

JAN CZARNEK

Stratygrafia czwartorzędu północnych okolic Koniecpoła nad Pilicą

STRESZCZENIE: W północnych okolicach Koniecpoła wyróżniono dwie trzeciorzędowe powierzchnie gradacyjne, ścinające podłoże górnokredowe. Powierzchnie te zostały rozcięte erozyjnie prawdopodobnie po regresji morza tortońskiego a przed plejstocenem. Na omawionym obszarze nie napotkano utworów starszego plejstocenu. Z okresem zlodowacenia środkowopolskiego wiąże się powstanie trzech serii utworów zastoiskowych, osadów płytkich zastoisk z torfami, poziomu gliny zwałowej i pagórków moren czołowych. Pod koniec zlodowacenia środkowopolskiego nastąpił rozwój zjawisk peryglacjalnych i utworzył się III taras Pilicy. W czasie interglacjalu eemskiego miała miejsce erozja, a następnie akumulacja dolnej partii piasków III tarasu. W czasie zlodowacenia bałtyckiego nastąpiła akumulacja górnej partii piasków III tarasu. Pod koniec tego zlodowacenia uformowały się wydmy na tarasach II i III oraz na obszarach pozadolinnych. Na początku holocenu miała miejsce erozja rzeczna, a następnie odbywała się akumulacja piasków i muł I tarasu. Po utworzeniu się I tarasu, w dolinie Pilicy i w dolinkach jej bocznych dopływów nastąpił rozwój torfowisk.

WSTĘP

Praca niniejsza obejmuje wyniki badań nad czwartorzędem północnych okolic Koniecpoła, przeprowadzonych w miesiącach letnich 1954 r. Badania terenowe i opracowanie zebranych materiałów wykonano w ramach prac magisterskich w Katedrze Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Warszawskiego pod kierunkiem Prof. dr S. Z. Różyckiego.

Teren objęty niniejszą pracą znajduje się na północ od Koniecpoła. Na północnych krańcach badanego obszaru leżą wsie: Turznia, Pagów i Budzów. Południowa granica biegnie przez okolice miejscowości: Łąbędź, Stanisławice i Kuźnicę Grodziską. Powierzchnia omawianego obszaru wynosi około 66 km².

Czwartorzęd okolic Koniecpoła w dotychczasowej literaturze omawiany był tylko ogólnie w pracach przeglądowych, obejmujących większe jednostki regionalne. Pierwsze wzmianki o utworach czwartorzędowych tego obszaru spotykamy w opracowaniu J. Lewińskiego (1912),

oraz w pracy P. Koroniewicza i B. Rehbintera (1913). J. Lewiński wspomina o glinie zwałowej napotkanej w okolicy Koniecpola i o „szarych glinach piaszczystych“, które skłonny jest zaliczyć również do osadów morenowych. P. Koroniewicz pierwszy zwraca uwagę na występowanie moren czołowych na północ od Koniecpola i zalicza je do „dyluwium młodszego“. Do „dyluwium starszego“ zalicza on glinę zwałową, pokrywającą wyniosłości i wyścielającą obniżenia na S od Częstochowy. W spągu gliny zwałowej P. Koroniewicz wydziela „glinę piaszczystą zielonkawą“, lecz nie tłumaczy jej pochodzenia.

J. Samsonowicz w swojej pracy poświęconej zastoiskom lodowcowym nad górną i środkową Wisłą (1922) wspomina o tzw. zastoisku koniecpolsko-przyrowskim, które — jego zdaniem — powstało w wyniku spiętrzenia wód Pilicy i Warty przez krawędź łańcucha L_4 .

W 1922 roku ukazała się praca L. Sawickiego, w której autor ten zalicza moreny czołowe okolic Koniecpola do zlodowacenia środkowopolskiego.

Badania J. Czarnockiego nad stratygrafią plejstocenu Gór Świętokrzyskich (1930) objęły również omawiane okolice. Autor wyróżnia nad zwietrzeliną skał podłoża muły zastoiskowe i twierdzi, że pochodzenie swoje zawdzięczają one deluwiom lessowym. Muły te J. Czarnocki zalicza do zlodowacenia starszego od L_3 , a więc do L_2 .

W 1938 roku V. i K. Milthersi ogłosili wyniki nad rozmieszczeniem przewodnich głazów narzutowych na Nizinie Polskiej. W okolicach Włoszczowej charakterystycznym narzutniakiem jest tzw. brunatny porfir bałtycki. Występowanie tego narzutniaka autorzy ci łączą ze zlodowaczeniem środkowopolskim. Granica zasięgu porfiru bałtyckiego pokrywać się ma mniej więcej z zasięgiem moren czołowych, występujących na północ od Koniecpola.

Niniejsze opracowanie zostało oparte na szczegółowych materiałach uzyskanych z odsłoneń, dwustu kilkunastu płytkich wierceń i z kartowania powierzchniowego.

Pragnę tu złożyć serdeczne podziękowanie Profesorowi Dr S. Z. Różyckiemu za umożliwienie mi wykonania niniejszej pracy i za udzielenie wielu cennych wskazówek w czasie badań terenowych i podczas opracowywania zebranych materiałów.

Dziękuję również Dr H. Ruszczyńskiej-Szenajch za przejrzenie tekstu i za przedyskutowanie niektórych zagadnień, wchodzących w zakres niniejszego opracowania.

PODŁOŻE PRZEDPLEJSTOCENSKIE

Pod koniec okresu kredowego cały obszar synkliny miechowskiej został wynurzony i podlegał działaniu czynników erozyjno-denuwacyjnych w czasie trzeciorzędu. Na zachodnim krańcu synkliny występują

miejscami *piaski* zabarwione intensywnie na kolor *ciemnoczerwony* (Premik 1934, Różycki 1960a). Utwory te nie zostały jeszcze szczegółowo opracowane, jednak nie ulega wątpliwości, że mamy tutaj do czynienia z lądowymi osadami trzeciorzędowymi (Różycki 1960b). W okolicach Koniecpola inwentarz utworów trzeciorzędowych jest bardzo ubogi. Z okresu tego pochodzi częściowo zwietrzelina margli górnokredowych i prawdopodobnie *zielone muły* leżące cienką warstwą bezpośrednio na skałach podłoża. Okres trzeciorzędowy wywarł natomiast niezatarte piętno na rzeźbie tego obszaru. Główne zarysy tej rzeźby, częściowo tylko zmienione w czwartorzędzie (Różycki 1960b), zachowały się do chwili obecnej.

Na północ od Koniecpola, pod utworami czwartorzędowymi leżą miękkie *zielonawe margle* wieku górnokredowego, zawierające dość duży procent drobnych, ostrokrawędzistych okruchów kwarcu i połamanych igieł gąbek. W licznych miejscach, gdzie powłoka utworów czwartorzędowych uległa całkowitemu zniszczeniu, zwietrzelina margli górnokredowych pojawia się na powierzchni terenu. Płytkie kilkumetrowe wiercenia wykonane podczas badań terenowych przebiegały z reguły osady czwartorzędowe i dochodziły do stropu margli. Wzrost miąższości utworów czwartorzędowych stwierdzono jedynie w obrębie doliny Pilicy i na obszarach akumulacji czołowo-morenowej. Różnorodne procesy erozyjne i denudacyjne działające przez cały trzeciorząd i znaczną część czwartorzędu w okolicy Koniecpola sprawiły, że czytelność powierzchni skał górnokredowych jest tutaj w znacznym stopniu utrudniona. *Stare poziomy gradacyjne*, zachowane we fragmentach, są nie tylko porozcinane przez szereg młodszych wcięć erozyjnych, lecz również musiały ulec znacznemu obniżeniu. Na omawianym obszarze wyróżnić można dwa przedplejstocieńskie poziomy gradacyjne:

poziom I — starszy, o wysokości 235—240 m n.p.m.,

poziom II — młodszy, o wysokości 218—222 m n.p.m.

Poziom I zachował się w postaci dwóch fragmentów tworzących ostańce wyspowe, z których pierwszy znajduje się w okolicy Pagowa, a drugi na S od Czechowca. W obu przypadkach mamy do czynienia z płaszczyną margli górnokredowych, nadbudowaną plejstocieńskimi osadami czołowo-morenowymi (fig. 1).

Poziom II znajduje się w okolicy Łęgu Pagowskiego i Grodziska. Poziom ten porozcinany jest młodszymi wcięciami erozyjnymi prawdopodobnie również wieku przedplejstocieńskiego. Strop margli górnokredowych tworzących ten poziom jest częściowo odsłonięty, a częściowo pokryty cienką warstwą piasków czwartorzędowych. Poziom III w starszym plejstocenie przykryty był utworami zastoiskowymi, które następnie uległy rozmyciu, zachowując się jedynie w nielicznych punktach.

Powierzchnie poszczególnych poziomów gradacyjnych w kierunku na S i SW od omawianego terenu, w okolicach Soborzyc, Olbrachcic i Koniecpola Starego, przechodzą bez wyraźnych granic we *wzgórza*.

kredowe. Wzgórza te, tworzące najwyższe wzniesienia skał (podłoża ma N od Koniecpola, osiągają wysokość 252—268 m n.p.m.

Oba omówione powyżej poziomy gradacyjne mogą odpowiadać niższym poziomom stwierdzonym w dorzeczu Przemszy (Lewiński 1914), w dorzeczu górnej Pilicy (Ruszczyńska 1961b) i w południowej części Wyżyny Krakowskiej (Dzikuński 1953), których wiek określono jako trzeciorzędowy przedtortoński.

