możliwość przeobrażeń postsedymentacyjnych badanych osadów, należy przypuszczać, że zmiany te wiążą się z pierwotnymi procesami pobierania, transportu i akumulacji materiału skalnego przez lądolód. Wskazanie istotnych przyczyn tych zmian wymaga przeprowadzenia dodatkowych badań litologicznych pod kątem analizy wzajemnych relacji między składem mineralno-petrograficznym a uziarnieniem osadu oraz obtoczeniem ziarn kwarcowych.

Oceniając przeprowadzone analizy petrograficzne z punktu widzenia ich użyteczności dla badań stratygraficznych, wypada zwrócić uwagę na zastosowaną metodę systematycznego analizowania żwirów w dwóch frakcjach: 5—10 mm i 2—5 mm. Profil reperowy Morska i dalsze badania na obszarze Basenu Grudziądzkiego wykazały, iż w większości przebadanych glin morenowych istnieją między tymi frakcjami charakterystyczne różnice w udziale procentowym poszczególnych grup petrograficznych. Mogą one być wykorzystane jako cenne kryterium roz-

http://rcin.org.pl

poznawcze w badaniach stratygraficznych i litofacjalnych glin morenowych.

ANALIZA UŁOŻENIA GŁAZIKÓW

Statystyczne analizy ułożenia dłuższych osi głazików w glinach morenowych przeprowadzono w celu uzyskania pomocniczych wskazówek przy określaniu genezy i przynależności stratygraficznej tych glin. Oprócz orientacji dłuższych osi głazików (*a*) duży nacisk w badaniach położono na pomiary kierunków i kątów ich nachyleń, przyjmując znaną w literaturze tezę, że dłuższe osie głazików w glinie morenowej dennej nachylone są zarówno w kierunku ruchu, jak i przeciwnie do kierunku ruchu lądolodu (G. Hoppe 1952, P. W. Harrison 1957, E. Ruchina 1960, R. P. Kirby 1969b). Odstępstwa od tej zasady traktowano jako rezultat albo odmiennych środowisk sedymentacji glacjalnej, albo postsedymentacyjnych przemieszczeń materiału. Wnioski wynikające z analiz ułożenia dłuższych osi głazików sprawdzano każdorazowo z wynikami innych, równocześnie stosowanych metod badawczych.

Pomiarów ułożenia dłuższych osi głazików dokonywano na różnych głębokościach warstw wyraźnie wyodrębniających się pod względem litologicznym, lecz w przypadku glin morenowych tworzących rzeźbę współczesną — co najmniej 2 m od stropu warstwy. Ilość analizowanych głazików w jednej warstwie gliny morenowej wynosiła zwykle około 100, w glinach, w których ich liczebność była mniejsza — od 60 do 80. Do pomiarów wybierano głaziki o kształtach wydłużonych, których dłuższe osie (*a*) były co najmniej 2 razy większe od osi krótszych (*c*). Pomijano także głaziki o średnicy przekraczającej 10 cm, jak również przylegające do siebie czy usytuowane w pobliżu większych głazów. Prace pomiarowe przeprowadzono metodą polową opisaną przez Ch. D. Holmesa (1941).

Ogółem wykonano 17 analiz, tzn. około 1500 pomiarów. Wyniki pomiarów naniesiono na siatkę azymutalną wiernoodległościową, w której orientację dłuższych osi głazików przedstawiają południki, a kąty ich nachyleń — równoleżniki o wartości rosnącej od równoleżnika zewnętrznego (0°) ku centrum siatki (90°).

ANALIZA UZIARNIENIA

Analizy uziarnienia przeprowadzono metodą sitową na mokro (z przemywaniem każdej frakcji na sicie) dla frakcji o ziarnie większym od 0,5 mm oraz metodą areometryczną Casagrande'a w modyfikacji Prószyńskiego dla frakcji drobniejszych od 0,5 mm. W pracy przyjęto na-

http://rcin.org.pl

stępujący podział na frakcje:

	>	2,0	mm	— żwir
2,0	—	1,0	mm	— piasek bardzo gruboziarnisty
1,0	—	0,5	mm	— piasek gruboziarnisty
0,5	—	0,25	mm	— piasek średnioziarnisty
0,25	—	0,1	mm	— piasek drobnoziarnisty
0,1	—	0,02	mm	— mułek
	<	0,02	mm	— ił

Wyniki analiz uziarnienia przedstawiają krzywe kumulacyjne w podziałce logarytmicznej. Analizy te wykonano w pracowni sedymentologicznej Zakładu Fizjografii Ziem Polskich IG PAN w Toruniu i laboratorium sedymentologicznym Zakładu Geomorfologii UMK w Toruniu.

http://rcin.org.pl

IV. ANALIZA OSADÓW

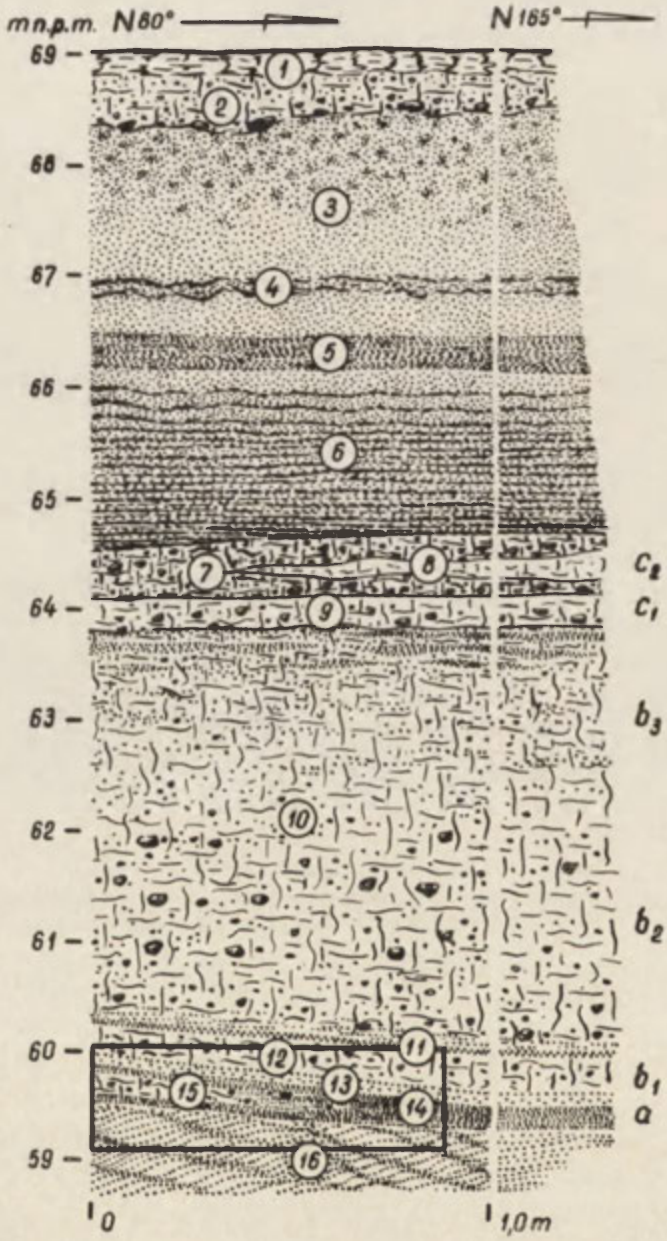
ZBOCZA BASENU GRUDZIĄDZKIEGO

Budowa geologiczna zboczy Basenu Grudziądzkiego zgodna jest w ogólnym zarysie z syntetycznym profilem stratygraficznym plejstocenu, ustalonym dla obszaru doliny dolnej Wisły przez R. Galona (1934). Głównymi jednostkami tego profilu są szare iły warwowe i leżąca na nich wielka seria monotonnie wykształconych piasków drobnoziarnistych. Zmiany zaznaczają się w obrębie młodszych jednostek stratygraficznych. Polegają one na zróżnicowaniu facjalnym osadów i zmiennym ich położeniu wysokościowym. Pełniejsza charakterystyka geologiczna zboczy, aczkolwiek wiążąca się tematycznie z pracą, przekraczałaby znacznie przewidywane jej rozmiary, dlatego w niniejszym rozdziale ograniczono się do analizy wybranych profili-odkrywek i przekrojów geologicznych, mających istotne znaczenie dla rozważanych zagadnień stratygraficznych i paleogeograficznych.

W zboczu zachodnim Basenu Grudziądzkiego pomiędzy Górnymi Sartowicami a Buśnią odsłania się z reguły jeden dwudzielny pokład morenowy, pozostawiony przez przedostatni na badanym terenie lądolód zlodowacenia bałtyckiego. Dolina Wisły graniczy bowiem na tym odcinku z erozyjnymi powierzchniami wód roztopowych, związanymi genetycznie — poprzez sandr dolinny Mątawy — ze stadium pomorskim i późniejszymi fazami wytapiania się brył martwego lodu. Profil stratygraficzny plejstocenu jest więc tutaj zredukowany; brak w nim pierwszego, najmłodszego na tym terenie pokładu morenowego. Zachował się on jedynie we fragmentach w pewnym oddaleniu od zboczy doliny Wisły oraz — w stanie przeobrażonym przez procesy stokowe — w deluwiach strefy degradacyjnej wysoczyzny (ryc. 7 — *2*).

Odkrywka w Dolnych Sartowicach (ryc. 2 i 7) ukazuje w przedziale od około 59 m do 69 m n.p.m. pełny profil drugiego pokładu morenowego wraz z partią stropową niżej leżących piasków drobnoziarnistych (tzw. II fluwioglacjał) i wyżej leżącymi utworami zastoiskowymi (tzw. I fluwioglacjał).

http://rcin.org.pl



Ryc. 7. Dolne Sartowice. Profil drugiego pokładu morenowego

1 — humus, *2* — deluwia gliniasto-piaszczyste z głazami, *3* — mułek żółty, w stropie zgruzełkowany, *4* — mułek z zaburzonymi warstewkami brązowego iłu, *5* — mułek ilasty, *6* — brązowo-żółte iły warwowe, *7* — morena ablacyjna (spływowa) szara, *8* — morena ablacyjna (spływowa) szaroczerwona, *9* — morena ablacyjna leżąca *in situ*, *10* — glina morenowa denna inglacjalna i subglacjalna, brunatna, *11* — piasek gliniasty przechodzący ku górze w glinę, *12* — glina morenowa subglacjalna, ciemnozielona, *13* — piasek gliniasty, *14* — mułki i mułki piaszczyste z głazikami, *15* — mułkowata glina morenowa, *16* — piaski drobnoziarniste z rozproszonym w postaci czarnego pyłu materiałem organicznym, *a* — osad subglacjalny, b_1 — glina morenowa subglacjalna, b_2 — glina morenowa subglacjalna, b_3 — glina morenowa inglacjalna, c_1 — morena ablacyjna leżąca *in situ*, c_2 — morena ablacyjna spływowa

Dolne Sartowice. Section of the second till strata

1 — humus, *2* — slope loam with boulders, *3* — yellow silt clotted at the top of bed, *4* — silt with deformed layers of brown clay, *5* — clayey silt, *6* — brown-yellow varved clays, *7* — grey superglacial flowtill, *8* — grey-red superglacial flowtill, *9* — superglacial till lying *in situ*. *10* — brown lodgment (inglacial and subglacial) till, *11* — loamy sand passing upwards into till, *12* — dark-green subglacial till, *13* — loamy sand, *14* — silts and sandy silts with pebbles, *15* — silty till, *16* — fine-grained sand with pulverized black organic material, *a* — subglacjal deposit, b_1, b_2 — subglacjal tills, b_3 — inglacjal till, c_1 — superglacjal till lying *in situ*, c_2 — superglacjal flowtill

http://rcin.org.pl

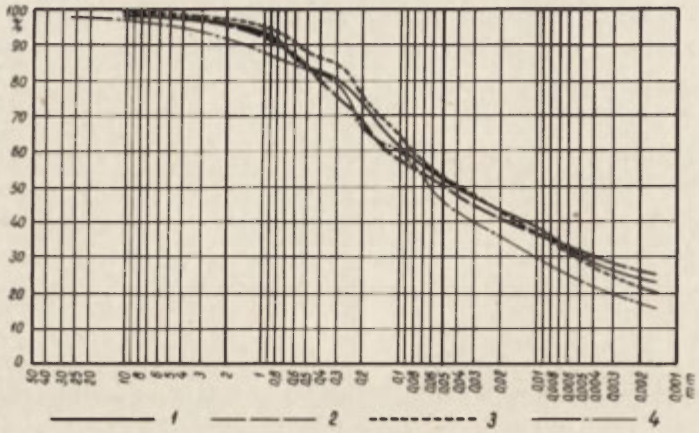
Przeprowadzone badania pozwoliły wydzielić w tym profilu trzy główne, różne pod względem genetycznym jednostki akumulacji lodowcowej. Oznaczono je literami *a*, *b* i *c*. Ponadto w granicach jednostek *b* i *c*, które swoimi cechami strukturalnymi i teksturalnymi wskazują na dalsze różnicowanie się głównych typów środowisk akumulacji lodowcowej, wydzielono jednostki niższego rzędu, oznaczając je symbolami cyfrowymi. Poszczególne jednostki będą omawiane w porządku alfabetycznym i liczbowym, który — należy to już na wstępie podkreślić — nie zawsze jest jednoznaczny z następstwem czasowym procesów ich akumulacji.

Jednostka *a* składa się z płasko warstwowanych mułków piaszczystych i mułków ze sporadycznie występującymi głazikami i konkrecjami żelazistymi oraz wkładkami mułkowatej gliny morenowej (ryc. 7 — *13-15*, ryc. 8 — b_2, b_1a), zapadających w kierunku N—105° pod kątem 10—12°. Miąższość tej jednostki dochodzi do około 50 cm. Jej kontakt z niżej leżącymi piaskami drobnoziarnistymi jest niezgodny, co uwidacznia zmiana tekstury osadów (ryc. 7 — *16*). Piaski drobnoziarniste są warstwowane krzyżowo z upadem lamin przeciwnym do upadu warstewek nadległych utworów mułkowo-piaszczysto-gliniastych. Wkładki mułkowatej gliny morenowej mają formę nieciągłych warstw i zazębiających się z otaczającym osadem soczewek (ryc. 9 — *a'*) o zmiennej miąższości od kilku milimetrów do dwudziestu kilku centymetrów. Zawarty w nich materiał odznacza się bardzo drobną laminacją, podkreśloną przez wytrącenia związków żelaza, których intensywność wzrasta na ogół w kierunku stropu i spągu omawianej jednostki akumulacyjnej.

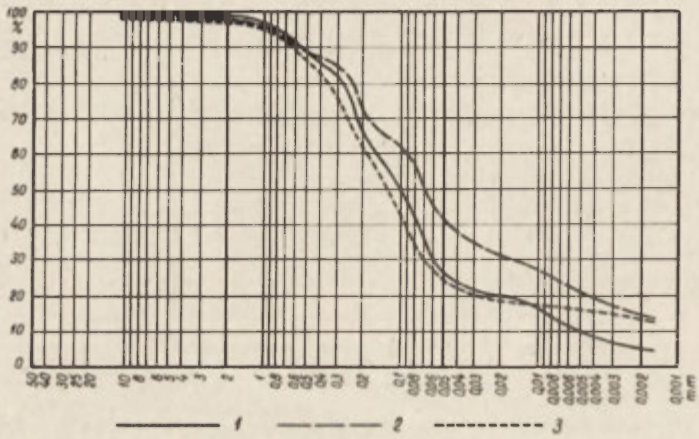
Podstawowego argumentu, który pozwala uznać jednostkę *a* jako element składowy profilu morenowego, dostarcza analiza ułożenia głazików występujących zarówno w glinie morenowej, jak i w osadach mułkowo-piaszczystych. Wykazała ona, że dłuższe osie wszystkich pomierzonych głazików zorientowane są poprzecznie do kierunku upadu (ryc. 9 — *a*, *a''*), ale zgodnie z dominującą orientacją dłuższych osi głazików w nadległym pokładzie gliny morenowej (ryc. 7 — b_1, ryc. 9 — b_1). Fakt ten wyklucza możliwość powstania tych osadów w warunkach subaeralnych (np. w drodze procesów stokowych) wskazując jednocześnie na ich pochodzenie lodowcowe. Osady te niegdyś wypełniały prawdopodobnie p ł a s z c z y z n ę ś l i z g u l o d o w e g o, a następnie podczas t o p n i e n i a l ą d o l o d u o d s p o d u zostały odłożone na nachylonej poprzecznie do kierunku ruchu lądolodu powierzchni jego podłoża. W takim ujęciu osady te odpowiadają „bed limits" według K. Virkkali (1952).

http://rcin.org.pl

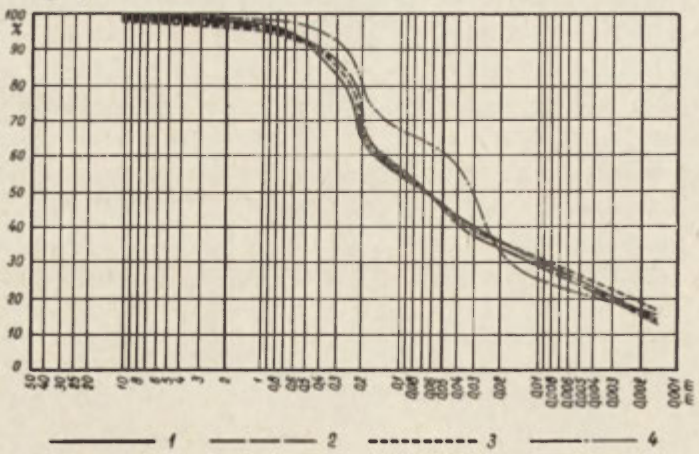
C_2 C_1



b_3



b_2 b_1 a



http://rcin.org.pl

Zróżnicowaną genetycznie jednostkę *b* tworzy przewodni pod względem stratygraficznym osad lodowcowy, który objąć można by wspólną nazwą gliny morenowej dennej. Składa się on z trzech jednostek niższego rzędu: b_1, b_2 *i* b_3 (ryc. 7).

Jednostkę b_1 tworzy wyraźnie wyodrębniająca się warstwa ciemnozielonej gliny morenowej o miąższości około 20 cm, z wytrąceniami związków żelaza w spągu i stropie (ryc. 7 — *12*). Podobnie jak niżej leżąca jednostka jest ona nachylona pod kątem 10—12° w kierunku wschodnim. Od wyżej leżącej gliny oddziela ją warstwa piasków gliniastych przechodzących stopniowo w glinę (ryc. 7 — *11*). Pod względem uziarnienia glina ta wykazuje uderzającą zbieżność z partią spągową nadległej warstwy gliny morenowej (b_2), co uwidacznia przebieg krzywych kumulacyjnych uziarnienia z powtarzającym się charakterystycznym drugorzędnym maksimum we frakcji 0,50—0,75 mm (ryc. 8 — b_2, b_1, *a*). Dłuższe osie głazików wykazują dominującą orientację w kierunku NNE (ryc. 9 — b_1) przy stosunkowo niewielkim ich rozrzucie, dochodzącym między skrajnymi wartościami azymutów do 55°. Nachylenia głazików są w zasadzie dwustronne, przeważa jednakże kierunek NNE, przeciwny do kierunku ruchu lądolodu. Wartości kątów nachyleń głazików oscylują przeważnie w granicach 5—20°. Glinę b_1 uznano jako u t w ó r s u b g l a c j a l n y, odłożony w spągu lodowca. Odpowiada ona „till beds" według interpretacji K. Virkkali (1952).

Glina b_2 tworzy wraz z gliną b_3 jednolitą warstwę (ryc. 7 — *10*), bez widocznej w jej strukturze ostrej granicy rozdzielności. Granica ta ma charakter gradacyjny, wyrażający się w stopniowej zmianie uziarnienia osadów i ułożenia dłuższych osi głazików. Opierając się na tych

---

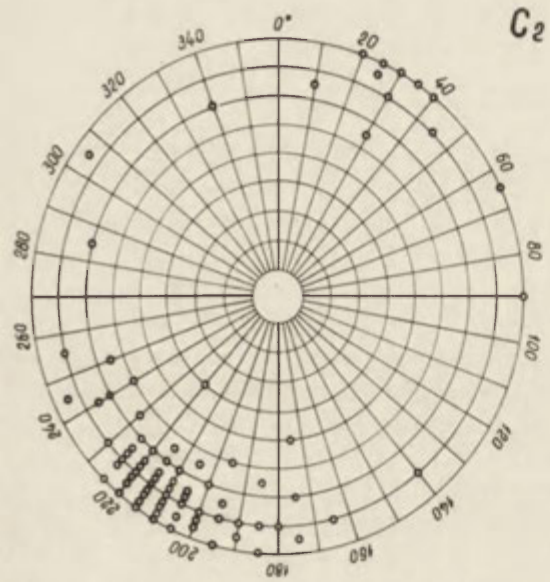
Ryc. 8. Dolne Sartowice. Krzywe kumulacyjne uziarnienia glin morenowych

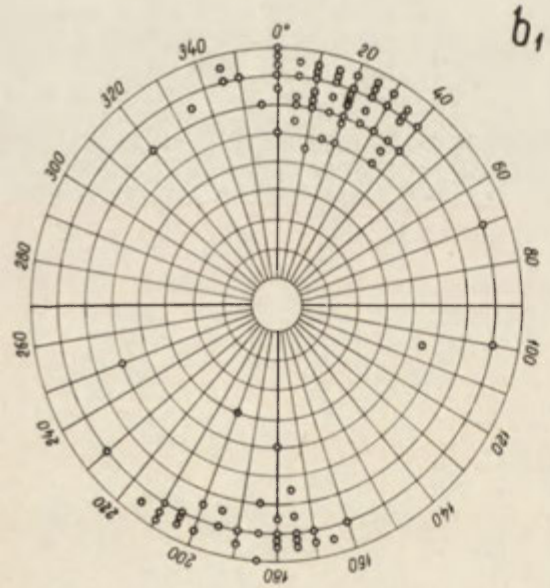
c_2c_1: *1* — próbka z warstwy nr 7, *2* — próbka z warstwy nr 8,
3 — próbka ze stropu warstwy nr 9, *4* — próbka ze spągu warstwy nr 9,
b_3: *1* — próbka ze smugi piasku gliniastego poniżej stropu warstwy nr 10,
2 — próbka z głębokości 0,5 m od stropu warstwy nr 10,
3 — próbka z głębokości 1,0 m od stropu warstwy nr 10,
b_2b_1a: *1* — próbka z głębokości 2,0 m od stropu warstwy nr 10,
2 — próbka z głębokości 3,5 m od stropu warstwy nr 10,
3 — próbka z głębokości 15 cm od stropu warstwy nr 12,
4 — próbka z soczewki gliny morenowej nr 15

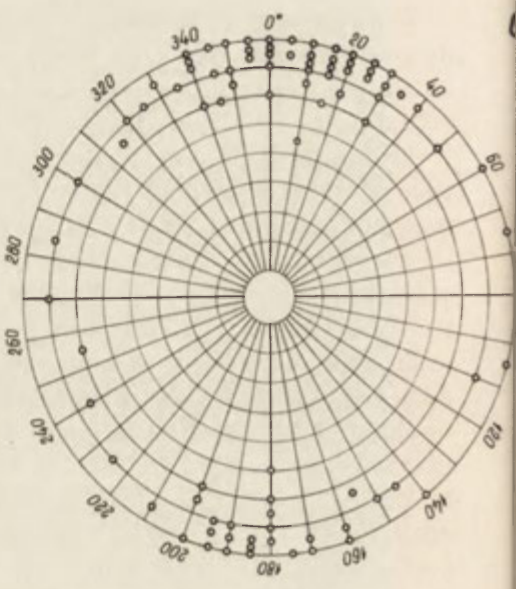
Dolne Sartowice. Grain-size cumulative curves of tills

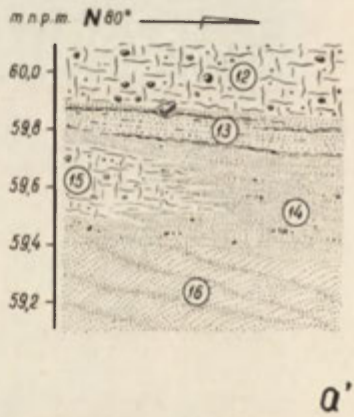
c_2c_1: *1* — sample from layer No. 7, *2* — sample from layer No. 8,
3 — sample from the top of layer No. 9, *4* — sample from the bottom of layer No. 9
b_3: *1* — sample from the streak of loamy sand at the top of bed No. 10,
2 — sample taken from 0.5 m below the top of bed No. 10,
3 — sample taken from 1.0 m below the top of bed No. 10
b_2b_1a: *1* — sample taken from 2.0 m below the top of bed No. 10
2 — sample taken from 3.5 m below the top of bed No. 10
3 — sample taken from 15 cm below the top of bed No. 10
4 — sample from till-lens No. 15

http://rcin.org.pl





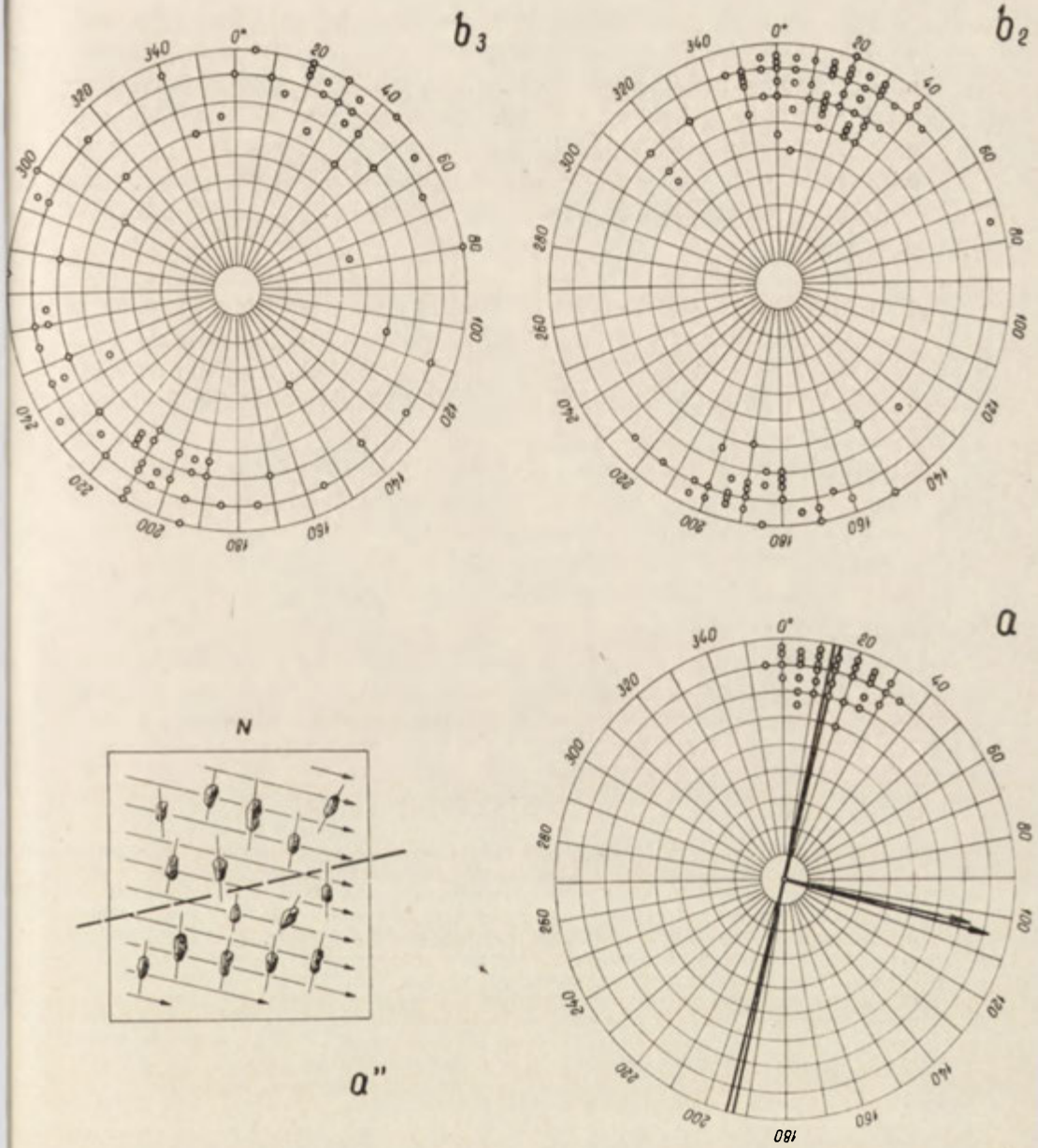




Ryc. 9. Dolne Sartowice. Diagramy ułożenia głazików w glinach morenowych

c_2 — warstwa nr 7, c — warstwa nr 9, c_2 — stropowa partia warstwy nr 10 (0,5—1,5 m od stropu), b_2 — spągowa partia warstwy nr 10 (2,5—3,5 m od stropu), b_1 — warstwa nr 12, a — ułożenie głazików w soczewce gliny morenowej (nr 15) i w utworach mułkowo-piaszczystych (nr 14) na tle biegów i upadów warstw mułków piaszczystych, a' — fragment spągowej części profilu w zbliżeniu (objaśnienia przy ryc. 7), a'' — stosunek między orientacją dłuższych osi głazików i kierunkiem upadu warstw mułków piaszczystych (strzałki) oraz azymutem ściany odkrywki (linia przerywana) w płaszczyźnie poziomej

http://rcin.org.pl



Dolne Sartowice. Till-fabric diagrams

c_2 — layer No. 7, c_1 — layer No. 9, b_3 — upper part of bed No. 10 (0.5—1.5 m below the top of bed), b_2 — lower part of bed No. 10 (2.5—3.5 m below the top of bed), b_1 — layer No. 12, a — fabric pattern in till lens (No. 15) and in silt-sand deposits (No. 14) against the strikes and dips of layers of sandy silts, a' — bottom part of the section in close view (explanation at fig. 7), a'' — relationship between orientation pattern of long axes of pebbles and bearing of dip line of sandy silts (arrows) and the azimuth of exposure-wall (broken line) in horizontal plane

http://rcin.org.pl

danych, oceniono miąższość gliny b_2 na około 2,5 m. Glina b_2 posiada właściwości litologiczne bardzo podobne do gliny b_1. Wyrażają je zarówno krzywe uziarnienia (ryc. 8 — b_2, b_1, *a*), jak i diagramy ułożenia dłuższych osi głazików (ryc. 9 — b_2, b_1). Stwierdzone różnice w stosunku do gliny b_1 polegają jedynie na większej jej zwartości (kompakacji) oraz odmiennej barwie. Glina b_2 posiada zabarwienie brunatne, podczas gdy glina b_1 — ciemnozielone. Uznano ją, podobnie jak glinę b_1, jako osad subglacjalny.

Glina b_3 obejmuje stropową partię gliny morenowej dennej (ryc. 7 — *10*) o miąższości około 1,5 m. Poniżej stropu tej gliny widoczne są nieregularne smugi i warstwy piasków gliniastych dochodzące do 6 cm (fot. 5). Pod względem uziarnienia glina b_3 różni się znacznie od gliny b_2. Cechuje ją wzrost ilości frakcji mułkowo-piaszczystej i jednocześnie zubożenie we frakcje ilaste (ryc. 8 — b_3), wskutek czego osad ten posiada charakter gliny pylastej o stosunkowo luźnej konsystencji, zwłaszcza w stanie wilgotnym. Ponadto glina ta odznacza się znacznie większym niż w poprzednio omówionych glinach rozrzutem orientacji dłuższych osi głazików, większym przedziałem kątowym ich nachyleń przy słabo zaznaczonej dominacji nachyleń w kierunku zgodnym z ruchem lądolodu (ryc. 9 — b_3).

Powyższe właściwości litologiczne w zestawieniu z dowodami natury stratygraficznej, które będą przedstawione przy omawianiu drugiego profilu w Górnych Sartowicach, dają podstawę do interpretacji gliny

---

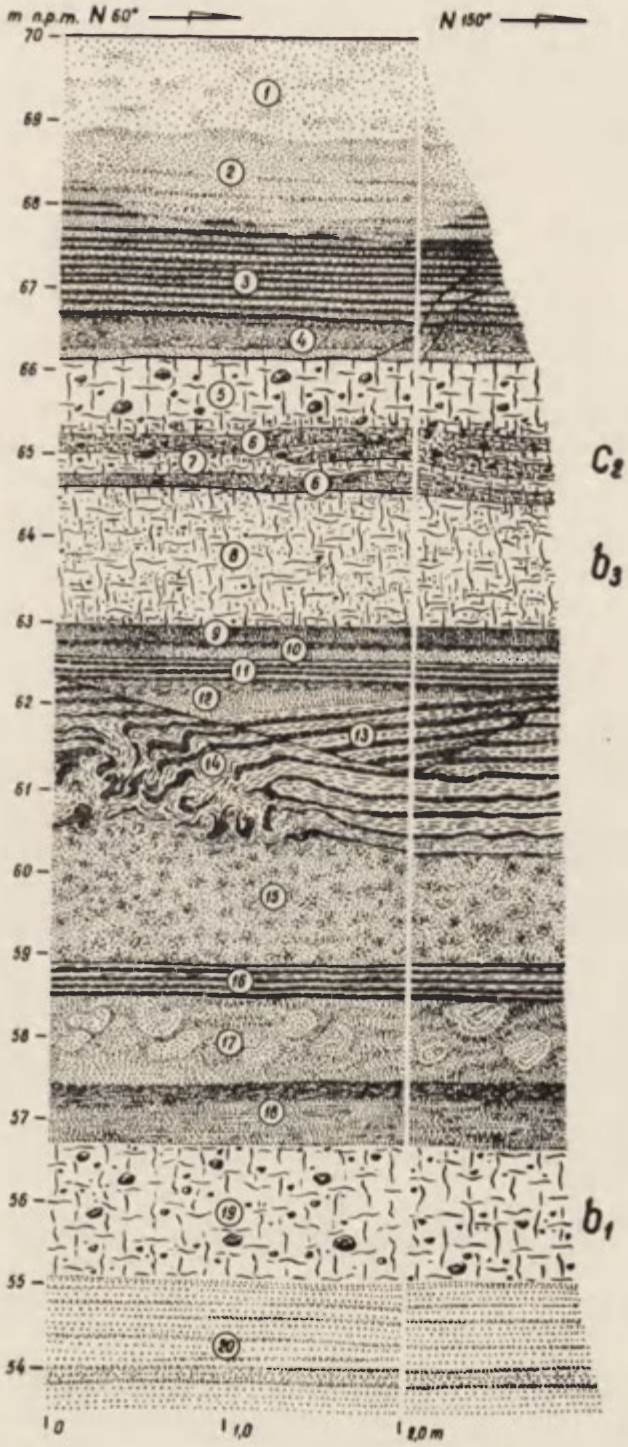
Ryc. 10. Górne Sartowice. Profil drugiego pokładu morenowego

1 — nasyp mułkowo-piaszczysty, *2* — mulek żółty, *3* — brązowo-żółty ił warwowy, *4* — drobno wstęgowany i zaburzony ił warwowy, *5* — morena ablacyjna spływowa, szara, *6* — morena ablacyjna spływowa, czerwona, *7* — morena ablacyjna spływowa, ciemnoszara, *8* — glina morenowa inglacjalna, *9* — mułek żółty przewarstwiony cienkimi warstewkami mułków ilastych, *10* — mułek żółty z domieszką iłu w stropie, *11* — brązowo-żółty ił warwowy, rytmicznie warstwowany, *12* — jak w punkcie *10*, *13* — brązowo-żółty ił warwowy, *14* — ił warwowy zaburzony pod wpływem przeciążenia, *15* — jednorodny mułek ilasty, ciemnobrązowy, zgruzełkowany, *16* — ił warwowy z warstewkami iłu na przemian brązowymi i ciemnozielonymi, *17* — mułek zielonoszary z wtrąceniami piasków o charakterze struktur obciążeniowych, *18* — mułek ilasty ciemnozielony, *19* — glina morenowa subglacjalna, ciemnozielona, *20* — piasek drobnoziarnisty z przewarstwieniami mułków piaszczystych, b_1 — glina morenowa subglacjalna, b_3 — glina morenowa inglacjalna, c_2 — morena ablacyjna spływowa

Górne Sartowice. Section of the second till strata

1 — silt-sand erthwork, *2* — yellow silt, *3* — brown-yellow varved clay, *4* — deformed thin stratified varved clays, *5* — grey superglacial flowtill, *6* — red superglacial flowtill, *7* — dark-grey superglacial flowtill, *8* — inglacial till, *9* — yellow silt intercalated with thin bands of clayey silt, *10* — yellow silt with admixture of clay at the top of layer, *11* — brown-yellow rhythmically stratified varved clay, *12* — as under point 10, *13* — brown-yellow varved clay, *14* — varved clay with load-cast structures, *15* — homogeneous clotted clayey silt, dark-brown in colour, *16* — varved clays with alternating brown and dark-green clay layers, *17* — grey-green silt with sand inclusions of load-cast type, *18* — dark-green clayey silt, *19* — dark-green subglacial till, *20* — fine-grained sand with streaks of sandy silts, b_1 — subglacial till, b_3 — inglacial till, c_2 — superglacial flowtill

http://rcin.org.pl



http://rcin.org.pl

b_3 jako osadu akumulacji inglacjalnej, wytopionego z lodu w czasie stagnacji lądolodu.

Arealny sposób zaniku lądolodu i właściwe temu typowi deglacjacji moreny ablacyjne reprezentuje jednostka *c*. Zróżnicowane cechy teksturalne pozwoliły w niej wyodrębnić dwie jednostki niższego rzędu: c_1 i c_2.

Morenę ablacyjną c_1 tworzy warstwa brunatnoszarej gliny morenowej o mniej więcej jednakowej miąższości około 30 cm (ryc. 7 — *9*, fot. 5), oddzielona ostrą granicą zmiany konsystencji i barwy od gliny b_3. Uziarnienie jej charakteryzuje się znacznym wzbogaceniem we frakcje ilaste i grubookruchowe i jednocześnie zubożeniem we frakcje piaszczyste. Nadaje to krzywym kumulacyjnym uziarnienia przebieg na ogół wyrównany, bez większych, ostrzej wyrażonych maksimów (ryc. 8 — c_2, c_1). Orientacja dłuższych osi głazików jest podobna do niżej leżących glin morenowych (ryc. 9 — c_1), jednakże kąty ich nachyleń są z reguły mniejsze niż w glinach podścielających, grupują się w granicach 0—10°. Na tę ostatnią właściwość, jako na zjawisko charakterystyczne dla moren ablacyjnych, wskazywał już B. Dumanowski (1961).

Glinę c_1 uznano jako leżącą *in situ* morenę ablacyjną (podobieństwo w zakresie orientacji dłuższych osi głazików do glin subglacjalnych i inglacjalnej), powstałą w warunkach subakwatycznych (gwałtowny wzrost zawartości cząstek ilastych w stosunku do gliny morenowej inglacjalnej).

Glina c_2 (ryc. 7 — *7*, *8*, fot. 5) jest osadem redeponowanym, pochodnym w stosunku do gliny c_1 (ryc. 8 — c_1, c_2). Przemieszczenie tego osadu dokonało się w drodze spływów na nachylonym ku południo-zachodowi, stoku powierzchni lodowej. Świadczy o tym jego struktura fluidalna z nachyleniem smug i warstewek pod kątem 8—10° ku południo-zachodowi, jak również dominujące w tym kierunku nachylenia dłuższych osi głazików (ryc. 9 — c_2).

Omówiony profil osadów morenowych przykrywa seria utworów zastoiskowych o strukturze warwowej, których cechą znamienną jest wzrost miąższości warstewek mułkowych od dołu ku górze (ryc. 7 — *6*, fot. 5).

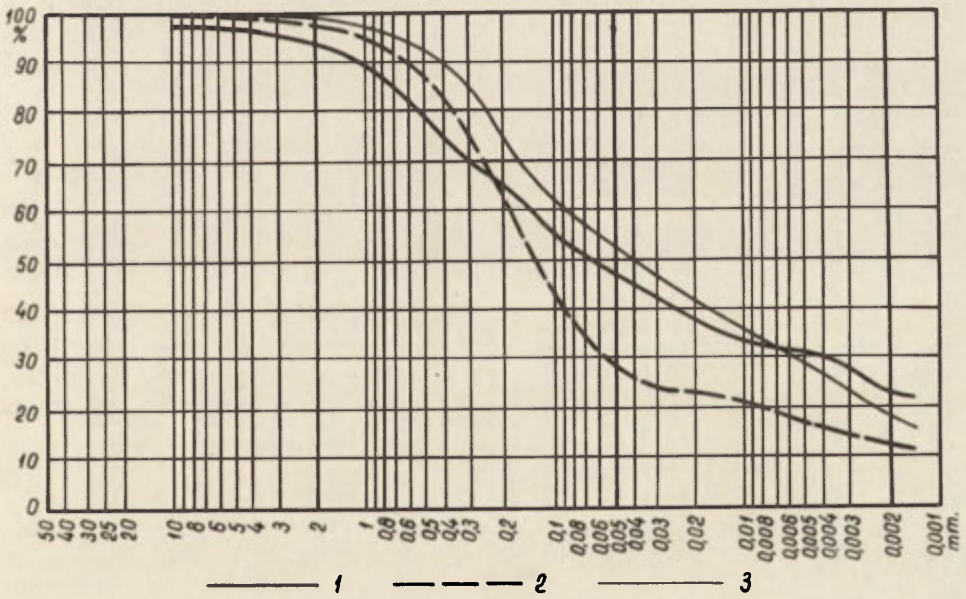
Następną odkrywkę (ryc. 10) zlokalizowano w Górnych Sartowicach około 1 km na południo-zachód od odkrywki nr 7. Dostarcza ona dalszych danych uzupełniających i uzasadniających przedstawioną wyżej interpretację genetyczną glin morenowych. Obejmuje 15-metrowy górny odcinek zbocza doliny Wisły od około 55 m do 70 m n.p.m. Osobliwością tego profilu jest występowanie dwóch przedzielonych utworami zastoiskowymi pokładów glin morenowych, z których niższy reprezentuje osad akumulacji subglacjalnej, wyższy natomiast, złożony z trzech war-

http://rcin.org.pl

stw, wskazuje swoimi cechami litologicznymi na akumulację w warunkach inglacjalnych i supraglacjalnych.

Osad subglacjalny wykształcony jest w postaci jednolitej strukturalnie warstwy gliny koloru ciemnozielonego o miąższości 1,8 m (ryc. 10 — *19*). Pod względem uziarnienia i ułożenia dłuższych osi głazików (ryc. 11 i 12), a także zabarwienia nawiązuje ona do gliny b_1 w profilu-odkrywce nr 7.

S u b g l a c j a l n ą g e n e z ę tej warstwy gliny morenowej potwierdza jej sytuacja w stosunku do wyżej leżących osadów. Najpierw przykrywa ją seria mułków ilastych (ryc. 10 — *18*), a następnie mułek z wtrąceniami piasków drobnopiaszczystych (ryc. 10 — *17*), przypominającymi struktury obciążeniowe. Ponad tymi utworami, podobnie zabarwionymi jak podścielająca je glina, występuje seria utworów zastoiskowych typu warwowego, w której poszczególne warwy mają kolor na przemian ciemnozielony i ciemnobrązowy (ryc. 10 — *16*). Są one oddzielone ostrą, równą granicą od następnej z kolei serii ciemnobrązowych, zgruzełkowanych mułków ilastych (ryc. 10 — *15*), wstęgowanych w stropie warstewkami piaszczysto-mułkowymi, zaburzonymi pod wpływem przeciążenia.



