

Maria BIELECKA

Warunki geologiczne występowania torfu interstadialnego w okolicy Zaklikowa

WSTĘP

Przy opracowywaniu mapy geologicznej arkusza Zaklików w skali 1:50 000 zebrałam szereg spostrzeżeń odnoszących się do zagadnień czwartorzędu północnej części Niziny Sandomierskiej. Między innymi w dwóch punktach okolic Zaklikowa, a mianowicie we wsi Łążek i we wsi Lipa, znalazłam pokład torfu reprezentującego jeden z młodszych interstadiałów zlodowacenia północno-polskiego. Datowanie wieku tego torfu opiera się na wynikach badań uzyskanych drogą analizy pyłkowej. Materiał pochodzący z Łążka badała K. Mamakowa pod kierunkiem prof. W. Szafera. Torfy z Lipy zostały zbadane w Pracowni Paleobotaniki Instytutu Geologicznego w Warszawie przez J. Dłużakową.

Celem odtworzenia całokształtu geologicznych warunków występowania wspomnianych torfów wykonano kilka wierceń ręcznych, usytuowanych wzdłuż dwóch różnych odcinków. Pierwsza grupa wierceń ustawiona była w poprzek doliny Sanny, gdzie najpierw spostrzeżono kopalny materiał florystyczny. Wiercenia te pozwoliły jedynie na stwierdzenie występowania torfów w obrębie niższego tarasu plejstoceniowego, w pasie szerokości około 200 m. Przykryte są one tutaj kilkumetrowej miąższości pokrywą piasków rzecznych. Nie uzyskano tu jednak danych, które ilustrowałyby stosunek utworów wspomnianego tarasu do innych osadów plejstocenu. Danych tych dostarczyły dopiero wiercenia, ustawione wzdłuż linii przecinającej poprzecznie prawy stok doliny Sanu (fig. 1). Materiały otrzymane z wierceń uzupełniono profilami szybków, wkopów i rowów. Na podstawie poszczególnych profili analitycznych wykreśliłam przekrój poprzeczny przez prawoboczne tarasy doliny Sanu (fig. 2), na którym uwzględniłam w schematycznym ujęciu najważniejsze elementy syntetycznego profilu czwartorzędu okolic Zaklikowa.

Brak odpowiednich materiałów wiertniczych uniemożliwia odtworzenie pełnego profilu holocenu w obrębie najniższych tarasów doliny Sanu. W związku z tym przekrój poprzeczny przez holocenijskie tarasy doliny Sanu jest niekompletny i obejmuje jedynie powierzchniowe fragmenty tarasu madowego, odtworzone na podstawie profili szurfów i wkopów. Pozostałe elementy profilu mogą być opracowane dopiero po wykonaniu odpowiednio usytuowanych otworów wiertniczych.

DANE PALEOBOTANICZNE

W r. 1955 K. Mamakowa wykonała analizę mikroskopową torfu pochodzącego z Łążka Zaklikowskiego. Dostarczony do badań torf reprezentował pełny profil torfowy naturalnego odsłonięcia nad Sanną. Wyniki tych badań w szczegółowszym ujęciu będą osobno publikowane. Tu ograniczyć się więc do zreferowania najważniejszych wniosków.

Analiza pyłkowa wskazuje na wybitną przewagę pyłku sosny (*Pinus*) i brzozy (*Betula*). Udział wierzby (*Salix*) jest znacznie mniejszy, a zupełnie sporadycznie występuje świerk (*Picea*), dąb (*Quercus*), olcha (*Alnus*) i topola (*Populus*).

Analiza makroskopowa dała w wyniku znaczne ilości szczątków modrzewia polskiego (*Larix polonica*) w postaci szpilek, szyszek i łusek nasiennych. Poza tym stwierdzono także orzeszki brzozy *Betula alba* oraz kilka silnie sprasowanych kawałków drewna z zachowaną korą.

Na podstawie diagramu pyłkowego oraz przy uwzględnieniu szczątków makroskopowych K. Mamakowa wyciąga wniosek, że badany torf reprezentuje raczej chłodny okres klimatyczny. W

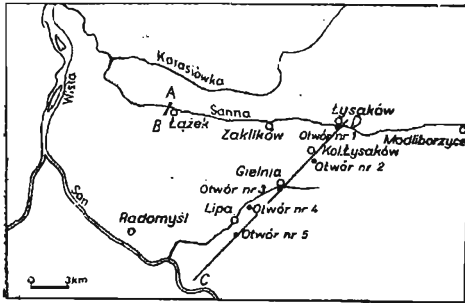


Fig. 1. Rozmieszczenie otworów wiertniczych. A—B — linia otworów wykonanych w Łążku