Omówione poziomy gradacyjne porożcinane są wcięciami erozyjnymi i szerokimi dolinkami, które we wschodniej części omawianego obszaru

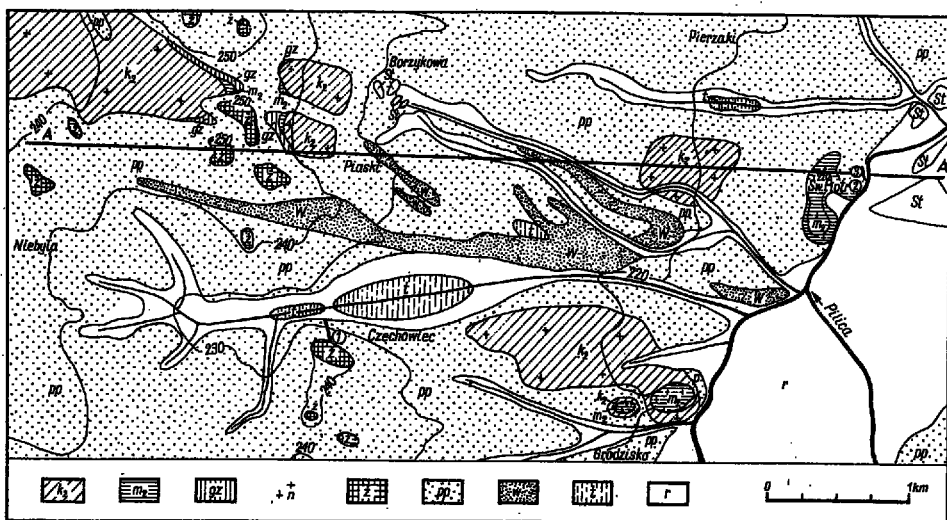


Fig. 1

Mapa geologiczna okolic Borzykowej

Kreda górna: k_2 margle zielonawe. Plejstocen: m_2 szare muły zastoiskowe serii B, gz glina zwałowa dolna, n narzutniaki, z żwiry gliniaste moren czołowych, pp piaski pokrywowe, w piaski wydymowe. Holocen: t torfy, r mady i piaski rzeczne; St stawy; 1, 2, 3 wiercenia; A-A linia przekroju (por. fig. 2)

Geologic map of the vicinity of Borzykowa

Upper Cretaceous: k_2 greenish marls. Pleistocene: m_2 undrained grey silts of series B, gz lower boulder clay, n erratic boulders, z poorly sorted gravels of frontal moraines, pp sands of periglacial weathering, w dune sands. Holocene: t peats, r fluvial silts and sands; St lakes; 1, 2, 3 bore-holes; A-A section line (comp. fig. 2)

ru wyraźnie łączą się z dnem pra-Pilicy, dość głęboko wciętych w margle górnokredowe. Kilkometrowe wiercenia nie przebiły serii osadów czwartorzędowych wyściełających dno Pilicy i końcowe odcinki dolinek bocznych, można jednak stwierdzić, że wcięcie sięga poniżej 205 m n.p.m. Zarówno dno doliny pra-Pilicy jak i dna wspomnianych dolinek pokrywały utwory glacialne, te same których strzępy spotykamy na poziomie

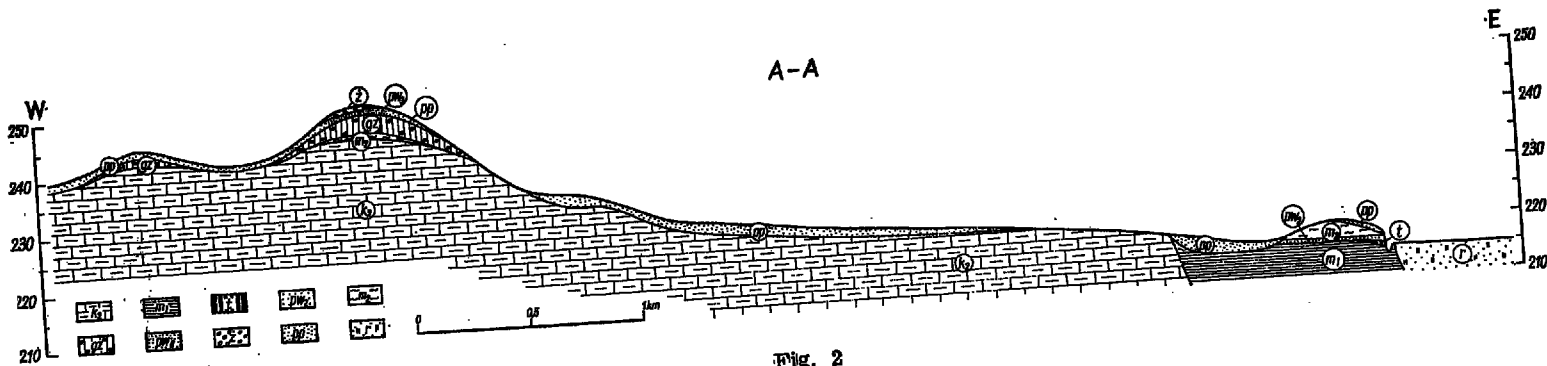


Fig. 2

Przekrój geologiczny przez okolice Borzykowej

Kreda górna: k_2 margle zielonawe. Plejstocen: m_1 muły ilaste zastoiskowe serii A, t warstwa ze szczątkami roślin, pw_2 piaski poziomo warstwowane zastoiskowe serii B, m_2 szare muły zastoiskowe serii B, gw glina zwałowa dolna, pw_3 piaski poziomo warstwowane zastoiskowe serii C, z żwirny gliniaste moren czołowych, pp piaski pokrywowe, r mady i piaski rzeczne

Geologic section through the vicinity of Borzykowa

Upper Cretaceous: k_2 greenish marls. Pleistocene: m_1 undrained clay silts of series A, t bed with plant remains, pw_2 horizontally bedded undrained sands of series B, m_2 undrained grey silts of series B, gw lower boulder clay, pw_3 horizontally bedded undrained sands of series C, z poorly sorted gravels of frontal moraines, pp sands of periglacial weathering, r fluvial silts and fluvial sands

II, oraz starsze od nich plejstocénskie osady zastoiskowe. Mamy tutaj zatem do czynienia z formami erozyjnymi, które powstały przed starszym plejstocenem. Nawiażując do poglądów innych autorów (Klimaszewski 1958, Ruszczyńska 1961b), można przypuszczać, że omówione dolinki i głębokie wcięcie pra-Pilicy są wieku trzeciorzędowego, potortońskiego.

STRATYGRAFIA OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Najstarsze osady czwartorzędowe widoczne są w odsłonięciach lewego brzegu doliny Pilicy, przy wzgórzu które nosi nazwę św. Piotr. Rzeka podcina tutaj ostaniec erozyjny zbudowany z dwóch serii osadów zastoiskowych, przedzielonych serią piaszczysto-mułową, w obrębie której w jednym odsłonięciu napotkano torfy. W dolnej części odsłoneń znajdują się sino-niebieskawe bezwapienne muły ilaste. Wietrzejąc zabarwiają się one na kolor szaro-niebieskawy i rdzawy. Warstwa ta w dostępczej dla obserwacji części charakteryzuje się dużą jednostajnością litologiczną i brakiem warstwowania. W wierceniu sięgającym w głąb tych utworów napotkano przewarstwienia piaszczyste. Miąższość mułów ilastych we wspomnianych odsłonięciach dochodzi do 2,5 m. Wiercenie wykonane u podnóża odsłoneń na poziomie zwierciadła wody w Pilicy, do głębokości 4,5 m utworów tych nie przebiło, a zatem stwierdzona miąższość mułów przekracza 7 metrów. Muły ilaste wraz z przewarstwieniami piaszczystymi stanowią najstarszą poznaną serię osadów zastoiskowych na omawianym obszarze. Dla łatwiejszego rozdzielenia poszczególne serie utworów zastoiskowych oznaczono literami. Warstwę mułów ilastych nazwano *serią zastoiskową „A”*. Kontakt między serią „A” i marglami górnokredowymi nie udało się nigdzie zaobserwować. Na podstawie wywiadów studziennych można jednak sądzić, że w pobliżu granic występowania serii „A” muły leżą bezpośrednio na marglach. Nie wyłącza to jednak możliwości występowania nie znanych dotychczas starszych utworów plejstocénkich pod serią zastoiskową „A” w środkowej części doliny Pilicy. Seria zastoiskowa „A” poza omówionymi odsłonięciami nigdzie na powierzchni nie występuje. Wykonane wiercenia wykazały obecność tej serii pod młodszymi utworami zastoiskowymi na W i S od wzgórza św. Piotr i koło Pukarzowa. Obecność mułów ilastych stwierdzono również niedaleko stąd, w korycie Pilicy i na prawym jej brzegu, pod 3,5-metrową warstwą madowych i piaszczystych osadów tarasu zalewowego. Dalej na E, w kierunku środkowej części doliny Pilicy, kilkumetrowe wiercenia wykonane w utworach holocénkich nie napotkały już osadów serii „A”, które najprawdopodobniej zostały tutaj rozmyte podczas późniejszych kolejnych plejstocénkich cykli erozyjnych. Potwierdzeniem takiej możliwości jest wynik wiercenia wykonanego w dolinie Pilicy, w pobliżu Koniecpola (Lewiński 1912), które nie

przebiło piasków rzecznych do głębokości 11 m poniżej poziomu rzeki. Seria zastoiskowa „A” nigdzie nie wkracza na przedplejstocieńskie poziomy gradacyjne I i II, a jej zasięg ograniczony jest do głębokiego wcięcia pra-Pilicy. Najprawdopodobniej powstała ona w czasie zatamowania odpływu wód Pilicy przez lądolód, który jednak nie dotarł do okolic Koniecpoła. Powierzchnia stropowa serii zastoiskowej „A” w okolicach wzgórza św. Piotr tworzy dość regularną płaszczyznę wznoszącą się na wysokości około 215 m. W obrębie tej powierzchni stwierdzono jednak występowanie *obniżenia*, którego dno znajdowało się na wysokości 213 m. Kształt tego obniżenia oraz obecność piasków skośnie warstwowanych świadczy o jego erozyjnym pochodzeniu. Po utworzeniu się serii „A” miała zatem miejsce erozja rzeczna spowodowana częściowym ustąpieniem lądolodu, co umożliwiło odpływ wód rzecznych na północ. Wcięcie w osady zastoiskowe nie było zbyt duże, co wskazuje na to, że okres erozji mógł przypadać na interglacystadiał.