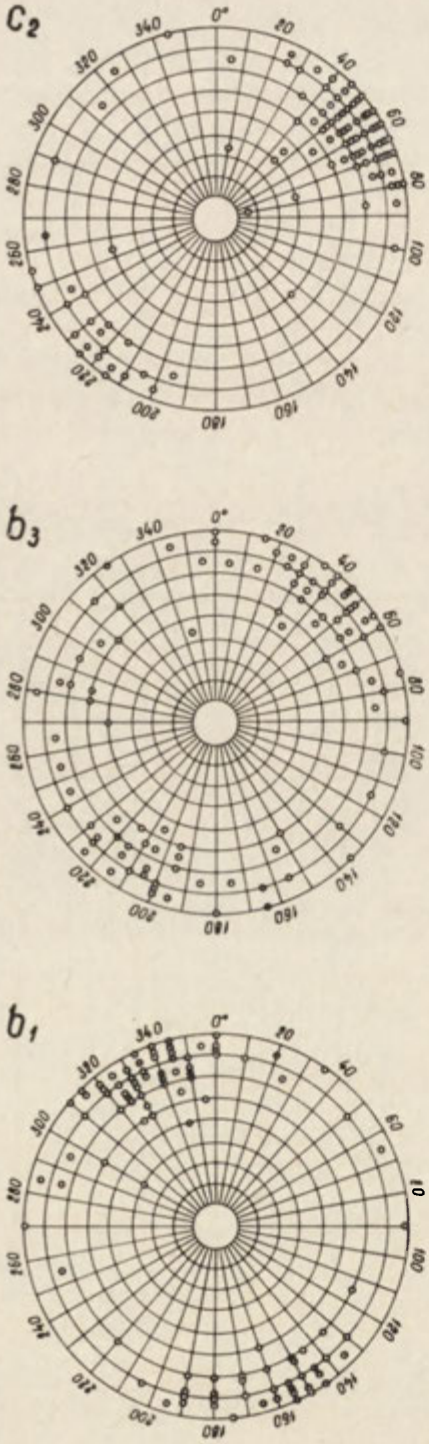
Ryc. 11. Górne Sartowice. Krzywe kumulacyjne uziarnienia glin morenowych

próbki: *1* — z głębokości 0.5 m od stropu warstwy nr 5 (c_2), *2* — z głębokości 1,0 m od stropu warstwy nr 8 (b_3), *3* — z głębokości 1,0 m od stropu warstwy nr 19 (b_1)

Górne Sartowice. Grain-size cumulative curves of tills

1 — samples taken from 0.5 m below the top of layer No. 5 (c_2), *2* — 1.0 m below the top of layer No. 8 (b_3), *3* — 1.0 m below the top of layer No. 19 (b_1)

http://rcin.org.pl



Godne uwagi są formy struktur obciążeniowych w ciemnobrązowych mułkach ilastych. Tworzą je różnej wielkości fragmenty warstewek piaszczysto-mułkowych, układające się w postaci wygiętych ku dołowi klinów lub festonów (fot. 4). Występują one poniżej tych miejsc, gdzie warstewki piaszczysto-mułkowe uległy zgrubieniu, przerwaniu i odgięciu ku dołowi. Zaburzenia te są bardzo podobne do struktur obciążeniowych w początkowej fazie powstawania, uzyskanych eksperymentalnie przez S. Dżułyńskiego (1963b) oraz A. Jahna i J. Czerwińskiego (1965). Czynnikami pobudzającymi deformacje obciążeniowe mogły tu być zarówno wstrząsy mechaniczne związane z tajaniem i rozpadaniem się otaczających zbiornik wodny mas lodu lodowcowego, jak i oddziaływanie mrozu.

Strop omówionej serii utworów zastoiskowych uległ przesunięciu uskokowemu wzdłuż płaszczyzny zapadającej pod kątem 40° w kierunku północnym (ryc. 10 — *13, 12*). Przesunięcie to mogło się dokonać jedynie po osuszeniu dna zbiornika i ewentualnym jego przemarznięciu, ponieważ wyżej leżące osady ścinają strukturę uskokową i leżą w spo-

Ryc. 12. Górne Sartowice. Diagramy ułożenia głazików w glinach morenowych

c_2 — warstwa nr 5 (morena ablacyjna spływowa), b_3 — warstwa nr 8 (glina morenowa inglacjalna), b_1 — warstwa nr 19 (glina morenowa subglacjalna)

Górne Sartowice. Till-fabric diagrams

c_2 — layer No. 5 (superglacial flowtill), b_3 — layer No. 8 (inglacial till), b_1 — layer No. 19 (subglacial till)

http://rcin.org.pl

sób niezaburzony (ryc. 10 — *11-9*). Można z tego wnioskować, że w czasie przerwy sedymentacyjnej, która przypadła pomiędzy akumulacją osadów zaburzonych uskokowo a sedymentacją wyżej leżących utworów zastoiskowych, stropowa część osadów niżej leżących uległa usztywnieniu (osuszeniu, przemarznięciu), bryłowatemu przemieszczeniu, a następnie, na początku nowego cyklu sedymentacyjnego — ścięciu erozyjnemu.

Rozdzielenie glin morenowych występujących zwykle w postaci jednego zwartego pokładu przez osady typu zastoiskowego (o miąższości ok. 6 m) dowodzi rozwoju lokalnego zbiornika wodnego w jaskini powstałej w spągu stagnującego lądolodu. Cykle rozwoju tego zbiornika rozdzielone były okresami całkowitego jego drenażu i fazami wzmożonego ruchu wody na początku każdego nowego cyklu. Warto dodać, że zjawiska rytmiczne powtarzającego się drenażu intraglacjalnych lub subglacjalnych zbiorników wodnych znane są z lodowców współczesnych (M. A. Rucklidge 1956, W. S. B. Paterson i J. C. Savage 1970). Wydaje się, iż najbardziej prawdopodobne tłumaczenie opisanych wyżej zjawisk podaje M. A. Rucklidge (1956), który wiąże je z syfonowym mechanizmem odpływu wód w kanałach wewnątrzlodowcowych.

Następny z kolei segment profilu tworzy trójdzielny pokład morenowy, osiągający 3,20 m miąższości. Najniższą warstwę tego pokładu tworzy glina barwy ceglastej, o miąższości 1,8 m, z niewielką ilością głazików i głazów (ryc. 10 — *8*), silnie wzbogacona we frakcje mułkowo-piaszczyste (ryc. 11). Powyżej leży warstwa gliny szarej o nieregularnej miąższości (od 40 do 55 cm) z czerwonawymi smugami, wyklinowującymi się w kierunku południowym (ryc. 10 — *7*, *6*), wyżej jeszcze — glina szara z czerwonawo zabarwionym pasem w spągu (ryc. 10 — *5*). Obie górne warstwy glin, w przeciwieństwie do najniższej warstwy, mają więcej frakcji ilastych i grubookruchowych (ryc. 11).

Porównując wyniki analiz uziarnienia powyższych glin morenowych (ryc. 11) z odpowiednimi danymi dla glin morenowych w profilu nr 7 (ryc. 8), stwierdzić można uderzającą zgodność pomiędzy najniższą warstwą gliny (ryc. 10 — *8*) a gliną morenową inglacjalną (b_3) oraz pomiędzy najwyższą warstwą gliny (ryc. 10 — *5*) a moreną ablacyjną (c_2 lub c_1).

Do tych samych wniosków prowadzi analiza ułożenia dłuższych osi głazików. Są one zorientowane w najniższej warstwie gliny od 0° do N—155°, wykazując przy tym nachylenia dwustronne bez wyraźnej dominacji kierunkowej, natomiast w najwyższej warstwie gliny — od N—40° do N—80° i nachylone w większości przypadków ku EEN (ryc. 12 — c_2).

Wyniki przeprowadzonych analiz składu petrograficznego żwirów wskazują na związek gliny morenowej dennej (subglacjalnej i ingla-

http://rcin.org.pl

Pg / Nw	gw	ϕ 5-10 mm												ϕ 2-5 mm											
		Kr		Kw		W		Mp		Op		O/K	K/W	Kr		Kw		W		Mp		Op		O/K	K/W
		g	%	g	%	g	%	g	%	g	%			g	%	g	%	g	%	g	%	g	%		
II / Nr 9	1,0 m	307	47,0	8	1,2	298	45,7	2	0,3	38	5,8	1,07	1,06	375	55,3	34	5,0	244	36,0	2	0,3	23	3,4	0,66	1,68
II / Nr 10	1,5 m	174	33,4	4	0,8	274	52,9	20	4,0	48	8,9	1,92	0,85	186	35,1	48	8,0	250	47,2	10	1,9	36	6,8	1,27	0,93

Ryc. 13. Dolne Sartowice. Skład petrograficzny glin morenowych
Nw — nr kolejny warstwy w odkrywce, objaśnienie pozostałych symboli przy ryc. 5

Dolne Sartowice. Petrographic composition of tills
Nw — successive number of layer in the exposure; explanation of other symbols to be found with fig. 5

cjalnej) a także moreny ablacyjnej w profilach Dolnych Sartowic (ryc. 13) i Górnych Sartowic (ryc. 14) z gliną morenową denną oraz moreną ablacyjną drugiego pokładu morenowego w Morsku (ryc. 6).

Podsumowując wyniki przeprowadzonych dotychczas badań należy podkreślić następujące wnioski ogólne:

1. Gliny morenowe w profilu pionowym drugiego pokładu morenowego w Sartowicach powstały w trzech różnych typach środowisk akumulacji lodowcowej: subglacjalnym, inglacjalnym i supraglacjalnym. Gliny powstałe w środowisku subglacjalnym i inglacjalnym tworzą łącznie główną, przewodnią część pokładu morenowego, którą nazwać by można gliną morenową denną, natomiast gliny utworzone w środowisku supraglacjalnym — jego część górną, nie przekraczającą na ogół 20% miąższości całego pokładu.

Pg / Nw	gw	ϕ 5-10 mm												ϕ 2-5 mm											
		Kr		Kw		W		Mp		Op		O/K	K/W	Kr		Kw		W		Mp		Op		O/K	K/W
		g	%	g	%	g	%	g	%	g	%			g	%	g	%	g	%	g	%	g	%		
II / Nr 10	1,0 m	174	35,2	17	3,5	250	50,8	13	2,5	40	8,1	1,56	0,78	307	34,4	124	13,8	381	43,7	18	2,0	53	6,0	1,07	1,10
II / Nr 8	1,0 m	168	28,1	24	3,7	362	56,3	36	5,5	54	8,4	2,36	0,53	235	34,4	78	11,4	311	45,4	20	2,8	40	5,8	1,18	1,00
II / Nr 5	0,5 m	338	50,4	13	1,8	447	40,7	4	0,4	80	7,3	0,94	1,27	188	44,4	18	4,2	206	48,1	3	0,8	40	8,7	1,18	1,01

Ryc. 14. Górne Sartowice. Skład petrograficzny glin morenowych
Nw — nr kolejny warstwy w odkrywce, objaśnienie pozostałych symboli przy ryc. 5

Górne Sartowice. Petrographic composition of tills
Nw — successive number of layer in the exposure; explanation of other symbols to be found with fig. 5

http://rcin.org.pl

2. Akumulacja glin morenowych subglacjalnych dokonywała się prawdopodobnie jeszcze podczas ruchu lądolodu. Gliny te charakteryzują się stosunkowo niewielkim kątem rozrzutu orientacji dłuższych osi głazików, dominującym ich nachyleniem w kierunku przeciwnym do ruchu lądolodu, stosunkowo dużą kompakcją i występującą lokalnie w spągu pokładu strukturą warstwową pochodzenia glacjodynamicznego („bed structure" wg K. Virkkali).

3. Akumulacja gliny morenowej inglacjalnej zachodziła podczas stagnacji i arealnego zamierania czaszy lodowej. Wskazuje na to pozycja tej gliny w profilu Górnych Sartowic (ryc. 10). Występuje ona poniżej moreny ablacyjnej, lecz ponad osadami zbiorników wodnych rozwijających się w czasie stagnacji i zamierania czaszy lodowej w jaskini lodowej. Ma ona charakter gliny pylastej lub słabo piaszczystej, cechuje się stosunkowo dużym kątem rozrzutu orientacji dłuższych osi głazików, większym przedziałem kątowym ich nachyleń oraz brakiem lub słabo zaznaczoną przewagą nachyleń w kierunku zgodnym z ruchem lądolodu.

4. Proces tworzenia się moreny ablacyjnej przebiegał na rozpatrywanym obszarze w warunkach sprzyjających osadzaniu się najdrobniejszego materiału zawiesinowego. Warunki takie stwarzała wklęsła powierzchnia stagnującej i zamierającej czaszy lodowej, która utrudniała odpływ wód supraglacjalnych.

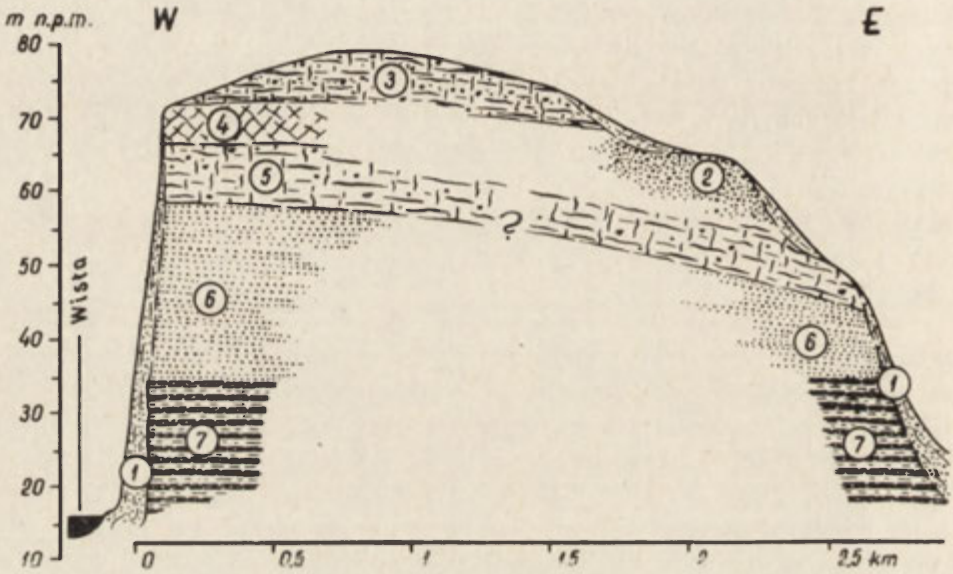
5. Stwierdzona trójdzielność genetyczna osadów w profilu drugiego pokładu morenowego wskazuje na arealny zanik przedostatniego na tym obszarze lądolodu zlodowacenia bałtyckiego. Taki sposób zanikania lądolodu dobrze tłumaczy brak zgodności między następstwem stratygraficznym glin morenowych w profilu pionowym a następstwem czasowym procesów akumulacji tych osadów. Końcowy etap akumulacji lodowcowej rejestruje najprawdopodobniej glina morenowa inglacjalna, na co zdają się wskazywać dwa stwierdzone fakty: występowanie tej gliny ponad osadami interaglacjalnego zbiornika wodnego, co świadczy o jej wytopieniu się z lodu sklepionego nad jaskinią lodową, oraz ostra granica tego osadu z nadległą moreną ablacyjną o zupełnie odmiennych właściwościach litologicznych.

KĘPA FORTECZNA

Jest to największa i zarazem najwyższa z trzech kęp Basenu Grudziądzkiego (ryc. 1); łącznie z terasami rzecznymi, na których ulokowała się staromiejska część Grudziądza, zajmuje obszar około 20 km²

http://rcin.org.pl

i wznosi się do 86,1 m n.p.m., tj. 69 m ponad przeciętną wysokość otaczającej równiny zalewowej. Wzdłuż koryta Wisły kępa ta rozciąga się około 5 km, prostopadle do niego, mniej więcej na równoleżniku cegielni w Świerkocinie — około 3,8 km. W partii kulminacyjnej Kępy Fortecznej występuje pokład najmłodszej na tym terenie gliny morenowej. Osad ten buduje typowe formy krajobrazu glacjalnego: morenę denną płaską i falistą z licznymi wklęsłościami typu wytopiskowego.



Ryc. 15. Szkic morfologiczno-stratygraficzny zewnętrznych partii Kępy Fortecznej

1 — deluwia, *2* — piaski drobno- i średnioziarniste, *3* — glina morenowa (pierwszy poziom glacjalny), *4* — górny zespół sedymentacyjny (drugi poziom glacjalny), *5* — dolny zespół sedymentacyjny (drugi poziom glacjalny), *6* — warstwowane piaski drobnoziarniste, *7* — szare iły warwowe

Morpho-stratigraphic sketch of external parts of Kępa Forteczna

1 — slope wash, *2* — fine- and medium-grained sands, *3* — till (first glacial-drift horizon), *4* — upper sedimentary complex (second glacial-drift horizon), *5* — lower sedimentary complex (second glacial-drift horizon), *6* — stratified fine-grained sands, *7* — grey varved clays

Poprzeczny do osi doliny profil morfologiczny Kępy Fortecznej jest asymetryczny (ryc. 15); stok zachodni, podcięty przez erozję boczną Wisły, wykazuje nachylenia wahające się w granicach 30—70°, natomiast stok wschodni, schodzący łagodnie ku terasie nadzalewowej II wzniesionej 24—25 m n.p.m., nachylony jest pod kątem 6—20°. Na stoku wschodnim wyróżniają się dwa poziomy terasowe, jeden o wysokości 74—75 m n.p.m., drugi 45—48 m n.p.m. Pierwszy z tych poziomów posiada cechy terasy kemowej.

http://rcin.org.pl

Najmłodszy osad lodowcowy zbadano w odkrywce usytuowanej na powierzchni Kępy Fortecznej na wysokości około 80 m n.p.m., na zachód od Nowej Wsi (ryc. 2). Pod względem strukturalnym i teksturalnym jest to osad homogeniczny o zwięzłej, jednolitej konsystencji, osiągający około 7 m miąższości. Badania składu petrograficznego frakcji żwirowej i ułożenia dłuższych osi głazików ujawniły duże podobieństwo do pierwszego pokładu morenowego w profilu Morska.

Próbki pobrane z głębokości 2 i 4 m wykazały zmniejszenie się wskaźnika O/K od 2,82 do 2,11 we frakcji 5—10 mm i wzrost jego wartości od 1,32 do 1,88 we frakcji 2—5 mm z góry ku dołowi. Jak uwidacznia to diagram (ryc. 16), zmiany wartości wskaźnika O/K wprowadza charakterystyczna dla tego pokładu pionowo uporządkowana zmienność udziału procentowego skał krystalicznych i skał osadowych niewapiennych.

Wnioski wynikające z analiz petrograficznych potwierdzają także badania ułożenia dłuższych osi głazików. Wykazują one zdecydowaną orientację głazików w kierunku NE (ryc. 17), a więc wyraźne odchylenie ku wschodowi w stosunku do gliny morenowej dennej w Sartowicach.

Stosunki stratygraficzne i właściwości strukturalne osadów występujących poniżej pierwszego pokładu gliny morenowej charakteryzuje odkrywka zlokalizowana na zachodnim stoku Kępy Fortecznej, w rejonie wsi Parsk na zachód od punktu triangulacyjnego o wysokości 75,0 m n.p.m. (ryc. 2 i 18).

Na piaskach drobnoziarnistych przewodniego poziomu międzymorenowego występują dwa zespoły osadów lodowcowych i wodnolodowcowych, które nazwano umownie zespołem dolnym i górnym. Zespół dolny, o miąższości około 7 m, tworzą utwory wodnolodowcowe przykryte dwiema warstwami glin morenowych przedzielonymi mułkiem ilastym i piaskiem (ryc. 18 — *4-12*). Górny zespół, osiągający około 3 m miąższości, składa się z szarozielonej gliny morenowej (ryc. 18 — *3*), podścielającej ją soczewki piasku drobnoziarnistego i wyżej leżącej gliny morenowej barwy ciemnobrązowej (ryc. 18 — *2*).

W części spągowej dolnego zespołu akumulacyjnego występują warstwowane piaski drobnoziarniste z zaburzeniami spływowymi (ryc. 18 — *11-12*, ryc. 19). Azymuty biegów warstewek wahają się od N—150° do N—190°, upady — od 22° do 44° w kierunku NE. Pierwotną strukturę sedymentacyjną tego utworu zaburzają biegnące w różne strony uskoki.

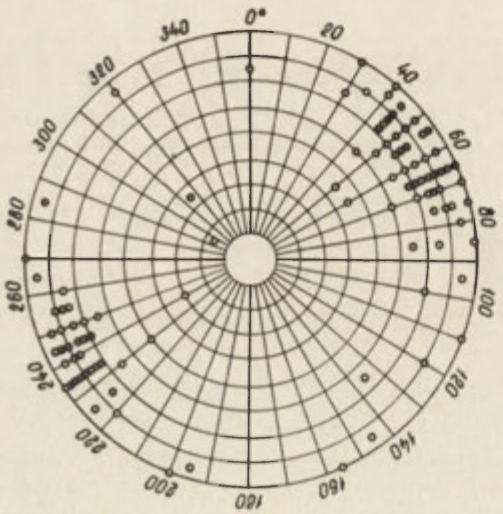
Następną ku górze jednostką sedymentacyjną jest seria bezstrukturalnych, słabo przemytych piasków drobnoziarnistych z domieszką

http://rcin.org.pl

Pg / Fm	gw	ϕ 5-10 mm												ϕ 2-5 mm											
		Kr		Kw		W		Mp		Op		O/K	K/W	Kr		Kw		W		Mp		Op		O/K	K/W
		g	%	g	%	g	%	g	%	g	%			g	%	g	%	g	%	g	%	g	%		
I dn	2,0 m	98	24,4	7	1,8	238	59,4	13	3,3	45	11,2	2,82	0,44	181	33,9	49	9,2	246	46,1	12	2,3	45	8,5	1,32	0,83
I dn	4,0 m	108	28,9	8	2,2	189	52,2	10	2,7	47	13,0	2,11	0,62	121	24,1	53	10,6	281	55,9	9	1,8	38	7,6	1,88	0,62

Ryc. 16. Nowa Wieś. Skład petrograficzny gliny morenowej (objaśnienie diagramu przy ryc. 5)

Nowa Wieś. Petrographic composition of till (explanation as in fig. 5)



Ryc. 17. Nowa Wieś. Diagram ułożenia głazików w glinie morenowej pokrywającej powierzchnię szczytową Kępy Fortecznej (pierwszy poziom glacjalny)

Nowa Wieś. Till-fabric of till covering summit part of Kępa Forteczna (first glacial-drift horizon)

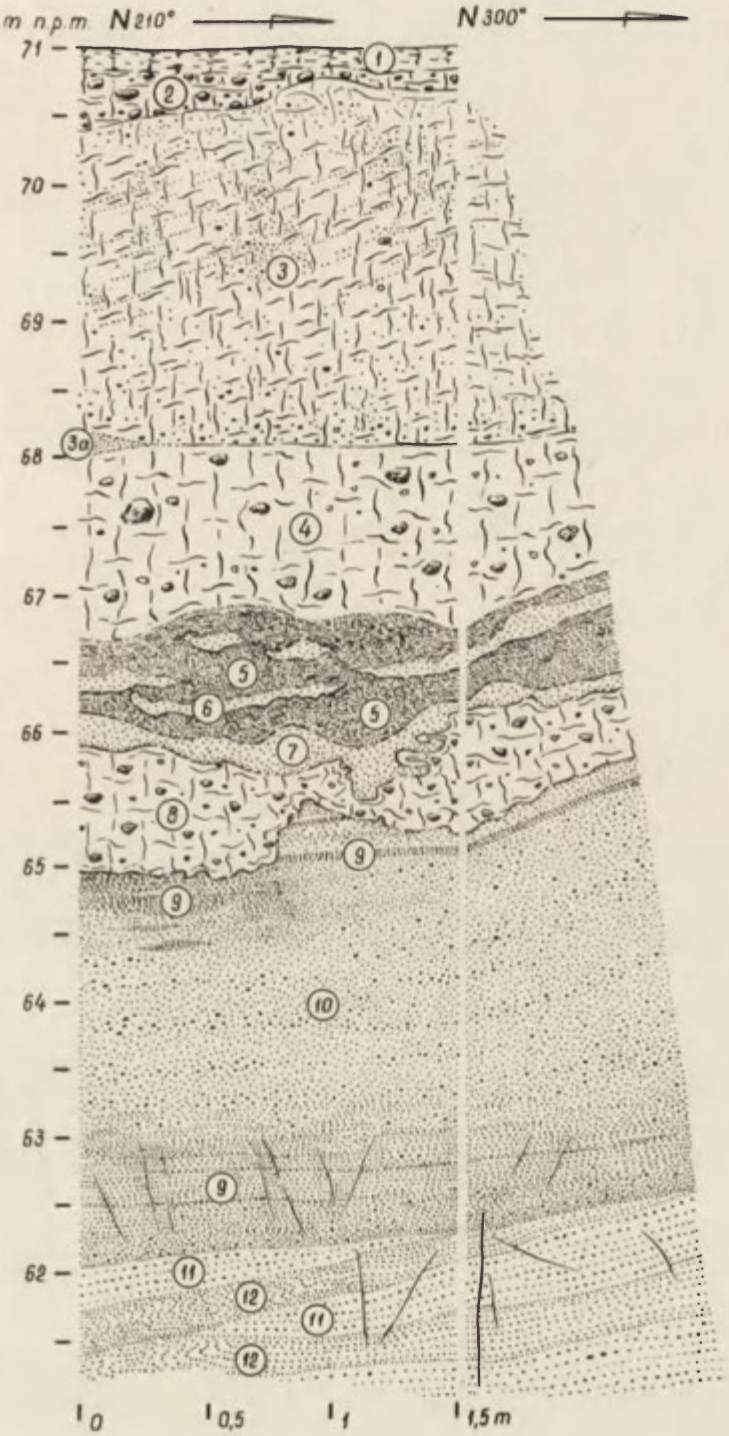
Ryc. 18. Parsk. Profil geologiczny górnej części zachodniego stoku Kępy Fortecznej

1 — humus, *2* — morena ablacyjna spływowa, ciemnobrązowa, *3* — morena ablacyjno-soliflukcyjna, szarozielona, *3a* — piasek drobnoziarnisty, *4* — morena ablacyjna spływowa, brunatnoczerwona, *5* — mułek ilasty, ciemnobrązowy, *6* — piasek drobnoziarnisty, *7* — piasek drobnoziarnisty z domieszką grubszych frakcji piaszczystych i żwirowych, *8* — morena ablacyjna spływowa, szara, *9* — piasek mułkowaty, *10* — piasek drobnoziarnisty z domieszką grubszych frakcji piaszczystych i żwirowych, *11* — piasek drobnoziarnisty z ziarnami żwirów, *12* — piasek drobnoziarnisty

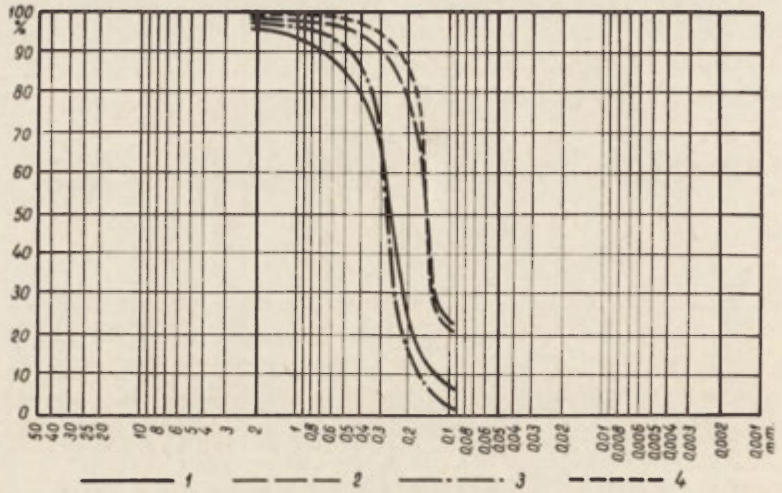
Parsk. Geological profile of upper part of western slope of Kępa Forteczna

1 — humus, *2* — dark-brown superglacial flowtill, *3* — grey-green superglacial-solifluction till, *3a* — fine-grained sand, *4* — brown-red superglacial flowtill, *5* — dark-brown clayey silt, *6* — fine-grained sand, *7* — fine-grained sand with admixture of coarser sand gravel fractions, *8* — grey superglacial flowtill, *9* — silty sand, *10* — fine-grained sand with admixture of coarser sand-gravel fractions, *11* — fine-grained sand with gravel grains, *12* — fine-grained sand

http://rcin.org.pl

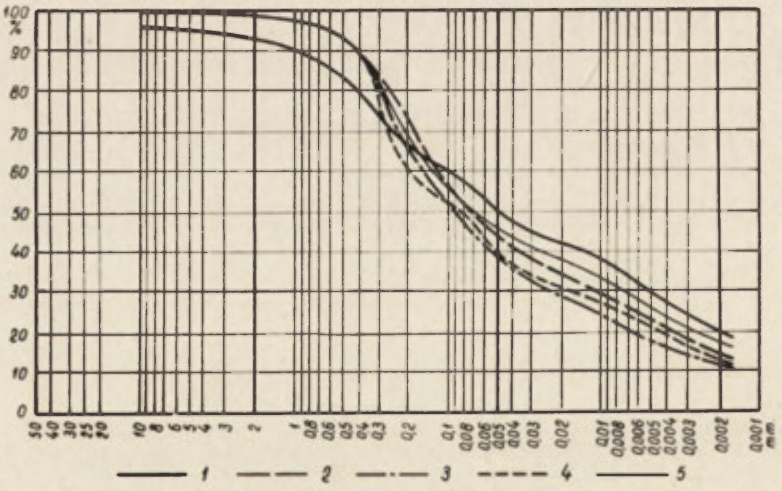


http://rcin.org.pl



Ryc. 19. Parsk. Krzywe kumulacyjne uziarnienia osadów piaszczystych
1 — próbka z osadu nr 7, *2* — próbka z osadu nr 10, *3* — próbka z osadu nr 11, *4* — próbka z osadu nr 12

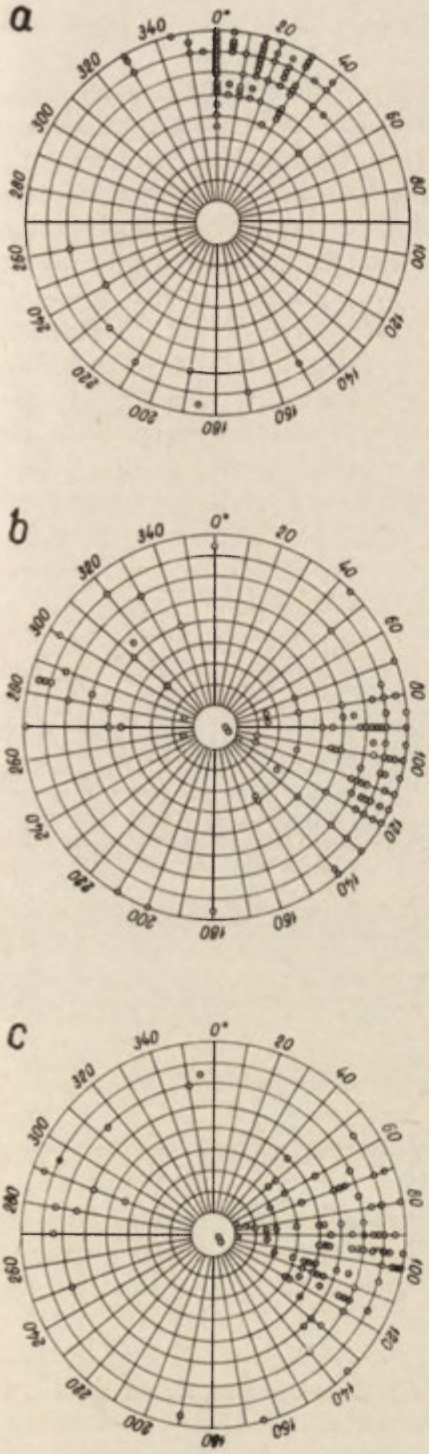
Parsk. Grain-size cumulative curves of sandy deposits
1 — sample from deposit No. 7, *2* — sample from deposit No. 10, *3* — sample from deposit No. 11, *4* — sample from deposit No. 12



Ryc. 20. Parsk. Krzywe kumulacyjne uziarnienia glin morenowych
próbki: *1* — z osadu nr 2, *2* — z osadu nr 3 z głębokości 1,5 m od stropu warstwy, *3* — z osadu nr 3 pobrana na głęb. 2,1 m od stropu warstwy, *4* — z osadu nr 3 pobrana na głęb. 2,7 m od stropu warstwy, *5* — z osadu nr 4

Parsk. Grain-size cumulative curves of tills
1 — sample from deposit No. 2, *2* — sample from deposit No. 3 taken from 1.5 m below the top of layer, *3* — sample from deposit No. 3 taken from 2.1 m below the top of layer, *4* — sample from deposit No. 3 taken from 2,7 m below the top of layer, *5* — sample from deposit No. 4

http://rcin.org.pl



grubszych frakcji piaszczystych i żwirowych (ryc. 18 — *10*, ryc. 19), zamknięta w spągu i w stropie warstwowanymi piaskami mułkowatymi (ryc. 18 — *9*). Miąższość tej serii dochodzi do 3,5 m. Biegi stropowych warstw piaszczysto-mułkowych oscylują od N—140° do N—150°, upady zaś — od 20° do 25° w kierunku EEN

Powyżej leży warstwa gliny morenowej szarej (ryc. 18 — *8*), oddzielona od następnej z kolei warstwy gliny o barwie brunatnoczerwonej (ryc. 18 — *4*) ciemnobrązowymi mułkami ilastymi i piaskiem drobnoziarnistym (ryc. 18 — *5-7*). Granice warstw glin morenowych są nierówne tak w płaszczyźnie równoległej, jak i prostopadłej do biegu warstw. Obie gliny zawierają stosunkowo dużą ilość materiału ilastego i głazowo-żwirowego; są więc zarazem zwięzłe i „kamieniste" (ryc. 20), w czym upodobniają się do moreny ablacyjnej (subakwatycznej) w typowo wykształconym, dwuczłonowym profilu morenowym w Sartowicach (ryc. 8 — c_2 c_1, ryc. 11 — *1*). Na Ścianie bocznej odkrywki widać, że utwory te zapadają ku wschodowi (pod kątem 22—45°), tj. w kierunku przeciwnym do nachylenia współczesnego stoku kępy. W osadach mułkowo-ilastych występują gniazda i soczewki piasków

Ryc. 21. Parsk. Diagram ułożenia głazików w glinach morenowych

a — w osadzie nr 3, *b* — w osadzie nr 4, *c* — w osadzie nr 8

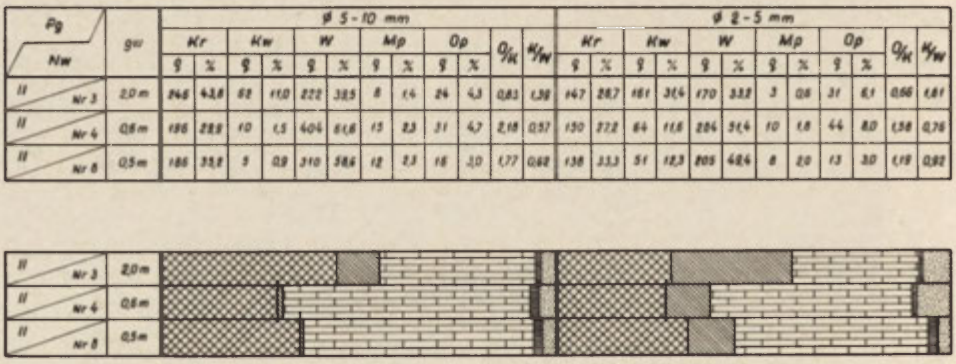
Parsk. Till-fabric diagram

a — in deposit No. 3, *b* — in deposit No. 4, *c* — in deposit No. 8

http://rcin.org.pl

drobnoziarnistych (ryc. 18 — *6*, ryc. 19), nachylone również ku wschodowi.

Cechy strukturalno-teksturalne osadów wodnolodowcowych leżących poniżej glin morenowych (ryc. 18 — *9-12*) dowodzą, że zostały one osadzone przy zmiennych warunkach hydrodynamicznych transportu materiału i zmiennym nachyleniu powierzchni akumulacyjnej. Środowisko takie stwarzał prawdopodobnie lokalny, przepływowy zbiornik wodny, rozwinięty w szczelinie lub otwartej ku górze jamie lodowcowej. Na osadach tego międzylodowego zbiornika wodnego zostały następnie złożone dwie warstwy glin morenowych wraz z przedzielającymi je piaskami i mułkiem ilastym. Reprezentują one w całości utwory ablacyjne subakwatyczne przemieszczone w drodze spływów i ześlizgów na nachylonym ku wschodowi stoku lodowym. Świadczą o tym, prócz warunków zalegania tych osadów, wyniki przeprowadzonych pomiarów ułożenia dłuższych osi głazików w glinach morenowych. Jak obrazują to diagramy (ryc. 21 — *b*, *c*), dłuższe osie głazików w obu warstwach glin morenowych są zorientowane równoleżnikowo i w większości przypadków nachylone w kierunku wschodnim.



Pg / Nw	gw	ϕ 5-10 mm												ϕ 2-5 mm											
		Kr		Kw		W		Mp		Op		Q/K	K/W	Kr		Kw		W		Mp		Op		Q/K	K/W
		g	%	g	%	g	%	g	%	g	%			g	%	g	%	g	%	g	%	g	%		
II Nr 3	2,0 m	94,6	43,8	6,8	11,0	222	38,5	8	1,4	24	4,3	0,83	1,38	147	28,7	181	31,4	170	33,2	3	0,6	31	6,1	0,66	1,81
II Nr 4	0,6 m	19,6	28,9	1,0	1,5	40,4	61,8	1,5	2,3	3,1	4,7	2,18	0,57	15,0	27,2	6,4	11,8	28,4	51,4	1,0	1,8	4,4	8,0	1,56	0,76
II Nr 8	0,5 m	18,6	35,8	1,9	0,9	31,0	58,6	1,2	2,3	1,8	3,0	1,77	0,62	13,8	33,3	5,1	12,3	19,5	48,4	0,8	2,0	1,3	3,0	1,19	0,92

Ryc. 22. Parsk. Skład petrograficzny glin morenowych
Nw — nr kolejny warstwy w odkrywce, objaśnienie pozostałych symboli przy ryc. 5

Parsk. Petrographic composition of tills
Nw — successive number of layer in the exposure; explanation of other symbols to be found with fig. 5

Drobne zaburzenia dysjunktywne osadów piaszczystych powstały w rezultacie nierównomiernego ich osiadania spowodowanego przypuszczalnie wytapianiem się pogrzebanych soczewek lodu zimowego lub niewielkich brył lodu lodowcowego.

Górny zespół akumulacyjny rejestruje następny z kolei etap zanikania lądolodu. Występuje on bezpośrednio pod najmłodszym na badanym terenie pokładem gliny morenowej (niewidocznym w odkrywce). Szaro-

http://rcin.org.pl

zielona glina tego zespołu akumulacyjnego (po wyschnięciu przybiera odcień jasnobrunatny z wyraźnie widocznymi naciekowymi wytrąceniami związków żelaza) różni się od moren ablacyjnych subakwatycznych przede wszystkim uziarnieniem. Składa się głównie z frakcji piaszczystej (w ilości 40—45%), wykazując jednocześnie zubożenie w materiał najgrubszy, głazikowo-głazowy i najdrobniejszy, ilasty (ryc. 20). We frakcji żwirowej spotyka się dość licznie piaszczysto-ilaste konkrecje żelaziste. W górnej i środkowej partii tej gliny występują plamiste spiaszczenia oraz drobne, nieciągłe warstewki piaszczyste, nachylone pod kątem 12—20° ku północy (fot. 6). W spągu gliny napotkano wtrącenia piaszczyste z domieszką substancji organicznej. Próby znalezienia sporomorf (B. Noryśkiewicz 1969 — informacja ustna) nie dały pozytywnego rezultatu.

Odrębność genetyczną tej gliny potwierdzają także analizy składu petrograficznego frakcji żwirowej (ryc. 22). Obie dolne warstwy glin upodobniają się do moreny ablacyjnej drugiego pokładu morenowego w Morsku i Sartowicach. Cechuje je wyraźny spadek wartości wskaźnika O/K i wzrost wskaźnika K/W we frakcji 2—5 mm w stosunku do frakcji 5—10 mm. Frakcję 2—5 mm charakteryzuje nadto znacznie większa zawartość kwarców w porównaniu do frakcji 5—10 mm. Odpowiednie wartości procentowe udziału kwarców wynoszą we frakcji 5—10 mm 1,5% i 0,9%, we frakcji 2—5 mm — 11,6% i 12,3%. Natomiast glina szarozielona górnego zespołu sedymentacyjnego charakteryzuje się nieznacznym spadkiem wartości wskaźnika O/K i stosunkowo dużym wzrostem wskaźnika K/W we frakcji 2—5 mm w odniesieniu do frakcji 5—10 mm, który wynika przede wszystkim ze wzrostu udziału procentowego kwarców. Odpowiednie wartości we frakcji 5—10 mm i 2—5 mm wynoszą 11,0% i 31,4%. Ostatnia z nich jest nawet większa od udziału procentowego skał krystalicznych bez kwarców (28,7%). Cecha ta zdaje się wskazywać na procesy dezintegracji mrozowej, jakim z reguły podlegał materiał skalny w morenach ablacyjnych.

Osie dłuższe głazików w glinie szarozielonej mają dominującą orientację południkową, przy czym większość z nich wykazuje nachylenia ku NNE (ryc. 21 — *a*). Kierunek nachyleń jest więc zgodny z upadem warstewek piaszczystych, natomiast kąt nachyleń jest przeważnie taki sam lub mniejszy niż kąt upadu owych warstewek. Przy założeniu, że warstewki piaszczyste reprezentują płaszczyzny przemieszczeń osadu, takie ułożenie głazików byłoby zgodne z procesami porządkowania kamieni w osadach soliflukcyjnych (G. Lundqvist 1949). Opisana odkrywka nie pozwala jednakże udokumentować tej tezy od strony morfologicznej, tzn. linią stoku kopalnego i wzrastającą w dół stoku miąższością przemieszczonego materiału. Dowodów tego rodzaju w odniesieniu do gliny morenowej o takich samych właściwościach litologicznych dostarcza na-

http://rcin.org.pl

stępna odkrywka zlokalizowana na wschodnim stoku kępy Górnej Grupy w Nowych Marzach. Wypada zwrócić uwagę na fakt, że nad gliną szarozieloną występuje ponownie glina „ilasto-kamienista" (ryc. 18 — 2), która pod względem uziarnienia (ryc. 20) i barwy nawiązuje do redeponowanych moren ablacyjnych subakwatycznych dolnego zespołu akumulacyjnego.

Profil osadów glacjalnych na wschodnim, łagodnie nachylonym stoku Kępy Fortecznej różni się pod względem facjalnym, jak również pod względem położenia wysokościowego od profilu osadów na stoku zachodnim (ryc. 15). Poniżej zwartej pokrywy najmłodszej bałtyckiej gliny morenowej, zajmującej szczytową partię kępy, ukazują się w odsłonięciach warstwowane piaski i glina piaszczysta z bardzo małą ilością głazów i głazików. Geneza i wiek tych osadów nie zostały dotąd w wystarczającym stopniu poznane i wymagają dalszych badań.

Z większą dokładnością można określić charakter genetyczny i przynależność stratygraficzną spojonych węglanem wapnia zlepieńców i piaskowców w Nowej Wsi, występujących w zboczu terasy o charakterze kemowym (ryc. 1, fot. 7). Rzędna stropu scementowanych osadów wynosi około 50 m n.p.m. Pomijając interesujący problem genezy cementacji, wymagający oddzielnego opracowania, należy zwrócić uwagę na doskonale utrwaloną strukturę sedymentacyjną osadów. Spojeniu uległy warstwowane piaski, żwiry piaszczyste i żwiry z głazami (fot. 7) o łącznej miąższości do 5,5 m. Zapadają one ku wschodowi (pod kątem 5—16°) zgodnie z nachyleniem stoku kępy, ścinając niżej leżące (ok. 44—45 m n.p.m.) poziomo warstwowane piaski drobnoziarniste (fot. 8). Właściwości strukturalno-teksturalne scementowanych żwirów i żwirów piaszczystych, w szczególności zaś poprzeczny do osi doliny upad warstw świadczą o ich pochodzeniu fluwioglacjalnym i zarazem o odrębności wiekowej w stosunku do ściętych przez nie piasków drobnoziarnistych. Jak wykazały dotychczasowe obserwacje terenowe, osady te wchodzą w głąb kępy poniżej najmłodszego na tym terenie pokładu morenowego, natomiast ścięte przez nie piaski drobnoziarniste należą wraz z iłami warwowymi (eksploatowanymi w pobliskiej cegielni w Świerkocinie) do przewodniego poziomu międzymorenowego plejstocenu, tzw. II fluwioglacjału (R. Galon 1934).

Uogólniając omówione dotychczas fakty dotyczące stratygrafii i charakteru genetyczno-facjalnego osadów glacjalnych Kępy Fortecznej, należy podkreślić następujące wnioski:

1. Najmłodszy osad lodowcowy zlodowacenia bałtyckiego występuje tylko w szczytowej partii Kępy Fortecznej na wysokości 70—85 m n.p.m.

2. Poniżej leżące osady glacjalne występują na zachodnim stoku kępy w dwu zespołach sedymentacyjnych, których charakter facjalny

http://rcin.org.pl

świadczy o arealnym sposobie zanikania przedostatniego na tym terenie lądolodu. Górny zespół sedymentacyjny obejmuje redeponowaną morenę ablacyjną i utwory zastoiskowe, leżące na poziomie około 62—70 m n.p.m. Dolny zespół sedymentacyjny, wykształcony w postaci osadów morenowych i wodnolodowcowych typu ablacyjnego, występuje na wysokości około 57—67 m n.p.m.

3. Transport i akumulacja osadów ablacyjnych dolnego zespołu sedymentacyjnego na zachodnim stoku Kępy Fortecznej dokonały się w bliskim sąsiedztwie mas lodowych zanikającego arealnie lądolodu, prawdopodobnie w szczelinie lub sięgającej do podłoża lądolodu jamie lodowcowej.

4. Scementowane węglanem wapnia osady fluwioglacjalne na stoku wschodnim Kępy Fortecznej zostały złożone przypuszczalnie w warunkach subglacjalnych przedostatniego lądolodu zlodowacenia bałtyckiego. Występują one na wysokości około 45—50 m n.p.m.