Distribution of bore-holes. A—B — line of bore-holes at Łązek

diagramie pyłkowym zaznaczają się trzy wyraźne odcinki. Spagowy i stropowy są podobne do siebie składem flory pyłkowej drzew oraz występowaniem dużej ilości roślin zielnych. Są więc one odpowiednikiem okresu klimatycznego chłodniejszego od tego, który reprezentowany jest w diagramie poziomem środkowym, charakteryzującym się wybitną przewagą sosny i małą ilością roślin zielnych. Ponieważ podobne obrazy obserwuje się w późnoglacialnych diagramach pyłkowych, obejmujących interstadiał alleröd, przeto K. Mamakowa przyjmuje, że osad z Łążka Zaklikowskiego można również wiązać z allerödem.

Trzy lata później wykonano analizę pyłkową torfu pochodzącego ze wsi Lipa. We wszystkich dostarczonych do badania próbkach torfu dominują pyłki sosny (*Pinus*), na którą przypada 94,5%. Resztę stanowią pyłki brzozy (*Betula*), świerku (*Picea*) i wierzby (*Salix*).

Torfy z Łążka i Lipy znajdują się w podobnych warunkach geologicznych. Porównanie wyników badań próbek torfu z Lipy z opracowanym przez K. Mamakową diagramem pyłkowym wskazuje na wielką zgodność z jego środkowym odcinkiem, w którym występuje wybitna przewaga pyłku sosny. Przesłanki te stwarzają możliwość paralelizowania obu poziomów torfowych. Rzecz jasna, że na razie brak dostatecznie pewnych dowodów na to, by opisany materiał florystyczny wiązać ściśle tylko z allerödem. Niemniej jednak nic nie stoi na przeszkodzie w przyjęciu możliwości, że opisane torfy reprezentują jeden z najmłodszych intersta-

działów zlodowacenia północno-polskiego. Na to również wskazują przesłanki geologiczne ilustrujące usytuowanie opisanych szczątków florystycznych na tle syntetycznego profilu czwartorzędu okolic Zaklikowa, o czym będzie dalej mowa. Oczywiście byłoby pożądane, aby przypuszczenia te potwierdzone zostały wynikami badań opartych na metodach, które pozwalają określić wiek bezwzględny młodszych osadów plejstocenu.

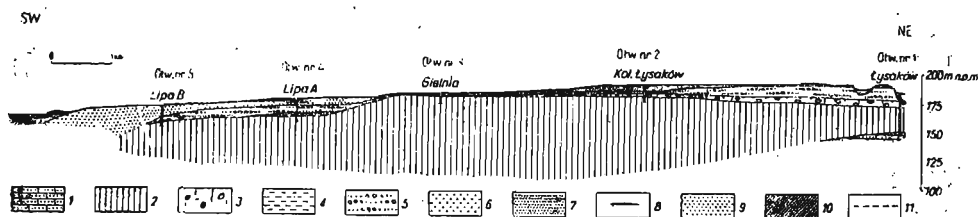


Fig. 2. Przekrój geologiczny przez tarasy na północ od dolnego Sanu
Geological section across terraces situated north of lower San river

Trzeciorzęd: 1 — wapienie detrytyczne, 2 — łzy łupkowe, krakowieckie. Czwartorzęd: 3 — glina zwalowa, 4 — mułki i piaski drobnoziarniste zielonawoszare, 5 — seria piaszczysto-żwirowa, 6 — piaski średnio- i drobnoziarniste z wkładkami mułków i ilów, 7 — piaski akumulacji eolicznej, 8 — torfy allerödu, 9 — piaski i mułki den dolinnych (holocenckich), 10 — mady, 11 — torfy holocenckie w dolinie Sanu

Tertiary: 1 — detrital limestones. 2 — Krakowice shaly clays. Quaternary: 3 — boulder clay, 4 — greenish-grey finegrained silts and sands, 5 — series of sands and gravel, 6 — medium- and finegrained sands with silt and clay intercalations, 7 — sands of eolian accumulation, 8 — Alleröd peats, 9 — sands and silts from valley floors (Holocene), 10 — river silts, 11 — Holocene peats in San valley

DANE Z PIŚMIENNICTWA

Dotychczasowe wiadomości na temat czwartorzędu północnej części Niziny Sandomierskiej pochodzą z końca poprzedniego wieku i pierwszych lat obecnego stulecia. Najważniejszych danych w tym zakresie dostarczył A. M. Łomnicki (1903) w tekście do XV zeszytu Atlasu Geologicznego Galicji. Autor ten opierał się na opisie Rehmana, uzupełnionym własnymi spostrzeżeniami.