W obniżeniu erozyjnym stwierdzono występowanie piasków, brunatnych torfów, oraz brązowych mułów i ilów (fig. 3 i 4). Torfy składają się z nagromadzenia silnie sprasowanych szczątków roślinnych. Leżały one bezpośrednio na mułach serii „A”, lub oddzielone były od nich kilkunastocentymetrową warstwą piasków. Torfom towarzyszyły *brązowe muły* i soczewki piasku. Brązowe muły leżały częściowo w spągu i w stropie torfów. Sposób wzajemnego ułożenia wymienionych utworów świadczy o tym, że torfy powstały w czasie krótkiej przerwy w akumulacji brązowych mułów.

Badania terenowe przeprowadzone przez J. Niklewskiego (1966) wykazały, że w głębi wzgórza św. Piotr miąższość torfów redukuje się do kilku centymetrów, natomiast miąższość podścielających je brązowych mułów wzrasta do kilkudziesięciu centymetrów.

Omówione utwory mułowce z torfami mniej więcej do połowy wypełniają obniżenie erozyjne występujące w stropowej powierzchni serii „A”. Poza zasięgiem tego obniżenia nie stwierdzono już obecności torfów, ani brązowych mułów. Mamy tutaj zatem do czynienia z akumulacją zastoiskową w korycie rzeczonym, spowodowaną zbliżeniem się lądolodu i przerwana ociepleniem, w czasie którego rozwinęły się torfowiska. Z badań palynologicznych przeprowadzonych przez J. Niklewskiego (1966) wynika, że w czasie osadzania się brązowych mułów panowało zbiorowisko roślinne typu tundrowego, natomiast w okresie tworzenia się torfów przejściowo wkroczył las sosnowo-brzozowy. Zdaniem tego autora, ocieplenie, w czasie którego nastąpiło wkroczenie lasu, odpowiada krótkiemu wahniemu, rzędu interfaży. Pogląd ten potwierdza ułożenie brązowych mułów z torfami, bowiem w utworach tych nie obserwuje się śladów erozji, która powinna mieć miejsce w czasie wahnienia typu interstadialnego.

Powyżej opisane utwory przykryte są częściowo młodszymi osada-

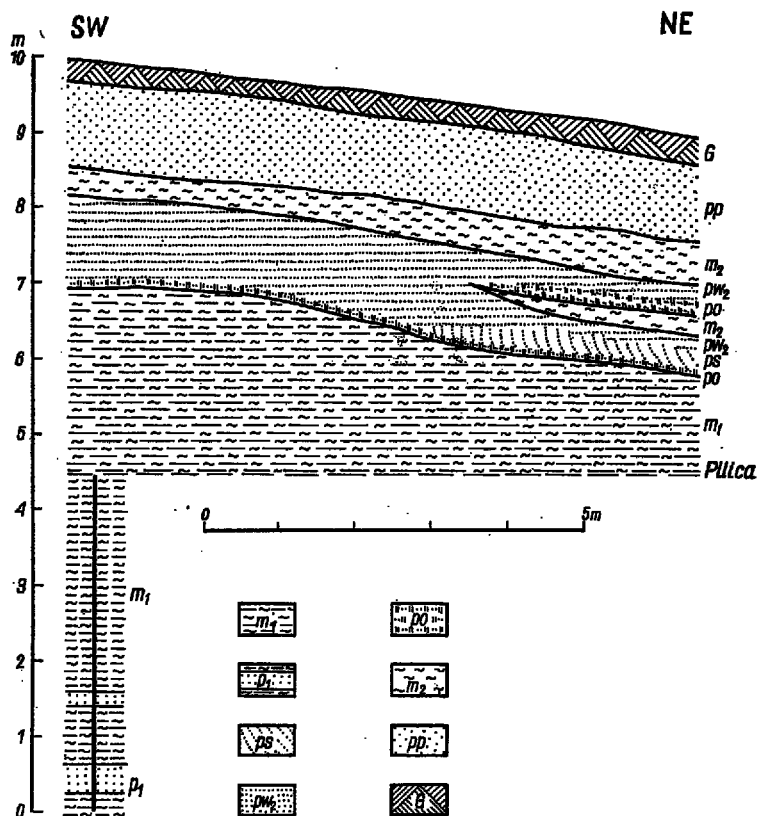


Fig. 3

Odsłonięcie plejstocenijskich utworów w okolicy wzniesienia Św. Piotra

m_1 muły ilaste zastoiskowe serii A, p_1 przewarstwienia piaszczyste w serii A, ps płaski skośnie warstwowane, pw_2 płaski poziomo warstwowane zastoiskowe serii B, po piaski zorsztynizowane, m_2 zastoiskowe szare muły serii B, pp piaski pokrywowe, G gleba

(Pleistocene outcrops in the vicinity of Św. Piotr hill)

m_1 undrained clay slits of series A, p_1 sandy intercalations in series A, ps diagonally bedded sands, pw_2 horizontally bedded undrained sands of series B, po iron podsol, m_2 undrained grey slits of series B, pp sands of periglacial weathering, G soil

m_1 zastoiskowymi, które z kolei w innych miejscach pokrywa glina zwalowa tworząca jeden poziom utworów glacialnych na omawianym obszarze.

W literaturze omawiającej obszary sąsiednie nie ma wzmianki o osadach podobnych do serii zastoiskowej „A”, lub do utworów mułowo-piaszczystych z torfami, zatem nawiązanie do innych badań w chwili obecnej jest niemożliwe.

Na osadach z torfami, lub bezpośrednio na serii zastoiskowej „A” leżą młodsze utwory zastoiskowe, składające się z dwóch warstw szarych mułów rozdzielonych piaskami poziomo warstwowanymi (fig. 5). Jest to seria zastoiskowa „B”, spotykana często na całym omawianym obszarze. Dolny profil tych osadów widoczny jest również w odsłonięciach wzgórza św. Piotr. W północnej części odkrywki, gdzie strop serii „A” nachyla się ku E w stronę Pilicy, widać piaski skośnie warstwowane, nad którymi bezpośrednio leżą piaski poziomo warstwowane. W profilu pio-

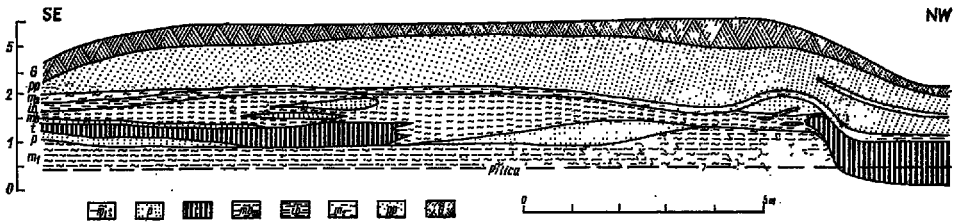


Fig. 4

Odsłonięcie plejstocenijskich utworów z warstwą roślinną, w okolicy wzgórza Św. Piotra

m₁ muły ilaste zastoiskowe serii A, *p* piaski, *t* torfy z kawałkami drewna i gałęzi, *mb* brązowe muły, *tb* ciemnobrązowe ropy, *m₂* zastoiskowe szare muły serii B, *pp* piaski pokrywowe, *G* gleba