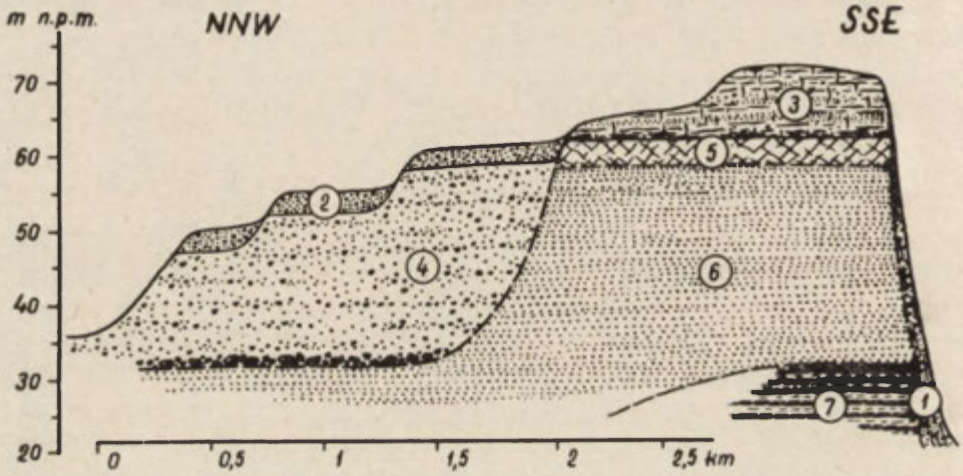
KĘPA GÓRNEJ GRUPY

W zachodniej części Basenu Grudziądzkiego, około 4 km od koryta Wisły (fot. 1) wznosi się trzecia z kolei kępa, nazwana od miejscowości leżącej na jej powierzchni kępą Górnej Grupy (R. Galon 1934). Od wysoczyzny morenowej oddziela ją szerokie na kilka kilometrów zakole dawnego łożyska Wisły, którego część północo-zachodnią zajmuje stożek napływowy Mątawy, część zachodnią zaś — współczesna dolina tej rzeki, wcięta na pewnym odcinku w osady własnego stożka (ryc. 1). Oś kulminacyjna kępy ciągnie się pasmem o szerokości około 1 km z północo—wschodu na południo—zachód bezpośrednio ponad równiną zalewową Wisły. Obszar ten, zbudowany na powierzchni z gliny morenowej i osadów piaszczysto-żwirowych, wykazuje deniwelacje dochodzące do 7 m, wprowadzone przez wtórne w stosunku do inicjalnej rzeźby glacjalnej formy wytopiskowe i denudacyjno-erozyjne. Najwyższy punkt tego obszaru i zarazem całej kępy Górnej Grupy osiąga 77,3 m n.p.m. W odniesieniu do poziomu dna zalewowego doliny daje to różnicę około 60 m. Na północ i na północo—zachód od osi kulminacyjnej kępy powierzchnia jej stopniowo się obniża, przechodząc w wyjątkowo wyraźnie uformowane górne terasy rzeczne Wisły o wysokości 60, 55 i 50 m n.p.m. (IX, VIII, VII), opisane przez R. Galona (1934). Innym swoistym elementem morfologicznym kępy Górnej Grupy jest rynna glacjalna Jeziora Fletnowskiego. Rozcina ona zarówno wysoczynę morenową, jak i poziomy terasowe w obrębie Basenu Grudziądzkiego (ryc. 1). W ogólnym poziomym zarysie kępa posiada kształt

http://rcin.org.pl

elipsy o wymiarach 6×4 km. Poprzeczny do osi doliny profil kępy Górnej Grupy wykazuje wiele cech wspólnych z profilami pozostałych kęp: zwrócony jest stromym, podciętym erozyjnie stokiem ku osi doliny Wisły, łagodnym zaś, z szeregiem stopni terasowych, w kierunku przeciwnym (ryc. 23). Kąty nachyleń stoku wschodniego wahają się przeciętnie od 25° do 45°, stoku zachodniego — od 3° do 15°.

Poznanie profilu i charakteru facjalnego najmłodszych osadów plejstoceńskich budujących kępę Górnej Grupy umożliwiają przede wszystkim odsłonięcia na jej wschodnim stoku oraz liczne głębokie wyrobiska żwirowni w obrębie górnych teras rzecznych. Ze stratygraficzno-



Ryc. 23. Schematyczny przekrój geologiczny przez kępę Górnej Grupy

1 — deluwia, *2* — piaszczysto-żwirowe osady aluwialne, *3* — glina morenowa i żwirowo-piaszczyste osady fluwioglacjalne (pierwszy poziom glacjalny), *4* — piaszczysto-żwirowe osady fluwioglacjalne z warstwą bruku morenowego w spągu (drugi poziom glacjalny), *5* — morena ablacyjno-soliflukcyjna i ciemnobrązowy mułek ilasty (drugi poziom glacjalny), *6* — piasek drobnoziarnisty, *7* — szare iły warwowe

Schematic section through Kępa of Górna Grupa

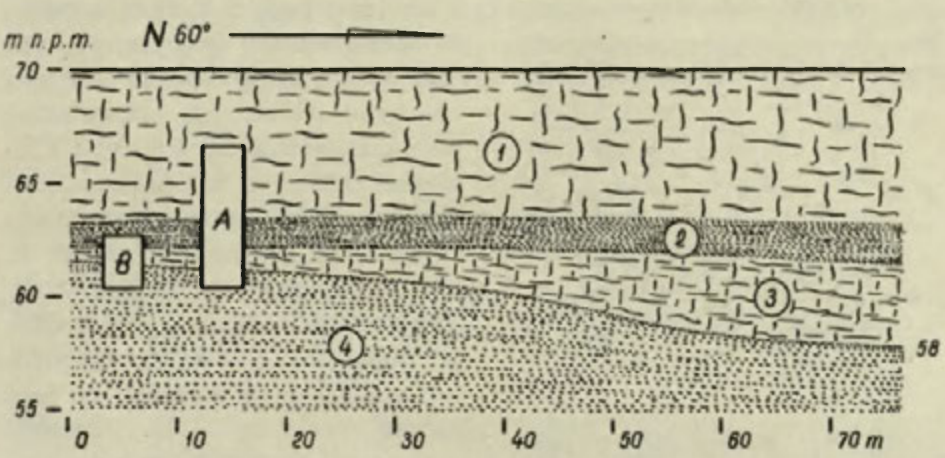
1 — slope wash, *2* — sand-gravel alluvial deposits, *3* — till and gravel-sands fluvioglacial deposits (first glacial-drift horizon), *4* — sand-gravel fluvioglacial deposits with boulder and gravel pavements in the bottom (second glacial-drift horizon), *5* — superglacial-solifluction till and dark-brown clayey silt (second glacial-drift horizon), *6* — fine-grained sand, *7* — grey varved clays

-paleogeograficznego punktu widzenia szczególne znaczenie posiadają odsłonięcia na wschodnim stoku. Dostarczają one dalszych ważnych informacji dotyczących przebiegu procesów zaniku przedostatniego na tym terenie lądolodu.

W górnej części stoku w Nowych Marzach, powyżej drogi polnej biegnącej serpentyną na powierzchnię szczytową kępy (na północ od

http://rcin.org.pl

wieży triangulacyjnej) zarysowuje się pod brunatną najmłodszą na badanym terenie gliną morenową fragment kopalnego zagłębienia, wypełnionego znaną z poprzedniej odkrywki szarozieloną gliną morenową (ryc. 24). Odkrywka *A* przedstawia następstwo głównych jednostek litologicznych w partii brzeżnej tego zagłębienia (ryc. 25). Pod warstwą gliny morenowej (ryc. 25 — *1*), której całkowita miąższość wynosi około 7 m, występuje kilkucentymetrowa warstwa rdzawożółtego piasku drobnoziarnistego (ryc. 25 — *2*), poniżej ciemnobrązowy mułek ilasty, smugowany mułkiem piaszczystym o miąższości około 1 m (ryc. 25 — *3*), niżej jeszcze wspomniana szarozielona glina, stopniowo wyklinowująca



Ryc. 24. Schemat budowy geologicznej górnej części stoku kępy Górnej Grupy w Nowych Marzach

1 — glina morenowa denna (pierwszy poziom glacjalny), *2* — mułek ilasty, ciemnobrązowy, *3* — morena ablacyjno-soliflukcyjna (drugi poziom glacjalny), *4* — piasek drobnoziarnisty, *A*, *B* — odkrywki

Geological pattern of upper slope part of Kępa of Górna Grupa at Nowe Marzy

1 — lodgment till (first glacial-drift horizon), *2* — dark-brown clayey silt, *3* — superglacial-solifluction till (second glacial-drift horizon), *4* — fine-grained sand, *A*, *B* — exposures

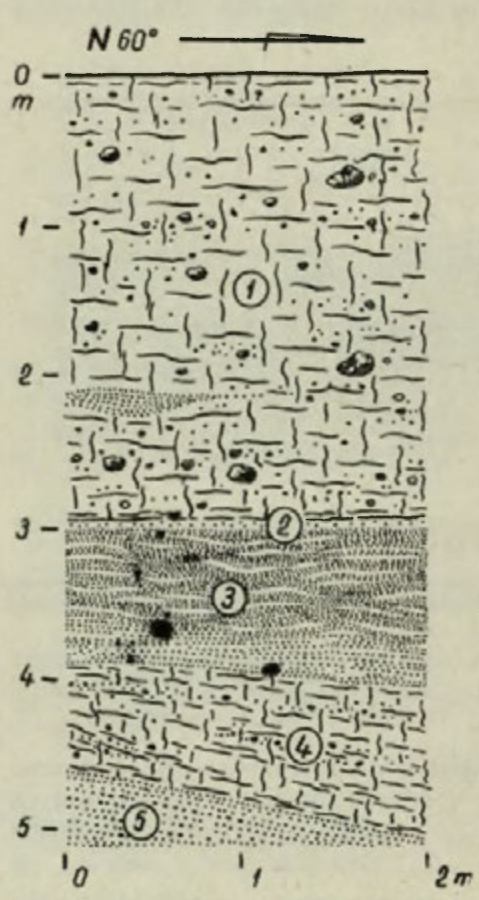
się w brzeżnej części kopalnego zagłębienia (ryc. 25 — *4*). Leży ona zgodnie na utworach piaszczystych II fluwioglacjału, wykształconych w stropie w postaci piasków drobno- i średnioziarnistych ze żwirem (ryc. 25 — *5*).

Przedstawioną wyżej interpretację stratygraficzną potwierdzają badania ilościowe składu petrograficznego frakcji żwirowej (ryc. 26) i ułożenia dłuższych osi głazików (ryc. 27 — *a*, *b*). Wyniki tych badań pozwalają zaliczyć górną glinę do najmłodszego pokładu morenowego ostatniego zlodowacenia. Wniosek ten uzasadnia charakterystyczna dla tego pokładu pionowa zmienność wskaźników O/K i K/W, jak też dominująca orientacja głazików w kierunku NE (ryc. 27 — *a*).

http://rcin.org.pl

Niżej leżąca glina, której miąższość wzrasta stopniowo ku środkowi kopalnego zagłębienia, nawiązuje wskaźnikami petrograficznymi do gliny szarozielonej występującej na zachodnim stoku Kępu Fortecznej (ryc. 26 i 22).

Sposób ułożenia szarozielonej gliny ukazuje w zbliżeniu odkrywka *B*, wykonana w odległości 4 m na południe od odkrywki *A* (ryc. 24). W ścianie czołowej tej odkrywki uwidacznia się znamienny wzrost miąższości szarozielonej gliny w kierunku zgodnym z nachyleniem zbocza zagłębienia (fot. 9). Na odcinku 1,30 m miąższość jej ulega podwojeniu od około 30 cm do 60 cm. Kąty nachyleń spągu i stropu warstwy są niejednakowe; spąg zapada pod kątem 58°, strop — 18°. W odróżnieniu od swojego odpowiednika na zachodnim stoku Kępy Fortecznej glina ta nie ujawnia śladów struktury warstwowej. Analiza ułożenia głazików wykazała, że ich osie dłuższe są w większości przypadków nachylone ku środkowi zagłębienia pod kątem zgodnym lub mniejszym w stosunku do jego zbocza (ryc. 27 — *b*). Jednakże orientacja dłuższych osi głazików w glinie wypełniającej centralną część zagłębienia jest różnokierun-



Ryc. 25. Nowe Marzy. Odkrywka *A*

1 — glina morenowa, brunatna, *2* — piasek drobnoziarnisty, *3* — mulek ilasty, ciemnobrązowy, smugowany mułkiem piaszczystym, *4* — szarozielona morena ablacyjno-soliflukcyjna, *5* — piaski drobnoziarniste z ziarnami żwirów

Nowe Marzy. Exposude *A*

1 — brown till, *2* — fine-grained sand, *3* — dark-brown clayey silt streaked with sandy silt, *4* — grey-green superglacial till, *5* — fine-grained sand with gravel grains

kowa, a kąty ich nachyleń przekraczają niejednokrotnie nachylenie zbocza (lub spągu gliny), pewna ich ilość jest nawet ustawiona pionowo. Przyczyna tego zjawiska wiąże się prawdopodobnie ze zmieniającymi się w dół stoku kierunkami nacisku spływających mas skalnych, spowodowanymi bądź zetknięciem się różnokierunkowych strumieni błot-

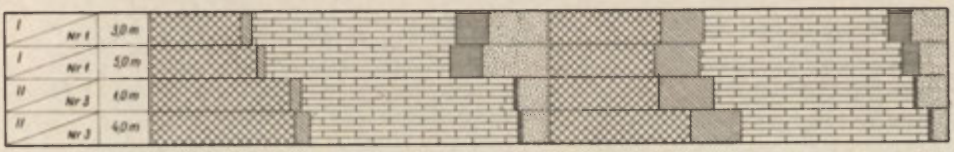
http://rcin.org.pl

nych, bądź zróżnicowaną w przekroju podłużnym strumienia prędkością ruchu osadu (por. A. Jahn 1970).

Na podstawie danych dotyczących pozycji stratygraficznej omawianej gliny, jej sytuacji paleomorfologicznej, stosunków miąższości, ułożenia dłuższych osi głazików, jak również różnic skadu petrograficznego i uziarnienia w stosunku do moreny ablacyjnej subakwatycznej, można ją określić jako morenę ablacyjno-soliflukcyjną, tzn. morenę ablacyjną (subaeralną), przemieszczoną soliflukcyjnie na stokach martwej i rozczłonkowanej już czaszy lodowej.

Właściwości strukturalne podścielających tę glinę piasków oraz charakter kontaktu między tymi dwoma różnogenetycznymi typami utworów pozwalają na próbę bardziej szczegółowej rekonstrukcji panujących wówczas stosunków paleomorfologicznych i paleoklimatycznych. Glina

Pg / Nw	gw	ø 5–10 mm												ø 2–5 mm											
		Kr		Kw		W		Mp		Op		O/K	K/W	Kr		Kw		W		Mp		Op		O/K	K/W
		g	%	g	%	g	%	g	%	g	%			g	%	g	%	g	%	g	%	g	%		
I Nr 1	3,0 m	144	23,2	19	3,1	320	51,4	50	8,0	89	14,3	2,80	0,51	305	28,1	121	11,2	506	46,7	60	5,5	92	8,5	1,55	0,84
I Nr 1	5,0 m	240	27,3	14	1,8	359	46,8	60	8,4	125	16,2	2,45	0,62	320	26,0	146	11,8	637	51,7	50	4,0	79	6,5	1,80	0,73
II Nr 3	1,0 m	209	35,7	15	2,5	315	53,8	4	0,5	43	7,5	1,82	0,71	160	27,4	77	13,2	302	51,7	3	0,5	42	7,2	1,46	0,78
II Nr 3	4,0 m	189	36,9	18	3,5	273	53,2	4	0,8	29	5,6	1,48	0,76	245	35,0	92	13,0	336	48,0	3	0,4	25	3,6	1,08	1,00



Ryc. 26. Nowe Marzy. Skład petrograficzny glin morenowych
Nw — numer kolejny warstwy w odkrywce (ryc. 24), objaśnienie pozostałych symboli przy ryc. 5

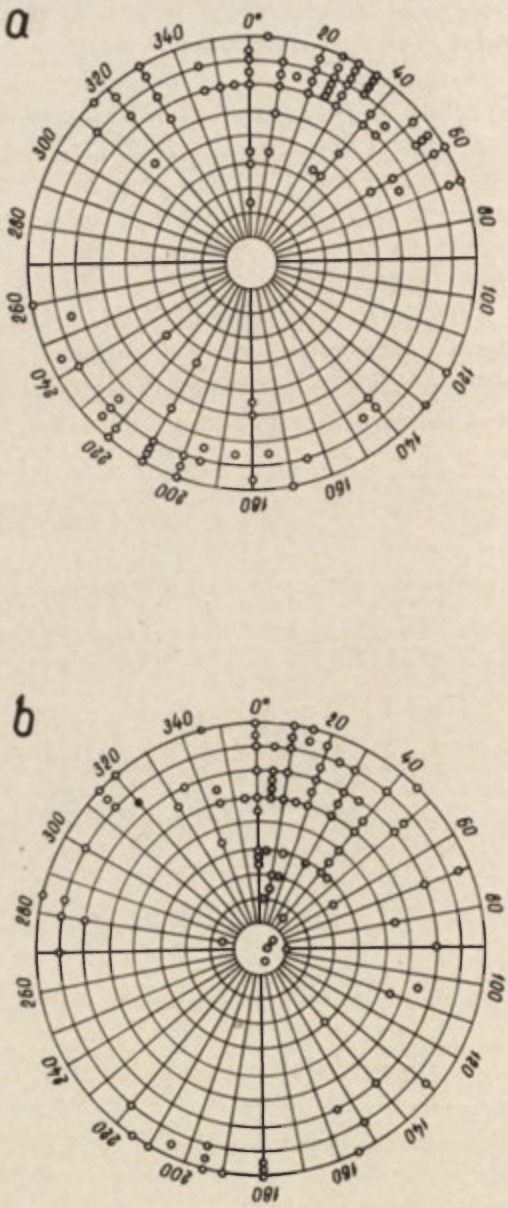
Nowe Marzy. Petrographic composition of tills
Nw — successive number of layer in the exposure (fig. 24); explanation of other symbols to be found with fig. 5

ablacyjno-soliflukcyjna leży na osadach piaszczystych, warstwowanych zgodnie z nachyleniem zbocza kopalnego zagłębienia (fot. 9). Duży kąt upadu warstewek, przekraczający miejscami naturalny kąt zsypu osadów piaszczystych (35—52°), jak też występujące miejscami zaburzenia typu spływowego pozwalają interpretować te osady jako akumulowane *in situ* utwory ablacyjne. Powstanie ich należałoby wiązać ze spływami wytopionego z lodu i rozmytego przez wodę materiału skalnego na zboczach zagłębienia międzylodowego.

Glina ablacyjno-soliflukcyjna, która rejestruje już dalszy etap zaniku czaszy lodowej, została osadzona prawdopodobnie na powierzchni

http://rcin.org.pl

lodu autochtonicznego (zimowego), konserwującego przez pewien okres zagłębienie międzylodowe. Okres ten przypadł zapewne na jakieś zimne wahnienie klimatyczne w czasie zanikania przedostatniego na rozpatrywanym terenie lądolodu sprzyjające całkowitemu zamarznięciu płytkich zbiorników wodnych. Wytapianie się lodu zimowego, związane z ponownym ociepleniem klimatu i wzmożeniem ablacji, rozpoczęło się w końcowej fazie akumulacji gliny ablacyjno-soliflukcyjnej i trwało jeszcze po ustaniu procesów soliflukcyjnych, kiedy nad masami spływającego materiału morenowego rozwinął się po raz drugi zbiornik wodny. Na rzecz takiej interpretacji zdają się świadczyć z jednej strony nienaruszona pierwotna struktura sedymentacyjna piasków ablacyjnych i ich ostry, lecz zgod-



Ryc. 27. Nowe Marzy. Diagramy ułożenia głazików w glinach morenowych

a — glina morenowa denna (ryc. 24 — *1*), *b* — morena ablacyjno-soliflukcyjna (ryc. 24 — *3*)

Nowe Marzy. Till-fabric diagrams

a — lodgment till (fig. 24 — *1*), *b* — superglacial-solifluction till (fig. 24 — *3*)

ny kontakt z nadległą gliną ablacyjno-soliflukcyjną, z drugiej zaś — wzrost miąższości tej gliny i wyżej leżących mułków ilastych w kierunku centrum zagłębienia.

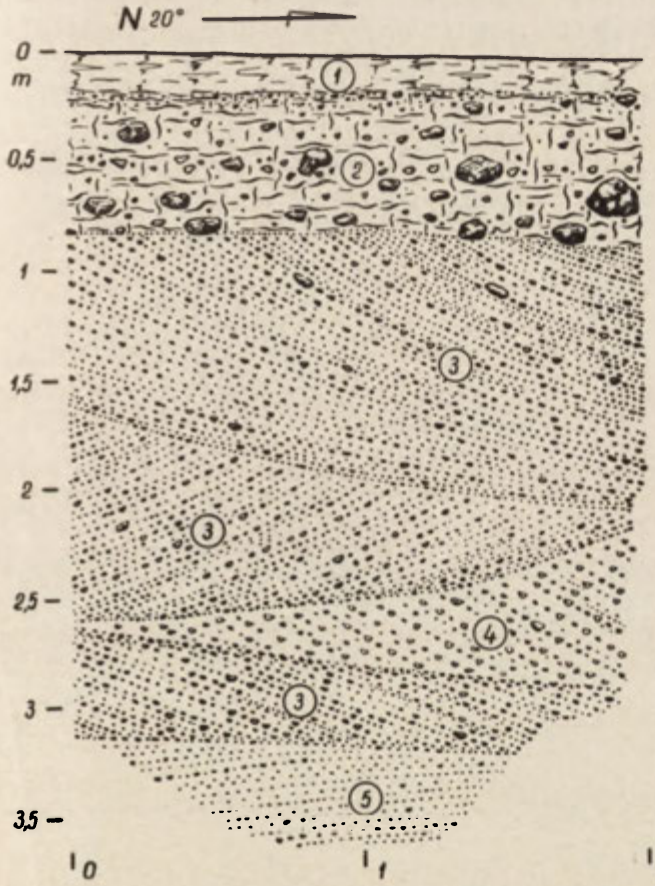
Omówione fakty dowodzą, że procesy akumulacyjne związane z arealnym zanikaniem czaszy przedostatniego na badanym terenie lądolodu przebiegały tu, analogicznie jak na zachodnim stoku Kępy Fortecznej,

http://rcin.org.pl

w dwu etapach. Pierwszy etap utrwalony został w osadach piaszczystych typu ablacyjnego, drugi — w osadach morenowych o charakterze ablacyjno-soliflukcyjnym i w utworach zastoiskowych.

Górna glina lodowcowa o cechach typowej moreny dennej wiąże się z ostatnim, najmłodszym na tym terenie nasunięciem lodowcowym.

Zupełnie inaczej przedstawia się budowa geologiczna zachodniej części kępy Górnej Grupy w obrębie teras rzecznych o wysokości 60, 55,



Ryc. 28. Górna Grupa. Ściana żwirowni w obrębie terasy rzecznej o wysokości 60 m n.p.m.

1 — humus, *2* — osady gliniasto-piaszczysto-żwirowe, *3* — piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirem i głazikami oraz toczeńcami brązowego mułku ilastego, *4* — żwir piaszczysty z głazikami, *5* — piasek średnioziarnisty z domieszką żwiru

Górna Grupa. Gravel-pit wall within river terrace of an altitude of 60 m a.s.l.

1 — humus, *2* — loamy sand-gravel deposits, *3* — medium- and coarse-grained sands with gravel, pebbles and balls of brown clayey silt, *4* — sandy gravel with pebbles, *5* — medium-grained sand with gravel admixture

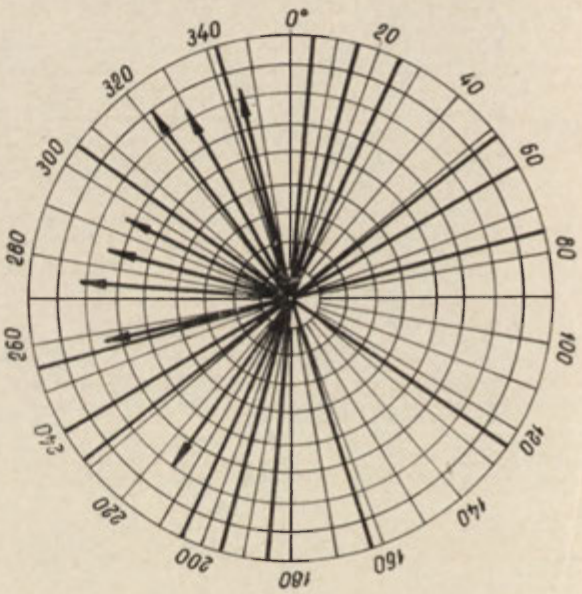
i 50 m. n.p.m. (IX, VIII, VII). Strukturę osadów budujących tę część kępy ukazuje zachodnia ściana żwirowni usytuowanej przy drodze z Górnej Grupy do Mniszka (ryc. 2 i 28). Pod pokrywą osadów gliniasto-piaszczysto-żwirowych (ryc. 28 — *2*) o miąższości 70—90 cm występuje typowy materiał fluwioglacjalny, składający się z warstwowanych przekątnie piasków różnoziarnistych ze żwirem (ryc. 28 — *3-5*). Struktura i tekstura tych osadów wskazują, że zostały one osadzone przez stru-

http://rcin.org.pl

mienie wód o zmiennych kierunkach i niestałym natężeniu prądu. Zmienność tę odzwierciadlają różnice składu mechanicznego osadów i rozcięcia erozyjne poszczególnych warstw. Azymuty biegów lamin zbliżają się do kierunku południkowego, upady zaś zamykają się w sektorze NW—SW od 19° do 30° (ryc. 29).

W ścianach szeregu innych żwirowni na północo-zachód od Górnej Grupy prześledzić można profil tych osadów do głębokości 19—20 m od powierzchni terenu. Uwidacznia się tu analogiczna zmienność struktury materiału tak w kierunku pionowym, jak i poziomym. Dominuje warstwowanie przekątne, niewielkie tylko ławice piasków mają warstwowanie poziome. Upady warstewek zamykają się w sektorze NW—SW (ryc. 29).

Wiek i pozycję stratygraficzną osadów fluwioglacjalnych Górnej Grupy określają z jednej strony przesłanki geologiczne, z drugiej — geo-



Ryc. 29. Górna Grupa. Diagram biegów i upadów warstw

Górna Grupa. Diagram of strikes and dips of layers

morfologiczne. Podstawę interpretacji geologicznej stanowi wiercenie Instytutu Geologicznego z roku 1957, zlokalizowane w poziomie terasy górnej (IX) o wysokości 60 m n.p.m. Stropowa część profilu przewierconych osadów w nawiązaniu do osadów odsłoniętych w żwirowniach i na stoku wschodnim kępy przedstawia się następująco:

0—26,2 m — żwiry i piaski (eksploatowane w żwirowniach do głębokości około 20 m w najbliższym sąsiedztwie otworu)

26,2—26,4 m — głazy

http://rcin.org.pl

26,4—39,5 m — piasek drobnoziarnisty (należący do przewodniego poziomu międzymorenowego).

Poniżej, do głębokości 57,0 m występują starsze utworzy plejstoceńskie podścielone bezpośrednio miocenem.

Z geomorfologicznego punktu widzenia istotne znaczenie posiada rynna subglacjalna Jeziora Fletnowskiego. Jak uwidacznia to szkic geomorfologiczny (ryc. 1), rynna ta, biorąca początek na wysoczyźnie morenowej w okolicach Bzowa, przebiega przez całą zachodnią część Basenu Grudziądzkiego, rozcinając po drodze zarówno nisko położoną terasę rzeczną (IV), jak i zbudowane z omówionych osadów żwirowo-piaszczystych górne terasy rzeczne o wysokości 60, 55 i 50 m n.p.m. Fakt ten ma dużą wymowę paleogeograficzną, albowiem dowodzi nie tylko akumulacji osadów żwirowo-piaszczystych przed ostatnim nasunięciem lądolodu, ale zdaje się także dostarczać argumentu na starsze założenie morfologiczne kępy. To ostatnie zagadnienie szerzej omówiono w rozdziale VIII.

Kwestia przynależności osadów żwirowo-piaszczystych Górnej Grupy do osadów starszych od najmłodszego poziomu morenowego łączy się ściśle z zagadnieniem ich genezy. Pewne światło na to zagadnienie rzuca poprzeczny przekrój geologiczny kępy Górnej Grupy, skonstruowany na podstawie obserwacji terenowych i materiałów wiertniczych (ryc. 23). Wynika z niego, iż osady żwirowo-piaszczyste wypełniają dużą formę wklęsłą, wyciętą w piaskach przewodniego poziomu międzymorenowego. Uwzględniając strukturę wewnętrzną wypełniających tę formę osadów, która wskazuje na ruch wody w kierunku poprzecznym do osi morfologicznej doliny Wisły, jak również leżącą na dnie warstwę głazów, zapewne o charakterze *residuum* morenowego, należy wnioskować, że forma erozyjna i osady ją wypełniające są dziełem wód lodowcowych. Odpowiednie warunki dla przepływu tych wód stwarzać mogły jedynie masy lodu lodowcowego w czasie arealnego zanikania czaszy lodowej w przedostatnim okresie deglacjacji omawianego terenu. Brak śladów osiadania materiału skłania do przypuszczenia, że procesy odbywały się albo w warunkach subglacjalnych, albo w przestrzeni pomiędzy bryłami martwego lodu.

Nasuwa się pytanie, w którym etapie deglacjacji miała miejsce powyższa działalność erozyjno-akumulacyjna wód lodowcowych? Brak w osadach zaburzeń grawitacyjnych lub glacitektonicznych, które można by było wiązać z wcześniejszym rozwojem i zasypaniem formy kopalnej czy też zakonserwowaniem jej przez martwy lód, zdają się wskazywać, że miała ona miejsce w końcowym, trzecim etapie przedostatniego okresu deglacjacji. Interpretację taką potwierdza odkrywka w Rządzu

http://rcin.org.pl

na Kępie Strzemięcińskiej, przedstawiona i omówiona w dalszej części niniejszego rozdziału.

Na uwagę zasługują znalezione w osadach żwirowo-piaszczystych kępy Górnej Grupy szczątki fauny mięczaków i ssaków kopalnych. Zidentyfikowane skorupki mięczaków reprezentują według opisu A. Jentzscha (1901) następujące gatunki: *Cardium edule, Cyprina islandica* i *Cardium echinatum*. Z żwirowni w Górnej Grupie pochodzą również szczątki następujących ssaków (wg katalogu K. Kowalskiego 1959): *Rhinoceros merckii* Jäger, *Equus caballus* L., *Cervus elaphus* L., *Megacerus* sp., *Alces* sp., *Colus saiga* var. *prisca* Nehring, *Bison priscus* Bojanus, *Bos* sp., *Elephas primigenius* Blumenbach.

Obecność szczątków mięczaków potwierdziły przeprowadzone badania terenowe. Pobrane ze żwirowni na północ od kościoła w Górnej Grupie skorupki i fragmenty skorupek mięczaków reprezentują według oznaczeń I. Brodniewicz (informacja ustna — 1969) następujące gatunki: *Cardium lamarcki* (Reeve), *Venerupis aurea senescens* (Cocc) i *Cyprina islandica* (L.)? Występowały one w ławicy przekątnie warstwowanych żwirów na głębokości 1,5—2,5 m od powierzchni terenu.

Nie ulega wątpliwości, że wszystkie szczątki malakofauny, jak też szczątki kostne ssaków kopalnych występują na złożu wtórnym. Były one akumulowane wraz z osadem mineralnym, o czym przekonuje m.in. ułożenie skorupek mięczaków, których osie dłuższe nachylone są zgodnie z upadem lamin, z nieznacznym odchyleniem w kierunku przeciwnym do ruchu wody.

A. Jentzsch (1901), który jako pierwszy opisał szczątki fauny plejstoceńskiej Górnej Grupy, związał ich pochodzenie z procesem sedymentacji rzecznej w późnoglacjalnych fazach rozwoju doliny dolnej Wisły. Interpretację taką przyjęli w większości późniejsi badacze niemieccy (R. Hermann 1914, P. Sonntag 1919). W świetle przedstawionych i omówionych faktów interpretację tę należy uznać za błędną.

Główne wyniki niniejszego podrozdziału sprowadzają się do następujących wniosków:

1. Kępa Górnej Grupy składa się z dwu różniących się pod względem geologicznym części, a mianowicie: z wyższej południo-wschodniej, której profil litostratygraficzny nawiązuje do profili pozostałych kęp, i niższej północo-zachodniej, obejmującej obszary erozyjnych teras rzecznych, od górnych po środkowe (IX—V), zbudowanych w swoim trzonie z osadów żwirowo-piaszczystych, włożonych w kopalną formę erozyjną.

2. W partii kulminacyjnej kępy od około 63,0 m do 77,3 m n.p.m. występują osady ostatniego na badanym terenie lądolodu.

http://rcin.org.pl

3. Najważniejszą rolę w ewolucji morfologicznej kępy odegrały procesy deglacjacji arealnej związane z zanikiem przedostatniego na badanym obszarze lądolodu.

4. Zanikanie przedostatniego lądolodu przebiegało w kilku etapach. Pierwszy etap reprezentują w profilu Nowych Marzów osady piaszczyste typu ablacyjnego, drugi — glina ablacyjno-soliflukcyjna i ciemnobrązowe mułki ilaste. Żwiry i piaski wypełniające depresję kopalną Górnej Grupy były osadzone przypuszczalnie w następnym, trzecim z kolei etapie deglacjacji.

5. Występujące w warstwowanych osadach żwirowo-piaszczystych Górnej Grupy szczątki mięczaków i ssaków plejstoceńskich zostały osadzone równocześnie z materiałem mineralnym w środowisku wód lodowcowych płynących w szczelinach międzybryłowych lub kanałach subglacjalnych zanikającej czaszy lodowej.

KĘPA STRZEMIĘCIŃSKA

W płaszczyźnie poziomej Kępa Strzemięcińska posiada kształt owalny, wydłużony wzdłuż koryta Wisły z południo-zachodu na północo-wschód (ryc. 1). Długość jej, łącznie z przyległymi terasami wyższymi od teras nadzalewowych (począwszy od IV), wynosi około 5 km, maksymalna szerokość dochodzi do 1,5 km. Punkt kulminacyjny kępy osiąga 79,5 m n.p.m., co w stosunku do przeciętnego poziomu przyległego dna zalewowego doliny (19 m. n.p.m.) daje wysokość względną około 61 m. W kierunku koryta Wisły Kępa Strzemięcińska opada stromym, podciętym erozyjnie stokiem, osiągającym maksymalnie 55 m wysokości (ryc. 4). Przeciwległe stoki są łagodne, urozmaicone szeregiem stopni terasowych. Kąty nachyleń wahają się na stoku zachodnim od 45° do 85°, na wschodnim od 3° do 25°. Spośród teras rzecznych rozwiniętych w obrębie Kępy Strzemięcińskiej na uwagę zasługuje terasa V (35—36 m. n.p.m.), zajmująca rozległy obszar w południowej części kępy w okolicach Rządza.

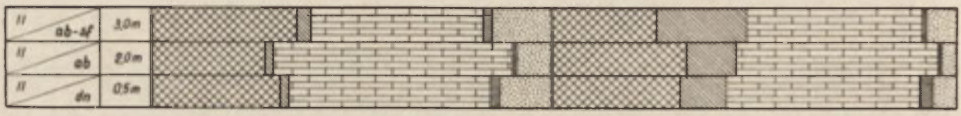
Najważniejsze odsłonięcia orientujące w stosunkach stratygraficznych Kępy Strzemięcińskiej znajdują się na jej stokach północnym i zachodnim. Na ich podstawie sporządzono profil morfologiczno-stratygraficzny (ryc. 4). Przewodni horyzont tego profilu odsłania się w znanym z literatury wyrobisku cegielni „Kalinkowa" na stoku północnym kępy (M. Limanowski 1922, R. Galon 1934). Eksploatowane złoże szarych iłów warwowych ma obecnie około 15 m miąższości, a strop jego jest wzniesiony około 35 m. n.p.m. Ku górze iły przechodzą stopniowo w mułek piaszczysty, następnie w poziomo warstwowane piaski drobnoziarniste, które w wysokiej ścianie południo-zachodniej wyrobiska osiągają około

http://rcin.org.pl

15—18 m miąższości. Powyżej leży dwudzielny pokład gliny morenowej, szarej na górze, o miąższości około 2 m, i czerwonobrunatnej u dołu, do 1,5 m miąższej. Granica pomiędzy tymi dwiema warstwami uwidacznia się jedynie w postaci zmiany zabarwienia.

Na przynależność powyższych glin do drugiego pokładu morenowego w profilu stratygraficznym zlodowacenia bałtyckiego wskazuje zarówno ich położenie ponad przewodnim poziomem piasków i iłów warwowych, jak i skład petrograficzny frakcji żwirowej (ryc. 30). Górna warstwa gliny morenowej (ryc. 30 — *ab*) charakteryzuje się mniejszą wartością

Pg / Fm	gw	ϕ 5-10 mm												ϕ 2-5 mm											
		Kr		Kw		W		Mp		Op		O/K	K/W	Kr		Kw		W		Mp		Op		O/K	K/W
		g	%	g	%	g	%	g	%	g	%			g	%	g	%	g	%	g	%	g	%		
II ab-sf	3,0 m	222	35,6	22	3,6	268	42,8	14	2,3	98	15,7	1,55	0,98	112	25,7	101	23,1	188	43,0	4	0,9	32	7,3	1,07	1,43
II ab	2,0 m	108	28,7	9	2,4	225	59,9	4	1,1	30	7,9	2,21	0,58	203	32,8	78	12,6	310	50,2	4	0,7	23	3,7	1,80	0,90
II dn	0,5 m	191	31,9	14	2,5	298	50,1	15	2,5	77	13,0	1,90	0,69	238	31,7	85	11,3	383	48,3	24	3,2	41	5,5	1,32	0,98



Ryc. 30. Strzemięcin. Skład petrograficzny glin morenowych
ab—sf — morena ablacyjno-soliflukcyjna, objaśnienie pozostałych symboli przy ryc. 5
Strzemięcin. Petrographic composition of tills
ab—sf — superglacial-solifluction till; explanation of other symbols to be found with fig. 5

wskaźnika O/K we frakcji 2—5 mm niż we frakcji 5—10 mm (odpowiednio 2,21 i 1,20) i większą wartością wskaźnika K/W we frakcji 5—10 mm w stosunku do frakcji 2—5 mm (odpowiednio 0,52 i 0,90). Podobną, lecz znacznie słabiej wyrażoną różnicę wartości wskaźników petrograficznych wykazuje dolna warstwa gliny (ryc. 30 — *dn*): O/K wynosi 1,90 i 1,32, K/W — 0,69 i 0,89. Cechą, która różni obie warstwy glin, jest znacznie większy udział skał osadowych niewapiennych, zwłaszcza margli piaszczystych, w dolnej warstwie. Na podstawie podobieństwa cech petrograficznych z drugim pokładem morenowym w profilach Morska, Dolnych Sartowic i Górnych Sartowic należy górną warstwę zaliczyć do moreny ablacyjnej, dolną zaś — do gliny morenowej dennej.

Wyższą część profilu stratygraficznego ukazuje ściana niszy osuwiskowej koło osiedla Strzemięcin, gdzie krawędź kępy osiąga maksymalną wysokość 72—73 m n.p.m. Bezpośrednio pod warstwą humusową występuje tu glina o zabarwieniu szarozielonym z odcieniem brunatnym, która pod względem petrograficznym nawiązuje do gliny ablacyjno-soliflukcyjnej występującej na Kępie Fortecznej i kępie Górnej Grupy

http://rcin.org.pl

Fot. 1. Widok z Kępy Fortecznej na północną część Basenu Grudziądzkiego. Na dalszym planie po prawej stronie Wisły widoczne kontury półwyspu wysoczyznowego, tzw. „Gór Łosiowych"

View from Kępa Forteczna of northern part of Grudziądz Basin. In the background on right side of the Vistula: outline of moraine plateau peninsula, so-salled "Łosiowe Mountains"

Fot. 2. Widok z kępy Górnej Grupy na równinę zalewową Wisły. Na dalszym planie zarysy Kępy Strzemięcińskiej

View from kępa of Górna Grupa of Vistula's flood-plain. In the background: outline of Kępa Strzemięcińska

http://rcin.org.pl

Fot. 3. Zbocze doliny Wisły w Morsku (na wschód od Świecia). Widoczny drugi dwudzielny pokład morenowy wraz z nadległymi iłami warwowymi

a — morena ablacyjna, *b* — glina morenowa denna, *w* — iły warwowe

Vistula valleyslope at Morsk (east of Świecie). The second bipartite till strata together with overlying varved clays is visible

a — superglacial till, *b* — lodgment till, *w* — varved clays

http://rcin.org.pl

Fot. 4. Górne Sartowice. Struktury typu obciążeniowego w osadach jezior glacjalnych (ryc. 10 — *14*)

Górne Sartowice. Load-cast structures in glacial lake deposits (fig. 10 — *14*)

http://rcin.org.pl

Fot. 5. Dolne Sartowice. Stropowa część profilu drugiego pokładu morenowego (ryc. 7)

b_3 — glina morenowa inglacjalna, c_1 — morena ablacyjna (subakwatyczna) leżąca *in situ*, c_2 — morena ablacyjna (subakwatyczna) spływowa

Dolne Sartowice. Upper part of the second till strata (fig. 7)

b_3 — inglacial till, c_1 — superglacial (subaquatic) till lying *in situ*, c_2 — superglacial (subaquatic) flowtill

http://rcin.org.pl

Fot. 6. Parsk. Ślady warstwowania w soliflukcyjnie przemieszczonej morenie ablacyjnej
Parsk. Traces of stratification in solifluctionally redeposited superglacial till

http://rcin.org.pl

Fot. 7. Nowa Wieś. Typ litologiczny osadów fluwioglacjalnych spojonych węglanem wapnia. Kierunek upadu warstw zgodny z nachyleniem wschodniego stoku Kępy Fortecznej. Skala — 30 cm

Nowa Wieś. Lithologic type of fluvioglacial deposits cemented with calcium carbonate. Bearing of dip line corresponds to inclination of eastern slope of Kępa Forteczna. Scale — 30 cm

http://rcin.org.pl

Fot. 8. Nowa Wieś. Niezgodne ułożenie spojonych węglanem wapnia osadów fluwioglacjalnych na piaskach drobnoziarnistych przewodniego poziomu międzymorenowego (również scementowanych w stropie)

Nowa Wieś. Disconformable arrangement of calcium carbonate-cemented fluvioglacial deposits on fine-grained sands of the key intra-till horizon (also cemented in the top)

http://rcin.org.pl

Fot. 9. Nowe Marzy. Struktura piaszczystych osadów ablacyjnych i ich kontakt z moreną ablacyjno-soliflukcyjną (odkrywka *B* — ryc. 24). Skala — 1 m

Nowe Marzy. Structure of sand superglacial deposits and their contact with superglacial-solifluction till (exposure *B* — fig. 24). Scale — 1 m

http://rcin.org.pl

Fot. 10. Rządz. Fragment południowej ściany żwirowej (ryc. 31)

A — Seria osadów lodowcowych i wodnolodowcowych leżących *in situ*; *B*, *C*, *D* i *E* — serie osadów zasypania kopalnej formy erozyjnej

Rządz. Part of gravel-pit southern wall (fig. 31)

A — series of glacial and fluvioglacial deposits lying *in situ*; *B*, *C*, *D*, *E* — series of deposits filling the erosional fossil form

http://rcin.org.pl

Fot. 11. Rządz. Struktura redeponowanych *en bloc* piaszczystych osadów ablacyjnych typu spływowego (ryc. 31 — *6*)

Rządz. Structure of ablation sand deposits originated in result of flowage, redeposited *en bloc* (fig. 31 — *6*)

http://rcin.org.pl

Fot. 12. Rządz. Struktura osadów typu „crevasse fillings" (ryc. 31 — *1-6*). Skala — 1 m

Rządz. Structure of "crevasse fillings" type of deposits (fig. 31 — *1-6*). Scale — 1 m

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

(ryc. 30 — *ab-sf*, ryc. 22 i 26). Miąższość tej gliny osiąga w odsłonięciu około 5 m, lecz w miarę obniżania się powierzchni kępy — jak wykazały obserwacje terenowe i wiercenia — stopniowo maleje aż do całkowitego wyklinowania się. Poniżej występuje seria utworów zastoiskowych, składająca się z naprzemianległych warstw żółtych, lessopodobnych mułków i ciemnobrązowych iłów o łącznej miąższości około 5 m, znana już z profili Sartowic (ryc. 7 i 10). Osady te spoczywają z kolei na 4—5 metrowym pokładzie gliny morenowej,nawiązującym do dwudzielnej gliny morenowej w odsłonięciu cegielnianym.