Relacje A. M. Łomnickiego są, jak na ówczesny stan badań czwartorzędu, bardzo szczegółowe i wnikliwe. Jednakże od czasu opublikowania omawianej pracy tego autora upłynęło przeszło pół wieku i zakres wiedzy odnośnie do plejstocenu znacznie się rozszerzył. We współczesnej literaturze odczuwa się przede wszystkim brak nowszych danych opierających się na materiale dokumentacyjnym, który umożliwiłby szczegółowe rozpozniowanie czwartorzędu zarówno omawianych okolic, jak i całego regionu. Właśnie założenia podane w niniejszym artykule są pierwszą próbą przedstawienia profilu czwartorzędu północnej części Niziny Sandomierskiej w nowszym ujęciu. Wielką pomocą przy wykonywaniu tego zadania był opublikowany kilka lat temu profil czwartorzędu z doliny Lubaczówki (E. Rühle, 1952). W publikacji tej, po raz pierwszy we współczesnej literaturze czwartorzędowej, zestawiono profil czwartorzędu z terenów Niziny Sandomierskiej. Praca ta, dostarczając materiału porównawczego, stanowi zasadniczy punkt wyjścia do dalszych badań czwartorzędu w tym obszarze.

OPIS PROFILI WIERTNICZYCH

WIERCENIE NR 1

ŁYSAKÓW, DOLINA SANNY

Głębokość w m

- 0÷1,70 — Piasek średnioziarnisty z dużą domieszką ziarn drobnych, z niewielkim procentem ziarn grubszych, żółty
- 1,70÷6,70 — Piasek drobnoziarnisty, zbrylony, jasnożółty, ku dołowi przechodzi w ciemnożółty
- 6,70÷7,60 — Piasek drobnoziarnisty szary z odcieniem zielonawo-żółtym
- 7,60÷12,60 — Gлина zwałowa wapnista barwy seledynowej, w dole ciemnoszara z kawałkami opoki kredowej, skał trzeciorzędowych i okrucami skał krystalicznych pochodzenia północnego; w spągu glina ma charakter wietrzliny ilów krakowieckich
- 12,60÷37,00 — Il łupkowy szary, przewarstwiony ciemnoszarym, u góry piaszczysty, niżej ilasty z przewarstwieniami marglistymi, zawierający szczątki zwęglonych roślin i fragmenty fauny trzeciorzędowej (iły krakowieckie)
- 37,00÷38,20 — Mulek szarozielonawy wapnisty
- 38,30÷39 i niżej — Wapień detrytyczny złożony z obtoczonych okruców drobnych litotamniów, z mialu muszlowego i ziarn kwarcu; litologicznie utwór ten zbliżony jest do detrytycznych wapieni sarmatu dolnego.

WIERCENIE NR 2

ŁYSAKÓW, WYŻSZY TARAS DOLINY SANU

Głębokość w m

- 0÷0,55 — Piasek jasnopomarańczowy, sypki, różnoziarnisty, z przewagą ziarn średnich i drobnych, z niewielką domieszką ziarn kwarcu średnicy 2 mm i drobnych okruców granitu; poszczególne ziarna wykazują znaczny stopień obtoczenia
- 0,55÷2,50 — Piasek żółty drobnoziarnisty z pyłem, sypki
- 2,50÷4,20 — Piasek żółty różnoziarnisty z obtoczonym żwirkiem kwarcu
- 4,20÷6,30 — Piasek żółty, średnio- i gruboziarnisty, z dość gęstym żwirem pochodzenia północnego; średnica otoczków żwirowych od kilku milimetrów do kilku centymetrów
- 6,30÷9,70 — Gлина zwałowa, u góry piaszczysta, z ostrokrawędzistym materiałem krystalicznym w stropie, niżej zwięzła i ilasta, zawierająca liczne okrucy i większe kawałki opoki oraz krzemieni wieku kredowego a także fragmenty skał trzeciorzędowych zniesionych z Wyżyny Lubelskiej
- 9,70÷13,50 — Il bryłowy ciemnoszary, u góry mułowcowy, niżej ilasty, łupkowy; z HCl reaguje słabo (iły krakowieckie).

WIERCENIE NR 3

GIELNIA, WYŻSZY TARAS DOLINY SANU

Głębokość w m

- 0÷1,10 — Piasek jasnożółty, średnioziarnisty, z domieszką grubszych ziarn kwarcu, przemyty
 1,10÷1,50 — Gлина piaszczysta z glazami krystalicznymi, odwapniona
 1,50÷2,50 — Zwiertzelina ilów krakowieckich
 2,50÷7,00 — Il łupkowy jasnoszary, wapnisty (ily krakowieckie).