Pleistocene outcrops with a plant-bearing bed in the vicinity of Św. Piotr hill

m₁ undrained clay silts of series A, *p* sands, *t* peats with fragments of wood and twigs, *mb* brown silts, *tb* dark-brown clays, *m₂* undrained grey silts of series B, *pp* sands of periglacial weathering, *G* soil

nowym piasków poziomo warstwowanych obserwuje się dość duże zmiany wielkości ziarn. Grubsze frakcje ku górze stopniowo przechodzą w średnie i drobne. Ziarna piasku stopniowo maleją, przechodząc w muły piaszczyste i w czyste muły. W dolnej części serii, w piaskach poziomo warstwowanych, istnieje kilka wyklinowujących się warstewek szarego mułu. Mniej więcej w połowie serii pojawia się grubsza, około 0,5-metrowa warstewka szarych mułów. Wyżej znów powtarzają się piaski poziomo warstwowane o miąższości około 1 m. Serię „B” zamyka warstwa szarych mułów o miąższości 1,5 m. Górna część tych mułów została rozmyta, o czym świadczą ślady niszczenia w stropowej partii warstwy. Ogólna miąższość serii „B” w odsłonięciach wzgórza św. Piotr dochodzi do 2 m. Piaski wchodzące w skład tej serii są czyste, posiadają dobrze obtoczone ziarna o szklistych powierzchniach. Dominującym minerałem jest tutaj kwarc, obok którego występuje nieznaczna domieszka minerałów ciemnych i skaleni. Wśród grubszych frakcji znaleziono ziar-

na granitu o średnicy 0,5—1 cm. Są to pierwsze fragmenty skał pochodzenia skandynawskiego napotkane w utworach czwartorzędowych omawianego obszaru. Nad stropem mułów serii „A“ i nad środkowymi warstewkami mułów serii „B“ piaski uległy orsztyznizacji. Muły mają barwę szarą, posiadają domieszkę drobnych blaszek miki i piasków w spągowych partiach warstw. Na zwietrziałych powierzchniach mułów pojawiają się rdzawe plamy od utlenionych związków żelaza. Piaski poziomo warstwowane, leżące w dolnej części zastoiskowej serii „B“, napotkano jedynie w wyżej omówionych odsłonięciach. Na obszarach wyżej położonych, tj. na przedplejstocenijskich poziomach gradacyjnych I i II, piasków tych nie spotyka się, natomiast często występują szare muły odpowiadające stropowej partii serii „B“, które w kilku miejscach osiągają miąższość do 10 m. Nad mułami tymi spotkano również kilkumetrową warstwę czekoladowych ilów. Z powyższych danych wynika, że seria „B“ pierwotnie osiągała miąższość kilkunastu metrów (lub więcej).

Osady serii „B“ tworzą ciągłe przykrycie nad utworami serii „A“, a poza zasięgiem tej ostatniej leżą bezpośrednio na skałach podłoża. Występują one na różnych wysokościach, od 215 m w dolinie Pilicy do 240 m na I poziomie gradacyjnym. Sposób ułożenia osadów serii „B“ nad brązowymi mułami z torfami wykazuje, że między tymi utworami nie było wyraźnej przerwy sedymentacyjnej. Obie serie powstały zatem w czasie jednej transgresji lądolodu, z tym że seria z torfami utworzyła się w fazie wcześniejszej w obrębie koryta rzeki, a seria „B“ reprezentuje już duże pogłębiające się zastoisko.

Na I przedplejstocenijskim poziomie gradacyjnym, stanowiącym najwyższe wzniesienie skał podłoża na omawianym obszarze, osady zastoiskowe serii „B“ przykryte są gliną zwałową. Wynika stąd wniosek, że zastoisko, w którym osadziły się utwory serii „B“, poprzedzało transgresję zlodowacenia, po którym pozostały utwory glacialne w postaci gliny zwałowej.

Istnieje szereg prac omawiających osady czwartorzędowe synkliny miechowskiej, których autorzy wspominają o osadach podobnych do serii zastoiskowej „B“. W podobnej sytuacji stratygraficznej J. Lewiński (1912) napotkał koło Włoszczowej „szare gliny płaszczyste“ leżące na marglach górnekredowych. Profile podane przez J. Czarnockiego (1930) ze wschodniej części synkliny miechowskiej wykazują duże podobieństwo, zwłaszcza w dolnych partiach, do profilów północnych okolic Koniecpola. J. Czarnocki pisze, że nad zwietrzeliną skał podłoża leżą powszechnie rozwinięte „mułki siwe, szare, lub zielonkawe, czasem ciemno zabarwione, cienko uwarstwione lub bez warstwowania, bezwapienne, miko-we“. Opis ten świadczy o tym, że mamy tutaj do czynienia z utworami bardzo przypominającymi muły serii „B“. J. Czarnocki twierdzi, że są to utwory zastoiskowe zawdzięczające swoje pochodzenie deluwiom les-sowym. Autor ten zwraca również uwagę na fakt, że wtrącenia żwirów

i piasków upodabniają tę serię do skał morenowych i wówczas zachodzi możliwość błędnej interpretacji. Z trudnościami tymi zetknął się zapewne J. Lewiński (1912), który „szare gliny piaszczyste” skłonny był zaliczyć do utworów morenowych. Podobne utwory do mułów serii „B” opisuje również H. Ruszczyńska (1961a) z okolic Sulejowa nad Pilicą. Nad piaskami akumulacji rzecznej, wypełniającymi doliny z okresu Wielkiego Inter-glacjału, H. Ruszczyńska stwierdziła występowanie przeszło 2-metrowej serii szarych mułów ilastych. Utwory te występują w kopalnych dolinach rzecznych, a ich górne partie pokrywają również kopalne poziomy denudacyjne, wytworzone na osadach starszej serii glacialnej. H. Ruszczyńska twierdzi, że seria szarych mułów ilastych świadczy o całkowitym zatamowaniu odpływu wód systemu rzecznego podczas maksymalnego zbliżenia lądolodu jednego ze starszych stadiałów zlodowacenia środkowopolskiego. Seria zastoiskowa „B” z okolic Koniecpola wykazuje wiele wspólnych cech z szarymi mułami okolic Sulejowa. Wydaje się, że akumulacja tych utworów w obu rejonach następowała w bardzo zbliżonych warunkach. Pozycja stratygraficzna wskazuje na powstanie szarych mułów w obu rejonach w czasie tego samego zlodowacenia. Szczegółowe badania, które zostaną wykonane w przyszłości między obu rejonami, wykażą, czy omówione utwory zastoiskowe należą do jednego, czy do dwóch różnych glacystadiałów.

Następnym ogniwiem plejstocenijskim na badanym terenie jest *jasnobrazowa glina zwałowa* leżąca na zastoiskowej serii „B” (fig. 5), a czasem bezpośrednio na marglach górnokredowych. Wykazały to liczne profile wierceń, z których jeden podaję przykładowo:

Otwór nr 191, wieś Piaski, wysokość 239 m n.p.m.

0,0—0,4 m piasek średnioziarnisty pokrywowy;

0,4—4,1 m glina zwałowa ciemnożółta, — HCl;

4,1—4,5 m zielonawa zwietrzeliwa marglu górnokredowego, ++

HCl.

Glina zwałowa składa się z części ilastych przemieszanych z piaskiem i glazikami, z tym że procentowa zawartość glazików nie jest duża. Wśród glazików spotyka się zarówno skały krystaliczne pochodzenia skandynawskiego, jak i skały lokalne jurajskie i kredowe. Glina posiada barwę jasnobrazową lub ciemnożółtą, miejscami zielonkawą i jest całkowicie bezwapienna. Miąższość jej dochodzi do 4,5 m. Na powierzchni gliny zwałowej, w niektórych miejscach zachowały się ślady rozmywania w postaci skupień glazików lub żwiru. Widać to między innymi w przekopie pod Czechowcem (fig. 5) i w odsłonięciu koło wsi Niebyła.

Glina zwałowa zachowała się na najwyższym I poziomie gradacyjnym, tworząc tutaj rozległe płyty, natomiast na pozostałym obszarze została doszczętnie rozmyta. Na płaszczyźnie wzgórza św. Piotr, tworzącego fragment poziomu erozyjnego w dolinie Pilicy, spotyka się narzut-

niaki skał północnych i lokalnych, przeważnie o kilkunastocentymetrowych średnicach; trafiają się również i większe narzutniaki dochodzące do kilkunastu centymetrów średnicy. Według relacji miejscowych gospodarzy, podczas kopania w czasie wojny okopów na wzgórzu natrafiono w stropowej partii szarych mułów na kilka głazów, z których największe posiadały średnicę około 1 metra. Z powyższych faktów wynika, że szare muły zastoiskowe serii „B” w obrębie wzgórza przykryte były utworami morenowymi, które uległy całkowitemu rozmyciu. Ślady tego rozmywania w postaci głazików spotyka się również bezpośrednio na marglach górno kredowych, w obrębie powierzchni II poziomu gradacyjnego (fig. 1 i 6). Rozmywanie gliny zwałowej przypada na okres następujący po stopnieniu lądolodu, ale niszczenie to zapewne rozpoczęło się już w cza-

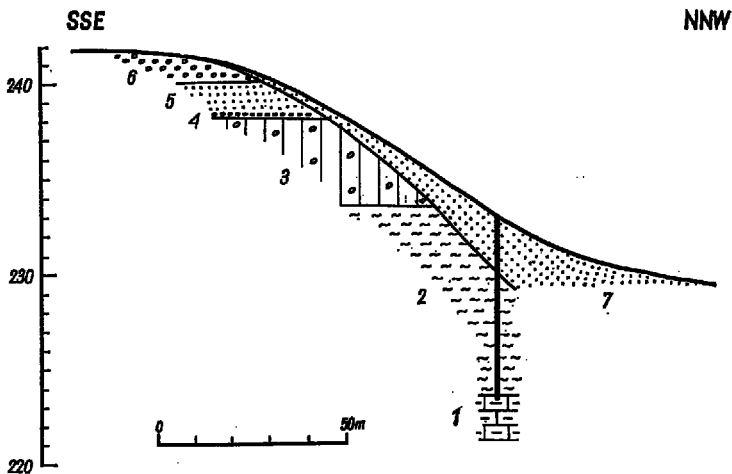


Fig. 5

Profil geologiczny utworów plejstocenijskich pod Czechowcem

Kreda górna: 1 margle zielonawe. Plejstocen: 2 szare muły zastoiskowe serii B, 3 glina zwałowa dolna, 4 bruk, 5 zastoiskowe piaski poziomo warstwowane serii C, 6 żwirzy gliniaste moreny czołowej, 7 piaski pokrywowe

Geologic section through Pleistocene rocks near Czechowice

Upper Cretaceous: 1 greenish marls. Pleistocene: 2 undrained grey silts of series B, 3 lower boulder clay, 4 lag gravel, 5 horizontally bedded undrained sands of series C, 6 poorly sorted gravels of frontal moraine, 7 sands of periglacial weathering

sie deglacjacji, gdy zaczęły spływać z południa spiętrzone wody zastoiskowe. Erozja jaka miała miejsce po deglacjacji nie trwała zbyt długo, nie obserwuje się bowiem głębszego wcięcia Pilicy w tym czasie w starsze plejstocenijskie serie zastoiskowe. Powstał wówczas poziom erozyjny, znajdujący się na wysokości 220—224 m n.p.m., utworzony w stropowej partii serii zastoiskowej „B”.