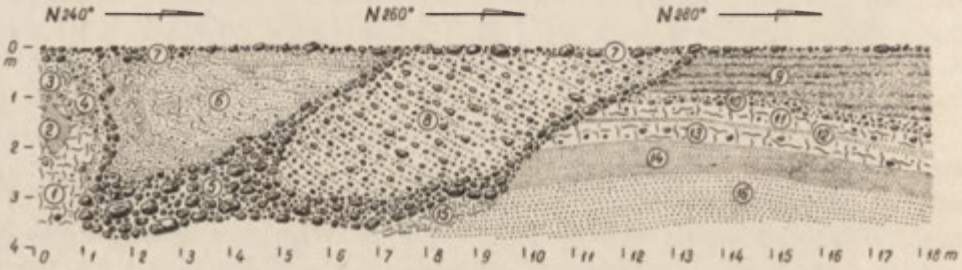
Opisany powyżej profil uzupełniają głębsze wiercenia ze Strzemięcina. Rejestrują one spąg szarych iłów warwowych (eksploatowanych między innymi w cegielni „Kalinkowa") na poziomie od 4,1 do 7,8 m n.p.m. Poniżej zalegają utwory piaszczyste ze szczątkami skorupek mięczaków, reprezentujące według interpretacji A. Jentzscha (1901) i R. Galona (1934) interglacjał eemski. Pogląd ten potwierdziły wstępne datowania florystyczne osadów organogenicznych w Grudziądzu-Mniszku i Rządzu (E. Drozdowski, K. Tobolski 1972).

Jak z powyższego wynika, na Kępie Strzemięcińskiej brak górnego najmłodszego pokładu morenowego, a największe rozprzestrzenienie mają osady związane wiekowo z akumulacją drugiego pokładu morenowego. Dokładniejsze poznanie charakteru genetyczno-facjalnego tych osadów umożliwiają żwirownie w południowej części Kępy Strzemięcińskiej, w obrębie terasy V o wysokości 35—36 m n.p.m. (ryc. 1 i 2). Pod pokrywą akumulacyjną tej terasy zachowały się osady, które odzwierciedlają, jak się wydaje, w sposób bardzo instruktywny charakter i etapowość przebiegu ówczesnych procesów zaniku czaszy lodowej. Główne odsłonięcie zlokalizowane jest w południowej części obszernego wyrobiska żwirowni w Rządzu. Występujące tu utwory lodowcowe i wodnolodowcowe wypełniają ściętą erozyjnie na poziomie około 33 m n.p.m. lokalną zaklęsłość podłoża lodowcowego o średnicy do 60 m i maksymalnej głębokości około 5 m (fot. 10), uformowaną w piaskach drobnoziarnistych przewodniego poziomu międzymorenowego. Wschodnią część tego przekroju przedstawia ryc. 31.

Ogólnie biorąc, można tu wyodrębnić 5 wyraźnie różniących się między sobą serii sedymentacyjnych (fot. 10), a mianowicie: seria *A* — leżących *in situ* osadów lodowcowych i wodnolodowcowych (ryc. 31 — 14-9), seria *B* — grawitacyjnie przemieszczonych głazów i żwirów powstałych z rozmycia moreny (ryc. 31 — *5*), seria *C* — osuniętych *en bloc* osadów akumulacji rzeczno-jeziorno-lodowcowej (ryc. 31 — *8*), seria *D* — osuniętych *en bloc* piaszczystych osadów ablacyjnych (ryc. 31 — *6*), seria *E* — osadów morenowych i żwirowo-piaszczystych typu „crevasse fillings" (ryc. 31 — *1-4*).

http://rcin.org.pl

Stratygraficzną pozycję osadów określa przede wszystkim seria *A*, leżąca w pierwotnym zagłębieniu podłoża lodowcowego, uformowanym w piaskach drobnoziarnistych (ryc. 31 — *16*). Piaski te wraz z niżej leżącymi iłami warwowymi (odsłoniętymi m. in. w krawędzi nadwiślańskiej kępy w odległości ok. 1 km od omawianej odkrywki) reprezentują



Ryc. 31. Rządz. Fragment południowej ściany żwirowni

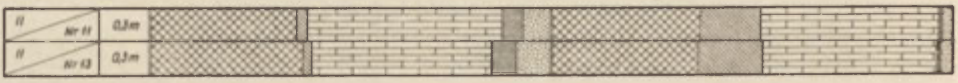
1 — glina morenowa, *2* — piasek drobnoziarnisty, *3* — glina morenowa piaszczysta, słabo spoista, *4* — żwir piaszczysty przechodzący bocznie i ku dołowi, *5* — żwir z głazami, *6* — piaski różnoziarniste z ziarnami żwirów i głazikami, *7* — powierzchnia erozyjna terasy rzecznej z warstwą bruku morenowego, *8* — rytmicznie warstwowane żwiry piaszczyste z głazikami i piaski z domieszką żwirów i grudek mułków ilastych, *9* — mułki ilaste o strukturze warwowej, *10* — piaski różnoziarniste z domieszką żwiru, w spągu głazy, *11* — glina morenowa, *12* — piasek drobnoziarnisty, *13* — glina morenowa, *14* — piasek mułkowaty, *15* — piasek gliniasty, *16* — piasek drobnoziarnisty

Rządz. Part of southern gravel-pit wall

1 — till, *2* — fine-grained sand, *3* — weakly compact sandy till, *4* — sandy gravel passing labterally and downaward into, *5* — gravel with boulders, *6* — various-grained sands with gravels and pebbles, *7* — erosional surface of river terrace with boulder and gravel pavements, *8* — rhytmically stratified sandy gravels with pebbles and sands with admixture of gravels and lumps of clayey silt, *9* — varve-structured clayey silts, *10* — various-grained sand with gravel admixture; in the bottom: boulders, *11* — till, *12* — fine-grained sand, *13* — till, *14* — silty sand, *15* — loamy sand, *16* — fine-grained sand

przewodni horyzont stratygraficzny plejstocenu dolnego Powiśla — tzw. II fluwioglacjał. W części spągowej serii *A* występują dwie warstwy

Pg / Nw	gm	ϕ 5-10 mm												ϕ 2-5 mm											
		Kr		Kw		W		Mp		Op		O/K	K/W	Kr		Kw		W		Mp		Op		O/K	K/W
		g	%	g	%	g	%	g	%	g	%			g	%	g	%	g	%	g	%	g	%		
II / Nr 11	0,3 m	93	35,4	7	2,7	126	48,2	12	5,0	18	6,7	1,55	0,80	256	36,6	105	15,1	313	44,7	6	1,1	19	2,5	0,94	1,15
II / Nr 13	0,3 m	222	38,8	12	2,1	257	44,7	32	6,0	52	8,5	1,46	0,91	254	35,3	111	15,7	317	44,8	6	1,1	20	2,9	0,95	1,14



Ryc. 32. Rządz. Skład petrograficzny glin morenowych

Nw — nr kolejny warstwy w odkrywce, objaśnienie pozostałych symboli przy ryc. 5

Rządz. Petrographic composition of tills

Nw — successive number of layer in the exposure; explanation of other symbols to be found with fig. 5

http://rcin.org.pl

glin morenowych, przedzielone piaskiem drobnoziarnistym (ryc. 31 — *13-11*). Miąższość niższej warstwy gliny wynosi 30—40 cm, wyższej — 30—50 cm, natomiast przedzielających je piasków — około 10 cm. Granice warstw są nieostre, gliny przechodzą stopniowo w dzielące je piaski. Obie warstwy glin okazują w swoich partiach spągowych delikatne warstwowanie i równoległą do spągu warstwy łupliwość. Strop górnej warstwy gliny ścięty jest równą, gładką powierzchnią i przykryty osadami żwirowo-piaszczystymi o miąższości 27—52 cm (ryc. 31 — *10*). W kontakcie z gliną utwór ten zawiera dużo głazów, których średnice dochodzą do 30 cm. Ku górze żwiry z głazami przechodzą w warstwowane przekątnie piaski średnioziarniste z domieszką żwirów, zapadające pod kątem 12—18° ku zachodowi.

Analizy składu petrograficznego frakcji żwirowej glin morenowych wskazują zarówno na jedność wiekowo-genetyczną obu warstw glin (ryc. 32), jak i na pokrewieństwo tych utworów z gliną morenową denną drugiego pokładu morenowego w Morsku, Sartowicach i Strzemięcinie (ryc. 6, 13, 14 i 30). Główną cechą jednoczącą powyższe osady jest duży udział skał osadowych niewapiennych, zwłaszcza margli piaszczystych we frakcji 5—10 mm (6,0 i 5,0%). Istnieją jednak pewne cechy różniące omawiane warstwy glin morenowych od odpowiadających im osadów w Morsku i Strzemięcinie. Wyraża je znaczny spadek zawartości skał osadowych i niewapiennych (*Mp* + *Op*) i stosunkowo duży wzrost udziału kwarców we frakcji 2—5 mm w odniesieniu do frakcji 5—10 mm. W konsekwencji różnice wielkości wskaźników O/K i K/W pomiędzy tymi frakcjami są właściwe raczej glinie morenowej typu ablacyjnego. Odrębności te wiążą się, być może, z dużym udziałem wody w swoistym dla omawianego zagłębienia procesie akumulacji subglacjalnej.

Najmłodszą jednostkę sedymentacyjną serii *A* reprezentują ścięte w poziomie erozyjnej powierzchni terasy ciemnobrązowe mułki ilaste z widoczną miejscami strukturą warwową (ryc. 31 — *9*). Ich miąższość rośnie stopniowo ku środkowi zagłębienia od około 1 do 1,5 m.

Następne z kolei serie *B*, *C*, *D*, i *E* wypełniają kopalną formę wklęsłą wyciętą przez wody roztopowe w podłożu szczeliny lodowcowej. W odróżnieniu od serii *A* te młodsze osady reprezentują w całości utwory pośredniej akumulacji lodowcowej, przerobione i przemieszczone przez wodę i ruchy grawitacyjne.

Serię *B* tworzy materiał głazowo-żwirowy o charakterze bruku morenowego (ryc. 31 — *5*) oraz występujące w brzeżnej partii zagłębienia piaski gliniaste (ryc. 31 — *15*). Masymalną miąższość osadów serii *B* stwierdzono w środku zagłębienia pod serią *E*, gdzie nie osiągnięto jeszcze ich spągu na głębokości 1,30 m. Znamienna jest forma występowania materiału głazowo-żwirowego i rozmieszczenie większych głazów. „War-

http://rcin.org.pl

stwy" dzielące serie *A* od *C*, *C* od *D* i *D* od *E* rozszerzają się stopniowo ku dołowi na kształt stożków usypiskowych i jednocześnie w tym samym kierunku rośnie stopniowo ilość i wielkość głazów. Poniżej serii *D* i *E* występują głazy największe, osiągające maksymalnie około 50 cm średnicy. Pozwala to wnioskować, że po wycięciu bruzdy w podłożu szczeliny lodowcowej i w czasie akumulacji serii *C* i *D* materiał ten przemieszczany był w postaci luźnego gruzu pod bezpośrednim działaniem siły ciężkości po zboczach lodowo-mineralnych szczeliny lodowcowej i w zależności od nachyleń tych zboczy podlegał procesom segregacji grawitacyjnej. Należy jednak zwrócić uwagę na dobre obtoczenie i zaokrąglenie skał krystalicznych, będące zapewne efektem burzliwego ruchu wody (A. Cailleux, J. Tricart 1962) w czasie poprzedzającym końcową depozycję tego materiału.

Genetycznie odrębne osady występują w seriach *C* i *D*. Serię *C* (ryc. 31 — *8*) tworzy pakiet rytmicznie warstwowanych żwirów piaszczystych z głazikami (warstwy o miąższości 7—15 cm) i piasków ze żwirem i grudkami iłu (warstwy o miąższości około 1 cm). Utwory te, odcinając się wyraźnie ostrą granicą od osadów serii *B*, zapadają w całości pod kątem 18° w kierunku północnym. Godne uwagi są odgięcia warstw ku górze w części zachodniej przemieszczonego pakietu.

Osady serii *C* wykazują duże podobieństwo do opisanych i sfotografowanych przez V. Okko (1955) osadów jezior marginalnych (lóns) Efstaffelsvatn i Gjanupsvatn przy krawędzi Hoffelsjökull na Islandii, składających się z rytmicznie ułożonych warstw głazów, żwiru i piasku, co według interpretacji tego badacza odzwierciedlało oscylacje krawędzi lodowcowej i związane z tym zmiany warunków hydrodynamicznych transportu materiału. Wydaje się, że podobnego typu warunki hydrodynamiczne transportu osadów panować mogły również w rzekach i przepływowych zbiornikach wodnych, istniejących efemerycznie w lodzie lub na jego powierzchni w obrębie zanikającej arealnie czaszy lodowej.

Serię *D* tworzy pakiet słabo wysortowanych osadów piaszczystych z występującymi gdzieniegdzie naciekowymi wytrąceniami węglanu wapnia (ryc. 31 — *6*). Seria ta składa się z naprzemianległych kilkucentymetrowych warstw piasków drobnoziarnistych z domieszką grubszych frakcji piaszczystych i żwirowych oraz cienkich warstewek o miąższości jednego do kilku milimetrów, piasków drobnoziarnistych z domieszką mułku. W płaszczyźnie upadu warstwy te zarysowują się w postaci schodkowych linii (fot. 11), których kąt nachyleń zmniejsza się stopniowo w kierunku zachodnim. Przy brzegach pakietu, zwłaszcza po jego stronie zachodniej, zostały one odgięte ku górze.

http://rcin.org.pl

Cechy strukturalno-teksturalne osadów serii *D* wskazują na ich genezę ablacyjną. Powstały one na stoku lodowym w wyniku spływania wytopionego z lodu i rozmytego przez wodę materiału skalnego w warunkach supraglacjalnych lub intraglacjalnych.

Przytoczone fakty pozwalają interpretować obie serie *C* i *D* jako redeponowane fragmenty większych ławic usypanych niegdyś na powierzchni martwego lodu lub — co jest bardziej prawdopodobne w przypadku serii *C* — w kanałach lub jaskiniach wydrążonych przez wodę wewnątrz lodu. W fazie zaawansowanego rozpadu czaszy lodowej osady te ześliznęły się w formie przemarzniętych, sztywnych bloków ku powstałej szczelinie, a następnie, kurcząc się i uplastyczniając wskutek rozmarzania, osiadły pod wpływem ciężaru własnego i nacisku nadległych mas skalnych. Świadczy o tym zarówno ostra granica pomiędzy omawianymi pakietami utworów serii *C* i *D* a osadami serii *B*, jak i występujące przy brzegach tych pakietów odgięcia warstw ku górze.

Końcową fazę wypełniania formy erozyjnej rejestruje seria *E*. Składa się z gliny morenowej przechodzącej bocznie w żwiry piaszczyste z głazami (ryc. 31 — *1-4*, fot. 12). Glina morenowa tej serii różni się wyraźnie od gliny osadzonej bezpośrednio przez lodowiec w serii *A*. W dolnej części jest zwięzła, ilasta, w górnej słabo spoista, spiaszczona, z wtrąceniami żwirów, piasków i mułków ilastych. Zawiera stosunkowo dużo chaotycznie ułożonych głazików i głazów, częstokroć całkowicie zdezintegrowanych pod wpływem mrozu.

Właściwości litologiczne osadów serii *E* oraz ich pozycja w przekroju geologicznym pozwalają zaliczyć je do utworów typu „crevasse fillings" (R. F. Flint 1957), osadzonych w szczelinie lodowej w drodze spływów i zsuwów w końcowym etapie deglacjacji. W osadach tych znaleziono sporą ilość stosunkowo dobrze zachowanych skorupek i fragmentów skorupek mięczaków kopalnych.

Przedstawione fakty upoważniają do wyciągnięcia ogólnego wniosku, że procesy akumulacji osadów przebiegały w obrębie rozpatrywanej zaklęsłości podłoża lodowcowego dwuetapowo. Pierwszy etap zapoczątkowała akumulacja dwu warstw glin morenowych w pierwotnym zagłębieniu podłoża lodowcowego. Stopniowe przejście litologiczne między bieniu podłoża lodowcowego. Stopniowe przejścia litologiczne między warstwami glin morenowych i piasków oraz podobieństwo składu petro- przerywane było fazami sedymentacji wodnej podczas jednego ciągłego procesu akumulacji subglacjalnej. Podobnego typu glinę morenową z licznymi przewarstwieniami piaszczystymi opisuje R. P. Kirby (1969a) z obszaru Midlothian w Szkocji, interpretując ją jako osad akumulowany w środowisku subglacjalnym topniejącego od spodu lądolodu.

http://rcin.org.pl

Po osadzeniu glin morenowych nastąpiła ożywiona działalność wód roztopowych, na co wskazuje warstwa osadów piaszczysto-żwirowych z brukiem morenowym w spągu (ryc. 31 — *10*).

Pierwszy zapisany w odkrywce etap akumulacji kończą utwory zastoiskowe. Wobec braku nadległych osadów trudno odpowiedzieć na pytanie, w jakich warunkach rozwinął się zbiornik wodny? Struktura i wykształcenie facjalne osadów zdają się wskazywać raczej na warunki subglacjalne, nie można jednak wykluczyć możliwości tworzenia się tych osadów w zbiorniku wodnym rozwiniętym w szczelinie lub otwartej ku górze jamie lodowcowej.

Drugi zarejestrowany w odkrywce etap akumulacji, przedzielony od etapu pierwszego bliżej nieokreślonym interwałem czasowym, w którym dokonywała się akumulacja osadów na powierzchni i we wnętrzu czaszy lodowej, zapoczątkowała ożywiona erozja wód roztopowych w szczelinie lodowcowej. Osady subglacjalne uległy erozji, powstała w nich bruzda, którą wypełniły następnie powstałe uprzednio osady intraglacjalne.

Wybitnie fluwioglacjalny charakter posiadają osady odsłaniające się pod pokrywą utworów akumulacji rzecznej w pozostałych ścianach wyrobiska żwirowni. Ich cechy strukturalne wskazują, że były one osadzone w warunkach wzrastającej intensywności odpływu wód roztopowych lodowca. Bliskość lodowcowego źródła materiału skalnego dokumentują niezgodnie ułożone na piaskach drobnoziarnistych ławice materiału grubookruchowego, zawierające niekiedy głazy, których średnice dochodzą do 1,5 m. Biegi tych ławic są zorientowane mniej więcej południkowo, a upady skierowane pod kątem 5—16° ku wschodowi i południo-wschodowi. Wśród żwirów spotyka się sporadycznie rozdrobnione szczątki skorupek mięczaków oraz różnokształtne wtrącenia gliny morenowej i brązowych mułków ilastych. W Strzemięcinie na wysokości około 60 m n.p.m. znajduje się opisana przez A. Jentzscha (1901) żwirownia (ryc. 2), w której znalazł on na wtórnym złożu następującą faunę mięczaków: *Cardium edule* L, *Cardium echinatum* L, *Nassa reticulata* L sp, *Paludina diluviana* Kunth i *Valvata piscinalis* Müll. Z tej samej żwirowni pochodzą również znalezione w 1889 r. zęby trzonowe mamuta (*Elephas primigenius*) i fragment prawego rogu jelenia (*Cervus megacerus*). Fauna mięczaków według opisu Jentzscha występowała w warstwowanych żwirach piaszczystych na głębokości 1,5—3,5 m od powierzchni terenu.

Jak zdołano ustalić z fragmentarycznie zachowanych odsłonięć nieczynnej już dziś żwirowni, utwory zawierające nierozpoznane szczątki mięczaków występują pod pokrywą bezstrukturalnych piasków drobnoziarnistych i wykształcone są w postaci warstwowanych żwirów z do-

http://rcin.org.pl

mieszką piasków i głazików. Dominuje warstwowanie przekątne, bieg warstw jest mniej więcej południkowy, a upad zachodni (przy nachyleniu 6—10°), a więc skierowany poprzecznie do osi doliny i przeciwnie do kierunku upadu warstw ze szczątkami malakofauny w Rządzu. Podobnie jak w Rządzu występują tu wśród żwirów duże głazy dowodzące bliskości lodowcowego źródła dostawy materiału. Największy egzemplarz, leżący na dnie żwirowni, ma średnicę 3,15 m.

Zorientowanie się w stosunkach stratygraficznych tego stanowiska fauny plejstoceńskiej umożliwia zlokalizowane w najbliższym sąsiedztwie żwirowni wiercenie studzienne „Hydrogeowiertu". Rejestruje ono pod opisanymi osadami piaszczysto-żwirowymi wielką 27-metrową serię piasków drobnoziarnistych, niżej ił szary o miąższości 18,2 m. Nie ulega zatem wątpliwości, że eksploatowane niegdyś żwiry z fauną plejstoceńską leżą w podobnej sytuacji stratygraficznej co opisany przekrój osadów lodowcowych i wodnolodowcowych w żwirowni w Rządzu. Różnice polegają jedynie na wyższym położeniu hipsometrycznym tych żwirów i przeciwnym kierunku odpływu wód lodowcowych, odpowiedzialnych za ich transport.

Reasumując omówione dotychczas fakty z obszaru Kępy Strzemięcińskiej należy podkreślić wnioski ogólne:

1. Cała Kępa Strzemięcińska zbudowana jest z osadów zlodowacenia bałtyckiego osiągających około 70 m miąższości.

2. Profil stratygraficzny Kępy Strzemięcińskiej reprezentują w sposób ciągły dolne poziomy stratygraficzne zlodowacenia bałtyckiego: przewodni poziom międzymorenowy, składający się z szarych iłów warwowych i warstwowanych piasków drobnoziarnistych oraz drugi pokład morenowy i odpowiadające mu wiekowo osady ablacyjne i fluwioglacjalne, których akumulacja dokonywała się w warunkach deglacjacji arealnej.

3. Utwory wypełniające kopalne zagłębienia podłoża lodowcowego w Rządzu osadzone zostały w dwu głównych etapach, przedzielonych bliżej nieznanym interwałem czasowym. Pierwszy etap został utrwalony w osadach lodowcowych i wodnolodowcowych złożonych *in situ*, (seria *A*), drugi — w osadach lodowcowych i wodnolodowcowych retransportowanych pod bezpośrednim działaniem sił grawitacyjnych (serie *B*, *C*, *D* i *E*).

4. Wody roztopowe lodowca podczas przedostatniego okresu deglacjacji tego terenu odpływały w obrębie Kępy Strzemięcińskiej w dwu kierunkach: we wschodnim i południo-wschodnim w okolicach Rządza oraz zachodnim — w okolicach Strzemięcina.

5. Szczątki fauny mięczaków i ssaków plejstoceńskich, opisane przez A. Jentzscha (1901), występują w warstwowanych żwirach piaszczystych

http://rcin.org.pl

zapadających ku zachodowi, tzn. poprzecznie do osi współczesnego obniżenia doliny Wisły.

6. Główne zarysy morfologiczne Kępy Strzemięcińskiej zgodne są z wysokością występowania osadów złożonych w przedostatnim okresie deglacjacji rozpatrywanego obszaru. Wysokości nad poziomem morza, na jakich występują te osady w przekroju podłużnym Kępy Strzemięcińskiej, przedstawiają się następująco: 50—53 m na północnym stoku, 60—70 m w partii kulminacyjnej, 56—60 w Strzemięcinie i 30—33 m w Rządzu na południowym stoku.

http://rcin.org.pl

Fot. 13. Nowe Marzy. Pseudoterasa osuwiskowa u podnóża zachodniego stoku kępy Górnej Grupy

Nowe Marzy. Landslide pseudo-terrace at the foot of western slope of Kępa of Górna Grupa

http://rcin.org.pl

Fot. 14. Święte. Terasa kemowa

Święte. Kame terrace

http://rcin.org.pl

Fot. 15. Święte. Powierzchnia terasy kemowej nadbudowana przez osady deluwialne
Święte. Surface of kame terrace overlain by a slope wash deposits

http://rcin.org.pl

Fot. 16. Turznice. Zboczowe formy glacjalne typu kemowo-wytopiskowego
Turznice. Kame and kettle slope topography of ablative type

http://rcin.org.pl

V. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TERAS RZECZNYCH I PSEUDOTERAS OSUWISKOWYCH

Współczesne formy rzeźby terenu, których właściwe rozpoznanie ma istotne znaczenie dla rozważanego problemu powstania Basenu Grudziądzkiego, podzielić można na trzy główne kategorie genetyczne: 1. formy związane z działalnością erozyjno-akumulacyjną wód rzecznych, do których zaliczyć należy przede wszystkim terasy rzeczne i stożki napływowe; 2. formy związane z procesami ruchów masowych, reprezentowane przez pseudoterasy i wały osuwiskowe; 3. formy związane z wytapianiem się brył martwego lodu, wykształcone w postaci teras kemowych, zboczowych form kemowo-wytopiskowych typu ablacyjnego oraz zagłębień występujących w obrębie teras rzecznych i stożków napływowych, wypełnionych obecnie wodą i osadami organogenicznymi.

TERASY RZECZNE

Terasy rzeczne występują w Basenie Grudziądzkim w pełnym, dziewięciostopniowym zespole. Najwyraźniej są one wykształcone na stokach zewnętrznych kęp, nachylonych w kierunku obu szerokich zakoli dawnego łożyska Wisły (ryc. 1). Wysokości bezwzględne i względne tych teras, według badań R. Galona (1934, 1968a) i badań własnych, przedstawiają się następująco:

terasa	IX	—	60-61	m	n.p.m.,	42-43	m	ponad	równiną	zalewową
terasa	VIII	—	54-55	m	n.p.m.,	35-37	m	„	„	„
terasa	VII	—	50-51	m	n.p.m.,	32-33	m	„	„	„
terasa	VI	—	46-48	m	n.p.m.,	28-30	m	„	„	„
terasa	V	—	34-36	m	n.p.m.,	16-18	m	„	„	„
terasa	IV	—	30-31	m	n.p.m.,	12-13	m	„	„	„
terasa	III	—	27-28	m	n.p.m.,	9-10	m	„	„	„
terasa	II	—	24-25	m	n.p.m.,	6-7	m	„	„	„
terasa	I	—	21-22	m	n.p.m.,	3-4	m	„	„	„

Terasy rzeczne od IX do II mają charakter erozyjny lub erozyjno-akumulacyjny. Miąższość osadów akumulacji rzecznej wzrasta na ogół

http://rcin.org.pl

od starszych ku młodszym poziomom terasowym od około 1—2 m (terasy IX—IV) do 6—7 m (terasy nadzalewowe III i II). Brak na razie danych odnośnie do całkowitej miąższości osadów akumulacji rzecznej w obrębie najmłodszej terasy nadzalewowej (I). Z przeprowadzonych dotychczas badań wiadomo, że miąższość osadów rzecznych jest w tej terasie większa niż 4 m.

Owe 9 teras rzecznych nie reprezentuje jednak, jak podkreśla to R. Galon (1968a), całego okresu ewolucji doliny. Najnowsze wiercenia badawcze, przeprowadzone przez Instytut Geografii PAN w roku 1969, wykazały, że maksymalna głębokość, do której sięgnęła erozja Wisły w Basenie Grudziądzkim, wynosi 18—20 m poniżej powierzchni równiny zalewowej, czyli 0—2 m poniżej poziomu morza. W związku z tym prawdopodobne wydaje się przypuszczenie R. Galona (1968a) o występowaniu teras kopalnych pod aluwiami równiny zalewowej.

Wiek poszczególnych teras nie jest dotąd definitywnie ustalony. W świetle dotychczas opublikowanych badań geomorfologicznych (L. Roszko 1968a) i palynologicznych (K. Kępczyński, B. Noryśkiewicz 1968) późnoplejstoceński okres rozwoju doliny dolnej Wisły sięgnął poziomu terasy dolnej (IV). Jednakże najnowsze analizy pyłkowe osadów wypełniających nieckę Jeziora Rudnickiego Małego, które położone jest na poziomie terasy II, dowodzą, że i ta terasa jest jeszcze wieku plejstoceńskiego (zob. rozdział VI).

PSEUDOTERASY OSUWISKOWE

Formy tego typu występują na zboczach doliny w okolicach Dolnych Sartowic i Nowych Marzów (ryc. 1) od około 50 m do 35 m n.p.m. Na ich powstanie w drodze procesów osuwiskowych wskazują zarówno dane morfologiczne, jak i geologiczne. Występują one bowiem na niedawno podciętych przez erozję zboczach w bezpośrednim kontakcie z dnem zalewowym doliny (fot. 13) i zbudowane są z glin morenowych, tych samych, jakie odsłaniają się w wyższych od nich partiach zboczy.

Ruchy masowe, w których następstwie powstały powyższe formy, odbywały się stosunkowo niedawno, kiedy koryto Wisły przebiegało w bezpośrednim sąsiedztwie zboczy. Impuls do ich rozwoju dawało bowiem w głównej mierze działanie erozji bocznej rzeki, powodujące naruszenie stanu równowagi zbocza. Powierzchnię ześlizgu mas osuwiskowych stanowił uplastyczniony wodą gruntową strop szarych iłów warwowych (poniżej wielkiej serii międzymorenowych piasków drobnoziarnistych) o zmiennej lokalnie wysokości, kierunku i kącie nachylenia. Podobnie uwarunkowane procesy osuwiskowe odbywają się współcześnie na zachodnim stoku kulminacyjnej partii Kępy Strzemięcińskiej (H. Gąsiorowski 1928).

http://rcin.org.pl

VI. ANALIZA FORM GLACJALNYCH

TERASY KEMOWE

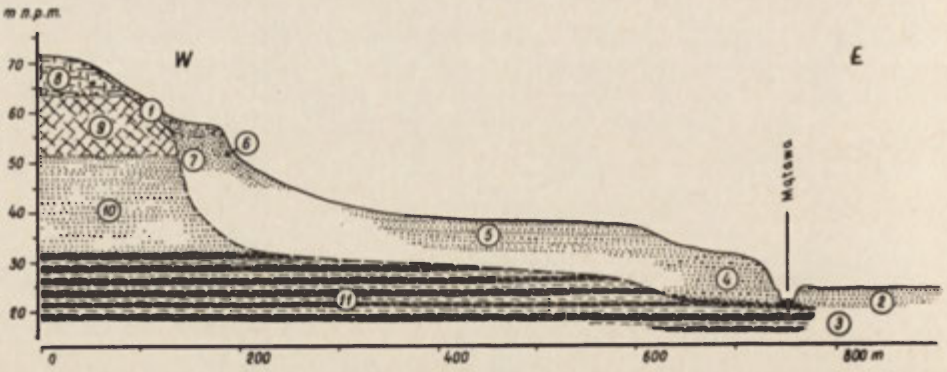
Terasy kemowe rozpoznano w zachodniej części Basenu Grudziądzkiego w Świętem, Nowych Marzach i w okolicach Rulewa, a we wschodniej — na wschodnim stoku Kępy Fortecznej w Nowej Wsi (ryc. 1). Powierzchnie ich leżą na różnej wysokości, począwszy od 74—75 do 27 m n.p.m., tzn. wyższej od najwyższego poziomu terasy rzecznej IX aż do poziomu terasy III. Głównymi cechami pozwalającymi odróżnić je od teras rzecznych i pseudoteras osuwiskowych są właściwości ich budowy geologicznej (rozpatrzone na tle budowy geologicznej stoku, na którym występują) oraz struktura budującego je materiału.

Najwyraźniej wykształcone terasy kemowe występują na zboczach „basenowego" odcinka doliny Mątawy, pomiędzy kępą Górnej Grupy a wysoczyzną morenową (z nałożonym na niej sandrem), charakteryzującego się obecnością licznych zagłębień wytopiskowych, wśród których wielkością i głębokością wyróżnia się niecka jeziora w Świętem (ryc. 1).

Szczegółowiej zbadano terasę kemową w okolicy wsi Święte po prawej stronie Mątawy (ryc. 2). Jej powierzchnia leży 57—58 m n.p.m., a więc nieco niżej niż najwyższy poziom terasy rzecznej IX. Cechy morfologiczne tej terasy ilustrują fot. 14 i 15, a jej sytuację na zboczu i tło geologiczne — przekrój geologiczny, sporządzony na podstawie pomiarów niwelacji geometrycznej i badań terenowych (ryc. 33). Terasa ta tworzy na zboczu izolowaną półkę o wysokości względnej do 15 m, długości około 200 m i szerokości maksymalnej 45 m. Powierzchnia jej jest płaska lub lekko opada (pod kątem 2—3°) w kierunku doliny, nachylenia stoku terasy wahają się przeważnie od 10° do 20°.

W budowie terasy w odległości około 30 m od jej krawędzi udział biorą dwie serie akumulacyjne, odmienne pod względem genetycznym: starsza, fluwioglacjalna, i młodsza, deluwialna. Starsza seria składa się z niewarstwowanych piasków średnio- i drobnoziarnistych ze żwirami. Występują w niej zafałdowane pasy wytrąceń żelazistych, ścięte ukośnie

http://rcin.org.pl



Ryc. 33. Przekrój geologiczny przez zachodnie zbocze doliny Mątawy w okolicy Świętego

1 — deluwia, *2* — piaski drobnoziarniste, *3* — bruk morenowy na erozyjnej powierzchni szarych iłów warwowych, *4* — piaski drobno- i średnioziarniste z domieszką żwirów, *5* — piasek drobnoziarnisty z przewarstwieniami zbitych piasków mułkowych i piasków średnioziarnistych, *6* — zaburzone grawitacyjnie osady piaszczysto-żwirowe (ryc. 34 — *2-11*), *7* — niewarstwowane piaski drobno- i średnioziarniste z ziarnami żwirów, *8* — glina morenowa (pierwszy poziom glacjalny), *9* — glina morenowa i brązowo-żółte iły warwowe (drugi poziom glacjalny), *10* — piaski drobnoziarniste, *11* — szare iły warwowe

Geological section through western slope of Mątawa valley near Święte

1 — slope loam, *2* — fine-grained sands, *3* — pavement on the erosional surface of grey varved clays; *4* — fine and medium-grained sands with admixture of gravels, *5* — fine-grained sand with intercalations of compact silty sands and medium-grained sands, *6* — collapsed sand-gravel deposits (fig. 34 — *2-11*), *7* — unstratified fine and medium-grained sands with gravel grains, *8* — till (first glacial-drift horizon), *9* — till and brown-yellow varved clays (second glacial-drift horizon), *10* — fine-grained sands, *11* — grey varved clays

przez nadległą pokrywę utworów deluwialnych. Spągu piasków fluwioglacjalnych nie osiągnięto do głębokości 3,5 m. Seria utworów deluwialnych składa się z piasków gliniastych i mułkowatych, wśród których spotyka się dość często głazy i zwietrzałe głaziki pochodzące z przyległego zbocza, zbudowanego z gliny morenowej (ryc. 33).

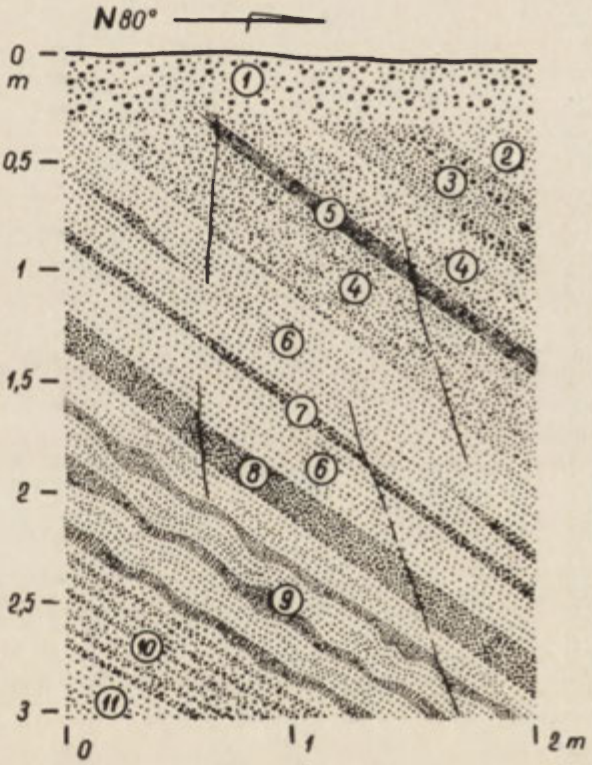
Przy krawędzi struktura budującego terasę materiału zmienia się. Pojawiają się warstwowane piaski drobno- i średnioziarniste ze żwirami (ryc. 34 — *2-11*), zapadające ku wschodowi pod kątem 38° (większym niż naturalny kąt zsypu tych osadów), zgodnie z nachyleniem stoku terasy kemowej. Miejscami występują drobne uskoki o amplitudach 3—5 cm, które w większości przypadków zapadają również ku wschodowi.

Genezę terasy naświetlają fakty geologiczne i morfologiczne. Jak obrazuje to przekrój geologiczny (ryc. 33), osady budujące omawianą terasę różnią się litologicznie od osadów, które na tej samej wysokości występują w obrębie wysoczyzny morenowej. Wyklucza to możliwość interpretacji tej formy jako terasy erozyjnej (rzecznej), a tym samym napór aktywnego lądolodu jako przyczynę deformacji budującego ją materiału.

http://rcin.org.pl

Pozostaje druga alternatywa wiążąca powstanie terasy z akumulacją osadów w rowie pomiędzy zboczem a ścianą bryły martwego lodu. Przyjęcie tej tezy pozwala wyjaśnić zaburzenia osadów fluwioglacjalnych osiadaniem materiału spowodowanym utratą podparcia lodowego. Ponieważ zaburzenia objęły całe pakiety materiału o nienaruszonej pierwotnej strukturze sedymentacyjnej, należy przypuszczać, że osiadanie dokonało się po wynurzeniu terasy, tzn. wtedy gdy lustro wody w rzece znajdowało się poniżej jej powierzchni, a materiał budujący ją był przemarznięty i sztywny. Drobne deformacje uskokowe powstały prawdopodobnie w wyniku wtórnego osiadania związanego z rozmarzaniem osadów i wytapianiem się resztek zasypanych głębiej mas lodowych.

Inny przykład terasy kemowej reprezentuje spłaszczenie na zachodnim zboczu Basenu Grudziądzkiego w okolicach Rulewa (ryc. 1, ryc. 2)



Ryc. 34. Święte. Odkrywka w krawędzi terasy kemowej

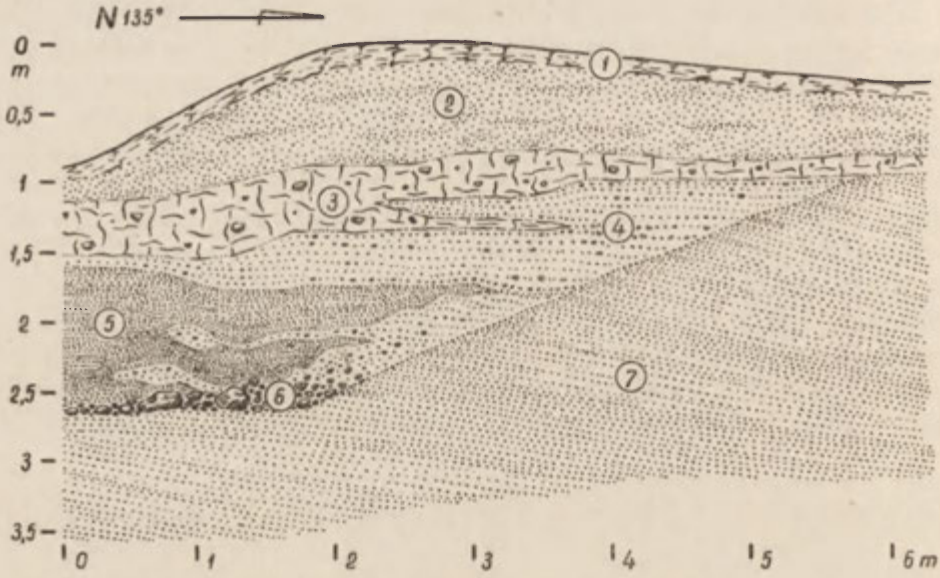
1 — piasek średnioziarnisty z ziarnami żwirów, *2* — piasek drobnoziarnisty, *3* — piasek drobnoziarnisty z wkładkami piasków średnioziarnistych i żwirów, *4* — piasek drobnoziarnisty z domieszką piasku średnioziarnistego i ziarnami żwirów, *5* — piasek drobnoziarnisty z wytrąceniami węglanu wapnia, *6* — piasek drobnoziarnisty z domieszką piasku średnioziarnistego, *7* — piasek średnioziarnisty z ziarnami żwirów, *8* — piasek średnioziarnisty, *9* — piasek drobnoziarnisty z przewarstwieniami piasków mułkowych, *10* — piasek średnioziarnisty z domieszką żwiru, *11* — piasek średnioziarnisty

Święte. Exposure in the face bordering of kame terrace

1 — medium-grained sand with gravel grains, *2* — fine-grained sand *3* — fine grained sand with inserts, of medium-grained sands and gravels, *4* — fine-grained sand with admixture of medium-grained sand and gravel grains, *5* — fine-grained sand with calcium carbonate concentrations, *6* — fine-grained sand with medium-grained sand admixture, *7* — medium-grained sand with gravel grains, *8* — medium-grained sand, *9* — fine--grained sand with intercalations of silty sands, *10* — medium-grained sand with gravel admixture, *11* — medium-grained sand

Zbocze wznosi się tu do 75—85 m n.p.m., tj. około 40 m ponad przyległe dno obniżenia zakolowego. Powierzchnia terasy kemowej położona jest na wysokości 50 m n.p.m., czyli na poziomie odpowiadającym terasie

http://rcin.org.pl



Ryc. 35. Rulewo. Odkrywka w strefie krawędziowej terasy kemowej
1 — humus, *2* — piasek drobnoziarnisty, *3* — glina piaszczysta, *4* — piaski średnio- i drobnoziarniste z ziarnami żwirów, *5* — mułek piaszczysty, ciemnożółty, *6* — głaziki i głazy, *7* — piasek drobnoziarnisty

Rulewo. Exposure in the marginal zone of kame terrace
1 — humus, *2* — fine-grained sand, *3* — sandy loam, *4* — medium- and fine-grained sands with gravel grains, *5* — dark-yellow sandy silt, *6* — pebbles and boulders, *7* — fine-grained sand

rzecznej VII. Miejscami na powierzchni terasy, zwłaszcza w jej części północnej, spotyka się niewielkie zagłębienia bezodpływowe o charakterze wytopiskowym.

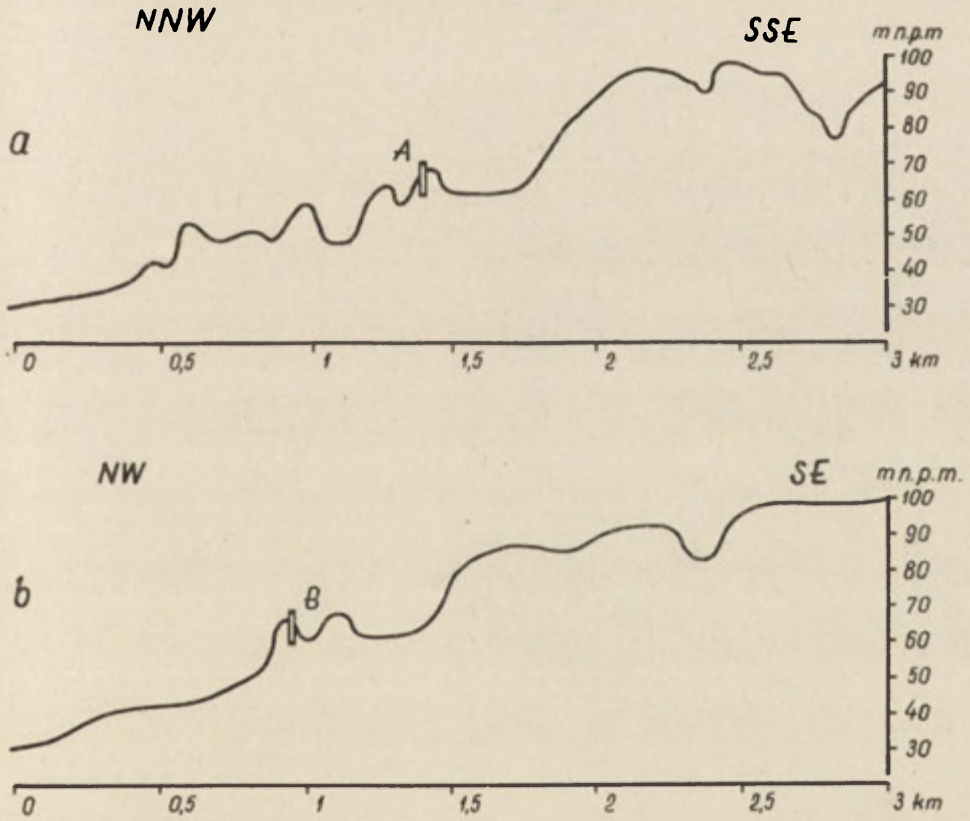
Budowę tej terasy ukazuje ściana wykopu drogowego (ryc. 35) usytuowanego w odległości 4—5 m na południo-wschód od jednego ze wspomnianych zagłębień wytopiskowych. Pod względem genetyczno-facjalnym wydzielić tu można trzy serie: dolną serię osadów fluwioglacjalnych (ryc. 35 — 7), serię przemieszczonych grawitacyjnie osadów ablacyjnych (ryc. 35 — *6-3*) i górną serię osadów fluwioglacjalnych (ryc. 35 — *2*).