WIERCENIE NR 4

LIPA A, NIŻSZY TARAS DOLINY SANU

Głębokość w m

- 0÷0,75 — Piasek jasnopomarańczowy, średnioziarnisty, z pyłem, sypki
 0,75÷1,30 — Piasek ciemnopomarańczowy, dość drobny, z pyłem, z niewielką domieszką ziarn średnicy 1 mm
 1,30÷1,80 — Piasek jasnożółty, średnioziarnisty, przemyty
 1,80÷1,90 — Piasek humusowy ilasty
 1,90÷2,30 — Torf ciemnobrunatny, lekki, porowaty
 2,30÷6,00 — Piasek szary, u góry z odcieniem żółtym, ku spodowi przechodzi w jasnoszary średnioziarnisty, przewarstwiony piaskiem zawierającym niewielką ilość ziarn grubszych, przemyty
 6,00÷6,10 — Mułek ciemnoszary, prawie czarny, z humusem, z domieszką ziarn piasku kwarcowego
 6,10÷10,00 — Piasek szary różnoziarnisty przewarstwiony piaskiem drobnoziarnistym, brylującym się; w całym pokładzie piaszczystym licznie występuje materiał żwirowy składający się z ziarn kwarcu, jasnoszarego kwarcytu, lidytu i krzemieni oraz z dużej ilości materiału krystalicznego pochodzenia północnego; wielkość żwiru dochodzi do kilkunastu centymetrów średnicy
 10,00÷11,00 — Piasek popielaty drobnoziarnisty z dużą ilością pyłu, brylujący się
 11,00÷13,20 — Mułek piaszczysty, popielaty, silnie brylujący się
 13,20÷19,00 — Il bryłowy piaszczysty, szary, z przewarstwieniami ilu łupkowego + HCl (ily krakowieckie).

WIERCENIE NR 5

LIPA B, NIŻSZY TARAS DOLINY SANU

Głębokość w m

- 0÷1,00 — Piasek szarożółty, średnioziarnisty
 1,00÷9,00 — Piasek jasnożółty, średnioziarnisty, z domieszką ziarn drobnych, przewarstwiony piaskiem drobnoziarnistym, brylujący się; w stropowej partii piasku obecne są grubsze ziarna kwarcu i skalenia

- 9,00÷13,20 — Piasek jasnożółty różnoziarnisty, zawierający bardzo liczny materiał żwirowy, na który składają się otoczaki kwarcu, kwarcytu, czarnych krzemieni, kostki menilitów, kawałki skał krystalicznych pochodzenia północnego; średnica żwiru od kilku milimetrów do kilku centymetrów; w spągowej partii obecne są fragmenty iłów krakowieckich
- 13,20÷14,20 — Żwir słabo przesegregowany składający się z różnej wielkości kawałków skał krystalicznych północnych oraz z materiału karpackiego
- 14,20÷18,20 — Il bryłowy ciemnoszary, u góry piaszczysty, odwapniony, niżej iłowo-łupkowy, węglanowy (iły krakowieckie).

OPIS PROFILU SYNTETYCZNEGO

Podłoże czwartorzędu okolic położonych na południe od Zaklikowa budują miocénskie iły łupkowe serii krakowieckiej. Górna partia tej serii reprezentuje sarmat dolny. Jak wykazują odsłonięcia naturalne nad Saną w Zaklikowie oraz profile szurfów i wkopów w stropie iłów krakowieckich, w niektórych obszarach znajdują się mułki seledynowe, mikowe lub piaski drobnoziarniste, pylaste, barwy jasnozielonej. Powierzchnia tych utworów odcina się wyraźną linią od nadległej serii czwartorzędowej.

Wiercenia dostarczyły danych dotyczących ukształtowania powierzchni trzeciorzędu. Ogólnie stwierdzić można, że nie jest ona równa. W otworze nr 1, usytuowanym tuż przy krawędzi Wyżyny Lubelskiej, wzniesienie powierzchni trzeciorzędu wynosi 170 m n.p.m. Na tej mniej więcej wysokości utrzymuje się ona w całej strefie przykrawędziowej między Łysakowem a Bałakami. Na przekroju widać, że dalej na południe od otworu nr 1 w powierzchni podłoża zaznacza się lekkie nabrzmienie, wyrażone podniesieniem się jej do wysokości 175 m n.p.m., po czym powierzchnia ta opada znowu nieznacznie w stronę wsi Gielnia. Między Gielnią a Lipą następuje wydatniejsze jej obniżenie, w wyniku którego opada ona do wysokości 150 m n.p.m. i dalej ku południowemu zachodowi pochyła się z wolna do 141 m n.p.m., po czym następuje dalszy jej spadek. Wiercenia wykonane dalej na zachód od linii tego przekroju wskazują na istnienie w podłożu trzeciorzędowym znacznie wyższych deniwelacji, które prawdopodobnie są wynikiem działania przedplejstocénskiej i plejstocénskiej erozji.