Na najwyższych wzniesieniach skał podłoża (I poziom gradacyjny) rozrzucone są pagórki zbudowane ze żwirów akumulacji czołowo-morenowej. Żwiry te oddzielone są od gliny zwałowej serią poziomo warstwowanych piasków, średnio- lub gruboziarnistych (fig. 5). Piaski te posiadają dobrze obtoczone ziarna o gładkich i szklistych powierzchniach. Warstwy piaszczyste nachylone są lekko w kierunku północno-wschodnim. Warstwowanie piasków oraz powierzchnie ziarn wskazują na to, że były one osadzone w zbiorniku wodnym. Zbiornik ten utworzył się przed czołem lądolodu, w czasie poprzedzającym osadzenie moren czołowych. Wyżej omówione piaski tworzą najmłodszą serię utworów zastoiskowych na N od Koniecpola. Jest to *seria zastoiskowa „C”* (tab. 1). Akumulacja tej serii trwała dość krótko, o czym świadczy niewielka miąższość piasków, dochodząca tylko do 4 m.

Z okresem trwania zastoiska, w którym osadziły się piaski serii „C”, wiąże się powstanie *struktur obciążeniowych* w obrębie stropowej partii mułów serii „B”. Struktury te występują często w miejscach, gdzie muły nie są pokryte gliną zwało-

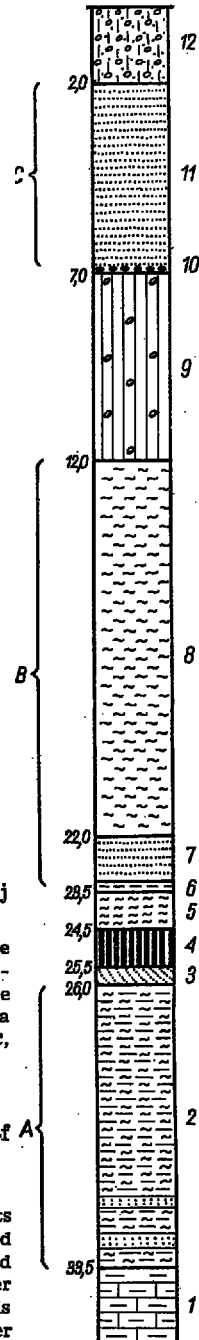
Fig. 6

Syntetyczny profil utworów plejstocenijskich okolic Borzykowej

Kreda górna: 1 margle zielonawe. Plejstocen: 2 muły liaste zastoiskowe serii A, 3 piaski skośnie warstwowane, 4 torfy z kawałkami drewna i gałęzi, 5 brązowe muły, 6 ciemnobrązowe ły, 7 piaski poziomo warstwowane zastoiskowe serii B, 8 szare muły zastoiskowe serii B, 9 glina zwałowa dolna, 10 bruk, 11 zastoiskowe piaski poziomo warstwowane serii C, 12 żwiry gliniaste moren czołowych i glina zwałowa górna

Synthetic section through Pleistocene rocks of the vicinity of Borzykowa

Upper Cretaceous: 1 greenish marls. Pleistocene: 2 undrained clay silts of series A, 3 diagonally bedded sands, 4 peats with fragments of wood and twigs, 5 brown silts, 6 dark-brown clays, 7 horizontally bedded undrained sands of series B, 8 undrained grey silts of series B, 9 lower boulder clay, 10 lag gravel, 11 horizontally bedded undrained sands of series C, 12 poorly sorted gravels of frontal moraines and upper boulder clay



wą, natomiast pod gliną nigdzie na nie nie natrafiono. Wiąże się to zapewne z brakiem warstw piaszczystych w stropowej partii serii „B” w okresie jej powstawania. Piaszki były natomiast akumulowane na szarych mułach w czasie tworzenia się serii „C”, wówczas też w środowisku wodnym zaistniały warunki do powstawania zaburzeń typu obciążeniowego.

Na piaskach serii „C” leżą, wyspowo rozrzucone, wspomniane wyżej *pagórki moren czołowych*. Moreny te w niektórych przypadkach są dość płaskie, miejscami jednak tworzą wyraźniejsze formy w postaci stożkowych kopuł. Pagórki morenowe zbudowane są ze żwirów gliniastych, zawierających znaczną ilość piasku gliniastego. Stropowe partie żwirów bywają czasem przemyte, wówczas domieszka cząstek ilastych jest mniejsza. Ułożenie żwirów jest bezładne, niekiedy zaznacza się wśród nich słabe warstwowanie. Głaziki wchodzące w skład żwirów rzadko przekraczają 10 cm średnicy. Wyróżniono wśród nich następujące skały pochodzenia lokalnego: pasiaste krzemienie jurajskie, piaskowce albskie i zsylikowane wapienie jurajskie. Znalaziono również skały pochodzenia skandynawskiego, jak granity, porfiry i zwietrzałe gnejsy. Wśród narzutniaków przeważa materiał pochodzenia północnego. Stopień zwietrzenia narzutniaków wchodzących w skład moren czołowych jest dość znaczny. Niemal całkowitemu zwietrzeniu uległy gnejsy i łupki krystaliczne, silnie zwietrzałe są również granity. Na wielu narzutniakach widoczne są ślady szlifu eolicznego. Cała seria żwirowo-gliniasta jest zupełnie bezwapienna; towarzyszą jej niekiedy strzępy gliny zwałowej, często przemytej. Z osadzaniem się moren czołowych związane jest *niszczenie* utworów serii „B”, które doprowadziło do powstania *ostańców* w okolicach Grodziska i św. Piotra. Związek między działalnością wód roztopowych lodowca i powstawaniem ostańców podkreślony jest formami tych ostatnich wydłużonymi w kierunku z W na E, a więc od strony moren czołowych. Kierunek ten jest prawie prostopadły do biegu Pilicy, a więc nie ma nic wspólnego z erozyjną działalnością tej rzeki.

Rozmieszczenie pagórków czołowo-morenowych i ślady odpływu wód roztopowych lodowca pozwalają na ogólne scharakteryzowanie przebiegu zjawisk, jakie towarzyszyły powstawaniu tych form. Lodowiec nasunął się od północnego zachodu i oparł się na wzniesieniach skał podłoża, usypując pagórki morenowe na I poziomie gradacyjnym. Odpływ wód roztopowych miał wówczas miejsce na wschód, w kierunku doliny Pilicy. Niewielkie rozmiary pagórków czołowo-morenowych oraz fakt nie zachowania się poziomu gliny zwałowej przynależnej do tych moren świadczą o tym, że pokrywa nasuwającego się lodowca nie była duża. Prawdopodobnie był to jezioro lodowcowy, który po usypaniu pagórków czołowo-morenowych rozpadł się na bloki martwego lodu. Przemawia za tym fakt istnienia śladów rozmywania starszych utworów plejstocénskich po wewnętrznej stronie moren czołowych, tj. na zachód od nich. Wystę-

Tabela (Chart) 1
Stratygrafia czwartorzędu północnych okolic Koniecpola
Quaternary stratigraphy of the northern vicinity of Koniecpol