Sposób występowania osadów i ich wykształcenie facjalne wskazują, że po okresie stosunkowo słabego ruchu wody, który zapisał się w odkrywce w postaci płasko warstwowanych piasków drobnoziarnistych dolnej serii fluwioglacjalnej (ryc. 35 — 7), nastąpiło przechylenie uprzednio osadzonego materiału w kierunku północno-zachodnim ku znajdującemu się obok zagłębieniu wytopiskowemu. Na nierównej powierzchni zaburzonych osadów została następnie złożona seria utworów ablacyjnych, przemieszczonych grawitacyjnie na stoku kontaktującego z terasą martwego lodu (zalegającego w obrębie obniżenia zakolowego

http://rcin.org.pl

Basenu Grudziądzkiego). Najpierw zostały złożone głazy i głaziki o charakterze bruku (ryc. 35 — *6*), następnie mułki piaszczyste i słabo wysortowane piaski drobno- i średnioziarniste ze żwirem (ryc. 35 — *5-4*). Te ostatnie osady akumulowane były w wyniku równocześnie odbywających się spływów błotnistych i normalnego procesu sedymentacji wodnej. Końcową jednostkę serii ablacyjnej reprezentuje redeponowana glina piaszczysta, wyklinowująca się w kierunku wnętrza terasy kemowej (ryc. 35 — *3*). Górna seria piasków drobnoziarnistych (ryc. 35 — *2*) znamionuje ponownie środowisko wód płynących o niewielkiej sile prądu.

Przechylenie dolnej serii piasków drobnoziarnistych w kierunku północo-zachodnim tłumaczy płytkie wytopienie się bryły martwego lodu, na której wspierały się te osady w czasie ich akumulacji. Ponowne zasypanie bryły lodowej i jej ostateczne wytopienie się spowodowało powstanie zagłębienia wytopiskowego na powierzchni terasy kemowej.



Ryc. 36. Profile morfologiczne zbocza Basenu Grudziądzkiego na północ od Turznic
A, B — odkrywki

Morphological profiles of Grudziądz Basin slope north of Turznice
A, B — location of exposures

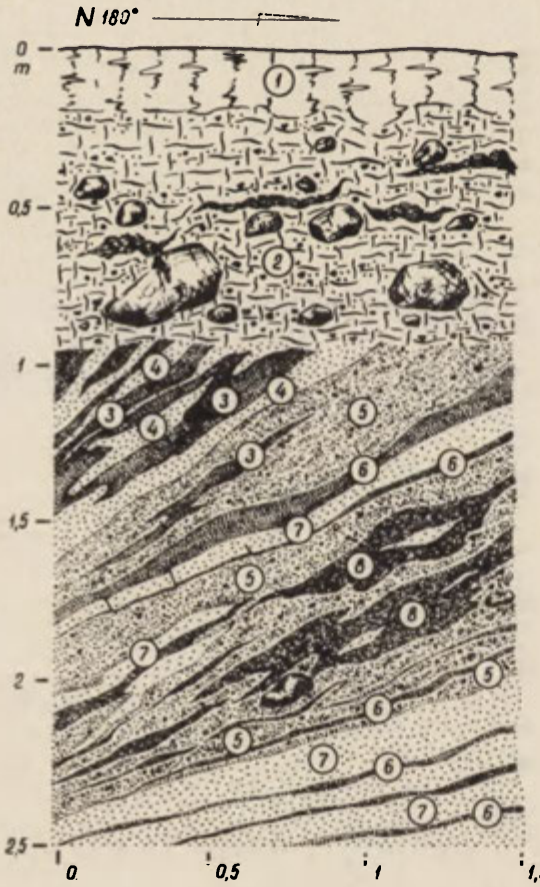
http://rcin.org.pl

ZBOCZOWE FORMY KEMOWO-WYTOPISKOWE TYPU ABLACYJNEGO

Wyraźnie wykształcone formy tego typu spotyka się na zachodnim zboczu Basenu Grudziądzkiego na odcinku od Turznic do Maruszy (ryc. 1 i 2). Zbocze na tym odcinku stanowi właściwie szeroką „strefę krawędziową", w rzeźbie której obserwuje się zarówno formy glacjogeniczne, jak i formy pochodzenia erozyjnego i denudacyjnego.

Szczegółowszymi badaniami objęto fragment tej strefy pomiędzy Turznicami a Skarszewami. Jej szerokość, licząc od krawędzi wysoczyzny do przyległego dna zakola, dochodzi do około 3 km. Wysoczyzna morenowa obniża się na tym odcinku urozmaiconym, falistym skłonem (ryc. 36, fot. 16) od około 95 do 30 m n.p.m. Nachylenia zboczy wahają się od 2° do 25°.

W odróżnieniu od innych odcinków zboczy Basenu Grudziądzkiego brak tutaj większych typowych dolin erozyjnych o stromych zboczach



Ryc. 37. Turznice. Odkrywka *A*

1 — humus, *2* — morena ablacyjna, słabo spoista, z dużą ilością głazów i głazików oraz smugami ciemnobrązowego iłu, *3* — piasek mułkowaty, *4* — piaski średnio- i drobnoziarniste, *5* — piasek średnioziarnisty z domieszką mułku, sporadycznie występują ziarna żwirów i głaziki, *6* — piasek mułkowaty, *7* — piasek średnioziarnisty, *8* — mułek ilasty z ziarnami żwirów

Turznice. Exposure *A*

1 — humus, *2* — weakly coherent superglacial till with large quantities of boulders and pebbles as well as streaks of dark-brown silt, *3* — silty sand, *4* — medium- and fine-grained sands, *5* — medium-grained sand with silt admixture; sporadic gravel grains and pebbles, *6* — silty sand, *7* — medium-grained, *8* — clayey silt with gravel grains

http://rcin.org.pl

i szerokim, wyrównanym dnie. Większe obniżenia dolinne mają przebieg kręty, nieckowaty profil poprzeczny i sfalowany podłużny z progami i przegłębieniami, zatorfionymi lub wypełnionymi wodą. Na niektórych odcinkach swego biegu tworzą one kotlinne rozszerzenia z szeregiem podrzędnych chaotycznie rozmieszczonych form wklęsłych. Formy wypukłe, oddzielające obniżenia, mają kształt pagórków lub wałów, których stoki nachylone w kierunku niżej leżących obniżeń są na ogół wyższe, dłuższe i łagodniejsze.

Charakterystyczna jest przypowierzchniowa budowa geologiczna tej strefy. W górnej części przykrywa ją zwarty płaszcz gliny morenowej, w dolnej — począwszy od wysokości około 60 m n.p.m. coraz częściej pojawiają się na powierzchni piaski i żwiry. Budowę geologiczną form wypukłych przedstawiają dwie odkrywki (*A* i *B*), zlokalizowane w dolnej części strefy krawędziowej (ryc. 36).

Odkrywka *A* (ryc. 37) znajduje się w górnej części pagórka wzniesionego 68 m n.p.m. na jego stoku nachylonym pod kątem 2—3° w kierunku niżej położonego zagłębienia wytopiskowego. W stosunku do wyżej położonego wytopiska forma ta wznosi się do 6 m, do niżej położonego — około 10 m.

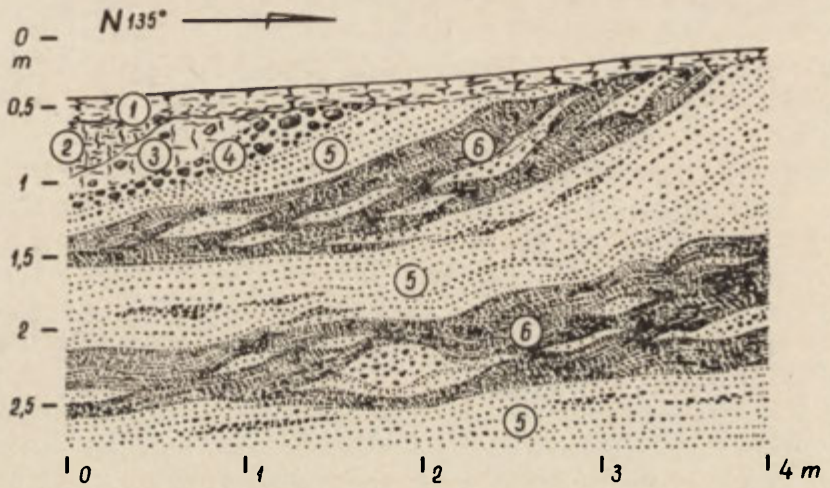
Pod około 1-metrową warstwą gliny morenowej (ryc. 37 — *2*) występuje zróżnicowany pod względem litologicznym materiał o typowej strukturze fluidalnej (ryc. 37 — *3-8*). Wykształcony jest w postaci warstw, smug i soczew piasków drobno- i średnioziarnistych z domieszką mułków i żwirów, zapadających pod kątem znacznie większym niż kąt nachylenia zbocza w kierunku niżej położonego zagłębienia wytopiskowego. Właściwości litologiczne i strukturalne tego materiału świadczą o tym, że jest to osad o charakterze ablacyjnym powstały ze strumieni wytopionej z lodu, półpłynnej masy skalnej (por. J. Szupryczyński 1963, S. Jewtuchowicz 1965, Z. Klajnert 1966).

Dla wyjaśnienia genezy form szczególne znaczenie posiadają właściwości strukturalne budującego ich materiału. Jak wykazały przeprowadzone pomiary, upady warstw, soczew i smug wzrastają stopniowo ku stropowi odkrywki od 20° do 58°, przy czym — rzecz istotna — wyraźniej wyodrębniające się warstwy grubieją regularnie od dołu ku górze. Różnice w stopniach nachylenia płaszczyzn granicznych poszczególnych warstw dochodzą do 5°. Fakt ten pozostawałby w sprzeczności ze strukturą właściwą utworom spływającym pod własnym ciężarem, gdyby przyjąć spływ konsekwentny z kierunkiem współczesnego stoku pagórka. Wynika stąd, iż odkrywka ujawnia fragment większego pakietu materiału, który w rezultacie wytopienia się bryły martwego lodu uległ odwróceniu na skutek zaniku stoku lodowego. O tym, że

http://rcin.org.pl

stok ten tworzyła bryła martwego lodu świadczy niżej położone zagłębienie wytopiskowe.

Pokrywa gliny morenowej (ryc. 37 — *2*) swoimi cechami strukturalnymi upodabnia się do osadu podścielającego. Jest to utwór o konsystencji luźnej, z dużą zawartością piasku, żwiru, głazików i głazów oraz wtrąceniami mułków ilastych i licznymi żyłowymi koncentracjami węglanu wapnia. Spora ilość głazików uległa całkowitej dezintegracji mrozowej. W partii spągowej gliny na głębokości 0,5—0,8 m zaznacza się wyraźna łupliwość. Płaszczyzny łupliwości zapadają pod kątem 56—62° ku północo-zachodowi, a więc zgodnie z upadem warstw i smug podścielających wodnolodowcowych osadów ablacyjnych. Pozwala to interpretować ten osad jako przemieszczoną grawitacyjnie morenę ab-



Ryc. 38. Turznice. Odkrywka *B*

1 — humus, *2* — morena ablacyjna, spoista, *3* — morena ablacyjna słabo spoista, z koncentracjami węglanu wapnia, *4* — żwiry i głazy, *5* — piaski średnio- i gruboziarniste z soczewkami piasku ze żwirem, *6* — mułek piaszczysty z soczewkami piaszczystymi i żwirowymi

Turznice. Exposure *B*

1 — humus, *2* — coherent superglacial till, *3* — weakly coherent superglacial till with calcium carbonate concentrations, *4* — gravels and boulders, *5* — medium- and coarse-grained sands with sand-gravel lenses, *6* — sandy silt with sand gravel lenses

lacyjną, która w końcowej fazie zanikania bryły martwego lodu w wyniku inwersji rzeźby uległa odwróceniu wraz z uprzednio przykrytymi przez nią wodnolodowcowymi osadami ablacyjnymi.

Odkrywka *B* (ryc. 38) znajduje się w obrębie niżej położonego pagórka o kulminacji 58 m n.p.m., po przeciwległej stronie wspomnianego zagłębienia wytopiskowego. W odróżnieniu od poprzednio opisanego brak w nim pokrywy morenowej zarówno na wierzchołku, jak i na stoku

http://rcin.org.pl

zewnętrznym, nachylonym w kierunku Basenu Grudziądzkiego. Pokrywa morenowa występuje jedynie na stoku wewnętrznym pagórka, nachylonym ku wyżej położonemu zagłębieniu wytopiskowemu. Ściana odkrywki ukazuje budowę górnej części stoku wewnętrznego w płaszczyźnie równoległej do niego.

Podobieństwo budowy geologicznej jest uderzające. Przejawia się ono zarówno w charakterze facjalnym, jak i w cechach strukturalnych materiału. Osady ablacyjne podścielające glinę morenową wykształcone są w postaci piasków drobnoziarnistych z domieszką piasków średnioziarnistych oraz mułków (ryc. 38 — *5-6*), nachylonych zgodnie ze stokiem pagórka, lecz pod większym kątem. Okazują one wyraźną strukturę fluidalną i wzrost miąższości od dołu ku górze. Innowację w stosunku do poprzedniej odkrywki stanowi warstwa żwirowo-głazowa (ryc. 38 — *4*) o charakterze usypiskowym, usytuowana pomiędzy pokrywą morenową a ablacyjnymi osadami piaszczysto-żwirowymi. Podobnie jak niżej leżące utwory wykazuje ona wzrost miąższości od dołu ku górze.

Scharakteryzowane wyżej formy kemowo-wytopiskowe oraz terasy kemowe wskazują, że zbocza Basenu Grudziądzkiego na odcinkach, na których te formy występują, kształtowane były w kontakcie z zagrzebanymi bryłami martwego lodu. Piętrowy układ tych form oraz fakt, że schodzą one do poziomu około 30 m n.p.m., tj. co najmniej 50 m poniżej przeciętnej wysokości otaczającej wysoczyzny morenowej, świadczą zarazem o znacznej grubości zagrzebanych brył lodowych i o nachyleniu ich podłoża w kierunku Basenu Grudziądzkiego. Można stąd wnioskować, że bryły martwego lodu wypełniały wklęsłe formy kopalne o znacznych głębokościach i że ostateczne ich wytopienie powinno pozostawić swój ślad w rzeźbie dawnego dna doliny. Potwierdzają to zagłębienia wytopiskowe występujące na terasach nadzalewowych.

TYPY FORM WYTOPISKOWYCH W OBRĘBIE TERAS RZECZNYCH I STOŻKÓW NAPŁYWOWYCH

Rozpatrując zagadnienie genezy form wklęsłych występujących w obrębie teras rzecznych i stożków napływowych omawianego obszaru, a powstałych w wyniku wytopienia się kopalnego lodu, należy wyróżnić co najmniej 3 główne typy tych form w zależności od pochodzenia lodu oraz warunków jego pierwotnego zasypania. Są to:

1. Formy powstałe w wyniku wytopienia się lodu lodowcowego, tzw. martwego lodu, zasypanego osadami glacjalnymi (lodowcowymi lub wodnolodowcowymi) w końcowym etapie zaniku lądolodu. Na omawianym terenie reprezentowane są zazwyczaj przez stosunkowo głębokie, nie-

http://rcin.org.pl

regularne w planie niecki, wypełnione wodą i (lub) osadami organogenicznymi.

2. Formy powstałe w wyniku wytopienia się zasypanego osadami glacjalnymi lodu zimowego (autochtonicznego), konserwującego wcześniej utworzone zagłębienia subglacjalne. Przykładem tego typu form są przede wszystkim rynny subglacjalne. Na niektórych jednak odcinkach mogą one być zakonserwowane przez martwy lód (P. Woldsetedt 1950, W. Niewiarowski 1968).

3. Formy o genezie fluwialnej, powstałe w wyniku wytopienia się lodu zimowego (autochtonicznego) ale utworzonego z wód rzecznych i pogrzebanego równocześnie z procesami akumulacji rzecznej (W. A. Zubakow 1951, P. A. Szumskij 1959, W. Niewiarowski 1968). Do form tego typu należą prawdopodobnie płytkie, zatorfione zagłębienia, występujące w obrębie stożków napływowych Turznicy i Młynówki w południowo-wschodniej części Basenu Grudziądzkiego (ryc. 1).

Z punktu widzenia rozważanego problemu genezy Basenu Grudziądzkiego na szczególną uwagę zasługują pierwsze i drugie, glacjogeniczne typy form wklęsłych. Ich występowanie w obrębie teras nadzalewowych III i II, których powierzchnie erozyjne leżą 55—60 m poniżej sąsiadującej wysoczyzny morenowej i przykryte są warstwą osadów rzecznych o miąższości 6—7 m, świadczy o zniszczeniu górnych partii pogrzebanych lodów do poziomu powierzchni erozyjnej tych teras (tzn. do wysokości ok. 17—24 m n.p.m.) i o powtórnym zasypaniu przez agradującą rzekę tkwiących głębiej dolnych partii tych lodów. Ostatecznie wytopienie się lodów i powstanie zagłębień nastąpiło po wyłonieniu się tych teras, gdy Wisła płynęła już w niższych poziomach.

FORMY POWSTAŁE W WYNIKU WYTOPIENIA SIĘ BRYŁ MARTWEGO LODU

Formy tego typu reprezentują niecki Jeziora Rudnickiego Wielkiego i Jeziora Rudnickiego Małego we wschodniej części Basenu Grudziądzkiego oraz niecka jeziora w Świętem w zachodniej części Basenu Grudziądzkiego (ryc. 1 i 2).

Jezioro Rudnickie Wielkie, leżące na terasie nadzalewowej II o wysokości 24—25 m n.p.m., jest największym jeziorem omawianego obszaru. Jego dno, urozmaicone szeregiem płycizn i głęboczków, schodzi maksymalnie do głębokości 11,5 m (S. Kopczyński 1963). Ponieważ lustro wody w jeziorze leży na poziomie 22,6 m n.p.m. (mapa topograficzna w podziałce 1:25 000, zdjęcie z 1898 r.), przeto dno misy jeziornej znajduje się około 11 m n.p.m. Uwzględniając nadto kilkumetrową miąższość pogrążonych w czasie wytapiania się lodu osadów rzecznych,

http://rcin.org.pl

przykrywających niegdyś martwy lód, jak również nagromadzone w czasie rozwoju zbiornika utwory sedymentacji jeziornej, należy przypuszczać, że pierwotne dno zakonserwowanej martwym lodem formy wklęsłej schodzi co najmniej do 5 m n.p.m., a więc około 12—13 m poniżej powierzchni równiny zalewowej i około 75—80 m poniżej poziomu przyległej wysoczyzny morenowej.

Podobne cechy morfologiczne wykazuje niecka sąsiedniego Jeziora Rudnickiego Małego, będącego obecnie w końcowym stadium zaniku. W planie ma ona kształt nieregularny, wydłużony w kierunku równoleżnikowym do około 800 m, przy szerokości maksymalnej około 400 m. Współczesne zwierciadło „okna wodnego" położone jest około 20 m n.p.m., tj. 5—6 m niżej od przylegającej powierzchni terasy, natomiast dno mineralne niecki — jak wykazały wiercenia sondażowe w osadach organogenicznych — sięga głębokości 10 m. Jeśli do głębokości tej doliczyć miąższość zatopionych osadów rzecznych, zalegających pod osadami organogenicznymi (6—7 m), to otrzymamy wartość zbliżoną do najniższego poziomu erozyjnego doliny Wisły pod Grudziądzem (ok. 3 m n.p.m.).

Analiza pyłkowa osadów organogenicznych (torfu i gytii) wypełniających nieckę Jeziora Rudnickiego Małego, którą wykonała B. Noryśkiewicz, wykazała, że spąg tych osadów, wykształcony w postaci kilkucentymetrowej warstwy torfu, utworzył się w fazie sosnowej allerødu (ryc. 39). Datowanie to dokumentuje zarazem wiek względny terasy II i początek wytapiania się wtórnie zasypanej osadami rzecznymi bryły lodowej (powstanie torfowiska), konserwującej wklęsłą formę glacjogeniczną. Dalsze wytapianie się lodu, odbywające się zapewne jeszcze na początku holocenu, spowodowało powstanie jeziora, o czym świadczą występujące nad spągową warstwą torfową gytie, które w głównej swojej masie są wieku holoceńskiego.

Wyniki analizy pyłkowej wg B. Noryśkiewicz przedstawiają się następująco:

„Badania palynologiczne przeprowadzono na 75 próbach pobranych 20 X 1968 r. świdrem torfowym w odstępach co 10 cm (wyjątkowo 3 najniższe próby w odstępie 5 cm). Próby spągowe oraz powierzchniowe, ze względu na ich charakter mineralny oraz niewielką frekwencję pyłków, przygotowano do analizy mikroskopowej metodą flotacji, przy pomocy mieszaniny bromoformu i acetonu. Maceracja pozostałych prób polegała na zalaniu ich kwasem solnym w przypadku gytii i gotowaniu w roztworze KOH w przypadku torfu. Następnie poddano materiał acetolizie metodą Erdtmana. Wyniki analizy przedstawiono na diagramie totalnym. Wyróżniono dwa okresy późnoglacjalne i wszystkie okresy holoceńskie:

http://rcin.org.pl

Allerød — okres ten charakteryzuje się dużymi wartościami sosny (od 53% do 88,5%) oraz mniejszym udziałem brzozy (od 3% do 20%). Górną granicę tego okresu wyznacza w diagramie wzrost ilości NAP (głównie *Cyperaceae, Artemisia, Chenopodiaceae*), podniesienie się krzywej brzozy i równocześnie zmniejszenie się ilości sosny.

Młodszy dryas — ilości sosny wyraźnie zmalały, podniosła się natomiast krzywa roślin zielnych, maksymalnie do 31%. Składają się na nie głównie *Graminae, Cyperaceae, Artemisia, Chenopodiaceae i Cruciferae*. Ilość ziarn pyłku jałowca dochodzi do 7,5%.

Okres preborealny i borealny — dolną granicę wyznacza gwałtowny wzrost ilości sosny (do 81%) oraz spadek roślin zielnych, głównie heliofitów. Wraz z holocenem wzrasta również frekwencja (do 420 ziarn/cm², podczas gdy w młodszym dryasie od 5 do 72 ziarn/cm²). Ze względu na brak wyraźnego maksimum brzozowego okres preborealny potraktowano łącznie z okresem borealnym. Ziarna wiązu są już obecne od początku holocenu. Pierwszy wierzchołek leszczyny przypada na okres borealny, a pod koniec tego okresu pojawiają się pierwsze ziarna lipy, dębu i olszy. Ilość roślin zielnych jest stała, w granicach kilku procent.

Okres atlantycki — dolną granicę tego okresu przeprowadzono w miejscu pierwszego podniesienia się krzywych olszy, lipy, dębu i wiązu. W całym okresie atlantyckim panuje sosna przy dość dużych i stałych wartościach brzozy. W starszej części okresu atlantyckiego leszczyna posiada swoje bezwzględne maksimum (13,5%), pod koniec tego okresu pojawia się grab i sporadycznie buk. W okresie atlantyckim znaleziono również pojedyncze ziarna *Viscum* i *Hedera*.

Okres subborealny — granicę z okresem atlantyckim wyznaczono na początku ciągłej krzywej *Carpinus*. Pojawia się ona równocześnie z lekkim spadkiem krzywej *Ulmus, Tilia* i *Corylus*. Okres subborealny wyróżnia się w diagramie stosunkowo wysokimi wartościami *Alnus* i *Quercus*.

Okres subatlantycki — dają się tu wyróżnić dwie fazy: faza starsza z kulmunacją *Carpinus*, ze stosunkowo wysokimi wartościami *Quercus*, przy jednocześnie niskich wartościach *Pinus* i NAP; faza młodsza natomiast wyróżnia się maksymalnymi wartościami sosny i NAP przy niewielkich wartościach brzozy, dębu i grabu, lipa i wiąz nie tworzą już zwartych krzywych. W okresie subatlantyckim rośliny zielne mają swoisty skład, znaczny procent stanowią rośliny synantropijne (*Cerealia, Secale, Triticum, Plantago, Rumex* i inne)".

http://rcin.org.pl

ZAGŁĘBIENIA RYNNOWE

Największą i najciekawszą formą rynnową rozpatrywanego obszaru jest Rynna Fletnowska, ciągnąca się w kierunku południkowym na przestrzeni około 10 km. Rozcina ona zarówno wysoczyznę morenową, jak i terasy rzeczne wraz ze stożkiem napływowym i wydmami w obrębie Basenu Grudziądzkiego (ryc. 1). Początek bierze na wysoczyźnie morenowej w okolicy Bzowa, gdzie jej szerokość waha się od 80 do 200 m, a głębokość w najniżej położonym miejscu (w pobliżu jeziora w Bzowie) — około 20 m. W pobliżu krawędzi wysoczyzny uległa ona znacznym przekształceniom związanym z intensywną erozją odwadniających ją cieków.

Przedłużeniem tej formy ku południowi jest zagłębienie rynnowe Jeziora Fletnowskiego, położone na terasach III i IV. Lustro wody w Jeziorze Fletnowskim leży na poziomie 25,4 m n.p.m., tj. 3—5 m poniżej powierzchni terasy i przykrywającego ją stożka napływowego Mątawy. Dno mineralne niecki jeziornej, po odliczeniu wypełniających nieckę osadów organogenicznych o miąższości około 10 m (L. Roszko 1968a, K. Kępczyński, B. Noryśkiewicz 1968), położone jest na głębokości około 15 m n.p.m., czyli 65—70 m poniżej powierzchni przyległej wysoczyzny morenowej.

Jak już jednak wspomniano, dno glacjogenicznych form wytopiskowych występujących na terasach erozyjno-akumulacyjnych leży poniżej współczesnego dna mineralnego niecek jeziornych w przybliżeniu o tyle metrów, ile wynosi miąższość pokrywy akumulacyjnej terasy. Przyjmując 6—7 m jako średnią miąższość tej pokrywy dla teras nadzalewowych rozpatrywanego obszaru, można oceniać pierwotną głębokość wcięcia rynny na 70—75 m w stosunku do powierzchni wysoczyzny morenowej.

Dalszą część Jeziora Fletnowskiego stanowi ciąg bezodpływowych zagłębień wytopiskowych w obrębie teras górnych VII, VIII, i IX, uszeregowanych początkowo w kierunku południkowym, następnie skręcających ku południo-zachodowi do doliny Mątawy. Głębokość wcięcia rynny do wysokości przedzielających zagłębienia progów wynosi 5—10 m w stosunku do poziomu sąsiadujących teras, natomiast dna największych zagłębień, mających charakter kotłów eworsyjnych, leżą około 35 m poniżej powierzchni przyległych teras, a w stosunku do powierzchni wysoczyzny morenowej — około 50 m.

Rynnową genezę posiada także niecka jeziora Tarpno (34,5 ha) we wschodniej części Basenu Grudziądzkiego, opisana przez S. Kopczyńskiego (1963). Podobnie jak Rynna Fletnowska rozcina ona zarówno wysoczyznę morenową, jak i terasy nadzalewowe wraz ze stożkiem napływowym (ryc. 1). Różnica wysokości pomiędzy współczesnym dnem niecki jeziornej a powierzchnią wysoczyzny morenowej wynosi około 60 m.

http://rcin.org.pl

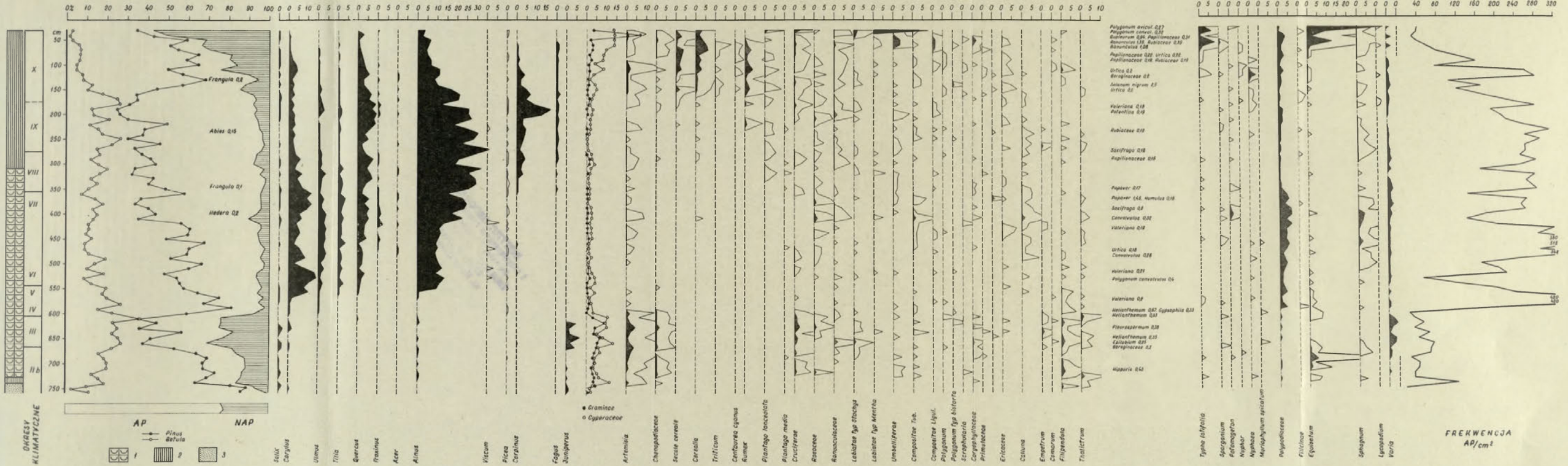
VII. PODZIAŁ STRATYGRAFICZNY OSADÓW GLACJALNYCH I ICH OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GENETYCZNO-FACJALNA

JEDNOSTKI MORFOSTRATYGRAFICZNE

Profil litologiczno-stratygraficzny osadów zlodowacenia bałtyckiego, z dolną granicą określoną przez paleobotanicznie datowane utwory interglacjału eemskiego w Grudziądzu-Mniszku i Rządzu, obejmuje na obszarze Basenu Grudziądzkiego trzy pokłady glin morenowych i przedzielające je utwory akumulacji wodnolodowcowej o łącznej miąższości około 70 m (ryc. 40). Przedstawiona niżej ogólna charakterystyka genetyczno-facjalna osadów dotyczy górnej części tego profilu, powyżej przewodniej serii piasków drobnoziarnistych i szarych iłów warwowych. Ich miąższość w stosunku do całego profilu utworów zlodowacenia bałtyckiego jest zmienna, waha się od około 10 do 40 m. Zależy ona przede wszystkim od miąższości osadów przedostatniego na tym obszarze lądolodu, gdyż utwory ostatniego lądolodu, jeśli występują w profilu, reprezentowane są zwykle przez 6—7-metrową warstwę jednolicie wykształconej gliny morenowej.

Różnej miąższości osadom przedostatniego lądolodu towarzyszy ich znaczne zróżnicowanie litologiczne oraz zmienne usytuowanie przestrzenne. Wiąże się to przede wszystkim z procesami zaniku lądolodu, a ściślej — z urozmaiceniem nieistniejącej dziś rzeźby stagnującego i martwego lodu. W związku z tym podział stratygraficzny powyższych osadów na podstawach litologicznych jest mało przydatny dla ustalenia chronologii procesów geologicznych i rekonstrukcji stosunków paleogeograficznych. Bardziej praktyczny w tym względzie wydaje się podział na jednostki morfostratygraficzne zaproponowany przez J. C. Freye'a i H. B. Willmana (1962). Za podstawę zastosowanego w niniejszej pracy podziału morfostratygraficznego przyjęto zróżnicowany przestrzennie proces glacjacji i deglacjacji, rozpatrywany nie tylko z punktu widzenia klimatu i związanych z nim zmian ogólnego bilansu czaszy lodowej (T. Bartkowski 1969), ale także z uwzględnieniem innych czynników, przede wszystkim wpływu rzeźby podłoża i powierzchni lądolodu oraz

http://rcin.org.pl



Ryc. 39. Diagram pyłkowy osadów wypełniających nieckę Jeziora Rudnickiego Małego wg B. Noryśkiewicz

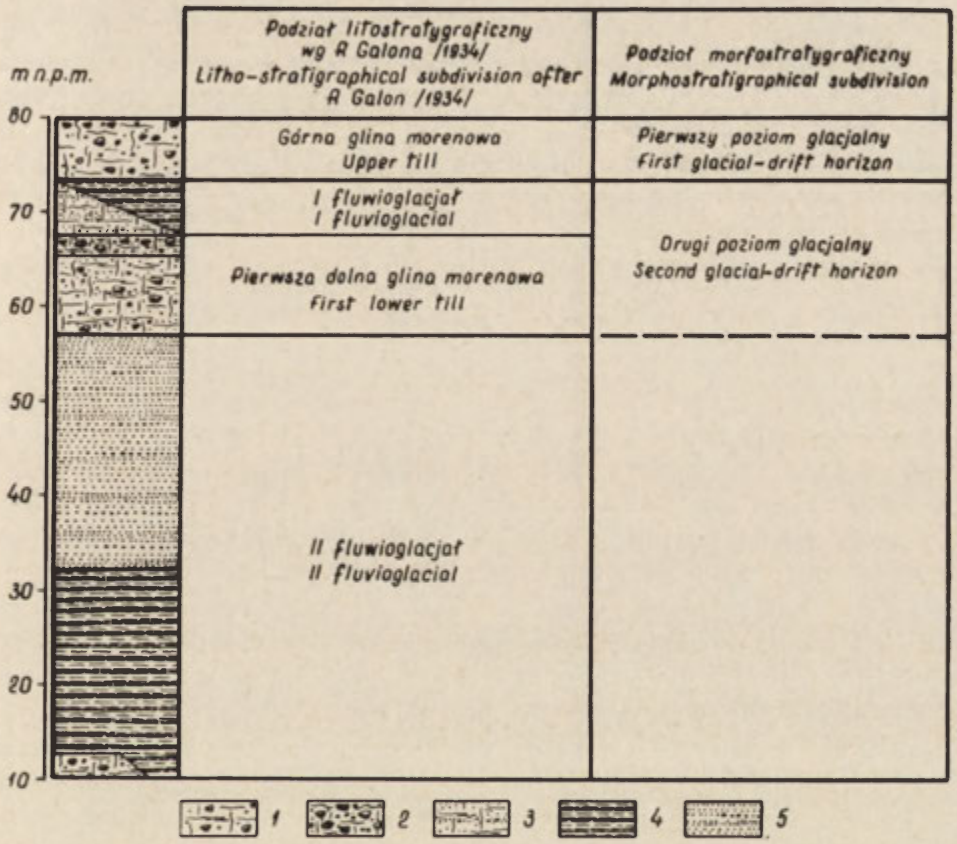
1 — gytia, *2* — torf, *3* — piasek

Pollen diagram of deposits filling depression of Lake Rudnickie Małe, after B. Noryśkiewicz

1 — gyttia, *2* — peat, *3* — sand

http://rcin.org.pl

warunków odpływu wód roztopowych. Podział ten wyraża się w określonych genetycznie i wiekowo zespołach osadów. Jednostkę wyższego rzędu nazwano poziomem glacjalnym, rozumiejąc pod tym mianem osady lodowcowe i wodnolodowcowe utworzone w czasie nasunięcia i zaniku jednego lądolodu.



Ryc. 40. Profil litologiczno-stratygraficzny osadów zlodowacenia bałtyckiego na obszarze Basenu Grudziądzkiego

1 — glina morenowa denna, *2* — morena ablacyjna (subakwatyczna), *3* — morena ablacyjno-soliflukcyjna, *4* — utwory zastoiskowe o strukturze warwowej, *5* — warstwowane piaski drobnoziarniste

Litho-stratigraphic profile of Baltic-glaciation deposits in the area of Grudziądz Basin

1 — lodgment till, *2* — superglacial (subaquatic) till, *3* — superglacial-solifluction till, *4* — ice-dammed type of deposits in varved structure, *5* — stratified fine-grained sands

Zgodnie z tym podziałem omawiane osady glacjalne podzielono na dwie jednostki-poziomy: pierwszy poziom glacjalny — obejmujący osady ostatniego na tym terenie lądolodu, drugi — w skład którego wchodzą osady związane genetycznie i wiekowo z przedostatnim lądolodem.

http://rcin.org.pl

DRUGI POZIOM GLACJALNY

W skład osadów drugiego poziomu glacjalnego wchodzą gliny morenowe, żwirowo-piaszczyste osady fluwioglacjalne i ablacyjne oraz utwory jezior glacjalnych. W syntetycznym podziale stratygraficznym plejstocenu R. Galona (1934) poziom ten odpowiada pierwszej dolnej glinie morenowej oraz leżącym na niej utworom tzw. fluwioglacjału (ryc. 40). Powyżej tego poziomu występuje górna, najmłodsza glina morenowa, poniżej zaś — piaski drobnoziarniste i szare iły warwowe tzw. II fluwioglacjału. Wypada dodać, że geneza piasków i iłów warwowych II fluwioglacjału nie została dotychczas przekonywująco wyjaśniona, stąd też ich pozycja morfostratygraficzna jest niepewna. Być może, że i te osady wiążą się genetycznie i wiekowo z drugim poziomem glacjalnym, dlatego dolną granicę tego poziomu należy traktować jako tymczasową.

GLINY MORENOWE

Wykształcone są w dwu zasadniczych typach facjalnych: gliny morenowej dennej (ang. „lodgment till" względnie „basal till" wg Flinta, ros. „osnownaja moriena") i gliny morenowej ablacyjnej (ang. „superglacial till", „ablation moraine", ros. „powierchnostnaja moriena", „ablacjonnaja moriena"). Te dwie główne facje glin morenowych wydzielono na podstawie ich pozycji w ogólnym profilu stratygraficznym ostatniego zlodowacenia, stosunku do pogrzebanych powierzchni morfologicznych i innych osadów drugiego poziomu glacjalnego (kryterium paleomorfologiczne), wyników analiz składu mechanicznego, składu petrograficznego frakcji żwirowej i ułożenia dłuższych osi głazików oraz makroskopowo rozpoznawalnych cech teksturalnych.

1. Glina morenowa denna występuje na omawianym terenie w dwu odmianach: a) gliny morenowej subglacjalnej (ros. „donnaja moriena", niżnaja moriena") i b) gliny morenowej inglacjalnej (ros. „wnutriennaja moriena").

a. Typową glinę morenową subglacjalną rozpoznano w profilach geologicznych zbocza doliny Wisły w Dolnych Sartowicach (ryc. 7 — a, b_1, b_2) i w Górnych Sartowicach (ryc. 10 — b_1). Pod względem teksturalnym cechuje się niewielkim kątem rozrzutu orientacji dłuższych osi głazików, dominującym ich nachyleniem w kierunku przeciwnym do ruchu lądolodu stosunkowo dużą kompakcją i niejednokrotnie warstwowaniem naśladującym pierwotną strukturę lądolodu.

b. Glinę morenową inglacjalną wyróżniono również w profilach Dolnych Sartowic (ryc. 7 — b_3) i Górnych Sartowic (ryc. 10 — b_3). Jest to glina pylasta lub piaszczysta, częstokroć ze smugami i warstewkami piasków gliniastych, odznacza się dużym kątem rozrzutu

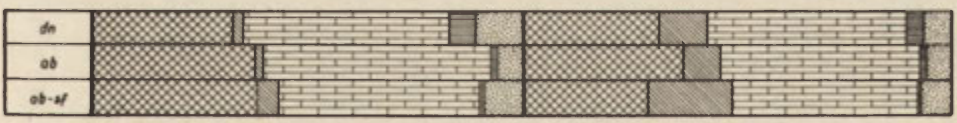
http://rcin.org.pl

orientacji dłuższych osi głazików, większym przedziałem kątowym ich nachyleń oraz brakiem lub słabo zaznaczoną dominacją nachyleń w kierunku zgodnym z ruchem lądolodu.

2. Morena ablacyjna[1] posiada szczególne znaczenie paleogeograficzne jako osad charakteryzujący typ klimatyczny deglacjacji (A. Jahn 1952—1953), a przez to i genezę pozostałych osadów glacjalnych. Wyróżniono cztery rodzaje moren ablacyjnych: a) morenę ablacyjną subakwatyczną (leżącą *in situ*), b) morenę ablacyjną zsuwowo-spływową (subakwatyczną), c) morenę ablacyjno-soliflukcyjną, d) morenę ablacyjną spływową (typu „crevasse fillings").

a. Morena ablacyjna subakwatyczna (leżąca *in situ*) reprezentuje na omawianym obszarze przewodni typ ablacyjnych osadów morenowych. W typowo wykształconych profilach drugiego poziomu glacjalnego występuje na wysokości około 60—65 m n.p.m. (ryc. 40), przykrywając glinę morenową denną warstwą o miąższości do 2 m. (Dolne Sartowice, Górne Sartowice, Kępa Strzemięcińska, Morsk). Jest to osad zwięzły i „kamienisty", którego skład mechaniczny cechuje się zarazem dużą zawartością części ilastych i grubookruchowych. Posiada barwę szarą, zazwyczaj z czerwonym wąskim pasem w spągu.

Fm	ϕ 5–10 mm							ϕ 2–5 mm						
	Kr	Kw	W	Mp	Op	O/K	K/W	Kr	Kw	W	Mp	Op	O/K	K/W
dn	22.5–38.6 / 32.8	0.8–3.7 / 2.4	44.7–52.8 / 48.5	2.5–8.8 / 6.2	8.1–14.9 / 10.3	1.46–2.02 / 1.80	0.65–0.91 / 0.75	27.5–36.6 / 32.0	8.8–15.7 / 11.4	43.7–51.7 / 47.3	1.1–7.5 / 3.8	2.5–7.5 / 5.5	0.84–1.77 / 1.35	0.70–1.15 / 0.93
ab	28.7–36.4 / 32.5	0.9–2.4 / 1.5	48.7–61.6 / 54.3	0.3–2.5 / 1.5	2.9–7.9 / 5.2	0.96–2.18 / 1.67	0.51–1.27 / 0.76	22.2–35.3 / 28.0	4.2–12.6 / 8.4	36.0–51.4 / 44.3	0.3–2.4 / 1.3	3.0–8.7 / 5.0	0.86–1.58 / 1.24	0.76–1.68 / 0.93
ab-sf	25.8–43.8 / 34.0	2.5–11.0 / 5.2	38.5–53.8 / 47.3	0.5–2.2 / 1.3	4.3–15.7 / 8.2	0.83–1.82 / 1.37	0.71–1.39 / 0.85	25.7–35.0 / 29.2	13.0–31.4 / 20.2	33.2–51.7 / 44.0	0.4–0.8 / 0.6	3.6–7.3 / 6.0	0.86–1.46 / 1.07	0.78–1.81 / 1.18



Ryc. 41. Skład petrograficzny glin morenowych drugiego poziomu glacjalnego
ab—sf — morena ablacyjno-soliflukcyjna, objaśnienie pozostałych symboli przy ryc. 5

Petrographic composition of tills of second glacial-drift horizon
ab—sf — superglacial-solifluction till; explanation of other symbols to be found with fig. 5

Średnie wartości składu petrograficznego żwirów (ryc. 41), obliczone na podstawie rezultatów analiz 7 prób tej gliny pobranych w różnych punktach, potwierdzają w zasadzie wyniki analiz petrograficznych glin morenowych w profilu reperowym Morska (ryc. 6). W stosunku do gliny

[1] Zachowano tradycyjną nazwę „morena" w znaczeniu osadu.

http://rcin.org.pl

morenowej dennej subglacjalnej i inglacjalnej charakteryzuje się po pierwsze — znacznie mniejszą zawartością skał osadowych niewapiennych, zwłaszcza piaskowców i margli piaszczystych, i to zarówno we frakcji 5—10 mm, jak i 2—5 mm, po drugie — wzrostem udziału kwarców we frakcji 2—5 mm w porównaniu do frakcji 5—10 mm. Cechy te wynikają najprawdopodobniej z niszczenia piaskowców i rozdrobniania skał krystalicznych na skutek wietrzenia mrozowego (por. A. Martini 1967) na powierzchni stagnującego i martwego lodu.

Ważnym wskaźnikiem charakteru genetycznego omawianego osadu jest jego skład mechaniczny. Jak już wzmiankowano, zawiera on dużą ilość cząstek ilastych. Udział procentowy najdrobniejszych frakcji (poniżej 0,005 mm) wynosi prawie we wszystkich przebadanych próbkach od 30 do 35%, tj. niemal dwukrotnie więcej niż w podścielającej glinie morenowej inglacjalnej. Należy stąd wnosić, że powstanie tej moreny wiąże się ze środowiskiem wodnym sprzyjającym osadzaniu najdrobniejszego materiału zawiesinowego, a więc ze zbiornikami czy rozlewiskami wód roztopowych na powierzchni stagnującego lądolodu.

Możliwość rozwoju supraglacjalnych zbiorników wodnych w czasie arealnego zanikania przedostatniego na tym terenie lądolodu zdaje się potwierdzać z jednej strony obniżanie się spągu osadów lodowcowych drugiego poziomu glacjalnego w przekrojach poprzecznych do osi doliny dolnej Wisły, a z drugiej — występowanie ponad nimi utworów zastoiskowych.