W Zaklikowie, w dolinie Sanny, bezpośrednio na powierzchni iłów krakowieckich, są rzadko rozsiane żwiry, złożone z otoczków kwarcu, kwarcytów, ciemnych krzemieni i menilitów. Skład opisywanego żwiru wskazywałby na jego związek z materiałami karpackimi. Nie udało się dotychczas w jakimś profilu zaobserwować bezpośredniego stosunku tego materiału do utworów czwartorzędowych. Fakt, że materiał ten leży wprost na podłożu oraz brak składników pochodzenia północnego pozwala wiązać genezę tych żwirów z preglacialną akumulacją rzek karpackich.

Najstarszym elementem plejstocenu jest tu nięwątpliwie glina zwalowa (fig. 2). W materiale składającym się na jej powłokę rozpoznać moż-

na między innymi wietrzelinę właściwych ilów krakowieckich oraz prze-myte mułki i piaski stanowiące strop trzeciorzędu. Wśród odłamów skal-nych, znajdujących się w glinie bliżej krawędzi wyżyny, fragmenty skał wapiennych wieku kredowego i trzeciorzędowego zyskują przewagę nad materiałem krystalicznym, skandynawskim, którego większe ilości można zauważyć w okolicach położonych dalej na południe, szczególnie w obszarze Gielni, w pobliżu wschodni ilów krakowieckich. Podobieństwo lito-logiczne pewnych fragmentów poziomego morenowego do stropowych muł-ków i piasków podłoża nasuwa niekiedy wątpliwości odnośnie do ich ge-nezy i wieku a także przynależności stratygraficznej. Okruchy skalne w tych partiach są drobne, grubsze natomiast odłamy występują w spągu i w stropie. Ponieważ jednak między tym materiałem a pozostałymi par-tiami gliny zwałowej w kierunku poziomym daje się zauważyć pewną ciągłość sedymentacyjną i ponieważ oba rodzaje osadu odpowiadają sobie zarówno hipsometrycznie, jak i usytuowaniem w terenie, przeto łączą je w jeden poziom gliny zwałowej. Odpowiada ona zapewne zlodowaceniu, w którym lądolód sięgnął najdalej na południe Polski, a zatem południo-wo-polskiemu (Cracovien). Różnicę w charakterze materiału składającego się na pokład gliny zwałowej tłumaczy lokalnym zróżnicowaniem warun-ków w momencie jej osadzania. Mam tu na myśli konfigurację i charak-ter materiału podłoża, a także współdziałanie wód glacialnych. Przema-wiają za tym również niektóre profile znajdujące się w obszarach poło-żonych na zachód od opisywanego przekroju.

Bezpośrednio po glacialu, który pozostawił glinę zwałową, nastąpił okres intensywnego jej denudowania. Sądząc po efektach działania czyn-ników niszczących, musiał to być okres dość długi. Pozostawił on po sobie ślady dwojakiego typu, mianowicie:

- 1) usunięcia z niektórych obszarów powłoki gliny zwałowej i zredu-kowania jej do reliktowych płatów (jakie zachowały się na obszarach wododziałowych, szczególnie w pobliżu krawędzi wyżyny) i residualnych głązowisk leżących bezpośrednio na ilach krakowieckich w obszarach ich wschodni;

- 2) erozji w pradolinie Sanu i wyżłobienia dość głębokiej rynny, która po zniszczeniu gliny zwałowej weszła kilkanaście metrów w głąb ilów łupkowych podłoża.

Z chronologii zdarzeń wynikałoby, że opisane zjawiska nastąpiły w in-terglacjale wielkim.

Następną serię w profilu stanowią piaski warstwowane, różnoziarniste, zawierające dość obficie materiał żwirowy (fig. 2). W jej spągu leżą muł-ki i piaski drobnoziarniste, które rejestrują zahamowanie erozji i początek nowego cyklu akumulacyjnego. W materiale żwirowym serii piaszczystej znajdują się okruchy skał krystalicznych północnych, kawałki skał wa-piennych pochodzących z pobliskiej wyżyny oraz fragmenty materiału karpackiego. Żwiry tej serii pochodzą zarówno z rozmycia gliny zwałowej, jak też z zniszczenia skał, które budują podłożę wyżyn otaczających Nizinę Sandomierską. Akumulacja tej serii musiała przypaść na okres, w którym był duży dopływ produktów wietrzenia mechanicznego. Mogło to nastąpić w czasie zlodowacenia środkowo-polskiego. Południowa Polska znalazła się w tym czasie w strefie peryglacialnej, w której wietrzenie