Wiek	Utwory geologiczne i fakty geomorfologiczne		Przebieg procesów		
	na wyższych poziomach gradacyjnych	w dolinie Pilicy	na wyższych poziomach gradacyjnych	w dolinie Pilicy	
Holocen	Torfy na tarasie I dolinek bocznych Piaski i namuły w dolinkach bocznych Wcięcia dolinek bocznych w utwory serii „B” lub do skał podłoża	Słabe wcięcie rzeki w taras I Torfy na tarasie I Piaski i mady tarasu I Wcięcia rzeki w utwory serii „B” i „A”	Rozwój torfowisk Akumulacja w dolinkach bocznych Erozja w dolinkach bocznych	Erozja 2—4 m poniżej powierzchni tarasu I Akumulacja rzeczna Erozja do poziomu poniżej 210 m n.p.m.	
Zlodowacenie bałtyckie G IV	Wydmy i pola piasków eolicznych Piaski tarasu II w dolinkach bocznych	Wydmy na tarasach III i II Górne partie piasków tarasu II	Akumulacja eoliczna Akumulacja rzeczna		
Interglacjał eemski Intgl. III/IV	Niszczenie utworów starszych	Dolne partie piasków tarasu II Wcięcie rzeki w utwory serii „B”	Denudacja	Akumulacja rzeczna Erozja do poziomu 214—216 m n.p.m.	
Zlodowacenie środkowopolskie G III	Glacystadią G III+1 — G III+3	Piaski pokrywowe Struktury spływowo w stropowych partiach mułów serii „B”	Piaski tarasu III	Procesy peryglacialne Akumulacja rzeczna	
	Interglacystadią G III max./+1	Niszczenie utworów starszych	Wcięcie rzeki w utwory serii „B”	Denudacja Erozja do poziomu 216—218 m n.p.m.	
	Glacyfaza G III max.+a	Żwiry czołowo-morenowe, piaski z głazikami Struktury obciążeniowe w stropowej partii serii „B” Piaski poziomo warstwowane (seria „C”)	Ostańce wyspowe	Oscylacyjne nasunięcie lądolodu Akumulacja czołowo-morenowa i fluwio-glacialna Zbliżanie się lądolodu — krótkotrwała akumulacja zastoiskowa	
	Interglacyfaza G III max./+a	Głaziki na przemytym stopie gliny zwałowej	Głazy i żwiry na utworach serii „B”	Denudacja Erozja do poziomu 220—224 m n.p.m.	
	Glacystadią G III max.	Gлина zwałowa jasnobrazowa Muły szare Piaski poziomo warstwowane	Seria „B” Górne muły brunatne	Topnienie lądolodu Zbliżanie się lądolodu — akumulacja w głębokim zastoisku Akumulacja w płytkim zastoisku	
	Interglacyfaza G III max.—a	Niszczenie osadów starszych	Torfy	Denudacja	Spylenie i osuszenie zastoiska — rozwój roślinności
	Glacyfaza G III max.—a	Niszczenie osadów starszych	Dolne muły brunatne	Denudacja	Zbliżanie się lądolodu — akumulacja w płytkim zastoisku
	Interglacystadią G III—1/max.	Niszczenie osadów starszych	Piaski drobno- i średnioziarniste, skośnie warstwowane Wcięcie rzeki w muły serii „A”	Denudacja	Akumulacja rzeczna Erozja do poziomu 213 m n.p.m.
	Glacystadią G III—1	Niszczenie osadów starszych	Muły ilaste sinoniebieskawe (seria „A”)	Denudacja	Zbliżanie się lądolodu — akumulacja zastoiskowa
	Wielki Interglacjał Intgl. II/III	Niszczenie osadów ze zlodowacenia krakowskiego	Pogłębienie przedczwartorzędowej doliny	Denudacja	Erozja
Zlodowacenie krakowskie G II	Osady rozmyte?	Osady nieznanne	Pokrycie lądolodem		
Trzeciorząd (po górnej kredzie)	Dna dolinek bocznych	Dno doliny przedczwartorzędowej	Długi okres erozji i denudacji		
	Poziom gradacyjny II		Wcięcia erozyjne, rozcinające starsze poziomy	Erozja do poziomu poniżej 205 m n.p.m.	
	Poziom gradacyjny I		Erozja i denudacja do poziomu 218—222 m n.p.m.	Erozja i denudacja do poziomu 235—240 m n.p.m.	

CZWARTORZĘD

Plejstocen

Zlodowacenie środkowopolskie G III

pują tam wyraźne ślady odpływu wód, które wykorzystywały konfigurację stropu margli górnokredowych. Odpływ tych wód, przed zorganizowaniem się w poszczególne potoki, odbywał się na szerokich powierzchniach, rozmywając często doszczętnie glinę zwałową i znajdujące się pod nią muły serii „B”.

Moreny czołowe występujące na N od Częstochowy i na S od Rądomska (w ich liczbie również moreny czołowe położone na N od Koniecpola) zaliczano do maksymalnego stadium zlodowacenia środkowopolskiego (Koroniewicz & Rehbindler 1913, Sawicki 1922, Milthers 1938). W odniesieniu do opisanych moren czołowych z okolic Koniecpola istnieje jednak szereg danych, przemawiających przeciwko takiemu pogładowi. Przede wszystkim nie ma podstaw do zaliczania moren czołowych i leżącej pod nimi gliny zwałowej do dwóch różnych zlodowaceń, natomiast wszystko przemawia za tym, że utwory te powstały w czasie jednego zlodowacenia. Między gliną zwałową i morenami czołowymi nie ma bowiem osadów lub śladów istnienia odpowiednio silnej fazy erozyjnej, która by wskazywała na rozdzielenie czasu powstania tych utworów okresem interglacjalnym. Okres rozmywania gliny zwałowej w dolinie Pilicy oraz akumulacji piasków serii „C” prawdopodobnie nie odpowiadał nawet interstadiu, a tylko interfazie. Moreny czołowe okolic Koniecpola nie wyznaczają zatem maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego, a przynależą jedynie do jednej z jego faz recesyjnych. Za taką interpretacją przemawia również fakt, że są to formy stosunkowo małe, a ponadto nie posiadają przynależnego im poziomu gliny zwałowej. Większy zasięg od moren czołowych posiada leżąca pod nimi glina zwałowa i ona prawdopodobnie należy do stadia zlodowacenia środkowopolskiego, którego zasięg był maksymalny. Za przynależnością tej gliny do zlodowacenia środkowopolskiego, a nie do krakowskiego, przemawiają następujące fakty: jest ona stosunkowo dobrze zachowana, mimo że na przeważającej części obszaru jej występowania pokryta jest jedynie cienką warstwą piasków, a miejscami odsłania się na powierzchni terenu; nie posiada zaburzeń glacytektonicznych, które prawdopodobnie wystąpiły w sąsiedztwie czoła transgredującego lądolodu; nie przechodzi ona w poziomy gwałowo-żwirowy tak jak to najczęściej ma miejsce przy glinie zwałowej ze zlodowacenia krakowskiego.

W interglacystadiach, jakie miał miejsce po usypaniu moren czołowych, zaznacza się *faza erozyjna*, która w mułach serii „B” dotarła do poziomu 216—218 m, tworząc cokolwiek erozyjny III tarasu Pilicy.

W następnych glacystadiach zlodowacenia środkowopolskiego miała miejsce *akumulacja III tarasu*, który występuje w okolicach Kuźnicy Grodzkiej i Oblasów. Wysokość względna tego tarasu wynosi 6—8 m. Zbudowany on jest ze średnioziarnistych przemytych piasków o miąższości 2—6 metrów. III taras wyraźnie wykształcony jest na prawym brzegu Pilicy, tworząc tutaj płaskie rozległe powierzchnie. W czasie two-

zenia się III tarasu, poza doliną Pilicy, w obrębie nachylnego stropu mułów serii „B” powstały *zaburzenia typu soliflukcyjnego*. Występują one w formie spływowych przemieszczeń niektórych wcześniej utworzonych struktur obciążeniowych.

W tym czasie, w strefie peryglacialnej, zostały również przerobione piaski pokrywające znaczną część badanego obszaru poza doliną. Próbkki tych piasków pod binokulem wykazują obecność zarówno ziarn dobrze obtoczonych, jak i ostrokrawędzistych. Niemal wszystkie powierzchnie ziarn są lekko zmatowiałe. W próbkach zaobserwowano również dużą domieszkę frakcji pyłowej. Podobne piaski opisuje J. Dylák (1953) ze środkowej Polski i zalicza je do tzw. utworów pokrywowych, przerobionych w strefie peryglacialnej. *Piaski pokrywowe* okolic Koniecpola nie wykazują śladów warstwowania, co jest jeszcze jedną cechą utworów pokrywowych. W ich skład wchodzi niewątpliwie zmienione piaski zastoiskowe serii „C”, piaski zwałowe związane ze strefą czołowo-morenową oraz piaski fluwioglacjalne. Tym ostatnim mogą odpowiadać piaski pokrywowe zawierające większą ilość głazików, występujące w strefie około 200 m na E od moren czołowych.

Piaski tarasu III rozcięte są erozyjnie do poziomu 214—216 m n.p.m. Poziom ten stanowi *cokół II tarasu* Pilicy, który prawdopodobnie powstał w interglacjale eemskim. Pod koniec tego interglacjalu nastąpiła akumulacja *dolnej partii piasków II tarasu*. Akumulacja *górnjej partii piasków* tego tarasu miała miejsce już podczas następnego zlodowcienia i spowodowana była podniesieniem podstawy erozyjnej podczas transgresji lądolodu. Powierzchnia II tarasu posiada wysokość względną 3—4 metrów. Taras II występuje na lewym brzegu Pilicy w okolicach Pukarzewa, Pierzaków i Grodziska, oraz na prawym brzegu w okolicy Kuźnicy Grodziskiej. Pod koniec zlodowacenia, w okolicach Koniecpola miała miejsce silna działalność eoliczna. Piaski pokrywowe były w tym czasie wywiewane z jednych miejsc i osadzone na dalszych obszarach, przeważnie tam, gdzie poziom wód gruntowych występował dość płytko pod powierzchnią terenu. Łuki wydymowe stroną dowiatrową skierowane są na NW, a więc główny kierunek wiatrów miał miejsce z NW na SE. Wysokość względna wałów wydymowych dochodzi do 15 m. Wydmy tworzyły się zarówno na tarasach III i II, jak i na obszarach pozadolinnych.