Istotna przyczyna rozwoju zbiorników supraglacjalnych wiąże się przypuszczalnie z istnieniem w podłożu osadów ostatniego zlodowacenia rozległej depresji dolinnej oraz ze zróżnicowanymi w jej obrębie ruchami glacjalno-izostatycznymi w czasie zanikania lądolodu (E. Drozdowski 1973). Partie brzeżne depresji reagowały na ablację ruchem wznoszącym szybciej aniżeli centralna część, gdzie lód był grubszy i zalegał dłużej. W wyniku tego początkowo płaska powierzchnia czaszy lodowej stawała się coraz bardziej wklęsła (zjawisko to w początkowej fazie wytapiania się moreny ablacyjnej było zapewne przyspieszone na skutek sprzężenia zwrotnego z erozją termiczną wód supraglacjalnych), dostosowując się w zaawansowanej fazie stagnacji lądolodu do ogólnych zarysów formy depresyjnej podłoża lądolodu.

b. Morena ablacyjna zsuwowo-spływowa (subakwatyczna) reprezentuje redeponowaną w drodze zsuwów, ześlizgów i spływów odmianę moreny ablacyjnej subakwatycznej. Podobnie jak jej utwór wyjściowy występuje na rozpatrywanym obszarze tylko wysoko, od około 60 do 67 m. n.p.m. Posiada barwę szarą lub czerwonawą, niekiedy brązowoczerwoną. Napotkano ją na zachodnim stoku Kępy Fortecznej w Parsku (ryc. 18 — *8,4*) oraz w stropowej części profili Dolnych Sarto-

http://rcin.org.pl

wic (ryc. 7 — c_2) i Górnych Sartowic (ryc. 10 — c_2). Występuje bądź w postaci nieciągłych i nieregularnych warstw, bądź różnego kształtu i wielkości brył, chaotycznie rozmieszczonych w ablacyjnych osadach żwirowo-piaszczystych. Składem mechanicznym i petrograficznym nawiązuje do osadu wyjściowego, różni się jednak od niego cechami teksturalnymi, formą występowania i nachyleniem dłuższych osi głazików. Orientacja i nachylenie dłuższych osi głazików w przypadku warstw o genezie spływowej dostosowują się do kierunku i kąta nachylenia płaszczyzny spągowej warstwy.

c. Morenę ablacyjno-soliflukcyjną wyodrębniono na podstawie kryteriów paleomorfologicznych, właściwości teksturalnych oraz wyników analiz granulometrycznych i petrograficznych. Stwierdzono ją w partiach kulminacyjnych wszystkich trzech kęp oraz w obrzeżeniu wschodnim i północnym Basenu Grudziądzkiego. Nie napotkano jej w profilach geologicznych zboczy dolinnych na południe od Basenu Grudziądzkiego, na odcinku od Dolnych Sartowic do Świecia. Osad ten występuje w górnej części profilu drugiego poziomu glacjalnego powyżej scharakteryzowanych moren ablacyjnych subakwatycznych (ryc. 18 — *3*), bądź na pokrywających te gliny utworach zastoiskowych (ryc. 4). Szczególnie instruktywna jest sytuacja omawianej gliny na stoku wschodnim kępy Górnej Grupy w Nowych Marzach, gdzie wypełnia ona kopalne zagłębienie uformowane w osadach piaszczystych typu ablacyjnego i gdzie jednocześnie oddzielona jest od gliny morenowej dennej pierwszego poziomu glacjalnego warstwą utworów zastoiskowych (ryc. 24 i 25).

Miąższość moreny ablacyjno-soliflukcyjnej zależna jest od konfiguracji podścielającej powierzchni paleomorfologicznej. Uwidacznia to wspomniane kopalne zagłębienie na wschodnim stoku kępy Górnej Grupy, gdzie miąższość tego osadu wzrasta ku dołowi od kilkudziesięciu centymetrów do 4—5 m (ryc. 24, fot. 9). Przybliżone wartości położenia hipsometrycznego spągu moreny ablacyjno-soliflfukcyjnej wahają się na rozpatrywanym obszarze od 57 do 70 m n.p.m.

Morena ablacyjno-soliflukcyjna to osad składający się głównie z frakcji piaszczystych (ryc. 20). Barwę posiada szarozieloną o odcieniu brunatnym z plamami koncentracji związków żelaza. Gdzieniegdzie w spągu lub w stropie warstw zaznaczają się ślady struktury warstwowej (fot. 6).

Skład petrograficzny frakcji żwirowej omawianej moreny wykazuje dość dużą zmienność w zależności od rozmieszczenia terytorialnego punktu poboru próbek (ryc. 22, 26 i 30). Szczególnie uderzające są zmiany w zawartości mało odpornych na transport i wietrzenie piaskowców i margli piaszczystych. Pod tym względem morena ablacyjno-soliflukcyjna różni się zasadniczo od moreny ablacyjnej subakwatycznej. Ta

http://rcin.org.pl

różna zawartość skał osadowych niewapiennych w osadach ablacyjno-soliflukcyjnych wiąże się prawdopodobnie ze zróżnicowaną przestrzennie dostawą, długością transportu i warunkami wietrzenia mrozowego wytapianego z lodu materiału skalnego.

Wspólną cechą struktury petrograficznej żwirów, dobrze wyrażoną w wartościach średnich obliczonych z 4 próbek (ryc. 41), jest większy udział kwarców we frakcji drobniejszej. We frakcji 5—10 mm udział ich wynosi 5,2%, we frakcji 2—5 mm — 20,2%. Taki kierunek zmian zawartości kwarców (wzrost blisko czterokrotny w granicach badanych frakcji) wskazuje na proces dezintegracji mrozowej skał krystalicznych w warunkach klimatu peryglacjalnego.

d. Morenę ablacyjną spływową (typu „crevasse fillings") reprezentują osady gliniaste wypełniające kopalną formę erozyjną w przekroju Rządza (ryc. 31 — *1-3*, fot. 12 — seria *E*). W odróżnieniu od wszystkich omówionych dotychczas osadów ablacyjnych występuje ona na różnych wysokościach nad poziomem morza. Jest to osad zdiagenezowany pod wpływem wody, mrozu i przemieszczeń grawitacyjnych. Cechuje się luźną konsystencją, zawiera wtrącenia utworów piaszczystych, żwirowych i mułkowo-ilastych, różnokształtne koncentracje węglanu wapnia oraz dużą ilość głazików z głazów, często całkowicie zdezintegrowanych pod wpływem mrozu. Cechy te wskazują, że osad ten stanowił niegdyś upłynnioną, błotnistą masę spływającą strumieniami do szczelin i przestrzeni międzybryłowych topniejących mas martwego lodu.

Istnieje duże podobieństwo typologiczne między powyższą gliną a zdiagenezowaną moreną ablacyjną, wyróżnioną i opisaną przez M. Klimaszewskiego (1960) z obszaru Spitsbergenu. W procesie jej przeobrażeń wybitny udział posiadają zjawiska wielokrotnych przemieszczeń grawitacyjnych (J. Szupryczyński 1963, 1965). Można przypuszczać, że odgrywały one ważną rolę również w procesie diagenezy omawianej moreny ablacyjnej.

Swoistą cechą moreny ablacyjnej spływowej jest obecność dużej ilości stosunkowo dobrze zachowanych szczątków mięczaków kopalnych. Cecha ta pozwala łatwo odróżnić tę glinę od jej odpowiednika z ostatniego okresu deglacjacji, występującego w obrębie form rzeźby kemowo-wytopiskowej na wschodnim zboczu Basenu Grudziądzkiego.

Sytuacja paleomorfologiczna i stosunek do innych osadów drugiego poziomu glacjalnego skłaniają do uznania moreny ablacyjnej spływowej jako osadu akumulowanego w końcowym etapie przedostatniego okresu deglacjacji. Substancję mineralno-petrograficzną tego osadu tworzy nie tylko materiał wytapiany z lodu synchronicznie z procesami jego redepozycji, ale również materiał nagromadzony uprzednio na powierzchni

http://rcin.org.pl

martwych lodów. Świadczą o tym liczne wtrącenia utworów wodnolodowcowych (ryc. 31 — *1-3*) oraz dobrze zachowane skorupki i szczątki skorupek mięczaków kopalnych.

OSADY WODNOLODOWCOWE

Podzielono je na trzy typy facjalne odpowiadające trzem głównym typom wodnolodowcowych środowisk sedymentacyjnych: osady fluwioglacjalne, ablacyjne i jezior glacjalnych. Wydzielenia tych facji dokonano na podstawie właściwości strukturalnych i teksturalnych osadów oraz ich sytuacji stratygraficznej i paleomorfologicznej.

1. Osady fluwioglacjalne obejmują warstwowane piaski i żwiry. Występują jako osady zasypania kopalnych form wklęsłych, które w mniejszej lub większej części zachowały się w obrębie kęp i obrzeżenia Basenu Grudziądzkiego. W opisanych profilach i odkrywkach okazują najczęściej warstwowanie przekątne z upadem warstw niezgodnym z ogólnym kierunkiem osi doliny Wisły (fot. 7 i 8, ryc. 28 i 29). Inną cechą osadów fluwioglacjalnych są ostre zmiany uziarniania i na ogół dobre wysortowanie materiału w obrębie poszczególnych ławic i serii. Na właściwości te, jako na cechy charakteryzujące osad fluwioglacjalny, wskazuje m. in. Z. Michalska (1969). Wyraźne warstwowanie i zmiany frakcji różnią osady fluwioglacjalne od litologicznie podobnych piasków i żwirów typu ablacyjnego. Różnice te pozostają w związku przyczynowym z odmiennymi warunkami fizycznymi i geometrycznymi ruchu wody. Osady fluwioglacjalne były akumulowane w strumieniach i rzekach glacjalnych (sub- i intraglacjalnych) płynących na dłuższych dystansach przy zmiennym natężeniu prądu i zmiennej dostawie materiału. Występują zawsze poniżej 60 m n.p.m., tzn. poniżej przewodniego dla omawianego obszaru osadu ablacyjnego — moreny ablacyjnej subakwatycznej.

2. Ablacyjne osady żwirowo-piaszczyste występują zwykle łącznie z morenami ablacyjnymi zsuwowo-spływowymi (subakwatycznymi) i spływowymi. Cechują się na ogół brakiem warstwowania, słabym wysortowaniem i przemyciem oraz częstymi mikrozaburzeniami o charakterze grawitacyjnym. Wśród frakcji żwirowo-piaszczystych spotyka się nierzadko głazy. Osady tego typu występują na zachodnim stoku Kępy Fortecznej w Parsku oraz wśród utworów wypełniających kopalne zagłębienie w Rządzu (ryc. 31 — *4*, fot. 12 — seria *E*). Zostały one osadzone przez wody płynące na krótkim dystansie w bliskim sąsiedztwie lodu i przy wydatnym współudziale sił grawitacyjnych. O kontakcie z lodem świadczą tkwiące wśród tych osadów fragmenty moreny ablacyjnej i mułków ilastych oraz głazy.

Specyficzną odmianę utworów ablacyjnych reprezentują drobno

http://rcin.org.pl

warstwowane piaski o genezie spływowej. Napotkano je w Rządzu (ryc. 31 — *8*, fot. 11 — seria *D*) i w Nowych Marzach (fot. 9).

Występowanie żwirowo-piaszczystych osadów ablacyjnych wiąże się ze strefami i miejscami dezintegracji czaszy lodowej, toteż można je spotkać w różnym położeniu wysokościowym. Na uwagę zasługują pojawiające się w tych osadach szczątki malakofauny. Szczątki te znajdują się jednak tylko w tych osadach, które współwystępują z moreną ablacyjną spływową typu „crevasse fillings", tzn. w utworach rejestrujących końcowy etap przedostatniego na omawianym obszarze okresu deglacjacji.

3. Osady jezior glacjalnych wykształcone są z reguły w postaci utworów typu warwowego, składających się z cienkich warstewek ciemnobrązowych mułków ilastych i grubszych warstewek żółtych, podobnych do lessu, mułków. Występują w postaci ławic o zmiennym rozprzestrzenieniu i rozmaitej pozycji w obrębie profilu osadów drugiego poziomu glacjalnego. Miąższość poszczególnych ławic waha się na obszarze Basenu Grudziądzkiego od kilkudziesięciu centymetrów do 4—5 m, a wysokość występowania od około 33 do 68 m. n.p.m., tj. w granicach około 35 m.

Osady jeziorne drugiego poziomu glacjalnego podzielić można na dwa piętra: dolne, składające się z ławic o nieciągłym rozprzestrzenieniu, występujących od najniższej stwierdzonej wysokości 33 m n.p.m. do około 60 m n.p.m., i piętro górne, tworzące mniej lub bardziej ciągły horyzont od około 60 do 68 m n.p.m.

Utwory jezior glacjalnych dolnego piętra w większości przypadków cechują się zaburzeniami typu grawitacyjnego (ryc. 10 — *18-9*, fot. 4, ryc. 31 — *9*). Stwierdzono je na wysokości bezwzględnej 32—33 m i 50—53 m w okolicy Rządza na Kępie Strzemięcińskiej, 50—57 m w Dolnej grupie na kępie Górnej Grupy i 56—63 m w profilu zbocza dolinnego w Górnych Sartowicach. W każdym z tych stanowisk usytuowane są pośród innych osadów drugiego poziomu glacjalnego. Podściela je albo glina morenowa denna, albo produkty rozmycia moreny w postaci bruku, natomiast przykrywają osady lodowcowe lub wodnolodowcowe typu ablacyjnego. Nigdzie w obrębie kęp i zboczy Basenu Grudziądzkiego nie zaobserwowano kontaktu sedymentacyjnego osadów jeziornych z piaskami drobnoziarnistymi przewodniego poziomu międzymorenowego. Fakty te pozwalają uznać osady jezior glacjalnych dolnego piętra jako utwory lokalnych zbiorników wodnych rozwiniętych w warunkach daleko zaawansowanego rozpadu stagnującej i martwej czaszy lodowej.

Osady jeziorne górnego piętra leżą mniej więcej na tej samej wysokości nad poziomem morza niezależnie od charakteru facjalnego utworów podścielających. Spotyka się je w górnej części typowo wykształco-

http://rcin.org.pl

nego profilu drugiego poziomu glacjalnego ponad dwudzielnym pokładem gliny morenowej, i wówczas odznaczają się typową dla uwtorów zastoiskowych strukturą warwową z rosnącą ku górze miąższością warstw mułkowych (ryc. 4 — *4*, ryc. 7 — *6-3*, fot. 5, ryc. 10 — *4-2*), jak również w stropie zróżnicowanych facjalnie profili, na żwirowo-piaszczystych osadach ablacyjnych lub morenie ablacyjno-soliflukcyjnej (ryc. 25 — *3*). Przykryte są bądź najmłodszą gliną morenową (ryc. 25), bądź moreną ablacyjno-soliflukcyjną (ryc. 4). Fakty te wskazują, że akumulacja osadów jeziornych górnego piętra dokonywała się na powierzchni mineralnej i lodowej (z izolacyjną warstwą moreny ablacyjnej) w zaawansowanej fazie zaniku przedostatniego na tym terenie lądolodu. O istnieniu martwych lodów świadczy fakt przykrycia tych osadów przez morenę ablacyjno-soliflukcyjną, a także występujące w nich miejscami zaburzenia spływowe i uskokowe.

PIERWSZY POZIOM GLACJALNY

Osady związane wiekowo z pobytem ostatniego na tym terenie lądolodu reprezentowane są przez gliny morenowe, osady fluwioglacjalne i ablacyjne osady piaszczysto-mułkowe. Ponadto do utworów o charakterze glacjalnym, powstałych w ostatnim okresie deglacjacji rozpatrywanego obszaru, zaliczyć wypada wytopiony z martwych lodów materiał morenowy, rozmyty i retransportowany na niewielką odległość przez wody rzeczne.

GLINY MORENOWE

Wykształcone są w dwu zasadniczych typach facjalnych: gliny morenowej dennej i moreny ablacyjnej spływowej.

1. Glina morenowa denna występuje na omawianym obszarze w postaci monotonnie rozwiniętej warstwy w partii kulminacyjnej Kępy Fortecznej (ryc. 15) i kępy Górnej Grupy (ryc. 23 i 24), ponadto pojawia się w najwyżej położonych obszarach otaczającej Basen Grudziądzki wysoczyzny morenowej w okolicach Trzbiełucha, Wiewiórek, Turznic i Wielkich Lnisk, a po zachodniej stronie Basenu Grudziądzkiego na odcinku od Bzowa do Rulewa. Jej miąższość dochodzi do 6—7 m.

Pod względem litologicznym glina morenowa denna pierwszego poziomu glacjalnego wykazuje dużą jednorodność. Dotyczy to takich jej cech litologicznych, jak tekstura, skład mechaniczny i ułożenie dłuższych osi głazików. Od jednolitości tej odbiega jedynie skład petrograficzny frakcji żwirowej, który we wszystkich profilach tej gliny (ryc. 5, 16 i 26) wykazuje charakterystyczną, pionowo ukierunkowaną zmienność udziału procentowego skał krystalicznych (bez kwarców), kwarców i skał osadowych niewapiennych. Wyjaśnienie tego zjawiska wymaga dalszych

http://rcin.org.pl

ilościowych badań sedymentologicznych, uwzlędniających, prócz składu petrograficznego, i pozostałe parametry litologiczne osadu.

2. Morena ablacyjna wiąże się na rozpatrywanym obszarze z wytapianiem brył martwego lodu. Stwierdzono ją dotychczas na wschodnim zboczu Basenu Grudziądzkiego na odcinku od Turznic do Skarszew, gdzie tworzy niewielkiej miąższości pokrywę pagórkowatych form kemowych o charakterze ablacyjnym (ryc. 37 — *2*, ryc. 38 — *2,3*). Podobnie jak jej odpowiednik w drugim poziomie glacjalnym powstała w drodze spływów wytopionego z lodu materiału mineralnego oraz materiału nagromadzonego na powierzchni topniejących brył lodowych. Odznacza się luźną konsystencją, dużą zawartością frakcji piaszczystych i głazowych oraz licznymi żyłowymi koncentracjami węglanu wapnia. Dodatkową cechą charakteryzującą tę morenę jest duża ilość zdezintegrowanych na skutek wietrzenia mrozowego głazików i głazów oraz liczne wtrącenia ciemnobrunatnych mułków ilastych. Jednakże w odróżnieniu od moreny ablacyjnej spływowej drugiego poziomu glacjalnego nie zawiera szczątków mięczaków kopalnych.

OSADY WODNOLODOWCOWE

1. Osady fluwioglacjalne typowo wykształcone stwierdzono jedynie w partii kulminacyjnej kępy Górnej Grupy w Starych Marzach na poziomie około 71—74 m n.p.m. Występują w formie warstw i soczewek różnoziarnistych żwirów i piasków, częstokroć zaburzonych uskokami (fot. 17). Wśród osadów żwirowo-piaszczystych tkwią bryły gliny morenowej i głazy, co świadczy o bliskości lodowcowego źródła dostawy materiału. Pozwala to wnioskować, że utwory te osadzone były w jamach lub szczelinach lodowych zamierającego lądolodu. Upad warstw skierowany jest przeważnie ku południo-zachodowi. Całkowita miąższość tych utworów dochodzi do 5 m. Poniżej, jak wykazały wiercenia ręczne do głębokości 4,5 m, występują piaski drobnoziarniste bądź silnie skompresowana glina morenowa, należąca prawdopodobnie jeszcze do pierwszego poziomu glacjalnego, pod nią zaś pojawia się miejscami następna z kolei glina morenowa, zewnętrznie upodabniająca się do moreny ablacyjno-soliflukcyjnej drugiego poziomu glacjalnego.

Od osadów fluwioglacjalnych drugiego poziomu glacjalnego, odsłoniętych w pobliskich żwirowniach w Górnej Grupie, omawiane utwory różnią się, prócz odmiennej sytuacji stratygraficznej, wyższym położeniem nad poziomem morza, mniejszą miąższością i brakiem szczątków fauny plejstoceńskiej. W ich stropie obserwuje się wyraźną powierzchnię ścięcia erozyjnego, ponad którą zalega niewarstwowany materiał żwirowo-piaszczysto-humusowy.

http://rcin.org.pl

2. Ablacyjne osady piaszczysto-mułkowe występują łącznie z moreną ablacyjną spływową na wschodnim zboczu Basenu Grudziądzkiego w obrębie pagórkowatych form kemowych (ryc. 37 — *4-8*, ryc. 38 — *5-6*). Ponadto biorą udział w budowie terasy kemowej w Rulewie (ryc. 35 — *3*). Wykształcone są w postaci piasków drobno- i średnioziarnistych z domieszką mułków i żwirków, wśród których nierzadko występują głazy. Transport tych osadów odbywał się częściowo w drodze spływów i zsuwów, częściowo za pośrednictwem wody po nachylonych powierzchniach brył martwego lodu. Posiadają zazwyczaj strukturę fluidalną.

3. Osady rzeczno-lodowcowe związane z wytapianiem się brył martwego lodu budują przede wszystkim terasy kemowe, należy jednak przypuszczać, że ich rozprzestrzenienie w obrębie Basenu Grudziądzkiego jest znacznie większe. Przemawiają za tym grube żwiry i głazy leżące miejscami bezpośrednio na piaskach drobnoziarnistych z dala od zboczy dolinnych. Nie negując możliwości rozmycia pokładów gliny morenowej nie można także wykluczyć ewentualności, że osady te wytopiły się z pogrzebanych martwych lodów w czasie rozwoju doliny dolnej Wisły. Osady rzeczno-lodowcowe budujące terasy kemowe wykształcone są w postaci przekątnie lub płasko warstwowanych piasków drobno- i średnioziarnistych z przewarstwieniami mułków (ryc. 34 — *2-11*). Ich cechą charakterystyczną są zaburzenia grawitacyjne spowodowane zanikiem podparcia lodowego.

SZCZEGÓŁOWY PODZIAŁ MORFOSTRATYGRAFICZNY OSADÓW

Zgodnie z przedstawionymi na początku niniejszego rozdziału zasadami podziału morfostratygraficznego podzielono omawiane osady na pewne, wyodrębniające się pod względem wiekowym i genetycznym (paleomorfologicznym), zespoły. Osady każdego z tych zespołów jednoczy i zarazem dzieli od osadów innych zespołów określony etap zaawansowania procesów deglacjacji.

W obrębie drugiego i pierwszego poziomu glacjalnego wydzielono po dwa tego typu zespoły wiekowo-genetyczne osadów: starsze i młodsze. Korelację tych zespołów z ogólnym schematem stratygraficznym plejstocenu, ustalonym dla obszaru dolnego Powiśla przez R. Galona (1934), przedstawia rycina 40 i tabela 1.

Starszy zespół osadów drugiego poziomu glacjalnego obejmuje glinę morenową denną (główną masę) moreny ablacyjnej subakwatycznej, ablacyjne osady żwirowo-piaszczyste wraz z moreną ablacyjną zsuwowo-spływową (subakwatyczną) oraz osady jezior lodowcowych dolnego piętra. Osady tego zespołu powstały w czasie nasunięcia i pierw-

http://rcin.org.pl

Tabela 1. Korelacja jednostek morfostratygraficznych z podziałem plejstocenu R. Galona (1934)

Jednostki stratygraficzne według podziału R. Galona	Jednostki morfostratygraficzne		Typy genetyczno-facjalne glin morenowych	Wysokość w m n.p.m.	Szczątki fauny plejstoceńskiej	Typy genetyczno-facjalne osadów wód roztopowych lądolodu	Wysokość w m n.p.m.	Szczątki fauny plejstoceńskiej
Górna glina morenowa	Pierwszy poziom glacjalny	Młodszy zespół genetyczny osadów	Morena ablacyjna spływowa związana z wytapianiem się brył martwego lodu	72-40	–	Żwirowo-piaszczyste osady związane z wytapianiem się brył martwego lodu Ablacyjne osady mułkowo-piaszczyste	poniżej 70 70-40	– –
		Starszy zespół genetyczny osadów	Glina morenowa denna	63-80	–	Żwirowo-piaszczyste osady fluwioglacjalne	63-80	–
I fluwioglacjał	Drugi poziom glacjalny	Młodszy zespół genetyczny osadów	Morena ablacyjna spływowa (typu „crevasse fillings")	30-70	+	Osady zasypania wklęsłych form kopalnych: Ablacyjne osady żwirowo-piaszczyste; Żwirowo-piaszczyste osady fluwioglacjalne	30-70 poniżej 70	+ +
			Morena ablacyjno-solifukcyjna	57-70	–	Mułkowo-ilaste osady jezior glacjalnych górnego piętra	60-68	–
Pierwsza dolna glina morenowa		Starszy zespół genetyczny osadów	Morena ablacyjna zsuwowo-spływowa (subakwatyczna) Morena ablacyjna subakwatyczna Glina morenowa denna	60-67 55-60 30-60	– – –	Ablacyjne osady żwirowo-piaszczyste Mułkowo-ilaste osady jezior glacjalnych dolnego piętra	60-67 33-60	– –

http://rcin.org.pl

szego etapu zaniku przedostatniego lądolodu [2] we wszystkich w zasadzie środowiskach sedymentacji glacjalnej: sub-, supra-, intra- i inglacjalnych. Ich duże zróżnicowanie facjalne w pionie i w poziomie jest konsekwencją glacjokrasowego typu zanikania czaszy lodowej (por. L. Clayton 1964, A. B. Basalykas 1969). Odpowiadają one pierwszej dolnej glinie morenowej w schemacie podziału stratygraficznego plejstocenu R. Galona.

Młodszy zespół osadów drugiego poziomu glacjalnego powstał głównie w warunkach supraglacjalnych i intraglacjalnych. Składa się z utworów jezior glacjalnych górnego piętra, moreny ablacyjno-soliflukcyjnej, osadów fluwioglacjalnych oraz ablacyjnych osadów żwirowo-piaszczystych wraz ze spływową moreną ablacyjną typu „crevasse fillings". Zespół ten odpowiada tzw. I fluwioglacjałowi w schematycznym podziale stratygraficznym plejstocenu R. Galona.

Młodszy zespół osadów drugiego poziomu glacjalnego przedzielono hipotetyczną granicą na dwie części, które łącznie ze starszym zespołem drugiego poziomu glacjalnego odzwierciedlają trójetapowy przebieg procesów zaniku czaszy lodowej. Dolna część młodszego zespołu, odpowiadająca drugiemu etapowi deglacjacji, obejmuje utwory jezior glacjalnych górnego piętra i morenę ablacyjno-soliflukcyjną, natomiast górna część, synchroniczna z trzecim etapem daglacjacji, reprezentowana jest przez osady fluwioglacjalne ablacyjne osady żwirowo-piaszczyste oraz morenę ablacyjną spływową typu „crevasse fillings". Podkreślić należy fakt, że stosunkowo najlepiej zachowane szczątki mięczaków kopalnych napotkano w osadach fluwioglacjalnych i ablacyjnych trzeciego etapu deglacjacji. Również w tych osadach znaleziono opisane w literaturze szczątki kostne ssaków plejstoceńskich.

Starszy zespół osadów pierwszego poziomu glacjalnego odpowiada górnej glinie morenowej w syntetycznym profilu plejstocenu R. Galona (ryc. 40), ponadto sporadycznie występującym utworom fluwioglacjalnym osadzonym w szczelinach lub jamach lodu stagnującego lub martwego. Osady te wiążą się genetycznie z nasunięciem i zanikiem ostatniego na omawianym terenie lądolodu.

Młodszy zespół reprezentują osady późniejszego etapu deglacjacji, związane z wytapianiem się brył martwego lodu przy udziale mechanicznego i termicznego działania wód rzecznych. Osady tego zespołu położone są poniżej utworów starszego od nich zespołu, odłożonych bezpośrednio lub pośrednio przez ostatni na tym obszarze lądolód.

---

[2] Niektóre typy osadów mogły się tworzyć w dalszym ciągu i w następnych etapach zaniku czaszy lodowej, np. morena ablacyjna subakwatyczna i glina morenowa denna inglacyjna.

http://rcin.org.pl

ZAGADNIENIĘ GENEZY SZCZĄTKÓW FAUNY PLEJSTOCEŃSKIEJ

Fakt występowania szczątków mięczaków i ssaków plejstoceńskich w osadach żwirowo-piaszczystych budujących terasy rzeczne w Basenie Grudziądzkim jest znany od dawna w literaturze naukowej. Pierwszą wiadomość o faunie kopalnej w Basenie Grudziądzkim (w Górnej Grupie i w Strzemięcinie) wraz z ogólnym opisem stanowisk i wyszczególnieniem rozpoznanych gatunków podał A. Jentzsch (1901). Jednakże badacz ten, opierając się na błędnych przesłankach geomorfologicznych i geologicznych, uznał żwiry i piaski ze szczątkami fauny jako utwory glacjalne retransportowane i osadzone przez wody rzeczne w czasie pierwszych faz rozwojowych doliny dolnej Wisły. Ta błędna koncepcja wieku i genezy osadów, której przeczą dane stratygraficzne i paleomorfologiczne, jak też kierunki upadów warstw, poprzeczne lub skośne do osi doliny Wisły, zaciążyła z kolei na interpretacji chronologicznej i paleogeograficznej środowisk życia ssaków kopalnych, przedstawionej przez paleozoologa niemieckiego R. Hermanna (1911, 1914). Względnie dobry stan zachowania się znalezionych kości stał się dlań podstawą do wysunięcia hipotezy, że owe zwierzęta kopalne żyły w okresie późnoglacjalnym w najbliższym sąsiedztwie rzeki. Hipotezę tę podali w wątpliwość F. Wahnschaffe i F. Schucht (1921) i P. Woldstedt (1950), uważając zespół ssaków kopalnych Górnej Grupy i Strzemięcina raczej za odpowiednik kopalnego zespołu zwierzęcego występującego w tzw. horyzoncie riksdorfskim (pomiędzy pierwszym a drugim poziomem morenowym) z okolic Berlina. Poglądów swych autorzy ci nie poparli jednak faktami geologicznymi.

Rezultaty przeprowadzonych badań stratygraficzno-morfologicznych ukazują zagadnienie genezy szczątków fauny kopalnej w nowym świetle. Zasadnicze znaczenie mają tu następujące fakty:

— Przynależność morfostratygraficzna osadów zawierających szczątki zwierzęce do utworów drugiego poziomu glacjalnego, osadzonych w końcowym etapie deglacjacji.

— Brak dobrze zachowanych resztek zwierzęcych w starszych osadach drugiego poziomu glacjalnego, zwłaszcza w osadach lodowcowych i wodnolodowcowych pierwszego etapu deglacjacji.

— Względnie dobry stan zachowania się kości ssaków (R. Hermann 1914), świadczący o niedalekiej drodze ich retransportacji.

— Występowanie w profilach geologicznych drugiego poziomu glacjalnego grubej serii (zazwyczaj od 2 do 4 m) utworów supraglacjalnych: moreny ablacyjnej subakwatycznej, moreny ablacyjno-soliflukcyjnej i osadów supraglacjalnych zbiorników wodnych.

— Występowanie osadów z resztkami fauny w ściśle określonych

http://rcin.org.pl

sytuacjach paleomorfologicznych, tj. w kopalnych formach wklęsłych pochodzenia erozyjnego.

— Fluwioglacjalna lub ablacyjna geneza osadów, w których zawarte są szczątki fauny.

— Obecność stosunkowo dobrze zachowanych skorupek i fragmentów skorupek mięczaków w przeobrażonej morenie ablacyjnej spływowej typu „crevasse fillings".

— Poprzeczne lub skośne do osi doliny dolnej Wisły kierunki upadów warstw osadów fluwioglacjalnych zawierających szczątki fauny (Górna Grupa, Strzemięcin).

Fakty te wskazują, że geneza omawianych resztek fauny kopalnej wiąże się zarówno w sensie czasu egzystencji fauny, jak i redepozycji jej szczątków z warunkami paleogeograficznymi zaniku przedostatniego na tym terenie lądolodu. Wprawdzie w glinie morenowej dennej drugiego poziomu glacjalnego znaleziono fragmenty niezidentyfikowanych skorupek mięczaków, lecz w stosunku do osadów fluwioglacjalnych lub ablacyjnych w ilości znacznie mniejszej i w daleko większym stopniu zniszczone przez procesy mechaniczne i chemiczne. Wyklucza to możliwość wymycia szczątków fauny z materiału morenowego, a tym samym pochodzenie ich ze starszych okresów plejstocenu.

Próbując odtworzyć warunki paleogeograficzne akumulacji osadów zawierających faunę kopalną, należy wziąć pod uwagę z jednej strony występowanie grubej serii utworów supraglacjalnych, a z drugiej — stan zachowania się szczątków fauny oraz typ genetyczno-facjalny i sytuację paleomorfologiczną osadów, w których są one zawarte. Pierwszy fakt sugeruje, że procesy arealnego zaniku przedostatniego na tym terenie lądolodu, odbywające się głównie drogą ubywania masy lodowej od góry, mogły doprowadzić do pogrzebania pod płaszczem osadów supraglacjalnych znacznych połaci lodu stagnującego i martwego, a w konsekwencji — do rozwoju życia organicznego na powierzchni lodowej. Następne fakty świadczą, że pierwotne złoża szczątków fauny znajdowały się w niewielkim oddaleniu od miejsca ich obecnego występowania, ponieważ w przeciwnym razie musiałyby wykazywać ślady większego zniszczenia, jeśli w ogóle zachowałyby się jeszcze w osadzie. Ta ostatnia uwaga stanowi rozwinięcie argumentu podanego przez R. Hermanna (1914), gdyż — jak się wydaje — może się on odnosić również do szczątków mięczaków. Występują one bowiem albo w materiale żwirowo-piaszczystym osadzonym przez burzliwie płynącą wodę, albo w silnie przeobrażonej przez wodę i ruchy grawitacyjne morenie ablacyjnej spływowej typu „crevasse fillings". Znamienny przy tym jest fakt, że oba rodzaje tych osadów wypełniają wyłącznie kopalne formy erozyjne,

http://rcin.org.pl

które nie tworzą jakiegoś zintegrowanego systemu odpływu wód (w stanie kopalnym).

Na podstawie tych przesłanek należy wnioskować, że akumulacja osadów ze szczątkami fauny mięczaków i ssaków dokonywała się w szczelinach bądź przestrzeniach międzybryłowych rozpadającej się czaszy lodowej, być może na pewnych odcinkach także w tunelach lodowych. Procesowi temu towarzyszyła ożywiona cyrkulacja wód lodowcowych oraz ruchy grawitacyjne osadów supraglacjalnych. Wody krążące na powierzchni i pod powierzchnią pogrzebanych brył lodowych transportowały i osadzały wówczas zarówno materiał wytapiany z wnętrza mas lodowych, jak i materiał utworzony w różnorodnych środowiskach sedymentacyjnych na ich powierzchni. W tych warunkach złoża pierwotne fauny kopalnej, które — jak się przypuszcza — istniały na powierzchni martwego lodu, zostały w większości rozmyte i przeniesione transportem wodnym oraz ruchami grawitacyjnymi w najbliższe zagłębienia lodowe.

Przedstawiona powyżej teza o rozwoju życia organicznego na powierzchni stagnującego i martwego lodu nawiązuje do ogólnie znanych przykładów aktualnie rozwijającego się życia organicznego w strefach stagnacyjnych lodowców południowo-centralnej Alaski (J. K. Charlesworth 1957, L. Clayton 1964). Należy jednak zwrócić uwagę na to, że zjawiska te nie są czymś wyjątkowym, związanym wyłącznie ze specyficznymi warunkami klimatycznymi i geologiczno-geomorfologicznymi lodowców Alaski. Jak tego dowodzą badania geologów i geomorfologów amerykańskich z ostatnich lat (L. Clayton 1962, Ch. P. Royse i E. Callender 1967), warunki sprzyjające rozwojowi życia organicznego na powierzchni lodów stagnujących i martwych istniały także w czasie zlodowacenia Wisconsin na obszarach Wielkich Równin.

Przedwczesne byłoby jednakże szukanie analogii w zakresie środowisk życia fauny. Przedstawiona teza, wobec braku pierwotnych złóż fauny kopalnej (być może złoża takie istnieją i zostaną ujawnione w miarę postępu szczegółowych badań litostratygraficznych) musi być uznana jako teza wstępna, robocza, wymagająca dalszych badań terenowych i laboratoryjnych, w szczególności datowań bezwzględnych szczątków zwierzęcych metodą radiowęgla oraz szczegółowych studiów sedymentologicznych osadów zawierających szczątki fauny wraz z analizą paleozoologiczną samego materiału faunistycznego.

ZAGADNIENIE WIEKU DRUGIEGO POZIOMU GLACJALNEGO

Scharakteryzowane w niniejszym rozdziale osady glacjalne zaliczane są według dotychczasowych poglądów (R. Galon 1934 1961, 1967, J. E. Mojski 1968, 1969) do utworów głównego stadiału zlodowacenia bałtyckiego, a ściślej — młodszej jego części, powyżej interstadiału paudorf-

http://rcin.org.pl

skiego. Zgodnie z tym podziałem glina morenowa denna drugiego poziomu glacjalnego powinna odpowiadać maksymalnemu rozprzestrzenieniu się lądolodu bałtyckiego, tzn. stadium leszczyńskiemu, natomiast glina morenowa denna pierwszego poziomu glacjalnego — stadium poznańskiemu. Osady zawarte pomiędzy tymi dwoma pokładami glin morenowych mieściłyby się zatem w interwale czasowym dzielącym stadium poznańskie od leszczyńskiego, który zdaniem większości badaczy (N. Czebotariewa, R. Galon, J. Gellert, L. Serebriannyj 1965, J. E. Mojski 1969) odpowiada raczej interfazie recesyjnej lądolodu stadium leszczyńskiego.

Związek chronologiczny osadów pierwszego poziomu glacjalnego z lądolodem stadium poznańskiego jest oczywisty, ponieważ obszar Basenu Grudziądzkiego położony jest pomiędzy strefą marginalną stadium poznańskiego a strefą marginalną stadium pomorskiego (R. Galon 1961, 1968b, S. Kozarskiego 1962, L. Roszko 1968b).

Wątpliwy jednakże wydaje się związek drugiego poziomu glacjalnego z lądolodem stadium leszczyńskiego i jego arealnym zanikiem czy daleko sięgającą recesją. Szereg przesłanek paleogeograficznych wynikających z analizy stratygraficznej i facjalnej osadów zdaje się wskazywać, iż wiek drugiego poziomu glacjalnego jest starszy od stadium leszczyńskiego, że prawdopodobnie wiąże się on z lądolodem, który na rozpatrywany obszar nasunął się w okresie przedpaudorfskim zlodowacenia bałtyckiego, a zaniknął w interstadiale paudorfskim (interpleniglacjale). Na korzyść tego przypuszczenia świadczą następujące fakty:

1. Sposób występowania osadów drugiego poziomu glacjalnego, zwłaszcza osadów drugiego i trzeciego etapu deglacjacji, utworzonych w warunkach daleko zaawansowanego rozpadu czaszy lodowej. Instruktywna w tym względzie jest odkrywka w Nowych Marzach (ryc. 24). Osady drugiego poziomu glacjalnego wypełniają tutaj kopalną formę wklęsłą poniżej poziomo leżącej warstwy najmłodszej na tym terenie gliny morenowej. Z tej sytuacji stratygraficzno-paleomorfologicznej, potwierdzającej się w szeregu innych odsłonięć i przekrojów geologicznych, wynika, że w czasie poprzedzającym rozrost ostatniego na omawianym obszarze lądolodu skandynawskiego zanikły wszelkie elewacje rzeźby lodowo-mineralnej związane z tajaniem i rozpadem przedostatniego lądolodu, czyli inaczej rzecz ujmując — nastąpiło zakończenie procesu arealnej degradacji czaszy lodowej. Wniosek ten pozwala postawić tezę, że strefa stagnacji lądolodu (zrównoważonego bilansu masy lodowej), która według panujących poglądów (T. Bartkowski 1969, W. Niewiarowski 1963, A. A. Asjejew 1962) poprzedza w czasie i przestrzeni arealny zanik lądolodu (ujemnego bilansu masy lodowej), przesunęła się daleko na północ w kierunku centrum zlodowacenia. Taką

http://rcin.org.pl

zaś skalę czasową i przestrzenną procesów deglacjacji w warunkach niżowych, pozwalających pominąć w rozważaniach czynnik grawitacji jako przyczynę zmiany bilansu masy lodowej, tłumaczyć należy ociepleniem klimatu większego rzędu. Interpretacja powyższa kolidowałaby z przebiegiem zmian klimatycznych w strefie ekstraglacjalnej ostatniego zlodowacenia, gdyby ocieplenie to odnosić do interfazy przedpoznańskiej, byłaby natomiast zgodna w przypadku korelowania jego z interstadiałem paudorfskim.

2. Trójdzielność morfostratygraficzna osadów drugiego poziomu glacjalnego, wskazująca na trzykrotną zmianę warunków klimatycznych podczas akumulacji osadów. Trójdzielność ta dobrze koreluje z oscylacjami klimatycznymi interstadiału paudorfskiego, stwierdzonymi przez L. Starkla w Wadowicach (M. Sobolewska, L. Starkel i A. Środoń 1964) i przez Van Der T. Hammena, G. C. Maarlevelda, J. C. Vogela i W. H. Zagwijna (1967) na terenie Holandii. Ci ostatni autorzy wydzielili w obrębie paudorfu (interpleniglacjału) dwie fazy ocieplenia: Hengelo datowaną metodą radiowęgla od 39 000 do 37 000 lat wstecz i Denekamp — od 32 000 do 29 000 lat. Zgodnie z tym podziałem pierwszy etap stagnacji lądolodu i początek tworzenia się moreny ablacyjnej subakwatycznej przypadłyby na fazę ocieplenia Hengelo, zwolnienie tempa tajania lodu i powstanie moreny ablacyjno-soliflukcyjnej — na fazę ochłodzenia dzielącą Hengelo od Denekamp, końcowy rozpad czaszy lodowej i zasypanie kopalnych form wklęsłych — na fazę ponownego ocieplenia Denekamp. Czas trwania przedostatniego okresu deglacjacji rozpatrywanego terenu zamykałby się zatem, w nawiązaniu do holenderskiego schematu paudorfu, w granicach około 10 000 lat.

3. Stwierdzone na podstawie przeprowadzonych analiz różnice składu petrograficznego żwirów jak również różnice w orientacji dłuższych osi głazików pomiędzy gliną morenową denną drugiego poziomu glacjalnego a gliną morenową denną pierwszego poziomu glacjalnego. W glinie drugiego poziomu glacjalnego orientacja dłuższych osi głazików oscyluje w sektorze NNW—NNE, w pierwszym — NNE—NE. Dane powyższe, uzupełniając się wzajemnie, wskazują na odrębne obszary alimentacji dwóch ostatnich na tym terenie lądolodów skandynawskich.

4. Skład gatunkowy kopalnych ssaków, których szczątki szkieletowe zostały przeniesione i osadzone wraz z utworami typu ablacyjnego i fluwioglacjalnego w końcowym etapie przedostatniego okresu deglacjacji rozpatrywanego terenu. W składzie gatunkowym tej fauny występują elementy tundrowe, leśne i stepowe (R. Hermann 1914, K. Kowalski 1959). Najbardziej prawdopodobne wyjaśnienie tego faktu daje przyjęcie tezy o migracji fauny w ślad za zmianami klimatu, właściwymi interstadiałowi paudorfskiemu.

http://rcin.org.pl

Powyższe dane skłaniają do wysunięcia nowej hipotezy podziału geochronologicznego profilu osadów zlodowacenia bałtyckiego na obszarze Basenu Grudziądzkiego na dwie główne części: część dolną, starszą, obejmującą osady drugiego poziomu glacjalnego oraz podścielające je piaski drobnoziarniste i szare iły warwowe, łącznie z trzecim, lokalnie występującym pokładem gliny morenowej (ryc. 40), część górną, młodszą, która reprezentowana jest zazwyczaj przez jeden, pierwszy pokład gliny morenowej. Część dolna profilu, której miąższość, licząc od stropu datowanych paleobotanicznie osadów interglacjału eemskiego w Grudziądzu-Mniszku do stropu utworów drugiego poziomu glacjalnego, wynosi około 60 m, odpowiadałaby wczesnemu glacjałowi, starszej części glacjału głównego i interstadiałowi paudorfskiemu, czyli okresowi około 40 000 lat, natomiast górna część (bez osadów późnoglacjalnych i holoceńskich), o miąższości od 6 do 10 m — młodszej od interstadiału paudorfskiego części stadiału głównego, odpowiadającej w czasie stadium leszczyńskiemu i stadium poznańskiemu, czyli okresowi około 10 000 lat.

http://rcin.org.pl

VIII. PROBLEM GENEZY BASENU GRUDZIĄDZKIEGO

Występowanie form i osadów związanych z wytapianiem się martwego lodu w Basenie Grudziądzkim rzuca nowe światło zarówno na zagadnienie przyczyn powstania tego rozszerzenia kotlinnego doliny Wisły, jak i istotę fizyczną formujących go procesów w późnym plejstocenie.

Jak już zaznaczono w rozdziale VI, tworzenie się form kemowych na zboczach Basenu Grudziądzkiego związane było z istnieniem zakonserwowanych martwym lodem zagłębień w obrębie dawnych zakoli łożyska Wisły. Dla rozważanego problemu zasadnicze znaczenie ma bliższe określenie czasu powstania owych zagłębień i wypełnienia ich martwym lodem. Należy tu wziąć pod uwagę następujące fakty geomorfologiczne i geologiczne:

1. Duże różnice wysokości pomiędzy powierzchnią wysoczyzny morenowej a dnem zagłębień wytopiskowych (powstałych w wyniku wytopienia się brył martwego lodu) występujących w obrębie teras nadzalewowych: niecka Jeziora Rudnickiego Wielkiego — około 75 m, niecka Jeziora Rudnickiego Małego — około 80 m.

2. Niezależność przebiegu rynien subglacjalnych od rozmieszczenia zboczowych form kemowych i występujących w obrębie teras rzecznych zagłębień wytopiskowych.

3. Znaczne różnice głębokości wcięcia rynny Jeziora Fletnowskiego rozcinającej w kierunku południkowym zarówno wysoczyznę morenową, jak i terasy rzeczne w granicach Basenu Grudziądzkiego. Głębokość jej wcięcia dochodzi na wysoczyźnie morenowej do 20 m (bez uwzględnienia głębokości niecki jeziora w Bzowie), w obrębie górnych teras rzecznych (IX, VIII, VII) do około 50 m, natomiast w granicach dawnego łożyska Wisły (terasy IV, III i II) do około 75 m.