mechaniczne było bardzo intensywne. Ponadto zabarykadowanie dolin przez czoło lądolodu uniemożliwiło odtransportowanie ku północy znieśionego do kotliny sandomierskiej materiału klastycznego. W rezultacie materiał ten roznoszony był szeroko na boki. W procesie tym współdziałały zarówno wody karpackie, które na obszarze Niziny Sandomierskiej traciły siłę spadku, a z nią i zdolność transportu, jak i wody spływające z wyżyn środkowo-polskich. Jest bardzo prawdopodobne, że współdziałały tu również wody fluwioglacjalne. W końcowym efekcie powstała potężna pokrywa piaszczysto-żwirowa, która zamaskowała wytworzone poprzednio zagłębienia i grubym płaszczem pokryła powierzchnię omawianych okolic. Seria ta odpowiadałaby zatem warstwie C z doliny Lubaczówki (E. Rühle, 1952).

Po okresie akumulacji następuje nowy okres niszczenia. Powierzchnia pokrywy piaszczysto-żwirowej podlega intensywnemu rozmywaniu i żłobieniu. Zaznaczyło się to wzbogaceniem ilości żwiru w stropie tej serii i częściowym odpreparowaniem dawnej doliny Sanu. W niektórych rejonach, np. między Gielnią a Lipą, seria ta w znacznej mierze została zredukowana. Późniejsza denudacja dokonała reszty.

Dalej na południe, w obrębie odpreparowanego częściowo zagłębienia, w następnym etapie działania czynników niszczących, wzmagają się procesy erozji. Zostaje rozcięta mocno już zredukowana pokrywa piaszczysto-żwirowa, a następnie erozja naruszyła strop podłoża czwartorzędu. W efekcie, w dolinie Sanu powstało nowe wcięcie erozyjne, które w następnym okresie uległo zupełnemu zasypaniu.

W odpreparowanym częściowo zagłębieniu, w obrębie tarasu niższego, nad warstwą 5, złożone zostały utwory, które stanowią serię najmłodszego zasypania plejstoceniowego (otwory nr 4 i 5, wieś Lipa). Są to piaski średnio- i drobnoziarniste, aż do frakcji pylastej włącznie (warstwy stropowe), przewarstwione wkładkami mułków i ilów (fig. 2). Materiał żwirowy spotykany jest tu bardzo rzadko i reprezentują go otoczaki mniejszej średnicy. W serii tej, na głębokości 2 m od powierzchni terenu, znajduje się warstwa torfu uznanego przez paleobotaników za odpowiednik jednego z najmłodszych interstadiałów ostatniego zlodowacenia.

Stanowisko paleobotaników znajduje potwierdzenie również w geologicznym usytuowaniu opisanego torfu. Leży on bowiem w stropowych partiach serii piaszczysto-mułkowej, którą można by uznać za odpowiednik zlodowacenia północno-polskiego. Wydzielenie tej serii, jako odpowiednika odrębnego ogniwa plejstocenu, opiera się na przesłankach petrograficznych i morfologicznych, wiek jej natomiast wypływa z następstwa stratygraficznego poszczególnych serii. Piaski te są odmienne od serii żwirowo-piaszczystej zlodowacenia środkowo-polskiego i reprezentują materiał bardziej wyselekcjonowany oraz stanowią pokrywę akumulacyjną niższego tarasu plejstoceniowego. Nie można mieć tylko całkowitej pewności co do tego, jakim fazom glaciału bałtyckiego odpowiadają opisywane utwory. Obecność późnoglacialnych szczątków florystycznych a także morfologiczne usytuowanie całej serii sugerowały, że reprezentuje ona okres regresji lądolodu. Starszych elementów tego glaciału przypuszczalnie należy szukać dalej na południe, w obrębie większych zagłębień erozyjnych podłoża. Oczywiście słuszność tych założeń potwierdzić może dopiero znalezienie interglacialnego materiału florystycznego. Wtedy

będzie można przeprowadzić pełną paralelizację opisywanych utworów z analogiczną serią z doliny Lubaczówki.

W stropie utworów plejstocenijskich znajdują się piaski akumulacji eolicznej. Zarówno w wydmach, jak i w rozległych polach sypkich piasków, nie zawsze pokrytych roślinnością, stanowią ważny składnik litologiczny i krajobrazowy. Częstokroć wypełniają one zagłębienia terenu,