Na początku holocenu miała miejsce *erozja* rozcinająca plejstocenske serie zastoiskowe do poziomu poniżej 210 m n.p.m. Później nastąpiła *akumulacja piasków i mad* rzecznych budujących *I taras* Pilicy, który jest tarasem zalewowym. Mady mają barwę szarą lub niebieskawą, ich miąższość w wielu miejscach przekracza 2 m. Piaski cechują się różnym uziarnieniem, od drobnych do gruboziarnistych. Zarówno mady jak i piaski I tarasu posiadają domieszkę rozkruszonej substancji organicznej. Utwory madowe leżą przeważnie na piaskach rzecznych, lecz spotyka się również wkładki mad w obrębie czystych piasków. Na osa-

dach rzecznych I tarasu spotyka się również *torfy*. Występują one zarówno w dolinie Pilicy, jak i w bocznych jej dopływach. W holocenie powstały także *namuły* wyścielające dna dolinek bocznych. Obecnie Pilica wcięta jest 2—3 m w osady I tarasu.

ZARYS PALEOGEOGRAFII

Pod koniec górnej kredy morze ustąpiło z całego obszaru synkliny miechowskiej. Od tej chwili rozpoczyna się denudacja wynurzonych w okolicach Koniecpola margli górnokredowych i jednocześnie rozpoczyna się erozyjna działalność rzeczna. Denudacja i erozja działały tutaj ze zmienną siłą przez cały okres trzeciorzędowy.

Przed tortonem powstały dwa poziomy gradacyjne (tab. 1), których fragmenty zachowały się w okolicach Borzykowej. Po tortonie a przed plejstocenem miało miejsce ożywienie działalności erozyjnej, w czasie której nastąpiło wyraźne uformowanie się dolin przedplejstocenijskich wraz z szeroką doliną pra-Pilicy. Główne rysy rzeźby trzeciorzędowej zachowały się do dnia dzisiejszego, a transgresje lądolodów plejstocenijskich tylko w małym stopniu zdołały zmienić pierwotne ukształtowanie powierzchni skał podłoża.

W północnych okolicach Koniecpola nie napotkano osadów pochodzących ze starszego plejstocenu. Według danych z literatury, utwory glacialne z okresu zlodowacenia krakowskiego tworzą wyraźne poziomy w północnej części synkliny miechowskiej (Ruszczyńska 1961b). Na wyższych poziomach gradacyjnych okolic Koniecpola utwory te zostały całkowicie zniszczone, zapewne głównie w czasie Wielkiego Interglacjału. W dolinie Pilicy dotychczas nie wykonano głębszych wierceń, które mogłyby stwierdzić ewentualne występowanie tych osadów pod młodszymi seriami czwartorzędowymi.

Poszczególne ogniwa stratygraficzne czwartorzędu w dalszym ciągu niniejszego opracowania zostaną podane w nawiązaniu do jednostek podziału plejstocenu, oraz schematu stratygraficznego czwartorzędu stosowanego dla Polski Środkowej przez S. Z. Różyckiego (1961, 1964).

Powierzchnia terenu w okolicach Koniecpola wznosi się w kierunku S, E i W, natomiast opada ku N. Taki kształt powierzchni stwarzał dogodne warunki do powstawania zastoisk podczas kolejnych faz nasuwania się lądolodów z północy. Najstarsze poznane osady zastoiskowe (seria „A⁴”) związane są z glacystadiałem poprzedzającym maksymalny zasięg zlodowacenia środkowopolskiego (G III—1). Seria tych utworów osadziła się w dolinie pra-Pilicy. Zasięg zastoiska docierał wówczas po okolice Koniecpola, lądolód pozostawał jednak na północ od omawianego obszaru.

W czasie interstadiału G III—1/max., jaki nastąpił po częściowym ustąpieniu lądolodu, w dolinie Pilicy nastąpiło kilkumetrowe wcięcie ero-

zyjne w utwory zastoiskowe, a następnie miała miejsce krótkotrwała akumulacja piasków rzecznych.

Ponowne zbliżenie się lądolodu doprowadziło do powstania w korcie rzeki płytkiego zastoiska, w którym osadziły się brązowe muły, zawierające pyłki roślin znamionujących zbiorowisko typu tundrowego. Dolna część tych mułów utworzyła się w glacyfazie G III max.—a. Z niewielkim ustąpieniem lądolodu, rzędu interfazy (G III max./—a), wiąże się częściowe osuszenie zastoiska. W zagłębieniach rozwinęły się torfowiska, a w ich sąsiedztwie rósł rzadki las sosnowo-brzozowy. Roślinność ta wkrótce znów ustąpiła tundrze, w czasie ponownego zbliżenia się lądolodu. Nad torfami osadziły się wówczas brązowe muły i ility, częściowo wyrównujące wcięcie spowodowane erozją interstadialną. Konsekwentna transgresja lądolodu, jaka wówczas nastąpiła, doprowadziła do utworzenia się dużego, pogłębiającego się zastoiska. W zastoisku tym osadziły się początkowo piaski poziomo warstwowane, a następnie szare muły, akumulowane zarówno w dolinie Pilicy, jak i na przedplejstocześkich poziomach gradacyjnych (seria „B”).

Na szare muły zastoiskowe nasunął się lądolód, który po okresie deglacjacji pozostawił po sobie glinę zwałową znaczącą maksymalny zasięg zlodowacenia środkowopolskiego (G III max.). Spływające w czasie topnienia lądolodu wody zastoiskowe, oraz następująca po tym w interglacyfazie G III max./+a erozja rzeczna doszczętnie zniszczyły osadzoną w dolinie Pilicy glinę zwałową, pozostawiając jej rezydua na powierzchni częściowo rozmytych utworów zastoiskowych serii „B”.

Podczas oziębienia, jakie miało miejsce w czasie recesji lądolodu, na krótko utworzyło się zastoisko, a następnie od północnego zachodu nasunął się jezior lodowcowy, który w okolicach Borzykowej oparł się na wzniesieniach skał podłoża kredowego. W czasie deglacjacji, jaka nastąpiła w glacyfazie G III max.+a, utworzyły się pagórki moren czołowych w okolicach Pagowa, Sadów, Borzykowej i Czechowca. Spływające wówczas w kierunku doliny Pilicy wody roztopowe lodowca intensywnie niszczyły osadzone uprzednio utwory plejstocześskie, odsłaniając na znacznych powierzchniach margle górnokredowe. Blżej doliny Pilicy, gdzie miąższość starszych utworów zastoiskowych była większa, utworzyły się w tym czasie ostańce erozyjne.

Pagórki moren czołowych są ostatnim utworem glacialnym na omawianym obszarze. Dalsze fazy recesyjne zlodowacenia środkowopolskiego oraz fazy zlodowacenia bałtyckiego powodowały już tylko rozwój zjawisk peryglacialnych oraz zmiany w działalności erozyjnej i akumulacyjnej rzeki Pilicy.

W czasie interglacystadiu G III max./+1, jaki miał miejsce po utworzeniu się moren czołowych, nastąpił okres erozji rzecznej, która w obrębie mułów zastoiskowych serii „B” utworzyła poziom stanowiący cokol III tarasu.

W końcowych glacystadiach zlodowacenia środkowopolskiego (G III+1 — G III+3), podczas zatamowania dolin rzecznych przez łądół, osadziły się piaski III tarasu. Taras ten jest szczególnie dobrze widoczny na prawym brzegu Pilicy. Równocześnie poza doliną Pilicy, w stropowych partiach mułów zastoiskowych powstały wówczas w strefie peryglacialnej struktury spływowe.

Po zlodowaceniu środkowopolskim nastąpił interglacjał eemski (Intgl. III/IV), w czasie którego miała miejsce erozja rzeczna, powodująca powstanie poziomu erozyjnego stanowiącego cokolwiek II tarasu. Pod koniec interglacjału rozpoczęła się akumulacja piasków II tarasu.

Górne partie piasków II tarasu osadziły się podczas podniesienia podstawy erozyjnej na północy Polski, jaka miała miejsce w czasie zlodowacenia bałtyckiego (G IV). W końcowej fazie tego zlodowacenia uformowały się wydmy, często spotykane zarówno na tarasach III i II, jak i na obszarach pozadolinnych.

Na początku holocenu miała miejsce erozja rzeczna, która dotarła do podstawy I tarasu. Po tej erozji nastąpiła akumulacja piasków i muł I tarasu. Na I tarasie rozwinęły się następnie torfowiska, po których pozostały złoża torfów w dolinie Pilicy i w jej bocznych dopływach. Obecnie zaznacza się słabe wcięcie Pilicy w osady I tarasu.

*Katedra Geologii Czwartorzędu
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 6
Warszawa, w październiku 1964 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- CZARNOCKI J. 1930. Dyluwium Gór Świętokrzyskich (Diluvium der Święty Krzyż Gebirge). — Roczn. P.T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 7. Kraków.
- DYLIK J. 1953. O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski (Du caractère périglaciaire de la Pologne Centrale). — Acta Geogr. Univ. Lodz., 4. Łódź.
- DZUŁYŃSKI S. 1953. Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej (Tectonics of the southern part of the Cracovian Upland). — Acta Geol. Pol., vol. 3, nr 3. Warszawa.
- KLIMASZEWSKI M. 1958. Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym (Geomorphological development of the Polish area during the pre-Quaternary time). — Przegląd Geogr., t. 30, nr 1. Warszawa.
- KORONIEWICZ P. & REHBINDER B. 1913. Geologiczne issledowanija w dol lini Gerby-Keleckoj żelaznoj dorogi na učaske Gerby-Konecpol v 1909—11 gg. — Izv. Geol. Komit., t. 32.
- LEWIŃSKI J. 1912. Badania geologiczne wzdłuż drogi żelaznej Herby-Kielce (Explorations géologiques dans la région traversée par le chemin de fer Herby-Kielce). — Spraw. Tow. Nauk. (Warsz., t. 5. Warszawa.
- 1914. Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy (Die diluvialen Ablagerungen und die präglaziale Oberflächengestaltung des Przemszagebietes). — Prace TNW, nr 7. Warszawa.