4. Współkształtne położenie spągu osadów drugiego poziomu glacjalnego na niektórych odcinkach wschodnich stoków Kępy Strzemięcińskiej i Kępy Fortecznej oraz zgodny z nachyleniem tych stoków upad warstw osadów fluwioglacjalnych (fot. 7 i 8), które w sensie geomorfo-

http://rcin.org.pl

logicznym i geologicznym związane są z procesem zaniku przedostatniego na tym terenie lądolodu.

5. Występowanie gliny morenowej dennej pierwszego poziomu glacjalnego tylko w najwyższych partiach kęp: na Kępie Fortecznej od około 85 do 70 m n.p.m., na kępie Górnej Grupy od około 75 do 60 m n.p.m.

6. Arealny sposób zanikania przedostatniego na rozpatrywanym terenie lądolodu, sprzyjający pogrzebaniu martwego lodu przez osady supraglacjalne.

W świetle powyższych danych najbardziej prawdopodobny wydaje się wniosek o powstaniu owych głębokich form wklęsłych i ich zakonserwowaniu martwym lodem w okresie zanikania przedostatniego na badanym obszarze lądolodu, tzn. prawdopodobnie w interstadiale paudorfskim (od ok. 39 000 do 29 000 lat wstecz).

Ówczesna rzeźba terenu była oczywiście znacznie bardziej urozmaicona aniżeli by to wynikało z współczesnych zarysów morfologicznych Basenu Grudziądzkiego. Formy negatywne tej rzeźby tworzyły prawdopodobnie szereg mniej lub bardziej powiązanych ze sobą zagłębień o różnych cechach morfometrycznych. Najgłębsze z nich znaczą niecki dzisiejszych jezior Rudnickiego Wielkiego i Rudnickiego Małego we wschodniej części Basenu Grudziądzkiego oraz niecka jeziora w Świętem w zachodniej części. Wskazują na to zboczowe formy kemowe schodzące do poziomu teras nadzalewowych w otoczeniu tych właśnie jezior (ryc. 1).

Istnienie dużej i zapewne o znacznych wymiarach poziomych formy wklęsłej w rejonie Jeziora Rudnickiego Wielkiego potwierdza nadto zgodny z nachyleniem południo-wschodnich stoków Kępy Strzemięcińskiej upad warstw osadów fluwioglacjalnych, które, jak już wspomniano, związane są z zanikiem przedostatniego na tym terenie lądolodu. Analogiczne cechy teksturalne wykazują również zlepione węglanem wapnia osady fluwioglacjalne na wschodnim stoku Kępy Fortecznej (fot. 8). Transport i akumulacja tych osadów nie mogły odbywać się w środowisku wód swobodnie płynących w warunkach subaeralnych, dostosowanych do rzeźby dzisiejszej czy utrwalonej w osadach rzeźby kopalnej. Odpowiednie po temu warunki fizyczne i geometryczne stwarzać mogły tylko masy stagnującej lub martwej czaszy lodowej. Dlatego też najbardziej prawdopodobny wydaje się wniosek, że osady te były akumulowane w brzeżnych częściach zagłębień subglacjalnych, które w zaawansowanej fazie swego rozwoju wypełnione zostały bryłami martwego lodu na skutek zapadnięcia się stropów lodowych. Formy podobnego typu, całkowicie jednak zasypane, znane są zarówno z Basenu Grudziądzkiego (ryc. 31, fot. 10), jak i z obszarów starszych zlodowaceń kontynentalnych Mindel i Riss (L. Eissmann 1967).

http://rcin.org.pl

W końcowej fazie interstadiału paudorfskiego, w rezultacie arealnego zaniku czaszy lodowej rozpatrywany obszar pokryty został płaszczem osadów supraglacjalnych. Mogły one izolować masy martwego lodu wypełniające formy wklęsłe od cieplnego oddziaływania atmosfery. Zakonserwowanie tych form przez martwe lody, które możliwe jest pod warunkiem przykrycia lodu osadami mineralnymi o grubości odpowiadającej co najmniej głębokości sezonowego odmarzania wiecznej zmarzliny (P. A. Szumski 1959), zdaje się potwierdzać znaczna miąższość utworzonych wówczas osadów supraglacjalnych (rozmaitego typu i odmian moren ablacyjnych). Waha się ona z reguły od 2 do 4 m, co odpowiada największym znanym dotąd miąższościom warstwy czynnej (por. P. F. Szwiecow 1959, M. Klimaszewski 1961). Wypada tu jednak zwrócić uwagę na właściwości litologiczne moren ablacyjnych. Są to zazwyczaj osady gliniaste, z dominującym udziałem procentowym frakcji ilastej i mułkowej, w których tempo i głębokość przenikania ciepła podczas kolejnych cyklów zamarzania i odmarzania musiało być bardzo powolne, nawet przy dużym nasyceniu ich wodą (por. L. N. Kriczuk 1966). Osady te przez długi czas mogły izolować martwy lód od termicznego oddziaływania atmosfery.

Podstawowym jednakże warunkiem długotrwałego zachowania się lodów kopalnych jest panowanie klimatu peryglacjalnego z towarzyszącym mu zjawiskiem wiecznej zmarzliny. Ponieważ nie napotkano na badanym terenie struktur peryglacjalnych będących niewątpliwymi wskaźnikami istnienia wiecznej zmarzliny (J. Dylik 1963, 1966), należy tu powołać się na pogląd J. Dylika (1963), oparty na szczegółowych badaniach struktur peryglacjalnych w Polsce środkowej. W myśl poglądu tego autora początek formowania się wiecznej zmarzliny w Polsce środkowej przypadał najpóźniej na początek pełni Würmu i trwał nieprzerwanie z prawdopodobnymi wahaniami jej stropu, lecz bez objawów całkowitej klimatycznie uwarunkowanej degradacji, aż do holocenu. W takim stanie rzeczy przetrwanie martwych lodów przez okres interstadiału paudorfskiego, dzielący dwa ostatnie na tym terenie nasunięcia lądolodów skandynawskich, wydaje się nie budzić zastrzeżeń.

Na wyrównaną rzeźbę z pogrzebanymi w podłożu bryłami martwego lodu wkroczył ostatni na tym terenie lądolód. Jego wody roztopowe wyżłobiły w podłożu mineralnym i lodowym, a więc w materiale niejednakowo podatnym na działanie procesów erozji termicznej, nierównej głębokości rynny. Przykładem takiej formy, w której można się doszukiwać wpływu tego rodzaju różnic właściwości fizycznych podłoża na efektywność erozji wód subglacjalnych, jest Rynna Fletnowska. Na rzecz tej tezy przemawia największa głębokość wcięcia (75 m w stosunku do powierzchni wysoczyzny morenowej) w obrębie odcinka zajętego

http://rcin.org.pl

przez wielkie bryły martwego lodu, których istnienie dokumentują występujące na przyległym zboczu w Rulewie terasy kemowe (ryc. 1). Typowe osady ostatniego lądolodu (leżące *in situ*) oraz utwory pochodzenia supraglacjalnego z przedostatniego okresu deglacjacji (morena ablacyjna subakwatyczna, morena ablacyjno-soliflukcyjna, utwory jezior supraglacjalnych) zachowały się jedynie na wyniosłościach staroglacjalnej rzeźby, tzn. w partiach szczytowych kęp, tam zaś, gdzie w głębi leżały martwe lody — zostały one w całości lub w części zniszczone i uprzątnięte przez wody rzeczne w czasie rozwoju doliny dolnej Wisły. Osady glacjalne występujące obecnie na stokach kęp i zboczach zewnętrznych zakoli Basenu Grudziądzkiego reprezentują bądź środowiska akumulacji subglacjalnej i intraglacjalnej przedostatniego lądolodu, bądź środowiska akumulacji kemowej, związane z procesem fazowego wytapiania się brył martwego lodu podczas rozwoju doliny dolnej Wisły.

Po ustąpieniu ostatniego na badanym obszarze lądolodu, w czasie stadium pomorskiego, obszar Basenu Grudziądzkiego wraz z pogrzebanymi bryłami martwego lodu został włączony w system odpływu wód proglacjalnych, przychodzących tu z północy doliną Mątawy i kierujących się dalej doliną Wisły na południe do pradoliny Noteci-Warty (R. Galon 1961, 1968a). Tę najstarszą fazę rozwojową doliny dolnej Wisły znaczą powierzchnie sandru dolinnego Mątawy, graniczące od zachodu z Basenem Grudziądzkim na poziomie 85—75 m n.p.m. (ryc. 1). W obrębie kęp nie zachowały się z tego okresu wyraźnie wykształcone poziomy terasowe, lecz bardzo prawdopodobne wydaje się przypuszczenie, że odpowiednikiem tych form są piaski drobnoziarniste pokrywające południową część kępy Górnej Grupy na wysokości około 75—72 m n.p.m.

Następną z kolei fazę ewolucyjną doliny reprezentują terasy górne IX, VIII i VII, wyraźnie wykształcone na zachodnim stoku kępy Górnej Grupy (ryc. 1). Według R. Galona (1961, 1968a) reprezentują one dno doliny rzecznej z okresu pradolinno-zastoiskowego, w czasie którego wody odpływały ku północy do przylodowcowego zastoiska gdańskiego (obszar dzisiejszej delty Wisły) i tworzącego się w miarę ustępowania lądolodu bałtyckiego jeziora lodowego. Panował wówczas klimat peryglacjalny, o czym świadczą m. in. pseudomorfozy szczelin lodowych, stwierdzone przez Z. Churskiego (1971) na terasie IX w okolicy Solca Kujawskiego. Na poziomach teras górnych i środkowej wyższej (VI), zdaniem R. Galona (1934, 1961, 1968a), miała miejsce pod Fordonem bifurkacja; część połączonych wód pradolinnych i rzecznych odpływała pradoliną Noteci-Warty ku zachodowi, część zaś doliną dolnej Wisły ku północy. Zakończenie bifurkacji i ustalenie się dzisiejszego biegu Wisły nastąpiło na poziomie terasy środkowej niższej (V).

http://rcin.org.pl

Powstanie teras poprzełomowych po drugą (II) włącznie, jak wykazały przeprowadzone badania, dokonało się jeszcze w okresie późnoplejstoceńskim, poprzedzającym drugą (sosnową) fazę allerdu. Był to zapewne okres szczególnie intensywnego wytapiania się brył martwego lodu i zarazem gwałtownych zmian zwierciadła Bałtyku, stanowiącego podstawę erozyjną rzeki. Dokładniejsze poznanie tego etapu ewolucji Basenu Grudziądzkiego wymaga jeszcze dalszych studiów.

Nasuwa się tu jednak zasadnicze pytanie dotyczące warunków, w jakich mogły się tworzyć i uchronić przed erozją boczną formy kemowe w dolinie rzecznej, zwłaszcza na wklęsłych brzegach meandrującego koryta rzeki. Wydaje się, iż zjawiska te tłumaczą z jednej strony obniżanie się podstawy erozyjnej rzeki w późnym plejstocenie, w szczególności wielka regresja bałtyckiego jeziora lodowego na początku allerödu, w czasie której według V. Gudelisa (1969) poziom wody na wybrzeżu litewskim obniżył się o 35—45 m, z drugiej — zróżnicowany przestrzennie dopływ ciepła do powierzchni martwego lodu w obrębie dna doliny i jej zboczy. Opierając się na ogólnych zasadach wymiany ciepła w układach atmosfera-woda-zmarznięte podłoże oraz atmosfera-zmarznięty grunt (W. G. Brown 1963, S. Petterssen 1964, J. Dylik 1970, A. Jahn 1970), można przypuszczać, iż największe ilości ciepła w ciągu roku otrzymywał lód leżący w najgłębszych miejscach koryta rzecznego, tzn. na linii głównego nurtu, który nie zamarzał zimą do dna a gdzie głębokość i prędkość ruchu wody były największe. W meandrujących rzekach te najgłębsze odcinki koryta położone są przy wklęsłych brzegach meandrów, najsilniej atakowanych przez erozję boczną (L. B. Leopold i M. G. Wolman 1960). Wydaje się, iż właśnie na tych odcinkach zachodziło szczególnie intensywne wytapianie się martwego lodu. Migrujące koryto, przy jednoczesnym opadaniu lustra wody w rzece spowodowanym gwałtownym obniżaniem się bazy erozyjnej, mogło tu osiągać najszybciej podłoże mineralne, nachylone w kierunku linii nurtu, pozostawiając wyżej na zboczu dolinnym nie stopione jeszcze masy martwego lodu. Tajanie tego lodu odbywało się wolniej na skutek mniejszego dopływu ciepła do powierzchni lodowej (przykrytej gliniasto-piaszczystymi osadami stokowymi) oraz większej straty ciepła na wypromieniowanie, parowanie i konwekcję, szczególnie w porze zimowej (brak pokrywy lodu zimowego jako warstwy izolacyjnej). W tych warunkach na wklęsłych, intensywnie podcinanych zboczach doliny możliwy był rozwój form typu kemowego i ich ocalenie od erozji bocznej.

Wypada jednak podkreślić, że jednym z podstawowych warunków tworzenia się form kemowych w drodze wyżej opisanego przebiegu zjawisk były znaczne rozmiary brył lodowych, leżących w dnie koryta

http://rcin.org.pl

zgodnie z profilem podłużnym jak i poprzecznym rzeki. Mniejsze bowiem bryły, wytapiając się, tworzyły prawdopodobnie w profilu podłużnym rzeki lokalne, niewielkie zagłębienia, które — jak wykazały obserwacje na przedpolu lodowców islandzkich (K. Klimek 1972) — ulegają szybko całkowitemu zasypaniu.

W wyniku wytopienia się resztek wielkich niegdyś brył martwego lodu powstały w dnie dawnego łożyska rzeki zagłębienia wytopiskowe. Najniższym poziomem, na którym one występują, jest poziom terasy II. Wytapianie się owych wtórnie zasypanych osadami rzecznymi martwych lodów rozpoczęło się w drugiej fazie allerødu (zob. diagram pyłkowy — ryc. 39).

Kopalny lód wypełniający rynnę glacjalną Jeziora Fletnowskiego, która położona jest na terasie dolnej (IV), sądząc z analiz morfologicznych i palynologicznych (L. Roszko 1968, K. Kępczyński, B. Noryśkiewicz 1968), wytopił się później niż martwe lody leżące na terasie II. Być może, iż wchodzą tu w grę zmienne stosunki geologiczne i wodne. Mogły one różnicować lokalnie proces degradacji wiecznej zmarzliny, a w konsekwencji i tempo wytapiania się brył lodowych. Zagadnienia te łączą się ściśle z kolejnymi fazami rozwoju doliny dolnej Wisły, toteż szczegółowe ich odtworzenie wymaga odrębnych studiów, uwzględniających całe zespoły występujących w dolinie form glacjalnych i fluwialnych, a także datowania profili osadów organogenicznych metodą radiowęgla [3].

Reasumując rozważone tu fakty, Basen Grudziądzki należałoby uznać jako twór poligenetyczny, powstały w wyniku nałożenia się rzeźby fluwialnej na rzeźbę glacjalną. Główne elementy negatywne tej rzeźby — oba zakola dawnego łożyska Wisły — rozwinęły się na założeniu wklęsłych form glacjalnych utworzonych i „zaplombowanych" martwym lodem w przedostatnim okresie deglacjacji tego terenu i odpreparowanych w czasie rozwoju doliny Wisły w późnym glacjale przy wybitnym udziale cieplnego oddziaływania wód rzecznych.

Dotychczasowe hipotezy, które wiążą powstanie Basenu Grudziądzkiego bądź z istnieniem rozlewiska wód sandrowych (A. Jentzsch 1911, P. Sonntag 1919), bądź z normalną erozją (mechaniczną) wód rzecznych (B. Zaborski 1927, R. Galon 1934), są w świetle przedstawionych i rozważonych wyżej faktów słuszne o tyle, o ile będziemy je uważali za zjawiska sukcesywne w stosunku do pierwotnej przyczyny powstania

[3] Zdaniem K. Tobolskiego „Materiały do późnoglacjalnej historii roślinności Polski północno-zachodniej" — Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, (ser. B, Biologia — w druku) pięć spągowych próbek profilu z Fletnowa reprezentuje fazę sosnową allerødu (II b).

http://rcin.org.pl

Basenu Grudziądzkiego. Zgromadzony dotąd materiał pozwala poczynić kilka ogólnych uwag na temat znaczenia i roli morfotwórczej tych zjawisk.

Co się tyczy rozlewiska — jeśli pod tym mianem będziemy rozumieli przepływowe jeziora rozwijające się okresowo ponad bryłami martwego lodu — to istnienie ich jest bardzo prawdopodobne, i to nie tylko w fazie odpływu wód sandrowych, ale i w późniejszych fazach rozwojowych doliny dolnej Wisły. Przemawiałyby za tym olbrzymie stożki napływowe, których powstanie wiąże się z nagłym osłabieniem siły transportowej strug i rzek uchodzących do Basenu Grudziądzkiego.

Rola morfotwórcza erozji mechanicznej była niewątpliwie decydująca na tych odcinkach koryta Wisły, gdzie nie było w podłożu martwego lodu, a w młodszych fazach rozwojowych doliny — w całym Basenie Grudziądzkim, poczynając od momentu wcięcia się rzeki poniżej poziomu najgłębiej zagrzebanych brył lodowych, tj. poniżej terasy II. Z chwilą gdy Wisła osiągnęła najniższy poziom erozyjny, położony w okolicy Grudziądza 18—20 m pod współczesnym dnem zalewowym doliny, rozpoczął się okres przewagi akumulacji, połączony z intensywną erozją boczną meandrującej koryta.

http://rcin.org.pl

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Ważniejsze wyniki przeprowadzonych badań można by zreasumować w dwóch aspektach: stratygraficznym i geomorfologicznym.

Wyniki z zakresu stratygrafii przedstawiają się następująco:

1. Wykryto i wstępnie opracowano (wyraz z K. Tobolskim) florystyczne stanowiska interglacjału eemskiego w Grudziądzu-Mniszku i w Rządzu. Pozwoliły one stwierdzić, że osady eemskie, wykształcone w facji kontynentalnej (zbiorników słodkowodnych), leżą poniżej przewodniego horyzontu stratygraficznego plejstocenu dolnego Powiśla — piasków drobnoziarnistych i szarych iłów warwowych oraz lokalnie podścielającego je trzeciego pokładu gliny morenowej. Na tej podstawie wykazano, że profil osadów zlodowacenia bałtyckiego na obszarze Basenu Grudziądzkiego obejmuje trzy pokłady glin morenowych wraz z przedzielającymi je utworami wodnolodowcowymi o łącznej miąższości około 70 m (od 10 do 80 m n.p.m.).

2. W oparciu o kryteria geomorfologiczno-strukturalne i litologiczne przedstawiono charakterystykę genetyczno-facjalną osadów górnej części profilu ostatniego zlodowacenia (powyżej przewodniego horyzontu szarych iłów warwowych i piasków drobnoziarnistych) oraz dokonano podziału tych osadów na jednostki morfostratygraficzne. Wydzielono dwa poziomy glacjalne odpowiadające osadom pozostawionym przez dwa ostatnie na tym terenie lądolody zlodowacenia bałtyckiego, a w ich obrębie jednostki niższego rzędu — zespoły wiekowo-genetyczne osadów. W obrębie drugiego poziomu glacjalnego, w którym występują osady powstałe w wyniku arealnego zanikania czaszy lodowej, wyróżniono dwa typy facjalne glin morenowych dennych, cztery typy facjalne moren ablacyjnych oraz utwory wodnolodowcowe wykształcone w postaci osadów jezior glacjalnych i osadów żwirowo-piaszczystych typu fluwioglacjalnego i ablacyjnego. W obrębie pierwszego poziomu glacjalnego wyróżniono glinę morenową denną i żwirowo-piaszczyste osady fluwioglacjalne związane z nasunięciem i zanikiem ostatniego na zbadanym terenie lądolodu oraz morenę ablacyjną i osady wodnolodowcowe (ablacyjne i rzeczno-lodowcowe) związane z wytapianiem się brył martwego lodu przetrwałych z poprzedniego nasunięcia lodowcowego.

http://rcin.org.pl

3. Stwierdzono, że szczątki fauny mięczaków i ssaków plejstoceńskich, których genezę wielokrotnie rozważano w literaturze, występują w utworach ablacyjnych i fluwioglacjalnych osadzonych podczas arealnego zanikania przedostatniego na tym obszarze lądolodu (drugi poziom glacjalny). Fakt ten posłużył m. in. jako argument do wysunięcia hipotezy o egzystowaniu fauny w czasie przedostatniego okresu deglacjacji na powierzchni pokrytych moreną ablacyjną martwych mas lodu lodowcowego.

4. Opierając się na rekonstrukcji procesów deglacjacji oraz różnicach składu petrograficznego żwirów i ułożenia dłuższych osi głazików pomiędzy gliną morenową denną drugiego i pierwszego poziomu glacjalnego, wyrażono sugestię o nasunięciu przedostatniego na zbadanym obszarze lądolodu zlodowacenia bałtyckiego w okresie przedpaudorfskim i jego arealnym, trójetatowym zaniku w interstadiale paudorfskim (interpleniglacjale).

Reasumując powyższe badania od strony metodologicznej, wypada zwrócić uwagę na kryteria wydzieleń genetyczno-facjalnych osadów oraz podstawy ich podziału stratygraficznego.

Kryteria te opierały się głównie na analizie geomorfologiczno-strukturalnej, w mniejszym zakresie (głównie w odniesieniu do osadów lodowcowych) — na ilościowo określonych parametrach litologicznych osadów. Wynikało to z ogólnych założeń metodologicznych pracy, kładących nacisk na analizę osadów i form w terenie.

Należy tu podkreślić doniosłą rolę, jaką w interpretacji genezy osadów drugiego poziomu glacjalnego odegrały teorie i koncepcje deglacjacji arealnej, sformułowane w czasie ostatnich kilkudziesięciu lat w wyniku badań osadów i form na obszarach zlodowaconych współcześnie i w plejstocenie (J. F. Flint 1957, M. Klimaszewski 1960, T. Bartkowski 1969, A. A. Asjejew 1962, J. Szupryczyński 1963, W. Niewiarowski 1963, L. Clayton 1964, R. Galon 1967). Znajomość ogólnych praw rządzących procesem deglacjacji arealnej pozwoliła wyjaśnić szereg nie znanych dotąd faktów dotyczących środowisk i warunków paleogeograficznych powstawania badanych osadów i form.

Z zagadnieniem deglacjacji arealnej jako teoretyczno-metodologiczną podstawą badań wiąże się zastosowany w pracy podział osadów na jednostki morfostratygraficzne. Zróżnicowany przestrzennie przebieg tej deglacjacji, zwłaszcza o charakterze glacjokrasowym (A. A. Asjejew 1962, L. Clayton 1964, A. B. Basalykas 1969), pozostawia w efekcie osady bardzo zróżnicowane pod względem litologicznym, zarówno w ich przekroju poziomym, jak i pionowym. Nierzadkie są przypadki, że różne pod względem litologicznym osady występują w tej samej sytuacji stratygraficznej, i na odwrót, osady jednakowo wykształcone pod względ-

http://rcin.org.pl

dem litologicznym występują w różnej sytuacji stratygraficznej, np. wyróżnione w obrębie drugiego poziomu glacjalnego osady jezior glacjalnych czy żwirowo-piaszczyste osady ablacyjne. Toteż niesłuszne byłoby doszukiwanie się zasadniczych zmian stosunków paleogeograficznych na podstawie następstwa określonych typów litologicznych osadów w profilu pionowym bez uwzględnienia złożonego w swoim przebiegu procesu zanikania czaszy lodowej, który w sposób bezpośredni warunkuje akumulację tych osadów.

Powstała zatem potrzeba zastosowania takich podstaw podziału stratygraficznego, które pozwalałyby uporządkować badane osady pod względem chronologicznym i genetycznym niezależnie od ich typu litologicznego. Wydaje się, iż wymogi te spełnić może zastosowany podział morfostratygraficzny, który za punkt odniesienia przyjmuje działalność morfologiczną lądolodu, zróżnicowaną w zależności od sposobu i stopnia zaawansowania procesów deglacjacji. Jest oczywiste, że podział ten traktować należy jako jedną z prób zmierzających do prawidłowego ujęcia stratygraficznego badanych osadów, wymagającą jeszcze dalszych szczegółowych badań terenowych.

Z punktu widzenia geomorfologicznego (ewolucji rzeźby) na podkreślenie zasługują następujące wyniki:

1. Na podstawie analizy geomorfologiczno-strukturalnej stwierdzono istnienie w obrębie Basenu Grudziądzkiego teras kemowych i zboczowych form rzeźby kemowo-wytopiskowej typu ablacyjnego. Pozwoliło to wyprowadzić wniosek o założeniu glacjalnym obu zakoli dawnego łożyska Wisły w Basenie Grudziądzkim.

2. Powstanie wklęsłych form glacjalnych, na których założeniu rozwinęły się obniżenia zakolowe Basenu Grudziądzkiego, związano z procesem arealnego zaniku przedostatniego na tym terenie lądolodu w interstadiale paudorfskim. Postawiono tezę, że formy te przetrwały do schyłku plejstocenu i rozwoju doliny dolnej Wisły dzięki pogrzebaniu przez osady supraglacjalne wypełniającego je martwego lodu.

3. Analizy pyłkowe osadów organogenicznych pobranych z niecki Jeziora Rudnickiego Małego (wykonane przez B. Noryśkiewicz) wykazały, iż początek wytapiania się wypełniającej tę nieckę bryły lodowej (wtórnie zasypanej osadami rzecznymi) miał miejsce w drugiej fazie allerødu. Do tego okresu należy także odnieść wiek względny terasy nadzalewowej II (6—7 m ponad poziomem równiny zalewowej), na której ta niecka występuje.

4. Wskazano na wybitną rolę rzeźbiotwórczą zjawiska erozji termicznej w procesie formowania się rynien subglacjalnych i odpreparowywania przez wody rzeczne przetrwałych pod martwym lodem zagłębień glacjalnych.

http://rcin.org.pl

LITERATURA

Andrews J. T., 1963, The cross-valley moraines of North-Central Baffin Island: a quantitative analysis, Geogr. Bull., nr 20, Ottawa.

Asjejew A. A., 1962, Gieomorfołogiczeskaja zonalnost lednikowoj obłasti Russkoj rawniny, Trudy Komisji po izuczenju czetwierticznogo pierioda, wyp. 19, Moskwa.

Bartkowski T., 1969, Deglacjacja strefowa deglacjacją normalną na obszarach niżowych (na wybranych przykładach z Polski zachodniej i północnej), Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., t. 23.

Basalykas A. B., 1969, Raznoobrazije reliefa lednikowo-akumulatiwnoj obłasti, [w:] Matierikowoje oledienienije i lednikowyj morfogieniez (K. VIII Kongr. INQUA), Vilnius.

Błachowski R., 1939, Wskaźnik głazowy dla moren dennych Pomorza i Wielkopolski, Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, t. 12, nr 1.

Brown W. G., 1963, Graphical determination of temperature under heated or cooled areas on the ground surface, Technical Paper of the Division of Building Research, NRC, nr 163, Ottawa.

Cailleux A., Tricart J., 1962, Le Model glaciaires et nival, Paris.

Charlesworth J. K., 1957, The Quaternary Era, London.

Churski Z., 1971, Pseudomorfozy szczelin lodowych w okolicy Solca Kujawskiego, Zesz. Nauk. UMK, Geografia VIII.

Clayton L., 1962, Glacial geology of Logan and McIntosh Counties, North Dakota, Bull. North Dakota Geol. Survey, nr 37, Grand Forks, North Dakota.

— 1964, Karst topography on stagnant glaciers, Jour. Glaciol., vol. 5, nr 37, Cambridge.

Czajkowski L., 1969, Powierzchnia regionalnych jednostek fizyczno-geograficznych Polski, Prace i Studia IG UW, z. 2.

Czebotariewa N., Galon R., Gellert J., Sieriebriannyj L., 1965, Morfołogija krajewych zon i ich korielacija, [w:] Poslednij. jewropiejskij lednikowyj pokrow, Moskwa.

Drozdowski E., 1967, Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1 : 50 000, arkusz Chełmno, Dokum. Geogr. IG PAN, z. 2.

— 1973, Podłoże czwartorzędu i jego wpływ na rozwzój procesów glacjalnych w środkowej części dolnego Powiśla, Przegl. Geogr., t. 45, z. 3.

Drozdowski E., Tobolski K., 1972, Stanowiska interglacjału eemskiego w Basenie Grudziądzkim, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., t. 25.

Dumanowski B., 1961, Zagadnienie dwudzielności moren w Sudetach, Rocz. Pol. Tow. Geol., t. 31, z. 2—4.

Dylik J., 1963, Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstoceńskiej, Acta Geogr. Lodziensia, nr 4.

http://rcin.org.pl

— 1966, Znaczenie peryglacjalnych elementów w stratygrafii plejstocenu, Czas. Geogr., t. 37, z. 2.
— 1970, Erozja termiczna, Spraw. z Czynności i Posiedzeń Nauk. ŁTN, R. 24, nr 8.
Dylikowa A., 1952, O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacjalnej, Acta Geogr. Lodziensia, nr 3.
Dżułyński S., 1963a, Wskaźniki kierunkowe transportu w osadach fliszowych, Studia Geol. Pol., vol. 12.
— 1963b, Polygonal structures in experiments and their bearing upon some periglacial phenomena, Acad. Pol. Sci. Bull., Sér. Geol. et Géogr., vol. 11, nr 3.
Eissmann L., 1967, Glaziäre Destruktionszonen (Rinnen, Becken) in Altmoränengebiet des Norddeutschen Tieflandes, Geologie, H. 7, Berlin.
Flint R. F., 1957, Glacial and Pleistocene geology, New York—London.
Frye J. C., Willman H. B., 1962, Note 27, Morphostratigraphic units in Pleistocene stratigraphy, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 46, nr 1, Tulsa, Oklahoma.
Galon R., 1934, Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego
— Powiśla, Prace Geogr. nad Polską Pn.-Zach., z. 12—13.
— 1961, General Quaternary problems of North Poland, Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras, part I, North Poland, VI th INQUA Congr., Warsaw.
— 1967, Czwartorzęd Polski północnej, [w:] Czwartorzęd Polski, Warszawa.
— 1968a, Nowe fakty i zagadnienia dotyczące genezy pradoliny Noteci—Warty i dolin z nią związanych, Przegl. Geogr., t. 40, z. 4.
— 1968b, Przebieg deglacjacji na obszarze Peribalticum, [w:] Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce, Prace Geogr. IG PAN, nr 74.
Gąsiorowski H., 1928, Nowe osuwisko w Strzemięcinie, Ziemia, nr 10.
Gillberg G., 1965, Till distribution and ice movements on the northern slopes of the South Swedish Highlands, Geol. Foren. i Stockh. Förhandl., vol. 86, Stockholm.
Gudelis V., 1969, Die Küstenentwicklung der südostlichen Ostsee während der Spät- und Nacheiszeit, Beiträge zur Meereskunde, H. 24—25, Meeresgrund- und Küstenforschung III, Berlin.
Halicki B., Brodniewicz J., 1961, La Stratigraphie du Pleistocène superior dans la region péribaltique méridionale, Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Géol. et Géogr., vol. 9, nr 3.
Hammen Van Der T., Maarleveld G. C., Vogel J. C., Zagwijn W. H., 1967, Stratigraphy, climatic succesion and radiocarbon dating on the last glacial in the Netherlands, Geologie en Mijnbouw, vol. 46, Haarlem.
Harrison P. W., 1957, A clay-till fabric: its character and origin, Jour. Geol., vol. 65, nr 3, Chicago.
Hermann R., 1911, Über *Rhinoceros Merckii* Jäger im Diluvium Westpreussens und seine Beziehungen zur norddeutschen Diluvialfauna, Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., Bd. 63, Stuttgart.
— 1914, Die Rhinocerosarten des westpreussischen Diluviums, Schrift. Naturforsch. Gesell. Danzig. NF. Bd. 13, Gdańsk.
Holmes Ch. D., 1941, Till fabric, Bull. Geol. Soc. of America, vol. 52, Boulder, Colorado.
Hoppe G., 1952, Hummocky moraine regions with special reference to the interior of Norrbotten, Geogr. Annaler, vol. 34, nr 1—2, Stockholm.

http://rcin.org.pl

Jahn A., 1952—1953, Lodowce typu Baffina i problem moren ablacyjnych, Czas. Geogr., t. 23/24.
— 1970, Zagadnienia strefy peryglacjalnej, PWN, Warszawa.
Jahn A., Czerwiński J., 1965, The role of impulses in the prosess of periglacial soil structure formation, Acta Univ. Wratislaviensis, nr 44.
Jentzsch A., 1901, Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Graudenz, Berlin.
— 1911, Erläuterungen zur geologischen Karte, Blatt Sartowitze, Berlin.
Jewtuchowicz S., 1955, Struktura sandru, Acta Geogr. Lodziensia, nr 5.
— 1965, Akumulacja w warunkach martwego lodu na przykładzie lodowców spitsbergeńskich, Przegl. Geogr., t. 38, z. 3.
Karczewski A., 1963, Morfologia, struktura i tekstura moreny dennej na obszarze Polski Zachodniej, Prace Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, t. 4, z. 2.
Kępczyński K., Noryśkiewicz B., 1968, Roślinność i historia torfowiska Fletnowo w pow. grudziądzkim, Zesz. Nauk. UMK, Biologia XI.
Kirby R. P., 1969a, Variation in glacial deposition in subglacial environment: an example from Midlothian, Scotish Jour. Geol., vol. 5, part 1, Edinburgh.
— 1969b, Till fabric analyses from the Lothians, Central Scotland, Geogr. Annaler, vol. 51A, nr 1—2, Stockholm.
Klajnert Z., 1966, Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego, Acta Geogr. Lodziensia, nr 23.
Klimaszewski M., 1960, Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-Fjordem a Eidembukta, Zesz. Nauk. UJ, nr 32, Prace Geogr., z. 1.
— 1961, Geomorfologia ogólna, PWN, Warszawa.
Klimek K., 1972, Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidarársandur (Islandia), Prace Geogr. IG PAN, nr 94.
Kondracki J., 1965, Geografia fizyczna Polski, PWN, Warszawa.
Kondracki J., Ostrowski J., 1968, Poprawki do fizyczno-geograficznej regionalizacji Polski, Przegl. Geogr., t. 40, z. 3.
Kopczyński S., 1963, O niektórych jeziorach Basenu Grudziądzkiego, Rocznik Grudziądzki, t. 3.
Kowalski K., 1959, Katalog ssaków plejstocenu Polski, PWN, Warszawa—Wrocław.
Kozarski S., Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci—Warty, Prace Kom. Geogr.-Geol., Pozn. Tow. Przyj. Nauk, t. 2, z. 3.
Kriczuk L. N., 1966, Izmienienija tiepłoprowodnosti włażnych gruntów za sczot fazowych pieriechodow wody pri promierzanii, Mierzłotnyje issledowanija, wyp. 5, Moskwa.
Krygowski B., 1958, Z badań nad narzutnikami ziem zachodnich, Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., t. 1.
Leopold L. B., Wolman M. G., 1960, River meanders, Bull. Geol. Soc. America, vol. 71, nr 6, Boulder, Colorado.
Liberacki M., Murawski T., 1964, Niektóre problemy czwartorzędu w dolinie Wdy poniżej Gródka, Zesz. Nauk. UMK, Geografia III, z. 10.
Limanowski M., 1922, O znaczeniu iłów wstęgowych (warwowych) Chełmna dla stratygrafii dyluwium Pomorza, Spraw. Pol. Inst. Geol., t. 1, z. 4—6.
Ludwig A., 1961, Stratigrafischer Wert von Geschiebezählungen, Berichte Geol. Gesell., Bd. 6, H. 2/3, Berlin.

http://rcin.org.pl

Lundqvist G., 1949, The orientation of the block material in certain species of earth flow, Geogr. Annaler, vol. 31, Stockholm.
Makowska A., 1969, Nowe dane o osadach interglacjału eemskiego w dolinie dolnej Wisły (wiadomości wstępne), Kwart. Geol., t. 13, nr 4.
Martini A., 1967, Preliminary experimental studies on frost weathering of certain rock types from the West Sudetes, Biul. Perygl., nr 16.
Michalska Z., 1969, Problems of the origin of eskers (based on the examples from Central Poland), Geogr. Pol., vol. 16.
Mojski J. E., 1968, Podstawy podziału zlodowacenia północnopolskiego, Kwart. Geol., t. 12, nr 3.
— 1969, Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niżu Polskiego i Wyżyn Środkowopolskich, Biul. Inst. Geol., nr 220.
Mojski J. E., Rühle E., 1965, Atlas geologiczny Polski, Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, Czwartorzęd, z. 12, Warszawa.
Niewiarowski W., 1959, Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmieńskiej, Studia Soc. Sci. Toruniensis, Sec. C, vol. 4, nr 1.
— 1963, Some problems concerning deglaciation by stagnation and wastage of large portions of the ice-sheet within the area of the last glaciation in Poland, Report of the VIth Intern. Congr. Quatern., vol. 3, Łódź.
— 1968, Morfologia i rozwój pradoliny i doliny Drwęcy, Studia Soc. Sci. Toruniensis, Sec. C, vol. 8, nr 6.
Okko V., 1955, Glacial drift in Iceland, its origin and morphology, Bull. Comm. Géol. Finlande, nr 170, Helsinki.
Paterson W. S. B., Savage J. C., 1970, Excess pressure observed in a water-filled cavity in Athabasca Glacier, Canada, Jour. Glaciol., vol. 9, nr 55, Cambridge.
Petterssen S., 1964, Zarys meteorologii, PWN, Warszawa.
Racinowski R., 1969, Badania granulometryczne i mineralogiczno-petrograficzne glin zwałowych Polski wschodniej, Biul. Inst. Geol., nr 220.
Royse Ch. P., Callender E., 1967, A preliminary report on some ice-walled-lake deposits (Pleistocene), Mountrail County, North Dakota, [w:] Glacial Geology of the Missouri Coteau, Miscell., Ser. 30, Grand Forks, North Dakota.
Roszko L., 1966, Mapa geomorfologiczna 1 : 50 000, arkusz Nowe, Toruń, IG PAN.
— 1968a, Z historii rozwoju doliny dolnej Wisły, Folia Quatern., nr 20.
— 1968b, Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski, [w:] Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce, Prace Geogr. IG PAN, nr 74.
Ruchina E., 1960, Litołogija moriennych otłożienij, Izd. Leningr. Univ., Leningrad.
Rucklidge M. A., 1956, A glacier water-spout in Spitzbergen, Jour. Glaciol., vol. 2, nr 19, Cambridge.
Rühle E., 1965, Czwartorzęd Polski, [w:] Zarys geologii Polski, Wyd. Geol., Warszawa.
Rzechowski J., 1966, Problematyka badań litologicznych nad osadami czwartorzędu, Przegl. Geol., R. 14, nr 5.
Sobolewska M., Starkel L., Środoń A., 1964, Młodoplejstoceńskie osady z florą kopalną w Wadowicach, Folia Quatern., nr 16.
Sonntag P., 1919, Geologie von Westpreussen, Berlin.
Szumski P. A., 1959, Podziemnyje ldy, [w:] Osnowy gieokriołogii, cz. I, Izd. AN SSSR, Moskwa.

http://rcin.org.pl

Szupryczyński J., 1963, Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu, Prace Geogr. IG PAN, nr 39.

— 1965, Zagadnienie genezy krajobrazów wysoczyzny morenowej płaskiej i falistej, Przegl. Geogr., t. 37, z. 1.

Szwiecow P. F., 1959, Zakonomierność wozniknowienija i razwitija mnogoletniej kriolitozony, [w:] Osnowy gieokriołogii, cz. I, Izd. AN SSSR, Moskwa.

Trembaczowski J., 1961, Przyczynki do metodyki badań granulometryczno-petrograficznych utworów morenowych, Annales Univ. MCS, Sec. B, vol. 16, nr 3.

Twenhofel W. H., Tylor S. A., 1941, Methods of study of sediments, New York—London.

Virkkala K., 1952, On the bed structure of till in Eastern Finland, Bull. Comm. Geol. Finlande, nr 157, Helsinki.

Wahnschaffe F., Schucht F., 1921, Geologie und Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, Stuttgart.

Woldstedt P., 1950, Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter, Stuttgart.

Wolff W., 1914, Die geologische Entwicklung Westpreussens, Schrift. Naturforsch. Gesell. Danzig, NF. Bd. 13, Gdańsk.

Zaborski B., 1927, Erozyjny charakter rozszerzenia doliny Wisły pod Grudziądzem, [w:] II Zjazd Słow. Geografów i Etnografów w Polsce, Sec. II, Warszawa.

Zubakow W. A., 1951, Iskopajemyje ldy i passiwnoje oledienienije, Izw. Wsies. Geogr. Obszcz., nr 6, Moskwa—Leningrad.

http://rcin.org.pl

ГЕНЕЗИС ГРУДЗЁНДЗСКОГО БАССЕЙНА В СВЕТЕ ОТЛОЖЕНИЙ И ФОРМ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ

Резюме

Грудзёндзский бассейн является самым большим котловинным рассширением долины нижней Вислы. Его длина около 20 км, ширина около 18 км, а занимаемая им площадь 240 км². Характерной его чертой являются острова моренного плато, так называемые кемпы (рис. 1), возвышающиеся над уровнем дна долины на высоту до 65 м. Эти кемпы отделены от окружающего моренного плато широкими излучинами древнего ложа Вислы. Геологов и географов уже издавна интересовала проблема происхождения этой котловинной формы. До настоящего времени на эту тему существуют две гипотезы. Первая, представлена А. Енчом (1911), связывает происхождение Грудзёндзского бассейна с существованием большого озера прогляциальных вод у устья зандровой долины Монтавы, вторая, выдвинутая Р. Галёном (1934), главной причиной возникновения и эволюции этой котловинной формы считает боковую эрозию меандрующей Вислы у заката плейстоцена и в голоцене.

Настоящая работа является новой попыткой решения этого вопроса. Основное внимание уделено в ней стратиграфии и генетично-фациальной интепретации осадков последнего (балтийского) оледенения, а также структурному анализу склоновых гляциальных форм, связанных с таянием глыб мёртвого льда, которые — что оказалось во время проводимых исследований — выступают на этой территории наряду с формами флювиального происхождения.

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ БАЛТИЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Рассматриваемый участок долины нижней Вислы вырезан, главным образом, в отложениях балтийского оледенения. Нижнюю границу этих осадков определено по палеоботаническим данным в новых разрезах эмского межледниковья в Грудзёндзе-Мнишке и Жондзе (Е. Дроздовски и К. Тобольски 1972). Материал полученный из исследовательской буровой скважины, расположенной вблизи западного берега Большого Рудницкого озера (рис. 2) позволил установить, что отложения эмского межледниковья развинуты здесь в виде озёрных осадков на высоте 4—10 м над уровнем моря. Выше лежит следующая серия органогенных отложений, возраст которой, из-за ещё не оконченых палеоботанических анализ, пока не определён с полной достоверенностью. Весьма возможно, что она представляет какой-нибудь ранневюрмский интерстадиал. Эта серия лежит под ведущим на рассматриваемой территории пластом серых ленточных глин (рис. 3), местно подстеленным слоем моренного суглинка (Е. Дроздовски и К. Тобольски 1972). На основании вышеизложенных данных установлено, что профиль отложений балтийского оледенения на исследуемой территории охватывает три пласта моренных суглинков наряду с разделяющими их водноледниковыми отложениями, совместной мощностью около 70 м (рис. 4, рис. 40). Ведущей литологической единицей этого профиля является межмореный горизонт мелких слоистых песков и серых лен-

http://rcin.org.pl

точных глин, мощностью от нескольких до двадцати метров. Он был выделен Р. Галёном (1934) как так называемый II флювиогляциал (рис. 40). Выше этого горизонта выступают два пласта моренных суглинков, разделены водноледниковыми отложениями, которые, согласно существующим взглядам (Р. Галён 1961, 1967,Ю. Э. Мойски 1969), представляют главный стадиал балтийского оледенения. Стратиграфия и генетично-фациальная интерпретация этих отложений является главной проблемой представленой в дальнейшей части работы.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ КРИТЕРИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ И ФАЦИАЛЬНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МОРЕННЫХ СУГЛИНКОВ

С целью получения дополнительных критериев, которые позволили бы на пополнение и проверку метод стратиграфических и структурных исследований, применено литологические анализы моренных суглинков в областях петрографического состава гравийной фракции, ориентировки и наклона длинных осей валунов и механического состава.

Анализы петрографического состава проведено в двух фракциях: 5—10 мм и 2—5 мм. Подвергнуто им сначала два пласта моренных суглинков, выступающих в геологическом разрезе долинного склона в Морске (восточнее Светя), где открываются они в большой мощности, типичном фациальном развитии и в чёткой стратиграфической позиции. Эти анализы довели, что между теми пластами существуют характерные различия во взаимных соотношениях между петрографическим составом фракций 5—10 мм и 2—5 мм. В верхнем пласте моренного суглинка эти различия проявляются в уменьшении значения коэффициента O/K во фракции 5—10 мм и повышении значения этого коэффициента во фракции 2—5 мм в вертикальном направлении пласта сверху вниз (рис. 5). В другом двудельном пласте моренного суглинка верхний слой, будучи абляционной мореной (фот. 3—*а*), характеризуется меньшим значением коэффициента O/K и повышенным значением коэффициента K/W во фракции 2—5 мм по отношении к фракции 5—10 мм, а нижний слой, будучи основной мореной (фот. 3—*в*) — почти одинаковым значением коэффициента K/W во фракции 2—5 мм и 5—10 мм и незначительным различием значения коэффициента O/K между фракциями 2—5 мм и 5—10 мм (рис. 6).