Tabela 1

Kolejność procesów w syntetycznym profilu czwartorzędu Zaklikowa

Wiek	Procesy
Holocen	Akumulacja piasków i mułów tworzących taras zalewowy
	Erozja tarasu madowego
	Akumulacja eoliczna na tarasie madowym i na niższym tarasie plejstocenijskim
	Akumulacja organogeniczna w starorzeczach Sanu
	Akumulacja piasków i mał tworzących taras madowy
	Intensywna erozja w dolinie Sanu i Sanny
	Końcowe etapy plejstocenijskiej akumulacji eolicznej
Zlodowacenie północnopolskie	Wznowienie akumulacji rzecznej na niższych tarasach plejstocenijskich w dolinie Sanu i Sanny
	Akumulacja organogeniczna w dolinie Sanu i Sanny
	Akumulacja rzeczna serii piaszczysto-mułkowej
Interglacjał	Główna faza akumulacji eolicznej
	Początki i główna faza akumulacji rzecznej w dolinie Sanu i Sanny
Masovien II	Odpreparowywanie dawnych form erozyjnych w dolinie Sanu i intensywna erozja podłoża
	Erozja w dolinie Sanny
Zlodowacenie środkowo-polskie	Niszczenie serii piaszczysto-żwirowej
	Akumulacja serii piaszczysto-żwirowej (odpowiednik warstwy C w dolinie Lubaczówki)
Interglacjał	Intensywna erozja w pradolinie Sanu
Masovien I	Niszczenie gliny zwałowej
Zlodowacenie południowo-polskie	Nasunięcie lądolodu — osadzenie gliny zwałowej
Preglacjał	Akumulacja żwirów rzecznych z materiałem karpackim

zacierają rysy morfologii i maskują właściwe tło litologiczne swego podłoża. W wydmach znajdujących się w obrębie wyższego tarasu i na jego peryferiach materiał piaszczysty reprezentowany jest przez różne frakcje ziarn. Rzuca się tu w oczy obecność ziarn grubych średnicy do 2 mm, których ilość dochodzi do kilkunastu procent. Nierzadko spotyka się też drobny żwirek średnicy około 0,5 cm. Skład materiału oraz uziarnienie wykazuje duże nawiązania do gliny zwałowej, jak i do serii żwirowo-piaszczystej (fig. 2). Większe wydmy i pola piaszczyste znajdują się w obrębie wyższego tarasu plejstocenijskiego lub na pograniczu z tarasem

niższym. Wszystkie te fakty przemawiałyby za tym, że ważniejsze wydmy są albo starsze od piasków omówionej pokrywy akumulacyjnej tarasu niższego, albo też w stosunku do niej synchroniczne. Być może, że główne nasilenie wydmotwórczej działalności wiatrów przypadało tu na okres najdalszego zasięgu lądolodu w glacjale północno-polskim. W związku z przesunięciem się ku południowi strefowego układu cyrkulacji atmosfery badany obszar znalazł się w zasięgu wpływów antycyklonu arktycznego, wspomaganego przez wpływy kontynentalne Eurazji. Panującymi były wtedy wiatry północno-wschodnie. Składowa kierunku NE—SW jest dość silnie zaakcentowana w kształtach niektórych wydym. Późniejsze wpływy wiatrów zachodnich, które zyskiwały stopniowo przewagę w czasie recesji lądolodu, przemodelowały istniejące już wydmy i wytworzyły mniejsze formy. Ta druga faza wydmotwórcza przerywana była w interstadiałach, kiedy klimat podlegał bardziej wpływom oceanicznym. W tym ujęciu piaski wydymowe, jako odmienna facja, byłyby utworem synchronicznym z lessami na wyżynie. Do podobnych wniosków doszedł już uprzednio S. Majdanowski w swych rozważaniach na temat klimatycznych warunków tworzenia się wydym (S. Majdanowski, 1958).

W zagłębieniu wyerodowanym w utworach plejstocenijskich złożone zostały osady budujące taras madowy („staro-aluwialna terasa“ Łomnickiego). Są to piaski, pylaste i ilaste utwory madowe oraz torfy zarastające dno staroholocenijskiego koryta Sanu. Na powierzchni tarasu madowego rozwinęły się drobne wydmy reprezentujące najmłodszą, bo holocenijską fazę wydmotwórczą.

Rozcięcie tarasu madowego poprzedziło akumulację utworów, stanowiących obecne dno doliny Sanu.

Następstwo zjawisk, jakie wyłania się przy zestawieniu syntetycznego profilu czwartorzędu opisanych okolic, przedstawia załączona tabela.

WNIOSKI I UWAGI KOŃCOWE

Z podanych materiałów wynika, że w północnej części Niziny Sandomierskiej istnieją relikty gliny zwałowej jednego tylko zlodowacenia. Najprawdopodobniej jest to zlodowacenie południowo-polskie, w którym, jak wiadomo, lądolód sięgnął najdalej na południe Polski.