- MILTHERS V. & MILTHERS K. 1938. Rozmieszczenie niektórych ważniejszych przewodnich narzutniaków skandynawskich na pewnym obszarze Polski (Die Verteilung einiger wichtiger Skandinavischer Leitgeschiebe in Einem Teile Polens). — *Biul. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 5. Warszawa.
- NIKLEWSKI J. 1966. Plejstoceniński profil pyłkowy z okolic KoniecPOLa nad Pilicą (The Pleistocene pollen profile from the vicinity of KoniecPOL on the Pilica). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 16, nr 3. Warszawa.
- PREMIK J. 1934. Budowa i dzieje geologiczne okolic Częstochowy (Über den geologischen Bau und Geschichte der Umgegend von Częstochowa). — *Ziemia Częstochowska*, 1. Częstochowa.
- RÓŻYCKI S. Z. 1960a. Jura górna i kreda oraz zjawiska krasowe w północnej części Wyżyny (Krakowsko-Częstochowskiej). — *Przewodnik XXXIII Zjazdu Pol. Tow. Geol.* Warszawa.
- 1960b. Czwartorzęd regionu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów (Quaternary of the Częstochowa Jura Chain and the adjacent area). — *Przegląd Geol.*, nr 8. Warszawa.
- 1961. The Middle Poland — general presentation. — *Vith INQUA Congress, Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras, part. II, vol. I.* Warszawa.
- 1964. Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu (Système climato-stratigraphique de la division du Pléistocène). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 14, nr 3. Warszawa.
- RUSZCZYŃSKA H. 1961a. Czwartorzęd okolic Tomaszowa Mazowieckiego i Sulejowa nad Pilicą (The Quaternary in the neighbourhood of Tomaszów Mazowiecki and Sulejów on the Pilica river). — *Prace o plejstocenie Polski Środkowej.* Warszawa.
- 1961b. Przedplejstocenijskie powierzchnie gradacyjne i stratygrafia osadów czwartorzędowych w dorzeczu Uniejówki (Pre-Pleistocene denudation-surfaces and the stratigraphy of Quaternary deposits in the Uniejówka basin — Southern Poland). — *Ibidem.*
- SAMSONOWICZ J. 1922. Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą (Deslacs endigués de la période glaciaire sur la Haute et Moyenne Vistule). — *Spraw. P.I.G. (C.-R. Séanc. Serv. Géol. Pol.)*, t. 1, z. 4/6. Warszawa.
- SAWICKI L. 1922. Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej (Über die mittelpolnische Endmoräne). — *Rozpr. Pol. Akad. Um.*, A 61 (ser. III, 21) nr 2. Kraków.

J. CZARNIK

**QUATERNARY STRATIGRAPHY OF THE COUNTRY NORTH
OF KONIECPOL ON THE PILICA (CENTRAL POLAND)**

(Summary)

ABSTRACT: Two Tertiary planes of degradation on the Upper Cretaceous substratum are reported from an area lying north of Koniecpol. These planes were cut due to erosion, probably after the regression of the Tortonian sea but prior to the Pleistocene. No deposits of the older Pleistocene have been found within the area under consideration. The Middle Polish Glaciation is associated with the formation of three series of undrained deposits: from shallow undrained peat lakes a boulder clay horizon and frontal moraine hills. The decline of the Middle Polish Glaciation witnessed the development of periglacial phenomena and the formation of terrace III of the Pilica river. During the Eemian, interglacial erosion set in followed by the accumulation of the lower sands of terrace II. The accumulation of the upper part of terrace II occurred during the Baltic Glaciation. The close of the latter saw the formation of dunes on terraces II and III as well as within areas outside of valleys. Fluvial erosion took place at the beginning of the Holocene, followed by the accumulation of sands and fluvial slits of terrace I. The formation of peatbogs in the valley of the Pilica and its tributary valleys started after the formation of terrace I.

A report is here given on the results of investigation of the Quaternary in the vicinity of Koniecpol (Central Poland). The field work as well as the description of the collected material has been carried on within the scope of investigations in the Chair of Quaternary Geology at the Warsaw University, under the guidance of Professor S. Z. Różycki.

The substratum of Quaternary deposits within the here considered area consists of Upper Cretaceous marls. During the Tertiary they were subject to the action of erosion and denudation. Two pre-Pleistocene planes of degradation have been distinguished on the Upper Cretaceous marls:

the older plane I — 235—240 m a.s.l.,

the younger plane II — 218—222 m a.s.l.

Plane I has persisted as insular remnants, plane II as a large, slightly inclined surface. The latter is traversed by younger erosional incisions which are connected with the deep incision of the pra-Pilica, also probably pre-Pleistocene in age. On comparing the data of other authors, both planes of degradation have been referred to the pre-Tortonian Tertiary, while the deep incision of the pra-Pilica into the substratal rocks is assigned to the post-Tortonian Tertiary.

Strongly eroded Quaternary deposits overlie Upper Cretaceous marls (fig. 1). Glacial deposits belonging to the Cracovian (Mindel) Glaciation have not been encountered in the area under consideration. They were completely degraded within the pre-Pleistocene planes of degradation, probably during the so called Great (Mindel-Riss) Interglacial, while they have never as yet been reported from the Pilica valley. The oldest known Pleistocene deposits are the bluish clay silts (figs. 2 and 5). This constitute a series of undrained deposits connected with the glacial stadial (G III-1) preceding the maximum Middle Polish Glaciation (Riss. Comp. S. Z. Różycki 1961, 1964). These sediments have been deposited in the pra-Pilica valley and did not spread beyond it. During the interstadial G III-1/max., which followed the partial recession of the glacier, a several-metres-deep erosional incision was cut into the undrained bluish silts. After another advance of the glacier, a shallow undrained depression formed in the above incision. Brown silts were deposited there containing pollen of plants from a tundra type of environment. The lower parts of the silts were laid down during the glaciophase G III max.—a. The short lasting recession of the glacier, of the magnitude of an interphase (G

III max./—a), was associated with a partial desiccation of the shallow undrained lake in which peatbogs were formed (fig. 5). The vicinity of the peatbogs is an area sparsely wooded by the pine and the birch (Niklewski 1966). During another advance of the glacier, brown silts again overlaid the peats. The silts contain pollen belonging to plants of the tundra type. The brown silts are overlaid by horizontally bedded sand and grey silts (fig. 2 and 5). These are deposits formed in a large and progressively enlarging undrained depression. They sedimented in the Pilica valley as well as on the pre-Pleistocene planes of degradation. The silts were covered by the advancing glacier, and the boulder clay that was left by it marks the maximum range of the Middle Polish Glaciation (G III max.). The erosion of the boulder clay that occurred towards the end of deglaciation and during the inter-glaci-phase G III max./ + a, resulted in its complete degradation in the Pilica valley where residual pebbles and gravels only were left. Larger sheets of boulder clay have persisted on pre-Pleistocene planes of degradation. During the climatic cooling, at the time of the recession of the glacier, an undrained depression existed for a short period in which horizontally bedded sands were laid down (fig. 6). The glacier tongue then advanced from the north-west, as far as the heights of the Cretaceous substratum. The frontal moraine hills, that formed then indicate the recessional glaci-phase G III max. + a. The frontal moraine hills are the last glacial forms in the area under consideration. The later recessional phases of the Middle Polish (Riss) Glaciation, also the phases of the Baltic (Würm) Glaciation, are responsible only for the development of periglacial processes, and for changes in the erosional and accumulative action of the Pilica river.

During the inter-glaci-stadial G III max./ + 1 which followed the formation of frontal moraines there set in a period of fluvial erosion. Within the undrained silts of the "B" series this erosion resulted in the formation of a horizon that represents the socle of terrace III. Sands of terrace III were deposited during the later glaci-stadials of the Middle Polish Glaciation (G III + 1 — G III + 3) when the glacier had dammed the river valleys. At the same time, beyond the Pilica valley, flow structures connected with the periglacial zone formed in the top parts of undrained silts.

The Middle Polish Glaciation was followed by the Eemian Interglacial (Intgl. III/IV — Riss-Würm), during which fluvial erosion set in and caused the formation of the erosional horizon that represents the socle of terrace III. The accumulation of sands of terrace III began towards the close of this interglacial.

The upper parts of terrace II were laid down during the rise of the erosional base in the north of Poland. This occurred at the time of the Baltic G IV (Würm) Glaciation. Dunes, common on terraces II and III as well as within areas outside the valleys were formed during the final phase of this glaciation.

Fluvial erosion set in at the beginning of the Holocene and reached to the base of terrace I. This erosion was followed by an accumulation of sands and fluvial silts of terrace I, while after the formation of terrace I peatbogs developed on its surface.

*Chair of Quaternary Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 6
Warsaw, October 1964*