АНАЛИЗ ОТЛОЖЕНИЙ

Склоны Грудзёндзского бассейна. Проведено детальный анализ двух выбранных разрезов обнажений, расположенных на левом склоне долины Вислы вблизи местности Сартовице (рис. 2). Эти разрезы показывают отложения предпоследнего на исследуемой территории ледника балтийского оледенения в их полном вертикальном сечении. В разрезе Гурных Сартовиц (рис. 7) выделено три генетично-фациальных типа моренных суглунков, возникших в трёх различных средах ледникового осадконакопления: донноледниковым (*а*, $б_1$, $б_2$), внутриледниковым ($б_3$) и поверхностноледниковым (c_1, c_2). Граница между донноледниковыми и внутриледниковыми отложениями имеет градационный характер, проявляющийся в постепенном изменении механического состава и в ориентировке и наклоне длинных осей валунов (рис. 8 и 9). Это вытекает из возрастающего вверх пласта участия вод в процессе ледниковой аккумуляции. Поверхностноледниковые осадки, наличие которых свидетельствует о ареальной дегляциации, развинуты в двух видах: абляционной морены лежащей *in situ* (рис. 7—9, фот. 5 — c_1) и абляционной оползневой морены (рис. 7—*7*, фот. 5—c_2). Они обогащены илистой и крупнообломочной фракцией и одновременно обеднены песчаной фракцией по отношению к основной морене, особенно внутриледниковой (рис. 8). Эти свойства позволяют признать эту абляционную морену субаквальной, возникшей в условиях затруднённого стока поверхностно-ледниковых вод. В разрезе Гурных Сартовиц (рис. 10) донноледниковая морена (b_2) отделена от внутриледниковой (b_3) осадками типа плотинных

http://rcin.org.pl

озёр мощностью около 6 м (рис. 10—*18 - 9*), накопленными во внутриледниковом водоёме. Эти отложения состоят из нескольких срезанных в кровле седиментационных серий. Две из них указывают на нагрузочные (фот. 4) и сбросовые деформации, остальные сохранили свою первоначальную седиментационную структуру. Они возникли в результате периодически повторяющегося дренажа внутриледникового водоёма. Наиболее вероятную причину этого дренажа выясняет гипотеза М. А. Раклиджа (1956), связывающая его с сифонным механизмом стока вод по внутриледниковым каналам. Внутриледниковую морену (b_3), которая вытопилась со сводчатого над ледниковой песчерой льда, покрывает абляционная оползневая морена (c_2). Резкая граница между абляционной и внутриледниковой мореной свидетельствует о вытоплении внутриледниковой морены уже после возникновения абляционной морены.

Кемпа Фортечна Кульминационную часть кемпы покрывает верхний, самый молодой на обсуждаемой территории пласт моренного суглинка (рис. 15). Доказывают это результаты петрографического анализа, а также ориентировка и наклон длинных осей валунов (рис. 16 и 17). Ниже, на западном склоне кемпы открываются отложения предпоследнего на этой территории ледника (рис. 18). Вместо одного пласта моренного суглинка выступают здесь песчано-гравийные и суглинистые абляционные отложения (рис. 18 — *4 - 12*), указывающие на заходящий здесь распад ледникового покрова. Кроме того выступает здесь солифлюкционно перемещенная на ледовом склоне (в субаэральных условиях) абляционная морена (рис. 18—*3*). Она отличается механическим составом (рис. 20), ориентировкой и наклоном длинных осей валунов (рис. 21), а также петрографическим составом от ниже лежащих абляционных (субаквальных) морен. На солифлюкционное происхождение этой морены указывают следы слоистости (фот. 6) и согласна плоскостям слоистости ориентировка и наклон длинных осей валунов (рис. 21*а*). Возрастные эквиваленты этих осадков на восточном, пологом склоне кемпы Фортечной выступают на уровне около 20 м низшем. Их представляют флювиогляциальные гравии и пески, сцементированные карбонатом кальция, падающиеся согласно восточному наклонению кемпы (фот. 7 и 8).

Кемпа Гурной Групы. Две основные части складываются на строение этой кемпы: вознесённая выше южно-восточная часть, литостратиграфический профиль которой напоминает остальные кемпы, и ниже расположенная северо-западная часть, охватывающая эрозионные речные террасы, построенные из песчано-гравийных отложений вложенных в ископаемую эрозионную форму (рис. 23). В кульминационной партии кемпы выступает моренный суглинок последнего на этой территории ледника (рис. 24 — *1*, рис. 26), ниже его залегают отложения возникшие вследствие поверхностного (ареального) отмирания предпоследнего ледника (рис. 25 — *3 - 5*). Так как и на западном склоне кемпы Фортечной появляется здесь абляционно-солифлюкционная морена (рис. 24 — *3*, рис. 25—*4*). Она заполняет ископаемую вогнутую форму, показывая при том свойственное склоновым отложениям повышение мощности вниз (фот. 9). Гравийно-песчаные отложения, участвующие в строении речных террас в пределах кемпы Гурной Групы, известны по литературе с выступающих в них на вторичном ложе остатков ископаемой фауны моллюсков и млекопитающих (А. Енч 1901, Р. Герман 1912, 1914, К. Ковальски 1959). Существующее до сих пор представление о возрасте накопления этих остатков (Р. Герман 1914) оказалось ошибочным, так как отложения, в которых они выступывают, были накоплены в периоде предшествующем последнему на рассматриваемой территории наступлению ледника.

Кемпа Стшеменьтиньска. Общую схему геологического строения кемпы представляет рис. 4. В её строении принимают участие нижние литостратиграфические горизонты балтийского оледенения: ведущий межморенный горизонт, состоящий из мелких песков и серых ленточных глин вместе с третьим пластом моренного суглинка, равно как и ледниковые и водноледниковые отложения предпоследнего на этой территории ледника. Фациальный характер этих последних отложений и способ их залегания в ископаемом углублении

http://rcin.org.pl

ложа ледника в Жондзе (рис. 31) приводят дальнейшие доказательства относительно ареальной деградации ледникового покрова. Под эрозионной поверхностью террасы, лежащей на высоте около 33 м над уровнем моря, открываются отложения, которые, сообща, можно подразделить на два комплекса: первый, охватывающий отложения лежащие in situ серии A (фот. 10, рис. 31 — *14 - 9*), и второй, в состав которого входят переотложенные осадки серии *B*, *C*, *D*, и *E* (фот. 10, рис. 31 — *1 - 8*). Отложения второго комплекса заполняют ископаемое углубление, вырезанное талыми водами в ложе ледовой трещины. Способ залегания и текстурные свойства отложений серии *C* и *D* (фот. 11) указывают на то, что они были отложены во внутриледниковых или поверхностноледниковых условиях, а потом — в мерзлом состоянии (en bloc) — переотложены под воздействием гравитационных сил на склоне ледовой трещины. Отложения серии E (фот. 12) фиксируют конечную фазу засыпывания эрозионной формы. В этих отложениях найдено значительное количество сравнительно хорошо сохранившихся раковин моллюсков и их обломков.

На основании вышеизложенных материалов залкючено, что деградация предпоследнего на обсуждаемой территории ледника происходила в трёх этапах, обусловленных очередными изменениями климата: от фазы потепления через фазу похолодения и снова к фазе потепления. Каждый из этих этапов зафиксирован в определённых по генезису отложениях и формах. Первый этап дегляциации характеризуют донноледниковая морена и главная толща субаквальной абляционной морены. Второй этап дегляциации, в котором наступило замедление таяния льда, представлен, главным образом, абляционно-солифлюкционной мореной. Она выступает лишь там, где рельеф замирающего ледника был разнообразен и не покрыт слоем воды во время возникновения этого осадка. Третий этап зафиксирован во флювиогляциальных и переотложенных под воздействием гравитационных сил внутриледниковых и поверхностноледниковых отложениях, заполняющих углубления вырезанные талыми водами во дне ледовых трещин и межглыбовых пространств мёртвого льда. Только в этих отложениях найдено остатки ископаемых моллюсков и млекопитающих. Вероятно, что лишь во время последнего этапа дегляциации вытопилась изо льда внутриледниковая морена.

Принимая во внимание этот трёхэтапный, климатически обусловленный ход процессов ареальной дегляциации, как и отличие районов питания двух последних на этой территории скандинавских ледников, на что указывают своеобразия петрографического состава гравия и ориентировки длинных осей валунов между основными моренами первого и второго пласта моренных суглинков, автор синхронизирует предпоследний период дегляциации в районе Грудзёндзского бассейна с трёхдельным паудорфским интерстадиалом (интерплениглядиаль по Фан Дер Т. Гамен, Г. Ц. Марлевельд, Ю. Ц. Фогель, В. Г. Цагвийн 1967). В итоге автор заключает, что нижняя часть стратиграфического профиля балтийского оледенения (рис. 40) с двумя пластами моренных суглинков и разделяющими их водноледниковыми осадками, совместной мощностью около 60 м, накопилась в периоде от эмского межледниковья до паудорфского интерстадиала включительно (период около 40 000 лет), а верхняя часть, охватывающая один пласт моренного суглинка и местами покрывающие его водноледниковые отложения, совместной мощностью около 10 м — в периоде младше паудорфского интерстадиала (период около 10 000 лет). Накопление осадков верхней части профиля связывает автор с ледником, который сформировал конечные морены как стадии Лешно, так и стадии Познань.

АНАЛИЗ ГЛЯЦИАЛНЫХ ФОРМ

Выделено три главные категории генетических форм современного рельефа Грудзёндзского бассейна: 1. формы флювиального происхождения, к которым принадлежат прежде всего речные террасы и конусы выноса, 2. формы, образование которых связано с явлением оползания, представлены псевдотеррасами и оползневыми валами, 3. гляциальные формы,

http://rcin.org.pl

возникшие вследствие таяния глыб мёртвого льда, редставлены камовыми террасами, склоновым камообразным рельефом абляционного типа с холмами и углублениями по мёртвом льду, а также выступающими в пределах речных террас котловинами ложа глыб льда.

Речные террасы выступают на рассматриваемой территории в девяти уровнях, которые по классификации Р. Галёна (1968а) соответствуют уровням от IX до I (рис. 1). Оползневые террасы встречаются на крутых, надвислянских склонах кемп (фот. 13). Развитие оползневых явлений, в результате которых образовались эти террасы, было обусловлено с одной стороны боковой эрозией Вислы, с другой — обводнением кровли пласта серых ленточных глин, образующих плоскость скольжения оползневых масс.

Камовые террасы выступают на склонах Грудзёндзского бассейна и на склонах кемп (рис. 1). Поверхности их лежат на различных высотах над уровнем моря, начиная с 74—75 м по 27 м. Детально исследовано террасу вблизи местности Свентэ (рис. 1и 2, фот. 14 и 15). Образующий её материал отличается от осадков выступающих в смежном склоне (рис. 33). Доказательством соприкосновения этой террасы с мертвым льдом являются, в частности, выступающие у края террасы гравитационные дислокации материала (рис. 34). Склоновый камообразный рельеф абляционного типа распознано на восточном склоне Грудзёндзского бассейна, характеризующимся неровной линией профиля со многими холмами и углублениями (рис. 36, фот. 16). Холмы построены с песчано-пелитовых отложений флюидальной структуры, покрытыми переотложенной абляционной мореной (рис. 37, рис. 38). Доказательством существования больших глыб мёртвого льда в излучинах древнего ложа Вислы в Грудзёндзском бассейне являются, кроме того, разные по размеру и форме котловины ложа глыб льда, выступающие особенно многочисленно на поверхностях речных террас II и III. К ним принадлежат, между прочим, мульды Большого Рудницкого озера и Малого Рудницкого озера. Максимальная глубина этих мульд расположена около 75—80 м ниже уровня смежного моренного плато. Начало таяния залегающих в них глыб мёртвого льда (вторично погребленных речными осадками) следует отнести к аллерёду (рис. 39). Другой род вогнутых гляциальных форм рельефа представлен субгляциальными рытвинами (рис. 1). Самой большой из них является рытвина Флетновского озера, разрезающая в вертикальном направлении как моренное плато, так и западную часть Грудзёндзского бассейна. Глубина врезания этой формы по отношению к уровню моренного плато достигает в пределах Грудзёндзского бассейна 75 м.

ПОДРОБНОЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Стратиграфическое расчленение исследованных осадков на литологических критериях оказалось мало применимым для определения хронологии геологических процессов и палеогеографических реконструкций. Более практическим кажется предположенное Ю. Ц. Фрэем и Г. Б. Вильманом (1961) подразделение гляциальных отложений на морфостратиграфические единицы. На основании общих предпосылок этого разделения выделено два горизонта гляциальных отложений соответствующих надвиганию и деградации двух последних, на рассматриваемой территории ледников, а в их пределах отличающиеся по возрасту и генезису комплекса отложений. Отложения каждого из этих комплексов объединяет, а вместе с тем и разделяет от осадков других комплексов определённый этап развития процессов дегляциации. Выделенные единицы представлено в графической (рис. 40) и табличной (таблица 1) форме, навязывая к схеме расчленения плейстоцена по Р. Галёну (1934).

Проведённые исследования представили в новом свете проблему генезиса остатков фауны ископаемых моллюсков и млекопитающих. Наличие этих остатков в осадках заполняющих вогнутые ископаемые формы, которые регистрируют третий, конечный этап деградации предпоследнего на обсуждаемой территории ледника, наклонили автра представить гипотезу

http://rcin.org.pl

о существовании этой фауны на поверхности ледника. В конечном этапе дегляциации остатки фауны были перенесены и отложены вместе с минеральными осадками в трещинах и межглыбовых пространствах мёртвого льда.

ГЕНЕЗИС ГРУДЗЁНДЗСКОГО БАССЕЙНА

Наличие форм образованных вследствие таяния глыб мёртвого льда в пределах обеих излучин древнего ложа Вислы в Грудзёндзском бассейне свидетельствует об отпрепарировании заполненных мёртвым льдом вогнутых гляциальных форм рельефа механическим и термическим воздействием речных вод. Образование этих вогнутых форм и их законсервирование мёртвым льдом автор относит ко времени предшествующему последнему, на исследуемой территории, наступлению скандинавского ледника, т. е. к паудорфскому интерстадиалу. В пользу этой гипотезы говорят следующие аргументы: 1. Большая высотная разница между поверхностью моренного плато и дном котловин ложа глыб мёртвого льда в пределах речных террас (75—80 м). 2. Независимость размещения субгляциальных рытвин от размещения камовых террас и склонового камообразного рельефа абляционного типа. 3. Максимальная глубина вреза рытвины Флетновского озера в пределах Грудзёндзского бассейна (до 75 м), образование которой связано с талыми водами последнего на этой территории ледника. Максимальная глубина рытвины припадает на тот участок рытвины, в ложе которого залегал мёртвый лёд. 4. Согласно наклонению восточных склонов Стшеменьтиньской и Фортечной кемпы направление падения слоев флювиогляциальных осадков, которые в геоморфологическом и геологическом смысле связаны с ископаемой вогнутой формой, образованной во время пребывания предпоследнего на исследуемой территории ледника. 5. Ареальный способ исчезновения предпоследнего ледника, создающий благоприятные условия для погребления мёртвых льдов поверхностноледниковыми осадками. Резюмируя, автор утверждает, что Грудзёндзский бассейн следует считать полигенетическим образованием, возникшим в результате наложения флювиального рельефа на гляциальный рельеф. Главные негативные элементы этого рельефа — обе излучины древнего ложа Вислы — развились на основании вогнутых гляциальных форм, образованных и „запломбированных" мёртвым льдом в паудорфском интерстадиале и отпрепарированных во время развития долины нижней Вислы при значительном участии теплового воздействия речных вод.

Перевела Геновефа Дроздовска

http://rcin.org.pl

GENESIS OF THE GRUDZIĄDZ BASIN IN THE LIGHT OF ITS DEPOSITS AND GLACIAL FORMS

Summary

The Grudziądz Basin is the largest basin-type widening of the Lower Vistula valley. Its lenght is about 20 km, its width about 18 km, and the area it covers is about 240 km^2. Its main characterics are three islands of the moraine plateau, so-called „kępy" (fig. 1), rising up to 60 m above valley floor. They are seperated from the surrounding moraine plateau by broad curves of the former Vistula bed. The problem of genesis of this basin-type form has for long been drawing the interest of geographers and geologists. So far, two hypotheses have been advanced on the issue; the first, put forward by A. Jentzsch (1911) relates the formation of the Grudziądz Basin to the former existence of a large pro-glacial lake at the mouth of the Mątawa outwash valley; the second, advanced by R. Galon (1934), regards lateral erosion of the meandering Vistula at the decline of Pleistocene and Holocene as the main factor in the formation and evolution of the basin.

This work is a new attempt at solving the problem. It lays emphasis on the stratigraphy and genetic-facial interpretation of deposits from the last (Baltic) glaciation, especially on those from the penultimate Baltic ice-sheet in the area under consideration, and on structural analysis of glacial slope forms associated with a melting of dead-ice blocks which — as it turned out during the investigations carried out — occur in that area beside fluvial landforms.

STRATIGRAPHY OF THE BALTIC-GLACIATION DEPOSITS

The discussed sector of the Lower Vistula valley is carved mainly in the Baltic-glaciation deposits. Their lower boundary was determined on the basis of paleobotanic data in the newly discovered sites of the Eem Interglacial at Grudziądz-Mniszek and Rządz (E. Drozdowski and K. Tobolski 1972). Material obtained from the test boring, located by the western shore of Lake Rudnickie Wielkie (fig. 2), has permitted to state that Eeem Interglacial is represented here by lacustrine deposits at an altitude of 4—10 m a.s.l. At a higher altitude rests another series of organogenic deposits the age of which — due to still unfinished paleobotanic analyses — has not been established with accuracy. It is most probable that the series represents an Early-Würm Interstadial. The series underlies the marking for this area bed of grey varved clays (fig. 3), in turn underlain locally with a till strata. Basing on these data, it has been established that the profile of deposits from the Baltic glaciation in the area under investigation comprises three strata of till together with fluvioglacial deposits sepereting them. Their

http://rcin.org.pl

total thickness is about 70 m (fig. 4 and 40). The key lithologic unit of the profile is a huge inter-till horizon of stratified fine-grained sands and the above-mentioned grey varved clays which both commonly come to surface on the valley slopes in a thickness from a dozen or so twenty-odd metres. It was first distinguished by R. Galon (1934) as the so-called "fluvioglacial II". Above that horizon there are two till strata, separated by fluvioglacial deposits, which, according to former views (R. Galon 1961, J. E. Mojski 1969) represent the main stadial of the Baltic glaciation. Detailed stratigraphic subdivision and genetic-facial interpretation of these deposits constitutes the main goal of investigations presented later on in the work.

AUXILIARY CRITERIA IN STRATIGRAPHIC AND FACIAL INTERPRETATION OF TILLS

To obtain additional criteria that would at the same time permit to complement and check the methods of stratigraphic and structural investigation, statistical lithologic analyses of tills were applied. They comprise: petrographic composition of gravel fractions, fabric patterns and grain-size composition.

Analyses of the petrographic composition of gravels covered two fractions: 5—10 mm and 2—5 mm. The first to be examined were two strata of tills in the geological section of the valley slope at Morsk (east of Świecie), where they occured in a considerable thickness, have typical facial developing and are in a clear-cut stratigraphic position. The analyses have shown that there are characteristic differences between the two strata as to the mutual relations between the petrographic composition of the 5—10 and 2—5 mm fractions. Whereas in the upper, first till strata the differences are manifested in the decreasing value of the O/K index in the 5—10 mm fraction and increasing index value in the 2—5 mm fraction vertically from top to bottom (fig. 5), in the second bipartite till strata the top layer, superglacial in character (phot. 3 — *a*), is characterized by a lower value of the O/K index and by a higher value of the K/W index in the 2—5 mm fraction in relation to the 5—10 mm fraction; at the same time the bottom layer, being of lodgment-till type (phot. 3 — *b*), is characterized by an almost identical value of the K/W index in the 2—5 and 5—10 mm fractions and by a slight difference in the O/K index value between 2—5 and 5—10 mm fractions (fig. 6).

ANALYSIS OF DEPOSITS

Grudziądz Basin Slopes. In more detail were analysed two selected sections located on the left slope of the Vistula valley near Sartowice (fig. 2). They expose deposits from the penultimate ice-sheet of the Baltic glaciation in the investigated area in their full vertical section. In the Górne Sartowice section (fig. 7) three genetic-facial types of tills were distinguished that formed in three different environments of glacial accumulation: in subglacial environment (*a*, b_1, b_2), inglacial environment (b_3), and superglacial environment (c_1, c_2). The boundary between the subglacial and inglacial deposits is gradational in character, which is marked in gradual change of the grain-size composition and fabric patterns (fig. 8 and 9). The changes result from an up-strata growth of water participation in the glacial accumulation process. Superglacial deposits, whose presence speaks for areal decay of the ice-sheet, are styled in two varieties: as superglacial till

http://rcin.org.pl

lying *in situ* (fig. 7 — *9*, phot. 5) and superglacial flowtill (fig. 7 — *7*, phot. 5 — c_2). They reveal considerable enrichment with clay and coarse-grained fractions and, at the same time, impoverishment in sand fractions in relation to lodgment till, especially that of inglacial type (fig. 8). These characteristics indicate a subaquatic environment associated with retarded drainage of superglacial waters. In the Górne Sartowice section (fig. 10) subglacial till (b_2) is separated from inglacial till (b_3) by ice-dammed type of deposits about 6 m in thickness (fig. 10 — *18-9*), accumlated in the intraglacial water reservoir. Ice-dammed type of deposits consist of several sedimentation series sheared at the top, two of which reveal load-cast deformations (phot. 4) and fault deformations, while the remaining deposits have preserved their primary sedimentation structure. They developed as a result of recurrent drainage of the intraglacial reservoir. The most probable cause of the drainage seems to be accounted for by M. A. Rucklidge's (1956) hypothesis, which relates the phenomenon to syphonic mechanism of water drainage in glacial channels. Inglacial till (b_3) that was melted of from the ice domed over the ice-cavern is covered with superglacial flowtill (c_2). Sharp contact between superglacial and inglacial till proves that inglacial till melted already after the formation of superglacial till.

Kępa Forteczna. The summit part of this moraine plateau island is covered by the upper, youngest in the area, till strata (fig. 15). The age of the strata is testified by results of petrographic analyses (fig. 16) and till-fabric (fig. 17). Below, on the western kępa-slope are exposed deposits from the penultimate ice-sheet in the area (fig. 18). Instead of a single till strata there are superglacial sand-gravel and till deposits (fig. 18 — *4-12*), which speak for the process of ice-sheet disintegration. There is also solifluction-displaced superglacial till which had been moved down on the ice slope in subaeral conditions (fig. 18 — *3*). It differs in its grain-size composition (fig. 20), in fabric pattern (fig. 21) and petrographic composition from the lower lying superglacial (subaquatic) tills. Solifluctional transportation of the till is borne out by marks of stratification (phot. 6) and the orientation and dip of long axes of pebbles which corresponds to the inclination of the stratification planes (fig. 21 — *a*). Deposits of corresponding age on the eastern, gentle slope of Kępa Forteczna occur at a level lower by 20 m. They are represented by gravelly-sandy fluvioglacial sediments cemented with calcium carbonate. They dip eastward, as the slope does (phot. 7 and 8).

Kępa of Górna Grupa. It is composed of two main parts: of the upper, southeastern part, whose litho-stratigraphic profile is similar to the remaining moraine plateau islands, and of the lower, north-western part comprising the area of erosive river terraces which are build of sand-and-gravel sediments inserted in a large fossil groove (fig. 23). In the culminating part there are fluvioglacial deposits (phot. 17) and till (fig. 24 — *1*, fig. 26) from the last ice-sheet in the area, and lower rest deposits formed during areal decay of the penultimate ice-sheet (fig. 25 — *3-5*). Just like on the western slope of the Kępa Forteczna, superglacial-solifluction till is to be found here too (fig. 24 — *3*, fig. 25 — *4*). It fills up the hollow fossil form revealing downward thickness increase at that; the increase being characteristic for slope deposits (phot. 9). The sand-and-gravel deposits that build the river terraces within the Kępa of Górna Grupa are known from the literature on the subject for the occurrence of remnants of fossil mollusks and mammals on the second bed (A. Jentzsch 1901, R. Hermann 1912, 1914, K. Kowalski 1959). The older interpretation of the time of accumulation of the remnants (R. Hermann 1914) has turned out to be incorrect because the fossiliferous sedi-

http://rcin.org.pl

ments has been accumulated at a period prior to the last ice-advance in the area under investigation.

Kępa Strzemięcińska. A general scheme of its geological structure is presented in fig. 4. It is built of lower litho-stratigraphic horizons of the Baltic glaciation: of the key intra-till horizon consisting of fine-grained sands and grey varved clays together with the third till strata plus glacial and fluvioglacial deposits accumulated by the penultimate in the investigated area Scandinavian ice-sheet. Facial character of the last-named deposits and their mode of occurrence in the fossil moulding of the glacial bedrock at Rządz (fig. 31) provides further evidence in support of areal decay of the ice-sheet. Beneath the erosional surface of the river terrace lying at a level of about 33 m a.s.l. are exposed deposits that, generally speaking, can be divided into two groups: the first, comprising deposits lying *in situ* of series A (phot. 10, fig. 31 — *14-9*); and the second, comprising redeposited deposits of series *B*, *C*, *D* and *E* (phot. 10, fig. 31 — *1-8*). Deposits from the second group fill up the fossil hollow carved in the bed of the crevasse by melt-waters. The mode of occurrence and textural features of series *C* and *D* (phot. 11) point to their accumulation to have taken place in intraglacial or superglacial conditions, and that they were later gravitationally replaced in frozen state down a crevasse slope. The E series deposits (phot. 12) represent the final phase of infilling of the erosional fossil form. Considerable quantinties of relatively well-preserved fossil mollusk shells and their fragments were found in them.

Results of the above-presented analyses allowed for drawing the conclusion that decay of the penultimate in the area under investigation ice-sheet involved three stages conditioned by successive changes in the climate: from the warming phase through the cooling phase back to the renewed warming phase. Individual stages of the deglaciation left their marks on deposits and forms varying as to the genesis. The first deglaciation stage is characterized by subglacial till and by the bulk of superglacial subaquatic till. The second stage, when the rate of melting was slackened, is represented principally by superglacial-solifluction till. The till occurs at those places only where the relief of decaying ice-sheet was varied and not covered with a layer of water at the time when the deposit was forming; whereas the third deglaciation stage has been marked by fluvioglacial sediments and gravitationally replaced intra- and superglacial deposits filling the hollow forms carved by melt-water in the floor of crevasses and free spaces between blocks of dead ice. It is only in these deposits that the remnants of mammal and mollusk fossil fauna was met with. It was probably not until the last deglaciation stage that inglacial till melted of from the ice.

Taking into account this three-stage, climate-conditioned process of areal deglaciation, as well as the fact that the last two Scandinavian ice-sheets in the area under consideration had separate alimentation areas, which separateness is indicated by discovered differences in the petrographic composition of gravels and till-fabric between lodgment tills of the first and second till strata, the author relates to the same period the penultimate deglaciation time within the Grudziądz Basin and the tripartite Paudorf Interstadial (Inerpleniglacial according to Van Der T. Hammen, G. C. Maarleveld, J. C. Vogel, W. H. Zagwijn 1967). In consequence, the author assumes that the lower part of the Baltic-glaciation stratigraphic profile (fig. 40) with two till strata and fluvioglacial sediments separating them, with a total thickness of about 60 m, was deposited in the period from the Eem Interglacial up to the Paudorf Interstadial inclusive (a lapse of time of about 40 000 years), while the upper part, which includes one till strata and locally

http://rcin.org.pl

overlying fluvioglacial sediments with a total thickness of about 10 m, was deposited in a period younger than the Paudorf Interstadial (a lapse of time of about 10 000 years). The author relates the accumulation of deposits of upper part of the profile (first glacial-drift horizen) to the ice-sheet that built the terminal moraines of both Leszno and Poznań stadium.

ANALYSIS OF GLACIAL LANDFORMS

Three genetic categories of landforms were distinguished in the present-day Grudziądz Basin: 1. landforms fluvial in origin, among which were counted, above all, river terraces and alluvial cones, 2. landforms build as a result of landslide processes represented by pseudo-terraces and ramparts and 3. glacial landforms associated with a melting of dead-ice blocks represented by kame terraces, kame and kettle topography of ablative type on the valleyslopes and kettle-holes on the river terraces.

River terraces occur in the area in a full nine-rank set corresponding, in R. Galon's classification (1968a), to horizons IX to I (fig. 1). There are mostly of erosive and erosive-accumulative type. Landslide pseudo-terraces can be found on steep, Vistula-orientated slopes of the kępa-forms (phot. 13). Development of landslide processes, from which the pseudo-terraces resulted, were conditioned on the one hand by Vistula's lateral erosion and on the other by the watering of the top of grey varved clays constituting the sliding plane for landslide masses.

Kame terraces were found on the sides of the Grudziądz Basin and kępa-slopes. Their surfaces lie at different altitudes above sea level, starting with 74—75 m down to 27 m. The terrace near Święte (fig. 1 and 2, phot. 14 and 15) was examined in greater detail. The materials constituting the terrace differ from the ones constituting the adjacent slopes (fig. 33). The sediments forming the face bordering of kame terrace are collapsed (fig. 34), becouse of melting of dead-ice which had supported these deposits (ice-contact slope). Kame and kettle slope topography of ablative type were recognized on the eastern slope of the Grudziądz Basin characterized by a ragged profile-line with numerous hills and hollows (fig. 36, phot. 16). The hills are build of sandy-silty deposits and superglacial flowtill (fig. 37). Their structure is dominantly fluidal. In one place, between the sandy-silty deposits and the flowed ablation till a lense of pebbles and boulders occurs, progressively widening upwards (fig. 38 — 4). These facts indicate that the deposits had flowed or rolled down the slopes of dead-ice blocks and accumulated between ice masses. When the ice melted and an inversion of topography resulted, they were *en masse* overturned. Another proof for the existence of dead-ice blocks in the curves of the former Vistula bed in the Grudziądz Basin are kettle-holes of varied size and shape. They occur in particularly great numbers on the surface of the river terraces II and III. These are, among others, the depressions of Lake Rudnickie Wielkie and Lake Rudnickie Małe. Their bottoms lie about 75—80 m below the adjacent moraine plateau level. The starting-point for the melting of the dead-ice blocks secondarily buried (by alluvial deposits) came the pine phase of in Allerod (fig. 39). Subglacial channels (fig. 1) constitute another kind of hollow glacial landforms. The most impressive one is the subglacial channel of Lake Fletnowskie which dissects meridionally both the moraine plateau and the western part of the Grudziądz Basin. It is incised to a depth of 75 m within the Grudziądz Basin in relation to the bordering moraine plateau level.

http://rcin.org.pl

DETAILED STRATIGRAPHIC SUBDIVISION OF GLACIAL DEPOSITS

Stratigraphic subdivision of the investigated deposits done on the basis of lithologic criteria has proved to be of little practical value for determining the chronology of geological processes and paleogeographic reconstructions. More practical seems to be the division of glacial drift on morphostratigraphic units as proposed by J. C. Freye and H. B. Willman (1961). Drawing on the general principles of that division, two glacial-drift horizons were distinguished that correspond to the advance and decay of the last two Scandinavian ice-sheets in the area, and within these horizons, as a units of lower order, were distinguished complexes of deposits differing as to the age and genesis. Deposits of each complex are linked together with and at the same time differentiated from other complexes by a definite development stage of deglaciation processes. The units distinguished are presented graphically (fig. 40) and in table form (table I) with reference to the up-to-now existant litho-stratigraphic division of Pleistocene by R. Galon (1934).

The investigations carried out put in a different light the question about the genesis of remnants of fossil mollusks and mammals. The fact that they occur in the fillings of hollow fossil forms, which register the third, final stage of deglaciation, has led the author to put forward the hypothesis that the above-mentioned fauna already existed in a different changing environment of the surface of stagnating and dead ice. In the final stage of deglaciation the shell and bone remnants were transported and deposited together with mineral sediments into the depressions formed by melt-water in the floor of crevasses and free spaces between blocks of dead-ice.

GENESIS OF THE GRUDZIĄDZ BASIN

The occurence of landforms built in result of the melting of dead-ice blocks within both curves of the former Vistula bed in the Grudziądz Basin indicate that the hollow, ice-filled glacial forms were recovered by mechanical and thermic action of the stream. The author relates their formation and preservation with dead ice to the time prior to the last advance of the Scandinavian ice-sheet in the area under investigation for the following reasons: 1. big differences in altitude between the moraine plateau surface and the bottom of the kettle-holes occuring on the river terrace (75—80 m), 2. no correlation between the course of the subglacial channels and distribution of the kame terraces and kame and kettle slope topography of ablative type, 3. maximal depth of incision of Lake Fletnowskie subglacial channel within the Grudziądz Basin (up to 75 m) in relation to the bordering moraine plateau level corresponding to that sector of the channel in whose bedrock dead-ice rested, more susceptible to the thermic action of melt-water of the last ice-sheet then the mineral bedrock, 4. the bearing of dip line of fluvioglacial deposits corresponds to the inclination of the eastern slopes of Kępa Strzemięcińska and Kępa Forteczna, the deposits being bound up geomorphologically and geologically with the hollow fossil form originated during the stand of the penultimate in the area Scandinavian ice-sheet, 5. areal mode of decay of the penultimate ice-sheet which created favourable conditions for the burying of dead-ice under superglacial deposits. In conclusion, the author states that the Grudziądz Basin should be considered a polygenetic feature build as a result of superimposition of fluvial relief on glacial relief. The main negative

http://rcin.org.pl

Table I. Correlation of morphostratigraphic units with the division of the Pleistocene by R. Galon (1934)

Stratigraphic units after R. Galon	Morphostratigraphic units		Genetic-facial types of tills	Altitude in m a.s.l.	Remnants of Pleistocene fauna	Genetic-facial types of glacial meltwater deposits	Altitude in m a.s.l.	Remnants of Pleistocene fauna
Upper till	First glacial--drift horizon	Younger genetic complex of deposits	Superglacial flowtill	70-40	—	Gravelly-sandy deposits associated with the melting of dead-ice blocks	below 70	—
						Ablation silty-sandy deposits	70-40	—
		Older genetic complex of deposits	Lodgment till	63-80	—	Fluvioglacial gravelly-sandy deposits	63-80	—
Fluvioglacial I	Second glacial--drift horizon	Younger genetic complex of deposits	Superglacial flowtill (of "crevasse fillings" type)	30-70	+	Deposits filling hollow fossil forms: Ablation sandy-gravelly deposits	30-70	+
						Deposits filling hollow fossil forms: Fluvioglacial sandy-gravelly deposits	below 70	+
			Superglacial--solifluction till	57-70	—	Silty-clayey deposits of upper-level glacial-lakes	60-67	
First lower till		Older genetic complex of deposits	Superglacial (subaquatic) flowtill	60-67	—	Superglacial grave and sand deposits	60-67	—
			Superglacial subaquatic till	60-55	—	Silty-clayey deposits of lower-level glacial lakes	33-60	—
			Lodgment till	30-60	—			

http://rcin.org.pl

elements of this relief, viz. the two curves of the former Vistula bed developed on the foundation of the hollow glacial landforms that arose and were „stopped" with dead-ice in the Paudorf Interstadial and were recovered during the development of the Lower Vistula valley in great part owing to thermic action of the river water.

Translated by Ireneusz Jakubczak

http://rcin.org.pl

ADDENDA ET CORRIGENDA

Stronica	Wiersz	Jest	Powinno być
17	9 od g.	badań.	badań. [Uzupełnienie od autora: próbka pobrana z głęb. 0,35—0,37 m od stropu górnej serii, datowana przez S. Håkanssona w Lund, dała następujące wyniki: Lu-852 40 200 lat B. P., Lu-852-A (kwas humusowy) 39 600 lat B. P.]
43	8 od d.	interaglacjalnego	subglacjalnego
57	5 od g.	skadu	składu
105	15 od g.	S. Kozarskiego 1962,	S. Kozarski 1962,
112	3 od g.	allerdu	allerødu
115	5 od g.	(wyraz z K. Tobolskim)	(wraz z K. Tobolskim)
125	15 od g.	Ниже	Ниже
133	6 od d.	came the pine phase	came in the pine phase

http://rcin.org.pl

INSTYTUT GEOGR
00-330 Wa
ul. Nowy Ś

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

51. Kostrowicki A. S., Regionalizacja zoogeograficzna w oparciu o faunę motyli tzw. większych (*Macrolepidoptera*). 1965, s. 100 + 21 ilustr., zł 30,—
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie). 1966, s. 111, 20 ilustr. zł 33,—
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136 + 26 ilustr., zł 32,—
54. Kosmowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. 1966, s. 114 + 22 ilustr. + 7 fot. + 2 mapy, zł 33,—
55. Ziemońska Z., Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966, s. 111 + 16 ilustr. + 2 wkładki, zł 34,—
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartometryczne. 1966, s. 115 + 22 ilustr., zł 28,—
57. Więckowski K., Osady denne Jeziora Mikołajskiego. 1966, s. 112 + 12 ilustr. + 7 fot., zł 24,—
58. Szostak M., Pochodzenie Jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne. 1967, s. 70 + 11 ilustr., zł 20,—
59. Rościszewski M., Siemek Z., Zmiany w rolnictwie krajów gospodarczo słabo rozwiniętych (Egipt, Syria, Turcja). 1967, s. 109 + 9 ilustr., zł 24,—
60. Ziętara T., Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. 1968, s. 116 + 12 ilustr. + 11 fot., zł 33,—
61. Urbaniak U., Wydmy Kotliny Płockiej. 1967, s. 79 + 43 ilustr. + 8 fot., zł 21,—
62. Jewtuchowicz S., Geneza Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. 1967, s. 102 + 42 ilustr. + 19 fot., zł 30,—
63. Dziewoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań. 1967, s. 135, zł 32,—
64. Rychłowski B., Regionalizacja ekonomiczna — zagadnienia podstawowe. 1967, s. 139, zł 33,—
65. Bączyk J., Masy wodne południowego Bałtyku i wpływ ich ruchów na polską strefę przybrzeżną. 1968, s. 120 + 32 ilustr., zł 31,—
66. Szulc H., Typy wsi Śląska Opolskiego na początku XIX wieku i ich geneza. 1968, s. 105 + 14 ilustr. + 2 wkładki, zł 30,—
67. Szewczyk J., Włóka. Pojęcie i termin na tle innych średniowiecznych jednostek pomiaru ziemi. 1968, s. 113 + 6 ilustr., zł 30,—
68. Wojciechowski K., Zagadnienie metody bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski. 1968, s. 79 + 23 ilustr., zł 18,—

http://rcin.org.pl

69. Praca zbiorowa. Problemy regionalizacji fizycznogeograficznej. Materiały z sympozjum zorganizowanego przez PTG w dniach 16—24 września 1966. 1968, s. 114 + 4 ilustr. + 1 wkładka, zł 28,—
70. Pulina M., Zjawiska krasowe we wschodniej Syberii. 1968, s. 94 + 34 ilustr. + 4 fot., zł 19,—
71. Szupryczyński J., Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu. 1968, s. 127 + 15 ilustr. + 35 fot. + 1 wkładka, zł 34,—
72. Kosiński L., Migracje ludności w Polsce w latach 1950—1960. 1968, s. 106 + 41 ilustr., zł 28,—
73. Korolec H., Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego. 1968, s. 67 + 16 ilustr. + 6 fot. + 1 wkładka, zł 24,—
74. Praca zbiorowa. Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. 1968, s. 216 + 12 ilustr. + 11 fot., zł 67,—
75. Praca zbiorowa. Procesy i formy wydmowe w Polsce. Zbiór prac pod redakcją R. Galona. 1969, s. 386 + 69 ilustr. + 68 fot., zł 98,—
76. Iwanicka-Lyra E., Delimitacja aglomeracji wielkomiejskich w Polsce. 1969, s. 117 + 12 ilustr., zł 28,—
77. Praca zbiorowa. Z zagadnień ludnościowych krajów gospodarczo słabo rozwiniętych. 1969. s .146 + 6 ilustr., zł 32,—
78. Korcelli P., Rozwój struktury przestrzennej obszarów metropolitalnych Kalifornii. 1969, s. 124 + 34 ilustr., zł 28,—
79. Koter M., Geneza układu przestrzennego Łodzi przemysłowej. 1969, s. 130 + 13 ilustr. + 2 wkładki, zł 34,—
80. Kaszowski L., Kotarba A., Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej)
Nowak W. A., Rzeźba podczwartorzędowa i ewolucja układu sieci dolinnej w północnośrodkowej części Wyżyny Małopolskiej. 1970, s. 124 + 71 ilustr. + 1 załącznik kol. + 12 fot., zł 30,—
81. Stola W., Próba typologii rolnictwa Ponidzia. 1970, s. 146 + 30 ilustr. w tym 7 wkładek + 9 fot., zł 39,—
82. Praca zbiorowa. Studia z geografii średnich miast w Polsce. Problematyka Tarnowa. 1971, s. 274 + 45 ilustr., zł 71,—
83. Wiśniewski E., Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy. 1971, s. 95 + 33 ilustr., zł 24,—
84. Skoczek J., Wpływ podłoża atmosfery na przebieg dobowy bilansu cieplnego powierzchni czynnej .1970, s. 96 + 49 ilustr. + 10 fot., zł 21,—
85. Jewtuchowicz S., Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaceniu środkowopolskim. 1970, s. 78 + 26 ilustr. + 5 fot., zł 18,—
86. Olechnowicz-Bobrowska B., Częstość dni z opadem w Polsce. 1970, s. 75 + 26 ilustr., zł 18,—
87. Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast; Dziewoński K., Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań; Jerczyński M., Metody pośrednie identyfikacji i pomiaru. 1971, s. 182 + 2 ilustr., zł 44,—
88. Rościszewski M., Kierunki ewolucji rolnictwa w krajach Maghrebu. 1970, s. 127 + 8 ilustr., zł 30,—
89. Adrjanowska E., Przestrzenne powiązania produkcyjne stoczni gdańskich. 1971, s. 105 + 16 ilustr., zł 22,—
90. Różycka W., Metody oceny warunków fizjograficznych dla potrzeb planowania przestrzennego miast. 1971, s. 203 + 16 ilustr., zł 40,—

http://rcin.org.pl

91. Ciołkosz A., Miszalski J., Wykorzystanie zdjęć lotniczych w geografii stosowanej. 1972, s. 86 + 23 ilustr., zł 15,—
92. Czyż T., Zastosowanie metody analizy czynnikowej do badania ekonomicznej struktury regionalnej Polski. 1971, s. 114 + 13 ilustr. + 11 map pod opaską, zł 38,—
93. Kostrubiec B., Analiza zjawisk koncentracji w sieci osadniczej. Problemy metodyczne. 1972, s. 117 + 43 ilustr., zł 24,—
94. Klimek K., Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidarársandur (Islandia). 1972, s. 139 + 31 ilustr. + 48 fot., zł 32,—
95. Kraujalis M. W., Udział ciepła ze sztucznych źródeł w bilansie cieplnym na obszarze Polski. 1972, s. 74 + 10 ilustr., zł 12,—
96. Kotarba A., Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapienno-dolomitowych Tatrach Zachodnich. 1972, s. 119 + 25 ilustr. + 15 fot., zł 24,—
97. Chaves L. F., Jerczyński M., Siemek Z., Studia nad strukturą funkcjonalną miast. 1973, s. 385 + 96 ilustr., zł 80,—
98. Praca zbiorowa. Zmiany w rolnictwie tradycyjnym i migracje ludności wiejskiej w krajach rozwijających się (Irak, Maroko, kraje Afryki Zachodniej, kraje andyjskie). 1973, s. 179 + 6 ilustr. zł 34,—
99. Kozłowska-Szczęsna T., Promieniowanie pochłonięte na obszarze Polski. 1973, s. 119 +34 ilustr., zł 22,—
100. Biegajło W., Typologia rolnictwa na przykładzie województwa białostockiego. 1973, s. 164 + 30 ilustr., zł 35,—
101. Werwicki A., Struktura przestrzenna średnich miast ośrodków wojewódzkich w Polsce. 1973, s. 168 + 49 ilustr., zł 30,—
102. Matusik M., Próba typologii i regionalizacji rolnictwa na obszarze Dolnego Powiśla. 1973, s. 152 + 30 ilustr. + 6 fot., zł 32,—
103. Ziemońska Z., Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich. 1973, 124 + 23 ilustr., zł 25,—

Varia

Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce

Zeszyt 1. Katalog altasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961 s. 248, zł 72,—

Zeszyt 2. (uzupełniający) Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—

Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919. 1965, s. 343, zł 76,—

Zeszyt 4. Katalog atlasów 1920—1945. 1968, s. 160, zł 48,—

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

Cena zł 32.—

http://rcin.org.pl