Zlodowacenie środkowo-polskie reprezentowane jest przez serię piaszczysto-zwirową, na którą składają się osady rzeczne w dolinie Sanu i osady rzeczno-fluwioglacjalno-deluwialne w strefie położonej w pobliżu krawędzi Wyżyny Lubelskiej. Stanowią one zasadniczą pokrywę wyższego tarasu plejstocenijskiego w dolinie Sanu („starodeluwialna terasa“ Łomnickiego) w granicach wysokości względnych 25÷40 m nad poziomem lustra rzeki, ponadto podścielają pokrywę akumulacyjną niższego tarasu plejstocenijskiego w dolinie Sanu.

Odpowiednikiem zlodowacenia bałtyckiego jest seria składająca się z piasków średnio- i drobnoziarnistych, mułków i ilów oraz zawierająca wkładkę torfu interstadialnego. Seria ta buduje pokrywę akumulacyjną niższego tarasu plejstocenijskiego w dolinie Sanu w granicach wysokości względnych od 8 do 20 m nad poziomem lustra rzeki („młododeluwialna

terasa“ Łomnickiego). Z omawianym glaciałem związana jest również geneza większych obszarów piaszczystych akumulacji eolicznej.

Okresy interglacjalne reprezentowane są zatem przez procesy denudacji i erozji.

Podane wnioski w głównej mierze wynikają z przesłanek litologicznych i morfologicznych. Z braku innych, bardziej obiektywnych mierników, przesłanki te są na razie jedyną podstawą do wyciągania wniosków, które do czasu znalezienia obfitszego materiału dowodowego w dużej mierze będą miały charakter założeń. Pełne udokumentowanie przedstawionych tu poglądów wymagać będzie oparcia na materiale florystycznym lub faunistycznym reprezentującym starsze ogniwa plejstocenu.

Świętokrzyska Stacja I. G.
Nadesłano 12 czerwca 1959 r.

PIŚMIENNICTWO

- ŁOMNICKI A. M. (1903) — Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu piętnastego, arkusz Nisko i Rozwadów, p. 4—26 i 75—84. Kraków.
- MAJDANOWSKI S. (1958) — Zagadnienia klimatyczne okresów wydmowych w świetle glacialnych i postglacialnych zmian ogólnej cyrkulacji atmosferycznej w Europie Środkowej. Praca zbiorowa pt. „Wydmyny śródlądowe Polski”, p. 33—48. Warszawa.
- RÜHLE E. (1952) — Przekrój geologiczny doliny Lubaczówki pod Hamernią. Biul. Państw. Inst. Geol., 66, nr 285—294. Warszawa.

Мария БЕЛЕЦКА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ИНТЕРСТАДИАЛЬНОГО ТОРФА В ОКРЕСТНОСТЯХ ЗАКЛИКОВА (САНДОМИРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ)

Содержание

В статье рассматриваются условия залегания интерстадиального торфа представляющего *alleröd*. Пласт торфа находится среди образований аккумуляционного покрова позднплейстоценовой террасы долины Сана. В пределах раннеплейстоценовой аккумуляционной террасы были выделены: 1) валунная глина краковского оледенения, 2) песчанисто-гравиевая серия среднепольского оледенения, 3) пески эоловой аккумуляции балтийского оледенения. Среди голоценовых отложений упоминаются осадки образующие речную террасу: речные пески (речные алевриты), торфы и пески позднеголоценовой эоловой аккумуляции.

Maria BIELECKA

**GEOLOGICAL CONDITIONS OF OCCURRENCE OF INTERSTADIAL PEAT
IN THE REGION OF ZAKLIKÓW (SANDOMIERZ LOWLAND)**

Summary

Within the fluvial deposits of the Zaklików region (Sandomierz Lowland), a peat seam has been encountered which, as indicated by the results of pollen analyses, represents the most recent interstadial, the Alleröd. By shallow test holes drilled in the San valley it became possible to define the totality of conditions in which the interstadial floral material occurs, and to reconstruct a synthetic section through the Quaternary of the northern part of the Sandomierz Lowland. The author distinguishes here the following Pleistocene deposits: 1) boulder clay — Cracovian glaciation, 2) sand-gravel series — Middle Polish glaciation. 3) fine- and medium-grained sands with intercalations of silts and clays, and with a layer or interstadial peat — Baltic glaciation, 4) older sands of aeolian accumulation — Baltic glaciation.

The two first-named types of deposits, together with the sands of aeolian accumulation, form the Upper Pleistocene terrace, raised 25 to 40 m. above the river's water level. The accumulative cover of the Lower Pleistocene terrace, elevated 8 to 20 m. above the San waters, consists of fine- and mediumgrained sands with silt and clay intercalations and with the layer of interstadial peat. Within the range of the floor of the San valley, the author distinguishes deposits of the Older Holocene, forming a silt terrace; these deposits consist of fluvial sands, silts, peats, and sands of the youngest aeolian accumulation. Silts and fluvial sands of Younger Holocene age form the youngest morphological element, i. e. the flood terrace.